

Untersuchung der Auswirkungen des Klimawandels auf die
kinematische Entwicklung von Blockgletschern und die
Entstehung blockgletscherähnlicher Landformen in den Ostalpen:
Erkenntnisse aus der Nutzung historischer und moderner
Fernerkundungsdaten

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades an der Fakultät für Mathematik und Geographie der
Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt

vorgelegt von

M.Sc. Fabian Mark Fleischer
geb. am 02.02.1990
in Fürth

Eichstätt im Juni 2023



Dissertation eingereicht am: 20.06.2023
Datum der Disputation: 19.07.2023
Erstgutachter: Apl. Prof. Dr. Florian Haas
Zweitgutachter: Prof. Dr. Michael Becht

Für meinen Papa Heinrich Fleischer.

"There is a theory which states that if ever anyone discovers exactly what the Universe is for and why it is here, it will instantly disappear and be replaced by something even more bizarre and inexplicable."

Douglas Adams, *The Restaurant at the End of the Universe*

Danksagung

Ich danke von Herzen all denen, die mich bei dieser Arbeit fachlich unterstützt haben und freundschaftlich zur Seite standen. Ich bin unendlich dankbar für die Unterstützung, die ich auf dieser Reise erfahren durfte. Ohne euch wäre diese Dissertation nicht möglich gewesen!

Ein besonderes Dankeschön gilt meine Eltern, die mich immer ermutigt haben, meine Träume zu verfolgen und für mich da waren, wenn ich Unterstützung brauchte.

Zusammenfassung

Diese kumulative Dissertation befasst sich mit den Auswirkungen des Klimawandels auf Hochgebirgslandschaften, insbesondere mit der Morphodynamik und der langfristigen Entwicklung aktiver Blockgletscher im Kaunertal in den Ötztaler Alpen, Österreich. Darüber hinaus liefert die Arbeit am Beispiel des Zwieselbachferners in den Stubai Alpen, Österreich, neue Erkenntnisse über die Entstehung von blockgletscherähnlichen periglazialen Landformen. Diese können durch das Zusammenwirken von Felsstürzen und dem fortschreitenden Abschmelzen von Gletschern unterhalb der Gleichgewichtslinie entstehen.

In dieser Arbeit werden sowohl moderne Fernerkundungstechnologien wie luftgestütztes LiDAR und digitale Luftbilder als auch historische Datenquellen wie analoge Luftbilder, historische Karten und Messdaten verwendet. Durch diese Kombination können Fließgeschwindigkeiten und Höhenänderungen dieser Landschaftselemente über mehrere Jahrzehnte dokumentiert werden. Darüber hinaus ermöglicht dies eine detaillierte Untersuchung der Kinematik von Blockgletschern. Dabei reichen die Analysen auf Einzugsgebietsebene bis ins Jahr 1953 zurück. Für das Fallbeispiel des Inneren Ölgruben Blockgletschers reichen die Untersuchungen sogar bis ins Jahr 1922 zurück.

Es wurde ein allgemeiner Trend in der Blockgletscherkinematik festgestellt, der mit der alpenweiten Beschleunigung seit den 1990er Jahren übereinstimmt. Die Analyse deutet darauf hin, dass dieser Trend hauptsächlich auf den Anstieg der Frühlings- und Sommertemperaturen und das frühere Eintreten des Endes der Schneebedeckung zurückzuführen ist. Dies unterstreicht die Relevanz des gegenwärtigen Klimawandels und seiner Auswirkungen auf die Blockgletscherbewegungen. Die Erkenntnisse, die durch die Erweiterung des Untersuchungszeitraums bis 1922 gewonnen werden konnten, bestätigen diese Annahmen und unterstreichen die Bedeutung kürzerer Warmphasen und der Gletscherüberprägung zum Ende der LIA auf die Kinematik. Unsere Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Entlastung durch Gletscherschmelze und das Abschmelzen von Toteis zu einer erhöhten Wasserverfügbarkeit und zu Veränderungen des Spannungs- und Fließfeldes führen und somit erhöhte Fließbewegungen begünstigen. Die Untersuchung der multidekadischen Blockgletscherkinematik zeigte eine deutliche Variabilität in der Reaktion einzelner Blockgletscher und Blockgletscherloben. Trotz der generellen Beschleunigungstrends seit den 1990er Jahren offenbaren der Zeitpunkt, das Ausmaß und die zeitlichen Maxima der kinematischen Veränderungen eine differenzierte Sensitivität oder Reaktionsdynamik der einzelnen Blockgletscher und Blockgletscherloben gegenüber Schwankungen und Änderungen der externen Einflussfaktoren. Dies weist auf die Bedeutung interner Faktoren für die Kinematik hin und unterstreicht die Komplexität dieser Geosysteme.

Ein weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit ist die Untersuchung der Entstehung und Entwicklung einer blockgletscherähnlichen Landschaftsform, die durch einen Felssturz auf den Zwieselbachferner verursacht wurde. Unsere Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Klimawandel eine entscheidende Rolle bei der Entstehung und Entwicklung solcher Landschaftsformen spielt. Seine Auswirkungen sind insbesondere im Hinblick auf die Gletscherdynamik, den Schutteintrag und die thermische Isolation des darunter liegenden Eises von großer Bedeutung. In unserem Fallbeispiel führt ein Felssturz zur Bildung einer schuttbedeckten Landform mit einem Eiskern, die aufgrund der

unterschiedlichen Abschmelzraten des schuttbedeckten Teils und des umgebenden Gletschers steile Fronten und Flanken aufweist. Die Extrapolation der Eisdickenentwicklung lässt vermuten, dass dieser Teil des Gletschers nach dem vollständigen Abschmelzen des umgebenden Gletschers als periglaziale blockgletscherähnliche Landform erhalten bleibt.

Abstact

This cumulative dissertation deals with the effects of climate change on high mountain landscapes, in particular with the morphodynamics and long-term development of active rock glaciers in the Kaunertal in the Ötztal Alps, Austria. Furthermore, using the Zwieselbachferner in the Stubai Alps, Austria, as an example, the work provides new insights into the formation of rock glacier-like periglacial landforms. These can be formed by the interaction of rockfalls and the progressive melting of glaciers below the equilibrium line.

In this work, both modern remote sensing technologies such as airborne LiDAR and digital aerial photographs and historical data sources such as analogue aerial photographs, historical maps and measurement data are used. Through this combination, flow velocities and elevation changes of these landscape elements can be documented over several decades. In addition, this enables a detailed investigation of the kinematics of rock glaciers. Here, the analyses at catchment level go back as far as 1953. For the case study of the Inner Ölgruben rock glacier, the investigations even go back to 1922.

A general trend in rock glacier kinematics was found, which is consistent with the Alpine-wide acceleration since the 1990s. The analysis suggests that this trend is mainly due to the increase in spring and summer temperatures and the earlier occurrence of the end of snow cover. This underlines the relevance of current climate change and its impact on rock glacier movements. The findings obtained by extending the study period to 1922 confirm these assumptions and underline the importance of shorter warm phases and glacier overprinting at the end of the LIA on kinematics. Our results suggest that relief from glacier melt and melting of dead ice lead to increased water availability and changes in the stress and flow field, thus favouring increased flow. The study of multi-decadal rock glacier kinematics revealed significant variability in the response of individual rock glaciers and rock glacier lobes to similar external forcings. Despite the general acceleration trends since the 1990s, the timing, extent and temporal maxima of the kinematic changes reveal a differentiated sensitivity or response dynamics of the individual rock glaciers and rock glacier lobes to fluctuations and changes in the external forcing factors. This indicates the importance of internal factors for the kinematics and underlines the complexity of these geosystems.

Another focus of this work is the investigation of the origin and development of a rock glacier-like landform caused by a rockfall on the Zwieselbachferner. Our results indicate that climate change plays a crucial role in the formation and development of such landforms. Its effects are particularly important with regard to glacier dynamics, debris input and thermal insulation of the underlying ice. In our case study, a rockfall leads to the formation of a debris-covered landform with an ice core, which has steep fronts and flanks due to the different melting rates of the debris-covered part and the surrounding glacier. Extrapolation of the ice thickness development suggests that this part of

the glacier will remain as a periglacial rock glacier-like landform after the complete melting of the surrounding glacier.

Struktur der Arbeit

Teil I – Einführung

Dieser Abschnitt bietet eine Einführung über die im Rahmen dieser Dissertation durchgeführte Forschung. Zunächst wird in die Arbeit eingeleitet, sowie ihre Entstehungsgeschichte im Rahmen des Forschungsprojekts SEHAG ("Sensitivität Hochalpiner Geosysteme gegenüber dem Klimawandel ab 1850") dargelegt. Anschließend wird ein Überblick über den aktuellen Forschungsstand im Forschungsgebiet gegeben und hieraus Forschungslücken extrahiert, die schließlich zur Formulierung der Zielsetzung und Forschungsfragen der Dissertation führen. Im Folgenden werden die Untersuchungsgebiete sowie die wesentlichen Methoden und Datenquellen, die in dieser Arbeit angewendet wurden, prägnant dargelegt.

Teil II – Forschungspublikationen

Dieser Teil stellt den Hauptteil der Dissertation dar. Er beinhaltet drei Forschungspublikationen, welche als Erstautor verfasst wurden, einen Peer-Review-Prozess durchlaufen haben und in renommierten Fachzeitschriften veröffentlicht wurden. Jeder Publikation vorgestellt ist eine kurze Zusammenfassung, eine Erklärung zu den Autorenbeiträgen und eine kurze Beschreibung der Fachzeitschrift, in der die Artikel veröffentlicht wurden.

- ① Fleischer, Fabian; Haas, Florian; Piermattei, Livia; Pfeiffer, Madlene; Heckmann, Tobias; Altmann, Moritz; Rom Jakob; Stark Manuel; Wimmer Michael H.; Pfeifer Norbert; Becht Michael (2021): Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kautal, Austria. In: *The Cryosphere* 15 (12), S. 5345–5369. DOI: [10.5194/tc-15-5345-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021).
- ② Fleischer, Fabian; Haas, Florian; Altmann, Moritz; Rom, Jakob; Knoflach, Bettina; Becht, Michael (2022): Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kautal, Austria, over almost a century (1922–2021). In: *Permafrost & Periglacial*, Artikel ppp.2178. DOI: [10.1002/ppp.2178](https://doi.org/10.1002/ppp.2178).
- ③ Fleischer, Fabian; Haas, Florian; Altmann, Moritz; Rom, Jakob; Ressler, Camillo; Becht, Michael (2023): Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. In: *Remote Sensing* 15 (6), S. 1472. DOI: [10.3390/rs15061472](https://doi.org/10.3390/rs15061472).

Teil III – Ergebnisse und Schlussfolgerungen

In diesem Teil werden die Ergebnisse, in Bezug auf die zuvor definierten Ziele, präsentiert und in einen weiteren Kontext in Bezug auf die drei Forschungspublikationen eingebettet. Im abschließenden Abschnitt des Ergebniskapitels werden zusätzliche Befunde aus den SEHAG-Untersuchungsgebieten dargelegt und in Relation zu den Erkenntnissen der Forschungspublikationen gesetzt, um die darin enthaltenen Argumente zu stärken. Dieser Teil schließt mit einem Kapitel, welches sich den Schlussfolgerungen und Forschungsperspektiven widmet.

Teil IV – Appendix

Der Abschnitt umfasst eine persönliche Publikationsliste des Autors, diese wurden zwar nicht direkt in den Kerninhalt der vorliegenden Arbeit integriert, sind jedoch während der Promotionsphase entstanden. Ihr Zweck besteht darin, die Beiträge des Autors zu weiteren Forschungsarbeiten während dieser Zeit zu veranschaulichen.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	V
Zusammenfassung	VIII
Abstact	IX
Struktur der Arbeit	XII
Inhaltsverzeichnis	XIV
Abbildungsverzeichnis	XVI
Tabellenverzeichnis	XVII
Abkürzungsverzeichnis	XVIII
Hinweise	XIX
Teil I: Einführung	- 1 -
1. Einleitung.....	- 1 -
2. SEHAG-Projekt.....	- 2 -
3. Stand der Forschung.....	- 3 -
4. Forschungslücken	- 7 -
5. Zielsetzung und Fragestellungen.....	- 8 -
6. Untersuchungsgebiete	- 9 -
7. Daten und Methoden.....	- 12 -
7.1. Datengrundlagen.....	- 12 -
7.2. Erstellung und Vorprozessierung topographischer Daten	- 14 -
7.3. Analyse topographischer Daten	- 16 -
7.3.1. Bestimmung der Oberflächenhöhenveränderungen	- 16 -
7.3.2. Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten	- 16 -
7.3.3. Inventarisierung der Blockgletscher.....	- 17 -
7.4. Analyse meteorologischer Daten	- 17 -
Teil II: Forschungspublikationen	- 19 -
Artikel 1	- 19 -
Artikel 2	- 45 -
Artikel 3	- 65 -
Teil III: Ergebnisse und Schlussfolgerungen	- 83 -
8. Zusammenfassung und Diskussion zentraler Ergebnisse.....	- 83 -
8.1. Ziel I – Blockgletscher-Inventar auf Basis kinematischer Merkmale.....	- 83 -

8.2.	Ziel II – Integration historischer Luftbildflüge und weiterer Daten für die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik.....	- 85 -
8.3.	Ziel III – Multidekadische Blockgletscherkinematik: Vergleichende Analyse historischer und moderner Daten.....	- 89 -
8.4.	Ziel IV – Multidekadische Blockgletscherkinematik: Analyse von Einflussfaktoren..	- 93 -
8.5.	Ziel V – Entstehung und zukünftige Entwicklung einer blockgletscherähnlichen Landform im Kontext des Klimawandels.....	- 97 -
8.6.	Anwendung der Methodik in weiteren Untersuchungsgebieten	- 100 -
9.	Schlussfolgerungen und Forschungsperspektiven	- 104 -
	Literaturverzeichnis.....	- 106 -
	Teil IV: Appendix	- 119 -

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1: A) LAGE DER UNTERSUCHUNGSGEBIETE IN DEN ZENTRALEN OSTALPEN. B) HÖHENVERTEILUNG DER UNTERSUCHUNGSGEBIETE, UNTERTEILT IN GRUPPEN VON 100 M (100 M BINS).	- 10 -
ABBILDUNG 2: DETAILKARTEN DER UNTERSUCHUNGSGEBIETE PRÄSENTIEREN AKTUELLE GLETSCHERAUSDEHNUNGEN SOWIE JENE ZUM HÖCHSTSTAND DER LIA, PERMAFROSTVERTEILUNG (BOECKLI ET AL. 2012) UND DIE KARTIERTEN BLOCKGLETSCHER. DIE JEWEILIGEN JAHRE DER REZENTEN GLETSCHERKARTIERUNGEN SIND: KAUNERTAL - 2017; HORLACHTAL – 2017/18; MARTELTAL – 2019. DIE LIA GLETSCHERAUSDEHNUNGEN IM HORLACHTAL STAMMEN VON FISCHER ET AL. (2015). DIE GEOGRAPHISCHE LAGE DER GEBIETE IST IN ABBILDUNG 1 DARGESTELLT.	- 11 -
ABBILDUNG 3: ÜBERSICHT DER VERFÜGBAREN DATENGRUNDLAGE DER UNTERSUCHUNGSGEBIETE SOWIE UNTERSUCHUNGSZEITRÄUME UND VERWENDETE DATEN DER FORSCHUNGSARTIKEL.	- 14 -
ABBILDUNG 4: POLARDIAGRAMM DER HÖHENLAGE, EXPOSITION, FLIEßGESCHWINDIGKEIT UND FLÄCHE DER AKTIVEN BLOCKGLETSCHER DES KAUNERTALS. DIE HÖHENANGABEN BEZIEHEN SICH DABEI AUF DIE JEWEILIGEN KREISE DES DIAGRAMMS.	- 85 -
ABBILDUNG 5: LODS, BASIEREND AUF FRY UND KRAINER (2020), DER FLIEßGESCHWINDIGKEITSMESSUNGEN DURCH BILDKORRELATION MIT IMCORR (SCAMBOS ET AL. 1992) ALLER FORSCHUNGSARTIKEL UND WEITERER ANALYSEN DIESER ARBEIT.	- 87 -
ABBILDUNG 6: LODS DER DOD BERECHNUNGEN ALLER ARTIKEL DIESER ARBEIT, KATEGORISIERT NACH DATENTYPEN UND DEREN KOMBINATIONEN. LUFTBILD BEZEICHNET DABEI DIE KLASSE, IN DER DHMS MITTELS SfM-MVS AUS HISTORISCHEN LUFTBILDERN GENERIERT WURDEN, WÄHREND HISTORISCHEN KARTE EIN DURCH HÖHENLINIENINTERPOLATION AUS EINER HISTORISCHEN STEREPHOTOGRAMMETRISCHEN KARTE (FINSTERWALDER 1928) BERECHNETES DHM DARSTELLT.	- 88 -
ABBILDUNG 7: VISUALISIERUNG DER FLÄCHENHAFTEN MESSUNG DER FLIEßGESCHWINDIGKEIT MITTELS IMCORR (LINKS) UND DER DOD-ANALYSE (RECHTS), AM FALLBEISPIEL DES INNERE ÖLGRUBEN BLOCKGLETSCHERS, KAUNERTAL (KT 01) IM ZEITRAUM VON 2012 BIS 2017. DAS HINTERGRUNDBILD IST EINE HILLSHADE DARSTELLUNG DES DHMS AUS DEM JAHR 2012. DIESE ANALYSEN DIENEN ALS GRUNDLAGE FÜR DIE IN ABBILDUNG 14 GEZEIGTEN BOXPLOTS DER FLIEßGESCHWINDIGKEITEN UND DIE ERMITTLUNG DER MITTLEREN FLIEßGESCHWINDIGKEITEN SOWIE DER MITTLEREN OBERFLÄCHEN- UND VOLUMENVERÄNDERUNGEN, DIE IN ABBILDUNG 15 PRÄSENTIERT SIND. VERGLEICHBARE DARSTELLUNGEN SIND FÜR ALLE IN DIESER ARBEIT DISKUTIERTEN LANDFORMEN IN DEN JEWEILIGEN ARTIKELN	- 89 -
ABBILDUNG 8: (A) DARSTELLUNG DER ENTWICKLUNG DER OBEREN UND UNTEREN FRONTEN DER BLOCKGLETSCHERLOBEN DES INNERE ÖLGRUBEN BLOCKGLETSCHER (KT 01) VON 1922-2021, INKLUSIVE PILLEWIZERS MESSPUNKTE UND PROFILE (1938-1953) SOWIE DAS DOD BASIEREND AUF DER 1922ER STEREPHOTOGRAMMETRISCHEN KARTE (FINSTERWALDER 1928) UND DEM 1953ER DHM. (B) DARSTELLUNG DER DURCHSCHNITTlichen JÄHRLICHEN VOLUMENÄNDERUNG VON FRONT1 UND FRONT2 (1922-2021), EINSCHLIEßLICH UNSICHERHEITEN DER VOLUMENBERECHNUNG (ANDERSON, 2019). (VERÄNDERT NACH FLEISCHER ET AL. (2022))	- 92 -
ABBILDUNG 9: (A) MITTLERE FLIEßGESCHWINDIGKEITEN DER UNTERSUCHTEN BLOCKGLETSCHER (KT 02 – KT 08) IM KAUNERTAL IM ZEITRAUM VON 1953 BIS 2017. (B) DIFFERENZIERTER FLIEßGESCHWINDIGKEITEN DES INNERE ÖLGRUBEN BLOCKGLETSCHERS (KT 01) NACH LOBEN UND AM MESSPROFIL VON PILLEWIZER (1957) IM ZEITRAUM VON 1938 BIS 2021. (C) MITTLERE JÄHRLICHE LUFTTEMPERATURANOMALIE AN DER METEOROLOGISCHEN STATION OBERGURGL-VENT (1938 M Ü. A.). DIE BERECHNUNG DER ANOMALIE ERFOLGTE ANHAND DER REFERENZPERIODE 1961-1990. SCHWARZE UND GRAUE VERTIKALE LINIEN MARKIEREN DIE ANALYSIERTEN ZEITSCHRITTE. EINE UMFASSENDE DARSTELLUNG, DIE NEBEN DER TEMPERATUR ZUSÄTZLICH DEN NIEDERSCHLAG, EINE SAISONALE DIFFERENZIERUNG SOWIE DIE DAUER DER SCHNEEDECKE BERÜCKSICHTIGT, IST IN ARTIKEL 1, ABBILDUNG 12 ERSICHTLICH. (VERÄNDERT NACH FLEISCHER ET AL. (2021a; 2022)) -	95
ABBILDUNG 10: A) IN DIESER ABBILDUNG WERDEN GEBIETE DARGESTELLT, IN DENEN FELSSTURZABLÖSUNGEN AUF BASIS VON DODs KARTIERT WURDEN. ZUSÄTZLICH WIRD DIE PERMAFROSTMODELLIERUNG NACH KENNER ET AL. (2019) GEZEIGT SOWIE DIE SCHUTTMÄCHTIGKEIT, DIE NACH DEM INITIALEN FELSSTURZ BESTIMMT WURDE. B) DIE ABBILDUNG ZEIGT SWATHPROFILE	

DER LANDFORM VON DEN DHMS AUS DEN JAHREN 2006, 2017 UND 2022. DIE LAGE DER PROFILE IST IN ABBILDUNG A) DARGESTELLT. (VERÄNDERT NACH FLEISCHER ET AL. (2023)).....	- 98 -
ABBILDUNG 11: BEISPIELE FÜR WEITERE MÖGLICHE GRÖßERE STEINSCHLÄGE AUS KARRRÜCKWÄNDEN. A) HÖLLENTALFERNER, WETTERSTEIN GEBIRGE, GERMANY. B) ROTMOOSFERNER, ÖTZTAL ALPS, TYROL, AUSTRIA. C) RIFFEL FERNER N, ÖTZTAL ALPS, TYROL, AUSTRIA. MÖGLICHE STEINSCHLAGABLAGERUNGEN AUF DEN JEWEILIGEN GLETSCHERN SIND MIT EINEM ROTEN PFEIL MARKIERT. BILDDATEN: GOOGLE, GEOBASIS-DE/BKG, GEOIMAGE AUSTRIA.	- 100 -
ABBILDUNG 12: POLARDIAGRAMM DER HÖHENLAGE, EXPOSITION UND GRÖßE DER BLOCKGLETSCHERKLASSEN IN DEN UNTERSUCHUNGSGBIETEN KAUNERTAL, HORLACHTAL UND MARTELLTAL.	- 101 -
ABBILDUNG 13: DIAGRAMM DER HÖHE UND DER FLIEßGESCHWINDIGKEIT DER AKTIVEN BLOCKGLETSCHER IN DEN UNTERSUCHUNGSGBIETEN KAUNERTAL (KT), HORLACHTAL (HT) UND MARTELLTAL (MT). DIE FARBSKALA STELLT DIE NORDEXPONIERTHEIT DER BLOCKGLETSCHER DAR.	- 102 -
ABBILDUNG 14: VERGLEICHENDE DARSTELLUNG VON BOXPLOTS DER FLIEßGESCHWINDIGKEITEN FÜR BLOCKGLETSCHER IM KAUNERTAL ÜBER SECHS EPOCHEN (1953-2017) UND IM HORLACHTAL ÜBER VIER EPOCHEN (1973-2019).....	- 103 -
ABBILDUNG 15: MITTLERE JÄHRLICHE OBERFLÄCHENVERÄNDERUNG FÜR NEUN BLOCKGLETSCHER IM KAUNERTAL ÜBER VIER EPOCHEN VON 1953 BIS 2019 UND FÜR VIER BLOCKGLETSCHER IM HORLACHTAL ÜBER DREI EPOCHEN VON 1953 BIS 2019. DIE SCHWARZEN BALKEN ZEIGEN DIE BERECHNETEN UNSICHERHEITEN GEMÄß ANDERSON (2019). DIE BLOCKGLETSCHER KT 01, KT 03, KT 04, KT 09, HT2, HT 03 UND HT 04 SIND GLETSCHERVORFELDVERBUNDEN.	- 103 -

Tabellenverzeichnis

TABELLE 1: VERGLEICH DER KLASSIFIZIERUNGEN VON BESTEHENDEN BLOCKGLETSCHERINVENTAREN DES UNTERSUCHUNGSGBIETES KAUNERTAL UND DER AUF KINEMATISCHEN MERKMALEN BASIERENDEN KLASSIFIKATION WIE IN ARTIKEL 1 BESCHRIEBEN. -	84
-	
TABELLE 2: ÜBERSICHT ÜBER HISTORISCHE DATEN, DIE ZUR RETROSPEKTIVEN ANALYSE DER BLOCKGLETSCHERKINEMATIK UND UNTERSUCHUNG DER ENTSTEHUNG BLOCKGLETSCHERÄHNLICHER LANDFORMEN GEEIGNET SIND.	- 86 -

Abkürzungsverzeichnis

ALS	Airborne Laserscanning
BEV	Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen
DAV	Deutscher Alpenverein
DFG	Deutschen Forschungsgemeinschaft
dGPS	Differentielles Globales Positionierungssystem
DHM	Digitales Höhenmodell
DoD	Digital elevation model of Difference (digitales Differenzhöhenmodell)
ELA	Equilibrium-Line Altitude (Gleichgewichtslinie)
EPSG	European Petroleum Survey Group
ETRS	Europäisches Terrestrisches Referenzsystem
FWF	Österreichischen Wissenschaftsfonds
GIS	Geografisches Informationssystem
GNSS	Global Navigation Satellite System (globales Navigationssatellitensystem)
HISTALP	Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region (Historische instrumentell-klimatologische Oberflächenzeitreihen des Großraums der Alpen)
ICP	Iterative Closest Point Adjustment
IGMI	Istituto Geografico Militare (Italienisches Militärgeographischen Institut)
IPA	International Permafrost Association
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LIA	Kleine Eiszeit
LiDAR	Light Detection and Ranging
LoD	Level of detection
MAAT	Mean annual air temperature
MAGT	Mean annual ground surface temperature
m NAP	Meter über Pegel Amsterdam (Normaal Amsterdams Peil)
m ü. A.	Meter über Pegel Adria
m s.l.m.	Metri sul livello del mare (Meter über Pegel Genua)
OPALS	Orientation and Processing of Airborne Laser Scanning data
PROSA	Hochauflösende Messungen der Morphodynamik in sich schnell verändernden PROglazialsystemen der Alpen
SAR	Synthetic Aperture Radar
SEHAG	Sensitivität hochalpiner Geosysteme gegenüber Klimawandel seit 1850
TIWAG	Tiroler Wasserkraft AG
UTM	Universal Transverse Mercator
ZAMG	Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Hinweise

Falls im Text oder in Bildunterschriften nicht anders angegeben, sind alle Koordinaten im Referenzsystem ETRS89 / UTM zone 32N (EPSG: 25832) angegeben. Die Höhenangaben beziehen sich auf das GRS80 Ellipsoid und weichen in den Untersuchungsgebieten um etwa 50 Meter von den geoidischen Höhen ab.

Falls im Text oder in Bildunterschriften nicht anders angegeben, stammen die verwendeten Gletscherkartierungen von Dr. Bettina Knopflach (Institut für Geographie, Universität Innsbruck).

Im Text werden das Obere Kaunertal und das Obere Martelltal als Kaunertal bzw. Martelltal bezeichnet. Die Ausdehnung der jeweiligen Untersuchungsgebiete wird in Kapitel 6 näher beschrieben.

Teil I: Einführung

1. Einleitung

Die globalen Klimaveränderungen führen zu einer Reihe von Umweltauswirkungen wie dem Schmelzen der Gletscher, dem Austauen von Permafrost, dem Anstieg des Meeresspiegels, extremen Wetterereignissen und Veränderungen in der Biodiversität (Shukla et al. 2022). Besonders betroffen von diesen Veränderungen sind die Hochgebirge der Erde, in denen die Erwärmungsraten deutlich über dem globalen Durchschnitt liegen. Der europäische Alpenraum war in den letzten Jahrzehnten sowohl durch signifikante dekadische Schwankungen als auch durch ausgeprägte langfristige Trends der Temperatur gekennzeichnet (Auer et al. 2007). Seit dem Ende des 19. Jahrhunderts hat sich die Temperatur in den Alpen um etwa 2 °C erhöht, was etwa dem Doppelten des nordhemisphärischen Durchschnitts entspricht (Auer et al. 2007; Ceppi et al. 2012). Hinsichtlich der Niederschlagsmuster im 20. Jahrhundert lässt sich alpenweit kein einheitliches Muster erkennen. So wurden in verschiedenen Regionen der Alpen sowohl Zu- als auch Abnahmen im Niederschlagstrend beobachtet (Brunetti et al. 2009).

Klimatische Veränderungen in Hochgebirgsregionen üben signifikante Einflüsse auf physikalische, biologische und anthropogene Systeme aus, und diese Auswirkungen manifestieren sich auf lokaler, regionaler und globaler Ebene (Adler et al. 2019; Rasul und Molden 2019). Dies gilt insbesondere für die Kryosphäre, die ein zentrales Element in diesen Gebieten darstellt (Gobiet et al. 2014). In diesem Zusammenhang wurde für die europäischen Alpen eine signifikante Abnahme der Schneedeckmächtigkeit sowie eine Verkürzung der Schneedeckendauer in Höhenlagen unter 2.000 m beobachtet (Matiu et al. 2021). Eine besonders auffällige Veränderung ist der zunehmende Verlust an Gletschermasse (Hugonnet et al. 2021; Zemp et al. 2019). In den österreichischen Alpen hat dieser Prozess seit dem Maximalstand der LIA zu einer Reduktion der Gletscherfläche um etwa 50 % geführt (Fischer et al. 2015) und Zukunftsprojektionen zeigen, dass sich dieser Trend fortsetzen wird (Zekollari et al. 2019). Die zunehmende Entgletscherung führt zur Entstehung proglazialer Landschaften und zur Freilegung steiler Felswände, welche eine hohe geomorphologische Aktivität aufweisen (Iturrizaga 2011). Durch diese Veränderungen der landschaftlichen Gegebenheiten und Prozesse können im Zuge des Klimawandels auch neue periglaziale Formen entstehen, die lange nach der Deglaziation bestehen bleiben und somit die postglaziale Hochgebirgslandschaft prägen (siehe Gómez et al. 2003; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018).

Der Permafrost ist ebenfalls von der Klimaerwärmung betroffen. Da es sich im Gegensatz zu Gletschern und Schnee um ein unterirdisches Phänomen handelt, ist über dessen Verbreitung und Veränderung jedoch weniger bekannt als über die übrige Kryosphäre. Dies gilt im Besonderen für die Veränderungen in der Vergangenheit. In vielen Gebirgsregionen kann er regional nur vermutet oder modelliert werden (z.B. Deluigi et al. 2017). Für den europäischen Alpenraum wird angenommen, dass Permafrost auf etwa 3 % der Fläche vorkommt und damit deutlich größer ist als die Gletscherfläche (Boeckli et al. 2012). Der Klimawandel führt zu einer Erwärmung und Degradation von Permafrost im Hochgebirge (Etzelmüller et al. 2020), was mit einer Zunahme von Naturgefahrenereignissen einhergehen kann (Gruber und Haeberli 2007).

Blockgletscher sind eine charakteristische Erscheinungsform im Permafrost beeinflussten Relief und kommen in den meisten kalten Gebirgsregionen der Welt vor (Jones et al. 2019b). Es handelt sich dabei um langsam fließende, eisreiche Gesteinsmassen, die sich unter dem Einfluss der Schwerkraft und der Eisdynamik hangabwärts bewegen (Barsch 1996). Diese geomorphologischen Formationen sind von besonderer Bedeutung in periglazialen Gebieten und dienen als wichtige Indikatoren für Klima- und Umweltveränderungen (Brenning 2005; Humlum 1998). Darüber hinaus fungieren sie als Grundwasserleiter mit spezifischen Speicher-Abfluss Charakteristiken (Wagner et al. 2021) und sind insbesondere in ariden und semiariden Regionen der Erde wichtige Wasserspeicher (Jones et al. 2019b). Änderungen in klimatischen Einflussfaktoren wie Temperatur, Niederschlag und Schneebedeckung können zu beschleunigten Bewegungen (z.B. Delaloye et al. 2010; Cicoira et al. 2019b) oder sogar zur Destabilisierung (z.B. Marcer et al. 2021) von Blockgletschern führen. Zudem wurde in den letzten Jahren und Jahrzehnten eine erhöhte Muraktivität an den Fronten aktiver Blockgletscher beobachtet (z.B. Lugon und Stoffel 2010). Die Erforschung dieser Geländeformen hat daher auch Implikationen für den Schutz vor Naturgefahren (Schoeneich et al. 2015) und die Sedimentkonnektivität (Kummert und Delaloye 2018; Kofler et al. 2022). In diesem Zusammenhang ist die Untersuchung der Blockgletscherkinematik von großer Bedeutung, um Erkenntnisse über die Auswirkungen des Klimawandels auf die Gebirgslandschaften zu gewinnen. Die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik ermöglicht es, die Dynamik dieser Systeme über lange Zeiträume zu untersuchen (z.B. Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012) und so Hinweise auf die Reaktion des ansonsten für die Vergangenheit nicht gut bestimmbar Permafrostes auf klimatische Veränderungen aufzuzeigen. Dadurch können Rückschlüsse auf die zugrundeliegenden Kontrollfaktoren und Prozesse gezogen werden, die für die Blockgletscherdynamik verantwortlich sind.

2. SEHAG-Projekt

Die Forschungsarbeiten zu dieser Dissertation wurden im Rahmen des Teilprojekts 3 des interdisziplinären Forschungsgruppe SEHAG (SEnsitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change since 1850 - Sensitivität hochalpiner Geosysteme gegenüber Klimawandel seit 1850) durchgeführt. Das Projekt wird seit Anfang 2019 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem österreichischen Wissenschaftsfonds (FWF) gefördert. In der ersten Projektphase arbeiten fünf Forschungseinrichtungen aus Deutschland und Österreich an den Forschungsfragen, die wie folgt im Forschungsantrag aufgeführt sind:

1. Ist es möglich, signifikante Änderungen einzelner Prozesse in alpinen Geosystemen im Zusammenhang mit dem Klimawandel zu identifizieren, wenn Unsicherheiten in experimentellen Daten und Modellanalysen berücksichtigt werden?
2. Wie interagieren die Systemkompartimente (Kryosphäre, Lithosphäre, Hydrosphäre, Vegetation/Bodenbedeckung, Atmosphäre), ihre Eigenschaften und Prozesse, und verstärken oder schwächen solche Interaktionen die Auswirkungen des Klimawandels?
3. Wie pflanzen sich Veränderungen in einzelnen Kompartimenten (1) oder durch Wechselwirkungen im System fort, insbesondere im Hinblick auf den Sedimenteintrag?

Die Haupthypothese der Forschungsgruppe ist, dass vergangene und gegenwärtige Klimaänderungen die Aktivität und die Wechselwirkungen zwischen geomorphologischen Prozessen seit der LIA beeinflusst haben und weiterhin beeinflussen. Diese Veränderungen können in vier Hauptperioden unterteilt werden: Periode I (1850-1920), Periode II (1920-1980) und Periode III (1980-heute/Ende der Projektphase I). Während die erste Projektphase auf der aktuellen und retrospektiven Analyse der Geosysteme und ihrer Wechselwirkungen basiert, sollen diese Erkenntnisse in der zweiten Projektphase genutzt werden, um zukünftige Veränderungen dieser Systeme durch den Klimawandel zu prognostizieren (Periode IV: heute-2050). In dieser Projektphase sind auch Forschende aus Italien (Eurac research) und der Schweiz (Universität Bern) beteiligt. Die Forschungen finden in drei Untersuchungsgebieten, dem Horlach- und Kaunertal nördlich des Alpenhauptkammes und dem Martelltal südlich des Alpenhauptkammes statt. Die Forschungseinrichtungen haben jeweils spezifische Schwerpunkte wie Vegetation (Universität Innsbruck; Eurac research), Hydrologie (Technische Universität München; Universität Bern), Morphodynamik an Hängen (Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt) und Sedimentkonnektivität (Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt). Die Universität Bremen forscht an der Herunterskalierung von Klimazeitreihen und an der Gletscherrekonstruktion, während die Technische Universität Wien für die Entwicklung von Analysewerkzeugen für historische Bilder und die Nachbearbeitung aktueller ALS-Daten verantwortlich ist.

3. Stand der Forschung

Aktive Blockgletscher sind ein hangabwärts gerichtetes Kriechphänomen des Gebirgspermafrostes und treten in Gebieten mit ausgeprägtem Relief und geeigneten topoklimatischen Bedingungen auf. Dabei bilden sie lappen- oder zungenförmige Geländeformen (Barsch 1996; Haeberli et al. 2006). Die Höhenlage der Stirn aktiver Blockgletscher ist ein Indikator für die untere Grenze des diskontinuierlichen Permafrosts (Barsch 1996). Das Kriechen von Permafrost ist seit Anfang des 20. Jahrhunderts bekannt und wurde von Howe (1909) in den Rocky Mountains und von Capps (1910) in Alaska beschrieben. Chaix (1923) war der erste, der in den Schweizer Alpen anhand von Messungen an Felsschichten Fließbewegungen großer Schuttmassen nachweisen konnte. Ähnliche Messungen wurden wenig später von Finsterwalder (1928) und Pillewizer (1957) in den österreichischen Alpen durchgeführt. In den späten 1950er (Wahrhaftig und Cox 1959) und 1980er Jahren (Haeberli 1985; Barsch 1988; Martin und Whalley 1987) entstanden weitere grundlegende Studien zu Blockgletschern, die sich mit der Entstehung, Klassifizierung, Klimarelevanz, Bewegung und Struktur von Blockgletschern befassten und den Grundstein für die heutige Forschung legten. Darauf aufbauend führte das zunehmende Interesse der Forschungsgemeinschaft an Gebirgspermafrost zu bedeutenden Fortschritten im Verständnis dieser Landformen (z.B. Haeberli et al. 2006; Krainer et al. 2015; Buchli et al. 2018; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018; Cicoira et al. 2020).

Durch Bohrkern- und Inklinometermessungen an verschiedenen Blockgletschern konnten Einblicke in den inneren Aufbau und die Deformationsmechanismen gewonnen werden (Arenson et al. 2002; Krainer et al. 2015; Buchli et al. 2018). Diese Studien deuten darauf hin, dass Blockgletscher ähnlich aufgebaut sind: Die oberste aktive Schicht ist wenige Meter mächtig und besteht aus lockerem Schutt, dessen Porenräume saisonal wechselnd Eis, Wasser oder Luft enthalten können. Diese

Schicht isoliert den darunterliegenden eisreichen Permafrost stark von äußeren Temperatureinflüssen. Der eisreiche Permafrostkörper enthält weniger Grobschutt als die Auftauschicht und weist volumetrische Eisgehalte zwischen 40 % und 90 % auf (Arenson et al. 2002; Haeberli et al. 2006; Hausmann et al. 2012). Das thermische Verhalten des Permafrosts wird hauptsächlich durch Wärmeleitung beeinflusst, wobei das Temperatursignal von der Oberfläche linear verzögert ist und seine Amplitude mit zunehmender Tiefe exponentiell abnimmt (Haeberli et al. 2006). Dies bedeutet, dass für langfristige Änderungen der Permafrosttemperatur unterhalb der Tiefe der Nullamplitude eine langfristige Änderung des thermischen Einflusses erforderlich ist. Innerhalb der Permafrostschicht wird die Verformung hauptsächlich durch die interne plastische Deformation bestimmt, die von der Temperatur und der Struktur des Schutt-Eis-Gemisches abhängt (Arenson et al. 2002). Ein wesentlicher Teil der horizontalen Deformation (zwischen 50 % und 97 %) tritt in einer oder mehreren Scherzonen auf, die sich an der Basis des eisreichen Permafrostkörpers befinden und maximal einige Meter mächtig sind (Arenson et al. 2002). Die Struktur, Zusammensetzung und Mächtigkeit dieser Schichten variiert jedoch bis zu einem gewissen Grad auch innerhalb einzelner Blockgletscher (Arenson et al. 2002; Krainer et al. 2015; Buchli et al. 2018).

Neben Untersuchungen zur Struktur von Blockgletschern wurden auch Inventare zur regionalen Verteilung dieser Landformen in verschiedenen Regionen erstellt, z.B. auf dem Tibetischen Plateau (Reinosch et al. 2021), in Norwegen (Lilleøren und Etzelmüller 2011), den Südkarpaten (Onaca et al. 2017) oder den Bolivianischen Anden (Rangecroft et al. 2014). Auch für die europäischen Alpen existieren Blockgletscherinventare, beispielsweise für die Ostalpen (Kellerer-Priklbauer et al. 2012), für die Österreichischen Alpen (Wagner et al. 2020) oder für Tirol (Krainer und Ribis 2012). Häufig wird bei der Klassifizierung von Blockgletschern zwischen aktiven, inaktiven und fossilen Blockgletschern unterschieden, die sich in Bewegung, Eisgehalt und morphologischen Eigenschaften unterscheiden (z.B. Krainer und Ribis 2012). Da jedoch unterschiedliche Methoden für die Inventarisierung verwendet werden, sind diese Inventare nur schwer miteinander vergleichbar. Die IPA-Aktionsgruppe "Inventarisierung und Kinematik von Blockgletschern" wurde 2018 gegründet, um diesem Problem zu begegnen. Ihr Ziel ist es, einheitliche Grundlagen für die Inventarisierung von Blockgletschern zu schaffen und kinematische Informationen zu integrieren. Dadurch sollen vergleichbare und verlässliche Daten über die Verbreitung und Dynamik von Blockgletschern in verschiedenen Regionen der Welt gewonnen werden.

Ein zentraler Aspekt bei der Erforschung von Blockgletschern ist die Untersuchung ihrer Kinematik und der sie beeinflussenden Faktoren. Zur Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten und Höhenänderungen von Blockgletschern werden häufig terrestrische Vermessungsmethoden eingesetzt. Frühe Studien verwendeten Stereophotogrammetrie (Finsterwalder 1928; Pillewizer 1957), während später dGPS-Systeme (Berger et al. 2004; Krainer und Mostler 2006; Lambiel und Delaloye 2004; Scapozza et al. 2014), permanente GPS-Stationen (Buchli et al. 2018; Wirz et al. 2016) und terrestrisches Laserscanning (Buchli et al. 2018; Kenner et al. 2017; Ulrich et al. 2021) zum Einsatz kamen. In jüngster Zeit gewinnen Fernerkundungstechnologien wie SAR (Strozzi et al. 2020; Zhang et al. 2021; Bertone et al. 2022) und ALS (Bollmann et al. 2011; Bodin et al. 2018; Fleischer et al. 2021a; Fleischer et al. 2022) an Bedeutung. Aufgrund von Fortschritten in der Bildverarbeitung und Photogrammetrie, wie z.B. der SfM-Technik (siehe Westoby et al. 2012), werden auch

zunehmend unbemannte Luftfahrzeuge eingesetzt, um Fließgeschwindigkeiten, Höhen- und Volumenänderungen von Blockgletschern zu erfassen (Fey und Krainer 2020; Cusicanqui et al. 2021; Kaufmann et al. 2021; Vivero et al. 2021). Die Kombination dieser Techniken mit historischen Luftbildern ermöglicht zudem die retrospektive Analyse langfristiger Veränderungen der Blockgletscherkinematik (Roer 2005; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012; Monnier und Kinnard 2017; Kellerer-Pirklbauer et al. 2018; Kääh et al. 2021; Fleischer et al. 2021a; Fleischer et al. 2022). Diese Studien zeigen, dass die Dynamik von Blockgletschern auf verschiedenen Zeitskalen (dekadisch, inter- und intra-annuell) variiert. Die Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern unterliegt einem saisonalen und jährlichen Rhythmus mit einer Beschleunigung im Frühsommer und einem Geschwindigkeitsmaximum im Sommer bis Frühwinter, gefolgt von einer Verlangsamung und einem späten Frühjahrsminimum (Delaloye et al. 2010; Wirz et al. 2016). Dieses saisonale Geschwindigkeitssignal zeigt in der Regel eine Verzögerung von mehreren Monaten gegenüber den Luft- und Bodentemperaturen (Wirz et al. 2016; PERMOS 2021). Diese Verzögerung wurde als Zeit interpretiert, die das Temperatursignal benötigt, um den gefrorenen Boden zu durchdringen und somit das Kriechen von Blockgletschern zu beeinflussen (Kääh et al. 2007; Haeberli et al. 2006; Delaloye et al. 2010). Neuere Studien betonen die Bedeutung von flüssigem Wasser, insbesondere im Scherhorizont, und messen den Änderungen der Permafrosttemperatur wenig bis keine Bedeutung für die Erklärung von Deformationsschwankungen auf jährlicher, saisonaler und kurzfristiger Skala bei (Wirz et al. 2016; Kenner et al. 2017; Buchli et al. 2018; Cicoira et al. 2019b). Kenner et al. (2020) führen diese Erkenntnisse zusammen, indem sie zeigen, dass die Wasserverfügbarkeit im Blockgletscher von der Bodentemperatur abhängt. Diese ist wiederum eine Funktion der mittleren jährlichen Lufttemperatur und des Beginns und der Dauer der Schneebedeckung und beeinflusst somit die Deformation der Blockgletscher. Darüber hinaus wird die Bewegungsdynamik von Blockgletschern durch Faktoren wie die Topographie des Untergrundes, die Rheologie des Schutt-Eis-Gemisches, die Zufuhr von Eis und Schutt, die räumlich-zeitliche Variation des Eisgehaltes, die Mächtigkeit der Permafrostschicht sowie Advektion, Infiltration oder interne Wasserbildung reguliert (Jansen und Hergarten 2006; Krainer und Mostler 2006; Kenner et al. 2017; Cicoira et al. 2019a; Cicoira et al. 2019b; Kenner et al. 2020). Während Blockgletscher sich normalerweise mit Geschwindigkeiten von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern pro Jahr bewegen, dokumentieren einige Studien eine Destabilisierung, die zu rutschungsähnlichen Bewegungen mit Verschiebungsraten von bis zu mehreren zehner Metern pro Jahr führt (Roer et al. 2008; Scotti et al. 2017; Vivero und Lambiel 2019; Marcer et al. 2021; Hartl et al. 2023). Gärtner-Roer et al. (2008) wiesen auf die rheologischen Eigenschaften des sich erwärmenden Permafrosts als primären Faktor für die Destabilisierung von Blockgletschern hin. Sie unterstreichen aber auch die entscheidende Rolle, die ungefrorenes Wasser im Permafrostkörper oder an seiner Basis in diesem Prozess einnimmt.

Untersuchungen zur Kinematik von Blockgletschern über mehrere Jahrzehnte konzentrieren sich hauptsächlich auf die europäischen Alpen und analysieren diese häufig unter dem Aspekt der Klimaveränderungen. Es liegen hierzu aber auch Studien aus anderen Gebirgen wie dem nördlichen Tianshan (Kääh et al. 2021) und den chilenischen Anden (Vivero et al. 2021) vor. Im europäischen Alpenraum zeigen die Untersuchungen eine deutliche Zunahme der Fließgeschwindigkeiten seit den 1990er Jahren, begleitet von negativen Volumenänderungen, die auf ein Ausschmelzen des

Permafrosteises hindeuten (Kaufmann et al. 2018; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018). Die erhöhten Fließgeschwindigkeiten und das Schmelzen des Permafrosteises werden durch erhöhte Bodentemperaturen erklärt, die stark von der MAAT sowie dem Beginn, der Dauer und der Mächtigkeit der Schneebedeckung abhängen (Käab et al. 2007; Müller et al. 2016; Kenner et al. 2020). Da nur wenige geodätische Messreihen über mehrere Jahrzehnte vorliegen (z.B. Bodin et al. 2009; Hartl et al. 2016), verwenden die meisten Studien retrospektive Luftbildanalysen, um Fließgeschwindigkeiten und Höhenänderungen abzuleiten. Neben der Beschleunigung der Fließgeschwindigkeit seit den 1990er Jahren zeigen einige Blockgletscher in den Alpen höhere Fließgeschwindigkeiten zwischen den 1950er und 1970er Jahren im Vergleich zu späteren Perioden, was mit den jahrzehntelangen Schwankungen der MAAT korreliert (Lugon und Stoffel 2010; Delaloye et al. 2010; Hartl et al. 2016). Auch in anderen Gebirgsregionen der Welt zeigen Blockgletscher meist eine erhöhte Fließgeschwindigkeit als Reaktion auf einen starken Anstieg der Lufttemperaturen (Käab et al. 2021; Vivero et al. 2021).

Veränderte Klima- und Umweltbedingungen wirken sich nicht nur auf die Kinematik der bestehenden Blockgletscher aus, sondern führen auch zu signifikanten Veränderungen der alpinen Landschaften. Das starke Rückschmelzen der Gletscher führt zur Bildung von neuen proglazialen Räumen und dem Freilegen von steilen Felswänden, die beide von einer hohen geomorphologischen Aktivität geprägt sind (Iturrizaga 2011; Hartmeyer et al. 2020). Darüber hinaus kann die Erwärmung des Permafrosts (Etzelmüller et al. 2020; Smith et al. 2022) zur Destabilisierung von Felswänden führen (Gruber und Haeberli 2007; Krautblatter et al. 2013; Deline et al. 2015; Knoflach et al. 2021). Eine mögliche Folge ist die Beeinflussung der Landschaftsentwicklung durch erhöhten Schutteintrag auf Gletschern (siehe Deline 2005; Scherler et al. 2011; Reznichenko et al. 2011; van Woerkom et al. 2019). Als Folge negativer Massenbilanzen und erhöhter Ablationsraten wird insbesondere in der Ablationszone der Gletscher in den Ostalpen eine zunehmende Schuttbedeckung beobachtet (Fleischer et al. 2021b). Der Anstieg der ELA in den letzten Jahrzehnten (Rabatel et al. 2013) und die Prognose, dass die ELA bis zum Ende des Jahrhunderts die Höhe der meisten Gletscher in den europäischen Alpen überschreiten wird (Žebre et al. 2021), führen zu einer Vergrößerung der Ablationszone der Gletscher. Als Folge davon werden der Schutteintrag und die daraus resultierende supraglaziale Schuttbedeckung in Zukunft an Bedeutung gewinnen. Dies könnte möglicherweise zur Bildung neuer Blockgletscher oder blockgletscherähnlicher Landformen führen. In diesem Zusammenhang gibt es seit langem eine Diskussion über die Entstehung von Blockgletschern, die sich in die Permafrostkriechschule (z.B. Haeberli 1985; Barsch 1996) und die Kontinuumsschule (z.B. Whalley und Martin 1992; Clark et al. 1998) unterteilen lässt. Berthling (2011) gibt einen detaillierten Überblick über diese Debatte und untersucht sie aus einer theoretischen Perspektive. Er schlägt eine generische Definition vor, in der aktive Blockgletscher als sichtbarer Ausdruck der kumulativen Deformation durch langfristiges Kriechen von Eis-Schutt-Gemischen unter Permafrostbedingungen betrachtet werden. In jüngerer Zeit haben Fallstudien den Übergang von schuttbedeckten Gletschern zu Blockgletschern in den letzten Jahrzehnten dokumentiert (Shroder et al. 2000; Monnier und Kinnard 2015, 2017; Jones et al. 2019a) und werden durch numerische Modellierung unterstützt (Anderson et al. 2018). Aufgrund der anhaltenden Diskussionen zu diesem Thema (siehe Whalley 2021) wird im Folgenden jedoch von blockgletscherähnlichen oder glaziogenen periglazialen Formen gesprochen.

4. Forschungslücken

Im vorangegangenen Kapitel wurde der aktuelle Stand der Forschung zur Blockgletscherkinematik und zur Entstehung blockgletscherähnlicher Landformen dargestellt. Dabei werden die enormen Fortschritte deutlich, die seit Beginn der Untersuchungen Anfang des 20. Jahrhunderts aufgrund des großen wissenschaftlichen Interesses der Forschungsgemeinschaft an diesen Landformen erzielt werden konnten. Trotz der bisherigen Fortschritte gibt es auf diesem Gebiet nach wie vor offene Forschungsfragen, Wissenslücken und Verbesserungspotential. So basieren die für die Ostalpen vorliegenden regionalen Blockgletscherinventare und -klassifikationen nicht auf kinematischen Daten, sondern auf einer visuellen Klassifikation morphologischer Merkmale anhand von Orthofotos (Krainer und Ribis 2012) oder im Fall von Wagener et al. (2020) auf der Lage innerhalb des modellierten Permafrosts, basierend auf einer Permafrostindexkarte (Boeckli et al. 2012). Daher sind die Inventare für den gesamten Ostalpenraum nicht vergleichbar.

Obwohl es zahlreiche Studien zur Kinematik von Blockgletschern auf verschiedenen Zeitskalen gibt, ist deren Anzahl im Vergleich zu Gletschern gering. Mit Ausnahme von Roer et al. (2005), die die Kinematik von Blockgletschern im Turtmantal in den Schweizer Alpen zwischen 1975 und 2001 analysiert hat, konzentrieren sich die meisten Studien auf dekadischer Zeitskala auf einen oder zwei große und prominente Blockgletscher (z.B. Scapozza et al. 2014; Scotti et al. 2017; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018). Obwohl die Ergebnisse dieser Studien weitgehend konsistent sind, weist der IPCC-Bericht auf begrenzte Belege für eine Beschleunigung der Blockgletscherbewegung seit den 1990er Jahren hin (Shukla et al. 2022). Eine umfassende Analyse der dekadischen kinematischen Entwicklung in einem Einzugsgebiet der Ostalpen unter Berücksichtigung von Blockgletschern mit unterschiedlichen Eigenschaften steht derzeit noch aus. Untersuchungen zu den Einflussfaktoren auf die multidekadische Blockgletscherkinematik beziehen häufig aktuelle Studien zur Kurzzeitkinematik oder glazialen Überprägung während der LIA nicht mit ein, obwohl hierzu in jüngster Zeit einige neuere Untersuchungen anhand von Fallstudien vorliegen (Dusik et al. 2015; Gärtner-Roer et al. 2021).

Der methodische Ansatz von dekadischen Studien, die auf der retrospektiven Analyse von Luftbildern basieren, beschränkt den Beobachtungszeitraum auf die ältesten verfügbaren Luftbilder. Diese liegen alpenweit etwa seit Anfang der 1950er Jahre vor. Die Möglichkeit, die Kinematik von Blockgletschern mittels Monoplotting auf historischen terrestrischen Fotografien, die vor den ersten Luftbildern aufgenommen wurden, zu untersuchen, wurde nur von Scapozza et al. (2014) untersucht. Dies ist vermutlich auf die Seltenheit solcher Aufnahmen zurückzuführen. Mit dieser Ausnahme konzentrieren sich Studien, die sich mit der Entwicklung von Blockgletschern vor 1953 befassen, auf deren Entwicklung über Zeiträume von bis zu mehreren Jahrtausenden (z.B. Scapozza et al. 2021). Die erhöhten Fließgeschwindigkeiten einiger Blockgletscher zwischen den 1950er und 1970er Jahren, die teilweise die Geschwindigkeiten des frühen 21. Jahrhunderts erreichen, sowie die umfassenden Systemveränderungen am Ende der LIA führen daher zu einer zeitlichen Forschungslücke vom Ende der LIA bis in die 1950er Jahre.

Wie bereits beim Stand der Forschung erwähnt, ist die Entstehung von Blockgletschern nach wie vor umstritten (Berthling 2011). Die erwähnten Studien konzentrieren sich jedoch auf den

Zungenbereich stark schuttbedeckter Talgletscher. Untersuchungen zur geomorphologischen Entwicklung großflächiger Felsstürze an den Karwänden kleiner Gletscher unterhalb der ELA fehlen bislang, obwohl in diesen Bereichen zungenförmige periglaziale Formen lange nach der Vergletscherung beobachtet wurden (Gómez et al. 2003; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018).

5. Zielsetzung und Fragestellungen

Das übergeordnete Ziel dieser Dissertation ist die Erweiterung des Wissens über die Auswirkungen des Klimawandels auf die (historische) Kinematik von Blockgletschern. Eine solche Erweiterung kann wesentlich dazu beitragen das Verständnis der gegenwärtigen und zukünftigen Dynamik von Blockgletschern zu erhöhen und damit Prognosen in Bezug auf Naturgefahren, Sedimenteintrag oder Wasserverfügbarkeit verbessern. Angesichts der anhaltenden Diskussionen über die Genese von Blockgletschern und der sich durch den Klimawandel ständig ändernden Umweltbedingungen ist ein weiteres Ziel, das Verständnis der zugrundeliegenden Prozesse und Mechanismen zu vertiefen, die die Entstehung und Entwicklung von blockgletscherähnlichen Landformen beeinflussen. Die detaillierte Untersuchung dieser Entwicklungen und die Identifizierung der sie beeinflussenden Faktoren sind von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der komplexen Wechselwirkungen zwischen Klima, Gletschern und periglazialen Landformen. Dies wiederum kann dazu beitragen, die Entwicklung postglazialer Landschaften in der Zukunft besser abzuschätzen.

Aus der Analyse des aktuellen Forschungsstandes und der daraus abgeleiteten Forschungslücken wurden daher folgende konkrete Ziele für diese Arbeit formuliert und Forschungsfragen abgeleitet:

- I. **Inventarisierung von Blockgletschern im Kaunertal, Ötztaler Alpen, Österreich anhand kinematischer Merkmale zur Untersuchung ihrer räumlichen Verteilung und rezenter kinematischer Unterschiede.**
 - a. Welche Unterschiede oder Gemeinsamkeiten ergeben sich aus der Inventarisierung anhand kinematischer Merkmale im Vergleich zu bestehenden Klassifikationen?
 - b. Unterscheiden sich die Blockgletscherklassen in ihrer räumlichen Verteilung und beeinflusst diese die aktuellen Fließgeschwindigkeiten aktiver Blockgletscher?
- II. **Untersuchung historischer Daten und Methoden, die neben (historischen) Luftbildbefliegungen für die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik geeignet sind, um den Analysezeitraum zu erweitern.**
 - a. Welche Arten von historischen Daten (z.B. Fernerkundungsmaterial wie Luftbilder oder terrestrische Fotos, Datensätze wie Messungen oder Karten) sind für die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik und periglazialen Landschaftsdynamik geeignet?
 - b. Was sind die spezifischen Vor- und Nachteile der verschiedenen Datentypen, die für die Untersuchung relevant sind, einschließlich ihrer Fehler und Unsicherheiten? Welche methodischen Hindernisse können bei der Prozessierung und Analyse dieser Daten auftreten?
- III. **Analyse und Vergleich der multidekadischen Kinematik von Blockgletschern durch die Analyse historischer und moderner Daten im Kaunertal, Ötztaler Alpen, Österreich (1953-2017) und durch die detaillierte Untersuchung des Innere Ölgruben Blockgletschers (1922-2021).**
 - a. Wie hat sich die Kinematik der Blockgletscher im Untersuchungszeitraum verändert?
 - b. Welche Unterschiede in der kinematischen Entwicklung lassen sich zwischen Blockgletschern des gesamten Einzugsgebietes feststellen?

- c. Welche zusätzlichen Erkenntnisse können durch die differenzierte, detaillierte Betrachtung eines Fallbeispiels und die Erweiterung des Untersuchungszeitraumes gewonnen werden?

IV. Untersuchung der Einflussfaktoren auf die multidekadischen Blockgletscherkinematik im Kautertal, Ötztaler Alpen, Österreich (1953-2017) und anhand der detaillierten Betrachtung des Innere Ölgruben Blockgletschers (1922-2021).

- a. Wie haben sich die klimatischen Bedingungen im Untersuchungszeitraum verändert?
- b. Inwiefern beeinflussen topographische und klimatische Bedingungen die multidekadische Kinematik von Blockgletschern?
- c. Welche Auswirkung hat die Überprägung durch Gletscher zum Ende der LIA auf die Kinematik von Blockgletschern?

V. Analyse der Entstehung und zukünftigen Entwicklung blockgletscherähnlicher Formen in hochalpinen Landschaften als Folge des Klimawandels unter Berücksichtigung relevanter Faktoren und Prozesse am Beispiel des Zwieselbachferners, Stubaier Alpen, Österreich.

- a. Wie hat sich die markante Schuttbedeckung am Zwieselbachferner im Horlachtal, Stubaier Alpen, Österreich geomorphologisch entwickelt und kann daraus die zukünftige geomorphologische Entwicklung der Schuttbedeckung abgeleitet werden?
- b. Welche Faktoren und Prozesse sind für die zukünftige Entwicklung zu einer blockgletscherähnlichen Form relevant?

Ziel I wurde in Artikel 1 behandelt, während zur Erreichung von Ziel II die Ergebnisse aller Studien herangezogen wurden. Die Ziele III und IV wurden sowohl in Artikel 1 als auch in Artikel 2 ausgearbeitet, während Ziel V in Artikel 3 realisiert wurde. Darüber hinaus wird in einem kurzen Abschnitt des Ergebniskapitels dieser Arbeit, soweit möglich, die Anwendung der Analysen zu den Zielen I, III und IV auf andere Untersuchungsgebiete (Horlachtal, Österreich und Martelltal, Italien) dargestellt.

6. Untersuchungsgebiete

Im Rahmen der Forschungspublikationen der vorliegenden Dissertation wurden die Arbeiten in zwei Untersuchungsgebieten in den Ostalpen durchgeführt: dem Kautertal in den Ötztaler Alpen (Artikel 1 und 2) und am Zwieselbachferner im Horlachtal in den Stubaier Alpen (Artikel 3). Beide Gebiete liegen nördlich des Alpenhauptkamms in Österreich. Die Anwendung der methodischen Analysen zu den Zielen I, III und IV erstreckt sich zusätzlich auf das gesamte Horlachtal sowie auf das Martelltal, das südlich des Alpenhauptkamms in Italien liegt. Im Folgenden werden die drei untersuchten Täler (siehe Abbildung 2), deren geographische Lage und Höhenverteilung in Abbildung 1 dargestellt sind, kurz charakterisiert.

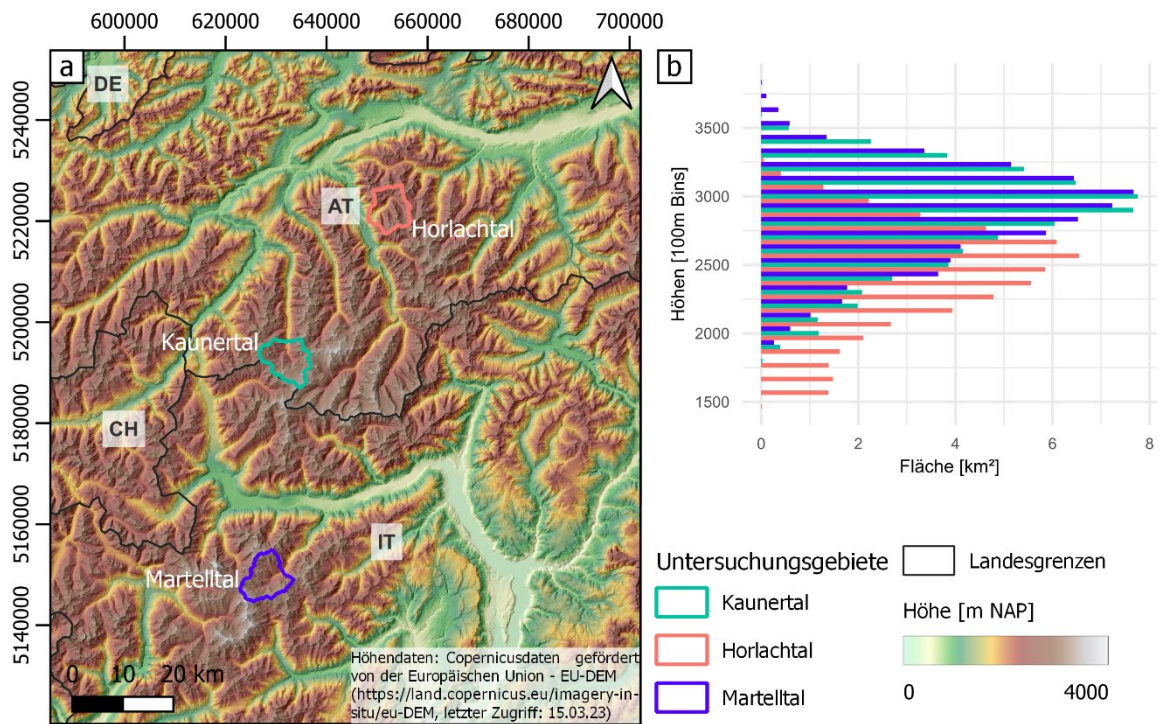


Abbildung 1: a) Lage der Untersuchungsgebiete in den zentralen Ostalpen. b) Höhenverteilung der Untersuchungsgebiete, unterteilt in Gruppen von 100 m (100 m Bins).

Das Untersuchungsgebiet Hinteres Kaunertal liegt am Ende des Kaunertals in den Ötztaler Alpen in Tirol, Österreich. Mit einer Gesamtfläche von ca. 62 km² umfasst es das Einzugsgebiet des Fagebaches bis zu seiner Mündung in den Gepatschtausee. Das Haupttal verläuft in Nord-Süd-Richtung und grenzt im Süden an den Alpenhauptkamm mit der Weißseespitze (3.498 m ü. A.) als höchstem Gipfel. Das Untersuchungsgebiet Horlachtal befindet sich in den Stubaier Alpen, Tirol Österreich, und umfasst eine Fläche von ca. 55 km². Der höchste Berg des Einzugsgebietes ist der Stahlkogel (3.288 m ü. A.). Das Gebiet wird durch den Horlachbach entwässert, der außerhalb des Untersuchungsgebietes über den Stuibenfall in den Hauptfluss des Ötztals (Ötztaler Ache) mündet. Das hintere Martelltal in den Südtiroler Alpen, Italien, hat eine Fläche von ca. 61 km² und liegt innerhalb des Ortler-Cevedale-Massivs. Es umfasst das Einzugsgebiet der Plima bis zu ihrer Mündung in den Zufrittsee. Als südliches Seitental des oberen Etschtales bzw. des Vinschgaus bildet das Martelltal am Talschluss den Ortlerhauptkamm mit dem höchsten Gipfel des Gebietes, dem Monte Cevedale (3.778 m ü. A.).

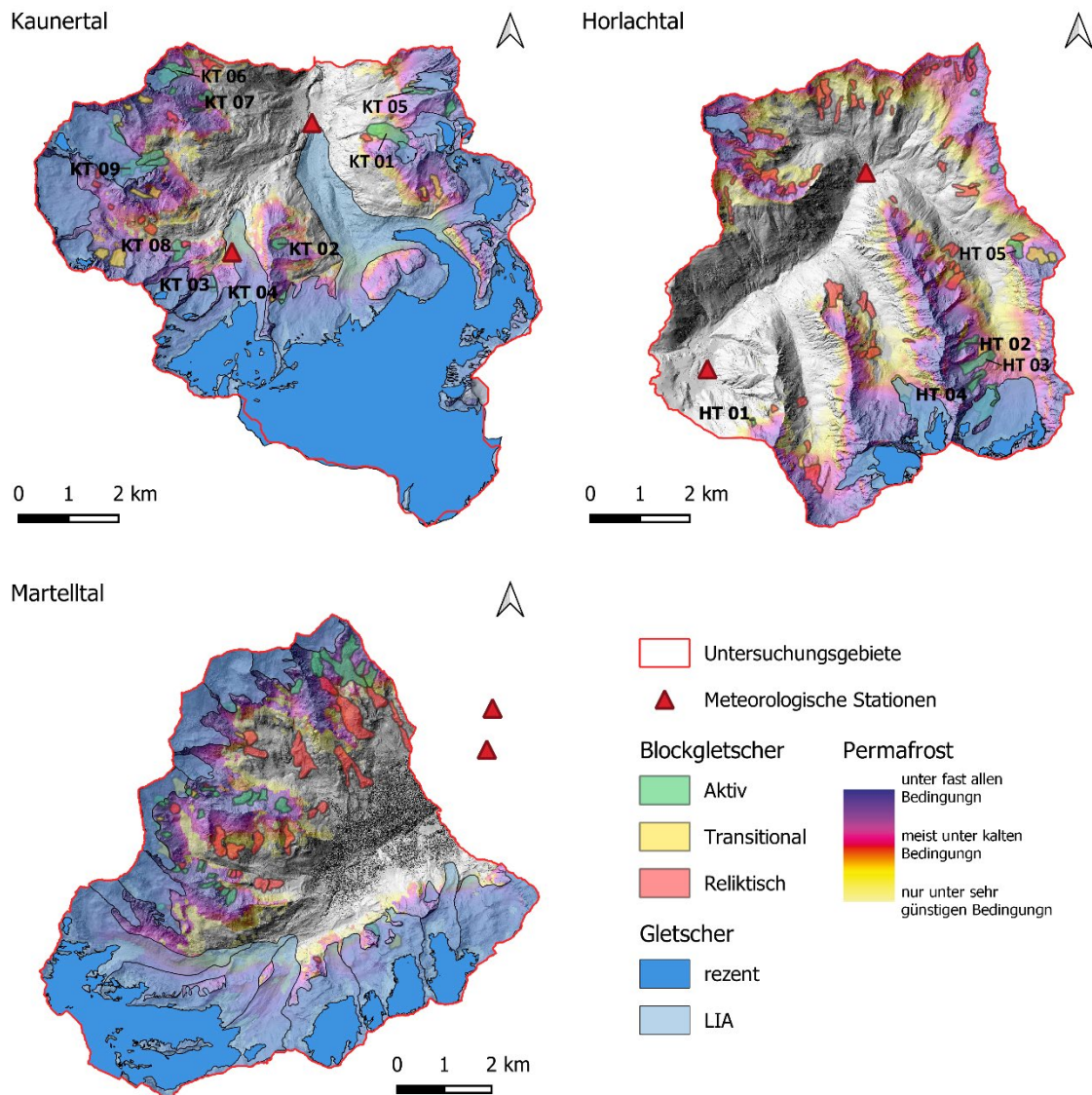


Abbildung 2: Detailkarten der Untersuchungsgebiete präsentieren aktuelle Gletscherausdehnungen sowie jene zum Höchststand der LIA, Permafrostverteilung (Boeckli et al. 2012) und die kartierten Blockgletscher. Die jeweiligen Jahre der rezenten Gletscherkartierungen sind: Kaunertal - 2017; Horlachtal - 2017/18; Martelltal - 2019. Die LIA Gletscherausdehnungen im Horlachtal stammen von Fischer et al. (2015). Die geographische Lage der Gebiete ist in Abbildung 1 dargestellt.

Geologisch weisen die Gebiete aufgrund ihrer Zugehörigkeit zu den ostalpinen metamorphen Deckensystemen Gemeinsamkeiten auf und sind lithologisch vergleichbar. Im Kaunertal (Ötztaler Platte) dominieren stark gefaltete Paragneise und Orthogneise, Amphibolite und Glimmerschiefer treten in geringerem Ausmaß auf (Hoinkes et al. 1997). Auch das Horlachtal (Ötztaler Platte) wird überwiegend von Gneisen, Glimmerschiefern und vereinzelt Amphiboliten geprägt (Boegel und Schmidt 1976). Im Martelltal (Ortler-Campo-Platte) dominieren Paragneise, Glimmerschiefer, Phyllite und Orthogneise, die von Tonschiefer- und Marmorlagen durchzogen sind (Mair et al. 2007).

Aufgrund der divergenten Zeiträume der Datenerhebung und der heterogenen Höhenlagen der meteorologischen Stationen innerhalb bzw. in unmittelbarer Nähe der betreffenden Untersuchungsgebiete, gestaltet sich ein direkter Vergleich der ermittelten Klimadaten zwischen den Gebieten als herausfordernd. Für das Kaunertal wurden an der Wetterstation Weißsee (2.540 m ü. A.) im Zeitraum 2007 bis 2019 eine Jahresmitteltemperatur von $-0,11\text{ °C}$ und eine mittlere

Jahresniederschlagssumme von 932 mm gemessen (Datenquelle: TIWAG). Für das Horlachtal ergaben die Daten der Station Horlachalm (1.910 m ü. A.) für den Zeitraum 1991 bis 2020 eine mittlere Jahresniederschlagssumme von 820 mm und eine mittlere Jahreslufttemperatur von 3,1 °C (Datenquelle: TIWAG). Die Wetterstation Stausee Zufritt (1.851 m s.l.m.), die im Martelltal, aber außerhalb des Untersuchungsgebietes liegt, verzeichnete im Zeitraum 1981 bis 2010 eine mittlere Jahrestemperatur von 2,9 °C und eine mittlere Jahresniederschlagssumme von 746 mm (Datenquelle: www.3pclim.eu).

Während der maximalen Ausdehnung der LIA waren etwa 57 % der Fläche des Kaunertals vergletschert. Im Jahr 2017 waren es nur noch ca. 31 %. Die mit Abstand größten Gletscher waren damals wie heute der Gepatschferner und der Weißseeferner. Im Horlachtal ging der Flächenanteil im selben Zeitraum von 7,3 % auf 1,6 % zurück. Bemerkenswert ist, dass in der Karte der Stubaiäer Alpen (Finsterwalder et al. 1933) in den drei Karen auf der orographisch linken Talseite des Zwieselbachtals Gletscher eingezeichnet sind, die in der LIA-Kartierung von Fischer et al. (2015) nicht berücksichtigt wurden und zum Zeitpunkt der ersten Luftbildbefliegungen (1947) abgeschmolzen oder schuttbedeckt waren. Im Martelltal waren zum Zeitpunkt der maximalen Ausdehnung der LIA ca. 48 % des Untersuchungsgebietes vergletschert, während im Jahr 2019 nur noch 15 % der Fläche Gletscher aufwiesen.

Die "Alpine Permafrost Index Karte" von Boeckli et al. (2012) zeigt in weiten Teilen der Untersuchungsgebiete mögliche Permafrostvorkommen. Dies zeigt sich auch in der Klassifizierung von 15 aktiven Blockgletschern im Kauertal, 9 im Horlachtal und 30 im Martelltal (siehe Kapitel 8.1. und 8.6.). Sowohl die Gletscher als auch die Verbreitung von Permafrost und die kartierten Blockgletscher sind in Abbildung 2 dargestellt.

7. Daten und Methoden

Im Folgenden werden die in der Dissertation verwendeten Datengrundlagen, die darauf basierende Erstellung der topographischen Daten und deren Auswertung kurz dargestellt. Für eine detailliertere Darstellung der verwendeten Daten und Methoden wird auf die entsprechenden Abschnitte in den jeweiligen Publikationen verwiesen. Ziel der Darstellung ist es, ein besseres Verständnis der angewandten Forschungsmethoden zu gewährleisten und deren Zusammenhänge innerhalb der verschiedenen Studien zu verdeutlichen.

7.1. Datengrundlagen

Im Rahmen des SEHAG-Projektes wurde eine umfassende Datengrundlage für die Untersuchungsgebiete Kaunertal, Horlachtal und Martelltal angestrebt. Zu diesem Zweck wurden bestehende luftgestützte LiDAR Daten, auch als ALS-Daten bezeichnet, vom BEV, der TIWAG und der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol zur Verfügung gestellt. Zusätzlich wurden ALS-Daten für das SEHAG-Projekt und das Vorgängerprojekt PROSA im Kaunertal (2012, 2017, 2019, 2021), Horlachtal (2019, 2021, 2022) und Martelltal (2019, 2021) vom Lehrstuhl für Physische Geographie der KU Eichstätt-Ingolstadt aufgenommen. Die für die ALS-Datenaufnahme verwendeten LiDAR-Systeme basieren auf der Aussendung von Laserimpulsen und der Messung der reflektierten Signale. Aus den so berechneten Entfernungen werden dreidimensionale Punktwolken erzeugt, die die

räumliche Verteilung reflektierender Objekte und Oberflächen darstellen. Diese werden unter anderem in der geomorphologischen Forschung eingesetzt und ermöglichen die Untersuchung von Erosions- und Ablagerungsprozessen sowie die Erfassung von Landschaftsveränderungen und deren zeitlicher Entwicklung (Okay et al. 2019).

Für die retrospektive historische Analyse lag der Schwerpunkt auf der Sammlung von (historischen) Luftbildern, (historischen) Karten sowie (historischen) terrestrischen Bildern. Im Falle der Luftbilder wurde die Luftbildfotografie bereits während des Ersten und auch während des Zweiten Weltkrieges zur militärischen Aufklärung und Kartierung eingesetzt. Auch in den Folgejahren wurden Teilgebiete Österreichs befliegen. Die erste flächendeckende zivile Luftbildbefliegung erfolgte Anfang der 1950er Jahre für die Österreichische Waldstandsaufnahme. Seither werden Luftbilder vom BEV, aber auch von den Bundesländern zur Gewinnung von Planungsgrundlagen für Flurbereinigung, Forstwirtschaft, Umweltschutz, Raumplanung und Infrastruktur eingesetzt. Diese wurden zunächst als analoge Schwarzweißbilder, später auch als analoge Farb- oder Infrarotbilder erstellt. Mit der Entwicklung der Digitalfotografie in den 1980er- und 1990er-Jahren wurden die ersten digitalen Luftbildkameras entwickelt, die seit dem Flugjahr 2010 auch vom BEV eingesetzt werden. Für das Horlach- und Kaunertal stammen die Luftbilder vom Amt der Tiroler Landesregierung - Abteilung Geoinformation, dem BEV und der TIWAG. Für das Martelltal wurden die Daten vom IGMI und der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol zur Verfügung gestellt. Um neben den Luftbildern auch (historische) terrestrische Photographien und (historische) Karten zu sammeln, wurden zahlreiche Archive (z.B. Tiroler Landesmuseum, Deutscher Alpenverein, Österreichischer Alpenverein, Österreichische Nationalbibliothek, Südtiroler Landesarchiv) kontaktiert und Öffentlichkeitsarbeit, z.B. durch Artikel in Zeitschriften und TV-Beiträge, betrieben, mit dem Ziel, auch historische private Fotosammlungen zu akquirieren. So konnten für das Horlachtal 16, für das Kaunertal 233 und für das Martelltal 361 terrestrische Aufnahmen aus der Zeit vor den ersten Luftbildflügen Anfang der 1950er Jahre zusammengetragen werden.

Abbildung 3 zeigt die verfügbaren und verwendeten Daten der drei Untersuchungsgebiete seit 1920. Dabei sind keine historischen terrestrischen Bilder dargestellt, da diese bedauerlicherweise die in dieser Arbeit untersuchten Geländeformen nicht abbilden.

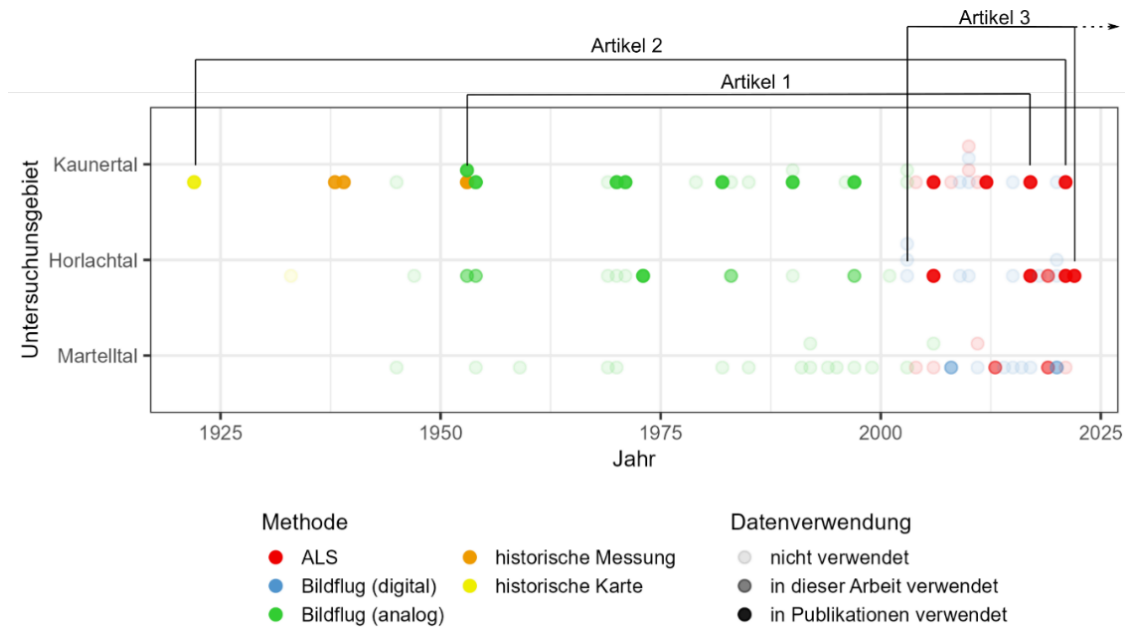


Abbildung 3: Übersicht der verfügbaren Datengrundlage der Untersuchungsgebiete sowie Untersuchungszeiträume und verwendete Daten der Forschungsartikel.

7.2. Erstellung und Vorprozessierung topographischer Daten

Um die erhobenen und zur Verfügung gestellten Daten für eine quantitative Analyse nutzbar zu machen, war im Falle der ALS-Daten eine Vorverarbeitung der Rohdaten erforderlich (1). Diese Arbeit wurde von Camillo Ressler und Michael H. Wimmer, beide Mitglieder der Abteilung für Geodäsie und Geoinformation an der Technischen Universität Wien, durchgeführt. Im Falle der (historischen) Luftbilder war die Anwendung von SfM-MVS zur Erzeugung von Punktwolken und Orthofotos notwendig (2). Die Verarbeitung der Datensätze wurde von verschiedenen Mitgliedern des Lehrstuhls für Physische Geographie an der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt durchgeführt. Die Vorarbeiten von Livia Piermattei und Manuel Stark (siehe Stark et al. 2022) bildeten den zentralen Grundstein für den etablierten Workflow. Bei der historischen stereophotogrammetrischen Karte musste eine Georeferenzierung und Interpolation der Höhenlinien durchgeführt werden (3). Die jeweilige Vorgehensweise wird im Folgenden kurz beschrieben.

(1) Ausgehend von Referenzdaten wurde die von einer GNSS-Antenne und einer im Laserscanner integrierten Inertialmesseinheit aufgezeichnete Trajektorie mit der Software Applanix POSPac MMS der Firma Trimble korrigiert. Anschließend wurden die Rohscans mit der Software Riegl RiProcess an die korrigierten Trajektorien angehängt. In einem weiteren Verarbeitungsschritt wurden die einzelnen Streifen mit Parametern georeferenziert, die durch eine automatische Streifenausgleichung (Glira et al. 2015) in der Punktwolkenverarbeitungssoftware OPALS (Pfeifer et al. 2014) optimiert wurden. Für die Erkennung von Ausreißern und die Klassifizierung der Bodenpunkte wurde LIS Pro 3D, eine Erweiterung von Laserdata (Petrini-Monteferri et al. 2009) der GIS-Software SAGA (Conrad et al. 2015) verwendet. Diese Methodik gewährleistet eine präzise und effiziente Verarbeitung der erhobenen ALS-Daten und ermöglicht die Erstellung hochauflöser, georeferenzierter Punktwolken der Untersuchungsgebiete.

(2) Die Prozessierung von gescannten (historischen) Luftbildern mittels SfM-MVS zur Ableitung von Punktwolken und Orthofotos ist ein zentraler methodischer Bestandteil aller Forschungspublikationen dieser Arbeit. Diese Technik ermöglicht dies mit geringem Aufwand und photogrammetrischer Expertise, sofern wesentliche Grundprinzipien beachtet werden (Bakker und Lane 2017; Fawcett et al. 2019). Diese Tatsache hat in den letzten Jahren zu einer verstärkten Nutzung historischer Luftbilder im wissenschaftlichen Kontext geführt (Stark 2022). Die Bearbeitung erfolgte mit Agisoft Metashape (v1.6.1), mit Ausnahme der Bearbeitung des historischen DHMs in Artikel 3, welches mit der Software Trimble Inpho 9.2 bearbeitet wurde und einem leicht abweichenden Workflow folgte. Die Arbeit basierte auf den Erkenntnissen von Stark et al. (2022), die den Einfluss von Kamerainformationen und Verarbeitungsstrategien bei der Verwendung historischer Luftbilder für quantitative Analysen in alpinen Einzugsgebieten mittels SfM-MVS untersuchten. Kamerakalibrierungsprotokolle wurden, wenn verfügbar, zur Parametrisierung des Objektivs verwendet und um die Fotoeckpunkte zu definieren. Bei Fehlen eines Kamerakalibrierungsprotokolls wurde eine automatische Kalibrierung durchgeführt, die insbesondere bei Verwendung komprimierter Bildformate zu schlechteren Modellergebnissen führen kann (Stark et al. 2022). Die weitere Prozessierung folgt dem Standard SfM-MVS Workflow (siehe Stark et al. 2022; Sevara et al. 2018), wobei die Skaleninformationen in Form von Bodenkontrollpunkten aus stabilen Bereichen der Referenz-LiDAR-Punktwolken der jeweiligen Gebiete entnommen wurden.

(3) Dieser Punkt bezieht sich auf die Verwendung einer stereophotogrammetrischen Karte des Untersuchungsgebietes Kaunertal von Sebastian Finsterwalder aus dem Jahr 1922 (Finsterwalder 1928). Zur Georeferenzierung der Karte wurden aus dem ALS-Referenzdatensatz von 2017 Höhenlinien mit einer Äquidistanz von 20 m generiert, die den Höhenlinien der Karte entsprechen. Die Karte wurde dann an stabilen, eindeutigen und gleichmäßig verteilten Bruchpunkten dieser Höhenlinien koregistriert. In Vergleich zu traditionellen Georeferenzierungsverfahren, wie der Koordinatentransformation von auf Karten markierten Fixpunkten oder der Analyse lokaler Extremwerte wie Gipfeln und Tälern, bietet der hier vorgestellte Ansatz deutliche Vorteile. Er ermöglicht es nämlich, eine größere Anzahl an Koregistrierungspunkten zu setzen, die zudem besser über das Untersuchungsgebiet verteilt werden können. Dies ermöglicht eine präzise Entzerrung und eine genaue und konsistente Georeferenzierung der historischen Karte, was für die weitere Verarbeitung von entscheidender Bedeutung ist. Die nächsten Schritte beinhalteten die Vektorisierung der Höhenlinien, die Umrechnung der Höhen in ellipsoidische Höhen und die Interpolation dieser mit dem Topo to Raster Tool in Esri ArcMap (v.10.6.1), basierend auf dem ANUDHM Programm (Hutchinson et al. 2011). Auf diese Weise konnte aus der historischen Karte ein DHM mit einer Rasterweite von 5 m erstellt werden, welches die Geländeoberfläche des Untersuchungsgebietes im Jahr 1922 darstellt.

7.3. Analyse topographischer Daten

7.3.1. Bestimmung der Oberflächenhöhenveränderungen

Um die Genauigkeit der quantitativen Analyse der multitemporalen Höhenmodelle zu verbessern und systematische Abweichungen zu reduzieren, wurden die jeweiligen Höhenmodelle aneinander angepasst. Abhängig von der Datenlage wurden dazu zwei unterschiedliche Ansätze verwendet:

1) Lagen die Höhenmodelle als Punktwolken vor, erfolgte die Anpassung mittels ICP-Anpassung (Besl und McKay 1992) in SAGA LIS (Conrad et al. 2015). Vor der Anwendung der ICP wurde eine 3D-Blockausdünnung durchgeführt, um die Punktdichte der Punktwolken anzugleichen und somit das Ergebnis des ICP zu optimieren (Stark et al. 2020).

2) Wenn eines der Höhenmodelle nur als Raster vorlag, wie z.B. das ALS-Höhenmodell des Landes Tirol oder das Höhenmodell der Stereophotogrammetrischen Karte (Finsterwalder 1928), wurde eine rasterbasierte Anpassung durchgeführt. Hierzu wurde das Python-Tool PyBOB (McNabb 2019) verwendet, das auf dem von Nuth und Käab (2011) entwickelten Ansatz zur iterativen DHM-Koregistrierung basiert.

In beiden Fällen dienten Flächen des Referenzdatensatzes, die um die jeweiligen Landformen herum kartiert wurden, als stabile Bereiche für die Feinreferenzierung. Anschließend wurden die Punktwolken in ein 1 m-Raster umgewandelt. Um die Veränderungen zwischen zwei Zeitpunkten darzustellen, wurde das neuere DHM vom älteren DHM subtrahiert und so ein DoD erzeugt. Neben der visuellen Analyse dieser DoDs wurden die mittlere Höhenänderung und die Volumenänderung verschiedener Untersuchungsgebiete berechnet, um quantitative und vergleichende Aussagen treffen zu können. Da die DHMs trotz vorheriger Feinregistrierung nicht perfekt zueinander passen und auch interne Fehler aufweisen, ist eine Abschätzung der Unsicherheiten der quantitativen Messungen notwendig. Für diese Aufgabe wurden stabile Gebiete kartiert, die eine ähnliche Exposition wie die zu untersuchende Fläche aufweisen. Es ist anzumerken, dass sich diese Regionen von den stabilen Gebieten der Feinregistrierung unterscheiden. Die Unsicherheiten wurden nach dem Ansatz von Anderson (2019) bestimmt. Dieser beinhaltet eine Fehlerfortpflanzungsmethode, um unkorrelierte, korrelierte und systematische Fehler zu berechnen und zu einer Gesamtunsicherheit zu kombinieren. Für die Visualisierung der DoDs wurden LoDs berechnet, die dem 1,96-fachen der Standardabweichung der stabilen Bereiche entsprechen.

7.3.2. Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten

Zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeiten der untersuchten Geländeformen wurde die Methode der Bildkorrelation auf Orthofotos und aus DHMs generierten Hillshades angewendet. Diese Methode wird häufig verwendet, um Fließgeschwindigkeiten von Gletschern und Blockgletschern aus Orthofotos, Hillshades und Satellitenbildern abzuleiten (Heid und Käab 2012; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018; Scambos et al. 1992). Um die Vergleichbarkeit zu gewährleisten und mögliche Verschiebungen in den Daten zu berücksichtigen, wurden die Auflösungen angeglichen und eine manuelle, lokale Koregistrierung durchgeführt, wobei die Passpunkte gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt wurden. Zur Berechnung der Fließgeschwindigkeitsvektoren wurde der Bildkorrelationsalgorithmus IMCORR (Scambos et al. 1992) in der GIS-Software SAGA

verwendet. Der Algorithmus korreliert kleine Teilszenen (Such- und Referenzchip) aus zwei Bildern durch Anwendung einer auf der schnellen Fourier-Transformation basierenden Version der Kreuzkorrelation. Auf diese Weise werden Vektoren erzeugt, die die Verschiebungen zwischen zwei Bildpaaren darstellen. Bei bewegten Geländeformen stellen diese Vektoren die Fließgeschwindigkeiten an der Oberfläche der betreffenden Strukturen dar. Um das Fehlerbudget für die horizontalen Fließgeschwindigkeiten zu quantifizieren, wurden stabile Bereiche mit ähnlicher Textur, Rauigkeit und Exposition um die Untersuchungsgebiete kartiert. Die Analyse des LoD erfolgte nach Fey und Krainer (2020) und setzt sich aus dem Mittelwert addiert mit der zweifachen Standardabweichung in diesen Bereichen zusammen.

7.3.3. Inventarisierung der Blockgletscher

Die Kartierung von Blockgletschern basiert auf existierenden Inventaren, wie beispielsweise dem Blockgletscherinventar der Tiroler Alpen (Krainer und Ribis 2012) und dem Blockgletscherkataster in Südtirol (Amt der Südtiroler Landesverwaltung – Geologie und Baustoffprüfung). Mithilfe aktueller Hillshade- und Orthofotodaten wurden diese Kartierungen überprüft und korrigiert, und zusätzliche Landformen in den Gebieten erfasst. Bei der Revision wurden die Leitlinien der IPA Action Group: Blockgletscherinventare und Kinematik berücksichtigt. Die Klassifizierung der Blockgletscher orientiert sich an der Einteilung in aktiv (in Bewegung befindlich), transitional (kaum messbare Bewegung $< 0,05$ cm/a) und reliktsch (ohne geomorphologische Beweise oder Bewegungsmessungen). Es ist anzumerken, dass sich transitionale Blockgletscher, abhängig vom topographischen und/oder klimatischen Kontext, entweder zu einem reliktschen oder zu einem aktiven Zustand entwickeln können. Für diese Klassifizierung wurden Ergebnisse aus Höhenveränderungs- und Fließgeschwindigkeitsmessungen neueren Datums herangezogen, sodass die Klassifizierung auf kinematischen Eigenschaften der Blockgletscher basiert. Für das Kaunertal wurden ALS-Daten zwischen 2012 und 2017, für das Hoerlachtal ALS-Daten zwischen 2006 und 2019 und für das Martelltal ALS-Daten zwischen 2013 und 2019 sowie Orthofotos zwischen 2008 und 2020 verwendet.

7.4. Analyse meteorologischer Daten

Um mögliche Zusammenhänge zwischen der Kinematik von Blockgletschern und externen Einflussgrößen zu untersuchen, wurde eine Analyse der Niederschlagsdaten und Schneedeckenveränderungen im Zeitraum von 1953 bis 2017 durchgeführt. Bei den Niederschlagsdaten handelt es sich um Jahressummen. Die Schneedeckenveränderungen beziehen sich sowohl auf die Dauer der Schneedecke als auch auf die Dauer einer signifikanten Schneedecke (>50 cm). Zusätzlich wurde die Temperaturvariation zwischen 1920 und 2021 untersucht, wobei hier sowohl Jahres- als auch saisonale Mittelwerte berücksichtigt wurden. Der Fokus dieser Untersuchungen lag auf mehreren Messstationen in der Umgebung des Kaunertals. Für die Datenerhebung zu Temperatur und Schneedecke wurden hauptsächlich Daten der Stationen Obergurgl-Vent (1938 m ü.d.M. bereitgestellt von HISTALP), und Obergurgl (1942 m ü.d.M. zur Verfügung gestellt von der ZAMG) herangezogen. Diese Stationen sind am höchsten gelegen und etwa 21 km vom Zentrum des Untersuchungsgebiets entfernt. Die Niederschlagsdaten wurden vorwiegend von der Station Plangeroß (1605 m ü.d.M.) verwendet. Obwohl diese Station deutlich

niedriger liegt als die Station Weißsee (2540 m ü.d.M.) und als die untersuchten Blockgletscher, wurden für den Zeitraum ab 2006 (ab diesem Zeitpunkt liefen die Stationen parallel), die beste Übereinstimmung mit den Daten der Station Weißsee festgestellt ($r= 0,892$, $p < 0,001$).

Neben einer Trendanalyse der Daten wurden die jährlichen Anomalien basierend auf dem Referenzzeitraum 1961 bis 1990 und dem Fünfjahresdurchschnitt berechnet, um kurzfristige Schwankungen zu kompensieren. Die Analysen wurden zusätzlich nach Jahreszeiten gegliedert: Frühling wurde als März bis Mai, Sommer als Juni bis August, Herbst als September bis November und Winter als Dezember bis Februar definiert. Gemäß der Methode von Peng et al. (2013) wurde der Beginn und die Dauer der Schneedecke bestimmt. Aus den Schneehöhenmessungen wurden die Tage ermittelt, an denen sich eine signifikante und damit bodenisolierende Schneedecke (> 50 cm) gebildet hat. Zusätzlich wurde der Zeitpunkt der vollständigen Schneeschmelze im Frühjahr bestimmt.

Teil II: Forschungspublikationen

Artikel 1

Titel: Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria

Kurzzusammenfassung: Die Studie untersucht die kinematischen Veränderungen von Blockgletschern auf Einzugsgebietsebene im Kaunertal, Österreich. Durch die Kombination von ALS-Daten mit DHMs und Orthofotos, die aus historischen Luftbildern generiert wurden, konnte dies in mehreren Zeitschnitten zwischen 1953 und 2017 durchgeführt werden. Es wurde festgestellt, dass diese Landformen eine signifikante Beschleunigung der Oberflächenbewegung im Zeitraum 1997–2006 und einen zunehmenden Volumenverlust über den Untersuchungszeitraum aufwiesen. Die Analyse der meteorologischen Daten (Temperatur, Dauer der Schneedecke, Niederschlag) zeigt Zusammenhänge mit diesen externen Einflussparametern. Die Empfindlichkeit, Reaktion oder Reaktionszeit der einzelnen Blockgletscher auf Schwankungen und Änderungen der externen Einflussparameter variiert jedoch.

Autorenbeiträge: Die konzeptionelle Entwicklung dieses Artikels fand, angelehnt an das SEHAG-Projekt, maßgeblich durch mich in enger Zusammenarbeit mit Dr. Florian Haas und Dr. Michael Becht statt. Das Post-processing der LiDAR Daten erfolgte durch die Kollegen Michael H. Wimmer und Prof. Dr. Norbert Pfeifer des Fachbereichs Geodäsie und Geoinformation der Technischen Universität Wien. Während Dr. Livia Piermattei und Dr. Manuel Stark die methodischen Grundsteine für die Erstellung der historischen DHMs und OF legten. Dr. Madlene Pfeiffer vom Institut für Geographie der Universität Bremen unterstützte bei der Analyse der meteorologischen Daten. Die weitere Datenaufbereitung und -auswertung, sowie Darstellung und Interpretation der Ergebnisse erfolgte durch mich mit Unterstützung und Hilfe meiner Kollegen Dr. Michael Becht, Dr. Tobias Heckmann, Jakob Rom, Moritz Altmann und insbesondere Dr. Florian Haas. Der Text wurde durch mich verfasst, wobei die Ko-Autoren an der textlichen Überarbeitung beteiligt waren.

Journal: *The Cryosphere (TC)* ist eine internationale wissenschaftliche Zeitschrift ohne Gewinnabsicht, die sich der Veröffentlichung und Diskussion von Forschungsartikeln, Kurzmitteilungen und Übersichtsartikeln zu allen Aspekten des gefrorenen Wassers und Bodens auf der Erde und anderen planetarischen Körpern widmet. Die Zeitschrift behandelt eine Vielzahl von Themen, darunter Eisschilde und Gletscher, Permafrost, Meereis, Fernerkundung, numerische Modellierung und Studien zur Wechselwirkung der Kryosphäre mit dem Klimasystem. In-situ- und Laborstudien zu diesen Themen werden ebenfalls publiziert.

Impact Factor: 5.84

The Cryosphere, 15, 5345–5369, 2021
https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021
© Author(s) 2021. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.



Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria

Fabian Fleischer¹, Florian Haas¹, Livia Piermattei², Madlene Pfeiffer³, Tobias Heckmann¹, Moritz Altmann¹, Jakob Rom¹, Manuel Stark¹, Michael H. Wimmer⁴, Norbert Pfeifer⁴, and Michael Becht¹

¹Chair of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 95072 Eichstätt, Germany

²Department of Geosciences, University of Oslo, 0316 Oslo, Norway

³Institute of Geography, University of Bremen, 28359 Bremen, Germany

⁴Department of Geodesy and Geoinformation, TU Wien, 1040 Vienna, Austria

Correspondence: Fabian Fleischer (fabian.fleischer@ku.de)

Received: 1 March 2021 – Discussion started: 14 April 2021

Revised: 15 September 2021 – Accepted: 31 October 2021 – Published: 6 December 2021

Abstract. Permafrost is being degraded worldwide due to the change in external forcing caused by climate change. This has also been shown to affect the morphodynamics of active rock glaciers. We studied these changes, depending on the analysis, on nine or eight active rock glaciers, respectively, with different characteristics in multiple epochs between 1953 and 2017 in Kaunertal, Austria. A combination of historical aerial photographs and airborne laser scanning data and their derivatives were used to analyse surface movement and surface elevation change. In general, the studied landforms showed a significant acceleration of varying magnitude in the epoch 1997–2006 and a volume loss to variable degrees throughout the investigation period. Rock glaciers related to glacier forefields showed significantly higher rates of subsidence than talus-connected ones. Besides, we detected two rock glaciers with deviating behaviour and one that showed an inactivation of its terminal part. By analysing meteorological data (temperature, precipitation and snow cover onset and duration), we were able to identify possible links to these external forcing parameters. The catchment-wide survey further revealed that, despite the general trend, timing, magnitude and temporal peaks of morphodynamic changes indicate a slightly different sensitivity, response or response time of individual rock glaciers to fluctuations and changes in external forcing parameters.

1 Introduction

Rock glaciers are a downslope creep phenomenon of mountain permafrost and are responsible for extensive mass transport in alpine environments (Barsch, 1996). As it has been shown that rock glacier kinematics are affected by changing external forcing factors, the aim of this study was to investigate how rock glaciers in the same catchment react to these changes on a multi-decadal timescale. Active rock glaciers consist of a generally coarse debris layer (active layer), covering ice supersaturated debris and forming lobate or tongue-shaped landforms (Haeberli et al., 2006). They can be found in most cold mountain regions of the earth (Jones et al., 2019). Although permafrost is the primary condition for rock glaciers to form, the deforming ice and debris may be of both glacial and periglacial origin (Berthling, 2011). Borehole cores and inclinometer measurements from different rock glaciers reveal the internal structure and deformation of these landforms (Arenson et al., 2002; Krainer et al., 2015; Buchli et al., 2018). They suggest rock glaciers to be similarly composed of such layers, although structure, composition and thickness of these layers differ to a certain extent also within individual rock glaciers. The few-metres-thick topmost active layer consists of unconsolidated debris and isolates the underlying ice-rich frozen body. The ice-rich permafrost body constitutes the main layer of the rock glacier, with a smaller proportion of coarser debris per volume than the active layer and volumetric ice contents between 40 %–90 % (Arenson et al., 2002; Haeberli et al., 2006; Hausmann

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

et al., 2012). The thermal regime of the permafrost layer is mainly controlled by heat conduction; therefore the temperature signal from the surface is linearly delayed, and its amplitude exponentially decreases with depth (Haeberli et al., 2006). As a result, changes in temperature of the permafrost body below the depth of zero amplitude require long-term changes in the thermal forcing. In the permafrost layer, internal plastic deformation is the main component of deformation, which is governed by temperature and the structure of the debris–ice mixture. A large part of the horizontal deformation (50 %–97 %) takes place in one or more shear zones at the base of the ice-rich permafrost body, which are maximally a few metres thick (Arenson et al., 2002). The dynamics of rock glaciers vary at different temporal scales: decadal, inter-annual and intra-annual (Delaloye et al., 2008, 2010; Wirz et al., 2016; Kenner et al., 2017). Studies investigating the decadal-scale variability in rock glacier morphodynamics in the European Alps reveal a significant increase in flow velocities starting in the 1990s, while some studies also report phases of stable flow velocities and velocity decrease since then (Roer, 2005; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2012; Scapozza et al., 2014; Hartl et al., 2016; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2018; Kenner et al., 2020; Marcer et al., 2021). The increase in flow velocities has been explained by rising mean annual air and ground temperatures and mechanisms of heat conduction and meltwater advection (Roer, 2005; Käab et al., 2007; Ikeda et al., 2008; Delaloye et al., 2010). More recent studies highlighted the role of liquid water, especially in the shear horizon, and attribute little or no significance to the change in permafrost temperature to explain the deformation variations on a multi-annual, inter-annual, seasonal and short-term scale (Wirz et al., 2016; Kenner et al., 2017; Buchli et al., 2018; Cicoira et al., 2019). Kenner et al. (2020) synthesise these findings by showing that water availability in the rock glacier is governed by ground temperature, which is a function of mean annual air temperature and onset as well as duration of snow cover and thus correlates with rock glacier deformation as well. Besides, rock glacier dynamics can also be influenced by other factors like topography, temporal and vertical variations in ice content, rheology of the ice–debris mixture, thickness, and input of ice and debris to the system. Although rock glaciers normally move at rates ranging from a few centimetres per year to a few metres per year, some studies show a destabilisation of rock glaciers, which results in a landslide-like movement with displacement rates of up to several tens of metres per year (Roer et al., 2008; Scotti et al., 2017; Vivero and Lambiel, 2019; Marcer et al., 2021).

The present and former response of rock glacier morphodynamics to atmospheric warming and climate change observed in many high mountain regions (Hock et al., 2019) is of large scientific interest for climate change projections and landscape evolution models. But an understanding of these landforms has also implications for natural hazard protection (Schoeneich et al., 2015), future water availability

(Jones et al., 2019) or sediment connectivity (Kummert and Delaloye, 2018). Although there are several studies on rock glacier kinematics covering different timescales, the number of studies is low compared to ice glaciers. Apart from Roer et al. (2005), who investigated multi-decadal catchment-wide rock glacier kinematics in the Turtmann valley, Swiss Alps, most studies on a decadal timescale investigate just one or two large and prominent rock glaciers (e.g. Scapozza et al., 2014; Scotti et al., 2017; Kellerer-Pirklbauer et al., 2018; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2018; Kaufmann et al., 2019; Kenner et al., 2020).

Therefore, we focus on the long-term (1953–2017) kinematic investigations of rock glaciers, located in the upper Kaunertal, Ötztal Alps, Austria, displaying different characteristics. By doing so we want to understand their reaction to climate change under similar climatic forcing. We do this by analysing surface movement (flow velocity) of eight rock glaciers by means of image correlation techniques on the basis of orthoimages and hillshades. In addition, multitemporal surface elevation changes are derived for one additional rock glacier (nine) by a digital elevation model (DEM) of difference (DoD) analysis using photogrammetric as well as airborne laser scanning (ALS) data. The identified changes in rock glacier kinematics are discussed with regard to rock glacier characteristics and changes in the meteorological forcing by investigating different climate parameters (temperature, precipitation and snow cover) recorded directly in the catchment and nearby meteorological stations.

2 Study area

The investigated rock glaciers are located in the catchment area of the upper Kaunertal within the Ötztal Alps, Austria (Fig. 1). The study area is more precisely defined as the hydrologically contributing area at the inlet of the Fagge river into the Gepatsch reservoir. It has an area of $\sim 62 \text{ km}^2$ and a relief of 1773 m, ranging from 1810 m at the inlet to 3583 m at the summit of Hochvernagtspitze.

Geologically, the study area belongs to the eastern Alps crystalline zone and the polymetamorphic Stubai complex. Paragneiss and orthogneiss are dominant, but amphibolite and mica schist occur subordinately (Hoinkes and Thöni, 1993). The study area is climatically characterised by the central-alpine dry region (Fliri, 1975). At Weißsee meteorological station (2470 m), a mean annual air temperature (MAAT) of $-0.11 \text{ }^\circ\text{C}$ (2007–2019) and annual precipitation ranging from 731 to 1118 mm were recorded (data source: Tiroler Wasserkraft AG (TIWAG)). Detailed analysis of climate parameters of the study area is provided in Sect. 5.3 of this paper. According to a permafrost probability map (Otto et al., 2020), 38 % of the study area could be underlain by permafrost, and 30 % was covered by glaciers in 2015 (Buckel and Otto, 2018). The most prominent, Gepatschferner and Weißseeferner, are located in the south-

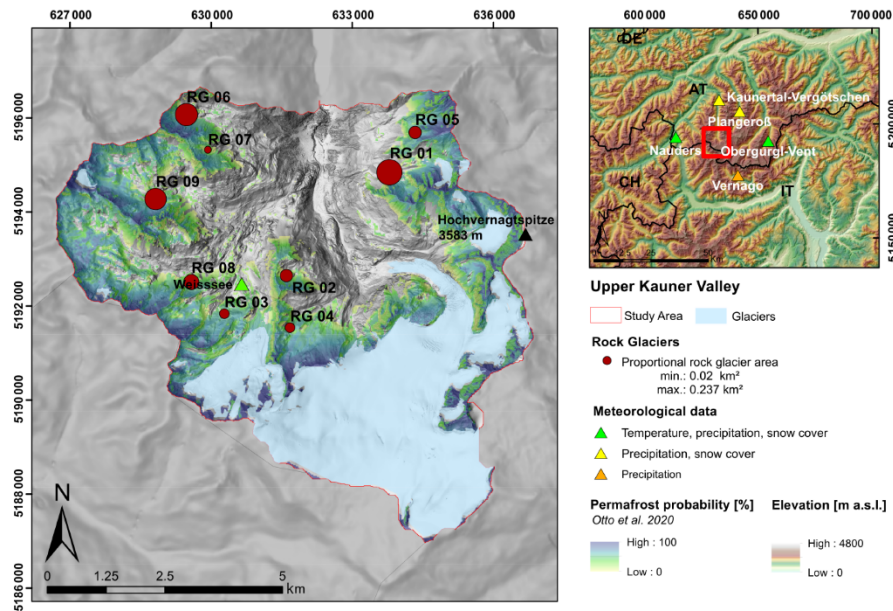


Figure 1. Location and relative size of the investigated rock glaciers and location of the analysed meteorological stations. The stations Obergurgl and Obergurgl-Vent are marked as one station. The coordinate system used is ETRS89/UTM zone 32N EPSG:25832 with the unit metre. The background was created using Copernicus data and information funded by the European Union – EU-DEM layers (<https://land.copernicus.eu/imagery-in-situ/eu-dem>, last access: 1 November 2021).

ern part of the catchment. Due to the glacier road, which makes the valley accessible by car, many studies by geo- and bioscience have been carried out in this area (Dusik et al., 2015; Groh and Blöthe, 2019; Altmann et al., 2020). But the road, which intersects RG03, and the associated ski area also cause anthropogenic influences on natural systems, which have to be considered.

The study of rock glaciers has a long tradition in the Kaunertal, especially at the rock glacier Innere Ölgrube, which is named RG01 in this study (Fig. 2). The first velocity studies were already carried out by Finsterwalder (1928) and Pillewizer (1957), and more recent studies continue their research and contribute additional information about the hydrology, internal and external structure, and morphodynamics of this rock glacier (Berger et al., 2004; Krainer and Mostler, 2006; Hausmann et al., 2012; Groh and Blöthe, 2019). Groh and Blöthe (2019), who investigated the recent development of flow velocities of rock glaciers in Kaunertal, ascertained a slight increase and noted that the velocities of rock glaciers in the study area mainly depend on parameters describing the general inclination and that their activity status is controlled by their size and the topoclimate.

We investigated eight active rock glaciers representing different characteristics and conditions in detail regarding flow velocities and one more rock glacier regarding the surface el-

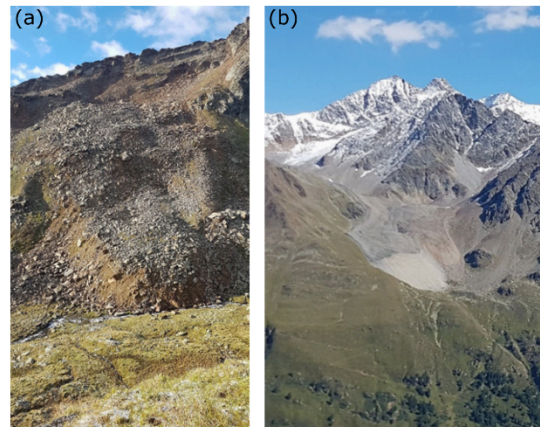


Figure 2. Images of two of the studied rock glaciers. (a) The north-exposed rock glacier RG08, located at the entrance to the Krummgampen valley and covering an area of 0.088 km². (b) The well-studied, west-exposed Ölgruben rock glacier RG01 covering an area of 0.237 km².

evation change analysis (Fig. 1). These are described in more detail in Sect. 5.1.

3 Materials

3.1 Aerial photographs

In order to quantify the kinematic changes in the rock glaciers that occurred in the previous century, we used historical aerial photos to derive orthoimages and point clouds. The historical aerial photos used in this study were scanned and provided in TIFF format by the “Office of the Tyrolean Government – Department of Geoinformation” (<https://www.tirol.gv.at/en/>, last access: 15 September 2021) and the “Austrian Federal Office of Surveying and Metrology” (BEV) (<https://www.bev.gv.at>, last access: 15 September 2021) along with the camera calibration protocols if available (Table 1). The aerial photos for the Kaunertal catchment were collected at six separate epochs between 1953 and 1997. The epochs were chosen based on data availability, similarity in acquisition date (i.e. late summer), image quality and sufficient image overlap.

3.2 Airborne laser scanning (ALS) data

To analyse rock glacier flow velocities on hillshades (see Sect. 4.3) and surface elevation change using DoDs (see Sect. 4.4) in the two most recent epochs 2006–2012 and 2012–2017, we used data from different ALS campaigns (Table 2). The most recent one was acquired on 5 June 2017 by a helicopter and a mounted mobile laser scanning system VuxSys-LR from Riegl (<http://www.riegl.com>, last access: 26 February 2021). This ALS flight mission was carried out by the Chair of Physical Geography at the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt during the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG)-funded project (PROSA), achieving a mean point density of 20.0 points/m² on the studied rock glaciers. Due to weather conditions and time constraints of the contracted company, which made an area-wide data acquisition in 1 d impossible, the 2012 ALS data were recorded (also during the PROSA project) on 4 and 18 July.

An LMS Q680i-S laser scanner from Riegl mounted on a helicopter was used for data recording. Depending on the date of recording, the average point density ranges between 12.3 and 12.7 points/m². Furthermore, an additional ALS dataset from 5 September 2006 with an average point density of 5.0 points/m² was provided by TIWAG. All datasets were georeferenced with parameters optimised by an automatic strip adjustment (Glira et al., 2015).

Table 1. Overview of the acquired historical aerial image flights used to generate point clouds and orthoimages in Agisoft Metashape Professional (v.1.6.1).

Flight date	Number of images ^a	Purpose	Source	Camera	Focal length [mm]	Scanning resolution [µm]	Flight altitude [m]	Resolution orthoimage [m]	Point density ^c [points/m ²]
5 Jun 31 Aug 8 Sep 1953 ^b	124	Forest condition estimation, Flight C	BEV	Unknown	210.11	15	3210	0.225	6.6
1 Sep 1954	36	Forest condition estimation, Flight D	BEV	Unknown	210.11	15	3710	0.225	7.0
29 Sep 1970	32	Tyrolean state surveying flight	Land Tirol	Wald RC5/RC8	210.43	12	3590	0.2	10.1
18 Aug 1971	91	Tyrolean state surveying flight	Land Tirol	Wald RC5/RC8	209.48	12	3120	0.2	12.0
13 Sep 1982	34	Tyrolean state high-altitude surveying flight	BEV	Wald RC10	152.58	15	6030	0.5	1.2
11 Sep 1997	25	KF 173	BEV	Wald RC10	152.70	15	5860	0.5	1.2

^a Number of images used to reconstruct the whole catchment. ^b Three dates were processed as one dataset. ^c Mean point density on studied rock glaciers with snow patches excluded.

Table 2. Overview of ALS data used for flow velocity analysis and surface elevation change analysis. Average point density is given for the areas of the investigated rock glaciers without snow patches.

Flight date	Scanner model	Wavelength [nm]	Average point density [points/m ²]	Operator
5 Sep 2006	Unknown	999	5.00	TIWAG
4 Jul 2012	Riegl LMS Q680i-S	1064	12.7	Milan Geoservice GmbH (commissioned)
18 Jul 2012	Riegl LMS Q680i-S	1064	12.3	Milan Geoservice GmbH (commissioned)
5 Jun 2017	Riegl VuxSys-LR	1550	20.0	Chair of Physical Geography University of Eichstätt-Ingolstadt

3.3 Meteorological data

For the analysis of rock glacier morphodynamics over a decadal time period, a reference to climatic conditions that influence such systems in various ways is indispensable. However, long-time-series data in the high alpine areas are only very sporadically available as early climate monitoring stations tended to be located in population centres. This also applies to our catchment area, where the meteorological station Weißsee (2540 m) (data source: TIWAG) has been recording data since 2006. For this reason, we used additional data from nearby meteorological stations, which have longer time series available, to provide information on the approximate climatic development in the catchment area. The locations of these stations are shown in Fig. 1, while an overview of the stations and the used data is given in Table 3.

4 Methods

4.1 Rock glacier inventory

Although manual mapping of rock glacier landforms is shown to be highly subjective (Brardinoni et al., 2019), we tried to minimise the heterogeneity in the inventory by incorporating the guidelines for inventorying rock glaciers (International Permafrost Association (IPA) Action Group: rock glacier inventories and kinematics 2020) and only mandate one operator to compile the inventory on the basis of the inventory by Krainer and Ribis (2012). Rock glacier outlines were corrected, and additional landforms were mapped on the basis of the most recent hillshade derived from the 2017 ALS campaign of the PROSA project and an orthoimage of 2015 (data source: Land Tirol, <https://www.data.gv.at>, last access: 1 December 2021). Activity status was assigned according to morphological characteristics in combination with a DoD of the 2012 and 2017 ALS campaigns to detect surface elevation change and therefore ice melting. Image correlation analysis on the derived hillshades was used to derive information on flow velocity. For the inventory of the entire study area, both analyses were carried out without local alignment of the data. The classification is based on the common division into active (contains ice and is in motion), inactive ((almost) no motion but still contains ice) and fos-

sil (contains (almost) no more ice and is not in motion; e.g. Krainer and Ribis, 2012). We then derived rock glacier characteristics such as aspect, slope and elevation from the elevation model of the 2017 ALS campaign and classified them according to their spatial connection to the upslope unit. We further determined whether the area of the investigated rock glaciers was covered by a glacier during the Little Ice Age (LIA) with the help of a glacier inventory (Fischer et al., 2015).

4.2 Processing of aerial images

To derive point clouds and orthoimages from the aerial images, these were processed using advances in digital photogrammetry, particularly structure from motion (SfM) with multi-view stereo (MVS). The reconstruction of 3D information in the form of point clouds from scanned historical photos does not require specialised knowledge when important basic principles are followed (Bakker and Lane, 2017; Fawcett et al., 2019). The aerial images were processed in Agisoft Metashape (v.1.6.1) using the film camera tool, which estimates the camera calibration parameters based on the fiducial marks. The software automatically derived the locations of the fiducial mark in the images. Their distance in millimetres and the focal length were available from the calibration protocols. Having defined the camera interior orientation, the camera exterior orientation, the 3D point cloud reconstruction and the orthoimage generation followed the standard SfM–MVS workflow. This includes ground control point (GCP) measurement for georeferencing and dense image matching. The 3D coordinates of 101 GCPs were chosen from the ALS 2017 point cloud on stable terrain and were evenly distributed throughout the catchment. In the case of the 1953 dataset, three different aerial image flights from this year had to be processed together as there was insufficient image overlap in the individual flights.

The resulting average point density on the studied rock glaciers varied from 1.2 to 11.9 points/m² (Table 1). Therefore, only the point clouds of the years 1953/54 and 1970/71 with a point density between 6.6 and 12 points/m² were used in the DoD analysis. The ground resolution of the orthoimages varied between 0.2 and 0.5 m.

Table 3. Overview of the meteorological stations used. The distance is given to the centre of the study area in kilometres. *T* – temperature, Pr – precipitation, SC – snow cover. The data were provided by the “Federal Ministry of Agriculture, Regions and Tourism” (BMLRT), the “Central Institute for Meteorology and Geodynamics” (ZAMG), “Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region” (HISTALP), “Autonomous Province of Bozen/Bolzano” (Province BZ), and TIWAG.

Station name	Recording started	Distance [km]	Temporal resolution	Elevation [m]	Parameters analysed	Provider
Kaunertal-Vergötschen	1895	18.1	Monthly, daily	1269	Pr, SC	BMLRT
Nauders	1895	19	Daily	1330	<i>T</i> , Pr, SC	ZAMG
Obergurgl	1953	21	Daily	1942	<i>T</i> , Pr, SC	ZAMG
Obergurgl-Vent	1851	21.4	Monthly	1938	<i>T</i>	HISTALP
Plangeroß	1895	16	Daily	1605	Pr, SC	BMLRT
Vernago	1953	17	Daily	1700	Pr	Province BZ
Weißsee	2006	2.4	15 min	2540	<i>T</i> , Pr, SC	TIWAG

4.3 Horizontal flow velocities

Horizontal flow velocities of the rock glaciers were calculated for the six processed time steps between 1953 and 2017. For this purpose, an image correlation approach was chosen, which is a common method to derive glacier and rock glacier velocity from orthoimages, hillshades and satellite images (Scambos et al., 1992; Käab and Vollmer, 2000; Heid and Käab, 2012; Monnier and Kinnard, 2017; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2018). In this study, orthoimage and hillshade image pairs were utilised. In order to ensure their comparability and to account for possible shifts in the orthoimages, we resampled them at a resolution of 0.5 m and locally co-registered all individual rock glaciers for each epoch to the 1953/54 orthoimage. We used 9 to 29 co-registration points equally distributed around the rock glaciers, obtaining co-registration root mean squared errors (RSMs) between 0.23 and 0.55 m with an average of 0.32 m.

For the time step 1997–2006, where orthoimages and hillshades were used in combination, illumination was chosen for the 2006 DEM according to the exact position of the sun in the 1997 orthoimage. To calculate flow velocity vectors, the image correlation algorithm IMCORR (Scambos et al., 1992) within SAGA GIS software was applied. The algorithm attempts to match small sub-scenes from two images by applying a fast Fourier transform-based version of a cross-correlation. It can locally adjust the intensity values between two image pairs and therefore compensate for differences in illumination. Using this algorithm, sub-pixel precision of displacement vectors can be achieved. We used search and reference chip size combinations of 64 and 32, 128 and 64, and 256 and 128 with a fixed spacing of 5 m. The combinations were calculated for all image pairs, and the most reasonable was chosen for further analysis. This was done by visually analysing the resulting displacement vectors in combination with the input data. In general, larger chip sizes were chosen for faster-moving rock glaciers and/or long time spans between the image pairs. The resulting raw vector maps can

contain erroneous displacement measurements or decorrelation, where no measurement is possible. Image decorrelation might be caused by snow, strong shading effects, areas where displacements are dominated by rockfall and large displacements, which cause a change in texture. These vectors were excluded manually for all time steps with the help of the matching orthoimages or hillshades. Subsequently, a mask was created for the areas where measurements were possible in all time steps, and just measurements in these areas were used for further analysis to make the individual time steps comparable. Since it is therefore not possible to measure the flow velocity over the entire rock glacier, the calculated statistics are only valid for the area in which measurements were possible in all epochs.

The combination of orthoimages and hillshades had to be chosen because low point densities in some of the aerial-image-derived point clouds resulted in low details in the resulting DEMs. Tests regarding image correlation on these DEMs showed very poor results. We are aware that the low point densities also affected the accuracy of the resulting orthoimages and outline the variable errors in Sect. 5.2. On the other hand, we decided not to use orthoimages for the more recent epochs from 2006 to 2017, available from the “Office of the Tyrolean Government – Department of Geoinformation” (<https://www.tirol.gv.at/en/>, last access: 10 September 2021) for the reason that they were orthorectified utilising the most up-to-date DEM with a resolution of 5 m, which could result in erroneous displacement measurements. If a non-contemporary DEM is used, it would lead to orthorectification errors, particularly on moving landforms, like rock glaciers (Kaufmann and Kellerer-Pirklbauer, 2015).

The measurement of horizontal flow velocities of rock glaciers on remote sensing data, especially when using historical aerial images and their derivatives, is prone to errors. As described by Käab et al. (2021), the error budget is composed of the following components: (1) overall shifts between the orthorectified data, (2) lateral shifts in the orthoimages due to errors in the DEM used for orthorectification, (3) distortions in the aerial images or in the sensor model

that propagate into the orthoimages, (4) image matching uncertainties and errors. We minimised the shifts between the orthoimages by a local co-registration of the orthoimages. By using the matching DEMs of the individual years for orthorectification, we addressed error type (2). However, quality of the DEMs varied locally in a single epoch and more crucially between the epochs and therefore might influence the accuracy of the orthorectification. The DEMs with the lowest quality were the epochs 1982 and 1997. These were also the years with the worst quality of the raw aerial images (error type 3). Another source of error when working with historical aerial images are scratches and alterations on the original image film caused by storage and age. These can lead to problems in the processing and thus were masked out before processing. Errors of type (4) contain errors caused by the image correlation method itself. The measurement errors as a consequence of image correlation vary with the image quality like resolution, shadow, contrast and noise of the image pairs (Kääb et al., 2021). We removed both directional and magnitudinous gross outliers manually by counterchecking the resulting displacement vectors with the corresponding orthoimage and hillshade pairs.

To quantify the overall error budget for horizontal flow velocities, we mapped close stable areas of similar texture or roughness and aspect on the single rock glaciers for all time steps. Due to snow and shading effects, these stable areas had to be adjusted slightly for some epochs. Subsequently, displacement vectors in these areas were analysed for all individual epochs and rock glaciers. As no gross outliers were found in these areas, we used the mean value ($\text{disp}\bar{x}$) added by 2 times the standard deviation ($\text{disp}\sigma$) as a measure for error budget ($\text{error}_{\text{disp}}$) of flow velocity measurements.

$$\text{error}_{\text{disp}} = \text{disp}\bar{x}_{\Delta \text{ epoch1} - \text{epoch2}} + 2\text{disp}\sigma_{\Delta \text{ epoch1} - \text{epoch2}} \quad (1)$$

This measure was also applied by Fey and Krainer (2020) to determine a level of detection (LoD) for rock glacier flow velocity, and mean and standard deviation in stable areas are recommended as a statistical measure of flow velocity error by Paul et al. (2017).

4.4 Surface elevation and volume change

For the analysis of surface elevation and volume change on the rock glaciers we used both photogrammetric and ALS point clouds in a DoD analysis. All processing steps were performed in SAGA LIS (laser information system; <https://www.laserdata.at>, last access: 20 February 2021). The epochs for this analysis differ slightly from the datasets used for the flow velocity analysis as the processing of the aerial images did not lead to sufficient point cloud resolutions for the datasets 1982 and 1997. Therefore, four epochs between 1953–2017 were analysed. All point clouds (photogrammetrically derived and ALS) were thinned (0.5 m) to produce homogeneous point densities for all epochs, and outliers were removed. In order to minimise inherent system-

atic errors (Bakker and Lane, 2017) all point clouds were co-registered with the reference 2017 ALS data by using an iterative closest point (ICP) algorithm (Besl and McKay, 1992) on mapped stable areas around the rock glaciers. Fine registration was performed for all individual rock glaciers and epochs separately to account for any variable errors throughout the catchment. The point clouds were then converted into a DEM with a cell size of 1 m. The elevation change for each epoch and rock glacier was derived by subtracting the earlier DEM from the newer DEM (DoD). These values were summed and multiplied by the squared cell size to obtain the volume change. In order to be able to compare epochs, annual values were calculated. To avoid surface elevation changes and volume changes being influenced by snow, snow masks were created, and these areas were excluded from the analysis (Fig. 10). This implies that in some cases the entire landform cannot be considered for the mass balances, so the results of these must be interpreted with caution.

For the uncertainty analysis we followed the approach proposed by Anderson (2019), who presented an error propagation method to derive uncorrelated, correlated and systematic errors and combine them to a total uncertainty without applying a minimum LoD. We carried out this procedure in stable areas that we mapped in proximity to the rock glaciers. For visualisation, however, we applied a LoD of 1.96 times the standard deviation in stable areas.

4.5 Meteorological data

In order to identify possible links between rock glacier kinematics and external forcing factors, we analysed the changes in temperature, precipitation and snow cover during the study period from 1953 to 2017. In addition to a trend analysis of the data, we also calculated the annual anomalies based on the reference period 1961 to 1990 and the 5-year running mean to smooth out short-term fluctuations. In addition, we disaggregated these analyses by season; here, spring was defined as March–May, summer as July–August, autumn as September–November and winter as December–February. The variables snow cover onset and duration were determined according to Peng et al. (2013) From the depth-of-snow data of the individual station we also calculated the dates when a significant snow cover (> 50 cm) is established, allowing for ground isolation. Besides this we derived the date of complete snowmelt in spring.

5 Results

5.1 Rock glacier inventory and investigated rock glaciers

A rock glacier inventory was compiled for the upper Kaunerthal. Within the catchment, 40 rock glaciers were found, which were classified as active (15), inactive (11) and fossil (14) (Fig. 3). Due to poor image quality or snow cover and the

activity status, the vast majority of these rock glaciers had to be excluded from the following analyses.

Nevertheless, eight active rock glaciers representing different characteristics and conditions were investigated in detail regarding flow velocities and one more regarding surface elevation change. The most prominent of those is the well-studied and largest (0.237 km²) rock glacier Innere Ölgrube (RG01) (Fig. 2). The area of these rock glaciers ranges from 0.02 km² (RG07) to 0.237 km² (RG01). They show aspects of north, north-east, east and west, with minimum elevation ranging from 2446 to 2727 m. Without geophysical, geochemical or petrographic information, interpretations about the genesis and internal structure are difficult (Berthling, 2011; Clark et al., 1998). In the case of the rock glaciers RG03, RG04 and RG09, a complete or partial covering of the rock glaciers by the LIA glacial extent (Fischer et al., 2015) suggested a glacial genesis after 1850 or at least a glacial influence during and after this time, as described by Dusik et al. (2015) for RG09. In the case of RG06, a thermokarst lake suggested a glacier coverage of the root zone during LIA and the presence of massive sedimentary ice (Supplement Fig. S1).

Concerning the connection to the upslope unit both glacier-forefield-connected (GFC) and talus-connected (TC) rock glaciers were included in the further analysis. Detailed characteristics of the studied rock glaciers can be found in Table 4, and a KMZ file containing the locations of the investigated rock glaciers is included in the supporting materials.

5.2 Errors and uncertainties

Although the workflow was chosen to minimise errors during data processing, they are still present to some extent in the data. Wherever necessary and possible, we indicated the uncertainties in the values in the text and in the figures.

For flow velocity measurements, error values ranged between 0.01 and 0.09 m/yr. The distribution of these values from individual rock glaciers per image pair combination is displayed in Fig. 4. In general, the best results were obtained for epochs where hillshade image pairs were utilised. The largest errors on average were determined for the epoch 1997–2006, in which a combination of orthoimages and hillshade was used. We attribute this to the poor image quality of the 1997 dataset and the use of orthoimages in combination with hillshades. Although the illumination of the hillshades was adapted to the orthoimages, only contrasts and patterns, which are caused by the illumination, can be used to determine the flow velocity by image correlation. In contrast, contrasts and patterns that are caused by different colours in the orthoimage are not taken into account or can even lead to incorrect measurements. In other cases, the variability in the errors may be related to the accuracy of the co-registration but also to differences in the quality of the image in terms of contrast, illumination and resolution.

To assert the validity of our results we performed a qualitative comparison with differential global positioning system (DGPS) measurements, which were taken by Krainer and Mostler (2006) between 2002 and 2004 for Ölgruben rock glacier (RG01). This confirmed the magnitude, flow direction and pattern that were determined by our method. In addition, a comparison of flow velocities derived by Groh and Blöthe (2019) by feature tracking for Kaunertal rock glaciers between 2001 and 2015 showed good agreement (Supplement Table S1). Although other time steps were used, span, mean and median values showed similar and plausible results when compared to the values of the two most recent time steps of our study.

For the surface elevation change and volume change analysis, the uncertainties were largely determined by the magnitude of the systematic error in the DoD. The analysis of the errors revealed that a systematic error mostly occurred if one or both DEMs used to calculate the DoD were photogrammetrically created from historical imagery. This is reasoned by the fact that, due to the quality of the data, these point clouds could not be matched to the reference dataset by the ICP algorithm with the same accuracy as, for example, high-resolution and high-precision modern ALS datasets. Since the data quality of the point clouds generated from historical images varies spatially, a systematic error did not occur to the same severity in all investigated rock glaciers of an epoch. The spatially correlated random error, on the other hand, always occurred in DoDs with at least one DEM generated from historical images, whereas it was not present in DoDs created from ALS data. However, similar to the uncorrelated random error, this contributed only little to the total uncertainty in case a systematic error was present (Table S2).

Since areas of snow cover, strong shadows or decorrelation in the image correlation would bias the results, masks were created comprising areas in which an unbiased analysis was possible in all epochs in order to ensure comparability. Therefore, the analysis of the flow velocity could be conducted on 27.39 % to 80.00 % of the rock glacier area, while, regarding the surface elevation change analysis, a coverage of 50.50 % to 95.67 % could be achieved (Table 5).

5.3 Changes in meteorological forcing

All stations showed similar patterns of change, even if the manifestation of the anomalies was slightly different in some cases. We note that the positive trend of temperature increase was slightly higher for stations of higher elevation in the study period. In the case of temperature and snow cover, we mainly present data from the stations Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.) and Obergurgl (1942 m a.s.l.) as these are located at the highest elevation and only about 21 km away from the centre of our study area. In the case of precipitation, we mainly present data from the Plangeroß station (1605 m a.s.l.) because, although it is located at a significantly lower elevation than the Weißsee station

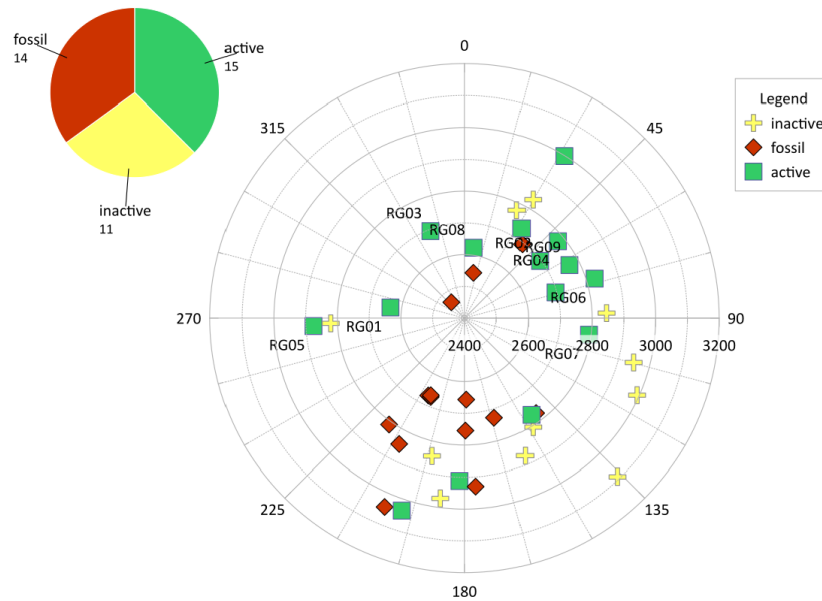


Figure 3. Rose plot of the rock glacier inventory of the upper Kaunertal. The radial axis gives the mean elevation of the rock glaciers [m]; the angular axis gives the aspect of the rock glaciers [°].

Table 4. Characteristics of the rock glaciers studied. Permafrost occurrence gives the pseudo-probability of permafrost (Otto et al., 2020). Area covered by 1850 glacier extent is ascertained according to LIA glacier extents (Fischer et al., 2015) if not specified otherwise.

Rock glacier	RG 01	RG 02	RG 03	RG 04	RG 05	RG 06	RG 07	RG 08	RG 09
Aspect	W	NE	N	NE	W	E	E	N	NE
Area [km ²]	0.237	0.058	0.036	0.036	0.059	0.182	0.02	0.088	0.171
Slope [°]	25	26	26	20	31	24	30	30	22
Elevation [m]									
Min	2446	2615	2596	2727	2702	2695	2709	2510	2627
Max	2780	2755	2787	2812	3093	2948	2861	2761	2925
Permafrost occurrence [%]									
Min	0	0	16.97	0	0	0	0	0	0
Max	65.41	57.95	45.68	70.53	76.04	81.42	50.52	60.52	78.57
Mean	14.49	33.22	48.99	47.08	48.24	44.04	20.54	38.33	37.57
Connection to the upslope unit	GFC; TC	TC	GFC	GFC	TC	TC	TC	TC	GFC; TC
Area covered by 1850 glacier extent	Yes ^a	No	Yes	Yes	No	No ^c	No	No	Yes ^b

^a As described in Berger et al. (2004). ^b As described in Dusik et al. (2015). ^c A thermokarst lake suggests massive ice and a covering of the root zone by LIA glacier.

(2540 m a.s.l.) and the studied rock glaciers, it offered the best agreement with the Weißsee station data in terms of monthly precipitation ($r = 0.892$, $p < 0.001$).

During the period of investigation (1953–2017), the temperature trend showed an increase of 1.92 °C in 65 years at the Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.) station (Fig. 5). This was a stronger increase than at the lower-elevated station Naud-

ers (1330 m a.s.l.), where the increase was 1.29 °C. Possible reasons and explanations for the elevation-dependent warming are given in Rangwalla and Miller (2012). In general, the temperature increase goes well in line with the alpine-wide temperature increase, which has a significantly higher amplitude than the global average (Beniston, 2006). The seasonal development of the temperature trends showed a strong

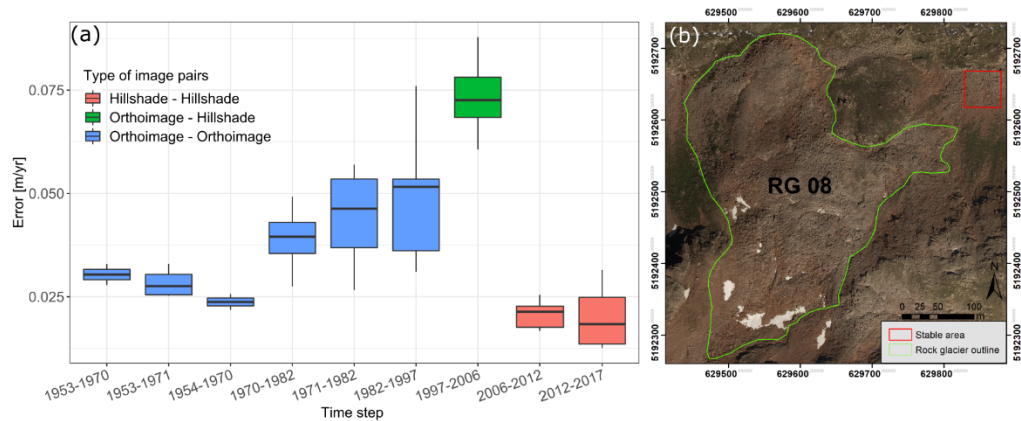


Figure 4. (a) Flow velocity errors derived from stable areas in proximity to the individual rock glaciers for all image pair combinations. Like all subsequent boxplots, these show summary statistics of the data, with the bottom of the box representing the 25th percentile, the top of the box the 75th percentile and the black bar the median. The lines above and below the boxes indicate the minimum and maximum values. (b) Example of a stable area displaying similar aspect, texture and roughness used to analyse error for RG08.

Table 5. Percentage of the rock glacier area in which measurements were possible in all time steps and which were therefore considered for the analysis of flow velocity and surface elevation change. Reasons for exclusion were snow cover, shading effects or decorrelation in the image correlation.

Rock glacier		RG01	RG02	RG03	RG04	RG05	RG06	RG07	RG08	RG09
Area [%]	Flow velocity	41.97	75.94	45.42	65.72	27.39	39.12	70.62	80	–
	Surface elevation change	92.09	87.72	70.93	90.71	81.1	64.4	92.9	95.67	50.5

increase in temperatures in spring and summer of 2.73 °C and 2.64 °C, respectively. This trend was clearly weakened for winter and autumn temperatures and amounted to 1.6 °C for winter and 0.69 °C for autumn. The derived temperature anomalies showed exclusively positive anomalies from the beginning of the 1990s onwards for spring and summer temperatures (Fig. 12). The summers of 2015 and 2017 and in particular the summer of 2003 were conspicuous for their high temperatures and are known to have brought profound change to permafrost-affected systems (Ravelin et al., 2017). For the period before the beginning of the 1990s, periods and years with both positive and negative anomalies occurred, whereby the strong anomalies were mostly in the negative range.

All considered meteorological stations, except for the station Nauders (1330 m a.s.l.), recorded a slightly positive trend in terms of precipitation, translating to an increase between 53 and 241 mm during the investigation period. The positive trend for the station Plangeroß (1605 m a.s.l.) was expressed in an increase in precipitation of 152 mm per 65 years (Fig. 5). The mean annual precipitation accounted to 931 mm/yr during the period of investigation at the station Plangeroß (1605 m a.s.l.) and to 957 mm/yr at the Weißsee station (2540 m a.s.l.) in the period from 2007 to 2017. The

greatest positive trend was recorded in autumn (52 mm per 65 years), the least in winter (18 mm per 65 years). On average, most precipitation fell in the summer months, with an average of 362 mm/yr, and the least in winter, with an average of 171 mm/yr.

Precipitation anomalies showed a clear increase from the mid-1990s for positive summer and autumn anomalies, which is particularly pronounced in the period 1995–2002 (Fig. 12).

The derived snow cover parameters are difficult to transfer to the study area as the station Obergurgl (1942 m a.s.l.) is located at a lower elevation than the rock glaciers studied but could provide an indication of general trends and anomalies in snow cover onset and duration (Fig. 5). For the entire study period from 1953 to 2017, no significant trend could be observed for the onset of the snow cover, significant snow cover and snow cover duration. This fits in with the results of Olefs et al. (2020), who found an elevation-dependent reduction in snow depth and duration in Austria between 1961 and 2020, but this only applies to elevations below 2000 m. However, there were some periods and years showing a particularly early or late onset of snow cover and significant snow cover, respectively (Fig. 12). On the other hand, a significant negative trend of –17 d was observed for the end of snowmelt

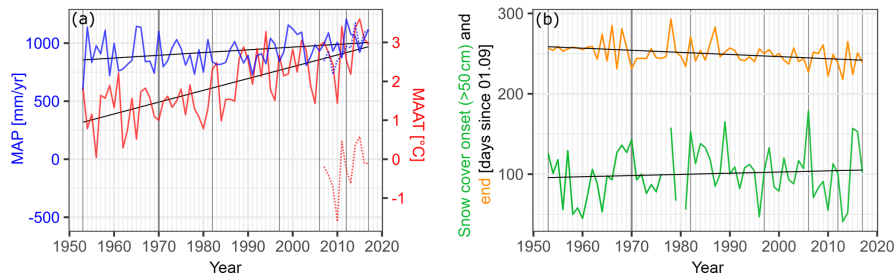


Figure 5. Changes in meteorological forcing during the study period between 1953 and 2017. **(a)** Mean annual precipitation (MAP) for the station Plangeröß (1605 m a.s.l.) and mean annual air temperature (MAAT) for the station Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.); the dashed lines indicate the values for the Weißsee station (2540 m a.s.l.). **(b)** Snow cover onset and end for the station Obergurgl (1942 m a.s.l.). The black lines show the trend of the respective parameters.

over the study period, meaning the snowmelt takes place earlier with time (Fig. 5). Although this was not always the case, in general, the data showed that when the onset was earlier, the duration of the snow cover was also longer and vice versa.

5.4 Flow velocities

For the whole period of investigation, we derived maximum flow velocities ranging between $0.09 \text{ m/yr} \pm 0.03$ and $1.72 \text{ m/yr} \pm 0.01$ and mean flow velocities ranging between $0.08 \text{ m/yr} \pm 0.03$ and $0.60 \text{ m/yr} \pm 0.01 \text{ m/yr}$ for the eight individual rock glaciers (Fig. 6). The mean values were calculated for values above the maximum LoD of the respective rock glacier in order to exclude marginal areas, showing values close to zero, that do not move homogeneously with the rock glacier and to ensure comparability between the epochs. All of the investigated rock glaciers showed the highest mean and/or maximum values in either the epoch 1997–2006 or 2012–2017.

An exception to this was RG08, which had the highest maximum flow velocity of 1.66 m/yr in the epoch 1953 to 1971. In this epoch, flow velocities for RG08 could only be determined by manual mapping of a few blocks as image correlation resulted in decorrelation due to excessive changes in surface structure. RG01, RG02, RG03, RG06, RG07 and RG08 showed a distinct acceleration of flow velocities beginning in the epoch 1997–2006. All of the investigated rock glaciers of the Kaunertal showed an increase in flow velocities in the most recent epoch, 2012–2017, compared to the previous 2006–2012 epoch. Exceptions to the general trend could particularly be seen in the case of RG04 as it was characterised by relatively constant mean flow velocities well below 0.15 m/yr during the whole investigation period.

In the first epoch, all rock glaciers, except for RG01 ($0.49 \text{ m/yr} \pm 0.03 \text{ m/yr}$) and RG08 (max 1.66 m/yr by manual mapping), displayed similar, low mean values ranging from $0.08 \text{ m/yr} \pm 0.03$ to $0.16 \text{ m/yr} \pm 0.02 \text{ m/yr}$ as well as similar value ranges (Fig. 6). If the maximum flow velocities are

taken into account, this similarity has to be put into perspective as the range here was significantly greater and lies between $0.09 \text{ m/yr} \pm 0.03$ and $0.41 \text{ m/yr} \pm 0.03 \text{ m/yr}$ due to the higher flow rates of RG 03–05 at their terminal part (Fig. 7).

Compared to the first epoch, the range of the mean values increased significantly in the epoch 2012–2017 and was now between $0.12 \text{ m/yr} \pm 0.03$ and $0.49 \text{ m/yr} \pm 0.03$ and $0.60 \text{ m/yr} \pm 0.01 \text{ m/yr}$ for RG01. The strongest proportional increase could be seen in rock glaciers RG07 and RG02, where mean flow velocities increased by 485 % and 251 % and maximum flow velocities increased by 799 % and 383 %, respectively. In contrast, in the case of RG04, the average and maximum flow velocity was reduced by -11% and -47% , respectively.

The relative changes between the first and the last epoch regarding the remaining rock glaciers differed clearly and ranged between 23 % and 141 % for mean flow velocity and 22 % and 348 % for maximum flow velocity (Fig. 6).

Some rock glaciers also showed a local temporal peak in one or more epochs, which was characterised by higher flow rates. On rock glaciers RG01 and RG08, higher mean flow velocities were measured between 1953/54 and 1970/71 compared to the subsequent two epochs. Higher mean flow velocities were also observed on rock glaciers RG01, RG03, RG06 and RG08 in the epoch 1997 to 2006, compared to the epochs before and after, although caution is required in the interpretation due to the higher error values (mean error 0.08 m/yr) in this epoch.

Furthermore, rock glaciers did not move uniformly, but flow velocities varied spatially (Fig. 7). The zones of higher flow velocity were usually, but not always, located in the terminal section of the rock glacier. Exceptions were mainly RG03, which showed a gradual change in its flow pattern over time, and RG06, which showed its maximum flow velocities in an area above a thermokarst depression in particular in the latest epoch. On RG08 maximum flow velocities were measured in the terminal part, which gradually decreased and were close to zero in the most recent epoch,

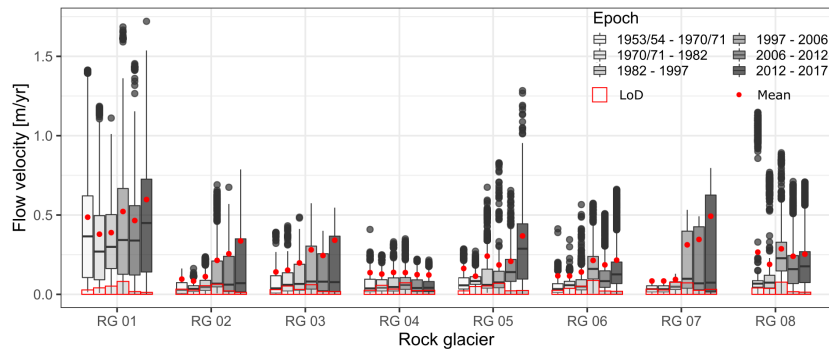


Figure 6. Flow velocities for individual rock glaciers for six distinct epochs from 1953 to 2017. Rock glacier RG09 was not included in the flow velocity analysis, and rock glacier RG 08 had to be excluded from epoch 1 due to extensive decorrelation in the frontal part because of large displacements. The mean value (red dot) was calculated for values above the maximum LoD of the respective rock glaciers. The respective LoDs of the epochs are shown as red boxes. The black dots represent outliers, which by definition are located at least 1.5 times the box length (interquartile range) above the box.

whereas the rest of the rock glacier accelerated from the epoch 1997–2006 onwards.

For all landforms, there were areas of varying extent that showed very little to no measurable movement over the entire study period (Fig. S2). Apart from these areas, most of the remaining rock glacier areas accelerated, especially from the epoch 1997–2006, though to varying degrees. The taper (entire area accelerated) and thickening (individual areas of different velocities) of the violin plots as well as the observation of the flow velocity maps give an indication for the acceleration of different zones of the individual rock glaciers studied (Fig. 7).

5.5 Surface elevation and volume changes

The calculation of the surface elevation and volume change could be carried out on a total of nine rock glaciers in four epochs. The volume changes in the investigated rock glaciers ranged from $-9931 \text{ m}^3/\text{yr} \pm 57 \text{ m}^3/\text{yr}$ (RG1, epoch 2012–2017) to $235 \text{ m}^3/\text{yr} \pm 121 \text{ m}^3/\text{yr}$ (RG05, epoch 1953–1970) (Fig. 9). Since the mean annual surface elevation changes allow for a better comparison of rock glaciers of different sizes, we describe them in more detail in the text. However, the volumetric changes in the individual rock glaciers are also shown in Fig. 9. Since snow-covered areas had to be excluded from the analysis, and only the rock glacier body was considered, it is not possible to speak of a true mass balance. Possible drawbacks and consequences are discussed in Sect. 6.5.

The mean values ranged from $0.005 \text{ m/yr} \pm 0.003 \text{ m/yr}$ (RG05, epoch 1953–1970) to $-0.047 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG04, epoch 2006–2012) (Fig. 9). In the entire study period, the values were predominantly in the negative range, with only three measurements showing positive values very close to zero. All rock glaciers showed values of surface

elevation change in the negative and the positive range (Fig. 8). A clear difference could be seen in the temporal development of the surface and volume changes in different rock glaciers. On RG01, RG03, RG04 and RG09, negative values ranging between $-0.022 \text{ m/yr} \pm 0.005$ and $-0.008 \text{ m/yr} \pm 0.002 \text{ m/yr}$ already occurred in the first epoch and became increasingly negative in the following epochs, reaching values ranging between $-0.046 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG04) and $-0.021 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG03) in the last epoch. All of these rock glaciers were classified as GFC and were covered or partially covered by glaciers during the LIA (Table 4). On the other rock glaciers, which are of TC type, considering the uncertainties, there were no negative mean surface elevation changes or volume changes measurable in the first epoch. For RG02, RG05 and RG07 they only occurred in the last epoch between 2012 and 2017 and ranged from $-0.015 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG05) to $-0.003 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG07). In contrast, for RG06 and RG08, these already became increasingly negative from the epoch 1970–2006 onwards and in the last epoch showed values of $-0.032 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG06) and $-0.017 \text{ m/yr} \pm 0.001 \text{ m/yr}$ (RG08).

The investigated rock glaciers differed not only in their temporal development but also in the magnitude of the change in surface elevation. RG01 and RG04 showed similar and very high values, and RG06, RG08 and RG 09 were similar, in the middle of the range. RG02, RG05 and RG07 showed values close to zero, with the exception of RG05, which had clearly negative values in the most recent epoch (Fig. 9). Figure 10 shows the spatial patterns of the surface changes in the rock glaciers and their temporal development. It can be seen that for a large part of the rock glaciers, the spatial patterns of positive and negative surface change remained relatively consistent, and the magnitude, mostly of

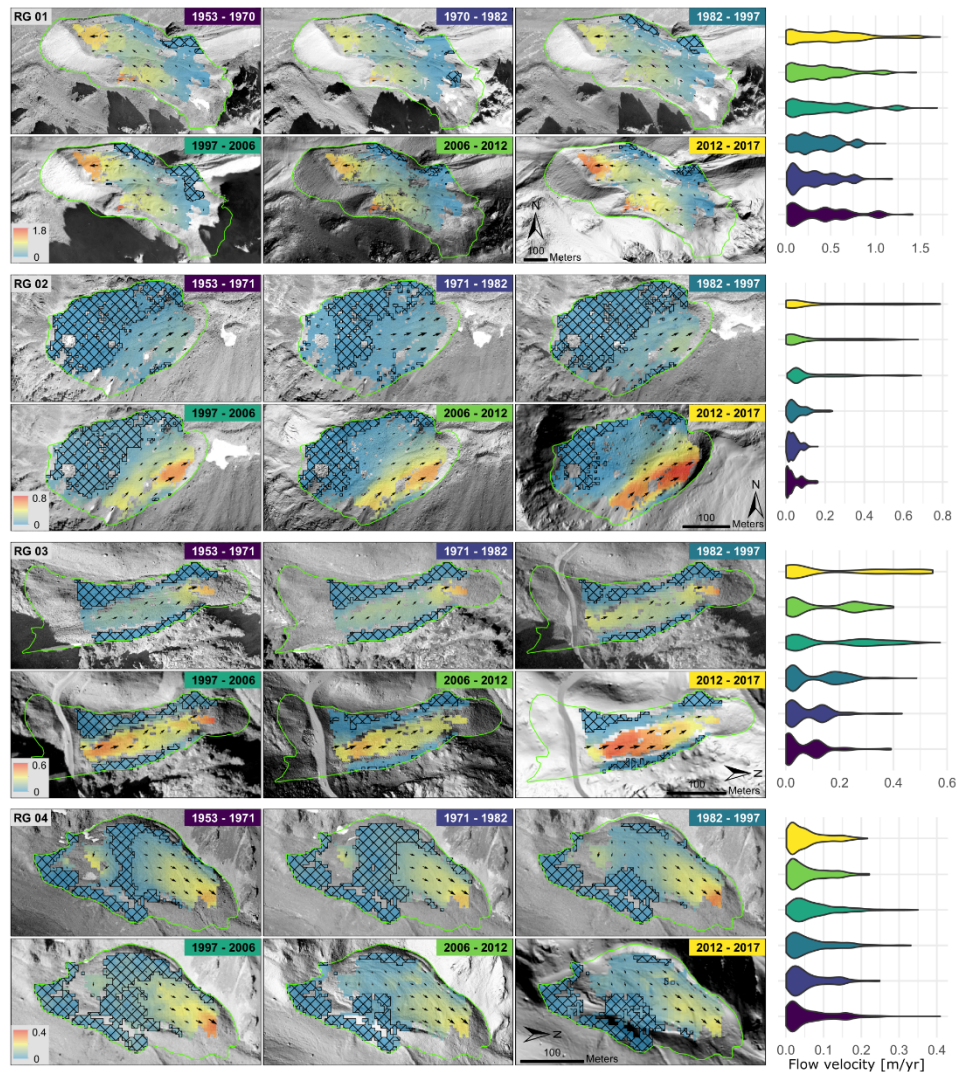


Figure 7.

the negative values, increased as time progresses. Exceptions to this spatial development are RG02, RG05 and RG07, where hardly any significant surface change was measured in the first epoch, and therefore a spatial pattern only emerged from 1970/71 onwards.

RG04 only showed negative values of surface elevation change in the upper part in the first epoch, which were measured on the entire rock glacier from the second epoch onwards. Probably the greatest exception in the case of spatial patterns was RG08. After high values of both positive and negative surface elevation change were measured in the

terminal area between 1953 and 2006, only small negative changes could be observed in this area thereafter. From 1971 onwards, however, the upper part of the rock glacier showed increasingly negative values.

5.6 Interaction of surface elevation change and flow velocity

To be able to relate and compare both the changes in flow velocity and the surface elevation change, we have plotted their mean values for subareas of the individual rock glaciers in

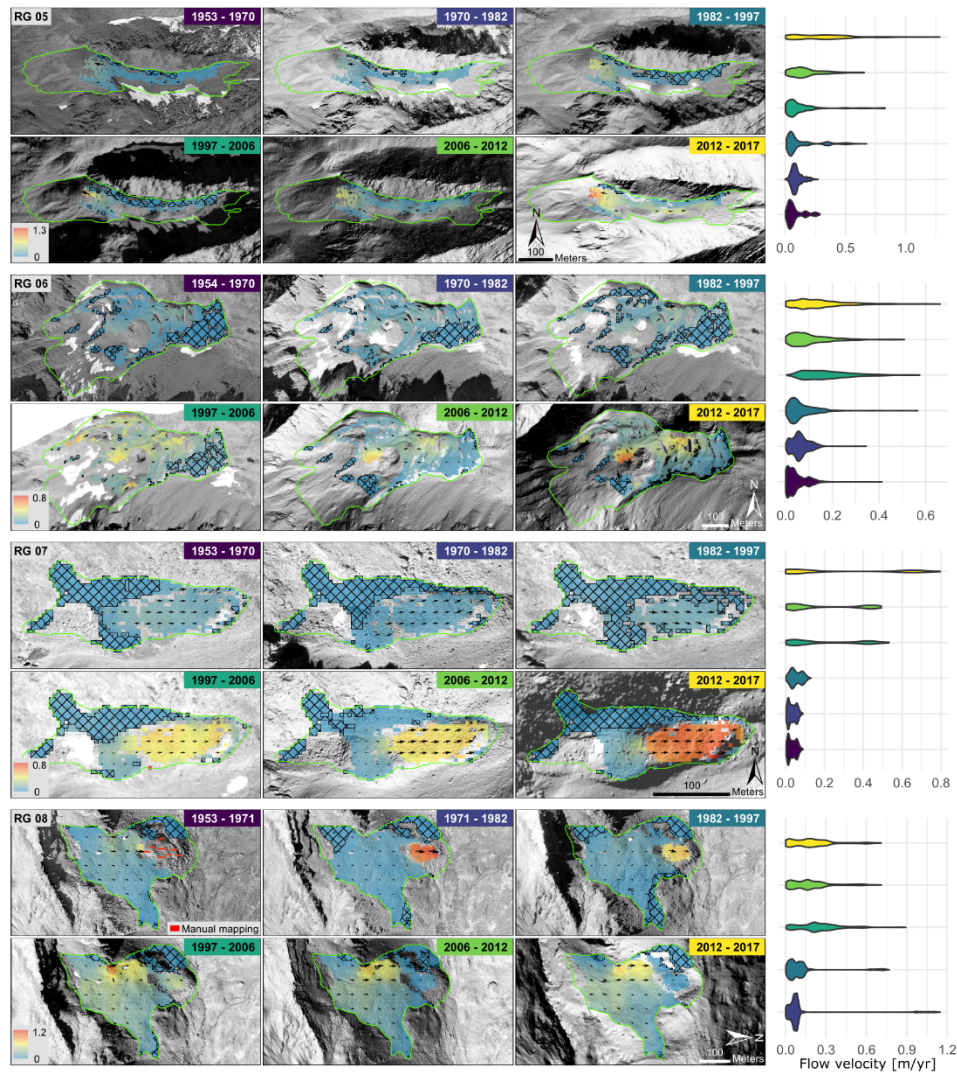


Figure 7. Maps and violin plots showing the flow velocities and their distribution for the individual rock glaciers for six epochs between 1953 and 2017. The units of the colour scales are metres per year. Areas with flow velocities below the LoD are marked with a black grid. The background image is always the older date of the time span. The colour of the violin plots corresponds to the colour of the respective time period in the maps. Violin plots show the kernel probability density of the data at different values.

Fig. 11, with the subareas shown in Fig. 10. The subareas were selected according to the following criteria: (1) representative of the rock glacier, (2) both surface elevation change and flow velocity measurements available, (3) areas above the LoD of flow velocity, (4) homogeneous flow velocities, (5) no influence of obvious thermokarst deepening. To make the two variables comparable for the entire study period, the epoch division of the surface elevation change

analysis, which is not as highly resolved in terms of temporal resolution, was used. Although the general pattern of the previous analysis of the entire rock glaciers of increasing velocities and increasingly negative mean surface elevation change values was confirmed, the subarea analysis showed a slightly different pattern for some rock glaciers in terms of values, magnitude of change and timing of change, particularly for the surface elevation changes. This is to be expected

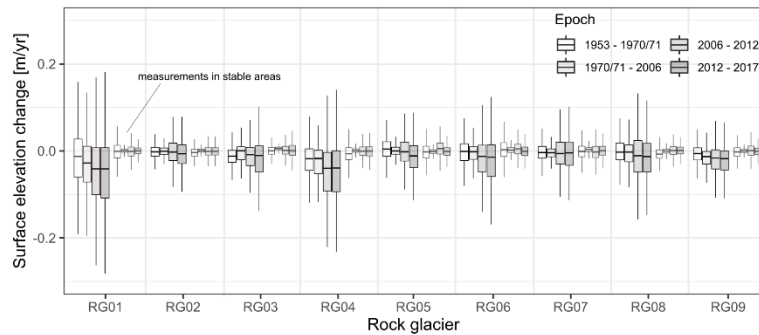


Figure 8. Boxplots showing annual surface elevation changes on the single rock glaciers and corresponding stable areas (greyed out) for the four epochs between 1953 and 2017.

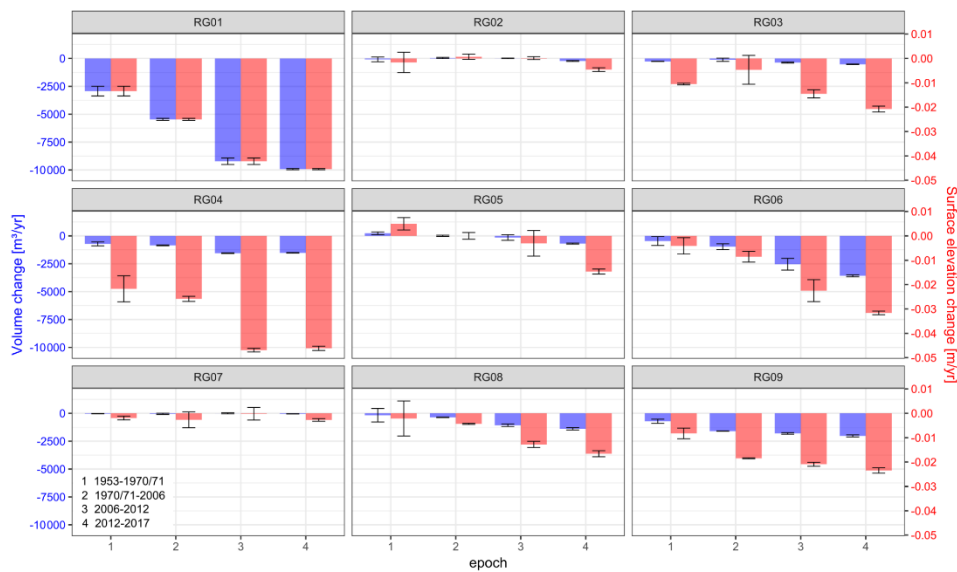


Figure 9. Mean annual volumic change and mean annual surface elevation change in the individual rock glaciers for four epochs between 1953 and 2017. Black error bars give the uncertainty in measurements.

due to the spatial heterogeneity and the different temporal development of both the flow velocities and the surface elevation changes on some of the investigated rock glaciers as described in the previous chapters and illustrated in Figs. 7 and 10.

In the case of the subareas of the rock glaciers RG02, RG03, RG06, RG07 and RG08, the changes tended to be proportional to one another to a certain degree. Although the values of the subareas were obviously different from the mean values of the entire rock glaciers, both showed a similar temporal development. Whereas the values for RG02, RG03, RG06 and RG07 increased significantly in both epochs after

2006, RG08 showed a significant increase in both variables only between the epochs 1970–2006 and 2006–2012. Rock glaciers RG01, RG04 and RG05 showed a clear deviation from the behaviour described above since mean surface elevation change and flow velocity did not behave similarly. In addition, the observations in the subareas for RG01 and RG05 also differed from the observations made when considering the entire rock glaciers. RG04 showed no significant change in flow velocity, whereas the surface elevation changes between the three epochs between 1953 and 2012 increased significantly. In the case of RG01, the mean surface elevation change showed the most negative value in the

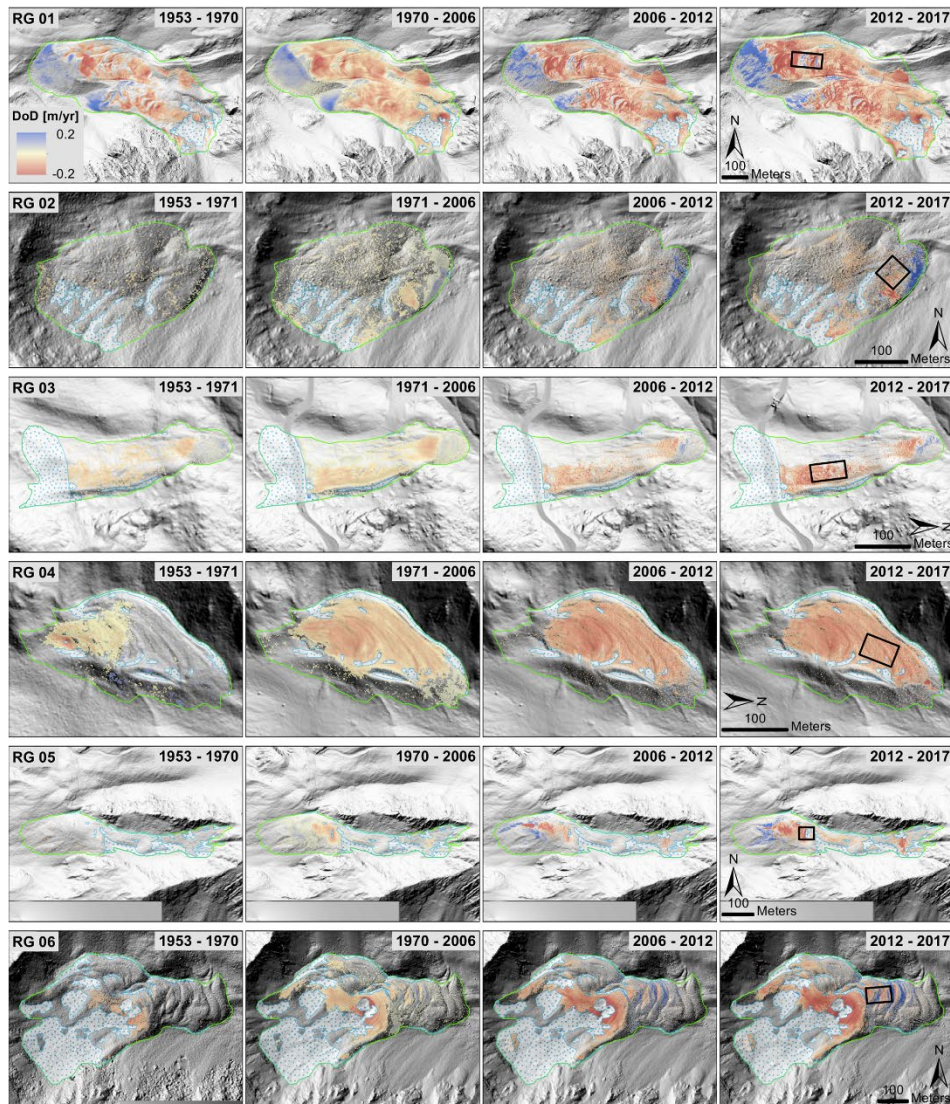


Figure 10.

epoch 1953–1970, becoming smaller again after a significant increase between 1970–2006. The flow velocity followed this trend but showed a higher value in the epoch 2012–2017 than in the first epoch. RG05, together with RG04, was the only one that showed significantly more negative surface elevation change values from epochs 1 to 2, whereas the flow velocity hardly increased. Between the epochs 2006–2012 and 2012–2017, the surface elevation changes became significantly more negative, and the flow velocity also increased

sharply. In summary, in the case of the rock glacier subareas, the change in flow velocity and surface elevation change followed a similar trend. Exceptions to this could be observed in particular on rock glaciers RG04 and RG05.

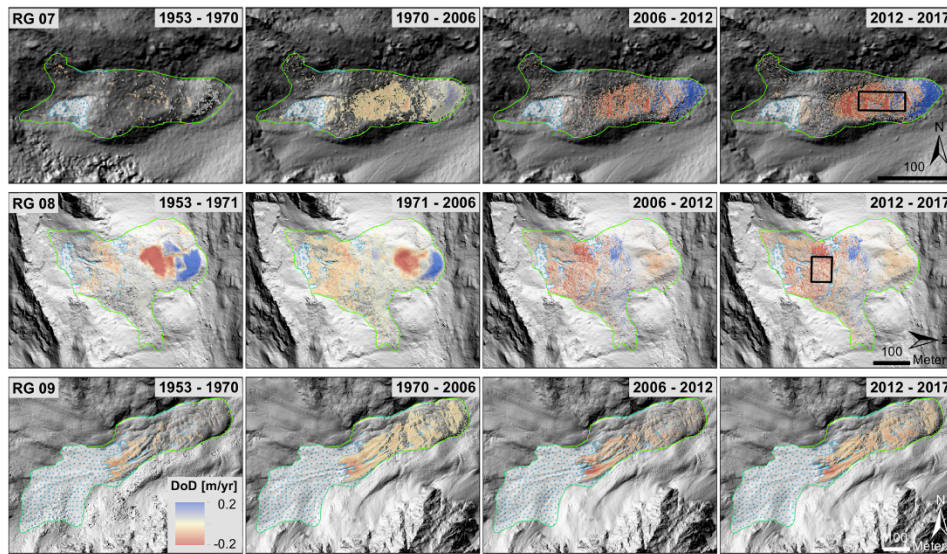


Figure 10. Mean annual surface elevation change maps for all individual rock glaciers and four epochs between 1953 and 2017. A LoD of twice the standard deviation of measurements in stable areas was applied for reasons of visualisation. The background image is a hillshade of the more recent DEM of the epoch. The white area with blue dots represents the snow mask. The black boxes in the maps of epoch 2012–2017 represent the respective subareas used for Fig. 11.

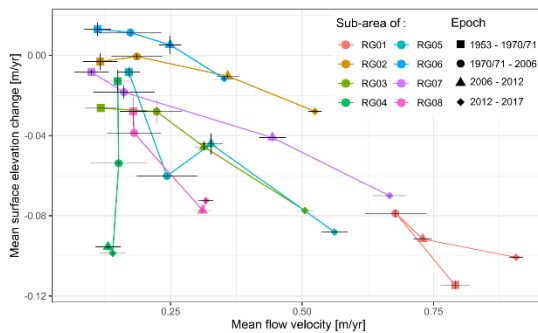


Figure 11. Mean flow velocity plotted against mean surface elevation change for subareas of the investigated rock glaciers (indicated in Fig. 10) and the four epochs between 1953 and 2017. The black crosses represent the uncertainty in the mean flow velocity and the mean surface elevation change, respectively.

6 Discussion

6.1 Development of flow velocities in a regional context

The magnitude of the flow velocity of the studied rock glaciers was well within the range of the common movement of a few centimetres per year to a few metres per year over the entire study period (Delaloye et al., 2010). The timing

of the acceleration of most rock glaciers in the 1997–2006 epoch also agreed well with other studies that have investigated the kinematics of rock glaciers in the European Alps over a multi-decadal period. All of these studies observed a significant acceleration of flow velocities in the early to late 1990s (Roer et al., 2005; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2012; Micheletti et al., 2015; Scapozza et al., 2014; Hartl et al., 2016; Kaufmann et al., 2018; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2018; Kellerer-Pirklbauer et al., 2018; Kenner et al., 2020). This is not surprising as an almost synchronicity of rock glacier flow velocity on an annual and multi-decadal scale has been ascertained for the European Alps (Delaloye et al., 2008, 2010).

Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann (2012) found values of 150 % to 320 % for relative changes in mean flow velocities for a similar period of study for three rock glaciers located in the Hohe Tauern Range, Austria. Furthermore, Roer (2005) determined values ranging from 16 % to 350 % investigating a multitude of rock glaciers located in the Turtmann valley, Switzerland. Therefore, our value range of 23 % to 251 %, except for RG04 (–11 %) and RG07 (485 %), agrees well with the previously determined multi-decadal relative velocity increases in rock glaciers. Conversely, rock glacier destabilisation, which is increasingly observed on rock glaciers in recent years (Roer et al., 2008; Scotti et al., 2017; Vivero and Lambiel, 2019; Marcer et al., 2021), could not be identified on any of the studied rock glaciers.

6.2 Atypical development of flow velocities

Although the magnitude of the change spatiotemporally varied both between individual rock glaciers and in different areas of the same rock glacier, the general trends observed throughout the Alps could be confirmed for most of the studied landforms. On the other hand, a few exhibited special characteristics, or an atypical behaviour could be detected. RG 08 is an example of how the lower part of a rock glacier can become inactive as flow velocities exceeded 1.5 m/yr in 1953–1971 in this area, progressively decreased until 2006 and were close to zero in the two most recent epochs. In the 2006–2017 epoch, a slight subsidence was still visible in this area, with a decreasing trend in the latest epoch. In contrast, as for most of the rock glaciers in our catchment, an acceleration of flow velocities was observed in the upper part of this rock glacier since the epoch 1997–2006. Here, we assume that the topography (terminal part overflowed escarpment and reached low slope valley floor) and altitude of the front of just 2510 m in combination with the separation of the upper part favoured the inactivation of the terminal part.

RG04 showed a clearly atypical temporal course of the flow velocities. These showed low mean values of well below 0.15 m/yr, no acceleration and back creeping movement in the upper part, which indicates that RG04 is a push moraine. Constant or even decreasing flow velocities on rock glaciers have also been observed by Roer (2005) on a multi-decadal scale. In recent years, for example, the Aget rock glacier (Lower Valais, Switzerland), which is also a push moraine, has followed such a course (PERMOS, 2019). In contrast, RG07 and RG02 showed flow velocities barely above the LoD (mean below 0.1 m/yr) in the epochs between 1953 and 1997, followed by the strongest proportional acceleration observed in the catchment. Such a behaviour of reactivation has already been described by Micheletti et al. (2015) for a small rock glacier in the Hérens valley (Switzerland). Beside rock glacier destabilisation, the proportional velocity increase in RG07 of 485 % was one of the highest compared to other studies, although its absolute speeds were not particularly high (cf. Roer, 2005; Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2012, 2018; PERMOS, 2019). Since rock glaciers RG 02, RG 07 and RG 04 show similar aspect, size and elevation ranges, we assume that the different behaviour might be explained by a topographic control (RG04 has a significantly lower mean slope), structural control (significant volume loss and LIA glacier cover of RG04 indicate high ice content, whereas RG02 and RG07 are of TC type and with the exception of the most recent epoch showed no or hardly any volume loss) or change in the mechanism of flow (creation or reactivation of a shear zone).

Another atypical development of flow velocities was observed in the case of RG05. Although a slight increase in flow velocity could already be ascertained in the terminal part during the epoch 1997–2006, a significant acceleration of the whole rock glacier was only observed in the epoch 2012–

2017. This delayed reaction could be related to the relatively high altitude of the rock glacier (2702–3093 m) in combination with its location between two steep slopes. Although we have no annual data on this, all historical images show avalanche deposition, which have their origin in the steep adjacent slopes, over a large part of the rock glacier area (Fig. 10). This may have prevented effective heat transfer to the permafrost body of the rock glacier during the otherwise snow-free period until the last epoch, and therefore acceleration took place significantly later.

6.3 Possible implications of changes in external forcing for rock glacier flow velocities

Kenner et al. (2017) synthesise findings for external factors controlling rock glacier flow velocity. According to them, an increase in the permafrost temperature, which changes the viscosity, hardness, and shear and crushing strength of the permafrost ice, can thus increase its internal plastic deformation. Another factor would be the increase in water availability and water pressure, which reduces the friction resistance in the shear zone. The former is primarily determined by changes in air temperature, leading to changes in ground temperature and the timing and duration of snow cover. The latter can be controlled by precipitation, snowmelt, the formation of new drainage systems and melting permafrost ice. The following sections describe possible implications of changes in the meteorological forcing (Sect. 5.3) based on the development of the flow velocity for the six epochs between 1953 and 2017 (Sect. 5.4).

6.3.1 Temperature

As described by numerous studies, the development of temperatures, in particular ground surface temperatures, fits well with the development of flow velocities (e.g. Roer, 2005; Käab et al., 2007; Delaloye et al., 2010; Scapozza et al., 2014; Hartl et al., 2016; Kenner et al., 2017, 2020). Even though they are not covered in Fig. 12, we observed exclusively positive temperature anomalies ranging between 0.5 and 1 °C between 1946–1951. Relatively warm temperatures were measured throughout the Alps during this period (Beniston, 2006). This could be a possible explanation for the local peak in flow velocities of RG01 and RG08 between 1953 and 1971. This phenomenon has also been observed in the Austrian Alps by Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann (2012) and Kellerer-Pirklbauer et al. (2018) and for the Swiss Alps by Kenner et al. (2020) and is explained by decennial variations in mean annual air temperature (Delaloye et al., 2010). Since only the two rock glaciers that are located at the lowest elevation showed this reaction, this might indicate that the remaining rock glaciers have not yet reached a certain system state and have therefore hardly or not at all reacted to the increased temperatures of this period.

Looking at the strong increase in flow velocities from 1997 onwards, it appears that mainly spring and summer temperatures were likely to be responsible for the increase as the average winter temperature actually decreased, and the mean autumn temperature remained constant in the case of the sharp increase in the epoch 1997–2006. This is also supported by the fact that years with exceptionally high positive winter anomalies between 1982 and 1997 did not lead to an increase in flow velocities on the studied rock glaciers. As the positive spring and summer anomalies already began in the first half of the epoch 1982–1997, while a sharp increase in flow velocities was only evident from 1997 onwards, it shows that the increase in flow velocity, if simply controlled by temperature, is slightly delayed. This might be due to a delayed warming of the permafrost ice or to the duration of the formation of new drainage systems (Kenner et al., 2017, 2020), which also might explain the varying magnitude of the increases. The local peak of some rock glaciers between 1997 and 2006 could be explained by the particularly strong increase in spring temperatures or by the heatwave in the summer of 2003, which has also led to flow velocity peaks in annual studies (e.g. Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2012, 2018; PERMOS, 2019). The further increase in flow velocities in the epoch 2012–2017 could be due to the fact that, in addition to spring and summer temperatures, winter and autumn temperatures also showed exclusively positive anomalies in this time step. The low, otherwise constant or falling flow velocities in the period 1970/71 to 1982, on the other hand, fit in well with the relatively low summer and autumn temperatures.

6.3.2 Precipitation

While many studies, especially recent ones, emphasise the role of liquid water in rock glacier movement (Ikeda et al., 2008), especially in the shear horizon (Kenner et al., 2017; Cicoira et al., 2019; Kenner et al., 2020), only some show a correlation between precipitation and movement (Micheletti et al., 2015; Hartl et al., 2016; Eriksen et al., 2018), while others find no or only a weak connection (Kenner et al., 2017, 2020). Kenner et al. (2020) give an increase in runoff efficiency due to the formation of new drainage pathways in the permafrost body as a main reason for the observed acceleration.

In our study, the development of flow velocities also corresponded well with the development of precipitation. Although a direct connection cannot be proven by the qualitative analysis. In the epoch from 1953 to 1997, no clear accumulation of positive or negative anomalies can be observed in the individual time steps. In the case of the epoch 1971 to 1997, the negative summer anomalies were balanced out by positive autumn anomalies and vice versa. In the epoch from 1997 to 2006 and between 2012 and 2017, positive precipitation anomalies occurred for spring as well as for summer and autumn. This did not apply to the epoch from 2006 to

2012, where only positive summer anomalies were increasingly observed. As this development fits in well with the determined flow velocities, the availability of water by liquid precipitation might influence acceleration in our catchment, as suggested by Micheletti et al. (2015) for rock glaciers in the Hérens valley (Switzerland).

6.3.3 Snow cover

The onset and duration of snow cover have been shown to be important factors for the development of rock glacier flow velocities as they control the time span of liquid water availability as well as the temperature in the subsurface due to the winter cooling intensity (Kenner et al., 2017, 2020). As for the other two parameters, temperature and precipitation, links could be found between the temporal development of snow cover and the evolution of flow velocities in the rock glaciers studied. In the last three epochs from 1997 to 2017 and in the case of significant snow cover (> 50 cm) in the last two epochs between 2006–2017, the snow cover set in relatively early. In combination with the amount of snow and the temperature, this could decrease the rock glacier deceleration in winter by isolating the rock glacier from cold winter temperatures, which in turn favours warming in spring and summer (Wirz et al., 2016). This could have led to an increase in the flow velocity, especially in the most recent time period. This is also suggested as an explanation for the velocity peak in 2015, which was recorded on many rock glaciers in the Alps in annual measurements (PERMOS, 2019). Although we cannot resolve this in terms of temporal resolution, the epoch 2012–2017 showed higher values on all rock glaciers than 2006–2012, and winters of both 2013/14 and 2014/15 showed a very early development of significant snow cover, although the following winters showed a contrasting development (Fig. 12).

Another factor that could be identified from the analysis of snow data is the end of snowmelt, which showed a negative trend over the study period and, especially from the beginning of the 1990s, almost exclusively negative anomalies. This is of great importance for the development of the velocity of rock glaciers as Wirz et al. (2016) show that seasonal rock glacier acceleration coincides with zero curtain during snowmelt. Kenner et al. (2020) give the end of active layer freezing and start of snowmelt as one of the most important factors controlling rock glacier flow velocities. Therefore, the timing of the end of snowmelt in the catchment might be seen as another factor for the acceleration observed.

In the period before 1997, it was more difficult to establish a connection. This may be due to the fact that the time periods were longer, and thus positive and negative anomalies balance each other out, but possibly also to the fact that the factor snow cover must always be seen in connection with the temperature, which only changed drastically from the beginning of the 1990s. This may have potentially led to the formation of new drainage systems, causing a tipping point

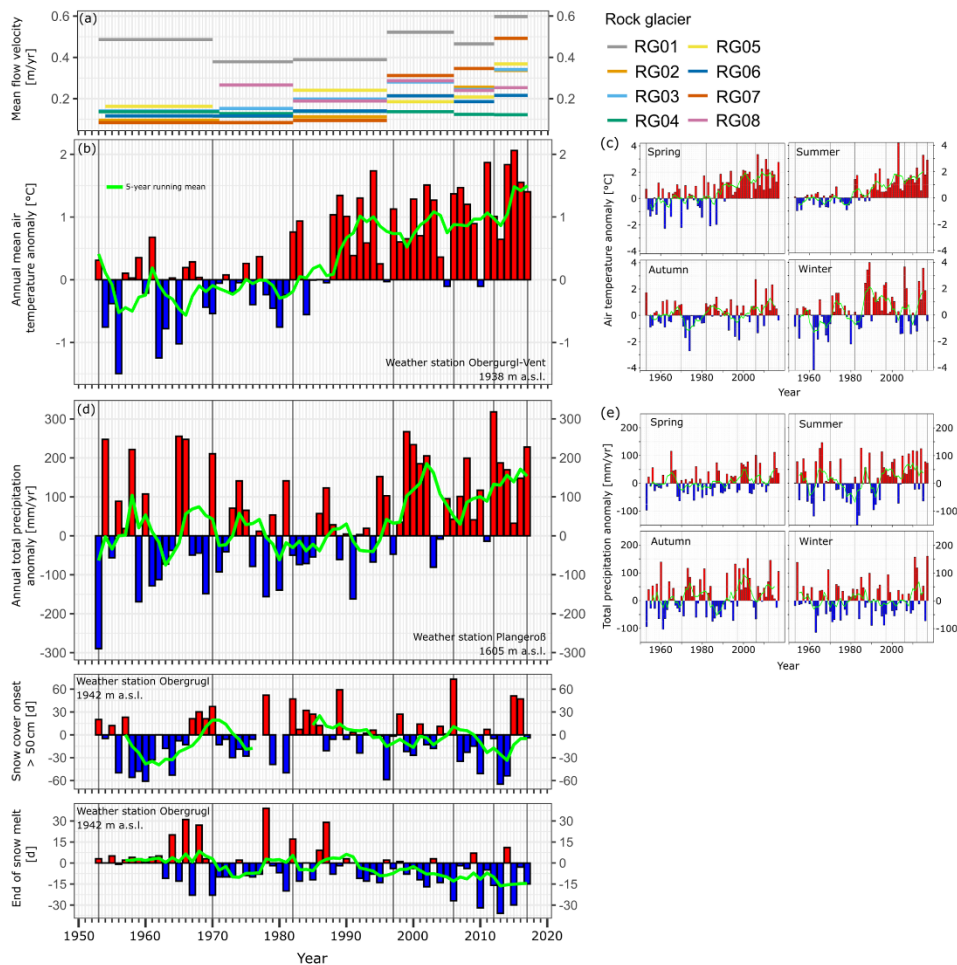


Figure 12. Flow velocity variation in the context of climatic forcing. (a) Mean flow velocities of individual rock glaciers for six epochs between 1953 and 2017. (b) Annual mean air temperature anomalies and (c) seasonal mean air temperature anomalies at the weather station Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.). (d) Annual total precipitation anomalies and (e) seasonal total precipitation anomalies at the weather station Plangeroß (1605 m a.s.l.). (f) Onset of a significant snow cover (> 50 cm), (g) end of snowmelt at the station Obergurgl (1942 m a.s.l.). For (c) and (e) spring is defined as March–May, summer as June–August, autumn as September–November and winter as December–February. The reference period for the anomaly calculations is 1961–1990.

of flow velocities to a higher level, which in turn might have changed the value of the influence of the snow cover and precipitation on the flow velocities.

6.4 Surface elevation changes in a regional context

The mean surface elevation changes ranged from $-0.047 \text{ m/yr} \pm 0.001$ to $0.005 \text{ m/yr} \pm 0.003 \text{ m/yr}$ for all rock glaciers during the whole period of investigation. Although, to the best of our knowledge, there are only a few studies that examine surface elevation change and volume

change in rock glaciers on a comparable temporal scale, their results are in good agreement with this study in terms of the magnitude of the values. For example, the Hinter Langtalkar rock glacier, located in the Hohe Tauern Range, Austria, which was partially covered by LIA glaciers, showed increasingly negative values between 0.016 and 0.058 m/yr and a sharp increase in the period 2002–2006 (Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann, 2018). In terms of temporal development and magnitude, this compares well with RG01 and RG04 of this study.

Kaufmann et al. (2018) derived values of -0.0008 to -0.013 m/yr for Tschadinhorn rock glacier (Hohe Tauern Range, Austria). Although we found similar value ranges in our study, the temporal development differed since after an increase in negative values from 1953–2009, values very close to zero were recorded in the most recent epoch 2009–2015, whereas for the rock glaciers with comparable value ranges in our study there was a steady increase in either negative values (RG03, RG06, RG08, RG09) or values very close to zero followed by a negative surface elevation change in the last epoch between 2012–2017 (RG05).

6.5 Interpretation and implications of surface elevation changes

Although an attempt was made to cover the entire area of the rock glaciers by analysing the surface elevation change, snow-covered areas had to be masked out for all epochs in order to increase comparability. Therefore, one cannot speak of a mass balance in the strictest sense; nevertheless, the temporal comparison of the rock glaciers allowed for interpretations to be made.

The surface elevation change in rock glaciers reflects the sum of the downslope movement, the strain pattern (compression and extension), compaction, debris input, and aggradation and melting of ice. Therefore, surface elevation changes close to zero result either because no significant surface elevation change has occurred (e.g. RG02 1953–1971) or because the aforementioned processes that lead to positive and negative changes compensate each other (e.g. RG08 1953–1971). The only area of substantial surface elevation gains on most rock glaciers was the front indicating a rock glacier advance or the front of flow bulges, particularly pronounced on RG01 and RG06, which was also largely due to the movement of the rock glacier (Frehner et al., 2015). Major debris mass input onto the rock glacier transport system in the rooting zone of the rock glacier due to larger rock-falls could not be observed. Masking out the patches of snow that often cover the root zones could however prevent such detection on some rock glaciers. These are particularly pronounced on TC-type rock glaciers RG05, RG06 and RG09 and might be an indication of both snow and debris input from avalanches in the rooting zone of these rock glaciers.

Over time, there was a clear tendency towards negative values of varying degrees on the individual rock glaciers, indicating a successive subsidence of the landforms at a rate of only a few centimetres per year. Although we could not clearly separate the individual processes that led to this in this study, we argue that this was mainly due to the melting of ice, loss of pore space or compaction of debris, which clearly outweighed the processes that led to positive changes.

If the negative mean surface elevation changes were mainly due to ice melt, the melt rate increased more and more on a majority of the rock glaciers during the investigated period. It is striking that the TC-type rock glaciers

showed lower melt rates and that the mean surface elevation changes in three cases (RG02, RG05 and RG07) were only significantly negative in the most recent epoch. In contrast, GFC-type rock glaciers that were at least partially covered by LIA glaciers showed significantly higher values. As these rock glaciers vary in size, exposure, elevation and slope, we explain this on the one hand by the fact that GFC-type rock glaciers have no connection with an active feeding mechanism; therefore mass input can just occur by congelation of water. On the other hand, they are characterised by a high ice content and contain large amounts of massive sedimentary ice due to the LIA glacier cover. This is proven for RG01 (Hausmann et al., 2012) and RG09 (Dusik et al., 2015) by geophysical investigations and is very likely due to the occurrence of thermokarst depressions on RG04 and a thermokarst lake on RG06. On the other hand, the fact that the mean surface elevation change for rock glaciers RG02, RG05 and RG07 was significantly negative only in the last epoch indicated an active feeding mechanism or ice aggregation, a low ice content, or efficient isolation of the ice contained. Although the exclusion of the snow-covered areas weakens the validity of the statement to some extent, especially for RG05, RG06 and RG09, many observations indicate that the melt of ice was exceeding the feeding of the rock glaciers, or there is no connection with any active feeding mechanism.

7 Conclusions

We conclude that the combination of different remote sensing techniques used in this study is well suited for the detection of flow velocity and surface elevation change in rock glaciers back to the middle of the 20th century. Thus, long-term trends in rock glacier kinematics could be identified and linked to climate changes over such a long period.

As a general result, we were able to demonstrate a significant increase in flow velocities in the epoch 1997 to 2006 and an increase in subsidence to varying degrees over the entire study period. Both observations can be explained by changes in external forcing. The sharp increase especially in spring and summer temperatures since the 1990s led to a change in the flow properties of the permafrost body due to a warming of the permafrost ice. Although thawing of the permafrost ice could not be distinguished from compaction due to a loss of pore space, trends to negative mass balances suggest a progressive thaw of the permafrost body throughout the study period, which is more pronounced on GFC rock glaciers. Furthermore, the melting of the ice body might create new drainage systems. This results in more water being available to the system, which is crucial for horizontal movement in shear zones. Flow velocity in this catchment area could also be linked to changes in precipitation pattern, which again governs water availability and the onset and duration of snow cover, which controls the time span of liquid water availabil-

ity as well as the temperature in the subsurface due to the winter cooling intensity.

Although we were able to identify a general trend in rock glacier kinematics, the catchment-wide view also showed a slightly different response of individual rock glaciers to similar external forcing regarding timing, magnitude and local temporal peaks. No characteristic could be identified that explains the different responses to external forcing over the entire study period. The different behaviour could be explained by different sensitivity, response or response time of individual rock glaciers to intra-annual, inter-annual or multi-annual fluctuations and changes in external forcing parameters. For some rock glaciers, internal structure and topography might explain different reactions as two rock glaciers of similar size, aspect, elevation and elevation range showed contrasting reactions of reactivation and constant flow velocities.

In addition, we were able to detect a rock glacier which shows an inactivation of its terminal part. By observing the surface elevation changes in all rock glaciers we conclude that the rates of rock glacier mass transport and volumetric losses of the rock glacier due to ice melt are much higher than debris and ice input, at least in those cases where an almost complete analysis of the entire rock glacier surface was possible. Therefore, the investigated rock glaciers are prone to starvation, which will eventually lead to rock glacier inactivation. However, since the current ice content of the rock glaciers is not known, and the analysis of future flow rates, melt rates, and ice and debris input was not the aim of this study, it is not possible to predict the timing of this inactivation.

We can also conclude that future studies are necessary to better understand the climate forcing on rock glacier morphodynamics. Therefore, the analysis should be transferred to other catchments in order to identify differences and similarities within the Alps. Surface elevation change and flow velocity analysis should be combined with downscaled reanalysis data to better understand catchment-wide differences in external forcing on a longer timescale. If possible, future studies should combine borehole measurements or geophysical investigation to shed light on the internal structure of rock glaciers and clarify some of the assumptions made in this study and possible explanations of their behaviour.

As a final important consideration, historical terrestrial images (if available) should be used with monoplottting tools. Mapping on such images would help to shorten the time span of the individual epochs, which is crucial to better differentiate the influence of individual forcing parameters as it is very likely that there are changes within our analysed epochs. Besides this, historical terrestrial images would offer the opportunity to expand the analysis back to the 19th century and thus closer to the LIA in order to study an important period in terms of massive system changes in the glacial and periglacial regions of the Alps.

Code availability. The image correlation algorithm (IMCORR) used for the calculation of the rock glacier flow velocities is implemented in the open-source geoinformation system SAGA GIS. Furthermore, some modules of the commercial SAGA GIS extension SAGA LIS PRO 3D were used to calculate the surface elevation change in the rock glaciers. The software which was used to create digital elevation models and orthoimages from historical aerial images was the commercial software Agisoft Metashape.

Data availability. The analysed metrological data are available from the “Federal Ministry of Agriculture, Regions and Tourism” (BMLRT), the “Central Institute for Meteorology and Geodynamics” (ZAMG), the “Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region” (HISTALP), the “Autonomous Province of Bozen/Bolzano”, and “Tyrolean Hydropower AG” (TIWAG). The aerial images used to create digital elevation models and orthoimages are available from the “Office of the Tyrolean Government – Department of Geoinformation” (<https://www.tirol.gv.at/en/>, Land Tirol, 2021) and the “Austrian Federal Office of Surveying and Metrology” (BEV) (<http://www.bev.gv.at>, BEV, 2021). The self-collected ALS data will presumably be made available after completion of the SEHAG (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850) research project.

Supplement. The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021-supplement>.

Author contributions. The study was conceptualised by FF, FH and MB. FF, LP, MA, JR, MP, MS, FH and MHW were responsible for data curation. The methodological approach was developed by FF, FH, LP, MP, TH, MA, JR, MS, MHW, NP and MB. The investigation and formal analysis were carried out by FF, FH and MP. Supervision was provided by FH, TH and MB. The original draft was written by FF and FH, while FF, FH, LP, MP, MA, JR, MHW and NP were involved in reviewing and editing. MB, FH, TH and NP were responsible for funding acquisition and project administration.

Competing interests. The contact author has declared that neither they nor their co-authors have any competing interests.

Disclaimer. Publisher’s note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

Acknowledgements. The study was part of the SEHAG project (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850) and financially supported by the German Research Foundation (DFG) and the Austrian Science Fund (FWF). For providing the meteorological data, we would also like to acknowledge the Tyrolean Hydropower AG (TIWAG; Innsbruck, Austria); the Federal Ministry of Agriculture, Regions and Tourism (BMLRT; Vi-

enna, Austria); the Central Institute for Meteorology and Geodynamics (ZAMG; Vienna, Austria); and the Autonomous Province of Bozen/Bolzano. We would like to acknowledge the Office of the Tyrolean Government (Department of Geoinformation, Innsbruck, Austria) for providing the historical images 1970 and 1971 as well as the corresponding camera calibration certificates. We would also like to thank the Austrian Federal Office of Surveying and Metrology (BEV; Vienna, Austria) for providing the historical aerial images of 1953/54, 1982 and 1997. We acknowledge the Kaunertaler Gletscherbahnen GmbH for the free use of the toll road in the upper Kaunertal. The open-access publication of this article was supported by the Open Access Fund of the Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt.

Financial support. This research has been supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (grant nos. BE 1118/38-1, BE 1118/39-1, BE 1118/40-1, HA 5740/10-1, HE 5747/6-1, MA 6966/4-1 and LA 4426/1-1) and the Austrian Science Fund (grant no. 4062-N29).

Review statement. This paper was edited by Andreas Vieli and reviewed by three anonymous referees.

References

- Altmann, M., Piermattei, L., Haas, F., Heckmann, T., Fleischer, F., Rom, J., Betz-Nutz, S., Knoflach, B., Müller, S., Ramskogler, K., Pfeiffer, M., Hofmeister, F., Ressler, C., and Becht, M.: Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria, *Water*, 12, 3375, <https://doi.org/10.3390/w12123375>, 2020.
- Anderson, S. W.: Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding, *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 1015–1033, <https://doi.org/10.1002/esp.4551>, 2019.
- Arenson, L., Hoelzle, M., and Springman, S.: Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland, *Permafrost Periglac.*, 13, 117–135, <https://doi.org/10.1002/ppp.414>, 2002.
- Bakker, M. and Lane, S. N.: Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods, *Earth Surf. Proc. Land.*, 42, 1274–1286, <https://doi.org/10.1002/esp.4085>, 2017.
- Barsch, D.: *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*, Springer Series in Physical Environment, 16, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 331 pp., 1996.
- Beniston, M.: Mountain Weather and Climate: A General Overview and a Focus on Climatic Change in the Alps, *Hydrobiologia*, 562, 3–16, <https://doi.org/10.1007/s10750-005-1802-0>, 2006.
- Berger, J., Krainer, K., and Mostler, W.: Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria), *Quaternary Res.*, 62, 233–242, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.002>, 2004.
- Berthling, I.: Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms, *Geomorphology*, 131, 98–106, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.002>, 2011.
- Besl, P. J. and McKay, N. D.: A method for registration of 3-D shapes, *IEEE T. Pattern Anal.*, 14, 239–256, <https://doi.org/10.1109/34.121791>, 1992.
- Brardinoni, F., Scotti, R., Sailer, R., and Mair, V.: Evaluating sources of uncertainty and variability in rock glacier inventories, *Earth Surf. Proc. Land.*, 44, 2450–2466, <https://doi.org/10.1002/esp.4674>, 2019.
- Buchli, T., Kos, A., Limpach, P., Merz, K., Zhou, X., and Springman, S. M.: Kinematic investigations on the Furggwanhorn Rock Glacier, Switzerland, *Permafrost Periglac.*, 29, 3–20, <https://doi.org/10.1002/ppp.1968>, 2018.
- Buckel, J. and Otto, J.-C.: The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGis (shapefile) format, supplement to: Buckel, Johannes; Otto, Jan-Christoph; Prasicsek, Günther; Keuschnig, Markus (2018): Glacial lakes in Austria – Distribution and formation since the Little Ice Age, *Global Planet. Change*, 164, 39–51, 2018.
- Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV): <http://www.bev.gv.at>, last access: 15 September 2021.
- Cicoira, A., Beutel, J., Faillietaz, J., and Vieli, A.: Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 528, 115844, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115844>, 2019.
- Clark, D. H., Steig, E. J., Potter, J. N., and Gillespie, A. R.: Genetic variability of rock glaciers, *Geogr. Ann. A*, 80, 175–182, <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.1998.00035.x>, 1998.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H., Ikeda, A., Käab, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., and Thibert, E.: Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps, in: 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 Juni–3 Juli 2008, 343–348, <https://doi.org/10.5167/uzh-7031>, 2008.
- Delaloye, R., Lambiel, C., and Gärtner-Roer, I.: Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps, *Geogr. Helv.*, 65, 135–145, <https://doi.org/10.5194/gh-65-135-2010>, 2010.
- Dusik, J.-M., Leopold, M., Heckmann, T., Haas, F., Hilger, L., Morche, D., Neugirg, F., and Becht, M.: Influence of glacier advance on the development of the multipart Riffeltal rock glacier, Central Austrian Alps, *Earth Surf. Proc. Land.*, 40, 965–980, <https://doi.org/10.1002/esp.3695>, 2015.
- Eriksen, H. Ø., Rouyet, L., Lauknes, T. R., Berthling, I., Isaksen, K., Hindberg, H., Larsen, Y., and Corner, G. D.: Recent Acceleration of a Rock Glacier Complex, Ådjet, Norway, Documented by 62 Years of Remote Sensing Observations, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 8314–8323, <https://doi.org/10.1029/2018GL077605>, 2018.
- Fawcett, D., Blanco-Sacristán, J., and Benaud, P.: Two decades of digital photogrammetry: Revisiting Chandler’s 1999 paper on “Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research” – a synthesis, *Prog. Phys. Geogr.*, 43, 299–312, <https://doi.org/10.1177/0309133319832863>, 2019.
- Fey, C. and Krainer, K.: Analyses of UAV and GNSS based flow velocity variations of the rock glacier Lazaun (Ötztal Alps, South Tyrol, Italy), *Geomorphology*, 365, 107261, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107261>, 2020.
- Finsterwalder, S.: Begleitworte zur Karte des Gepatschferners, in: *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 16, 20–41, 1928.

<https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021>

The Cryosphere, 15, 5345–5369, 2021

- Fischer, A., Seiser, B., Stocker Waldhuber, M., Mitterer, C., and Abermann, J.: Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria, *The Cryosphere*, 9, 753–766, <https://doi.org/10.5194/tc-9-753-2015>, 2015.
- Fliri, F.: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol, Monographien zur Landeskunde Tirol, Folge 1, Universitätsverlag, Innsbruck, 454 pp., 1975.
- Frehner, M., Ling, A. H. M., and Gärtner-Roer, I.: Furrow-and-Ridge Morphology on Rockglaciers Explained by Gravity-Driven Buckle Folding: A Case Study From the Murtèl Rockglacier (Switzerland), *Permafrost Periglac.*, 26, 57–66, <https://doi.org/10.1002/ppp.1831>, 2015.
- Glira, P., Pfeifer, N., Briese, C., and Ressler, C.: A Correspondence Framework for ALS Strip Adjustments based on Variants of the ICP Algorithm
 Korrespondenzen für die ALS-Streifenausgleichung auf Basis von ICP, *Photogrammetrie – Fernerkundung – Geoinformation*, 2015, 275–289, <https://doi.org/10.1127/pfg/2015/0270>, 2015.
- Groh, T. and Blöthe, J. H.: Rock Glacier Kinematics in the Kaunertal, Ötztal Alps, Austria, *Geosciences*, 9, 373, <https://doi.org/10.3390/geosciences9090373>, 2019.
- Haeblerli, W., Hallet, B., Aronson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., and Mühl, D. V.: Permafrost creep and rock glacier dynamics, *Permafrost Periglac.*, 17, 189–214, <https://doi.org/10.1002/ppp.561>, 2006.
- Hartl, L., Fischer, A., Stocker-waldhuber, M., and Abermann, J.: Recent speed-up of an alpine rock glacier: an updated chronology of the kinematics of outer hochebenkar rock glacier based on geodetic measurements, *Geogr. Ann. A*, 98, 129–141, <https://doi.org/10.1111/geoa.12127>, 2016.
- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., and Ullrich, C.: Internal structure, ice content and dynamics of Ötztal and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys, *Austrian J. Earth Sci.*, 105, 12–31, 2012.
- Heid, T. and Kääh, A.: Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery, *Remote Sens. Environ.*, 118, 339–355, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.024>, 2012.
- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Caceres, S., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääh, A., Kang, S., Kutuzov, S., Milner, A., Molau, U., Morin, S., Orlove, B., and Steltzer, H.: High Mountain Areas, in: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, edited by: Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegria, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., and Weyer, N. M., 2019.
- Hoinkes, G. and Thöni, M.: Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units, in: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, edited by: von Raumer, J. F. and Neubauer, F., Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 485–494, https://doi.org/10.1007/978-3-642-84640-3_29, 1993.
- Ikeda, A., Matsuoka, N., and Kääh, A.: Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water, *J. Geophys. Res.*, 113, 212, <https://doi.org/10.1029/2007JF000859>, 2008.
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., and Whalley, W. B.: Rock glaciers and mountain hydrology: A review, *Earth-Sci. Rev.*, 193, 66–90, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.001>, 2019.
- Kääh, A. and Vollmer, M.: Surface Geometry, Thickness Changes and Flow Fields on Creeping Mountain Permafrost: Automatic Extraction by Digital Image Analysis, *Permafrost Periglac.*, 11, 315–326, [https://doi.org/10.1002/1099-1530\(200012\)11:4<315:AID-PPP365>3.0.CO;2-J](https://doi.org/10.1002/1099-1530(200012)11:4<315:AID-PPP365>3.0.CO;2-J), 2000.
- Kääh, A., Chiarle, M., Raup, B., and Schneider, C.: Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost, *Global Planet. Change*, 56, vii–ix, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.07.008>, 2007.
- Kääh, A., Strozzi, T., Bolch, T., Caduff, R., Trefall, H., Stoffel, M., and Kokarev, A.: Inventory and changes of rock glacier creep speeds in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s, *The Cryosphere*, 15, 927–949, <https://doi.org/10.5194/tc-15-927-2021>, 2021.
- Kaufmann, V. and Kellerer-Pirklbauer, A.: Regional quantification of rock glacier movement in Austria using governmental GIS data, in: *Geomorphometry for geosciences: [this vol. is a contribution to the 4th International Conference on Geomorphometry; Geomorphometry 2015: Conference and Workshops; Geomorphometry for natural hazards geomodelling, Poznan (Poland), 22-26 June 2015]*, edited by: Jasiewicz, J., 165–168, 2015.
- Kaufmann, V., Seier, G., Sulzer, W., Wecht, M., Liu, Q., Lauk, G., and Maurer, M.: ROCK GLACIER MONITORING USING AERIAL PHOTOGRAPHS: CONVENTIONAL VS. UAV-BASED MAPPING – A COMPARATIVE STUDY, *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, XLII-1, 239–246, <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-1-239-2018>, 2018.
- Kaufmann, V., Sulzer, W., Seier, G., and Wecht, M.: Panta Rhei: Movement Change of Tschadinhorn Rock Glacier (Hohe Tauern Range, Austria), 1954–2017, *Kartogr. Geoinf. (Online)*, 18, 4–24, <https://doi.org/10.32909/kg.18.31.1>, 2019.
- Kellerer-Pirklbauer, A. and Kaufmann, V.: About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria, *Austrian J. Earth Sci.*, 105, 94–112, 2012.
- Kellerer-Pirklbauer, A. and Kaufmann, V.: Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: New insight from two adjacent cirques in Austria, *Sci. Total Environ.*, 621, 1397–1414, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.087>, 2018.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., and Kaufmann, V.: The Dösen Rock Glacier in Central Austria: A key site for multidisciplinary long-term rock glacier monitoring in the Eastern Alps, *Austrian J. Earth Sci.*, 110, 2, <https://doi.org/10.17738/ajes.2017.0013>, 2018.
- Kenner, R., Phillips, M., Beutel, J., Hiller, M., Limpach, P., Pointner, E., and Volken, M.: Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multiyear Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps, *Permafrost Periglac.*, 28, 675–684, <https://doi.org/10.1002/ppp.1953>, 2017.
- Kenner, R., Pruessner, L., Beutel, J., Limpach, P., and Phillips, M.: How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps, *Permafrost Periglac.*, 31, 3–14, <https://doi.org/10.1002/ppp.2023>, 2020.
- Krainer, K. and Mostler, W.: Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps, *Geogr. Ann. A*, 88, 267–280, 2006.
- Krainer, K. and Ribis, M.: A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria), *Austrian J. Earth Sci.*, 105, 32–57, 2012.

- Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J. N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., and Tonidandel, D.: A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy), *Quaternary Res.*, 83, 324–335, <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.12.005>, 2015.
- Kummert, M. and Delaloye, R.: Mapping and quantifying sediment transfer between the front of rapidly moving rock glaciers and torrential gullies, *Geomorphology*, 309, 60–76, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.021>, 2018.
- Land Tirol: <https://www.tirol.gv.at/en/>, last access: 15 September 2021.
- Marcet, M., Cicoira, A., Cusicanqui, D., Bodin, X., Echelard, T., Obregon, R., and Schoeneich, P.: Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased, *Commun. Earth Environ.*, 2, 383, <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00150-6>, 2021.
- Micheletti, N., Lambiel, C., and Lane, S. N.: Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting, *J. Geophys. Res.-Earth*, 120, 2155–2175, <https://doi.org/10.1002/2015JF003656>, 2015.
- Monnier, S. and Kinnard, C.: Pluri-decadal (1955–2014) evolution of glacier–rock glacier transitional landforms in the central Andes of Chile (30–33° S), *Earth Surf. Dynam.*, 5, 493–509, <https://doi.org/10.5194/esurf-5-493-2017>, 2017.
- Olefs, M., Koch, R., Schöner, W., and Marke, T.: Changes in Snow Depth, Snow Cover Duration, and Potential Snowmaking Conditions in Austria, 1961–2020 – A Model Based Approach, *Atmosphere*, 11, 1330, <https://doi.org/10.3390/atmos11121330>, 2020.
- Otto, J.-C., Schrott, L., and Keller, F.: Map of permafrost distribution for Austria, Europe, PANGAEA [data set], <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.917719>, 2020.
- Paul, F., Bolch, T., Briggs, K., Kääb, A., McMillan, M., McNabb, R., Nagler, T., Nuth, C., Rastner, P., Strozzi, T., and Wuite, J.: Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers_cci project, *Remote Sens. Environ.*, 203, 256–275, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.08.038>, 2017.
- Peng, S., Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Zhou, L., and Wang, T.: Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades, *Environ. Res. Lett.*, 8, 14008, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014008>, 2013.
- PERMOS: Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018, Swiss Permafrost Monitoring Network, Glaciological Report (Permafrost), No. 16–19, 2019.
- Pillewizer, W.: Untersuchungen an Blockstrfmen der Ötztaler Alpen, *Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift)*, 5, 37–50, 1957.
- Rangwala, I. and Miller, J. R.: Climate change in mountains: a review of elevation-dependent warming and its possible causes, *Climatic Change*, 114, 527–547, <https://doi.org/10.1007/s10584-012-0419-3>, 2012.
- Ravanel, L., Magnin, F., and Deline, P.: Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif, *Sci. Total Environ.*, 609, 132–143, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>, 2017.
- Roer, I.: Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem, Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn, 263 pp., 2005.
- Roer, I., Kääb, A., and Dikau, R.: Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): Probable controls, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 59, 157–163, <https://doi.org/10.1080/00291950510020655>, 2005.
- Roer, I., Haeberli, W., Avian, M., Kaufmann, V., Delaloye, R., Lambiel, C., and Kääb, A.: Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps, 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2008, 1505–1510, 2008.
- Scambos, T. A., Dutkiewicz, M. J., Wilson, J. C., and Bindschadler, R. A.: Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data, *Remote Sens. Environ.*, 42, 177–186, 1992.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Bozzini, C., Mari, S., and Conedera, M.: Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps, *Earth Surf. Proc. Land.*, 39, 2056–2069, <https://doi.org/10.1002/esp.3599>, 2014.
- Schoeneich, P., Bodin, X., Echelard, T., Kaufmann, V., Kellerer-Pirklbauer, A., Krysiacki, J.-M., and Lieb, G. K.: Velocity Changes of Rock Glaciers and Induced Hazards, in: *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 1*, edited by: Lollino, G., Manconi, A., Clague, J., Shan, W., and Chiarle, M., Springer International Publishing, Cham, 223–227, https://doi.org/10.1007/978-3-319-09300-0_42, 2015.
- Scotti, R., Crosta, G. B., and Villa, A.: Destabilisation of Creeping Permafrost: The Plator Rock Glacier Case Study (Central Italian Alps), *Permafrost Periglac.*, 28, 224–236, <https://doi.org/10.1002/ppp.1917>, 2017.
- Vivero, S. and Lambiel, C.: Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys, *Geogr. Helv.*, 74, 59–69, <https://doi.org/10.5194/gh-74-59-2019>, 2019.
- Wirz, V., Gruber, S., Purves, R. S., Beutel, J., Gärtner-Roer, I., Gubler, S., and Vieli, A.: Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions, *Earth Surf. Dynam.*, 4, 103–123, <https://doi.org/10.5194/esurf-4-103-2016>, 2016.

Artikel 2

Titel: Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021)

Kurzzusammenfassung: Diese Studie untersucht die historische Entwicklung eines Blockgletschers im Kaunertal, Österreich, indem eine historische stereophotogrammetrische Karte und historische Fließgeschwindigkeitsprofile mit Luftbild- und ALS-Daten verglichen werden, um die geomorphologische Entwicklung zwischen 1922 und 2021 zu analysieren. Die Ergebnisse zeigen, dass sich die Fließgeschwindigkeit des Blockgletschers zwischen 1938 und 1953 aufgrund der Überprägung durch einen Gletscher der Kleinen Eiszeit und dem damit verbundenen glazialen Unloading und dem starken Abschmelzen von Toteis beschleunigte. Obwohl beide Blockgletscherloben eine ähnliche Entwicklung aufweisen, gibt es Unterschiede in der geomorphologischen Entwicklung, die auf mögliche Unterschiede in der internen Struktur und Topographie des Untergrundes zurückgeführt werden.

Autorenbeiträge: Die Aufbereitung und Analyse der Daten, sowie Interpretation der Ergebnisse erfolgte durch mich, im engen Austausch mit meinen Kollegen Dr. Florian Haas, Dr. Michael Becht, Moritz Altmann und Jakob Rom. Der Text und die darin enthaltenen Abbildungen wurde von mir verfasst und gestaltet, woraufhin dieser von den Ko-Autoren überarbeitet wurde. Bettina Knoflach vom Institut für Geographie der Universität Innsbruck war für die Kartierung der Gletscherstände zuständig.

Journal: *Permafrost and Periglacial Processes* ist mit der International Permafrost Association angeschlossen und widmet sich der schnellen Veröffentlichung von wissenschaftlichen und technischen Artikeln, die sich mit kryogenen Prozessen, Landformen und Sedimenten an der Erdoberfläche in verschiedenen (sub-)arktischen, antarktischen und hochgebirgs Umgebungen befassen.

Impact Factor: 4.37



Received: 13 May 2022 | Revised: 20 October 2022 | Accepted: 3 November 2022

DOI: 10.1002/ppp.2178

RESEARCH ARTICLE

WILEY

Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021)

Fabian Fleischer¹ | Florian Haas¹ | Moritz Altmann¹ | Jakob Rom¹ | Bettina Knoflach² | Michael Becht¹¹Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, Eichstätt, Germany²Department of Geography, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria**Correspondence**Fabian Fleischer, Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 95072 Eichstätt, Germany.
Email: fabian.fleischer@ku.de**Funding information**

This research was funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation)—BE 1118/38-1, BE 1118/39-1, BE 1118/40-1, and HA 5740/10-1—and the ÖAW (Austrian Academy of Science, project no.: P7160–020-020).

Abstract

Rock glaciers are cryo-conditioned downslope-creeping landforms in high mountains. Their dynamics are changing due to external factors influenced by climate change. Although there has been a growing scientific interest in mountain permafrost and thus in rock glaciers in recent years, their historical development, especially before the first alpine-wide aerial image flights in the 1950s, has hardly been researched. Therefore, we utilize a historical stereophotogrammetric map from 1922 and historical flow velocity profiles (1938–1953) and relate them to data derived from historical aerial photographs and airborne laser scanning data in several time slices between 1953 and 2021. By doing so, the development of flow velocity, surface elevation changes, and frontal advance of the two lobes of the composite rock glacier Inner Ölgrube, Kaunertal, Austria, is analyzed and compared over almost a century. Results indicate an increased frontal advance in the laterally confined area of one lobe and a severe subsidence in the upper area of both lobes between 1922 and 1953. Whereas the former could be explained by a combination of the short warm phase in the 1940s and 1950s and the (subsurface) topography, the latter might be attributed to the strong melting of superimposed debris-covered dead ice bodies, a relict of the Little Ice Age (LIA) glaciation. Both factors might also contribute to the increased flow velocities between 1938 and 1953, which are still recognizable in the 1953–1970 time step. Although both lobes follow a general similar trend, which is in line with the alpine-wide trend of flow velocity acceleration in the 1990s, differences in the geomorphic development of the two lobes were identified. In addition to a slightly varying evolution of the flow velocities, the timing and magnitude of the volume changes are different. Furthermore, both lobes display a dissimilar mechanism of frontal advance over the entire study period. Because the external forcing is identical, the varying development might be attributed to variations in internal structure, bedrock topography, or upslope connection of the lobes. Due to the lateral constriction, the subsurface topography, and the LIA maximum extent of the glacier, it is assumed that

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution-NonCommercial License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/), which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.
© 2022 The Authors. *Permafrost and Periglacial Processes* published by John Wiley & Sons Ltd.

Permafrost and Periglacial Processes. 2023;34:3–21.wileyonlinelibrary.com/journal/ppp

3

10991520, 2023, 1. Downloaded from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ppp.2178> by Condense Gemany, Wiley Online Library on [08/02/2023]. See the Terms and Conditions (<https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions>) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

the geomorphic development of the Innere Ölgruben rock glacier, particularly before 1953, represents a special case, and the results are not simply transferable to other rock glaciers.

KEYWORDS

Central Eastern Alps, historical map, mountain permafrost, rock glacier kinematics

1 | INTRODUCTION

Active rock glaciers are a downslope creep phenomenon of mountain permafrost that occurs in areas with high-relief and suitable topoclimatic conditions.^{1–3} The growing interest of the scientific community in mountain permafrost has led to rapid progress in the understanding of rock glaciers in recent years mainly in the European Alps (e.g., Haerberli et al.,³ Buchli et al.,⁴ Cicoira et al.,⁵ Cicoira et al.,⁶ Gärtner-Roer et al.,⁷ Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann,⁸ Kenner et al.,⁹ Kraïner et al.,¹⁰ Kummert et al.,¹¹ Marcer et al.,¹² and Wagner et al.¹³) but also in other mountain regions such as the Andes (e.g., Rangecroft et al.¹⁴ and Schaffer et al.¹⁵) or the Himalayas (e.g., Jones et al.¹⁶ and Knight et al.¹⁷).

Studies on the current inter-, intra-, and multi-annual kinematics of rock glaciers and their forcing factors (e.g., Cicoira et al.,⁶ Kenner et al.,⁹ Delaloye et al.,¹⁸ Delaloye et al.,¹⁹ Kenner et al.,²⁰ and Wirz et al.²¹) and studies investigating the long-term kinematic development of rock glaciers over several decades are available. These multi-decadal studies are mainly conducted in the European Alps (e.g., Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann,⁸ Kenner et al.,⁹ Marcer et al.,¹² Avian et al.,²² Dusik et al.,²³ Fleischer et al.,²⁴ Hartl et al.,²⁵ Kaufmann and Landstädter,²⁶ Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann,²⁷ Lugon and Stoffel,²⁸ Roer,²⁹ and Scapozza et al.³⁰) and also in other mountain regions such as the northern Tianshan,³¹ the Andes of Chile,³² Front Range, the United States,³³ or Iceland.^{34,35} Because, with a few exceptions, multi-decadal kinematic time series of rock glaciers with geodetic methods are hardly available,^{25,36} most studies employ a retrospective analysis of aerial photographs to derive information on flow velocities and surface elevation changes (e.g., Fleischer et al.,²⁴ Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann,²⁷ Roer,²⁹ Käab et al.,³¹ Kaufmann et al.,³⁷ and Monnier and Kinnard³⁸). In addition to rock glaciers, this method has been successfully applied to analyze the multi-decadal development of glaciers (e.g., Capt et al.,³⁹ Mertes et al.,⁴⁰ Midgley and Tonkin,⁴¹ Mölg and Bolch,⁴² and Vargo et al.⁴³). However, this approach limits the period of observation to the earliest aerial photographs, which are available throughout the Alps from about the early 1950s onward. To our knowledge, the possibility of analyzing rock glacier kinematics by monoplotting on historical terrestrial images taken before the first aerial photographs has been explored only by Scapozza et al.,³⁰ probably due to the rarity of such images. With this exception, studies that examine the development of rock glaciers before 1953 tend to focus on the evolution of rock glaciers over thousands of years.^{44,45}

Multi-decadal studies on the European Alps reveal a significant increase in flow velocities starting in the 1990s, accompanied by negative volume balances indicating thawing of permafrost ice.^{8,24,37} Both observations are explained by an increase in ground temperature, which is largely a function of mean annual air temperature (MAAT) as well as the onset, duration, and depth of snow cover.^{9,46,47} Furthermore, rock glacier kinematics are controlled by factors such as underlying bedrock topography; rheology of the frozen debris; ice and debris supply; spatiotemporal variations in ice content; thickness of the permafrost layer; and advection, infiltration, or internal production of water.^{4,9,20,48–50} Besides the acceleration in the 1990s, some rock glaciers show increased flow velocities between the 1950s and 1970s compared to the subsequent periods that are associated with the decennial variations in the MAAT.^{18,24,26,28}

Because a warm phase in the European Alps, which is a possible explanation for these increased flow velocities, was measured between the 1940s and the 1950s,⁵¹ we see the necessity to investigate rock glacier evolution before the early 1950s (the time of the first aerial photographs) to better understand their response to this warm phase. In addition, a retrospective extension of the time series will bring us closer to the end of the Little Ice Age (LIA), which represents a starting point for massive system changes in the European Alps. This could improve our knowledge of the historic evolution of these landforms and in turn contribute to a better understanding of the current and the future development of rock glaciers. Thus, in this publication we focus on the utilization of a historical stereophotogrammetric map from 1922 (FW1922), produced by Finsterwalder,⁵² and flow velocity profiles recorded stereophotogrammetrically by Pillewizer⁵³ between 1938 and 1953 to analyze the geomorphic development of the composite Innere Ölgrube rock glacier (OegRG) Kaunertal, Austria. The OegRG represents a rock glacier showing increased flow velocities between the 1950s and the 1970s²⁴ and is therefore assumed to show a distinct reaction to the warm phase of the 1940s to the 1950s. The evaluation of FW1922 allows us to investigate the changes in surface elevation and frontal advance, whereas the historic flow velocity profiles represent point measurements of the flow velocity before 1953. Both analyses are correlated with data derived from aerial photographs and airborne laser scanning (ALS) for several time periods between 1953 and 2017²⁴ and an additional ALS data set from 2021. In this way, a time series of the geomorphological development of the OegRG can be analyzed, and the development of the two lobes can be compared over a period of almost a century (1922–2021).

2 | MATERIALS AND METHODS

To characterize the evolution of the OegRG from before the first aerial photographs were taken until today, this study analyzed historical data and compared them with the available results (flow velocity and surface elevation change) from several time steps between 1953 and 2017.²⁴ In addition, the time series was extended by an ALS data set recorded in 2021. The historical data comprised a stereophotogrammetrically recorded map from 1922⁵² and two stereophotogrammetrically measured flow velocity profiles between 1938–1939 and 1938–1953, respectively.⁵³

2.1 | Study area

The OegRG is located in a small east-west oriented side valley of the Kaunertal, Ötztal Alps, Austria (Figure 1). The study area is climatically characterized by the central-alpine dry region.⁵⁴ At the Weißsee meteorological station (2,470 m a.s.l.), a MAAT of -0.11°C and annual precipitation ranging from 731 to 1,118 mm were recorded between 2007 and 2019 (data source: TIWAG—Tyrolian Hydropower AG).

The composite OegRG consists of two tongue-shaped adjacent rock glaciers separated by a medial moraine. Whereas the northern lobe (Lobe1) is glacier-forefield-connected, the southern lobe (Lobe2)

represents a polyconnected rock glacier with an upslope connection to both a talus and a glacier forefield. Lobe1 is mainly composed of grayish weathered polymetamorphic gneisses derived from the steep headwall, whereas the smaller Lobe2 consists mainly of brownish weathered polymetamorphic schists derived from steep walls forming the small cirque at the northwestern side of the Wannetspitze.⁵⁵ Detailed information on geometry and other characteristics is provided in Table 1.

OegRG has already been the subject of several studies, including Hausmann et al.,⁵⁶ who used various geophysical methods to investigate the internal structure and ice content of Lobe1. The results indicate four layers consisting of 4–6 m of surface debris (active layer), 20–30 m of ice-rich permafrost, 10–15 m of ice-free sediments, and the underlying bedrock. They estimated the volumetric ice content to be 43% in the terminal part and 61% in the middle part. In the early-to mid-2000s, flow velocities of OegRG were determined using differential global positioning systems on multi-annual, annual, and seasonal bases, resulting in maximum flow velocities of 2.5 m/year and increased flow velocities during the melt season.^{50,55,56} In recent years, the flow velocities of the rock glaciers in the Kaunertal have been determined using image correlation between 1953–2017²⁴ and 2001–2015.⁵⁷ In addition, the hydrology of the rock glacier and its springs has been investigated. This revealed distinct seasonal and diurnal variations in the discharge, the temperature of which is

FIGURE 1 (a) Overview map displaying the location of the Ölgrube rock glacier (OegRG) and the meteorological station in the Ötztal Alps, Austria. (b) Map of the studied OegRG, its catchment areas, and glacier cover at different years between Little Ice Age (LIA) and 2017 (see Section 2.5.1). In addition, the stable areas used for the uncertainty analysis are shown. (c) Photo of the OegRG facing east (photo by Anton Brandl, 2021) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2021.1.1002)]

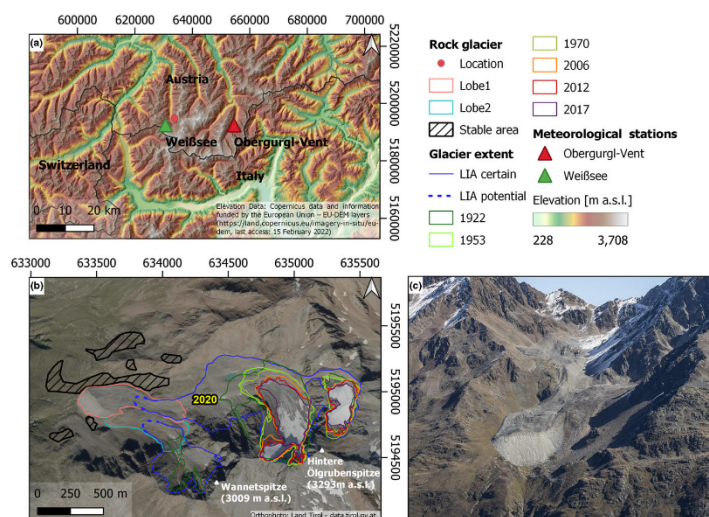


TABLE 1 Geometric and other characteristics of the OegRG in 2021

	Length (m)	Width (m)	Area (km ²)	Elevationminimum	Elevationmaximum	Front height max (m)	Slope front(°)
Lobe1	~820	~180	0.13	2,454.4	2,758	~90	36.9
Lobe2	~610	~150	0.1	2,524	2,779.4	~60	37.4

Note: The elevation is the distance from GRS 1980 in meters. Abbreviation: OegRG, Ölgrube rock glacier.

TABLE 2 Data used for mapping, surface elevation change, and flow velocity analysis

Date	Data type	Source	Point density(pt/ m ²) ^a	Product	GSD ^a (m)	DEM cell size(m)	Analysis ^b
Mid-August 1922	Historic map	Finsterwalder ⁵²	-	Georeferenced map, DEM	-	5	1, 2
September 1 and September 8, 1953	Aerial images	BEV	6.4	DEM, Orthofoto	0.23	1/5 ^c	1, 2, 3
September 29, 1970	Aerial images	Office of the Tyrolean Government-Department of Geoinformation	9.2	DEM, Orthofoto	0.19	1	1, 2, 3
September 13, 1982	Aerial images	BEV	-	Orthofoto	0.52	-	3
September 11, 1997	Aerial images	BEV	-	Orthofoto	0.56	-	3
September 5, 2006	ALS	Tyrolean Hydropower AG (TIWAG)	3.9	DEM	-	1	1, 2, 3
July 4, 2012	ALS	Chair of Physical Geographie University of Eichstätt-Ingolstadt	12.7	DEM	-	1	1, 2, 3
June 5, 2017	ALS	Chair of Physical Geographie University of Eichstätt-Ingolstadt	21.6	DEM	-	1	1, 2, 3
September 24, 2021	ALS	Chair of Physical Geographie University of Eichstätt-Ingolstadt	12.5	DEM	-	1	1, 2, 3

Note: Further information on processing of the historic map (FW1922) is provided in Section 2.3, whereas further information on processing of the aerial images and ALS data is found in Section 2.2 and Fleischer et al.²⁴

Abbreviations: ALS, airborne laser scanning; DEM, digital elevation model; GSD, ground sampling distance.

^aGround sampling distance.

^b1, mapping; 2, surface elevation change; 3, flow velocity.

^cIn the case of the DoD calculation 1922–1953, the DEM with a resolution of 5 m was used, whereas for the DoD calculation 1953–1970, the DEM with a resolution of 1 m was used.

permanently below 1.5°C.⁵⁵ Wagner et al.¹³ describe the different flow paths within the rock glacier and underline its importance as a shallow groundwater aquifer.

2.2 | Processing of the historical aerial photographs and ALS data

The characteristics, processing, and uncertainty assessment of the historical aerial photographs and ALS data and their derivatives between 1953 and 2017 are described in detail by Fleischer et al.,²⁴ whereas a summary of all data used is provided in Table 2. The processing and analysis of the ALS data set from 2021, which was recorded on September 24, 2021, by the Chair of Physical Geography University of Eichstätt-Ingolstadt using the scanner model Riegl VuxSys-LR and achieving a mean point density of 12.5 pt/m² in the area of the rock glacier, was carried out analogously to these data. In summary, the historical aerial photographs were scanned at a resolution of 12 µm by the Office of the Tyrolean Government-Department of Geoinformation (1970) and 15 µm by the Austrian Federal Office of Surveying and Metrology (BEV) (1953, 1982, 1997). All aerial photos were provided in tiff format along with the camera calibration protocols, if available. Both the orthophotos and the digital elevation models (DEMs) were created with Agisoft Methashape (v.1.6.1) following the standard SfM-MVS workflow using the film camera option and the camera calibration protocols if available. After co-registration to the reference orthophoto (1953) and resampling of the orthophotos to a common resolution of 0.5 m, the orthophotos and, in the case of the ALS data hillshades with a resolution of 1 m, flow velocities were calculated in SAGA GIS using the Imcorr algorithm.⁵⁶ The algorithm uses a fast Fourier-transform-based version of a cross-correlation to correlate small sub-scenes from two images. In the case of moving landforms, such as rock glaciers, this produces vectors that represent the flow direction and flow distance between two images. In this study, search and reference window sizes of 256 × 128 and 128 × 64 with a fixed spacing of 5 m were used. Then, the resulting vectors were

cleaned manually, and a level of detection (LoD) was determined based on the approach of Fey and Krainer.⁵⁹

Both the SfM-MVS and ALS point clouds were thinned using the 3D block thinning tool in SAGA LIS (Laserdata GmbH, Innsbruck, Austria) to a uniform point spacing of 0.5 m. This step is necessary to achieve good results when fine-registering the point clouds to the reference data set (ALS 2017) using an iterative closest point algorithm.⁶⁰ Subsequently, the point clouds were gridded with a common resolution of 1 m, and DEMs of difference (DoDs) were calculated. These were then used to calculate surface elevation and volume changes in the OegRG.

2.3 | Stereophotogrammetric map from 1922

2.3.1 | Map creation

In the notes to the map of Gepatschferner, Finsterwalder⁵² describes in detail how the stereophotogrammetric map of the Kaunertal was acquired and produced. For this purpose, 17 photographic images were taken with a phototheodolite on 12 days in mid-August 1922, and their locations were determined. The height of the images ranged from 1920 to 3,500 m a.s.l. with a baseline of 20–500 m.⁵² The photographs were later analyzed stereophotogrammetrically, and a map of the entire upper Kaunertal was created at a scale of 1:10,000, which unfortunately has been published only at a scale of 1:20,000 with an isohypse equidistance of 20 m. The original photographs that were used to create the map and the original map could not be found, despite strong efforts and extensive research in private collections and archives. The classification of the scree signature was based on the photographs and can therefore be assumed to be accurate, so that the terminal part of the rock glacier can be distinguished from the front. Finsterwalder⁵² describes that there was a long period of fine weather before and during the recording, which led to the firm fields below 3,300 m becoming snow free. The debris signature, the description of the period of good weather, and the detailed description of

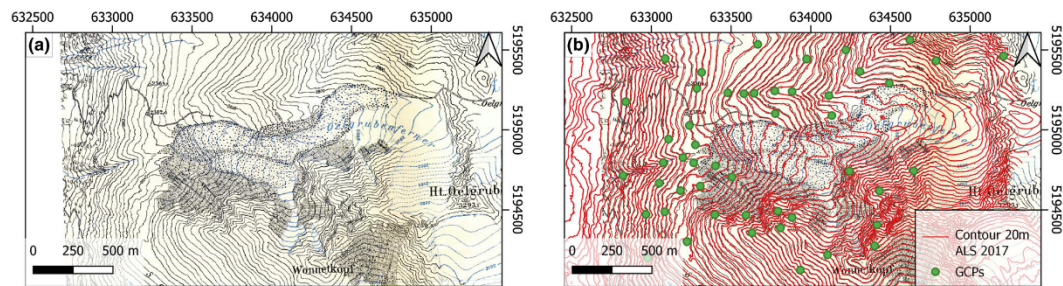


FIGURE 2 (a) Section of the FW1922⁵² in the area of the Öigrube rock glacier (OegRG). (b) FW1922 overlaid with corresponding contour lines derived from the ALS 2017 data set (red line) and ground control points (GCPs) placed at stable, distinct break points of these contour lines (green points). Three of the 52 GCPs are not visible in the map as they were placed outside the map area. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

the condition of the OegRG lead to the reasonable assumption that the study area was free of snow during the survey.

2.3.2 | Georeferencing and processing

Because the reference data set (ALS2017) is available in the coordinate system ETRS89/UTM zone 32N (EPSG 25832), the challenge was to georeference the historical map and to transfer it to this coordinate system. Several approaches were tried: (i) georeferencing by coordinate transformation of the fixed points marked on the map, (ii) georeferencing by analysis of local extreme values and inverse terrain models (local peaks and sinks), and (iii) calculation of the elevation difference between the reference data set and the elevations given in the map using fixed points and subsequently georeferencing at break points of the corresponding contour lines of the reference data set (Figure 2).

Because approaches (i) and (ii) produced unsatisfactory results, we used approach (iii) and describe it in more detail (Figure 3). The elevation difference was determined at 17 fixed points, and their mean value was used for the following adjustment in the elevations. Therefore, contour lines with an equidistance of 20 m were created from the reference data set (ALS2017), corresponding to the contour lines of FW1922. The map was then co-registered to the reference data set at 52 stable, distinct, and evenly distributed break points of these contour lines. Adjust was chosen as the transformation method and a root mean square error (RMSE) of ± 1.39 m was achieved. This approach has the advantage of setting a larger number and better distribution of co-registration points around the area of interest compared to approaches (i) and (ii). After co-registration of the FW1922, the contour lines were manually vectorized and converted to a 5×5 m DEM using the Topo to Raster tool implemented in Esri ArcMap (v.10.6.1). This tool is based on the ANUDEM program developed by Hutchinson et al.⁶¹ To minimize the uncertainty during

digitization of historical maps, both the interpretation of the signatures and the vectorization of the features were performed by one interpreter.⁶² In a further step, the derived DEM was co-registered to the ALS2017 DEM using the python tool pybob,⁶³ which is based on the algorithm for iterative co-registration of DEMs proposed by Nuth and Käb.⁶⁴

2.3.3 | Uncertainty assessment

Regarding the uncertainty analysis for the volume changes, as for all DoDs presented in this paper, we followed the approach of Anderson,⁶⁵ who presented an error propagation method to derive the uncorrelated, correlated, and systematic errors and combine them into an overall uncertainty without applying a minimum LoD. Therefore, stable areas in the vicinity of the rock glacier were mapped and used to determine the uncertainties (see Figure 1 and Section 2.5.3).

According to Anderson,⁶⁵ the following formulas were used to determine the volumetric uncertainty.

In the case of uncorrelated random error:

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

where n is the number of cells being aggregated, L is the cell size (m^2) of the investigated area, and σ_{RMSE} represents the RMSE in stable areas.

In the case of spatially correlated random error:

$$\sigma_{v, sc} = 0.79a_i\sqrt{n}L\sigma_{sc} \quad (2)$$

where a_i is the circular area over which errors are correlated (this represents the range of a spheric semivariogram model with no nugget) and σ_{sc} is the spatially correlated DoD uncertainty (m).

In the case of systematic error:

$$\sigma_{v, sys} = nL^2\sigma_{sys} \quad (3)$$

where σ_{sys} is the mean value in stable areas.

To estimate the total volumetric uncertainty (σ_v), Formulas 1–3 are combined:

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

For map representations of the surface elevation changes (Figure 5), a $_{min}$ LoD was calculated using the same stable areas as for the volumetric uncertainty calculation. $_{min}$ LoD was calculated following probabilistic thresholding, applying a user-defined confidence interval of 95% ($t_{crit} = 1.96$)⁶⁶:

$$_{min} LoD = t_{crit}\delta_{DoD} \quad (5)$$

where δ_{DoD} is the standard deviation of error measured in stable areas.

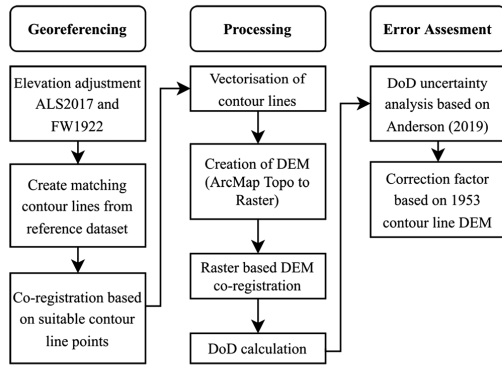


FIGURE 3 Workflow diagram of FW1922 georeferencing, processing, and error analysis. The individual processing steps are explained in more detail in the text

To estimate the transformation uncertainty on the complex terrain of the rock glacier caused by the interpolation of the contour lines, which is not found to this extent on the stable reference surfaces, further analyses were immediately required. Based on the DEM of 1953, a 5×5 m grid DEM derived from the point cloud was compared with a model created from 20 m contour lines of the same data set. The difference between the parameters calculated on stable areas and the respective area of the rock glacier from this DoD was applied as correction factors when calculating the uncertainties and the LoD of the DoD 1922–1953 in the respective areas. The valid determination of such a correction factor presupposes that the topography of the rock glacier does not change, which it does to a certain degree. Therefore, the 1953 data set was preferred to the reference data set (ALS2017) for the analysis, as it is closest to 1922 and thus has the most similar topography.

2.4 | Historical flow velocity profiles

In 1938, Pillewizer established two stereophotogrammetric motion profiles on stone lines, remeasuring Profile1 in 1939 and Profile2 in 1953. Unfortunately, the measuring point of the first profile could not be found in 1953, making remeasurement impossible. To enable a comparison of the flow velocity profiles with the measurements carried out after 1953 using image correlation analysis,²⁴ the map was georeferenced to the FW1922 using 30 reference points in and around the rock glacier, achieving an RMSE of ± 0.89 m. Using points within the rock glacier is a valid approach, as Pillewizer⁵³ uses Finsterwalder's⁵² map to visualize the flow velocity profiles. Subsequently, the profile lines were digitized. In a further step, the flow velocity diagrams published by Pillewizer⁵³ were measured using the drawing program Inkscape to calculate the exact point localities and measurement results at these points.

2.5 | Mapping

2.5.1 | Glacier extent

The glacier evolution was primarily reconstructed to assess the approximate glacier extent at the end of the LIA and to be able to depict the glacier development in the catchments of the two lobes during the study period (Figure 1). Abermann et al.⁶⁷ have highlighted the potential of high-resolution DEMs to mapping glacier outlines, which has been adopted by several studies on individual glaciers (e.g., Klug et al.⁶⁸) or entire mountain ranges (e.g., Fischer et al.⁶⁹). Following this published approach, we utilize DEMs (and their derivatives) derived from ALS data (2017 and 2006: Office of the Tyrolean Government, Department of Geoinformation/Tyrol, Austria; 2012: PROSA [PROglacial Systems of the Alps] project) and photogrammetric techniques (1953 and 1970: aerial photographs; see Section 2.2). ALS-DEMs were further used to digitize the LIA extent by morphological mapping of moraines, which were additionally confirmed by

orthophotos and field observations. However, only the position of the maximum glacier extent at the glacier front can be estimated, as clear features have been erased by the moving rock glacier. As historical maps provide the opportunity to conduct area-wide glacier reconstructions (e.g., Freudiger et al.,⁶² Rastner et al.,⁷⁰ Salerno et al.⁷¹), the mapping of the 1922 glacier margin was carried out based on the FW1922 map (see Section 2.3.2).

2.5.2 | Stable areas

Stable areas were mapped to (i) fine-register all available point clouds (see Section 2.2) and (ii) to determine the uncertainties of the volumetric changes and the LoD (see Section 2.3.3). To ensure that the uncertainty analysis is not performed exclusively on the areas used for fine-registration, stable areas of (i) and (ii) differ, with those used for (i) shown in Figure 1.

For the selection of the stable areas, we excluded all areas with slopes greater than 40° due to the strong correlations between slope and elevation uncertainties in both ALS⁷² and SfM-MVS DEMs.⁷³ In addition, the selection is constrained by the requirement that the areas should be as large and coherent as possible and cover many slope aspects to ensure a good fit of the point clouds⁷⁴ and an accurate determination of the correlated random error with a large correlation range.⁶⁵ Therefore, co-registered orthophotos and initial DoDs without fine-registration were used to map stable areas. The requirements for stable areas and the terrain in the vicinity of OegRG led to alpine grassland being mapped as stable in addition to bedrock and scree areas. The fact that the data were taken at approximately the same time of year and that the DoDs show no difference between stable alpine grassland and bedrock areas made this approach valid.

2.5.3 | Rock glacier front

The fronts of the two rock glacier lobes were mapped according to the IPA Action Group Rock Glacier Inventories and Kinematics—Towards Standard Guidelines for Inventorying Rock Glaciers: practical concepts (version 2.0).⁷⁵ A distinction was made between the restricted outline, which excludes the frontal talus of the rock glacier and represents the front line of the rock glacier, and the extended outline, which represents the base of the frontal talus or, with changing frontal slope angles, the shear zone. In the case of 1922, mapping of the rock glacier front was based on the FW1922, where a change in the scree signature allows the distinction between the main body of the rock glacier (restricted outline) and the steep front (extended outline). For Front2, the change in the signature is not clear, which is why the restricted outline of the front cannot be mapped unambiguously. For the following six time periods between 1953 and 2021, the front was mapped based on the respective hillshade and slope grid (e.g., Abermann et al.⁶⁷ and Janke⁷⁶). In addition, the volume change of the front was calculated to better characterize the frontal advance.

This was done considering the blocky rock glacier forefield to account for volume change that can occur due to mass movements like rockfall or debris flows on the steep rock glacier front.

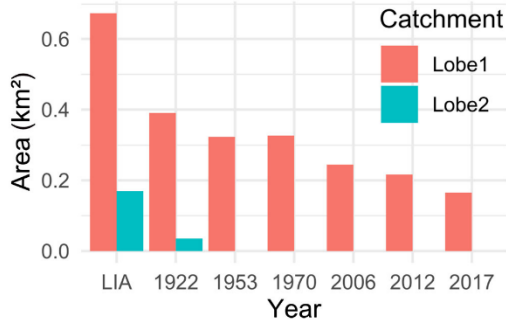


FIGURE 4 Glacier area (km²) of the two catchment areas of Lobe1 and Lobe2 of the Ögrube rock glacier (OegRG) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2023)]

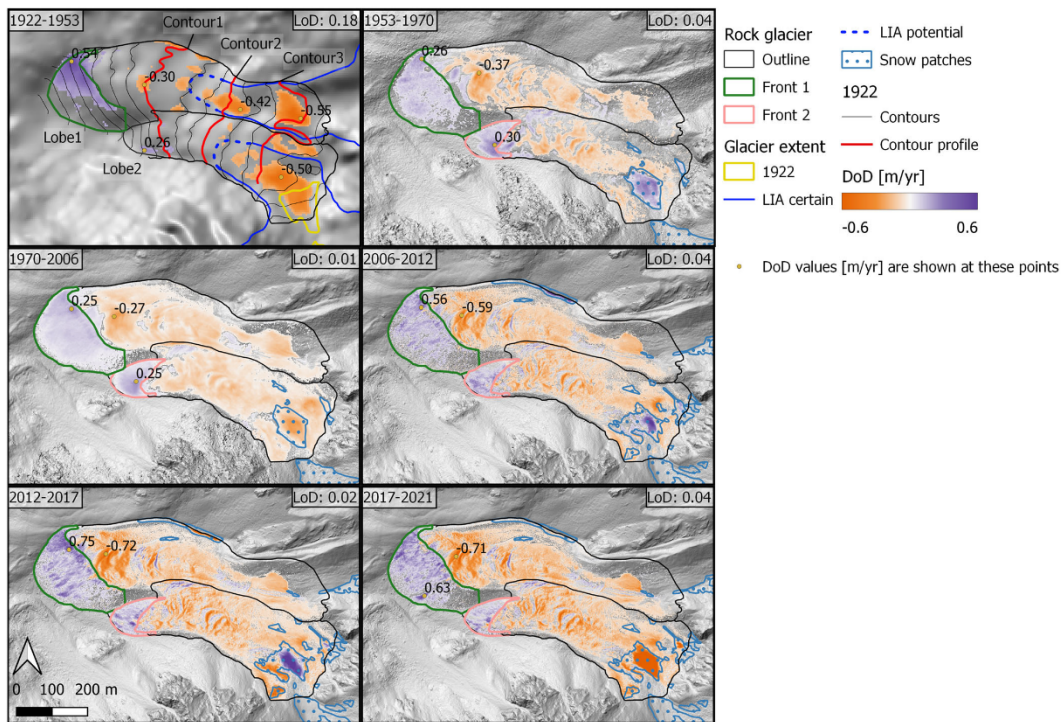


FIGURE 5 Maps of the Ögrube rock glacier (OegRG) showing the mean annual surface elevation change for six time steps between 1922 and 2021. Front1 (dark green) and Front2 (pink) show the areas used for volume calculation of the fronts, which include the blocky rock glacier forefield and therefore differ from the fronts in Figure 9, which show only the steep front. The rock glacier outline (black) shows the area of Lobe1 and Lobe2, which was used for the respective volume calculation of the time step in addition to the respective frontal areas. The point values of the surface elevation change in the individual time slices (m/year) reflect the maximum and minimum values. DoD values below the respective LoDs are not shown in the figure. [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2023)]

2.6 | Climate data

The primary aim of this study is a long-term description of rock glacier development. Nevertheless, the annual temperature and temperature anomaly of the meteorological station Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.) between 1920 and 2021 were analyzed to identify correlations between temperature development and rock glacier evolution. These data were provided by the Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region (HISTALP). The station is located 20.8 km from the survey area in the Gruglertal, Austria, and is elevated ~450 m lower than the front of the rock glacier (Figure 1).

3 | RESULTS

3.1 | Glacier area change

The glaciated area in both catchments (Lobe1 and Lobe2) of the OegRG is shown for different years between the LIA and 2017 in Figures 1 and 4. During the LIA, the two rock glacier lobes were at

least partially overprinted by glaciers. Due to the intense melting of the glacier ice, no direct contact between the rock glacier and the glaciated area was observed in 1922. By 1953, the glacier in the catchment of Lobe2 already melted completely. In the case of the glacier in the Lobe1 catchment, the average annual area loss between LIA and 1922 was significantly higher, with $-4,234 \text{ m}^2/\text{year}$ than with $-2,168$ and $-2,283 \text{ m}^2/\text{year}$ in the subsequent periods 1922–1953 and 1970–2006, respectively. The highest average area loss of $-10,344 \text{ m}^2/\text{year}$ was recorded between 2012 and 2017, whereas a slight area gain of $210 \text{ m}^2/\text{year}$ was observed between 1953 and 1970.

3.2 | Surface elevation change

Both positive- and negative surface elevation changes were observed on the rock glacier in all time steps. For the DoD between 1922 and 1953, a corrected LoD of ± 5.74 or $\pm 0.18 \text{ m/year}$ was determined. For a better representation of the significant surface elevation changes in Figure 5, values below this LoD are not shown. Nevertheless, an area with positive values can be observed in Front1, with a maximum of 16.84 m (0.54 m/year). Especially in the upper part of both rock glacier lobes, the DoD revealed large areas with negative values up to -17.01 m (-0.55 m/year). However, the resolution of the 1922 DEM was not sufficient to represent the complex topography of the rock glacier, for example, smaller flow bulges. In the five time periods between 1953 and 2021, the DEMs obtained using SfM-MVS of historic aerial images and ALS data allowed for a more differentiated representation of the surface elevation changes due to the better resolution and accuracy.²⁴ The LoDs in these time periods were between ± 0.01 and $\pm 0.04 \text{ m/year}$ and therefore significantly better than those in the time period 1922–1953, which included the DEM calculated from the contour lines of the FW1922. In addition to the positive values at the rock glacier fronts and the negative values over extensive areas, the time slices since 1953 therefore also showed

positive values, for example, at the flow bulges of the rock glacier. In parts, the areas with large negative values in the DoD 1922–1953 were also detected in the subsequent periods, although with significantly lower values. Maximum values of the negative surface elevation change were identified in all time periods between 1953 and 2021 in the terminal area of the rock glacier Lobe1.

In addition to the surface elevation change maps (Figure 5), which illustrate the spatial distribution of the changes well, profiles of the DEMs along the contour lines of the FW1922 were established; these show the temporal development of surface elevation (Figure 6). This approach eliminated some of the uncertainties that exist due to the interpolation between the contour lines in the case of the 1922 DEM and therefore corroborated the observations that were made in the DoD 1922–1953.

The elevation profiles are difficult to interpret due to the nonlinearity of the contour lines and the various processes that can lead to positive and negative surface elevation changes. Nevertheless, for the areas of the contour line passing through the upper part of the OegRG, areas that show a strong subsidence of up to -15.26 m between 1922 and 1953 were identified. In addition, areas of moderate but more extensive subsidence were recognized. In the case of Contour1, increasing values compared to 1922 indicated an advance in Front2.

3.3 | Volume balance

When deriving the positive- and negative surface elevation changes and the resulting volume balances, the snow-covered areas were masked out for all epochs to ensure comparability (Figure 5). Therefore, and because melting and refreezing of ice in pore spaces are not reflected by the surface elevation change, one cannot speak of a mass balance in the strictest sense. Nevertheless, the temporal comparison of the rock glacier volume changes allowed for interpretations.

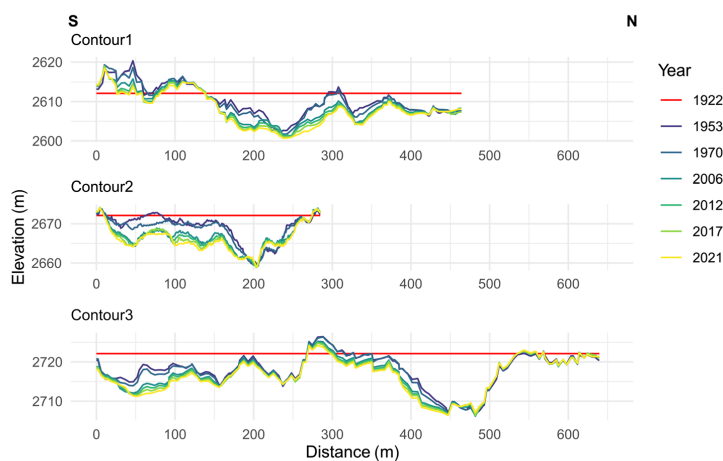


FIGURE 6 Elevation profiles at three contour lines of FW1922 for 7 years between 1922 and 2021 surrounding the rock glacier. The elevation is given in meters above GRS80, and in relation to distance it is superelevated five times. The position of the contour lines is shown as a red line in Figure 5 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

The uncertainties of the annual net volume changes range from ± 12.27 to $\pm 275.88 \text{ m}^3/\text{year}$ for the time slices between 1953 and 2021 and were considerably higher in the period 1922–1953, where they ranged from $\pm 1,154.26$ to $\pm 2,570.15 \text{ m}^3/\text{year}$. Because these are given as mean annual uncertainties, they appear small in time slices in which the respective DEMs are temporally far apart.

In all time slices of the study period between 1922 and 2021, only negative volume balances occurred in the two lobes of the OegRG (Figure 7). Both positive- and negative volume changes were at a higher level in the time slice 1922–1953 than in the subsequent time slice 1953–1970. This was particularly pronounced in Lobe1 and here especially in the positive volume changes. From the time period 1953–1970 onward, the negative volume balances increased continuously until the most recent time period between 2017 and 2021, albeit with different magnitude when comparing the two lobes.

For a direct comparison of the two lobes, it is useful to consider the mean surface elevation change instead of the volume balance, as

in this way the different surface areas are considered (Figure 5). On average, subsidence rates of only a few centimeters per year were measured, ranging between 0.01 and 0.07 m/year. Lobe1 showed relatively constant values in the three time periods between 1922 and 2006 and then a sharp increase in negative values and again relatively constant values in the three time periods until 2021, whereas Lobe2, after a decline in between 1922–1953 and 1953–1970, showed an increase in negative values from time step to time step until 2021.

3.4 | Change in rock glacier fronts

Between 1922 and 1953, the front position of Front1 changed drastically in the northern, topographically confined part. During this period, the upper front in that area was displaced by up to 34 m and the lower front by up to 17 m. In the following epochs, the greatest changes were also observed in this area of Front1, although to a much

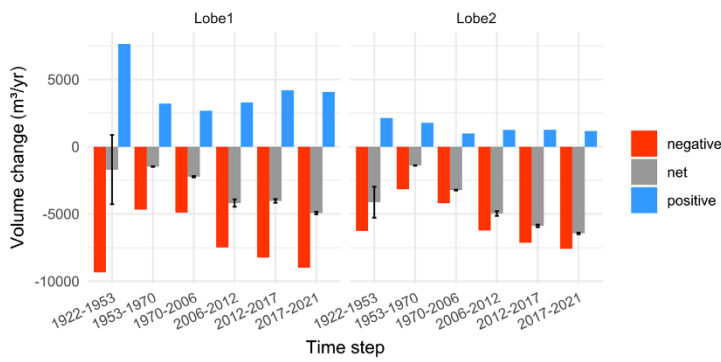


FIGURE 7 Mean annual volume change in both lobes of the Ölgrube rock glacier (OegRG) for six time steps between 1922 and 2021. The uncertainties (black indicators) were determined according to Anderson⁶⁵ [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

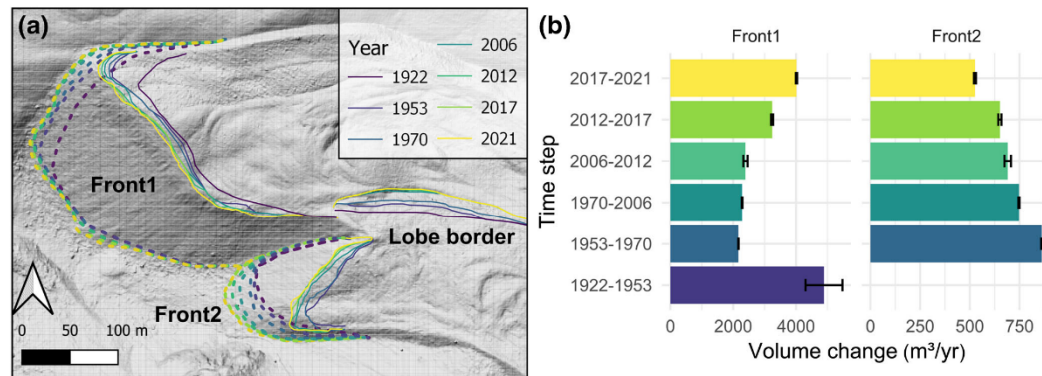


FIGURE 8 (a) Position of the upper (solid line) and the lower front (dashed line) of the two rock glacier lobes and the border between those lobes in seven epochs between 1922 and 2021. (b) Mean annual volume change in Front1 and Front2. The areas used for the calculation differ from the positions of the front in this figure because the blocky rock glacier forefield was included to consider volume changes due to mass movements at the front, such as rockfall (shown in Figure 3) [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

10991350, 2023, 1, Downloaded from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/ptp.2178> by Cochrane Germany, Wiley Online Library on [08/02/2023]. See the Terms and Conditions (<https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions>) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

lesser extent than between 1922 and 1953. Apart from this area, the lower part of Front1 hardly changed its position, whereas the upper part advanced by an average of ~15 m during the entire study period between 1922 and 2021. The greatest volume change in Front1 of $4,890.78 \pm 588.77 \text{ m}^3/\text{year}$ was measured in the period 1922–1953. In the following period, the volume change decreased sharply, to increase slowly until the period 2006–2012 and more rapidly from that time onward (Figure 8b).

Considering the change in front position, Front2 showed a relatively homogeneous advance of the lower and upper front lines in the areas not constrained by Front1. In contrast to Front1, there was a clear advance of the lower front line over time, which resulted in a front advance of ~40 m between 1922 and 2021 in Front2. The volume changes in Front2 exhibited a contradictory pattern to Front1. Although no volume change was calculated for the area of the front in the first time step due to the fact that no unambiguous mapping of the upper position of the front was possible in 1922, the positive annual volume changes in the entire rock glacier indicated that it was slightly higher than that in the time period 1953–1970 (see Figure 7). From this point onward, a decrease from $862.45 \pm 3.74 \text{ m}^3/\text{year}$ in 1953–1970 to $525.94 \pm 5.38 \text{ m}^3/\text{year}$ between 2017 and 2021 was recorded.

The rock glacier changed its extent in the fronts as well as at the boundary of Lobe1 and Lobe2. Multi-temporal mapping of this

boundary showed that Lobe2 moved north to northwest overriding Lobe1 by ~25 m between 1922 and 2021, causing the boundary between the two lobes to shift (Figure 8a).

3.5 | Flow velocity

The flow velocity showed a similar general spatial pattern on both lobes of the OegRG, with the highest values at the terminal part and continuously lower values in the upper parts of the rock glacier (Figure 9).

Concerning the temporal development in flow velocities, both lobes followed a similar general trend, although slight differences in temporal and spatial variation in flow velocities were observed. The general trend for OegRG was described in Fleischer et al.²⁴ and was expressed in increased flow velocities in the time period 1953–1970 compared to the two subsequent time periods between 1970 and 1997, followed by an acceleration with maximum flow velocities recorded in the time step 2012–2017. The largest accelerations as well as decelerations in flow velocity between the time steps were observed in most cases at both rock glacier fronts.

Analysis of the additional ALS data set from 2021 revealed a decrease in flow velocities between 2012–2017 and 2017–2021 of the terminal parts, which was particularly pronounced in the terminal

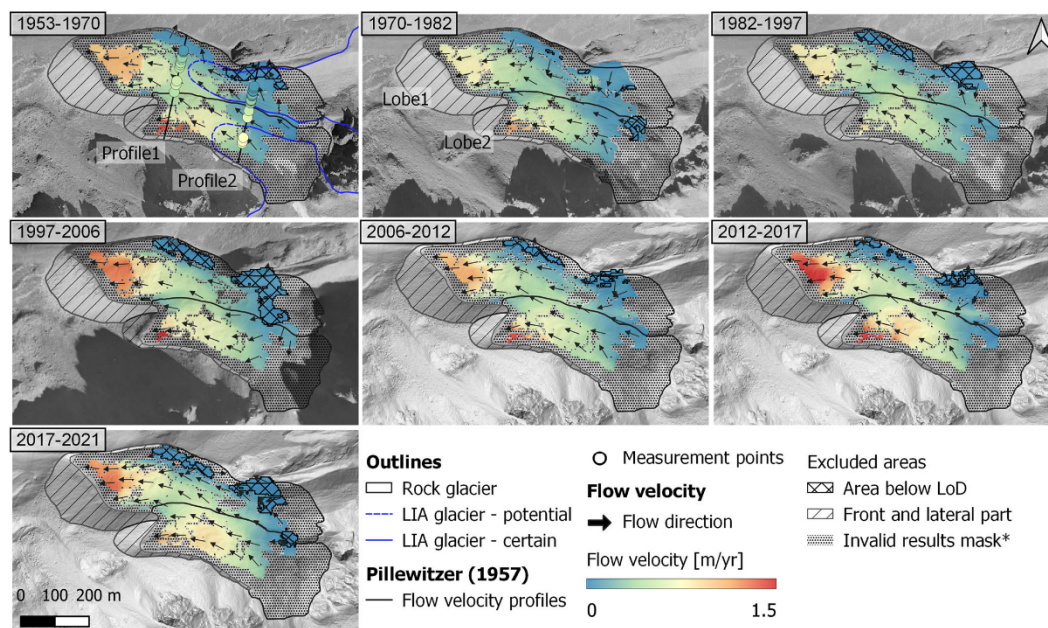


FIGURE 9 Flow velocity maps of the Ölgrube rock glacier (OegRG) for seven time steps between 1953 and 2021. The map of the 1953–1970 time step shows the profile flow velocity measurements made by Pillewitzer⁵³ between 1938–1939 (Profile1) and 1938–1953 (Profile2). *Areas where no valid flow velocity measurement was possible due to snow, shadows, or erroneous image correlations in one or more time slices [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

part of Lobe2. Here, the flow velocity decreased by up to -0.5 m/year. On the contrary, slight increases in a few centimeters per year were observed in the upper parts of Lobe2.

The two lobes differed slightly in the areal proportion and magnitude of the velocity increase and decrease between the time steps. This resulted in a larger area of Lobe2 having a higher velocity over time, especially from the 1997–2006 period onward. This was also reflected in a significant increase in the median flow velocity of Lobe2 from 0.36 m/year in 1982–1997 to 0.55 m/year in 2017–2021, whereas the median of Lobe1 remained almost constant over the same time periods (0.24 m/year in 1982–1997 and 0.29 m/year in 2017–2021) (Figure 10).

In addition to the area-wide flow velocities, which could be determined only for the periods between 1953 and 2021 using image correlation, historical recordings of flow velocities before 1953, carried out photogrammetrically by Pillewizer⁵³ on two profiles, were analyzed (Figures 9 and 11). Profile 1, covering the time between 1938 and 1939, was located on the central part of Lobe1 and showed similar or, in parts, even slightly higher values to recent time steps. Profile 2 covered the period between 1938 and 1953 and was measured on the upper part of Lobe1 and Lobe2. In the area of Profile 2 located on Lobe2, flow velocities of 0.75 m/year were measured during this

period, which slightly decreased toward the boundary to Lobe1, amounting to 0.55 m/year. On average, these flow velocities were 0.26 m/year higher than the corresponding maximum flow velocities in this area between 1953 and 2021.

Although not as pronounced as on Lobe2, some measuring points on Lobe1 also showed a slightly increased flow velocity between 1938 and 1953 compared to the flow velocities between 1953 and 2021. The flow velocity on Lobe1 decreased significantly toward the margin and in this area no longer exceeded the values measured in the time periods between 1953 and 2021 (Figure 11).

Even though this statement can be made only for a few measuring points, the reanalysis and comparison of the historical flow velocity measurements of Pillewizer⁵³ indicated that some areas, in particular of Lobe2, had a higher flow velocity during the period from 1938 to 1953 than in the subsequent epochs up to 2021.

4 | DISCUSSION

4.1 | Uncertainties of historical data

4.1.1 | Stereophotogrammetric map from 1922

The uncertainties that resulted from the analysis of the FW1922 comprise various sources of error, which in some circumstances are propagating and can hardly be quantified. In addition to other sources of error, such as distortions of the original map caused by scanning, age, and humidity, these are primarily uncertainties in the (i) positioning of the photographs and their stereophotogrammetric processing used for map creation, (ii) georeferencing of the map, and (iii) creation of a DEM from contour lines and analysis of surface elevation changes including this DEM. In the case of point (i), there is no personal control over data acquisition and processing when utilizing historical data. Although Finsterwalder⁵² stated an average positional accuracy of the photo locations in the xy -direction (± 0.5 m) and in height (± 0.3 m), this was not differentiated for the various images, and it was not possible to quantify how these errors affect the stereophotogrammetric processing. However, because Finsterwalder⁵² described the OegRG in detail in his publication of the map, we assumed that the image

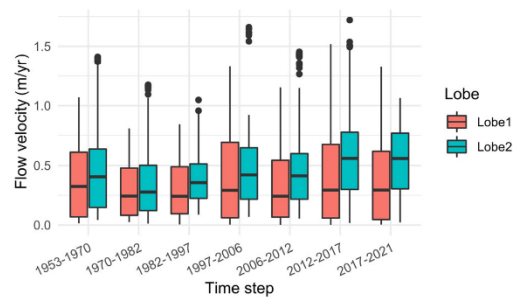


FIGURE 10 Boxplot of flow velocity of Öigrube rock glacier (OegRG) for seven time steps between 1953 and 2021, subdivided by lobe. The bold black lines indicate the median values [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2023.1.10022)]

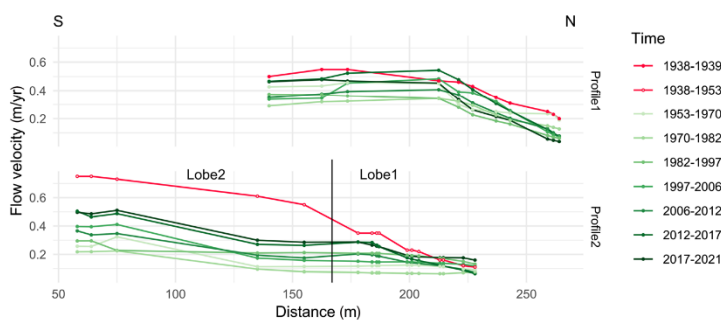


FIGURE 11 Diagram of the flow velocity profiles measured by Pillewizer⁵³ and flow velocity determined by image correlation at these points. The locations of flow velocity profile lines and measured points are shown in Figure 9 [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2023.1.10022)]

10991350, 2023, 1, Downloaded from https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2023.1.10022 by Carlsberg Germany, Wiley Online Library on [08/02/2023]. See the Terms and Conditions (https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

acquisitions and their stereophotogrammetric processing in this area were also carried out with a high degree of precision. For this reason, we assumed that the scree signature was created with great accuracy in the area of investigation. Source of error (ii) could be minimized by the applied georeferencing method and amounts to an RMSE of 1.39 m for the 52 georeferencing points used (see Section 2.3.2). In the case of point (iii), the error resulting from the interpolation between the contour lines was specified (see Section 2.3.3). However, as the correction factor was determined using the 1953 DEM, it should be considered as an estimate rather than a measurement of this error. Considering all these points, we consider the results obtained to be plausible and valid, although it should also be noted that not all sources of error regarding the FW1922 could be excluded or quantified.

4.1.2 | Historical flow velocity profiles

The previously described uncertainties, which must be considered when using historical data, are also found in the evaluated velocity profiles of Pillewizer.⁵³ In this case, the publication does not provide an estimate of the error caused by the positioning uncertainty of the photographs and their stereophotogrammetric processing. Because this could not be determined retrospectively, assumptions had to be made about the accuracy of the measurements. In the case of Profile1, we suspected that the short temporal baseline of only 1 year was associated with a high relative annual error due to measurement inaccuracies compared to the measured velocities. Therefore, the validity of the comparison with the following flow velocities is reduced. In contrast, the long temporal baseline of 15 years in the case of Profile2 suggests relatively small relative annual errors and thus, in our view, allows a comparison with subsequent flow velocities.

4.2 | Surface elevation and volume changes

The surface elevation change in rock glaciers reflects the sum of the strain pattern (compression and extension), downslope movement, compaction, debris input, and aggradation and melting of excess ice. Positive values occurred at both fronts and indicated a frontal advance. In addition, positive values appeared at the fronts of flow bulges and in the overthrust zone of Lobe2 and Lobe1, indicating compressive flow in these areas. The high negative values that occurred on the terminal part of Lobe1 can be explained, among other factors, by extensive flow, as Hausmann et al.⁵⁶ were able to detect a step in the bedrock topography beneath the rock glacier in this area using geophysical methods. As the investigated rock glacier lobes do not end above very steep terrain, there is no sediment output from the rock glacier system apart from the fine fraction. The consistently negative volume balances during the investigation period thus indicate, in addition to the compaction of debris, particularly the melting of excess ice.

The results of the surface elevation change between 1922 and 1953 indicated a considerable advance of Front1 during this period and an extensive subsidence in the upper parts of both rock glacier lobes. The effect of this is that the net volume change in the period 1922–1953 was at least as negative as in the period 1970–2006 on Lobe2, considering uncertainty. This statement cannot be made for Lobe1 due to the high degree of uncertainty and the large positive volume change that reduced the net volume balance. The areas showing large-scale subsidence were located within the maximum glacier extent of the LIA. Together with the results of the contour profile analyses, this indicated that these areas are probably debris-covered dead ice bodies, which likely developed from the debris-covered parts of the LIA glacier (for further discussion see Anderson et al.⁷⁷ and Deline⁷⁸). After the retreat of the glacier, these successively melted, particularly strongly during the short warm phase between 1946 and 1951. Some of these dead ice bodies have already completely melted and formed depressions in the period 1953–1970, whereas others still show subsidence today, albeit weakened compared to 1922–1953. These observations in the DoD are confirmed by *in situ* observations by Berger et al.,⁵⁵ who found deep meltwater lakes in the upper part of Lobe2, indicating a massive ice body, and further discuss the glacial origin of OegRG. The interaction between rock glaciers and LIA glaciers, the resulting presence of massive glacial ice superimposed on the permafrost, and the preservation of this ice since at least the end of the LIA have also been demonstrated by Lugon et al.⁷⁹ for rock glaciers in the Posets massif, Central Pyrenees, Spain, and by Ribolini et al.⁸⁰ for the Schiantala Valley, Maritime Alps, Italy. An increased melting of the permafrost ice due to higher temperatures between 1946 and 1951 could also play a role in the strong negative volume balance between 1922 and 1953 (Figure 13). This could be particularly relevant for Lobe2, which, in contrast to Lobe1, showed a clear increase in negative mean surface change over the period 1970–2006 and therefore a faster or stronger response to the temperature increase from the mid-1980s onward. This is also shown by regression analysis, which shows a significant correlation between surface elevation change and MAAT for both lobes (Figure 12). Both the slope and the intercept are significantly steeper and lower in the case of Lobe2 with -0.023 and 0.0012 than in the case of Lobe1 with -0.013 and 0.0072 .

For the period from 1953 onward, when comparable studies exist in the European Alps, the value ranges of mean surface elevation change are in line with those investigations. For example, Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann⁸ determined values between -0.016 and -0.058 m/year for Hinteres Langtalar rock glacier, Austria, between 1954 and 2012; Kaufmann et al.³⁷ derived values between 0.0008 and -0.013 m/year for Tschadinhorn rock glacier, Austria; and Fleischer et al.²⁴ determined values ranging between -0.047 ± 0.001 m/year and 0.005 ± 0.003 m/year for several rock glaciers in Kaunertal, Austria, between 1953 and 2017. The trend of increasing negative values observed on the two lobes of the OegRG in the time slices after 1953 was also observed by Fleischer et al.²⁴ for several rock glaciers in the Kaunertal, Austria, and by Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann⁸ for Hinteres Langtalar rock glacier, Austria. However, the

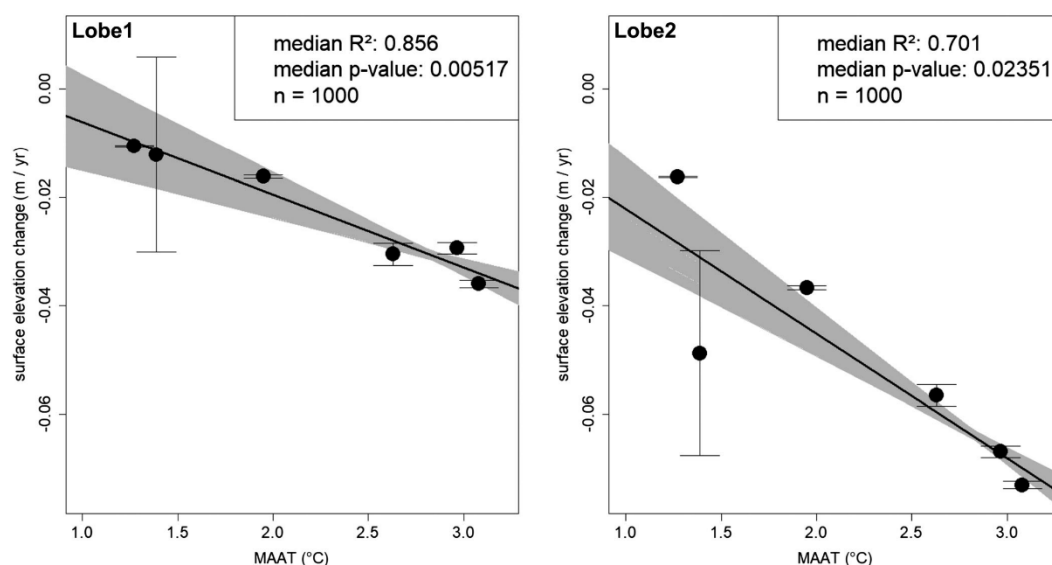


FIGURE 12 Bootstrapped regression analysis of mean surface elevation changes and mean annual air temperature (MAAT) for Lobe1 and Lobe2 of Ölgrube rock glacier (OegRG), which consider the uncertainties of the surface elevation measurement. Random values were determined within the uncertainty ranges of the individual values, and a regression was calculated. This process was then repeated 1,000 times; the black line represents the median of these regressions

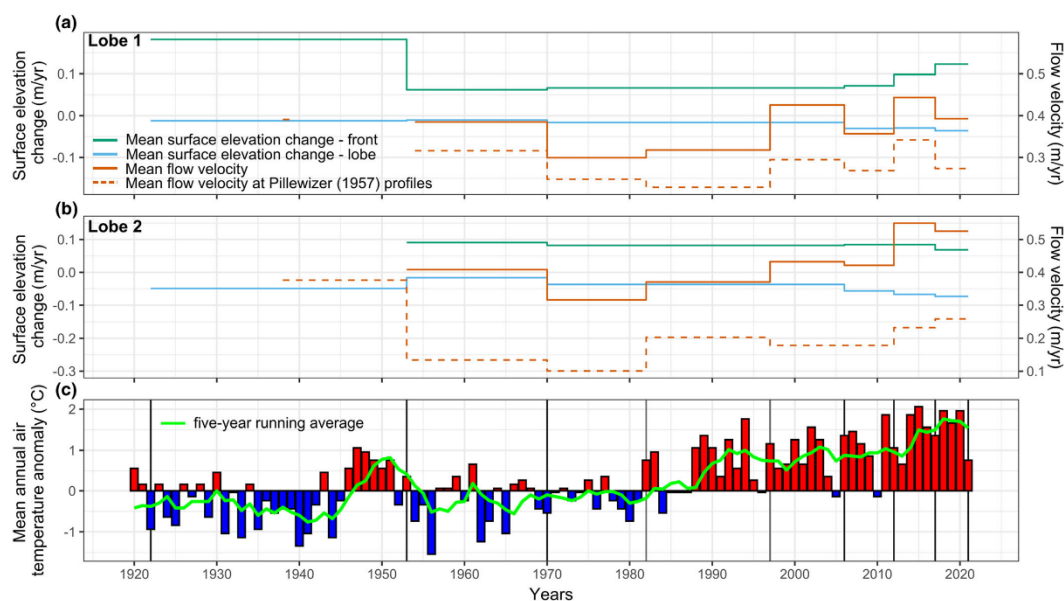


FIGURE 13 Mean surface elevation changes and mean flow velocities of the Ölgrube rock glacier (OegRG) differentiated by (a) Lobe1 and (b) Lobe2 in the different time periods. (c) Mean annual air temperature anomaly at the meteorological station Obergurgl-Vent (1938 m a.s.l.). The reference period for anomaly calculation is 1961–1990. Black and gray vertical lines indicate the time steps analyzed. Spatially better differentiated information on the analyzed parameters is shown in the previous figures [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

16991350, 2023, 1, Downloaded from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/fgl.2178> by Cordune Germany, Wiley Online Library on [08/02/2023]. See the Terms and Conditions (<https://onlinelibrary.wiley.com/terms-and-conditions>) on Wiley Online Library for rules of use; OA articles are governed by the applicable Creative Commons License

Tschadinhorn rock glacier showed increasing negative values between 1954 and 2009 but a value close to zero between 2009 and 2015.³⁷ As stated earlier, the negative mean surface elevation changes in these rock glaciers indicate a melt out of excess ice. This can be explained by increasing temperatures since the mid-1980s (Figures 12 and 13), which, among other factors, led to a warming of permafrost and active layer thickening.⁸¹ Although both lobes of OegRG showed negative values during the entire study period of 1922–2021 and followed a decreasing trend, there were also differences in the temporal development, especially between 1922 and 1953, but also in the following periods. Whereas Lobe1 showed a sharp increase in negative values only between 2006 and 2012, this can already be observed for Lobe2 in the period 1970–2006. Furthermore, the negative value of Lobe1 remained relatively constant in the following epochs, whereas it became increasingly negative in the case of Lobe2, because the external forces of the two lobes were almost identical, deviation in the temporal development might be attributed to differences in internal structure (ice content) or to the sensitivity of the contained ice to external effects.³

4.3 | Mechanisms of frontal advance

The front advance of a rock glacier is a function of the compaction of debris, the vertical variation in the horizontal flow velocity, and the volume change due to ice melting.⁸² In special cases where rock glaciers terminate over steep terrain,⁸³ erosion and transport also play a role. However, this does not apply to the OegRG. Although a disentanglement of the individual components based on aerial images and ALS data is not possible,³¹ we characterized the frontal advance of the OegRG in several time steps between 1922 and 2021 by mapping the upper and lower front lines, calculating the volume change in the front and visually interpreting the DoDs. This revealed a distinct advance of the northern part of Front1 between 1922 and 1953. The reasons for this might be the warm phase between 1946 and 1951 (Figure 13), which increased permafrost temperature and therefore led to an enhanced internal plastic deformation of the permafrost ice.³ Neither Front1 ($R^2 = -0.24$, $p = 0.86$) nor Front2 ($R^2 = 0.30$, $p = 0.20$) shows a significant relationship between mean surface elevation change in the front and mean annual air temperature. In addition to the aforementioned different components contributing to the front advance of a rock glacier, this could indicate that meltwater infiltration into the permafrost body from the glacier in the catchment and strong melt of superimposed dead ice, mentioned before, might have promoted deformation by reducing the effective stress in the permafrost ice⁸⁴ and promote basal sliding on the shear horizon by increasing pore water pressure.⁴ Because these effects should have been more pronounced after the strong warming in the mid-1980s, but the frontal advance did not behave similarly, bedrock topography is very likely to play a key factor. Therefore, we suspect that the strong frontal advance of the lateral part of Front1 between 1922 and 1953 was caused by a combination of the previously mentioned factors with the overflow of the bedrock step, detected by Hausmann

et al.,⁵⁶ and a compressive flow along the lateral topographic constriction.

Further, we analyzed the front advance in combination with the horizontal surface flow velocities above the front, as this allowed us to draw conclusions about the frontal advance mechanisms of the two rock glacier lobes. Front1 showed hardly any advance of the lower front, except for the already-mentioned lateral frontal part, whereas the mean flow velocity above the front varied between 0.88 m/year (1953–1970) and 1.18 m/year (2012–2017). This indicates a very shallow layer of creeping material and/or very ice-rich sediments in Front1.^{31,82} The fact that the volume balance of Front1 increased steadily, especially from 2012 onward, whereas the flow velocity in the area of the front decreased between 2012–2017 and 2017–2021, might point to a decoupled development in flow velocities at depth and/or or changed ratio of advance to ice melt.

Front2 appears to have a different mechanism of frontal advance compared to Front1. The advance across the entire front was distinct and 40 m between 1922 and 2021. In addition, flow velocities at the front were evident, averaging between 0.93 m/year (2017–2021) and 1.32 m/year (2012–2017). This indicates a block movement of the front, with both the upper part and the base of the front creeping downslope. Therefore, Front2 seems to have a lower ice content and/or a less steep decrease in flow velocity from the surface to depth.^{31,82} This could also be due to the much steeper bedrock topography in the area of Front2 compared to Front1. The decrease in the positive volume changes in contrast to Front1 and the decoupling from the surface flow velocities at the front could indicate an independent change in the velocities at depth or an increased melting of ice in the front.

4.4 | Development in flow velocities

The flow velocities during the entire investigation period (1938–2021) ranged between a few centimeters per year and a maximum of 1.77 m/year measured in 2012–2017. Thus, the magnitudes were well within the range of annual flow movements of other rock glaciers in the Alps, which range between a few centimeters per year and a few meters per year.¹⁸ Apart from these, some studies show a destabilization of rock glaciers, which results in a landslide-like movement with displacement rates of up to several tens of meters per year (e.g., Marcer et al.,¹² Roer et al.,⁸⁵ and Vivero and Lambiel⁸⁶). The acceleration in the period between 1997 and 2006 has also been demonstrated by several studies across the Alps.^{8,25,29,30,37,87} This increase in flow velocities on a decadal timescale has been explained by increasing mean annual air (see Figure 13) and ground temperatures as well as mechanisms of heat conduction and meltwater advection.^{18,29,46,84} The further course of flow velocities in the following time periods can be linked to annual measurements of flow velocities on a variety of rock glaciers.⁸⁸ A regression analysis showed that in the case of Lobe1 ($R^2 = 0.11$, $p = 0.25$) there is no significant correlation between mean flow velocity and mean MAAT in the individual time steps, whereas Lobe2 ($R^2 = 0.53$, $p < 0.05$) shows a significant

relationship. In addition to other factors, described later, that influence flow velocity, this may indicate a delayed response of Lobe1, in particular to increased temperatures. This phenomenon can be observed for both lobes in the time period 1953–1970 where increased flow velocities of the two rock glacier lobes might be explained by a delayed response to relatively high temperatures between 1946 and 1951 (Figure 13). This phenomenon has also been observed by other multi-decadal rock glacier studies in the European Alps.^{9,27,87} This could also explain the increased flow velocities of Profile2 between 1938 and 1953, whereby the strength of the flow velocity, which was higher than that in all subsequent epochs, cannot be explained by the short warm phase alone, as the temperature increase was stronger from the mid-1980s and over a longer period. This, together with the fact that Lobe1 does not show a significant relationship between flow velocity and MAAT, suggests that the melting of the massive dead ice bodies and the glacier situated above both rock glacier lobes between 1922 and 1953 might have influenced the rock glacier kinematics due to increased water availability and surface deformation caused by ice melting of the dead ice bodies. This hypothesis is supported by the fact that seasonal investigation of flow velocities revealed higher flow velocities during the melting season, suggesting an influence of meltwater on flow velocities of the OegRG.⁵⁰

To our knowledge, apart from the study by Scapozza et al.,³⁰ there are no studies of rock glacier flow velocities before 1953 using a similar method. This made it difficult to put the increased flow rates between 1938 and 1953 into perspective. On the Stabbio di Largario rock glacier in the southern Swiss Alps, no increased flow velocities were measured between 1910–1924 and 1924–1940 compared to 1940–1996.³⁰ However, a comparison was difficult due to the different methods and measurement periods.

5 | CONCLUSION

Because there are hardly any studies on the dynamics of rock glaciers before the first aerial photographs in the Alps, the aim of this study was to put historical data (measurements and maps) into value for the investigation of the OegRG. By evaluating the FW1922 and the historical flow velocity measurements by Pillewizer,⁵³ relating them to existing data between 1953 and 2017,²⁴ and extending this time series with another ALS data set from 2021, it was possible to analyze the evolution of the two lobes of the OegRG over almost a century and relate them to the changes in temperature development. However, most explanations of the development in the OegRG remain rather hypothetical, and it must be clearly stated that in the case of historical data many uncertainties and error variables cannot be sufficiently quantified.

The geomorphic evolution of the two lobes of the OegRG between 1922 and 2021 was characterized by both similar general trends and differences in their development. Because the external forcing for the two lobes was almost identical, the different

mechanisms of frontal advance and the variations in temporal development of flow velocities and volume change may be due to differences in internal structure, bedrock topography, or upslope connection to the glacier (presence and size of the glacier). In terms of the general trends, the study suggests that the warm phase between 1946 and 1951 may have favored the increased values in both flow velocity and volume change before 1953. However, considering the strong and long-lasting temperature increase since the 1980s, this cannot be the only factor that controlled this development. Additional drivers might be the glacier cover of the OegRG during LIA, glacier forefield connection of the rock glacier, and lateral constriction of Front1.

Because such a development before 1953 is most likely not representative for all active rock glaciers, we see the need to analyze the geomorphic development of further rock glaciers before the first aerial photographs were taken in the early 1950s. These analyses could be of particular interest on rock glaciers that show increased flow rates between 1950 and 1970, such as the Dösen rock glacier⁸⁷ or the Ritigraben rock glacier.²⁸ Such investigations could help us to understand how to interpret the current dynamics in relation to a changing external forcing. In addition, factors influencing the kinematics of rock glaciers, such as an intermittent glacier cover or the glacier forefield connection, could be better understood in this way. Methodologically, such studies could be similar to this study, although monoplotting on historical terrestrial imagery and photogrammetric analysis of historical overlapping image pairs also seem to be promising approaches. This shows how important it can be for current research to retrieve historical data (e.g., maps, images, and measurements) and put into value and simultaneously demonstrates the importance of data storage and accessibility for future generations.

ACKNOWLEDGMENTS

The study was part of the SEHAG project (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850). We would like to acknowledge the Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region (HISTALP) for providing meteorological data. We also thank the Office of the Tyrolean Government, Department of Geoinformation/Tyrol, Austria, for providing aerial photographs (1970) and the Austrian Federal Office of Surveying and Metrology (BEV) for providing aerial photographs (1953, 1982, 1997). We thank Tyrolean Hydropower AG (TIWAG) for the provision of the point cloud from 2006. In addition, we would like to acknowledge the work of the pioneers of rock glacier research, Sebastian Finsterwalder and Wolfgang Pillewizer; without their historical data this study would not have been possible. Open Access funding enabled and organized by Projekt DEAL.

CONFLICT OF INTEREST

The authors declare that they have no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript; or in the decision to publish the results.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

All data, including ALS data, will presumably be made available after completion of the SEHAG (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850) research project. The data on flow velocity, surface elevation change, and front advance can be obtained on request.

ORCID

Fabian Fleischer  <https://orcid.org/0000-0002-4989-2092>

Florian Haas  <https://orcid.org/0000-0002-4874-2527>

REFERENCES

- Barsch D. *Rockglaciers: Indicators for the present and former Geocology in High Mountain environments*, *springer series in physical environment*. Vol. 16. Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg: Springer; 1996:331. doi:[10.1007/978-3-642-80093-1](https://doi.org/10.1007/978-3-642-80093-1)
- Berthling I. Beyond confusion: rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*. 2011;131(3-4):98-106. doi:[10.1016/j.geomorph.2011.05.002](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.05.002)
- Haerberli W, Hallet B, Arenson L, et al. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost Periglac Process*. 2006;17(3):189-214. doi:[10.1002/ppp.561](https://doi.org/10.1002/ppp.561)
- Buchli T, Kos A, Limpach P, Merz K, Zhou X, Springman SM. Kinematic investigations on the Furggwanghorn rock glacier, Switzerland. *Permafrost Periglac Process*. 2018;29(1):3-20. doi:[10.1002/ppp.1968](https://doi.org/10.1002/ppp.1968)
- Cicoira A, Beutel J, Faillietaz J, Vieli A. Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. *Earth Planet Sci Lett*. 2019b;528:115844. doi:[10.1016/j.epsl.2019.115844](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115844)
- Cicoira A, Marcer M, Gärtner-Roer I, Bodin X, Arenson LU, Vieli A. A general theory of rock glacier creep based on in-situ and remote sensing observations. *Permafrost Periglac Process*. 2020;29(1):21-153. doi:[10.1002/ppp.2090](https://doi.org/10.1002/ppp.2090)
- Gärtner-Roer I, Brunner N, Delaloye R, Haerberli W, Kääh A, Thee P. Glacier-permafrost relations in a high-mountain environment: 5 decades of kinematic monitoring at the Gruben site, Swiss Alps. *Cryosph Discuss*. 2021;30:1-30.
- Kellerer-Pirklbauer A, Kaufmann V. Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: new insight from two adjacent cirques in Austria. *Sci Total Environ*. 2018;621:1397-1414. doi:[10.1016/j.scitotenv.2017.10.087](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.087)
- Kenner R, Pruessner L, Beutel J, Limpach P, Phillips M. How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: examples from the Swiss Alps. *Permafrost Periglac Process*. 2020;31(1):3-14. doi:[10.1002/ppp.2023](https://doi.org/10.1002/ppp.2023)
- Krainer K, Bressan D, Dietre B, et al. A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quatern Res*. 2015;83(2):324-335. doi:[10.1016/j.yqres.2014.12.005](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.12.005)
- Kummert M, Bodin X, Braillard L, Delaloye R. Pluri-decadal evolution of rock glaciers surface velocity and its impact on sediment export rates towards high alpine torrents. *Earth Surf Process Landf*. 2021;105(15):113-3227. doi:[10.1002/esp.5231](https://doi.org/10.1002/esp.5231)
- Marcer M, Cicoira A, Cusicanqui D, et al. Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased. *Commun Earth Environ*. 2021;2(1):383. doi:[10.1038/s43247-021-00150-6](https://doi.org/10.1038/s43247-021-00150-6)
- Wagner T, Kainz S, Krainer K, Winkler G. Storage-discharge characteristics of an active rock glacier catchment in the Innere Ölgrube, Austrian Alps. *Hydrol Process*. 2021;35(5):e14210. doi:[10.1002/hyp.14210](https://doi.org/10.1002/hyp.14210)
- Rangecroft S, Harrison S, Anderson K. Rock glaciers as water Stores in the Bolivian Andes: an assessment of their hydrological importance. *Arct Antarct Alpine Res*. 2015;47(1):89-98. doi:[10.1657/AAAR0014-029](https://doi.org/10.1657/AAAR0014-029)
- Schaffer N, MacDonell S, Réveillet M, Yáñez E, Valois R. Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiárid Chilean Andes. *Reg Environ Change*. 2019;19(5):1263-1279. doi:[10.1007/s10113-018-01459-3](https://doi.org/10.1007/s10113-018-01459-3)
- Jones DB, Harrison S, Anderson K. Mountain glacier-to-rock glacier transition. *Global Planet Change*. 2019;181:102999. doi:[10.1016/j.gloplacha.2019.102999](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102999)
- Knight J, Harrison S, Jones DB. Rock glaciers and the geomorphological evolution of deglaciating mountains. *Geomorphology*. 2019;324:14-24. doi:[10.1016/j.geomorph.2018.09.020](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.09.020)
- Delaloye R, Lambiel C, Gärtner-Roer I. Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geogr Helv*. 2010;65(2):135-145. doi:[10.5194/gh-65-135-2010](https://doi.org/10.5194/gh-65-135-2010)
- Delaloye R, Perruchoud E, Bodin X, et al. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps, 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 Juni 2008–3 Juli 2008; 2008:343-348. doi:[10.5167/UZH-7031](https://doi.org/10.5167/UZH-7031)
- Kenner R, Phillips M, Beutel J, et al. Factors controlling velocity variations at short-term, seasonal and multiyear time scales, Ritigraben rock glacier, Western Swiss Alps. *Permafrost Periglac Process*. 2017;28(4):675-684. doi:[10.1002/ppp.1953](https://doi.org/10.1002/ppp.1953)
- Wirz V, Gruber S, Purves RS, et al. Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. *Earth Surf Dyn*. 2016;4(1):103-123. doi:[10.5194/esurf-4-103-2016](https://doi.org/10.5194/esurf-4-103-2016)
- Avian M, Kaufmann V, Lieb GK. Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: the example of Langtaikal (Central Alps, Austria). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*. 2005;59(2):149-156. doi:[10.1080/00291950510020637](https://doi.org/10.1080/00291950510020637)
- Dusik J-M, Leopold M, Heckmann T, et al. Influence of glacier advance on the development of the multipart Riffelal rock glacier, central Austrian Alps. *Earth Surf Process Landf*. 2015;40(7):965-980. doi:[10.1002/esp.3695](https://doi.org/10.1002/esp.3695)
- Fleischer F, Haas F, Piermattei L, et al. Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. *The Cryosphere*. 2021;15(12):5345-5369. doi:[10.5194/tc-15-5345-2021](https://doi.org/10.5194/tc-15-5345-2021)
- Harti L, Fischer A, Stocker-Waldhuber M, Abermann J. Recent speed-up of an alpine rock glacier: an updated chronology of the kinematics of outer hochebenkar rock glacier based on geodetic measurements. *Geogr Ann Ser B*. 2016;98(2):129-141. doi:[10.1111/geoa.12127](https://doi.org/10.1111/geoa.12127)
- Kaufmann V, Landstädter R. Mapping of the 3D surface motion field of Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) and its Spatio-temporal change (1954-1998) by means of digital photogrammetry. *Grazer Schriften der Geographie Und Raumforschung*. 2007;43:137-144.
- Kellerer-Pirklbauer A, Kaufmann V. About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in Central Austria. *Aust J Earth Sci*. 2012;105:94-112.
- Lugon R, Stoffel M. Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global Planet Change*. 2010;73(3-4):202-210. doi:[10.1016/j.gloplacha.2010.06.004](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.06.004)
- Roer I. Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem, Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn; 2005: 263.
- Scapozza C, Lambiel C, Bozzini C, Mari S, Conedera M. Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps. *Earth Surf Process Landf*. 2014;39(15):2056-2069. doi:[10.1002/esp.3599](https://doi.org/10.1002/esp.3599)
- Kääh A, Strozzi T, Bolch T, et al. Inventory and changes of rock glacier creep speeds in Ile Alatau and Kungöy ala-too, northern Tien Shan,

- since the 1950s. *Cryosphere*. 2021;15(2):927-949. doi:10.5194/tc-15-927-2021
32. Vivero S, Bodin X, Fariás-Barahona D, et al. Combination of aerial, satellite, and UAV photogrammetry for quantifying rock glacier kinematics in the dry Andes of Chile (30°S) since the 1950s. *Front Remote Sens*. 2021;2:117. doi:10.3389/frsen.2021.784015
 33. Janke JR. Photogrammetric analysis of front range rock glacier flow rates. *Geogr Ann Ser B*. 2005;87(4):515-526. doi:10.1111/j.0435-3676.2005.00275.x
 34. Tanarro LM, Palacios D, Andrés N, et al. Unchanged surface morphology in debris-covered glaciers and rock glaciers in Tröllaskagi peninsula (northern Iceland). *Sci Total Environ*. 2019;648:218-235. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.07.460
 35. Wangenstein B, Guðmundsson Á, Eiken T, Kääb A, Farbrot H, Etlzmüller B. Surface displacements and surface age estimates for creeping slope landforms in northern and eastern Iceland using digital photogrammetry. *Geomorphology*. 2006;80(1-2):59-79. doi:10.1016/j.geomorph.2006.01.034
 36. Bodin X, Thibert E, Fabre D, et al. Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost Periglac Process*. 2009;20(4):331-344. doi:10.1002/ppp.665
 37. Kaufmann V, Seier G, Sulzer W, et al. Rock glacier monitoring using aerial photographs: conventional vs. UAV-based mapping - a comparative study. *Int Arch Photogramm Remote Sens Spatial Inf Sci*. 2018; XLII-1:239-246. doi:10.5194/isprs-archives-XLII-1-239-2018
 38. Monnier S, Kinnard C. Pluri-decadal (1955-2014) evolution of glacier-rock glacier transitional landforms in the Central Andes of Chile (30-33°S). *Earth Surf Dyn*. 2017;5:493-509. doi:10.5194/esurf-5-493-2017
 39. Capt M, Bosson J-B, Fischer M, Micheletti N, Lambiel C. Decadal evolution of a very small heavily debris-covered glacier in an Alpine permafrost environment. *J Glaciol*. 2016;62(233):535-551. doi:10.1017/jog.2016.56
 40. Mertes JR, Gulley JD, Benn DI, Thompson SS, Nicholson LI. Using structure-from-motion to create glacier DEMs and orthoimagery from historical terrestrial and oblique aerial imagery. *Earth Surf Process Landf*. 2017;42(14):2350-2364. doi:10.1002/esp.4188
 41. Midgley NG, Tonkin TN. Reconstruction of former glacier surface topography from archive oblique aerial images. *Geomorphology*. 2017; 282:18-26. doi:10.1016/j.geomorph.2017.01.008
 42. Mölg N, Bolch T. Structure-from-motion using historical aerial images to analyse changes in glacier surface elevation. *Remote Sens (Basel)*. 2017;9:1021. doi:10.3390/rs9101021
 43. Vargo LJ, Anderson BM, Horgan HJ, Mackintosh AN, Lorrey AM, Thornton M. Using structure from motion photogrammetry to measure past glacier changes from historic aerial photographs. *J Glaciol*. 2017;63(242):1105-1118. doi:10.1017/jog.2017.79
 44. Böhlert R. A combination of relative-numerical dating methods indicates two high Alpine rock glacier activity phases after the glacier advance of the younger Dryas. *Open Geogr J*. 2011;4(1):115-130. doi:10.2174/1874923201104010115
 45. Scapozza C, Del Siro C, Lambiel C, Ambrosi C. Schmidt hammer exposure-age dating of periglacial and glacial landforms in the southern Swiss Alps based on R-value calibration using historical data. *Geogr Helv*. 2021;76(4):401-423. doi:10.5194/gh-76-401-2021
 46. Kääb A, Frauenfelder R, Roer I. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global Planet Change*. 2007;56(1-2): 172-187. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.005
 47. Müller J, Vieil A, Gärtner-Roer I. Rock glaciers on the run - understanding rock glacier landform evolution and recent changes from numerical flow modeling. *The Cryosphere*. 2016;10(6):2865-2886. doi:10.5194/tc-10-2865-2016
 48. Cicoira A, Beutel J, Faillietz J, Gärtner-Roer I, Vieil A. Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rock glacier dynamics: a numerical modelling approach. *The Cryosphere*. 2019a;13(3):927-942. doi:10.5194/tc-13-927-2019
 49. Jansen F, Hergarten S. Rock glacier dynamics: stick-slip motion coupled to hydrology. *Geophys Res Lett*. 2006;33(10). doi:10.1029/2006GL026134
 50. Krainer K, Mostler W. Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler: series a. Phys Geogr*. 2006;88 A (4):267-280. doi:10.1111/j.0435-3676.2006.00300.x
 51. Brunetti M, Lentini G, Maugeri M, et al. Climate variability and change in the greater Alpine region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *Int J Climatol*. 2009;29(15):2197-2225. doi:10.1002/joc.1857
 52. Finsterwalder S. Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde*. 1928;XVI:20-41.
 53. Pillwizer W. Untersuchungen an Blockstromen der Ötztaler Alpen, Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin, Band 5, 37-50, available at: https://e-docs.geo-leo.de/bitstream/handle/11858/7701/ag_i_fels_schulz_1957.pdf?sequence=1&isallowed=y#page=37, 1957.
 54. Filir F. Das Klima der Alpen im Raume von Tirol, Monographien zur Landeskunde Tirol, Folge 1, Universitätsverlag, Innsbruck; 1975: 454.
 55. Berger J, Krainer K, Mostler W. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quatern Res*. 2004;62(3):233-242. doi:10.1016/j.yqres.2004.07.002
 56. Hausmann H, Krainer K, Brückl E, Ullrich C. Internal structure, ice content and dynamics of Ögrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. *Aust J Earth Sci*. 2012;105:12-31.
 57. Groh T, Blöthe JH. Rock glacier kinematics in the Kaunertal, Ötztal Alps, Austria. *Geosciences*. 2019;9(9):373. doi:10.3390/geosciences9090373
 58. Scambos T, Dutkiewicz M, Wilson J, Bindschadler R. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sens Environ*. 1992;42(3):177-186. doi:10.1016/0034-4257(92)90101-O
 59. Fey C, Krainer K. Analyses of UAV and GNSS based flow velocity variations of the rock glacier Lazaun (Ötztal Alps, South Tyrol, Italy). *Geomorphology*. 2020;365:107261. doi:10.1016/j.geomorph.2020.107261
 60. Besl PJ, McKay ND. A method for registration of 3-D shapes. *IEEE Trans Pattern Anal Mach Intell*. 1992;14(2):239-256. doi:10.1109/34.121791
 61. Hutchinson M, Xu T, Stein J. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure, in: *Geomorphometry 2011*, Redlands, California, USA; 2011:19-22.
 62. Freudiger D, Menekes D, Seibert J, Weiler M. Historical glacier outlines from digitized topographic maps of the Swiss Alps. *Earth Syst Sci Data*. 2018;10(2):805-814. doi:10.5194/essd-10-805-2018
 63. McNabb R. pybob, available at: <https://github.com/iamdonovan/pybob/tree/44467f670811548c4cabaa5c29eb4b6a66615a6d>, 2019.
 64. Nuth C, Kääb A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere*. 2011;5(1):271-290. doi:10.5194/tc-5-271-2011
 65. Anderson SW. Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding. *Earth Surf Process Landf*. 2019;44(5):1015-1033. doi:10.1002/esp.4551
 66. Lane SN, Westaway RM, Murray Hicks D. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surf Process Landf*. 2003;28(3):249-271. doi:10.1002/esp.483
 67. Abermann J, Fischer A, Lambrecht A, Geist T. On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *Cryosphere*. 2010;4(1):53-65. doi:10.5194/tc-4-53-2010

68. Klug C, Bollmann E, Galos SP, et al. Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria. *Cryosphere*. 2018;12(3):833–849. doi:10.5194/tc-12-833-2018
69. Fischer A, Schwaizer G, Seiser B, Helfricht K, Stocker-Waldhuber M. High-resolution inventory to capture glacier disintegration in the Austrian Silvretta. *The Cryosphere*. 2021;15(10):4637–4654. doi:10.5194/tc-15-4637-2021
70. Rastner P, Joerg PC, Huss M, Zemp M. Historical analysis and visualization of the retreat of Findelengletscher, Switzerland, 1859–2010. *Global Planet Change*. 2016;145:67–77. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.07.005
71. Salerno F, Buraschi E, Bruccoleri G, Tartari G, Smiraglia C. Glacier surface-area changes in Sagarmatha national park, Nepal, in the second half of the 20th century, by comparison of historical maps. *J Glaciol*. 2008;54(187):738–752. doi:10.3189/002214308786570926
72. Scheidl C, Rickenmann D, Chiari M. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Nat Hazards Earth Syst Sci*. 2008;8(5):1113–1127. doi:10.5194/nhess-8-1113-2008
73. Müller J, Gärtner-Roer I, Thee P, Ginzler C. Accuracy assessment of airborne photogrammetrically derived high-resolution digital elevation models in a high mountain environment. *ISPRS J Photogr Remote Sens*. 2014;98:58–69. doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.09.015
74. Betz-Nutz S. Vergleichende photogrammetrische Untersuchungen zu langfristigen Veränderungen der Morphodynamik auf neuzeitlichen Lateralmoränen ausgewählter Alpenglätscher, Universitätsbibliothek Eichstätt-Ingolstadt; 2021.
75. RGK. Towards standard guidelines for inventorying rock glaciers: practical concepts (version 2.0), IPA Action Group Rock glacier inventories and kinematics. https://bigweb.unifr.ch/Science/Geosciences/Geomorphology/Pub/Website/IPA/CurrentVersion/Current_Practical_Concepts_Inventorying_Rock_Glaciers.pdf, last access: 2 August 2022, 2022.
76. Janke JR. Using airborne LiDAR and USGS DEM data for assessing rock glaciers and glaciers. *Geomorphology*. 2013;195:118–130. doi:10.1016/j.geomorph.2013.04.036
77. Anderson RS, Anderson LS, Armstrong WH, Rossi MW, Crump SE. Glaciation of alpine valleys: the glacier – debris-covered glacier – rock glacier continuum. *Geomorphology*. 2018;311:127–142. doi:10.1016/j.geomorph.2018.03.015
78. Deline P. Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the 'Little ice Age' termination. *The Holocene*. 2005;15(2):302–309. doi:10.1191/0959683605h1809r
79. Lugin R, Delaloye R, Serrano E, Reynard E, Lambiel C, González-Trueba JJ. Permafrost and little ice age glacier relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost Periglac Process*. 2004;15(3):207–220. doi:10.1002/ppp.494
80. Ribolini A, Chelli A, Guglielmin M, Pappalardo M. Relationships between glacier and rock glacier in the maritime Alps, Schiantala Valley, Italy. *Quatern Res*. 2007;68(3):353–363. doi:10.1016/j.yqres.2007.08.004
81. Haberkorn A, Kenner R, Noetzi J, Phillips M. Changes in ground temperature and dynamics in mountain permafrost in the Swiss Alps. *Front Earth Sci*. 2021;9:35. doi:10.3389/feart.2021.626686
82. Kääh A, Reichmuth T. Advance mechanisms of rock glaciers. *Permafrost Periglac Process*. 2005;16(2):187–193. doi:10.1002/ppp.507
83. Kummert M, Delaloye R. Mapping and quantifying sediment transfer between the front of rapidly moving rock glaciers and torrential gullies. *Geomorphology*. 2018;309:60–76. doi:10.1016/j.geomorph.2018.02.021
84. Ikeda A, Matsuoka N, Kääh A. Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: an effect of liquid water. *J Geophys Res*. 2008;113(F1):212. doi:10.1029/2007JF000859
85. Roer I, Haerberli W, Avian M, et al. Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps, 9th international conference on permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008–03 July 2008; 2008:1505–1510.
86. Vivero S, Lambiel C. Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys. *Geogr Helv*. 2019;74(1):59–69. doi:10.5194/gh-74-59-2019
87. Kellerer-Pirklbauer A, Lieb GK, Kaufmann V. The Dösen rock glacier in Central Austria: a key site for multidisciplinary long-term rock glacier monitoring in the eastern Alps. *AJES*. 2018;110(2). doi:10.17738/ajes.2017.0013
88. PERMOS. 2021. Swiss permafrost bulletin 2019/2020, 2021, Noetzi J, and Pellet, C. (eds.); 2021:21. doi:10.13093/permos-2021

How to cite this article: Fleischer F, Haas F, Altmann M, Rom J, Knoflach B, Becht M. Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021). *Permafrost and Periglac Process*. 2023; 34(1):3–21. doi:10.1002/ppp.2178

Artikel 3

Titel: Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria

Kurzzusammenfassung: Gletschereis, das mit Schutt bedeckt ist, kann noch lange nach dem Abschmelzen des umgebenden Gletschers bestehen bleiben und einzigartige periglaziale Landformen in der postglazialen Landschaft bilden. Daher konzentriert sich diese Studie auf die geomorphologische Entwicklung und die potenzielle zukünftige Entwicklung eines Felssturzes, aus der Permafrost beeinflussten Karrückwand des Zwieselbachferners im Horlachtal, Stubai Alpen, Österreich. Die Analyse basiert auf multiepochnen Fernerkundungsdaten und umfasst den Zeitraum von 2003/2004 bis 2022. Die Studie zeigt, dass der Felssturz zur Bildung einer Schuttschicht von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern Mächtigkeit auf dem Gletscher geführt hat. Die isolierende Wirkung der Schuttschicht führt zu stark reduzierten Schmelzraten und damit zur Ausbildung einer steilen Front und Flanken am Rand der Schuttbedeckung. Die Extrapolation dieser Veränderung zeigt, dass dieser Gletscherteil noch lange nach dem Abschmelzen des umgebenden Gletschers als blockgletscherähnliche Landform erhalten bleibt.

Autorenbeiträge: Die Konzeptionalisierung der Studie erfolgte in Abstimmung mit Dr. Florian Haas. Die Erstellung des DHM von 1973, welches für die Quantifizierung des initialen Steinschlagvolumens verwendet wurde, erfolgte durch Dr. Camillo Ressler des Fachbereichs Geodäsie und Geoinformation der TU Wien. Die weitere Analyse der Daten und Darstellung und Interpretation erfolgte durch mich in Abstimmung mit den Kollegen des Lehrstuhls für Physische Geographie der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt (Dr. Florian Haas, Dr. Michael Becht, Moritz Altmann und Jakob Rom). Der Text wurde von mir verfasst und von den Ko-Autoren überarbeitet.

Journal: *Remote Sensing* veröffentlicht regelmäßig Forschungsarbeiten, Rezensionen, technische Notizen und Mitteilungen, die alle Bereiche der Fernerkundungswissenschaft abdecken. Dazu gehören die Entwicklung von Sensoren, die Validierung und Kalibrierung von Daten sowie die Anwendung in Geowissenschaften, Umweltwissenschaften, Ökologie und Bauwesen. Das Ziel der Zeitschrift ist es, neue und verbesserte Methoden, Ansätze und Algorithmen im Bereich der Fernerkundung zu veröffentlichen, um der gesamten Fachgemeinschaft zugänglich zu machen. Die Studie wurde in der Sonderausgabe "Advances in Remote Sensing in Glacial and Periglacial Geomorphology" veröffentlicht, welche zum Ziel hat, die Anwendung von Fernerkundungstechnologien auf die Analyse von Prozessen in Zusammenhang mit dem Schmelzen und Verschwinden von Gletschern, den Volumen- und Geschwindigkeitsänderungen von Blockgletschern und Eishöhlen, den Veränderungen in Zusammenhang mit Permafrost sowie der Degradation von Eis in der Kryosphäre in allen Modalitäten zu publizieren.

Impact Factor: 5,35

Article

Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria

 Fabian Fleischer ^{1,*}, Florian Haas ¹, Moritz Altmann ¹ , Jakob Rom ¹ , Camillo Ressler ²  and Michael Becht ¹ 
¹ Department of Physical Geography, Catholic University of Eichstätt-Ingolstadt, 95072 Eichstätt, Germany

² Department of Geodesy and Geoinformation, Technische Universität Wien, 1040 Vienna, Austria

* Correspondence: fabian.fleischer@ku.de

Abstract: Deglaciation in high mountain areas signifies the transition from glacial to periglacial conditioned landscapes. Due to the reduced melt rate of debris-covered glacier ice, these areas of the glacier may persist long after the surrounding glacier has melted, resulting in the formation of distinct post-glacial landforms. In this study, we examine the geomorphological evolution and potential future development of a $19,267 \text{ m}^3 \pm 204 \text{ m}^3$ rockfall from the permafrost-affected headwall on the low-elevated Zwieselbachferner in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. The analysis uses multi-epochal remote sensing data, including photogrammetrically and airborne laser scanning-derived digital elevation models, orthophotos, and satellite data, covering a period from the initial rockfall in 2003/2004 to 2022. The data reveals that the rockfall event resulted in the formation of a supraglacial debris layer of varying thickness, spanning an area of $15,920 \text{ m}^2$. Subsequently, 13 further rockfalls ranging from $67 \text{ m}^3 \pm 6 \text{ m}^3$ to $4250 \text{ m}^3 \pm 121 \text{ m}^3$ were detected. The mean ice thickness of the debris-covered area only slightly decreased between 2006 and 2022, in contrast to the surrounding glacier, whose thickness and length have strongly decreased. This results in the formation of a steep front and flanks that become increasingly covered by debris redistribution. The study suggests that the glacier ice covered by rockfall-derived debris will remain as a periglacial landform of glacial origin after the complete melting of the surrounding glacier.

Keywords: alpine deglaciation; demise of a small glacier; supraglacial debris; post-glacial landscape evolution



Citation: Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Ressler, C.; Becht, M. Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. *Remote Sens.* **2023**, *15*, 1472. <https://doi.org/10.3390/rs15061472>

Academic Editors: José Juan de Sanjosé Blasco, Enrique Serrano Cañadas and Manuel Gómez Lende

Received: 23 January 2023

Revised: 28 February 2023

Accepted: 4 March 2023

Published: 7 March 2023



Copyright: © 2023 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

Global warming is causing significant changes to alpine landscapes, with the most notable being the accelerating loss of glacier mass [1,2]. In the Austrian Alps, this has led to a 44% reduction in glacier area since the Little Ice Age (LIA) until 2004–2012 [3] and this trend is projected to continue in the future [4]. Deglaciation results in the emergence of proglacial landscapes and steep rock faces, which are characterized by periglacial and paraglacial processes. Periglacial environments are characterized by freeze–thaw processes and the presence of permafrost (see [5]), while paraglacial environments are directly conditioned by former glaciation and are dominated by sediment transport and deposition (see [6]). As these landscapes are in an unstable condition, they exhibit high geomorphic activity due to paraglacial processes (e.g., [6–9]). Concurrently, warming permafrost (e.g., [10,11]) can contribute to the destabilization of rock faces [12–15]. This may affect landscape development by increasing the input of debris to the glacier from remobilized lateral moraine deposits (e.g., [16]) or gravitational processes originating from the steep walls of the glacier catchment, such as snow avalanches (e.g., [17]), rockfalls, or rock avalanches (e.g., [18–20]). Globally, 4.4% of the glacier area is covered by debris [21], with a mean debris cover of 22.8% for the Eastern Alps in 2015, and an increasing trend [22]. This is attributed to englacial transport and increased melt-out of debris in the ablation

zone due to negative mass balances and higher ablation rates [23,24]. In comparison, when deposited in the ablation zone, the debris remains on the surface of the glacier and forms a supraglacial debris cover without being previously incorporated into the glacier and transported englacially. The increase in equilibrium line altitude (ELA) in recent decades [25] has expanded the ablation zone of glaciers, making the input of debris and the resulting supraglacial debris cover increasingly important in the future. This is particularly the case when glaciers are below the ELA and debris from steep glacier headwalls is deposited directly on the ablation zone. By the end of the century, the ELA is projected to surpass the elevation of most glaciers in the European Alps that have survived until then [26]. When a critical debris thickness is exceeded, the underlying glacial ice is insulated from atmospheric heat due to the low thermal conductivity of the debris layer, resulting in a decrease in ablation rates [27]. Therefore, depending on debris thickness and external forcing, glacier ice can remain under a debris layer long after glaciation and, in some cases, form prominent periglacial landforms (e.g., [28–30]). Although the origin of rock glaciers remains controversial (see [31]), recent case studies have even suggested the transition from debris-covered glaciers to rock glaciers over the last decades [32–36] and this process has been modeled [37].

There is a scarcity of studies that have examined the geomorphological evolution of large-scale rockfalls from the headwall of small, retreating glaciers. However, as previously discussed, we postulate that this process will become increasingly significant and may impact the appearance and development of formerly glaciated landscapes in the future. To address this gap in knowledge, the aim of this study is to present a case study that examines the geomorphological development of a rockfall on a small glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. We also discuss its potential future evolution and the broader implications of this process for future landscapes. The investigation is based on various remote sensing data, including photogrammetrically and airborne laser scanning (ALS)-derived digital elevation models (DEMs), orthophotos, and satellite data. Although the debris-covered portion of the glacier created by the rockfall is not yet an independent landform, for the purposes of this study, we refer to it as a landform.

2. Materials and Methods

2.1. Study Area

The study area is located in the Zwieselbachtal, a north–south trending tributary valley of the Horlachtal, which is situated in the Central Eastern Alps and is part of the Stubai Alps mountain range (Figure 1a). The Horlachtal stretches over elevations of 1557 m to 3340 m and contains four recent glaciers [38] and 40 intact rock glaciers [39]. The meteorological station Horlachalm, located within the catchment at an elevation of 1910 m and operated by the Tyrolean Hydropower Company TIWAG, measured a mean annual precipitation total of 820 mm and a mean annual air temperature of 3.1 °C between 1991 and 2020. Geologically, the Horlachtal is part of the Ötztal Massif and is characterized by gneisses and mica schists dipping in an east–west direction parallel to the main valley. The north-facing Zwieselbachferner is located at the head of the Zwieselbachtal at an elevation range of 2667 m to 2943 m in 2022 (Figure 1b). The glacier, which is rather small and heavily covered with debris over large areas, currently covers an area of 0.26 km², while during the Little Ice Age (LIA) it had an area of 1.89 km² and was connected to today's Zwieselbachferner West [40]. The headwall of the glacier has an average slope of 48° and is composed of migmatite, migmatitic biotite-rich granites, and fine-grained biotite schist [41]. During the airborne laser scanning campaign, which was carried out by the Chair of Physical Geography of the University of Eichstätt-Ingolstadt in 2022 as part of the SEHAG (“Sensitivity of high alpine geosystems to climate change since 1850”) project, a debris-covered part of the glacier was discovered on the Zwieselbachferner, which is clearly distinguishable from the remaining part of the glacier (Figure 1c).

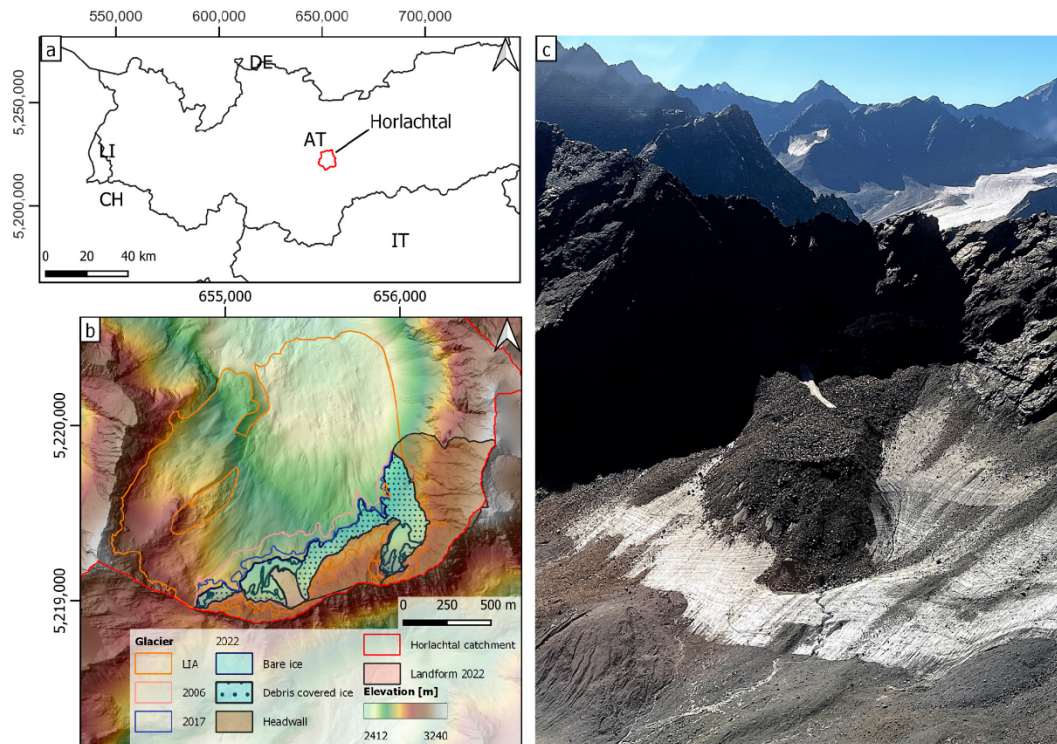


Figure 1. (a) Location of the Horlachtal in Austria and surrounding countries. The coordinates in this figure, as well as in all following figures of this study, are ETRS89/UTM zone 32N coordinates (EPSG: 25832). (b) Overview map of the study area in Zwieselbachtal. The mapping of glacier extents, glacier headwall, and landform is described in more detail in Section 2.3. The LIA glacier extent is taken from the Austrian Glacier Inventories [40]. (c) Aerial photo of the landform, whose development is being studied, taken during the ALS campaign on 03 August 2022.

2.2. Data and Data Pre-Processing

To reconstruct the formation of the landform and characterize its development, several remote sensing data sets were used. The data sets, their use, and their pre-processing for further analyses are described in the following. The uncertainties and shortcomings of the data and methods are discussed in Section 4.1.

2.2.1. Digital Elevation Models

Both photogrammetrically and ALS-derived DEMs (see Table 1) and their derivatives (hillshade and slope rasters) were used for mapping, while volume and surface elevation change calculations were performed based on DEMs of Differences (DoDs).

For 1973, the pre-rockfall DEM, a total of 91 aerial images, scanned with 12 μm , were obtained from the surveying department of the federate state Tyrol (www.tirol.gv.at, accessed on 20 January 2023). The images were acquired with a Wild camera equipped with a 210 mm lens. The images were oriented using an aerial triangulation [42] in the Software Trimble Inpho 9.2 using 62 manually picked ground control points (GCPs) with an accuracy of 0.2 pixels. The GCP coordinates were derived from a recent orthophoto and elevation model. After this image orientation, surface points (mean point density 1.8 pts/m²) were derived using feature-based matching to create a surface model and an orthophoto mosaic.

Table 1. Information on the DEMs used in this study.

Date	Data Type	Source	Point Density (pt/m ²)	Raster Resolution (m)
6 August 1973	Photogrammetric point cloud	Images: State Tyrol; own processing	1.8	1
6–7 September 2006	ALS raster	State Tyrol	-	1
19, 31 July 2017	ALS raster	State Tyrol	-	1
22 September 2021	ALS point cloud	Own acquisition/ processing	13.7	1
4 August 2022	ALS point cloud	Own acquisition/ processing	21.6	1

The DEM from 2006 and 2017 were provided by the state of Tyrol. These ALS-derived datasets are available as gridded DEMs at a resolution of $1\text{ m} \times 1\text{ m}$.

The ALS data from 2021 and 2022 were recorded during two field campaigns of the University of Eichstätt-Ingolstadt on 22 September 2021 and 4 August 2022 using a Riegl VUX 1LR integrated into a Riegl VP-1 HeliCopterPod (see <https://riegl.com> accessed on 20 January 2023) mounted on a helicopter. The processing of the raw data included the correction of the trajectory using a virtual reference station calculated by real-time positioning Austria—EPOSA (eposa.at). Individual stripes were georeferenced with parameters optimized by automatic strip adjustment [43], which is implemented in the point cloud processing software OPALS [44]. Outlier detection and ground point classification were performed using the LIS Pro 3D extension of Laserdata [45] of the GIS software SAGA [46]. Following point cloud processing, the point clouds were gridded with a resolution of $1\text{ m} \times 1\text{ m}$.

As the datasets of 2006 and 2017 are only provided as gridded DEMs and not point clouds, we used the grid-based approach for iterative co-registration of DEMs proposed by Nuth and Käb [47], implemented in the Python package pybob [48] for fine registration of the DEMs. Based on the orthophoto and initial DoDs (DoDs without prior fine registration), stable bedrock sections and stable areas in the glacier forefield around the study area were mapped and used for the fine registration of all datasets to the DEM 2017, which served as the reference dataset.

For all calculations of surface elevation change and volume calculations based on DoDs, an uncertainty analysis according to Anderson [49] was carried out. For all periods, a 670 m^2 stable rock surface with similar exposure and slope inclination as the investigated areas was taken as a basis for this analysis (for a more detailed description of the uncertainty analysis, see Anderson [49] and Fleischer et al. [50]).

2.2.2. Orthophotos

In addition to mapping the snow patches on the landform and the debris cover of the Zwieselbachferner (Section 2.3), orthophotos were used to determine the flow velocities of the landform (Section 2.7). Table 2 lists all the orthophotos used. Orthophotos with a resolution of 0.2 m were obtained from the Office of the Tyrolean Government, Department of Geoinformation/Tyrol, Austria. The software Agisoft Metashape Professional 1.7.2 was utilized in a standard structure from motion, multi-view stereo (SfM-MVS) workflow, to calculate an orthophoto of 2022 using 39 photos from a nadir camera (Sony α 7R + Zeiss Loxia 2.4/25 mm) which was mounted on the helicopter during the 2022 ALS campaign. After aligning the photos, they were georeferenced by selecting 10 GCPs in and around the landform on the DEM of 2022. The simultaneous acquisition of the images and the ALS data justifies the determination of GCPs even in non-stable areas. Before the creation of the dense point cloud, the DEM calculation, and the creation of the orthophoto, a bundle adjustment was carried out. The resulting orthophoto was resampled to a resolution of 0.2 m to match the resolution of the orthophotos from 2003 to 2018. To align the orthophotos

and thus improve the spatial accuracy of the results, they were manually co-registered with the 2015 orthophoto (see [51]).

Table 2. Information on the orthophotos used in this study.

Date	Type	Source	GSD* [m]
4 August 1973	Photogrammetric orthophoto	Images: State Tyrol; own processing	0.2
4 September 2003	Orthophoto	State Tyrol	0.2
8 September 2009	Orthophoto	State Tyrol	0.2
27 August 2015	Orthophoto	State Tyrol	0.2
27 September 2018	Orthophoto	State Tyrol	0.2
4 August 2022	Photogrammetric orthophoto	Own acquisition/ processing	0.03

* Ground sampling distance.

2.2.3. Satellite Images

To determine the initial rockfall event that formed the landform, Landsat 5 and 7 satellite images (<https://earthexplorer.usgs.gov/> accessed on 12 December 2022) from 2000–2006 were analyzed in addition to available orthophotos. The temporal delineation was possible because the occurrence of the initial rockfall could be narrowed down in advance using Google Earth images (<https://earth.google.com> accessed on 5 December 2022) and the available ALS data and orthophotos. Furthermore, freely available satellite images from Sentinel 2 and Landsat 5, 7, and 8 satellites between July and October were used to visually determine whether the glacier was below or above the ELA in the respective year (Table S1 and Figure S1). A distinction was made between the slightly higher part (eastern part) and the rest of the glacier (western part), where the landform is located.

2.3. Glacier and Landform Mapping

Manual mapping of debris-covered glacier ice can be challenging and is prone to error even on high-resolution data [52]. However, Abermann et al. [53] have demonstrated the potential of multi-temporal, high-resolution DEMs for mapping glaciers and debris-covered glaciers. Adopting this method, which has been used for mountain regions [54] as well as individual glaciers [55], we use DoDs to map the extent of the Zwieselbachferner. In this way, the glacier outlines of the years 2006 and 2017 can be determined. To map the outline of the glacier in 2022, a DoD was generated from the DEMs 2021 and 2022. The resulting 2021 glacier outline was corrected by visual inspection of the 2022 hillshade to obtain the 2022 outline. In addition, the bare ice was mapped on the available orthophotos. Due to the mapping approach of the glacier outlines, it is not possible to determine the proportion of the debris-covered area to the total glacier area, because apart from 2022 there are no glacier outlines that temporally match the mapping of the bare ice on the orthophotos.

The mapping of the Landform was carried out both on hillshades derived from DEMs and on orthophotos. Snow patches that were present at the time when the respective datasets were recorded were also mapped. All mapping was completed by one operator, as this increases the consistency of the results [56]. Subsequently, the co-authors reviewed the mapping.

2.4. Characterization of Rockfalls

In a first step, the rockfall detachment areas of the periods 1973–2006, 2006–2017, and 2017–2022 were mapped in the headwall based on the respective DoDs. The DEM 1973 was used as the pre-initial rockfall DEM, as it provided the best data quality of the associated aerial photographs. Other possible data sets for the pre-rockfall DEM would have been the aerial photographs from 1997 or 2003 (Federal Office of Metrology and Surveying

(BEV) but were discarded due to quality issues. While the area of the glacier headwall is heavily shadowed in the 1997 aerial photos, the 2003 data set shows snow in this area. Both snow and shadows are disadvantageous for photogrammetric processing and DEM creation. Visual comparisons of the 2003 and 1973 orthophotos indicate that no major rockfalls occurred in the glacier headwall above the landform during this period. To avoid misunderstandings, we use 2003–2006 for this period in the following text and note that volume calculations of this period were calculated based on the DoD 1973–2006.

After mapping the rockfall detachment areas in the headwall above the glacier, their volumes were calculated for each area based on the DoDs. Due to the time difference between the single remote sensing data acquisitions, it is not possible to say with certainty whether the volume changes in the individual areas occurred in one or in several single rockfall events.

To represent the thermal regime in the rock face and to draw links between rockfall activity and the presence of permafrost, permafrost modeling based on Kenner et al. [57] was carried out. This model uses a linear regression with the explanatory variables potential incoming solar radiation (PISR) and elevation to predict borehole temperatures and therefore model the mean annual ground temperature (MAGT) and thus permafrost occurrence. This model was developed in the Swiss Alps and, in the form adopted in this study, is valid for ice-poor permafrost in rockwalls.

2.5. Estimation of Initial Debris Thickness

To estimate the spatial distribution of the initial rockfall debris thickness, cross-sections with a spacing of 10 m over the DEM from 2006 were analyzed. Additionally, the landform mapped in 2006 was clipped from the DEM 2006 and the resulting gap was closed using bilinear interpolation to reconstruct the glacier surface [58,59] under the debris layer. To obtain a spatially distributed debris thickness layer, the actual surface was subtracted from the interpolated surface.

2.6. Measurement of Surface Elevation Changes and Estimation of Ice Thickness Development

Because spatially high-resolution surface elevation changes in the glacier are available for the periods 2006–2017 and 2017–2022 from DoDs, we wanted to illustrate this effect on ice thickness to estimate its past and future development. As a basis for this, we use ice thickness data produced by Helfricht et al. [60]. They used in situ ice thickness measurements of glaciers in the Austrian Alps and observed glacier geometries to calibrate an established ice thickness model [61] and derive an ice thickness dataset for all glaciers in the Austrian Alps. This data set was subtracted by the surface elevation changes in each period. The results were clipped by the mapped glacier outlines to derive the ice thickness for the years 2017 and 2022. Assuming a consistent annual rate of surface elevation change, derived from the 2017–2022 DoD, we estimate the future evolution of ice thickness.

2.7. Measurement of the Surface Flow Velocities

To determine the flow velocities of the landform, image correlation, and manual feature tracking methods were applied using orthophotos from 2009, 2015, 2018, and 2022, with snow-covered areas excluded. Image correlations were calculated utilizing the IMCORR algorithm [62] implemented in SAGA GIS (configuration: search chip size: 128×128 ; reference chip size: 64×64 ; grid spacing: 5). This method generates vectors representing the flow direction and distance between two images (e.g., [51,63,64]). These were cleaned manually, and a level of detection (LoD) was determined according to the approach of Fey and Krainer [63]. Additionally, 22 blocks distributed over the landform were tracked manually. The presence of thin snow cover on the surrounding glacier in the 2009 and 2018 orthophotos hampered a similar analysis of possible glacier movement.

3. Results

3.1. Evolution of the Zwieselbachferner

At the maximum extent of the LIA, the Zwieselbachferner had an area of 1.87 km² and, following the alpine-wide trend [3], had melted to an area of 0.42 km² by 2006, creating a typical proglacial landscape see [8]. The glacier area is reduced by 27% to 0.31 km² by 2017 and by another 14% to 0.26 km² by 2022. Although the majority of the glacier is already covered by debris in 2006, this area increased to 77% of the total glacier area by 2022 (Figure 1b). The analysis of satellite imagery from 2004 to 2022 shows that the ELA in the western part, where the landform is located, is situated above the glacier in 50% of the years, while this is the case for the eastern part in 20%. These data are based on cloud-free and snow-free images, as no such images were available between 2007–2008 and 2012–2014. As the glacier is below the ELA in certain years, the melting of englacial debris in the upper zone of the glacier occurs. Moreover, debris transported from the headwall accumulates, as evidenced by the results of clean ice mapping on the orthophotos, which show an increase in debris coverage on the upper parts of the glacier between 2009 and 2022. The mean surface elevation change in the glacier slightly increases, despite the increase in debris cover, with a rate of $-0.76 \text{ m/year} \pm 0.01 \text{ m/year}$ from 2006 to 2017 and $-0.83 \text{ m/year} \pm 0.01 \text{ m/year}$ from 2017 to 2022. This results in a total volume loss of $-315,335 \text{ m}^3/\text{year} \pm 4506 \text{ m}^3/\text{year}$ and $-255,666 \text{ m}^3/\text{year} \pm 1860 \text{ m}^3/\text{year}$, respectively.

3.2. Evolution of the Landform

The analysis of the LANDSAT data indicates that the initial rockfall on the Zwieselbachferner occurred between 4 September 2003 and 18 September 2004. For this rockfall, a volume of $19,267 \text{ m}^3 \pm 204 \text{ m}^3$ can be determined. Regarding the estimated debris thickness of the initial rockfall deposition, we refrain from giving absolute values but give a continuous scale from thin to thick due to the methodology. Visual observation of the hillshades and orthophotos suggests that the minimum thicknesses (thin) are a few decimeters, while analysis of the profiles (Figure S2) suggests that the maximum thickness (thick) is several meters. In the upper part of the landform, the more complex topography of the glacier even led to negative values, which were classified as thin debris thickness, confirmed by the hillshade of the DEM of 2006 and the orthophoto of 2009 (see Section 4.1. for more detail). The debris thicknesses estimation after the initial rockfall indicates that the greatest thickness occurs at the down-glacier part of the landform, decreasing towards the headwall of the glacier (Figure 2a). The distance from the initial rockfall detachment area to the front of the mapped landform in 2006 is up to 240 m, which indicates a long run-out length of the initial rockfall on the glacier (c.f. [15]). The locations of major rockfalls between 2003 and 2022 are illustrated in Figure 2. These include two large rockfalls between 2003 and 2006, with volumes of $2248 \text{ m}^3 \pm 36 \text{ m}^3$ and $2009 \text{ m}^3 \pm 27 \text{ m}^3$. Between 2006 and 2017, there were eight additional rockfalls, ranging in volume from $70 \text{ m}^3 \pm 6 \text{ m}^3$ to $4250 \text{ m}^3 \pm 121 \text{ m}^3$. In the period from 2017 to 2022, three more rockfalls were identified, with volumes between $99 \text{ m}^3 \pm 2 \text{ m}^3$ and $1305 \text{ m}^3 \pm 16 \text{ m}^3$. It is not possible to determine the deposition area of the rockfalls following the initial event based on the DoDs due to the changing surface elevation of the glacier. However, a visual comparison of the available orthophotos indicates that the rockfalls had shorter run-out lengths and were mostly deposited on the upper part of the landform. Some rockfall detachment areas (Event IDs: 01_03, 02_01, 02_02, 02_03, 03_02) deposited debris partly on the glacier next to the landform, resulting in an elongated debris cover in that area due to longer run-out lengths on the ice.

For the entire area of the glacier headwall, MAGT was below 0 °C and thus permafrost was modeled (Figure 2). In the area of the headwall above the landform, which is geologically composed of migmatites [41], a minimum MAGT of -3.34 °C was calculated. However, in this area, the headwall is built up by a relatively narrow ridge, on whose southeast-facing side we derived MAGT temperatures between 0 °C and 1 °C in some areas.

The thick debris cover on the landform reduces melting rates, as evidenced by the lower surface elevation changes. The mean surface elevation changes were $-0.23 \text{ m/year} \pm$

0.01 m/year and $-0.29 \text{ m/year} \pm 0.01 \text{ m/year}$ between 2006–2017 and 2017–2022, respectively. Comparison of the surface elevation change rates in an area of 50 m around the landform shows a reduction by a factor of four and five, respectively, in the two periods. When only bare ice around the landform is considered, the reduction factors increase to six and seven, respectively. This leads to the formation and steepening of the sides and front of the landform (Figure 3).

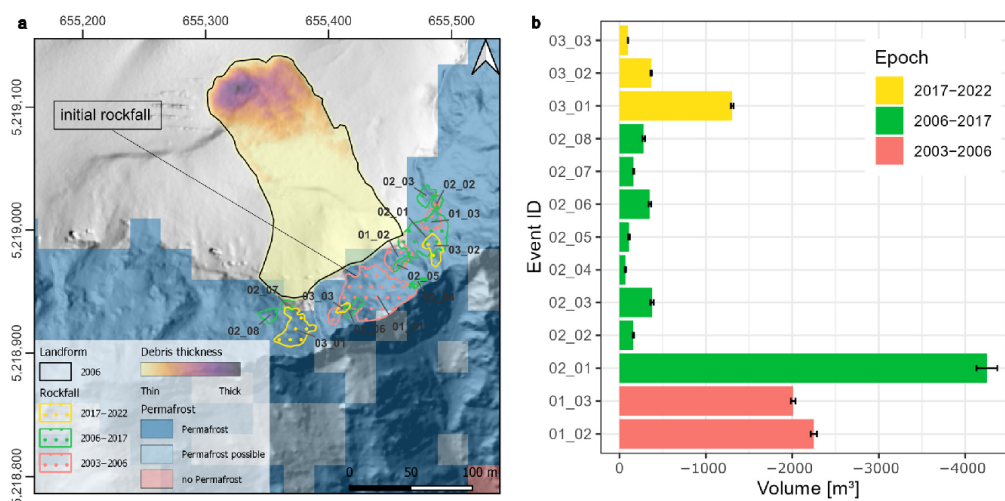


Figure 2. (a) Rockfall detachment areas, which are mapped based on DoDs, modeled permafrost occurrence following the approach of Kenner et al. [57] and estimated debris thickness after the initial rockfall. (b) Volume of rockfalls calculated based on DoDs. The initial rockfall, which has a volume of $19,267 \text{ m}^3 \pm 204 \text{ m}^3$, is not plotted.

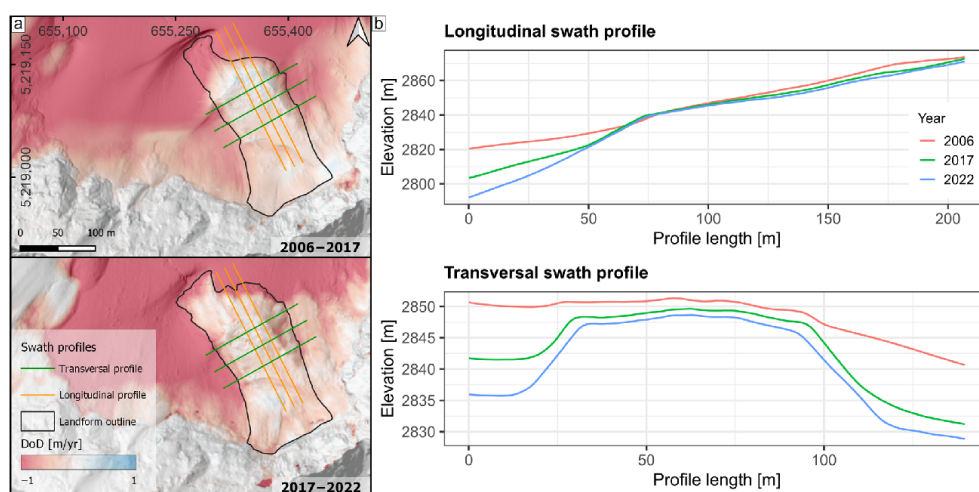


Figure 3. (a) Mean annual surface elevation change in the landform and the surrounding glacier. (b) Mean elevation in the transverse and longitudinal swath profiles (50 m), represents the mean change in the shape of the landform. The locations of the profiles are shown in (a).

The reduced surface elevation changes on the landform lead, in consequence, to more ice being preserved underneath (Figure 4). As can be seen on the maps of ice thickness development in Figure 4, the glacier around the landform is melting and is clearly losing thickness. The mean ice thickness in the landform area decreases only slightly from 23.5 m to 21.81 m between 2006 and 2022, while the maximum ice thickness remains constant at about 40 m over the same period.

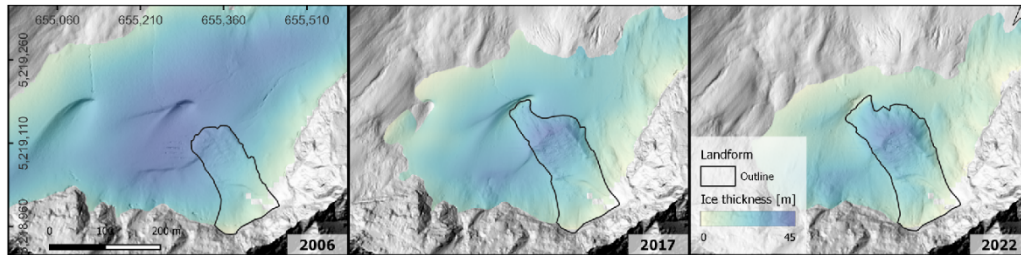


Figure 4. Development of ice thickness of the Zwieselbachferner. The initial ice thickness (2006) is modeled by Helfricht et al. [65], and the further development of ice thickness is derived by subtracting the respective DoDs from this data (for a more detailed description of the approach see Sections 2.6 and 4.1).

The development of the surface flow velocity of the landform was investigated using both image correlation and manual mapping of orthophotos. The results of both methods were found to be consistent and showed a directional homogeneity in flow velocity across all periods (Figure 5). The LoD of flow velocities were determined to be 0.035 m/year (2009–2015), 0.071 m/year (2015–2018), and 0.063 m/year (2018–2022). The mean value of the flow velocity decreased over time, from 0.77 m/year (2009–2015) to 0.61 m/year (2015–2018) and finally to 0.41 m/year (2018–2022). The flow velocity maps show an inhomogeneous deceleration towards the current rate in the 2018–2022 period with little spatial variability.

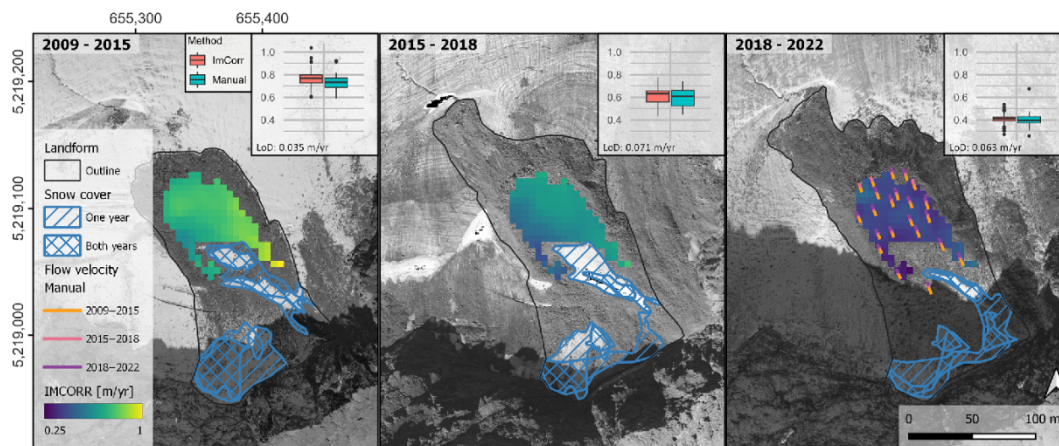


Figure 5. Flow velocity in different periods derived by manual mapping and image correlation (IMCORR). The landform outline and the orthophoto depict the first year of the respective period. In the upper-right corner of the individual maps, flow velocities of the period are displayed as boxplots with the unit m/year. The results of the manual mapping are shown for all periods in the map of the period 2018–2022.

4. Discussion

4.1. Methodological Limitations

To estimate the spatial distribution of debris thickness following the initial rockfall, we reconstructed the glacier surface from the DEM of 2006. While bilinear interpolation is generally considered a reliable method for dealing with DEM voids for glacier applications [58], it is important to note its limitations for our application. This method is not capable of reconstructing the actual glacier surface for sections with complex topography, which led to negative values in the upper part of the landform when estimating debris thickness. Additionally, the lack of an elevation model shortly after the initial rockfall results in an overestimation of the debris cover due to differences in surface elevation changes between the landform and surrounding glaciers.

It is important to note that the differences in surface elevation changes between landforms and surrounding glaciers are primarily attributed to variations in melt rates of the underlying and surrounding glacier ice, caused by the insulation effect of the debris mass [27]. However, other factors such as surface elevation changes resulting from downslope movement, debris redistribution, and input from headwall avalanches and debris, as well as compaction of debris and ice aggregation, can also contribute to an underestimation or overestimation of the actual melt rate. The same considerations apply to the calculation of ice thickness development, as surface elevation changes were assumed to reflect melt rates. Additionally, model inaccuracies of 25–30% [65] should be taken into account when estimating future ice thicknesses under the assumption of constant melt rates. It is also important to consider that this assumption may not be accurate due to potential future changes in meteorological forcing and debris cover extent and thickness.

4.2. Similar Landforms

Kellerer-Prikelbauer and Kaufmann [30] studied the deglaciation of two neighboring cirques in the Schober Mountains, Austria, which no longer contain glaciers. They observed “small scale tongue-shaped landforms” (STLs) beneath the cirque headwalls, similar to those described by Gómez et al. [29]. These STLs have lengths of 38–125 m, front heights of 1–6 m, widths of 13–34 m, and average slopes of 24–34 degrees. In 2022, the landform described here was found to be larger in size and the front height was significantly greater, around 30 m. The authors used electrical resistivity tomography and ground surface temperature measurements to detect permafrost and massive ice in the STLs. The debris thickness of the STLs is 40–70 cm, significantly lower than the debris thickness of up to several meters estimated for the terminal area of the landform. They also found consistent horizontal movement velocities of 1 m/year between 1997 and 2002 and vertical subsidence of the STLs. The formation of these landforms is explained by paraglacial slope processes, which deposited debris on the former glaciers [30].

Beyond the previously mentioned glaciogenic periglacial landforms, additional rockfalls have been observed on glaciers, which could contribute to the creation of analogous landforms. Although no systematic analysis was conducted in the present study, Figure S3 depicts several examples from the Eastern Alps.

4.3. Interpretation of Landform Development

Although a comparison of the orthophoto from 1973 and 2003, which is partially obscured by snow, did not reveal a large rockfall in the headwall above the landform. Rockfalls, both large and small, occurred in the years following the initial event, which is thought to have taken place between 4 September 2003 and 18 September 2004. This may indicate a change in the system and explain the high rockfall rates in the decades following deglaciation [9]. Additionally, warming permafrost, particularly an increase in the active layer thickness [10,11], may also play a role in destabilizing the rock face and leading to high-magnitude rockfalls and a higher rockfall frequency [12,13,66]. The exact year of the first major rockfall could not be determined, but a heat wave in the summer of 2003 may have been a contributing factor [67]. Additionally, we assume that the area above the

landform is characterized by weaknesses in the lithology, as the frequency and magnitude of rockfalls in this area are significantly higher than in other areas of the headwall. This is evident from the visual analysis of the DoDs.

The greatly reduced surface elevation changes observed in the area of the rockfall deposits on the glacier are attributed to reduced melt rates of the underlying glacier due to the insulation effect of the thick debris cover. This results in a longer preservation of the ice, leading to comparatively faster melting of the surrounding glacier and the formation of a steep flank and front of the landform. Due to the lateral melting of the ice body, the debris lying on the top edges lose its support. This leads to smaller-scale mass movements and consequently to the covering of the flanks with debris, resulting in an increase in the area of the landform (Figure 3; orthophotos and outlines in Figure 5). Insulating the flanks with debris causes reduced melt rates and can be described as a negative feedback loop.

Unfortunately, we were unable to determine the flow velocity of the surrounding glacier using the methods employed to measure the surface flow velocity of the landform. As a result, we are unable to provide a proportion of the surface flow velocity of the landform compared to glacier movement. However, it is likely that the measured surface flow velocity is a combination of glacier creep, sliding of the debris mass on the debris-glacier interface, and deformation processes within the debris mass.

4.4. Future Development of the Landform

Our aim in the following discussion is to examine processes that may impact the future development and appearance of the landform. Due to the challenge of extrapolating external forcing, processes, and process rates, they should be viewed as possibilities rather than deterministic predictions. The manifestation and the interaction of these processes, including the melt rate of the ice core, development of surface morphology, material supply, and flow velocity, will govern the preservation and evolution of the landform in the coming years or decades.

4.4.1. Ice Thickness

Based on constant changes in surface elevation and past ice thickness developments, it is likely that the glacier at the front of the landform will have melted by 2032. By 2042, most of the surrounding glaciers will have melted, leaving only debris-covered dead ice at the base of the headwall (Figure 6). However, it is important to note that the timing of these developments is approximate and subject to change. Despite this, it can be inferred that the landform will likely outlast the surrounding glacier and can then be considered an independent landform. The complete melting of the glacier marks the transition of the system from a glacial to a periglacial [5] one.

4.4.2. Surface Morphology

If permafrost conditions prevail, the ice beneath the debris layer may melt if it is thinner than the active layer [31]. The low standard deviations in surface elevation change of 0.11 m/year and 0.16 m/year, respectively, have resulted in a relatively uniform landform evolution since 2006 (see Figure 3). However, the melt-out of englacial debris and the redistribution of debris by gravitational processes could potentially increase debris thickness and alter its spatial variability [23,68]. Consequently, this would lead to the development of incoherent surface morphology, due to variable melt rates, if the spatial distribution of debris thickness exhibits small-scale variability. This was observed for debris-covered glaciers by Mölg et al. [69] and Westoby et al. [70].

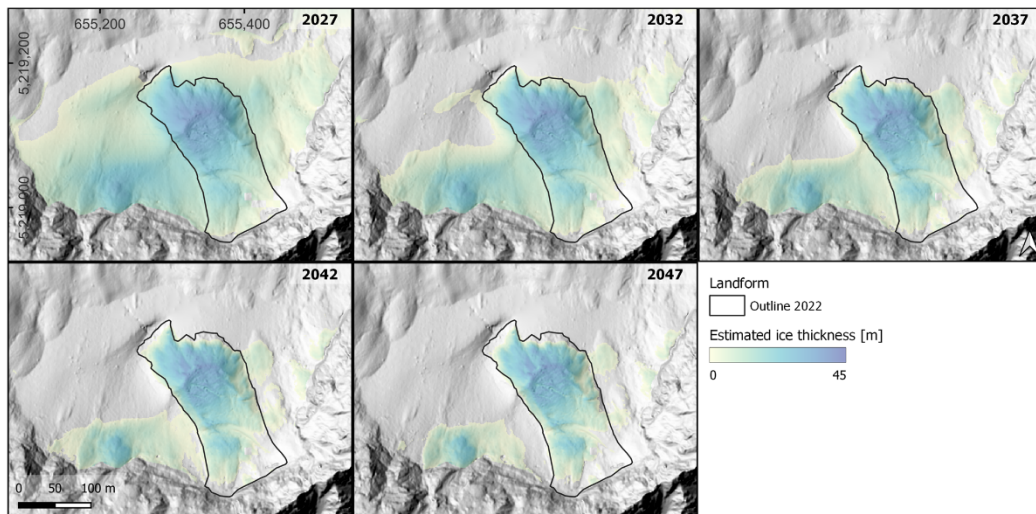


Figure 6. Estimated future development of ice thickness and glacier extent in five-year steps assuming constant surface elevation changes regarding the period 2017–2022. The base map for all years is the hillshade of the DEM from 2022. Additional processes, including the redistribution of debris, the development of surface morphology, and flow movement, along with debris and avalanche input from the headwall, will alter the extent and appearance of the landform compared to its current state in 2022. It should be noted that these changes are not accounted for in this figure.

4.4.3. Permafrost Conditions

Permafrost formation may occur after deglaciation of an area [71–73]. Due to the lack of in situ measurements, (e.g., MAGT or bottom temperature of snow cover measurements) it is difficult to prove permafrost, which is defined in the classic sense as ground that has temperatures below or at 0°C for two consecutive years [74]. Glacier ice is often excluded (e.g., [75]), while old debris-covered glacier ice was later often included in the permafrost definition (e.g., [76]). Following the latter definition, the landform after deglaciation of the surrounding Zwieselbachferner would be considered permafrost. At least in the upper part of the landform, permafrost in the classical sense can be assumed under the perennial snow patches (see Figure 5). They favor the development of negative ground temperatures as temperatures cannot rise above zero during the summer while temperatures drop far below zero during the winter and therefore contribute to the accumulation of frozen material [77].

4.4.4. Sediment and Ice Supply

Our observations show that the rate of rockwall retreat at $-43\text{ mm/year} \pm 6\text{ mm/year}$ in 2017–2022 and $-33 \pm 11\text{ mm/year}$ in 2006–2017 is significantly higher compared to alpine rockwall erosion in general (see [78] and references within). It is worth noting that a significant part of the rockwall retreat rate is caused by large rockfalls, the future development of which cannot be predicted with the available data. In addition, the time period from 2006 to 2022 is not extensive enough to confidentially estimate sediment source rates in general. Nonetheless, the occurrence of 13 rockfalls, with volumes ranging from $67\text{ m}^3 \pm 6\text{ m}^3$ to $4250\text{ m}^3 \pm 121\text{ m}^3$ between 2003 and 2022 (see Figure 2) suggests that rockfalls in this headwall area are expected to continue in the future, contributing debris to the upper region of the landform. While the ELA is projected to increase in the future [26], in the case of the Zwieselbachferner, it is anticipated to be below the glacier limit in some of the years to come. This was observed in 50% of the years during the study period, and no distinct trend was observed. In years when the ELA was above the glacier, snow

patches were identified in the upper section of the landform, some of which were perennial (see Figure 5). Given the existence of snow in the upper part of the landform, combined with anticipated rockfall activity in the area, snow may be preserved by debris-induced accumulation (see [79]).

4.4.5. Flow Velocity

The measured surface flow velocities of 0.41 m/year in the recent past (2017–2022) do not provide any conclusive information on the future flow of the landform once the surrounding glacier has melted. However, other similar landforms that also exhibit an ice core and similar slopes have had surface flow velocities measured after deglaciation [30]. This is not surprising given that even completely buried glacier ice will continue to flow if the shear stress is high enough to exceed the yield stress of the ice body [31]. Additionally, Azizi and Whalley [80] have modeled the flow of similar landforms that consists of an ice core and a debris layer. Assuming this structure of the landform, the current and future surface flow velocity is primarily the result of basal sliding and sliding of the debris layer on the debris–glacier interface [81].

5. Conclusions

In this study, we examined the morphological evolution of a rockfall onto a small glacier below the ELA in many of the years studied. Our results suggest that the insulating effect of the debris layer on the glacier will result in a debris-covered landform with an ice core remaining in the future, even after the surrounding glacier has melted. As glaciers continue to melt rapidly, ELA rises and glacier headwalls become more unstable due to glacier melt and permafrost warming, we expect this process to occur more frequently in the future and in some cases shape the appearance of formerly glaciated landscapes. Our case study demonstrated how a rockfall-derived debris layer, estimated to be several meters in parts, greatly reduces melt rates of the underlying glacier ice. As a result of the variable melt rates of the debris cover and the surrounding glacier, a steep front and flanks form, which become progressively covered and thus insulated by debris redistribution. Furthermore, we were able to show that the underlying ice probably remains long after the surrounding glacier has melted and thus forms an independent glaciogenic periglacial landform.

In addition to the basic requirements such as the presence of a glacier below the ELA and an unstable headwall, the formation of landforms similar to the one studied in this research is also dependent on the timing, magnitude, frequency, and type of debris input. This controls the composition, thickness, width, and length of the debris, which in turn affects the area and intensity of insolation of the debris-covered glacier surface. High magnitudes of rockfall, which are crucial for the formation of these landforms, are caused by factors such as lithological weaknesses. As a result, it is likely that these phenomena mainly occur in regions where changes in permafrost interact with these lithological conditions. The persistence and future development of such landforms are also dependent on the thickness of the glacier at the time of initial deposition, as well as the melt rate of the ice core, development of surface morphology, material supply, flow velocity, and external forcing.

As glaciers continue to melt due to climate change, formerly glaciated areas will shape the landscape in the high mountains in the future. In addition to moraines, high morphodynamics due to paraglacial adjustment processes and newly formed lakes, these areas will also feature glaciogenic, periglacial landforms. A systematic analysis of debris–glacier interaction on small glaciers below the ELA, both retrospectively and prospectively, is necessary to better understand the future appearance and process dynamics of currently glaciated areas. This can be accomplished through a combination of historical maps, historical DEMs derived from historical aerial photographs, more recent ALS data, and orthophotos, in conjunction with field surveys such as measurements of MAGT and debris thickness. This would provide a better understanding of the frequency of occurrence, future

development, possible correlations with lithological conditions or relief parameters, and persistence of such glaciogenic periglacial features.

Supplementary Materials: The following supporting information can be downloaded at: <https://www.mdpi.com/article/10.3390/rs15061472/s1>, Table S1: Satellite data used for the visual determination of ELA in the respective year; Figure S1: Example of the visual classification of the ELA.; Figure S2: Representation of the longitudinal profiles based on the DEM of 2006 for estimating the debris thickness.; Figure S3: Examples of further rockfalls from the headwalls of glaciers in the Eastern Alps.

Author Contributions: Conceptualization, F.F. and F.H.; methodology, F.F., F.H., J.R., M.A. and C.R.; formal analysis, F.F. and F.H.; investigation, F.F. and F.H.; writing—original draft preparation, F.F.; writing—review and editing, F.H., J.R., M.A. and C.R.; visualization, F.F.; supervision, F.H. and M.B.; project administration, M.B.; funding acquisition, M.B. and F.H. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research is part of the SEHAG project (FOR2793). Funded by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG, German Research Foundation)—project number: BE 1118/38-2; BE 1118/39-2; BE 1118/40-2 and HA 5740/10-2. Funded by the Austrian Science Fund (FWF)—project number I 4062.

Data Availability Statement: All data, including ALS data, will be made available after completion of the SEHAG (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850) research project. The data on surface elevation change and flow velocity can be obtained on request.

Acknowledgments: The study was part of the SEHAG project (Sensitivity of High Alpine Geosystems to Climate Change Since 1850). We would like to acknowledge the Tyrolean Hydropower AG (TIWAG) for the provision of the data of the weather station Horlachalm. We would like to thank the Office of the Tyrolean Government, Department of Geoinformation/Tyrol, Austria, for providing aerial photographs (1973), the ALS rasters (2006 and 2017) and orthophotos (2003, 2009, 2015 and 2018). We would like to thank the three anonymous reviewers for their constructive comments, which helped to improve the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- Hugonnet, R.; McNabb, R.; Berthier, E.; Menounos, B.; Nuth, C.; Girod, L.; Farinotti, D.; Huss, M.; Dussaillant, I.; Brun, F.; et al. Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature* **2021**, *592*, 726–731. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Zemp, M.; Huss, M.; Thibert, E.; Eckert, N.; McNabb, R.; Huber, J.; Barandun, M.; Machguth, H.; Nussbaumer, S.U.; Gärtner-Roer, I.; et al. Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature* **2019**, *568*, 382–386. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. *Cryosphere* **2015**, *9*, 753–766. [[CrossRef](#)]
- Zekollari, H.; Huss, M.; Farinotti, D. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Cryosphere* **2019**, *13*, 1125–1146. [[CrossRef](#)]
- Ballantyne, C.K. *Periglacial Geomorphology*; John Wiley & Sons Incorporated: Somerset, UK, 2017; ISBN 978-1-405-10006-9.
- Ballantyne, C.K. Paraglacial geomorphology. *Quat. Sci. Rev.* **2002**, *21*, 1935–2017. [[CrossRef](#)]
- Iturrizaga, L. Paraglacial Landscape Transformations. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*; Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2011; pp. 817–823. ISBN 978-90-481-2641-5.
- Heckmann, T.; Morche, D. *Geomorphology of Proglacial Systems*; Springer International Publishing: Cham, Switzerland, 2019; ISBN 978-3-319-94182-0.
- Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. Current glacier recession causes significant rockfall increase: The immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. *Earth Surf. Dynam.* **2020**, *8*, 729–751. [[CrossRef](#)]
- Etzelmüller, B.; Guglielmin, M.; Hauck, C.; Hilbich, C.; Hoelzle, M.; Isaksen, K.; Noetzli, J.; Oliva, M.; Ramos, M. Twenty years of European mountain permafrost dynamics—The PACE legacy. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 104070. [[CrossRef](#)]
- Smith, S.L.; O'Neill, H.B.; Isaksen, K.; Noetzli, J.; Romanovsky, V.E. The changing thermal state of permafrost. *Nat. Rev. Earth Environ.* **2022**, *3*, 10–23. [[CrossRef](#)]
- Gruber, S.; Haeblerli, W. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *J. Geophys. Res.* **2007**, *112*, F02S18. [[CrossRef](#)]

13. Krautblatter, M.; Funk, D.; Günzel, F.K. Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surf. Process. Landf.* **2013**, *38*, 876–887. [[CrossRef](#)]
14. Deline, P.; Gruber, S.; Delaloye, R.; Fischer, L.; Geertsema, M.; Giardino, M.; Hasler, A.; Kirkbride, M.; Krautblatter, M.; Magnin, F.; et al. *Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2015; pp. 521–561. ISBN 9780123948496.
15. Knoflach, B.; Tussetschläger, H.; Sailer, R.; Meißl, G.; Stötter, J. High mountain rockfall dynamics: Rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **2021**, *103*, 83–102. [[CrossRef](#)]
16. van Woerkom, T.; Steiner, J.F.; Kraaijenbrink, P.D.A.; Miles, E.S.; Immerzeel, W.W. Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. *Earth Surf. Dynam.* **2019**, *7*, 411–427. [[CrossRef](#)]
17. Scherler, D.; Bookhagen, B.; Strecker, M.R. Hillslope-glacier coupling: The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia. *J. Geophys. Res.* **2011**, *116*, F02019. [[CrossRef](#)]
18. Deline, P. Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the ‘Little Ice Age’ termination. *Holocene* **2005**, *15*, 302–309. [[CrossRef](#)]
19. Deline, P. Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene. *Quat. Sci. Rev.* **2009**, *28*, 1070–1083. [[CrossRef](#)]
20. Reznichenko, N.V.; Davies, T.R.; Alexander, D.J. Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation. *Geomorphology* **2011**, *132*, 327–338. [[CrossRef](#)]
21. Scherler, D.; Wulf, H.; Gorelick, N. Global Assessment of Supraglacial Debris-Cover Extents. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*, 11798–11805. [[CrossRef](#)]
22. Fleischer, F.; Otto, J.-C.; Junker, R.R.; Hölbling, D. Evolution of debris cover on glaciers of the Eastern Alps, Austria, between 1996 and 2015. *Earth Surf. Process. Landf.* **2021**, *46*, 1673–1691. [[CrossRef](#)]
23. Gibson, M.J.; Glasser, N.F.; Quincey, D.J.; Mayer, C.; Rowan, A.V.; Irvine-Fynn, T.D. Temporal variations in supraglacial debris distribution on Baltoro Glacier, Karakoram between 2001 and 2012. *Geomorphology* **2017**, *295*, 572–585. [[CrossRef](#)]
24. Goodsell, B.; Hambrey, M.J.; Glasser, N.F. Debris transport in a temperate valley glacier: Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland. *J. Glaciol.* **2005**, *51*, 139–146. [[CrossRef](#)]
25. Rabatel, A.; Letréguilly, A.; Dedieu, J.-P.; Eckert, N. Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: Evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. *Cryosphere* **2013**, *7*, 1455–1471. [[CrossRef](#)]
26. Žebre, M.; Colucci, R.R.; Giorgi, F.; Glasser, N.F.; Racoviteanu, A.E.; Del Gobbo, C. 200 years of equilibrium-line altitude variability across the European Alps (1901–2100). *Clim. Dyn.* **2021**, *56*, 1183–1201. [[CrossRef](#)]
27. Østrem, G. Ice Melting under a Thin Layer of Moraine, and the Existence of Ice Cores in Moraine Ridges. *Geogr. Ann.* **1959**, *41*, 228–230. [[CrossRef](#)]
28. Whalley, W.B.; Martin, H.E. Rock glaciers: II models and mechanisms. *Prog. Phys. Geogr.* **1992**, *16*, 127–186. [[CrossRef](#)]
29. Gómez, A.; Palacios, D.; Luengo, E.; Tanarro, L.M.; Schulte, L.; Ramos, M. Talus instability in a recent deglaciation area and its relationship to buried ice and snow cover evolution (Picacho del Veleta, Sierra Nevada, Spain). *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **2003**, *85*, 165–182. [[CrossRef](#)]
30. Kellerer-Pirklbauer, A.; Kaufmann, V. Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: New insight from two adjacent cirques in Austria. *Sci. Total Environ.* **2018**, *621*, 1397–1414. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
31. Berthling, I. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* **2011**, *131*, 98–106. [[CrossRef](#)]
32. Shroder, J.F.; Bishop, M.P.; Copland, L.; Sloan, V.F. Debris-covered glaciers and rock glaciers in the nanga parbat himalaya, pakistan. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **2000**, *82*, 17–31. [[CrossRef](#)]
33. Monnier, S.; Kinnard, C. Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology* **2015**, *238*, 47–55. [[CrossRef](#)]
34. Monnier, S.; Kinnard, C. Pluri-decadal (1955–2014) evolution of glacier–rock glacier transitional landforms in the central Andes of Chile (30–33° S). *Earth Surf. Dynam.* **2017**, *5*, 493–509. [[CrossRef](#)]
35. Jones, D.B.; Harrison, S.; Anderson, K.; Whalley, W.B. Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth Sci. Rev.* **2019**, *193*, 66–90. [[CrossRef](#)]
36. Ackert, R.P., Jr. A rock glacier/debris-covered glacier system at galena creek, Absaroka mountains, Wyoming. *Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr.* **1998**, *80*, 267–276. [[CrossRef](#)]
37. Anderson, R.S.; Anderson, L.S.; Armstrong, W.H.; Rossi, M.W.; Crump, S.E. Glaciation of alpine valleys: The glacier—Debris-covered glacier—Rock glacier continuum. *Geomorphology* **2018**, *311*, 127–142. [[CrossRef](#)]
38. Buckel, J.; Otto, J.-C. The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGis (shapefile) format, supplement to: Buckel, Johannes; Otto, Jan-Christoph; Prasicek, Günther; Keuschnig, Markus (2018): Glacial lakes in Austria—Distribution and formation since the Little Ice Age. *Glob. Planet. Chang.* **2018**, *164*, 39–51. [[CrossRef](#)]
39. Wagner, T.; Ribis, M.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krainer, K.; Winkler, G. The Austrian rock glacier inventory RGL_1 and the related rock glacier catchment inventory RGCI_1 in ArcGis (shapefile) format. *PANGAEA* **2020**. [[CrossRef](#)]

40. Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker-Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. The Austrian Glacier Inventories GI 1 (1969), GI 2 (1998), GI 3 (2006), and GI LIA in ArcGIS (shapefile) format, supplement to: Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker-Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. *Cryosphere* **2015**, *9*, 753–766.
41. GBA. *GEOFAST—Zusammenstellung Ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000—146 Oetz*; Verlag der Geologischen Bundesanstalt: Wien, Austria, 2011.
42. MacGone, J.C. *Manual of Photogrammetry*, 5th ed.; American Society for Photogrammetry and Remote Sensing: Bethesda, MD, USA, 2004; ISBN 1570830711.
43. Glira, P.; Pfeifer, N.; Briese, C.; Ressel, C. A Correspondence Framework for ALS Strip Adjustments based on Variants of the ICP Algorithm Korrespondenzen für die ALS-Streifenausgleichung auf Basis von ICP. *Photogramm. Fernerkund. Geoinf.* **2015**, *2015*, 275–289. [[CrossRef](#)]
44. Pfeifer, N.; Mandlbürger, G.; Otepka, J.; Karel, W. OPALS—A framework for Airborne Laser Scanning data analysis. *Comput. Environ. Urban Syst.* **2014**, *45*, 125–136. [[CrossRef](#)]
45. Petrin-Monteferrri, F.; Wichmann, V.; Georges, C.; Mantovani, D.; Stötter, J. Erweiterung der GIS Software SAGA zur Verarbeitung von Laserscanning-Daten der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol. In *Angewandte Geoinformatik 2009: Beiträge zum 21. AGIT-Symposium Salzburg*; Strobl, J., Blaschke, T., Eds.; Wichmann: Heidelberg, Germany, 2009; pp. 47–52.
46. Conrad, O.; Bechtel, B.; Bock, M.; Dietrich, H.; Fischer, E.; Gerlitz, L.; Wehberg, J.; Wichmann, V.; Böhner, J. System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. *Geosci. Model Dev.* **2015**, *8*, 1991–2007. [[CrossRef](#)]
47. Nuth, C.; Kääb, A. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *Cryosphere* **2011**, *5*, 271–290. [[CrossRef](#)]
48. McNabb, R. Pybob. 2019. Available online: <https://pybob.readthedocs.io/en/stable/> (accessed on 10 October 2022).
49. Anderson, S.W. Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: Error propagation and the role of thresholding. *Earth Surf. Process. Landf.* **2019**, *44*, 1015–1033. [[CrossRef](#)]
50. Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Knoflach, B.; Becht, M. Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ötztal rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021). *Permafrost. Periglacial.* **2022**, *34*, 3–21. [[CrossRef](#)]
51. Fleischer, F.; Haas, F.; Piermattei, L.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Altmann, M.; Rom, J.; Stark, M.; Wimmer, M.H.; Pfeifer, N.; et al. Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. *Cryosphere* **2021**, *15*, 5345–5369. [[CrossRef](#)]
52. Paul, F.; Barrand, N.E.; Baumann, S.; Berthier, E.; Bolch, T.; Casey, K.; Frey, H.; Joshi, S.P.; Kononov, V.; Le Bris, R.; et al. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Ann. Glaciol.* **2013**, *54*, 171–182. [[CrossRef](#)]
53. Abermann, J.; Fischer, A.; Lambrecht, A.; Geist, T. On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *Cryosphere* **2010**, *4*, 53–65. [[CrossRef](#)]
54. Fischer, A.; Schwaizer, G.; Seiser, B.; Helfricht, K.; Stocker-Waldhuber, M. High-resolution inventory to capture glacier disintegration in the Austrian Silvretta. *Cryosphere* **2021**, *15*, 4637–4654. [[CrossRef](#)]
55. Klug, C.; Bollmann, E.; Galos, S.P.; Nicholson, L.; Prinz, R.; Rieg, L.; Sailer, R.; Stötter, J.; Kaser, G. Geodetic reanalysis of annual glaciological mass balances (2001–2011) of Hintereisferner, Austria. *Cryosphere* **2018**, *12*, 833–849. [[CrossRef](#)]
56. Smith, M.J.; Clark, C.D. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surf. Process. Landf.* **2005**, *30*, 885–900. [[CrossRef](#)]
57. Kenner, R.; Noetzli, J.; Hoelzle, M.; Raetzo, H.; Phillips, M. Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps. *Cryosphere* **2019**, *13*, 1925–1941. [[CrossRef](#)]
58. McNabb, R.; Nuth, C.; Kääb, A.; Girod, L. Sensitivity of glacier volume change estimation to DEM void interpolation. *Cryosphere* **2019**, *13*, 895–910. [[CrossRef](#)]
59. Kääb, A. Glacier Volume Changes Using ASTER Satellite Stereo and ICESat GLAS Laser Altimetry. A Test Study on Edgeøya, Eastern Svalbard. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2008**, *46*, 2823–2830. [[CrossRef](#)]
60. Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A.; Otto, J.-C. Spatial ice thickness distribution and glacier bed elevation for glaciers of the third Austrian Glacier Inventory (GI3), supplement to: Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A.; Otto, J.-C. (2019): Calibrated Ice Thickness Estimate for All Glaciers in Austria. *Front. Earth Sci.* **2019**, *7*, 68. [[CrossRef](#)]
61. Huss, M.; Farinotti, D. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *J. Geophys. Res.* **2012**, *117*, F04010. [[CrossRef](#)]
62. Scambos, T.; Dutkiewicz, M.; Wilson, J.; Bindschadler, R. Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. *Remote Sens. Environ.* **1992**, *42*, 177–186. [[CrossRef](#)]
63. Fey, C.; Krainer, K. Analyses of UAV and GNSS based flow velocity variations of the rock glacier Lazaun (Ötztal Alps, South Tyrol, Italy). *Geomorphology* **2020**, *365*, 107261. [[CrossRef](#)]
64. Seppi, R.; Carturan, L.; Carton, A.; Zanoner, T.; Zumiani, M.; Cazorzi, F.; Bertone, A.; Baroni, C.; Salvatore, M.C. Decoupled kinematics of two neighbouring permafrost creeping landforms in the Eastern Italian Alps. *Earth Surf. Process. Landf.* **2019**, *44*, 2703–2719. [[CrossRef](#)]
65. Helfricht, K.; Huss, M.; Fischer, A.; Otto, J.-C. Calibrated Ice Thickness Estimate for All Glaciers in Austria. *Front. Earth Sci.* **2019**, *7*, 68. [[CrossRef](#)]

66. Noetzli, J.; Hoelzle, M.; Haerberli, W. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: A GIS-based approach to determine critical factors. In Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland, 21–25 July 2003; Volume 2, pp. 827–832.
67. Raveland, L.; Magnin, F.; Deline, P. Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Sci. Total Environ.* **2017**, *609*, 132–143. [[CrossRef](#)]
68. Kirkbride, M.P.; Deline, P. The formation of supraglacial debris covers by primary dispersal from transverse englacial debris bands. *Earth Surf. Process. Landf.* **2013**, *38*, 1779–1792. [[CrossRef](#)]
69. Mölg, N.; Ferguson, J.; Bolch, T.; Vieli, A. On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. *Geomorphology* **2020**, *357*, 107092. [[CrossRef](#)]
70. Westoby, M.J.; Rounce, D.R.; Shaw, T.E.; Fyffe, C.L.; Moore, P.L.; Stewart, R.L.; Brock, B.W. Geomorphological evolution of a debris-covered glacier surface. *Earth Surf. Process. Landf.* **2020**, *45*, 3431–3448. [[CrossRef](#)]
71. Mears, B. Periglacial Wedges and the Late Pleistocene Environment of Wyoming's Intermontane Basins. *Quat. Res.* **1981**, *15*, 171–198. [[CrossRef](#)]
72. Kneisel, C. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields—Measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. *Z. Geomorphol.* **2003**, *47*, 289–305. [[CrossRef](#)]
73. Kneisel, C.; Käab, A. Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surf. Process. Landf.* **2007**, *32*, 1797–1810. [[CrossRef](#)]
74. Muller, S. *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*; J.W. Edwards: Ann Arbor, MI, USA, 1947.
75. Van Everdingen, R. *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*; The University of Calgary: Calgary, AB, USA, 1989.
76. Harris, C. Permafrost. In *Encyclopedia of Geomorphology*; Goudie, A., Ed.; Routledge: London, UK; New York, NY, USA, 2004; pp. 777–779.
77. Haerberli, W. Modern Research Perspectives Relating to Permafrost Creep and Rock Glaciers: A Discussion. *Permafrost Periglac. Process.* **2000**, *11*, 290–293. [[CrossRef](#)]
78. Draebing, D.; Mayer, T.; Jacobs, B.; McColl, S.T. Alpine rockwall erosion patterns follow elevation-dependent climate trajectories. *Commun. Earth Environ.* **2022**, *3*, 21. [[CrossRef](#)]
79. Petersen, E.I.; Levy, J.S.; Holt, J.W.; Stuurman, C.M. New insights into ice accumulation at Galena Creek Rock Glacier from radar imaging of its internal structure. *J. Glaciol.* **2020**, *66*, 1–10. [[CrossRef](#)]
80. Azizi, F.; Whalley, W. Finite Element Analysis of the Creep of Debris Containing Thin Ice Bodies. In Proceedings of the Fifth (1995) International Offshore and Polar Engineering Conference, The Hague, The Netherlands, 11–16 June 1995; pp. 336–341.
81. Moore, P.L. Deformation of debris-ice mixtures. *Rev. Geophys.* **2014**, *52*, 435–467. [[CrossRef](#)]

Disclaimer/Publisher's Note: The statements, opinions and data contained in all publications are solely those of the individual author(s) and contributor(s) and not of MDPI and/or the editor(s). MDPI and/or the editor(s) disclaim responsibility for any injury to people or property resulting from any ideas, methods, instructions or products referred to in the content.

Teil III: Ergebnisse und Schlussfolgerungen

8. Zusammenfassung und Diskussion zentraler Ergebnisse

Vor dem Hintergrund der in Kapitel 5 definierten Ziele dieser Dissertation werden im Folgenden die zentralen Ergebnisse, soweit möglich, studienübergreifend dargestellt und diskutiert. Für Ziel I, die Erstellung eines Blockgletscherinventars in Einzugsgebieten der Ostalpen auf Basis kinematischer Merkmale, wurde die Methodik aus Kapitel 1 auf die anderen Untersuchungsgebiete angewendet. Ziel II, die Integration von historischen Luftbildflügen und alternativen Datenquellen für umfassende retrospektive Analysen der Blockgletscherkinematik und die Darstellung der damit verbundenen Potentiale und Unsicherheiten, konnte durch Ergebnisse aus allen Artikeln und zusätzlichen Analysen erreicht werden. Die Ziele III und IV, welche die vergleichende Analyse der Blockgletscherkinematik auf der Basis historischer und moderner Daten sowie die Untersuchung der Einflussfaktoren beinhalten, werden hauptsächlich durch Artikel 1, Artikel 2 und ergänzende Analysen erfüllt. Ziel V schließlich behandelt die Untersuchung der Entstehung und zukünftigen Entwicklung einer blockgletscherähnlichen Landform im Kontext des Klimawandels anhand eines exemplarischen Fallbeispiels und wurde in Artikel 3 behandelt.

8.1. Ziel I – Blockgletscher-Inventar auf Basis kinematischer Merkmale

Im Rahmen von Artikel 1 wurde für das obere Kaunertal ein Blockgletscherinventar basierend auf kinematischen Merkmalen erstellt. Dabei wurden 40 Blockgletscher kartiert, von denen 15 als aktiv, 11 als transitional und 14 als reliktsch eingestuft wurden (siehe Abbildung 2 – Die Nomenklatur der Blockgletscher, die im Detail untersucht wurden, ist hier ebenfalls dargestellt). Es ist grundsätzlich nicht auszuschließen, dass aufgrund minimaler vertikaler oder horizontaler Bewegungen unterhalb der Genauigkeit der Messdaten ein transitionaler Blockgletscher fälschlicherweise als reliktsch klassifiziert wurde. Aufgrund der Dauer von fünf Jahren zwischen den Aufnahmen (2012-2017) und der hohen Genauigkeit der für die Klassifikation verwendeten ALS-Daten wird die Wahrscheinlichkeit solcher Fehlklassifikationen jedoch als relativ gering eingeschätzt.

Die räumlichen Auswertungen haben eine zu erwartende Verteilung der Blockgletscher in den Gebieten ergeben. Während die Mehrheit der als aktiv klassifizierten Blockgletscher in nördlicher Exposition ab einer Mindesthöhe von 2510 m auftritt, wurden nur drei in südlicher Exposition ab einer Höhe von 2732 m detektiert. Blockgletscher, die als transitional klassifiziert wurden, treten in nördlicher Exposition nicht unterhalb von 2726 m auf. Es ist daher zu erwarten, dass einige von ihnen in Zukunft als Folge der Erwärmung in einen aktiven Zustand übergehen könnten. In der retrospektiven Betrachtung in Artikel 1 konnte für KT 07 ein solcher Übergang beobachtet werden. Im Untersuchungszeitraum von 1982 bis 1997 lag die Fließgeschwindigkeit flächendeckend deutlich unter 0,1 m/a und im Durchschnitt bei 0,05 m/a. Im darauffolgenden Intervall von 1997 bis 2006 erhöhte sich der Durchschnittswert jedoch auf 0,19 m/a, wobei Maximalwerte bis zu 0,94 m/a verzeichnet wurden.

Der Vergleich mit bestehenden Blockgletscherinventaren in diesem Gebiet unterstreicht die Empfehlung der "IPA - Rock Glacier Action Group", kinematische Merkmale in Blockgletscherinventaren zu berücksichtigen. Darüber hinaus konnten deutlich mehr

Geländeformen kartiert werden, dies könnte auf den unterschiedlichen Maßstab des Einzugsgebietes im Vergleich zum Bundesland (Krainer und Ribis 2012) bzw. zum Land (Wagner et al. 2020) sowie auf die unterschiedliche Datenbasis zurückzuführen sein. Tabelle 1 zeigt einen Vergleich der in dieser Studie verwendeten kinematisch-basierten Klassifikation mit bestehenden Inventaren im Kaunertal. Neben dem Nachteil, der auf einer Permafrostindexkarte basierenden Klassifikation von Wagner et al. (2020), nicht zwischen aktiven und transitionalen Blockgletschern unterscheiden zu können, zeigt sich auch eine gewisse Fehlklassifikation. Hier wurden fünf reliktsche Blockgletscher als intakt und ein aktiver Blockgletscher als reliktsch klassifiziert. Diese Einschränkung gilt auch für die Klassifikation nach morphologischen Merkmalen von Krainer und Ribis (2012). Zu beachten ist hierbei, dass ein Vergleich der Klassen transitional und inaktiv, aufgrund der leicht abweichenden Definitionen schwierig ist. Dennoch ist die fälschliche Einstufung eines aktiven Blockgletschers als fossil und eines weiteren aktiven Blockgletschers als inaktiv in diesem Inventar hervorzuheben.

Tabelle 1: Vergleich der Klassifizierungen von bestehenden Blockgletscherinventaren des Untersuchungsgebietes Kaunertal und der auf kinematischen Merkmalen basierenden Klassifikation wie in Artikel 1 beschrieben.

		Krainer und Ribis (2012)			Wagner et al. (2020)	
		aktiv	inaktiv	fossil	intakt	reliktsch
Diese Arbeit	aktiv	10	1	1	11	1
	transitional	3	6	0	9	0
	reliktsch	0	1	6	5	1

In Abbildung 4 ist die Fließgeschwindigkeit der aktiven Blockgletscher des oberen Kaunertals in einem Polardiagramm, in Abhängigkeit von der Höhenlage sowie der Exposition für den Zeitraum 2012 bis 2017, visualisiert. Es wird deutlich, dass aufgrund von Schneebedeckung oder Bildekorrelationen nicht für alle Blockgletscher eine flächendeckende und damit repräsentative Fließgeschwindigkeit ermittelt werden konnte. Zwar erscheint auf den ersten Blick keine offensichtliche Beziehung zwischen der Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern und der Höhenlage oder Exposition zu bestehen, doch muss diese Beobachtung mit Vorsicht interpretiert werden. Dies liegt insbesondere an der geringen Stichprobengröße der vorliegenden Untersuchung, die die statistische Aussagekraft der Ergebnisse limitiert. Ein Zusammenhang wurde vermutet basierend auf der Annahme, dass Höhenlage und Exposition wesentlich die lokalen Klimabedingungen und damit auch die thermodynamischen Prozesse im Blockgletscher beeinflussen. Diese Prozesse könnten wiederum die interne Deformation des Permafrostkörpers und die Basalbewegung modulieren, welche als grundlegende Einflussfaktoren der Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern gelten (Haeberli et al. 2006).

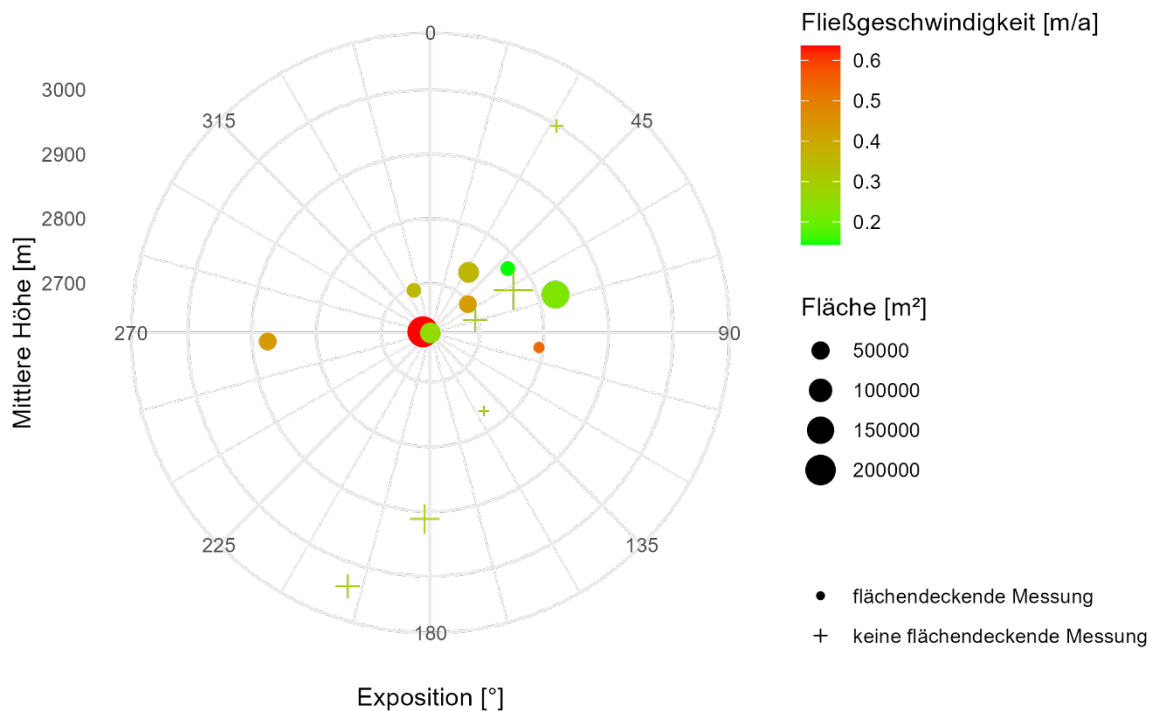


Abbildung 4: Polardiagramm der Höhenlage, Exposition, Fließgeschwindigkeit und Fläche der aktiven Blockgletscher des Kaunertals. Die Höhenangaben beziehen sich dabei auf die jeweiligen Kreise des Diagramms.

8.2. Ziel II – Integration historischer Luftbildflüge und weiterer Daten für die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik

Für die retrospektive Analyse der Blockgletscherkinematik flossen verschiedene Datentypen in die Analysen mit ein. Die in den jeweiligen Einzugsgebieten verfügbaren Datengrundlagen sind in Abbildung 3 dargestellt. Hierzu gehören systematisch erfasste historische Luftbilder, stereophotogrammetrische Karten und historische Messdaten. Neben diesen sind in Tabelle 2 auch weitere potenziell für die Untersuchung der Blockgletscherkinematik geeignete Datentypen und deren Analysemöglichkeiten aufgeführt. In Artikel 1 wurden für den Zeitraum zwischen 1953 und 1997 insgesamt sechs analoge Luftbilddatensätze mittels SfM-MVS prozessiert, wobei aufgrund der geringen Punktdichte der Datensätze von 1982 und 1997 nur die erstellten Orthofotos verwendet wurden. Dieser Datensatz wurde durch weitere ALS Datensätze zeitlich bis 2017 erweitert. Obwohl der Prozessierung von analogen Luftbilddatensätzen in Artikel 1 die größte Bedeutung zukommt, ist die Verarbeitung und Analyse dieses Datentyps unter anderem die Datengrundlage für alle in dieser Dissertation enthaltenen Artikel. In Artikel 2 wurde die Auswertemöglichkeit einer historischen stereophotogrammetrischen Karte von 1922 (Finsterwalder 1928) erforscht. Ähnliche Karten sind im Alpenraum seit 1880 verfügbar (Finsterwalder 1952). Zudem wurde die Nutzbarkeit von historischen Messdaten zur Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern aus den Jahren 1938 bis 1953 (Pillewizer 1957) betrachtet, die seit 1923 im Alpenraum verfügbar sind (Chaix 1923). Diese Quellen wurden hinsichtlich ihrer Relevanz für die Analyse des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01) bewertet. Auf diese Weise konnte der Untersuchungszeitraum der Blockgletscherkinematik am Beispiel dieses Blockgletschers bis 1922 erweitert werden.

Tabelle 2: Übersicht über historische Daten, die zur retrospektiven Analyse der Blockgletscherkinematik und Untersuchung der Entstehung Blockgletscherähnlicher Landformen geeignet sind.

Daten	In den Alpen seit	Prozessierung	Analyse	Artikel
Hist. terrestrische Photographien	1849 (Crauvels 2010)	Monoplotting	Kartierung	-
Hist. Luftbilder (systematisch)	1940er	SfM-MVS	Kartierung, DoD Analyse, Bildkorrelation	1,2,3
Hist. terrestrische Bildpaare	Vermutlich zweite Hälfte des 19. Jh.	SfM-MVS	Kartierung, DoD Analyse, Bildkorrelation	-
Stereophotogrammetrische Karten	1880 (Finsterwalder 1952)	Georeferenzierung, Höhenlinieninterpolation	Kartierung, DoD Analyse	2
Hist. Messungen	1923 (Chaix 1923)		Vergleich mit aktuellen Messungen	2

Neben Faktoren wie der zeitlichen Verfügbarkeit, den möglichen Prozessierungstechniken und den daraus resultierenden Analysemöglichkeiten der Blockgletscherkinematik unterscheiden sich die in Tabelle 2 aufgeführten Datentypen auch hinsichtlich ihrer räumlichen Abdeckung. Historische Messdaten fokussieren dagegen meist nur auf einzelne Geländeformen. Bei der Analyse vorhandener (historischer) Daten ist es nicht möglich, den Zeitpunkt und die Bedingungen der Datenaufnahme zu kontrollieren. So sind einige Datensätze aufgrund von Schneebedeckung oder starkem Schattenwurf ungeeignet. Bei optischen Daten können unterschiedliche Tageszeiten zu unterschiedlichen Schattenwürfen, Bildtexturen und Kontrasten führen, die die SfM-MVS-Prozessierung, die Bildkorrelationsanalyse und die DoD-Analyse beeinflussen. Darüber hinaus hat man in der Regel keinen Einfluss auf die Archivierung der historischen Daten, die in der Folge Verzerrungen oder Beschädigungen wie Kratzer, Übermalungen oder Flecken aufweisen können. Dies wird als Ursache für das Auftreten lokaler kreisförmiger Artefakte während der SfM-MVS-Prozessierung vermutet, die die Analyse einiger historischer Luftbilddatensätze insbesondere im Martelltal verhinderten. Stark et al. (2022) zeigen, dass die Integration von Kamerakalibrierungsprotokollen, welche genaue Angaben zu den Bildeckpunkten und der Brennweite beinhalten, in dem SfM-MVS-Prozessierungsprozess die Genauigkeit des entsprechenden DHMs erhöht, während die Bildkompression einen weniger signifikanten Einfluss hat. Weiterhin ist neben der verwendeten Kamera vor allem die Flughöhe entscheidend für die räumliche Auflösung der Orthofotos. Abhängig davon variiert die Punktdichte der in dieser Arbeit verarbeiteten Luftbilder zwischen 1,2 und 11,9 Punkten/m², während die Bodenauflösung der Orthofotos zwischen 0,2 m und 0,5 m liegt. Die Vielzahl an Faktoren wirkt sich auf die Verfügbarkeit sowie die Verwendbarkeit existierender (historischer) Datensätze aus und beeinflusst demzufolge den Zeitabstand zwischen diesen Datensätzen. Dies führt zu Limitierungen bei der präzisen zeitlichen Bestimmung der multidekadischen Blockgletscherkinematik in Bezug auf die Klimadaten.

Die Analyse horizontaler Fließgeschwindigkeiten von Blockgletschern auf der Basis von Fernerkundungsdaten, besonders wenn historische Luftbilder und deren Derivate verwendet werden, ist fehlerbehaftet. Kääh et al. (2021) beschreiben das Fehlerbudget als eine Zusammensetzung aus folgenden Komponenten: (1) Gesamtverschiebungen zwischen den Daten; (2) laterale Verschiebungen in Orthofotos aufgrund von Fehlern im für die Orthorektifizierung

verwendeten DHM; (3) Verzerrungen in Luftbildern oder Sensormodellen, die sich auf Orthofotos/Hillshades übertragen; und (4) Unsicherheiten und Fehler in der Bildkorrelation. In der Analyse aller Daten, die für die Bestimmung der Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern genutzt werden, besteht die Möglichkeit, das Fehlerbudget durch eine Koregistrierung der Daten zu minimieren. Derweil ist zu beachten, dass der Messfehler der Bildkorrelation von verschiedenen Aspekten der Bildqualität, einschließlich Auflösung, Schattenwurf, Kontrast und Rauschen der jeweiligen Bildpaare beeinflusst wird.

Abbildung 5 zeigt, dass die höchsten mittleren Werte der LoDs vor allem bei der Verwendung von historischen Luftbildern (0,26 m - 2,64 m) oder der Kombination von historischen Luftbildern und ALS-basierten Hillshades (0,55 m - 1,41 m) auftreten. Im Vergleich dazu weisen Bildkorrelationen mit digitalen Orthofoto-Bildpaaren oder ALS-Hillshades geringere mittlere LoDs auf, die zwischen 0,14 m und 0,83 m bzw. 0,06 m und 0,77 m liegen. Neben der Qualität der Koregistrierung sind die Spannweiten und Gruppierungen der jeweiligen Kategorien stark von der Qualität und Auflösung der Eingangsdaten abhängig.

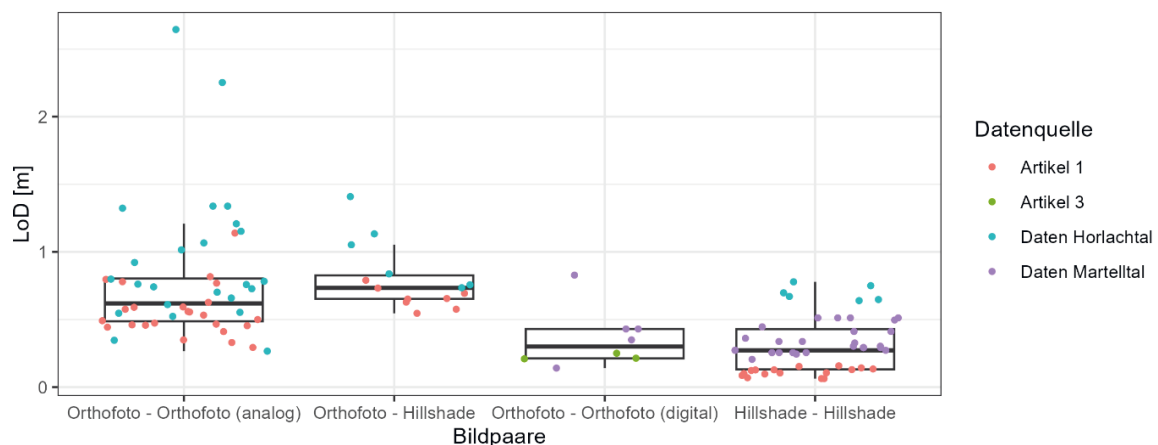


Abbildung 5: LoDs, basierend auf Fry und Krainer (2020), der Fließgeschwindigkeitsmessungen durch Bildkorrelation mit *Imcorr* (Scambos et al. 1992) aller Forschungsartikel und weiterer Analysen dieser Arbeit.

Bei der Verwendung historischer Messungen der Fließgeschwindigkeiten von Blockgletschern sind die in den entsprechenden Publikationen angegebenen Unsicherheiten zu beachten. Bei historischen stereophotogrammetrischen Aufnahmen können die Fehler, die durch die Lageunsicherheit der Fotos und deren stereophotogrammetrische Bearbeitung entstehen, ohne die Originaldaten nicht nachträglich bestimmt werden. Daher müssen Annahmen über die Genauigkeit und Unsicherheit dieser Messungen getroffen werden.

Abbildung 6 zeigt die LoDs der DoD-Analysen mit verschiedenen Datenpaaren aus allen Artikeln dieser Dissertation. Es ist zu beachten, dass die Größe der LoDs neben der Genauigkeit und Qualität der Daten hauptsächlich von der Qualität der Koregistrierung der verwendeten Daten abhängt. DoDs, die mit ALS-Daten erstellt wurden, weisen einen mittleren LoD von 0,19 m auf. Im Gegensatz dazu weisen DoDs, die aus historischen Luftbilddaten und ALS-Daten generiert wurden, einen mittleren LoD von 0,46 m auf. Für DoDs, bei denen beide DHMs aus historischen Luftbildern generiert wurden, beträgt der mittlere LoD 0,63 m. Das DoD, das auf der Höhenlinieninterpolation der stereophotogrammetrischen Karte von Finsterwalder (1928) basiert, weist mit 5,74 m den mit Abstand höchsten LoD auf. Die weitere Analyse der Unsicherheiten in Anlehnung an Anderson

(2019) zeigte, dass bei Änderungen der Oberflächenhöhe und des Volumens die Unsicherheiten primär durch die Größe der systematischen Fehler der DoDs bestimmt werden. Eine Ausnahme bildete das DoD, das mit Hilfe des DHM aus der historischen Karte generiert wurde, bei dem der korrelierte zufällige Fehler dominierte. Dies ist wahrscheinlich hauptsächlich auf die Interpolation der Höhenlinien bei der Erstellung des DHM zurückzuführen. Insbesondere traten signifikante systematische Fehler auf, wenn mindestens eines der beiden DHMs für die DoD-Analyse photogrammetrisch aus historischen Luftbildern erzeugt wurde. Der Grund hierfür liegt in der geringeren Anpassungsgenauigkeit dieser Datensätze an den Referenzdatensatz im Vergleich zu z.B. hochaufgelösten und präzisen modernen ALS-Datensätzen. Da die Datenqualität der aus historischen Aufnahmen generierten Punktwolken räumlich variiert (Stark et al. 2022) und von der topographischen Situation abhängt, tritt der systematische Fehler nicht bei allen untersuchten Blockgletschern einer Epoche in gleichem Maße auf. Der räumlich korrelierte Zufallsfehler trat bei diesen Datenpaaren ebenfalls auf, während er bei den ALS-Daten nicht erkennbar war. Ähnlich wie der unkorrelierte Zufallsfehler trug dieser, mit Ausnahme der historischen Karte, nur geringfügig zur Gesamtunsicherheit bei, wenn ein systematischer Fehler vorlag.

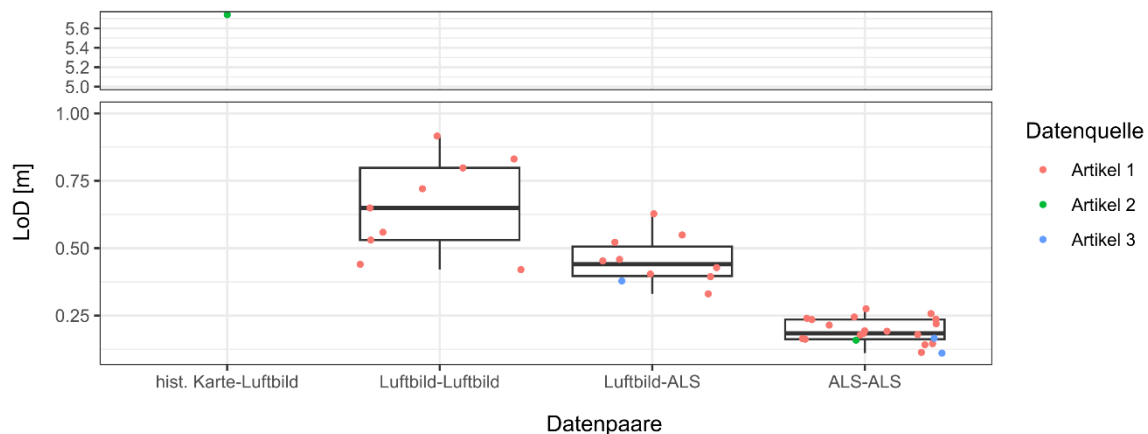


Abbildung 6: LoDs der DoD Berechnungen aller Artikel dieser Arbeit, kategorisiert nach Datentypen und deren Kombinationen. Luftbild bezeichnet dabei die Klasse, in der DHMs mittels SfM-MVS aus historischen Luftbildern generiert wurden, während historische Karte ein durch Höhenlinieninterpolation aus einer historischen stereophotogrammetrischen Karte (Finsterwalder 1928) berechnetes DHM darstellt.

In der abschließenden Betrachtung lässt sich konstatieren, dass alle in dieser Studie zum Einsatz kommenden Datentypen, unter Beachtung ihrer jeweiligen Unsicherheitsfaktoren, sich als adäquat für die Untersuchung der Kinematik von Blockgletschern sowie der Entstehung blockgletscherähnlicher Landformen herausgestellt haben. Die LoDs erscheinen teilweise sehr groß. Es ist jedoch zu beachten, dass aufgrund der hohen Bewegungsraten der Blockgletscher und des langen Zeitraums zwischen den historischen Datensätzen die Bewegungen in der Regel über der Detektionsschwelle lagen. Die verwendeten Daten trugen damit substantiell zu einem erweiterten Verständnis dieser geomorphologischen Strukturen bei. Die daraus resultierenden zentralen Erkenntnisse werden in den nachfolgenden Kapiteln präsentiert und diskutiert.

8.3. Ziel III – Multidekadische Blockgletscherkinematik: Vergleichende Analyse historischer und moderner Daten

Der Begriff "Blockgletscherkinematik" bezieht sich auf die Quantifizierung der Bewegung von Blockgletschern. In dieser Arbeit wird die Kinematik in horizontale Fließgeschwindigkeit und Veränderungen der Oberflächenhöhe unterteilt, die beispielsweise durch Subsidenz oder Frontvorstoß verursacht werden können (siehe Abbildung 7). Hinsichtlich der Fließgeschwindigkeit wurden acht Blockgletscher im Kaunertal von 1953 bis 2017 untersucht, während für die Analyse der Oberflächenhöhenänderung ein weiterer Blockgletscher mit einbezogen werden konnte (Artikel 1). Eine flächendeckende Analyse der Fließgeschwindigkeiten auf diesem Blockgletscher war nicht möglich, da die unstrukturierte Oberfläche zu Dekorrelationen bei der Berechnung der Fließgeschwindigkeiten mit Hilfe von Imcorr führte. Darüber hinaus präsentiert die vorliegende Arbeit die Ergebnisse einer differenzierten, detaillierten Analyse des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01) im Kaunertal im Zeitraum von 1922 bis 2021 (Artikel 2).

enthalten.

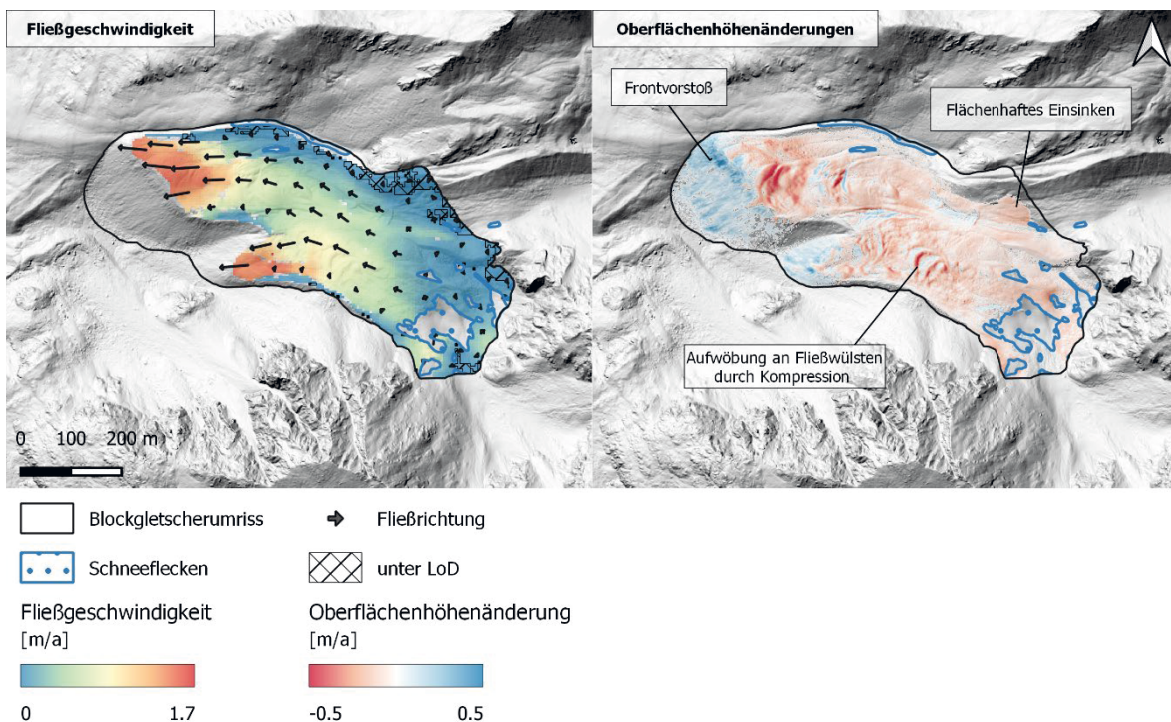


Abbildung 7: Visualisierung der flächenhaften Messung der Fließgeschwindigkeit mittels Imcorr (links) und der DoD-Analyse (rechts), am Fallbeispiel des Innere Ölgruben Blockgletschers, Kaunertal (KT 01) im Zeitraum von 2012 bis 2017. Das Hintergrundbild ist eine Hillshade Darstellung des DHMs aus dem Jahr 2012. Diese Analysen dienen als Grundlage für die in Abbildung 14 gezeigten Boxplots der Fließgeschwindigkeiten und die Ermittlung der mittleren Fließgeschwindigkeiten sowie der mittleren Oberflächen- und Volumenveränderungen, die in Abbildung 15 präsentiert sind. Vergleichbare Darstellungen sind für alle in dieser Arbeit diskutierten Landformen in den jeweiligen Artikeln

Im Untersuchungszeitraum von 1953 bis 2017 wurden für die acht untersuchten Blockgletscher maximale Fließgeschwindigkeiten zwischen $0,09 \text{ m/a} \pm 0,03 \text{ m/a}$ und $1,72 \text{ m/a} \pm 0,01 \text{ m/a}$ und mittlere Fließgeschwindigkeiten zwischen $0,08 \text{ m/a} \pm 0,03 \text{ m/a}$ und $0,60 \text{ m/a} \pm 0,01 \text{ m/a}$ ermittelt. Die höchsten Mittel- bzw. Maximalwerte der untersuchten Blockgletscher traten entweder in der Periode 1997-2006 oder 2012-2017 auf. Ausnahmen bilden KT 08, dessen maximale Fließgeschwindigkeit an der Stirn in den Zeitraum 1953-1971 fällt, und KT 04, der eine relativ

konstante mittlere Fließgeschwindigkeit von weniger als 0,15 m/a aufweist. Die zeitliche Entwicklung der Fließgeschwindigkeiten ist in Abbildung 14 dargestellt. Die Untersuchung der historischen Fließgeschwindigkeitsprofile von Pillewizer (1957) des Inneren Ölgruben Blockgletschers (KT01) ergab, dass die Werte zwischen 1938 und 1953 ähnlich oder sogar höher waren als die aktuellen Fließgeschwindigkeiten. Im Durchschnitt lagen diese zwischen 1938 und 1953 um 0,26 m/a über den entsprechenden Maximalwerten dieses Profils in den nachfolgenden Perioden bis 2021 (siehe Abbildung 8 und Abbildung 9).

Für sechs der acht untersuchten Blockgletscher konnte eine deutliche Beschleunigung ab der Periode 1997-2006 in unterschiedlichem Ausmaß festgestellt werden, was mit vielen alpenweiten Studien übereinstimmt (Delaloye et al. 2010). KT 05 zeigt eine verzögerte Reaktion und beschleunigt erst in der Periode 2012-2017. Ursache dafür könnte die Lage zwischen zwei Hängen und damit häufige Lawinenablagerungen auf dem Blockgletscher sein, welche den Wärmetransfer zum Permafrostkörper verzögert haben könnten. Die proportionale Zunahme der mittleren Geschwindigkeiten variiert stark zwischen den Blockgletschern: Bei KT 07 und KT 02 war sie mit 485 % bzw. 251 % besonders hoch, während KT 04 eine Abnahme von 11 % aufwies. Diese atypische Entwicklung von KT04 konnte in den letzten Jahren auch auf dem Aget-Blockgletscher im Unterwallis (Schweiz) beobachtet werden (PERMOS 2019). Die Werte der anderen Blockgletscher lagen zwischen 23 % und 141 %, wobei die prozentuale Zunahme der maximalen Geschwindigkeiten der einzelnen Blockgletscher meist deutlich höher war. Vergleichbare Studien in den europäischen Alpen ergaben Werte zwischen 16 % und 350 % (vgl. Roer 2005; Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012). Die signifikante proportionale Zunahme von KT 02 und KT 07 kann darauf zurückgeführt werden, dass diese Blockgletscher während der Beschleunigungsphase in den 1990er Jahren von einem Übergangszustand in einen aktiven Zustand übergegangen sind. Eine vergleichbare Reaktivierung wurde auch von Micheletti et al. (2015) für einen kleinen Blockgletscher im Eringer Tal, Schweiz, dokumentiert.

Die räumliche Verteilung der Fließgeschwindigkeiten zeigte mit Ausnahme von KT03 und KT06 hauptsächlich Zonen mit erhöhter Fließgeschwindigkeit im unteren Bereich der Blockgletscher. Diese erhöhten Fließgeschwindigkeiten führten im Untersuchungszeitraum jedoch nicht zu einer Destabilisierung, wie sie verschiedene Studien zeigen (Roer et al. 2008; Scotti et al. 2017; Vivero und Lambiel 2019; Marcer et al. 2021). Trotz der Unmöglichkeit einer direkten Beobachtung weisen die morphologischen Eigenschaften und die hohen Fließgeschwindigkeiten an der Front des Blockgletschers KT 08 auf eine bestimmte Gegebenheit hin. Die Daten aus dem betrachteten Zeitraum von 1953 bis 1971 legen nahe, dass bereits vor 1953 eine Destabilisierung und Desintegration der Stirnzone dieses Blockgletschers stattgefunden haben muss. Folglich ist in diesem Bereich eine Inaktivierung in den folgenden Zeiträumen zu beobachten. Diese Erkenntnisse deuten darauf hin, dass die Destabilisierung von Blockgletschern nicht ausschließlich ein rezentes Phänomen ist, welches erst durch die signifikante Beschleunigung in den 1990er Jahren eingeleitet wurde. Vielmehr lässt sich beobachten, dass dieses Phänomen bereits in früheren Zeiträumen aufgetreten ist.

Die im gesamten Einzugsgebiet beobachteten Gemeinsamkeiten und Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Fließgeschwindigkeiten der einzelnen Blockgletscher

spiegeln sich auch in der differenzierten Betrachtung der beiden Loben des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01) wider. Obwohl beide Loben dem zuvor beschriebenen allgemeinen Trend folgen, sind leichte Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Variation der Fließgeschwindigkeiten zu erkennen (Abbildung 9). Die beiden Bereiche unterscheiden sich sowohl im Flächenanteil als auch in der Größenordnung der Geschwindigkeitszunahme und -abnahme zwischen den Zeitschritten. So weist ein größerer Bereich der südöstlichen Lobe im Laufe der Zeit eine höhere Fließgeschwindigkeit auf. Dies spiegelt sich auch in einem deutlichen Anstieg des Medians der Fließgeschwindigkeit dieser Lobe von 0,36 m/a im Zeitraum 1982-1997 auf 0,55 m/a im Zeitraum 2017-2021 wider, während der Median der nordwestlichen Lobe in den gleichen Zeiträumen nahezu konstant bleibt (0,24 m/a im Zeitraum 1982-1997 und 0,29 m/a im Zeitraum 2017-2021).

Neben der Fließgeschwindigkeit ist die Veränderung der Oberflächenhöhe ein weiterer wesentlicher Aspekt der Blockgletscherkinematik (Abbildung 15). Die Änderung der Oberflächenhöhe von Blockgletschern repräsentiert die kumulative Wirkung von Deformationsmustern (Kompression und Extension), Abwärtsbewegung, Kompaktion, Schutteintrag sowie Eisaggregation und -schmelze. Positive Werte treten daher vor allem an Fronten und Fließwülsten auf und spiegeln den Frontvorschub und die Fließbewegung des Blockgletschers wider (Abbildung 7). Da die untersuchten Blockgletscher nicht in steilem Gelände enden, ist der Sedimentaustrag aus dem Blockgletschersystem mit Ausnahme der Feinfraktion minimal (Kummert und Delaloye 2018; Kummert et al. 2021). Eine negative Bilanz aus positiven und negativen Veränderungen deutet somit neben der Kompaktion des Schuttes (Veränderung des Porenraums) vor allem auf das Abschmelzen des enthaltenen Eises hin.

Beim Innere Ölgruben Blockgletscher (KT 01) lässt der ausgeprägte Frontvorstoß zwischen 1922 und 1953, insbesondere im Bereich der nordwestlichen Lobe, auf erhöhte Fließgeschwindigkeiten im Zeitraum 1938 bis 1953 schließen, die durch die Analyse der Fließgeschwindigkeitsprofile von Pillewizer (1957) festgestellt wurden. Darüber hinaus deuten die signifikanten Absenkungen im oberen Teil beider Loben von bis zu 17 m in diesem Zeitraum auf ein intensives Austauen von schuttbedeckten Toteiskörpern hin. Diese Toteiskörper könnten nach glaziologischer Kartierung als Relikte des Ölgrubengletschers aus der Zeit der LIA angesehen werden (Abbildung 8).

Bei der Betrachtung der mittleren Oberflächenhöhenänderungen aller untersuchter Blockgletscher im Zeitraum 1922-2021 reicht die Spannweite der Werte von $0,005 \text{ m/yr} \pm 0,003 \text{ m/a}$ (KT 05, Periode 1953-1970) bis $-0,07 \text{ m/a}$ (südöstliche Lobe KT 01, Periode 2017-2021). Während des gesamten Untersuchungszeitraums lagen die Werte überwiegend im negativen Bereich, nur drei Messungen zeigten positive Werte nahe Null. Die vorliegenden Wertebereiche sind vergleichbar mit den Ergebnissen von Untersuchungen an einzelnen Blockgletschern, wie sie in den Studien von Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann (2018) sowie Kaufmann et al. (2018) dargestellt sind. Die Wertebereiche, Magnituden und der Beginn der Veränderungen variieren jedoch zwischen den untersuchten Blockgletschern und sogar zwischen den beiden Loben des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01). Ein markanter Unterschied zeigt sich zwischen Blockgletschern, die als gletschervorfeldverbunden klassifiziert wurden (Gletscher im Einzugsgebiet des Blockgletschers und während der LIA zumindest teilweise durch Gletscher überprägt), und Blockgletschern, die als talusverbunden klassifiziert

wurden. Talusverbundene Blockgletscher wiesen anfänglich Werte nahe Null auf und begannen nicht vor 1997, leicht negative Werte zu verzeichnen. Hingegen zeigen gletschervorfeldverbundene Blockgletscher bereits vom Beginn des Untersuchungszeitraums an verstärkt negative Werte, die im Verlauf des Zeitraums kontinuierlich stärker negativ ausfielen (Abbildung 15). Besonders eindrucksvoll zeigt sich dies bei der Betrachtung des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01), insbesondere im Fall der südöstlichen Lobe. Im Zeitraum von 1922 bis 1953 sind hier mittlere Oberflächenveränderungen zu beobachten die deutlich höher liegen als in den nachfolgenden Zeiträumen von 1953 bis 2006. Erst ab 2006 übersteigen die Werte jene des ersten betrachteten Zeitraumes.

Neben den dargestellten Erkenntnissen zur Entwicklung der Fließgeschwindigkeit und der Oberflächenhöhenänderung vor 1953 erlaubt die differenzierte und detaillierte Betrachtung der Kinematik der einzelnen Loben des Innere Ölgruben Blockgletschers Rückschlüsse auf den Mechanismus des Frontvorstoßes (Abbildung 8). Dieser Mechanismus ist abhängig von der Kompaktion des Schuttes, der vertikalen Variation der horizontalen Fließgeschwindigkeit und den Volumenänderungen durch die Eisschmelze (Kääb et al. 2021; Kääb und Reichmuth 2005). Die nordwestliche Front ist durch eine sehr flache Schicht aus kriechendem Material und/oder sehr eisreichen Sedimenten gekennzeichnet, während die Analyse der südöstlichen Front auf einen Blockvorschub hindeutet, bei dem sowohl der obere Teil als auch die Basis der Front abwärts kriechen. Die Untersuchung der zeitlichen Entwicklung beider Fronten deutet auf eine entkoppelte Entwicklung der Fließgeschwindigkeit in der Tiefe und/oder auf ein verändertes Verhältnis zwischen Frontvorschub und Eisschmelze in der Front hin (Abbildung 8).

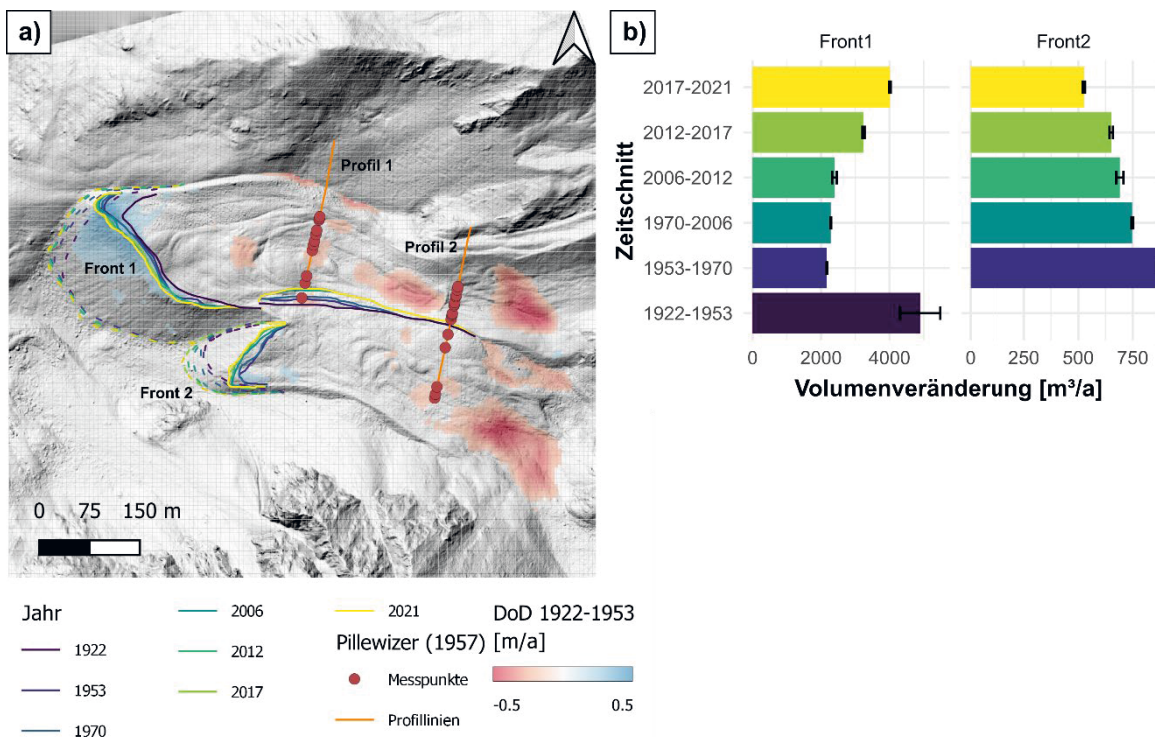


Abbildung 8: (a) Darstellung der Entwicklung der oberen und unteren Fronten der Blockgletscherloben des Innere Ölgruben Blockgletscher (KT 01) von 1922-2021, inklusive Pillewizers Messpunkte und Profile (1938-1953) sowie das DoD basierend auf der 1922er stereophotogrammetrischen Karte (Finsterwalder 1928) und dem 1953er DHM. (b) Darstellung der durchschnittlichen jährlichen Volumenänderung von Front1 und Front2 (1922-2021), einschließlich Unsicherheiten der Volumenberechnung (Anderson, 2019). (Verändert nach Fleischer et al. (2022))

8.4. Ziel IV – Multidekadische Blockgletscherkinematik: Analyse von Einflussfaktoren

Im vorangegangenen Kapitel wurden hauptsächlich die wichtigsten Ergebnisse bezüglich der zeitlichen Entwicklung der Blockgletscherkinematik vorgestellt. Dieser Abschnitt widmet sich nun den wesentlichen Einflussfaktoren, die ausführlich in den Artikeln 1 und 2 dieser Arbeit erörtert werden. Besonders die Klimaentwicklung spielt hierbei eine entscheidende Rolle, die auf Grundlage von Stationsdaten analysiert wurde. Abbildung 9 zeigt daher die mittleren Fließgeschwindigkeiten aller untersuchten Blockgletscher dieser Dissertation in Verbindung mit der zeitlichen Entwicklung der Temperaturanomalien.

Wie im Abschnitt Stand der Forschung kurz erwähnt, haben Kenner et al. (2020) Erkenntnisse zu externen Faktoren zusammengetragen, welche die Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern beeinflussen. Demnach kann eine Erhöhung der Permafrosttemperatur die Viskosität, Härte, Scher- und Bruchfestigkeit des Permafrosteises verändern, was wiederum die interne plastische Verformung erhöht. Ein weiterer Faktor ist die Zunahme der Wasserverfügbarkeit und des Wasserdrucks, die den Reibungswiderstand in der Scherzone verringern. Der erste Faktor wird hauptsächlich durch Änderungen der Lufttemperatur beeinflusst, die sich wiederum auf die Bodentemperatur und den Zeitpunkt und die Dauer der Schneebedeckung auswirkt. Der zweite Faktor kann durch Niederschlag, Schneeschmelze, die Bildung neuer Drainagesysteme und das Schmelzen von Permafrosteis beeinflusst werden.

Die allgemeine Zunahme der Fließgeschwindigkeiten seit 1997 legt nahe, dass die steigenden Temperaturen im Frühling und Sommer möglicherweise maßgeblich dafür verantwortlich sind. Dies wird unterstützt durch die Abnahme der mittleren Wintertemperatur und die Konstanz der mittleren Herbsttemperatur während des starken Anstiegs in der Periode 1997-2006. Auch Jahre mit außergewöhnlich hohen positiven Winteranomalien zwischen 1982 und 1997 führten nicht zu einem Anstieg der Fließgeschwindigkeiten auf den untersuchten Blockgletschern. In Anbetracht der Tatsache, dass die positiven Anomalien in den Frühjahrs- und Sommermonaten bereits in der ersten Hälfte des Zeitraums 1982-1997 auftraten und eine signifikante Zunahme der Fließgeschwindigkeiten erst ab dem Jahr 1997 verzeichnet wurde, lässt dies darauf schließen, dass eine Temperaturabhängigkeit der Fließgeschwindigkeiten vorliegen könnte, welche jedoch eine gewisse zeitliche Verzögerung aufweist. Dies könnte auf eine verzögerte Erwärmung des Permafrosteises oder auf den Zeitraum der Bildung neuer Abflusssysteme zurückzuführen sein (Kenner et al. 2017; Kenner et al. 2020), was auch die unterschiedliche Größenordnung der Zunahmen erklären könnte.

Das lokale Maximum einiger Blockgletscher zwischen 1997 und 2006 könnte durch den besonders starken Anstieg der Frühjahrstemperaturen oder durch die Hitzewelle im Sommer 2003 verursacht worden sein. Dies wurde auch in jährlichen Studien zu Spitzenwerten der Fließgeschwindigkeiten von Blockgletschern in anderen Gebieten der Alpen gezeigt (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2012, 2018; PERMOS 2019). Die lokalen Peaks einiger Blockgletscher in der Periode 1953-1971 und die signifikant erhöhten Fließgeschwindigkeiten von KT01 zwischen 1938 und 1953 könnten auf eine Phase positiver Temperaturanomalien zwischen 1946 und 1951 zurückzuführen sein (Abbildung 9). Dieser Anstieg ist bislang in Studien kaum beschrieben, da historische Betrachtungen der Blockgletscherdynamik bislang nicht vor den 1950er Jahren erfolgten.

Der Anstieg der Fließgeschwindigkeiten in der Periode 2012-2017 könnte darin begründet sein, dass neben den Frühjahrs- und Sommertemperaturen auch die Winter- und Herbsttemperaturen in diesem Zeitraum ausschließlich positive Anomalien aufwiesen. Im Gegensatz dazu korrespondieren die niedrigen, ansonsten konstanten oder abnehmenden Fließgeschwindigkeiten in der Periode 1970/71 bis 1982 gut mit den relativ niedrigen Sommer- und Herbsttemperaturen. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass es einen Zusammenhang zwischen den jahreszeitlichen Temperaturen und der Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern gibt. Dabei sind die Änderungen der Permafrosttemperatur, der Wasserverfügbarkeit und des Wasserdrucks die primären Steuerfaktoren. Diese werden aber wiederum durch die atmosphärischen Temperaturen angetrieben.

Ein Vergleich der Entwicklung der Anomalien der Niederschlagssummen in Bezug auf die Blockgletscherkinematik zeigt ebenfalls parallele Muster. In der Periode 1953-1997 ist keine eindeutige Häufung von positiven oder negativen Anomalien in den untersuchten Zeitschritten zu erkennen. In der Periode 1971-1997 werden negative Anomalien im Sommer durch positive Anomalien im Herbst kompensiert und umgekehrt. In den Perioden 1997 bis 2006 und 2012 bis 2017 wurden sowohl im Frühjahr als auch im Sommer und Herbst positive Niederschlagsanomalien beobachtet. Dies gilt jedoch nicht für die Periode 2006-2012, in der eher positive Anomalien im Sommer dominieren. Da diese Entwicklung mit den gemessenen Fließgeschwindigkeiten übereinstimmt, könnte die Wasserverfügbarkeit durch flüssigen Niederschlag die Beschleunigung in unserem Untersuchungsgebiet neben der atmosphärischen Temperatur beeinflussen. Dies wird auch von Micheletti et al. (2015) für Blockgletscher im Arolla-Tal (Schweiz) als Vermutung für deren Beschleunigung angebracht.

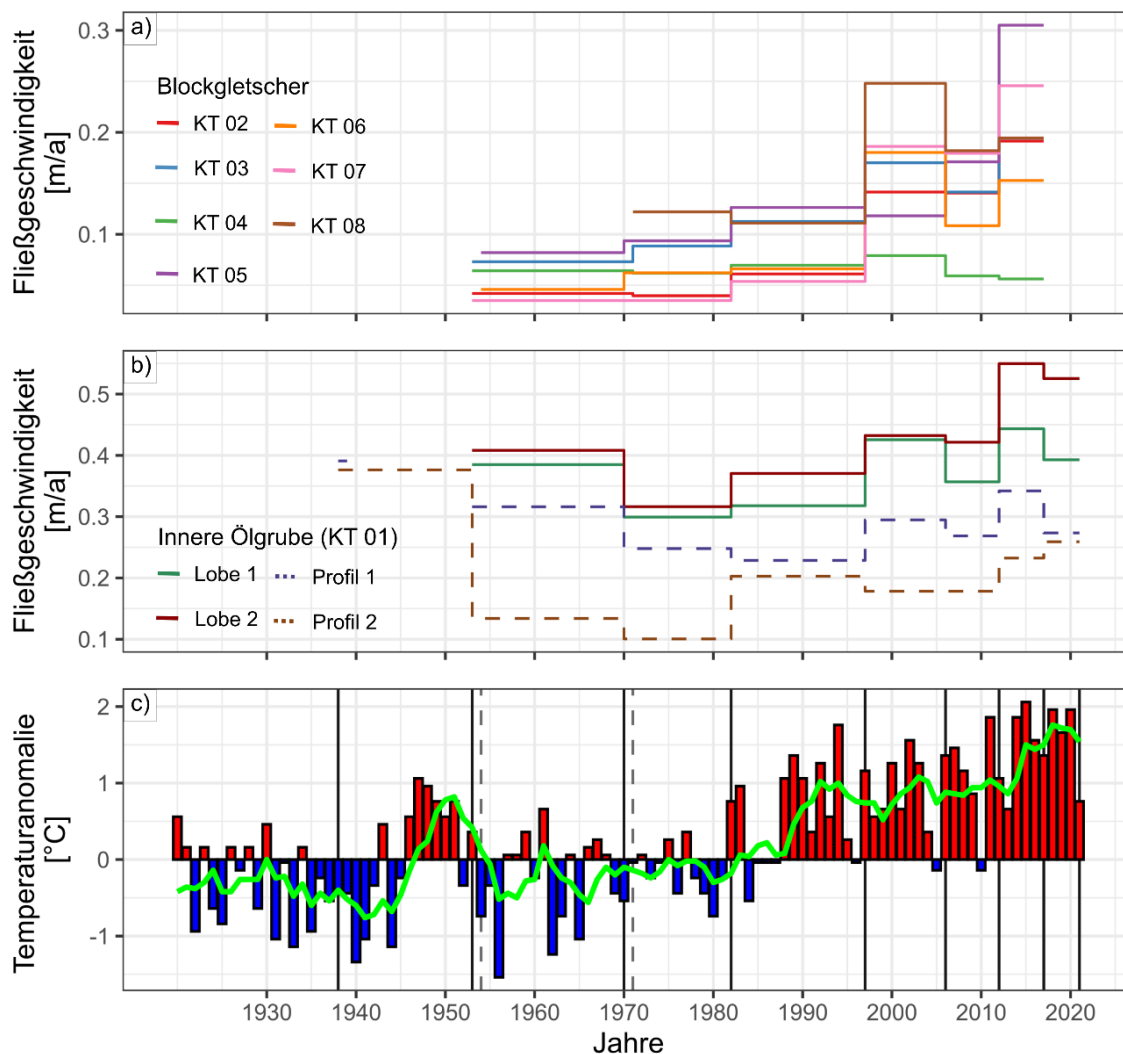


Abbildung 9: (a) Mittlere Fließgeschwindigkeiten der untersuchten Blockgletscher (KT 02 – KT 08) im Kaunertal im Zeitraum von 1953 bis 2017. (b) Differenzierte Fließgeschwindigkeiten des Innere Ölgruben Blockgletschers (KT 01) nach Loben und am Messprofil von Pillewizer (1957) im Zeitraum von 1938 bis 2021. (c) Mittlere jährliche Lufttemperaturanomalie an der meteorologischen Station Obergurgl-Vent (1938 m ü. A.). Die Berechnung der Anomalie erfolgte anhand der Referenzperiode 1961-1990. Schwarze und graue vertikale Linien markieren die analysierten Zeitschritte. Eine umfassende Darstellung, die neben der Temperatur zusätzlich den Niederschlag, eine saisonale Differenzierung sowie die Dauer der Schneedecke berücksichtigt, ist in Artikel 1, Abbildung 12 ersichtlich. (Verändert nach Fleischer et al. (2021a; 2022))

Ein zusätzlicher Faktor, der aus der Analyse der Schneedaten extrahiert werden konnte, betrifft das Ende der Schneeschmelze. Im Untersuchungszeitraum zeigte sich hierfür ein negativer Trend, insbesondere seit Beginn der 1990er Jahre, als fast durchgehend negative Anomalien auftraten. Dieser Faktor ist für die Geschwindigkeitsentwicklung von Blockgletschern von großer Bedeutung. Wirz et al. (2016) zeigen, dass die saisonale Beschleunigung von Blockgletschern mit dem Nullgradniveau während der Schneeschmelze korreliert. Kenner et al. (2020) identifizieren das Ende des Gefrierens der Auftauschicht sowie den Beginn der Schneeschmelze als wesentliche Einflussfaktoren auf die Fließgeschwindigkeit von Blockgletschern. Demnach könnte der Zeitpunkt des Endes der Schneeschmelze im Einzugsgebiet als ein weiterer bestimmender Faktor für die beobachtete Beschleunigung angesehen werden. Diese Beobachtung resultiert nicht nur in einer früheren Verfügbarkeit von flüssigem Wasser, sondern verlängert ebenso die schneefreie Periode. Daraus ergibt sich eine Ausdehnung des Zeitraums, in dem Temperaturen die Permafrostschicht beeinflussen können. Dies könnte potenziell zu den gemessenen erhöhten Fließgeschwindigkeiten

beitragen. Der Beginn der Schneebedeckung und das Vorhandensein einer signifikanten Schneedecke (> 50 cm) zeigten hingegen keinen signifikanten Trend. Auch die Analysen der Anomalien innerhalb der untersuchten Zeitperioden zeigten kaum Zusammenhänge mit der kinematischen Entwicklung.

Obwohl der allgemeine alpenweite Trend der Blockgletscherbeschleunigung seit den 1990er Jahren auf der Einzugsgebietsskala bestätigt werden konnte, zeigt das Verhalten der Blockgletscher und Blockgletscherloben desselben Blockgletschers (KT 01) räumliche und zeitliche Unterschiede, einschließlich einiger atypischer Entwicklungen bei einzelnen Blockgletschern. Die Blockgletscher KT 02, KT 07 und KT 04, die durch ähnliche Expositionen, Dimensionen und Höhenlagen gekennzeichnet sind, verhalten sich dennoch unterschiedlich. Dieses unterschiedliche Verhalten könnte möglicherweise auf eine Reihe von Faktoren zurückzuführen sein. Zunächst könnte die Topographie eine Rolle spielen, da KT 04 eine merklich geringere durchschnittliche Hangneigung aufweist als die anderen zwei. Darüber hinaus könnten strukturelle Faktoren von Bedeutung sein. Ein signifikanter Volumenverlust und die Bedeckung des Gletschers KT 04 durch LIA-Gletscher weisen auf einen hohen Eisanteil hin. Im Gegensatz dazu sind KT 02 und KT 07 talusverbunden und weisen, abgesehen von der jüngsten Epoche, keinen oder nur geringen Volumenverlust auf. Zuletzt könnte das unterschiedliche Verhalten auch auf eine Änderung des Fließmechanismus zurückzuführen sein, zum Beispiel durch die Entstehung oder Reaktivierung einer Scherzone. Es sind jedoch eine weiterführende Analyse erforderlich, um diese Vermutungen zu bestätigen.

Eine Korrelationsanalyse zeigt, dass für Lobe 1 von KT 01 keine signifikante Korrelation zwischen den mittleren Fließgeschwindigkeiten und der MAAT besteht, während eine solche Korrelation für Lobe 2 nachweisbar ist. Zudem zeigen sich leicht abweichende Reaktionen der einzelnen Blockgletscher auf ähnliche äußere Faktoren in Bezug auf Zeitpunkt, Ausmaß und lokal zeitliche Spitzenwerte. Dies weist auf eine unterschiedliche Sensitivität, Reaktion oder Reaktionszeit der einzelnen Blockgletscher auf inner-, zwischen- oder mehrjährige Schwankungen und Änderungen der äußeren Antriebsparameter hin. Darüber hinaus weisen die signifikant gesteigerten Fließgeschwindigkeiten von KT 01 im Zeitraum von 1938 bis 1953 sowie der markante Frontvorstoß, insbesondere des Lobe 1 zwischen 1922 und 1953, darauf hin, dass diese Phänomene nicht ausschließlich der kurzen Warmphase von 1946 bis 1951 zuzuschreiben sind. Dies wird vor allem deutlich, wenn man in Betracht zieht, dass der anhaltende Temperaturanstieg seit Mitte der 1980er Jahre sowohl von längerer Dauer als auch von höherer Intensität war. Es liegt nahe, dass sowohl die Infiltration von Schmelzwasser in den Permafrostkörper vom Gletscher im Einzugsgebiet als auch das intensive Abschmelzen des darüber liegenden Toteises die Deformation begünstigt haben könnten. Dies kann durch eine Reduktion der effektiven Spannung im Permafrosteis (siehe Ikeda et al. 2008) und eine Förderung des basalen Gleitens am Scherhorizont durch erhöhten Porenwasserdruck (siehe Buchli et al. 2018) erreicht werden. Untermauert wird diese Hypothese durch die saisonale Untersuchung der Fließgeschwindigkeiten von Krainer und Mostler (2006), die während der Schmelzsaison erhöhte Werte nachwiesen. Dies deutet darauf hin, dass das Schmelzwasser einen signifikanten Einfluss auf die Fließgeschwindigkeiten von KT 01 haben dürfte.

Die Untersuchung der Oberflächenhöhenänderungen von Blockgletschern und deren Zusammenhang mit der Gletscherüberprägung zum Ende der LIA zeigt aufschlussreiche Ergebnisse.

Während die Fließgeschwindigkeiten der Blockgletscher ab 1953 weniger stark mit der Gletscherüberprägung zum Ende der LIA korrelieren, besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Änderung der Oberflächenhöhe und der Gletscherüberprägung. Blockgletscher, die zum Ende der LIA von Gletschern überprägt wurden, zeigen signifikant größere Änderungen der Oberflächenhöhe im Vergleich zu Blockgletschern ohne Gletscherüberprägung. Der Grund für diese Unterschiede kann wahrscheinlich auf einen höheren Eisgehalt zurückgeführt werden. Es ist anzunehmen, dass die Überprägung durch Gletschereis zu einer zusätzlichen Eisakkumulation in der Struktur der Blockgletscher geführt haben muss, beispielsweise durch die Ablagerung von Toteiskörpern. Folglich lässt sich feststellen, dass die Gletscherüberprägung zum Ende der LIA langfristige Auswirkungen auf die Morphologie und Dynamik der Blockgletscher haben kann.

Die Identifikation des Klimasignals, insbesondere des Klimawandels, erweist sich als wesentlich komplexer als ursprünglich vermutet. Selbst für eine Studie von solch großem Umfang unter Berücksichtigung einer Vielzahl an Blockgletschern stellt dies eine große Herausforderung dar. Die Kinematik der Blockgletscher, die auf den ersten Blick eine direkte Korrelation zu suggerieren scheint - bei Erwärmung steigt die Geschwindigkeit - offenbart in der tatsächlichen Analyse eine weitreichende Komplexität. Obwohl die globale Erwärmung zweifellos einen signifikanten Einfluss ausübt, lässt sich kein klarer monokausaler Zusammenhang erkennen, da zusätzliche Faktoren wie Schneedecke, Niederschlag oder Gletscherüberprägung ebenfalls eine entscheidende Rolle spielen. Die Differenzierung der Auswirkungen dieser einzelnen Faktoren stellt eine Herausforderung dar, die durch die beträchtliche Variabilität interner Faktoren, wie der Mächtigkeit des Auftauhorizonts, des Eisgehalts oder des Bewegungsanteils im Scherhorizont, noch verstärkt wird.

8.5. Ziel V – Entstehung und zukünftige Entwicklung einer blockgletscherähnlichen Landform im Kontext des Klimawandels

Das in Artikel 3 der Dissertation verfolgte Ziel V und die damit verbundenen Fragestellungen konzentrieren sich im Wesentlichen auf die Untersuchung einer markanten Schuttbedeckung am Zwieselbachferner im Horlachtal, der in den meisten Jahren unterhalb der ELA liegt. Der Standort unterhalb der ELA ist eine entscheidende Voraussetzung für die im Folgenden beschriebenen Entwicklungen. Sollte die Lage oberhalb der ELA sein, könnte die Schuttbedeckung durch Akkumulationsprozesse in den Gletscher integriert werden.

Die Ergebnisse der Untersuchung sind zusammenfassend in Abbildung 10 dargestellt. Die Analysen zeigen, dass die Schuttdecke zwischen dem 4. September 2003 und dem 18. September 2004 durch einen $19.267 \text{ m}^3 \pm 204 \text{ m}^3$ großen Felssturz entstanden ist und im Jahr 2006 eine Ablagerungsfläche von 15.920 m^2 aufweist. Die Abschätzung der Mächtigkeit des Schutts nach dem ersten Felssturz ergab, dass diese zwischen mehreren Metern und einigen Dezimetern variiert. Die größte Mächtigkeit befindet sich im gletscherabwärts gelegenen Teil der Landform und nimmt zur Felswand hin ab. Nach dem initialen Felssturz wurden im Bereich der Felswand oberhalb der Landform bis 2022 insgesamt 13 weitere Felsstürze mit Volumina von $67 \text{ m}^3 \pm 6 \text{ m}^3$ bis $4.250 \text{ m}^3 \pm 121 \text{ m}^3$ detektiert, die sich überwiegend im oberen Bereich der Landform ablagerten. Obwohl im gesamten Felswandbereich MAGT unter 0°C und damit Permafrost modelliert wurde, könnte die Erwärmung des Permafrosts und hier insbesondere die Zunahme des Auftauhorizonts (Etzelmüller

et al. 2020; Smith et al. 2022), die Felswand destabilisieren und zu größeren Felsstürzen sowie einer höheren Frequenz geführt haben (Gruber und Haeberli 2007; Krautblatter et al. 2013; Noetzli et al. 2003). Die Hitzewelle im Sommer 2003 könnte ein Auslöser für den ersten Felssturz gewesen sein (Ravanel et al. 2017). Zudem muss die Felswand oberhalb der Landform durch eine lithologische Schwächezone charakterisiert sein, da die Häufigkeit und Magnitude der Felsstürze hier höher ist als in anderen Bereichen der Felswand. Die Schuttschicht des Felssturzmaterials isoliert das darunter liegende Gletschereis und führt zu einer um den Faktor 5 bis 6 verringerten Höhenänderung der Oberfläche im Vergleich zum umgebenden Gletscher, was zur Bildung einer steilen Front und Flanken führt. Diese erreichen im Jahr 2022 eine maximale Höhe von bis zu 30 m. Durch das seitliche Abschmelzen des Eiskörpers verliert der Schutt an den oberen Rändern sein Widerlager, was zu kleineren Massenbewegungen und einer Schuttbedeckung der Flanken führt. Dieser Prozess stellt einen negativen Rückkopplungseffekt dar, da die Flanken wiederum durch die Schuttlagerung isoliert werden.

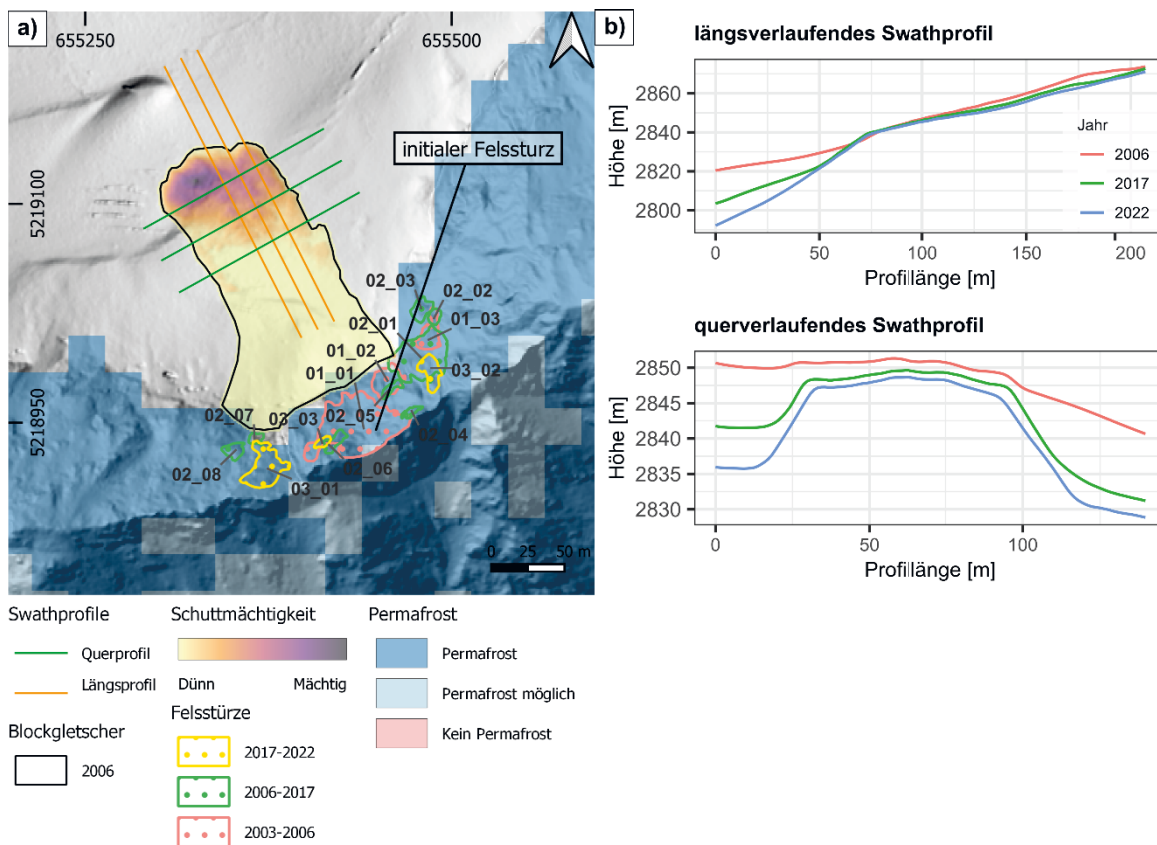


Abbildung 10: a) In dieser Abbildung werden Gebiete dargestellt, in denen Felssturzablösungen auf Basis von DoDs kartiert wurden. Zusätzlich wird die Permafrostmodellierung nach Kenner et al. (2019) gezeigt sowie die Schuttmächtigkeit, die nach dem initialen Felssturz bestimmt wurde. b) Die Abbildung zeigt Swathprofile der Landform von den DHMs aus den Jahren 2006, 2017 und 2022. Die Lage der Profile ist in Abbildung a) dargestellt. (verändert nach Fleischer et al. (2023))

Der Zwieselbachferner wies zwischen 2006 und 2017 einen Volumenverlust von $-315.335 \text{ m}^3/\text{a} \pm 4.506 \text{ m}^3/\text{a}$ und zwischen 2017 und 2022 von $-255.666 \text{ m}^3/\text{a} \pm 1.860 \text{ m}^3/\text{a}$ auf und seine Fläche nahm zwischen 2006 und 2022 von $0,42 \text{ km}^2$ auf $0,26 \text{ km}^2$ ab. Im Beobachtungszeitraum von 2006 bis 2022 offenbarte sich eine moderate Reduktion der mittleren Eisdicke im schuttbedeckten Bereich, mit einem Rückgang von $23,5 \text{ m}$ auf $21,8 \text{ m}$. Im Gegensatz dazu war der umliegende Gletscher, definiert als ein Umkreis von 50 m um die betrachtete Landform, einer weitaus signifikanteren Abnahme ausgesetzt, wobei die mittlere Eisdicke von ursprünglich 31 m auf lediglich 14 m reduziert wurde.

Die Fließgeschwindigkeit des umgebenden Gletschers konnte im Rahmen der Studie leider nicht bestimmt werden, da hier keine Blöcke als Markierungen vorhanden waren. Die Fließgeschwindigkeit der Schuttmassen jedoch zeigt eine räumlich inhomogene Verlangsamung von 0,77 m/a (2009-2015) auf 0,41 m/a (2018-2022) und danach eine geringe räumliche Variabilität. Die gemessene Fließgeschwindigkeit an der Oberfläche ist wahrscheinlich das Ergebnis einer Kombination aus Gletscherkriechen, Gleiten der Schuttmassen an der Schutt-Gletscher-Grenzfläche und Deformationsprozessen innerhalb der Schuttmassen.

Die Extrapolation der Eisdicke unter der Annahme konstanter Schmelzraten deutet darauf hin, dass der umgebende Gletscher bis 2042 vollständig abgeschmolzen sein wird, während der schuttbedeckte Teil als blockgletscherähnliche, periglaziale Landform in der postglazialen Landschaft erhalten bleiben dürfte. Obwohl ähnliche Landformen z.B. von Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann (2018) in der Schobergruppe, Österreich, und von Gomez et al. (2003) in der Sierra Nevada, Spanien, beschrieben wurden, ist die Genese einer solchen Landform bisher nicht näher untersucht worden.

Die weitere Entwicklung solcher Geländeformen hängt wesentlich von der Mächtigkeit des Gletschers zum Zeitpunkt des Felssturzes sowie von der Mächtigkeit der Schuttablagerung ab. Darüber hinaus sind das Vorhandensein bzw. die Ausbildung von Permafrost, die Abschmelzrate des Eiskerns, die Entwicklung der Oberflächenmorphologie, der Materialeintrag und die Fließbewegung der Landform wichtige Einflussfaktoren (Berthling 2011; Monnier und Kinnard 2017). Bezüglich der Oberflächenmorphologie zeigt sich seit 2006 eine relativ gleichmäßige Entwicklung der Landform, wobei das Abschmelzen und die Umverteilung von englazialen Schutt die Schuttmächtigkeit und deren räumliche Variabilität verändern könnte. Dies könnte zu einer inkohärenten Oberflächenmorphologie führen (Mölg et al. 2020; Westoby et al. 2020). Permafrostbedingungen könnten sich nach einer Deglazialisierung eines Gebietes einstellen (Kneisel 2003), allerdings ist der Nachweis von Permafrost aufgrund fehlender in-situ Messungen schwierig. Klassischer Permafrost kann jedoch in den oberen Bereichen der Landform unter den perennierenden Schneefeldern vermutet werden. Die beobachtete Denudationsrate der Felswand ist im Vergleich zur allgemeinen alpinen Felserosion deutlich erhöht (vgl. Draebing et al. 2022). Der Zeitraum von 2006 bis 2022 reicht jedoch nicht aus, um allgemeine Denudationsraten zuverlässig abzuschätzen. Es ist jedoch davon auszugehen, dass auch in Zukunft durch Felsstürze in diesem Gebiet Schutt in den oberen Bereich der Geländeform eingetragen wird. In Kombination mit den perennierenden Schneefeldern können diese durch schuttbedingte Akkumulation als Schnee oder Eis konserviert und in die Landform integriert werden (Petersen et al. 2020). Hinsichtlich der Fließgeschwindigkeit liefern die gemessenen Oberflächenbewegungen von 0,41 m/a keine aussagekräftigen Informationen über die zukünftige Fließgeschwindigkeit der Landform nach dem Abschmelzen des umgebenden Gletschers. Ähnliche Landformen, die ebenfalls einen Eiskern und ähnliche Hangneigungen aufweisen, zeigen jedoch auch Fließgeschwindigkeiten nach der Deglaziation (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2018; Azizi und Whalley 1995).

Obwohl im Rahmen von Artikel 3 keine systematische Analyse von Felsstürzen auf Gletschern unterhalb der ELA durchgeführt werden konnte, zeigt Abbildung 11 exemplarisch Beispiele für ähnliche Schuttbedeckungen auf kleinen Gletschern unterhalb der ELA, die sich vermutlich ähnlich

wie die zuvor beschriebene Landform entwickeln. Dies unterstreicht, dass das untersuchte Fallbeispiel kein Einzelfall ist, sondern dass zukünftig eine Vielzahl dieser Landformen infolge des Klimawandels auftreten dürften.

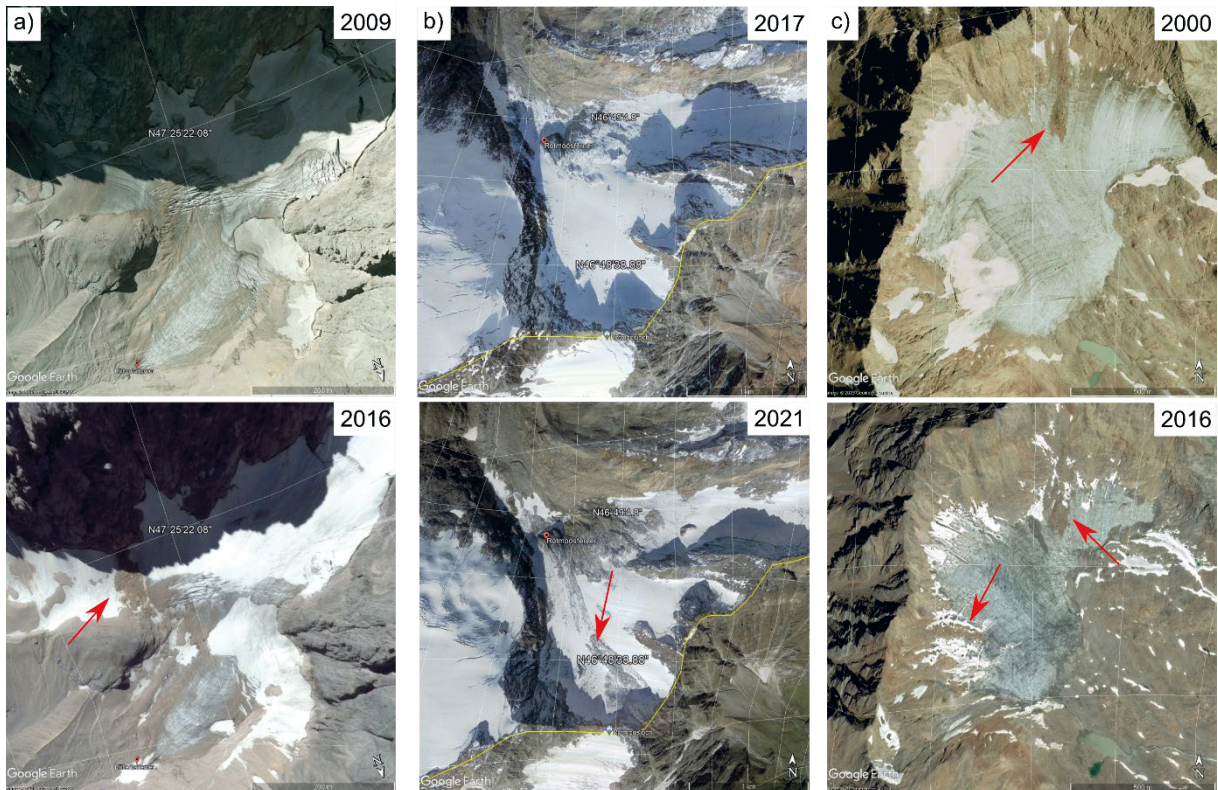


Abbildung 11: Beispiele für weitere mögliche größere Steinschläge aus Karrrückwänden. a) Höllentalferner, Wetterstein Gebirge, Germany. b) Rotmoosferner, Ötztal Alps, Tyrol, Austria. c) Riffel Ferner N, Ötztal Alps, Tyrol, Austria. Mögliche Steinschlagablagerungen auf den jeweiligen Gletschern sind mit einem roten Pfeil markiert. Bilddaten: Google, GeoBasis-DE/BKG, Geoimage Austria.

8.6. Anwendung der Methodik in weiteren Untersuchungsgebieten

Im Rahmen des SEHAG-Projektes wurden die in den Fachartikeln entwickelten Methoden und Analysen soweit möglich auf die anderen Untersuchungsgebiete des Projektes ausgedehnt. Dies betrifft insbesondere die Inventarisierung der Blockgletscher anhand kinematischer Eigenschaften und die damit verbundene Untersuchung der räumlichen Verteilung und der kinematischen Unterschiede. Darüber hinaus wurde die Analyse der multidekadischen Blockgletscherkinematik auch im Horlachtal, Stubai Alpen, Österreich, erfolgreich durchgeführt. Die erzielten Ergebnisse werden im Folgenden kurz dargestellt und mit den Erkenntnissen der zuvor vorgestellten Forschungsarbeiten verknüpft.

Im Rahmen des SEHAG Projektes wurden im Kaunertal 15, im Horlachtal 11 und im Martelltal 30 Blockgletscher als aktiv eingestuft. Die Unterschiede in der Anzahl der aktiven Blockgletscher können auf verschiedene Faktoren wie strukturelle und geologische Gegebenheiten sowie die Höhenlage der jeweiligen Einzugsgebiete zurückgeführt werden. Die räumliche Verteilung zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit der Situation im Kaunertal. Sehr deutlich wird, dass in nordexponierten Lagen mehr aktive Blockgletscher zu beobachten sind, während in südexponierten Lagen weniger, dafür aber höher gelegene aktive Blockgletscher zu finden sind (Abbildung 12). Die Höhenverteilung der Blockgletscher im Horlachtal entspricht weitgehend jener im Kaunertal. Im Gegensatz dazu

treten aktive Blockgletscher im Martelltal erst ab einer Höhe von 2.627 m auf, was auch auf die Höhenlage des Untersuchungsgebietes zurückzuführen sein könnte. Bemerkenswert ist, dass ein nordöstlich exponierter Blockgletscher im Horlachtal auf 2.293 m darauf hinweist, dass aktive Blockgletscher auch unterhalb der Permafrostgrenze vorkommen können (vgl. Abbildung 2).

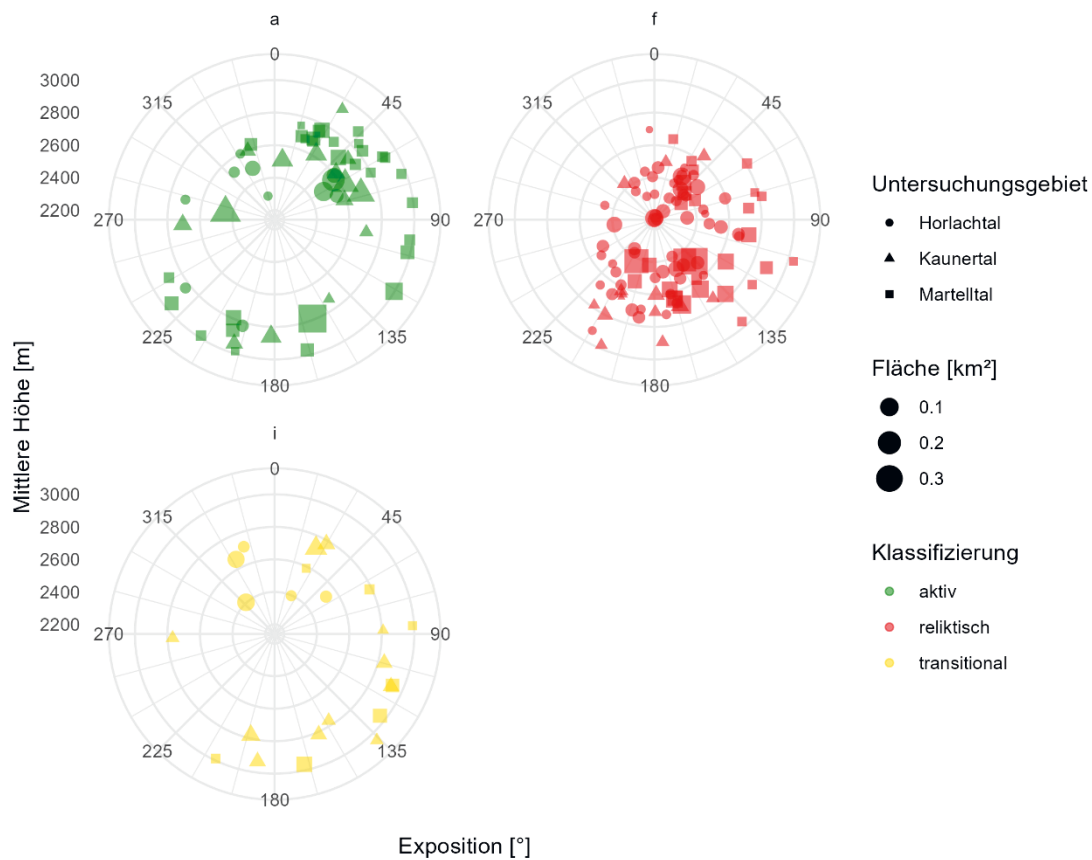


Abbildung 12: Polardiagramm der Höhenlage, Exposition und Größe der Blockgletscherklassen in den Untersuchungsgebieten Kaunertal, Horlachtal und Martelltal.

Der in Kapitel 8.1. erläuterte Nutzen der Einbeziehung kinematischer Eigenschaften zur Klassifizierung von Blockgletschern wird durch die Berücksichtigung mehrerer Einzugsgebiete deutlich unterstrichen. Im Horlachtal, für das auch Inventare von Krainer und Ribis (2012) sowie Wagner et al. (2020) vorliegen, und im Martelltal wurden ähnliche Fehlklassifikationen wie in Tabelle 1 für das Kaunertal beobachtet. Diese konnten durch die kinematisch basierte Klassifikation erfolgreich korrigiert werden. Im Martelltal konnten zudem 11 Blockgletscher, die im Südtiroler Blockgletscherkataster keiner Klasse zugeordnet waren, entsprechend klassifiziert werden.

Die aktuellen durchschnittlichen Fließgeschwindigkeiten der Blockgletscher im Horlachtal bewegen sich zwischen 0,09 m/a und 0,74 m/a, während sie bei den Blockgletschern im Martelltal zwischen 0,06 m/a und 0,90 m/a liegen. Bei der Analyse der Fließgeschwindigkeiten für alle Blockgletscher konnte, ähnlich wie bei der Untersuchung für das Kaunertal, keine klare Korrelation zwischen Fließereigenschaften und räumlicher Lage festgestellt werden. Obwohl aus Abbildung 12 erkennbar ist, dass aktive, eher nordexponierte Blockgletscher in größeren Höhen vorkommen, weisen die Fließereigenschaften keinen eindeutigen Zusammenhang mit der Höhenlage oder der Exposition auf. Dies unterstreicht die zuvor getroffene Aussage, dass die Fließgeschwindigkeit der Blockgletscher unabhängig von deren Höhenlage oder Exposition ist.

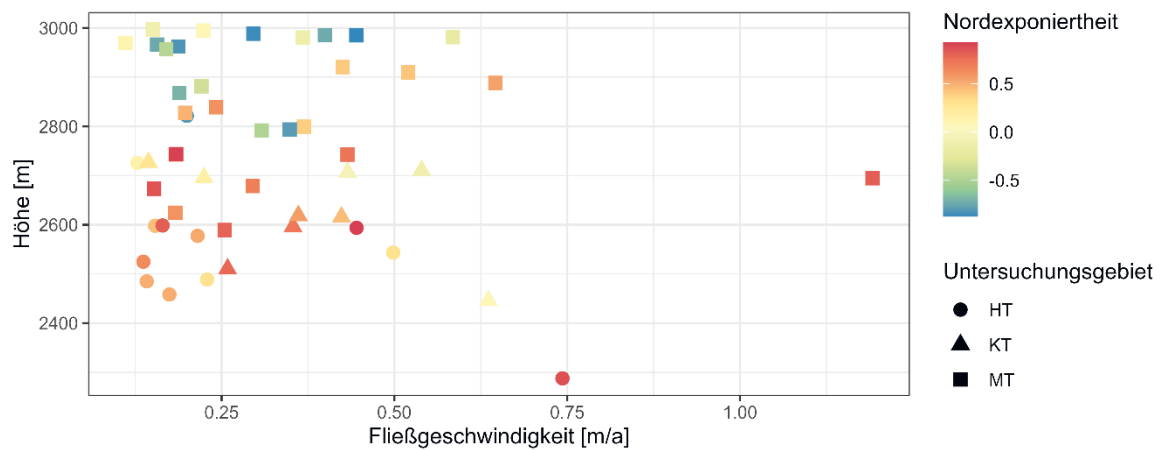


Abbildung 13: Diagramm der Höhe und der Fließgeschwindigkeit der aktiven Blockgletscher in den Untersuchungsgebieten Kautal (KT), Horlachtal (HT) und Martelltal (MT). Die Farbskala stellt die Nordexponiertheit der Blockgletscher dar.

Die Analyse der historischen Blockgletscherkinematik im Horlachtal wurde, analog zur Methodik in Artikel 1, sowohl für die Oberflächenhöhenänderung (Abbildung 15) als auch für die Fließgeschwindigkeit (Abbildung 14) durchgeführt. Die Durchführung einer adäquaten Analyse für das Martelltal erwies sich als nicht machbar. Grund hierfür waren unquantifizierbare Fehler, die in DHMs auftraten, welche mittels SfM-MVS aus historischen Luftbildern generiert wurden. Im Hinblick auf den Vergleich der Werte zwischen dem Kautal und dem Horlachtal ist es wichtig, die Unterschiede in den betrachteten Zeiträumen zu berücksichtigen. Hinsichtlich der Fließgeschwindigkeit zeigt sich bei den Blockgletschern des Horlachtals ein ähnliches Muster wie im Kautal. Die jeweilige Variabilität der Entwicklung innerhalb der Einzugsgebiete ist jedoch groß, sodass eine unterschiedliche Entwicklung zwischen den Einzugsgebieten beispielsweise aufgrund variierender Klimaeinflüsse nicht eindeutig nachweisbar ist. Eine deutliche Beschleunigung unterschiedlicher Ausprägung ist im Zeitraum 1997-2006 auch im Horlachtal zu erkennen, wobei HT 05 erst in der Epoche 2006-2019 eine Beschleunigung aufweist. Im Hinblick auf die zeitliche Entwicklung der Fließgeschwindigkeiten sowie die Magnituden der Beschleunigung, lassen sich entsprechende Parallelen zum Kautal erkennen. Die beträchtliche Beschleunigung des HT 01 erscheint beispielsweise analog zur jenen des KT 07. Bei beiden Blockgletschern handelt es sich um vergleichsweise kleine Landformen, die sich jedoch in Höhenlage und Exposition deutlich unterscheiden. Die konstatierte Ähnlichkeit in der Beschleunigung zwischen HT 01 und KT 07 könnte folglich auf vergleichbare Bedingungen in ihren jeweiligen Umgebungen oder auf interne Prozesse hindeuten. Die spezifischen Mechanismen, die zu diesem Phänomen führen, konnten indes noch nicht eindeutig identifiziert werden.

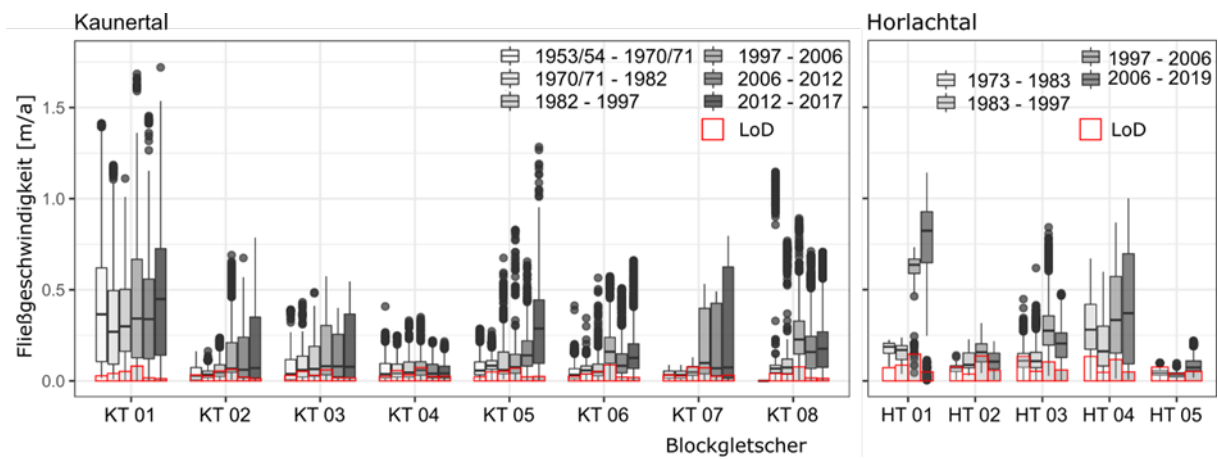


Abbildung 14: Vergleichende Darstellung von Boxplots der Fließgeschwindigkeiten für Blockgletscher im Kaunertal über sechs Epochen (1953-2017) und im Horlachtal über vier Epochen (1973-2019).

Die mittleren Änderungen der Oberflächenhöhe im Hochlachtal über den gesamten Untersuchungszeitraum von 1953 bis 2019 liegen zwischen $-0,025 \text{ m/a} \pm 0,002 \text{ m/a}$ und $0,001 \text{ m/a} \pm 0,001 \text{ m/a}$ und damit im Bereich der Werte der Blockgletscher im Kaunertal. Die Beobachtung, dass gletschervorfeldverbundene Blockgletscher (HT 02, HT 03, HT 04) signifikant höhere Werte aufweisen als talusverbundene Blockgletscher (HT 01), wird durch diese Untersuchung bestätigt. Die zeitliche Entwicklung von HT 01 ist z.B. vergleichbar mit KT 02 oder KT 07. Für die zeitliche Entwicklung von HT 02 und HT 03 gibt es im Kaunertal keine Entsprechung, da hier die Maximalwerte der Oberflächenhöhenänderung zwischen 1973 und 2006 bzw. 1953 und 1973 auftreten. Ein möglicher Grund dafür könnte die Gletscherbedeckung dieser Blockgletscher sein, die offenbar bis mindestens 1933 großflächig vergletschert waren. Dies geht aus einer historischen Karte des DAV (Finsterwalder et al. 1933) hervor. In der Folgezeit weisen sie daher analog zu KT 01 zwischen 1922 und 1953 erhöhte bzw. veränderte Oberflächenhöhenänderungen auf, das vermutlich durch das Austauen von schuttbedecktem Toteis verursacht wurde.

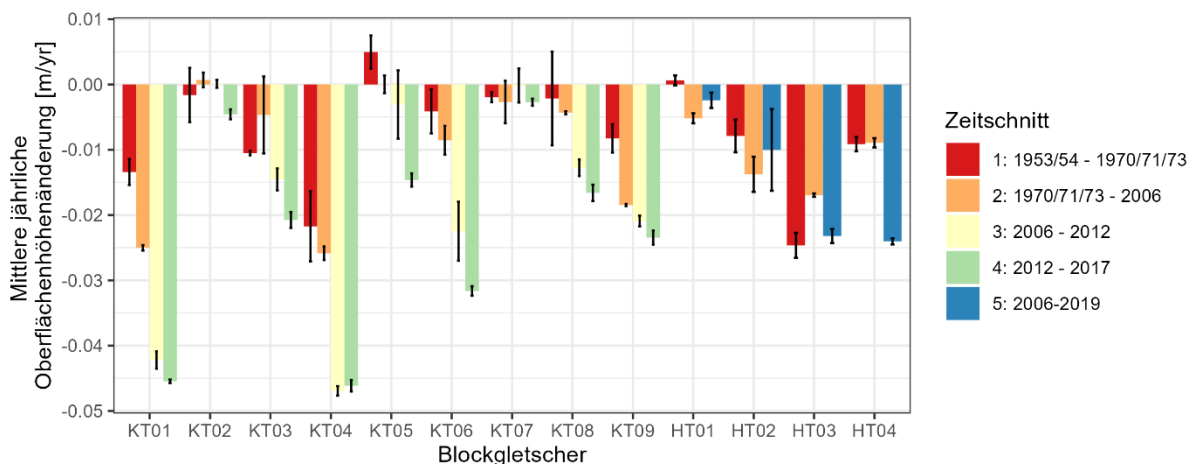


Abbildung 15: Mittlere jährliche Oberflächenveränderung für neun Blockgletscher im Kaunertal über vier Epochen von 1953 bis 2019 und für vier Blockgletscher im Horlachtal über drei Epochen von 1953 bis 2019. Die schwarzen Balken zeigen die berechneten Unsicherheiten gemäß Anderson (2019). Die Blockgletscher KT 01, KT 03, KT 04, KT 09, HT 2, HT 3 und HT 4 sind gletschervorfeldverbunden.

9. Schlussfolgerungen und Forschungsperspektiven

Die vorliegende kumulative Dissertation zeigt, dass die kinematisch basierte Inventarisierung ein vielversprechender Ansatz zur Identifizierung aktiver Blockgletscher ist und durch den messbasierten Ansatz verlässlichere Ergebnisse bezüglich der Klassifizierung von Blockgletschern liefert als in bestehenden Inventaren verwendete Ansätze. Die Kombination historischer und moderner Fernerkundungsdaten ermöglichte die retrospektive und damit langfristige Untersuchung der Blockgletscherkinematik, wodurch ein allgemeiner Trend in der Kinematik festgestellt werden konnte, der mit der alpenweit nachgewiesenen Beschleunigung ab den 1990er Jahren konsistent ist. Dieser Trend kann insbesondere auf die Zunahme der Frühlings- und Sommertemperaturen, Veränderung der Niederschlagsmuster und der Dauer bzw. des Endes der Schneebedeckung zurückgeführt werden und damit sehr gut mit der Erwärmung als Folge des aktuell ablaufenden Klimawandels in Verbindung gebracht werden. Der Einfluss der einzelnen Variablen in Bezug auf die Blockgletscherkinematik konnte dagegen quantitativ nicht differenziert, sondern nur qualitativ herausgearbeitet werden. Dennoch weisen die Ergebnisse stark darauf hin, dass gerade die atmosphärische Erwärmung die Erwärmung des Permafrostkörpers der Blockgletscher regulieren, was zu Veränderungen seiner Fließeigenschaften führt. Auch die Veränderungen in der Verfügbarkeit von flüssigem Wasser, deuten darauf hin, dass dieses für die Fließbewegung in den Scherhorizonten mit beeinflussend ist.

Die detaillierte Analyse des Innere Ölgruben Blockgletschers im Kaunertal bestätigt diese Annahmen und stellt durch die Erweiterung des Untersuchungszeitraums bis 1922 auch kürzere Warmphasen und insbesondere die Gletscherüberprägung im Bezug auf die Kinematik als wichtigen Faktor heraus. Es wird angenommen, dass die Gletscherschmelze sowie das Abschmelzen des Toteises zu einer gesteigerten Wasserverfügbarkeit beitragen, zudem beeinflusst die Gletscherentlastung das Spannungs- und Fließfeld. Die Kombination dieser Faktoren resultiert in erhöhten Fließbewegungen. In zukünftigen Arbeiten wäre es daher wichtig diesen Zusammenhang durch weitere retrospektive Analysen oder anhand von rezente Beispielen weiterführend zu untersuchen, um so die Stichprobe zu erhöhen.

Die Untersuchungen zur multidekadischen Blockgletscherkinematik zeigen eine große Variabilität in den Reaktionen einzelner Blockgletscher und Blockgletscherloben auf ähnliche äußere Einflüsse. Die unterschiedliche Sensitivität, Reaktion oder Reaktionszeit einzelner Blockgletscher und Blockgletscherloben auf mehrjährige Schwankungen und Änderungen der externen Antriebsparameter unterstreicht die Bedeutung interner Faktoren für die Kinematik und die Komplexität dieser Geosysteme. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit eines integrativen Ansatzes in der kinematischen Analyse, der auch die interne Struktur, den Aufbau und die Prozessdynamik von Blockgletschern berücksichtigt. Die Kombination von retrospektiven Analysen der Multidekadenkinematik und Messungen der Kurzzeitkinematik, in Verbindung mit geophysikalischen Untersuchungen zum inneren Aufbau von Blockgletschern und direkten Messungen der meteorologischen und hydrologischen Gegebenheiten vor Ort, würde zu einem besseren Verständnis des Zusammenhangs zwischen interner Struktur, externen Einflussfaktoren und der Kinematik verschiedener Blockgletscher führen. Zusätzlich könnte eine Verdichtung der Zeitschnitte, etwa durch die Analyse historischer terrestrischer Fotografien, dazu beitragen, den

Zeitpunkt und das Ausmaß der Beschleunigung verschiedener Blockgletscher präziser zu bestimmen. Dies würde eine weitere Verbesserung des Verständnisses der aktuellen Dynamik im Zusammenhang mit sich ändernden externen Faktoren zur Folge haben. Die Erfahrungen aus dem SEHAG Projekt zeigen, dass solche Formen nicht im Fokus der damaligen Fotografen lagen. Daher sollte der Ansatz sein, dass man vor der Wahl eines Untersuchungsobjektes gezielt terrestrische Fotografien sucht, die solche Landformen abbilden und diese anschließend mit historischen Luftbildern und neueren Messdaten zusammenführt.

Der Einfluss des Klimawandels auf die Entstehung und mögliche zukünftige Entwicklung blockgletscherähnlicher Landformen ist ein weiterer zentraler Aspekt dieser Arbeit. Die Ergebnisse zeigen, dass der Klimawandel ein wichtiger Faktor bei der Entstehung und Entwicklung dieser Landformen ist, insbesondere im Zusammenhang mit der Gletscherdynamik, der Schutzzufuhr und der thermischen Isolation des darunterliegenden Eises. In Anbetracht der Veränderungen in den klimatischen Bedingungen sollten zukünftige Studien die Entstehung und Entwicklung blockgletscherähnlicher Landformen auf größeren Skalen untersuchen, um das zukünftige Erscheinungsbild und die Prozessdynamik der gegenwärtig vergletscherten Gebiete besser zu verstehen. Ein systematischer Ansatz zur Untersuchung der Interaktion zwischen Schutt und Gletschern auf kleinen Gletschern unterhalb der ELA, sowohl in der Retrospektive als auch in der Vorausschau möglichst alpenweit wäre hier wünschenswert, um großräumiger gültige Analysen durchzuführen. Die Ergebnisse der in diese Arbeit integrierten Fallstudie zeigen, dass sich die zukünftige Entwicklung solcher Formen durch eine Kombination von historischen und aktuellen Fernerkundungsdaten, ergänzt durch Feldstudien, sehr gut realisieren lassen würde. Dadurch könnte ein vertieftes Verständnis der Häufigkeit, der zukünftigen Entwicklung, potenzieller Korrelationen mit lithologischen Gegebenheiten oder Reliefparametern sowie der Beständigkeit solcher geomorphologischen Strukturen erreicht werden.

Literaturverzeichnis

Das Verzeichnis der verwendeten Literatur beinhaltet die Quellen für Teil I und Teil III. Die zugehörigen Literaturangaben zu den einzelnen Forschungspublikationen sind direkt in den jeweiligen Artikeln enthalten.

Adler, C.; Huggel, C.; Orlove, B.; Nolin, A. (2019): Climate change in the mountain cryosphere: impacts and responses. In: *Reg Environ Change* 19 (5), S. 1225–1228. DOI: 10.1007/s10113-019-01507-6.

Anderson, R. S.; Anderson, L. S.; Armstrong, W. H.; Rossi, M. W.; Crump, S. E. (2018): Glaciation of alpine valleys: The glacier – debris-covered glacier – rock glacier continuum. In: *Geomorphology* 311, S. 127–142. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.03.015.

Anderson, S. W. (2019): Uncertainty in quantitative analyses of topographic change: error propagation and the role of thresholding. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 44 (5), S. 1015–1033. DOI: 10.1002/esp.4551.

Arenson, L.; Hoelzle, M.; Springman, S. (2002): Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. In: *Permafrost Periglac. Process.* 13 (2), S. 117–135. DOI: 10.1002/ppp.414.

Auer, I.; Böhm, R.; Jurkovic, A.; Lipa, W.; Orlik, A.; Potzmann, R. et al. (2007): HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. In: *Int. J. Climatol.* 27 (1), S. 17–46. DOI: 10.1002/joc.1377.

Azizi, F.; Whalley, W. (1995): Finite Element Analysis of the Creep of Debris Containing Thin Ice Bodies. In: *Proceedings of the Fifth (1995) International Offshore and Polar Engineering Conference*, S. 336–341.

Bakker, M.; Lane, S. N. (2017): Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 42 (8), S. 1274–1286. DOI: 10.1002/esp.4085.

Barsch, D. (1988): Rockglaciers. In: M.J. Clark (Hg.): *Advances in Periglacial Geomorphology*. Chichester: Wiley, S. 69–90.

Barsch, Dietrich (1996): *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg (Springer Series in Physical Environment, 16).

Berger, J.; Krainer, K.; Mostler, W. (2004): Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). In: *Quat. res.* 62 (3), S. 233–242. DOI: 10.1016/j.yqres.2004.07.002.

Berthling, I. (2011): Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. In: *Geomorphology* 131 (3-4), S. 98–106. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.05.002.

- Bertone, A.; Barboux, C.; Bodin, X.; Bolch, T.; Brardinoni, F.; Caduff, R. et al. (2022): Incorporating InSAR kinematics into rock glacier inventories: insights from 11 regions worldwide. In: *The Cryosphere* 16 (7), S. 2769–2792. DOI: 10.5194/tc-16-2769-2022.
- Besl, P. J.; McKay, N. D. (1992): A method for registration of 3-D shapes. In: *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* 14 (2), S. 239–256. DOI: 10.1109/34.121791.
- Bodin, X.; Thibert, E.; Fabre, D.; Ribolini, A.; Schoeneich, P.; Francou, B. et al. (2009): Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. In: *Permafrost Periglac. Process.* 20 (4), S. 331–344. DOI: 10.1002/ppp.665.
- Bodin, X.; Thibert, E.; Sanchez, O.; Rabatel, A.; Jaillet, S. (2018): Multi-Annual Kinematics of an Active Rock Glacier Quantified from Very High-Resolution DEMs: An Application-Case in the French Alps. In: *Remote Sensing* 10 (4), S. 547. DOI: 10.3390/rs10040547.
- Boeckli, L.; Brenning, A.; Gruber, S.; Noetzli, J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. In: *The Cryosphere* 6 (4), S. 807–820. DOI: 10.5194/tc-6-807-2012.
- Boegel, H.; Schmidt, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. allgemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen. Thun: Ott.
- Bollmann, E.; Klug, C.; Krainer, K.; Rieg, L.; Sailer, R.; Spross, M.; Stötter, J. (2011): Combination of photogrammetry and airborne laser scanning to derive horizontal flow velocities and volume changes of rockglaciers. In: *Geophysical Research Abstracts* 13 (EGU2011-12063-1).
- Brenning, A. (2005): Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S). In: *Permafrost & Periglacial* 16 (3), S. 231–240. DOI: 10.1002/ppp.528.
- Brunetti, M.; Lentini, G.; Maugeri, M.; Nanni, T.; Auer, I.; Böhm, R.; Schöner, W. (2009): Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. In: *Int. J. Climatol.* 29 (15), S. 2197–2225. DOI: 10.1002/joc.1857.
- Buchli, T.; Kos, A.; Limpach, P.; Merz, K.; Zhou, X.; Springman, S. M. (2018): Kinematic investigations on the Furggwanghorn Rock Glacier, Switzerland. In: *Permafrost and Periglac Process* 29 (1), S. 3–20. DOI: 10.1002/ppp.1968.
- Capps, S. (1910): Rock Glaciers in Alaska. In: *The Journal of Geology* 18 (4).
- Ceppi, P.; Scherrer, S. C.; Fischer, A. M.; Appenzeller, C. (2012): Revisiting Swiss temperature trends 1959-2008. In: *Int. J. Climatol.* 32 (2), S. 203–213. DOI: 10.1002/joc.2260.
- Chaix, A. (1923): Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (Note préliminaire). In: *Le Globe, Mémoires* 62, S. 1–35.
- Cicoira, A.; Beutel, J.; Faillettaz, J.; Gärtner-Roer, I.; Vieli, A. (2019a): Resolving the influence of temperature forcing through heat conduction on rock glacier dynamics: a numerical modelling approach. In: *The Cryosphere* 13 (3), S. 927–942. DOI: 10.5194/tc-13-927-2019.

- Cicoira, A.; Beutel, J.; Faillettaz, J.; Vieli, A. (2019b): Water controls the seasonal rhythm of rock glacier flow. In: *Earth and Planetary Science Letters* 528, S. 115844. DOI: 10.1016/j.epsl.2019.115844.
- Cicoira, A.; Marcer, M.; Gärtner-Roer, I.; Bodin, X.; Arenson, L. U.; Vieli, A. (2020): A general theory of rock glacier creep based on in-situ and remote sensing observations. In: *Permafrost and Periglacial Process* 29 (2), S. 21. DOI: 10.1002/ppp.2090.
- Clark, D. H.; Steig, E. J.; Potter, J. N.; Gillespie, A. R. (1998): Genetic variability of rock glaciers. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 80 (3-4), S. 175–182. DOI: 10.1111/j.0435-3676.1998.00035.x.
- Conrad, O.; Bechtel, B.; Bock, M.; Dietrich, H.; Fischer, E.; Gerlitz, L. et al. (2015): System for Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v. 2.1.4. In: *Geosci. Model Dev.* 8 (7), S. 1991–2007. DOI: 10.5194/gmd-8-1991-2015.
- Crauwers, T. (2010): Geschichte der Bergfotografie. Online verfügbar unter <https://www.thomascrauwers.ch/de/blog/histoire-de-la-photographie-de-montagne/>, zuletzt geprüft am 16.05.2023.
- Cusicanqui, D.; Rabatel, A.; Vincent, C.; Bodin, X.; Thibert, E.; Francou, B. (2021): Interpretation of Volume and Flux Changes of the Laurichard Rock Glacier Between 1952 and 2019, French Alps. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 126 (9), S. 331. DOI: 10.1029/2021JF006161.
- Delaloye, R.; Lambiel, C.; Gärtner-Roer, I. (2010): Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. In: *Geogr. Helv.* 65 (2), S. 135–145. DOI: 10.5194/gh-65-135-2010.
- Deline, P. (2005): Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the 'Little Ice Age' termination. In: *The Holocene* 15 (2), S. 302–309.
- Deline, P.; Gruber, S.; Delaloye, R.; Fischer, L.; Geertsema, M.; Giardino, M. et al. (2015): Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. In: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*: Elsevier, S. 521–561.
- Deluigi, N.; Lambiel, C.; Kanevski, M. (2017): Data-driven mapping of the potential mountain permafrost distribution. In: *The Science of the total environment* 590-591, S. 370–380. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.02.041.
- Draebing, D.; Mayer, T.; Jacobs, B.; McColl, S. T. (2022): Alpine rockwall erosion patterns follow elevation-dependent climate trajectories. In: *Commun Earth Environ* 3 (1). DOI: 10.1038/s43247-022-00348-2.
- Dusik, J.-M.; Leopold, M.; Heckmann, T.; Haas, F.; Hilger, L.; Morche, D. et al. (2015): Influence of glacier advance on the development of the multipart Riffeltal rock glacier, Central Austrian Alps. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 40 (7), S. 965–980. DOI: 10.1002/esp.3695.
- Etzelmüller, B.; Guglielmin, M.; Hauck, C.; Hilbich, C.; Hoelzle, M.; Isaksen, K. et al. (2020): Twenty years of European mountain permafrost dynamics—the PACE legacy. In: *Environ. Res. Lett.* 15 (10), S. 104070. DOI: 10.1088/1748-9326/abae9d.

- Fawcett, D.; Blanco-Sacristán, J.; Benaud, P. (2019): Two decades of digital photogrammetry: Revisiting Chandler's 1999 paper on "Effective application of automated digital photogrammetry for geomorphological research" – a synthesis. In: *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 43 (2), S. 299–312. DOI: 10.1177/0309133319832863.
- Fey, C.; Krainer, K. (2020): Analyses of UAV and GNSS based flow velocity variations of the rock glacier Lazaun (Ötztal Alps, South Tyrol, Italy). In: *Geomorphology* 365, S. 107261. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107261.
- Finsterwalder, R.; Finsterwalder, K.; Fritz, L.; Lacmann, O.; Ebser, F. (1933): Karte der Stubaier Alpen. Nordblatt (Sellrain): Deutscher Alpenverein.
- Finsterwalder, Richard (Hg.) (1952): Photogrammetrie: De Gruyter.
- Finsterwalder, S. (1928): Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. In: *Zeitschrift für Gletscherkunde* XVI (1/2), S. 20–41.
- Fischer, A.; Seiser, B.; Stocker Waldhuber, M.; Mitterer, C.; Abermann, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. In: *The Cryosphere* 9 (2), S. 753–766. DOI: 10.5194/tc-9-753-2015.
- Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Knoflach, B.; Becht, M. (2022): Combination of historical and modern data to decipher the geomorphic evolution of the Innere Ölgruben rock glacier, Kaunertal, Austria, over almost a century (1922–2021). In: *Permafrost & Periglacial*, Artikel ppp.2178. DOI: 10.1002/ppp.2178.
- Fleischer, F.; Haas, F.; Altmann, M.; Rom, J.; Ressler, C.; Becht, M. (2023): Glaciogenic Periglacial Landform in the Making—Geomorphological Evolution of a Rockfall on a Small Glacier in the Horlachtal, Stubai Alps, Austria. In: *Remote Sensing* 15 (6), S. 1472. DOI: 10.3390/rs15061472.
- Fleischer, F.; Haas, F.; Piermattei, L.; Pfeiffer, M.; Heckmann, T.; Altmann, M. et al. (2021a): Multi-decadal (1953–2017) rock glacier kinematics analysed by high-resolution topographic data in the upper Kaunertal, Austria. In: *The Cryosphere* 15 (12), S. 5345–5369. DOI: 10.5194/tc-15-5345-2021.
- Fleischer, F.; Otto, J.-C.; Junker, R. R.; Hölbling, D. (2021b): Evolution of debris cover on glaciers of the Eastern Alps, Austria, between 1996 and 2015. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 46 (9), S. 1673–1691. DOI: 10.1002/esp.5065.
- Gärtner-Roer, Isabelle; Brunner, Nina; Delaloye, Reynald; Haeberli, Wilfried; Käab, Andreas; Thee, Patrick (2021): Glacier-permafrost relations in a high-mountain environment: 5 decades of kinematic monitoring at the Gruben site, Swiss Alps.
- Glira, P.; Pfeifer, N.; Briese, C.; Ressler, C. (2015): A Correspondence Framework for ALS Strip Adjustments based on Variants of the ICP Algorithm Korrespondenzen für die ALS-Streifenausgleichung auf Basis von ICP. In: *Photogrammetrie - Fernerkundung - Geoinformation* 2015 (4), S. 275–289. DOI: 10.1127/pfg/2015/0270.

- Gobiet, A.; Kotlarski, S.; Beniston, M.; Heinrich, G.; Rajczak, J.; Stoffel, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps--a review. In: *The Science of the total environment* 493, S. 1138–1151. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2013.07.050.
- Gómez, A.; Palacios, D.; Luengo, E.; Tanarro, L. M.; Schulte, L.; Ramos, M. (2003): Talus instability in a recent deglaciation area and its relationship to buried ice and snow cover evolution (picacho del veleta, sierra nevada, spain). In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 85 (2), S. 165–182. DOI: 10.1111/1468-0459.00196.
- Gruber, S.; Haeberli, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. In: *J. Geophys. Res.* 112 (F2). DOI: 10.1029/2006JF000547.
- Haeberli, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. In: *Mitteilung der VAW/ETH Zürich* 17.
- Haeberli, W.; Hallet, B.; Arenson, L.; Elconin, R.; Humlum, O.; Kääh, A. et al. (2006): Permafrost creep and rock glacier dynamics. In: *Permafrost Periglac. Process.* 17 (3), S. 189–214. DOI: 10.1002/ppp.561.
- Hartl, L.; Fischer, A.; Stocker-waldhuber, M.; Abermann, J. (2016): Recent speed-up of an alpine rock glacier: an updated chronology of the kinematics of outer hochebenkar rock glacier based on geodetic measurements. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 98 (2), S. 129–141. DOI: 10.1111/geoa.12127.
- Hartl, L.; Zieher, T.; Bremer, M.; Stocker-Waldhuber, M.; Zahs, V.; Höfle, B. et al. (2023): Multi-sensor monitoring and data integration reveal cyclical destabilization of the Äußeres Hochebenkar rock glacier. In: *Earth Surf. Dynam.* 11 (1), S. 117–147. DOI: 10.5194/esurf-11-117-2023.
- Hartmeyer, I.; Delleske, R.; Keuschnig, M.; Krautblatter, M.; Lang, A.; Schrott, L.; Otto, J.-C. (2020): Current glacier recession causes significant rockfall increase: the immediate paraglacial response of deglaciating cirque walls. In: *Earth Surf. Dynam.* 8 (3), S. 729–751. DOI: 10.5194/esurf-8-729-2020.
- Hausmann, H.; Krainer, K.; Brückl, E.; Ullrich, C. (2012): Internal structure, ice content and dynamics of Ölgrube and Kaiserberg rock glaciers (Ötztal Alps, Austria) determined from geophysical surveys. In: *AJES* 105 (2), S. 12–31.
- Heid, T.; Kääh, A. (2012): Evaluation of existing image matching methods for deriving glacier surface displacements globally from optical satellite imagery. In: *Remote Sensing of Environment* 118, S. 339–355. DOI: 10.1016/j.rse.2011.11.024.
- Hoinkes, G.; Thöni, M.; Lichem, C. (1997): Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Austroalpine Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). In: *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen* 77, S. 299–314.
- Howe, E. (1909): Landslides in the San Juan Mountains, Colorado: including a consideration of their cause and their classification. In: *U. S. Geological Survey. Professional Paper* 67.

- Hugonnet, R.; McNabb, R.; Berthier, E.; Menounos, B.; Nuth, C.; Girod, L. et al. (2021): Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. In: *Nature* 592 (7856), S. 726–731. DOI: 10.1038/s41586-021-03436-z.
- Humlum, O. (1998): The climatic significance of rock glaciers. In: *Permafrost and Periglac. Process.* 9, S. 375–395.
- Hutchinson, M.; Xu, T.; Stein, J. (2011): Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. In: T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson und M. Gould (Hg.): *Geomorphometry 2011*. Geomorphometry 2011. Redlands, California, USA, S. 19–22. Online verfügbar unter <http://geomorphometry.org/HutchinsonXu2011>, zuletzt geprüft am 11.05.2022.
- Ikeda, A.; Matsuoka, N.; Käab, A. (2008): Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps: An effect of liquid water. In: *J. Geophys. Res.* 113 (F1), S. 212. DOI: 10.1029/2007JF000859.
- Iturrizaga, L. (2011): Paraglacial Landscape Transformations. In: Vijay P. Singh, Pratap Singh und Umesh K. Haritashya (Hg.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Dordrecht: Springer Netherlands (Encyclopedia of Earth Sciences Series), S. 817–823.
- Jansen, F.; Hergarten, S. (2006): Rock glacier dynamics: Stick-slip motion coupled to hydrology. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (10), n/a-n/a. DOI: 10.1029/2006GL026134.
- Jones, D. B.; Harrison, S.; Anderson, K. (2019a): Mountain glacier-to-rock glacier transition. In: *Global and Planetary Change* 181, S. 102999. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2019.102999.
- Jones, D. B.; Harrison, S.; Anderson, K.; Whalley, W. B. (2019b): Rock glaciers and mountain hydrology: A review. In: *Earth-Science Reviews* 193, S. 66–90. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.04.001.
- Käab, A.; Frauenfelder, R.; Roer, I. (2007): On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. In: *Global and Planetary Change* 56 (1-2), S. 172–187. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2006.07.005.
- Käab, A.; Reichmuth, T. (2005): Advance mechanisms of rock glaciers. In: *Permafrost Periglac. Process.* 16 (2), S. 187–193. DOI: 10.1002/ppp.507.
- Käab, A.; Strozzi, T.; Bolch, T.; Caduff, R.; Trefall, H.; Stoffel, M.; Kokarev, A. (2021): Inventory and changes of rock glacier creep speeds in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s. In: *The Cryosphere* 15 (2), S. 927–949. DOI: 10.5194/tc-15-927-2021.
- Kaufmann, V.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Seier, G. (2021): Conventional and UAV-Based Aerial Surveys for Long-Term Monitoring (1954–2020) of a Highly Active Rock Glacier in Austria. In: *Front. Remote Sens.* 2, Artikel 732744. DOI: 10.3389/frsen.2021.732744.
- Kaufmann, V.; Seier, G.; Sulzer, W.; Wecht, M.; Liu, Q.; Lauk, G.; Maurer, M. (2018): Rock glacier monitoring using aerial photographs: conventional vs. UAV-based Mapping - a comparative study. In: *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci.* XLII-1, S. 239–246. DOI: 10.5194/isprs-archives-XLII-1-239-2018.

- Kellerer-Pirklbauer, A.; Kaufmann, V. (2012): About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. In: *AJES* 105 (2), S. 94–112.
- Kellerer-Pirklbauer, A.; Kaufmann, V. (2018): Deglaciation and its impact on permafrost and rock glacier evolution: New insight from two adjacent cirques in Austria. In: *The Science of the total environment* 621, S. 1397–1414. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.10.087.
- Kellerer-Pirklbauer, A.; Lieb, G. K.; Kaufmann, V. (2018): The Dösen Rock Glacier in Central Austria: A key site for multidisciplinary long-term rock glacier monitoring in the Eastern Alps. In: *AJES* 110 (2). DOI: 10.17738/ajes.2017.0013.
- Kellerer-Pirklbauer, A.; Lieb, G.; Kleinfurchnner, H. (2012): A new rock glacier inventory of the Eastern European Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences* 105 (2), S. 78–93.
- Kenner, R.; Noetzli, J.; Hoelzle, M.; Raetzo, H.; Phillips, M. (2019): Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps. In: *The Cryosphere* 13 (7), S. 1925–1941. DOI: 10.5194/tc-13-1925-2019.
- Kenner, R.; Phillips, M.; Beutel, J.; Hiller, M.; Limpach, P.; Pointner, E.; Volken, M. (2017): Factors Controlling Velocity Variations at Short-Term, Seasonal and Multiyear Time Scales, Ritigraben Rock Glacier, Western Swiss Alps. In: *Permafrost and Periglac. Process.* 28 (4), S. 675–684. DOI: 10.1002/ppp.1953.
- Kenner, R.; Pruessner, L.; Beutel, J.; Limpach, P.; Phillips, M. (2020): How rock glacier hydrology, deformation velocities and ground temperatures interact: Examples from the Swiss Alps. In: *Permafrost and Periglac Process* 31 (1), S. 3–14. DOI: 10.1002/ppp.2023.
- Kneisel, C. (2003): Permafrost in recently deglaciated glacier forefields - measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden. In: *zfg* 47 (3), S. 289–305. DOI: 10.1127/zfg/47/2003/289.
- Knoflach, B.; Tussetschläger, H.; Sailer, R.; Meißl, G.; Stötter, J. (2021): High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 103 (1), S. 83–102. DOI: 10.1080/04353676.2020.1864947.
- Kofler, C.; Mair, V.; Comiti, F.; Zebisch, M.; Schneiderbauer, S.; Steger, S. (2022): Towards a sediment transfer capacity index of rock glaciers: Examples from two catchments in South Tyrol, (Eastern Italian Alps). In: *CATENA* 216, S. 106329. DOI: 10.1016/j.catena.2022.106329.
- Krainer, K.; Bressan, D.; Dietre, B.; Haas, J. N.; Hajdas, I.; Lang, K. et al. (2015): A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). In: *Quat. res.* 83 (2), S. 324–335. DOI: 10.1016/j.yqres.2014.12.005.
- Krainer, K.; Mostler, W. (2006): Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 88 A (4), S. 267–280.
- Krainer, K.; Ribis, M. (2012): A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). In: *Austrian Journal of Earth Sciences* 105 (2), S. 32–57.

- Krautblatter, M.; Funk, D.; Günzel, F. K. (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 38 (8), S. 876–887. DOI: 10.1002/esp.3374.
- Kummert, M.; Bodin, X.; Braillard, L.; Delaloye, R. (2021): Pluri-decadal evolution of rock glaciers surface velocity and its impact on sediment export rates towards high alpine torrents. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 105 (2), Artikel esp.5231, S. 113. DOI: 10.1002/esp.5231.
- Kummert, M.; Delaloye, R. (2018): Mapping and quantifying sediment transfer between the front of rapidly moving rock glaciers and torrential gullies. In: *Geomorphology* 309 (15), S. 60–76. DOI: 10.1016/j.geomorph.2018.02.021.
- Lambiel, C.; Delaloye, R. (2004): Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps. In: *Permafrost & Periglacial* 15 (3), S. 229–241. DOI: 10.1002/ppp.496.
- Lilleøren, K. S.; Etzelmüller, B. (2011): A regional inventory of rock glaciers and ice-cored moraines in norway. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 93 (3), S. 175–191. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2011.00430.x.
- Lugon, R.; Stoffel, M. (2010): Rock-glacier dynamics and magnitude–frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. In: *Global and Planetary Change* 73 (3-4), S. 202–210. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2010.06.004.
- Mair, V.; Nocker, C.; Tropper, P. (2007): Das Ortler-Campo Kristallin in Südtirol. In: *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 153, S. 219–240.
- Marcer, M.; Cicoira, A.; Cusicanqui, D.; Bodin, X.; Echelard, T.; Obregon, R.; Schoeneich, P. (2021): Rock glaciers throughout the French Alps accelerated and destabilised since 1990 as air temperatures increased. In: *Commun Earth Environ* 2 (1), S. 383. DOI: 10.1038/s43247-021-00150-6.
- Martin, H.; Whalley, W. (1987): Rock glaciers, part 1, Rock glacier morphology: Classification and distribution. In: *Progress in Physical Geography* 11 (2), S. 260–282.
- Matiu, M.; Crespi, A.; Bertoldi, G.; Carmagnola, C. M.; Marty, C.; Morin, S. et al. (2021): Observed snow depth trends in the European Alps: 1971 to 2019. In: *The Cryosphere* 15 (3), S. 1343–1382. DOI: 10.5194/tc-15-1343-2021.
- McNabb, R. (2019): pybob. Online verfügbar unter <https://github.com/iamdonovan/pybob/tree/44467f670811548c4cabaa5c29eb4b6a66615a6d>, zuletzt geprüft am s.
- Micheletti, N.; Lambiel, C.; Lane, S. N. (2015): Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting. In: *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120 (10), S. 2155–2175. DOI: 10.1002/2015JF003656.
- Mölg, N.; Ferguson, J.; Bolch, T.; Vieli, A. (2020): On the influence of debris cover on glacier morphology: How high-relief structures evolve from smooth surfaces. In: *Geomorphology* 357, S. 107092. DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107092.

- Monnier, S.; Kinnard, C. (2015): Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. In: *Geomorphology* 238, S. 47–55. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.02.025.
- Monnier, S.; Kinnard, C. (2017): Pluri-decadal (1955–2014) evolution of glacier–rock glacier transitional landforms in the central Andes of Chile (30–33° S). In: *Earth Surf. Dynam.* 5 (3), S. 493–509. DOI: 10.5194/esurf-5-493-2017.
- Müller, J.; Vieli, A.; Gärtner-Roer, I. (2016): Rock glaciers on the run – understanding rock glacier landform evolution and recent changes from numerical flow modeling. In: *The Cryosphere* 10 (6), S. 2865–2886. DOI: 10.5194/tc-10-2865-2016.
- Noetzli, J.; Hoelzle, M.; Haerberli, W. (2003): Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors.
- Nuth, C.; Kääb, A. (2011): Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. In: *The Cryosphere* 5 (1), S. 271–290. DOI: 10.5194/tc-5-271-2011.
- Okay, U.; Telling, J.; Glennie, C. L.; Dietrich, W. E. (2019): Airborne lidar change detection: An overview of Earth sciences applications. In: *Earth-Science Reviews* 198, S. 102929. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.102929.
- Onaca, A.; Ardelean, F.; Urdea, P.; Magori, B. (2017): Southern Carpathian rock glaciers: Inventory, distribution and environmental controlling factors. In: *Geomorphology* 293, S. 391–404. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.03.032.
- PERMOS (2019): Permafrost in Switzerland 2014/2015 to 2017/2018. Hg. v. Jeannette Nötzli, Cécile Pellet und Benno Staub. Swiss Permafrost Monitoring Network (Glaciological Report (Permafrost), No. 16–19). Online verfügbar unter <http://www.permos.ch/downloads/permos15-18.pdf>.
- PERMOS (2021): Swiss Permafrost Bulletin 2019/2020. Hg. v. J. Noetzli und C. Pellet.
- Petersen, E. I.; Levy, J. S.; Holt, J. W.; Stuurman, C. M. (2020): New insights into ice accumulation at Galena Creek Rock Glacier from radar imaging of its internal structure. In: *J. Glaciol.* 66 (255), S. 1–10. DOI: 10.1017/jog.2019.67.
- Petrini-Monteferri, F.; Wichmann, V.; Georges, C.; Mantovani, D.; Stötter, J. (2009): Erweiterung der GIS Software SAGA zur Verarbeitung von Laserscanning-Daten der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol. In: J. Strobl und T. Blaschke (Hg.): *Angewandte Geoinformatik 2009: Beiträge zum 21. AGIT-Symposium Salzburg*. Wichmann, Heidelberg, S. 47–52.
- Pfeifer, N.; Mandlbürger, G.; Otepka, J.; Karel, W. (2014): OPALS – A framework for Airborne Laser Scanning data analysis. In: *Computers, Environment and Urban Systems* 45, S. 125–136. DOI: 10.1016/j.compenvurbsys.2013.11.002.
- Pillewizer, W. (1957): Untersuchungen an Blockströmen der Otztaler Alpen. In: *Abhandlungen des Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin* Band 5, S. 37–50. Online verfügbar unter <https://e-docs.geo->

leo.de/bitstream/handle/11858/7701/agi_fels_schultze_1957.pdf?sequence=1&isallowed=y#page=37.

Rabatel, A.; Letréguilly, A.; Dedieu, J.-P.; Eckert, N. (2013): Changes in glacier equilibrium-line altitude in the western Alps from 1984 to 2010: evaluation by remote sensing and modeling of the morpho-topographic and climate controls. In: *The Cryosphere* 7 (5), S. 1455–1471. DOI: 10.5194/tc-7-1455-2013.

Rangecroft, S.; Harrison, S.; Anderson, K.; Magrath, J.; Castel, A. P.; Pacheco, P. (2014): A First Rock Glacier Inventory for the Bolivian Andes. In: *Permafrost & Periglacial* 25 (4), S. 333–343. DOI: 10.1002/ppp.1816.

Rasul, G.; Molden, D. (2019): The Global Social and Economic Consequences of Mountain Cryospheric Change. In: *Front. Environ. Sci.* 7, Artikel 91. DOI: 10.3389/fenvs.2019.00091.

Ravel, L.; Magnin, F.; Deline, P. (2017): Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. In: *The Science of the total environment* 609, S. 132–143. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.055.

Reinosch, E.; Gerke, M.; Riedel, B.; Schwalb, A.; Ye, Q.; Buckel, J. (2021): Rock glacier inventory of the western Nyainqêntanglha Range, Tibetan Plateau, supported by InSAR time series and automated classification. In: *Permafrost & Periglacial* 32 (4), S. 657–672. DOI: 10.1002/ppp.2117.

Reznichenko, N. V.; Davies, T. R.; Alexander, D. J. (2011): Effects of rock avalanches on glacier behaviour and moraine formation. In: *Geomorphology* 132 (3-4), S. 327–338. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.05.019.

Roer, I. (2005): Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. Dissertation. Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät.

Roer, I.; Haeberli, W.; Avian, M.; Kaufmann, V.; Delaloye, R.; Lambiel, C.; Käab, A. (2008): Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. In: *9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June 2008 - 03 July 2008*, S. 1505–1510.

Scambos, T.; Dutkiewicz, M.; Wilson, J.; Bindschadler, R. (1992): Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data. In: *Remote Sensing of Environment* 42 (3), S. 177–186.

Scapozza, C.; Del Siro, C.; Lambiel, C.; Ambrosi, C. (2021): Schmidt hammer exposure-age dating of periglacial and glacial landforms in the Southern Swiss Alps based on R-value calibration using historical data. In: *Geogr. Helv.* 76 (4), S. 401–423. DOI: 10.5194/gh-76-401-2021.

Scapozza, C.; Lambiel, C.; Bozzini, C.; Mari, S.; Conedera, M. (2014): Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 39 (15), S. 2056–2069. DOI: 10.1002/esp.3599.

Scherler, D.; Bookhagen, B.; Strecker, M. R. (2011): Hillslope-glacier coupling: The interplay of topography and glacial dynamics in High Asia. In: *J. Geophys. Res.* 116 (F2). DOI: 10.1029/2010JF001751.

- Schoeneich, P.; Bodin, X.; Echelard, T.; Kaufmann, V.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krysiecki, J.-M.; Lieb, G. K. (2015): Velocity Changes of Rock Glaciers and Induced Hazards. In: Giorgio Lollino, Andrea Manconi, John Clague, Wei Shan und Marta Chiarle (Hg.): Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1, Bd. 20. Cham: Springer International Publishing, S. 223–227.
- Scotti, R.; Crosta, G. B.; Villa, A. (2017): Destabilisation of Creeping Permafrost: The Plator Rock Glacier Case Study (Central Italian Alps). In: *Permafrost and Periglac. Process.* 28 (1), S. 224–236. DOI: 10.1002/ppp.1917.
- Sevara, C.; Verhoeven, G.; Doneus, M.; Draganits, E. (2018): Surfaces from the Visual Past: Recovering High-Resolution Terrain Data from Historic Aerial Imagery for Multitemporal Landscape Analysis. In: *Journal of archaeological method and theory* 25 (2), S. 611–642. DOI: 10.1007/s10816-017-9348-9.
- Shroder, J. F.; Bishop, M. P.; Copland, L.; Sloan, V. F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the nanga parbat himalaya, pakistan. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82 (1), S. 17–31. DOI: 10.1111/j.0435-3676.2000.00108.x.
- Shukla, P.R.; Skea, J.; Slade, R.; Al Khourdajie, A.; van Diemen, R.; McCollum, D. et al. (Hg.) (2022): Climate Change 2022: Mitigation of Climate Change. Contribution of Working Group III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC. Cambridge, UK und New York, USA: Cambridge University Press.
- Smith, S. L.; O’Neill, H. B.; Isaksen, K.; Noetzli, J.; Romanovsky, V. E. (2022): The changing thermal state of permafrost. In: *Nat Rev Earth Environ* 3 (1), S. 10–23. DOI: 10.1038/s43017-021-00240-1.
- Stark, M. (2022): Chancen und Grenzen der photogrammetrischen Auswertung von luftgestützten Foto- und LIDAR-Aufnahmen für das geomorphologische Prozessverständnis auf Einzugsgebietsskala in komplexen Terrains.
- Stark, M.; Neugirg, F.; Kaiser, A.; Della Seta, M.; Schmidt, J.; Becht, M.; Haas, F. (2020): Calanchi badlands reconstructions and long-term change detection analysis from historical aerial and UAS image processing. In: *jgeomorphology*. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2020/0658.
- Stark, M.; Rom, J.; Haas, F.; Piermattei, L.; Fleischer, F.; Altmann, M.; Becht, M. (2022): Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. In: *jgeomorphology*. DOI: 10.1127/jgeomorphology/2022/0755.
- Strozzi, T.; Caduff, R.; Jones, N.; Barboux, C.; Delaloye, R.; Bodin, X. et al. (2020): Monitoring Rock Glacier Kinematics with Satellite Synthetic Aperture Radar. In: *Remote Sensing* 12 (3), S. 559. DOI: 10.3390/rs12030559.
- Ulrich, V.; Williams, J. G.; Zahs, V.; Anders, K.; Hecht, S.; Höfle, B. (2021): Measurement of rock glacier surface change over different timescales using terrestrial laser scanning point clouds. In: *Earth Surf. Dynam.* 9 (1), S. 19–28. DOI: 10.5194/esurf-9-19-2021.
- van Woerkom, T.; Steiner, J. F.; Kraaijenbrink, P. D. A.; Miles, E. S.; Immerzeel, W. W. (2019): Sediment supply from lateral moraines to a debris-covered glacier in the Himalaya. In: *Earth Surf. Dynam.* 7 (2), S. 411–427. DOI: 10.5194/esurf-7-411-2019.

- Vivero, S.; Bodin, X.; Fariás-Barahona, D.; MacDonell, S.; Schaffer, N.; Robson, B. A.; Lambiel, C. (2021): Combination of Aerial, Satellite, and UAV Photogrammetry for Quantifying Rock Glacier Kinematics in the Dry Andes of Chile (30°S) Since the 1950s. In: *Front. Remote Sens.* 2, Artikel 784015, S. 117. DOI: 10.3389/frsen.2021.784015.
- Vivero, S.; Lambiel, C. (2019): Monitoring the crisis of a rock glacier with repeated UAV surveys. In: *Geogr. Helv.* 74 (1), S. 59–69. DOI: 10.5194/gh-74-59-2019.
- Wagner, T.; Kainz, S.; Krainer, K.; Winkler, G. (2021): Storage-discharge characteristics of an active rock glacier catchment in the Innere Ögrube, Austrian Alps. In: *Hydrological Processes* 35 (5), 3-85437-250-7. DOI: 10.1002/hyp.14210.
- Wagner, T.; Pleschberger, R.; Kainz, S.; Ribis, M.; Kellerer-Pirklbauer, A.; Krainer, K. et al. (2020): The first consistent inventory of rock glaciers and their hydrological catchments of the Austrian Alps. In: *Austrian Journal of Earth Sciences* 113 (1), S. 1–23. DOI: 10.17738/ajes.2020.0001.
- Wahrhaftig, C.; Cox, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. In: *Geol Soc America Bull* 70 (4), S. 383. DOI: 10.1130/0016-7606(1959)70[383:RGITAR]2.0.CO;2.
- Westoby, M. J.; Brasington, J.; Glasser, N. F.; Hambrey, M. J.; Reynolds, J. M. (2012): 'Structure-from-Motion' photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. In: *Geomorphology* 179, S. 300–314. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.08.021.
- Westoby, M. J.; Rounce, D. R.; Shaw, T. E.; Fyffe, C. L.; Moore, P. L.; Stewart, R. L.; Brock, B. W. (2020): Geomorphological evolution of a debris-covered glacier surface. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 45 (14), S. 3431–3448. DOI: 10.1002/esp.4973.
- Whalley, W. B.; Martin, H. E. (1992): Rock glaciers: II models and mechanisms. In: *Progress in Physical Geography* 16 (2), S. 127–186.
- Whalley, W. Brian (2021): Comment on "Ice content and interannual water storage changes of an active rock glacier in the dry Andes of Argentina" by Halla et al. (2021).
- Wirz, V.; Gruber, S.; Purves, R. S.; Beutel, J.; Gärtner-Roer, I.; Gubler, S.; Vieli, A. (2016): Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. In: *Earth Surf. Dynam.* 4 (1), S. 103–123. DOI: 10.5194/esurf-4-103-2016.
- Žebre, M.; Colucci, R. R.; Giorgi, F.; Glasser, N. F.; Racoviteanu, A. E.; Del Gobbo, C. (2021): 200 years of equilibrium-line altitude variability across the European Alps (1901–2100). In: *Clim Dyn* 56 (3-4), S. 1183–1201. DOI: 10.1007/s00382-020-05525-7.
- Zekollari, H.; Huss, M.; Farinotti, D. (2019): Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. In: *The Cryosphere* 13 (4), S. 1125–1146. DOI: 10.5194/tc-13-1125-2019.
- Zemp, M.; Huss, M.; Thibert, E.; Eckert, N.; McNabb, R.; Huber, J. et al. (2019): Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. In: *Nature* 568 (7752), S. 382–386. DOI: 10.1038/s41586-019-1071-0.

Zhang, X.; Feng, M.; Zhang, H.; Wang, C.; Tang, Y.; Xu, J. et al. (2021): Detecting Rock Glacier Displacement in the Central Himalayas Using Multi-Temporal InSAR. In: *Remote Sensing* 13 (23), S. 4738. DOI: 10.3390/rs13234738.

Teil IV: Appendix

Der vorliegende Abschnitt präsentiert eine persönliche Liste von Publikationen des Autors, die im Verlauf der Promotionsphase verfasst wurden. Obwohl sie nicht unmittelbar in den zentralen Inhalt der vorliegenden Arbeit eingebunden sind, dienen sie der Veranschaulichung von zusätzlichen Forschungsbeiträgen des Autors in diesem Zeitraum.

Altmann, Moritz; Piermattei, Livia; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Fleischer, Fabian; Rom, Jakob et al. (2020): Long-Term Changes of Morphodynamics on Little Ice Age Lateral Moraines and the Resulting Sediment Transfer into Mountain Streams in the Upper Kauner Valley, Austria. In: *Water* 12 (12), S. 3375. DOI: [10.3390/w12123375](https://doi.org/10.3390/w12123375).

Fleischer, Fabian; Otto, Jan-Christoph; Junker, Robert R.; Hölbling, Daniel (2021): Evolution of debris cover on glaciers of the Eastern Alps, Austria, between 1996 and 2015. In: *Earth Surf. Process. Landforms* 46 (9), S. 1673–1691. DOI: [10.1002/esp.5065](https://doi.org/10.1002/esp.5065).

Stark, Manuel; Rom, Jakob; Haas, Florian; Piermattei, Livia; Fleischer, Fabian; Altmann, Moritz; Becht, Michael (2022): Long-term assessment of terrain changes and calculation of erosion rates in an alpine catchment based on SfM-MVS processing of historical aerial images. How camera information and processing strategy affect quantitative analysis. In: *jgeomorphology*. DOI: [10.1127/jgeomorphology/2022/0755](https://doi.org/10.1127/jgeomorphology/2022/0755).

Altmann, Moritz; Mikolka-Flöry, Sebastian; Pfeifer, Norbert; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian et al. (2022): Determination of glacier extents by monoplotted using historical terrestrial oblique images. In: Martin Rutzinger (Hg.): *Sensing mountains. Innsbruck Summer School of Alpine Research 2022 : close range sensing techniques in alpine terrain*. 1st edition. Innsbruck: innsbruck university press (Conference series).

Altmann, Moritz; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias; Ressler, Camillo; Becht, Michael (2023a): Quantitative long-term (1922 to 2021) monitoring of a large-scale landslide of a LIA lateral moraine due to glacial debuttressing. In: *jgeomorphology*. DOI: [10.1127/jgeomorphology/2023/0779](https://doi.org/10.1127/jgeomorphology/2023/0779).

Altmann, Moritz; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian; Heckmann, Tobias et al. (2023b): Long-term monitoring (1953–2019) of geomorphologically active sections on LIA lateral moraines under changing meteorological conditions. *EGU sphere* [preprint], DOI: [10.5194/egusphere-2022-1512](https://doi.org/10.5194/egusphere-2022-1512).

Altmann, Moritz; Ramskogler, Katharina; Mikolka-Flöry, Sebastian; Pfeiffer, Madlene; Haas, Florian; Heckmann, Tobias et al. (2023c): Quantitative Long-Term Monitoring (1890–2020) of Morphodynamic and Land-Cover Changes of a LIA Lateral Moraine Section. In: *Geosciences* 13 (95). DOI: [10.3390/geosciences13040095](https://doi.org/10.3390/geosciences13040095).

Rom, Jakob; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Altmann, Moritz; Fleischer, Fabian; Ressler, Camillo et al. (2023a): Spatio-temporal analysis of slope-type debris flow activity in Horlachtal, Austria, based on orthophotos and lidar data since 1947. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 23 (2), S. 601–622. DOI: [10.5194/nhess-23-601-2023](https://doi.org/10.5194/nhess-23-601-2023).

Rom, Jakob; Haas, Florian; Heckmann, Tobias; Dremel, Fabian; Fleischer, Fabian; Altmann, Moritz et al. (2023b): Establishing a record of extreme debris flow events in a high Alpine catchment since the end of the Little Ice Age using lichenometric dating. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, S. 1–17. DOI: [10.1080/04353676.2023.2187531](https://doi.org/10.1080/04353676.2023.2187531).

Rom, Jakob; Haas, Florian; Hofmeister, Florentin; Fleischer, Fabian; Altmann, Moritz; Pfeiffer, Madlene et al. (2023c): Analysing the Large-Scale Debris Flow Event in July 2022 in Horlachtal, Austria Using Remote Sensing and Measurement Data. In: *Geosciences* 13 (4), S. 100. DOI: [10.3390/geosciences13040100](https://doi.org/10.3390/geosciences13040100).

Piermattei, Livia; Heckmann, Tobias; Betz-Nutz, Sarah; Altmann, Moritz; Rom, Jakob; Fleischer, Fabian et al. (2023): Evolution of an Alpine proglacial river during 7 decades of deglaciation. In: *Earth Surf. Dynam.* 11 (3), S. 383–403. DOI: [10.5194/esurf-11-383-2023](https://doi.org/10.5194/esurf-11-383-2023).