

## **Veränderte Schuttbedeckung auf ostalpinen Gletschern: Quantifizierung und hydrologische Auswirkungen (Hidden.ice)**

KAY HELFRICHT<sup>1</sup>, CLEMENS HILLER<sup>1,2</sup>, SEVERIN HOHENSINNER<sup>3</sup>, FLORIAN HAAS<sup>4</sup>, GABRIELE SCHWAIZER<sup>5</sup>,  
STEFAN ACHLEITNER<sup>2</sup> & ANDREA FISCHER<sup>1</sup>

46 Abbildungen, 10 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
170 Galtür / NL 32-06-01 Gaschurn

*Schuttbedeckte Gletscher*  
*Sedimenttransport*  
*Fernerkundung*  
*Hydromorphologisches Monitoring*  
*Landschaftsentwicklung*

### **Inhalt**

Zusammenfassung .....	85
Abstract .....	86
1 Einleitung und Motivation (K. HELFRICHT) .....	87
2 Projektgebiet (K. HELFRICHT, C. HILLER) .....	89
3 Angewandte Methoden und Messverfahren (C. HILLER, K. HELFRICHT, F. HAAS, S. HOHENSINNER, G. SCHWAIZER) .....	90
3.1 Historische Landbedeckung .....	90
3.2 Satellitenfernerkundung .....	91
3.3 Abflussmessungen .....	93
3.4 Laserscanning .....	93
3.4.1 Airborne LiDAR Datenaufnahme .....	93
3.4.2 Terrestrische LiDAR Datenaufnahme .....	94
3.4.3 Datenprozessierung .....	95
3.5 Drohnenaufnahmen .....	95
3.5.1 UAV-Photogrammetrie .....	95
3.5.2 Thermalbilder .....	97
3.6 Hydromorphologisches Monitoring .....	97
3.6.1 Zeitraffer-Kameras .....	97
3.6.2 Grenzwertpegel .....	98
3.6.3 In-Situ Messung der Korngrößenverteilung .....	99
4 Historische Landschaftsentwicklung im oberen Jamtal (S. HOHENSINNER, K. HELFRICHT, G. SCHWAIZER, A. FISCHER) .....	99
4.1 Analyse der kartografischen Grundlagen .....	99
4.2 Entwicklung im Jamtalferner-Teileinzugsgebiet 1820–2015 .....	101
4.3 Entwicklung der fluvialen Korridore im proglazialen Gebiet 1820–2015 .....	102
4.4 Zusammenhang Geländeneigung und Entwicklung fluvialer Korridore 1870–2015 .....	103
4.5 Vergleich „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI) und historische Analysen .....	103
4.6 Zusammenfassung historische Landbedeckung im oberen Jamtal .....	104

- 
- 1 KAY HELFRICHT, CLEMENS HILLER, ANDREA FISCHER: Österreichische Akademie der Wissenschaften, Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung, Innrain 25, 6020 Innsbruck, Österreich. Kay.Helfricht@oeaw.ac.at, Clemens.Hiller@oeaw.ac.at, Andrea.Fischer@oeaw.ac.at
- 2 CLEMENS HILLER, STEFAN ACHLEITNER: Universität Innsbruck, Arbeitsbereich Wasserbau, Technikerstraße 13, 6020 Innsbruck, Österreich. Clemens.Hiller@uibk.ac.at, Stefan.Achleitner@uibk.ac.at
- 3 SEVERIN HOHENSINNER: Universität für Bodenkultur Wien, Institut für Hydrobiologie und Gewässermanagement (IHG), Gregor-Mendel-Straße 33, 1180 Wien, Österreich. Severin.Hohensinner@boku.ac.at
- 4 FLORIAN HAAS: Katholische Universität Eichstätt-Ingolstadt, Lehrstuhl für Physische Geographie, Ostenstraße 14, 85072 Eichstätt, Deutschland. Florian.Haas@ku.de
- 5 GABRIELE SCHWAIZER: ENVEO – Environmental Earth Observation IT GmbH, Fürstenweg 176, 6020 Innsbruck, Österreich. Gabriele.Schwaizer@enveo.at

5	Landschaftsveränderungen im Bereich des Gletschervorfelds des Jamtalferners (F. HAAS) . . . . .	105
5.1	Gerinnedynamik . . . . .	106
5.2	Hangdynamik . . . . .	108
5.2.1	Hangdynamik beeinflusst durch Toteis . . . . .	108
5.2.2	Hangdynamik in Abhängigkeit von der Zeit seit Eisfreierdung . . . . .	108
6	Schuttbedeckung auf Gletschern (G. SCHWAIZER, K. HELFRICHT) . . . . .	110
6.1	Schuttbedeckung am Jamtalferner . . . . .	110
6.2	Analyse der Schuttbedeckung in den Stubaier Alpen . . . . .	111
6.3	Veränderungen der Schuttbedeckung auf Gletschern in Österreich . . . . .	112
7	Hydro-morphologisches Monitoring (C. HILLER, K. HELFRICHT, S. ACHLEITNER) . . . . .	115
7.1	Entwicklung des Abflusses . . . . .	115
7.2	Kartierung der Gerinnestruktur von Drohnenaufnahmen . . . . .	117
7.3	Überflutungsanalysen aus Zeitraffer-Aufnahmen . . . . .	117
7.4	Maximale Wasserspiegellagen im Gletschervorfeld . . . . .	121
7.5	Von geometrischer Oberflächenrauheit zu Korngrößenverteilungskarten . . . . .	122
8	Synthese und Ausblick (K. HELFRICHT, F. HAAS, S. ACHLEITNER, S. HOHENSINNER, C. HILLER, G. SCHWAIZER, A. FISCHER) . . . . .	124
8.1	Transdisziplinärer Austausch und interdisziplinäre Arbeiten . . . . .	124
8.2	Glazialer und proglazialer Sedimenttransport . . . . .	124
8.3	Ausblick . . . . .	126
	Dank . . . . .	127
	Literatur . . . . .	127



## Zusammenfassung

Sowohl Klimabeobachtungen als auch Klimaszenarien zeigen weltweit einen Temperaturanstieg. Im alpinen Raum ist dieser Anstieg annähernd doppelt so hoch wie im globalen Mittel, was sich unter anderem in starken Veränderungen auf Gletschern und Permafrostböden in den Alpen bemerkbar macht. Der massive Gletscherrückzug in den vergangenen Jahrzehnten ist die sichtbarste Evidenz des Klimawandels im Hochgebirgsraum, und hat erhebliche Auswirkungen auf Hochgebirgsabflüsse. Mit Gletscherschwund und zunehmender Steinschlagaktivität sammeln sich Schutt und Geröllablagerungen an den gegenwärtigen Gletscherzungen an. Dies reduziert teilweise die Eisablation und begünstigt die Eisspeicherung unter dem Schutt. Es wird angenommen, dass dieser Schutt, sobald er im Gletschervorfeld abgelagert ist, in hohem Maße für den Transport im Gletscherbach zur Verfügung steht, insbesondere bei starken Niederschlagsereignissen und hohem Gletscherschmelzwasserabfluss. Im Allgemeinen sind Gebiete im Übergang von glazialen zu nicht-glazialen Bedingungen sehr instabil und anfällig für Erosion über einen großen Bereich von Abflüssen. Ein erhöhter Sedimenttransport ist vor allem dort von Relevanz, wo Infrastruktur zur Speicherung und Ableitung von Wasser für die Energieerzeugung in Hochgebirgsräumen vorhanden ist. Das Projekt *Hidden.ice* zielt darauf ab, unser Wissen über die hydrologischen Auswirkungen der zunehmenden Schuttablagerungen in der Übergangszone von Gletschereis zu proglazialen Gebieten zu vertiefen und vorrangig folgende Fragen zu beantworten:

- 1) Wo und in welchem Ausmaß sind die österreichischen Gletscher mit zunehmenden Schuttablagerungen konfrontiert?
- 2) Wie ist das supraglaziale Geschiebe mit dem fluvialen Transport verbunden?
- 3) Wie entwickeln sich die erneute Sedimentbewegung und das Gerinnenetzwerk im proglazialen Bereich eines teilweise schuttbedeckten Gletschers über die Zeit?

In dem Projekt wurde ein interdisziplinärer Ansatz zur Erfassung der Veränderungen und grundlegenden Prozesse in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen gewählt. Die verschiedenen Fachrichtungen griffen auf gemeinsame Datensätze und Ergebnisse zurück, um aus dieser Kombination heraus die Detailinformation der Gegenwart auf Analysen der Vergangenheit zu übertragen. Aus den Ergebnissen der Vergangenheit wiederum ergibt sich eine Jahrzehnte übergreifende Analyse der Veränderungen, die im transdisziplinären Austausch mit Akteurinnen und Akteuren vor Ort das Prozessverständnis hinsichtlich eigener Beobachtungen fördern können. Dabei greift das Projekt *Hidden.ice* gezielt auf die fortlaufenden Verbesserungen der zeitlichen und räumlichen Auflösung von Fernerkundungsdaten von verschiedenen Plattformen (Satelliten, Flugzeug-gestützt, UAV-basiert, terrestrisch) und deren Auswertung zurück. Im Rahmen dieser Studie werden insbesondere die kontinuierlichen Beobachtungen am etablierten LTER-Standort (Long Term Ecological Research) Jamtalferner in Wert gesetzt sowie erweitert. Es erfolgte eine Rekonstruktion der historischen Landbedeckung im Jamtal auf Grundlage von Karten aus dem 19. Jahrhundert bis hin zu modernen Geländeinformationen aus Orthofotos und Höhenmodellen, welche ihrerseits die Grundlage für die Interpretation historischer Karten bilden. Vergleiche mit Satellitenaufnahmen zeigen den Zusammenhang zwischen geomorphologischen Aktivitäten und der Vegetationsentwicklung über Dekaden im Gebirgsraum. Seit den 1980er Jahren ermöglichen Satellitendaten die überregionale Analyse der Schuttbedeckung am Eis mit zunehmender Genauigkeit. Die hydrologischen Auswirkungen der Schuttbedeckung und des Sedimenttransports im Gletschervorfeld wurde mit einem Monitoring bestehend aus wiederholten Geländeaufnahmen aus der Luft sowie am Boden und Messungen abflussrelevanter Parameter untersucht. Die Daten und Dokumentationen der hydromorphologischen Prozesse bilden die Grundlage für hydraulische Modellierung des Sedimenttransports in diesen stark veränderlichen Gebieten.

Die **Historische Landschaftsentwicklung im oberen Jamtal** zeigt eine Zunahme der fluvial geprägten Sedimentflächen zwischen 1820 und 2015 um 126 % aufgrund der Freilegung neuer fluvialer Systeme im Bereich der zurückweichenden Gletscherzunge. Hohe Schmelzwasserabflüsse und extreme Niederschlagsereignisse im Sommer sowie ein ausreichendes Sedimentangebot im Vorfeld des Gletschers (Proglazialbereich) kontrollieren primär dieses neue, hochdynamische System. Etwa die Hälfte der neuen Gewässer, die sich zwischen 1870 und 1921 in den ehemals vergletscherten Gebieten entwickelt hatten, war 2015 noch vorhanden. Fast ein Fünftel der neuen Gewässer wurde wieder unter Schutt begraben und fast ein Drittel wurde von Vegetation besiedelt. Eine Zunahme des alpinen Grünlands um 196 % zeigt die Anpassung der Vegetation an das veränderte Klima sowie eine langfristige Stabilisierung von proglazialen Ödland. In jüngerer Vergangenheit verläuft der Prozess der Entgletscherung jedoch schneller als die Besiedelung durch die alpine Vegetation. Dementsprechend dehnt sich das Ödland aus und kann den Sedimentnachschub für das fluviale System verstärken.

Eine detaillierte Analyse der **Landschaftsveränderungen im Bereich des Gletschervorfelds des Jamtalferners** auf Grundlage von Laserscanning-Daten zeigt die unterschiedlichen Dynamiken der geomorphologischen Prozesse und deren Sedimenteintrag in das Gerinne des Gletscherbachs. Die aus den Höhenänderungen erkennbare Hangdynamik der Seitenmoränen lässt mit zunehmendem Abstand zur heutigen Zungenposition erkennbar nach. Generell sind die aktiven Hangbereiche vom Hauptgerinne des Jambachs entkoppelt, speisen also kein Sediment in die fluvialen Systeme ein. Die Gerinnekennlinie selbst ist sehr vom Abschnitt des Baches abhängig, stellt sich generell aber als hoch heraus. Maßgebliche Prozesse sind hier die Ablagerung und Umverteilung im unmittelbaren Gletschervorfeld, gefolgt von einer Erosionstrecke im Bereich eines seitlich einmündenden Seitentals und dessen Gletscherbaches. In weiterer Folge sind die in den Gletscherbach seitlich einmündenden episodisch wasserführenden Gerinne als Sedimentzubringer im Falle von Extremereignissen (in erster Linie Muren, zum Teil Lawinen) erkennbar.

Im Vergleich dazu ist der direkte Beitrag der **Schuttbedeckung vom Gletscher** gering. Die Analyse der Oberflächenveränderung von österreichischen Gletschern zeigt aber mehrheitlich eine Zunahme der schuttbedeckten Gletscherflächen. Das dafür verantwortliche Gesteinsmaterial bricht von umliegenden Hängen oder Felsnasen innerhalb der vergletscherten Gebiete ab und kommt auf der vergletscherten Fläche zu liegen. Mit der Eisbewegung wird das Gesteinsmaterial in Richtung Tal transportiert. Auch wenn die schuttbedeckten Gletscherbereiche zum Teil geringe Flächen aufweisen, lassen sich Gebiete mit hohem Sedimenttransport auf und im Eis der Gletscher erkennen. Dabei zeigen sich bestimmte Gebirgsgruppen aufgrund der Rahmenbedingungen (Geologie, Topografie, Zustand der Gletscher) als Hotspots der Zunahme der Schuttbedeckung.

Neue Ansätze des **hydro-morphologischen Monitorings** von Schwemmflächen konnten im Projekt erarbeitet werden. Sie liefern wichtige Eingangsgrößen für die hydraulische Modellierung des Gletschervorfeldes. Zudem dienen die Beobachtungen zur weiteren Validierung der Modellansätze. Die automatisierte Erkennung von überfluteten Flächen aus Kamerabildern gibt eine räumliche Information über die Verteilung der Abflüsse im Gletschervorfeld und damit über die Verteilung von potentiellen Erosions- und Ablagerungsflächen. Ein weiterer Meilenstein zur flächigen Erfassung wichtiger hydro-morphologischer Parameter ist die Ableitung der Korngrößenverteilung aus Berechnungen der Oberflächenrauheit basierend auf Punktwolken, die photogrammetrisch aus Drohnenaufnahmen errechnet wurden. Auf deren Grundlage lassen sich fluvial überarbeitete Flächen von solchen unterscheiden, die nicht vom fluvialen Sedimenttransport erfasst sind. Für alle bereits eisfreien Gebiete zeigen die angewandten Monitoringkonzepte das hohe Potential hinsichtlich der Detektion von maßgeblichen Veränderungen und der dafür verantwortlichen Prozesse. Ein umfangreiches Langzeitmonitoring, aufbauend auf einem meteorologischen wie hydrologischen Messnetz sowie flächigen, zeitlich wie räumlich hochaufgelösten Geländeaufnahmen, wie es in LTER-Gebieten möglich ist, bietet die nötige Grundlage, um stetig formende Prozesse von spontanen Ereignissen und deren Auswirkungen getrennt analysieren zu können und damit deren Beitrag für den gesamten Sedimenthaushalt eines solchen Gebietes bestimmen zu können. Der mit den dynamischen Veränderungen der Gletschervorfelder in engem Zusammenhang stehende Geschiebe- und Schwebstofftransport zeigte über die Projektlaufzeit die Bandbreite der zu erwartenden Systemzustände auf. Neben kurzfristigen, sehr intensiven Geschiebemergungen im Rahmen eines einzelnen Events konnte auch ein generell erhöhter Transport an Sedimentfrachten über die besondere Schmelzperiode im Sommer 2022 beobachtet werden.

Die historische Entwicklung der hochalpinen Geländetopografie, das heißt der Hänge der vergletscherten Moränen und die des Talbodens, ist entscheidend für das Verständnis der potentiellen fluvialen Sedimentfracht, der Murgänge und Stabilisierungsprozesse durch alpine Vegetation. Im Projekt kam es zur interdisziplinären

Zusammenarbeit der Fachbereiche Glaziologie, Hydrologie und Wasserbau, Fernerkundung, Landschafts- und Umweltgeschichte sowie Umweltprozesse und Naturgefahren. Durch die Verschneidung der in den jeweiligen Fachdisziplinen gewonnenen Daten und verwendeten Methoden sowie der gemeinsam erarbeiteten Erkenntnisse konnte eine räumlich wie zeitlich ausgedehnte Untersuchung der maßgeblichen, den Schutt- und Geschiebehalt beeinflussenden Prozesse erfolgen. Daraus ergibt sich eine Bandbreite an räumlichen sowie zeitlichen Skalen, auf denen die Änderungen der supra- und proglazialen sowie in weiterer Folge fluvialen Schuttflächen beobachtet wurden. Der interdisziplinäre Austausch im Projekt gewährleistete, dass Erkenntnisse aus historischen Karten in Verbindung mit aktuellen Satellitenaufnahmen gebracht werden konnten, sowie großflächige Analysen auf Grundlage selbiger Aufnahmen mit lokalem, räumlich hochaufgelöstem Prozessmonitoring im Gletschervorfeld. Im transdisziplinären Austausch mit unterschiedlichen Akteurinnen und Akteuren konnte ein lokales Bild der Sedimentdynamik am Beispiel des Hintertals Jamtals erarbeitet werden.

## **Changing debris cover on Eastern Alpine glaciers: Quantification and hydrological impacts (Hidden.ice)**

### **Abstract**

Both climate observations and modelled scenarios show an increase in global temperatures. In the Alps, this increase is almost twice as high as the global average, which results in rapid changes in glaciers and permafrost. The severe mass loss of glaciers in recent decades is the most visible evidence of climate change in high mountain areas and has a significant impact on the runoff of high mountain streams. With melting glaciers and increasing rockfall activity due to warming permafrost, debris and boulders accumulate on the glacier surface and are transported over time to the front of the glacier, where the material is deposited. Such proglacial sediment storages are expected to act as sediment source during flood events following heavy rainfall or high glacial meltwater runoff. This means an increase in sediment transport, which is particularly relevant in places where those streams are used for energy production.

The Hidden.ice project aims to deepen our knowledge about the hydrological effects of increasing debris deposition in the transition zone from glacial ice to proglacial areas, and addressed these main questions:

- 1) Where and to what extent are Austrian glaciers exposed to increased debris deposition?
- 2) How is supraglacial debris linked to fluvial transport?
- 3) How do sediment transport and channel systems evolve over time in the proglacial area of a partially debris-covered glacier?

In this project, an interdisciplinary approach was adopted to capture the changes and underlying processes at multiple spatial and temporal scales. The various disciplines involved drew on common data sets and results to transfer detailed insights from the present to analyses of the past. In turn, analyses of historical changes over recent decades stimulated by the transdisciplinary exchange with relevant stakeholders promote process understanding of present observations. In this context, the Hidden.ice project benefits from ongoing improvements in the temporal and spatial resolution of remote sensing data from various platforms (satellites, manned and unmanned aircraft systems, terrestrial) and their analysis. Within this study, the continuous monitoring at the established LTER (Long Term Ecological Research) site Jamtalferner adds extended value. We carried out reconstructions of the historical land cover in the Jamtal valley based on maps dating as far back as the early 19<sup>th</sup> century. Modern terrain information from orthophotos and elevation models, in turn, formed the basis for the interpretation of such historical maps. Comparisons with satellite images show the relation between geomorphological activities and vegetation development over decades in the mountainous area. Since the 1980s, satellite data have enabled increasingly accurate areal analysis of debris cover on glaciers. The hydrological effects of debris cover and sediment transport in the glacier forefield were monitored with repeated aerial and ground surveys and continuous measurements of runoff during hydrological summers. The data and documentation of hydro-morphological processes form the basis for hydraulic modelling of sediment transport in these highly variable areas.

Historical landscape evolution in the upper Jamtal valley shows a 126 % increase in fluvially influenced sediment areas between the years of 1820 and 2015 as a result of the exposure of formerly subglacial fluvial systems by the retreating glacier tongue. The recently de-glaciated forefield (proglacial area) is a highly dynamic system, primarily controlled by high meltwater runoff and extreme precipitation events in summer, as well as abundant sediment in its domain. Only about half of the new water bodies that had developed between the years 1870 and 1921 in the once-glaciated areas were still present in 2015. Almost one-fifth of these new waters were reburied by sediments and almost one-third were colonised by vegetation. A 196 % increase in alpine grassland indicates the adaptation of vegetation to the changing climate, as well as a long-term stabilisation of proglacial wasteland. In the recent past, however, the process of deglaciation has been faster than colonisation by alpine vegetation. As a result, the total area of wasteland increasingly augments the sediment supply to the fluvial system.

A detailed analysis of the landscape changes in the glacier forefield of the Jamtalferner based on laser-scanning data reveals the dynamics of the geomorphological processes and their sediment input into the channel of the glacial stream. The intensity of slope dynamics in the lateral moraines, as indicated by elevation changes, decreases noticeably with distance from the present glacier tongue position. In general, the active slope areas are decoupled from the main channel of the Jambach stream and therefore do not contribute to fluvial sediment transport. The dynamics of the channel depend largely on the specific section of the stream but are generally very high. Here, key processes are deposition and redistribution in the immediate glacier forefield, followed by erosion in the confluence area at the lower margin of the proglacial outwash plain. In subsequent sections, lateral tributaries to the glacier stream supply sediment particularly during extreme runoff events.

By comparison, there is only minor direct sediment contribution from the debris cover of the glacier to the total sediment transport. However, an analysis of the surface change of Austrian glaciers reveals an increase in debris-covered glacier areas in most cases. Rockfall debris from surrounding slopes and outcrops from within the catchment accumulates on the glacier surface. The rock material is then transported towards the glacier front by the ice flow. Although some of the debris-covered glacier areas are small, we identified areas with high supra- and englacial sediment transport. Subject to environmental conditions (lithology, topography, glacier condition), certain mountain groups proved to be hotspots for the increase in debris cover.

New approaches for hydro-morphological monitoring of alluvial surfaces were developed in this project and provide crucial input variables for hydraulic modelling of the glacier forefield. In addition, the observations serve to further validate the model approaches. The automated detection of flooded areas from RGB camera images delivers spatial information on the distribution of runoff and thus on the locations of potential erosion and deposition zones. Another milestone for the two-dimensional recording of key hydro-morphological parameters is the derivation of surficial grain size distribution from calculations of the surface roughness. This approach used photogrammetric point clouds calculated from drone imagery, which also allows estimates of the hydraulic roughness in the proglacial outwash plain. These data can be used to distinguish fluvially reworked areas from those that are not or only infrequently affected by fluvial sediment transport. For the already ice-free proglacial areas, the applied monitoring concepts demonstrate a high potential for identifying significant surface changes and the underlying processes. Comprehensive long-term monitoring, based on a meteo-hydrological measurement network, as well as area-wide, high temporal and spatial resolution terrain surveys, as is possible particularly on LTER sites, establishes the necessary basis for analysing continuously forming processes separately from discrete events and their effects. In this way, we can determine their proportional contribution to the total sediment balance in such a study site. The bedload and suspended sediment transport, which is closely related to the dynamic changes in the glacier forefield, displayed the range of system states to be expected in the project period. In addition to short-term but highly concentrated bedload yields triggered by well-defined events, we also observed a generally increased sediment transport over the exceptional melt period of summer 2022.

The historical development of the high alpine terrain, especially the moraine slopes and the valley floor, is crucial for understanding the potential of fluvial sediment yields, debris flows and stabilisation processes by alpine vegetation. This project involved interdisciplinary collaboration of experts in the fields of glaciology, geomorphology, hydrology and hydraulic engineering, natural hazards, remote sensing, as well as landscape and environmental history. The integration of data and methods obtained in the respective disciplines as well as the jointly developed findings made it possible to conduct a spatially and temporally comprehensive investigation of the significant processes influencing the debris and bedload balance. This meant that the changes in the supra- and proglacial and subsequently fluvial surface sediments could be examined in a wide range of spatial and temporal scales. The interdisciplinary exchange in the project ensured that findings from historical maps could be combined with observations from modern satellite images and large-scale analyses of the same with local, high spatial resolution process monitoring in the glacier forefield. Transdisciplinary exchange with relevant stakeholders allowed us to develop a local assessment of sediment dynamics in the Jamtal valley pilot area.

## 1 Einleitung und Motivation

Angesichts der raschen Klimaerwärmung in den Alpen (APCC, 2014) ist der Gletscherrückgang eine der offensichtlichsten Auswirkungen in Hochgebirgslandschaften (z.B. ZEMP et al., 2015). In Österreich haben die Gletscher seit der Kleinen Eiszeit um 1850 im Durchschnitt mehr als 50 % ihrer Gesamtfläche und zwei Drittel ihres Volumens verloren (FISCHER et al., 2015; HELFRICHT et al., 2019). Dabei nimmt nicht nur die Eisbedeckung ab, sondern es verändern sich auch die Eigenschaften der Eisoberfläche (FISCHER et al., 2021). Mit zunehmender Erwärmung und Auftauen des Permafrostes führen vermehrtes Auftreten von Steinschlag und Felsstürzen sowohl auf den Gletschern als auch in den jüngst von den Gletschern freigegebenen, proglazialen Gebieten zu erhöhten Mengen an Schutt und Sedimenten (z.B. HAEBERLI, 2005; CHIARLE et al., 2007; GRUBER & HAEBERLI, 2007; HUGGEL et al., 2012; KRAUTBLATTER et al., 2013; LANE et al., 2017; VEHLING et al., 2017).

Die Schuttbedeckung spielt wiederum eine wichtige Rolle bei der Entwicklung des Gletscherrückganges, da sie einen großen Einfluss auf die Schmelzraten (COLLIER et al., 2015) und damit auch auf die Hydrologie talauswärts hat. In der Übergangszeit von glazialen zu nicht-glazialen Bedingungen, die auch als „paraglazial“ bezeichnet werden (z.B. CHURCH & RYDER, 1972; BALLANTYNE, 1995), kann die geomorphologische Prozessaktivität sehr hohe Raten aufweisen.

Die schwindenden Gletscher legen Bereiche mit losem Schutt und Moränenmaterial frei. Diese Ablagerungen können insbesondere bei Starkniederschlägen in Verbindung mit hohen Gletscherschmelzabflüssen leicht fluvial transportiert werden. Die gesteigerte Effizienz der fluvialen Umformung erhöht zunächst die Sedimentausbeute in den eisfrei gewordenen Gebieten (z.B. SLAYMAKER, 2009, 2011). Zudem kann die Sedimentausbeute zunehmen, wenn der Gletscherrückgang die ehemals eisbegrenzten subglazialen Rinnen durch Bäche ersetzt, welche freier in ihrer Ausbreitung sind, um innerhalb der proglazialen Gebiete seitlich zu wandern (LANE et al., 2017). Dies setzt sich in Zeiten eines schnellen Gletscherrückzugs in höhergelegene Bereiche fort.

Glaziale Abflussregime sind typischerweise durch starke tägliche und saisonale Zyklen gekennzeichnet, die in den Sommermonaten Abflussspitzen aufgrund der maximalen Eisschmelze nach Mittag verursachen. Dieses saisonal schwankende Abflussregime in alpinen Einzugsgebieten führt dazu, dass nur tageszeitlich abhängig nur eine bestimmte Korngrößenfraktion mobilisiert werden kann. Dabei kann das Verhältnis zwischen Abfluss und Transportra-

te zeitlich variieren. Eine weitgehend ungelöste Aufgabe ist die Beschreibung der Wirkung der beobachteten Hysterese in der Abfluss-Sedimenttransport-Bewertungskurve. Die Quellentrennung des flussabwärts beobachteten Sedimenttransports und dessen jahreszeitliche Variation zur Zuordnung von Sedimentquellen ist noch Teil der Grundlagenforschung (z.B. MAO et al., 2014). Schutt und Sedimente von Gletschern sind dabei eine kontinuierliche Quelle. Insbesondere bei extremen Niederschlagsereignissen ist der Transport von Schwebstoff und Geschiebe groß, und das während regelmäßiger Gletscherschmelze in proglazialen Gebieten abgelagerte Sediment kann den dann ohnehin erhöhten Geschiebetransport zusätzlich verstärken (z.B. BAEWERT & MORCHE, 2014; HECKMANN et al., 2016). Das Verständnis der Beziehung von Schuttbedeckung und Sedimenttransport in proglazialen Gebieten ist daher ein Schlüssel für die frühzeitige Erkennung potentieller Naturkatastrophen (FISCHER et al., 2019a).

Die Degradation des Permafrostes neben den Gletschern ist eine weitere Auswirkung der Klimaerwärmung, die den Sedimentfluss aus alpinen Hängen im Allgemeinen erhöht (HUGGEL et al., 2012; BENNETT et al., 2013). Dabei kann die vorherrschende Lithologie der Gesteinsmassen Steinschlag und Felsstürze aus bestimmten periglazialen Gebirgszonen erleichtern (ENGL et al., 2008; MESSENZEHL et al., 2018). Insbesondere im Bereich von Kargletschern stammen 80 % des auf Gletscheroberflächen akkumulierten Gesteinsmaterials aus den ersten 20 m direkt über der Gletscheroberfläche (KEUSCHNIG et al., 2016; HARTMEYER et al., 2020). Am Gepatschferner in den Ötztaler Alpen wurde jedoch festgestellt, dass nur ein kleiner Anteil des Gesteinsmaterials aus den Wänden von weniger als 2 % das Gerinnesystem in der proglazialen Zone erreicht (HECKMANN et al., 2016).

Bei einem ausgeglichenen Gletscherzustand wird das auf der Gletscheroberfläche abgelagerte Geschiebe in das Gletschereis eingebaut und zur Zunge transportiert, wo es auftaucht und sich in Form von Moränen anreichert. In Zeiten, in denen die Fließgeschwindigkeiten in den letzten Jahrzehnten stark abgenommen haben (HELFRICHT et al., 2014), wird der Schutttransport verlangsamt, was zu einer verstärkten Ablagerung von Schutt auf den aktuell abfließenden Gletscherflächen führt (HAEBERLI et al., 2007). Erreicht die Ablagerung von Schutt eine kritische Tiefe von mehreren Zentimetern, wird die Eisschmelze reduziert, so dass schuttbedecktes Eis in proglazialen Gebieten noch lange nach dem Rückzug des Hauptgletschers bestehen bleibt (z.B. HAEBERLI, 2005; NICHOLSON & BENN, 2013).



Hochauflösende optische Satellitendaten der Copernicus Sentinel-2-Satelliten und der Landsat-Satellitenserie werden in großem Umfang zur Erstellung von Gletscherkatalogen in Gebirgsregionen weltweit verwendet. Methoden zur Kartierung von Gletschereis- und Schnee-/Firflächen aus hochauflösenden optischen Satellitendaten sind automatisiert (z.B. PAUL et al., 2016), aber die Identifizierung von schuttbedeckten Eisflächen erfordert immer noch eine manuelle Überarbeitung. Ein automatisierter Ansatz zur Klassifizierung von Gletscherzonen und Schuttbedeckung auf alpinen Gletschern, der auf den spektralen Reflexionsfähigkeiten von wolkenfreien Copernicus Sentinel-2- und Landsat-Szenen basiert, wurde von SCHWAIZER et al. (2017) entwickelt und soll im Rahmen des Projektes eine gebirgsübergreifende Anwendung finden.

Die Verwendung von Fernerkundungsansätzen ermöglicht im Allgemeinen kurz- bis mittelfristige Rückschlüsse auf die Flusssynamik und die Landbedeckung (siehe Satellitenfernerkundung). Für die Analyse von langfristigen Veränderungen müssen jedoch historische Karten verwendet werden (HOHENSINNER et al., 2013). Ein erster Versuch, die veränderte Flussmorphologie von Schmelzwasserbächen und Oberläufen alpiner Flüsse in den letzten 200 Jahren zu analysieren, wurde von HOHENSINNER et al. (2021b) für die 143 größten Flüsse der Alpen unternommen. Eine zusammenhängende Langzeituntersuchung der Folgen des Gletscherrückgangs und der damit verbundenen Veränderungen des Abfluss- und Sedimentregimes auf die Flussmorphologie flussabwärts steht jedoch noch aus.

Das übergeordnete Ziel des Hidden.ice-Projektes ist die Untersuchung des Einflusses von supra- und proglazialen Schutt ostalpiner Gletscher auf Hydrologie und den Sedi-

menttransport. Es untersucht die Verbreitung und Prozesse der Schuttbedeckung im Vorfeld ostalpiner Gletscher, indem es die Fragen stellt:

- (i) Wo und in welchem Ausmaß sind die österreichischen Gletscher mit einer zunehmenden Schuttbedeckung konfrontiert?
- (ii) Wie ist der supra- und proglaziale Schutt mit dem fluvialen Transport verbunden?
- (iii) Wie entwickeln sich die erneuten Sedimentbewegungen und das Gerinnenetz im proglazialen Bereich im Laufe der Zeit?

Abbildung 1 zeigt die verschiedenen Kaskaden des Sedimenttransportes im vergletscherten und proglazialen Gelände, wie sie im Projekt verstanden und zum Teil untersucht werden. Zur Beantwortung der Fragen nutzt das Projekt Hidden.ice die fortlaufende Verbesserung der zeitlichen und räumlichen Auflösung von Fernerkundungsdaten verschiedener Plattformen (Satellit, luftgestützt, UAV-basiert). Für ein vertieftes Monitoring der Konnektivität und des Sedimenttransportes werden zusätzlich zu den laufenden Untersuchungen am LTER-Standort Jamtalferner Abflussmessungen und geomorphologische Untersuchungen durchgeführt.

Als Beitrag zur Wissenslücke wollen wir den proglazialen Bereich des Gletschervorfeldes näher betrachten und die Rolle des Gletschers als saisonal variierende Sedimentquelle identifizieren. Dafür werden über die einzelnen Projektteile eine Vielzahl an räumlichen wie zeitlichen Skalen abgedeckt (Abb. 2). Dabei spielt die Analyse der Korngrößenverteilung der Sedimente auf den Gletscheroberflächen und im Proglazialgebiet eine zentrale Rolle. Die aus

System	Prozess	Treiber	Auswirkung
	Steinschlag	Klima, Schwund von Permafrost und Gletscher, Lithologie	Freisetzung von Schutt und Deposition auf Gletscheroberfläche
	Massenbilanz	Klima, Oberflächeneigenschaften (e.g. Schuttbedeckung)	Änderungen Oberflächenhöhe und Gletscherfläche, Abfluss
	Eisbewegung	Gletschermasse, Subglaziale Hydrologie	Schutttransport und Deposition in Gletschervorfeld
	Fluvialer Transport	Abfluss, Transportkapazität, Korngrößen, Konnektivität	Transport von Schutt and Schwebstoff talauswärts

Abb. 1. Prozesse, deren Auslöser sowie die Wirkung des Sedimenttransportes im glazialen System.

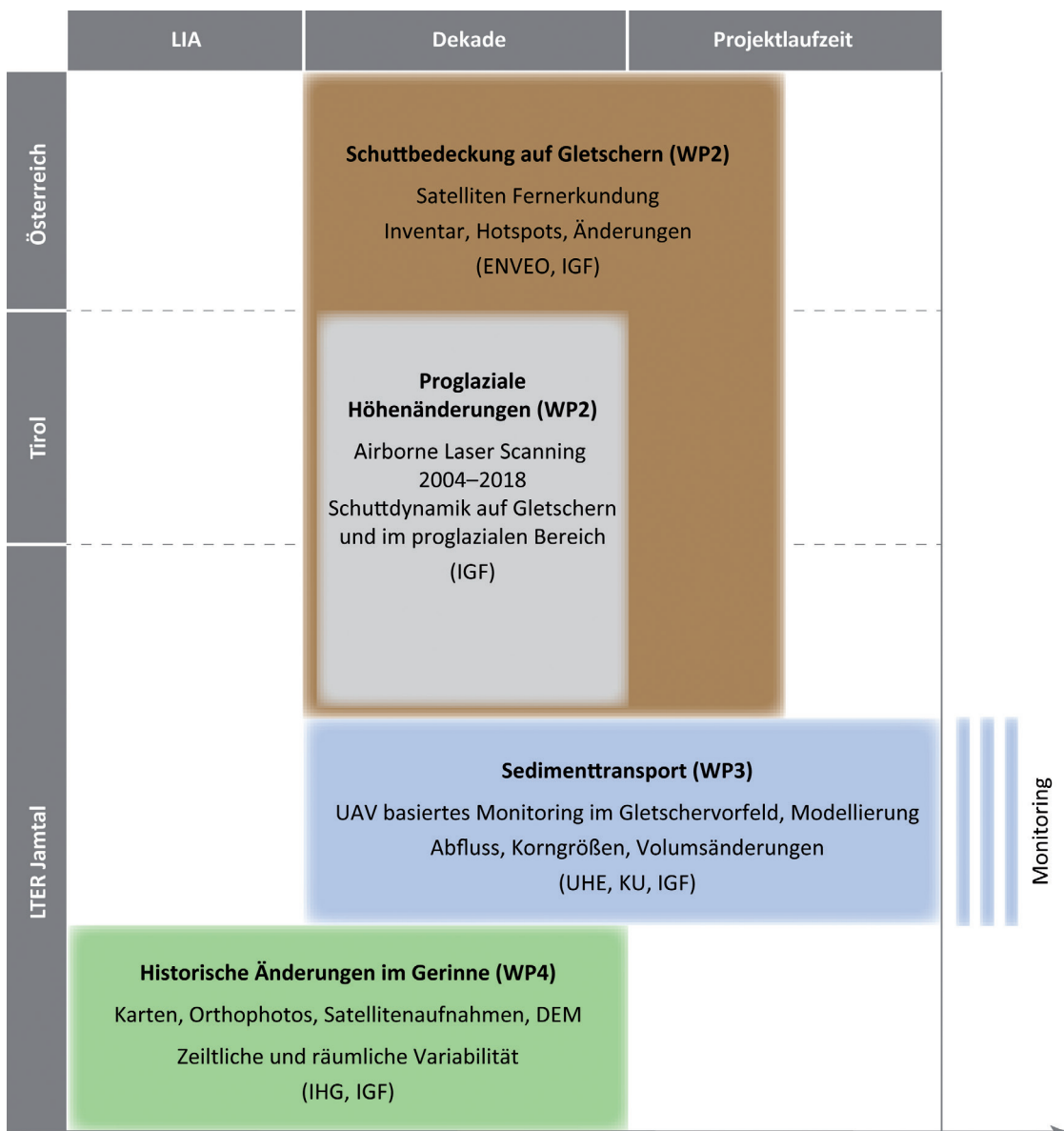


Abb. 2.  
Räumliche wie zeitliche Einordnung der in Hidden.ice behandelten Fachthemen.

der UAV-gestützten Photogrammetrie berechneten tatsächlichen Veränderungen des Sedimentvolumens werden mit einer Analyse historischer Dokumente über die Entwicklung des Rinnennetzes kombiniert. Die aus der his-

torischen Perspektive gewonnenen Erkenntnisse werden schließlich unser aktuelles Verständnis möglicher zukünftiger Veränderungen in alpinen Flusssystemen vor dem Hintergrund des Klimawandels verbessern.

## 2 Projektgebiet

Die Prozessstudien sowie das Monitoring im Projekt Hidden.ice wurden im hinteren Jamtal (Silvretta, Tirol, Österreich; 46.867°N, 10.162°E; Abb. 3) durchgeführt. Das Jamtal als ein typisches glazial geformtes Alpental und insbesondere der sich rasch zurückziehende Jamtalferner sind seit langem Gegenstand von Umweltuntersuchungen und Teil des LTER-Netzwerks (LTER Jamtal, <https://deims.org/5b93dfb3-906b-4ff4-a5fe-9a4948bda9eb>), Referenzgletscher des WGMS und Teil des WMO Programms Global Cryosphere Watch. Im Einzugsgebiet befindet sich eine automatische Wetterstation, welche Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit, Schneetemperaturen, Schneehöhe,

ein- und ausgehende kurzwellige und langwellige Strahlung, Niederschlagsmenge, Windgeschwindigkeit und Windrichtung aufzeichnet.

Das Monitoring der Gletscherlänge am Jamtalferner begann bereits 1892, und seit 1988 wird die Massenbilanz des Gletschers gemessen (FISCHER et al., 2016, 2018, 2019b).

Das geologische Grundgebirge besteht aus metamorphen Gesteinen, das heißt vor allem aus verschiedenen Gneisen und Amphiboliten. Das Vorland der Gletscher, von denen der Jamtalferner der größte ist, ist von grobkörnigem und

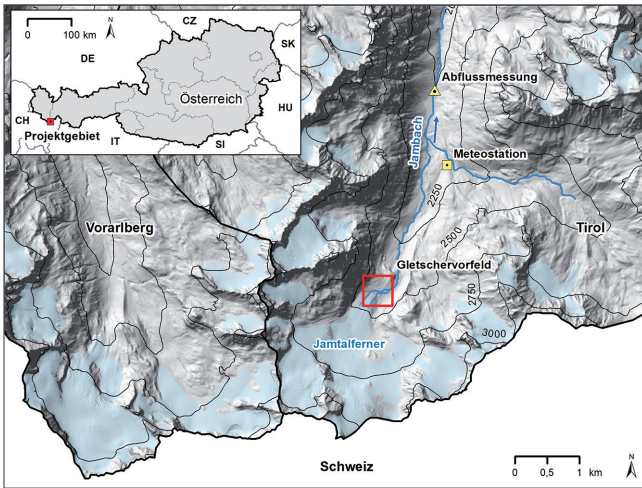


Abb. 3  
Überblick über das Untersuchungsgebiet am Talschluss des Jamtals.

blockigem Schutt bedeckt (FISCHER et al., 2019b). Mindestens seit dem Mittelalter werden die Almen im Jamtal in den Sommermonaten für die Viehzucht genutzt, aber die Geschichte der menschlichen Nutzung in diesem Gebiet erstreckt sich über mehrere Jahrtausende (REITMAIER et al., 2013). Pollenanalysen und Radiokarbondatierungen von fossilen Bäumen, die in der Nähe der Jamtalhütte

gefunden wurden, dokumentieren Veränderungen der alpinen Vegetation und Höhenverschiebungen der Baumgrenze, die durch den Klimawandel und vergangene menschliche Landnutzung verursacht wurden (DIETRE et al., 2014; PATZELT, 2019). Nachdem die Gletscher im Jamtal 1864 ihr LIA-Maximum (Little Ice Age Maximum) erreicht hatten, wurden in den vergletscherten Gebieten verschiedene Bodentypen, wie Syroseme und Ranker, freigelegt. Durch den Rückzug des Gletschers hat sich auch der Lauf des Jambachs seit 1864 kontinuierlich nach oben erweitert. Innerhalb der Gletschermoränen gibt es eine Reihe dynamischer Prozesse, welche zum Sedimenttransport bis zum Gerinne beitragen. Eine größere Schwemmfläche ist im Bereich der seit den 1980er Jahren vom Gletscher freigegebenen Topografie anzutreffen.

Der hier unter dem Gletscher zutage tretende Jambach wird durch das Schmelzwasser des Jamtalferners und in weiterer Folge mehrerer kleinerer Gletscher gespeist. Daher weist der Gebirgsbach ein glazio-nivales Abflussregime auf, mit einem starken Eintrag durch Schneeschmelze sowie großen Tagesgängen in den Sommermonaten. 1950 wurde der Jambach in der Talmitte mit einem Wehr versehen, wo der größte Teil des Abflusses für hydroenergetische Zwecke entnommen wird. Sedimente, die sich direkt vor dem Wehr ablagern, werden ausgebaggert und weiter flussabwärts wieder dem Fluss zugeführt.

### 3 Angewandte Methoden und Messverfahren

#### 3.1 Historische Landbedeckung

Die Rekonstruktion der historischen Landbedeckung im Jamtal zu fünf Zeitpunkten (1820, 1870, 1921, 1970 und 2015) erfordert es, zahlreiche historische Karten zu georeferenzieren und zu vektorisieren (Tab. 1). Mehrere Orthofotos und ein digitales Höhenmodell (DEM) wurden für die Analyse der Landbedeckung in den Jahren 2015 und 1970 verwendet. Die GIS-Rekonstruktion für das Jahr 1921 stützt sich im Wesentlichen auf drei historischen Karten und Pläne von 1909 bis 1929. Für die Situation im Jahr 1870 wurde die „Dritte Militärische Landesaufnahme“ von 1870–1872 (Maßstab 1:25.000) herangezogen,

während die ältesten Quellen, das heißt die „Zweite Militärische Landesaufnahme“ 1816–1821 (1:28.800) und der „Franzische Kataster“ 1855–1857 (1:2.880/5.760), die Grundlage für die Rekonstruktion der Landbedeckung im Jahr 1820 darstellten. Die Katasterkarten wurden für die Berechnung der Grundsteuer erstellt und zeigen die Landbedeckung/-nutzungen der einzelnen Grundstücke (FUHRMANN, 2007). Im Gegensatz dazu konzentrieren sich die Militärvermessungen in erster Linie auf die geografische Lage und Landschaftsstrukturen wie Wasserläufe und Geländetopografie. Neben den in Tabelle 1 dargestellten Karten wurden weitere historische Quellen aus der Zeit zwischen den fünf genannten Zeitschnitten konsultiert, aber

Zeitschnitt	Kartografische Grundlage	Aufnahme*	Maßstab
1820	Zweite Landesaufnahme	1816–1821	1:28.800
1820	Franzische Kataster (Urmappe)	1855–1857	1:2.880/5.760
1870	Dritte Landesaufnahme	1870–1872	1:25.000
1921	Umgebungskarte Jamtalhütte	1909	1:25.000
1921	Karte Unterer Teil Jamtalferner	1921 (1934)	1:10.000
1921	Spezialkarte Österreich	1925–1929	1:75.000
1970	Orthofotos (Grauton)	1970	–
2015	Orthofotos (Farbe, Infrarot)	2015	–
2015	Digitales Geländemodell Tirol (DEM)	2015	5 m
1870–2015	GIS-Datensatz historischer Jamtalferner (FISCHER et al., 2019b)	1864–2015 (2019)	–

Tab. 1.  
Die wichtigsten historischen Grundlagen und aktuellen Datensätze für die Rekonstruktion der historischen Landbedeckung im Jamtal (\*in Klammer: Publikationsjahr).



Landbedeckung	Abk.	Beschreibung
Siedlungsflächen	SF	Gebäude mit angrenzenden Straßen, Plätze, kleinere Gärten, Straßen außerhalb von Siedlungen
Fließgewässer	FG	Flüsse, kleinere Bäche (ohne Schotter-/Sand-/Schluffbänke)
fluviale Sedimentflächen	FS	unbewachsene (glazio-)fluviale Sedimentablagerungen
stehende Gewässer	SG	Seen, Weiher, Teiche
Feuchtfleichen	FF	Sümpfe, Moore, Röhricht
Grünland	GR	Wiesen, Weiden (Almen), alpines Grasland
Ackerland	AL	Getreidefelder, Gemüesfelder
Spärlich bewaldete Flächen	SB	Krummholzzone, Weiden mit verstreuten Gehölzen
Wälder	WÄ	dicht bewaldete Flächen mit größeren Bäumen
Ödland	ÖL	unbewachsene Moränen, Schuttfächer, Felsen
Gletscher	GL	eisbedeckte Flächen

Tab. 2.  
Landbedeckungsklassen definiert auf Basis historischer und aktueller Grundlagendaten.

nicht im GIS georeferenziert. Die Abgrenzung des Hauptgletschers des Jamtalfeners zwischen 1870 und 2015 basierte auf einem bereits veröffentlichten und teilweise adaptierten GIS-Datensatz (FISCHER et al., 2019b).

Auf Grundlage der historischen Quellen wurden 11 Landbedeckungsklassen definiert (Tab. 2). Die größten Flächen wurden/werden im Jamtal von Grünland (hauptsächlich Almen), spärlich bewaldeten Flächen (Krummholz) und Ödland (unbewachsene Moränen, Schuttfächer, Felsen) eingenommen. Obwohl die Orthofotos eine genauere Klassifizierung und Analyse ermöglichen, musste für alle fünf rekonstruierten Zeitschnitte die gleiche Methode angewendet werden. Dies trägt dazu bei, den gleichen Detaillierungsgrad in den resultierenden GIS-Datensätzen zu gewährleisten.

Jede historische Karte wurde mittels ESRI ArcGIS 10.6 auf der Grundlage der aktuellen Orthofotos und des DEM georeferenziert. Die Georeferenzierung wurde auf der Grundlage von 150 bis 300 Referenzpunkten pro Kartenblatt durchgeführt. Um topografische Orientierungspunkte zu verwenden, die sich höchstwahrscheinlich in den letzten 200 Jahren nicht verändert haben, wurden Berggipfel und Bergrücken ausgewählt, die das gesamte Jamtal umrahmen. Darüber hinaus dienten mehrere kleinere Käme und Gipfel, die das Tal in kleinere Unterbecken unterteilen, sowie felsige Schluchtstrecken am Jambach und Futschölbach sowie die 1882 erbaute Jamtalhütte als Bezugspunkte.

### 3.2 Satellitenfernerkundung

Hoch aufgelöste optische Satellitendaten erlauben die detaillierte Beobachtung der Erdoberfläche und deren Veränderungen seit Mitte der 1980er Jahre. Die frei verfügbaren Daten der Copernicus Satelliten Sentinel-2A und Sentinel-2B sowie der USGS/NASA Landsat Missionen sind bestens geeignet, um die Veränderung von schuttbedeckten Flächen auf österreichischen Gletschern zu analysieren. Daten von den Sentinel-2 Missionen sind seit Sommer 2015 verfügbar und haben eine räumliche Auflösung von 10 m in dem sichtbaren und dem nahen infraroten Spektralbereich sowie 20 m oder 60 m für spektrale Bänder im nahen bis kurzwelligen Infrarotbereich. Daten der Landsat Erdbeobachtungssatelliten 5 bis 9 sind seit 1985 verfügbar und haben eine räumliche Auflösung von 30 m vom sicht-

baren bis zum kurzwelligen Infrarotbereich. Die Instrumente der Landsat-Missionen verfügen zusätzlich über emissive Bänder im thermischen Infrarot, die jedoch bei den Sentinel-2-Instrumenten nicht vorhanden sind. Um eine konsistente Art der Auswertung zu gewährleisten, wurde auf die Verwendung dieser Bänder verzichtet.

Die Satellitenaufnahmen mit dem Prozessor Level 1TP für Landsat und L1C für Sentinel-2-Daten sind bereits radiometrisch kalibriert und beinhalten die spektrale Strahlung der Erdoberfläche in  $[W/(m^2 sr \mu m)]$ , welche am Satellitensensor gemessen wurde. Die Daten wurden außerdem mit Hilfe eines Digitalen Geländemodells orthorektifiziert und werden mit den vordefinierten Pixelgrößen für die verschiedenen spektralen Bänder (s.o.) in der Kartenprojektion UTM/WGS84 zur Verfügung gestellt. Von 2020 bis Anfang 2022 wurden alle Landsat-Daten von USGS neu prozessiert unter Verwendung des gleichen Digitalen Geländemodells, das für die Orthorektifizierung von Sentinel-2-Daten verwendet wurde, mit dem Ziel, dass Aufnahmen von den verschiedenen Satelliten über dem gleichen Gebiet exakt übereinanderliegen. Bis dahin war vor allem im Gebirge ein Versatz zwischen Landsat- und Sentinel-2-Daten ersichtlich, welche auch die Analysen, die bis dahin im Rahmen von Hidden.ice gemacht wurden, beeinträchtigten. Daher wurden alle ausgewählten Landsat-Szenen nach Abschluss der neuen Prozessierung (Landsat Collection 2, im Dateinamen durch „02“ gekennzeichnet) erneut heruntergeladen und alle darauf basierenden Prozessierschritte, Auswertungen und Analysen wiederholt.

Wolken und Schneebedeckung können die Klassifizierung von schuttbedeckten Gletscherbereichen verhindern. Daher werden bevorzugt Aufnahmen bei wolkenlosem Himmel im Spätsommer verwendet. Die Schuttbedeckung auf den Gletschern stammt meist von Felsregionen rund um oder innerhalb des vergletscherten Gebietes. Felsstürze in diesen Bereichen können eine Ursache für eine vermehrte Schuttablagerung auf der Gletscheroberfläche sein. Die Ausdehnung der schuttbedeckten Gletscherbereiche verändert sich mit der Zeit durch den natürlichen Massenfluss und damit dem Transport des Schutts im und auf dem Gletscher.

Auf dem Jamtalfener in Westösterreich (Tirol) wurde bei Feldmessungen in den letzten Jahren eine Zunahme der Schuttbedeckung auf der Gletscherzunge beobachtet.

Um diese Veränderungen mit Hilfe von Satellitendaten zu analysieren, wurde für diese Region eine dichtere Zeitreihe ausgewählt. Die ausgewählten Szenen für das Gebiet rund um den Jamtalferner sind in Tabelle 3 aufgelistet. Für die Hotspot-Analyse auf allen österreichischen Gletschern wurden Perioden von 10 Jahren von 1985 bis 2015 definiert, und zusätzlich der Zeitraum nach 2016 betrachtet. Die ausgewählten Szenen für alle österreichischen Gletscher sind in Tabelle 4 aufgelistet.

Die ausgewählten Szenen für das Gebiet rund um den Jamtalferner sowie für alle österreichischen Gletscher sind in den Tabellen 2 und 3 aufgelistet. Die Dateinamen definieren jede Landsat-Szene eindeutig über folgende Form:

LXSS\_LLLL\_PPPRRR\_JJJMMTT\_ jjjmmtt\_CC\_TX

Die Bedeutung der verwendeten Variablen ist wie folgt:

LX	Sensor („C“ = OLI/TIRS combined, „E“ = ETM+, „T“ = TM)
SS	Satellit („05“ = Landsat 5, „07“ = Landsat 7, „08“ = Landsat 8)
LLLL	Prozessier-Level: L1TP = radiometrisch kalibriert und mit Hilfe eines digitalen Geländemodells und Kontrollpunkten orthorektifiziert
PPP	„Path“ im weltweiten Referenzsystem
RRR	„Row“ im weltweiten Referenzsystem
JJJMMTT	Aufnahmedatum als Jahr, Monat und Tag
jjjmmtt	Prozessier Datum als Jahr, Monat und Tag
CC	Prozessier Version von USGS (02 = Collection 02)
TX	Qualitätskategorisierung (T1 = höchste Qualität)

Für Sentinel-2-Daten sind die Dateinamen ebenfalls eindeutig, die Form ist jedoch etwas anders aufgebaut als für Landsat-Daten:

S2A\_MSIXXX\_JJJMMTTTHHMMSS\_Nxxyy\_ROOO\_PPPRRR\_ jjjmmttThhmmss

Die Bedeutung der verwendeten Variablen ist wie folgt:

S2A	Satelliten Mission („S2A“ = Sentinel-2A)
MSIXXX	Sensor (MSI) und Prozessier-Level: L1C = radiometrisch kalibriert und mit Hilfe eines digitalen Geländemodells und Kontrollpunkten orthorektifiziert
JJJMMTTTHHMMSS	Aufnahmestartzeit als Jahr, Monat, Tag, Stunden, Minuten und Sekunden, in Zeitzone UTC (T)
Nxxyy	Prozessierversion
ROOO	Relativer Orbit
Txxxxx	Tile ID in vordefiniertem Gitter
jjjmmttThhmmss	Produktzeit als Jahr, Monat, Tag, Stunden, Minuten und Sekunden, in Zeitzone UTC (T)

Die Messungen von Level 1TP- und Level 1C-Satellitendaten können durch atmosphärische Effekte und im Gebirge durch topografische Effekte wie Schlagschatten beeinträchtigt sein. Um diese Faktoren weitestgehend zu eliminieren, wurde eine atmosphärische und topografische Korrektur auf alle Daten angewandt. Dafür sind zusätzlich zu den Satellitendaten und den angefügten Metadaten atmosphärische Parameter von einem Wettermodell als Input für ein Strahlungstransfermodell sowie ein Digitales Geländemodell in der gleichen Kartenprojektion und mit der

Periode	Satelliten ID, Szenen ID und Aufnahmedatum
1985–1995	LT05_L1TP_193027_19850813_20200918_02_T1 LT05_L1TP_194027_19860908_20200917_02_T1
1996–2005	LT05_L1TP_193027_20010825_20200906_02_T1
2006–2015	LT05_L1TP_193027_20060823_20200831_02_T1 LT05_L1TP_194027_20090806_20200827_02_T1 LC08_L1TP_193027_20150731_20200908_02_T1
2016–2022	LC08_L1TP_194027_20160825_20200906_02_T1 S2A_MSIL1C_20190904T102021_N0208_R065_T32TNS_20190904T123501

Tab. 3. Satellitenszenen über dem Einzugsgebiet des Jamtalferner. Szenen IDs beschreiben die räumliche Position der Aufnahmen. Das jeweilige Aufnahmedatum ist in der Form Jahr-Monat-Tag angegeben.

Periode	Ausgewählte Satellitendaten (Dateiname)	Abdeckung
1985–1995	LT05_L1TP_192027_19890918_20211121_02_T1 LT05_L1TP_193027_19910830_20200915_02_T1	AT Ost AT West
1996–2005	LE07_L1TP_193027_19990913_20200918_02_T1 LT05_L1TP_192027_20030824_20200904_02_T1	AT West AT Ost
2006–2015	LC08_L1TP_192027_201300904_20200913_02_T1 S2A_MSIL1C_20150826T102026_N0204_R065_T32 [TQT TPT TPS TNT TNS]_20150826T102655	AT Ost AT West
2016–2022	LC08_L1TP_193027_20200914_20200919_02_T1 S2A_MSIL1C_20200915T101031_N0209_R022_T32 TQT_20200915T122749	AT West AT Ost

Tab. 4. Ausgewählte Satellitenszenen, die in Hinblick auf Veränderungen der Schuttbedeckung auf österreichischen Gletschern analysiert wurden.



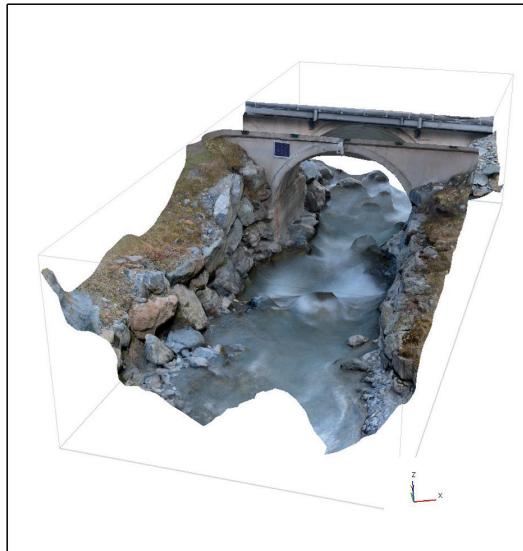


Abb. 4.  
Der Bereich der Abflussmessung bei der Getschnerbrücke während der Einmessung des Gerinnes sowie die aus einer photogrammetrischen Aufnahme reproduzierte Gerinnestruktur. Mit einem roten Rahmen gekennzeichnet ist die berührungslose Abflussmessung (RQ30).

gleichen Pixelgröße notwendig. Das Ergebnis der atmosphärischen und topografischen Korrektur sind die spektralen Reflexionseigenschaften der verschiedenen Erdoberflächen. Diese Information wird mit Gletschergrenzen aus dem Jahr 2015 verschnitten, um die Datenmenge auf die vergletscherten Gebiete zu reduzieren. Das Gletscherinventar von 2015 wurde dabei für alle Jahre verwendet, um die Veränderungen der schuttbedeckten Gletscherflächen besser quantifizieren zu können, ohne auf Änderungen der Gletscherfläche Rücksicht nehmen zu müssen.

Die spektralen Reflexionseigenschaften vom sichtbaren bis zum infraroten Spektralbereich von schuttbedeckten Gletscheroberflächen, blankem Gletschereis und Schnee auf den Gletscherflächen unterscheiden sich meist deutlich und wurden daher zur Unterscheidung dieser Klassen verwendet.

### 3.3 Abflussmessungen

Im Rahmen des Projektes Hidden.ice wurde das hydrologische Monitoring des Jambaches im Bereich der Getschnerbrücke (46.897121°N, 10.173210°E, 2.010 m) gestartet. Vorteil des Standortes an der Brücke ist der definierte Querschnitt des Gerinnes unter der Brücke (Abb. 4).

Für die Durchflussmessung am offene Gerinne wurde der RQ30 der Firma Sommer Messtechnik (<https://www.sommer.at/de/>) verwendet. Aufgrund der berührungslosen Radartechnologie ist das Messgerät nicht durch Verschmutzung und Geschiebetransport gefährdet. Der Sensor befindet sich außerhalb des Gefahrenbereichs von Hochwässern und ist damit über viele Jahre wartungsarm. Zu einem misst der RQ30 den Wasserstand anhand der Laufzeit eines Radarsignals. Eine zweite Messung zeichnet gleichzeitig die Strömungsgeschwindigkeit der Was-

seroberfläche mittels der Dopplerfrequenzverschiebung auf. Aus beiden Messungen in Kombination mit dem Gerinnequerschnitt kann der Durchfluss nach Kalibrierung des Messstandortes bestimmt werden.

Der RQ30 besitzt einen integrierten Datenlogger und Datenübertragung, gebündelt in einem kompakten Gehäuse. Somit ist eine Remote-Übertragung der Daten möglich.

Für die Kalibrierung wurden über den Projektzeitraum Leitfähigkeitsmessungen mittels Salzverdünnungsmethode durchgeführt. Die talauswärts gemessene Veränderung der Leitfähigkeit in Zusammenhang mit der dem Abfluss zugeführten Salzmenge ergibt einen Abflusswert. Für die Messung wurde das Leitfähigkeitsmessgerät WTW Multi 3430 verwendet.

## 3.4 Laserscanning

### 3.4.1 Airborne LiDAR Datenaufnahme

Im Rahmen des Projektes Hidden.ice konnten über die ursprünglich geplanten TLS und Drohnenaufnahmen kostenneutral ALS-Daten für das obere Jamtal in den Jahren 2019 und 2021 aufgenommen werden. Zum Einsatz kam ein VuxSysLR Laserscanner der Firma Riegler, der in einen Helipod integriert ist und über einen Meekermount an einem AS350 B3 Helikopter montiert werden kann. Der Scanner wird über ein Kabel mit dem Strom der Boardelektronik versorgt, die Daten werden in Echtzeit über ein LAN-Datenkabel an ein Notebook im Helikopter übertragen (Abb. 5). Über das Datenkabel können zusätzlich die Einstellungen des Scanners und die ebenfalls im Helipod integrierten Kameras angesteuert werden.

Die Datenaufnahme erfolgte im Jamtal entlang vorher erstellter Fluglinien mit einer mittleren Fluggeschwindigkeit





Abb. 5. Installierter Scanner an AS 350 B3 (links) und Steuerung der Datenaufnahme aus dem Cockpit (rechts).

von 83 km/h (groundspeed) und in einer mittleren Flughöhe von 150 m (Abb. 6, Tab. 5). Da die Datenaufnahme im Anflug für eine Mission in einem anderen Gebiet erfolgte, stand jeweils nur ein begrenzter Zeitrahmen für das Jamtal zur Verfügung (berechnet nach maximaler Flugzeit mit einem Tank!). Da sich die verfügbare Zeit zwischen 2019 und 2021 leicht unterscheidet, variieren auch die geflogenen Flugstreifen und damit die insgesamt mit ALS erfasste Fläche zwischen 2019 und 2021. Bei beiden Flügen konnte aber das für das Projekt Hidden.ice relevante Gebiet des Gletschervorfeldes des Jamtalferners im Bereich des Haupttals bis zum Abflusspegel unterhalb der Jamtalhütte mit einer mittleren Punktdichte von  $> 10 \text{ pts/m}^2$  erfasst werden.

Punktdichtenunterschiede im Bereich der Gletscher sind in beiden Datensätzen sichtbar und sind eine Folge der Feuchtebedingungen und der Schneebedeckung auf der Gletscheroberfläche, da gerade feuchter Schnee oder ein Wasserfilm nahezu das gesamte Lasersignal absorbieren, wodurch in diesen Bereichen dann keine Messdaten vom Gerät erfasst werden konnten (vgl. Gletscherbereiche in Abbildung 6). Neben der ALS-Daten erfolgte jeweils durch die Arbeitsgruppe Helfricht eine Rohdatenaufzeichnung an einer GNSS Bodenstation direkt im Gebiet, um Korrekturdaten für die Postprozessierung der Trajektorie zur Verfügung zu haben (Abb. 7).

Insgesamt konnten die Datenaufnahmen zu beiden Zeiten erfolgreich durchgeführt werden, so dass großflächig Informationen über Veränderungen im Gletschervorfeld

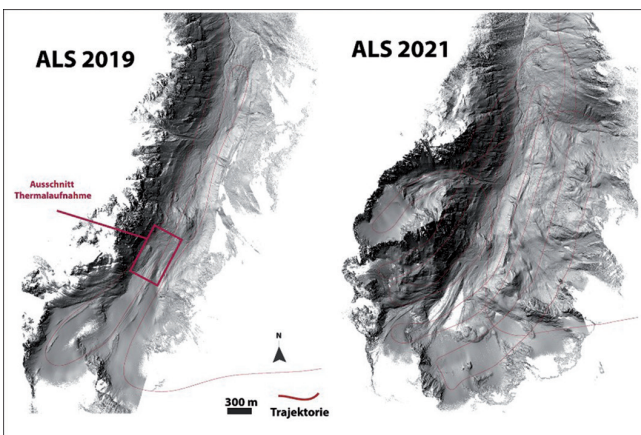


Abb. 6. 3D-Modell der Befliegungen von 2019 (links) und 2021 (rechts) mit den jeweiligen Fluglinien.

für das Projekt ermittelbar waren. Neben den selbst erhobenen Daten von 2019 und 2021 konnte zusätzlich auf amtlich erhobene ALS-Daten aus dem Jahr 2006 zurückgegriffen werden. Die amtlichen Daten dienen zusätzlich als Referenzdatensatz, um eine Feinreferenzierung der 2019er- und 2021er-Daten durchzuführen.

### 3.4.2 Terrestrische LiDAR Datenaufnahme

Im Jahr 2019 wurden neben den ALS-Daten zusätzlich im Rahmen einer Geländekampagne TLS-Datensätze aufgenommen. Insgesamt wurden von drei Scanpositionen das Gletschervorfeld sowie stabile Felsbereiche mit einem Riegl VZ4000 Scanner gescannt (Abb. 8). Die Daten waren ursprünglich dazu gedacht, stabile Flächen zu vermessen, um anschließend diese Daten für die Feinreferenzierung

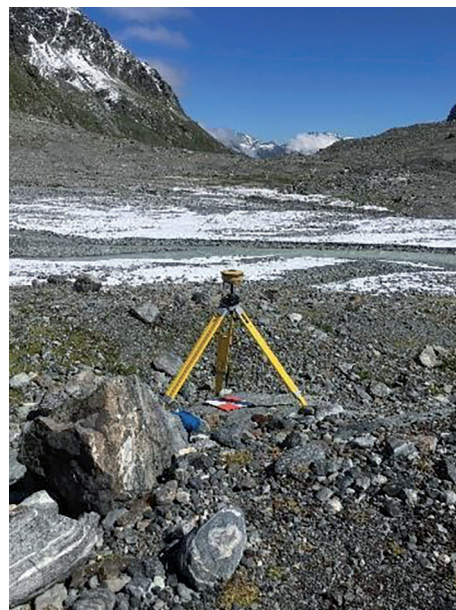


Abb. 7. Topcon GNSS Einheit zur Aufnahme von Korrekturdaten für die Prozessierung der Trajektorie.



Abb. 8. Terrestrischer Laser-scanner VZ 4000 im Geländeeinsatz.

der ALS Daten zur Verfügung zu haben. Zusätzlich sollten die Daten eine Art Backup darstellen, falls die ALS-Befliegung wegen schlechten Wetters oder anderer Probleme keine Daten liefert. Letztendlich wurden die Daten dann in Kombination mit den amtlichen 2006er ALS-Daten kombiniert, um die ALS-Blöcke der 2019er- und 2021er-Daten zu stabilisieren.

### 3.4.3 Datenprozessierung

Die aufgenommenen ALS-Rohdaten wurden mit drei verschiedenen Softwarepaketen prozessiert (Aplanix Pospaq, Riprocess, RiscanPro). In einem ersten Schritt wurde die Roh-Trajektorie mit Aplanix PosPaq korrigiert. In diesem Schritt wurden die Rohdaten der IMU und der GNSS Antenne mit den Daten der GNSS Bodenstation der Arbeitsgruppe Helfricht verschnitten. Die korrigierte Trajektorie wurde anschließend in Riprocess importiert und dort in das nötige Format transferiert.

In Riprocess erfolgt dann das Verknüpfen der LiDAR-Rohdaten mit der Trajektorie. Dies erfolgt für jeden Flugstreifen separat, so dass am Ende eine bereits referenzierte Punktwolke für jeden Flugstreifen zur Verfügung stand. In Riprocess erfolgt dann noch eine Feinjustierung der Trajektorien und Punktwolken mit dem Tool Riprecission (Feinanpassung der Trajektorie unter Verwendung der Punktwolken). Im Anschluss konnten die einzelnen Flugstreifen als LAZ-Datei exportiert werden, wobei noch ein Zusatzattribut (Reflektivität) mit angefügt wurde.

Die Daten wurden dann als Punktwolke in RiscanPro importiert. In diesem Softwarepaket erfolgte dann mit dem ICP (inverse closest point) Tool (MultiStation Adjustment) die Feinreferenzierung der 2019er und 2021er ALS-Daten (Streifenbasiert) auf die amtlichen ALS-Daten aus dem Jahr 2006 unter Zuhilfenahme der TLS-Daten aus dem Jahr 2019. Abschließend wurden dann alle Daten als LAZ file exportiert und standen für die weiteren Analyseschritte zur Verfügung. Eine Filterung der ALS-Daten erfolgte nicht, da sich das Gletschervorfeld des Jamtalferners deutlich oberhalb der Baumgrenze befindet. Insgesamt umfasste der Datensatz 21.810.864 Punkte für 2019 und 69.264.360 Punkte für 2021 (Tab. 5).

Die Analyse aller aufgenommenen topografischen Daten (ALS, Orthofotos, Thermalbilder) erfolgte in der Software Laserdata LIS. Hier wurden die Daten sowohl für die Quantifizierung als auch für räumliche Analysen eingesetzt. Die entsprechenden Tools werden dann bei den entsprechenden Analysen genannt.

## 3.5 Drohnenaufnahmen

### 3.5.1 UAV-Photogrammetrie

Für die photogrammetrische Aufnahme des Untersuchungsgebietes wurde das in Tabelle 6 zusammengefasste Setup verwendet. Die Topografie im Untersuchungsgebiet wurde mit der Methode Structure-from-Motion mit Multi-View-Stereophotogrammetrie (SfM-MVS) (z.B. WESTOBY et al., 2012; SMITH et al., 2016; ELTNER & SOFIA, 2020) modelliert. Dabei wurden die Guidelines von JAMES et al. (2019) bei der Planung, Ausführung und Analyse berücksichtigt. Die Befliegungen wurden mit einer unbemannten Drohne vom Typ DJI Phantom 4 Pro mit integriertem, hochauflösendem RGB-Sensor (1" CMOS, 20 Megapixel) durchgeführt (Abb. 9c). Aus den dabei erstellten Serienaufnahmen sind detaillierte topographische 3D-Modelle generiert worden.

Die Flugplanung erfolgte mit der kommerziellen Software UgCS PRO (v 3.4.609 bis v 4.7.685), die es ermöglichte, eine auf die Hardware und Erfordernisse des Untersuchungsgebiets angepasste „Ground Sampling Distance“ zu definieren, die maßgeblich die räumliche Auflösung der photogrammetrischen Produkte bestimmte. Der angewendete Flugplan sieht eine systematische Befliegung entlang von effizient angelegten Parallelstreifen vor. Um eine horizontale Bodenauflösung von 1 cm zu erzielen, wurde die durchschnittliche Höhe über dem Boden auf ca. 37 m festgelegt. Die Überlappung der im Rohdatenformat aufgenommenen Fotos betrug vor- und seitwärts 70–80 %, um eine angemessene Erfassung gleicher Bodenpunkte aus möglichst vielen Blickwinkeln und -positionen zu gewährleisten (JAMES et al., 2019). Um systematischen Verzerrungseffekten (engl. „Doming“ Deformation oder „bowl effect“) in den topografischen Modellen vorzubeugen, wurde ein leicht vom Nadir abweichender Winkel von 5° angewandt (JAMES & ROBSON, 2014).

Zur späteren Georeferenzierung und Steigerung der geometrischen Präzision der Geländemodelle wurden vor jeder Drohnenbefliegung Bodenkontrollpunkte (engl. „Ground Control Points“, kurz „GCPs“) gleichmäßig über das zu vermessende Gebiet verteilt (SMITH et al., 2016; Abb. 9a). In stabilen Bereichen sind 7 GCPs dauerhaft fixiert, mindestens 7 weitere „mobile“ GCPs decken Bereiche mit zu erwartenden topografischen Veränderungen ab. Die geografischen Koordinaten der GCPs wurden mit einem dGPS-Gerät (engl. differential Global Positioning System) unter Einsatz einer Kombination aus Basisstation und Rover-Einheit ermittelt (Abb. 9b). Die Basisstation wurde über einem Referenzpunkt positioniert, dessen Koordinaten ebenfalls mit dGPS und präziser Postprozessierung zu Beginn des Projekts ermittelt wurden.

Die Bilder jeder UAV-Vermessung wurden sorgfältig auf potentielle Fehlerquellen, wie übermäßige Unschärfe, Reflexionen auf Wasseroberflächen, Bilder aus gleicher oder zu ähnlicher Position, untersucht und wenn nötig von der

	Flugzeit im Gebiet (min)	Punktmenge gesamt	Punktdichte (pts/m <sup>2</sup> )	Anzahl Flugstreifen	Flughöhe (m)	Fluggeschwindigkeit (km/h)
ALS 2019	12	21.810.864	11	3	100–150	83
ALS 2021	35	69.264.360	12	9	100–150	83

Tab. 5. Daten zu den ALS Befliegungen.



<b>Plattform &amp; Sensor</b>	Quadrocopter (unbemannt)	<i>DJI Phantom 4 Pro</i>
	Kameramodell	FC6310, integriert
	Sensorgröße	1" CMOS, 20 Megapixel
	Auflösung	5464 x 3640
	Brennweite	8,8 mm
	Pixelgröße	2,42 x 2,42 $\mu\text{m}$
	Verschluss	Mechanisch
<b>Studiendesign</b>	Software Flugplanung	<i>UgCS PRO (v 3.4.609 bis v 4.7.685)</i>
	Georeferenzierung	Ground Control Points & dGPS
	Zielbodenauflösung	1 cm
	nominelle Flughöhe	37 m
	Flugstrategie	parallele Streifen
	Bildüberlappung (vor- & seitwärts)	70 bis 80 %
Kamerawinkel	Nadir bis 5°	
<b>SfM MVS Verarbeitung</b>	Software Photogrammetrie	<i>Agisoft Metashape Pro (v 1.6.3 bis v 1.7.5)</i>
	Kamera-Kalibrierung	Automatische Schätzung der Kameraresiduen
	Alignment Parameter	„High Accuracy“; „Exclude stationary tie points“; „Adaptive camera model fitting“; „Fit additional corrections (f, b1, b2, cx, cy, k1-k4, p1, p2)“
	Depth Maps & Dense PC Parameter	„High Quality“; „Moderate Filtering“
<b>Produkte</b>	Punktwolken	3D-Oberflächenmodell (DOM)
	Rasterdaten	2D-Oberflächenmodell (DOM)
		hochaufgelöstes RGB-Orthomosaic

Tab. 6. Im Hidden.ice-Projekt verwendete Hard- und Software sowie wichtige Kenngrößen des Studiendesigns und der Datenprozessierung für photogrammetrische Anwendungen.

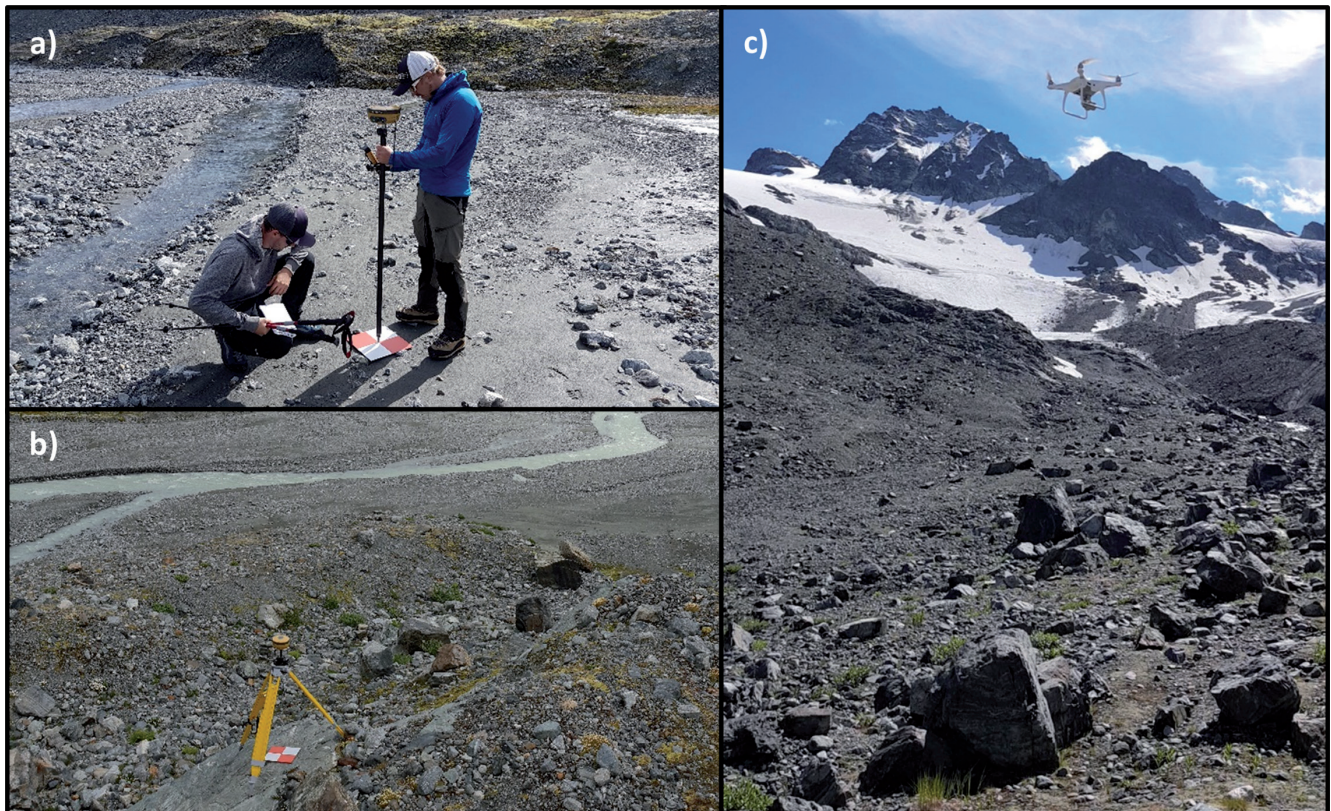


Abb. 9. a) Geo-Referenzierung der Ground Control Points mit b) dGPS im Basis-Rover Setup als präzise Grundlage für c) Drohnen-gestützte photogrammetrische Geländevermessungen.



weiteren Analyse ausgeschlossen (ca. 5 % der Gesamt-bildzahl). Die verbleibenden Bilder wurden mit dem Bildbearbeitungssystem RawTherapee (v 5.7 bis v 5.8, kostenlose Software) in das unkomprimierte 8-Bit-TIFF-Format konvertiert. Die kommerzielle Photogrammetrie-Software Agisoft Metashape Professional (v 1.6.3 bis v 1.7.5) wurde verwendet, um hochauflösende 3D-Punktwolken der untersuchten Topografie zu erstellen.

Die Originalbilder wurden zuvor um den Faktor 4 hochskaliert. Außerdem wurde eine adaptive Kameramodellanpassung durchgeführt, um eine Divergenz der Kameraparameter zu unterbinden (AGISOFT LLC, 2021). Die resultierende Punktwolke (sparse point cloud) wurde auf Reprojektions- und Rekonstruktionsfehler sowie auf den Grad der Projektionsgenauigkeit hin gefiltert, was zu einem Ausschluss von bis zu 10 % der ursprünglichen Punkte führte. Durch die Zuweisung von GCPs und die anschließende Georeferenzierung, konnte schließlich eine verdichtete Punktwolke (dense point cloud) erstellt werden, bei der das Rauschen durch einen integrierten Filterprozess reduziert wurde. Die resultierende, hochauflösende Punktwolke spiegelt das Untersuchungsgebiet als digitales 3D-Oberflächenmodell (DOM) präzise wider.

### 3.5.2 Thermalbilder

Als Zusatz zu den RGB-Aufnahmen konnte durch die Arbeitsgruppe Eichstätt im Jahr 2020 eine Befliegung mit einer Drohne mit eingebauter RGB und Thermalkamera realisiert werden. Bei der Aufnahme handelte es sich um einen Testflug, um das System im Geländeeinsatz zu erproben und das Potential der Methodik einschätzen zu können. Zum Einsatz kam eine von der niederländischen Firma DroneExperts modifizierte DJI Phantom 4Pro, die neben der standardmäßig verbauten RGB Kamera mit einer Flir VuePro 640 UAV Thermalkamera ausgestattet ist (Abb. 10).

Beide Kameras können parallel betrieben werden. Wobei die Flir Kamera nicht durch die Fernbedienung der Drohne angesteuert wird, sondern Aufnahmen in einem vorher fix eingestellten Zeitintervall aufnimmt (eingestellt wurde ein 2 Sekunden Intervall). Die Flir Kamera erzeugt radiometrisch kalibrierte Fotos. Während der Kampagne im Sommer 2020 wurden insgesamt 437 Thermalbilder aufgenommen, die dann im Anschluss zu einem Fotomosaik zusammengesetzt wurden.



Abb. 10. DJI Phantom 4Pro mit RGB-Aufnahmeeinheit und zusätzlicher Thermalkamera Flir VuePro 640 UAV.

Die Thermalbilder (Abb. 11) wurden mit Hilfe der Software FlirTool auf einen fixen Temperaturwert kalibriert und dann als jpg-Dateien exportiert. Zusätzlich wurde von jedem Thermalbild noch eine CSV-Datei mit den Temperaturwerten exportiert. Aus den jpg-Dateien konnte so ein relatives Temperaturbild der gesamten aufgenommenen Fläche erstellt werden. Eine Prozessierung der Daten zur Erstellung eines Orthofotos mit den absoluten Temperaturwerten ist aktuell nur über den Umweg über die CSV-Files möglich, dieser Prozessierungsschritt ist aktuell gerade in Entwicklung.

## 3.6 Hydromorphologisches Monitoring

### 3.6.1 Zeitraffer-Kameras

Es wurden hochauflösende Zeitraffer-Aufnahmen von einer stationären, digitalen Spiegelreflexkamera (Nikon D300) für das Monitoring des Gletschervorfeldes benutzt. Die vom Institut für Ökologie der Universität Innsbruck installierte Kamera dient in erster Linie der Untersuchung der Albedo am Gletscher – dem Hidden.ice-Projekt standen die Fotoserien für die Jahre 2018, 2019, 2020 und 2022 zur Verfügung. Die Zeitraffer-Kamera ist in einem wasserdichten Gehäuse auf einem erhöht gelegenen Felsblock in der

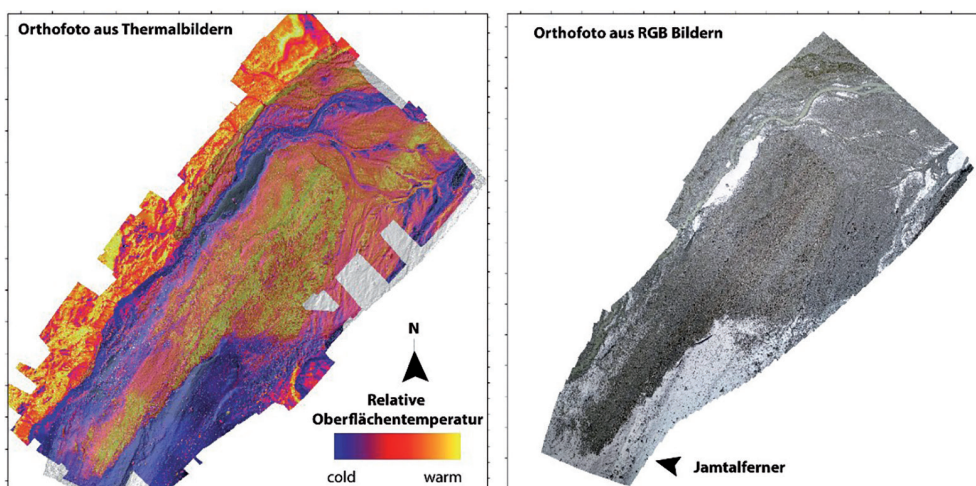


Abb. 11. Orthofoto aus Thermalbildern (links) und aus RGB-Bildern (rechts) des Jamtalferners und seines direkten Gletschervorfeldes aus dem Sommer 2020.



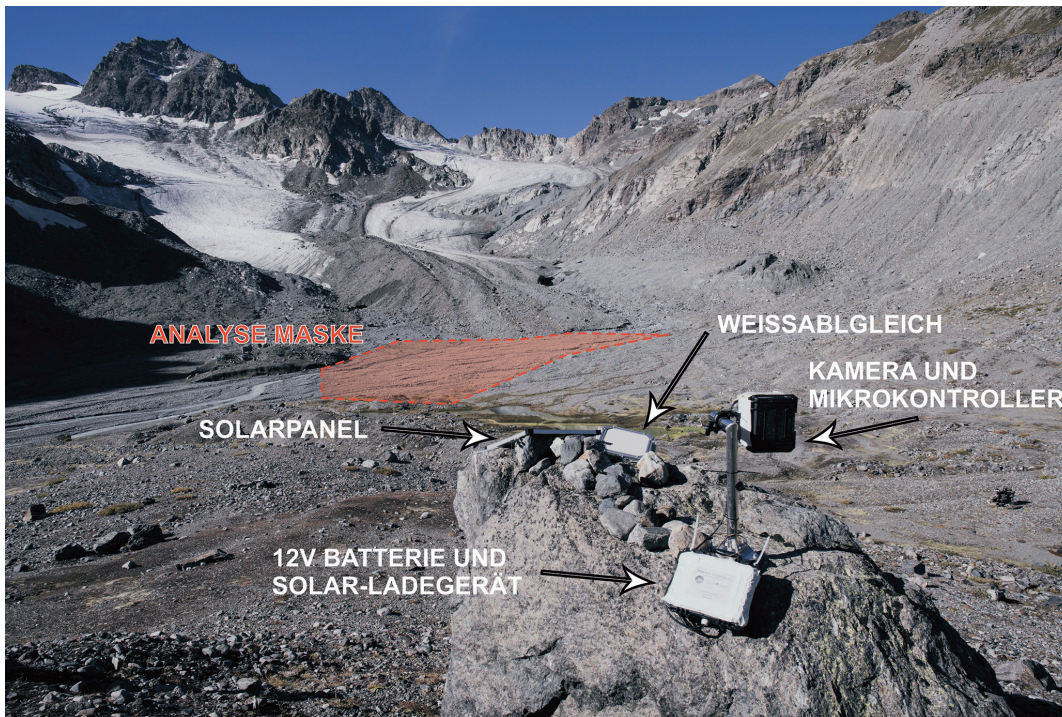


Abb. 12. Aufbau der Zeitraffer-Kameras in der Nähe des Jamtalferners (Blick nach Südwesten), montiert auf erhöhtem Festgestein mit Blick auf die rot markierte proglaziale Schwemmebene. Die Kamera im Vordergrund ist seit 2018 operativ (Instandhaltung und Service durch Institut für Ökologie, Universität Innsbruck), jene im Hintergrund ist seit 2022 durch den Arbeitsbereich Wasserbau, UIBK, in Betrieb genommen worden und erlaubt ein Verschneiden der Bildinformation beider Zeitraffer-Kameras (Abbildung verändert nach HILLER et al., 2022).

Nähe der untersuchten proglazialen Schwemmebene montiert und blickt sowohl auf diese als auch den dahinter befindlichen Jamtalferner (Abb. 12). Während Blende ( $f\ 8.0$ ), Weißabgleich (5560 K), Sensorverstärkung (ISO 200) und Fokus (unendlich) manuell eingestellt wurden, erforderten wechselnde Lichtverhältnisse eine variable Integrationszeit, die von der Kamera automatisch angepasst wird.

Sowohl die Stromversorgung als auch der Auslöser werden von einem Arduino Uno Mikrocontroller gesteuert, der mit einer Echtzeituhr (Modell: DS3231) verbunden ist. Die Stromversorgung erfolgt über ein 100-W-Solarpanel, das eine 12-V-17-Ah-Batterie speist. Basierend auf einer einfachen Schleifenfunktion wird die Kamera eingeschaltet, indem ein Leistungsrelaismodul aktiviert wird, das mit der 12-V-Batterie und einem Spannungsregler verbunden ist, der für eine stabile 9-V-Stromversorgung sorgt. Durch ein 5-V-Signal an den externen Auslöser der Kamera wird folglich ein RGB-Bild aufgenommen. Die Aufnahme wird dann lokal auf einer Compact-Flash-Karte gespeichert, bevor das Relais die Stromversorgung der Kamera wieder unterbricht. Diese Schleife (d.h. Einschalten der Kamera – Aufnahme und Speicherung eines Bildes – Ausschalten der Kamera) ist während der Beobachtungszeiträume täglich in einem stündlichen Intervall aktiv. Die Zeitraffer-Aufnahmen beginnen täglich um 6 Uhr morgens und enden um 20 Uhr abends (beides MEZ), um die Anzahl der in der Regel unterbelichteten Nachtaufnahmen zu reduzieren.

### 3.6.2 Grenzwertpegel

Die Verwendung von Grenzwertpegel (<https://www.ott.com/de-de/produkte/wasserstand-49/ott-grenzwertpegel-71/>) (Abb. 13) ist eine kostengünstige und robuste Methode zur Erfassung von Höchstwasserständen, zum Beispiel während außerordentlicher Überflutungen, wenn der Oberflächenabfluss auch außerhalb des Hauptgerinnes stattfindet. Ein Grenzwertpegel besteht aus einem Steigrohr (meist Plexiglas), in dem eine Pegelmesslatte abgehängt ist. An dieser ist ein mit wasserlöslicher Far-

be versehener Klebestreifen angebracht. In den senkrecht montierten Grenzwertpegel kann der steigende Wasserspiegel durch die untere Öffnung in das Steigrohr eindringen. Dabei löst sich die auf dem Klebestreifen befindliche Farbe von der Pegelmesslatte. Der maximale Pegelstand im Beobachtungszeitraum ist somit nach Abklingen des Ereignisses durch die neue Unterkante des Farbstreifens zu erkennen. Bei Bedarf, beziehungsweise nach jedem messbaren Wasseranschlag, kann der farbige Klebestreifen getauscht werden.

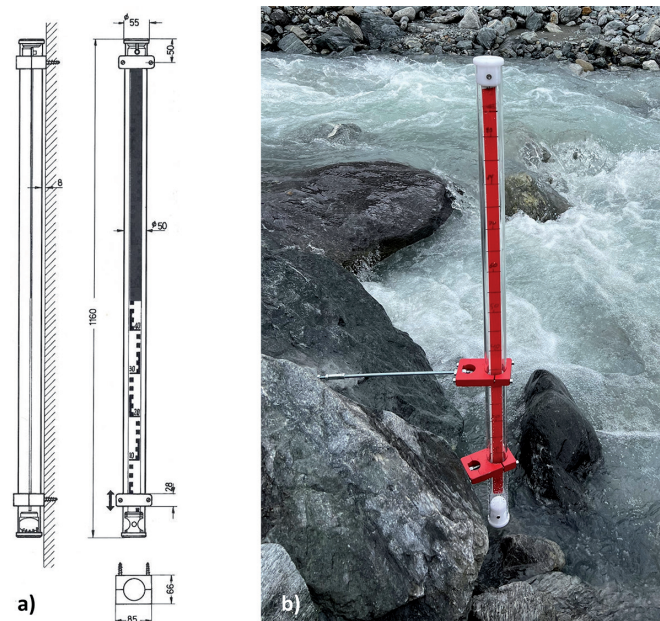


Abb. 13. a) Schematische Darstellung eines Grenzwertpegels des Herstellers OTT HydroMet GmbH (<https://www.ott.com/de-de/produkte/wasserstand-49/ott-grenzwertpegel-71/>) und b) installierter Grenzwertpegel im Gletschervorfeld des Jamtalferners, befestigt mittels Bohreranker und Gewindestangen in unmittelbarer Nähe des Gletscherbaches.





Abb. 14. Anordnung der Beprobungsflächen in der Schotterebene des Gletschervorfelds, markiert mit umweltfreundlichen, wasserbasierten Farben. a) Die Eckpunkte der Analyseraster wurden mit dGPS georeferenziert; b) zeigt einen Beprobungsrahmen mit parallel-gespannten Schnüren (gelb markiert) und noch ungestörten Oberflächensedimenten vor der Einzelkornvermessung.

Dadurch, dass es sich um einen analogen Pegel zur manuellen Ablesung handelt, bestimmt das Ablesintervall die Datendichte. In entlegenen Untersuchungsgebieten, wie dem Gletschervorfeld des Jamtalferners, ist eine Ablesung mit einem höchstens 2-wöchigen Intervall realistisch, so dass Aussagen über die Wasserspiegellagen vor allem für seltenere Starkabflussereignisse getroffen werden können.

Grundsätzlich gibt es zwei Montagevarianten, wobei in diesem Projekt beide zur Anwendung gekommen sind. Sind feste Strukturen, z.B. große Felsblöcke in der Nähe des Gerinnesystems vorhanden, können die Grenzwertpegel mittels Kunststoffschellen über Bohreranker und Gewindestangen in Position gebracht werden. Um die Grenzwertpegel auch freistehend in einer Schotterebene installieren zu können, werden diese an Kiesanker befestigt. Diese Anker bestehen aus einem Stahlrohr ( $L = 1,40\text{ m}$ ) mit einem verschweißten Stahlkreuz aus L-Profilen ( $0,25 \times 0,25\text{ m}$ ) als Fuß. Der Fuß des Kiesankers wird dabei etwa  $0,4\text{--}0,5\text{ m}$  im Schotteruntergrund eingelassen und anschließend mit größeren Steinen beschwert. Zum Schluss werden die verbleibenden Zwischenräume mit feinem Sediment eingeschlammmt.

### 3.6.3 In-Situ Messung der Korngrößenverteilung

Die manuelle Korngrößenanalyse im Gelände bleibt eine wichtige Methode, um die zentralen Parameter der Korngrößenverteilung zu erheben, wenn die Entnahme von Volumenproben für Siebanalysen, zum Beispiel auf Grund der hochalpinen Lage des Untersuchungsgebiets, nicht

möglich oder unwirtschaftlich ist. Im Hidden.ice-Projekt wurde die Korngrößenverteilung an der Oberfläche der proglazialen Schwemmebene mit einer Methode ermittelt, welche die Linienzahlanalyse nach FEHR (1987) und die Raster-basierte Beprobung nach BUNTE & ABT (2001) kombiniert. Dabei wurde die Robustheit und Genauigkeit dieser analogen Methoden genutzt, um einen Basisdatensatz für die Kalibrierung und Validierungen von flächenhaften Korngrößenanalysen im Untersuchungsgebiet zu etablieren. Für unsere methodische Adaption der beiden Ansätze verwendeten wir einen  $1 \times 1\text{ m}$  messenden Rahmen mit fünf parallel-gespannten Schnüren im Abstand von  $0,2\text{ m}$  ( $0,1\text{ m}$  Abstand zum Rahmen (Abb. 14)). Damit erhielten wir je beprobten Raster ( $= 1\text{ m}^2$ ) eine Art fragmentierte Linienzahlanalyse entlang von  $5\text{ m}$ . Bei dieser manuellen und destruktiven Analyse wurde im Abstand von  $0,1\text{ m}$  entlang jeder Schnur ein einzelnes Korn entnommen, um die individuelle b-Achse zu erfassen. Die Zielstichprobe für jedes Raster betrug  $100\text{ Körner/m}^2$ . Die Zuordnung der Einzelkörner in Größenklassen folgte der Methode der Linienzahlanalyse (FEHR, 1987). Entsprechend wurden nur Korngrößen mit einer b-Achse  $> 1\text{ cm}$  berücksichtigt, da kleinere Klaster bei der manuellen Kornzählung meist unterrepräsentiert sind (RICE, 1995). Die resultierende Korngrößenverteilungskurve ist entsprechend abgeschnitten und nicht direkt mit gesiebten Kurven vergleichbar. Für Beprobungsflächen, bestehend aus Körnern mit b-Achsen von  $< 10\text{ cm}$ , ist das Analyseverfahren identisch mit der von BUNTE & ABT (2001) beschriebenen Raster-basierten Beprobung.

## 4 Historische Landschaftsentwicklung im oberen Jamtal

### 4.1 Analyse der kartografischen Grundlagen

Auf Basis der georeferenzierten, historischen Karten erfolgte die manuelle Vektorisierung der Landbedeckung zu den fünf ausgewählten Zeitschnitten nach der in HOHENSINNER et al. (2013) beschriebenen „regressiv-iterativen Rekonstruktionsmethode“. Ausgehend vom Zustand im Jahr 2015 wurden die Landschaftszustände in den Jahren 1970, 1921, 1870 und 1820 schrittweise rückwärts bis zu der am wenigsten bekannten Situation im Jahr 1820 rekon-

struiert (ATZLER, 2021). Dieser chronologische Ansatz ermöglicht eine wesentlich genauere Rekonstruktion der früheren Landschaftsmerkmale als die Analyse des Zustands zu einem einzigen Zeitpunkt. Wenn einer der Zeitschritte abgeschlossen war (z.B. 1970), wurde die nächst ältere Situation (1921) auf der Grundlage der abgeschlossenen Situation (1970) erarbeitet. Das bedeutet, dass jede Struktur (GIS-Merkmal) der Landschaft von 1970 überprüft wurde, um festzustellen, ob sie entweder unverändert blieb, ihr Aussehen veränderte oder verschwand. Wurde eine

Veränderung festgestellt, war die nächste Frage, ob dies natürlichen Prozessen, menschlichen Eingriffen oder fehlerhaften Kartierungen geschuldet war. Nach diesen Überlegungen wurde die jeweilige GIS-Struktur für die Situation im Jahr 1921 modifiziert. Nach Abschluss der Rekonstruktion eines Zeitschnittes wurden alle geografischen Strukturen daraufhin überprüft, inwieweit sie die Interpretation der Strukturen in den jüngeren Zeitschnitten (z.B. 1970) beeinflussen. Ein wichtiger Aspekt war dabei, ob sich neue Aussagen über die Zustände der Landschaft in den jüngeren Zeitstufen machen lassen und Korrekturen vorgenommen werden müssen. Nach Abschluss dieser iterativen Korrekturen in allen relevanten Zeitschnitten konnte mit der Rekonstruktion des nächstälteren Schrittes (hier: 1870) begonnen werden. Dieser regressiv-iterative Ansatz erfordert eine permanente kritische Revision der bereits bearbeiteten Zeitschnitte und endet schließlich mit der Rekonstruktion der gesamten Zeitreihe.

Auf der Grundlage der GIS-Rekonstruktionen wurden im nächsten Schritt die Veränderungen der historischen Landbedeckung für das gesamte Jamtal in drei verschiedenen Höhenstufen und für das Obere Jamtal (Teileinzugsgebiet des Jamtalferners) analysiert. Im vormals vergletscherten Gebiet zwischen der maximalen Ausdehnung des Jamtalferners im Jahr 1864 und 2015 wurde die biogeomorphologische Entwicklung der fluvialen Korridore zusätzlich untersucht. Dafür wurden alle Fließgewässer, die zwischen 1820 und 2015 existierten, seitlich 50 m gepuffert und der Wandel der Landbedeckung im Pufferbereich gesondert analysiert. Darüber hinaus wurde die für den Zeitraum 1970–2015 rekonstruierte Landbedeckung mit dem „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI), der auf der Grundlage von Fernerkundungsdaten zwischen 1985 und 2016 berechnet wurde, verglichen (FISCHER et al., 2019b).

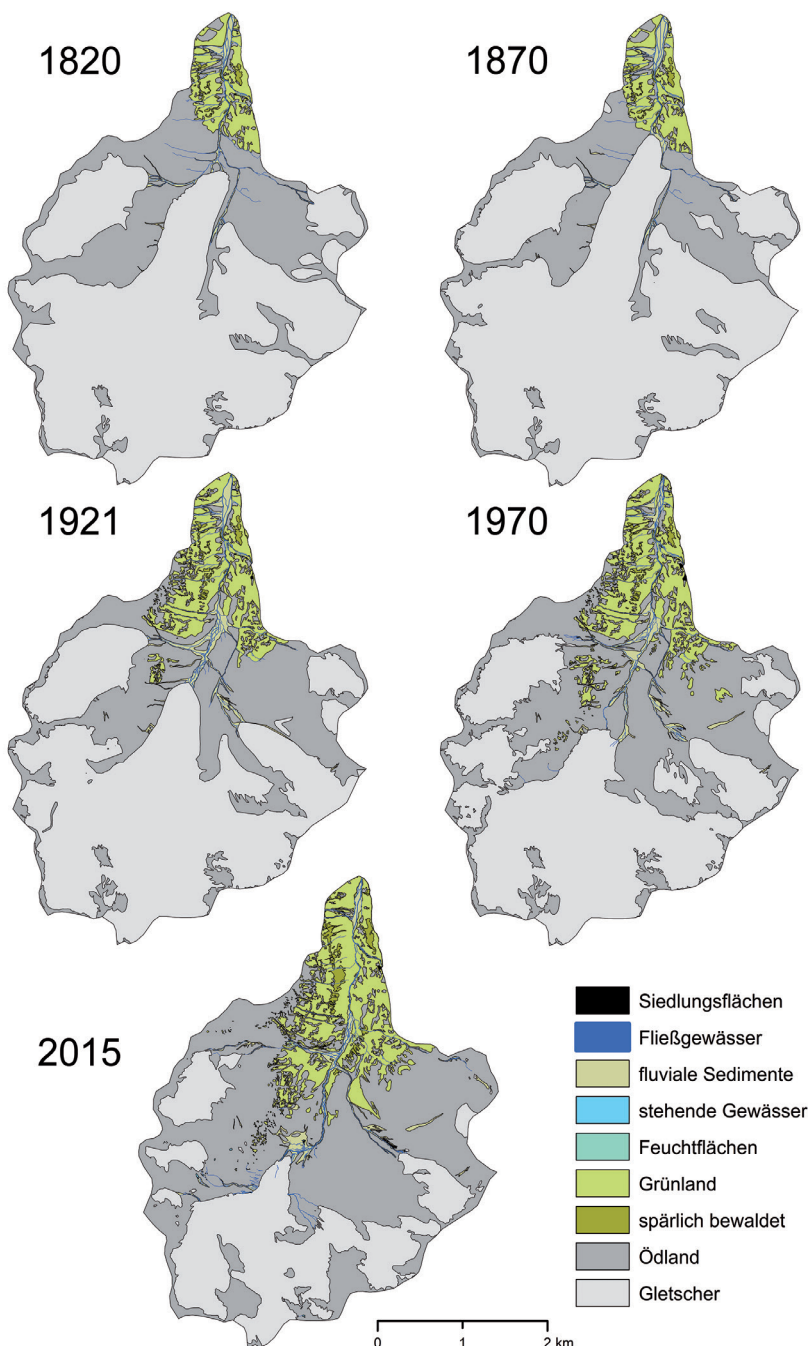


Abb. 15. Rekonstruierte Landbedeckung im oberen Jamtal (Jamtalferner-Teileinzugsgebiet) zwischen 1820 und 2015 (die Fließgewässer sind aus Gründen der Sichtbarkeit breiter dargestellt als sie tatsächlich waren/sind; verändert nach HOHENSINNER et al., 2021a).



## 4.2 Entwicklung im Jamtalferner-Teileinzugsgebiet 1820–2015

Verfolgt man die Veränderung der Landbedeckung im oberen Bereich des Jamtals zwischen den fünf rekonstruierten Zeitschnitten, so erhält man nicht nur detaillierte Einblicke in die Entwicklung des Gletschers, sondern auch in jene der Fließgewässer, des Ödlands und der vegetationsbedeckten Bereiche (Abb. 15). Die Rekonstruktion der Situation im Jahr 1820 ermöglicht es, die letzten Jahrzehnte des Gletscherwachstums am Ende der Kleinen Eiszeit nachzuvollziehen. So stieg die Fläche der vergletscherten Bereiche bis 1870 von 64 auf 70 % bezogen auf die Ausdehnung des Jamtalferner-Teileinzugsgebiets an (Abb. 16 unten links; ATZLER, 2021; HOHENSINNER et al., 2021a). Im Zusammenhang mit dem Gletschervorstoß verringerte sich das vegetationslose Ödland um 5 Flächenprozent. Das Ergebnis bezogen auf das Grünland deutet darauf hin, dass es mit 4 % stabil geblieben war. Das Gletscherwachstum könnte jedoch einige Teile des alpinen Grünlandes vernichtet haben, was in den historischen Quellen nicht ersichtlich ist. Die Rekonstruktion für 1870 liegt sehr nahe an der maximalen Ausdehnung des Jamtalferners am Ende der Kleinen Eiszeit (im Jamtal 1864 laut FISCHER et al.,

2019b). Demnach nahm die Gletscherausdehnung nach 1870 bis 1921 um 14 % ab, während die Ödlandfläche nur um 7 % zunahm (Abb. 16 unten). Dies ist auf die Besiedlung durch die Vegetation zurückzuführen, die zu einer Verdoppelung des alpinen Grünlandes von 4 auf 8 Flächenprozent führte. Im Zeitraum zwischen 1921 und 1970 ist auch ein signifikanter Gletscherschwund ersichtlich, die Vegetationsflächen nahmen allerdings nur sehr wenig zu. Bis zum Jahr 2015 beschleunigten sich diese Prozesse jedoch wieder. Obwohl der Zeitraum 1970–2015 nur 45 Jahre umfasst, verringerten sich die eisbedeckten Flächen um 18 Flächenprozent, das Ödland dehnte sich hingegen um 14 % und das Grünland um 4 % aus. 2015 erreichte Krummholz zum ersten Mal eine nennenswerte Fläche im oberen Jamtal (Abb. 16 rechts unten).

Langfristig gesehen, seit 1820, sind ein Gletscherrückgang von 55 % bezogen auf die Ausdehnung im Jahr 1820 und eine starke Zunahme des Ödlands um 82 % zu verzeichnen (Abb. 16 oben). Die fluvial geprägten Sedimentflächen haben sich um 126 % vergrößert, wobei die Zuwächse bei alpinem Grünland (196 %) und Krummholz (304 %) noch größer waren.

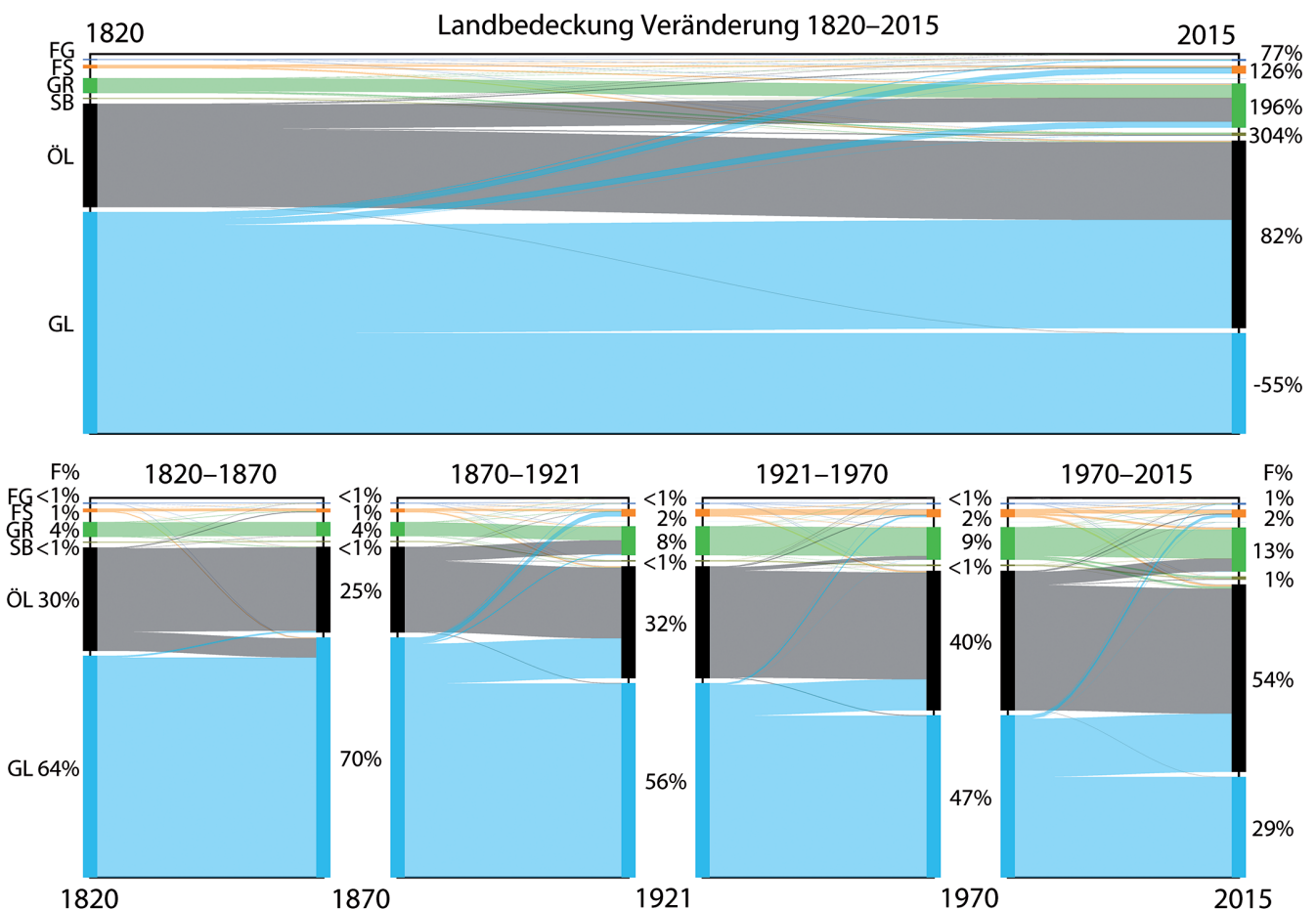


Abb. 16. Veränderung der Landbedeckung im Teileinzugsgebiet des Jamtalferners zwischen 1820 und 2015 (oben) und für einzelne Zeiträume (unten). Oben: Die Prozentwerte am rechten Rand beziehen sich auf die relativen Veränderungen von 1820 bis 2015. Unten: Die Prozentwerte beziehen sich auf die prozentuale Bedeckung (Flächenprozent = F %) bezogen auf die Gesamtfläche des Teileinzugsgebietes. Beispiel unten rechts: Im Jahr 1970 waren 40 % des Gebiets Ödland (ÖL, schwarz/grau). Davon ging bis 2015 ein deutlicher Anteil in Grünland (GR, grün) über, während sich große ehemals vergletscherte Flächen (GL, blau) zu Ödland (ÖL) entwickelten. Im Jahr 2015 schließlich umfasste das Ödland 54 % des gesamten Teileinzugsgebietes (nur Landbedeckungstypen mit einem signifikanten Flächenanteil sind gekennzeichnet; FG = Fließgewässer, FS = fluviale Sedimente, SB = spärlich bewaldet/Krummholz; verändert nach HOHENSINNER et al., 2021a).

### 4.3 Entwicklung der fluvialen Korridore im proglazialen Gebiet 1820–2015

Die Entwicklung der fluvialen Korridore in jenem Gebiet, das zwischen dem Maximum der Gletscherausdehnung im Jahr 1864 und 2015 durch den sich zurückziehenden Gletscher freigelegt wurde (proglaziale Zone), verdient eine genauere Betrachtung. In diesem Gebiet wurden alle zwischen 1820 und 2015 vorhanden gewesenen Wasserläufe einschließlich eines seitlichen Puffers von 50 m untersucht. Der Gletschervorstoß nach 1820 hat nicht nur Teile des Jambachs, sondern auch mehrere unbewachsene fluvial überformte Sedimentflächen ausradiert (vgl. 1820 und 1870 in Abbildung 15 und 17 unten links). Ödland, das heißt mit Gletscherschutt bedeckte Flächen, verschwanden fast völlig. Bis 1870 wurden 97 % der Fließgewässerkorridore allmählich mit Eis bedeckt. Dieser Zustand kann als ein „Reset“ des fluvialen Systems in der untersuchten proglazialen Zone interpretiert werden (HOHENSINNER et al., 2021a).

Der drastische Rückgang der Gletscher zwischen 1870 und 1921 spiegelte sich in der erheblichen Ausweitung der freiliegenden Schutt- und Felsflächen (Ödland) auf 23 %

der Gesamtausdehnung der fluvialen Korridore wider. Die von fluvialen Sedimenten bedeckten Flächen, in erster Linie proglaziale Schwemmebenen, nahmen auf 12 % und die von Fließgewässern bedeckten Flächen auf ca. 1 % zu. Bewachsene Flächen, die 1870 kaum vorhanden waren, bedeckten innerhalb von 51 Jahren bereits 4 % der Korridore. Die fortschreitende Deglazialisierung zwischen 1921 und 1970 legte neue Schuttflächen frei, die sich auf insgesamt 40 Flächenprozent ausdehnten (Abb. 17 unten). Die fluvialen Sedimente dehnten sich hingegen nur geringfügig aus, obwohl sich einige ehemals vergletscherte Gebiete in proglaziale Schwemmebenen verwandelten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass einige ältere fluvial geprägte Bereiche durch andere Arten von unverfestigtem Schutt (Ödland) ersetzt wurden. Eine mögliche Erklärung ist, dass das Gelände steiler wird, wenn sich der Gletscher in höhere Lagen zurückzieht. Hier könnten Ablagerungen von den Talseiten und Seitenmoränen ältere fluviale Landformen begraben haben. Dennoch haben sich die Fließgewässer bis 1970 ungefähr verdoppelt und die bewachsenen Flächen um 2 % vergrößert.

Schließlich verwandelten sich bis 2015 fast alle ehemals eisbedeckten Standorte in Ödland oder fluviale Sediment-

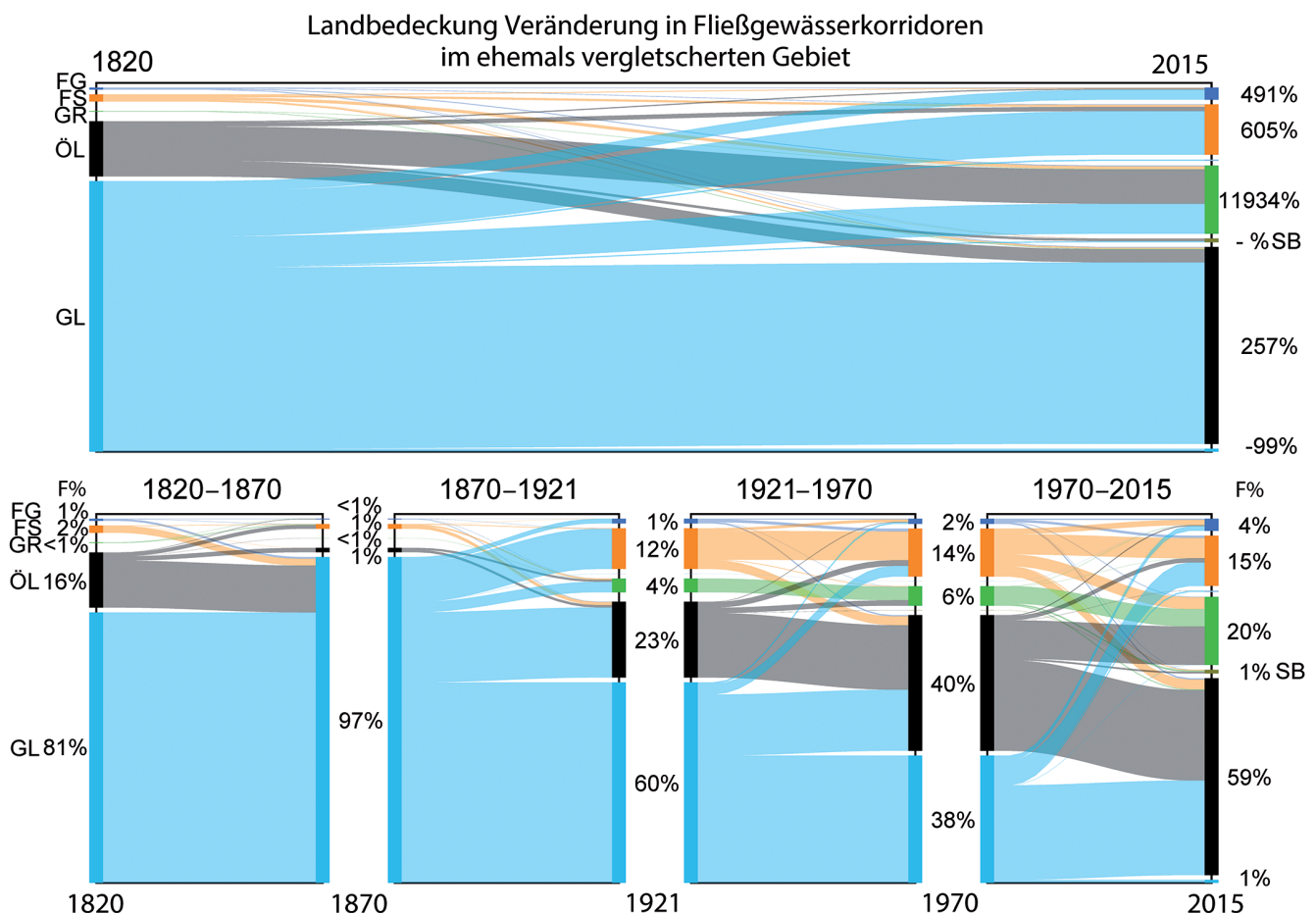


Abb. 17. Veränderung der Landbedeckung der Fließgewässerkorridore 1820–2015 im proglazialen Gebiet, das zwischen den maximalen Ausdehnungen der Gletscher 1864 und 2015 vergletschert war (Abb. 15). Die Fließgewässerkorridore beziehen sich auf alle Fließgewässer, die in diesem Gebiet zwischen 1820 und 2015 existierten, einschließlich seitlicher, 50 m breiter Puffer. Oben: Die Prozentwerte am rechten Rand beziehen sich auf die relativen Veränderungen von 1820 bezogen auf die Ausdehnung im Jahr 1820. Unten: Die Prozentwerte beziehen sich auf die prozentuale Bedeckung (Flächenprozent = F%) bezogen auf die Gesamtfläche der Fließgewässerkorridore. Beispiel 1921–1970 unten Mitte: Im Jahr 1921 wiesen 12 % der Flusskorridore fluviale Sedimente auf (FS, orange). Davon ging bis 1970 ein deutlicher Anteil in Ödland (ÖL, schwarz/grau) über. Im Gegenzug entwickelten sich kleinere Anteile ehemaliger Gletscher (GL, blau) und Ödland (ÖL) zu fluvialen Sedimentflächen (FS). Im Jahr 1970 machten fluviale Sedimente 14 % der untersuchten fluvialen Korridore aus (nur Landbedeckungstypen mit einem signifikanten Flächenanteil sind gekennzeichnet; FG = Fließgewässer, GR = Grünland, SB = spärlich bewaldet/Krummholz; verändert nach HOHENSINNER et al., 2021a).

flächen proglazialer Schwemmebenen. Ödland war somit 2015 die dominierende Form der Landbedeckung (59 %). Durch die Verlängerung des Flusssystem bergwärts verdoppelten sich die Fließgewässer noch einmal. Die alpine Vegetation profitierte deutlich von den veränderten physikalischen Bedingungen und nahm von 6 % im Jahr 1970 auf 20 % im Jahr 2015 zu.

Langfristig war das gesamte System der fluvialen Korridore, das sich zwischen 1820 und 2015 in ehemals eisbedeckten Flächen entwickelt hat, durch eine beinahe Verfünfachung der Fließgewässer gekennzeichnet; fluvial geprägte Sedimentflächen wuchsen auf das Sechsfache ihres ursprünglichen Ausmaßes an. Zudem haben sich die ursprünglich kaum vorhandenen bewachsenen Flächen fast verzweifacht (Abb. 17 oben).

#### 4.4 Zusammenhang Geländeneigung und Entwicklung fluvialer Korridore 1870–2015

Anzunehmen ist, dass die Geländeneigung eine Rolle bei der Entwicklung der Flusskorridore spielt (EICHEL et al., 2018), weshalb diesem Aspekt eine eigene Untersuchung gewidmet wurde. Abbildung 18 zeigt bestimmte Formen des Landbedeckungswandels in Bezug zur Geländeneigung nach der maximalen Gletscherausdehnung zwischen 1870 und 2015. Sie zeigt, dass fluviale Sedimente wie z.B. proglaziale Schwemmebenen vorwiegend ehemals vergletscherte Flächen in flacherem Gelände mit einer medianen Neigung von nur 11° ersetzen (GL–FS in Abb. 18; HOHENSINNER et al., 2021a). An steileren, aber nicht zu steilen ehemals eisbedeckten Standorten konnte sich alpines

Grasland entwickeln (GL–GR, mediane Neigung = 17°), und Gletscher in steilerem Gelände wurden weitgehend durch unbegrüntes Ödland ersetzt (GL–ÖL).

In sehr flachem Gelände blieben hingegen die fluvial geprägten Flächen langfristig stabil (FS–FS, mediane Neigung = 4°). In steilerem Gelände mit einer mittleren Neigung von 13° wurden solche Flächen von der Vegetation besiedelt (FS–GR). In sehr viel steilerem Gelände wurden die meisten jedoch bald von Schutt aus den Seitenmoränen oder aus den Talflanken bedeckt oder auch ausgewaschen, sodass das Grundgestein freigelegt wurde (FS–ÖL, mediane Neigung = 19°). Von Vegetation besiedeltes Ödland wiederum wies eine mediane Neigung von 30° auf (ÖL–GR). Etwas steileres Ödland blieb oft vegetationslos (ÖL–ÖL). Da die beiden letztgenannten Fälle eine sehr ähnliche Verteilung aufweisen, könnte die Vegetationsbedeckung ehemaliger Ödlandflächen auch durch andere Faktoren als die in dieser Studie analysierten beeinflusst worden sein.

#### 4.5 Vergleich „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI) und historische Analysen

Die umfangreichen historischen Untersuchungen ermöglichen auch einen Vergleich mit Fernerkundungsdaten aus den letzten Jahrzehnten, wodurch zwei völlig unterschiedliche methodische Ansätze miteinander verschränkt werden können. FISCHER et al. (2019b) berechneten basierend auf Satellitenbildern die Dichte der Bodenbedeckung mit Hilfe des „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI; ROUSE et al., 1974). In der proglazialen Zone des Jamtal-

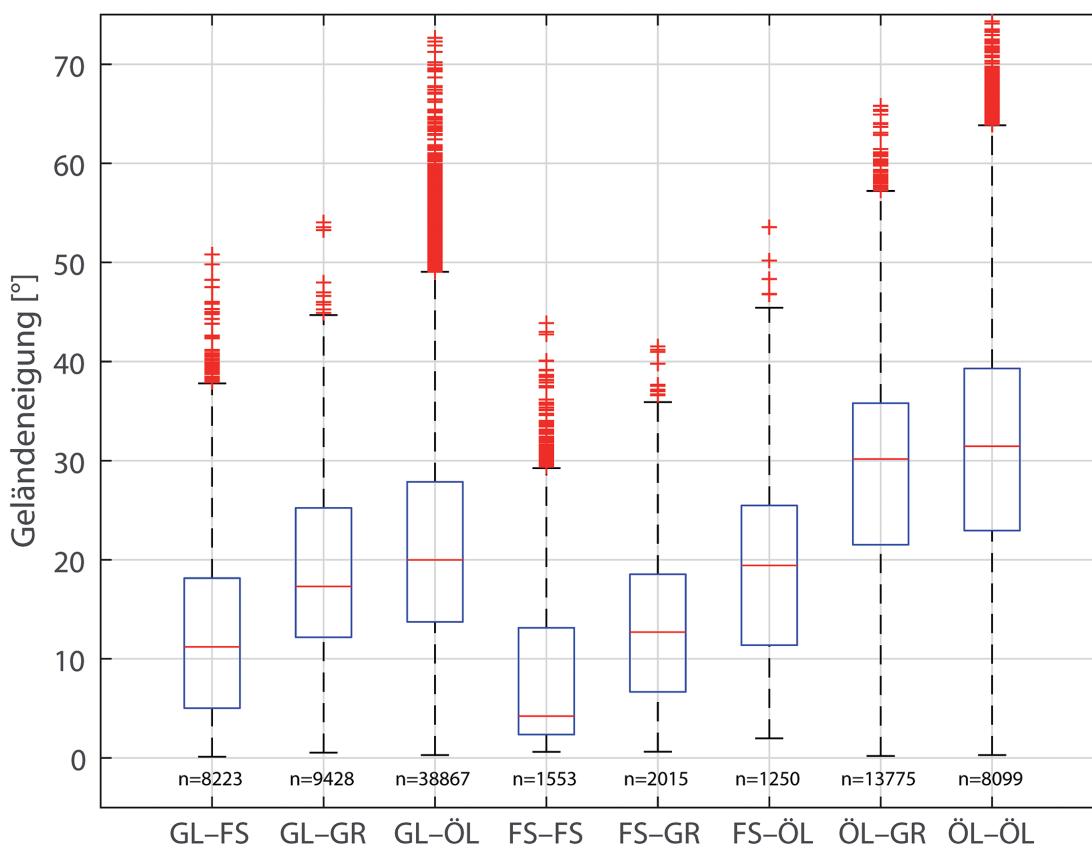


Abb. 18. Geländeneigung versus Änderung der Landbedeckung in den fluvialen Korridoren im proglazialen Gebiet, das zwischen 1864 und 2015 vergletschert wurde (Abkürzungen siehe Tabelle 2; n = Anzahl der 5 m-Rasterzellen; verändert nach HOHENSINNER et al., 2021a).

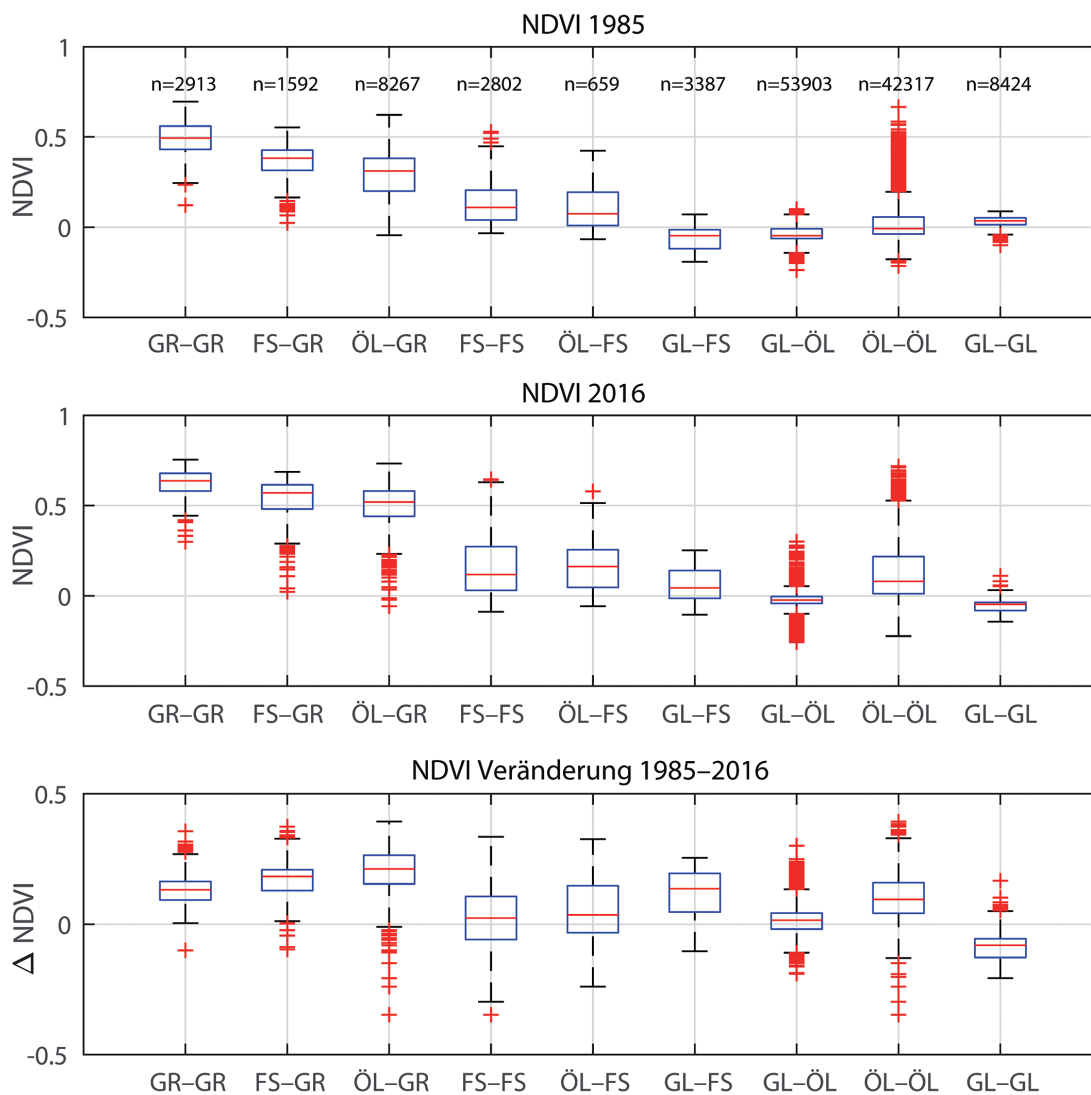


Abb. 19. „Normalized Difference Vegetation Index“ (NDVI) berechnet für die proglaziale Zone des Jamtalferners in den Jahren 1985 und 2016, basierend auf FISCHER et al. (2019b). Untere Grafik: Veränderungen (Differenz) des NDVI zwischen 1985 und 2016. X-Achsen: Rasterzellentransformationen vom Landbedeckungstyp 1970 zum Typ 2015 (Abkürzungen siehe Tabelle 2; n = Anzahl der 5 m-Rasterzellen; verändert nach HOHENSINNER et al., 2021a).

ferners stieg der Gesamt-NDVI mit der Dauer der Exposition seit dem Gletscherrückzug von einem Mittelwert von 0,11 im Jahr 1985 auf 0,27 im Jahr 2016. Die Kombination des rekonstruierten Datensatzes für 1970–2015 mit dem NDVI 1985–2016 zeigt, dass fast alle Flächen, die zwischen 1970 und 2015 Grünland geblieben sind, einen steigenden NDVI aufweisen (siehe GR-GR in Abbildung 19 unten; HOHENSINNER et al., 2021a). Dies bedeutet, dass die Bodenbedeckung auf diesen Flächen zugenommen hat.

Interessanterweise hatten Standorte, die sich von unbewachsenen Flusssedimenten oder Ödland zu Grünland entwickelt hatten (FS-GR und ÖL-GR), 1985 einen höheren NDVI als unbewachsene Standorte, die vegetationslos geblieben waren (FS-FS und ÖL-ÖL, Abb. 19 oben). Dies deutet darauf hin, dass die Umwandlung der Ersteren in Grünland bereits vor 1985 begonnen haben muss. Außerdem nahm die Bodenbedeckung auf solchen neu besiedelten Flächen zwischen 1970 und 2015 stärker zu als auf Standorten, die als Grünland erhalten blieben (Abb. 19 unten). Flächen, die sowohl 1970 als auch 2015 als Flusssedimente identifiziert wurden, wiesen keine signifikante Zunahme der Bodendecke auf (FS-FS, Abb. 19 unten). Anhaltendes Ödland hingegen zeigt eine leichte Zunahme (ÖL-ÖL, Abb. 19 unten). Schließlich zeigen vergletscherte Standorte, die sich zwischen 1970 und 2015 zu fluvial ge-

prägten Flächen entwickelt haben (GL-FS), eine stärkere Zunahme der Bodenbedeckung als solche, die zu Ödland geworden sind (GL-ÖL, Abb. 19 unten).

#### 4.6 Zusammenfassung historische Landbedeckung im oberen Jamtal

Die wichtigsten Erkenntnisse mit besonderem Fokus auf das primär glazial geprägte Gewässersystem im Jamtal zwischen 1820 und 2015/19 sind (HOHENSINNER et al., 2021a):

(1) Zwischen 1820 und 2015 gingen die vergletscherten Flächen um 55 % zurück, was mit einer enormen Zunahme der exponierten Ödlandflächen einherging (Abb. 16 oben). Die fluvial geprägten Sedimentflächen vergrößerten sich um 126 %. Parallel dazu nahm alpines Grünland um 196 % und Krummholz sogar um 304 % zu. Eine detaillierte Analyse der fluvialen Korridore in der proglazialen Zone (Gebiet, das nach dem LIA-Maximum 1864 vergletschert wurde) zeigt, dass neue fluviale Systeme entstanden, die sich nach oben ausdehnten und damit der zurückweichenden Gletscherzunge folgten.

(2) Seit der maximalen Ausdehnung des Gletschers 1864/70 hat sich das Hauptgewässer des Gerinnesystems



(Jambach) bis 2019 um ca. 2.740 m (ca. 19 m/Jahr) nach oben ausgedehnt und dabei eine Höhe von 370 m überwunden. Hohe Schmelzwasserabflüsse und extreme Niederschlagsereignisse im Sommer sowie ein ausreichendes Sedimentangebot im Vorland des Gletschers (Proglazialbereich) kontrollieren primär das neue, hochdynamische System. Etwa die Hälfte der neuen Gewässer, die sich zwischen 1870 und 1921 in den ehemals vergletscherten Gebieten entwickelt hatten, war 2015 noch vorhanden. Fast ein Fünftel der neuen Gewässer wurde wieder unter Schutt begraben und fast ein Drittel wurde von Vegetation besiedelt.

(3) Neuere Daten zeigen, dass der Prozess der Entgletscherung viel schneller verläuft als die Besiedelung durch die alpine Vegetation. Dementsprechend dehnt sich das Ödland (unbewachsener Schutt, Felsen) aus und kann den

Sedimentnachschub für das fluviatile System verstärken. Der Klimawandel verstärkt die Transformation der alpinen Gletscherlandschaft und ihrer fluviatilen Systeme, sowohl hydrologisch als auch in Bezug auf die Sedimentzufuhr. In ehemals vergletscherten Gebieten entstehen neue fluviatile Systeme, was auch die menschliche Nutzung in tiefer gelegenen, besser nutzbaren Regionen der Alpenlandschaft beeinflusst.

Die Langzeituntersuchung solcher Landschaften zeigt, dass sich die Transformationsprozesse in den letzten Jahrzehnten beschleunigt haben. Die historische Entwicklung der hochalpinen Geländetopografie, das heißt der Hänge der vergletscherten Moränen und des Talbodens, ist entscheidend für das Verständnis der potentiellen fluviatilen Sedimentfracht, der Murgänge und der Besiedelungsprozesse der alpinen Vegetation.

## 5 Landschaftsveränderungen im Bereich des Gletschervorfelds des Jamtalferners

Durch die drei ALS-Datensätze können für den gesamten Bereich des Gletschervorfelds des Jamtalferners die Oberflächenveränderungen seit dem Jahr 2006 flächendeckend bestimmt werden. Im Fokus der Untersuchungen standen einerseits die Veränderungen im Bereich des Gletscherbaches, aber auch ein möglicher Sedimenteintrag von den angeschlossenen Hängen, die hauptsächlich als Ufermoränen anzusprechen sind.

Betrachtet man die Oberflächenveränderungen zwischen 2006 und 2021, also über 15 Jahre, dann fällt auf, dass im Gebiet eine hohe Sedimentdynamik zu verzeichnen ist, die sich in größere Erosionsbereiche und größere Akkumulationsbereiche unterteilen lässt (Abb. 20).

Der Gletscherbach des Jamtalferners wurde in zwei Bereiche (Abschnitt I und Abschnitt II) aufgeteilt. Diese Bereiche stellen das direkte und aktive Gletschervorfeld (I) und den daran anschließenden Bereich (II) dar. Beide Flächen sind in erster Linie unbeeinflusst von seitlich einmündenden Einzugsgebieten. Der Bachabschnitt III dagegen ist stark durch Abfluss, aber auch durch Sedimenteintrag von westlich und östlich anschließenden Seitengletschern geprägt, daher wurde hier der Hauptbach des Jamtalferners für die Analysen auf die einmündenden Bachläufe erweitert.

Die an die Bachabschnitte I und II angrenzenden Seitenhänge (Ufermoränen) wurden in die Abschnitte AA, A, B und C unterteilt. Diese Unterteilung erfolgte in erster Linie anhand der sichtbar unterschiedlichen Stärke der Sedimentdynamik, die aber gleichzeitig in gewisser Weise eine Chronologie der Eisfreiwerdung darstellt (AA und A erst vor kurzem entgletschert, B und C schon deutlich länger eisfrei).

Deutlich sichtbar ist, dass die Ufermoränen zwar eine hohe (wenn auch differenzierte) Hangdynamik aufweisen, jedoch diese Hänge allerdings alle vom Hauptgerinne entkoppelt sind, also kein Sediment in den Gletscherbach des Jamtalferners einspeisen. Neben der unterschiedlichen

Stärke der Oberflächenveränderungen ist zudem deutlich sichtbar, dass an dieser Dynamik unterschiedliche geomorphologische Prozesse beteiligt sind. Im Folgenden sollen sowohl die Gerinneabschnitte als auch die einzelnen Ufermoränen separat untersucht werden.

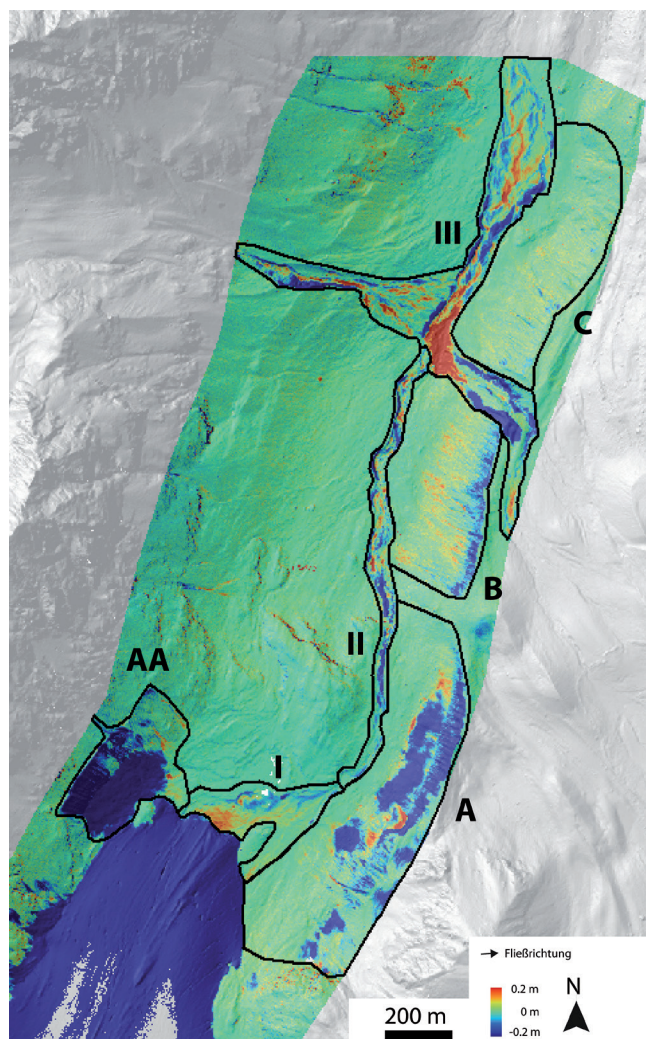


Abb. 20. Mittlere jährliche Oberflächenveränderungen (2006–2021) im Bereich des Gletschervorfelds des Jamtalferners und die für eine weitere Analyse separierten Teilbereiche (Gerinnesektionen I–III und Hangbereiche AA–C).

## 5.1 Gerinnedynamik

Der Gletscherbach des Jamtalferners wurde ausgehend von der Gletscherstirn (maßgeblich war hier der Gletscherstand zum Zeitraum der ALS-Befliegung 2006) bis knapp oberhalb der Jamtalhütte untersucht. Bereits im Gesamtbild zeigt sich, dass die Dynamik in diesem Gerinnesystem in unterschiedliche Teile gegliedert werden kann, die dann eingehend untersucht wurden. Insgesamt wurde der Gletscherbach in drei Abschnitte unterteilt: Abschnitt I stellt das direkte Gletschervorfeld dar, das durch Sediment führenden Gletscherabfluss geprägt ist; Abschnitt II schließt sich direkt an, in dieser Sektion hat der Gletscherbach einen Teil seines Sediments im direkten Gletschervorfeld der Sektion bereits abgelagert, so dass ausreichend Transportkapazität vorhanden ist, um neues Material aufzunehmen; in Abschnitt III bekommt dann der Gletscherbach über seitliche Zuflüsse einerseits Wasser, aber viel wichtiger noch Material über Murgänge oder fluvialen Gerinnetransport zugeführt.

Abbildung 21 zeigt ein Differenzbild der Gerinnesektion I als langjährige (15 Jahre) mittlere Oberflächenveränderungen (2006–2021). Hieraus wird deutlich, dass ein Großteil des vom Gletscher stammenden Materials bereits nach kurzer Lauflänge (die ersten ca. 150 m) abgelagert wird. Einschränkend ist hier zu erwähnen, dass es sich hier strenggenommen um den Bereich des direkten Gletschervorfelds handelt, der bereits seit 2006 eisfrei ist. Allerdings zeigen die Oberflächenveränderungen zwischen den Datensätzen 2019 und 2021 im eisfreien Gebiet seit 2019

einen ähnlichen Trend, auch wenn hier nur ein zweijähriger Zeitraum abgebildet werden kann. Diese großflächigen Akkumulationsbereiche werden dann von einem Umlagerungsbereich abgelöst, an den sich im weiteren Verlauf eine Erosionsstrecke anschließt.

Diese sehr deutliche Abfolge der Sektion I stellt sich in der Sektion II dann etwas komplexer dar (Abb. 22). Gleichwohl beginnt dieser Abschnitt im Anschluss an die Sektion I mit einer längeren Erosionsstrecke. Hier spielt sicherlich die stärkere Transportkapazität des Gletscherbachs eine wesentliche Rolle, da der Bach hier einen etwas steileren Abschnitt durchläuft. Im Anschluss an diesen Bereich zeigt der Bach einen Wechsel zwischen Erosion und Akkumulation mit sichtbaren Strukturen (Schotterbänke). Diesen Bereich kann man dann als klassischen Umlagerungsbereich ansehen.

Die Sektion III ist geprägt durch die Gerinnedynamik im Bereich des Hauptbaches, gleichzeitig ist sie hochgradig beeinflusst durch die seitlich einmündenden Abschnitte (westlicher Teil durch Mure, östlicher Teil durch Gletscherabfluss eines Seitengletschers). Hier muss klar festgehalten werden, dass die Dynamik damit nicht mehr allein durch den Jamtalferner gesteuert ist, sondern dass die Hauptrolle hier die beiden einmündenden Systeme spielen. Dies wird auch deutlich, wenn man die Sektionen I bis III gemeinsam betrachtet (Abb. 23). Während die gesamte Sektion I im langjährigen Mittel eine leichte Tendenz zur Akkumulation aufweist, ist die Sektion II im Mittel durch eine leichte Erosion geprägt. Es ist davon auszugehen, dass sich diese Tendenz zur Erosion in der Sektion III wei-

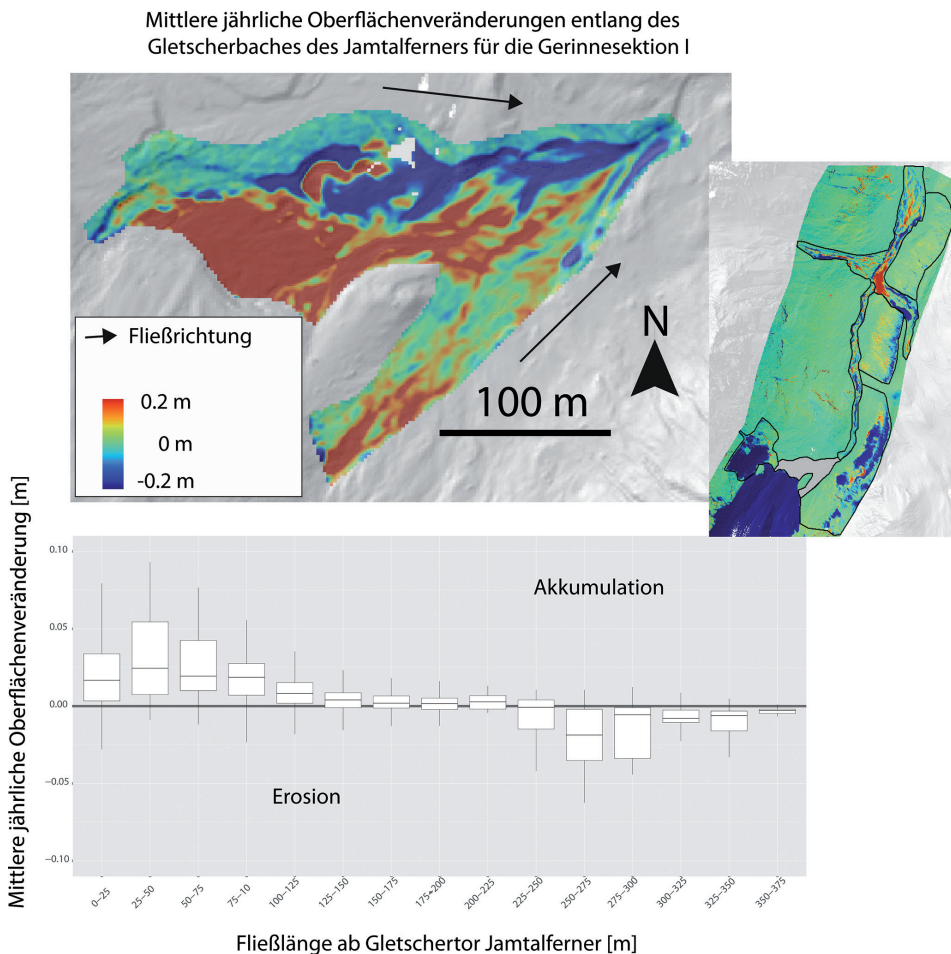


Abb. 21. Mittlere jährliche Oberflächenveränderungen in der Sektion I des Gletscherbaches des Jamtalferners als Differenzbild und als Boxplot-Diagramm aufgeschlüsselt nach 25 Meter-Fließlängenabschnitten.



Mittlere jährliche Oberflächenveränderungen entlang des Gletscherbaches des Jamtalferners für die Gerinnesektion II

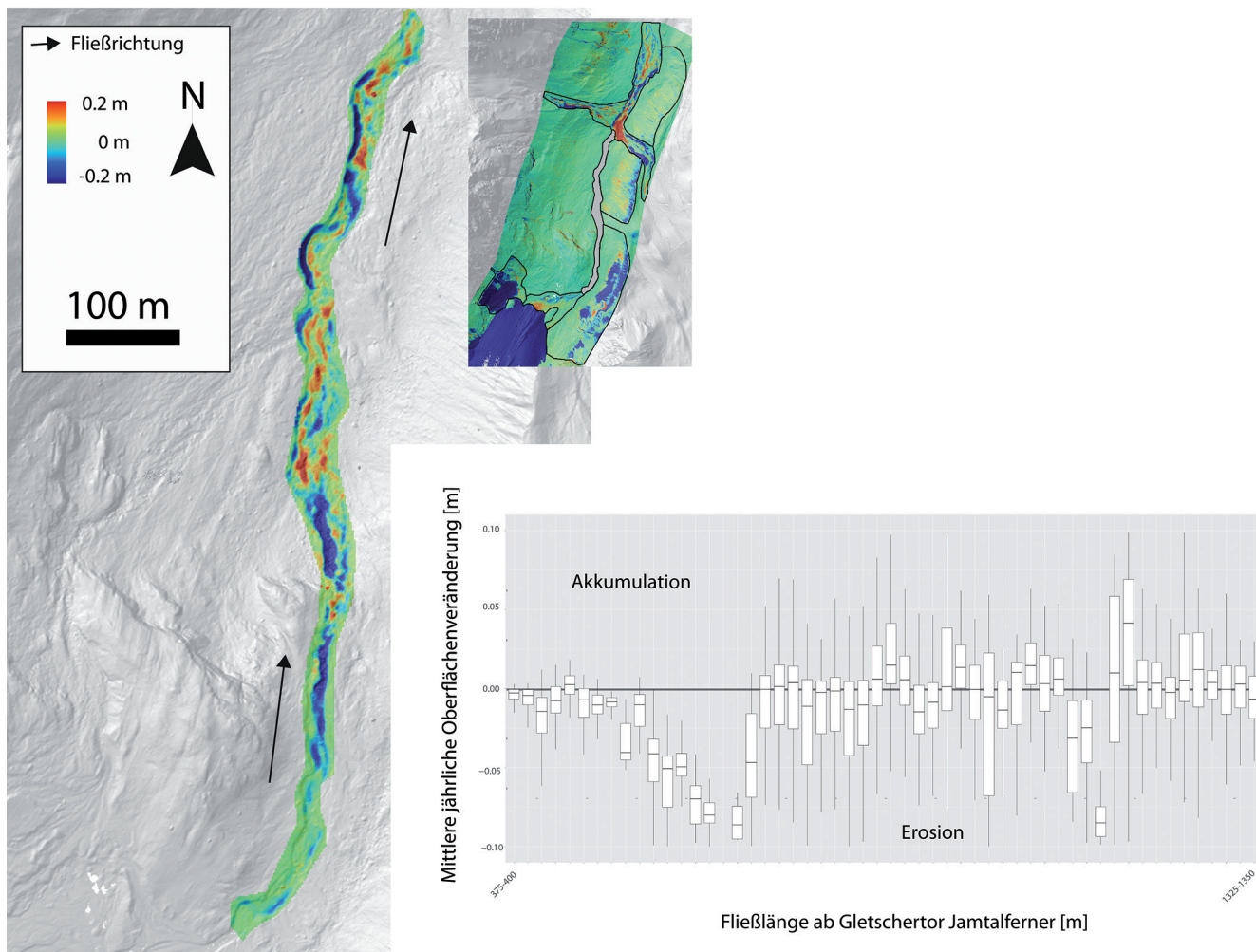


Abb. 22. Mittlere jährliche Oberflächenveränderungen in der Sektion II des Gletscherbaches des Jamtalferners als Differenzbild und als Boxplot-Diagramm aufgeschlüsselt nach 25 Meter-Fließlängenabschnitten.

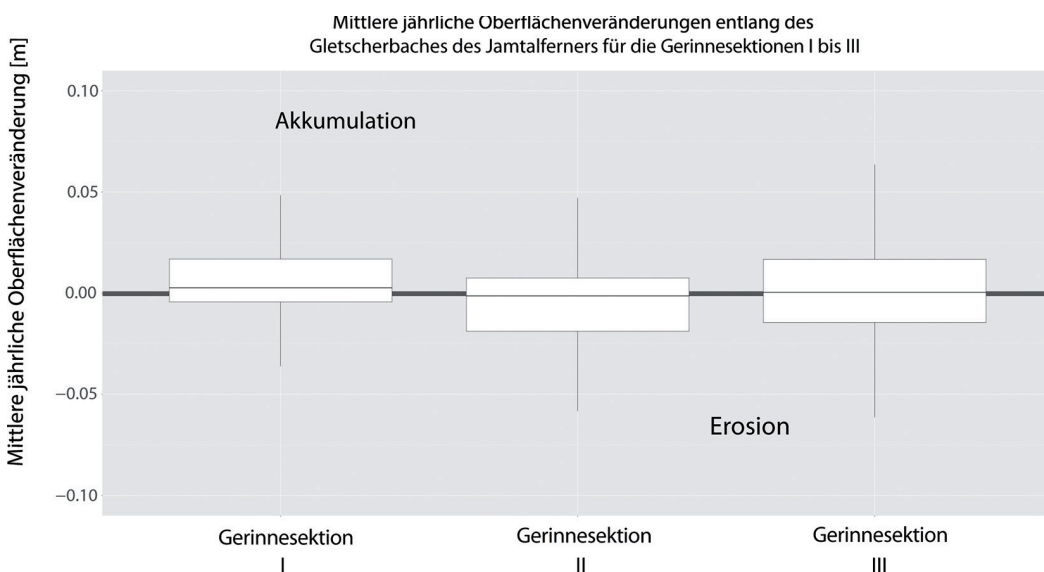


Abb. 23. Boxplot-Diagramm der mittleren langjährigen Oberflächenveränderungen in den Sektionen I–III. Berechnungsgrundlage ist die Gesamtzahl aller Rasterzellen mit Oberflächenveränderungen für die Jahre 2006 bis 2021.

ter fortführen müsste, da sich der Gletscher als Sedimentlieferant noch weiter flussaufwärts befindet und der Bach dadurch eher in der Lage sein sollte, Material aus dem Ge-

rinne aufzunehmen. Durch die seitlichen Zubringer allerdings und den hohen Sedimenteintrag entsteht in der Sektion III aber eine klassische Umlagerungsstrecke mit einer

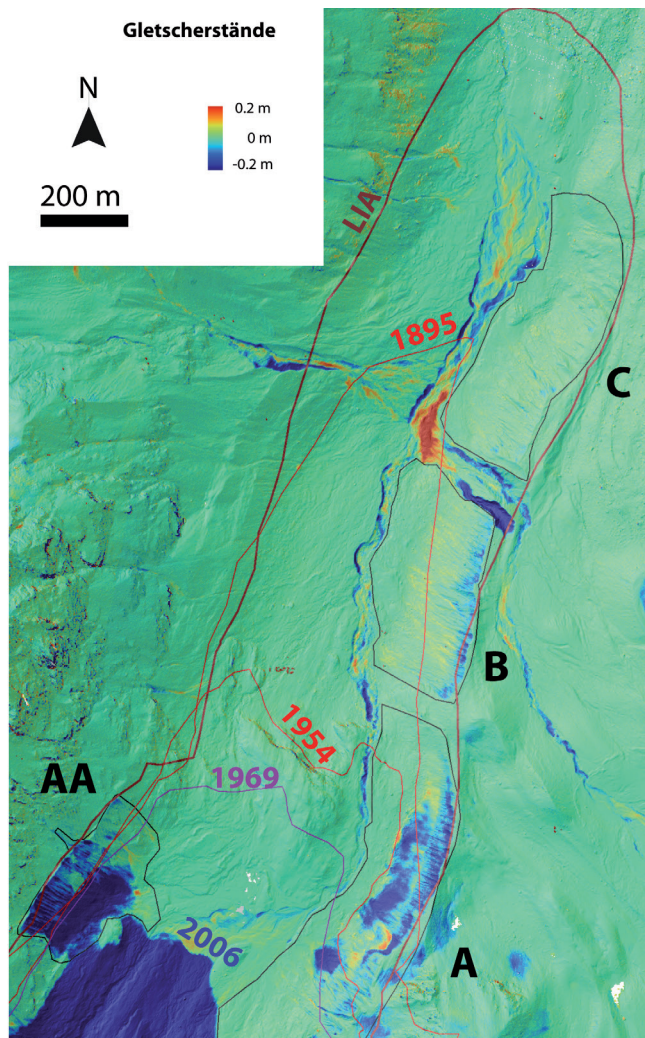


Abb. 24. Langjährige mittlere Oberflächenveränderungen an den Hängen AA–C im Bereich des proglazialen Raums des Jamtalferners und die Veränderungen der vergletscherten Fläche für einzelne Jahre seit Ende des LIA-Maximalstandes.

im langjährigen Mittel ausgeglichenen Sedimentbilanz. Da die Situation des hohen Sedimenteintrags allerdings sicherlich durch Extremereignisse geprägt ist (hier schlägt sich auch in der langjährigen Datenreihe wohl ein Extremereignis sehr stark nieder), ist davon auszugehen, dass diese Umlagerungsstrecke sich bei ausbleibendem Sedimentnachschub von den Seiten eher zu einer Erosionsstrecke wandeln wird, bis das nächste Extremevent die Situation wieder verändert oder das verfügbare Material auf den Hängen aufgebraucht ist.

## 5.2 Hangdynamik

Aus Abbildung 24 wird deutlich, dass die Hänge AA, A, B und C zwischen 2006 und 2021 kein Material an das Hauptgerinne des Jamtals abgeben, also als entkoppelt vom Gesamtsystem angesehen werden können. Diese Entkoppelung scheint dauerhaft vorzuliegen, da selbst das (oder die) in den Daten sichtbare(n) Extremevent(s) (vgl. Dynamik in Sektion III mit Muren und starker Gerinneerosion) diese Sedimentdynamik nicht beeinflussen konnte(n). Betrachtet man die einzelnen Hänge im Vergleich miteinander, dann fällt zusätzlich auf, dass auf den Hängen

selbst eine unterschiedlich stark ausgeprägte geomorphologische Hangdynamik vorliegt, die ausgehend von den noch nahe am Gletscher liegenden Hängen talauswärts in der Intensität abnimmt.

### 5.2.1 Hangdynamik beeinflusst durch Toteis

Gerade die Hänge direkt am Gletscher (Abb. 24; AA und A) zeigen sehr starke Oberflächenveränderungen, die allerdings nur schwer einzelnen geomorphologischen Prozessen zugeordnet werden können. Hier sind in erster Linie negative Oberflächenveränderungen zu verzeichnen, die im langjährigen Mittel bis annähernd zwei Meter betragen. Gleichzeitig finden sich an den Hängen oder den Hangfüßen nur sehr vereinzelt Ablagerungsräume, was die Sedimentbilanz auf beiden Hängen stark negativ werden lässt. Da zusätzlich eine Kopplung und damit eine Abgabe des Materials an die Gerinnesysteme auszuschließen ist, können diese stark negativen Veränderungen ohne zugehörige Ablagerungsräume ganz eindeutig austauendem Toteis zugeordnet werden.

Diese Toteisdynamik findet sich sehr stark ab etwa der mittleren Hanglänge der Flächen AA und A, wobei das Austauen von Toteis im Bereich der Fläche AA deutlich stärker ausgeprägt ist. Diese stärkere Dynamik auf der Fläche AA erklärt sich dadurch, dass der untere Hangbereich der Fläche A schon deutlich länger den Kontakt zum aktiven Gletscher verloren hat, wodurch das Toteis auch schon längere Zeit austauen konnte. Aus den Gletscherständen wird deutlich, dass der Gletscher über einen längeren Zeitraum im Bereich der Fläche AA eine stabile Außengrenze aufwies und seine Position dort zwischen 1895 bis 1969 kaum verändert hat. Durch diesen Umstand stand auch ausreichend Zeit zur Verfügung, das Gletschereis über Hangdynamik (sicherlich in der Kombination mit austauendem Eis) aus dem oberen Hangbereich mit Sediment zu überschütten, was das Austauen durch starke thermische Isolation in der Folge dann auch stark verzögert.

Dieses Austauen von Toteis setzt sich bis in den aktuellen Datensatz fort, wobei (i) die betroffene Fläche offenbar abnimmt und (ii) sich die Intensität des Austauens sowohl im Bereich AA als auch im Bereich A verstärkt, allerdings insgesamt mit deutlich höheren Raten auf der Fläche AA (Tab. 7). Das Phänomen solcher austauenden Toteisbereiche ist auch bei BETZ-NUTZ et al. (2022) ausführlich beschrieben und findet sich häufig in noch nicht lange eisfreien Ufermoränen (vgl. ALTMANN et al., 2020 im Kaunertal).

### 5.2.2 Hangdynamik in Abhängigkeit von der Zeit seit Eisfreiwerdung

Die schon beschriebenen deutlichen Unterschiede in der Hangdynamik zwischen den einzelnen Hangflächen AA bis C werden aus Abbildung 24 klar ersichtlich. Bei den Hangflächen AA und A maskieren die Oberflächenveränderungen durch das Austauen von Toteis andere aktive geomorphologische Prozesse. In den Hangbereichen B und C dagegen werden die Hangveränderungen in erster Linie durch Hangmuren verursacht, wobei am Oberhang Material erodiert und am Unterhang abgelagert wird. Grundsätzlich weisen die Hänge B und C also eine ähnliche Prozessdynamik auf, allerdings ist die Magnitude (eventuell auch die Frequenz), mit der die Murgänge Material verlagern, auf der Fläche B deutlich stärker. Unter der Annahme, dass bei beiden Flächen kein austauendes Toteis mehr beteiligt ist



	Zeitraum	Mittelwert der jährlichen Oberflächenveränderung [m]	Minimum der jährlichen Oberflächenveränderung [m]	Maximum der jährlichen Oberflächenveränderung [m]	Standardabweichung
<b>Fläche AA</b>	2006–2019	-0,12	-0,56	0,24	0,15
	2019–2021	-0,15	-1,90	0,35	0,31
<b>Fläche A</b>	2006–2019	-0,02	-0,51	0,20	0,07
	2019–2021	-0,04	-1,21	0,18	0,13

Tab. 7. Statistische Werte für die Oberflächenveränderungen auf den Hängen AA und A differenziert für die Zeiträume 2006 bis 2019 und 2019 bis 2021.

(dies kann man anhand der Differenzbilder und der Sedimentbilanz der Hänge, die leicht positiv ist, eigentlich ausschließen), die Hänge ansonsten identischen klimatischen und topografischen Bedingungen ausgesetzt sind (identische Höhenlage, nahezu identische Hangneigungen und Hanglängen), folgt die Hangentwicklung in diesem Beispiel ideal der Modellvorstellung einer paraglazialen Anpassung (vgl. BALLANTYNE & BENN, 1994; BALLANTYNE, 1995; CURRY, 1999; ORWIN & SMART, 2004; CURRY et al., 2006). Diese Modellvorstellung geht davon aus, dass die Hangdynamik im proglazialen Raum mit der Zeit seit Eisfreiwerdung (Entgletscherung) sukzessive abnimmt. Für die beiden Hangbereiche B und C können unterschiedliche Alter der Eisfreiwerdung durch die vorhandenen Gletscherstände zumindest grob abgeschätzt werden (Abb. 25). Während die Fläche C ab etwa 1895 nicht mehr vergletschert war (allerdings ist anzunehmen, dass zu diesem Zeitpunkt eine ähnliche Toteisdynamik zu verzeichnen war, wie dies heute bei den Flächen AA und A zu beobachten ist!) und

damit 2006 bereits 111 Jahre eisfrei war, lag der Gletscher noch 1921 in Teilen auf der Fläche B und beeinflusste den Hang damit noch bis vor mindestens 85 Jahren. Damit hatte die Fläche C im Vergleich zur Fläche B mindestens 26 Jahre mehr Zeit, um sich durch Aufwachsen von Vegetation in Verbindung mit Bodenbildungsprozessen zu stabilisieren, was dann in der Folge auch die Prozessdynamik offenbar deutlich beeinflusst hat.

Wenn man versucht, diese Zeiträume der Stabilisierung auf die noch extrem aktiven Flächen AA und A zu übertragen, dann kann man davon ausgehen, dass die sich bereits abschwächende Dynamik der Fläche A (im Vergleich zur noch sehr hohen Dynamik der Fläche AA) weiter abschwächen wird und sich mittelfristig (nächste Jahrzehnte) langsam der Dynamik auf der Fläche B annähern wird. Die Fläche AA wird mittelfristig seine hohe Toteisdynamik verlieren und sich über eine Dynamik der Fläche A dann auch längerfristig an die Dynamik der Fläche B annähern.

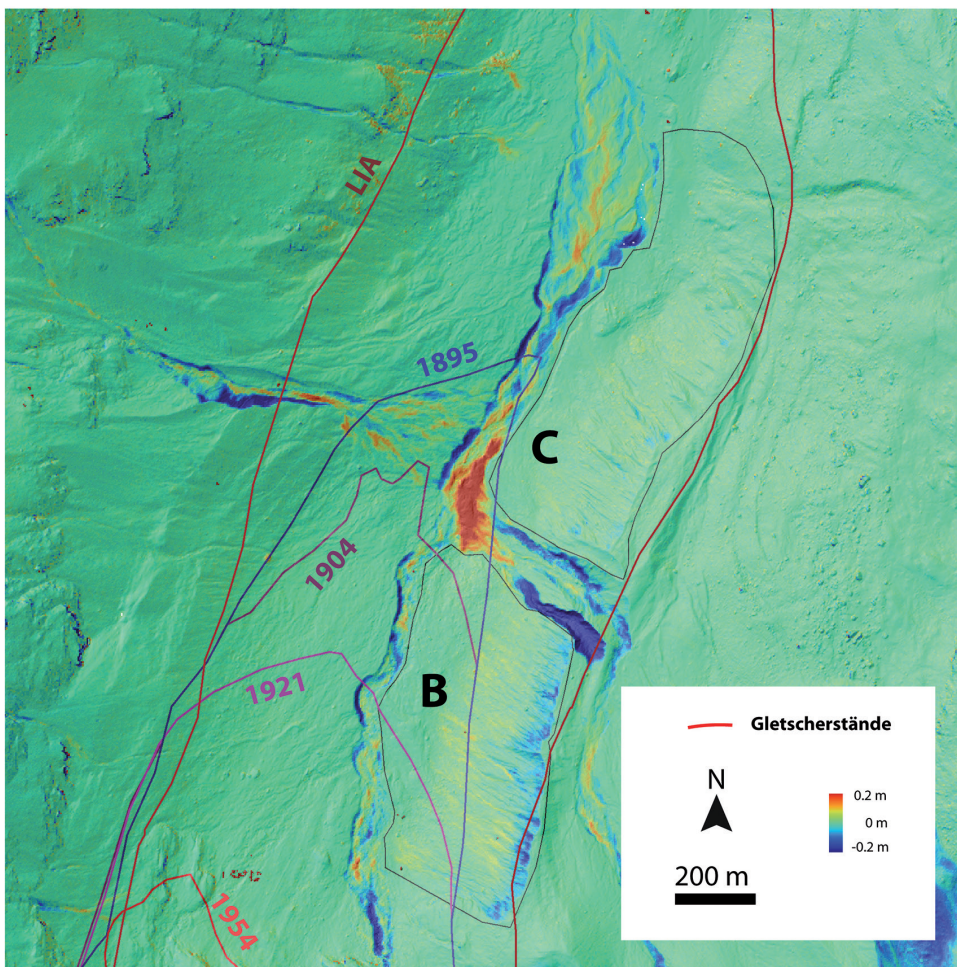


Abb. 25. Langjährige mittlere Oberflächenveränderungen an den Hängen B und C im Bereich des proglazialen Raums des Jamtalferners und die Gletscherstände zwischen LIA und 1954.

Insgesamt kann man also für das direkte Gletschervorfeld des Jamtalferners mit einer sukzessiven Abnahme der Hangdynamik rechnen. Da aber bislang alle Hänge (mit Ausnahme der einmündenden Murbahnen und Seitenbäche) vom Hauptbach des Jamtals entkoppelt sind, wird sich diese Veränderung nicht auf die Sedimentdynamik und den potentiellen Sedimentaustausch aus dem Jamtal

auswirken. Für die Sedimentdynamik im Haupttal spielt die Abflussdynamik des Gletscherbaches des Jamtalferners in Verbindung mit dem im Gerinne verfügbaren Material, dem Sedimentnachschub durch den Jamtalferner, sowie der Sedimenteintrag durch größere Murbahnen und einmündende Bäche der Seitengletscher die Hauptrolle.

## 6 Schuttbedeckung auf Gletschern

### 6.1 Schuttbedeckung am Jamtalferner

Die Beobachtungen von Feldmessungen auf dem Jamtalferner, dass sich die schuttbedeckten Flächen auf dem Gletscher deutlich vergrößert haben, können nach der Auswertung der Satellitendaten für den Zeitraum von 1985 bis 2020 bestätigt werden (Abb. 26). Ausgehend von 1985 und bezogen auf die Gletscherflächen von 2015 haben sich die schuttbedeckten Bereiche bis zum Jahr 2001 nur relativ langsam vergrößert. Zwischen 2001 und 2015 gibt es jedoch massive Veränderungen vor allem auf der Gletscherzunge, ausgehend von einem Felsbereich in der Mitte des Gletschers. Auch entlang der Seitenränder sind

im Jahr 2015 Schuttablagerungen zu sehen, die im Jahr 2001 noch eindeutig als Gletschereis oder Schnee klassifiziert wurden. In all diesen Bereichen vergrößert oder verdichtet sich im folgenden Jahr die Schuttbedeckung. Die Auswertung für das Jahr 2020 zeigt erneut eine deutliche Zunahme der schuttbedeckten Gletscherbereiche. Bei der Interpretation muss jedoch bedacht werden, dass für die Auswertungen nur die Gletschergrenzen aus dem Jahr 2015 zur Verfügung standen. Einige dieser deutlichen Veränderungen sind daher eher auf den Gletscherrückzug zurückzuführen. Der zentrale Zungenbereich des Jamtalferners hingegen ist tatsächlich ein Beispiel für eine erneute Zunahme der Schuttbedeckung auf dem vergletscherten

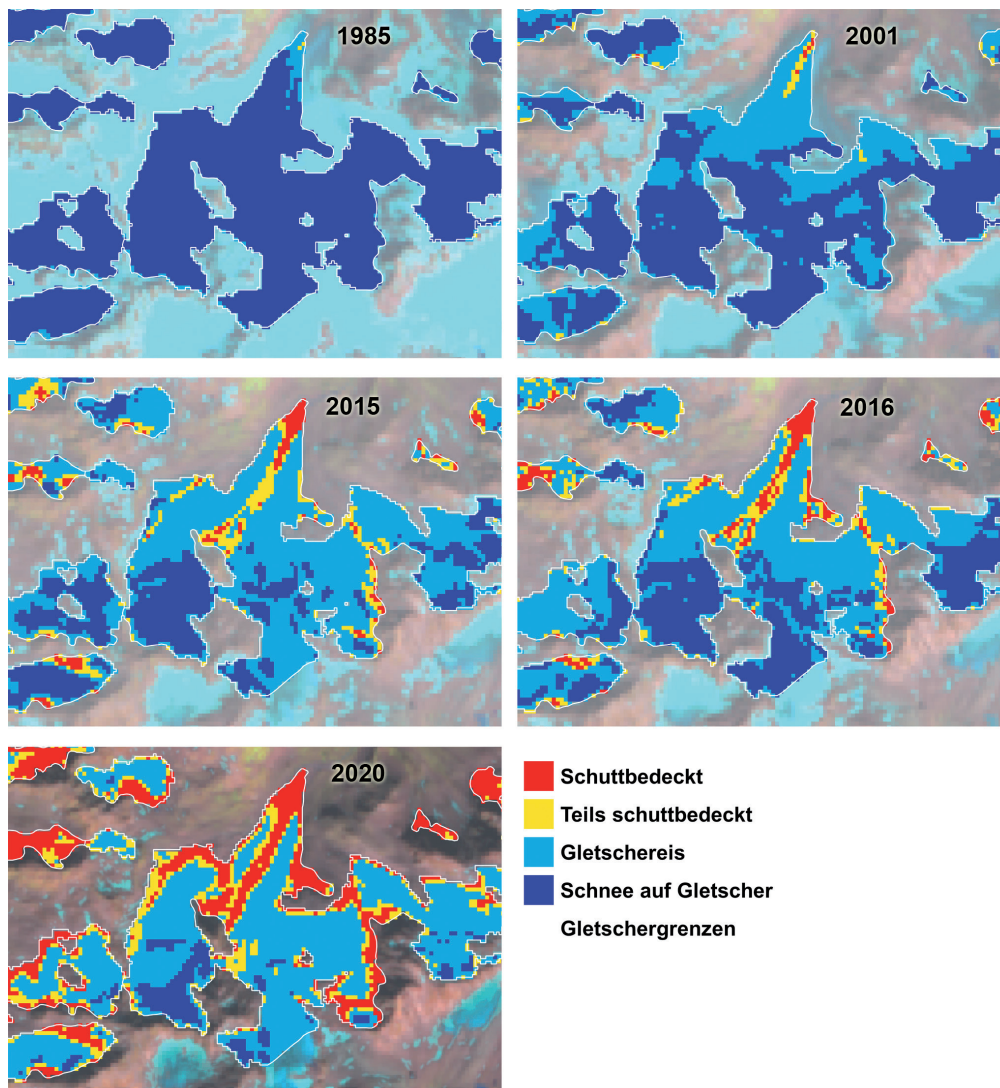


Abb. 26. Veränderungen der Oberflächen auf dem Jamtalferner und umliegenden Gletschern in der Silvretta von 1985 bis 2020. Die Gletscherflächen von 2015 sind weiß umrandet.



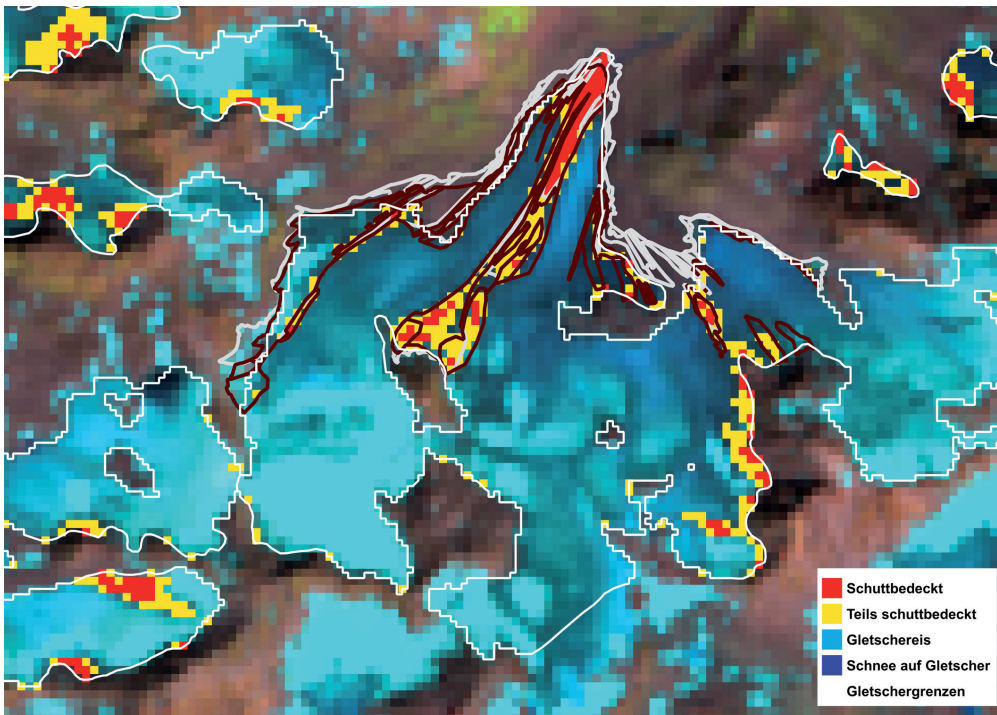


Abb. 27. Vergleich von schuttbedeckten Bereichen, kartiert von Orthofotos (dunkelbraun und grau) von 2015 und schuttbedeckten Bereichen basierend auf der Analyse der Landsat-Szene vom 31. Juli 2015. Eine Falschfarbenabbildung dieser Szene ist als Hintergrundbild dargestellt. Bläuliche Bereiche zeigen Schnee und Eis, Felsen erscheinen bräunlich und Vegetation grünlich.

Gebiet, ausgehend von dem Felsbereich in der Mitte des Gletschers, von dem der Nachschub an Schutt und Geröll offensichtlich stammt.

Der Vergleich mit Analysen der Schuttbedeckung von Orthofotos von 2015 auf dem Jamtalferner zeigt eine hohe Übereinstimmung auf der Gletscherzunge (Abb. 27). Dabei sind feine Details mit einer Größenordnung kleiner als 15 x 15 m aus Landsat-Daten nicht klar nachvollziehbar. Die Unterschiede in den Schuttbedeckungen in den oberen Gletscherbereichen des Jamtalferners können verschiedene Ursachen haben. In der Analyse von dem Orthofoto könnten diese Gebiete nicht mehr als Gletscherfläche eingeschätzt und damit in der Kartierung nicht berücksichtigt werden. Oder es könnten die Gletscheroberflächen zum Aufnahmezeitpunkt des Orthofotos durch Schnee vom letzten Winter oder von einem vorangegangenen Schneefallereignis abgedeckt sein.

## 6.2 Analyse der Schuttbedeckung in den Stubaier Alpen

Im Rahmen der Ausarbeitung der Masterarbeit von Robert Gleirscher (Universität Innsbruck) wurde auf Grundlage von Orthofotos sowie Höhenmodellen und den Gletschergrenzen eine Kartierung der Schuttbedeckung und deren Veränderung an 117 Gletschern in den Stubaier Alpen für den Zeitraum von 2003 bis 2018 durchgeführt. Die kartierten Flächen wurden unter anderem zu bestehenden Datensätzen der Schuttbedeckung (SCHERLER et al., 2018) verglichen und dienen als Grundlage der Validierung der auf Satellitenaufnahmen gestützten Analysen. Dabei wurden grundlegend drei Typen an Schuttbedeckung unterschieden:

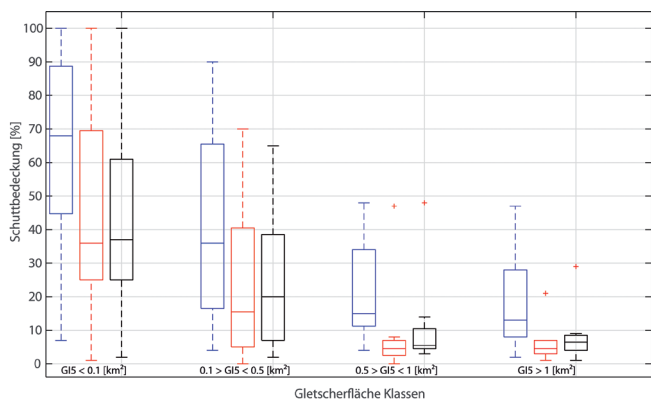
- Klasse 1: leichte Schuttbedeckung, vereinzelte Ablagerungen von Gesteinsbrocken oder besonders feinkörnige Schuttauflage, Eisoberfläche ist noch gut erkennbar.

- Klasse 2: mäßige Schuttbedeckung, vollflächige Bedeckung des darunterliegenden Eiskörpers, Eisoberfläche kommt an vereinzelt Stellen zum Vorschein.
- Klasse 3: geschlossene Schuttbedeckung.

Die Aufnahmen der Orthofotos von 2003 und 2018 decken dabei nicht die gesamte Gletscherfläche ab oder Neuschnee verbirgt die Schuttbedeckung. Hier wurde das Jahr 2003 mit Orthofotos von 2009 ergänzt und das Jahr 2018 schließlich mit Informationen aus den Jahren 2015, 2016 und 2017 vervollständigt. Die Schuttbedeckung wurde für folgende Gletschergrößenklassen ausgewertet: Gletscher kleiner als 0,1 km<sup>2</sup> (58 Gletscher); Gletscher zwischen 0,1 und 0,5 km<sup>2</sup> (40 Gletscher); Gletscher zwischen 0,5 und 1 km<sup>2</sup> (9 Gletscher); Gletscher größer als 1 km<sup>2</sup> (10 Gletscher). Zur Analyse der Höhenänderungen wurde die Differenz der zwei Höhenmodelle der Landesbefliegungen 2006 und 2017 herangezogen (<https://www.tirol.gv.at/sicherheit/geoinformation/geodaten/laserscandaten/>).

Abbildung 28 zeigt deutlich die Zunahme der Schuttbedeckung auf den Gletschern über den Zeitraum von etwa 15 Jahren. Nahezu eine Verdopplung der Schuttbedeckung ist auf den Gletschern über alle Größenklassen hinweg zu finden. Betrachtet man die Eisdickenänderungen über diesen Zeitraum für die einzelnen Schuttbedeckungsklassen (Abb. 29), so fällt auf, dass Bereiche mit einer sehr dünnen Schuttauflage (Schuttbedeckungsklasse 1) deutlich erhöhte Eisdickenverluste gegenüber dem Mittel der Eisdickenänderung (Schuttbedeckungsklasse 0-0) aufweisen. Flächen mit einer geschlossenen Schuttbedeckung (Schuttbedeckungsklasse 3) weisen durchschnittlich niedrigere Eisdickenverluste auf. Es kommt hier unter anderem zu einer Verstärkung der Eisschmelze aufgrund erhöhter Absorption von Strahlung durch das dunkle Gesteinsmaterial.

Ein weiterer Vergleich mit Schuttbedeckungen, welche ebenfalls hauptsächlich basierend auf Orthofotos von 2016 bis 2018 in den Stubaier Gletschern kartiert und



◀ Abb. 28. Prozent der Schuttbedeckung (Summe der Schuttbedeckungsklassen 1 bis 3) als Anteil an der Gesamtfläche der Gletscher (Referenz: Gletscherausdehnung 2017 (GIS). Gezeigt sind die Schuttklassifikation auf Grundlage der Orthofotos von 2018 (GIS, blau) sowie auf den Orthofotos von 2003 (rot) innerhalb der Gletschergrenzen von 2017. Schwarz zeigt die relative Schuttbedeckung für 2003, jedoch innerhalb der Gletschergrenzen 2006.

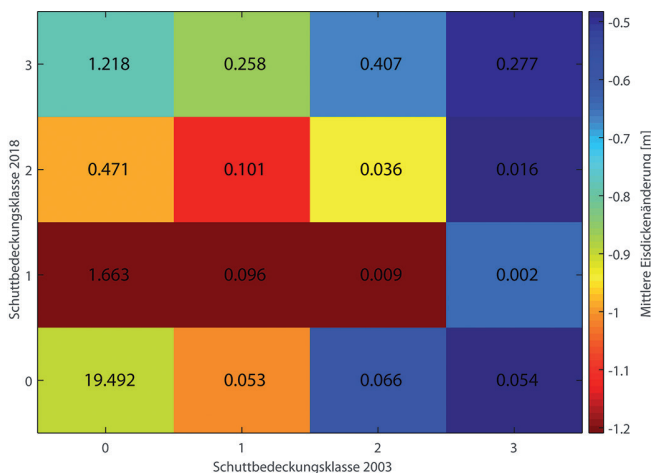


Abb. 29. Mittlere Eisdickenänderungen zwischen 2006 und 2017 (farbliche Abstufung) innerhalb der kartierten Schuttbedeckungsklassen für die Aufnahmen 2003 und 2018. Die Werte innerhalb der Matrix zeigen die Gletscherfläche in km<sup>2</sup>.

### 6.3 Veränderungen der Schuttbedeckung auf Gletschern in Österreich

Die Analysen der Satellitendatenzeitreihen zeigen, dass sich der Anteil der schuttbedeckten Flächen auf österreichischen Gletschern bezogen auf die Gletscherflächen von 2015 zwischen Mitte der 1980er Jahre und 2020 stark vergrößert hat. Diese Tendenz ist in allen vergletscherten Gebieten in Österreich ersichtlich. Dabei sind die Veränderungen zwischen 1985 und dem Jahrtausendwechsel geringer als zwischen dem Jahrtausendwechsel und dem Jahr 2015. Die Analysen für den Zeitraum zwischen 2015 und 2020 sind ebenfalls auf die Gletschergrenzen von 2015 bezogen. Die starken Änderungen in den schuttbedeckten Bereichen für diesen Zeitraum sind daher in vielen Fällen eher auf den allgemeinen Gletscherrückgang zurückzuführen. Beispiele aus der Glocknergruppe, der Venedigergruppe und der Ötztaler Alpen sind in den Abbildungen 31 bis 33 dargestellt. Hier zeigen sich die lokalen Besonderheiten innerhalb der jeweiligen Gebirgsgruppen.

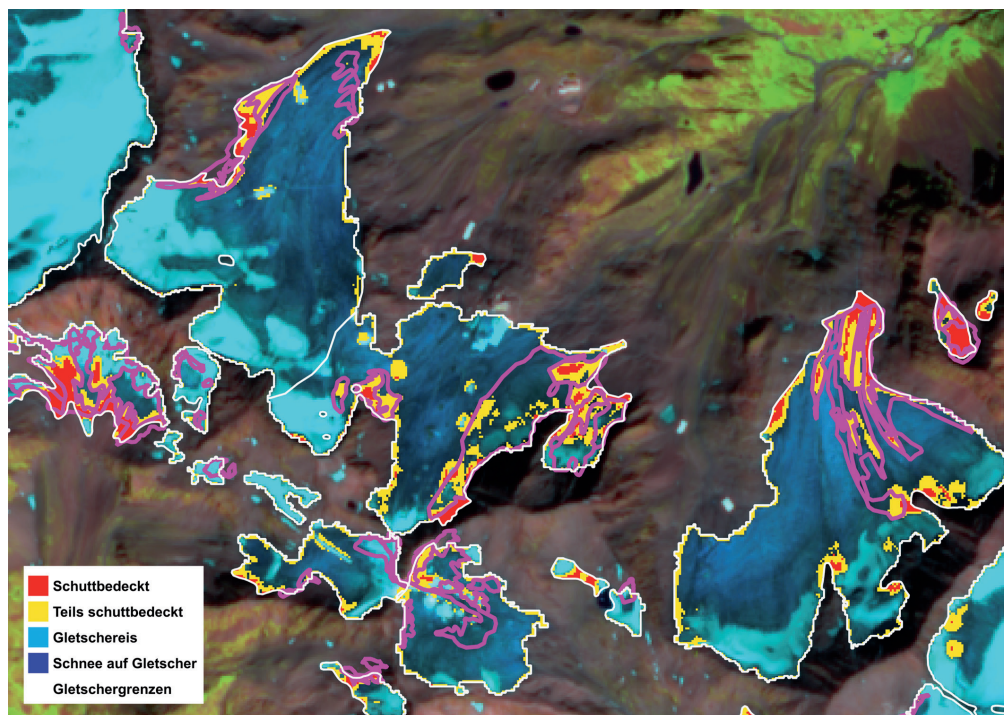


Abb. 30. Vergleich von schuttbedeckten Bereichen, kartiert hauptsächlich von Orthofotos (pink) von 2018 im Bereich Daunkogelferner, Schaufelferner und Fernauerferner in den Stubai Alpen, und den schuttbedeckten Bereichen basierend auf der Analyse der Sentinel-2-Szene vom 26. August 2015. Eine Falschfarbenabbildung der Sentinel-2-Szene ist als Hintergrundbild dargestellt. Bläuliche Bereiche zeigen Schnee und Eis, Felsen erscheinen bräunlich und Vegetation grünlich.



Meist sind es einzelne Gletscher, deren ohnehin vorhandene Schuttbedeckung über die Zeit anwächst. Im Gebiet der Glocknergruppe sind das vor allem die Pasterze und das Ödenwinkelkees. Erst für 2020 wurden abseits davon größere Schuttbedeckungen detektiert. In den Öztaler Alpen sind die größten relativen Veränderungen der Schutt-

bedeckung auf den kleineren Gletschern zu finden. In den Zillertaler Alpen sind es vor allem die südöstlich gelegenen Gletscher, die eine Zunahme der Schuttbedeckung aufweisen. Die entsprechenden Anteile der verschiedenen Gletscheroberflächenklassen für die definierten Zeiträume bezogen auf die Gletscherflächen von 2015 sind in Abbil-

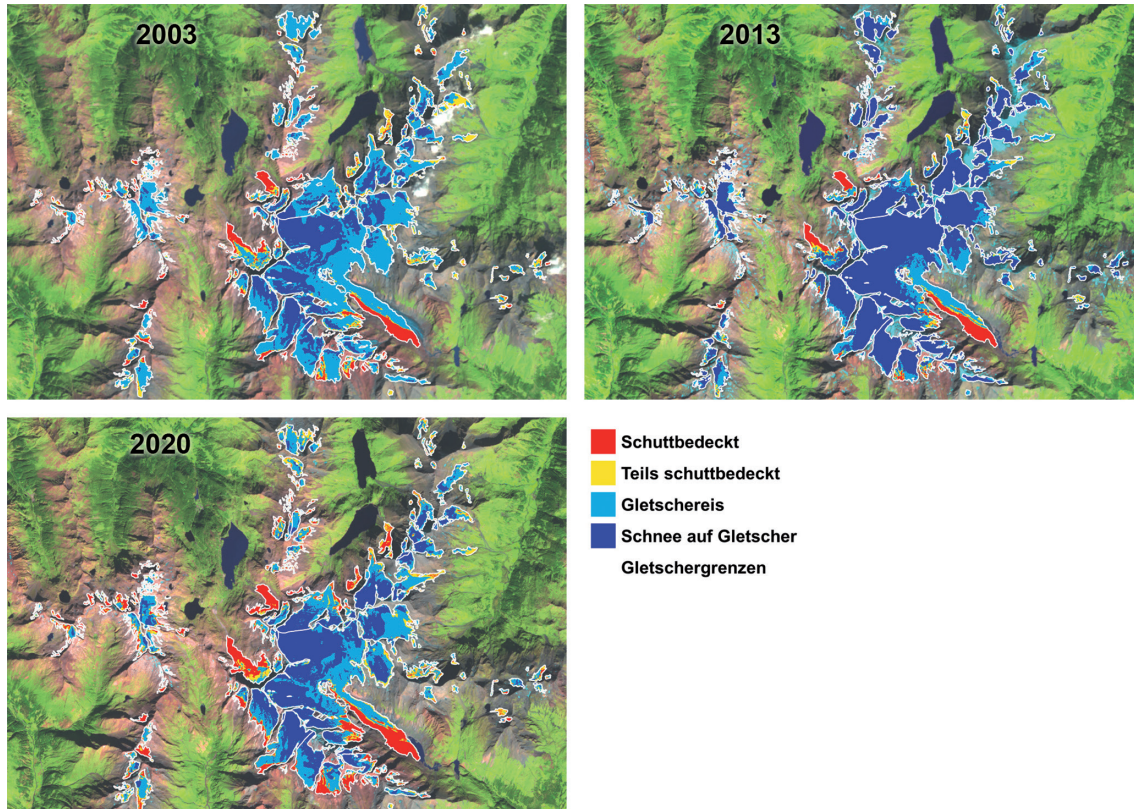


Abb. 31. Veränderung der Gletscheroberflächen von 2003 bis 2020 im Gebiet der Glocknergruppe.

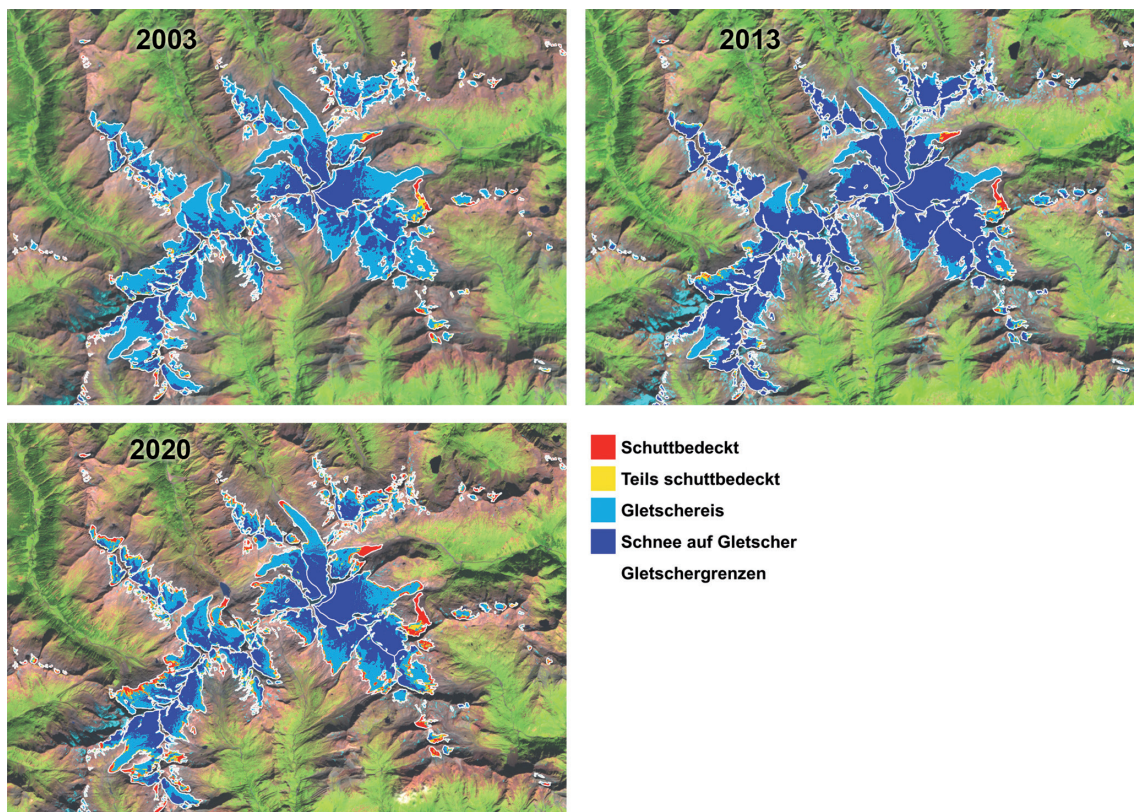


Abb. 32. Veränderung der Gletscheroberflächen von 2003 bis 2020 im Gebiet der Venedigergruppe.



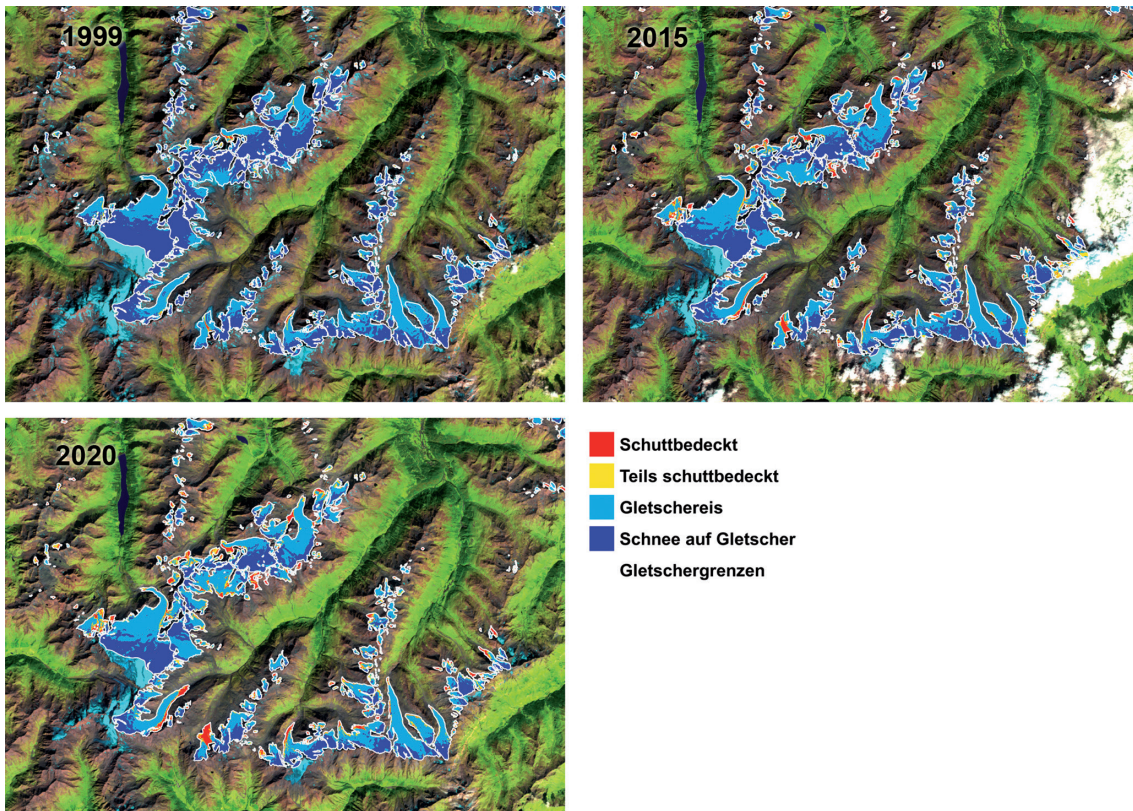


Abb. 33. Veränderung der Gletscheroberflächen von 1999 bis 2020 im Gebiet der Ötztaler Alpen.

dung 34 dargestellt und Tabelle 8 zu entnehmen. Bei der Interpretation dieser Werte müssen außerdem die Bedingungen zum Zeitpunkt der Satellitendatenaufnahme berücksichtigt werden. Die allgemeinen Bedingungen in Bezug auf Schneeakkumulation und Schmelze können sich von Jahr zu Jahr stark unterscheiden. Die vorliegenden Daten repräsentieren nur jeweils einen Zeitpunkt aus der gewählten Periode. Für die Periode 1996 bis 2005 wurde beispielsweise für die vergletscherten Gebiete von der Venedigergruppe ostwärts eine Szene von Ende August 2003 analysiert. Der Sommer 2003 ging als Jahrhundertssommer in die Geschichtsbücher ein und die auf den Gletschern

verbleibenden Schneeflächen Ende August waren deutlich reduziert im Vergleich zu allen vorangegangenen Jahren, in denen Satellitendaten zur Verfügung standen. Die Auswertungen für die westlichen Gletscherregionen basieren hingegen auf einer Aufnahme von 1999, die ebenfalls am Ende der Schmelzperiode aufgenommen wurde. Jedoch waren die Abschmelzraten in diesem Sommer geringer als im Sommer 2003. Generell zeigt sich, dass für die gesamte Betrachtung nicht nur die Schuttflächen an den Gletscherzungen ausreichend sind. Wandnahe Schuttbereiche können aber durch die saisonale Schneedecke überlagert sein und so je nach Aufnahme nicht erkannt werden.

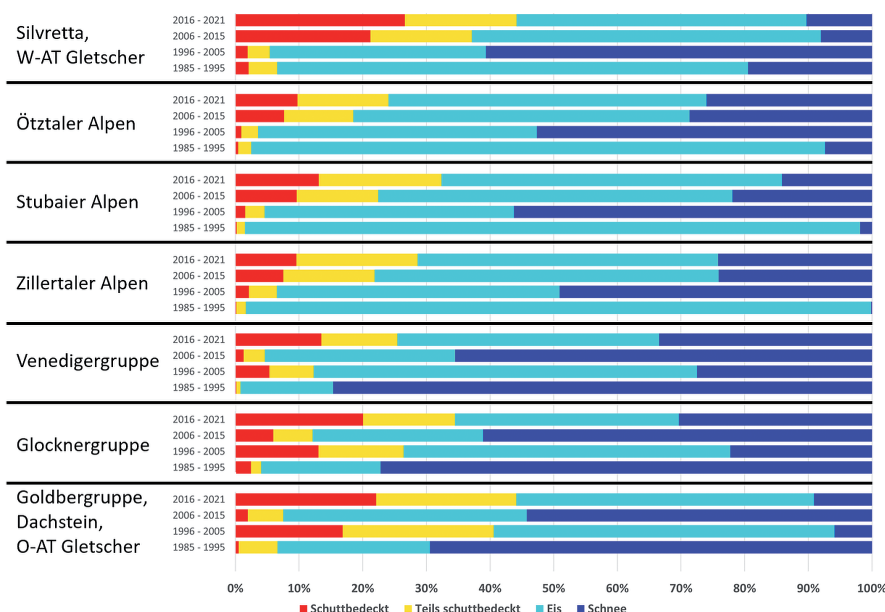


Abb. 34. Anteile der klassifizierten Oberflächen auf Gletschern in den verschiedenen österreichischen Gebirgsregionen analysiert von den ausgewählten Satellitendaten pro Analyseperiode (Tab. 4). Die Gebirgsregionen sind von West (oben) nach Ost (unten) gereiht. Der zeitliche Verlauf pro Region ist jeweils für die Perioden 2016–2021 (oben) nach 1985–1995 (unten) gezeigt.

Gebirgsgruppe	Gletscheroberflächenklasse	1985–1995	1996–2005	2006–2015	2016–2021**
Goldberggruppe, Dachstein, Ostösterreichische Gletscher	Schuttbedeckt	1 %	17 %	2 %*	22 %
	Teils schuttbedeckt	6 %	24 %	6 %*	22 %
	Eis	24 %	54 %	38 %*	47 %
	Schnee	69 %	6 %	54 %*	9 %
Glocknergruppe	Schuttbedeckt	2 %	13 %	6 %	20 %
	Teils schuttbedeckt	2 %	13 %	6 %	14 %
	Eis	19 %	51 %	27 %	35 %
	Schnee	77 %	22 %	61 %	30 %
Venedigergruppe	Schuttbedeckt	0 %	5 %	1 %	14 %
	Teils schuttbedeckt	1 %	7 %	3 %	12 %
	Eis	15 %	60 %	30 %	41 %
	Schnee	85 %	27 %	65 %	33 %
Zillertaler Alpen	Schuttbedeckt	0 %	2 %	8 %	10 %
	Teils schuttbedeckt	2 %	4 %	14 %	19 %
	Eis	98 %	44 %	54 %	47 %
	Schnee	0 %	49 %	24 %	24 %
Stubai Alpen	Schuttbedeckt	0 %	2 %	10 %	13 %
	Teils schuttbedeckt	1 %	3 %	13 %	19 %
	Eis	97 %	39 %	56 %	53 %
	Schnee	2 %	56 %	22 %	14 %
Öztaler Alpen	Schuttbedeckt	0 %	1 %	8 %	10 %
	Teils schuttbedeckt	2 %	3 %	11 %	14 %
	Eis	90 %	44 %	53 %	50 %
	Schnee	7 %	53 %	29 %	26 %
Silvretta, Westösterreichische Gletscher	Schuttbedeckt	2 %	2 %	21 %	27 %
	Teils schuttbedeckt	4 %	3 %	16 %	18 %
	Eis	74 %	34 %	55 %	46 %
	Schnee	19 %	61 %	8 %	10 %

Tab. 8.

Kennzahlen der Schuttausdehnung in den österreichischen Gebirgsgruppen.

\*Gebirgsgruppe zum Zeitpunkt der Satelliten-Szenenaufnahme nicht vollständig abgedeckt.

\*\*Analysen beziehen sich auf Gletscherflächen aus dem Jahr 2015. Stark steigende Zahlen in den schuttbedeckten Bereichen sind daher teils auf den allgemeinen Gletscherrückzug zurückzuführen.

## 7 Hydro-morphologisches Monitoring

### 7.1 Entwicklung des Abflusses

Am 25. Juni 2019 wurde die Abflussmessung (RQ30) an der Getschnerbrücke über dem Jambach installiert. Seitdem liefert sie kontinuierliche Daten für die Abflussperiode vom Beginn der Schneeschmelze im Frühjahr bis zur Stagnation auf dem Niveau des Basisabflusses im Herbst.

Während der vier Sommersaisonen von 2019 bis 2022 wurden 22 Salzverdünnungsmessungen durchgeführt und zur Kalibrierung der standortspezifischen Abflussberechnung aus Fließgeschwindigkeit und Wasserstand verwendet.

Dabei stellte sich die Verwendung einer statistischen Beziehung unter Verwendung von Wasserstand und Oberflächengeschwindigkeit als die geeignetste Variante heraus.

Die Resultate sind Abbildung 35 zu entnehmen. Unter Verwendung der mittels Leitfähigkeitsmessungen berechneten Abflüsse ergibt sich folgende Gleichung:

$$Q = a + c1 \cdot h + c2 \cdot v + c3 \cdot h \cdot v$$

Mit  $h$  = Wasserstandhöhe,  $v$  = Fließgeschwindigkeit sowie den Konstanten

$$a = 0,14372542603231$$

$$c1 = 1,048555694598121$$

$$c2 = 0,12499542969698$$

$$c3 = 1,2158452868302$$

Der so kalibrierte Abfluss ergibt einen mittleren quadratischen Fehler von  $0,21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  und einen relativen mittlere

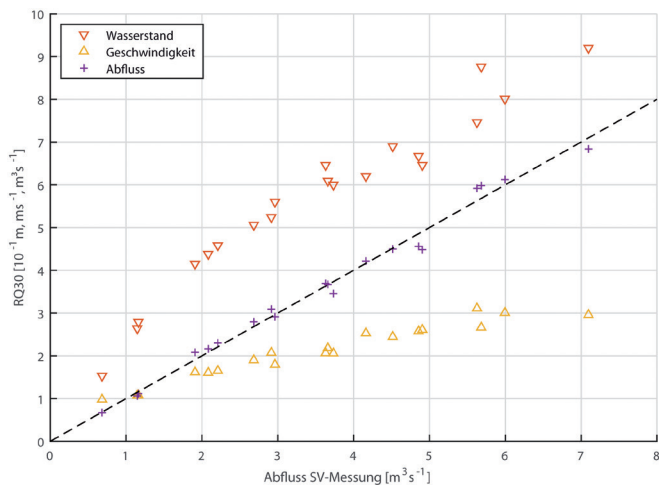


Abb. 35. Der kalibrierte Abfluss (+) sowie Wasserstand (rot) und Fließgeschwindigkeit (gelb) zum Zeitpunkt der Leitfähigkeitsmessung.

ren absoluten Fehler von 4,2 % des Abflusses. Die Abdeckung der Bandbreite der gemessenen Abflüsse erscheint gut, wobei die Spitzen über  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  nicht beprobt werden konnten.

In Abbildung 36 sind die Abflüsse der vier Messzeiträume über die Projektdauer ersichtlich. Kurz nach Installation der Abflussmessung am 25. Juni 2019 kam es Anfang Juli mit knapp  $16 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  zum maximalen Durchfluss, welcher an der Getschnerbrücke über die vergangenen vier Jahre gemessen wurde. Aus dem Winter heraus lag zu diesem Zeitpunkt eine noch beachtliche Schneedecke, die bei den hohen Temperaturen zu einem entsprechend hohen Beitrag der Schneeschmelze führte. Im August 2019 waren vier weitere Abflussspitzen im Bereich von 10 bis  $13 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  zu verzeichnen, gefolgt von vier Abflussspitzen Ende August und Anfang September mit etwa  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ .

Der Spitzenwert der Schneeschmelze 2020 lag bei  $10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Im August kam es zu drei Abflussspitzen, welche bis zu  $80 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  erreichten, bevor am 28. August mit dem Niederschlag einer Kaltfront ein Abfluss von  $14 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  erreicht wurde. Zu Beginn Oktober kam es erneut zu einem hohen Abfluss mit einer Spitze von  $11 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ .

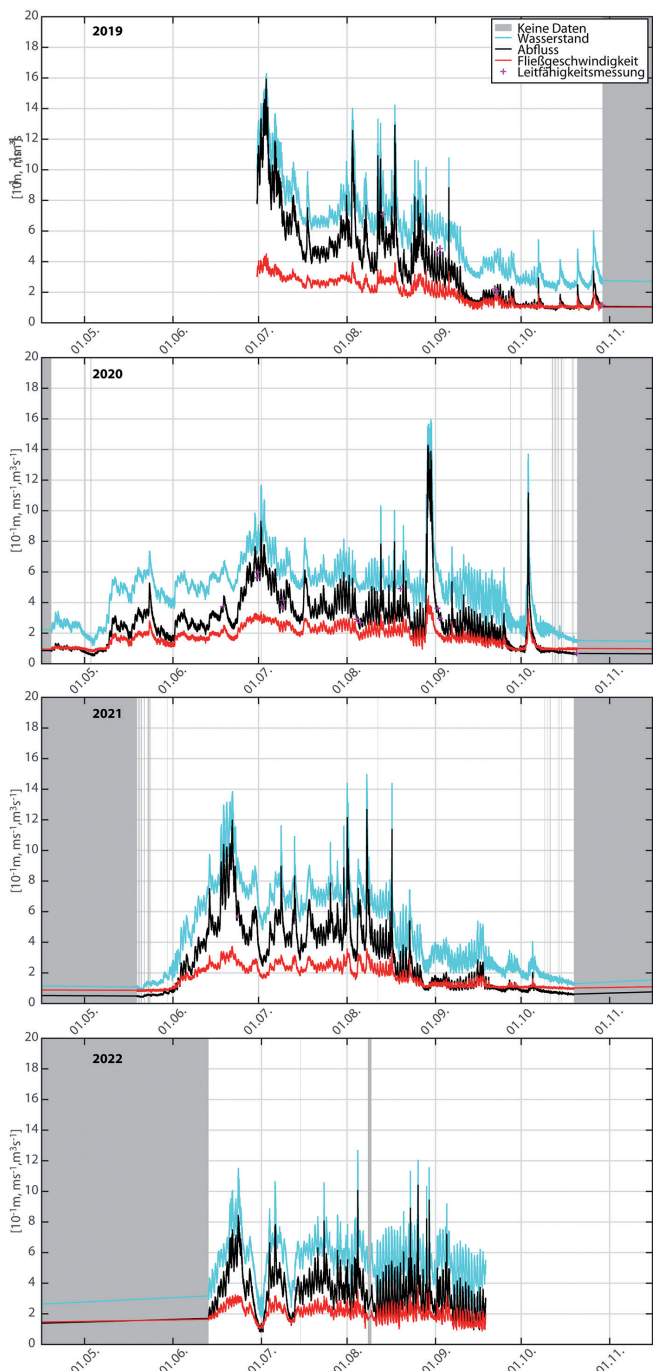
Im Jahr 2021 lag der Spitzenwert des Abflusses zur Schneeschmelze bei  $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Im August kam es zu drei hohen Abflüssen, welche ebenfalls diesen Wert erreichten, bevor der Abfluss in der letzten Augustwoche auf ein generell niedriges Level für diese Zeit fiel.

Das vor allem in Bezug auf die starke Gletscherschmelze herausstechende Jahr 2022 hebt sich insofern von den anderen Jahren ab, dass der Höhepunkt der Schneeschmelze deutlich eher erreicht wurde, und mit knapp über  $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  verhältnismäßig gering ausfiel. Aufgrund der anhaltenden Trockenheit kam es im weiteren Verlauf zunächst zu einer deutlichen Reduktion des Abflusses, bevor die Gletscherschmelze einsetzte. Diese ist an den deutlichen Tagesgängen zu erkennen und bleibt bis Anfang September auf einem eher konstanten, wenn nicht hohen Niveau.

Abb. 36. Gemessener Wasserstand (blau), Oberflächengeschwindigkeit (rot) sowie der daraus berechnete Abfluss (schwarz) des Jambachs an der Messstelle Getschnerbrücke für die vier Messzeiträume 2019–2022. Gekennzeichnet als Kreuz sind die Daten der Abflusskalibrierung mittels Salzverdünnungsmessungen.

Die vier Jahre zeigen neben den Abflussspitzen aufgrund konvektiver Niederschlagsereignisse vor allem auch den starken Einfluss der Schneebedeckung im Einzugsgebiet. Ist diese entsprechend ausgeprägt und zu Ende Juni noch großflächig vorhanden, so kann es in Kombination mit der für diese Jahreszeit üblichen Strahlungs- und Temperaturwerten zu ähnlich hohen Abflüssen kommen, wie sie sonst durch Starkniederschläge in Kombination mit Eisschmelze verursacht werden. Bei sehr geringer Ausprägung der Schneedecke kommt es gar zu zwischenzeitlichem Absinken der Abflusswerte in den Sommermonaten.

Anhand der Abflussdaten lässt sich nicht nur der Wasserstand und der Durchfluss analysieren, sondern auch der Zusammenhang zwischen Abfluss und Wasserstand im Allgemeinen und während Hochwasserereignissen im Speziellen (Abb. 37). Im Bereich der Messung ist bei niedrigeren





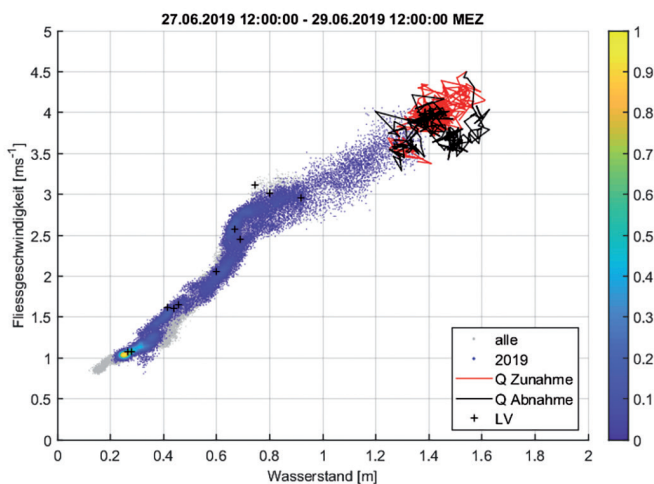


Abb. 37. Beziehung zwischen Wasserstand und Fließgeschwindigkeit an der Oberfläche am Messstandort Getschnerbrücke. Grau hinterlegt sind alle Messungen, farblich anhand der Punktdichte dargestellt die Messungen des Jahres 2020. Die Grafik zeigt ein Ereignis mit starkem Abfluss Anfang Juli 2020, mit der Trajektorie des anlaufenden (schwarz) und des ablaufenden (rot) Durchflusses. Die Kreuze zeigen Kalibrierdaten mittels Leitfähigkeitsmessung (LV).

Abflusswerten die Beziehung nahezu linear. Ab einem Bereich von etwa 0,75 m Wasserstand verändert sich diese Beziehung auch aufgrund des Gerinnequerschnittes unter der Brücke zu einem stärkeren Anstieg des Wasserstandes bei nur mehr geringerer Zunahme der Fließgeschwindigkeit. Diese Beziehungen wären mit einer Aufzeichnung nur des Wasserstandes schwer abschätzbar und zeigen im Falle von Hochwasserereignissen auch Hysteresen mit anlaufendem und ablaufendem Wasserstand.

Es zeigt sich, dass die Zweikomponentenmessung (Wasserstand und Oberflächengeschwindigkeit) besonders für den gewählten Standort eines zwar definierten, aber unregelmäßigen Gerinnes an einem Gebirgsbach von Vorteil ist. Die an der Getschnerbrücke gewonnenen Abflussdaten bilden die Grundlage für eine Vielzahl von Analysen der hydrologischen und hydraulischen Zustände am Oberlauf des Jambachs. Sie werden in weiterer Folge die Basis für eine hydrologische Modellierung des Einzugsgebietes im Jamtal legen. Auch stellte die Abflussmessung einen wichtigen Schlüssel für den Austausch mit den Verantwortlichen vor Ort dar.

## 7.2 Kartierung der Gerinnestruktur von Drohnenaufnahmen

Die fluvial aktiven Bereiche der proglazialen Schotterebene wurden in den Jahren 2020 und 2021 mehrmals mittels Drohnen-gestützter Photogrammetrie vermessen, wobei eine effektive Bodenauflösung von unter 3 cm/Pixel erzielt wurde. In Abbildung 38 sind für das Jahr 2020 insgesamt sechs (a–f) und für 2021 drei (g–i) Kartierungen aus UAV-Befliegungen dargestellt. Für beide Jahre wurde der abflussstärkste Zeitraum, nämlich Juli bis September, für das Monitoring gewählt. Die resultierenden topografischen 3D-Modelle und Orthofotos zum jeweiligen Aufnahmezeitpunkt wurden herangezogen, um das zum Vermessungszeitpunkt benetzte, das heißt abflusswirksame Gerinnesystem zu kartieren. Allen Kartierungen gemein ist die generelle Fließrichtung des proglazialen Abflusses (Abb. 38e), ausgehend von den zwei Gletschertoren im Südwesten des

Untersuchungsgebiets fließen die noch weitgehend gebündelten Bäche Richtung Nordosten, verzweigen sich zunehmend und strömen weiter nach Osten zur Konfluenz im Unterstrom der Schwemmebene, wo der Abfluss wieder gebündelt in eine nachfolgende Steilstufe kanalisiert wird. In den RGB-Orthofotos sind neben der Wasseroberfläche auch weitere hydro-morphologische Charakteristika im Gletschervorfeld erkennbar. So fallen die ausgedehnten Restschneefelder im Frühsommer (Abb. 38a, b, g) auf, die besonders am oberen Rand der Schwemmebene direkten Einfluss auf den Gerinneverlauf haben, in dem sie den Oberflächenabfluss teilweise blockieren und zum Umfließen des Schneefeldes zwingen. Erst durch das komplette Schneefreiwerden kehren die Gletscherbäche in die topografisch vorgezeichneten Gerinne zurück. In Abbildung 38d werden zudem die Konturen des schuttbedeckten Gletschers durch den sommerlichen Neuschnee sichtbar, da sich der Schnee auf der kühleren Gletscheroberfläche länger hält als in den eisfreien Bereichen des Untersuchungsgebietes.

Das UAV-Monitoring des Gerinnesystems über zwei Jahre zeigt, dass der oberstromige Rand der proglazialen Schotterebene, trotz des massiven Zurückschreitens der Gletscherstirn und Gletschertore um etwa 30 m, die stabilste Gerinnegeometrie aufweist. Die konzentrierten Gletscherbäche im oberen Drittel des Untersuchungsgebietes weisen gleichzeitig das größte Gefälle und ein besonders blockiges Sohlmaterial auf. Viel dynamischer zeigt sich hingegen der zentrale Bereich der Schwemmebene, wo das Gefälle bereits deutlich abnimmt und eine feinere Korngrößenverteilung vorzufinden ist. Hier treffen die beiden Gletscherbäche zusammen und formen ein verflochtenes Gerinnesystem, dessen Haupt- und Nebenströme sich im Zuge von Starkabflussereignissen neu organisieren. Die wesentlichste Veränderung in der Gerinnestruktur ist am Übergang vom zentralen Bereich zum in Fließrichtung unteren Drittel der Schwemmebene zu verzeichnen. Ein Abflussereignis zwischen 19. August 2020 (e) und 2. September 2020 (f) hat augenscheinlich dazu geführt, dass das dominierende Gerinne am orografisch rechten Rand der Ebene durch ein deutlich verzweigteres Netz aus mehreren Gerinneästen ersetzt wurde. In Folgejahr haben die erhöhten (Schmelzwasser-) Abflüsse dann zu einer weiteren Reorganisation geführt, bei der der Abfluss zum einen wieder gebündelt und zum anderen auf die orografisch linke Seite verlegt wurde, wo das neue Hauptgerinne zunehmend zu einer lateralen Erosion in ältere Terrassen (gebildet ab den 1980er Jahren) führte. Diese Abfolge von Gerinnekonzentration, Aufbrechen in ein weit verzweigtes Gerinnenetz in Folge von Starkabflüssen und anschließend eine wiederholte Gerinnekonzentration mit neuer Lage der Hauptgerinne im zentralen und unteren Drittel der Schwemmebene lässt sich ebenso in den Überflutungsanalysen aus Zeitraffer-Aufnahmen der Jahre 2018 bis 2020 erkennen. Die jüngsten Beobachtungen im Gelände scheinen dieses Muster auch für das Jahr 2022 zu bestätigen.

## 7.3 Überflutungsanalysen aus Zeitraffer-Aufnahmen

Das in Abbildung 39 dargestellte System einer stationären Zeitraffer-Kamera diente der halbautomatisierten Bildanalyse von Ausdehnung und Häufigkeit starker Abflussereignisse in der proglazialen Schotterebene des Jamtalfern-

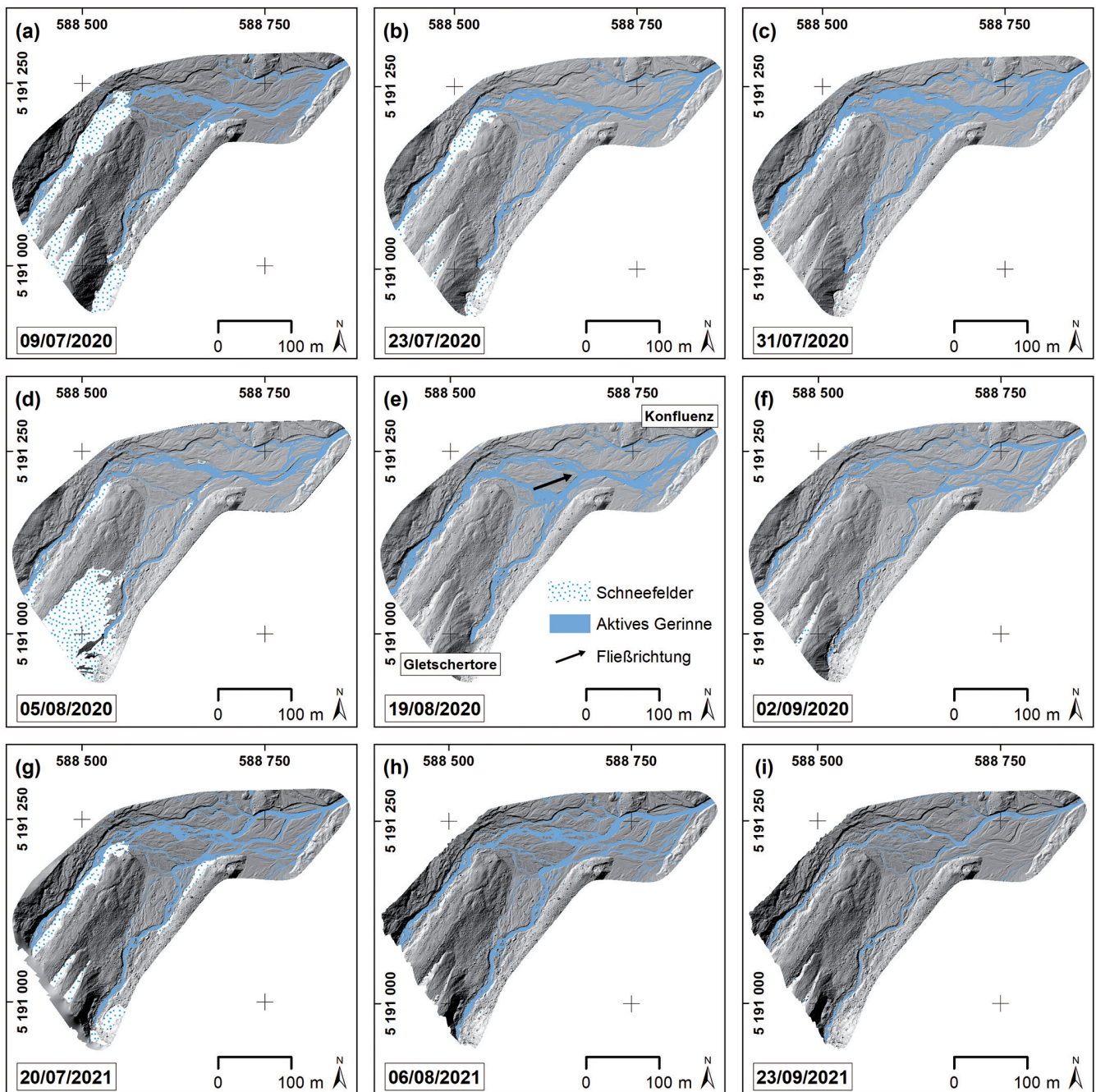


Abb. 38. Evolution des Gletschervorfelds zwischen (a) Juli 2020 und (i) September 2021. Neben der Topografie (als Schummerungskarte dargestellt) sind die benetzten Gerinne und schneebedeckte Flächen zum jeweiligen Aufnahmezeitpunkt kartiert. In (e) sind zudem die Gletschertore im Oberstrom der Schwemmebene, die allgemeine Fließrichtung und die Konfluenz am unteren Rand des Untersuchungsgebietes markiert.

ers. HILLER et al. (2022) zeigt detailliert das Potential dieser Monitoring-Methode zur mehrjährigen Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Überschwemmungsmuster in einer hochalpinen Umgebung mit ausgesprochener Datenknappheit. Die Verwendung von terrestrischen Zeitraffer-Bildgebungsplattformen ist ein geeignetes Mittel, die sonst bestehende Monitoring-Lücke zwischen einerseits ausgedehnten, relativ langanhaltenden Hochwasserereignissen, die per Fernerkundung erfasst werden (z.B. REVILLA-ROMERO et al., 2015) und andererseits relativ kleinen, begrenzten (urbanen) Gebieten mit hoher Sensordichte und Datenverfügbarkeit, zu schließen (z.B. LO et al., 2015; MOY DE VITRY & LEITÃO, 2020).

Im Zentrum unserer Untersuchung standen die folgenden Forschungsfragen:

- Inwieweit kann die halbautomatische Bildanalyse die Überschwemmung einer aktiven, proglazialen Schwemmebene erfassen?
- Welche Prozesse führen zu den größten beobachteten Überschwemmungsflächen?
- Wie stark verändert sich das Gerinne-Netzwerk im Jahresverlauf und während einzelner Hochwasserereignisse?



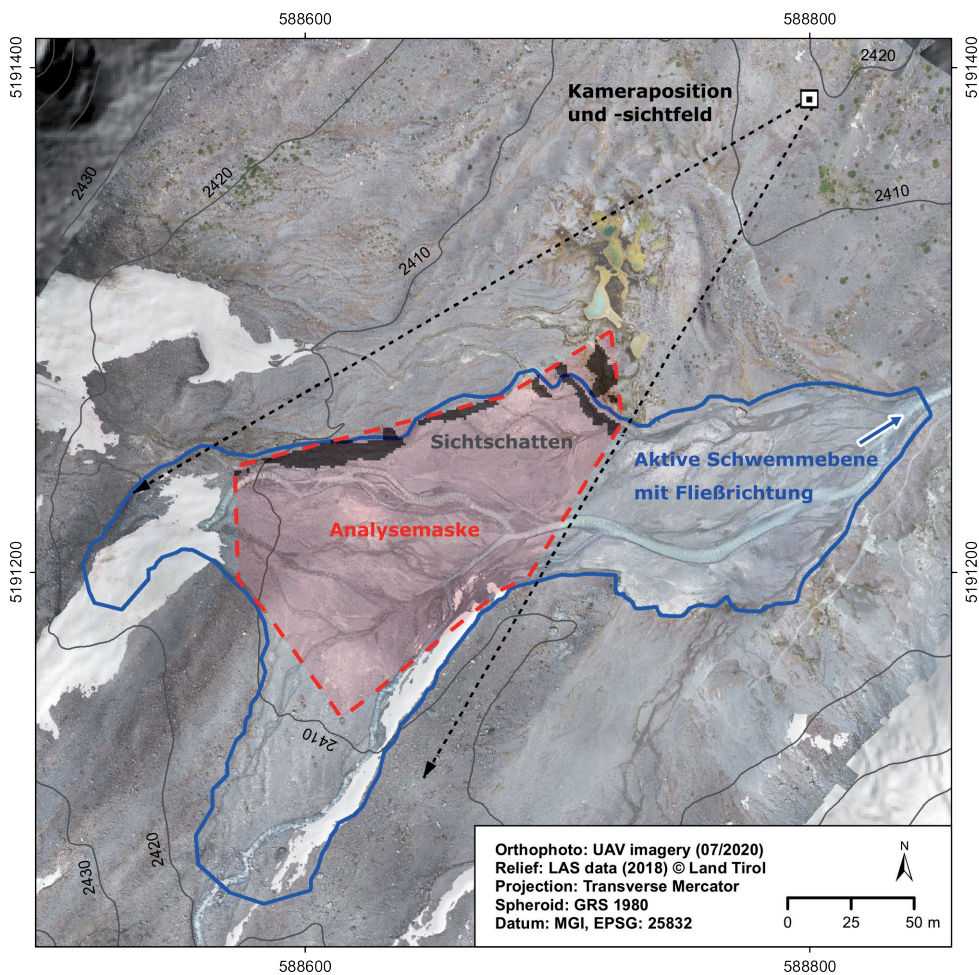


Abb. 39. Die aktive Schwemmebene (durchgezogene dunkelblaue Linie) umfasst ca. 2,8 ha auf 2.410 m Seehöhe. Die nach Südwesten ausgerichtete Zeitraffer-Kamera (Blickfeld schwarz gestrichelt) überblickt die obere Hälfte der untersuchten proglazialen Ebene mit ihren beiden Hauptzuflüssen, die aus der teilweise schuttbedeckten Gletscherzunge austreten. Der in den Zeitraffer-Bildern analysierte Abschnitt ist (durch die gestrichelte rote Linie) hervorgehoben. Bereiche, in denen die Sicht durch topografische Hindernisse behindert wird, sind in Dunkelgrau dargestellt.

Sämtliche verfügbare und brauchbare RGB-Bilder aus den Jahren 2018 bis 2020 wurden verwendet, um die überschwemmten Flächen zu kartieren und die räumliche und zeitliche Dynamik des Oberflächenabflusses zu quantifizieren. Die halbautomatische Klassifikation des überschwemmten Bereiches wurde mit der Open-Source-Software ImageJ (SCHINDELIN et al., 2012) realisiert. Zu diesem Zweck haben wir in Reihe geschaltete Skripte für ImageJ entwickelt, die in der Lage sind, pixelbasierte Informationen zu extrahieren, um in den Kameraaufnahmen überschwemmte Bereiche von trockenen zu unterscheiden. Die binäre Pixelklassifizierung fand auf Grundlage von Graustufenwerten aus stündlichen Schrägaufnahmen statt. Diese klassifizierten Einzelaufnahmen stehen dann weiteren Analysen – ereignisbezogen oder z.B. für Gesamtjahresbetrachtungen – zur Verfügung, in dem die Einzelfotos zu entsprechenden Bildsätzen kumuliert werden. Die kumulierten Bildserien für die Jahre 2018 bis 2020 wurden über markante Passpunkte im Gelände geo-rektifiziert und als jährliche Überschwemmungsfrequenzkarten weiterverarbeitet (Abb. 40). Die kumulierte Anzahl der Beobachtungen der benetzten Oberfläche pro Pixel und Jahr kann als Überschwemmungshäufigkeit interpretiert werden. Zwischen den Jahren variiert die Analysemaske geringfügig, da die seitlichen Schneefelder wo nötig herausgeschnitten wurden.

Für den Zeitraum 2018 (Abb. 40a) ist ein gut definiertes Gerinnenetz mit zwei von der Gletscherzunge ausgehenden Hauptströme zu erkennen. Das nördliche Gerinne teilt sich in zwei Teilgerinne mit annähernd gleicher Benetzungsfrequenz. Die höchste Anzahl an Beobachtungen

für die Klasse „überflutet“ tritt am Zusammenfluss der Hauptbäche an der östlichen Grenze der Analysemaske auf. Mehrere, seltener überflutete Nebenflüsse sind ebenfalls zu erkennen und zeigen die maximale Ausdehnung des Gerinne-Netzwerks für das jeweilige Jahr. Im Beobachtungszeitraum 2019 (Abb. 40b) wurden ähnliche Gerinnenstrukturen wie im Jahr 2018 beobachtet, allerdings blieben weniger häufig überflutete Nebenarme im Herbst 2019 unerkannt. Der dritte Beobachtungszeitraum im Jahr 2020 (Abb. 40c) zeigt, dass sich das Muster der Überschwemmungsfrequenz gegenüber den beiden Vorjahren verschoben hat. Während die Hauptgerinne über alle drei Jahre hinweg weitgehend stabil geblieben sind, weist das nördlichste Teilgerinne eine deutlich geringere Überschwemmungsfrequenz auf. Im zentralen Bereich der Schwemmebene hat sich hingegen eine höhere Überschwemmungsfrequenz gegenüber 2018 und 2019 eingestellt. In diesem Zusammenhang können die Veränderungen der Überschwemmungsfrequenz zwischen 2018 und 2020 als ein erhöhter Grad der Gerinne-Konzentration beschrieben werden, das heißt, die benetzte Fläche nimmt einen kleineren aktiven Teil der Schwemmebene ein, weist hier aber gleichzeitig eine größere Beobachtungshäufigkeit auf. Die maximale Überschwemmungsfläche durch ein einziges Abflussereignis nahm etwa 35 % des analysierten Gletschervorfelds ein. Etwa 10 % der beobachteten Fläche wiesen in 60–70 % der analysierten Bilder eine Überschwemmung auf. Im Gegensatz dazu waren 60–70 % der beobachteten Fläche in weniger als 10 % des analysierten Zeitraums überschwemmt.

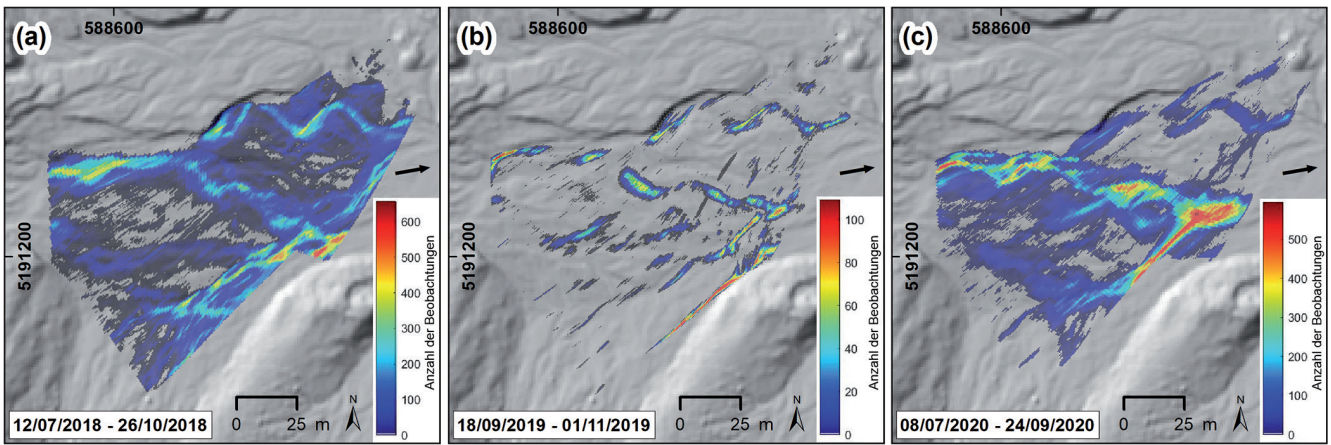


Abb. 40. Überschwemmungsfrequenzkarten mit Anzahl der Beobachtungen (rot = häufig überspült; dunkelblau = selten überspült) für die drei Beobachtungszeiträume (a) 2018, (b) 2019 und (c) 2020 in der proglazialen Schwemmebene des Jamtalferners. Die Karten zeigen die Summe der analysierten Bilder, bei denen ein Bereich (Pixel) als überflutet klassifiziert wurde. Die ungefähre Fließrichtung ist mit dem schwarzen Pfeil angegeben. Hinweis: Die Maximalwerte unterscheiden sich zwischen den Jahreskarten aufgrund abweichender Beobachtungszeiträume und variierender Bildverfügbarkeit.

Abbildung 41 zeigt nochmals die Resultate der automatisierten Bildanalyse für den Starkniederschlag am 29. September 2020. Gut zu erkennen sind die weiß abgegrenz-

ten, detektierten Wasserflächen im Gletschervorfeld. Auch sind die Änderungen zwischen den zwei Aufnahmen gut ersichtlich. Deutlich zeigt sich hier, dass der Tageshöchst-

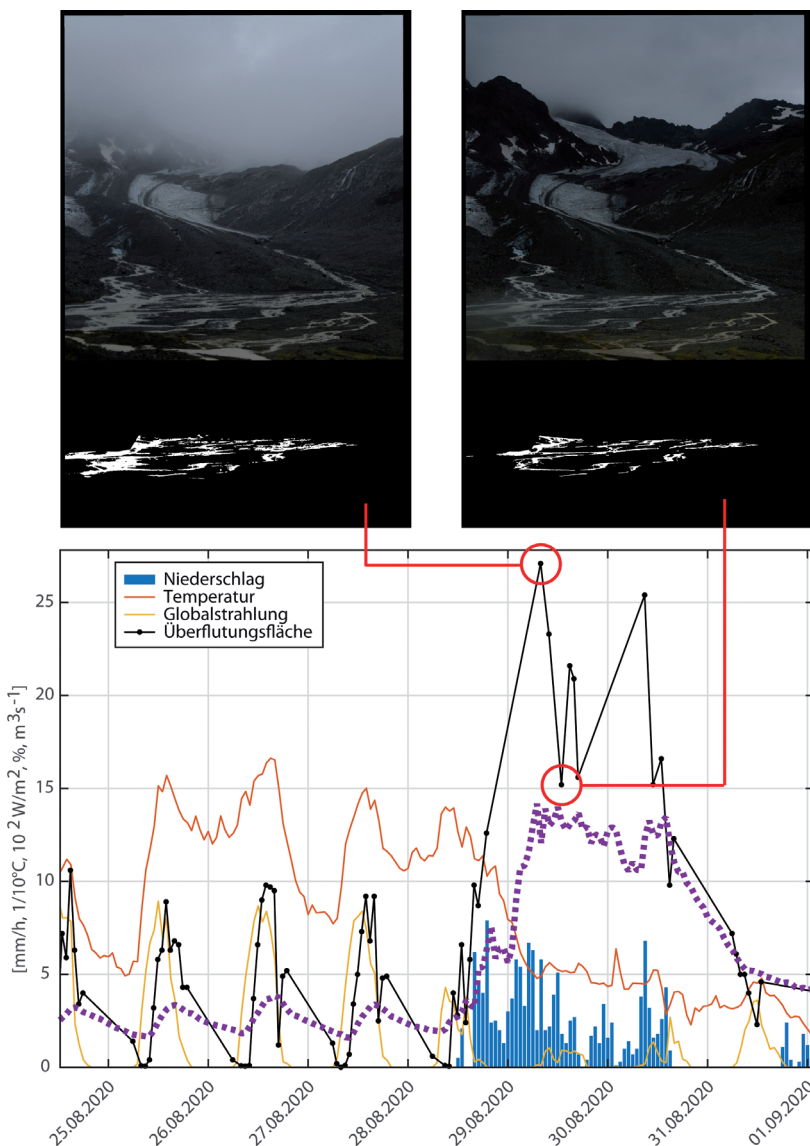


Abb. 41. Maximum der klassifizierten Überflutungsfläche zum Starkniederschlagsereignis im Jamtal am 29.08.2020. Neben dem Verlauf der meteorologischen Parameter Temperatur, Niederschlag und Globalstrahlung sind die Überflutungsfläche sowie der Abfluss gemessen an der Getschnerbrücke dargestellt. Im oberen Teil der Grafik sind die jeweiligen Kameraaufnahmen sowie die ausgewertete Maske der Überflutungsfläche dargestellt.



Maximalpegel über Sohle ( $t_{\text{Installation}}$ ) [cm]							
GWP#	1	2	3	4	5	6	7
06.07.2022	38	–	<b>42,5</b>	–	36	<b>20</b>	–
27.07.2022	<b>40,5</b>	–	26	14	36	–	–
11.08.2022	–	–	29	<b>16</b>	<b>41</b>	–	–
18.08.2022	–	–	–	–	–	–	–
21.09.2022	–	–	28	–	–	–	–
03.11.2022	29	–	30	15	–	–	–

Tab. 9. Übersicht der erfassten Wasserspiegellagen relativ zur Sohllage zum Zeitpunkt der Installation. Aufgeführt sind das Datum der Ablesung mit dem dazugehörigen Maximalpegel je GWP. Hervorgehoben sind die Maximalwerte für jeden Pegelstandort für den gesamten Beobachtungszeitraum. Anmerkung: Da das analoge Farbband nicht bei jeder Ablesung getauscht wurde, sind Datenlücken vorhanden, solange der vorherige Pegelwert nicht übertroffen wurde.

wert des Abflusses aus der Eisschmelze (25.08–28.08.) einen deutlich geringeren Teil des proglazialen Schwemmbereiches von maximal 10 % überrinnen.

Neben der räumlichen Kartierung der jährlichen Überflutungsfrequenzen werden die Tagesmaxima der detektierten Überflutungsfläche mit meteorologischen Daten und Abflussmessungen verglichen. Die Abflussereignisse und ihre Intensität ließen sich anhand ihrer Frequenz und räumlichen Ausdehnung quantifizieren und konnten entweder auf eine ausgeprägte Ablation, Starkniederschläge oder eine Kombination aus beidem im vergletscherten Einzugsgebiet zurückgeführt werden. Darüber hinaus wurde über die drei analysierten Jahre eine erhebliche Umstrukturierung des proglazialen Gerinnesystems detektiert, was auf eine anhaltende Sedimentumlagerung durch fluviale Prozesse hindeutet. Die hier vorgestellten Ergebnisse und die Erfahrungen mit der verwendeten Methode haben uns ermutigt, eine weitere Zeitraffer-Kamera, mit einem orthogonal zur ersten Kamera kreuzendem Sichtfeld, in Betrieb zu nehmen. Das Monitoring mit Zeitraffer-Kameras leistet einen entscheidenden Beitrag zum Verständnis der Abfluss- und Sedimentdynamiken im Vorfeld des sich schnell zurückziehenden Jamtalferners.

## 7.4 Maximale Wasserspiegellagen im Gletschervorfeld

Das Monitoring von Maximalständen der Wasserspiegellage mittels analoger Grenzwertpegel (GWP) ermöglicht eine Abschätzung von Fließtiefen während extremer Abflussereignisse im Gletschervorfeld. In der 18-wöchigen Messreihe (Tab. 9) sind besonders von Juli bis Mitte August stark erhöhte Wasserspiegellagen festgehalten worden, die auf (meist konvektive) Niederschläge mit starkem Schmelzwasseraufkommen zurückgeführt werden können. Die höchsten Pegelstände wurden erwartungsgemäß am oberen und unteren Rand der Schwemmebene gemessen, da die Gerinne-Topografie hier durch grobblockige, teils steile Ufer begrenzt ist und erhöhte Abflüsse somit durch ein lateral begrenztes Gerinne gezwängt werden. Im stärker verzweigten Gerinnenetz mit weniger definierten Bachverläufen kann ein steigender Abfluss flächig wirksam werden und führt nur zu einer geringfügig erhöhten Wasserspiegellage (Abb. 42). Trotz der unmittelbaren Nähe zu kleineren Nebengerinnen konnten GWP2 und GWP7 gar keine Pegelanschläge verzeichnen. Hingegen wurde der Pegel GWP6 bereits im Juli durch ein offenbar starkes Abflussereignis unterspült und deplatziert.

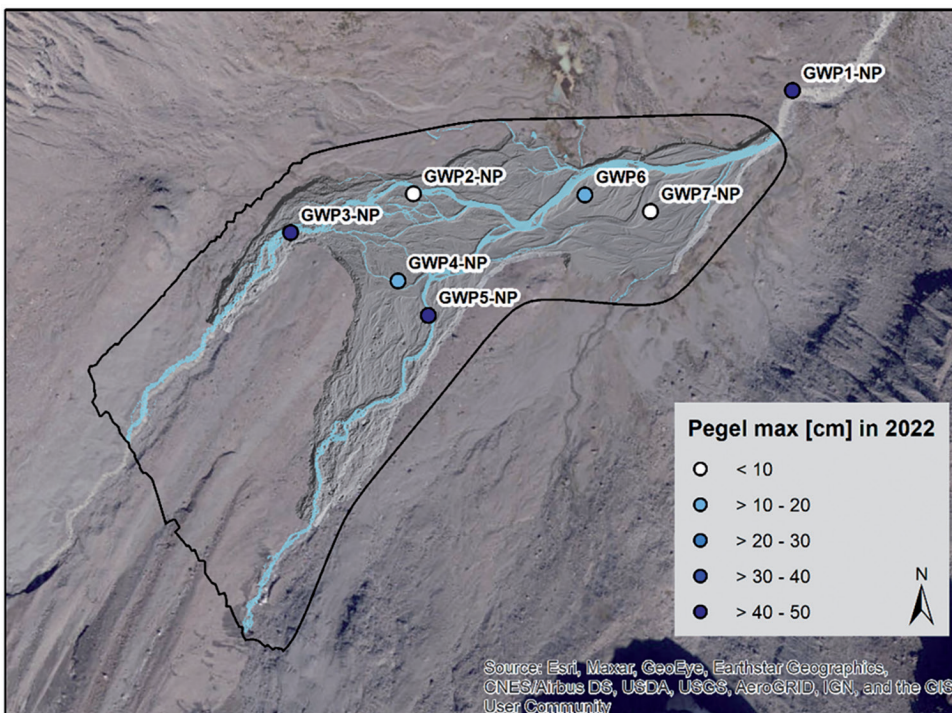


Abb. 42. Übersichtskarte der Grenzwertpegel (GWP) im Gletschervorfeld des Jamtalferners. GWP1 liegt etwa 20 m im Unterstrom der Konfluenz und dient somit als Hauptpegel für die gesamte proglaziale Schotterebene. Die Pegel GWP3 und GWP5 sind direkt an den Gerinne-Rändern der hier noch separaten Gletscherbäche installiert und erfassen somit den Wasserspiegel am oberen Rand der Schotterebene. Gezeigt werden hier zudem die erfassten Maximalwerte an jedem Pegelstandort zwischen 16. Juni und 3. November 2022.

Neben den Wasserspiegellagen konnten auch Sohllagenänderungen dokumentiert werden. Der GWP5 wurde unmittelbar am Rand des orografisch rechten Gletscherbaches mit Bohrhaken an einem größeren Felsen montiert. Der Nullpunkt des Pegels lag dabei 16 cm über der Sohle. Der Bachlauf verlagerte sich jedoch im Zuge der Schneeschmelze um etwa 5 m nach orografisch rechts und somit weg vom Pegel. Dieser wurde zwar bei Starkabflussereignissen weiterhin angesprochen – und zunehmend eingeschottert. Am Ende der Messperiode 2022 befand sich der Pegelnullpunkt 20 cm unter der Sohloberfläche. Die Höhe der Akkumulation von überwiegend feinem Sediment im Bereich des Pegels betrug 36 cm innerhalb von 4,5 Monaten.

Die quantitativen Erkenntnisse über Wasserspiegellagen und Sedimentationsprozesse im Gletschervorfeld, gewonnen aus dem Einsatz der analogen Grenzwertpegel, fließen in die hydro-morphologischen Analysen im Gletschervorfeld ein. Sie dienen grundlegend dem besseren Verständnis der glazio-fluvialen Prozesse, sind aber ebenso wertvoll für die konkrete Kalibrierung und Validierung bei der Detektion von topografischen Oberflächenveränderungen und für die Entwicklung eines numerischen Hydraulikmodells.

## 7.5 Von geometrischer Oberflächenrauheit zu Korngrößenverteilungskarten

Zu den wesentlichen Randbedingungen in einem numerischen Hydraulikmodell zählen die interdependenten Parameter der geometrischen Oberflächenrauheit und der

Korngrößenverteilung. Eine feinkörnige, gut sortierte Sandfläche wird so zum Beispiel eine geringere geometrische Oberflächenrauheit aufweisen als eine kaum sortierte, mit größeren Blöcken übersäte Grundmoräne. In der untersuchten proglazialen Schwemmebene des Jamtalferners finden wir beide Extreme in direkter räumlicher Nähe zueinander. Hier dominieren Prozesse und Formen der paraglazialen Anpassung im Bereich des sich rasch zurückziehenden, teilweise schuttbedeckten Gletschers und des, aus zwei Gletschertoren entspringenden, verzweigten Gerinne-Netzwerks. Die im Gletschervorfeld abgelagerten und schließlich re-mobilisierten fluvioglazialen Sedimente bilden eine ca. 0,03 km<sup>2</sup> große Schwemmebene mit einer durchschnittlichen Neigung von 4,8 %. Die vorliegenden Sedimentkorngrößen stammen aus allen Fraktionen von Schluff (> 0,002 mm) bis zu Blöcken (> 630 mm). Der größte Anteil des Sedimentkörpers besteht aufgrund der kurzen fluvioglazialen Transportstrecke aus schlecht sortierten, meist kantigen Klusten. Mit freiem Auge ist jedoch eine zu erwartende, schwache Sortierung entlang der Fließrichtung, mit den feineren Korngrößen im Bereich der Konfluenz, erkennbar.

Diese Untersuchungen mit dem Ziel, flächige Korngrößenverteilungen auf Grundlage der geometrischen Oberflächenrauheit zu bestimmen, basieren auf drei gut verteilten Testflächen mit jeweils zehn innenliegenden Beprobungsrastern (Abb. 43), die das breite Spektrum der Sedimentkorngrößen repräsentieren. Die drei 10 x 10 m großen Testflächen mit einer Fläche von jeweils 100 m<sup>2</sup> sind als T1–T3 bezeichnet. Die Testfläche T1 befand sich im unteren Drittel der Schwemmebene und spiegelt die sedimentären Bedingungen in der Nähe der Konfluenz wider. Die Testflä-

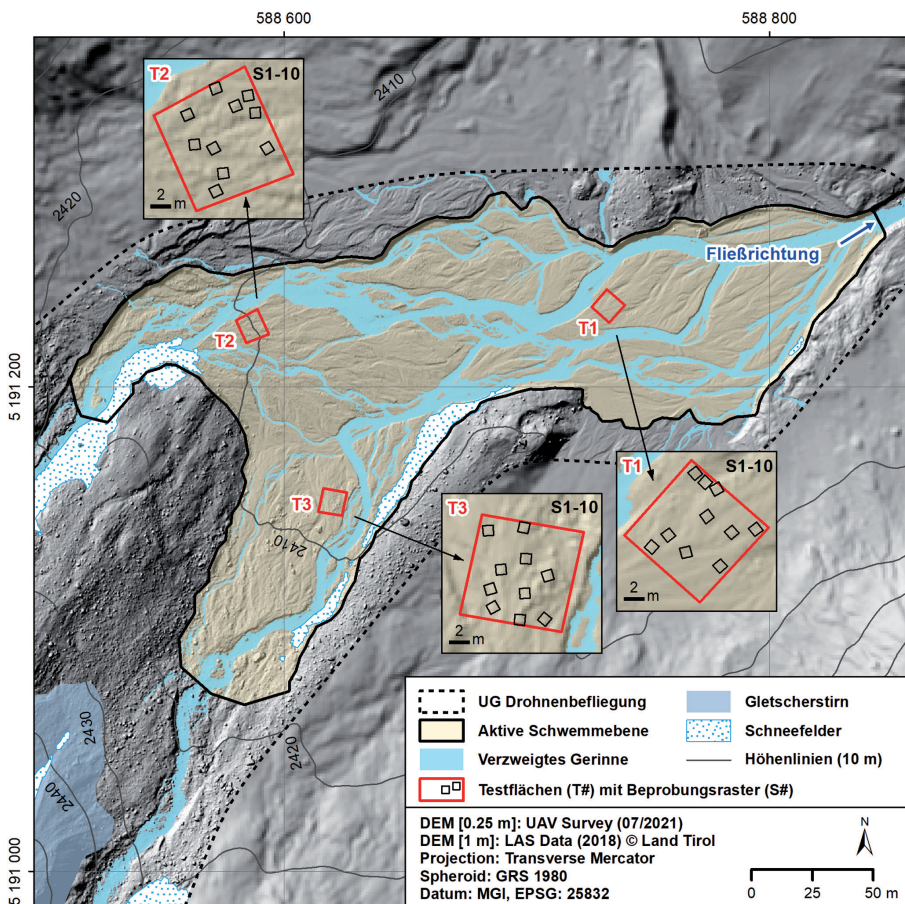


Abb. 43. Die Abbildung zeigt das verzweigte Gerinnesystem (hellblau) und fluvioglaziale Sedimente (beige) in der aktiven Schwemmebene (durchgezogener schwarzer Umriss, ca. 2,8 ha auf 2.410 m Seehöhe) des Gletschervorfelds. Die drei Analyse-Skalen sind ebenfalls dargestellt: die aktive Schwemmebene, drei Testflächen mit einer Fläche von je 100 m<sup>2</sup> (rote Quadrate, T1–T3) und 30 Beprobungsraster mit je 1 m<sup>2</sup> Fläche (schwarze Kästchen, S1–10), die sich auf die drei Testflächen aufteilen.



Skala	Bezeichnung	n	Fläche [m <sup>2</sup> ]	Methode	Datentyp	Auflösung
Beprobungsraster	S1–S10	30	1	Manuelle Korngrößenbestimmung	Durchmesser (b-Achse)	$\bar{X} = 75,1$ Körner/m <sup>2</sup>
				SfM-MVS mit Handkamera	3-D Topo-Model	< 0,3 mm/pix
Testfläche	T1–T3	3	100	SfM-MVS mit Drohne und dGPS	3-D Topo-Model	< 1,5 mm/pix
Schwemmebene	SE	1	28.300	SfM-MVS mit Drohne und dGPS	3-D Topo-Model	10,1 mm/pix

Tab. 10.

Analyse-Skalen und Schlüsselparameter zur flächenhaften Bestimmung der Korngrößenverteilung in der proglazialen Schwemmebene. Für jede Skala sind die verwendeten Methoden und die daraus resultierenden Auflösungen aufgeführt.

che T2 umfasste ein Gebiet, das an den orografisch linken Gletscherbach angrenzt, und T3 ein Gebiet neben dem orografisch rechten Bach. Daher repräsentieren T2 und T3 beide das obere Drittel der Schwemmebene. Innerhalb jeder der 100 m<sup>2</sup> großen Testfläche wurden zehn weitere 1 x 1 m große Beprobungsraster (S1–S10) festgelegt, um die Varianz der Korngrößenverteilung an der Oberfläche zu erfassen.

In den 30 Beprobungsrastern (S#) wurden die Korngrößenverteilungen der Oberflächenschicht manuell erhoben, wobei die Korngrößen bei einer b-Achse < 1,0 cm nicht berücksichtigt wurden. Dieselben Flächen wurden zuvor mit einer digitalen Handkamera (24,2 MP) aus einer Höhe von 1,5–2 m über dem Boden systematisch abfotografiert. Die Verarbeitung der Bildserien mittels SfM-MVS-Photogrammetrie lieferte eine topografische 3D-Punktwolke für jedes einzelne Beprobungsraster mit einer Bodenauflösung von ~ 0,1 cm. Der statistische Zusammenhang zwischen der, aus den 3D-Punktwolken berechneten, geometrischen Oberflächenrauheit und den manuell erhobenen Korngrößenverteilungen, wurde anschließend getestet. Daraus wurde ein lineares Regressionsmodell entwickelt, um charakteristische Korngrößen (Perzentile) zwischen D16 und D95 auf der Grundlage der geometrischen Oberflächenrauheit vorherzusagen. Das Modell wurde mit einer Leave-One-Out-Cross-Validation (LOOCV) (WOODGET et al., 2018) unter Verwendung der 1 m<sup>2</sup>-Beprobungsraster als Trainings- und Testdaten kalibriert und validiert.

Die drei Testflächen (T#) und die gesamte aktive Schwemmebene (SE) wurde ebenfalls photogrammetrisch vermessen. Auf Grund der größeren Flächen wurde hierbei allerdings eine unbemannte Drohne mit einem hochauflösenden RGB-Sensor (20 MP) verwendet, um detaillierte 3D-Punktwolken der Geländeoberfläche zu generieren (Tab. 10). Die Flughöhe variierte dabei je nach Skala – für die Testflächen betrug diese etwa 5,3 m über Grund und für die Befliegung des gesamten Schwemmebene im Schnitt etwa 37,2 m. Die Erhebungen wurden bei geringem bis mittlerem Abfluss in der Sommersaison 2020 und 2021 durchgeführt. Die topografischen 3D-Punktwolken wurden anschließend für die geometrische Analyse der Oberflächenrauheit auf der Grundlage der Diskretisierungsmethode der „best-passenden Ebene“ verwendet, welche die zonalen Muster der Oberflächensedimenttextur und -verteilung auf nicht permanent benetzten Schotterflächen zeigt.

Das jeweils robusteste Regressionsmodell wurde verwendet, um hochskalierte, flächenhafte Korngrößenverteilungen für das zu bestimmende Perzentil abzuleiten. In einem Zwischenschritt wurde erst auf die 100 m<sup>2</sup> Testflächen hochskaliert und das Modell später, nach Prüfung dieser ersten Ergebnisse, auf die gesamte proglaziale Schwemmebene ausgeweitet. Die resultierenden Korngrößenverteilungskarten können folglich die gesamte aktive Schwemmebene mit einer Rasterzellengröße von 1 m abdecken (Abb. 44).

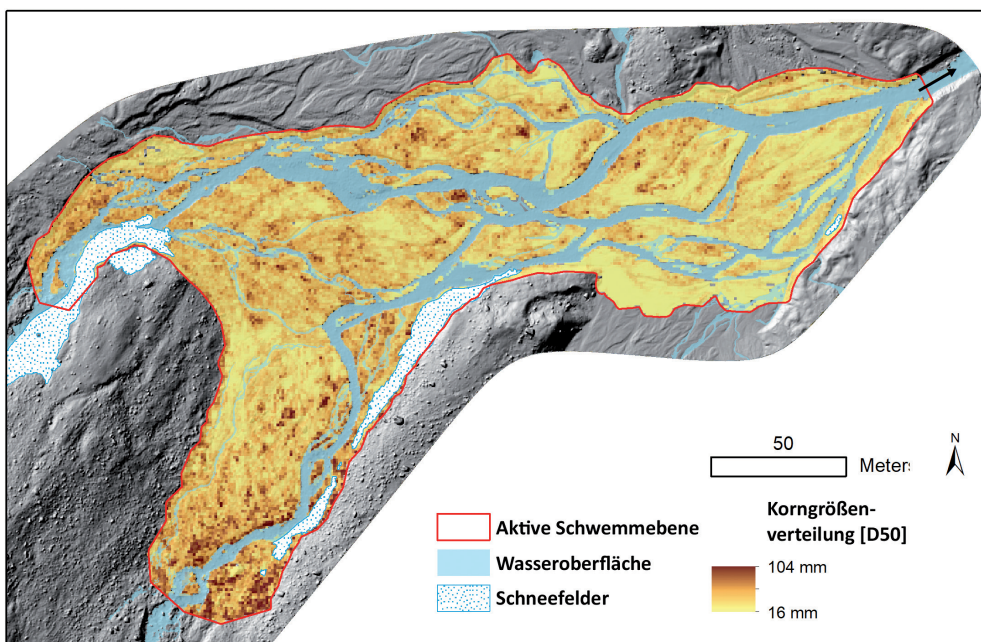


Abb. 44. Beispiel einer Korngrößenverteilungskarte [D50] für die gesamte proglaziale Schwemmebene. Für Bereiche mit benetzter Oberfläche (aktive Gletscherbäche während der Drohnenbefliegung) und vereinzelt Schneefeldern konnte keine Korngrößenverteilung bestimmt werden, da hier die Oberflächensedimente zum Aufnahmezeitpunkt verdeckt waren.

Es musste davon ausgegangen werden, dass die Kalibrierung des entwickelten Modells empfindlich auf den topografischen Maßstab reagiert, in dem die Eingabeparameter herangezogen wurden. Daher wurde der gewählte Ansatz

auf die Sensitivität gegenüber der verwendeten Kernelgröße, der Pixelauflösung oder der Punktwolkendichte getestet und angepasst.

## 8 Synthese und Ausblick

### 8.1 Transdisziplinärer Austausch und interdisziplinäre Arbeiten

Für das Projekt Hidden.ice stand der Interessensausaustausch mit den Akteurinnen und Akteuren vor Ort im Vordergrund. Eine erste Möglichkeit zum Erfahrungsaustausch bot die Installation der Abflussmessung an der Getschnerbrücke am Jambach am 25. Juni 2019. Vertreter der Gemeinde Galtür und der Jamtalhütte sowie des Energieerzeugers Illwerke vkw waren vor Ort. Über die Zeit entwickelte sich ein regelmäßiger Informationsfluss über Besonderheiten und Gegebenheiten im Projektgebiet wie Abflussverhalten, Geschiebetransport und Stand der Messungen am Gletscher wie im Gletschervorfeld. Eine Einordnung der zeitlichen und räumlichen Skalen des Interessensausaustausches ist in den Abbildungen 1 und 2 ersichtlich. Es zeichnet sich ein Fokus auf den Ist-Zustand, aktuelle Geschehnisse sowie einzelne Spitzenwerte ab, welche sich vor allem auf den Abfluss sowie das Geschiebeaufkommen im unteren Teil des Einzugsgebietes bezogen. Neben dem Abgleich von Abflusswerten kam es zum Austausch von Informationen über Auffälligkeiten im Geschiebetransport, sei es bedingt durch einzelne Starkniederschlagsereignisse oder einen durch die generelle Witterung hervorgerufenen Zustand wie 2022 mit Geschiebefrachten deutlich über dem mehrjährigen Durchschnitt. Neben dem inhaltlichen Austausch kam es zu praktischen Hilfestellungen der Akteurinnen und Akteure, wie etwa der Installation von Messgeräten während des COVID-19-Lockdowns. Die historischen Analysen ließen sich über das ohnehin verwendete Material hinaus schwer verifizieren. Mit Ablauf der Projektlaufzeit stellte sich vermehrt auch die Frage, was denn in Zukunft für die Entwicklung des Jamtalferners, des Abflusses sowie des Geschiebe- wie Schwebstofftransportes zu erwarten ist. Gerade für letztere Aussagen ist eine gesamtgesellschaftliche Betrachtung der Veränderungen im Bereich der Gletscher und des Permafrostes sowie des aktuellen Gerinnes auf Ebene des Einzugsgebietes sowie die Erfassung zur Quantifizierung derzeitiger Geschiebefrachten nötig.

Im Projekt Hidden.ice kam es zur interdisziplinären Zusammenarbeit der Fachbereiche Glaziologie, Hydrologie und Wasserbau, Fernerkundung, Landschafts- und Umweltgeschichte sowie Umweltprozesse und Naturgefahren. Durch die Verschneidung der in den jeweiligen Fachdisziplinen gewonnenen Daten und verwendeten Methoden sowie der gemeinsam erarbeiteten Erkenntnisse konnte eine räumlich wie zeitlich abdeckende Untersuchung der maßgeblichen, den Schutt- und Geschiebehaushalt beeinflussenden Prozesse erfolgen. Daraus ergibt sich eine Breite an räumlichen sowie zeitlichen Skalen, auf denen die Änderungen der supra- und proglazialen sowie in weiterer Folge fluvialen Schuttflächen beobachtet wurden. Der interdisziplinäre Austausch im Projekt gewährleistete, dass Erkenntnisse aus historischen Karten in Verbindung mit aktu-

ellen Satellitenaufnahmen gebracht werden konnten sowie großflächige Analysen auf Grundlage selbiger Aufnahmen mit lokalem, räumlich hochaufgelösten Prozessmonitoring im Gletschervorfeld.

Abbildung 45 zeigt zunächst den Zusammenhang der Informationskette ausgehend von den zeitlich hochaufgelösten In-situ-Messungen im Gletschervorfeld über die Projektlaufzeit als Grundlage für die Erfassung von Veränderungen in der Landbedeckung in der Talschaft bis hin zur Kalibrierung eines neuen Ansatzes zur Schuttdetektion auf Gletschern. Im Rahmen des Projektes konnten so langfristige Änderungen der Gerinnestrukturen oder der Sedimentdynamik im Einzugsgebiet mit einem zeitlich hochaufgelösten Monitoring gemeinsam betrachtet werden. Die Zunahme der Schuttbedeckung ist ein weiterer Schlüssel zum Verständnis der zukünftigen Geschiebedynamiken.

Die Schnittmenge zwischen den Themenbereichen bilden die im Abstand von mehreren Jahren aufgenommenen Orthofotos sowie Geländemodelle, durch welche sich Änderungen der Oberflächeneigenschaften ableiten lassen, die für alle Fachbereiche relevant sind.

In gleicher Weise sind in Abbildung 46 die Überschneidungen aus Daten, Methoden und Themenbereichen in Bezug auf die räumliche Auflösung sowie die Abdeckung der jeweiligen Informationen dargestellt. Dabei zeigt sich die hohe Anforderung an die räumliche Auflösung zum Monitoring der dominierenden Prozesse im Untersuchungsgebiet. Diese liefern dann die notwendigen Rahmenbedingungen für Modellierungen sowie für das Verständnis von im erweiterten Einzugsgebiet beobachtbaren Veränderungen. Wieder stellen die Orthofotos und digitalen Geländemodelle die Bindeglieder zwischen den jeweiligen Themenbereichen dar. Diese regelmäßigen Aufnahmen im Abstand weniger Jahre sind also eine wichtige Basis für die Interdisziplinäre Betrachtung der Dynamik in solchen Hochgebirgssystemen.

### 8.2 Glazialer und proglazialer Sedimenttransport

Im Rahmen des Projektes Hidden.ice wurde die Veränderung der Sedimentdynamik im Übergang von Eisbedeckung zu proglazialen Flächen in einem alpinen Einzugsgebiet untersucht. Neue Methoden der Erfassung der Schuttbedeckung auf Gletscherflächen und deren Änderung wurden auf die vergletscherten Gebirgsgruppen in Österreich angewandt und damit eine Regionalisierung vorgenommen. Aus den Ergebnissen des Projektes kann der proglaziale Raum des Jamtalferners in drei Prozessbereiche unterteilt werden, die maßgeblich an der Sedimentdynamik beteiligt sind:



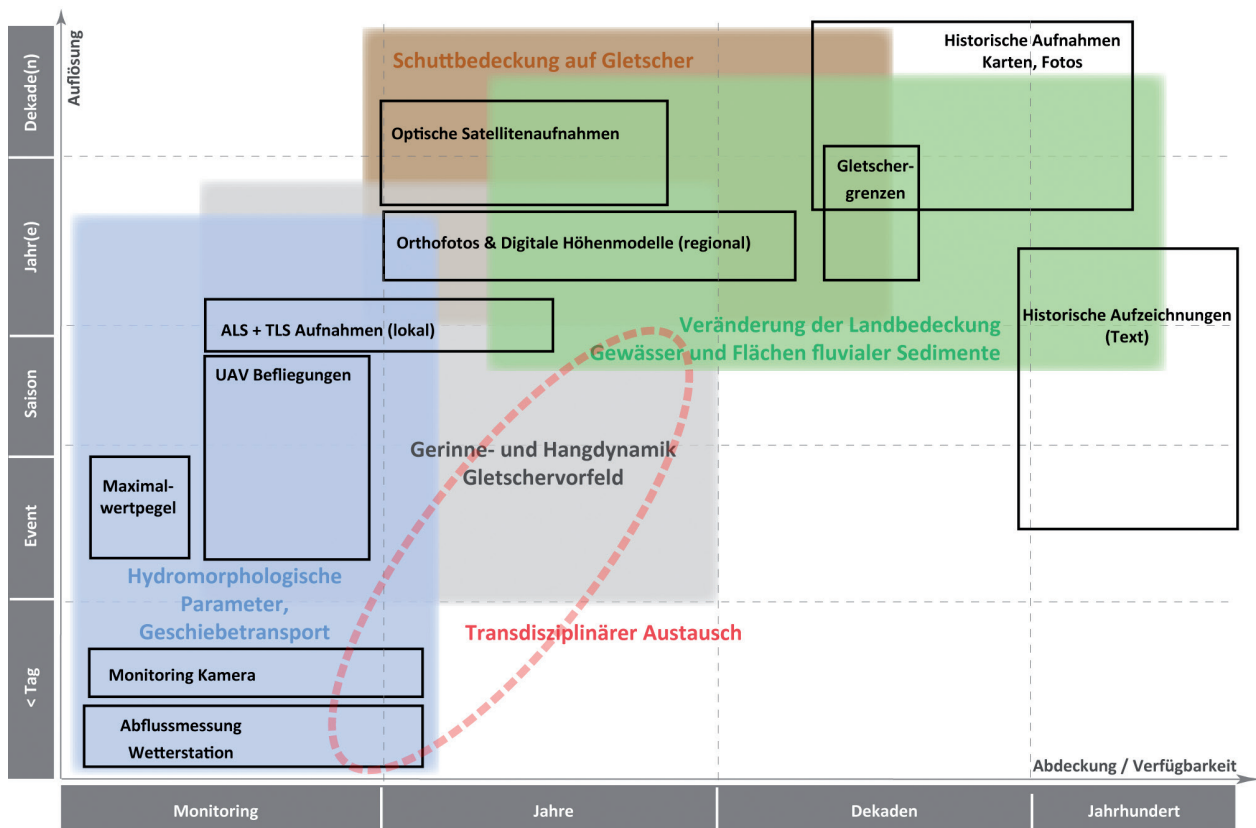


Abb. 45. Skalen der zeitlichen Auflösung sowie der zeitlichen Verfügbarkeit der wichtigsten, im Projekt verwendeten Daten und Methoden (schwarze Rahmen) sowie deren überschneidende Nutzung in den verschiedenen Themenfeldern (farbig hinterlegt). Der Kernbereich des transdisziplinären Interessensausstausches mit den Akteurinnen und Akteuren im Projekt ist strichliert dargestellt.

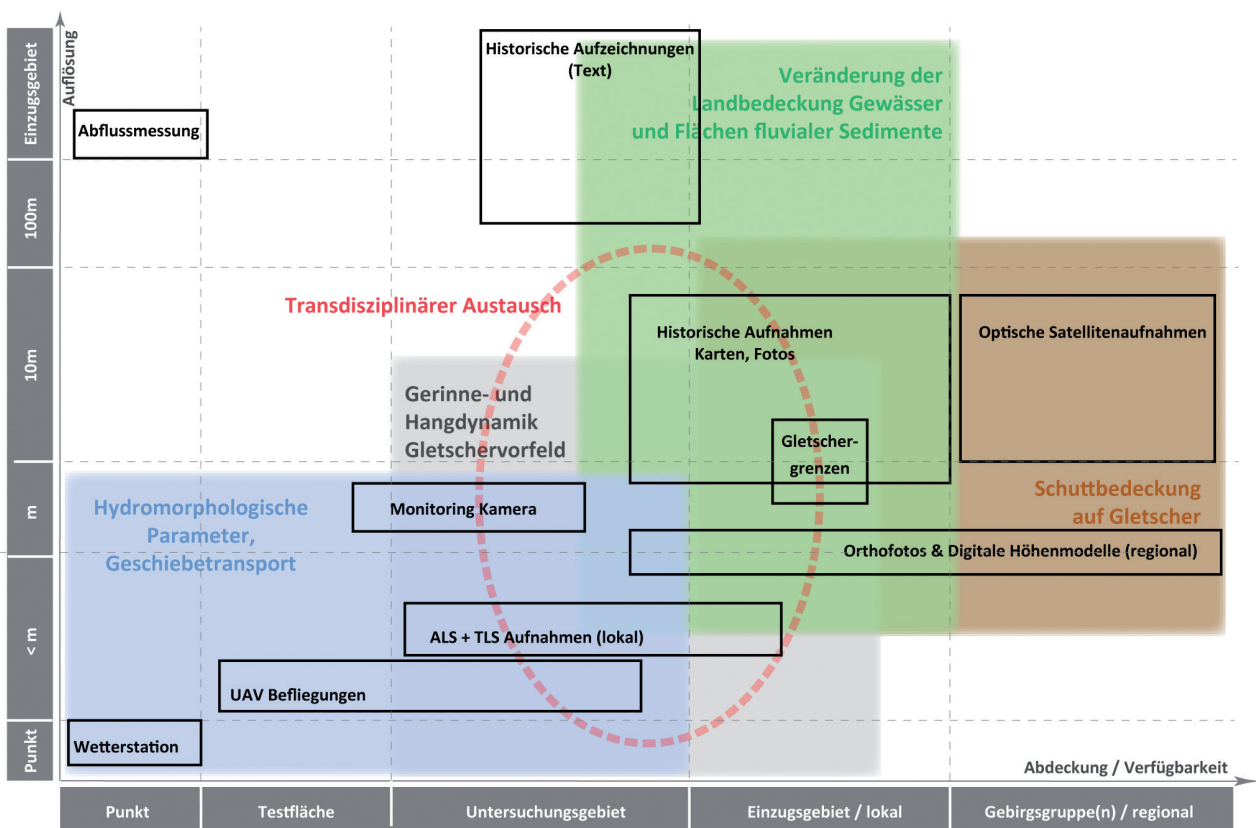


Abb. 46. Skalen der räumlichen Auflösung sowie der räumlichen Abdeckung der wichtigsten, im Projekt verwendeten Daten und Methoden (schwarze Rahmen) sowie deren überschneidende Nutzung in den verschiedenen Themenfeldern (farbig hinterlegt). Der Kernbereich des transdisziplinären Interessensausstausches mit den Akteurinnen und Akteuren im Projekt ist strichliert dargestellt.

(i) **Gletscherzunge:** Auf den Flächen der noch bestehenden Gletscher kommt es durch einen vermehrten Transport von Felsmaterial auf die Gletscherflächen sowie den Transport von Gesteinsmaterial im Eis selbst und dessen Anhäufung an der Oberfläche beim Ausschmelzen zu einer Zunahme der Schuttbedeckung auf der Eisoberfläche. Dabei zeigen sich bestimmte Gebirgsgruppen aufgrund der Rahmenbedingungen (Geologie, Topografie, Zustand der Gletscher) als Hotspots der Zunahme der Schuttbedeckung.

(ii) **Glaziofluvial geprägter Bereich:** Beim Abschmelzen des Eises im Zungenbereich der Gletscher kommt es in Abhängigkeit von der vorherrschenden Topografie durch den Schmelzwasserabfluss zur Bildung von Umlagerungszonen (Schwemmflächen). Hierbei überlagern die glazifluvial transportierten und deponierten Sedimente zum Teil großflächig die Grundmoräne und die ehemals supraglazialen Moränen des Jamtalferners. Diese Schwemmfläche im Vorfeld des Jamtalferners stellte sich im Rahmen der neu entwickelten Monitoring-Verfahren als zeitlich und räumlich hoch dynamisch heraus.

Der mit den dynamischen Veränderungen der Gletschervorfelder in engem Zusammenhang stehende Geschiebe- und Schwebstofftransport zeigte über die Projektlaufzeit die Bandbreite der zu erwartenden Zustände auf und konnte nicht zuletzt über den Kontakt mit den Akteurinnen und Akteuren vor Ort dokumentiert werden. Hier kam es neben kurzfristigen, sehr intensiven Geschiebemengen im Rahmen eines einzelnen Events auch zu einem generell erhöhten Transport an Geschiebefrachten über die besondere Schmelzperiode im Sommer 2022. Die Geschiebe- und Schwebstoffherde sind einerseits im Gletschervorfeld zu suchen, andererseits konnte aber auch ein hoher Sedimentinput von einigen angrenzenden Hängen über Extremereignisse beobachtet werden.

(iii) **Proglaziale Hänge:** Die proglazialen Hänge im Gletschervorfeld des Jamtalferners zeigen insgesamt eine hohe Dynamik. Gleichwohl zeigen die Analysen der Daten eine hohe Variabilität. So nimmt die Dynamik mit zunehmender Gletscherentfernung in der Tendenz stetig ab, bis sich die Hänge in Verbindung mit zunehmender Vegetationsbedeckung stabilisieren. Unterbrochen wird dieser grundsätzlich zu beobachtende Trend durch Störungen des Systems in Folge von Extremereignissen mit hoher Magnitude und geringer Frequenz (z.B. Muren). Solche Extremereignisse sind dann nicht nur in der Lage die Hänge selbst zu destabilisieren (oder instabil zu halten), sondern führen auch in den angrenzenden Gerinnesystemen zu hohem Sedimentinput und damit in der Folge zu einer hohen Geschiebeverfügbarkeit, die zum Teil dann auch Flächen in Gerinnenähe reaktivieren kann, die eigentlich als stabil anzusehen waren.

In der Zusammenschau aller beobachteten und ausgewerteten Teilprozesse lässt sich folgende Synthese ableiten: Der Verlust an eisbedeckter Fläche legt zunächst überwiegend Ödland frei, welches je nach Topografie und geomorphologischer Prozessdynamik mit Schuttmaterial überdeckt bzw. aufgefüllt wird. In weiterer Folge kommt es dort zu einer Stabilisierung und Ausbildung von Vegetation, wo das Gebiet nicht in Verbindung mit maßgeblichem Abflussgeschehen (Hautgerinne) und Hangdynamik (eventuell in Verbindung mit austauendem Toteis) steht

oder eine geringe Neigung aufweist. Im Bereich des bestehenden Gerinnes werden fluviale Sedimente freigelegt und je nach Topografie bilden sich Ablagerungsräume aus, welche besonders in der Nähe der aktuellen Gletscherstirn weiterhin aufgefüllt werden können. Hier bleiben die Sedimentspeicher fluvial aktiv und können entsprechend Geschiebe in das stromabwärts gelegene System einspeisen. Daneben zeigt sich kleinräumig der Einfluss von Geländestrukturen wie Gletschermoränen, die sich aufgrund ihrer Steilheit und Zusammensetzung durch Erosion verändern und zum Teil als Barriere wie auch Geschiebequelle bei Starkniederschlagsereignissen dienen können. Die Schuttbedeckung der Gletscher selbst verzögert zwar das Ausschmelzen des Eises im Bereich der Gletscherzungen, ist im Falle des Jamtalferners aber nur sehr gering mit dem Abtransport in bestehenden Gerinnestrukturen verbunden. Dennoch kommt es lokal und regional zu einer Zunahme der Schuttbedeckung auf Gletschern und damit zu einer Beeinflussung des Abschmelzverhaltens. Inwiefern dieser Schutt dann mit dem Gerinne verbunden ist, hängt sehr stark von der subglazialen Topografie ab und ist somit lokal schwer abschätzbar, da über die gemessenen topografischen Veränderungen die Sedimentlieferung vom Gletscher (über Gletscherbach oder über austauenden Schutt) nicht bestimmt werden kann.

Für alle bereits eisfreien Gebiete zeigen die angewandten Monitoringkonzepte das hohe Potential hinsichtlich der Detektion von maßgeblichen Veränderungen und der dafür verantwortlichen Prozesse. Ein umfängliches Langzeitmonitoring, aufbauend auf einem meteorologischen wie hydrologischen Messnetz sowie flächigen, zeitlich wie räumlich hochaufgelösten Geländeaufnahmen, wie es in LTER-Gebieten möglich ist, bietet die nötige Grundlage, um stetig formende Prozesse von spontanen Ereignissen und deren Auswirkungen getrennt analysieren zu können und damit deren Beitrag für den gesamten Sedimenthaushalt eines solchen Gebietes bestimmen zu können.

### 8.3 Ausblick

Die Ergebnisse des Projektes zeigen, dass sich die Verfügbarkeit von lockerem Gesteinsmaterial mit dem weiteren Verfall der Gletscher erhöht. Besonders in Zeiten mit ungewöhnlich hohen Schmelzraten in Kombination mit starken Niederschlägen aufgrund sich ändernder klimatischer Bedingungen wirkt sich die Verfügbarkeit von leicht mobilisierbarem Geschiebe auch auf den Transport im Gerinne aus.

Im Rahmen von Hidden.ice wurde das Monitoring von Veränderungen der Schwemmflächen in der obersten Kaskade, sprich direkt im Bereich der Gletscherzunge, entwickelt und durchgeführt. Neben Höhenänderungen und damit einem Netto-Budget des Geschiebevolumens dieser Flächen konnten Verlagerungen des Gerinnes sowie die Persistenz der Oberflächenstrukturen analysiert werden. Eine weitere Verfolgung des Geschiebetransportes über die sich stromabwärts anschließenden Kaskaden bis hin zu Siedlungs- und Infrastruktur im Rahmen einer Übertragung der entwickelten Methoden würde die Lücke zur 2D-Langzeit-Information aus historischen Quellen schließen. Die Anwendbarkeit und Übertragung der entwickelten Methodik auf weitere Teilmoleküle der Sedimentkaskade,





- ELTNER, A. & SOFIA, G. (2020): Chapter 1 – Structure from motion photogrammetric technique. – In: P. TAROLLI, P. & MUDD, S.M. (Eds.): *Developments in Earth Surface Processes*, 1–24, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00001-1>
- ENGL, D.A., FELLIN, W. & ZANGERL, C. (2008): Scherfestigkeiten von Scherzonen-Gesteinen – Ein Beitrag zur geotechnischen Bewertung von tektonischen Störungen und Gleitzonen von Massenbewegungen. – *Bulletin für Angewandte Geologie*, **13**, 63–81, Basel.
- FEHR, R. (1987): Geschiebeanalysen in Gebirgsflüssen. – *Mitteilung Nr. 92*, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), ETH Zürich, Zürich.
- FISCHER, A., SEISER, B., STOCKER-WALDHUBER, M., MITTERER, C. & ABERMANN, J. (2015): Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria. – *The Cryosphere*, **9**, 753–766, Katlenburg-Lindau. <https://doi.org/10.5194/tc-9-753-2015>
- FISCHER, A., HELFRICHT, K., WIESENEGGER, H., HARTL, L., SEISER, B. & STOCKER-WALDHUBER, M. (2016): What Future for Mountain Glaciers? Insights and Implications From Long-term Monitoring in the Austrian Alps. – In: GREENWOOD, G.B. & SHRODER, J.H. JR. (Eds.): *Mountain Ice and Water: Investigations of the Hydrologic Cycle in Alpine Environments*. – *Developments in Earth Surface Processes*, **21**, 315–382, Amsterdam.
- FISCHER, A., PATZELT, G., ACHRAINER, M., GROSS, G., LIEB, G.K., KELLERER-PRIKLBAUER, A. & BENDLER, G. (2018): Gletscher im Wandel. 125 Jahre Gletschermessdienst des Alpenvereins. – 139 S., Berlin (Springer Spectrum).
- FISCHER, A., SCHÖNER, W. & OTTO, J.C. (2019a): Gletschergefahren. – In: GLADE, T., MERGILI, M. & SATTLER, K. (Hrsg.): *ExtremA. Aktueller Wissensstand zu Extremereignissen alpiner Naturgefahren in Österreich*, 563–578, Wien (Vienna University Press).
- FISCHER, A., FICKERT, T., SCHWAIZER, G., PATZELT, G. & GROSS, G. (2019b): Vegetation dynamics in Alpine glacier forelands tackled from space. – *Nature Research, Scientific Reports*, **9**/1, 13918. <http://dx.doi.org/10.1038/s41598-019-50273-2>
- FISCHER, A., SEISER, B., HELFRICHT, K. & STOCKER-WALDHUBER, M. (2021): High-resolution inventory to capture glacier disintegration in the Austrian Silvretta. – *The Cryosphere*, preprint. <https://doi.org/10.5194/tc-2020-376>
- FUHRMANN, S. (2007): Digitale historische Geobasisdaten im Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV) – Die Urmappe des Franziszeischen Katasters. – *Österreichische Zeitschrift für Vermessung und Geoinformation*, **1**, 24–35, Wien.
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. (2007): Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. – *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **112**/F2, F02S18 (10 S.), Washington, D.C. <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>
- HAEBERLI, W. (2005): Investigating glacier – permafrost relationships in high-mountain areas: historical background, selected examples and research needs. – *Geological Society of London, Special Publications*, **242**, 29–37, London.
- HAEBERLI, W., HOELZLE, M., PAUL, F. & ZEMP, M. (2007): Integrated monitoring of mountain glaciers as key indicators of global climate change: the European Alps. – *Annals of Glaciology*, **46**, 150–160, Cambridge.
- 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. – *Earth Surface Dynamics*, **8**, 729–751. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-729-2020>
- HECKMANN, T., HILGER, L., VEHLING, L. & BECHT, M. (2016): Integrating field measurements, a geomorphological map and stochastic modelling to estimate the spatially distributed rockfall sediment budget of the Upper Kaunertal, Austrian Central Alps. – *Geomorphology*, **260**, 16–31, Amsterdam.
- HELFRICHT, K., KUHN, M., KEUSCHNIG, M. & HEILIG, A. (2014): Lidar snow cover studies on glaciers in the Ötztal Alps (Austria): comparison with snow depths calculated from GPR measurements. – *The Cryosphere*, **8**, 41–57, Katlenburg-Lindau.
- HELFRICHT, K., HUSS, M., FISCHER, A. & OTTO, J.C. (2019): Calibrated estimates of mean and maximum ice thickness for glaciers of the third Austrian Glacier Inventory (GI3). – PANGAEA, Data Publisher for Earth & Environmental Science. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.898642>
- HILLER, C., WALTER, L., HELFRICHT, K., WEISLEITNER, K. & ACHLEITNER, S. (2022): Flood Flow in a Proglacial Outwash Plain: Quantifying Spatial Extent and Frequency of Inundation from Time-Lapse Imagery. – *Water*, **14**/4, 590. <https://doi.org/10.3390/w14040590>
- HOHENSINNER, S., SONNLECHNER, C., SCHMID, M. & WINIWARTER, V. (2013): Two steps back, one step forward: reconstructing the dynamic Danube riverscape under human influence in Vienna. – *Water History*, **5**/2, 121–143. <https://doi.org/10.1007/s12685-013-0076-0>
- HOHENSINNER, S., ATZLER, U., FISCHER, A., SCHWAIZER, G. & HELFRICHT, K. (2021a): Tracing the long-term evolution of land cover along glacier streams: the Austrian Jamtal valley (1820–2015). – *Frontiers in Environmental Science*, **9**, 683397. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.683397>
- HOHENSINNER, S., EGGER, G., MUHAR, S., VAUDOR, L. & PIÉGAY, H. (2021b): What remains today of pre-industrial Alpine rivers? Census of historical and current channel patterns in the Alps. – *River Research and Applications*, **37**/2, 128–149. <https://doi.org/10.1002/rra.3751>
- HUGGEL, C., CLAGUE, J.J. & KORUP, O. (2012): Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? – *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**/1, 77–91, Chichester.
- JAMES, M.R. & ROBSON, S. (2014): Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **39**, 1413–1420, Chichester. <https://doi.org/10.1002/esp.3609>
- JAMES, M.R., CHANDLER, J.H., ELTNER, A., FRASER, C., MILLER, P.E., MILLS, J.P., NOBLE, T., ROBSON, S. & LANE, S.N. (2019): Guidelines on the use of structure-from-motion photogrammetry in geomorphic research. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **44**, 2081–2084, Chichester. <https://doi.org/10.1002/esp.4637>
- KEUSCHNIG, M., KRAUTBLATTER, M., HARTMEYER, I., FUSS, C. & SCHROTT, L. (2016): Automated Electrical Resistivity Tomography Testing For Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure. – *Permafrost and Periglacial Processes*, **28**, 158–171, Chichester. <https://doi.org/10.1002/ppp.1916>
- KRAUTBLATTER, M., FUNK, D. & GÜNZEL, F.K. (2013): Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **38**, 876–887, Chichester. <https://doi.org/10.1002/esp.3374>
- LANE, S.N., BAKKER, M., GABBUD, C., MICHELETTI, N. & SAUGY, J.N. (2017): Sediment export, transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession. – *Geomorphology*, **277**, 210–227, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.015>
- LO, S.-W., WU, J.-H., LIN, F.-P. & HSU, C.-H. (2015): Visual Sensing for Urban Flood Monitoring. – *Sensors* **2015**, **15**/8, 20006–20029. <https://doi.org/10.3390/s150820006>



- MAO, L., DELL'AGNESE, A., HUINCACHE, C., PENNA, D., ENGEL, M., NIEDRIST, G. & COMITI, F. (2014): Bedload hysteresis in a glacier-fed mountain river. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **39/7**, 964–976, Chichester.
- MESSENZEHL, K., VILES, H., OTTO, J.C., EWALD, A. & DIKAU, R. (2018): Linking rock weathering, rockwall instability and rockfall supply on talus slopes in glaciated hanging valleys (Swiss Alps). – *Permafrost and Periglacial Processes*, **29/3**, 135–151, Chichester.
- MOY DE VITRY, M. & LEITÃO, J.P. (2020): The potential of proxy water level measurements for calibrating urban pluvial flood models. – *Water Research*, **175**, 115669, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2020.115669>
- NICHOLSON, L. & BENN, D.I. (2013): Properties of supraglacial debris in relation to surface energy and mass balance modelling of debris covered glaciers. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **38**, 490–501, Chichester.
- ORWIN, J.F. & SMART, C.C. (2004): The evidence for paraglacial sedimentation and its temporal scale in the deglaciating basin of Small River Glacier, Canada. – *Geomorphology*, **58/1–4**, 175–202, Amsterdam.
- PATZELT, G. (2019): *Gletscher – Klimazeugen von der Eiszeit bis zur Gegenwart*. – 264 S., Berlin (Hatje-Cantz Verlag).
- PAUL, F., WINSVOLD, S., KÄÄB, A., NAGLER, T. & SCHWAIZER, G. (2016): Glacier Remote Sensing Using Sentinel-2. Part II: Mapping Glacier Extents and Surface Facies, and Comparison to Landsat 8. – *Remote Sensing*, **8/7**, 575. <https://doi.org/10.3390/rs8070575>
- REITMAIER, T., LAMBERS, K., WALSER, C., ZINGMAN, I., HAAS, J.N., DIETRE, B., REIDL, D., HAJDAS, I., NICOLUSSI, K., KATHREIN, Y., NAEF, L. & KAISER, T. (2013): Alpine Archäologie in der Silvretta. – *Archäologie der Schweiz*, **36/1**, 4–14, Zürich.
- REVILLA-ROMERO, B., HIRPA, F.A., DE POZO, J.T., SALAMON, P., BRAKENRIDGE, R., PAPPENBERGER, F. & DE GROEVE, T. (2015): On the Use of Global Flood Forecasts and Satellite-Derived Inundation Maps for Flood Monitoring in Data-Sparse Regions. – *Remote Sensing*, **7**, 15702–15728. <https://doi.org/10.3390/rs71115702>
- RICE, S. (1995): The spatial variation and routine sampling of spawning gravels in small coastal streams. – Ministry of Forests, Working Paper, 06/1995, Victoria, B.C.
- ROUSE, J.W., HAAS, R.H., SCHEEL, J.A. & DEERING, D.W. (1974): Monitoring Vegetation Systems in the Great Plains with ERTS. – *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Earth Resource Technology Satellite (ERTS) Symposium*, **1**, 48–62, Washington, D.C.
- SCHERLER, D., WULF, H. & GORELICK, N. (2018): Global assessment of supraglacial debris-cover extents. – *Geophysical Research Letters*, **45/21**, 11,798–11,805. <https://doi.org/10.1029/2018GL080158>
- SCHINDELIN, J., ARGANDA-CARRERAS, I., FRISE, E., KAYNIG, V., LONGAIR, M., PIETZSCH, T., PREIBISCH, S., RUEDEN, C., SAALFELD, S., SCHMID, B., TINEVEZ, J.-Y., WHITE, D.J., HARTENSTEIN, V., ELICEIRI, K., TOMANCAK, P. & CARDONA, A. (2012): Fiji: an open-source platform for biological-image analysis. – *Nature Methods*, **9/7**, 676–682.
- SCHWAIZER, G., NEMEC, J., ROTT, H. & NAGLER, T. (2017): Processing Line For Monitoring Glacier Outlines & Snow Area Extent By Means Of Sentinel-2 Data. – *EARSel LISSIG Workshop*, Berne, Switzerland, 7–9 February 2017.
- SLAYMAKER, O. (2009): Proglacial, periglacial or paraglacial? – *Geological Society of London, Special Publications*, **320**, 71–84, London.
- SLAYMAKER, O. (2011): Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. – *Quaestiones Geographicae*, **30/1**, 85–94, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- SMITH, M.W., CARRIVICK, J.L. & QUINCEY, D.J. (2016): Structure from motion photogrammetry in physical geography. – *Progress in Physical Geography-Earth and Environment*, **40/2**, 247–275. <https://doi.org/10.1177/0309133315615805>
- VEHLING, L., BAEWERT, H., GLIRA, P., MOSER, M., ROHN, J. & MORCHE, D. (2017): Quantification of sediment transport by rockfall and rockslide processes on a proglacial rock slope (Kauental, Austria). – *Geomorphology*, **287**, 46–57, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.032>
- 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. – *Geomorphology*, **179**, 300–314, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.021>
- WOODGET, A.S., FYFFE, C. & CARBONNEAU, P.E. (2018): From manned to unmanned aircraft: Adapting airborne particle size mapping methodologies to the characteristics of sUAS and SfM. – *Earth Surface Processes and Landforms*, **43/4**, 857–870, Chichester. <https://doi.org/10.1002/esp.4285>
- ZEMP, M., FREY, H., GÄRTNER-ROER, I., NUSSBAUMER, S.U., HOELZLE, M., PAUL, F., HAEBERLI, W., DENZINGER, F., AHLSTRØM, A.P., ANDERSON, B., BAJRACHARYA, S., BARONI, C., BRAUN, L.N., CĂCĂRES, B.E., CASASSA, G., COBOS, G., DÁVILA, L.R., GRANADOS, H.D., DEMUTH, M.N., ESPIZUA, L., FISCHER, A., FUJITA, K., GADEK, B., GHAZANFAR, A., HAGEN, J.O., HOLMLUND, P., KARIMI, N., LI, Z., PELTO, M., PITTE, P., POPOVNIN, V.V., PORTOCARRERO, C.A., PRINZ, R., SANGWAR, C.V., SEVERSKIY, I., SIGURDSSON, O., SORUCO, A., USUBALIEV, R. & VINCENT, C. (2015): Historically unprecedented global glacier decline in the early 21<sup>st</sup> century. – *Journal of Glaciology*, **61/228**, 745–762, Cambridge. <https://doi.org/10.3189/2015JG15J017>