

SedInOut

*Entwicklung einer Methodik zum Risk Management
durch standardisierte Abschätzung des
Sedimenteintrages von Massenbewegungen im
Gebirgsbereich*

Sediment Charakterisierung und Analyse (WP 5 & WP 6)

Volkmar Mair¹, Monika Rabanser¹, Riccardo Scotti², Francesco Brardinoni³

¹Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen

²Servizio Glaciologico Lombardo (SGL)

³Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università Bologna (BiGea)

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung und Struktur des Berichtes	3
2.	Untersuchungsgebiet	6
3.	Datenerhebung und Methodik.....	9
3.1	Historische multitemporale Kartierung.....	9
3.1.1	Gletscher	9
3.1.2	Geologische Kartierung.....	11
3.1.3	Hauptgewässernetz.....	14
3.1.4	Schnelle, oberflächennahe Hangrutschungen.....	16
3.2	Geländeerhebungen und Naherkundungsmethoden.....	19
3.2.1	Geometrie von oberflächennahen Hangrutschungen.....	19
3.2.2	Charakterisierung der Sohlentextur und Oberflächenbewehrung	19
3.3	Labormethoden.....	27
3.3.1	Mechanische Siebanalyse.....	27
3.3.2	XRD Analyse.....	28
3.3.3	Los Angeles Abrasion Test.....	28
3.4	Korngrößenverteilung.....	29
4.	Ergebnisse.....	31
4.1	Gletscherrückgang, Zunahme der aufgeschlossenen Fels- und Gletschersedimentflächen und Entwicklung des gletschergespeisten Gewässernetzes zwischen 1969 und 2020	31
4.2	Sedimenteintrag durch schnelle, flache Hangrutschungen.....	38
4.3	Los Angeles Test	43
4.4	Textur des Gerinnes und Oberflächenbewehrung	43
4.5	Einschränkungen des software-basierten Ansatzes	48
	Danksagung	51
	Literaturverzeichnis	52

1. Einleitung und Struktur des Berichtes

Der gegenwärtige globale Temperaturanstieg führt zu tiefgreifenden Landschaftsveränderungen in Hochgebirgsregionen. Diese Veränderungen sind durch den rapiden Gletscherrückgang und das kontinuierliche Auftauen des Permafrostes besonders deutlich bemerkbar. Außerdem spielen die veränderten klimatischen Bedingungen bei der Prägung der Hydrologie von Gebirgseinzugsgebieten (Huggel et al., 2015) eine bedeutende Rolle. Hierbei ist die Menge des verfügbaren Sedimentes von besonderem Interesse. Der Sedimenteintrag, der sowohl Massenbewegungen als auch den fluvialen Transport betrifft, ist nämlich einem ständigen Wandel unterworfen. Obwohl das Sedimentangebot einen wesentlichen Einfluss auf die Gerinnestabilität und das relevante Georisikopotenzial ausübt, ist ein Mangel an standardisierten Verfahren zur Charakterisierung von Sedimentquellen, Sedimenttypologie und zur Bewertung der Sedimentverfügbarkeit feststellbar. Diese Lücke, die vor allem mit der Vielfalt bestehender nationaler und regionaler Protokolle zur Datenerhebung einhergeht, verhindert derzeit die Verfolgung einer unvoreingenommenen, transnationalen Risikomanagementstrategie angesichts der aktuellen klimatischen Herausforderungen. SedInOut zielt darauf ab, in einer gemeinsamen interregionalen Kooperation Methoden für die Quantifizierung und Charakterisierung von Sedimenten in repräsentativen Einzugsgebieten zu entwickeln, um ein nachhaltiges Landmanagement zu erreichen, bei dem die Georisikominderung und die Verwendung des Sedimentes im Vordergrund stehen.

In diesem Bericht stellen wir einen methodischen Ansatz vor, der sich auf bestehende geologische Kartierungen (CARG-Projekt), hochauflösende digitale Topografie-Datensätze und historische Orthofotokarten stützt. Gleichzeitig werden Gelände- und Naherkundungsdaten in Verbindung mit multitemporalen, auf Fernerkundungsdaten basierenden Kartierungen integriert (**Abbildung 1**). Zu den Verfahren der Fernerkundung zählen die multitemporale Kartierung der Gletscherausdehnung (**Abschnitt 3.1.1**), der Quartären Ablagerungen (z. B. Grundgestein, Till, Hangschutt, Kolluvium und Alluvium) (**Abschnitt 3.1.2**), des Gewässernetzes (**Abschnitt 3.1.3**) und der schnellen, oberflächennahen Hangrutschungen (d. h. Murgänge, Schuttströme, Uferabbrüche und oberflächennahe Erosion) (**Abschnitt 3.1.4**). Zu den geländebasierten und proximalen Sensordaten zählen Messungen der Geometrie oberflächennaher Hangrutschungen (**Abschnitt 3.2.1**) sowie die Erhebung der Korngrößenverteilung. Dabei wird die Korngrößenverteilung der Oberfläche (d. h. manuelle Wolman-Klastenzählung und Siebanalysen, die auf photographischen Methoden basieren) und des Untergrunds (d. h., Probenentnahme, Vorab-Siebung im Gelände

und Siebanalyse im Labor) an sechs repräsentativen Standorten (M1 bis M6; **Abbildung 2a**) entlang des Gebirgskanalnetzes erhoben, welches das glaziale Einzugsgebiet des Oberen Matschertales entwässert (**Abschnitte 3.2.2, 3.2.3, 3.3 und 3.4**). Geländemessungen zur Hangrutschgeometrie sind entscheidend für die Festlegung einer empirischen Beziehung zwischen der Oberfläche der Hangrutschung und deren Volumen. Dies dient wiederum dazu, die Oberflächen der Hangrutschungen, deren Kartierung mittels aufeinanderfolgender Fotosätze erfolgt, in volumetrische Schätzungen der mobilisierten Schuttmassen erster Ordnung umzuwandeln. Daten der Korngrößenverteilung ermöglichen die Charakterisierung der räumlichen Variabilität charakteristischer Sedimentkaliber (d. h. D50, D84 und D90) sowie der Oberflächenbewehrung (ein Index für die Stabilität des Gerinnes). Diese Charakterisierung erfolgt zunächst an Gletscher- und Blockgletscherfronten und wird stromabwärts fortgesetzt.

Der multitemporale Kartierungsansatz ist wie folgt aufgebaut. Durch visuelle Inspektion von aufeinanderfolgenden Orthofotomosaiken wird zunächst die Veränderung der Gletscherausdehnung festgehalten. Anschließend erfolgen die Kartierung und Quantifizierung der flächenmäßigen Ausdehnung der quartären Ablagerungen, die im Zuge des Gletscherrückgangs freigelegt wurden. Die damit einhergehenden strukturellen Veränderungen des Gewässernetzes werden ebenfalls dokumentiert.

Dieses Dokument dient der Veranschaulichung des methodischen Ansatzes von SedInOut. Die Methodik wird auf das Matschertal angewandt, das hier als repräsentativ für die Bedingungen angesehen wird, die den geologischen Bereich der austroalpinen Domäne charakterisieren. Insbesondere werden in dem methodischen Ansatz zwei verschiedene räumliche Skalen integriert: (i) Oberes Matschertal (18,8 km²), in dem umfangreiche Geländearbeiten durchgeführt wurden. Dabei wurde die Geometrie von schnellen, flachen Hangrutschungen niedriger Ordnung eingegrenzt, um alluviale Sedimente entlang des Kanalnetzes zu charakterisieren (**Abbildung 2a**); (ii) Proglaziales Matschertal (8,4 km²), in dem dekadische geomorphologische Veränderungen nach dem Rückzug des größten Gletschers (Matscherferner) dokumentiert wurden (**Abbildung 2b**). Die räumlichen und zeitlichen Skalen der Erhebungen sind in **Tabelle 1** zusammengefasst.

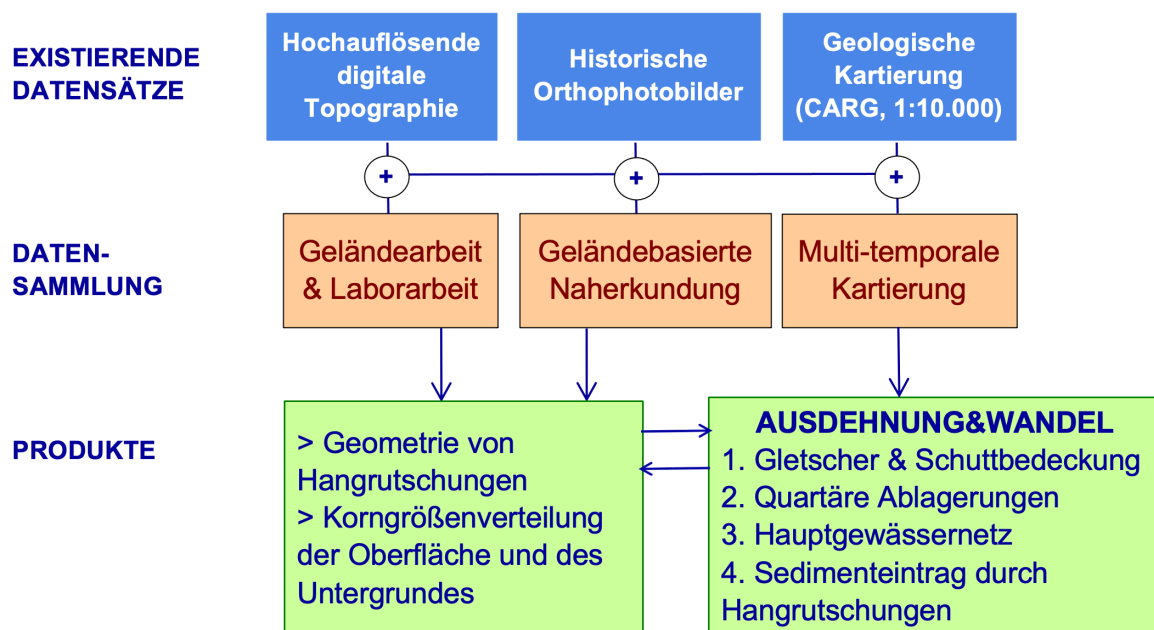


Abbildung 1. Schema des methodischen Ansatzes der Studie.

Multi-temporale Kartierung	Räumliche Auflösung	Zeitliche Abschnitte
Gletscher	Oberes Matschertal	1860-1945-69-85-94-2003-06-08-14/15-17-2020
Quartäre Ablagerungen	Proglaziale Zone Matschertal	1969-94-2006-14-16-2020
Gewässernetz	Proglaziale Zone Matschertal	1969-94-2006-14-16-2020
Schnelle oberflächennahe Hangrutschungen	Mittleres & Oberes Matschertal	1959-69-82/85-97/99-2006/08-11-15-2020

Tabelle 1. Räumliche und zeitliche Skalen der historischen Erhebung im Matschertal, die auf Fernerkundungsdaten basiert.

2. Untersuchungsgebiet

Als Untersuchungsgebiet wurde der obere Teil des Matschertales festgelegt (90 km²). Dies ist ein Gebirgsbecken, das vom Saldurbach entwässert wird, der in der Nähe von Schluderns im Nordwesten Südtirols in den Fluss Etsch mündet (**Abbildung 2a**). Die Höhenlage des Untersuchungsgebietes reicht von 3738 m ü.d.M. (Weißkugel/Pala Bianca) bis zu 930 m ü.d.M. am Talausgang. Das Gebiet zählt zu den trockensten Alpengebieten (Frei und Schär, 1998), mit einem mittleren Jahresniederschlag von 502 mm (1921-2018) in Schlanders (698 m ü.d.M.) (Wetter Südtirol, 2020).

Die geologischen Begebenheiten zeichnen sich durch das Vorhandensein von polymetamorphen Gesteinen der austroalpinen Domäne (Ötztal-Stubai Kristallin und Matsch-Einheit, **Abbildung 3**) aus. Insbesondere zählen das mittlere und obere Matschertal zur Ötztaler Decke (Ratschbacher et al., 1989; Thöni, 1999), die hauptsächlich aus Paragneis und Glimmerschiefer besteht. Die Landschaft weist eine starke glaziale Prägung auf, wobei die Hauptgletschermulde im Matschertal vom Saldurbach entwässert wird, dessen Sedimenteintrag von seitlichen Schuttkegeln und Fächern an steilen Zuflüssen stammt. Typischerweise entspringen die Zuflüsse aus Gletschern und Blockgletschern und fließen über steile, felsige Talstufen, die teils steile Schluchten gebildet haben (z. B. Oberettes Bachlauf). Die glaziale und periglaziale Prägung wird durch das weit verbreitete Auftreten von Blockgletschern und Moränenrücken aufrechterhalten.

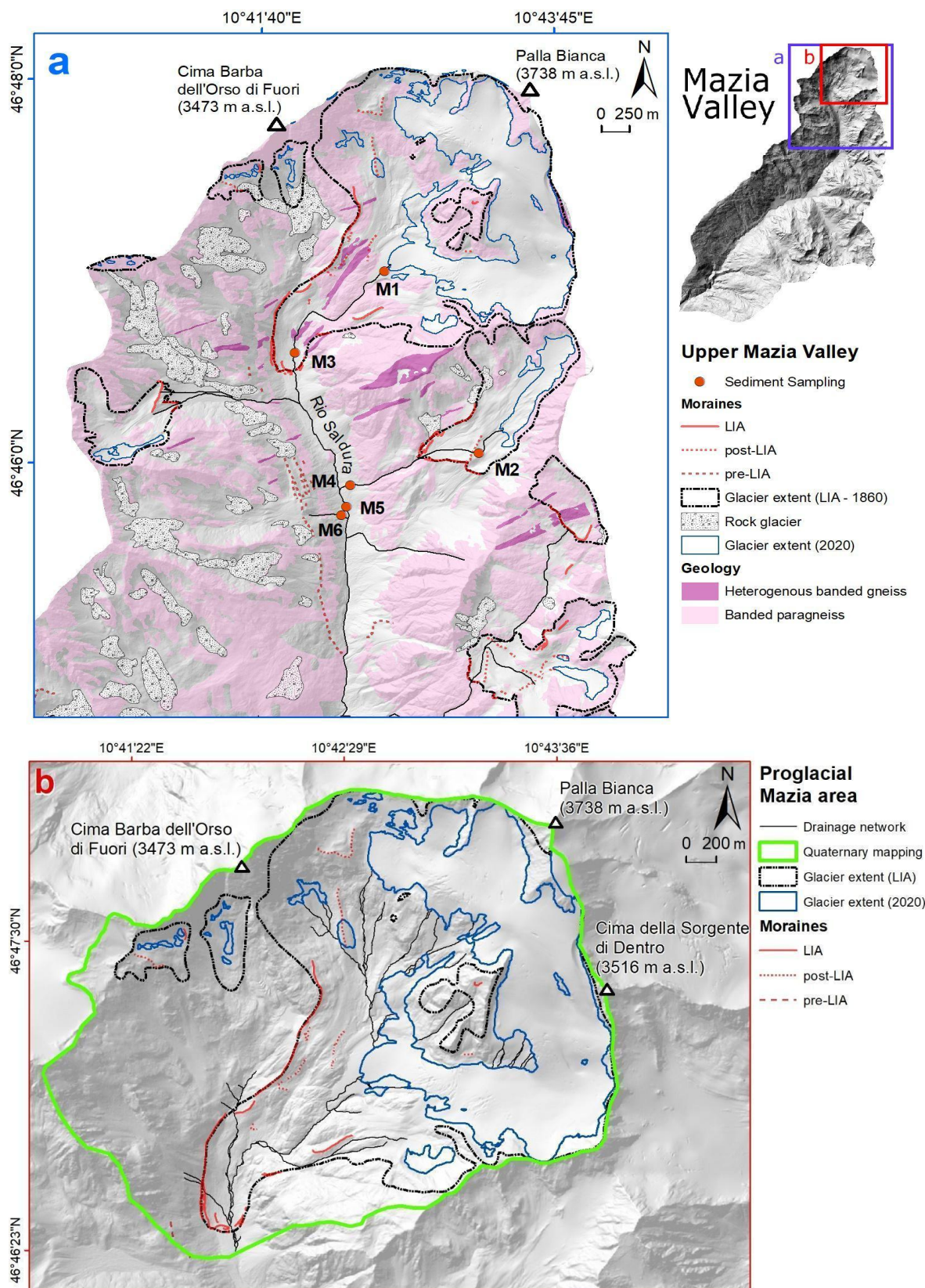
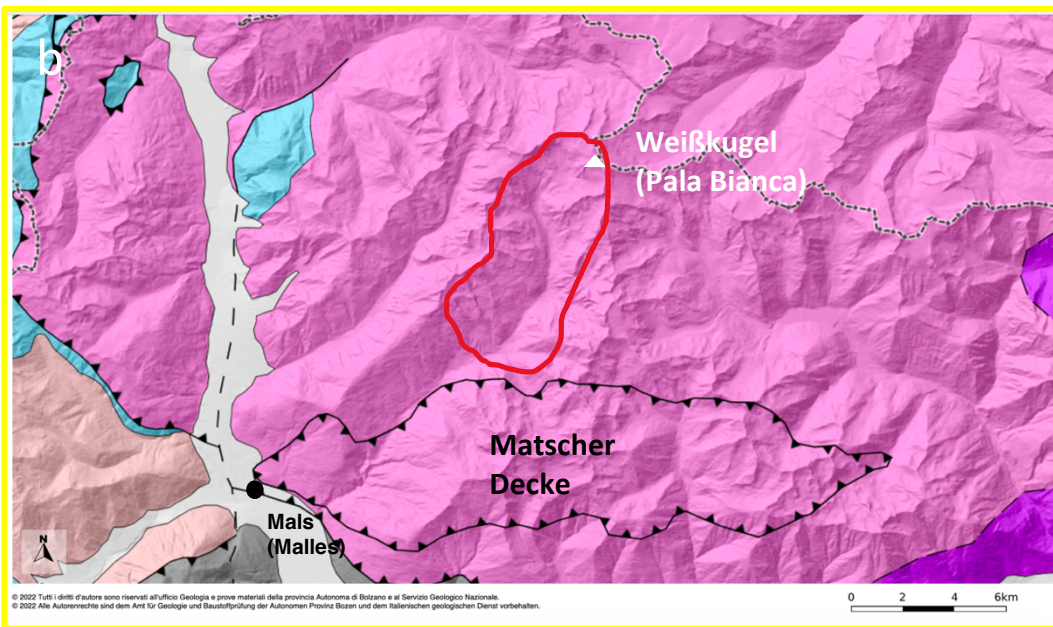
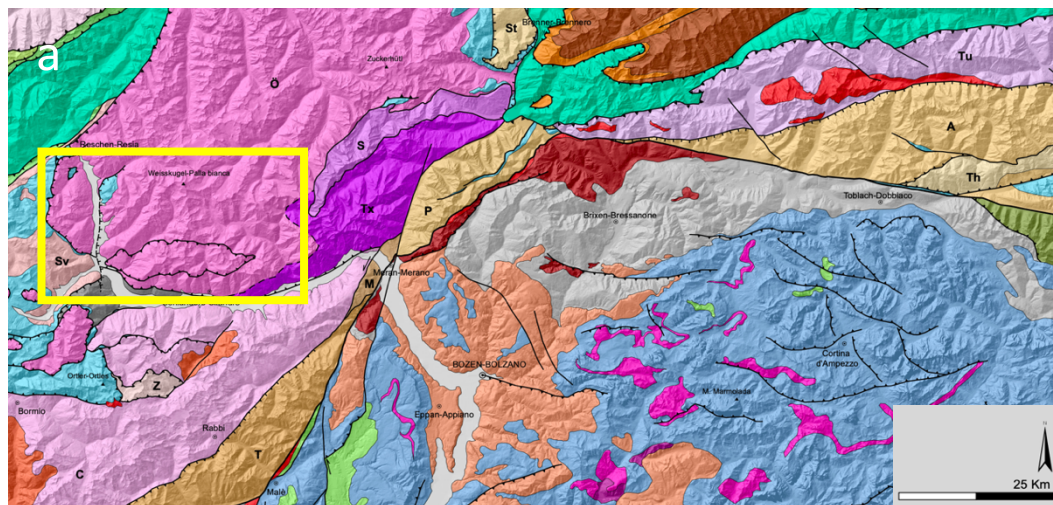


Abbildung 2. Karten der Gletscherausdehnung während des Maximums der Kleinen Eiszeit (LIA) und im Jahr 2020. Die räumliche Verteilung der Moränen und die Lage der Probenentnahmestellen befinden sich (a) im oberen Matschertal und (b) im proglazialen Bereich des Matschertales. Die Lage der Untersuchungsgebiete wird in Bezug auf die Ausdehnung des gesamten Matschertales (d. h. im Becken des Saldur Bachlaufes) deutlich hervorgehoben.



© 2022 Tutti i diritti d'autore sono riservati all'ufficio Geologia e prove materiali della provincia Autonoma di Bolzano e al Servizio Geologico Nazionale.
© 2022 Alle Autonomie sono riservate le attività di Geologia e Bauaufsicht der Autonomen Provinz Bozen und dem italienischen geologischen Dienst vorbehalten.

-  Quaternary continental deposits
 -  Alpine Molasse
 -  Tertiary plutons
- PENNINIC UNITS**
-  Helvetic units
 -  Arosa-Zone (Flysch Cretaceous-Eocene)
 -  Tasna nappe (Trias-Eocene with basement)
 -  Calcschists with ophiolitic bodies
 -  Old European basement nappes
 -  Central Gneiss

SOUTHERN ALPS

-  Cretaceous-paleogene sediments
-  Permo-jurassic sediments
-  Triassic vulcanites and volcanoclastites
-  Triassic plutons
-  Permian vulcanites
-  Permian plutons
-  Paleozoic succession (Alpi Carniche)
-  Low grade metamorphic Variscan basement
-  Medium grade metamorphic Variscan basement

AUSTROALPINE UNITS

-  Permo-mesozoic succession of the Northern Calcareous Alps
-  Northern paleozoic succession (Grauwackenzone)
-  Permo-mesozoic succession of different tectonic units
-  Permian plutons

CRYSTALLINE BASEMENT

-  Steinach nappe (St) (Low variscan and alpine metamorphic grade)
-  Thurntaler unit (Th) (Medium variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Antholz unit (A) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Tectonic units of Passaier (P) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Marlinger unit (M) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)
-  Tonale nappe (T) (High variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Taufers unit (Tu) (Medium-high variscan and alpine metamorphic grade)
-  Zebbrü unit (Z) (Low variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Ortles-Campo nappe (C) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)
-  Vinschgau shear zone
-  Sesvenna unit (Sv) (Medium-high variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Silvretta nappe (Si) (Medium-high variscan and medium alpine metamorphic grade)
-  Innsbruck (I) and Landeck (L) phyllite (Low variscan and negligible alpine metamorphic grade)
-  Bernina nappe (B) (Medium-high variscan and low alpine metamorphic grade)

-  Periadriatic Line
-  Tectonic lines
-  Thrusts of mayor units
-  Minor thrusts
-  Thrusts with reactivation as normal fault
-  Normal faults
-  Strike-slip faults

Abbildung 3. Geologischer Überblick des Untersuchungsgebietes. (a) Geologische Übersichtskarte von Südtirol. (b) Detaillierter Überblick über das Obere Vinschgau. Das Obere Matschertal ist in rot markiert. Man beachte die geologische Unterscheidung zwischen dem Oberen Matschertal (Ötztal-Stubai Einheit) und dem Unteren Matschertal (Matscher Decke). Geändert nach Keim, Mair und Morelli (2017).

3. Datenerhebung und Methodik

3.1 Historische multitemporale Kartierung

3.1.1 Gletscher

Um die Veränderung der Gletscherflächen nach der Kleinen Eiszeit (LIA) zu rekonstruieren und zu quantifizieren, wurden die Umrissse von (kleinen) Gletschern und mehrjährigen Schneefeldern (in diesem Dokument alle als "Gletscher" bezeichnet) in elf aufeinander folgenden Zeitschritten manuell kartiert (**Tabelle 1**). Die Kartierung ab 1945 wurde anhand von Luftbildpaaren und Orthofotomosaiken durchgeführt. Die Rekonstruktion der maximalen Gletscherausdehnung der Kleinen Eiszeit folgt dem von Scotti et al. (2014) beschriebenen Verfahren und wurde durch die Integration folgender Elemente durchgeführt: (i) Geländekartierung der Trimmlinien und der (in der Regel) gut erhaltenen Moränen; (ii) Fernerkundungsbasierte Interpretation von Luftbildern und Reliefrastern, die aus dem LiDAR Oberflächenmodell (Digital Surface Model) von 2006 abgeleitet wurden; und (iii) Informationen über die Gletscherausdehnung aus historischen Karten, Gemälden, Fotografien, technischen Berichten und wissenschaftlicher Literatur (z. B. Knoll et al., 2009). Es ist ersichtlich, dass dieses Kartierungsverfahren ein gewisses Maß an Interpolation entlang von Gletscherrändern beinhaltet, für die keine zuverlässigen morphologischen Daten vorliegen. Was den genauen Zeitpunkt des LIA-Maximums anbelangt, so wird in Gebieten der europäischen Alpen, in denen dieser Richtwert weder durch historische Informationen noch durch die Datierung der betreffenden Moränen gut eingegrenzt ist, üblicherweise auf den Gletschervorstoß um 1860 verwiesen (Holzhauser et al., 2005, Nicolussi et al., 2022).

Um eine qualitative Bewertung der von den untersuchten Gletschern im Laufe der Zeit mitgeführten und während des Eistrückzuges freigelegten groben Schuttlast zu erhalten, wurden einem von Gardent (2014) vorgeschlagenen Klassifizierungsschema folgend, die Gletscherpolygone durch visuelle Inspektion der aufeinanderfolgenden Luftbildsätze (z. B. **Abbildung 4**) verfeinert und entsprechend der Schuttbedeckung in drei Kategorien eingeteilt. Die Kategorien umfassen: (i) Reines Gletschereis; (ii) teilweise schuttbedecktes Eis; und (iii) schuttbedecktes Eis (**Tabelle 2**). Da die Bewertung der Schuttbedeckung schneefreie Bedingungen erfordert, beschränkt sich diese Klassifizierung in der Regel auf die untere (abtragende) Hälfte des Gletschers. Daher rückt jener Gletscherteil, der im Wesentlichen alle gletscherbildenden Sedimente direkt in das proglaziale Gebiet liefert, besonders in den Fokus der Untersuchungen.

Kategorie	Ungefährer Deckungsgrad in Prozent	Beschreibung
Reines Gletschereis (clean ice)	$SD < 20$	Meistens reines Gletschereis mit vereinzelt Schuttpartien sichtbar.
Teilweise schuttbedecktes Eis (partly debris-covered ice)	$20 \leq SD \leq 90$	Spärliche Schuttbedeckung mit teilweise sichtbarem Gletschereis und/oder feiner Sedimentbedeckung und noch sichtbarer Morphologie der Eisoberfläche.
Schuttbedecktes Eis (debris-covered ice)	$SD \geq 90$	Vollständige Schuttbedeckung, mit Ausnahme von kleinen Eisfenstern in Verbindung mit Gletscherspalten.

Tabelle 2. Klassifizierung der Gletscheroberfläche in Bezug auf die Ausdehnung der Schuttdecke (SD).

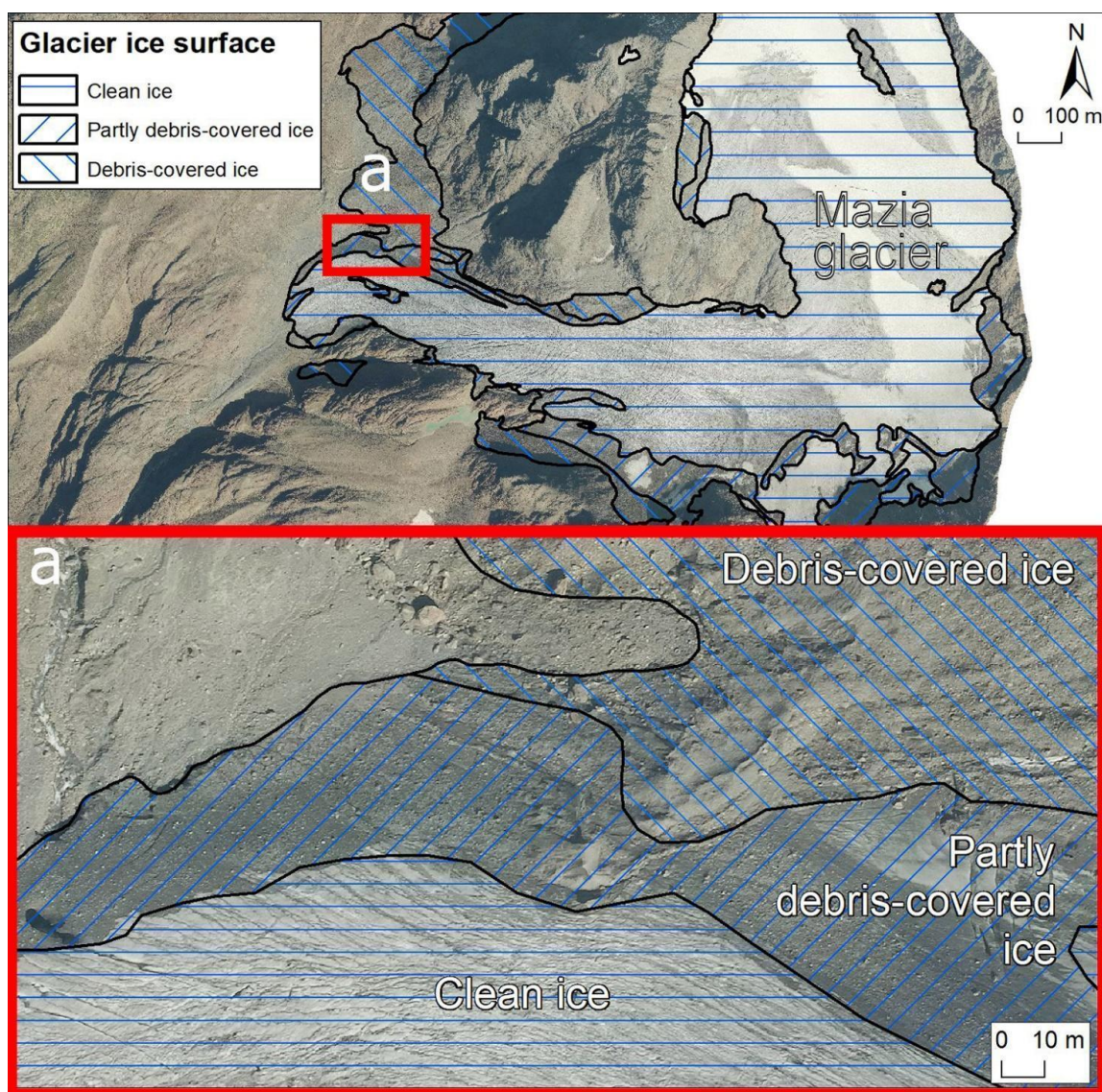


Abbildung 4. Beispiel einer Gletschereiskartierung nach dem Schuttbedeckungs-Klassifikationsschema.

3.1.2 Geologische Kartierung

Die multitemporale geologische Kartierung stützt sich auf das CARG-Kartenblatt Schlanders (1:50.000), das die Luftbildinterpretation und die im Jahr 2006 abgeschlossenen Geländeerhebungen im Maßstab 1:10.000 widerspiegelt. Das neue Projekt für geologische und geomatische Kartographie in Italien (CARG-Projekt, CARTografia Geologica) wurde 1989 vom Servizio Geologico Nazionale (derzeit in Ispra als Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia) ins Leben gerufen. Das CARG-Projekt stellt eine nationale Initiative dar, welche die Zusammenstellung und Veröffentlichung von 636 geologischen Kartenblättern im Maßstab 1:50.000 sowohl in Papierform als auch in digitaler Form (<https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/>) vorsieht. Die Datenbank enthält kartografische Informationen über die räumliche Verteilung der Geologie des Grundgebirges, der strukturellen Merkmale und der quartären Ablagerungen. Diese Informationen sind für die Raumplanung und -verwaltung und insbesondere für die Vorbeugung, Verringerung und Abschwächung von hydrogeologischen Risiken von entscheidender Bedeutung.

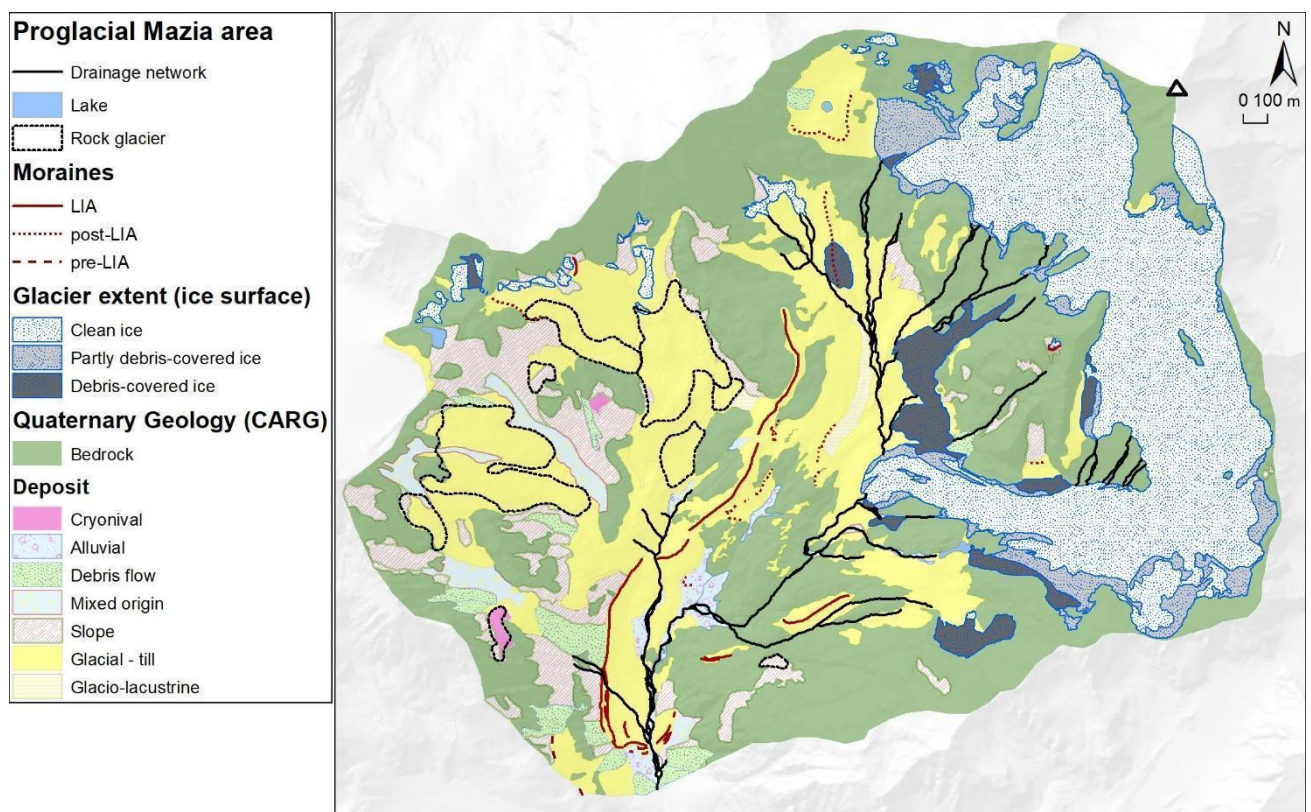


Abbildung 5. Karte der Gletscheroberfläche, des aufgeschlossenen Grundgebirges, der quartären Sedimentbedeckung, der Moränenrücken und des Gewässernetzes in der proglazialen Zone des Matschertales (2020). Das Gewässernetz umfasst Bachläufe mit sichtbarem Wasserlauf zum Zeitpunkt der Bildaufnahme (Einzelheiten siehe **Tabelle 3**).

Nach den üblichen Verfahren, die von den Mitarbeitern des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung in Kardaun durchgeführt werden, erfolgt die ursprüngliche Kartierung zunächst im Maßstab 1:10.000; anschließend werden die 1:10.000-Kacheln zu einem Kartenblatt im Maßstab 1:50.000 zusammengefasst. In Anbetracht der Projektzielsetzung (Analyse glazialer Sedimente, die während des Gletscherrückganges freigelegt werden und durch Massenabtragungsprozesse und fluvialen Transport remobilisiert werden können) wurde ausgehend von der ursprünglichen CARG-Kartierung von 2006 besondere Sorgfalt auf die Verfeinerung der Kartierung von oberflächennahen quartären Ablagerungen gelegt (**Abbildung 5**). Die Änderungen an der bestehenden CARG-Kartierung betrafen insbesondere eine detailliertere räumliche Abgrenzung der oberflächennahen Quartärbedeckung, die ursprünglich als Festgestein kartiert wurde, da die Mächtigkeit der Sedimentbedeckung meist $\leq 1-1,5$ m beträgt und somit häufig in einer Unterschätzung der verfügbaren Sedimentflächen resultiert (z. B. **Abbildung 6**). Die kartierten Kategorien umfassen aufgeschlossenes Grundgestein, Gletscher und eine Reihe von quartären Ablagerungen. Dazu zählen vor allem glaziale, glaciolakustrine, kryonivale, Hang-, Murgang-, alluviale und gemischte Ablagerungen (**Abbildung 5**). In diesem Zusammenhang werden die Gletscher nach dem zuvor eingeführten dreiteiligen Klassifizierungsschema für Schuttablagerungen sukzessive kategorisiert (**Tabelle 2**).

Ab 2006 wurde dieses quartäre Kartierungsschema sowohl auf die Jahre 1994 und 1969, als auch auf die Jahre 2014, 2016 und 2020 angewandt (**Tabelle 1** und **Abbildung 5**). Der Kartierungsprozess umfasste folgende Tätigkeiten: (i) visuelle Inspektion von aufeinanderfolgenden Luftbildsätzen (**Tabelle 1**) und (ii) Geländebegehungen in Kombination mit Schrägluftbildern aus Hubschrauberflügen. Als besonders richtungsweisend für die Identifizierung flacher glazialer Ablagerungen (Till) galten die schneefreien Bedingungen in den optischen Bildern aus den Jahren 2016 und 2020 (z. B. **Abbildung 6**). Die Ergebnisse (**Abschnitt 4**) zeigen, dass diese multitemporale Kartierung nach 1969 eine Bewertung der flächenmäßigen Veränderungen der Felsaufschlüsse und der quartären Ablagerungen während des Gletscherrückzuges ermöglicht und somit eine quantitative Bewertung der neu verfügbaren Sedimente liefert.

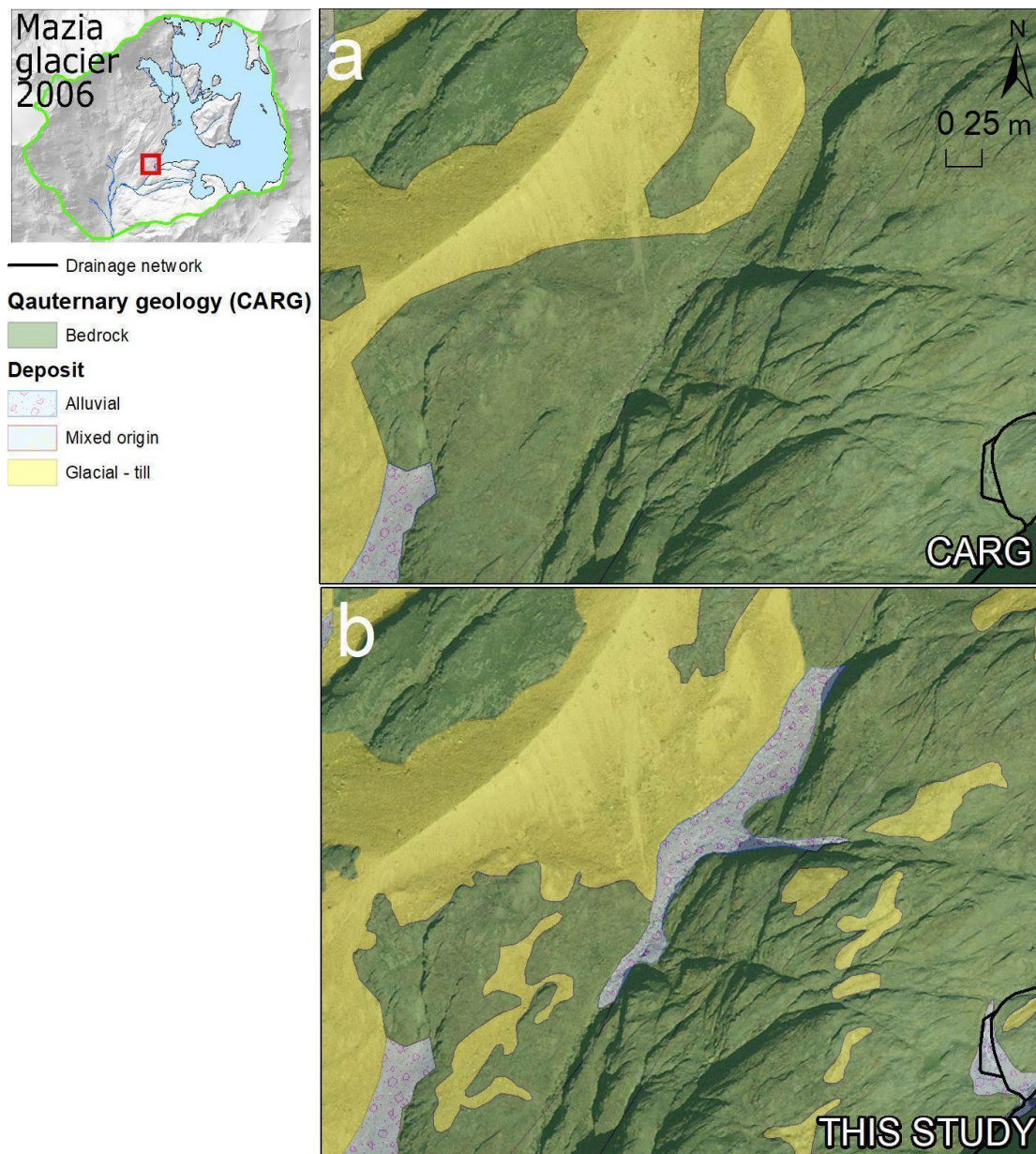


Abbildung 6. Beispiel für die Kartierung der Quartärgeologie und des Gewässernetzes (Foto Jahr 2006) im proglazialen Gebiet des Matschertales: (a) ursprüngliche CARG-Version; und (b) überarbeitete Version dieser Studie. Das Gewässernetz bezieht sich auf Bachverbindungen mit sichtbarem Wasserlauf zum Zeitpunkt der Bildaufnahme (**Tabelle 3**).

3.1.3 Hauptgewässernetz

Mit dieser multitemporalen Kartierungskomponente sollen die Veränderungen des Hauptgewässernetzes in Relation mit dem Rückzug des Gletschers im Matschertal untersucht werden. Insbesondere ist der Zerfall des Hauptgletscherts in kleinere Gletscher und Zonen von schuttbedecktem Eis studienrelevant. Dabei zielen wir darauf ab, die Veränderung der wichtigsten gletschergespeisten, hydrologischen und sedimentären Pfade während des Gletscherrückzuges zu dokumentieren. Zu diesem Zweck kartierten wir die Abschnitte des Hauptgewässernetzes, die am Ende des Sommers einen ganzjährigen Abfluss aufweisen, in den aufeinander folgenden Luftbildsätzen manuell im Maßstab 1:500 (**Tabelle 1**). Die Auswahl historischer Luftbilder, die am Ende des Sommers aufgenommen wurden, ermöglicht es, die Unsicherheiten zu minimieren, die mit variablen Schneedeckenbedingungen und damit (i) mit der Sichtbarkeit des Bodens, und (ii) mit der Entstehung von Abflüssen aus der Schneeschmelze vom späten Frühjahr bis zum Hochsommer verbunden sind. Um Ausrichtungsprobleme zwischen Orthofotosätzen zu minimieren, wurde die Positionierung des kartierten Gewässernetzes anhand des synthetischen Gewässernetzes überprüft, das aus drei hochauflösenden gerasterten digitalen Höhenmodellen gewonnen wurde, welche die Jahre (i) 2006 (5-m-Zelle; luftgestütztes LiDAR); (ii) 2013 (0,5-m-Zelle; luftgestütztes LiDAR); und (iii) 2016 (0,5-m-Zelle; luftgestützte Photogrammetrie) umfassen. Im Anschluss an die historischen Gletscherveränderungen war es möglich, die strukturelle Entwicklung des Gewässernetzes in zunehmend vergletscherten Gebieten zu dokumentieren (**Abbildung 7**). Um die Unterscheidung zwischen oberirdischen und unterirdischen hydro-sedimentären Transportpfaden zu erleichtern, wurden die Verbindungen des Gewässernetzes in vier Kategorien eingeteilt, die von der Sichtbarkeit des Wasserflusses abhängen. Die Kategorien umfassen die unterschiedlichen Sichtbarkeitsgrade der Strömung: (i) sichtbar; (ii) teilweise sichtbar (aufgrund von räumlichen Unterbrechungen, die auf Wasserverluste im Untergrund zurückzuführen sind); (iii) zeitweilig sichtbar (oder subnival/subglazial), wobei das Fließgewässer zeitweise durch kleine mehrjährige oder saisonale Schneefelder oder durch Flecken von mit Schutt bedecktem Eis verdeckt wird; und (iv) nicht sichtbar, wenn sichtbare Seen/Teiche und/oder Eisflecken mit dem Hauptnetz des mehrjährigen Abflusses durch unterirdischen Fluss entlang klar definierter, schuttbedeckter Rinnensegmente verbunden sind (siehe **Tabelle 3** für Definitionen). Im Laufe der Fotojahre werden Rinnensegmente, die sich vom zurückweichenden Matscher-Gletscher lösen und daher keinen mehrjährigen Wasserlauf aufweisen, aus dem kartierten Gewässernetz entfernt (z. B. **Abbildung 7**).

Strömung	Beschreibung
Sichtbar	Abschnitte, in denen der Bachlauf im Maßstab 1:500 deutlich sichtbar ist.
Teilweise sichtbar	Abschnitte mit sichtbarem Bachlauf, der durch kurze und häufige Unterbrechungen gekennzeichnet ist, die mit Versickerungsverlusten unter der Schuttdecke zusammenhängen.
Zeitweilig sichtbar (subglazial)	Abschnitte mit Bachlauf, die zeitweise durch kleine mehrjährige oder saisonale Schneefelder oder durch Gletscherabschnitte verdeckt sind. In schnee- oder eisfreien Fotojahren ist das Gerinnebett deutlich sichtbar.
Nicht sichtbar (Untergrund)	Segmente ohne oberflächlichen Wasserlauf, die sichtbare Süßwasserquellen, einschließlich Schnee-/Eisflächen und Seen/Teiche (oberes Ende), mit sichtbaren, ganzjährigen Wasserläufen (unteres Ende) verbinden. Die Verbindung erfolgt durch unterirdischen Fluss entlang gut definierter deglazialer, mit Schutt befüllten Rinnenabschnitte.

Tabelle 3. Klassifizierung des Gewässernetzes im Hinblick auf die Sichtbarkeit des Abflusses am Ende des Sommers.

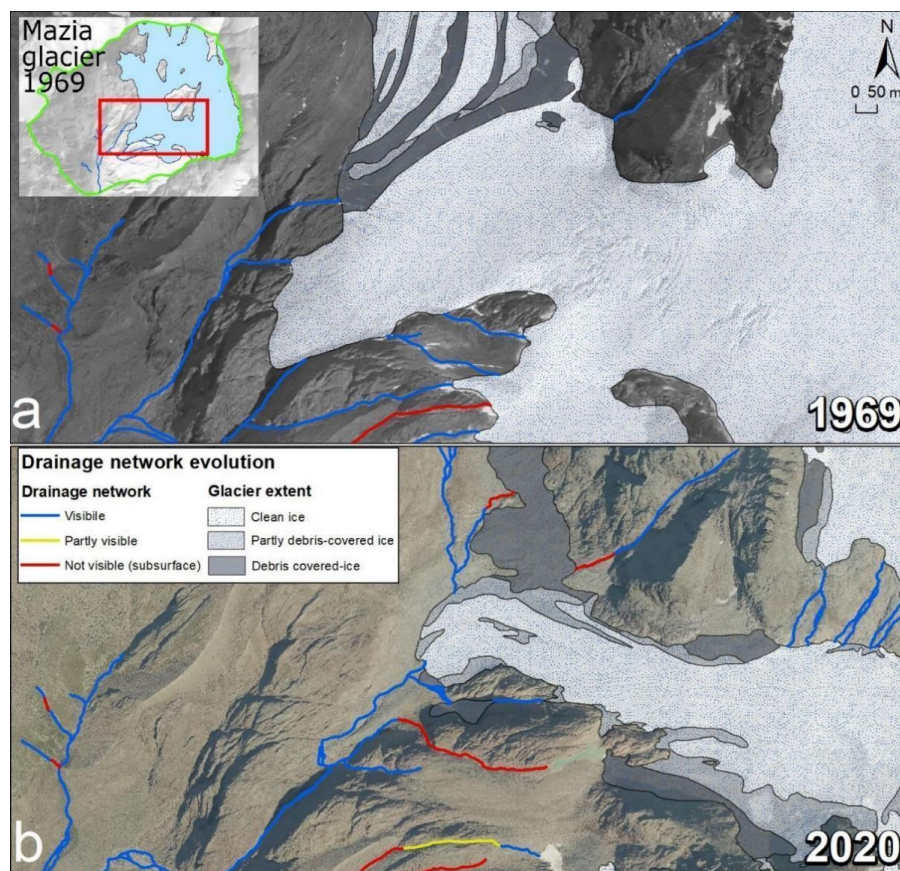


Abbildung 7. Beispielhafte Ansicht der Konfiguration des Gewässernetzes in der Nähe der Gletscherfront in den Fotojahren 1969 und 2020. Die farbkodierten Segmente folgen dem in **Tabelle 3** dargestellten Klassifizierungsschema.

3.1.4 Schnelle, oberflächennahe Hangrutschungen

Die zeitübergreifende Bestandsaufnahme zielt darauf ab, den Umfang des Sedimentes zu beschreiben, welches durch schnelle, flachgründige Rutschungen und Hangmuren (im Folgenden der Einfachheit halber als Hangrutschungen bezeichnet) im mittleren und oberen Matschertal mobilisiert wird und in ganzjährigen Bachläufen landet. Diese Datenbank, die auf einem Hangrutschungsinventar (1959-2008) aufbaut, das ursprünglich im Rahmen des Projekts SedAlp im Alpenraum (<http://www.sedalp.eu/>) erstellt wurde, war Gegenstand einer umfangreichen Überarbeitung und wurde auf das Fotojahr 2020 aktualisiert. Die Zusammenstellung und Überarbeitung umfasste die stereoskopische Inspektion von zwei aufeinanderfolgenden Luftbildsätzen (1959 und 1969) und sechs Orthofotomosaiken (1982/85, 1997/99, 2006/08, 2011, 2015 und 2020) (**Tabelle 1**).

In der Datenbank wird jede Hangbewegung mittels einer Reihe von Attributen charakterisiert: (i) Foto-Dokumentation der Erstaufnahme; (ii) Bestimmung der Aktivität durch die Analyse aufeinanderfolgender Fotoaufnahmen; (iii) Art der Bewegung; (iv) Morphologie am Entstehungsort; und (v) Ort der Sedimentabgabe. Das letzte Attribut ist für das Projekt SedInOut von großer Bedeutung, da es ermöglicht, jeder Hangrutschung ein Sedimentlieferpotenzial für mehrjährige Fließgewässer zuzuordnen. Dieses Schema, das zuerst von Maynard (1991) in der Küstenregion von British Columbia entwickelt und später an hochgelegene, kristalline, vergletscherte Gebiete angepasst wurde (Brardinoni et al., 2015), teilt Hangrutschungen in drei große Kategorien ein. Dementsprechend ist das Abflusspotenzial für mehrjährige Bäche: (i) gering, wenn eine Hangrutschung Sediment in eine nicht kanalisierte Topografie (z. B. Hänge, Schuttkegel und Moränenkämme) einbringt; (ii) mäßig, wenn eine Hangrutschungsablagerung saisonale Kanäle (hier als Rinnen bezeichnet) und sedimentäre Übergangsverbindungen (z. B. Schwemm- und Murgangfächer) erreicht; und (iii) hoch, wenn eine Hangrutschung Sediment direkt in das ganzjährige Gewässernetz befördert (**Tabelle 4**).

UNCHANNED TOPOGRAPHY:

(on-site, low deliverability)

(s) slope

(ts) talus slope

(tc) talus cone

(rg) rock glacier

(m) moraine

(kt) kame terrace (glaciofluvial)

SEASONAL CHANNELS & TRANSITIONS:

(moderate deliverability)

(f) fan

(gc) gully channel (ephemeral channel)

(cg) connected gully channel (directly connected to a perennial channel)

(r) road

(ft) fluvial terrace

(fp) floodplain

(lk) lake or reservoir (permanent freshwater sink)

PERENNIAL CHANNELS:

(high deliverability)

(mc) main channel (river mainstem)

(ct) connected tributary (perennial tributary connected to the river mainstem)

(ut) unconnected tributary (connected to another tributary and not directly connected to the river mainstem)

Tabelle 4. Liefermöglichkeiten von Hangrutschungen (oder Anlieferungspotenzial) an mehrjährige Flussläufe. Der fettgedruckte Text markiert die Lieferstellen im Matschertal.

Bei der Luftbildauswertung (API) wurden zwei Haupttypen von flachen Hangabbrüchen identifiziert: Murgänge (ds) und kanalisierte Murgänge (dsdf) (Hungr, 2005, 2014). Nach der Identifizierung wurde der Umriss der gesamten Fläche, die mit jeder Hangbewegung verbunden ist, manuell in einer GIS-Umgebung digitalisiert, so dass eine Reihe von planimetrischen Attributen zur Geometrie der Hangrutschung extrahiert werden konnte. Dazu gehören Länge, Breite und Oberfläche der Hangrutschung. Um einen ersten Näherungswert für die Oberfläche zu erhalten, die mit dem von der Hangrutschung stammenden Schutt in Verbindung gebracht wird, und um eine Überschätzung zu vermeiden, wurde jede Hangbewegung in Anlehnung an die von Brardinoni et al. (2009) beschriebenen Besonderheiten in folgende Bereiche unterteilt: (i) Initiierungs- und Transportzonen und (ii) Ablagerungszonen. Sobald die Oberflächen der Initiierungs-/Transport- und Ablagerungszonen ermittelt wurden, wird das Volumen des mobilisierten Schutts geschätzt, indem entweder auf die Initiierungs-/Transport- oder auf die Ablagerungsflächen eine geländebasierte Flächen-Volumen-Kalkulation angewendet wird (**Abschnitt 3.2.1**).

3.2 Geländeerhebungen und Naherkundungsmethoden

3.2.1 Geometrie von oberflächennahen Hangrutschungen

Die vom API abgeleiteten Daten werden durch eine geländebasierte Bestandsaufnahme ergänzt, die 113 Hangrutschstrukturen umfasst. Während der Datenerfassung vor Ort wurde die planimetrische Form des Hangrutsches einem Rechteck angenähert, so dass die Oberfläche des Hangrutsches durch Multiplikation mit der durchschnittlichen Breite des Hangrutsches und der Länge des Hangrutsches ermittelt wurde. Das mobilisierte Volumen des Hangrutsches wurde durch Multiplikation der Oberfläche des Hangrutsches mit der mittleren Mächtigkeit der Hangrutschung abgeschätzt. Diese geometrischen Größen wurden von einem Team bestehend aus zwei Vermessungsingenieuren mittels einer Messlatte und einem Maßband bzw. mit einem Laserentfernungsmesser bei besonders langen Hangrutschspuren gemessen. Die Messungen der Hangrutschgeometrie dienen der Bestimmung einer empirischen, geländebasierten Beziehung zwischen Oberfläche und Volumen von Hangrutschungen (z. B. Guzzetti et al., 2009). Diese Beziehung wird dann verwendet, um API-basierte Oberflächen der Hangrutschungen (z. B. **Abschnitt 3.1.4**) in Volumina des mobilisierten Schuttes zu übertragen. In Anbetracht der größeren Unsicherheit, die mit der Identifizierung und zeitlichen Einordnung von Auslöse- und Transportzonen der Hangrutschungen verbunden ist, haben wir uns bei unserer Analyse für einen konservativen Ansatz entschieden und daher nur die API-basierten Flächen von Hangrutschablagerungen berücksichtigt.

3.2.2 Charakterisierung der Sohlentextur und Oberflächenbewehrung

Die Charakterisierung der Korngrößenverteilung der Oberfläche und des Untergrundes wurde an sechs Standorten durchgeführt (**Abbildung 2a**), die so ausgewählt wurden, dass sie charakteristische geomorphologische Bedingungen im glazialen Einzugsgebiet des oberen Matschertales repräsentieren. Insbesondere haben wir den Lauf des Saldur-Hauptflusses und den von zwei weiteren Nebenflüssen beprobt: zum einen den Oberettes Bachlauf, der aus den Überresten eines schuttbedeckten Gletschers entspringt, zum anderen ein unbenannter Nebenfluss an der gegenüberliegenden Talseite, der aus einem aktiven Blockgletscher stammt (**Abbildung 8**). Am Saldur Bachlauf starteten wir die Beprobung an der Gletscherstirn, genauer gesagt auf dem flachen Gerinne, das die alluviale Ebene des Matschertaler-Gletschervorfeldes charakterisiert (Standort M1). Die Erhebungen wurden an den stufenförmigen Abschnitten nach

der Talstufe am Beginn des Matschertaler-Gletscherdurchbruchs fortgesetzt. Des weiteres wurde die LIA-Moräne (Standort M2) beprobt, und weitere Proben flussabwärts in der Nähe der beiden verschiedenen Seitenzuflüsse entnommen (Standort M5). Im Oberettes Bachlaufen wurden Proben aus der hängenden, verzweigten Flussaue entnommen, die teilweise von einer LIA-Moräne gestaut wurde (Standort M2). Im Anschluss wurden die Erhebungen über eine subvertikale Talstufe (Felsschlucht) bis zum steilen Murgangfächer am Zusammenfluss mit dem Saldur Bachlauf (Standort M4) fortgesetzt. Im unbenannten Nebenfluss gegenüber von Oberettes, der aus einem Blockgletscher entspringt und größtenteils durch eine Reihe von gut erhaltenen spätglazialen Seitenmoränen in den Untergrund fließt, wurde der distale Teil des kleinen Schwemmfächers bei der Einmündung des Saldurbachs beprobt (Fundstelle M6).

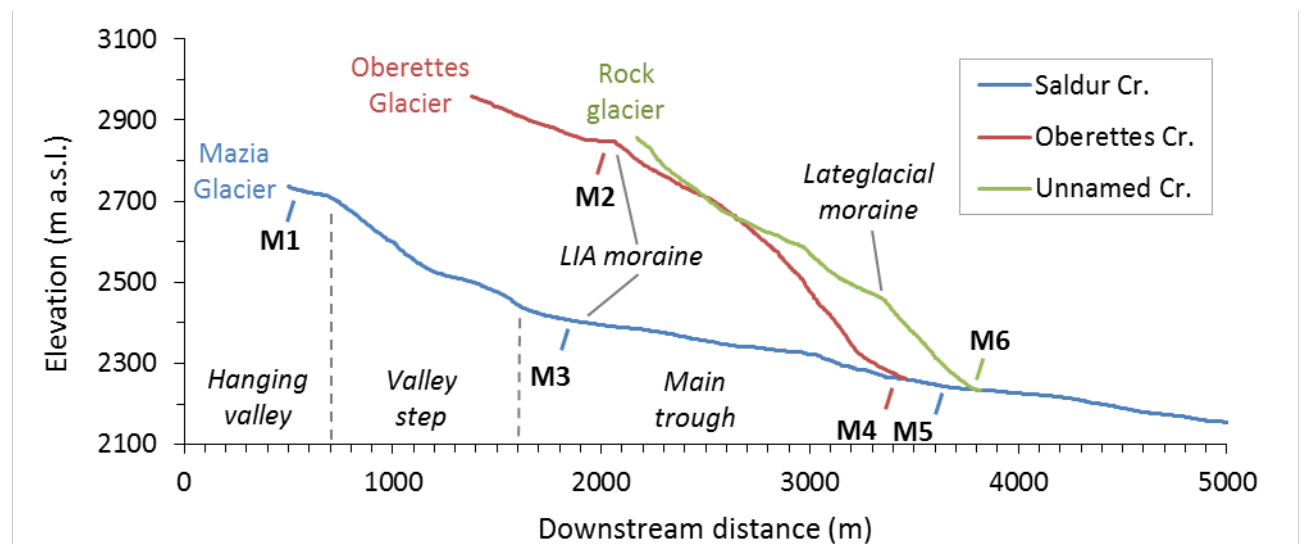


Abbildung 8. Lage der Sediment Probenahmestellen (d.h. M1 bis M6) in den Längsprofilen des Oberen Saldur Bachlaufes (blaue Linie) und der Zuflüsse Oberettes (rote Linie) und des Bachlaufes ohne Namen (grüne Linie). Die langen Profile beginnen jeweils an der Gletscherstirn des Matschertaler Gletschers.

Der methodische Arbeitsablauf umfasst Gelände-, Labor- und Naherkundungstechniken (**Abbildung 9**). Wir begannen mit der Auswahl repräsentativer Probenorte an strategischen Stellen des Gewässernetzes im Oberen Matschertal. Die oberflächennahe Korngrößenverteilung wurde auf zwei unabhängige Arten charakterisiert, und zwar mittels: (i) Wolman-Klastenzählung ($n \geq 250$), die an der Oberfläche der Fazies durchgeführt wurde (Wolman, 1954); und (ii) GrainID, ein CNN-basiertes Modell der Bildanalyse von vertikalen Nahaufnahmen im Gelände (Chen et al., 2022). Die erstgenannte Methode erzeugt eine gitterhafte oberflächennahe Korngrößenverteilung (Kellerhals und Bray, 1971). Die zweite Methode, bei der 1m x 1m große Fotokacheln kombiniert werden, die an repräsentativen Stellen des Gerinnes aufgenommen wurden, liefert eine

flächenbezogene oberflächennahe Korngrößenverteilung aller Klasten, die auf der abgebildeten Gerinnesohle entdeckt wurden. Als weiteres Vergleichsmittel wurde die oberflächennahe Korngrößenverteilung auch für den gleichen Satz von vertikalen Nahbereichsfotos durch manuelle Beschriftung einzelner Klasten durchgeführt, die dann von BASEGRAIN nachbearbeitet wurde (Detert und Weitbrecht, 2012; 2013). Für jede Fotokachel erstellt BASEGRAIN eine flächenhafte Korngrößenverteilung, die auf einem „Line-Sampling“-Ansatz basiert. Bei diesem Ansatz werden die b-Achsen (mittlere Achse) aller Klasten, die in Kontakt mit einer quer durch das Foto gezogenen Linie stehen, gemessen. Die Charakterisierung der Korngrößenverteilung des Untergrunds erfolgte durch Abtragen der oberflächennahen Sedimentschicht an einem der Kachelstandorte und anschließende Entnahme von Sammelproben des Untergrundmaterials. Anschließend wurde die grobe Fraktion (≥ 64 mm) mechanisch gesiebt und vor Ort gewogen. Der restliche (feinere) Teil der Probe wurde mit dem Hubschrauber zu einem Basislager gebracht und dann mit einem LKW zum Labor in Kardaun transportiert, wo eine weitere mechanische Siebanalyse erfolgte.

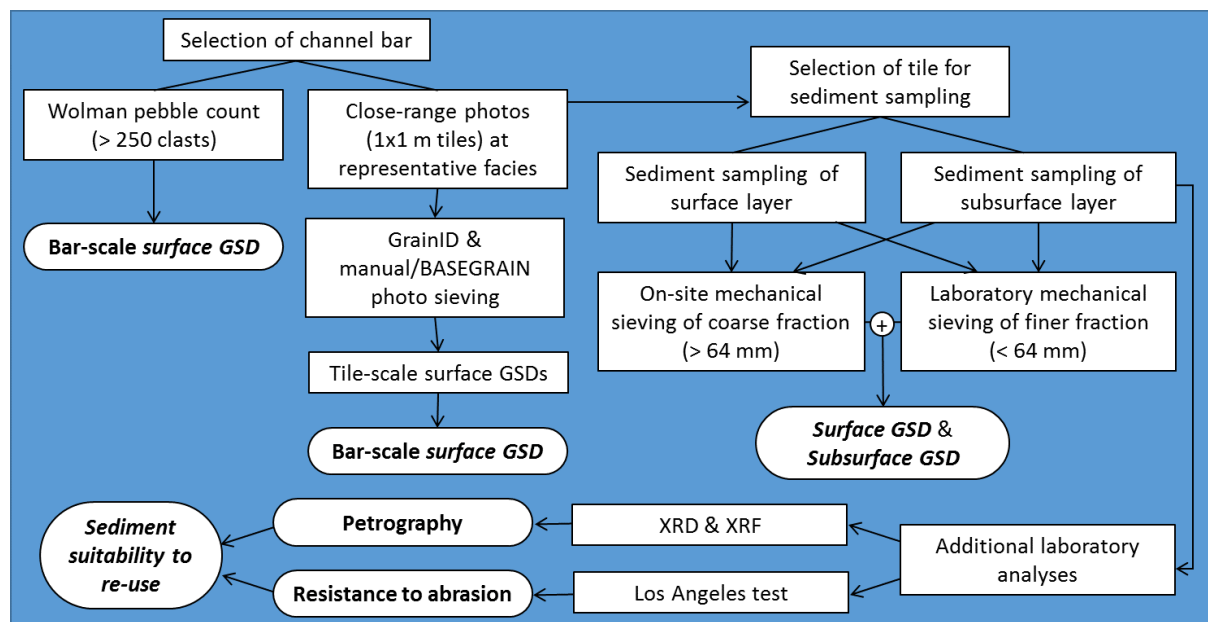


Abbildung 9. Methodischer Arbeitsablauf zur Charakterisierung der Korngrößenverteilung an der Oberfläche und im Untergrund sowie Laboranalysen zur Bewertung der Eignung des Sediments für eine mögliche Verwendung.

3.2.2.1 Vertikale Fotosammlung im Nahbereich und foto-basierte Siebanalyse (oberflächennahe Korngrößenverteilung)

Automatisierte foto-basierte Siebanalyse, manuelle Abgrenzung der Klasten und BASEGRAIN-Bearbeitung

Nach der Auswahl eines repräsentativen Ablagerungsbereiches wird eine Reihe von vertikalen Nahaufnahmen (d. h. aus 1 m Höhe) der Oberfläche aufgenommen. Jedes Foto wird im Anschluss auf eine 1x1 m große Kachel heruntergeschnitten. Im Matschertal variiert die Anzahl der Fotokacheln zwischen fünf und zwölf Kacheln, je nach Größe und Komplexität des Balkens. Insgesamt sollen die Fotokacheln die Längsvariabilität der Oberflächenbeschaffenheit vom Startpunkt bis zum Endpunkt des untersuchten Abschnittes erfassen.

Auf Versuchsebene wurde zunächst eine automatisierte, foto-basierte Siebanalyse mit drei Softwareprogrammen durchgeführt: (i) JMicroVision (Roduit, 2008); (ii) ImageJ (Arganda-Carreras, 2008); und (iii) BASEGRAIN (Detert und Weitbrecht, 2012; 2013) (**Abbildung 10**). Im Anschluss an diese Tests stellten wir fest, dass die automatisierte fotobasierte Siebanalyse zeitaufwändige Vorgänge im Zusammenhang mit der Feinabstimmung von Bildparametern erforderte. Außerdem konnten keine durchgängig zuverlässigen Ergebnisse bei der Erkennung von Gesteinsschichten in verschiedenen Fotokacheln erzeugt werden. Offensichtliche Fehlklassifizierungen standen im Zusammenhang mit der variablen Lithologie, der Abgrenzungen der Klasten und dem Vorkommen von feinkörnigem Material (vgl. **Abschnitt 4.5**). Daher entschieden wir uns für eine manuelle Abgrenzung der einzelnen Klasten, die bei der visuellen Inspektion der einzelnen Fotokacheln sicher identifiziert werden konnten. Dies ist ein zeitaufwändiger Ansatz, der jedoch zu einheitlicheren Ergebnissen für alle Fotokacheln führt. Nach der manuellen Abgrenzung wurde jede Fotokachel mit BASEGRAIN bearbeitet (**Abbildung 11**).

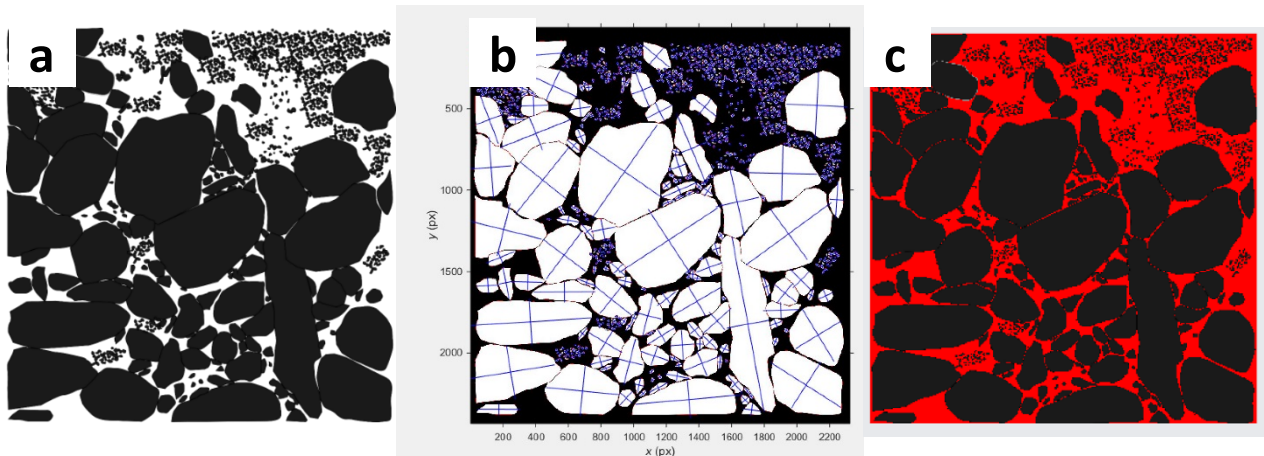


Abbildung 10. Beispielhafte Fotokacheln, klassifiziert durch die Anwendung von: (a) JMicroVision; (b) ImageJ; und (c) BASEGRAIN. Diese Ergebnisse wurden nach der manuellen Abgrenzung der Klaster erzielt.

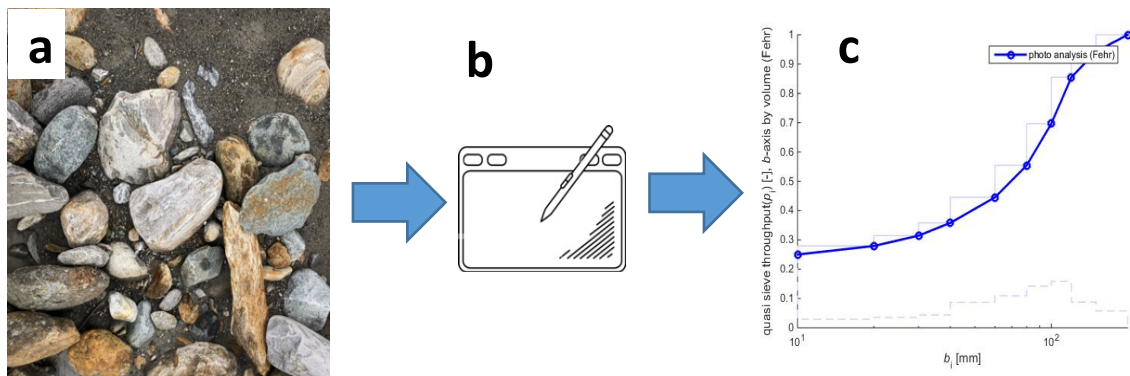


Abbildung 11. (a) Digitalfoto (Nahaufnahme); (b) manuelle Abgrenzung der Klaster; und (c) von BASEGRAIN abgeleitete Korngrößenverteilung an der Oberfläche.

GrainID foto-basierte Siebanalyse

Um ein zusätzliches, unabhängiges Mittel zur Charakterisierung der oberflächennahen Korngrößenverteilung zu erhalten, wurde schließlich GrainID (Chen et al., 2022) auf die ursprünglichen Fotokacheln angewendet. GrainID umfasst einen Modellrahmen auf der Grundlage von neuronalen Faltungsnetzen, der die Korngröße in optischen Bildern aus verschiedenen fluvialen Umgebungen misst. Das Modell wurde in Python entwickelt und ist frei verfügbar. Die Struktur von GrainID ist in **Tabelle 5** **Error! Reference source not found.** **Error!** **Reference source not found.** zusammengefasst.

Procedures	Operation	Description
Step 1: Pre-processing	1.1 – image extrapolation-1	If the size (e.g., 2000×2000) of original input image could not be equally split into multiple 512×512 tiles, the image was extrapolated into 2048×2048 based on mirroring the right and down image border region.
	1.2 – image extrapolation-2	Based on the overlap-tiles strategy, for prediction of image border region, the missing context was extrapolated by mirroring the border region.
	1.3 – contrast filter	A sigmoid contrast filter in Python library Pillow was applied.
	1.4 – image augmentation	The input images were augmented by applying 0, 90 and 180° counterclockwise (CCW) rotation and horizontal and vertical flip.
	1.5 – image split	Input images were split into overlapping image tiles (512×512) as dashed red and blue rectangles in Fig. 4b.
Step 2: Prediction	2.1 – U-Net prediction	All image tiles were then sequentially input into U-Net for prediction.
	2.2 – recombination	The predicted image tiles were recombined into a full image.
	2.3 – assemble vote	The final CNN prediction was calculated as an image assembly decided by predictions from the five augmented images.
Step 3: Post-processing	3.1 – filling holes	The holes inside grains were filled.
	3.2 – filter fine grain	Unresolvable grains with size < 20 pixels were deleted.
	3.3 – narrowing interstice	An inverse watershed algorithm was applied.
	3.4 – watershed algorithm	A watershed algorithm was performed for further separation.

Tabelle 5. Bildverarbeitungsschritte, aus denen sich der GrainID-Modellrahmen zusammensetzt (aus Chen et al., 2022).

3.2.2.2 Probenahme für die Charakterisierung der Korngrößenverteilung an der Oberfläche und im Untergrund

Oberflächennahe Korngrößenverteilung

An ausgewählten Standorten wurde nach der Identifizierung eines repräsentativen Gerinnebalkens die Korngrößenverteilung an der Oberfläche auf zwei unabhängige, geländegestützte Arten charakterisiert: (i) Wolman-Klastenzählung (Wolman, 1954) mittels eines Random-Walk-Ansatzes (Einzelheiten siehe Kondolf et al., 2003), der in der Messung der b-Achse von mindestens 250 Klasten besteht (**Abbildung 12a**); und (ii) Entnahme von Sammelproben der Oberflächenschicht innerhalb von 1x1 m großen Kacheln, gefolgt von einer Vor-Ort-Siebung der groben Fraktion (> 64 mm, **Abbildung 12b**) und einer Labor-Siebung des feineren Materials.

Korngrößenverteilung des Untergrundes

Probenentnahme und Siebanalyse

Nach der Entfernung der Oberflächenschicht (d. h. bis zu einer Tiefe von $2 \times D_{90}$, ermittelt durch die Wolman-Klastenzählung) wurden folgende Schritte durchgeführt:

- (i) Vor-Ort-Siebung des groben Untergrundmaterials (> 64 mm), bis zu 70 kg pro Probenahmestelle, je nach Sortierung der jeweiligen Sedimentmischung.
- (ii) Probenahme der verbleibenden feineren Fraktionen, die zur weiteren Siebung in das Gesteinslabor von Kardaun gebracht wurden (etwa 40 kg pro Standort).

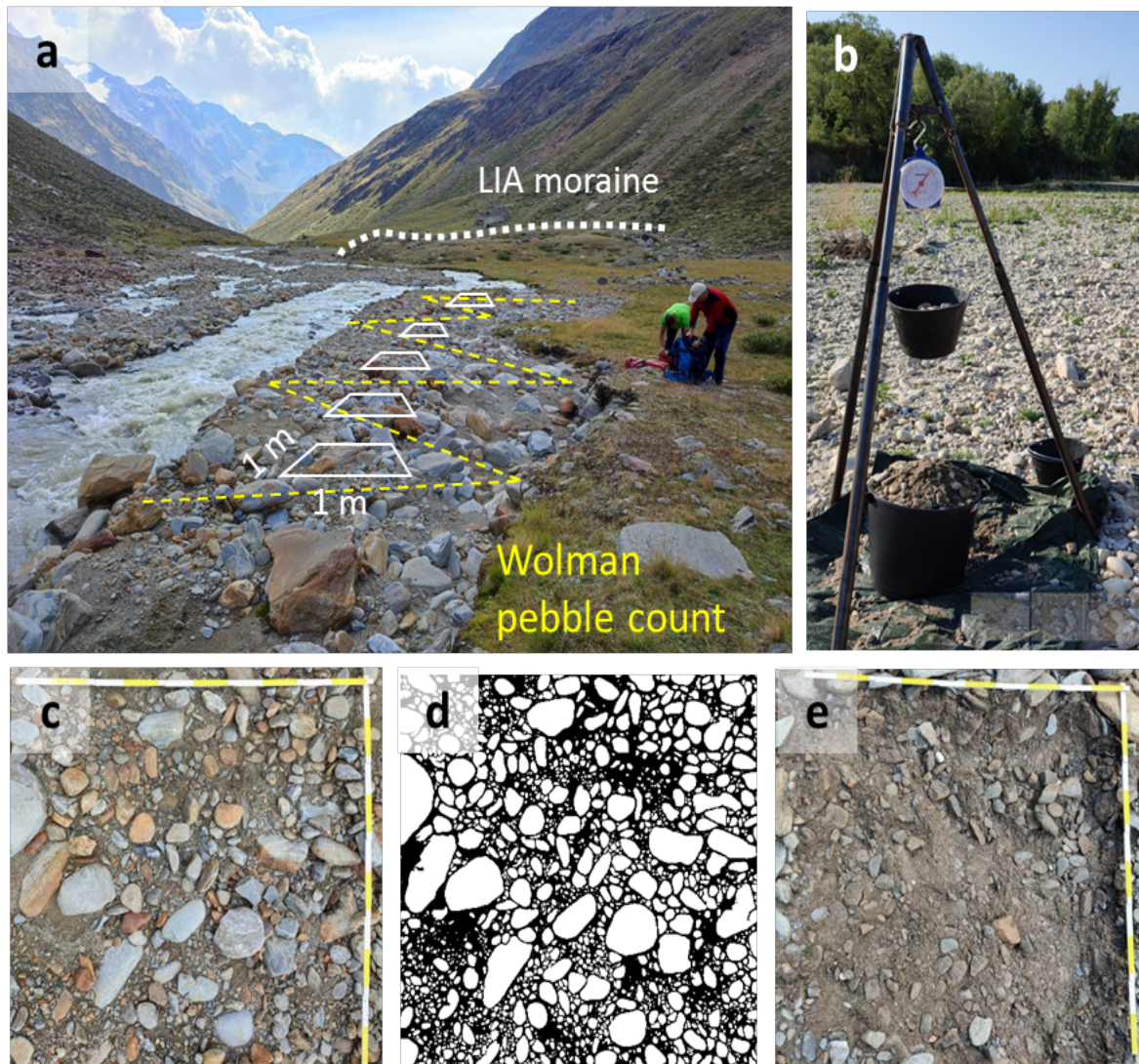


Abbildung 12. Methodik der Korngrößen Charakterisierung, dargestellt für die Probenahmestelle M3 im Oberen Matschertal. (a) Zufallsgesteuerte Begehung, Wolman-Klastenzählung zur Ermittlung der oberflächennahen Korngrößenverteilung (gestrichelte gelbe Linie) und Anbringung von 1x1 m großen Probenentnahmekacheln (weiße leere Polygone) an repräsentativen Faziesflächen innerhalb des Gerinnes. (b) Mechanische Siebung der Grobsedimentfraktion (>64 mm) vor Ort zur Ermittlung der oberflächennahen Korngrößenverteilung und der Korngrößenverteilung des Untergrundes auf Kachelniveau. (c) Vertikales Nahbereichsfoto einer 1x1-Kachel, (d) relevante Ausgabe, abgeleitet aus Grain-ID-foto-basierte Siebanalyse, und (e) vertikales Nahbereichsfoto nach Entfernung der Oberflächenschicht. In Tafel a umreißt eine dicke gepunktete Linie den Rücken der Moräne aus der Kleinen Eiszeit. Die Standorte des zufälligen Weges und der 1x1m-Kacheln sind hypothetisch und werden hier nur zur Veranschaulichung skizziert.

3.3 Labormethoden

3.3.1 Mechanische Siebanalyse

Die Charakterisierung der Korngrößenverteilung mittels mechanischer Siebung wurden im Gesteinslabor des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung in Kardaun durchgeführt. Dazu gehörten: (i) das Wiegen der Proben vor dem Erhitzen; (ii) das Erhitzen der Proben im Ofen bei 105°C zum Entzug des Wassergehalts; (iii) das Wiegen der Proben nach dem Erhitzen (d.h. nach der Norm UNI EN-933-1: jeweils etwa 40 kg, mit einem maximalen Korndurchmesser von 90 mm; (iv) das Waschen der Proben durch ein grobes und ein feines Sieb zur Trennung der feinsten Fraktionen (d.h., <0,0063 mm) vom Rest der Probe; (v) erneutes Erhitzen der Probe auf 105°C; (vi) Wiegen der gewaschenen und getrockneten Probe, um den Prozentsatz der Feinanteile (<0,0063 mm) zu bestimmen; (vii) mechanisches Sieben durch einen Siebturm und anschließendes Wiegen der gesiebten Fraktionen. Der Turm besteht aus 17 Maschen und trennt die folgenden Korngrößenfraktionen (in mm): 90, 64, 56, 45, 32, 22,6, 16, 11,3, 8, 5,6, 4, 2, 1, 0,5, 0,25, 0,125, 0,063, < 0,063 (**Abbildung 13**).



Abbildung 13. Beispiele für zurückgehaltene Sedimentfraktionen nach erfolgter mechanischer Siebung.

3.3.2 XRD Analyse

Zur Unterstützung der petrographischen (und geochemischen) Analyse wurde im Gesteinslabor des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung die Röntgenbeugungsmethode (XRD) angewandt. Die XRD-Methode besteht in der Berechnung des Beugungswinkels des Materials, das durch Röntgendurchstrahlung durchleuchtet wird. Diese Methode eignet sich für eine semiquantitative Analyse, welche die mineralogische Zusammensetzung einer Gesteinsprobe enthält. Die Analyse der petrographischen Proben wurde an Proben des Projektpartners 2 (Regione Friuli-Venezia-Giulia) durchgeführt, die in den Becken des Rio Fella und des Rio Cucco entnommen wurden. Aufgrund der homogenen lithologischen Zusammensetzung (d. h. Glimmerschiefer/Paragneis) und der bereits durchgeführten petrographischen Analysen der wichtigsten Gesteinsarten (Dünnschliffe) wurden diese Analysen im Matschertal nicht durchgeführt.

3.3.3 Los Angeles Abrasion Test

Der Los Angeles Abrasion Test (LAA) spiegelt die Widerstandsfähigkeit der Gesteinskörnung gegen Abrieb und Fragmentierung aufgrund von Stößen wider. Hierbei wird die Widerstandsfähigkeit der Gesteinskörnung gegen Aufprall und Zerkleinerung durch Stahlkugeln (Ugur et al., 2010) gemessen. Die zu prüfende Probe wird zusammen mit 6-12 Stahlkugeln in einer Stahltrommel platziert, die sich 500 Mal um ihre eigene Achse dreht und das Testmaterial durch Abrieb und Schlagbeanspruchung zermalmt. Im Rahmen des SedInOut-Projekts wurde die Norm LG 02.12-UNI EN 1097-2 umgesetzt. Das Verfahren besteht aus sechs Arbeitsschritten: (1) Trockenwägung der Probe; (2) Waschen der Probe; (3) zusätzliches Wiegen der gewaschenen Probe; (4) Trennung der Kornfraktion im Siebturm; (5) Rotation der Probe in der LA-Maschine; und (6) LA-Prüfungsergebnisse.

3.4 Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung von Gerinnesohlenmaterial wird für eine Reihe von Zwecken in der Sedimentologie, Geomorphologie, im Wasserbau und in der Süßwasserökologie charakterisiert. Neben einem breiten Spektrum von Anwendungen können diese quantitativen Informationen als Input für Gleichungen zum Geschiebetransport verwendet werden, um die Sohlenmobilisierung und die Wahrscheinlichkeit von Kolkbildung zu bewerten. Diese Parameter gelten als Maß für die Kornrauigkeit und stellen eines der Mittel zur Bewertung der Eignung von Sediment für die Verwendung (oder Wiederverwendung) bei Bauarbeiten dar. Im Rahmen dieser Studie wurden an jeder Probenahmestelle die folgende Daten zur Charakterisierung des Gerinnes ermittelt (**Abbildung 14**).

(i) die oberflächennahe Korngrößenverteilung, die mittels geländebasierter Wolman-Klastenzählung (im Folgenden als Wolman bezeichnet) und durch die Verarbeitung neuronaler Faltungsnetzwerke von Nahbereichs-Vertikalfotos (im Folgenden als GrainID bezeichnet; Chen et al. 2022) gewonnen wurde;

(ii) die Korngrößenverteilung des Untergrundes, die ausschließlich durch mechanisches Sieben der feineren Fraktionen (≤ 64 mm) im Labor (nachstehend "Labor" genannt) und durch Integration des Siebens der gröberen Fraktionen vor Ort (nachstehend "Feld & Labor" genannt) ermittelt wurde.

Aus diesen ober- und unterirdischen Korngrößenverteilungen wurden charakteristische Sedimentperzentile (D_i) einschließlich D_{50} , D_{84} und D_{90} abgeleitet. Der sogenannte Oberflächen- D_{50} , das mittlere Sedimentkaliber eines aktiven Gerinnebalkens, stellt ein Maß für die zentrale Tendenz des Sedimentes dar. Der D_{50} Parameter gibt an, welche Kaliber sich während der am häufigsten wiederkehrenden Strömungen bewegen. Die Oberflächendimensionen D_{84} und D_{90} (oder D_{max}) stehen stellvertretend für den Fließwiderstand der Klasten (unter normalen Fließbedingungen) und für das Gefahrenpotenzial aufgrund von Gerinneinstabilität und katastrophalem Ausbrüchen, das die Mobilisierung solch grober Kaliber mit sich bringen würde. Schließlich wird die Oberflächenbewehrung abgeleitet (d. h. das Verhältnis zwischen D_{50} an der Oberfläche und D_{50} im Untergrund), die ein Maß für die Stabilität des Gerinnes und für das Lieferpotenzial des Sedimentes darstellt (z. B. Gomez, 1983; Hassan et al., 2006; 2020; Hassan und Zimmermann, 2012). Dementsprechend zeigt ein Verhältnis größer als eins an, dass sich eine

Panzerschicht entwickelt hat. Je höher die Oberflächenbewehrung (Panzerungsgrad) an einem bestimmten Gerinnestandort ist, desto wirksamer ist diese Abschirmung gegen eine Destabilisierung des Gerinnes bei Hochwasserereignissen.

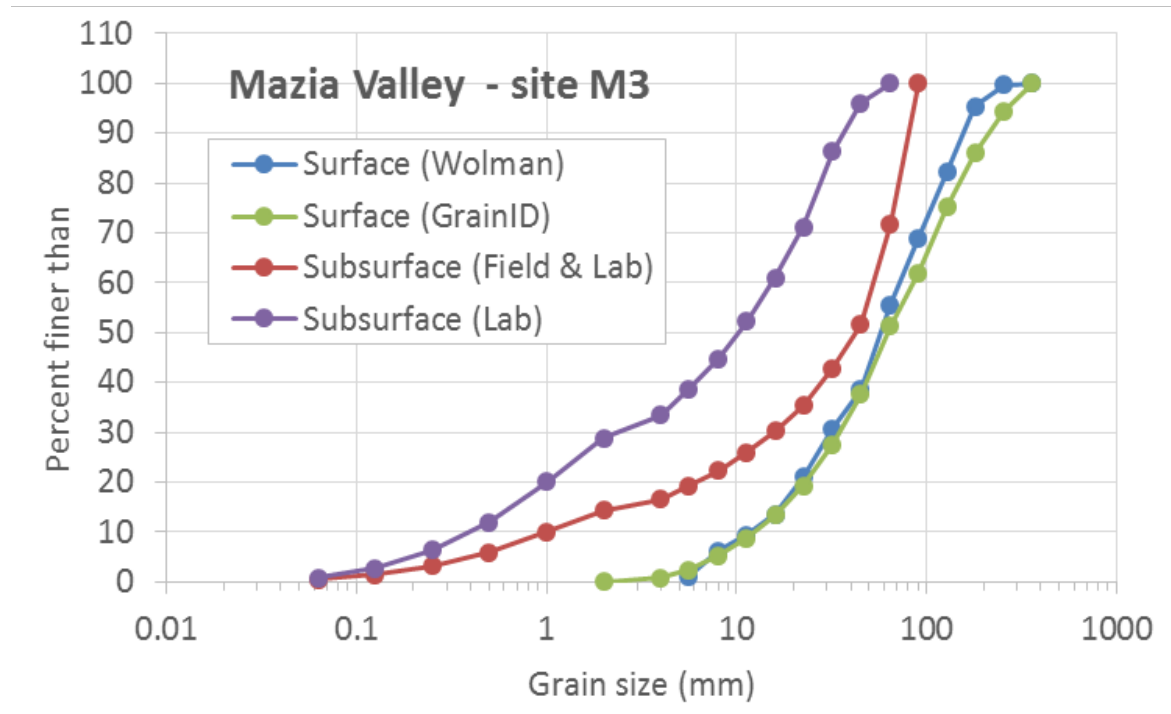


Abbildung 14. Beispiel für die Korngrößenverteilung der Oberfläche und des Untergrundes: Probenahmestelle M3. Die auf Wolman basierende oberflächennahe Korngrößenverteilung (blaue Linie) ergibt sich aus der Sammlung und Messung von 250 Klasten (blaue Linie). Die GrainID-basierte oberflächennahe Korngrößenverteilung (grüne Linien) ergibt sich aus der Analyse und Zusammenführung von fünf 1x1 m großen Kacheln, die an repräsentativen Faziesstandorten über das Gerinne von M3 verteilt sind. Die Korngrößenverteilung des Untergrundes ergibt sich aus der vorläufigen mechanischen Vorabsiebung der Grobfraction (> 64 mm) (violette Linie) in Verbindung mit dem feineren Gegenstück (< 64 mm), das im Labor gesiebt wurde (rote Linie).

4. Ergebnisse

4.1 Gletscherrückgang, Zunahme der aufgeschlossenen Fels- und Gletschersedimentflächen und Entwicklung des gletschergespeisten Gewässernetzes zwischen 1969 und 2020

Zwischen 1969 und 2020 verringerte sich die Gletscherfläche im Oberen Matschertal um 42,87 %, von 3,76 km² auf 2,15 km² (**Tabelle 6** und **Abbildung 15**), was einem durchschnittlichen jährlichen Verlust von 3,16 ha/Jahr entspricht. In den untersuchten Fotojahren betraf der Verlust hauptsächlich reines Eis (sowohl absolut als auch prozentual), während teilweise und vollständig mit Schutt bedecktes Eis insgesamt einen relativen Flächenzuwachs - von 5 % im Jahr 1969 auf 24 % im Jahr 2020 - erlebte, der hauptsächlich mit der Gletscherfragmentierung zusammenhängt, die eine Zunahme von isolierten Flecken mit verschüttetem (mit Schutt bedecktem) Eis beinhaltet. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass der Rückzug der Gletscher im Oberen Matschertal mit einer zunehmend höheren Schuttbelastung einhergeht, die sich auf den entsprechenden Vorfeldern ablagert und zu einer weiteren subaerischen Umformung führt. Wenn sich Gletscher zurückziehen, legen sie Gesteinsschichten und gletscherähnliche Materialien frei, die nach und nach für Massenbewegungen und fluvialen Transport verfügbar werden. Während des Gletscherrückzuges wurden im proglazialen Gebiet des Matschertales zwischen 1969 und 2020 folgende grundlegende Veränderungen der Landschaftsprägung festgestellt: eine flächenmäßige Zunahme von Festgestein (von 2,37 km² auf 3,25 km²), glazialem Geschiebelehm (von 1,34 km² auf 1,97 km²) und, in geringerem Maße, Hangablagerungen, während die anderen Quartärbedeckungen relativ geringe Veränderungen erlebten (**Abbildung 16** und **Tabelle 7**). Interessanterweise scheint sich die Zunahme der Grundgebirgs- und Geschiebeflächen im Laufe der Zeit zu beschleunigen, insbesondere bis 2011 (**Abbildung 17**). Eine vergrößerte Grundgebirgsfläche kann den Spitzenabfluss bei Regenereignissen beeinflussen und damit das Auftreten möglicher Sturzfluten fördern. Je nach ihrer Lage im Hauptgewässernetz können vergrößerte Geschiebemannelflächen eine verstärkte Hangrutschungsaktivität und die Einleitung in Bäche begünstigen (siehe **Abschnitt 4.2**).

	Fläche (km ²)					
Bildjahr	1969	1994	2006	2014	2017	2020
Reines Eis (%)	3.5 (95.4)	2.80 (83.7)	2.17 (75.6)	1.92 (80.2)	1.76 (75.9)	1.63 (76.0)
Teilweise schuttbedecktes Eis (%)	0.04 (1.0)	0.18 (5.5)	0.35 (12.2)	0.21 (8.6)	0.31 (13.3)	0.30 (13.8)
Schuttbedecktes Eis (%)	0.14 (3.6)	0.36 (10.9)	0.35 (12.3)	0.27 (11.3)	0.25 (10.8)	0.22 (10.2)
Kombiniert	3.76	3.35	2.88	2.39	2.32	2.15

Tabelle 6. Veränderung der Gletscherfläche nach 1969, geschichtet nach der Ausdehnung der Schuttdecke. Die Zahlen in den Klammern geben die prozentuale Flächenausdehnung im Oberen Matschertal an.

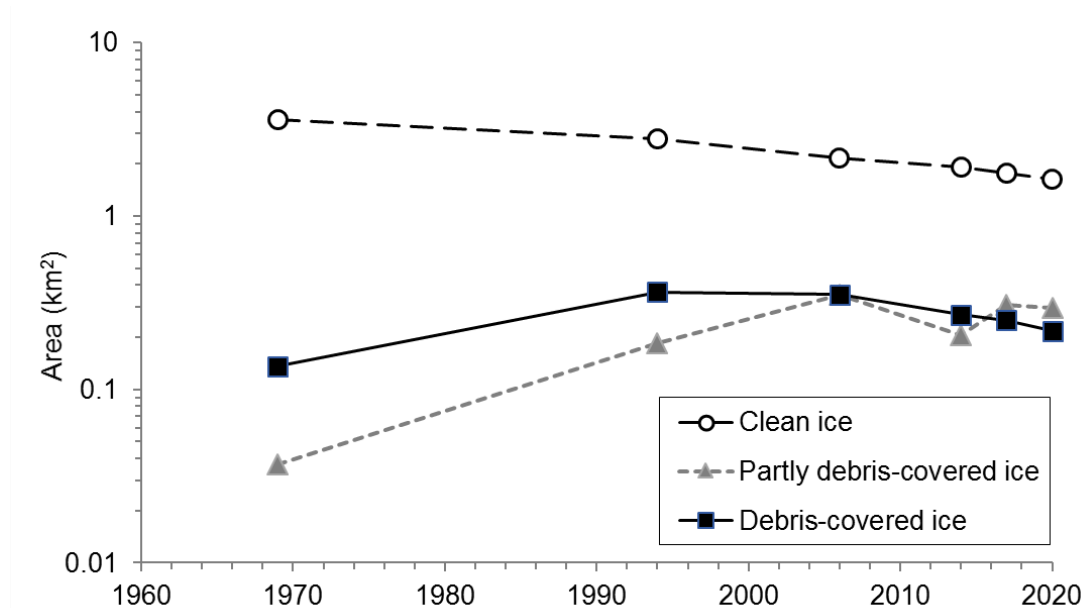


Abbildung 15. Entwicklung der Gletscherflächenveränderung zwischen 1969 und 2020, geschichtet nach dem Grad der Schuttbedeckung.

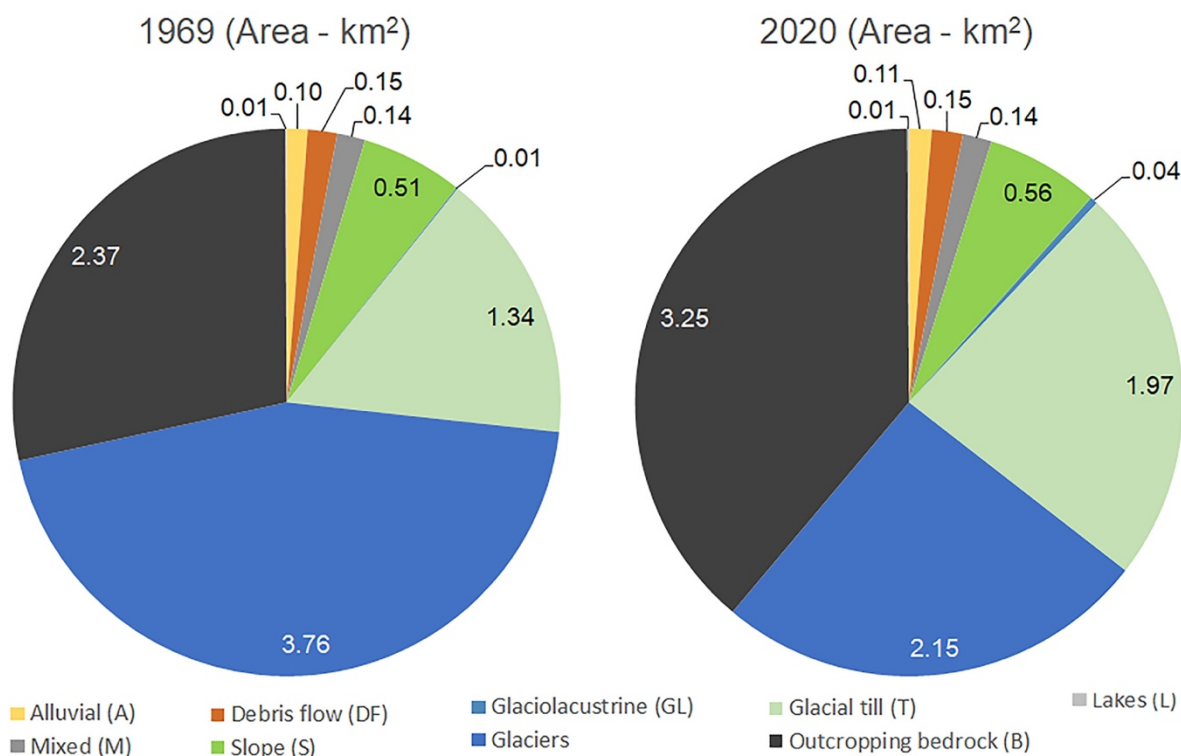


Abbildung 16. Entwicklung der quartären Sedimentbedeckung, des aufgeschlossenen Gesteins und der Gletscherausdehnung zwischen 1969 und 2020.

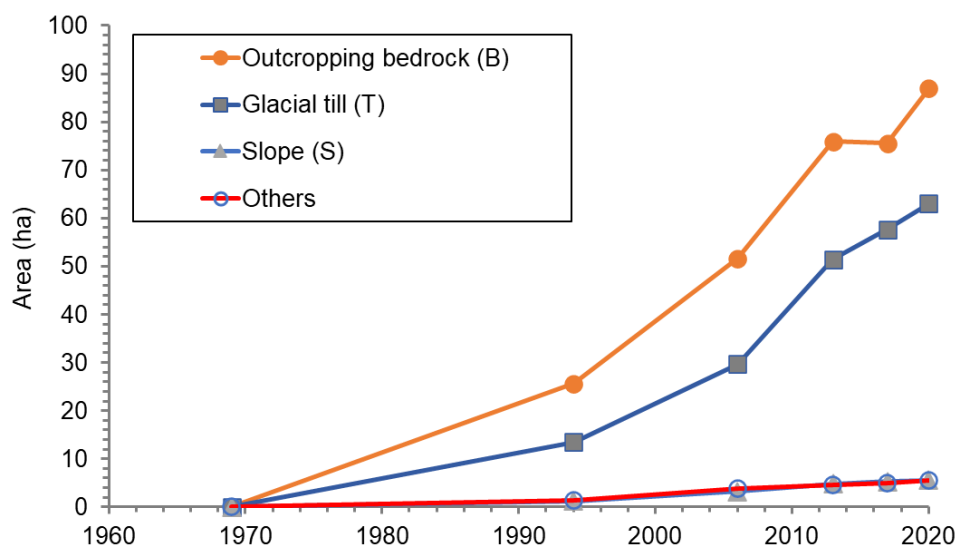


Abbildung 17. Entwicklung von aufkommendem Festgestein, Gletscherschutt, Hangablagerungen und allen anderen Quartärbedeckungen (d. h. andere) während des Gletscherrückzuges innerhalb der Gletscherausdehnung von 1969. Man beachte die vollständige Überlappung zwischen den flächenbezogenen Funktionen von "Hang"-Ablagerungen und "Sonstige".

Quartäre Ablagerungen	Fläche (ha)					
	1969	1994	2006	2013	2017	2020
Alluvial (A) (%)		0.07 (0.02)	0.25 (0.07)	0.43 (0.11)	0.45 (0.12)	0.75 (0.20)
Kryonival (CN) (%)		0.11 (0.03)	0.09 (0.02)	0.11 (0.03)	0.12 (0.03)	0.11 (0.03)
Murgang (DF) (%)		0.25 (0.07)	0.57 (0.15)	0.40 (0.11)	0.60 (0.16)	0.85 (0.23)
Mixed (M) (%)		0.04 (0.01)	0.09 (0.02)	0.33 (0.09)	0.33 (0.09)	0.33 (0.09)
Hangschutt (S) (%)		1.20 (0.32)	3.21 (0.85)	4.83 (1.29)	5.30 (1.41)	5.54 (1.48)
Glaciolakustrin (GL) (%)		0.96 (0.25)	2.90 (0.77)	3.12 (0.83)	3.12 (0.83)	3.12 (0.83)
Till (T) (%)		13.49 (3.59)	29.67 (7.90)	51.44 (13.69)	57.66 (15.35)	62.98 (16.77)
Aufgeschlossenes Festgestein (B) (%)		25.65 (6.83)	51.61 (13.74)	75.93 (20.20)	75.59 (20.13)	86.97 (23.16)
Gletscher (%)	375.56 (100)	333.78 (88.88)	287.15 (76.46)	238.99 (63.58)	232.06 (61.69)	214.54 (57.13)

Tabelle 7. Entwicklung der quartären Sedimentbedeckung und des aufgeschlossenen Grundgesteins während des Gletscherrückzuges im Rahmen der Gletscherausdehnung von 1969. Die Zahlen in Klammern geben die prozentuale Fläche an.

Die Dokumentation der strukturellen Entwicklung des Hauptgewässernetzes während des Gletscherrückzuges stellt einen ebenso wichtigen Schritt dar, da dies die Effizienz der postglazialen Sedimentanreicherung und des Transfers aus dem proglazialen Gebiet beeinflusst. Im proglazialen Gebiet des Matschertales stellen wir fest, dass der Rückzug des Matschertaler Gletscherlobus zu einer hydrologischen Abkopplung und einer fortschreitenden Deaktivierung wichtiger Zweige des Hauptgewässernetzes führt (**Abbildung 18a** und **Abbildung 18b**). Dies bedeutet, dass sich der Wasser- und Sedimenttransport aus dem Matschertaler Gletscher zunehmend auf eine geringere Anzahl von Transportpfaden konzentriert. Darüber hinaus werden mit fortschreitendem Gletscherrückzug und dem Schrumpfen der Toteisflächen einige Verzweigungen teilweise von Sedimenten begraben und/oder es werden Wasserverluste im Untergrund festgestellt (siehe z. B. das Auftauchen von "nicht sichtbaren" Abflusspfaden in **Abbildung 18a** bis **Abbildung 18d**). Insgesamt lässt sich für das gesamte Untersuchungsgebiet feststellen, dass die Länge des sichtbaren Gewässernetzes von 1996 (6,2 km²) bis 2020 (10,6 km²) kontinuierlich zunimmt (**Tabelle 8** und **Abbildung 19**). In geringerem Maße ist dieser zeitliche Trend der Expansion des Gewässernetzes auch bei zeitweilig sichtbaren (subglazialen) Bachläufen zu beobachten.

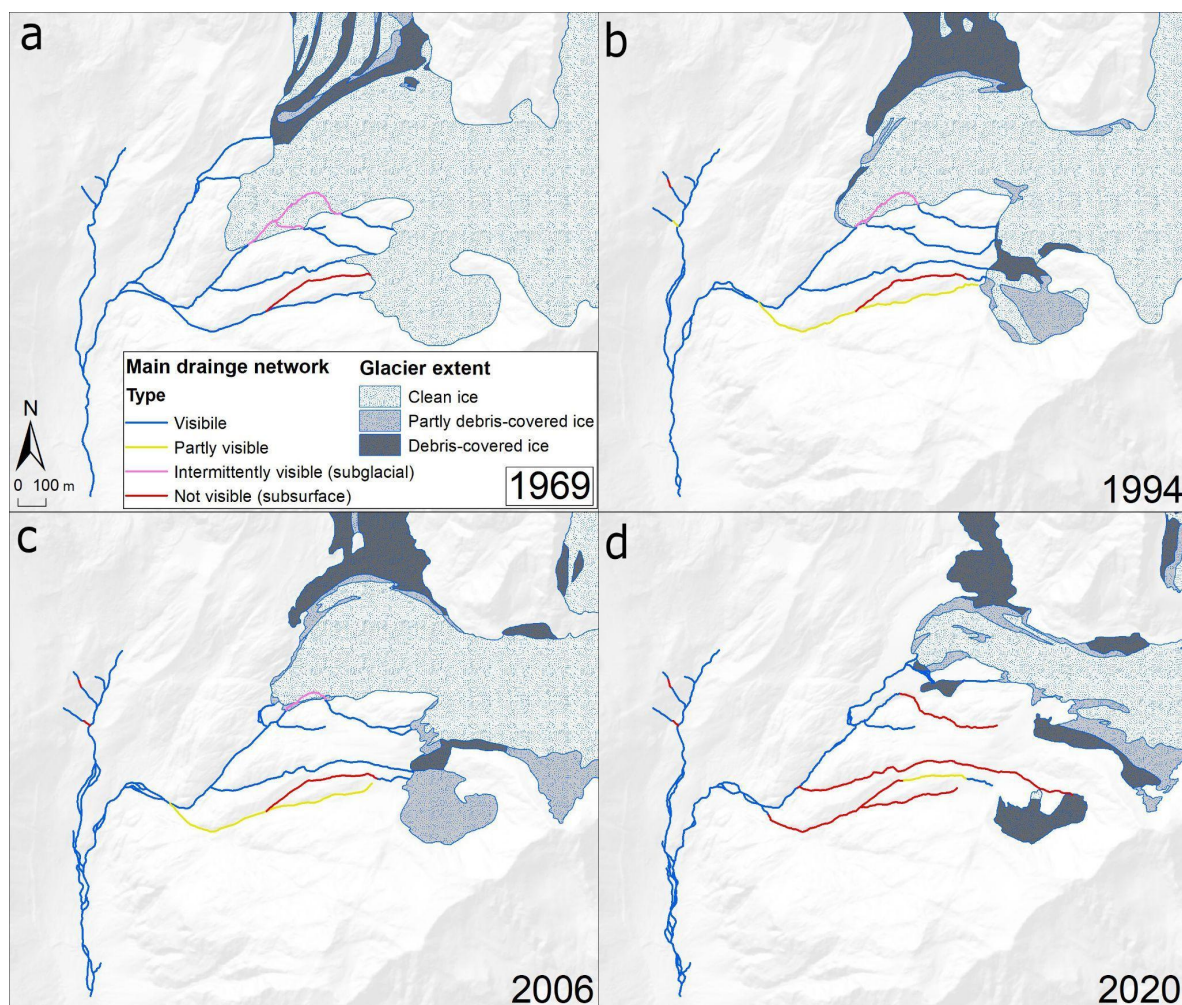


Abbildung 18. Entwicklung des Hauptentwässerungsnetzes im Verhältnis zu den historischen Veränderungen der Matschertaler-Gletscherzunge, die in folgenden Foto Jahren kartiert wurden: (a) 1969; (b) 1994; (c) 2006; und (d) 2020. Die Verbindungen des Gewässernetzes werden nach dem Grad der Sichtbarkeit klassifiziert, wie in **Tabelle 3** dargestellt ist.

Sichtbarkeit der Strömung	Länge (km)					
	1969	1994	2006	2013	2017	2020
Sichtbar	6.2	5.6	7.9	10.1	9.8	10.6
(%)	(89.7)	(77.2)	(73.9)	(80.5)	(75.4)	(79.2)
Zeitweise sichtbar	0	1.2	0.8	0	0	0.2
(%)	(0.0)	(16.0)	(7.4)	(0.0)	(0.0)	(1.8)
Abschnittsweise sichtbar (subglazial)	0.7	0.5	1.0	2.3	3.1	2.4
(%)	(10.3)	(6.8)	(9.1)	(18.4)	(24.2)	(17.2)
Nicht sichtbar (Untergrund)	0	0	1.0	0.1	0.05	0.2
(%)	(0.0)	(0.0)	(9.5)	(1.1)	(0.4)	(1.3)
Kombiniert	6.9	7.3	10.7	12.5	12.9	13.4

Tabelle 8. Entwicklung des Hauptkanalnetzes zwischen 1969 und 2020, geschichtet nach Sichtbarkeit der Fließgeschwindigkeit. Die Zahlen in Klammern geben die prozentuale Länge des gesamten Kanalnetzes in einem bestimmten Foto Jahr an.

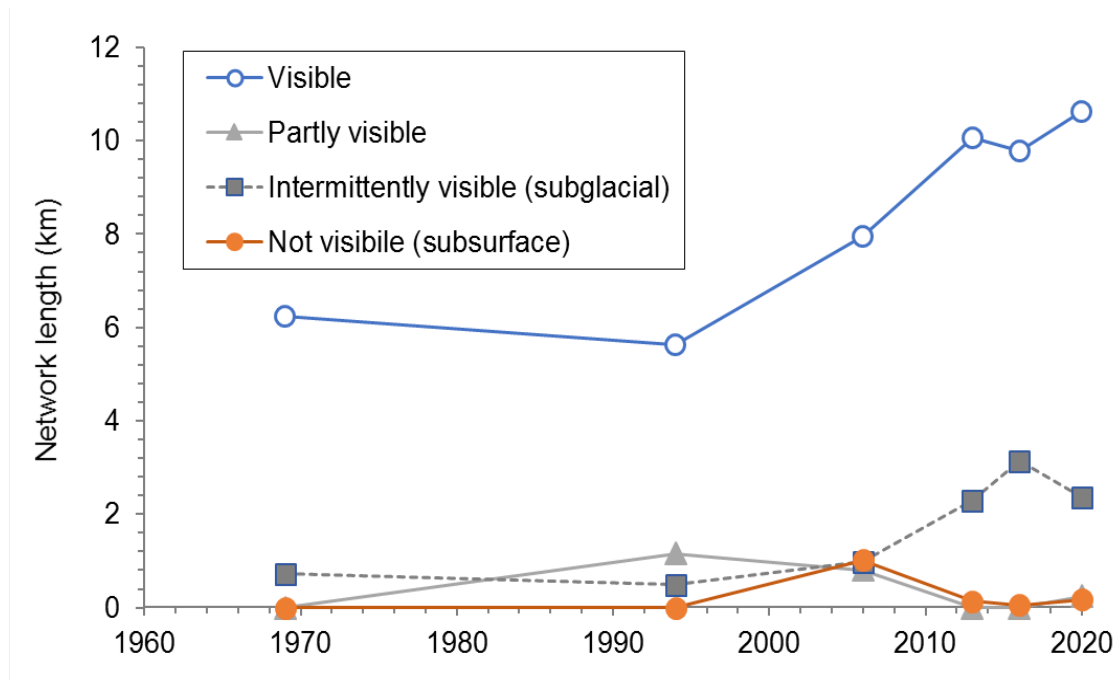


Abbildung 19. Entwicklung des Hauptentwässerungsnetzes, ausgedrückt als Netzlänge, geschichtet nach Sichtweite.

4.2 Sedimenteintrag durch schnelle, flache Hangrutschungen

Das multitemporale Hangrutschungsinventar umfasst 193 Ablagerungszonen von flachgründigen Hangrutschungen Hangmuren. Davon wurden 112 auf dem Luftbildsatz von 1959 identifiziert und kartiert, so dass sie größtenteils vor 1959 entstanden sind. Im Gegensatz dazu haben Hangrutsche, die in den nachfolgenden Luftbildsätzen identifiziert wurden, einen besser eingegrenzten Entstehungszeitpunkt, wobei das Jahr der ersten Identifizierung das Mindestalter darstellt, d. h. die zeitliche Einschränkung wird durch das Datum des vorangegangenen Luftbildsatzes definiert.

Die durchschnittliche jährliche Anzahl neu gebildeter Hangrutschablagerng bleibt mit einem Wert von 1,1 in den Zeiträumen 1960-85 und 1985-99 in etwa konstant und erreicht dann in den letzten 21 Untersuchungsjahren einen Spitzenwert von 1,9. Dieser Anstieg steht vor allem im Zusammenhang mit den 19 neuen Murgangablagerngen, die im Fotojahr 2020 identifiziert wurden, was einer mittleren jährlichen Rate von 3,8 Ereignissen zwischen 2016 und 2020 entspricht.

Lieferpotenzial	Lieferstandort	< 1959	1960-85	1985-99	1999-2020
Nicht kanalisierte	Hang(s)	25	5	2	7
Topografie	Hangschutt & Kegel (ts & tc)	12	1	0	3
(GERINGES					
Lieferpotenzial)	Moräne (m)	11	2	3	3
Saisonale Kanäle &	Schuttfächer				
Übergänge	(f)	33	11	7	11
(MODERATES	Kanal (gc)	3	0	0	2
Lieferpotenzial)	Fluviale Terrasse(ft)	4	0	0	0
	Überschwemmungsebene(f				
	p)	4	0	0	5
Mehrjährige Kanäle	Verbundener Zulieferer (ct)	9	2	1	3
(HOHES					
Lieferpotenzial)	Hauptkanal (mc)	11	6	2	5
Kombiniert		112	27	15	39

Tabelle 9. Anzahl der flachgründigen Hangrutschungen im Zeitverlauf, geschichtet nach dem Ort der Sedimentanlieferung. Die zeitliche Einordnung wird durch aufeinanderfolgende Luftbilder (Tabelle 1) eingeschränkt.

Vor 1959 waren die wiederkehrenden Ablagerungsorte von Hangrutschungen durch eine geringe bis mäßige Wahrscheinlichkeit gekennzeichnet das ganzjährige Gewässernetz zu erreichen. Insbesondere sind Schuttfächer (n = 33) und Berghänge (25) bei weitem die häufigsten Ablagerungsorte von Hangrutschungen, gefolgt von Schuttfächern/Kegeln (12), Seitenmoränen (11), dem Kanalbett des Saldur Bachlaufes (d. h. dem Hauptkanal) (11) und mehrjährigen Zuflüssen, die direkt mit dem Saldur Bachlauf verbunden sind (9) (**Tabelle 9**). Diese Rangfolge der Sedimentzufuhr ändert sich nicht wesentlich, wenn man die nach 1959 erfolgten Hangrutschungen betrachtet. In diesem Zusammenhang ist **Abbildung 20** aufschlussreich, als sie die Häufigkeit von Hangrutschungen an folgenden Stellen verdeutlicht: (i) an den Zuflussfächern auf der felsigen Ostseite des Oberen Matschertales und (ii) am westlichen, von der LIA-Seitenmoräne durchzogenen Hang (siehe Einschub in **Abbildung 20**).

An diesen Standorten sind unterschiedliche Ablagerungslängen und damit zu unterschiedliche Mengen an mobilisiertem Schutt zu beobachten. Entlang des Fächers (unten rechts in **Abbildung 20**) sind Spuren von Hangrutschungen, die auf der Oberfläche des Fächers zum Stillstand kommen, in der Regel länger (und damit größer) als diejenigen, die den Saldurbach erreichen können. In ähnlicher Weise ist auf der gegenüberliegenden Talseite (linker Teil der **Abbildung 20**) zu beobachten, dass Hangrutschungen, die hinter dem Moränenrücken zum Stillstand gekommen sind, wesentlich kürzer (und damit kleiner) sind als solche, die entweder talwärts abgelenkt wurden oder diese Gletscherbarriere durchbrochen haben. Im letzteren Fall haben die größten Hangrutschungen entweder die Hangbasis, das aktive Hauptüberschwemmungsgebiet, erreicht oder sind direkt in den Saldurbach gelangt.

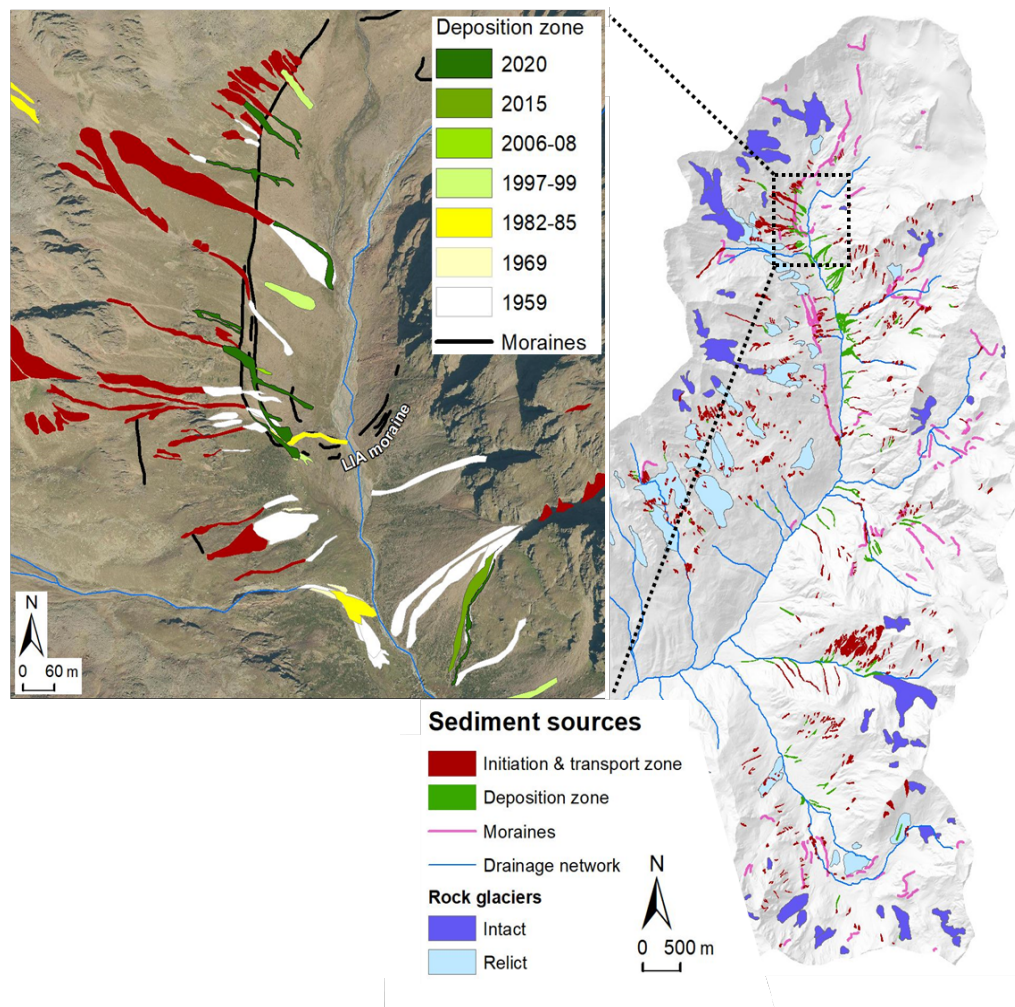


Abbildung 20. Bestandskarte der zwischen den Foto Jahren 1959 und 2020 identifizierten flachgründigen Hangrutschungen (Murgänge und Schuttströme). Die Karte zeigt eine zeitübergreifende Nahaufnahme der Ablagerungszonen auf der LIA-Moräne und eines Schuttfächers (rechte untere Ecke) im oberen Matschertal.

Die vorstehenden qualitativen Beobachtungen zu einem möglichen Zusammenhang zwischen der Art der Sedimentanlieferung und der Größe der Hangrutschung sind von entscheidender Bedeutung, da sie dazu beitragen, die unterschiedlichen prozentualen Anteile an den verschiedenen Standorten der Sedimentanlieferung zu erklären, wenn man die Anzahl der Beobachtungen und das Volumen des abgelagerten Gerölls berücksichtigt (**Tabelle 10** und **Abbildung 21**). Es zeigt sich, dass Hangrutschungen, die durch ein geringes Ablagerungspotenzial gekennzeichnet sind - wie z. B. Hänge, Schutthalden und Moränen - einen stetigen Rückgang (d. h. bis zum Vierfachen) des prozentualen Volumengewichts im Vergleich zur prozentualen Anzahl der Beobachtungen aufweisen. Ähnlich verhält es sich bei Standorten mit hohem Sedimenteintrag in die Flüsse - wie z. B. Nebenflüsse und Hauptkanäle -, bei denen der prozentuale Anteil des Volumens im Vergleich zur prozentualen Anzahl der Beobachtungen deutlich ansteigt (d. h. bis zu doppelt so hoch ist). In der Mitte liegen Standorte mit mäßigem Sedimentanlieferungspotenzial - wie z. B. Fächer und Rinnen - bei denen die prozentuale Anzahl der Beobachtungen im Vergleich zu den volumetrischen Werten unterschiedlich ausfällt.

Lieferstelle	Prozentuelle Anzahl		Prozentuelles Volumen	
	< 1959	1960-2020	< 1959	1960-2020
Steilhang (s)	22.3	17.3	5.4	9.4
Hangschutt & Schuttkegel (ts/tc)	10.7	4.9	9.0	2.4
Moräne (m)	9.8	9.9	5.8	6.2
Schwemmkegel (f)	29.5	35.8	31.8	35.6
Kanal (gc)	2.7	2.5	1.3	0.5
Fluviale Terrasse (ft)	3.6	0	6.2	0
Überschwemmungs- ebene (fp)	3.6	6.2	4.5	12.6
Zuliefer Kanal (ct)	8.0	7.4	12.2	4.3
Hauptkanal (mc)	9.8	16.0	23.7	29.1

Tabelle 10. Prozentuale Anzahl der schnellen, flachgründigen Ufererosion und der entsprechenden Mengen an abgelagertem Schutt, geschichtet nach dem Ziel der Sedimentlieferung vor 1959 und zwischen 1960 und 2020. Die zeitliche Einordnung erfolgt anhand von aufeinanderfolgenden Luftbildern (Tabelle 1).

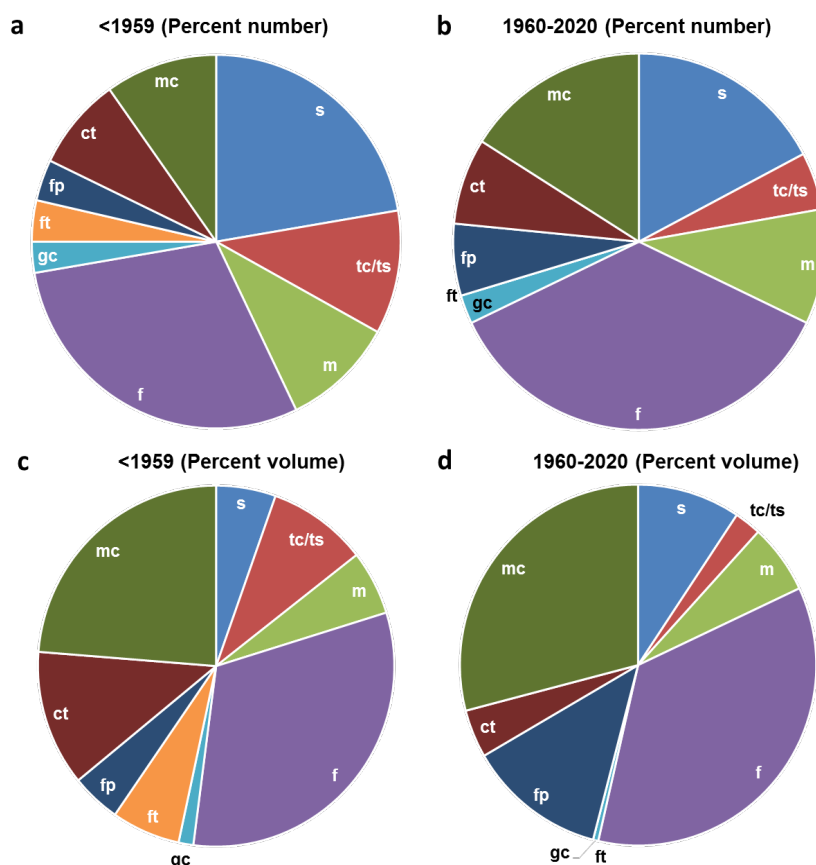


Abbildung 21. Tortendiagramme, die den prozentualen Anteil des Sedimenttransfers der Hangrutschung an den Transportzonen im Mittleren und Oberen Matschertal zeigen. Prozentuale Anteile nach Anzahl und Volumen, wie sie 1959 (Tafeln a und c) und in den folgenden Foto Jahren (Tafeln b und d) kartiert wurden. Die vorherrschenden Transportzonen sind Schuttfächer (f) und die Hauptstaukanäle (mc). Die Codes beziehen sich auf die in Tabelle 3 aufgeführten Sedimenttransportzonen.

4.3 Los Angeles Test

Die LA-Testwerte im Matschertal sind an den Standorten M1 (26,2 %) und M3 (26,0 %) praktisch identisch, während am Standort M4 (29,4 %) am Oberettes-Schwemmkegel ein Anstieg zu verzeichnen ist.

4.4 Textur des Gerinnes und Oberflächenbewehrung

Der Vergleich der oberflächennahen Korngrößenverteilungen, die durch die geländebasierte Wolman-Klastenzählung (Wolman, 1954) bzw. durch die GrainID-basierte Verarbeitung von vertikalen Nahbereichsfotos (Chen et al., 2022) ermittelt wurden, zeigt eine erhebliche Übereinstimmung, wobei letztere tendenziell vergleichsweise gröbere Verteilungen erzeugen (**Tabelle 11** und **Abbildung 22**). Insbesondere beobachten wir praktisch identische D50 an den Standorten M2 und M4 und in begrenztem Umfang gröbere D50 auf der Grundlage von GrainID an den anderen Standorten, mit einem Versatz zwischen 5 mm (M3) und 15 mm (M5). Diese Tendenz ist bei den gröberen Fraktionen an allen Standorten noch deutlicher zu erkennen, wo der Versatz bei D84 von 14 mm bis 47 mm und bei D90 von 26 mm bis 84 mm reicht (**Tabelle 11**).

Was die Korngrößenverteilung des Untergrunds betrifft, die aus der Vor-Ort-Sediment-Siebung von Material, das größer als 64 mm ist (d. h. "Labor"), und der anschließenden Labor-Siebung der feineren Fraktionen (d. h. "Feld") gewonnen wurde, zeigen wir, wie wichtig die Integration dieser beiden methodischen Schritte ist, um die gesamte Bandbreite der Korngrößenvariabilität zu erfassen. An allen Standorten mit Ausnahme von M2 - der hängenden, verzweigten alluvialen Ebene, die durch besonders feine Korngrößenverteilungen gekennzeichnet ist und keine Vor-Ort-Siebung erforderte - zeigen die Ergebnisse, dass eine Laborsiebung allein zu deutlich unterschätzten Perzentilen der Korngrößenverteilung des Untergrundes führen würde. Die Unterschätzung reicht (i) von nur 15 mm bis zu einem Maximum von 38 mm bei D50, (ii) von 27 bis 86 mm bei D84 und (iii) von 28 bis 105 mm bei D90. Die Unterschätzung des Sedimentkalibers des Untergrundes überträgt sich wiederum auf die Berechnung der Panzerungsgrade, die 3 bis 4,3 Mal größer ausfallen als die geländeintegrierten Analoga (vgl. die Werte für "Labor" und "Feld & Labor" in **Tabelle 12**).

Ort	Höhe (m a.s.l.)	Neigung (m/m)	Entwässertes Gebiet (km ²)	Oberfläche (mm)		Untergrund (mm)	
				Wo lma n	GrainID	Lab	Field & Lab
				D ₅₀	D ₅₀	D ₅₀	D ₅₀
M1	2730	0.10	1.3	56	62	10	42
M2	2850	0.01	0.6	21	21	7	7
M3	2405	0.11	7.6	57	62	10	42
M4	2280	0.20	1.8	57	56	9	35
M5	2240	0.08	13.8	45	60	12	50
M6	2240	0.07	1.4	na	37	7	22

Tabelle 11. Attribute der Probenahmestelle und charakteristische Perzentile der Korngröße an der Oberfläche und des Untergrundes, die mit verschiedenen Techniken ermittelt wurden (Einzelheiten siehe Abschnitt 3).

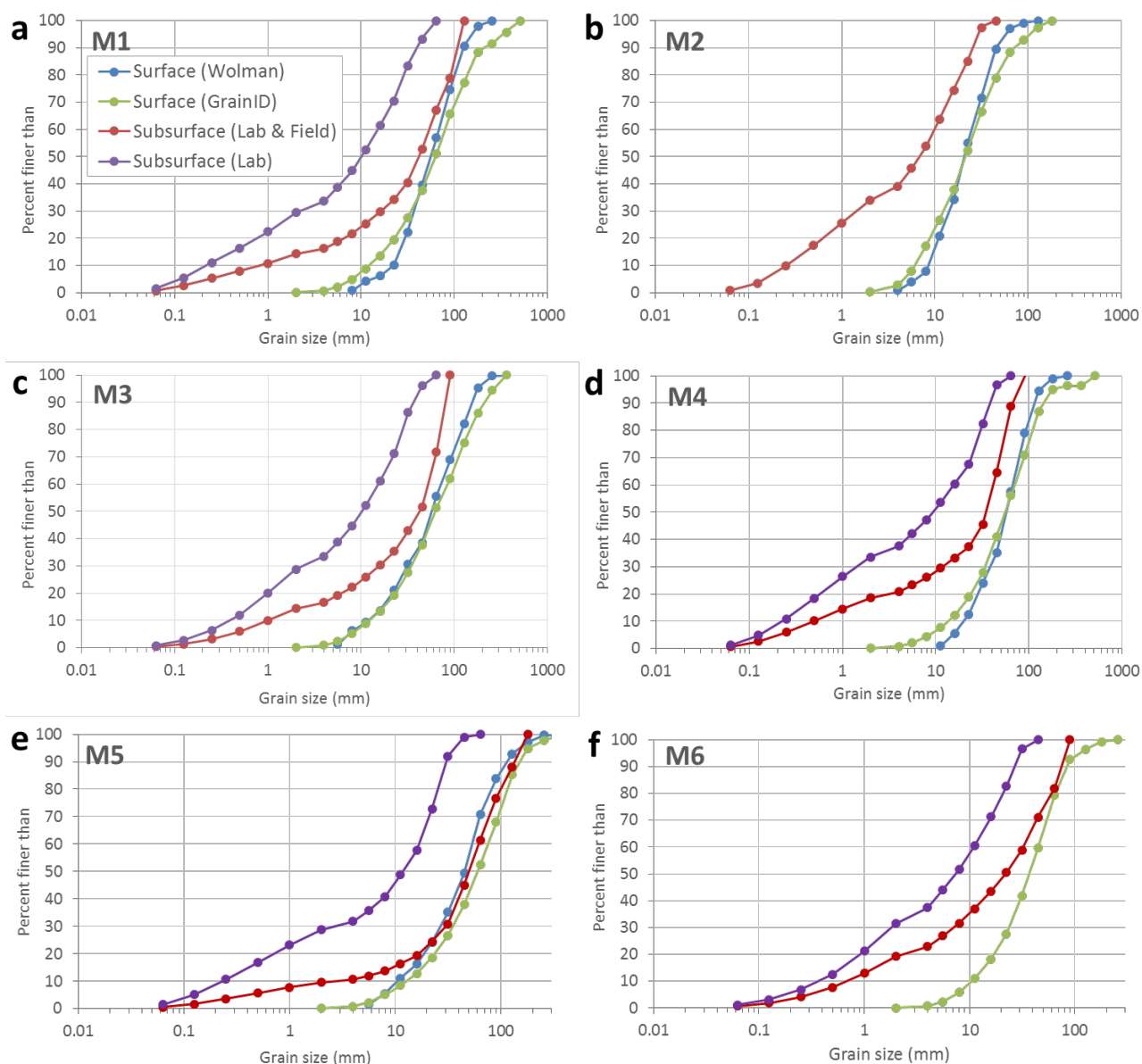


Abbildung 22. Korngrößenverteilungen an der Oberfläche und im Untergrund an den sechs Probenahmestellen im Oberen Matschertal. Die Wolman-basierte Oberflächen-Korngrößenverteilung (blaue Linie) ergibt sich aus der Sammlung und Messung von 250 Klasten (blaue Linie). Die GrainID-basierte Oberflächen-Korngrößenverteilung (grüne Linien) ergibt sich aus der Analyse und Zusammenführung von fünf 1x1 m großen Kacheln, die an repräsentativen Faziesstandorten über den Querriegel M3 verteilt sind. Die Untergrund-Korngrößenverteilung ergibt sich aus der vorläufigen mechanischen Vorabsiebung der Grobfraction (> 64 mm) (violette Linie) in Verbindung mit dem feineren Gegenstück (< 64 mm), das im Labor gesiebt wurde (rote Linie). Am Standort M6 fehlt eine Wolman-Klastenzählung, da der Fächerabschluss kurz nach der Erfassung der Geländefotos im September 2021 an diesem Standort vollständig ausgelöscht wurde.

Ort	Oberflächenbewehrung			
	Wolman /Lab	GrainID /Lab	Wolman/ Field & Lab	GrainID/ Field & Lab
M1	5.57	6.16	1.34	1.49
M2	3.10	3.10	3.10	3.10
M3	5.61	6.09	1.35	1.46
M4	6.12	6.01	1.64	1.62
M5	3.82	5.10	0.90	1.20
M6	na	5.01	na	1.69

Tabelle 12. Sensitivitätsanalyse der Oberflächenbewehrung für variable Datentypen der Korngrößenverteilung an der Oberfläche und im Untergrund.

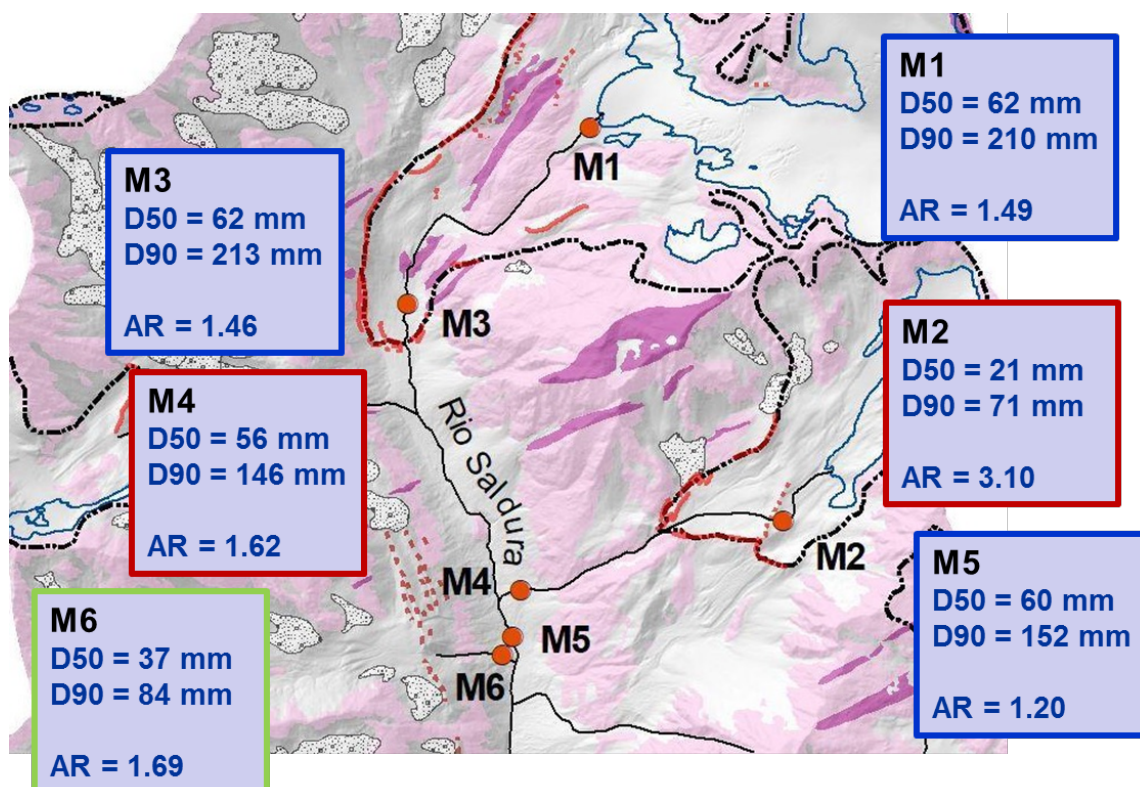


Abbildung 23. Karte des Oberen Matschertales, die die räumliche Variabilität von Oberflächen-D50, Oberflächen-D90 und Oberflächenbewehrung (AR) an den sechs Probenahmestellen zeigt.

Entlang des Saldur Bachlaufes bleibt die D50-Oberfläche vom Gletschervorfeld (56-62 mm bei M1) über das LIA-Moränengebiet (57-62 mm bei M3) bis hinunter zu den Einmündungen der beiden seitlichen Zuflüsse (45-60 mm bei M5) in etwa konstant. Im Gegensatz dazu zeigen D84 und D90 beide eine begrenzte flussabwärts gerichtete Vergröberung bei M3, gefolgt von einer drastischen Verfeinerung bei M5 (d. h. die Werte bei M5 sind kleiner als bei M1; **Tabelle 11** und Error! Reference source not found.), was darauf hindeutet, dass die angrenzenden, steilen seitlichen Zuflüsse kein gröberes Bodenmaterial liefern. Diese Beobachtung wird durch das Korngrößenverteilungsmuster flussabwärts im Oberettes Bachlauf bestätigt, wo der feine D50 in der verzweigten, hängenden Überschwemmungsebene (21 mm bei M2) am Fächerende vergrößert wird (56-57 mm) und Werte erreicht, die mit denen bei M5 identisch sind. Das gleiche räumliche Muster gilt für D84 und D90 (**Tabelle 11** und **Abbildung 23**Error! Reference source not found.). Demnach liefert der unbenannte Bachlauf dem Saldur Bachlauf wesentlich feineres Material, wie die Werte D50 (37 mm), D84 (72 mm) und D90 (84 mm) am Fächerende (M6) zeigen.

Die räumlichen Muster von D50, D84 und D90 im Untergrund weisen Unterschiede und Gemeinsamkeiten mit den an der Oberfläche beobachteten Mustern der Korngrößenverteilung auf. Der Hauptunterschied bezieht sich auf das Hauptgerinne des Saldur Bachlaufes, in dem: (i) D50 zwischen M1 und M3 (42 mm) konstant bleibt, sich aber bei M5 (50 mm) vergrößert; und (ii) D84 und D90 eine flussabwärts gerichtete Verfeinerung von M1 (98-108 mm) bis M3 (72-80 mm) und eine erhebliche Vergröberung weiter flussabwärts bei M5 (113-135 mm) zeigen. Die Ähnlichkeiten mit den Mustern der Korngrößenverteilung an der Oberfläche beziehen sich auf: (i) die unterirdische flussabwärts gerichtete Verfeinerung zwischen M2 und M4 entlang des Oberettes Bachlaufes; und (ii) die unterirdischen Sedimentperzentile (d. h. D50, D84 und D90) an den Endpunkten der Zuflüsse (Standorte M4 und M6), die wesentlich feiner sind als die des aufnehmenden Saldur Bachlaufes (Standort M5).

Die Kombination der vorgenannten Variabilität der Oberflächen- und Untergrund-Korngrößenverteilung führt zu einem bemerkenswert konstanten Muster der Gerinnestabilität an den Probenahmestellen, die von sanften Gletschervorfeldern (1,3 km²) über steile, in Schwemmfächer eingebettete Abschnitte (1,8 km²) bis hin zu turbulenten, verzweigten Abschnitten entlang eines Hauptgletschertrogs (13,8 km²) reichen. Die Bewehrungsgrade liegen zwischen 1,49 und 1,69, wenn die von GrainID abgeleiteten Daten verwendet werden, und zwischen 0,90 und 1,64, wenn die auf Wolman basierenden Daten verwendet werden. In diesem Zusammenhang sticht der Standort M2, der möglicherweise der rein fluviale Standort ist, mit einer Oberflächenbewehrung von 3,10 als der stabilste hervor (**Tabelle 12**).

4.5 Einschränkungen des software-basierten Ansatzes

Bei der Arbeit mit den wichtigsten Anwendungen der software-basierten Siebanalyse (siehe *Abschnitt 3*) ist der Benutzer mit einigen spezifischen Einschränkungen konfrontiert (z. B. **Abbildung 24**, **Abbildung 25** und **Abbildung 26**). Da alle Bildanalysemodelle von der Qualität des Eingangsbildes abhängen, ist es bei der Erfassung von Geländeaufnahmen von entscheidender Bedeutung, (i) eine optimale Lichtexposition zu erreichen, wobei teilweise schattierte Bereiche zu vermeiden sind, und (ii) eine orthogonale Positionierung des Kamerablicks (zur weiteren Stabilität ist ein Stativ zu verwenden) über der Zielfläche des Bodens. Die im Rahmen dieser Studie gesammelten Erfahrungen deuten darauf hin, dass einige typische BASEGRAIN-Fehlklassifizierungen auf Folgendes zurückzuführen sind: (i) feinkörniges Material (der Schwellenwert liegt unter 1,6 Pixeln) und (ii) besondere klastenspezifische Farbkontraste in einigen der untersuchten Sedimentfazies.

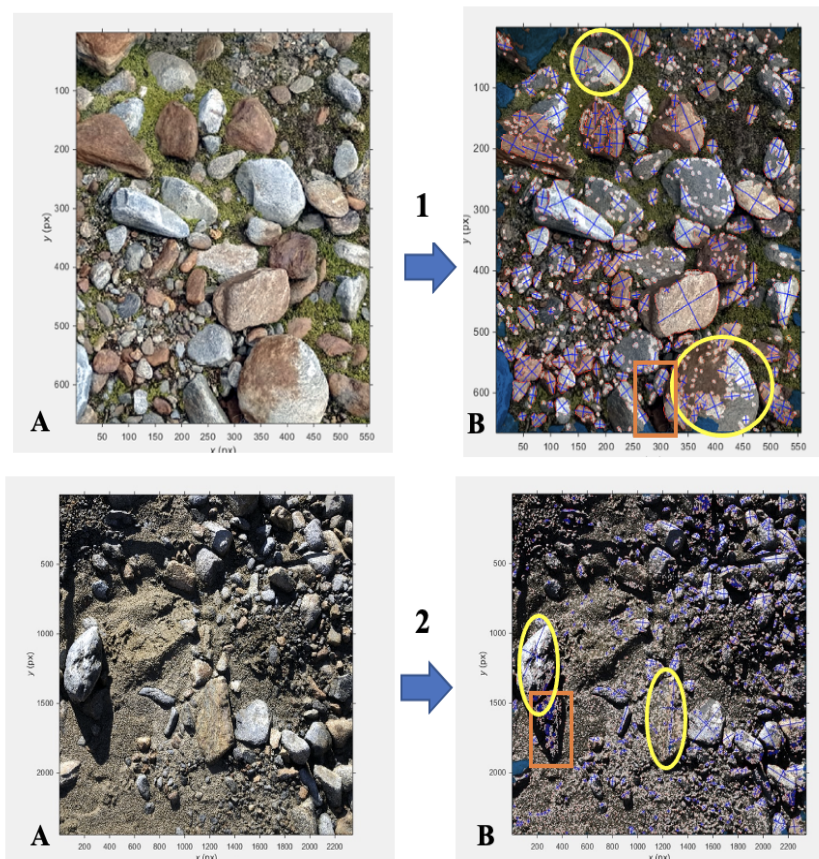


Abbildung 24. Beispiele für typische Fehlklassifizierungen, die durch BASEGRAIN entstanden sind. (a) Originalbild; und (b) Ergebnis der automatischen BASEGRAIN-Klasten-Erkennung. Beachten Sie die problematischen Erkennungsergebnisse bei großen Körnern (gelbe Kreise) und Schattenbereichen (orangefarbene Rechtecke).

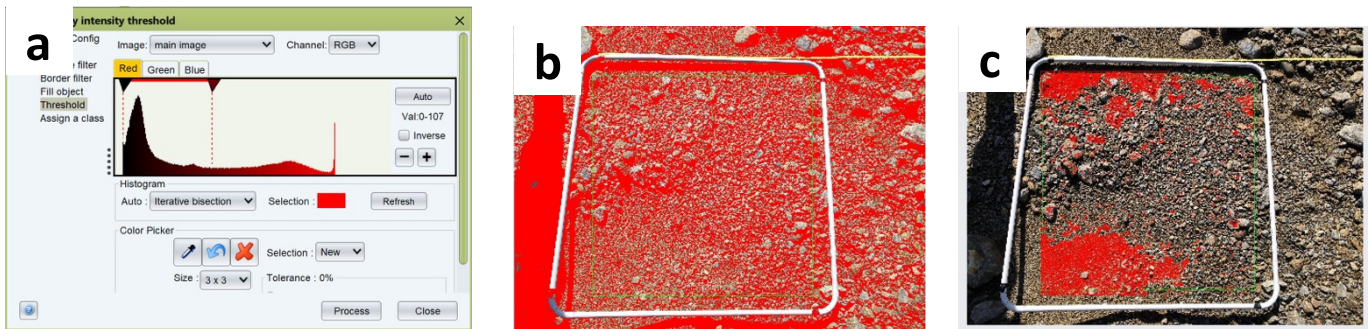


Abbildung 25. Beispiel für Einschränkungen bei der Verwendung von JMicroVision. (a) Einstellung des Intensitätsschwellenwerts; (b) Matrixschwellenwert des verarbeiteten Bildes; und (c) Endgültige Ausgabe des verarbeiteten Bildes. Beachten Sie die Fehlklassifizierungen der Korngröße in Feld c (nur 25 % der Matrixfläche werden erkannt).

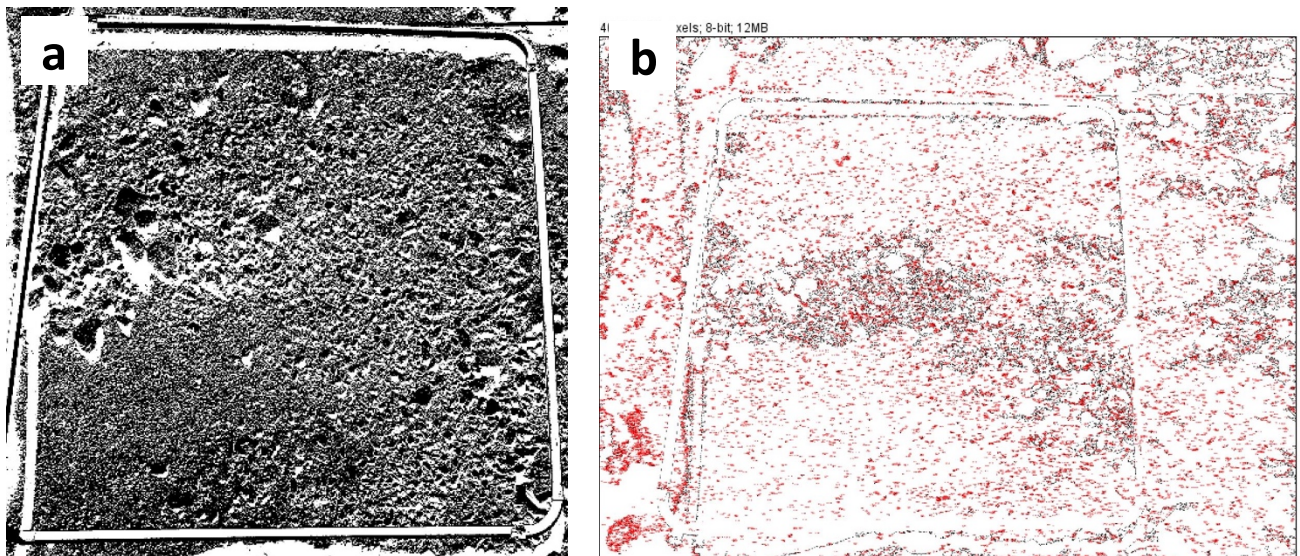


Abbildung 26. Beispiel für die Einschränkungen bei der Verwendung von JMicroVision. (a) Schwellenwerteinstellungen; und (b) verarbeitetes Bild. Beachten Sie die Fehlklassifizierungen der Korngröße (ungenauere Erkennung der Umrissse der Klasten).

Bei der Analyse softwaregestützter Granulometrien muss unbedingt beachtet werden, dass die Abmessungen der b-Achse (Zwischenachse) des Gesteins der Schlüsselparameter sind, um entweder ein Passieren (Verschiebung) oder eine Beibehaltung zu gewährleisten. Die Benutzer sollten vermeiden, die c-Achse (kurze Achse) des Gesteins falsch zu klassifizieren (**Abbildung 27**). Man muss beim Vergleich der Methoden berücksichtigen, dass in beiden Fällen die b-Achse aufgetragen wird. Auf diese Tatsache muss explizit hingewiesen werden. Die kleinere Achse auf dem Foto entspricht der mittleren Achse der Klasten und nicht der kleinsten und muss daher direkt mit den Siebkurven verglichen werden.

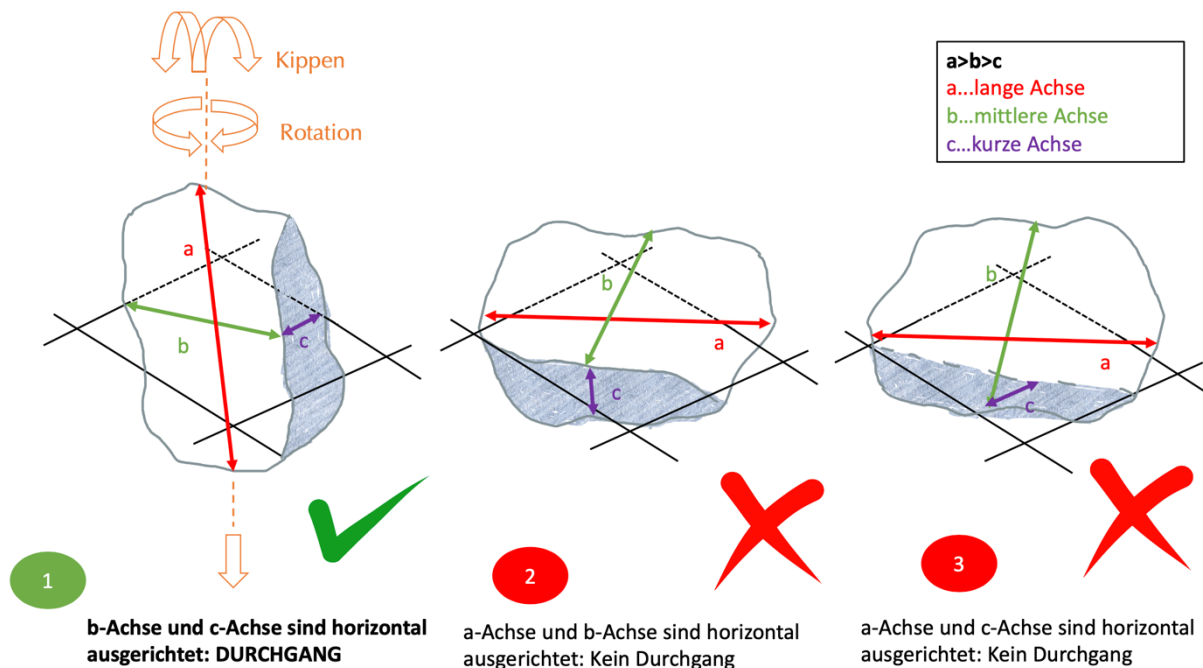


Abbildung 27. Konzeptuelles Schema zur Veranschaulichung der geometrischen Bedingungen, die ein Element erfüllen muss, um ein Netz einer bestimmten Größe zu passieren. Man beachte, dass die mittlere Achse (b) das entscheidende geometrische Attribut für den Durchgang (oder Zurückhalten) eines Klastes darstellt.

Der Vergleich der geländebasierten Korngrößenverteilung (vgl. **Abschnitt 3.2.2**) mit der aus der BASEGRAIN-Bearbeitung abgeleiteten Korngrößenverteilung (nach manueller Abgrenzung der Klasten) zeigt eine systematische Unterschätzung bzw. Überschätzung der feinen und gröberen Fraktionen (z. B. **Abbildung 28**).

Auf der Grundlage unserer Erfahrungen empfehlen wir, die Ergebnisse der BASEGRAIN-Bearbeitung mit Vorsicht zu bewerten und eine angemessene Geländekampagne zur Probenahme durchzuführen, um die aus der software-basierten Fotoanalyse abgeleiteten Korngrößenverteilungen zu validieren.

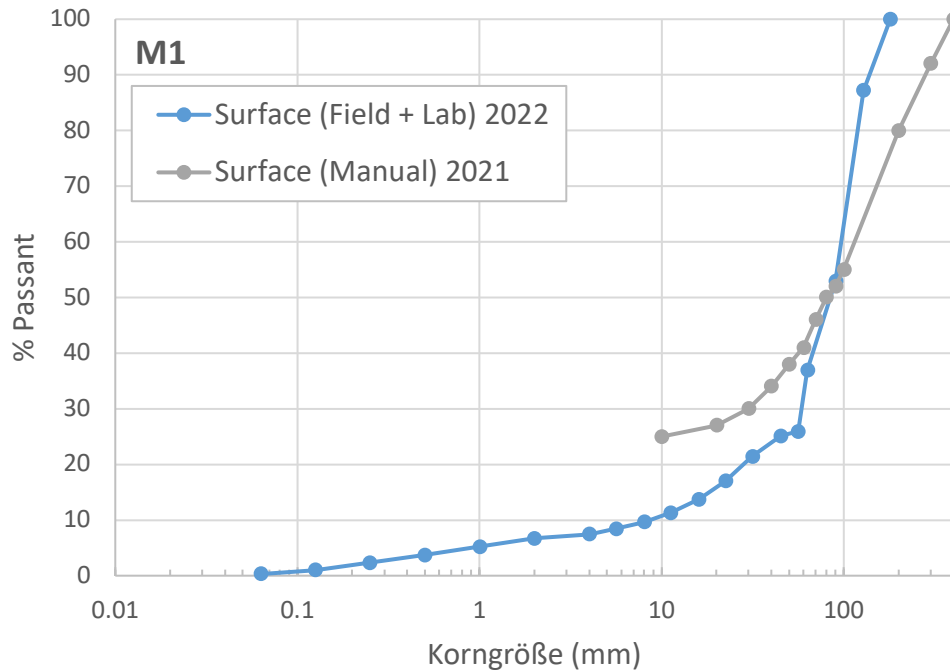


Abbildung 28. Oberflächennahe Korngrößenverteilungen, die durch direkte Beprobung und Siebung (blaue Linien) und durch manuelle Abgrenzung der Gesteinsschichten mit anschließender BASEGRAIN-Bearbeitung (graue Linien) ermittelt wurden. Beachten Sie die Unterschätzung der gröberen Fraktionen und die Überschätzung der feineren Fraktionen um eine vergleichbare mittlere Korngröße (D50).

Danksagung

Wir danken dem Laborteam des Amtes für Geologie und Baustoffprüfung - namentlich Ulrich Obojes, Helmuth Senoner und Valerio Tosi – für die wertvolle Hilfe im Gelände und bei der Laboranalyse. Manel Llena leistete wichtige Geländearbeit in den Einzugsgebieten des Matschertales, des Lazzachertales und des Schnalstales (Similaun). Federica Minotti hat einen maßgeblichen Beitrag an der Gletscherkartierung im Matscheral geleistet. Wenqi Li hat die GrainID-Verarbeitung durchgeführt. Diskussionen mit Marwan Hassan und Xingyu Chen halfen, die Präsentation der Kornverteilungsdaten zu verbessern. Abschließend bedanken wir uns beim gesamten Team des Projektes SedInOut. Der enthusiastische Gedanken- und Informationsaustausch war während der gesamten Projektlaufzeit für den Erfolg des Projektes von großer Bedeutung.

Literaturverzeichnis

- Arganda-Carreras I. 2008. Unwarpy: Consistent and elastic registration in ImageJ, methods and applications. Second ImageJ User & Developer Conference.
- Brardinoni F., Hassan M.A., Rollerson T. and Maynard D. 2009. Colluvial sediment dynamics in mountain drainage basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 310-319.
- Brardinoni F., Cavalli M., Heckmann T., Liebault F., Rimbock A. 2015. Guidelines for assessing sediment dynamics in alpine basins and channel reaches. SedAlp WP4 Final Report. Alpine Space. 71 pp. www.sedalp.eu/download/dwd/reports/WP4_Report.pdf
- Chen X., Hassan M.A., and Fu X. 2022. Convolutional neural networks for image-based sediment detection applied to a large terrestrial and airborne dataset. *Earth Surface Dynamics*, 10, 349–366. <https://doi.org/10.5194/esurf-10-349-2022>
- Church M., McLean D., and Wolcott J.F. 1987. River bed gravels: Sampling and analysis, in: *Sediment Transport in Gravel Bed Rivers*, edited by: Thorne, C. R., Bathurst, J. C., and Hey, R. D., John Wiley & Sons, New Jersey, USA, 43-79, ISBN 0-471-90914-9.
- Detert M. and Weitbrecht V. 2012. Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains – a free stand-alone tool, in: *River Flow 2012*, 1st Edition, edited by: Muñoz, R. M., CRC Press, London, UK, 595–600, <https://doi.org/10.1201/b13250>.
- Detert M. and Weitbrecht V. 2013. User guide to gravelometric image analysis by BASEGRAIN, in: *Advances in River Sediment Research*, 1st Edition, edited by: Fukuoka, S., Nakagawa, H., Sumi, T., and Zhang, H. CRC Press, London, UK, 1789–1795, <https://doi.org/10.1201/b15374>.
- Frank, W., Hoinkes, G., Purtscheller, F. & Thöni, M. 1987. The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. In: Flügel & Faupl, Eds., *Geodynamics of the Eastern Alps*, Franz Deuticke, Wien (1987). Pp. 179-225.
- Gardent M. 2014. Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat, Géographie. Université de Grenoble. pp 445 (in French).
- Gomez B. 1983. Temporal variations in bedload transport rates: the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 41-54.
- Guzzetti F, Ardizzone F, Cardinali M, Rossi M, and Valigi D, 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 279, 222-229.

- Haas, R. 1985. Zur Metamorphose des südlichen Ötztalkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Matscher Einheit (Vinschgau / Südtirol): *unpublished PhD Thesis*, Universität Innsbruck, 1985.
- Habler G., Thoni M., and Grasemann B. 2009. Cretaceous metamorphism in the Austroalpine Matsch Unit (Eastern Alps): the interrelation between deformation and chemical equilibration processes. *Mineralogy and Petrology*, 97, 149–171.
- Hassan M.A. and Zimmermann A. 2012. Channel Response and Recovery to Changes in Sediment Supply. M. Church, P.M. Biron, A.G. Roy (Eds.), *Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments*, 33, Wiley & Sons, Chichester, UK, pp. 464-473
- Hassan M.A, Egozi R., and Parker G. 2006. Experiments on the effect of hydrograph characteristics on vertical grain sorting in gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 42, p. W09408.
- Hassan M.A., Saletti M., Zhang C., Ferrer-Boix C., Johnson J.P.L., Müller T., and von Flotow C. 2020. Co-evolution of coarse grain structuring and bed roughness in response to episodic sediment supply in an experimental aggrading channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 948-961.
- Holzhauser H., Magny M., and Zumbühl H.J.. 2005. Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3500 years, *The Holocene*, 15, 789-801.
- Hoinkes, G. and Thöni, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In: von Raumer & Neubauer. *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. 485-494, Berlin, Springer
- Huggel C., Carey M., Clague J.J, and Kaab A. 2015. The High-Mountain Cryosphere. Environmental changes and human risks. Cambridge University Press. 363 pp.
- Hungr O. 2005. Classification and terminology. In M. Jakob, & O. Hungr. (Eds.), *Debris-flow Hazard and Related Phenomena* (pp. 9-24). Berlin, Heidelberg: Springer Praxis.
- Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), pp.167-194.
- Kellerhals R. and Bray DI. 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of the Hydraulics Division*, 97, 1165–1180, <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0003044>.
- Keim, L., Mair, V., and Morelli, C. 2017. General Geologic Map - Geotiroi
- Knoll C., Kerschner H., Heller A., and Rastner P. 2009. A GIS-based reconstruction of Little Ice Age glacier maximum extents for South Tyrol, Italy. *Transactions in GIS*, 13, 449-463.
- Kondolf G.M., Lisle TE., and Wolman G.M. 2003. Bed sediment measurement. In GM Kondolf, and H Piegay (Eds.), *Tools in fluvial geomorphology* (pp. 347– 395). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.

- Maynard, D., 1991. Tsitika river watershed: sediment source inventory. Unpublished Report for British Columbia Ministry of Forests, Research Branch, Victoria.
- Neubauer, F., Hoinkes, G., Sassi, F.P., Handler, R., Höck, V., Koller, F. & Frank, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 41-62.
- Nicolussi K., Le Roy M., Schlüchter C., Stoffel M., and Wacker L. 2022. The glacier advance at the onset of the Little Ice Age in the Alps: New evidence from Mont Miné and Morteratsch glaciers. *The Holocene*, 32, 624-638.
- Ratschbacher L., Frisch W., Neubauer F., Schmid S.M., and Neugebauer J. 1989. Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps. *Geology* 17: 404-407.
- Potro, M.N. (1982): Petrographie, Metamorphose, Tektonik und Metallogenese im mittleren Vinschgau / Südtirol (N – Italien). *Unveröff. Diss.*, RWTH Aachen. 304 pp.
- Purtscheller, F., Haas, R., Hoinkes, G., Mogessie, A., Tessadri, R., Veltman, C. (1987): Eoalpine metamorphism in the crystalline basement. In: Flügel, H.W., Faupl, P. (Eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke Wien, Vienna, 187-189.
- Roduit N. 2008. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2.7. Software available for free download at <http://www.jmicrovision.com>.
- Scotti R., Brardinoni F., and Crosta G.B. 2014. Post-LIA glacier changes along a latitudinal transect in the Central Italian Alps. *The Cryosphere*, 8, 2235-2252.
- Thöni, M. 1981. Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. *Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien*, 124, 111-174.
- Thöni M. 1999. A review of geochronological data from the Eastern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 79: 209-230.
- Wolman M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 35, 951-956, <https://doi.org/10.1029/TR035i006p00951>.