WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF
WSL Institut pour l'étude de la neige et des avalanches SLF
WSL Istituto per lo studio della neve e delle valanghe SLF
WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF

SLF-Ereignisanalyse

Bergsturz vom 14. April 2024 am Piz Scerscen, Graubünden



Foto: D. Hunziker, 14. April 2024

Auftraggeber:

Amt für Wald und Naturgefahren
Region Südbünden
Islas 244
7524 Zuoz

Auftragnehmer:

WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF
Flüelastrasse 11
7260 Davos Dorf

Autoren:

Livia Pierhöfer, Perry Bartelt, Yves Bühler, Elisabeth Hafner, Robert Kenner, Fabian Walter, Marcia Phillips (Kontaktperson)

Davos, 16. August 2024

Inhalt

1 Zusammenfassung 2

2 Standortbeschreibung 2

2.1 Geologie 2

2.2 Vergletscherung 5

2.3 Permafrost 5

3 Bergsturz vom 14. April 2024 6

3.1 Vorhergegangene Sturzaktivität 6

3.2 Lufttemperatur und Schneehöhe 10

3.3 Volumen 10

3.4 RAMMS-Modellierung des Auslaufs und der Ablagerung des Bergsturzes 14

3.5 Seismologie 18

3.6 Wasser im Anrissgebiet des Bergsturzes 23

4 Prozesse und Auslöser 25

4.1 Bergsturz am 14. April 2024 25

4.2 Scerscen Bergsturz im lokalen und globalen Kontext 27

5 Ausblick 28

5.1 Weitere Datenerfassung 28

5.2 Entwicklung der Ablagerung 28

5.3 Möglicher zukünftiger Sturz 29

6 Literaturverzeichnis 29

1 Zusammenfassung

Am 14. April 2024 um 06:56 Uhr ereignete sich in der Westflanke des Piz Scerscen (Berninamassiv, Engadin, Graubünden) auf einer Höhe von 3640 m ü. M. ein grosser Bergsturz. Rund 5.5 Millionen m^3 Fels und Gletschereis lösten sich, stürzten auf den darunter liegenden Vadret da Tschierva und rissen in der Sturzbahn eine dicke Schneedecke und grosse Mengen Gletschereis mit sich. Dieses Gemisch aus Gestein, Eis und Schnee floss über das Gletscherplateau, durch die darunterliegenden Eisfälle und zwischen den Seitenmoränen des Gletschers hinunter und erzeugte eine grosse Staubwolke, bevor es sich auf rund 2100 m ü. M. im Val Roseg, fast 6 km vom Anriss ablagerte. Das Ereignis forderte glücklicherweise keine Opfer und verursachte keine Infrastrukturschäden. In diesem Bericht beschreiben wir die Bedingungen, die zum Zeitpunkt des Ereignisses herrschten und nutzen die verfügbaren Informationen, um die Prozesse zu analysieren, die vor und während des Ereignisses stattfanden.

Tabelle 1: Übersicht Bergsturz 14. April 2024

Zeitpunkt	14. April 2024, 06:56
Ausbruchvolumen	5.5 Millionen m^3
Gesamtvolumen	7.8 Millionen m^3
Ablagerungsvolumen	7.3 Millionen m^3
Sturzstrecke	5770 m
Pauschalgefälle	15.5 °

2 Standortbeschreibung

2.1 Geologie

Die Gesteine des Piz Scerscen gehören zum Bernina-Deckenkomplex und bestehen aus Dioriten/Granodioriten mit magmatischen Gängen. Die Diorite/Granodiorite sind spätvariskische kalkalkalische Intrusiva des Ostalpins und die Gänge sind postvariskische Syenit- und Granitgänge (geologische Karte von swisstopo).

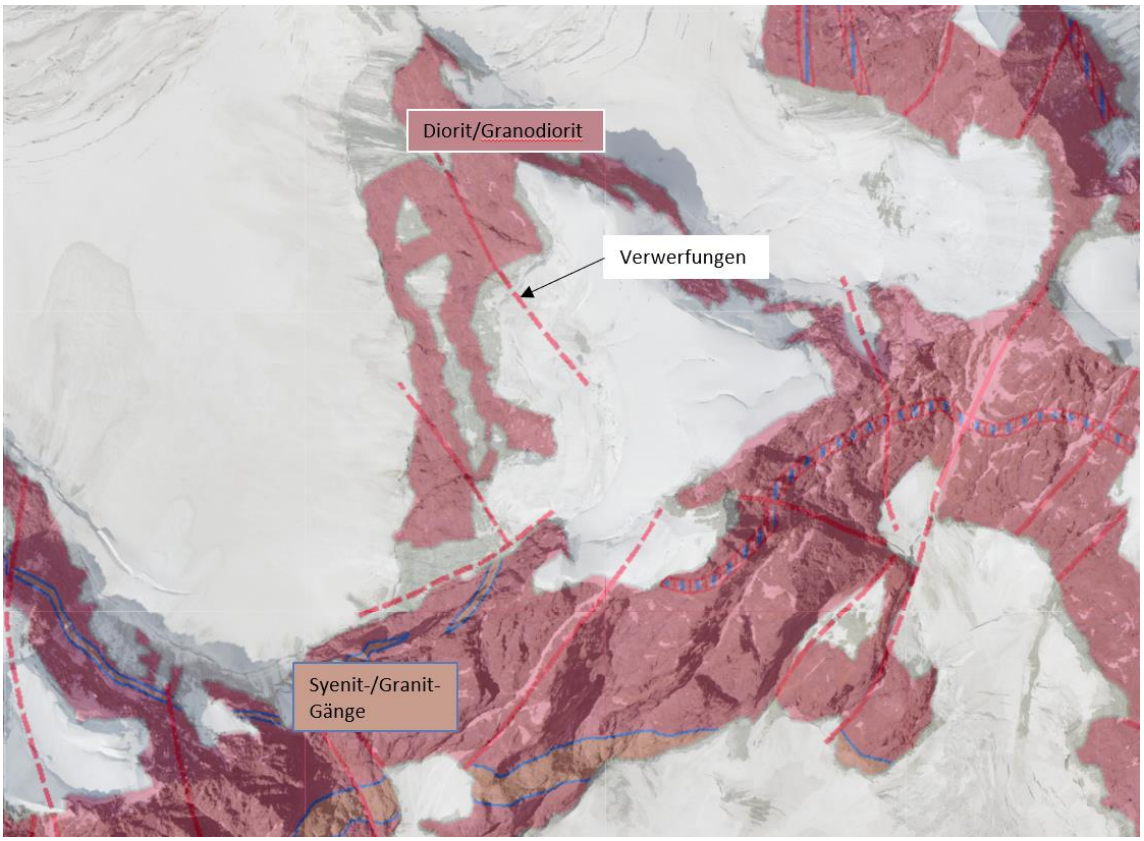


Abbildung 1: Ausschnitt aus der geologischen Karte (swisstopo) mit den Verwerfungen in der Westflanke des Piz Scerscens.

Im Bereich des Bergsturzanrisses befinden sich NE-SW und NW-SE orientierte Verwerfungen (Abbildung 1), deren weiterer Verlauf unter dem Hängegletscher des Piz Scerscen unbekannt ist. Im Anrissgebiet gibt es zwei besonders markante Orientierungen von Trennflächen, die Trennflächen A (280°/35°) haben etwa denselben Azimut wie die steileren Trennflächen B (280°/80°) (Abbildung 2). Es existieren weitere Trennflächen mit einer Orientierung von ungefähr 230°/65° (Trennflächen C) und 050°/40° (Trennflächen D). Die Orientierungen wurden mithilfe der Punktwolke (Drohnenaufnahmen von Geogrischa) nach dem Sturz gemessen. Die nördliche NW-SE orientierte Verwerfung begrenzt den Bergsturz im Norden, die Trennflächen B im Osten und Trennfläche A bildet die Gleitfläche. Die Trennflächen A, B und C sind in Abbildung 3 dargestellt.

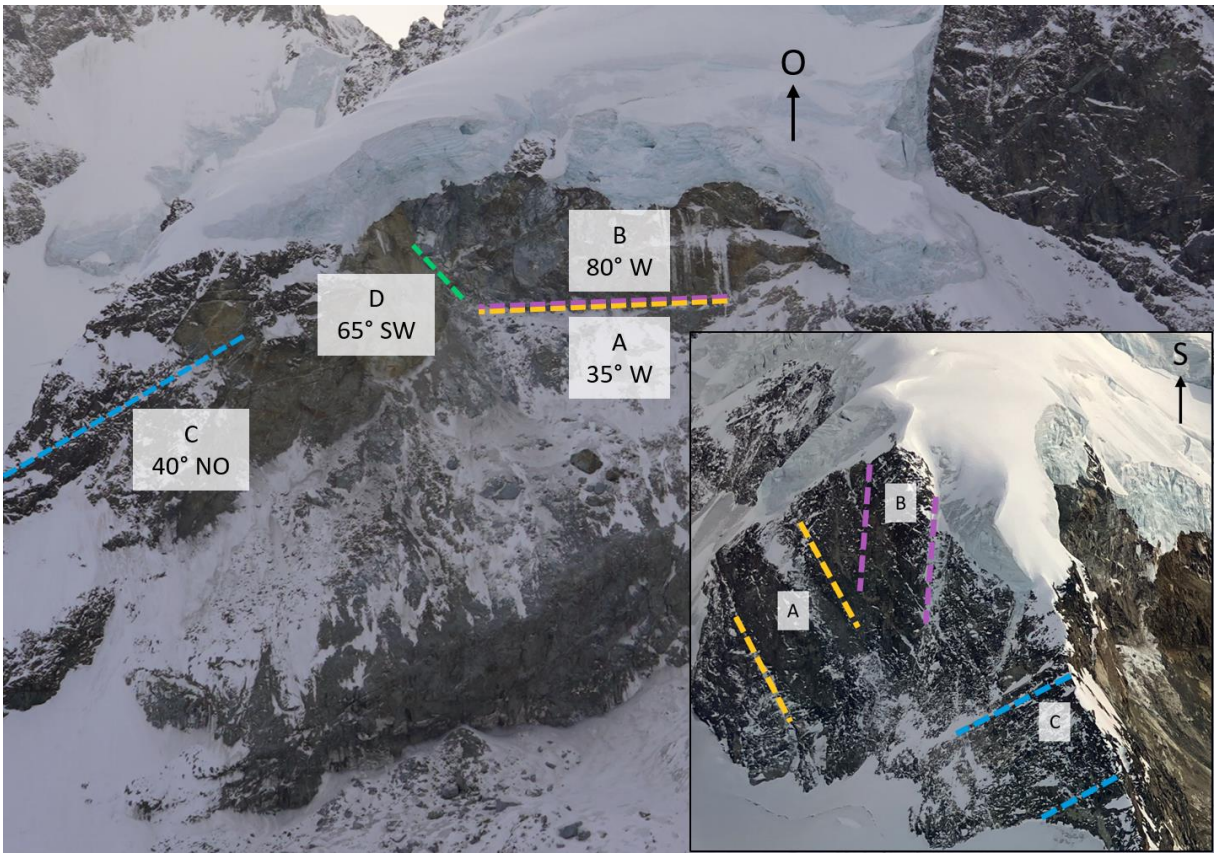


Abbildung 2: Trennflächen A (gelb), B (lila), C (blau) und D (grün) mit Orientierungen (Foto: 30.04.2024, L. Pierhöfer. Foto unten rechts: 14.04.2024, M. Keiser).

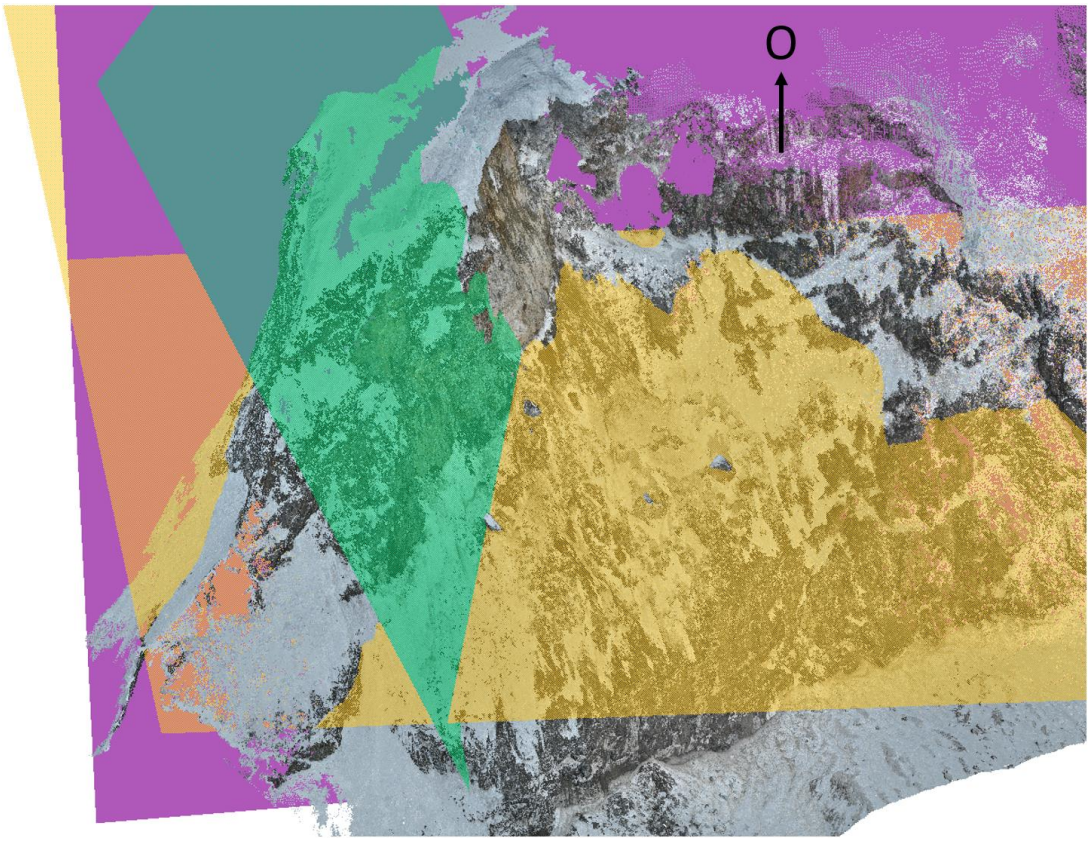


Abbildung 3: Trennflächen A (gelb), B (lila) und C (grün) dargestellt in der Punktwolke von Geogrischa.

2.2 Vergletscherung

Gemäss den Luftaufnahmen von swisstopo hat sich die Vergletscherung im Bereich des Anrisses in den letzten Jahrzehnten nur unwesentlich verändert. Der Teil des Gletschers, unter dem sich die Bergsturzmasse befand und mitgerissen wurde, war ca. 40 m mächtig und das Eisvolumen, das mit der Felsmasse abstürzte, betrug ca. 2 mio. m^3. Die grossen Seitenmoränen in der Sturzbahn stammen vom Gletscherhöchststand in der kleinen Eiszeit.



Abbildung 4: Foto mit dem Piz Scerscen aus dem Jahr 1935 (links, swisstopo) und aus dem Jahr 2017 (rechts, M. Phillips).

2.3 Permafrost

Im Anriss des Bergsturzes war an mehreren Stellen Permafrosteis sichtbar. Ausgehend von der Permafrostverteilungskarte des SLF (Kenner et al., 2019) (Abbildung 5) herrschte im Bereich der Anrisszone des Bergsturzes Permafrost mit Jahresmitteltemperaturen von etwa -5 °C. Die Temperaturen unter der Gletscherhaube können wesentlich von diesen Werten abweichen. Am Piz Scerscen gibt es keine Messdaten im Permafrost. Allerdings befanden sich die Permafrost-Felstemperaturen in 10 Meter Tiefe schweizweit nahe ihren höchsten Rekordwerten (PERMOS).

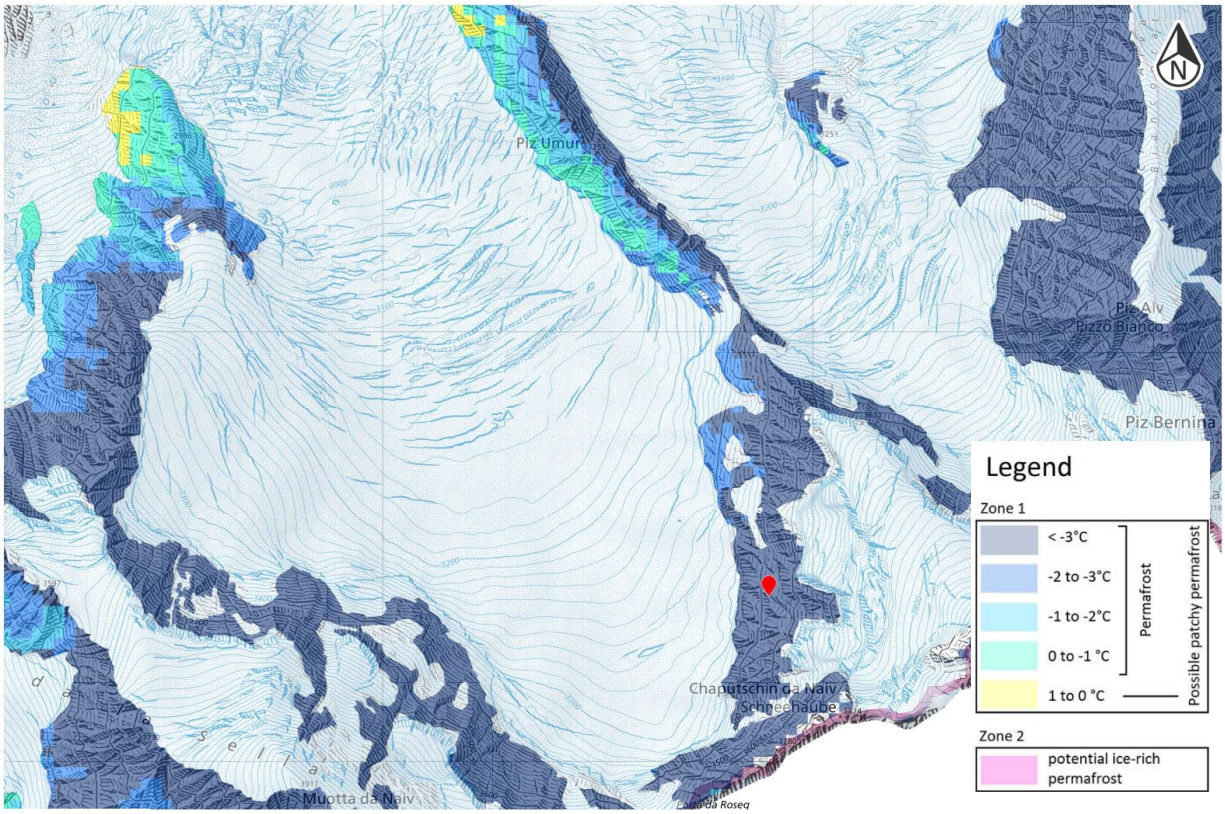


Abbildung 5: Ausschnitt aus der landesweiten Permafrost- und Bodeneiskarte des SLF (Kenner et al., 2019; Topographische Karte: swisstopo). Roter Punkt: Bergsturzanriss in der Westflanke des Piz Scerscen am 14.04.2024.

3 Bergsturz vom 14. April 2024

3.1 Vorhergegangene Sturzaktivität

Für die Analyse der vorhergegangenen Sturzaktivität wurden «Planet»-Satellitendaten verwendet. Bei Planet (https://www.planet.com) handelt es sich um eine Flotte von über 100 Miniatursatelliten (CubeSats), welche die Erde in einem sonnensynchronen Orbit umkreisen. Die Aufnahmen über der Bernina erfolgen jeweils zwischen 09:00 und 10:30 UTC. Durch die Grösse der Flotte gibt es 20 bis 25 Aufnahmen des Gebiets pro Monat. Dabei handelt es sich häufig um eine Abfolge mehrerer Tage, es treten jedoch auch Lücken von bis zu 4 Tagen auf. Die Aufnahmen haben eine räumliche Auflösung von 3 m × 3 m und eine radiometrische Auflösung von 16 bit.

Sturzaktivität und Veränderungen über die beobachtete Zeit können durch neue, auf dem Eis oder Schnee liegende Gesteinsmassen und Staubablagerungen visuell identifiziert werden (Abbildung 7). Die räumliche Ausdehnung dieser Vorstürze kann sehr genau abgeschätzt werden, während Aussagen über das Volumen der identifizierten Sturzaktivität nicht möglich sind.

Für diesen Bericht wurden systematisch alle Planet-Bilder seit Mai 2021 analysiert und die räumliche Ausdehnung aller erkennbaren Vorstürze kartiert. Eine verlässliche Aussage ist nur bei wolkenfreien Aufnahmen möglich. In den sechs Monaten vor dem Sturz vom 14. April 2024 (also zwischen dem 6. Oktober 2023 und dem 16. April 2024; total 131 Aufnahmen) waren 58% der Aufnahmen komplett wolkenfrei oder eine Analyse war trotz geringer Wolkenbedeckung möglich. Die längste Zeitperiode

mit Wolken, die eine Analyse aus den Planet-Bildern verhinderten, trat Mitte März auf (13.-17. März 2024). Die genaue Verteilung der Aufnahmen mit und ohne Sicht auf den Anrissbereich des Bergsturzes ist in Abbildung 6 dargestellt.

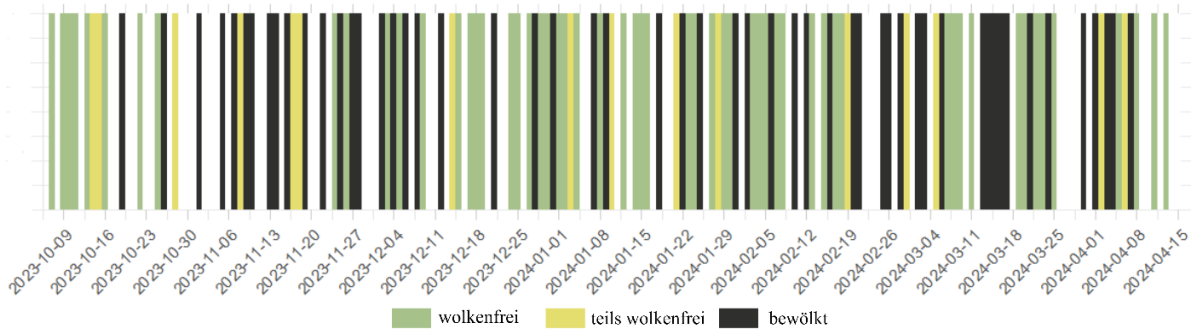


Abbildung 6: Übersicht über die vorhandenen Planet-Aufnahmen zwischen dem 6.10.2023 und dem 16.4.2024 sowie das Vorhandensein von Wolken, die eine Analyse verhinderten.

Neben den zwei grössten Ereignissen am 15. Oktober 2023 (Abbildung 8) und dem 14. April 2024 konnten fünf Zeitpunkte bzw. Perioden mit sichtbarer Aktivität aus den Planet-Aufnahmen identifiziert und die Ausmasse der Vorstürze kartiert werden (Abbildung 9). Die erste Vorsturzaktivität wurde im September 2021 entdeckt, die nächste Sturzaktivität wurde erst neun Monate später festgestellt. Die höchste Konzentration an Ereignissen gab es 2023 im Juni und Oktober. In den Wochen vor dem Hauptereignis wurde keine starke Vorsturzaktivität festgestellt, einzig in den sechs Tagen vor dem Sturz wurde eine geringe Vorsturzaktivität (Steinschlag) im nördlichen Bereich des späteren Anrisses festgestellt, aus dem auch der Vorsturz am 15. Oktober 2023 erfolgt war (Abbildung 9). Die Vorstürze befanden sich fast alle im nördlichen Teil und überlappen mit dem Anriss des Vorsturzes vom 15. Oktober 2023. Einzig der Vorsturz vom 5./6. Oktober 2024 trat im südlichen Teil des Anrissgebietes vom 14. April 2024 auf. Abgesehen vom Ereignis am 15. Oktober 2023 sind die Ablagerungen der Vorstürze maximal 500 m lang und drangen maximal auf eine Höhe von 3100 m ü. M. am Gletscher vor. Der Vorsturz am 15. Oktober 2023 kam am Gletscher über einen Kilometer weit bis zu einer Höhe von etwa 2900 m ü. M. und die Ablagerungen weiteten sich auf über 500 m Breite aus.

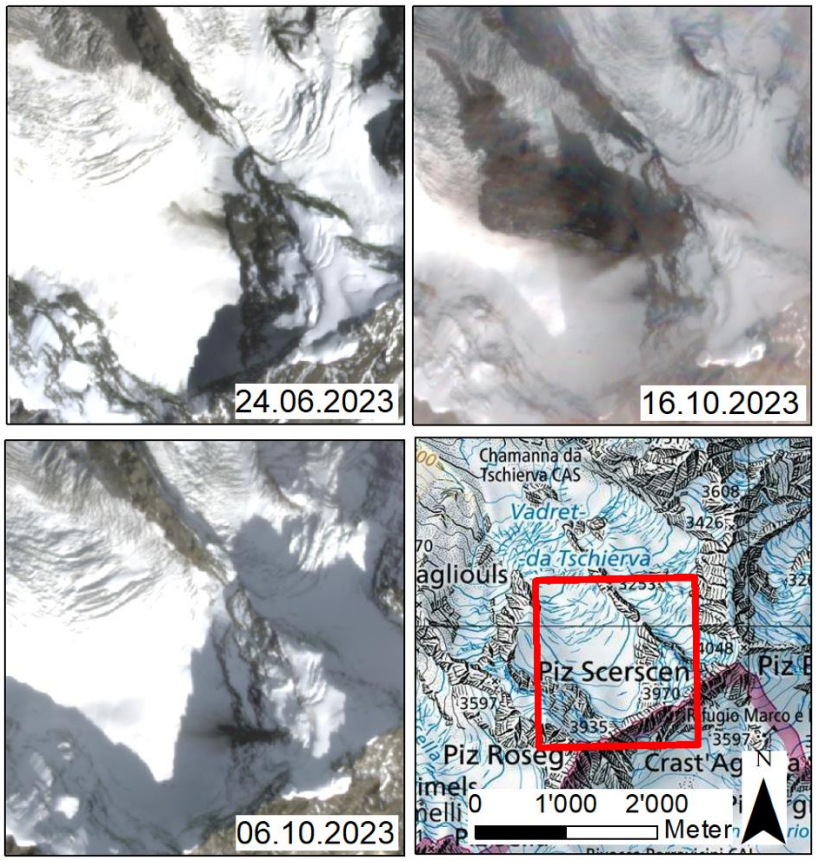


Abbildung 7: Auswahl von drei Vorsturzereignissen die auf den Planet-Aufnahmen identifiziert wurden (Images ©2023 Planet Labs PBC; Karte: swisstopo).



Abbildung 8: Felssturz vom 15.10.2023 am Piz Scerscen (Foto: Danielle Kaufmann).

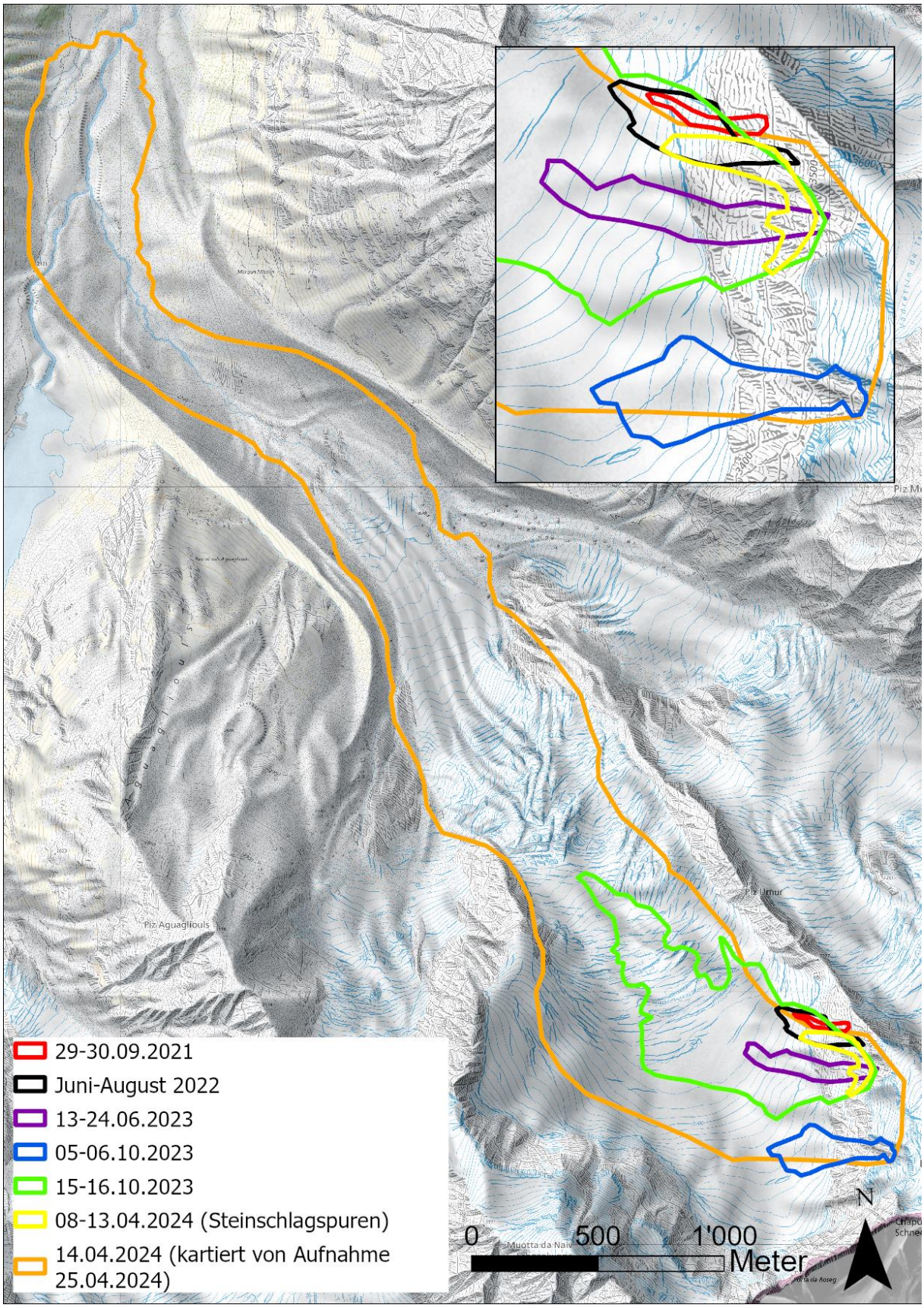


Abbildung 9: Übersicht der Felsstürze am Piz Scerscen ab Mai 2021 und Umriss des Bergsturzes vom 14.4.2024 (orange Linie), die auf Planet Satellitenbildern identifiziert und kartiert wurden (Karte: swisstopo).

3.2 Lufttemperatur und Schneehöhe

Die Lufttemperatur kann anhand der Messwerte der MeteoSchweiz-Station auf dem Piz Corvatsch abgeschätzt werden (Abbildung 10). Diese Datenreihe zeigt positive Temperaturen einige Tage vor dem Bergsturz sowie am Tag des Ereignisses. Leider sind die Schneehöhendaten an dieser Station lückenhaft. Die Messdaten der IMIS-Station Puoz Bass im Val Morteratsch (Abbildung 11) zeigen die Schneehöhe und die Neuschneemenge im Laufe des Winters 2023-2024. Diese Station liegt aber auf 2625 m, also deutlich tiefer als das Anrissgebiet. Am Tag des Bergsturzes lagen hier über 150 cm Schnee.

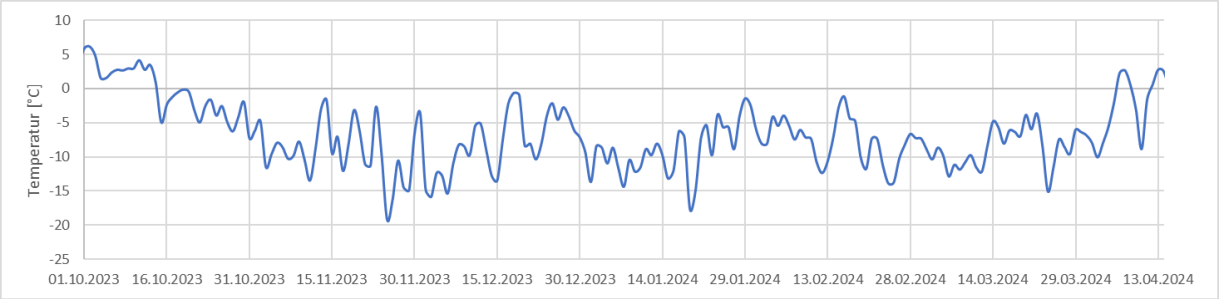


Abbildung 10: Tägliche Lufttemperaturen am Piz Corvatsch (3202 m ü. M) zwischen dem 01.10.2024 und dem 14.04.2024. Quelle: MeteoSchweiz

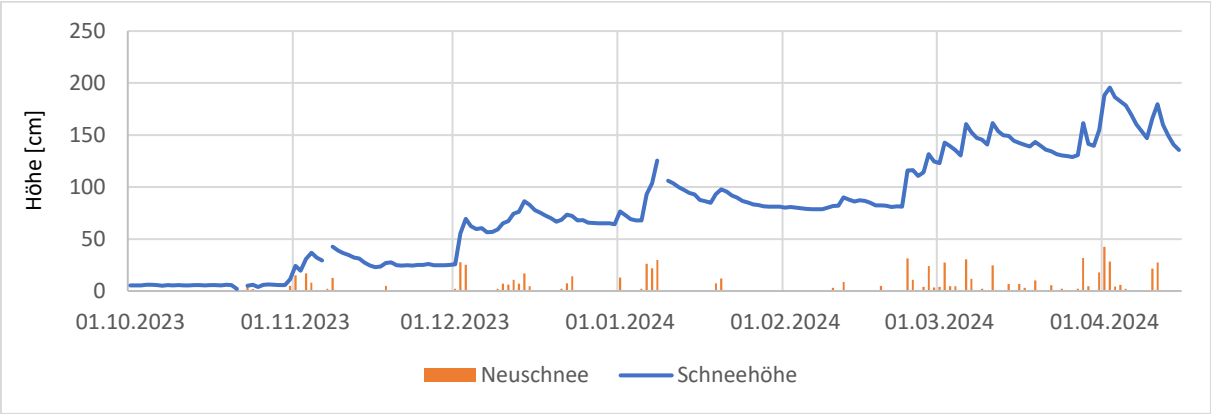


Abbildung 11: Stündlich gemessene Schneehöhen (blau) und Neuschneemengen (orange) an der IMIS-Station Puoz Bass (2625 m ü. M) zwischen dem 01.10.2024 und dem 15.04.2024.

3.3 Volumen

Die nachfolgenden Analysen der Sturzvolumens basiert auf den Drohnendaten von Geograscha und der Befliegung von swisstopo für das Anrissgebiet. Wir verwenden die Daten so, wie wir sie vom AWN und von swisstopo bekommen haben. Nach Angaben von Pascal Schär von Geograscha wurde das Gebiet während mehrerer Tage mit eine DJI Phantom 4 RTK Drohne beflogen. Die Befliegungen des Anrissgebiets fanden am 29./30. April 2024 statt, das Ablagerungsgebiet wurde teilweise bereits am 15. April aufgenommen und am 30. April fertig beflogen. Leider konnte mit der Drohne nicht der höchstgelegene Teil des Anrissgebietes erfasst werden. Deshalb bestehen bei der Abschätzung nach wie vor grössere Unsicherheiten. Weitere Unsicherheiten ergeben sich durch Vorstürze (Kapitel 3.1) und das Abschmelzen von Gletschereis.

«Rapid Mapping»-Flugaufnahmen durch die swisstopo erfolgten leider nicht, obwohl der Auftrag für die Aufnahmen noch am Tag des Sturzes beim BAFU beantragt wurde. Die Befliegung wurde schliesslich

als Ereignisdokumentation am 7. Juni 2024 von der swisstopo durchgeführt (Abbildung 12). Die Prozessierung der Daten nimmt aufgrund der grossen Datenmengen längere Zeit in Anspruch. Dank dem grossen Einsatz von swisstopo haben wir die Geländemodell-Daten des Anrissgebiets am 20. Juni erhalten und können sie deshalb noch für die Ereignisanalyse verwenden.

Als Referenzdaten vor dem Sturz verwenden wir das «swissSURFACE3D»-Modell der swisstopo (https://www.swisstopo.admin.ch/de/hoehenmodell-swisssurface3d), welche in der Region im Sommer 2020 mit LiDAR erfasst wurde. Wir leiten aus der LiDAR Punktwolke ein DTM (Digital Terrain Model) mit der Auflösung von 1 m ab, welches wir für die Differenzberechnungen verwenden.

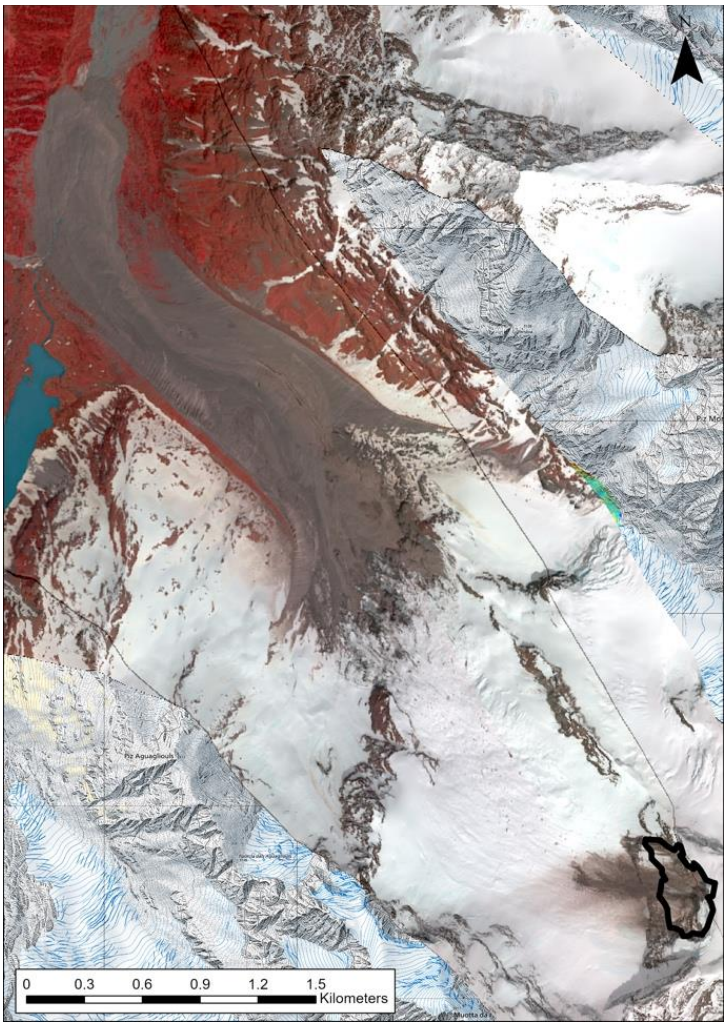


Abbildung 12: Falschfarbendarstellung der Bilddaten über dem Sturzgebiet der Befliegung von swisstopo am 07. Juni 2024.

Auf Basis der DTM-Differenz zwischen den Drohnendaten vom 29./30. April 2024 und dem swissSURFACE3D von 2020 (Abbildung 13) berechnen wir ein Abbruchvolumen von ca. 5.5 Millionen m^3. Da nicht das gesamte Abbruchgebiet im Südosten erfasst ist, aber auch zahlreiche Vorstürze und Eisschmelze stattgefunden haben, dürften sich Über- und Unterschätzung des Volumens zum Teil gegenseitig aufheben. Im eingezeichneten Anrissgebiet (Abbildung 13), welches auch für die RAMMS-Simulationen verwendet wurde (vergl. Kapitel 0), lag die durchschnittliche Höhendifferenz bei 56 m.

Auf Basis der Daten der Befliegung von swisstopo vom 7. Juni 2024 berechnen wir ein Bergsturzvolumen von ca. 5.9 Millionen m^3. In diesem Datensatz ist das gesamte Anrissgebiet enthalten (Abbildung 13). Allerdings haben sich zwischen dem Ereignis am 14. April und der Befliegung am 7. Juni noch einige kleine Nachstürze ereignet, welche auch von der SLF-Kamera, die am 28. Mai installiert wurde, erfasst

werden konnten. Die Ablagerungen am Fuss des Anrissgebietes (Abbildung 13) zwischen dem 8. Mai und dem 7. Juni belegen dies ebenfalls.

Somit dürfte das am 14. April abgestürzte Volumen ungefähr zwischen 5.5 und 5.8 Millionen m^3 liegen. Da am 15. Oktober 2023 noch ein grösserer Vorsturz stattgefunden hat, welcher ungefähr 500'000 m^3 betragen hat, liegt die Bergsturzmasse wohl eher näher bei 5.5 als bei 5.8 Millionen m^3. Damit ist es wohl das grösste Ereignis in der Schweiz seit dem Bergsturz von Randa, bei dem zwischen dem 18. April und dem 9. Mai 1991 über 30 Millionen m^3 Gestein abgestürzt sind.

Auch das Gesamtvolumen der Ablagerungen der Felsstürze am Piz Umur (Abbildung 13, Nordwesten), welche mehrheitlich im Februar 2023 stattgefunden haben, kann aus diesen Daten bestimmt werden und beträgt 516'000 m^3.

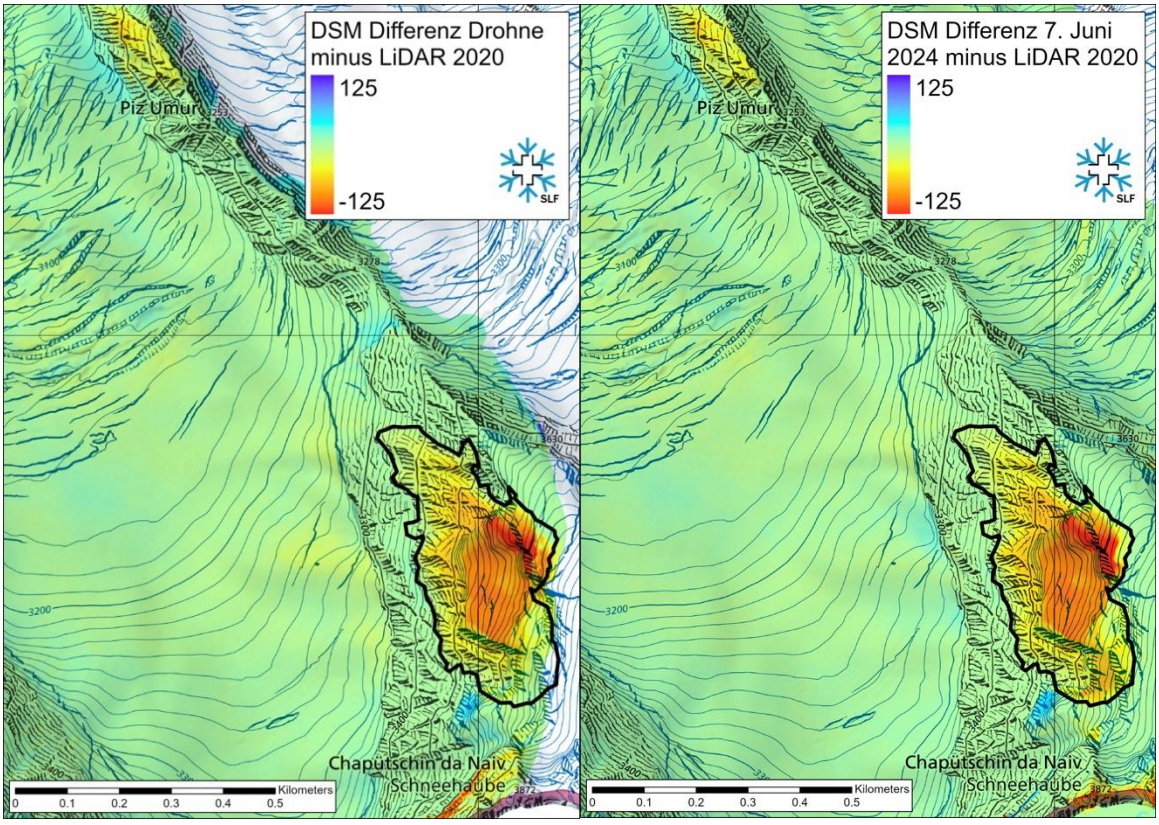


Abbildung 13: Differenz der Geländemodelle vor (2020) und nach dem Bergsturz (links Drohnendaten vom 8. Mai 2024, rechts swisstopo Befliegung vom 7. Juni 2024). Deutlich sichtbar ist das Anrissgebiet des Hauptsturzes aber auch das Abbruchgebiet der Felsstürze von Februar 2023 am Piz Umur.

Die folgende Analyse der Sturzbahn basiert auf den Drohnen-Daten von Geograscha. Im mittleren Bereich der Sturzbahn (Polygon in der Mitte von Abbildung 14) hat der Bergsturz durchschnittlich 13.5 m Eis erodiert. Dies ergibt ein Volumen von 5.1 Millionen m^3. Da aber in den vier Jahren zwischen dem letzten LiDAR-Flug von swisstopo und dem Bergsturz einiges an Eis in diesem Bereich abgeschmolzen ist, dürfte das tatsächlich erodierte Volumen wohl deutlich tiefer liegen. Die Gletscherzunge auf gleicher Höhe nordöstlich des erodierten Eises hat in den vier Jahren durchschnittlich 7.3 m an Höhe verloren. Zieht man dies ab, wären noch durchschnittlich 6.2 m Eis erodiert worden, was einem Volumen von 2.3 Millionen m^3 entspricht.

Im Ablagerungsgebiet zwischen den Gletschermoränen (Polygon im Nordwesten von Abbildung 14, kartiert basierend auf dem Orthofoto) ist die Ablagerung durchschnittlich 6.75 m hoch. Dies ergibt ein Ablagerungsvolumen von 7.3 Millionen m^3. Neben der aufgelockerten Felsmasse und dem Gletschereis besteht das Ablagerungsvolumen auch aus der mitgerissenen Schneedecke, welche zum Zeitpunkt

des Sturzes ca. 2 bis 3 m mächtig war. Als grobe Abschätzung verwenden wir die gesamte, vom Sturz bestrichene Fläche (2.287 Mio. m^2) und multipliziert mit 2.5 m durchschnittliche Schneehöhe, was ein Schneevolumen von ca. 4.5 Mio. m^3 ergibt.

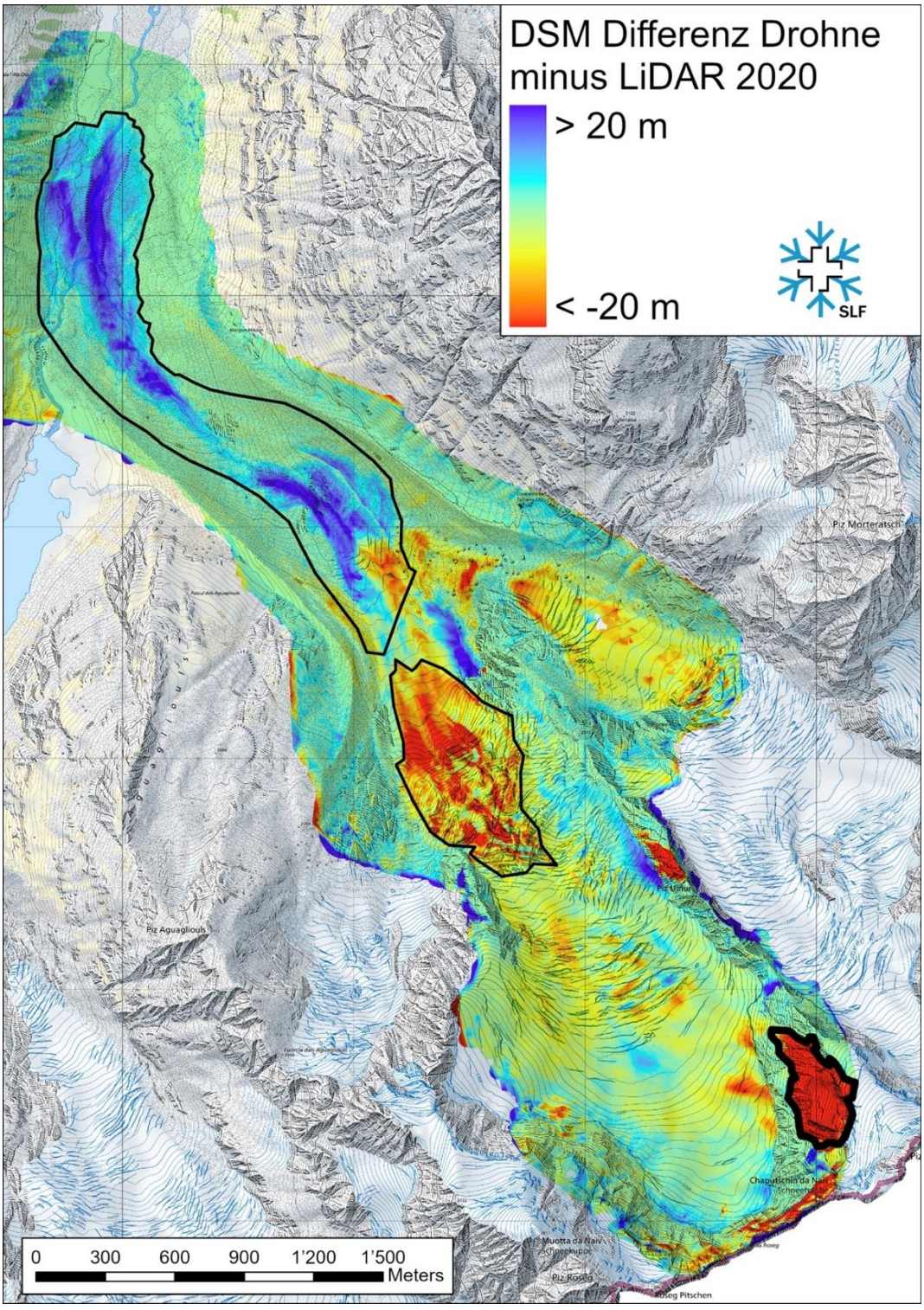


Abbildung 14: Übersicht über den gesamten Sturzbereich mit dem Anriss- (Polygon im Südosten), Erosions- (Polygon in der Mitte) und Ablagerungsgebiet (Polygon im Nordwesten) des Bergsturzes vom 14. April 2024 am Piz Scerscen. Auf dem Gletscher unterhalb des Anrissgebietes wurde der ursprüngliche Höhenverlust durch die Erosion von Gletschereis durch anhaltende Ablagerungen von Sturzmaterial in den eineinhalb Monaten zwischen den Datenerhebungen überkompensiert. (Wechsel von Rot = Erosion zu Blau = Ablagerung).

Insgesamt kommen wir auf folgende Volumen:

Ausbruch Fels: 3.5 Mio. m^3
Ausbruch Eis: 2.0 Mio m^3
Ausbruch total: 5.5 Mio m^3

Erosion Gletschereis: 2.3 Mio m^3 (Dichte ca. 900 kg/m^3)
Erosion Schneedecke: 4.5 Mio m^3 (Dichte ca. 350 kg/m^3)

3.4 RAMMS-Modellierung des Auslaufs und der Ablagerung des Bergsturzes

Aufgrund der verzögerten Beschaffung von Luftbildern beruhen die folgenden Modellierungsergebnisse auf Schätzungen bzw. unvollständigen Messungen der beim Bergsturz beteiligten Fels-, Eis- und Schneemengen. Weitere Details zu den Modellierungen können in Bartelt (2024) gefunden werden.

Das Ereignis am 14. April 2024 wurde mithilfe des Moduls RAMMS::Rock/Ice modelliert. Die Simulation basiert auf den swissSURFACE3D Punktwolken von swisstopo aus dem Jahr 2020 und wurde auf einem 10 m × 10 m Gitter berechnet. Für das Anrissgebiet wurden die Drohnendaten von Geogrischa verwendet (mittlere Meereshöhe: 3550 m, mittlerer Hangneigungswinkel: 50°, geneigte Fläche: 173'000 m^2). Eine mittlere Bruchhöhe von 32 m wurde festgelegt, um ein Ausgangsvolumen von 5.5 Millionen m^3 zu erhalten. Diese 5.5 Millionen m^3 (11.5 Mt) setzten sich für die Simulation aus 75 Vol.-% Fels und 25 Vol.-% Gletschereis zusammen. Für die Schneehöhen wurden die Daten der nächsten IMIS-Station (Puoz Bass, 2625 m ü. M.) für die Höhe und Hangneigung bereinigt (Temperaturgradient $\frac{dT}{dz} = \frac{0.5\ °C}{100\ m}$ und Schneehöhengradient $\frac{dh}{dz} = \frac{5\ cm}{100\ m}$), um eine dreidimensionale Anordnung der Schneedecke zu erhalten. Die Lufttemperatur lag gemäss Messungen bei 2 °C.

Die modellierte Sturzmasse enthielt anfänglich kein Wasser. Die Fels-/Eislawine erodierte die Schneedecke, einen Teil des Gletschereises und Material auf der orographisch rechten Moräne des Vadrets da Tschierva. Die Reibungsparameter, die angewendet wurden, sind in Tabelle 2 aufgeführt. In der steilen Gletscherpartie wurde eine 15 m tiefe Erosionszone spezifiziert und die erfasste Masse wurde als vollständig trocken simuliert. Aufgrund der Daten von Geogrischa (die nicht den gesamten Teil des Bergsturzes abdecken und einige Artefakte und Fehler beinhalten) wurde das Volumen der Ablagerung auf 10 Millionen m^3 (26 Mt) geschätzt, wobei sich mindesten 2 Millionen m^3 davon ausserhalb des Hauptablagerungsgebiets befinden (zum Beispiel in der Nähe des Anrissgebiets).

Tabelle 2: In der Simulation verwendete Reibungsparameter. Die Werte in grün sind unsere Standardparameter für Fels-/Eis-/Schneelawinen. Die blauen Werte sind Parameter für Felsstürze auf einer mächtigen, dichten Schneedecke.

Komponente	μ_0	ξ_0 [m/s²]	Kohäsion [Pa]
Fels	0.32 (von 0.55)	1000 (von 500)	200
Eis	0.32	1000	100
Schnee	0.32	2000	50

Die Geschwindigkeiten der Massenbewegung ist in Abbildung 15 dargestellt. Die mächtige Schneedecke reduzierte die mechanische Rauigkeit der Basalfläche und diente als Quelle für Schmelzwasser. Reibungsschmelze des erfassten Schnees erzeugte 5.8 Mt Wasser, was zu einer endgültigen modellierten Wassersättigung der Ablagerungen von 30 Vol.-% (etwa 50 % Sättigung) führte. Es blieben jedoch

erhebliche Mengen an Eis (25 Vol.-%) und Schnee (15 Vol.-%) in den simulierten Ablagerungen liegen. Die genaue Zusammensetzung innerhalb der Ablagerung variiert stark. Die Erfassung der Schneemasse trug zu mehr Masse in der Staubwolke und einen stärkeren Luftstoss bei. Die simulierten Luftstossdrücke waren in den oberen Streckenbereichen (unterhalb des Anrissgebiets) signifikant (Abbildung 16, Abbildung 17), aber ausserhalb der Moränenwände relativ gering (<1 kPa).

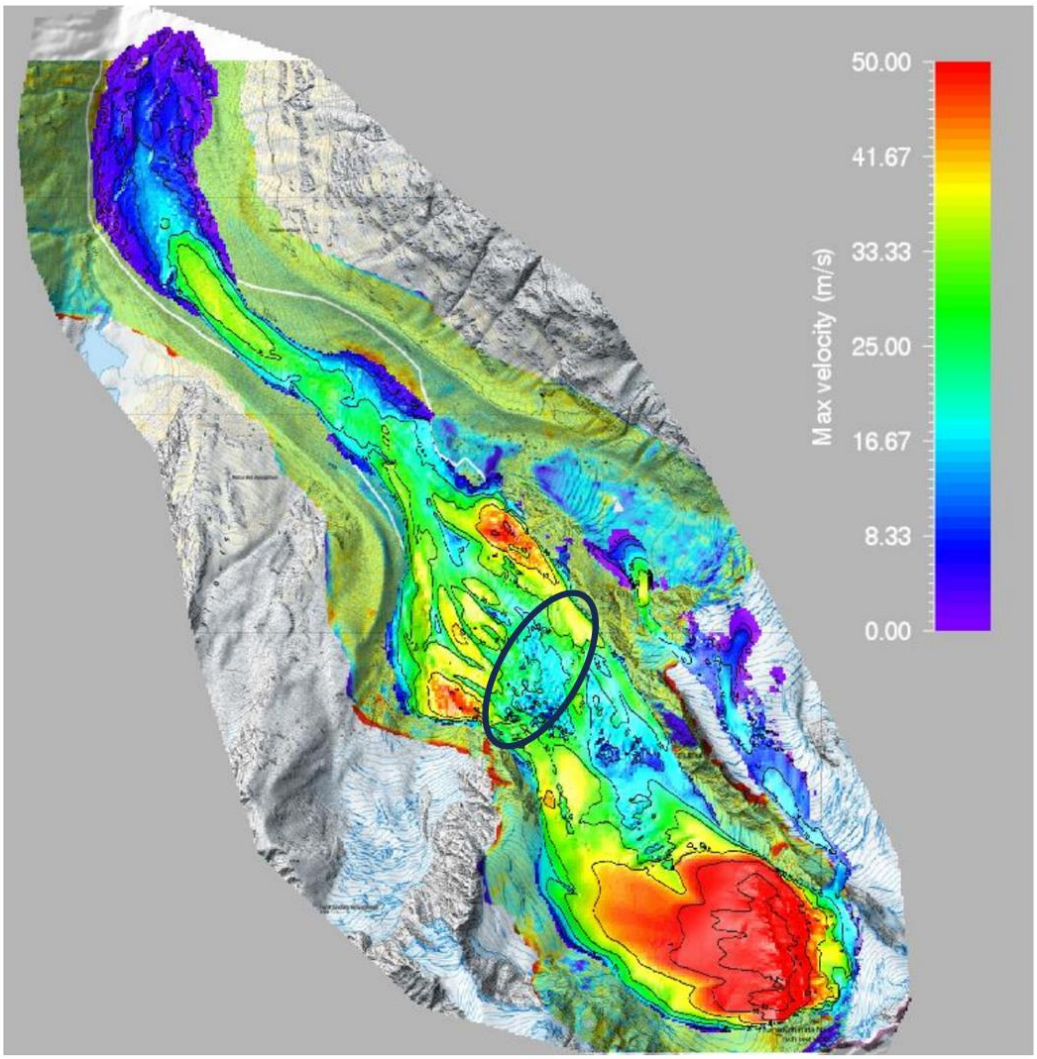


Abbildung 15: Berechnete maximale Geschwindigkeiten für das Ereignis vom 14. April 2024. Unmittelbar nach der Auslösung erreichten die Geschwindigkeiten 70 m/s, schwächten sich aber schnell ab. Spitzengeschwindigkeiten von 50 m/s wurden für den unteren Hang in der Nähe des Eisfalls (schwarze Ellipse) simuliert.

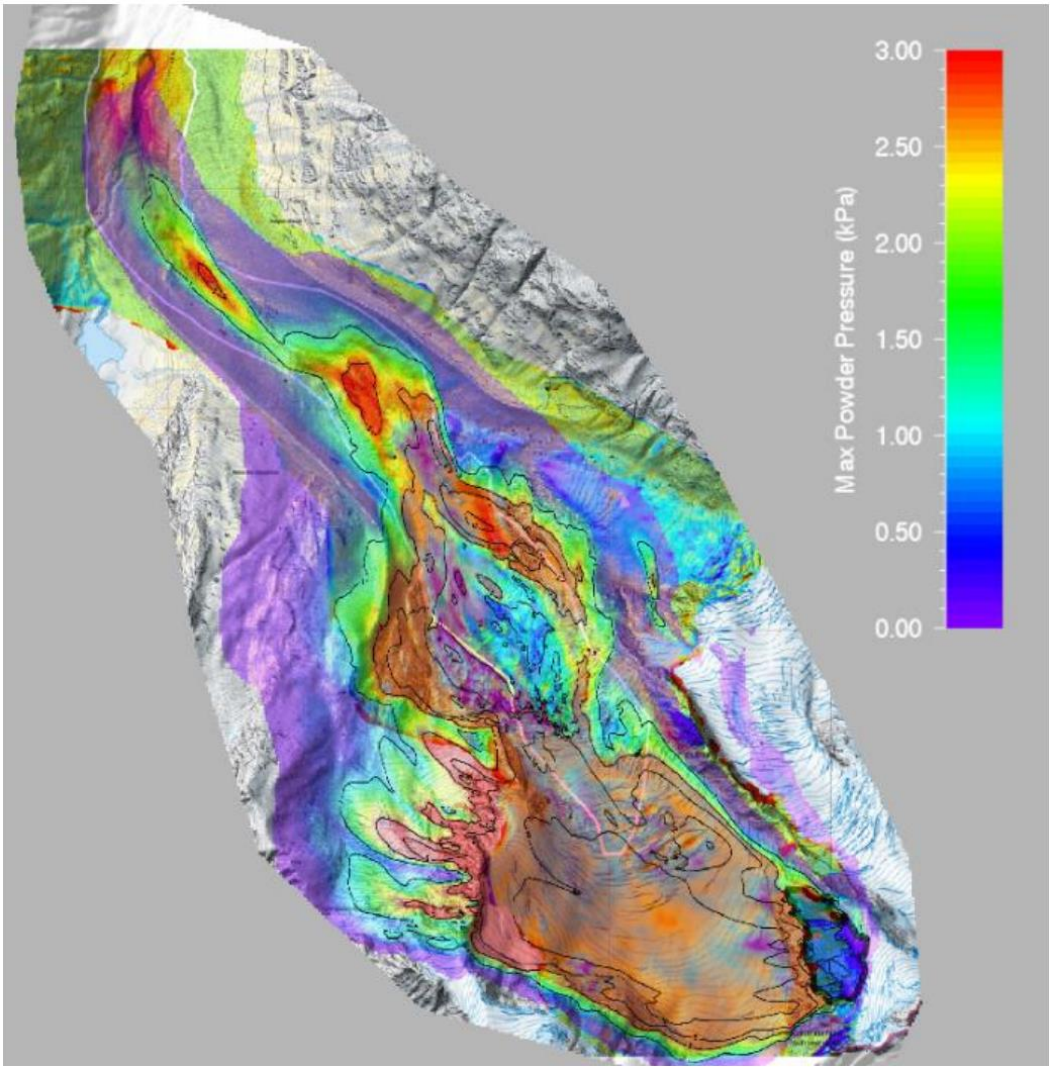


Abbildung 16: Berechnete Drücke in der Staubwolke.

Der modellierte Bergsturz bewegte sich nach der Passage des Eisfalls direkt auf den Wanderweg zu (t = 130 s, Abbildung 17). Das Material stieg dann die orographisch rechte Moränenwand hinauf (Abbildung 18), wobei die Staubwolke den First der Moräne erreichte (t = 150 s). Die Hauptfliessrichtung der simulierten Masse war anschliessend parallel zur Moräne (t = 170 s). Zu diesem Zeitpunkt befand sich der Wanderweg im Lee hinter der Moräne und der Staub begann sich zu setzen (t = 190 s).

Weitere Ergebnisse und Modellierungen von ähnlichen Szenarien können im Bericht von Bartelt (2024) gefunden werden.

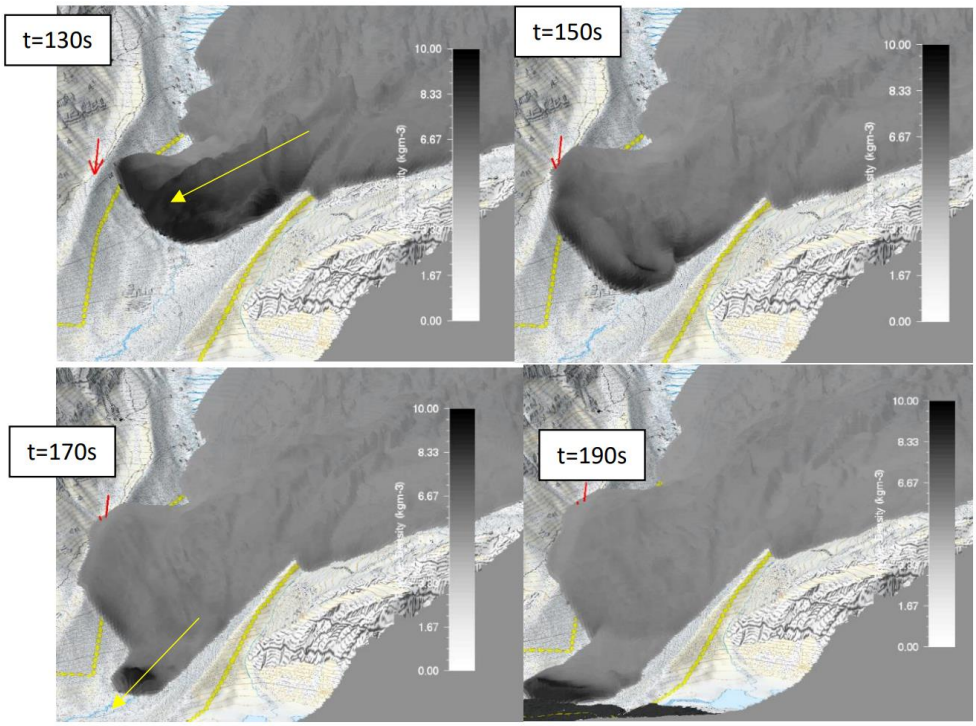


Abbildung 17: Sequenz von Simulationsergebnissen, die die Ankunft der Staubwolke am Wanderweg auf der orographisch rechten Moräne des Vadrets da Tschierva zeigen. Dunklere Farben stehen für höhere Staubkonzentrationen.

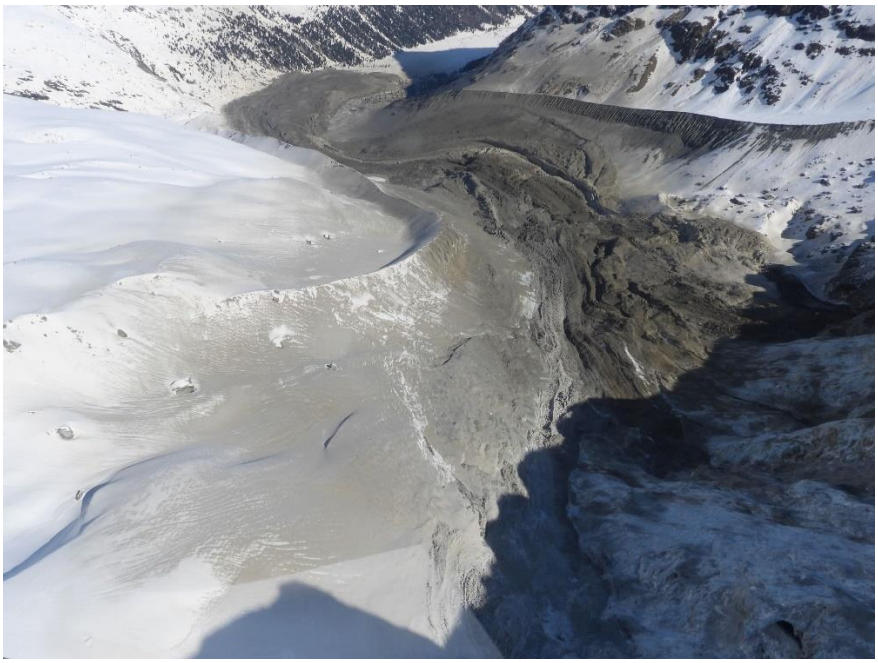


Abbildung 18: Ablagerung von Material, das an der Moränenwand hinaufgestiegen ist (Foto: D. Hunziker, 14.04.2024).

Die Simulationsergebnisse zeigen, dass die mächtige Schneedecke eine wichtige Rolle für die Reichweite des Ereignisses spielte. Die Resultate der Simulation ohne Schneebedeckung (Abbildung 19) zeigen eine erhebliche Verkürzung des Auslaufs. Bei diesem Szenario verbleibt ein erheblicher Teil der Ausgangsmasse auf dem oberen Gletscher. Hier sind die Staubdrücke gross. Ein Teil der freigesetzten Masse durchfliesst die Eiswand, kommt aber unterhalb des Gletschers zur Ruhe. Dieses Ergebnis ist auf die physikalische Annahme zurückzuführen, dass feinkörnige Schneemassen leichter zu schmelzen sind

als grosse Eisblöcke, da feinkörnige Partikel eine grössere Oberfläche aufweisen. Daher gehen wir von einem höheren Wärmetransfer vom Gestein zum Eis aus.

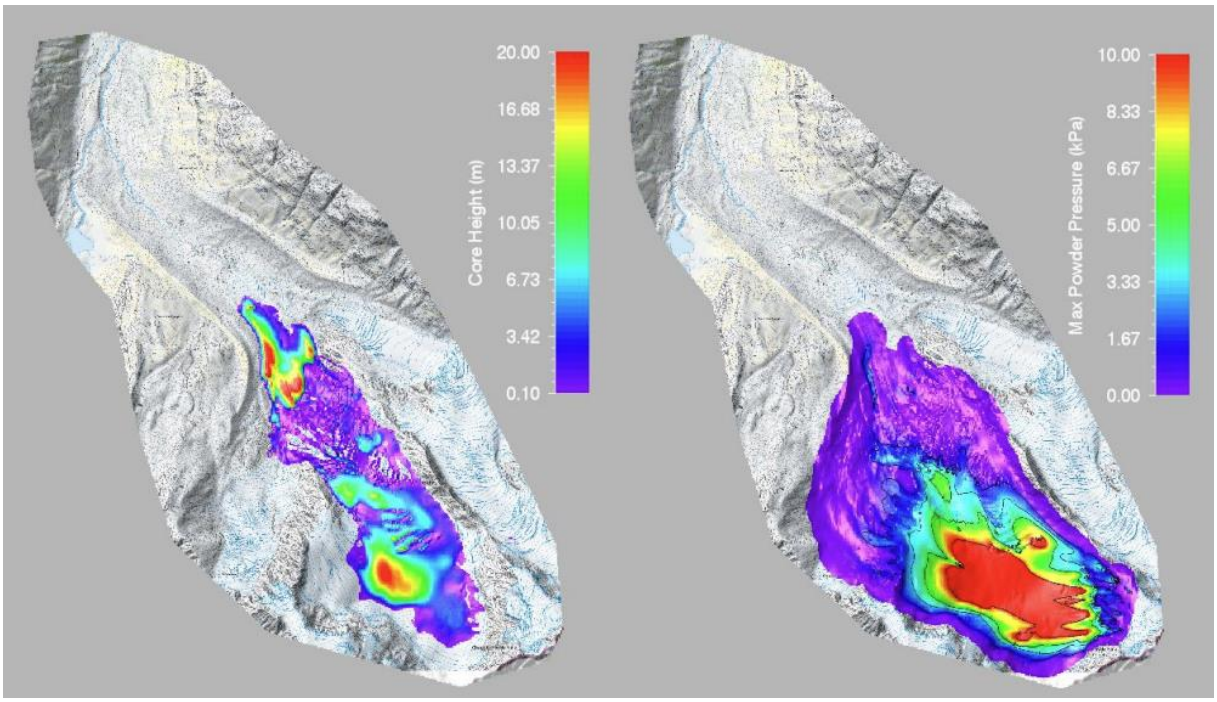


Abbildung 19: Simulationsergebnisse ohne Schneedecke (links: berechnete Ablagerungshöhe, rechts: maximaler Staubdruck).

3.5 Seismologie

Das Ereignis am 14. April 2024 wurde auf Seismometern der gesamten Schweiz mit einer Lokalmagnitude von 2.5 detektiert[1]. Im Folgenden werden die seismischen Signale des Bergsturzes beschrieben. Ausserdem wurden die seismischen Aufzeichnungen des Schweizerischen Erdbebendienstes SED zwei Wochen vor und eine Woche nach dem Ereignis im Hinblick auf Vorläufersignale und Nachbeben untersucht.

Der Bergsturz hat ein Breitbandsignal auf Seismometern im Abstand von hunderten Kilometern hinterlassen (Abbildung 20, Tabelle 3). Dies beinhaltet hochfrequente Signale von über einem Hertz und tieffrequente Signale unterhalb von 0.1 Hz. Letztere werden erzeugt, wenn Felsmassen über längere Zeit (>10 s) beschleunigen und ihre Bewegungsrichtung ändern (Ekström and Stark, 2013). Das hochfrequente Signal entsteht, wenn einzelne Partikel (Steine, Felsblöcke) mit der Erdoberfläche kollidieren (Tsai et al., 2012).

Tabelle 3: Verwendete seismische Stationen sowie deren Typen und Distanzen zum Piz Scerscen. Ausser Station VLG01 (WSL-Observatorium am Val Greva) sind alle Stationen Teil des CH-Netzwerkes[2] des Schweizerischen Erdbebendienstes.

Stationsname	Distanz zu Piz Scerscen (km)	Typ
SCEL	15	Beschleunigung
VLG01	23	Kurzperiodisch
VDL	36	Breitband
FUORN	39	Breitband
DAVOX	45	Breitband

[1] http://www.seismo.ethz.ch/en/earthquakes/switzerland/massmovements/
[2] https://doi.org/10.12686/SED/NETWORKS/CH

MUGIO	83	Breitband
FIESA	137	Breitband
DAGMA	172	Breitband
WIMIS	177	Breitband
SLE	187	Breitband
BRANT	268	Breitband

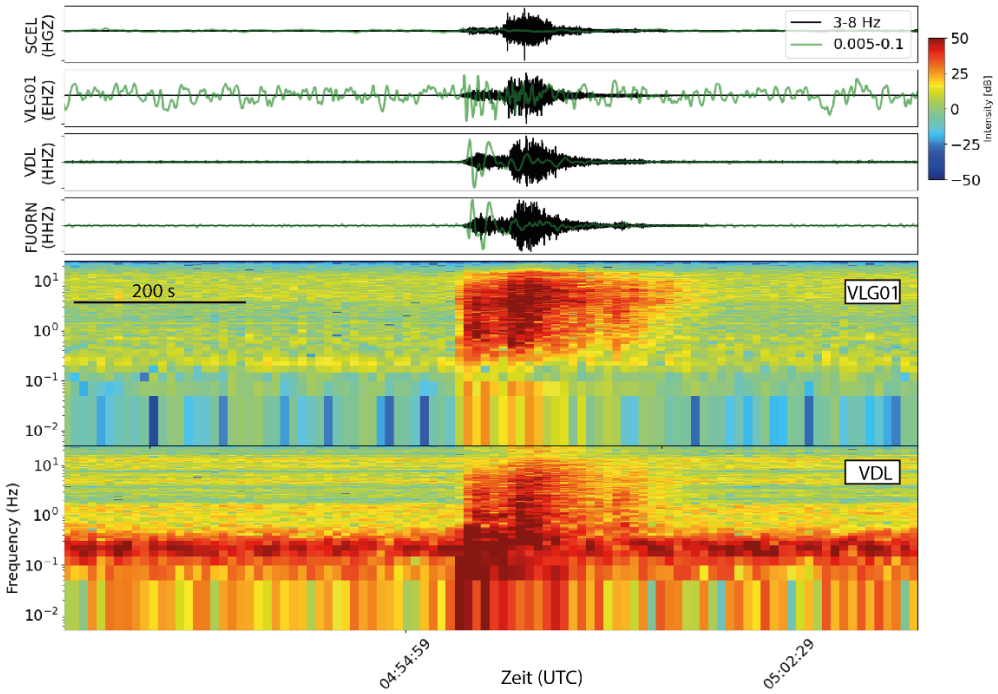


Abbildung 20: Seismogramme und Spektrogramme des Piz Scerscen-Bergsturzes am 14.04.2024. SCEL ist ein Beschleunigungssensor und VLG01 ist ein 1 Hz Sensor. Die anderen beiden Stationen beinhalten Breitbandsensoren.

Anhand der tief- und hochfrequenten seismischen Signale lassen sich Rückschlüsse auf die Dynamik eines Bergsturzes ziehen. Hierzu ist eine Inversion der tieffrequenten Signale nötig, welche die auf die Erdoberfläche wirkenden Kräfte und somit den linearen Impuls der Bergsturzmasse bestimmt. Bei Ereignissen wie am Piz Scerscen ist diese Inversion tendenziell instabil, da die Bergsturzmassen mehrere Richtungsänderungen und Beschleunigungsphasen erfahren haben.

Für den vorliegenden Bericht werden die tieffrequenten Signale nur qualitativ interpretiert. Dabei wird davon ausgegangen, dass sich die einzelnen tieffrequenten Phasen des Breitbandseismometers VDL ähnlich wie die Kräfte, welche die Bergsturzmasse auf die Erde ausübt, verhalten. Dies ist jedoch nur indikativ, da aus Erfahrung die seismischen Amplituden nicht mit den invertierten Kräften übereinstimmen. Eine qualitative Interpretation ist dennoch hilfreich, um Vermutungen zu den unterschiedlichen Lokalmagnituden und den ähnlichen Oberflächenwellen-Magnituden aufzustellen.

Das Ereignis zeigt ein initiales, vertikal nach oben gerichtetes, tieffrequentes Signal (Abbildung 21). Dies ist typisch für Bergstürze, da die Masse beim Abbruch nach unten fällt und die elastische Antwort der Erdoberfläche nach oben gerichtet ist. Anschliessend bewegt sich die Masse am Piz Scerscen durch unterschiedliche Kurven, was sich auf der HHE-Komponente bemerkbar macht. Interessanterweise ist der Nord-Ausschlag (HHN-Komponente) bei Kurve 2 zeitlich versetzt im Vergleich zur HHE-Komponente. Der Nordausschlag hängt wahrscheinlich mit Reibung zusammen, während der Ostausschlag durch die Kollision mit der Moräne erklärbar ist.

Das Ereignis zeigt zwei Phasen von erhöhten hochfrequenten Signalen. Das Signal ist aufgrund von nicht-stationärem Hintergrundrauschen nur ungenau bestimmbar. Das hochfrequente Signal steigt nach etwa der Hälfte des Seismogramms plötzlich auf die doppelte bis dreifache Amplitude an. Dieser Anstieg lässt sich auch mit dem Durchlaufen des steilen Geländeabschnittes im Eisfall des Gletschers und anschliessender Kollision mit der Moräne erklären. Beim Überqueren des Gletschers wurden zudem 2 Millionen m^3 Eis erodiert, was die Partikelkollisionen mit der Erde und damit die hochfrequenten Signale verstärkt.

Eine zentrale Frage ist, warum zum Beispiel der Piz Cengalo-Bergsturz vom 23. August 2017 mit signifikant weniger Masse und kürzerer Auslaufdistanz stärkere hochfrequente Signale und damit eine höhere Lokalmagnitude erzeugte als der Piz Scerscen-Bergsturz. Laut den Skalierungen von Dammeier et al. (2011, Tabelle 5) müsste es umgekehrt sein, da die Signallänge und -stärke am besten mit Volumen respektive Auslaufdistanz korreliert. Eine potenzielle Erklärung ist, dass eine relative dicke Schneedecke die Signale des Piz Scerscen-Ereignisses gedämpft hat. Dies scheint jedoch nur einer von verschiedenen Effekten zu sein, da die Eiserosion und Beschleunigung der Masse über den Eisfall zu einer erheblichen Verstärkung der hochfrequenten Signale geführt hat. Ausserdem ist es schwer vorstellbar, dass Schnee einen erheblichen Einfluss auf die Signalerzeugung hatte, wenn zwei Millionen Kubikmeter Gletscher erodiert wurden. Eine andere Erklärung könnte sein, dass die Neigung der Felsbasis des Piz Scerscen Abbruch zu einer geringeren Initialbeschleunigung geführt haben dürfte im Vergleich zu einem freien Fall. Dadurch erlangte die Masse weniger Geschwindigkeit beim Piz Scerscen-Ereignis und Partikelkollisionen hatten einen geringeren Impulsaustausch mit der Erdoberfläche. Die tieffrequenten Signale und somit die Oberflächenwellen-Magnitude charakterisieren am ehesten diese dynamischen Eigenschaften der Ereignisse. Es existiert eine Korrelation zwischen Oberflächenwellen-Magnitude und maximaler Kraft (Ekström und Stark, 2012), die zum Beispiel bei Kollisionen der Bergsturzmasse mit Topografie generiert wird. Allerdings gibt es um diese Korrelation eine erhebliche Streuung, insbesondere bei relativ niedrigen Oberflächenwellen-Magnituden, was erklärt, warum die Ereignisse vom Piz Scerscen und vom Piz Cengalo vergleichbare Werte haben.

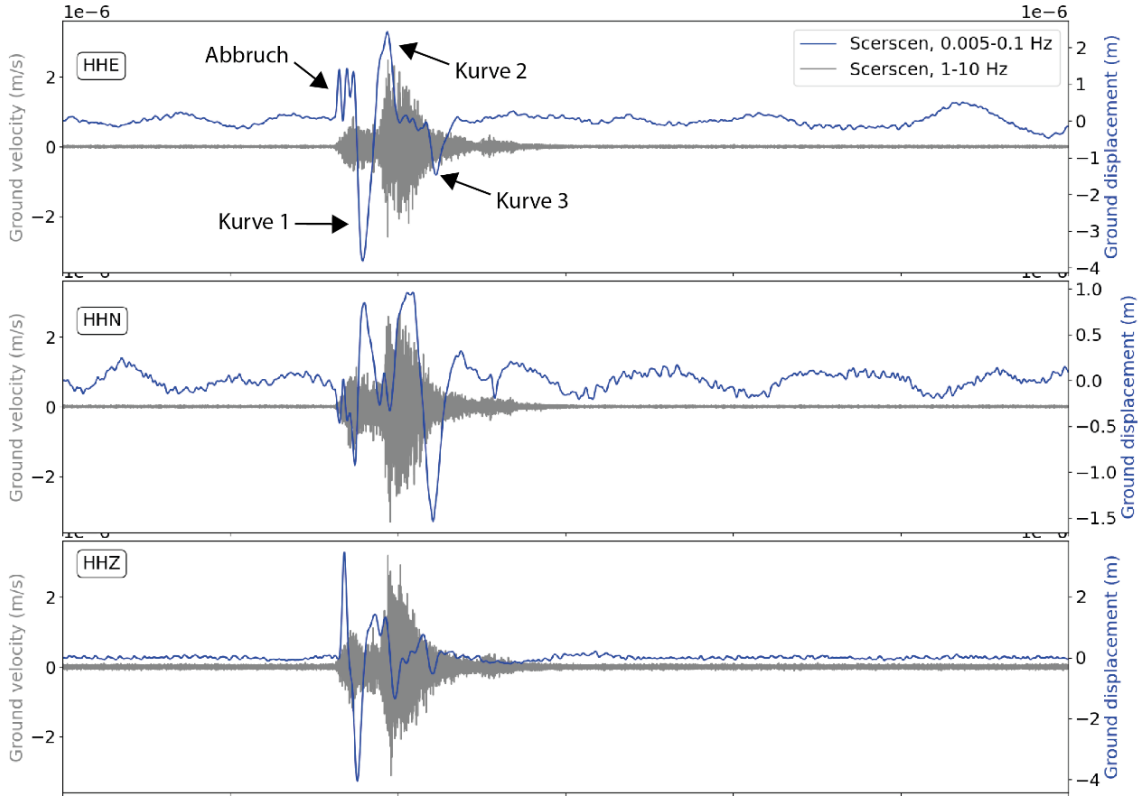


Abbildung 21: Seismische Signale des Piz Scerscen-Bergsturzes.

Um zu klären, ob sich der Piz Scerscen-Bergsturz in irgendeiner Weise angekündigt oder Folgeereignisse hervorgerufen hat, wurden die seismischen Signale näher gelegener Stationen vom 31. März bis 22. April durchsucht. Dieses Zeitfenster könnte Erdbeben, die die Stabilität am Piz Scerscen beeinflusst haben, oder kleinere Abbrüche beinhalten. Für das Durchsuchen wurden 6-Stunden lange Zeitreihen der Stationen SCEL, VLG01, VDL und FUORN (vertikale Komponenten) in hohen und tieferen Frequenzen geplottet (Abbildung 22). Ausserdem wurden für VLG01 und VDL die Spektrogramme berechnet. Dies liess eine Signalsuche mit folgenden Kriterien zu:

1. Hochfrequente Signale, die auf mehreren Stationen sichtbar sind, tendenziell an den näher gelegenen Station SCEL und VLG01.
2. Signale, die keine langanhaltende tieffrequente Coda enthalten, wie sie für teleseismische Erdbeben typisch ist.
3. Hochfrequente Signale, die stark genug sind, dass sie in 500-Sekunden langen Zeitfenstern eine spektrale Signatur hinterlassen.
4. Hochfrequente Signale, deren Ankunftszeiten einer Quellregion nahe Piz Scerscen entsprechen.

Die meisten Signale, die auf diese Weise identifiziert wurden, waren Erdbeben in Süditalien, wie über die Internetseite https://www.seismicportal.eu verifiziert werden konnte[3]. Eine Häufung dieser Erdbeben zum Ereignis hin liess sich nicht feststellen. Nur zwei Ereignisse (6. und 21. April 2024) könnten mit Massenbewegungen in der Nähe des Piz Scerscen erklärt werden. Ca. eine halbe Stunde vor dem Bergsturz ist ausserdem ein schwaches Signal gegen 04:31 UTC sichtbar. Eventuell ist dies ein kleinerer Abbruch. Ein Moveout ist jedoch nicht eindeutig bestimmbar. Da eine genaue Lokalisierung dieser schwachen Ereignisse nicht verfügbar ist, ist deren Ursprung spekulativ. Als Kontrolle wurden diese Kriterien auch auf Tage im Oktober 2023 angewendet. Dabei liess sich der Abbruch (ca. 500'000 m^3) vom 15. Oktober 2023 eindeutig identifizieren (Abbildung 22 und Abbildung 23; persönliche Korrespondenz mit

[3] Dieser Erdbebenkatalog ist komplett für die Schweiz und Italien.

SLF). Dieses Ereignis war auch vom SED detektiert worden[4]. Hinweise auf Vorläufersignale, die den 2024 Bergsturz über einen Zeitraum von Stunden bis Tagen angekündigt haben, gibt es demnach nicht.

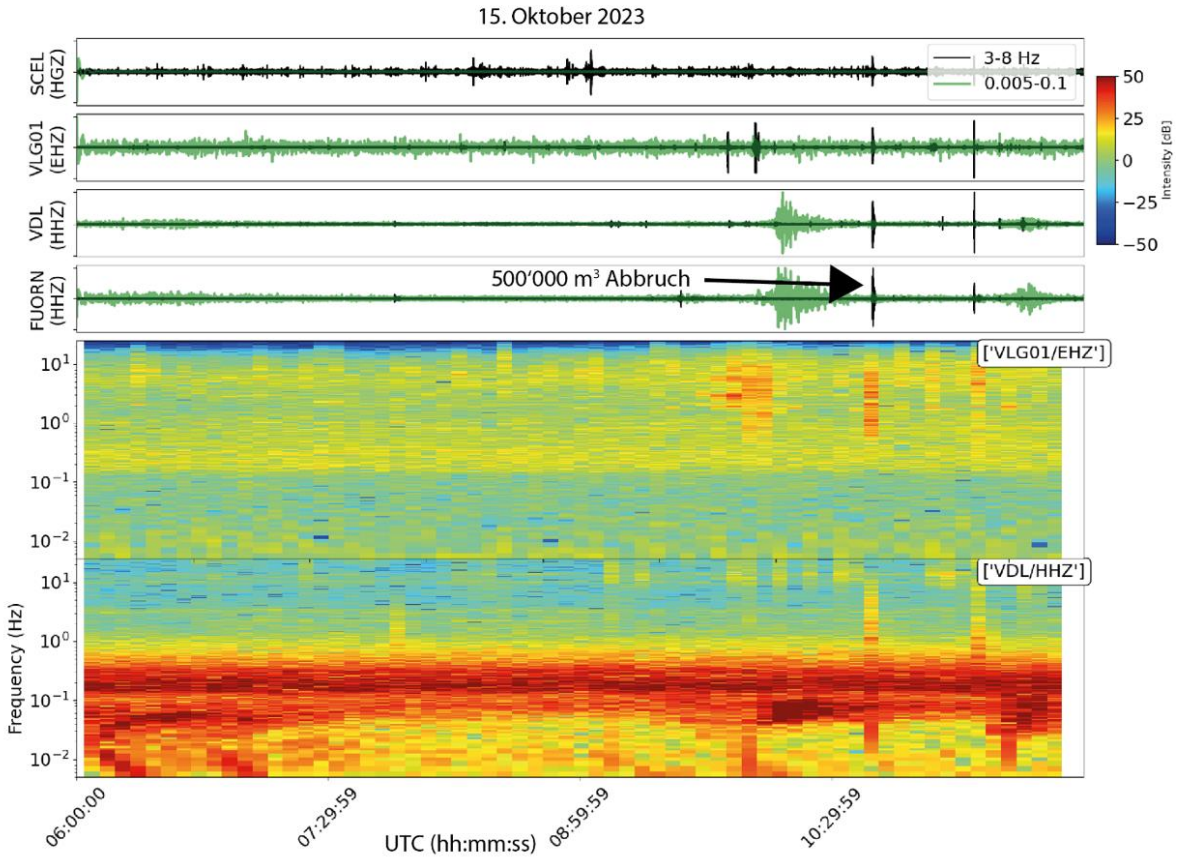


Abbildung 22: 6-Stunden Zeitfenster der seismischen Daten (Beispiel für Katalogsuche).

[4] http://www.seismo.ethz.ch/en/earthquakes/switzerland/massmovements/

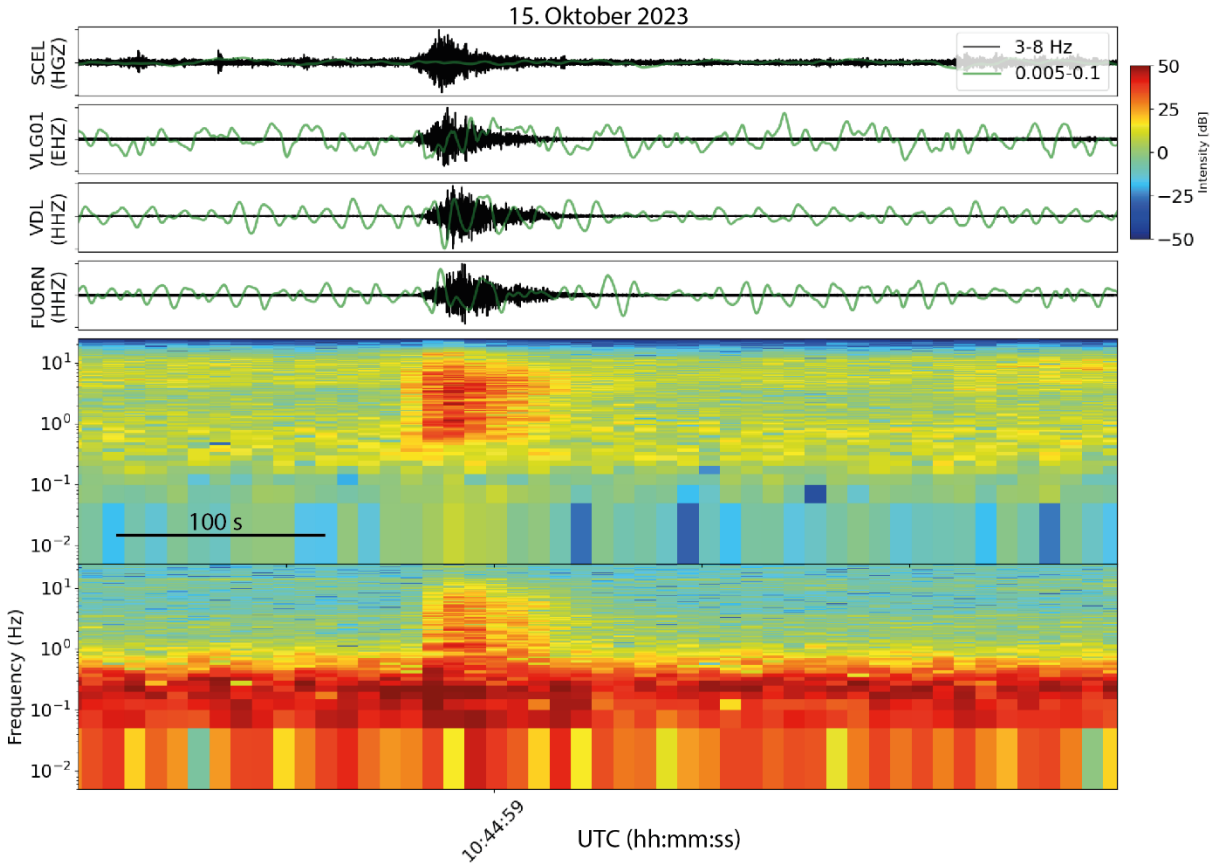


Abbildung 23: Zoom zum Abbruch von 500'000 m³ am 15. Oktober 2023 am Piz Scerscen.

Dass die Schneedecke eine dämpfende Wirkung hatte, kann nicht ausgeschlossen werden, allerdings scheinen die hochfrequenten seismischen Signale des Piz Scerscen-Ereignisses eher durch Geschwindigkeit und Erosion moduliert zu sein. Um den Einfluss der Schneedecke auf die Ereignisdynamik zu bestimmen, sollten Wellenforminversionen durchgeführt werden und die dadurch bestimmten Kräfte an der Erdoberfläche mit dynamischen Modellen, wie z.B. RAMMS verglichen werden. Weitere Resultate und Vergleiche können im Bericht von Walter (2024) gefunden werden.

3.6 Wasser im Anrissgebiet des Bergsturzes

Am Tag des Bergsturzes, dem 14. April 2024, wurden mehrere Wasseraustritte im südlichen Anrissgebiet beobachtet, welche aus Klüften der Trennflächen A flossen. Darunter ein grösserer Wasserfall, der mehrere Stunden lang sichtbar war (Abbildung 24). Nach dem 14. April 2024 war kein flüssiges Wasser mehr in der Wand vorhanden (nur noch Eis).



Abbildung 24: Fotos vom 14. April 2024 (D. Hunziker) mit Wasserfall (Übersicht des Anrissgebiets oben (rote Ellipse: Sektor mit Wasserfall) und Nahansicht unten).

4 Prozesse und Auslöser

4.1 Bergsturz am 14. April 2024

Die Ursache des Bergsturzes ist vermutlich auf eine Kombination aus glazialer Erosion, Felsermüdung und Wassereintritten infolge von Permafrosterwärmung zurückzuführen. Wir beschreiben hier auf Basis der wenigen direkten Beobachtungen das aus unserer Sicht wahrscheinlichste Szenario.

Glaziale Erosion schwächte die Felswand vermutlich durch zwei verschiedene Prozesse. Glaziale Erosion an der Basis der abgestürzten Felsmasse sorgte über viele Jahrtausende für eine Übersteilung des Hangfusses und somit für kinematische Freiheit und Spannungskonzentrationen am Fuss der Sturzmasse. Die Gletscherhaube des Piz Scerscen, welche die Sturzkubatur überlagerte, sorgte gleichzeitig für eine mechanische Beanspruchung durch die Kriechbewegung des Gletschers auf der Oberseite der Felsmasse. Diese Krafteinwirkung wirkte orthogonal zur Kluftschar B und verursachte so Zugkräfte, welche eine Öffnung der zur Schar B gehörenden Klüfte begünstigten. Da der obere Gletscher während des Holozäns vermutlich oft kalt und damit am Untergrund angefroren war, wirkten diese Zugkräfte nochmals stärker.

Die Temperaturverteilung des oberen Gletschers spielt darüber hinaus eine entscheidende Rolle für die Hydrologie in dieser Bergflanke. Die umfangreichen Wasseraustritte aus dem Anriss des Bergsturzes am 14. April 2024 zeigen, dass Wasser vermutlich ein entscheidender Auslöser des Ereignisses war. Zwar wurde die Existenz so grosser Mengen flüssigen Wassers innerhalb einer Permafrost-Felsmasse unseres Wissens bisher noch nicht beobachtet, allerdings gibt es vergleichbare Fälle von Wassertaschen in polythermalen Gletschern (Gilbert et al. 2012). Deren Temperatur kann abhängig von ihrer Stratigraphie (Firn/Eis) auf kleinem Raum sehr stark variieren. Oftmals sind höher gelegene Firngebiete wärmer als die unteren Teile der Gletscher, da das Schmelzwasser in den Firngebieten komplett im Gletscher wiedergefriert und latente Wärme abgibt, während es in den aperen Gebieten einfach abfliesst. Gleichzeitig können in kalten Firngebiete im Zuge der Klimaerwärmung Kippmomente auftreten, in denen sie sich innerhalb weniger Jahre auf 0 °C erwärmen. Grund dafür sind stark ansteigende Schmelzraten an der Oberfläche, welche den Eintrag von latenter Wärme innerhalb der Eismasse massiv erhöhen und dafür sorgen, dass das Schmelzwasser schnell immer tiefer eindringen kann.

Tatsächlich waren im vorliegenden Fall die abgestürzten Eismassen in der Vergangenheit oftmals aper (und somit vermutlich kälter), während oberhalb eine dauerhafte (vermutlich wärmere) Firnbedeckung herrschte. Es ist also denkbar, dass im Zuge der Sommer 2022 und 2023, in denen eine extreme Gletscherschmelze auftrat (Cremona et al., 2023; GLAMOS 2023), erstmals grosse Mengen Schmelzwasser bis zum Gletscherbett und in den zuvor relativ trockenen Permafrostfels fliessen konnte. Dort ermöglichten die glazial bereits stark beanspruchten, subvertikalen Trennflächen B ein zügiges Eindringen des Wassers in grössere Tiefe. In der Folge konnte das Wasser allerdings weder durch den Gletscher noch im Fels abfliessen, da die unteren Teile des Gletschers kälter waren als die Firngebiete und auch der Permafrost in diesem Bereich vermutlich kälter und weniger wasserdurchlässig war.

Das Wasser staute sich daher im Kluftsystem und möglicherweise unter dem Gletscher. Entlang der Kluftschar A kam es vermutlich zumindest temporär zu einer lateralen Ausbreitung des Wassers im Fels, bevor das Wasser wieder gefror und sich Stau- und Gefrierdrücke im Kluftsystem aufbauten. Entsprechend der stundenlangen Entwässerung der Felswand nach dem Absturz ist davon auszugehen, dass diese Staudrücke erheblich waren und zur Destabilisierung der Felsmassen beitrugen.

Besonders bemerkenswert ist dabei, dass die Wasseraustritte am 14. April 2024, dem Tag des Sturzes, allesamt aus der Kluftschar A erfolgten. Die Kluftfläche B, welche die hintere Begrenzung der Sturzmasse bildete, stand hingegen nicht voll Wasser – abseits und oberhalb der Wasserfälle aus den Klüften A war die Fläche B trocken (Abbildung 24). Das bedeutet, dass das Wasser weiter bergwärts bis in die wasserführenden Schichten A eingedrungen sein muss. Die Staudrücke haben sich also offenbar nicht im tatsächlichen Anriss des Bergsturzes gebildet, sondern weiter rückwärtig, vermutlich in einer anderen Kluft der Schar B. Dies würde bedeuten, dass bisher nur ein Teil der Instabilität abgestürzt ist und der obere Teil, hinter dem sich das Wasser aufgestaut hat, noch immer am Berg hängt (Abbildung 25). Die Kluft der Schar B, durch die das Wasser in den Berg eingedrungen ist, scheint relativ breit zu sein, denn in einer schmalen Kluft wäre das Wasser vermutlich schnell wieder gefroren.

Erst durch den Absturz des vorderen Teils der Instabilität und der damit verbundenen Ausgleichsbewegung des hinteren Teils entlang der Kluftflächen A kam es zu einer Entleerung des Wasserreservoirs entlang jener Flächen A. Die Wassertasche muss gross und erst vor kurzer Zeit entstanden sein, da das Wasser ansonsten gefroren wäre. Es handelt sich vermutlich um Schmelzwasser des Gletschers aus den vergangenen Sommern, als im Hochgebirge sehr hohe Lufttemperaturen gemessen wurden.

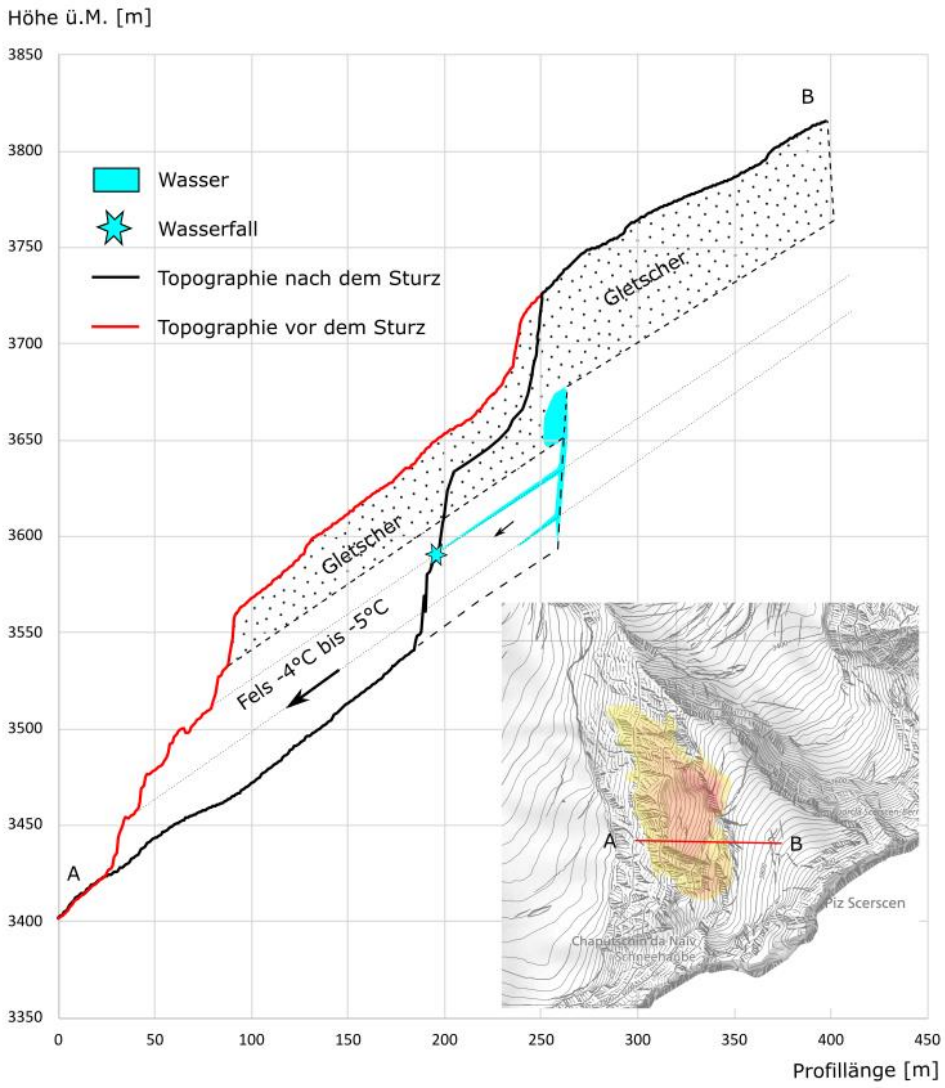


Abbildung 25: Oberflächenprofile vor (rot) und nach dem Bergsturz mit Interpretation der Wassertasche und der Entstehung des Wasserfalls am 14. April 2024. In der Karte ist das Anrissgebiet eingefärbt, je stärker die Rottöne, desto grösser die Höhenverluste infolge des Sturzes.

4.2 Scerscen Bergsturz im lokalen und globalen Kontext

In den letzten vier Jahrzehnten sind in diesem Gebiet fünf grosse Felsstürze aufgetreten, drei davon in den letzten drei Jahren (Tabelle 4). Sie ereigneten sich alle in der gleichen geologischen Einheit. Die Stabilität der Felsmassen wurde wahrscheinlich durch die geologische Struktur, den Rückzug der Gletscher und die Erwärmung des Permafrosts beeinträchtigt.

Tabelle 4: Grössere Felsstürze in der Umgebung des Piz Scerscen.

Standort, Exposition (Koordinate Anriss)	**Datum**	**Volumen (m^3)**	**Kommentare/Weitere Informationen**
Piz Scerscen, S (789520/139120)	Aug. 1983	?	Ablagerung gut sichtbar auf swisstopo und Landsat-Aufnahmen. Ereignis in der Periode 16.-23.8.1983.
Piz Morteratsch, SW (788826/141690)	29.10.1988	300'000	Schweizer 1990; Fischer et al. 2010.
Aguagliouls/Piz Roseg, NW (786999/139554)	30.1.2021	90'000	Phillips et al. 2021.
Piz Umur, SW (788464 140430)	Jan/Feb. 2023	516'000	Diverse Fotos, Flug swisstopo 7.6.2024
Piz Scerscen, W (788998 139655)	15.10.2023	ca. 500'000	Diverse Fotos (siehe z.B. Abbildung 8).

Der Scerscen Bergsturz kann mit dem Bergsturz am Fletschhorn vom 19. März 1901 verglichen werden, der auf den Rossbodengletscher stürzte. Das Absturzvolumen betrug ca. 3 Millionen m^3 und es wurde etwa 5 Millionen m^3 Gletschereis erodiert. Die Fels-Eis- und Schneelawine floss mehr als 6 km weit und hatte ein Pauschalgefälle von 20,3 ° (Noetzli et al., 2006).

Im globalen Vergleich mit anderen Bergstürzen ist der Scerscen Bergsturz kein speziell grosses Ereignis, wie die Auflistung von Bergstürzen auf Gletscher von Deline et al. (2015) zeigt. Das Verhältnis zwischen der H/L ratio (Höhenunterschied/Distanz zwischen dem obersten Anrisspunkt und dem Ende der Ablagerung) und dem Volumen entspricht anderen untersuchten Fels-Eis-Lawinen (Abbildung 26, Sosio et al., 2012).

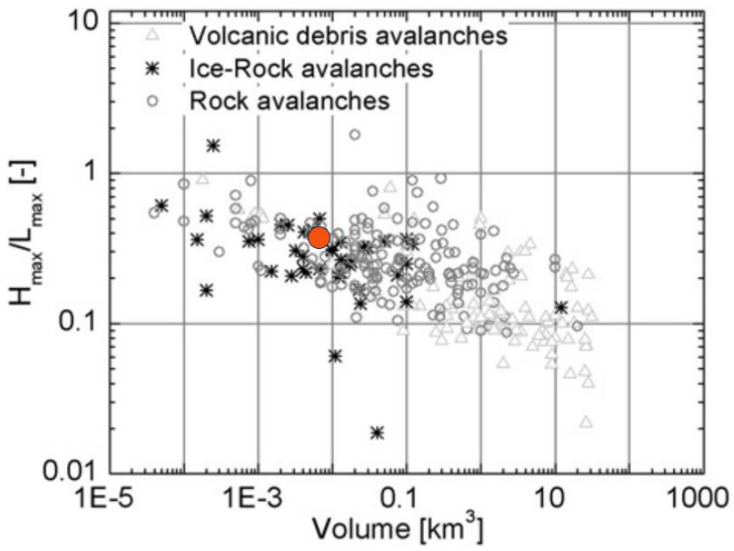


Abbildung 26: Bilogarithmischer Plot des H/R ratio zum Volumen von verschiedenen Felslawinen (Sosio et al., 2012). Scerscen Bergsturz als roter Punkt dargestellt (H/R ratio = 0.2773).

5 Ausblick

5.1 Weitere Datenerfassung

Zur weiteren wissenschaftlichen Beobachtung wurde durch das SLF am 28. Mai 2024 eine automatische Kamera gegenüber der Westflanke des Piz Scerscen auf dem Eselsgrat des Piz Roseg installiert (Koordinate 2'787'413.65, 1'139'947.40), welche bei klarer Sicht jeden Tag vier Fotos des Anrissgebiets macht und überträgt. Zusätzlich wurde zu Forschungszwecken am 18. Juli 2024 ein terrestrischer Laserscan (Nullmessung) durchgeführt. Wir planen regelmässige Laserscans-/Drohnenaufnahmen des Anrissgebiets und der Ablagerung und die Beobachtung des Piz Scerscen mithilfe der automatischen Kamera, um weitere Stürze und grössere Änderungen oder Wasseraustritte zu erkennen.

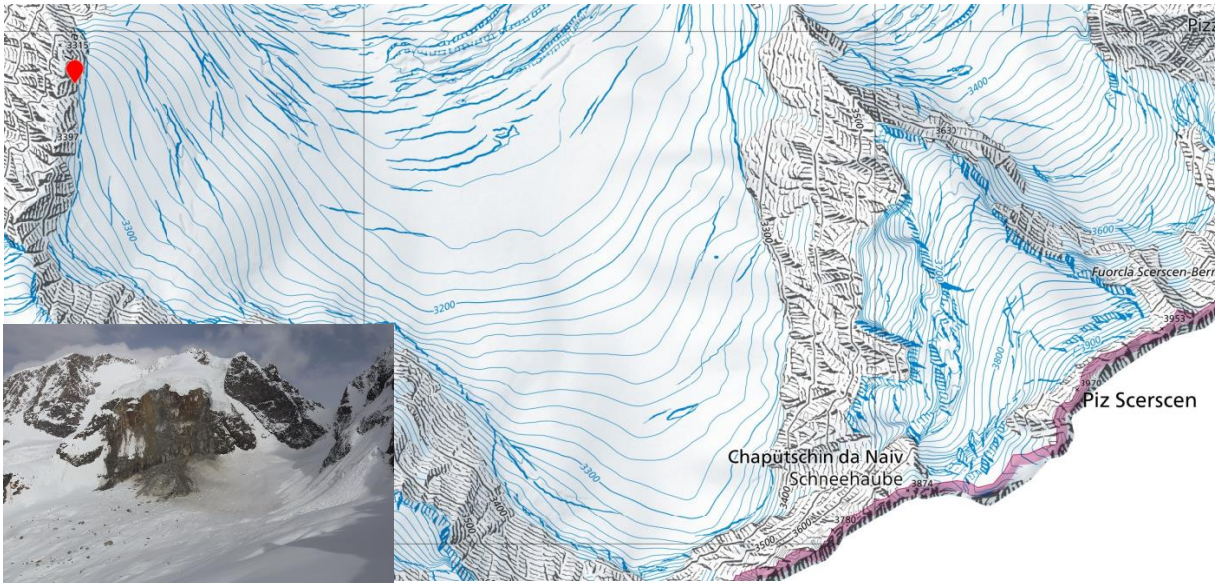


Abbildung 27: Standort der automatischen Kamera auf dem Eselsgrat (roter Punkt), westlich des Anrissgebiets am Piz Scerscen. Unten links: Foto des Anrissgebiets von der automatischen Kamera aus gesehen. Karte: swisstopo.

5.2 Entwicklung der Ablagerung

Die Ablagerung ist ca. 20 m mächtig und enthält viel Eis und Schnee (Abbildung 28). Im Laufe des Sommers kann damit gerechnet werden, dass sich in den obersten Metern eine Auftauschicht bildet. Bei starken Niederschlägen könnte diese labile Schicht mobilisiert werden und bei hohen Lufttemperaturen könnten auch Wasserausbrüche aus der Ablagerung stattfinden. Das Beobachten der Entwicklung der Ablagerung ist aus wissenschaftlicher Sicht interessant, da sie mit Blockgletschern verglichen werden kann. Ein detailliertes Gutachten wird durch die beffa tognacca GmbH erstellt.



Abbildung 28: Ablagerung im Val Roseg (Fotos: Y. Bühler, 26.06.2024).

5.3 Möglicher zukünftiger Sturz

Das aus unserer Sicht wahrscheinlichste Szenario für die Entstehung des Bergsturzes geht davon aus, dass bisher zwar der grösste Teil aber nicht die komplette potenziell instabile Felsmasse abgestürzt ist. Es ist möglich, dass immer noch Wasser im Fels oder Eis der Westflanke des Piz Scerscen vorhanden ist oder dass sich in den kommenden Sommern neue Wassertaschen bilden. Diese können erneut Druck auf verbleibende Teile der möglicherweise labilen Felsmassen ausüben und weitere Bergstürze können nicht ausgeschlossen werden. Nachstürze wie zum Beispiel die Felsstürze am 07. Juni 2024 (Zeitpunkt: 02:14:31 UTC) und am 07. Juli 2024 (Zeitpunkt: 13:27:41 UTC) (seismische Daten: SED, bestätigt durch Fotos von der automatischen Kamera des SLF am Eselsgrat) können jederzeit stattfinden. Ein Gutachten der Gefahrensituation wird von der Bonanomi-Gübeli AG erstellt.

6 Literaturverzeichnis

Bartelt P. (03.06.2024). Modelling of Piz Scerscen Rock/Ice Avalanche, unpubl.

Cremona, A., Huss, M., Landmann, J.M., Borner, J., Farinotti, D., 2023. European heat waves 2022: contribution to extreme glacier melt in Switzerland inferred from automated ablation readings. The Cryosphere 17(5): 1895-1912, https://doi.org/10.5194/tc-17-1895-2023

Dammeier, F., Moore, J. R., Haslinger, F., Loew, S., 2011. Characterization of alpine rockslides using statistical analysis of seismic signals. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 116(F4), https://doi.org/10.1029/2011JF002037

Deline, P., Hewitt, K., Reznichenko, N., Shugar, D., 2025. Landslide Hazards, Risks, and Disasters, Chapter 9 - Rock Avalanches onto Glaciers. Academic Press, Hazards and Disasters Series, https://doi.org/10.1016/B978-0-12-396452-6.00009-4

Fischer L., Ammann F., Moore J.R., Huggel C., 2010. Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). Engineering Geology, 116, 32-43, https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.005

Ekström, G., Stark, C. P., 2013. Simple scaling of catastrophic landslide dynamics. Science, 339(6126), 1416-1419, https://doi.org/doi:10.1126/science.1232887

Gilbert, A., Vincent, C., Wagnon, P., Thibert, E., Rabatel, A., 2021. The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change, Journal of Geophysical Research, 117, F04018, https://doi.org/10.1029/2011JF002258

GLAMOS (2023): Medienmitteilung SCNAT, https://scnat.ch/de/uuid/i/b8d5798e-a75e-5a7d-a858-f7a6613524ed-Zwei_Extremjahre_vernichten_10_Prozent_des_Schweizer_Gletschervolumens

Kenner, R., Noetzli, J., Hoelzle, M., Raetzo, H., Phillips, M., 2019. Distinguishing ice-rich and ice-poor permafrost to map ground temperatures and ground ice occurrence in the Swiss Alps, The Cryosphere, 13, 1925-1941, https://doi.org/10.5194/tc-13-1925-2019

Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M. et al. GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas. Comput Geosci 10, 161–178 (2006). https://doi.org/10.1007/s10596-005-9017-z

Phillips M., Margreth S., Ortner G., 2021. Ereignisdokumentation: Felssturz Fuorcla dals Aguagliouls (Ende Januar 2021), Engadin, Graubünden. SLF Davos, unpubl.

Sosio, R., Crosta, G., Chen, J., Hungr, O., 2012. Modelling rock avalanche propagation onto glaciers. Quaternary Science Reviews, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.010

Tsai, V. C., Minchew, B., Lamb, M. P., & Ampuero, J. P. (2012). A physical model for seismic noise generation from sediment transport in rivers. Geophysical Research Letters, 39(2).

Schweizer, J., 1990. Short note on Rockslide to Tschiervaglacier. VAW, ETH Zurich, unpubl.

Walter F. (28.06.2024). Seismische Signale des 2024 Bergsturzes am Piz Scerscen im Vergleich zum 2017 Piz Cengalo Ereignis, unpubl.