

Fels- und Bergstürze in Permafrost Gebieten: Einflussfaktoren, Auslösemechanismen und Schlussfolgerungen für die Praxis



Schlussbericht Arge Alp Projekt

„Einfluss von Permafrost auf Berg- und Felsstürze“



Felssturزابlagerung am Piz Kesch, Albulagebiet GR, Schweiz (Foto: M. Phillips)

Robert Kenner und Marcia Phillips

WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF

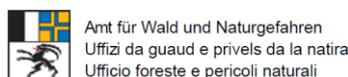
Fels- und Bergstürze in Permafrost Gebieten: Einflussfaktoren, Auslösemechanismen und Schlussfolgerungen für die Praxis



Schlussbericht Arge Alp Projekt

„Einfluss von Permafrost auf Berg- und Felsstürze“

- Projektfinanzierung:** Arge Alp
- Auftraggeber:** Andreas Huwiler, Amt für Wald und Naturgefahren Graubünden
- Berichterstattung:** Robert Kenner und Marcia Phillips, WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF
- Projektpartner:** Florian Amann (ETH Zürich)
Yves Bonanomi (Bonanomi AG)
Andrew Kos (Terrasense Switzerland)
Volkmar Mair (Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Bozen I)
Marcia Phillips, Robert Kenner (SLF)



ETH zürich
Engineering Geology



Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	4
2. Ausgeführte Messungen und Datengrundlage	4
2.1. Arge Alp Projekt	4
2.2. Felssturz am Piz Kesch	5
2.3. Felsstürze am Pizzo Cengalo	8
2.4. Felsstürze am Gross Kärfp.....	11
2.5. Forschungsstandort Gemsstock.....	13
2.6. Forschungsstandort Jungfrau Ostgrat.....	16
2.7. Felssturzdatenbank	16
2.8. GIS Analyse zu Felsstürzen auf Gletscher	17
3. Felssturz Einflussfaktoren	18
3.1. Strukturelle Prädisposition.....	18
3.2. Kryostatischer Druck	18
3.4. Vergletscherung.....	21
3.5. Starkniederschläge und hydrostatischer Druck	22
3.6. Thermomechanische Prozesse	24
3.7. Erdbeben.....	24
4. Der Prozess der Destabilisierung.....	25
4.1. Relevanz der Einzelfaktoren	25
4.2. Der Effekt einzelner Faktoren im Prozessablauf	27
4.3. Zusammenwirken der Faktoren.....	27
4.4. Jahreszeiten und Tiefe der Anrisszonen.....	28
5. Ausblick: Permafrost in Felswänden und Klimawandel	29
6. Literatur	30

1. Einleitung

Im Jahr 2012 wurde das Arge Alp Projekt „Einfluss von Permafrost auf Berg- und Felsstürze“ lanciert, mit den oben aufgelisteten Projektpartnern. Hintergrund des Projekts sind alpenweite Veränderungen der Permafrost Temperaturen (Harris et al., 2003; PERMOS, 2016; Zenklusen Mutter et al., 2010) und eine gleichzeitige Intensivierung der Felssturzaktivität in Gebieten mit Permafrost (Huggel et al., 2010). Permafrost beschreibt dabei den thermischen Zustand von Boden oder Felsuntergrund dessen Temperatur für mindestens 2 Jahre nicht über 0° C ansteigt. Als Felsstürze gelten Abbrüche aus Felswänden mit einem Volumen über 100 m³, Bergstürze haben ein Volumen von über 1 Mio. m³ und werden in diesem Bericht ebenfalls diskutiert.

Die Fachliteratur sieht einen Zusammenhang zwischen Felssturzintensivierung und Permafrosterwärmung (Gruber et al., 2004; Ravelin et al., 2010), welcher im Arge Alp Projekt weiter untersucht werden sollte. Dieser Bericht stellt eine Zusammenfassung der Ergebnisse des Projektes und des allgemeinen Stands der Forschung zu Felsstürzen im Permafrost dar. Der Bericht bezieht sich auf Felsstürze im hochalpinen Terrain in dem Permafrost nachgewiesen oder zumindest wahrscheinlich ist. Neben Permafrost werden weitere Faktoren, welche die Stabilität von Felswänden beeinflussen vorgestellt und ihr Zusammenspiel analysiert.

2. Ausgeführte Messungen und Datengrundlage

2.1. Arge Alp Projekt

Im Zuge des Arge Alp Projekts „Einfluss von Permafrost auf Berg- und Felsstürze“ wurden ein Felssturz am Piz Kesch und ein Bergsturz am Pizzo Cengalo sowie dort fortdauernde Felsinstabilitäten untersucht. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden im Fall vom Piz Kesch im Journal Earth Surface Processes and Landforms (Phillips et al., 2016c) und im „Bünder Wald“ (Phillips et al., 2015) publiziert. Zur Forschung am Pizzo Cengalo erschien ein Abstract und Poster zum 13. Kongress INTERPRAEVENT 2016 in Luzern (Phillips et al., 2016b) und eine Masterarbeit (De Preux, 2014). Ausserdem wurden von den Projektpartnern an weiteren Forschungsstandorten Untersuchungen durchgeführt. In der Folge sollen die Ergebnisse dieser Studien kurz zusammengefasst werden. Auf die Wirkungsweise und das Zusammenspiel von Einflussfaktoren auf Felsstürze im Permafrost wird später detaillierter eingegangen.

2.2. Felssturz am Piz Kesch

Der Felssturz am Piz Kesch (Albulagebiet, Graubünden) ereignete sich zwischen dem 7. und 16. Februar 2014 (das genaue Abgangsdatum ist unbekannt). Dabei stürzte ein etwa 110 m hoher und 150'000 m³ grosser Felsfeiler aus der Nordwand des Piz Kesch auf den Porchabella Gletscher. Die Felssturzmasse rutschte etwa 1000 m über den im Schnitt nur 14° steilen, schneebedeckten Gletscher. Im Anriss des Felssturzes war Eis sichtbar (Abb. 1)

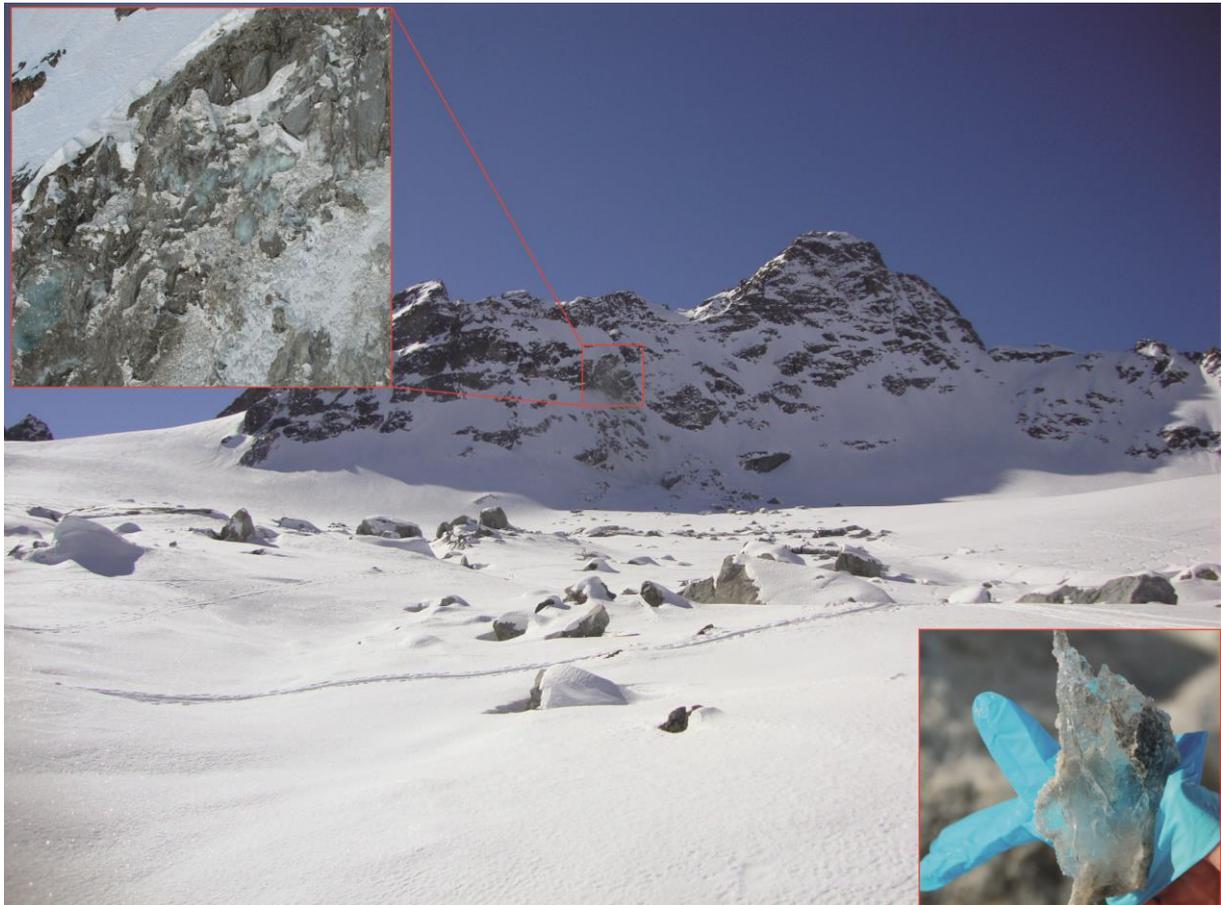


Abbildung 1. Felssturz Ablagerung am Fuss der N Wand des Piz Kesch auf dem Porchabella Gletscher im Februar 2014. Oben links: Eis im Anriss. Unten rechts: Eisprobe aus dem Anriss dessen Alter mittels C14 Datierung auf ca. 6000 Jahre bestimmt wurde (Photos: M. Phillips, Figur aus Phillips et al. 2016c).

Im Nachgang des Felssturzes wurde ein terrestrischer Laserscan (TLS) des Anrissgebietes und der Ablagerung durchgeführt, um ein genaues Geländemodell zu erhalten. Im Vergleich zum älteren Swisstopo Geländemodell „Swissalti3D“ konnte so das Volumen des Felssturzmaterials und die Lage des Felssturzes bestimmt werden (Abb. 2). Ausserdem wurde anhand der resultierenden 3D Punktwolke ein geologisches Strukturmodell angefertigt. Weiterhin wurde eine Probe des verbliebenen Klufteses geborgen und datiert. Schliesslich wurde der Felssturz mit der Massenbewegungs-Simulationssoftware RAMMS nachmodelliert.

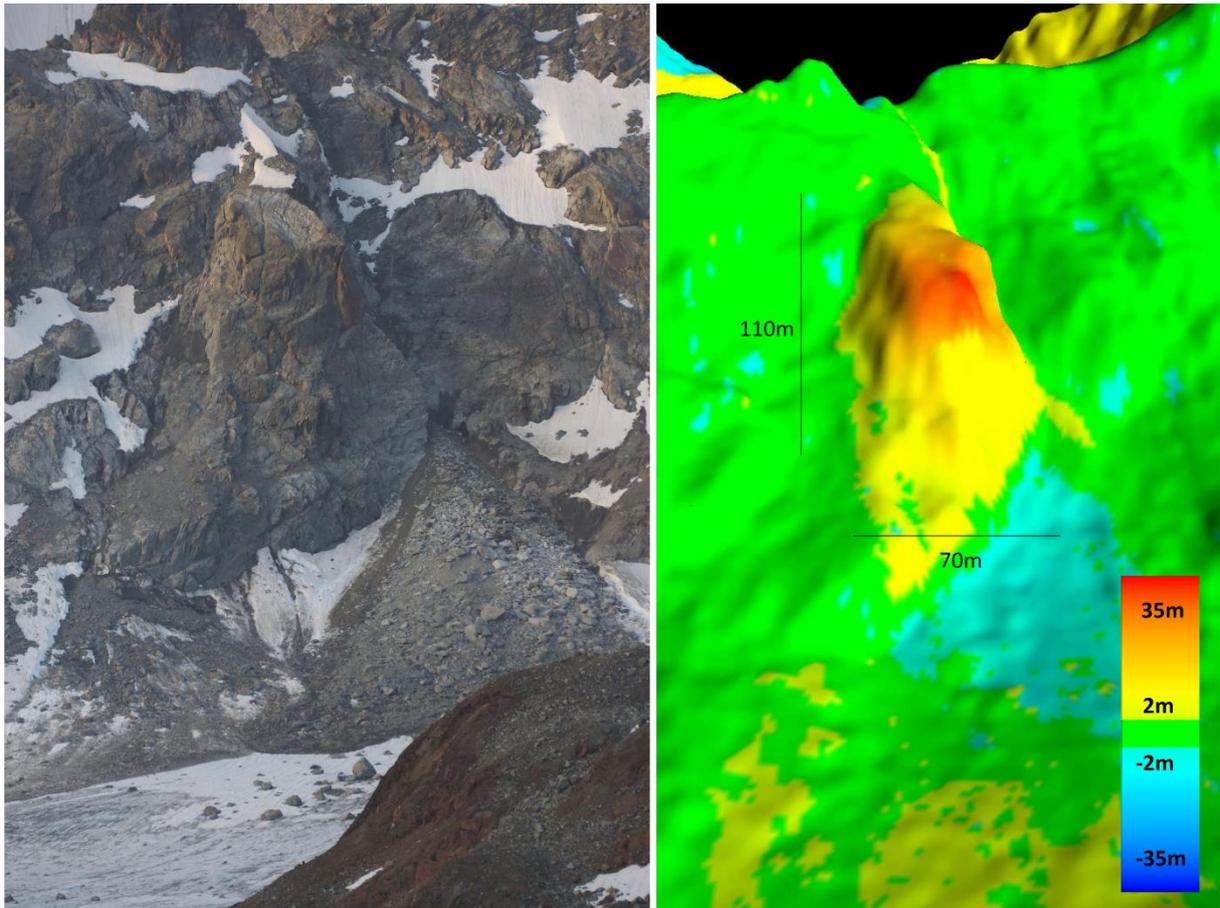


Abbildung 2: Links: Felspfeiler am Piz Kesch im Sommer 2013. Rechts vom Pfeiler sind Ablagerungen von ersten kleineren Ereignissen sichtbar (Foto: R. Barblan). Rechts: die Dimensionen des Felspfeilers (Abb. aus Phillips et al. 2016c).

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen können wie folgt zusammengefasst werden: Das Felssturzereignis kann nicht auf ein singuläres Ereignis oder auf einen einzelnen Auslösefaktor zurückgeführt werden. Vielmehr ist es Resultat eines lang andauernden Zusammenwirkens verschiedener Prozesse. Das am Piz Kesch gefundene Klufteis (Abb. 1) und das darin enthaltene organische Material sind mehr als 6000 Jahre alt und stammen aus einer Periode mit geringerer Vergletscherung und höherer Baumgrenze als heute. Die Kluft, welche zur letztlichen Anrissfläche führte, ist demnach schon seit über 6000 Jahren vorhanden und folgt dem natürlich vorhandenen Kluftsystemen (Abb. 3). Aufgrund des Eises in dieser Kluft fanden Prozesse statt, die zu einer Aufweitung und etwaigen Vergrößerung der Kluftfläche geführt haben dürften.

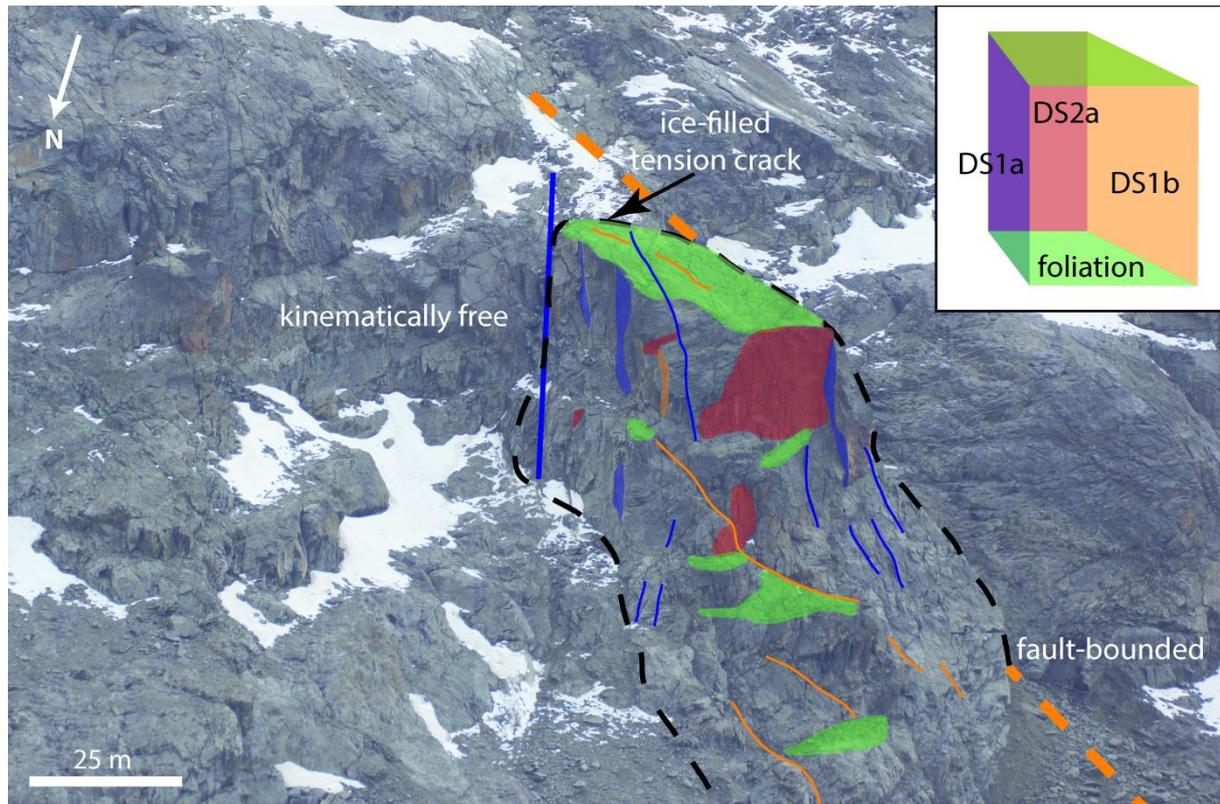


Abbildung 3: Strukturgeologische Analyse des abgestürzten Felspfeilers am Piz Kesch. Die Diskontinuitäten welche das Felssturzpaket definieren, sowie dessen Begrenzungen (schwarze gestrichelte Linie) sind skizziert (Foto: R. Barblan, Abb. aus Phillips et al. 2016c).

Seit dem Beginn dieses Prozesses bis heute fanden bedeutende Klimavariationen statt, welche zu einem Wechsel aus Vergletscherung und erneuter Ausaperung der Felswand führten. Die letzte Phase der Vereisung fand während der kleinen Eiszeit statt, wie historische Fotografien und topographische Karten belegen. Höchstwahrscheinlich waren auch die Auftautiefen des Permafrost in der Felswand von diesen Klimaschwankungen beeinflusst. Variationen in der Vergletscherung und den Auftautiefen der Felswand stellen Faktoren dar, welche höchstwahrscheinlich zur Destabilisierung des Felspfeilers beitrugen. Diese Variationen begünstigten das Eindringen von Wasser in die Kluftsysteme und die Initiierung von hydrostatischem bzw. im Fall von Eisbildung kryostatischem Druck, welcher zur Kluftausbreitung führen kann. Wechselnde Druckbelastungen durch Gletschereis führen zu zusätzlicher Ermüdung und Zermürbung von Felsbrücken im Kluftsystem. Der Abgang am Piz Kesch bestätigt, dass Felsstürze im Grössenbereich über $100'000 \text{ m}^3$ auch im Winter auftreten können. Die Simulation des Abganges mit RAMMS (Rapid Mass Movements Simulation Software) belegt, dass der gesamte Pfeiler als Ganzes kollabierte, ansonsten hätte die Ablagerung nicht eine derartige Auslauflänge erreichen können (Abb. 1 & 4). Die grosse Länge der Ablagerung wurde zudem durch die glatte Oberfläche des Gletschers und deren Schneebedeckung begünstigt.

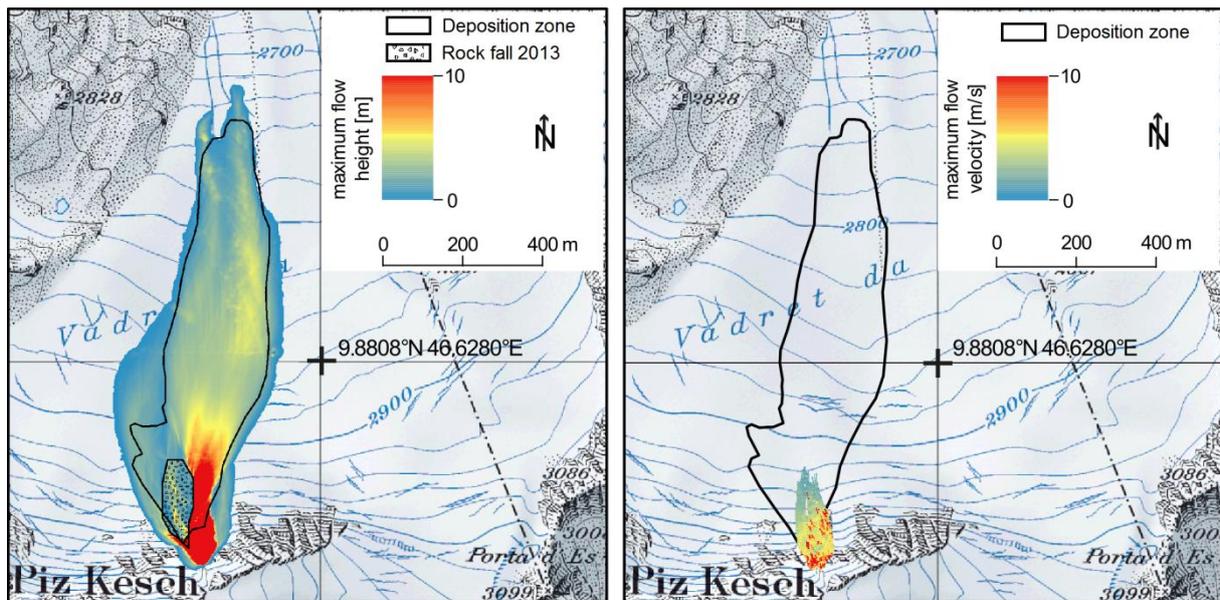


Abbildung 4: Vergleich der RAMMS Ergebnisse mit dem kartierten Umriss der Felssturzablagerung (schwarzes Polygon). Links: RAMMS Modellierung des Felssturzes mit granularen Flieseigenschaften (Gemisch aus Felsbrocken und Schnee). Rechts: RAMMS Modellierung unter der Annahme einzeln herabstürzender Blöcke (Abb. aus Phillips et al. 2016c).

2.3. Felsstürze am Pizzo Cengalo

Die jüngste Serie von Felsstürzen am Nordpfeiler des Pizzo Cengalo (Bergell, Graubünden) begann im Jahr 2003 und setzten sich im Juli 2011 fort. Im Dezember 2011 fand das bisher grösste Ereignis mit einem Volumen von etwa 1.5 Mio. m³ statt. Auch bei diesem Bergsturz war Eis im Anriss sichtbar. Weitere Felsstürze kleineren Ausmasses folgten 2013 und 2016. Deformationen in der Felswand werden sowohl mittels terrestrischem Laser Scanning als auch Radar Interferometrie überwacht (Abb. 5 & 6). Aus den Laserscan Punktwolken und photogrammetrischen Aufnahmen wurde ebenso wie am Piz Kesch auch hier eine geologische Strukturanalyse angefertigt (Abb. 7). Es zeigte sich, dass die Deformation des oberen Pfeiler-Drittels anhält, was ausgehend vom Strukturmodell einem deformierten Volumen von mehreren Millionen Kubikmetern entspricht. Zwischen 2013 und 2016 betrug die Deformation im oberen Bereich des Pfeilers insgesamt etwa 30 cm, d.h. im Schnitt 10 cm/a (Abb. 6). Aufgrund der Flächenhaftigkeit der Deformation ist von einer tiefgründigen Bewegung auszugehen, die Strukturanalyse legt eine Kombination aus Kippen und Rutschen nahe (De Preux, 2014).

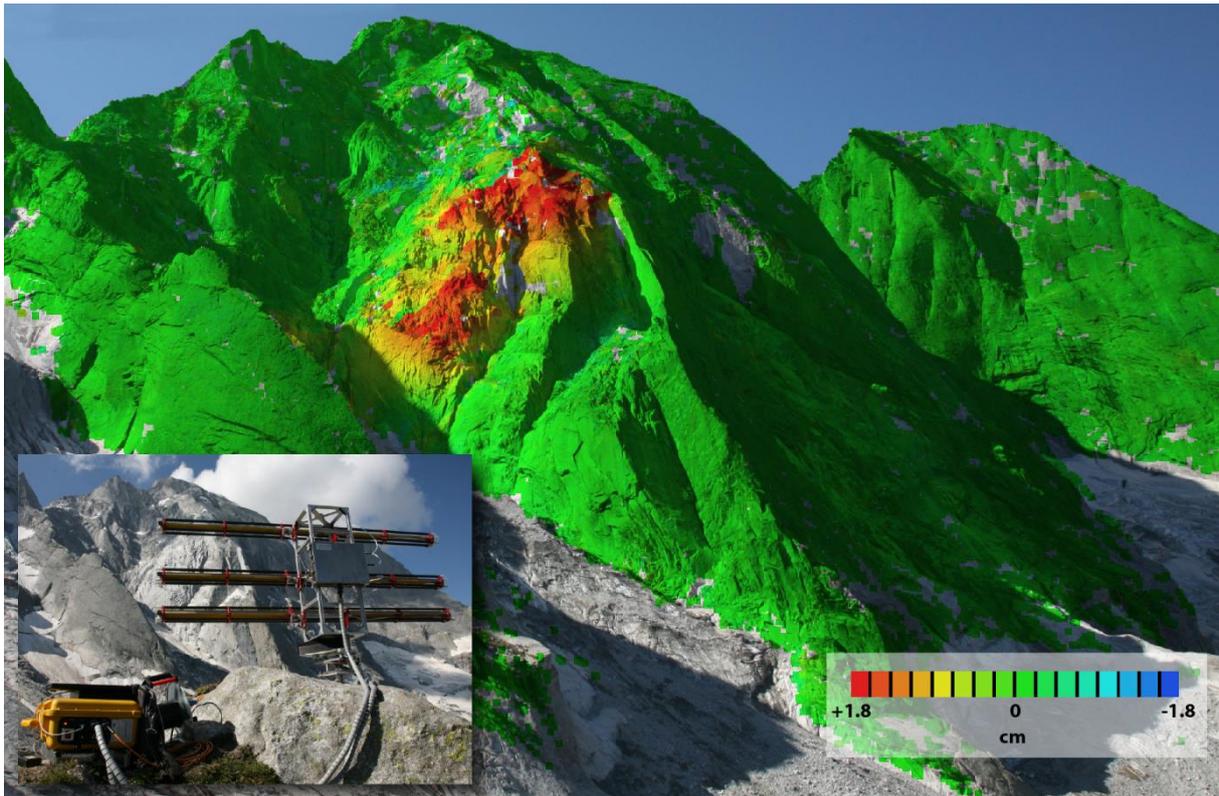


Abbildung 5: Deformationen am Pizzo Cengalo über die Zeitperiode 2012-2014, gemessen mittels terrestrische Radarinterferometrie (Terrasense Switzerland).

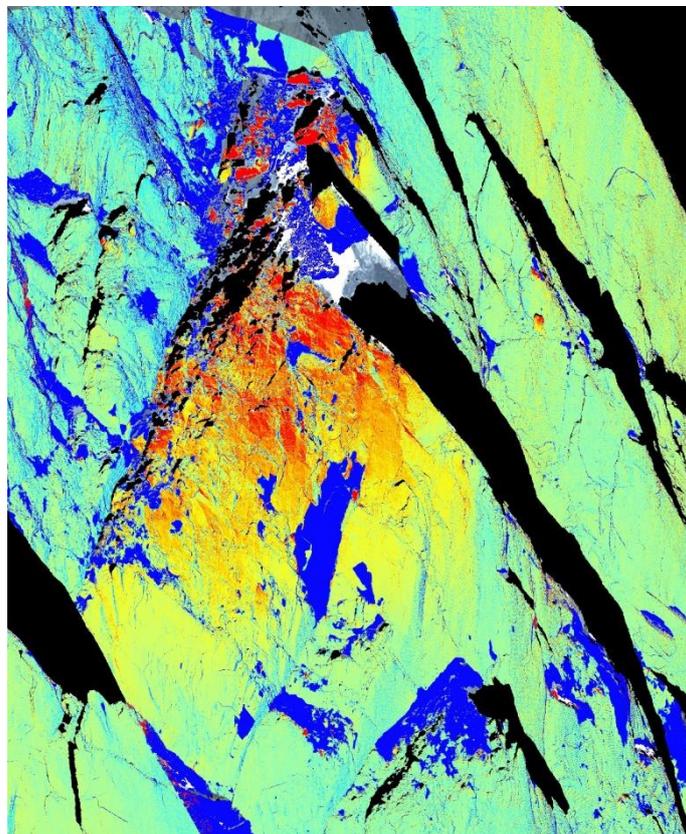
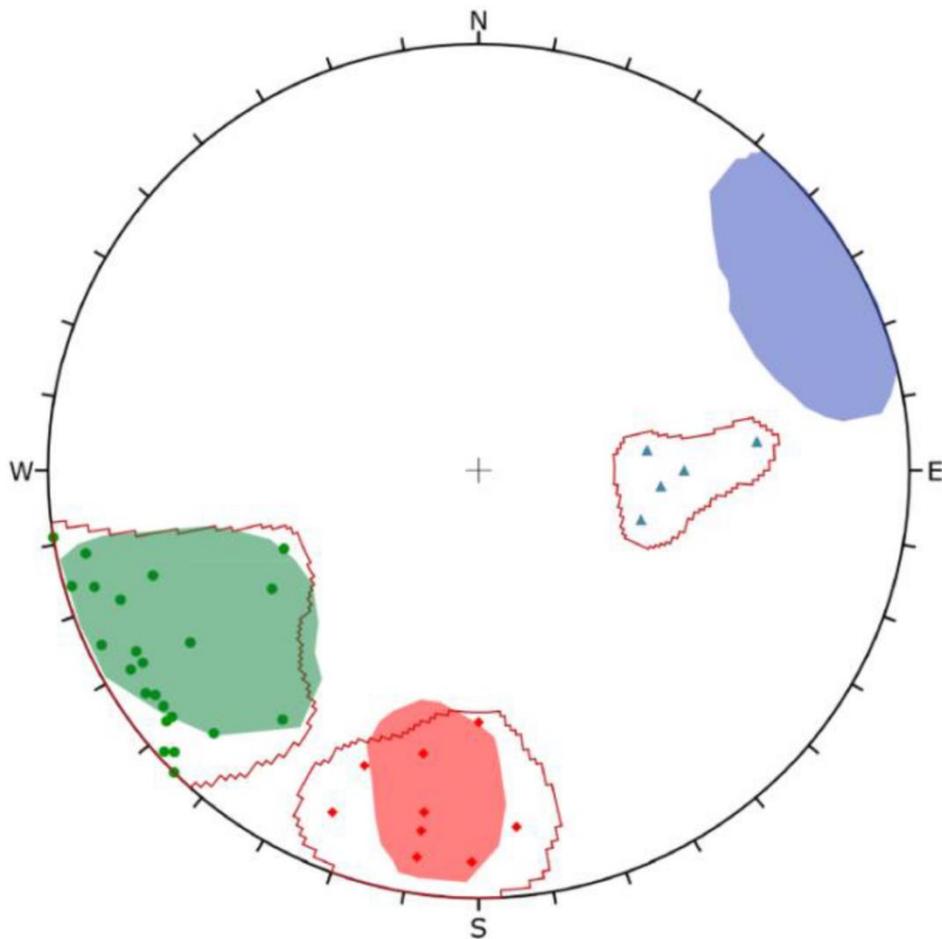


Abbildung 6: Deformationen des Pizzo Cengalo Nordostpfeilers zwischen 2013 und 2016 berechnet aus terrestrischen Laserscan Daten. Die Deformationswerte sind orthogonal zur Bildebene gemessen.



Symbol	Set	Source	Quantity
◆	1	3D photo. model	9
●	2	3D photo. model	23
▲	3	3D photo. model	5
●	1	Coltop3D	
●	2	Coltop3D	
●	3	Coltop3D	

Plot Mode	Pole Vectors
Vector Count	37 (37 Entries)(3D photo.model)
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Angle

Abbildung 7: Stereographische Projektion der Klüfte am Pizzo Cengalo, bestimmt aus Photogrammetrie (Flächen) und Laserscan Punktwolken (Punkte).

2.4. Felsstürze am Gross Kärf

Am Gross Kärf (Kanton Glarus) wurde die Felssturzaktivität durch die Projektpartner an einem dritten Standort untersucht und in einer Masterarbeit zusammengefasst (Lanfranchi, 2012). Hier begann im Jahr 1995 die jüngste Serie von Felsstürzen und grossen Felsdeformationen. Neben den auch an diesem Messort durchgeführten terrestrischen Laserscan Messungen (TLS), Radarinterferometrie und einer geologischen Strukturanalyse wurden Extensometermessungen in verschiedenen Klüften durchgeführt und die Felsbewegung mit zwei in-situ GPS Stationen überwacht. An diesem Standort gleiten verschiedene Türme des Kärf Grats auf einer ausgeprägten 30° geneigten Schwächezone, bis sie soweit destabilisiert sind, dass es zu einem Kippen und Absturz von Felspartien kommt (Abb. 8).

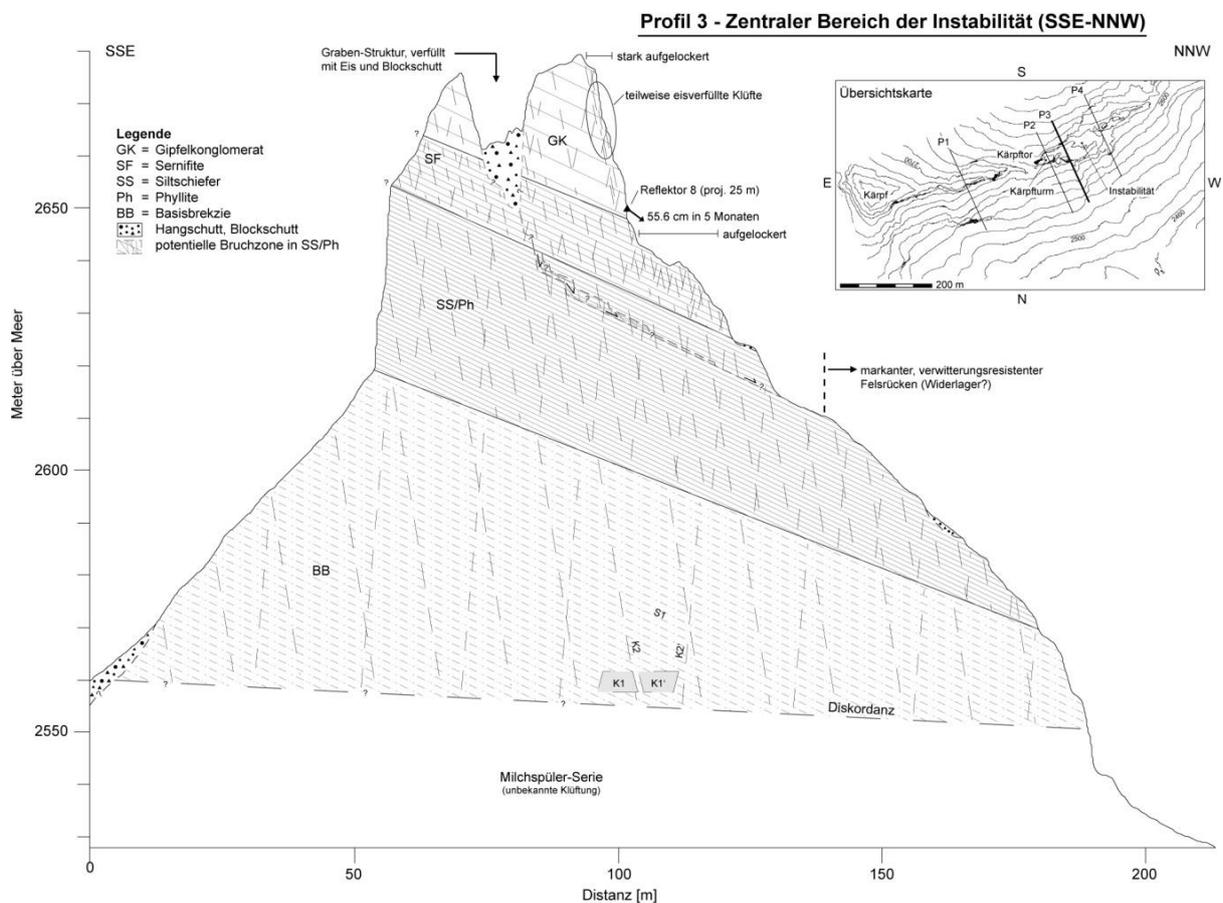


Abbildung 8: Profil durch den zentralen Bereich der Instabilität am Kärf (Lanfranchi 2012).

Die Radarmessungen erfassten dabei Gleitbewegungen von mehreren Millimetern pro Tag (Abb. 9), die TLS Messungen ergaben in den Jahren 2010 bis 2016 eine mittlere Bewegung von etwa 50 cm/a, lokal bis zu 80 cm/a. Den Extensometermessungen zufolge sorgen am Kärf saisonale Effekte wie Frostwechselkreisläufe und thermische Ausdehnung von Fels für reversible Öffnungen von Klüften im Winter. In besonders aktiven Bereichen wurden allerdings auch irreversible Kluft Öffnungen gemessen. Letztere halten das gesamte Jahr über an, beschleunigen aber in den Wintermonaten (Abb. 10). Neben der gravitativ und strukturell verursachten Grundbewegung werden diese Beschleunigungen auf kryostatischen Druck zurückgeführt (Lanfranchi, 2012).

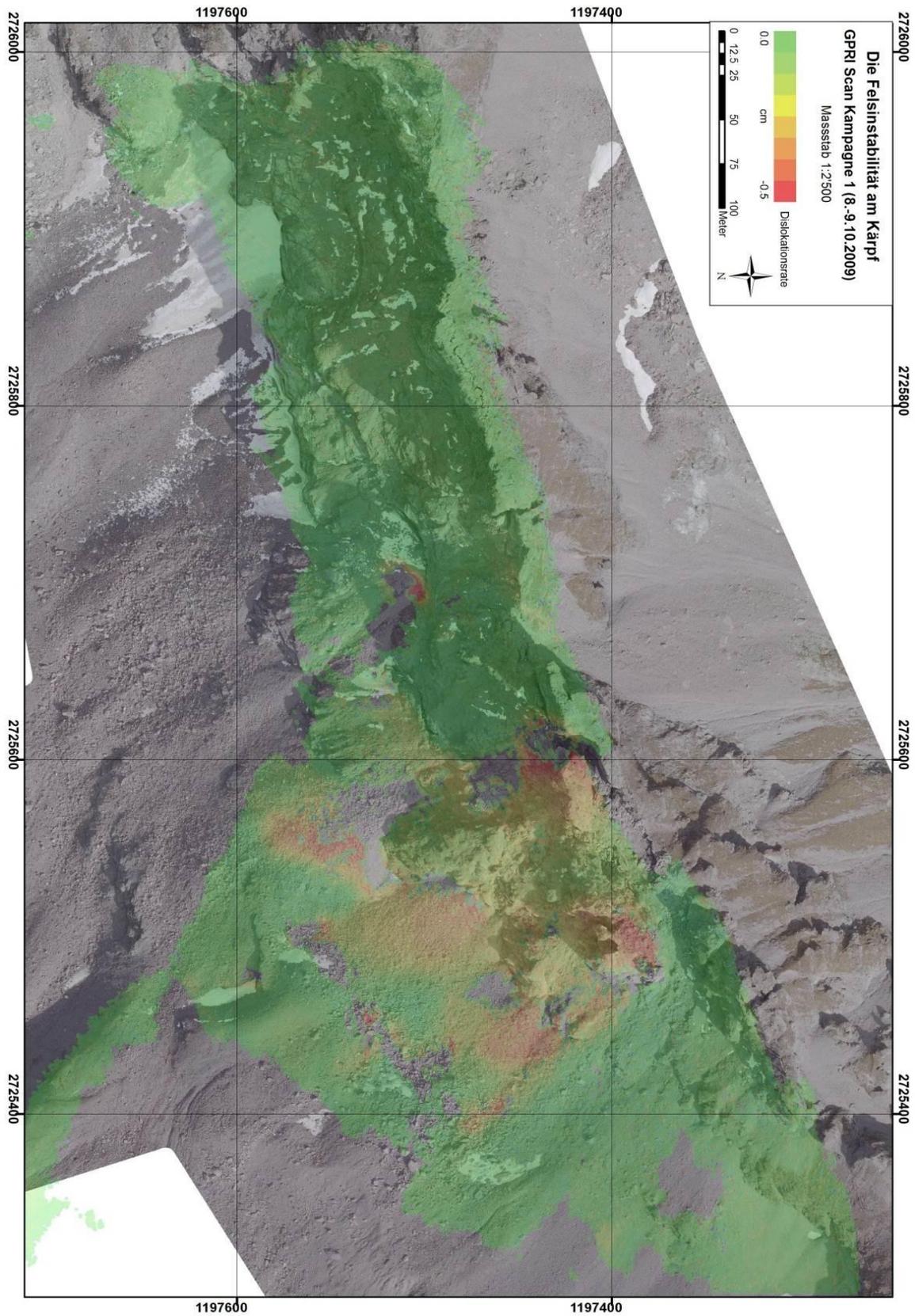


Abbildung 9: Ergebnisse der Radardeformationsmessung am Gross Kärf am 8. und 9.10.2009

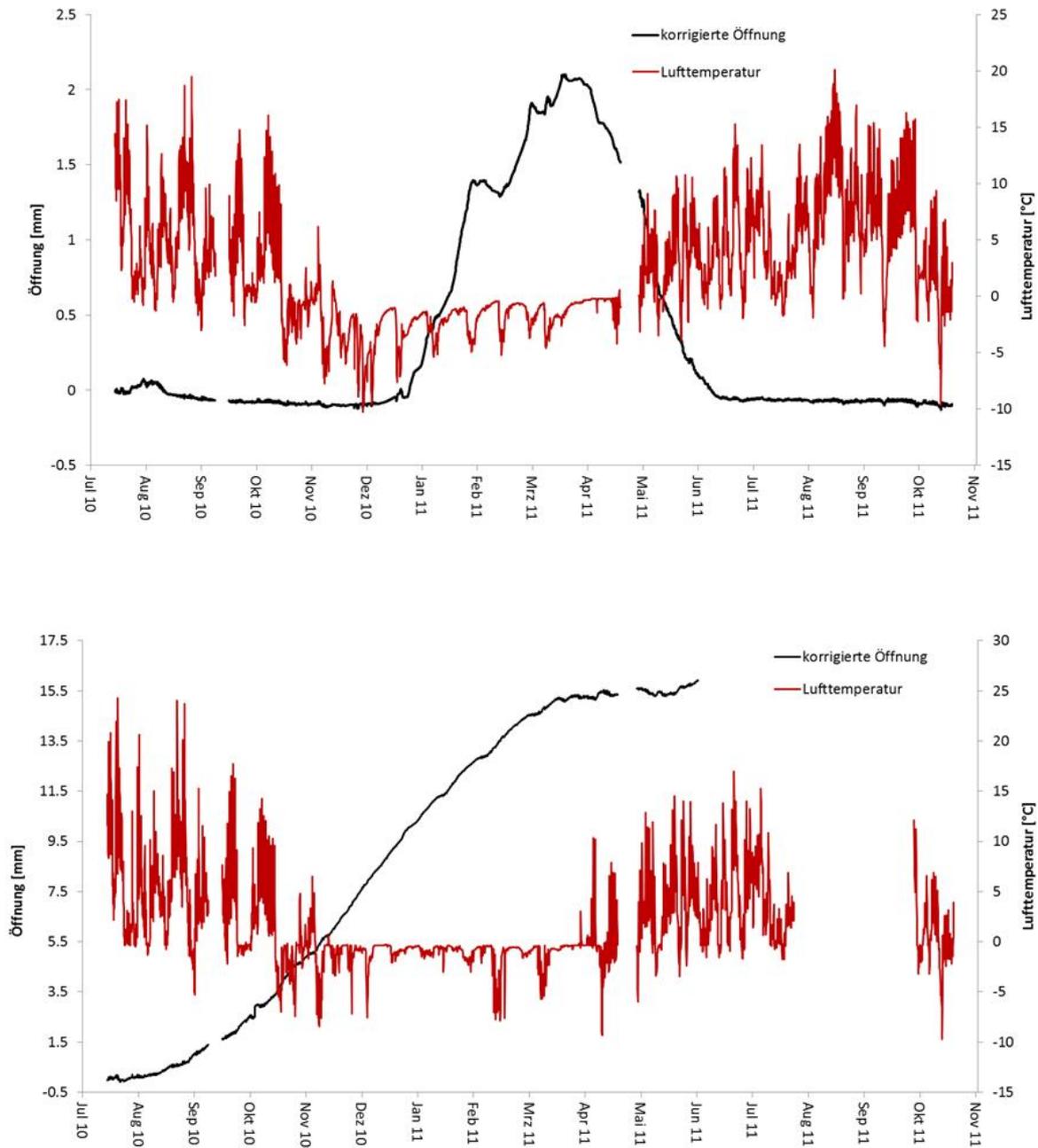


Abbildung 10: Extensometer Messungen in Klüften der Kärpf Türme (Lanfranchi 2012). Es wurden sowohl reversible Kluftbewegungen gemessen (oben) als auch irreversible Öffnungen (unten). Beide Prozesse fanden vor allem im Winter statt (Amann et al., 2016).

2.5. Forschungsstandort Gemsstock

Um die Felstemperaturen innerhalb einer Felsmasse zu analysieren wurde 2005 am Gemsstock (Andermatt, Uri) horizontal von Nord nach Süd durch den gesamten Gipfelgrat gebohrt und das Bohrloch wurde mit einer Thermistorenkette instrumentiert. In den Messergebnissen zeigt sich eine charakteristische Verzögerung des saisonalen

Temperatursignals mit der Tiefe. So treten z.B. in der Mitte des Gemsstock Gipfelgrates in 20 m Tiefe die tiefsten Temperaturen im Hochsommer auf (Abb. 11).

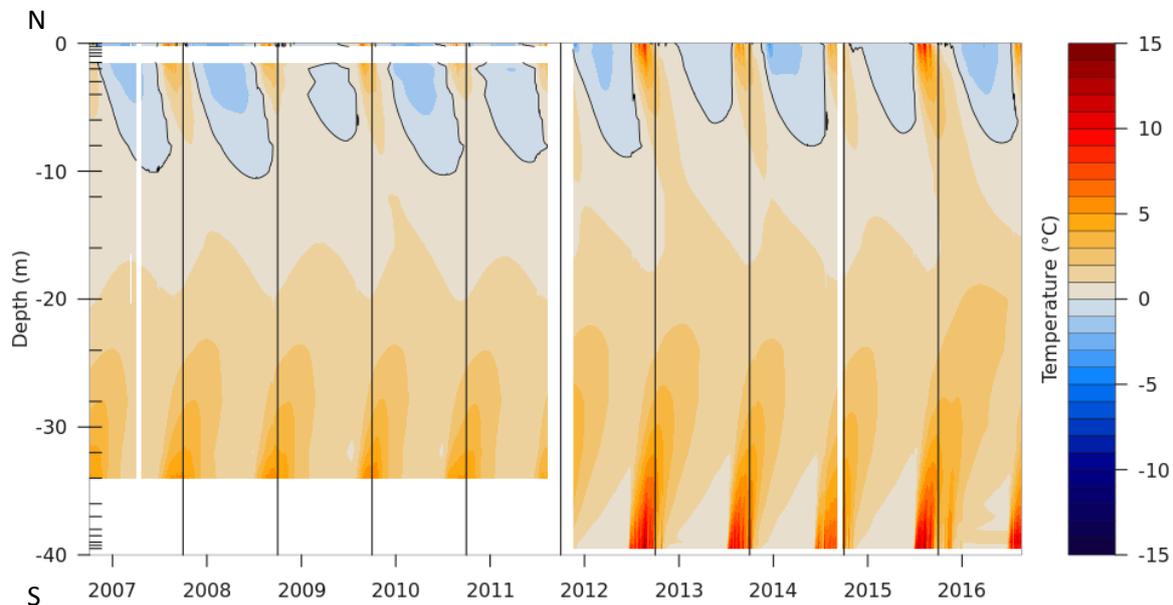


Abbildung 11: Bohrlochtemperaturen im horizontalen Bohrloch durch den Gemsstockgrat (2007-2016). Die Tiefe des Bohrlochs wird, beginnend mit 0m, absteigend von Nord nach Süd gezählt. Der Anfang des hydrologischen Jahres (1. 10) ist durch schwarzen Gitterlinien gekennzeichnet. Zu diesem Zeitpunkt wird jeweils die tiefste Temperatur im Zentrum der Felsmasse in etwa -20m Tiefe gemessen (Daten: SLF/PERMOS).

Schneeprofile in den Felswänden am Gemsstock zeigten, dass sich an der Basis der Schneedecke direkt auf den Felsen eine dicke Eisschicht bildet. An Südhängen schon im Frühwinter, an Nordhängen erst mit dem Beginn der Schneeschmelze. Während im Sommer Regenwasser ungehindert in das Kluftsystem des Grates eindringen konnte und dies in den Temperaturen im Bohrloch für Ausschläge sorgte (Abb. 12), verhinderte diese Eiskruste das Eindringen von Schmelzwasser im Frühling komplett (Phillips et al., 2016a). Auch an anderen Felswänden (z.B. am Jungfrauoch Sphinx) wurden derartige basalen Eisschichten unter der Schneedecke gefunden und es scheint sich um ein weit verbreitetes Phänomen zu handeln (Abb. 13). Dies würde der gängigen These widersprechen, dass im Frühling eindringendes Schmelzwasser einen destabilisierenden Einfluss auf alpine Felswände hat.

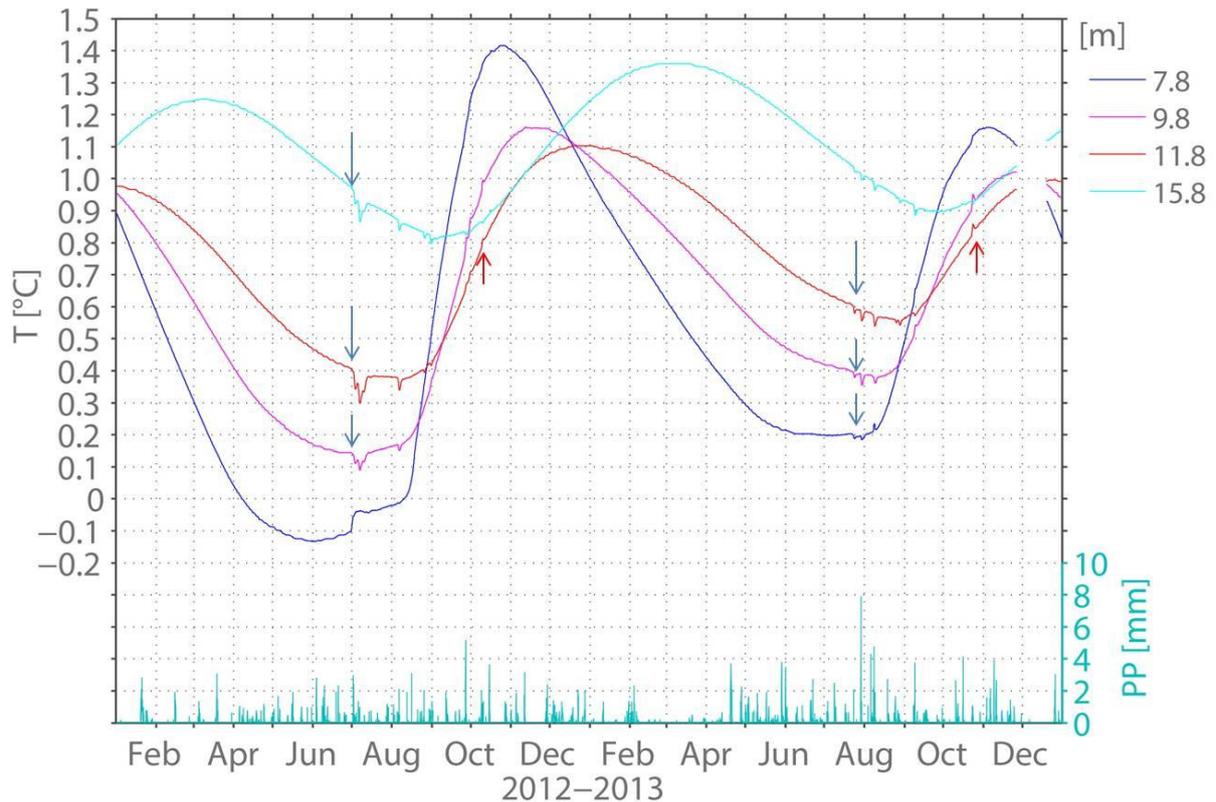


Abbildung 12: Innerhalb des Gemsstock Bohrlochs sorgten Niederschlagsereignisse für kurzfristige Temperaturausschläge im Sommer (Pfeile). Bis August waren dies negative Ausschläge, das Niederschlagswasser muss also auf dem Weg zum Bohrloch durch kältere Felsbereiche geflossen sein. Da die Temperaturen nahe 0°C liegen ist dies ein Hinweis auf Eis in den Klüften und Poren oberhalb des Bohrlochs. Im Oktober sind die Temperaturausschläge am selben Thermistor dann positiv, dass Eis scheint in der Zwischenzeit also geschmolzen zu sein (Phillips et al. 2016a).



Abbildung 13: Links: Basale Eissicht im N Hang des Gemsstockgrats am 16.5.2014. Das Schneeraster ist 20 cm lang. (Foto: M. Phillips). Rechts: Basale Eisschicht im N Hang des Jungfrauoch Sphinx am 2.5.2013. Der Eispickel ist 45 cm lang (Foto: H. Rhyner).

Ausserdem wurden am Gemsstock jährlich Überwachungsmessungen mit einem terrestrischen Laserscanner durchgeführt. Die Messungen dokumentieren seit dem Jahr 2009 die Destabilisierung von Felspartien bis zu einigen hundert Kubikmetern im frisch entgletscherten Bereich und deren nachfolgenden Kollaps. Jeder der Felsstürze kündigte sich teils mehrere Jahre im Voraus durch Kippbewegungen an (Kenner et al., 2011), (Abb. 20). Felsstürze traten im Überwachungszeitraum ausschliesslich in ehemals vergletscherten Wandbereichen auf.

2.6. Forschungsstandort Jungfrau Ostgrat

Ein weiteres Bohrloch zur Temperaturmessung in Felswänden befindet sich im Ostgrat der Jungfrau (Grindelwald, Bern). Das mehrjährige Temperatursignal im Jungfrau Ostgrat zeigt einen deutlichen Erwärmungstrend des Gesteins bis in mindestens 21 m Tiefe (Abb. 14). Das saisonale Temperatursignal ist wie am Gemsstock, auch in dieser Tiefe noch deutlich vorhanden.

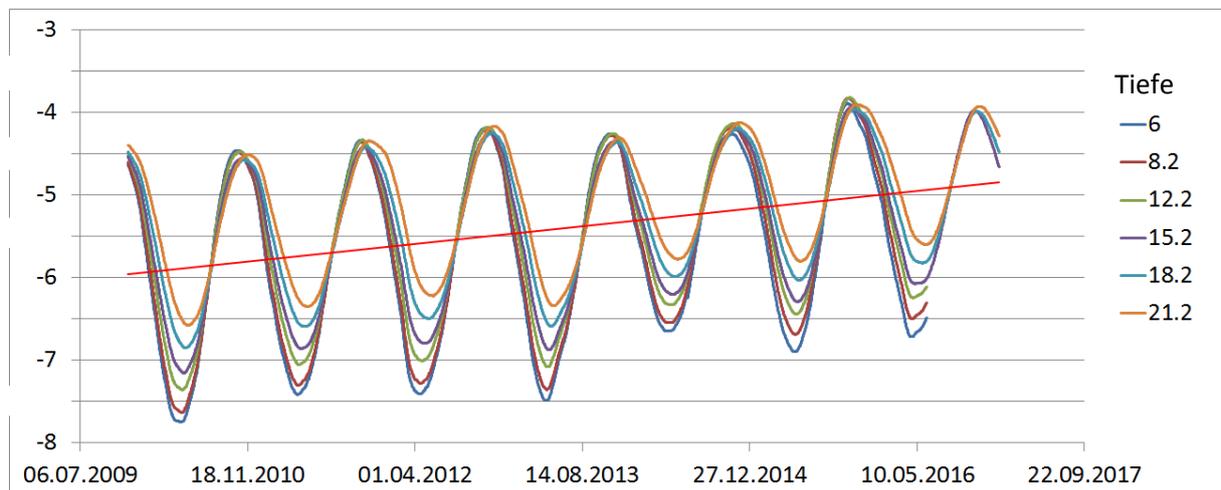


Abbildung 14: Die Felstemperaturen im Jungfrau Ostgrat in unterschiedlichen Bohrlochtliefen auf 3600 m ü.M. zeigen einen eindeutigen Erwärmungstrend (Daten: SLF / PERMOS).

2.7. Felssturzdatabank

Weitere Felsstürze im ganzen Alpengebiet wurden in einer Felssturzdatabank am SLF gesammelt. Dabei wurden sowohl aktuelle Meldungen wie auch historische Ereignisse berücksichtigt. Zu den Felsstürzen wurden so viel wie möglich Metadaten erfasst, wie Grösse, Höhe und Exposition des Abrissgebietes, Datum des Abgangs oder die Existenz von Eis im Anriss. Aus diesen Informationen lassen sich räumliche und zeitliche Muster der Felssturzakktivität erfassen. Felssturzabgänge bis etwa 100'000 m³ zeigen eine deutliche Häufung Ende des Sommers und in Höhenlagen um 3000 m. Grössere Fels- oder Bergstürze ereignen sich in allen Höhenlagen und vor allem in der zweiten Jahreshälfte, über welche sie recht gleichmässig verteilt sind (siehe Abb. 22).

2.8. GIS Analyse zu Felsstürzen auf Gletscher

Im Rahmen einer Bachelorarbeit wurde eine GIS Analyse zum Thema Felsstürze auf Gletscher durchgeführt (Waibel, 2016). Dafür wurden auf Grundlage der Swissimage Orthophoto Serie 1998 bis 2015 alle Felsstürze kartiert, welche auf Schweizer Gletscher niedergegangen sind. Daraus entstand ein Datensatz von 1196 Felssturzereignissen auf dessen Basis räumliche und zeitliche Muster der Felssturzverteilung abgeleitet wurden. Zum einen zeigte sich eine erhöhte Felssturzaktivität in Perioden von Jahren mit überdurchschnittlich warmen Sommermonaten (Abb. 15). Weiterhin zeigte sich eine tendenzielle Zunahme an Ereignissen über die Zeitreihe. Räumlich traten die meisten Felsstürze im Expositionssektor Nord auf (Verhältnis W-N-O zu O-S-W ca. 2:1, siehe Abb. 16). Die mittlere Höhenlage der Ablagerungsgebiete unterschied sich zwischen nord- und südexponierten Felsstürzen durchschnittlich um über 200 Höhenmeter. Die Durchschnittliche Höhenlage der Felsstürze lag bei 3200 m mit einer zunehmenden Tendenz über die Zeitreihe. Permafrost in Felswänden der Schweizer Alpen ist derzeit verbreitet bis zu einer unteren Grenze von rund 3000 m anzutreffen.

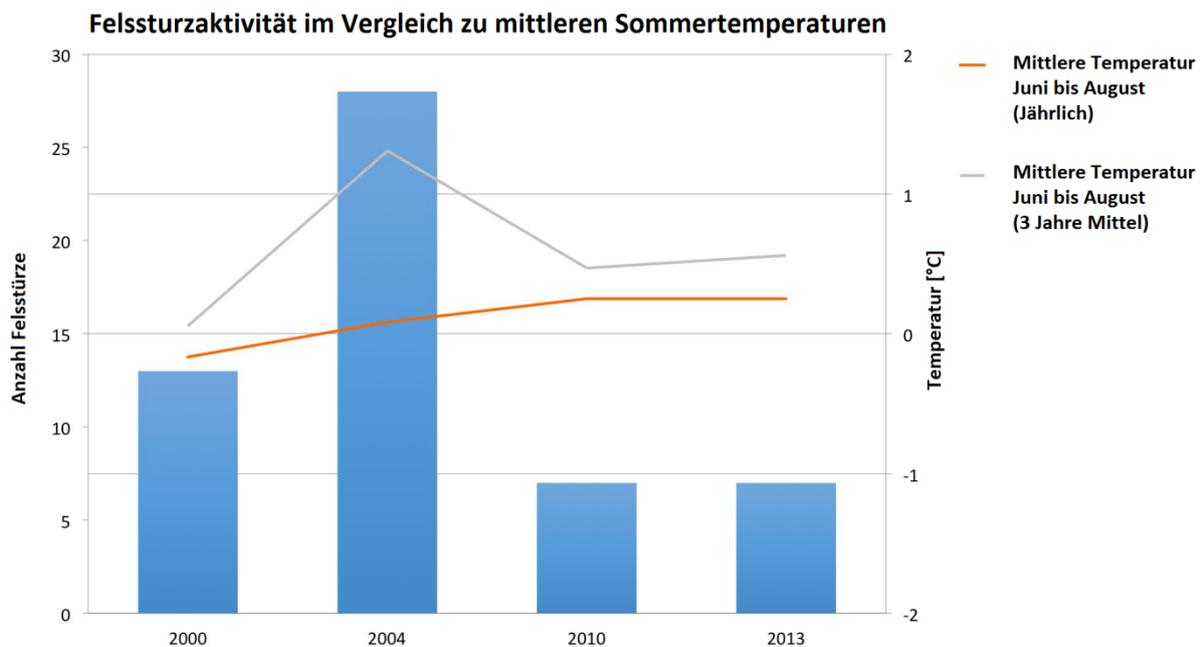


Abbildung 15: Die Felssturzaktivität in den Schweizer Zentralalpen zeigt einen Zusammenhang mit den mittleren Sommertemperaturen über die Beobachtungsperiode 2000-2013 (Waibel, 2016).

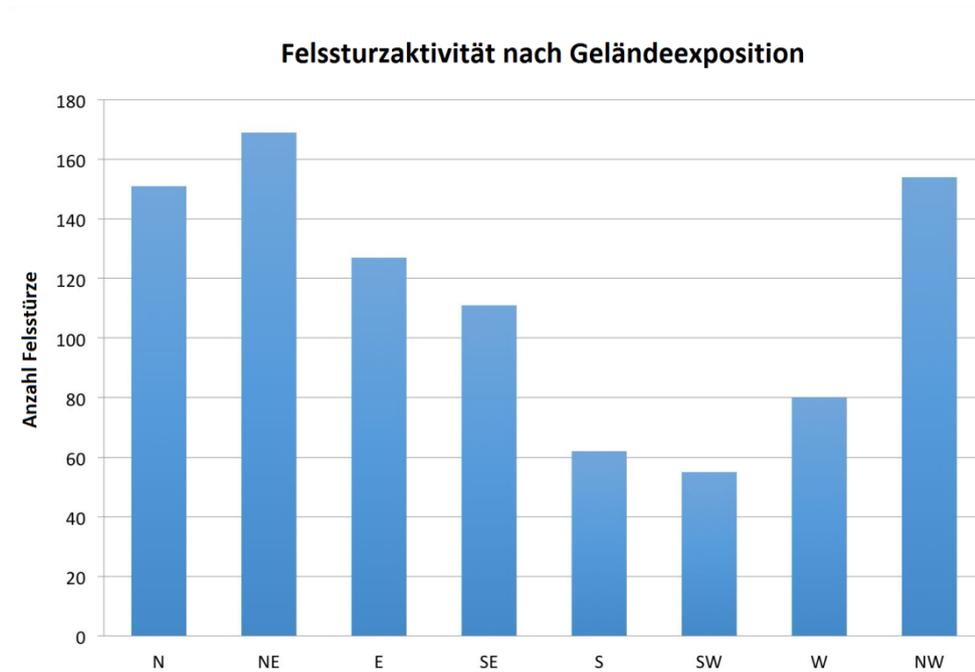


Abbildung 16: Die Felssturzaktivität ist im Sektor Nord deutlich höher als in südlichen Expositionen.

3. Felssturz Einflussfaktoren

3.1. Strukturelle Prädisposition

Bruchlinien und die Art des Versagensmechanismus eines Felssturzes sind meist strukturell vorgegeben. Entscheidend dafür sind die Gesteinsart, die vorherrschende Klüftungsrichtung einer Felsmasse sowie der Verlauf von Störungszonen oder Verwerfungen. Der Bruchverlauf wird dabei massgeblich durch die Richtung der wirkenden Belastungskräfte (Aliha et al., 2010) als auch durch die Mikrostruktur des Felsens (Hoagland et al., 1973) bestimmt. Die Ausrichtung dieser Bruchlinien relativ zur Gravitationskraft entscheidet über den Bewegungsprozess welcher einem Felssturz vorausgeht (z.B. Kippen, Gleiten, Sacken, Rotieren). Die strukturelle Prädisposition bestimmt über die Anfälligkeit einer Felswand gegenüber destabilisierenden Prozessen und über die Häufigkeit und Grösse von Felsstürzen. Sie kann - abgesehen von tektonisch relevanten Zeitskalen - allerdings nicht von sich aus einen Auslösefaktor darstellen.

3.2. Kryostatischer Druck

Unter kryostatischem Druck versteht man die Kraft, welche durch die thermische Expansion beim Phasenübergang Wasser-Eis ausgelöst wird. Die deutliche Volumenzunahme von 9% während des Gefrierprozesses führt zu Druckaufbau und Scherspannungen im Fels und kann zu Brüchen und somit zur irreversiblen Kluftausbreitung und Gesteinsverwitterung führen (Girard et al., 2013). Dafür verantwortlich kann sowohl bereits in Klüften vorhandenes, stehendes Wasser sein (Hall et al., 2002; Matsuoka and Murton, 2008) oder aber

Feuchtigkeit aus den Porenräumen des Gesteins, welche durch kryogene Saugspannungen zum Eiskörper geführt wird und zu dessen Wachstum führt (Murton et al., 2006; Walder and Hallet, 1985).

Klassischerweise findet ersterer Prozess im Zuge von Frostwechselzyklen statt und ist auch als Frostsprengung bekannt. Dabei gefriert im Zuge der Abkühlung von Felspartien im Herbst und Frühwinter Wasser, welches in den Sommermonaten in den Fels eindringen konnte. Notwendige Voraussetzung ist, dass die Gefrierfront dabei von allen Seiten vorrückt und so das Wasser eingeschlossen wird und nicht beispielsweise in tiefere Gesteinsschichten entweichen kann (Matsuoka and Murton, 2008). Dies kann in exponierten Felspartien an Graten, Türmen oder Blöcken der Fall sein oder in Gebieten in denen Permafrost im Untergrund zusammen mit den von der Oberfläche her sinkenden Temperaturen eine geschlossene Gefrierfront um Wasser bildet und so verhindert, dass es Entweichen kann. In grösseren Tiefen gibt es keine Frostwechselzyklen und dieser Prozess trägt entsprechend nur wenig zu besonders tiefgründigen Felsbewegungen bei.

Für die Eisseggregation in Spalten und Klüften gibt es mehrere Voraussetzungen. Zunächst muss Feuchtigkeit im Fels vorhanden sein, dabei genügt bereits eine Sättigung von ca. 65% (Murton et al., 2006). Weiterhin bedarf es eines Temperaturgradienten, entlang welchem die Feuchtigkeit transportiert werden kann, bevorzugt in einem Temperaturbereich von -3 bis -6 °C (Hallet et al., 1991). Nach dem Gibbs-Thomson Effekt existiert in einer eisgefüllten Kluft an der Grenzfläche zwischen Eiskörper und Felsoberfläche auch bei negativen Temperaturen stets ein dünner Wasserfilm. Erreicht zusätzliche Feuchtigkeit diesen Film, so kann an der Wasser-Eis Grenze neues Eis gebildet werden und der kryostatische Druck in der Kluft nimmt zu (Davies et al., 2000). Gleichzeitig entsteht im Porenraum um die Kluft durch den Feuchtigkeitstransport in Richtung Eislinse ein Unterdruck, die Kryosuktion. Die kryostatische Saugspannung entlang der Segregationsrichtung kann so mehrere Megapascal erreichen (Walder and Hallet, 1985). Der Druckgradient trägt demnach zu vermehrten Eiswachstum bei, was zu zusätzlichen kryostatischen Drücken und schlussendlich zur Kluftaufweitung und –vergrößerung führt. (Girard et al., 2013). Klassischerweise finden sich die besten Voraussetzungen für Eisseggregation im Permafrost nahe der Auftauschicht (Murton et al., 2006).

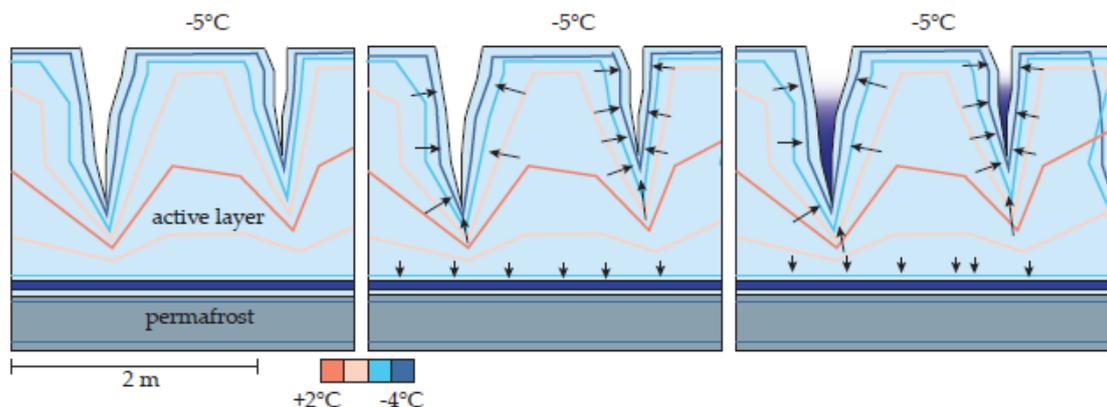


Abbildung 17: Schematische Darstellung der Eisseggregation. Feuchtigkeit wird entlang eines Temperaturgradienten transportiert und bildet Eis in Klüften (Abbildung aus Felder (2015)).

3.3. Permafrost

Temperaturen tiefer als ca. -1.5 °C haben eine stabilisierende Wirkung auf alpine Felswände (Davies et al., 2001). Permafosteis in Klüften hat unter dieser Temperatur eine abbindende Wirkung. Es erhöht die Scherfestigkeit von Klüften, welche mit abnehmender Permafrosttemperatur weiter zunimmt (Petrovic, 2003). So ist Permafrosteis in der Lage auch stark fragmentiertes Gestein zu stabilisieren. Dies scheint vor allem für Volumenskalen bis $100'000\text{ m}^3$ zu gelten, denn Felssturzereignisse bis zu dieser Grössenordnung häufen sich in der SLF Datenbank in Bereichen mit warmem Permafrost und während der stärksten saisonalen Erwärmung. Der Einfluss von Permafrost auf grössere Instabilitäten mit tiefgründigen Gleit- und Anrissflächen ist bisher wenig geklärt. Darüber hinaus hat Permafrost eine versiegelnde Wirkung und vermindert das tiefe Eindringen von Wasser in den Felskörper (Haerberli et al., 1997), kann so aber auch für einen effektiveren Stau von Wasser im Kluftsystem sorgen (Krautblatter et al., 2013). Permafrost kann aufgrund dieser Eigenschaften latente Instabilitäten über lange Zeit konservieren, ohne dass es zu Sturzereignissen kommt. In dieser Zeit kann sich die strukturelle Festigkeit des Gesteins beispielsweise durch Eissegregation weiter verschlechtern. Kommt es dann zu einer klimainduzierten Erwärmung oder gar zum Auftauen des Permafrostes werden diese Instabilitäten reaktiviert und können dann in hoher zeitlicher Frequenz zu Felsstürzen führen. Um die stabilisierende Wirkung von Permafrost zu schwächen genügt bereits eine geringe Erwärmung. Erreicht die Eistemperatur dabei über -1.5 °C kann die Scherfestigkeit der eisgefüllten Kluft sogar unter das Niveau von Permafrost freiem Gestein sinken (Davies et al., 2001). Die Plastizität des Eises ist dann so hoch und die Bindekräfte zum Fels so gering, dass Permafrost nahe 0 °C sogar destabilisierend wirken kann. Eine Erwärmung des Permafrostes kann ausserdem zur Schmelze von Poreneis führen, welches dann zusätzlich für Segregation zur Verfügung steht. Eine Erwärmung kann entweder durch aussergewöhnliche sommerliche Hitzeperioden ausgelöst werden wodurch es zeitnah vor allem zu kleineren Felsstürzen kommt (Gruber et al., 2004) (siehe auch www.slf.ch/ueber/organisation/schnee_permafrost/projekte/felsstuerze_2015/index_DE), (Abb. 22), es kann aber auch ein Langzeittrend zugrunde liegen welcher zu einer mehrjährigen Erwärmung führt, die auch mittelgrosse Felsstürze unabhängig von der Jahreszeit begünstigen kann. Auch bei sehr grossen Fels- oder Bergstürzen ist häufig Eis im Anriss sichtbar, dies ist zwar ein Indiz für Permafrost, allein aber noch kein Anhaltspunkt für einen massgeblichen Beitrag von Veränderungen im Permafrost zum Felssturz. Ist die Felsinstabilität erst einmal in Bewegung geraten, ist auch die versiegelnde und stabilisierende Wirkung von Permafrost hinfällig. Wasser kann in die neu gebildeten Kluftsysteme eindringen und zu einer progressiven Beschleunigung der Bewegungen bis hin zum Felssturz führen. Bei lang andauernden Felsbewegungen ist daher der Effekt von Permafrost eher klein oder kann sogar destabilisierend wirken. Die konstant negativen Temperaturen verhindern das schnelle Ablaufen des durch neu gebildete Kluftsysteme eindringenden Wassers, wodurch zunächst zusätzlicher hydrostatischer Druck erzeugt wird und anschliessend infolge des Gefrierprozesses noch kryostatischer Druck hinzu kommt (Hasler et al., 2012).

3.4. Vergletscherung

Die Vergletscherung von Felswänden oder extrem steiler Bergflanken hat mehrere Effekte auf den darunterliegenden Felskörper. Zum einen sorgt das Gletschereis für eine thermische Isolation und teilweise für eine Versiegelung der Felsoberfläche. Saisonale Temperaturschwankungen finden daher nicht oder nur in sehr schwachem Ausmass statt. Ist der Gletscher kalt genug kann sich Permafrost bilden, in jedem Fall aber herrschen dauerhaft Temperaturen nahe 0 °C. Niederschlag oder Schmelzwasser kann in einigen Fällen kaum mehr in die Felswand eindringen. Gleichzeitig kann ein auf der Felswand auf- oder anliegender Gletscher eine stützende Funktion für den Fels haben und so Bewegungsprozesse hemmen (Ballantyne, 2002). Gleichzeitig aber übt die Eisdecke welche auf den Felsen lastet Druck- und Scherkräfte auf das darunter liegende Gestein aus (McColl, 2012). Ein Wechsel aus Ver- und Entgletscherung kann so durch wechselnde Auflast zur Zermürbung der Felsstruktur beitragen (Cossart et al., 2008). Besonders stark wirkt sich dies aus, wenn der Gletscher nicht angefroren ist sondern sich über die Felsoberfläche bewegt. Dann finden zudem klassische glaziale Erosionsprozesse statt, welche durch oberflächennahe Abtragung von Gestein die Form und Geometrie von Felswänden langfristig stark verändern können. Dies äussert sich häufig durch deutliche Versteilungen am Fuss von Felswänden. Diese so entstandene Schwächung der Basis einer Felswand führt zu höheren Spannungskonzentrationen im Hangfussbereich, was Auswirkungen auf die Standsicherheit einer gesamten Felsböschung haben kann (Dadson and Church, 2005). Ein Rückzug oder Abschmelzen von Gletschereises kann entsprechend der beschriebenen Eigenschaften ähnliche Auswirkungen haben wie die Degeneration von Permafrost: Lange Zeit konservierte oder während der Vergletscherung entstandene Instabilitäten werden in direkter Folge des Gletscherrückzugs aktiviert und können innerhalb einer Dekade zum Kollaps führen (Kos et al., 2016). Dafür sorgen eindringendes Wasser und einsetzende Frostwechselzyklen, sowie die fehlende Stützfunktion des Gletschers welche nun auch grössere Massenbewegungen erlaubt (Abb. 18). Etwaig vorhandener Permafrost kann nun schneller getaut werden.

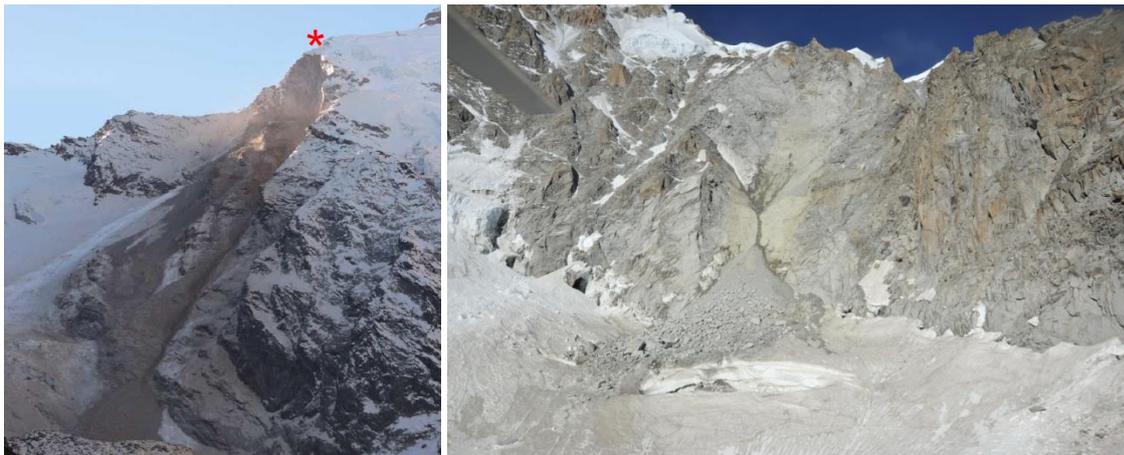


Abbildung 18: Links: Felssturz (ca. 200'000 m³) aus der Punta Tre Amici auf den Gletscher Nord delle Loccie (I) am 17.12.2015 (Foto: G. Mortara). Rechts: Felssturz (ca. 30'000 m³) am Pic de la Brenva (I) am 10.10.2016 (Foto: Fondazione Montagna Sicura).

3.5. Starkniederschläge und hydrostatischer Druck

Im Zuge starker Regenfälle können Kluftsysteme zeitweilig mit Wasser gefüllt werden und es baut sich ein hydrostatischer Druck auf. Dieser kann Größenordnungen von mehreren Megapascal erreichen (Abb. 19) und damit Brüche verursachen (Fischer et al., 2010). Gleichzeitig verringert das Wasser den Scherwiderstand an Kontaktstellen im Kluftsystem und kann so auslösender Faktor eines Felssturzes werden (Krautblatter et al., 2013; Wieczorek and Jäger, 1996). Ausserdem verursacht Regen eine rasche laterale Energiezufuhr bis in grosse Tiefen des Kluftsystems und kann so zu einer Erwärmung von Klufteis führen (Abb. 12 & 20). Wie das Zusammenspiel aus Eiswärmerung, hydrostatischem Druck und Reibungsverlust zu einem Felssturz führt zeigt die Ereignisabfolge in Abbildung 20. Im Anriss des dokumentierten Felssturzes wurde Eis gefunden.

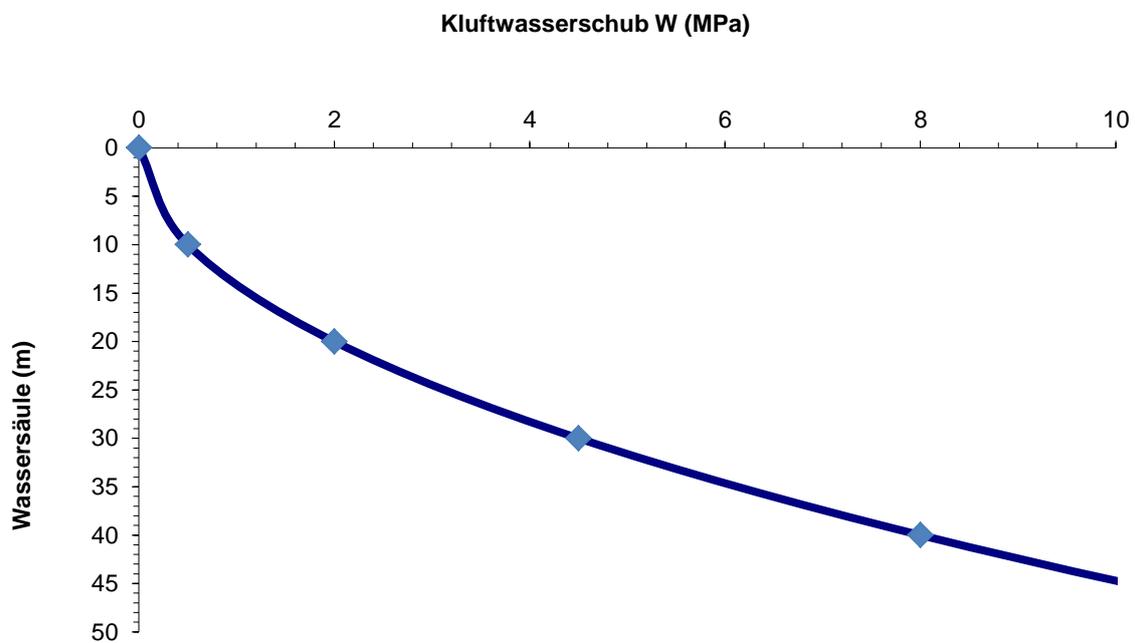


Abbildung 19: Hydrostatischer Druck in Klüften in Abhängigkeit der Wassersäule.

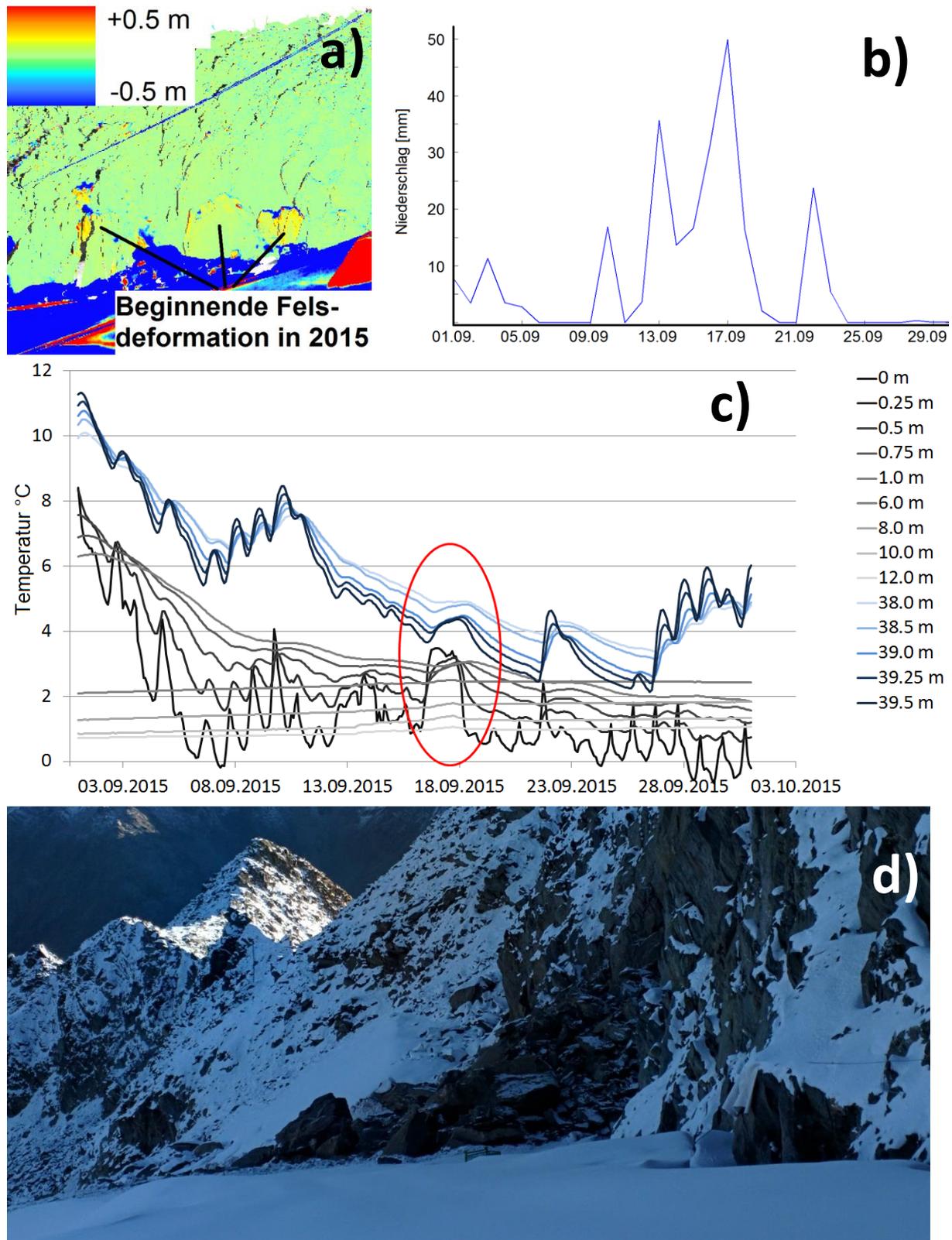


Abbildung 20: Zwischen den TLS Messungen 2014 und 2015 zeigten sich Fels-deformationen in der Gemstock Nordwand (a). Vom 13. bis 19.09.2015 kam es zu ergiebigen Regenfällen (b) welche für eine Erwärmung der Felstemperaturen bis in über 10 Meter Tiefe sorgten (c), (Tiefenangaben von Norden her gezählt, siehe Abschnitt 2.5 für Details). Am 19.09.2015 kollabierten die bereits deformierten Felsbereiche, vermutlich infolge der Erwärmung und des hydrostatischen Drucks (d) (Daten: SLF / PERMOS).

3.6. Thermomechanische Prozesse

Jahreszeitliche Temperaturschwankungen der Atmosphäre dringen bis zu einer gewissen Tiefe und mit dabei abnehmender Amplitude auch in Felswände ein. Die in dieser thermisch aktiven Schicht induzierten Volumenänderungen verursachen Spannungen im Fels (Gischig et al., 2011a). Ein grosser Teil der so verursachten Verformungen kann reversible sein (Lanfranchi, 2012). Über längere Zeiträume können jedoch bevorzugt an Diskontinuitäten Ermüdungsbrüche auftreten, welche zur Kluft Ausbreitung und Gesteinsverwitterung beitragen (Erismann and Abele, 2001; Hasler et al., 2012). Gischig et al. (2011b) konnten nachweisen, dass die thermisch induzierten Spannungen im Fels sogar weit über die thermisch aktive Schicht hinausreichen können und im Fall des Bergsturzes von Randa bis in Tiefen von über 100 m wirken, wo sie in Bruchzonen für irreversible Deformationen sorgen.

3.7. Erdbeben

Erdbeben können Felsstürze auslösen. Abhängig ist das von der Stärke des Erdbebens und der Entfernung vom Epizentrum. Keefer (1984) zeigt anhand empirischer Daten Grenzwerte für eine Auslösung von Felsstürzen in Abhängigkeit beider Grössen. Häufig beobachtet wurden durch Erdbeben ausgelöste Felsstürze ab einer Stärke 5 auf der Richterskala (Wieczorek and Jäger, 1996). Entscheidend für die Auswirkungen eines Erdbebens ist die Prädisposition: Zerklüftete Bereiche innerhalb aktiver Hangbewegungen können durch Erdbeben bis zu 8 mal stärker in Schwingung versetzt werden als umliegendes Gelände (Moore et al., 2012). Dementsprechend können in solchen Bereichen auch relativ schwache Erdbeben bereits Felsstürze auslösen. Umgekehrt lösen Felsstürze ab etwa 50'000 m³ meist seismische Signale aus, wodurch ihr genauer Abgangszeitpunkt und ihre ungefähre Position bestimmt werden können (Dammeier et al., 2011).

4. Der Prozess der Destabilisierung

Die geodätische Überwachung aller im Kapitel Datengrundlage vorgestellten Felssturzgebiete ergab ein gemeinsames Ergebnis: Alle Felssturzereignisse egal welcher Grössenordnung kündigten sich Monate zuvor durch Felsdeformationen im Bereich von wenigen bis einigen Zentimeter an. Auch andere Studien kamen zu diesem Ergebnis (Abellán et al., 2010; Rabatel et al., 2008). Wurden irreversible Bewegungen in dieser Grössenordnung gemessen, folgten diesen kurz bis mittelfristig in jedem Fall Sturzereignisse. Die frühzeitige Erkennung von Felssturzereignissen ist daher möglich. Die vorausgehenden Felsdeformationen zeigen aber auch, dass Felsstürze jeweils nur der Endpunkt eines längeren Prozesses sind und nicht schlagartig durch ein individuelles Ereignis ausgelöst werden. Vielmehr kamen sämtliche Studien zu dem Ergebnis, dass meist ein Zusammenspiel mehrerer Faktoren zum letztlichen Versagen führt (Fischer et al., 2010; Krautblatter et al., 2013; Lanfranchi, 2012; Phillips et al., 2016c). Diese Prozesse können wie beispielsweise am Piz Kesch über mehrere Jahrtausende andauern und in dabei in wechselnder Intensität wirken ehe es zum Felssturz kommt.

4.1. Relevanz der Einzelfaktoren

Zweifellos sind (schnelle) Klimaerwärmungen ein Katalysator, welcher die destabilisierenden Aspekte der Faktoren kryostatischer Druck, Permafrost, Gletscherrückzug und Starkniederschläge deutlich verstärkt. Die aktuelle starke Häufung von Felssturzereignissen im Sektor Nord (ca. 65% Waibel (2016)) passt gut in dieses Bild. Sie legt nahe, dass Faktoren wie Permafrost und kryostatischer Druck, welche vermehrt im Nordsektor auftreten, in Zeiten der Klimaerwärmung eine wesentliche Rolle für die Felssturzaktivität spielen. Die gleichzeitige Häufung von Felsstürzen in Bereichen und zu Zeiten mit warmem Permafrost deutet auf die Relevanz von Permafrost für die Hangstabilität (Ravanel et al., 2010), (Abb. 22). Die deutliche Häufung von Felsstürzen in den Schweizer Alpen im feuchtwarmen Sommer 2015 im Vergleich zu ähnlich warmen aber trockneren Sommern wiederum deutet auf eine hohe Relevanz von Regenfällen bis in grosse Höhen auf Felsstürze hin. Auch Keefer (1984) fand einen deutlichen zeitlichen Zusammengang zwischen starken Regenfällen und Felsstürzen.

Alle seit 2006 in der SLF Felssturzdatenbank erfassten Felsstürze fanden oberhalb von 2500 m statt. Etwa 40% davon befanden sich näher als 100 m an der derzeitigen Vergletscherung und waren somit wahrscheinlich von zurückliegender stärkerer Vergletscherung betroffen. Vergleicht man die Fläche steiler Hangpartien über 40° Neigung innerhalb dieser 100 m breiten Pufferzone rund um Gletscher und innerhalb der gesamten Fläche oberhalb 2500 m, so ergibt sich ein Verhältnis von etwa 15:85. Wenn nun 40% der Felsstürze innerhalb von 15% der Gesamtfläche auftreten, spricht dies für eine Häufung von Felsstürzen in der Nähe von Gletschern (Abb. 21). Andere Autoren stellten ebenso eine Häufung von Felssturzereignissen in der Umgebung von Gletschern fest (Allen et al., 2011).

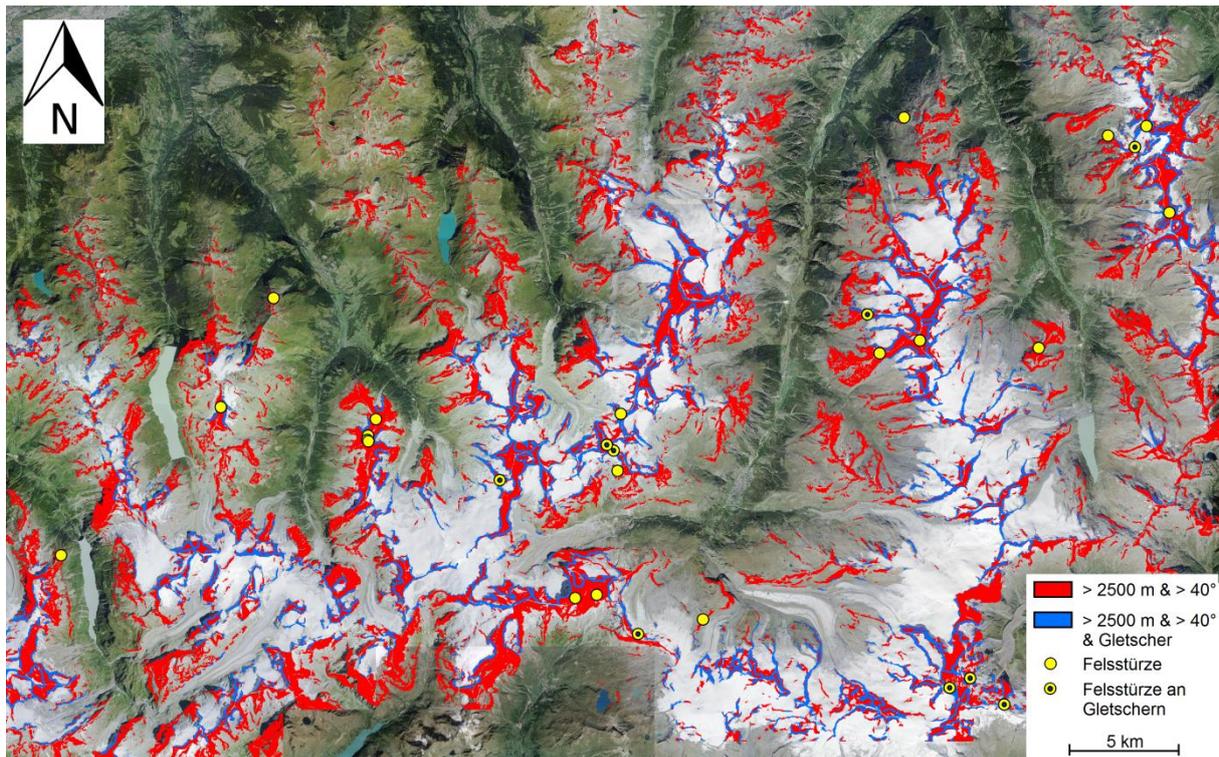


Abbildung 21: Orthophoto der Walliser Alpen, rot eingefärbt sind Bereiche oberhalb 2500 m Meereshöhe die steiler sind als 40°. Blau eingefärbt sind die Bereiche die zusätzlich noch näher als 100 m an Gletschern liegen. Gelbe Kreise markieren Felsstürze in der roten Zone, gelbe Kreise mit blauem Punkt markieren Felsstürze in der blauen Zone. In der blauen Zone ist die Felssturzrate pro Flächeneinheit höher (Orthofoto: swissimage©2014 swisstopo (5704 000 000)).

Thermomechanische Prozesse sind ein sehr langfristig wirkender Faktor und treten unabhängig vom Klimawandel mit zeitlich hoher Kontinuität auf. Den Effekt dieser Prozesse zu messen und ihre Relevanz zu quantifizieren ist daher schwierig. Ein Hinweis könnten expositionsabhängige Unterschiede geben. Die täglichen und saisonalen Temperaturunterschiede an der Felsoberfläche sind in Südwänden deutlich grösser als in Nordwänden (Haberkorn et al., 2015). Es ist in Südwänden daher mit einer stärkeren thermischen Expansion und Kontraktion des Felsens zu rechnen. Die Felssturzaktivität in Südwänden ist dennoch deutlich geringer als die in Nordwänden (Waibel, 2016). Starke Erdbeben welche nachweislich Felsstürze auslösen können treten in der Schweiz relativ selten auf. Es gibt nur wenige dokumentierte Felssturzereignisse infolge von Erdbeben in der Schweiz (Nussbaum, 1957). Ein Zusammenhang zwischen Felsstürzen und den in der Schweiz häufigeren schwachen Beben mit einer Stärke von 3-4 auf der Richterskala konnte bisher nicht hergestellt werden.

Allgemein kann festgehalten werden, dass die Relevanz eines Faktors nicht für jede Felswand und jeden Felssturz gleich ist. Im Gegenteil ist die Wirksamkeit eines Faktors stark von den gegebenen externen- (z.B. Klima, Exposition) und internen (z.B. Lithologie, geol. Struktur, Eigenschaften des Kluftsystems, Grad der Destabilisierung) Bedingungen abhängig und eine individuelle Analyse ist in jedem Fall nötig (McColl, 2012).

4.2. Der Effekt einzelner Faktoren im Prozessablauf

Fokussieren wir uns im Weiteren auf die höchstwahrscheinlich relevantesten 4 Faktoren für hochalpine Felsstürze: kryostatischer Druck, Permafrost, Vergletscherung und Sommerniederschlag. Diese Faktoren wirken in deutlich unterschiedlichen Zeitskalen. kryostatischer Druck ist dabei der konstanteste destabilisierende Faktor, welcher unter nahezu allen Klimabedingungen aktiv zur Kluftöffnung und -ausbreitung sowie Zerstörung von Felsbrücken beiträgt. Diese Prozesse laufen konstant und dauerhaft und sind auch an stabilen Felsformationen über saisonales Kluftöffnen und -schliessen messbar (Lanfranchi, 2012). Die Effekte von Permafrost und Vergletscherung werden zeitlich weniger konstant deutlich. Sie sind gekoppelt an klimatische Schwankungen und treten vor allem durch Klimaerwärmungen in Erscheinung (Gruber et al., 2004; McColl, 2012). Diese Faktoren können daher für eine zeitlich begrenzte Verstärkung der Felssturzaktivität sorgen, so wie wir sie derzeit erleben. Im Gegensatz dazu stellen sommerliche Starkniederschläge und der dadurch ausgelöste hydrostatische Druck den am kurzfristigsten wirkenden Auslösefaktor dar. Ein durch die übrigen 3 Faktoren ausreichend destabilisierter Felsbereich kann im Zuge von Starkniederschlägen durch hydrostatischen Druck im Kluftsystem und Reibungsverlust den letzten Impuls zum finalen Kollaps erhalten (Wieczorek and Jäger, 1996).

4.3. Zusammenwirken der Faktoren

Zusammenfassend tragen alle vier oben erwähnte Hauptfaktoren zur Zermürbung der Felsstruktur und Ausweitung des Kluftsystems bei, allerdings in unterschiedlicher zeitlicher Intensität. In der Folge soll ein fiktives Beispiel, einen unter vielen möglichen Prozessabläufen veranschaulichen, welcher zu einem Felssturz führen kann: Das tektonisch etablierte Kluftsystem wird durch Frostsprengung erweitert (Matsuoka and Murton, 2008). Tiefere Bereiche liegen im Permafrost und dort führt Eissegregation zu einer weiteren Öffnung und Vertiefung des Kluftsystems (Murton et al., 2006). An der Basis der Felswand fließt ein Gletscher und übt Druck auf die Wandbasis aus welchen diese mit einer elastischen Deformation kompensiert (McColl, 2012). Über die Jahrtausende gibt es Klimaschwankungen welche zum Gletscherschwund und zum teilweisen Tauen des Permafrostes führen. Die wechselnde Gletschereislast und die daraus folgenden wechselnden Deformationen der Felswand haben zu Ermüdungsbrüchen geführt und die Basis der Felswand geschwächt (Cossart et al., 2008). Phasen in denen Permafrost nur knapp und zeitweise vorhanden ist sorgen für kleinere oberflächennahe Felsstürze. Ausserdem können in dieser Zeit Frostwechselzyklen bis in grosse Tiefe wirken, witterungsabhängig geschieht dies auf jährlicher Basis oder nach mehreren kühleren Jahren und der kurzfristigen Wiederherstellung von Permafrost auch auf mehrjähriger Basis und somit bis in grosse Tiefe. Dies führt zu einer Beschleunigung des Kluftwachstums und dazu, dass die Felswand die wachsenden Kräfte im Kluftsystem nur noch durch einen irreversiblen Bewegungsprozess in mehreren Dekametern Tiefe kompensieren kann. Kryostatischer Druck führt von nun an zu einem sukzessiven Fortgang dieses Gleitprozesses. Da dieser irreversibel ist, stellt sich eine positive Rückkopplung ein und die Bewegung öffnet wiederum neue Räume für Frostsprengung und Eissegregation. Dadurch beschleunigt sich der Gleitprozess. Eine neuerliche Klimaerwärmung sorgt für das Abschmelzen des Gletschers

am Wandfuss an dem die Gleitzone ansteht. Der Gleitprozess beschleunigt daraufhin drastisch auf mehrere Zentimeter pro Jahr. Szenario A: Ein heftiger Gewitterregen während einer Hitzewelle füllt das Kluftsystem mit Wasser und sorgt schliesslich für den Abgang eines mehrere 10 000 m³ grossen Felssturzes. Szenario B: Anfang Januar erreicht die Gefrierfront den nahe 0° C Permafrost und sorgt dort für ein rasches Gefrieren von Wasser welches während des Sommers eingedrungen ist und nun zwischen Permafrost und saisonalem Frost eingeschlossen ist. Die Volumenzunahme des gefrierenden Wassers und die Stabilitätsverluste durch die zu dieser Jahreszeit auftretenden Maximaltemperaturen im Permafrost führen zum Abgang eines mehrere 100 000 m³ grossen Felssturzes.

4.4. Jahreszeiten und Tiefe der Anrisszonen

Im vorhergehenden Beispiel ist auffällig, dass die zwei finalen Auslöseszenarien zu völlig unterschiedlichen Jahreszeiten stattfinden, das eine im Hochsommer während einer hohen Schneefallgrenze, das andere im Hochwinter. Auch die Volumenangaben sind nicht zufällig gewählt. Tatsächlich zeigt die SLF Felssturzdatenbank, dass der saisonale Auslösezeitpunkt eines Felssturzes deutlich von seiner Grösse abhängt. So finden Felsstürze mit einem Volumen bis zu 100'000 m³ hauptsächlich im Spätsommer statt und sind verknüpft mit aussergewöhnlich hohen Felstemperaturen (Luethi et al., 2015), (Abb. 22).

Grössere Felsstürze hingegen treten das ganze Jahr über auf und zeigen nur eine schwache Häufung anfangs Winter. Dies legt nahe, dass hohe Permafrost Temperaturen und möglicherweise hydrostatischer Druck grossen Einfluss auf das Abgangsdatum kleinerer Felsstürze haben. Bei grossen Felsstürzen oder Bergstürzen hingegen scheinen die Auslöser vielschichtiger zu sein. Das Volumen eines Felssturzes ist stark korreliert mit der Tiefe seiner Anrisszone. Die Anrisszonen kleiner Felsstürze liegen daher relativ oberflächennah und atmosphärische Temperaturschwankungen können mit relativ kurzer Verzögerung bis in diese Tiefe vordringen. Die Anrisszonen grosser Felsstürze liegen so tief, dass sich Temperaturschwankungen an der Oberfläche dort mit einer bis zu halbjährigen Verzögerung widerspiegeln oder aber gar keine saisonalen Temperaturschwankungen mehr stattfinden. Der saisonale Effekt der Permafrosterwärmung würde dort also entweder erst im Winter stattfinden oder gar nicht. Ein jahreszeitunabhängiger Langzeittrend zur Permafrosterwärmung kann hingegen in allen Tiefen wirken. Da in den Anrissstiefen grosser Felsstürze jahreszeitliche Effekte häufig kaum eine Rolle spielen, treten sie das ganze Jahr über auf. Was genau der finale Auslöser für einen grossen Felssturz war, ist daher auch im Nachhinein umso schwerer zu bestimmen. Die leichte Häufung grosser Stürze zu Winterbeginn deutet auf Permafrosterwärmung und kryostatischen Druck durch Wiedergefrieren. Es kommen aber prinzipiell alle der genannten Faktoren in Frage.

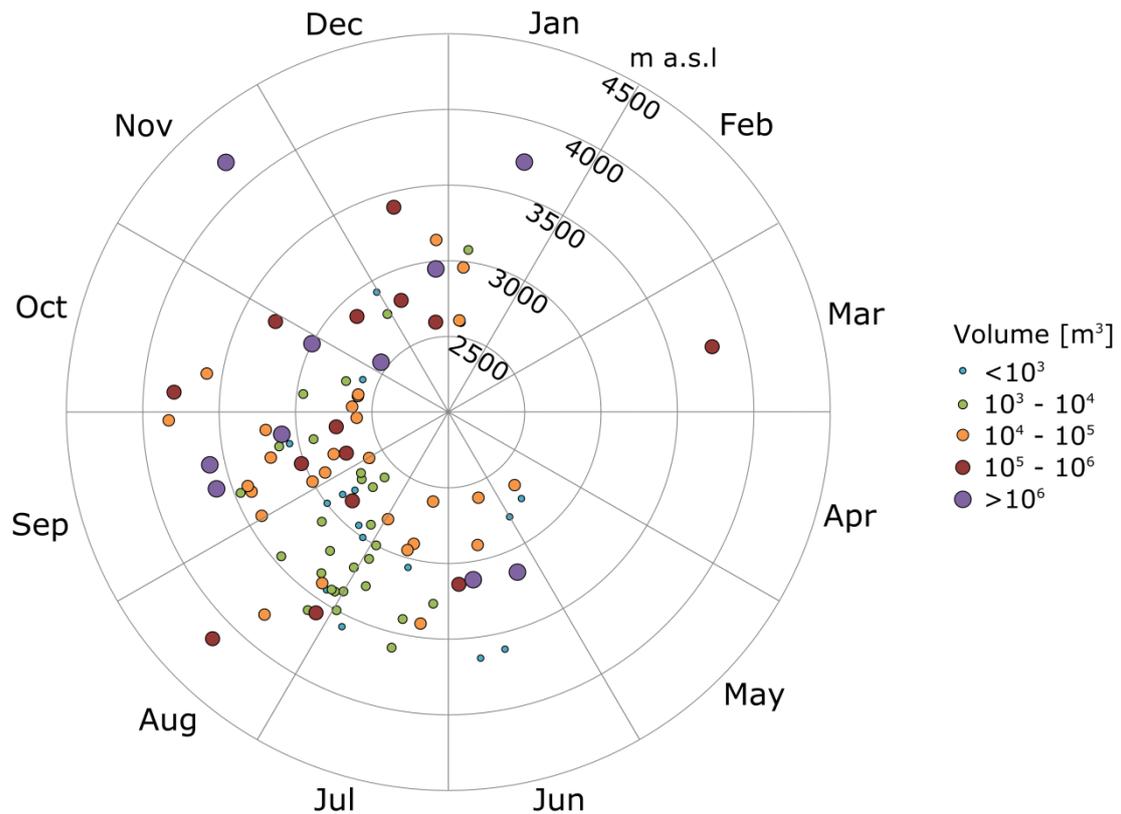


Abbildung 22: In der SLF Datenbank erfasste Felsstürze nach Jahreszeit, Volumen und Höhenlage (1714-2017). Es zeigt sich eine Häufung von kleineren Felssturzereignissen bis $100'000 \text{ m}^3$ Ende des Sommers und um etwa 3000 m Höhe, was zeitlich und räumlich den Bereichen mit warmem Permafrost entspricht. Grössere Felsstürze ereignen sich in allen Höhen und recht gleichmässig, hauptsächlich über die zweite Jahreshälfte verteilt. Sie können auch im Winter auftreten. (Daten: SLF, PERMOS, StorMe, Guardaval, Daten von Ravel & Deline (Mont Blanc Gebiet)).

5. Ausblick: Permafrost in Felswänden und Klimawandel

Ein Felssturz ist der Endpunkt eines teilweise Jahrtausende dauernden Gesamtprozesses der Destabilisierung an dem mindestens 5 treibende Faktoren beteiligt sind. **Permafrost** ist einer dieser Faktoren und hat in Bezug auf die Felswandstabilität sehr widersprüchliche Eigenschaften. Einerseits ist es ein stabilisierender Faktor, welcher den Kollaps instabiler Felspartien verhindern kann. Ausserdem begrenzt er die Tiefenreichweite destruktiver Prozesse wie Frostwechselzyklen und das Eindringen von Wasser in den Fels. Gleichzeitig kann Permafrost aber auch die destabilisierende Wirkung weiterer Faktoren verstärken:

So begünstigt Permafrost **kryostatischen Druck** durch Eissegregation (dauerhaft negative Temperaturen) und Frostsprennung (Ausbildung einer geschlossenen Gefrierfront um Wasser). Auch **thermomechanische Prozesse** haben einen stärkeren Effekt im Permafrost, da Eis in Spalten einen deutlich höheren Ausdehnungskoeffizienten hat als der Fels selber. So katalysiert Permafrost die Felszerklüftung, verhindert aber gleichzeitig Massenbewegungen. Sobald der Permafrost sich aber erwärmt oder verschwindet werden

die geschaffenen Instabilitäten aktiviert. Dies geschieht in Folge des Klimawandels, welcher nicht nur für eine Zunahme von Durchschnittstemperaturen und extremen Hitzeereignissen sorgt, sondern auch eine Häufung von Starkniederschlägen im Hochgebirge verursacht (Scherrer et al., 2016).

Die verbleibenden zwei Faktoren **Gletscher** und **Starkniederschläge** können neben ihren eigentlichen destruktiven Eigenschaften gegenüber Felswänden diese Permafrosterwärmung noch verstärken: Permafrost kann im Zuge einer Ausaperung zuvor vergletschter Felswände in Ungleichgewicht kommen und seine stabilisierende Wirkung verlieren (Davies et al., 2001). Starke Regenfälle führen einer Felswand mit Permafrost grosse Mengen laterale Energie zu und können für eine Erwärmung des Klufteises führen (Abb.12 & 20).

Permafrost ist an sich nur ein thermischer Zustand und damit kaum ein Auslöser von Felsstürzen, er hat allerdings eine regulatorische Funktion. Er kann destruktive Prozesse sowohl verstärken als auch bremsen und Instabilitäten konservieren oder aktivieren. In der jetzigen Phase von Permafrosterwärmung und -degeneration werden vor allem alte, latente Instabilitäten aktiviert. Gleichzeitig erlauben tiefere Auftauschichten ein weitreichenderes Wirken von Frostwechselzyklen und Niederschlagswasser. In der Folge sind wir für die Zeit in der die Veränderungen im Permafrost anhalten mit einer deutlich erhöhten Frequenz von Felssturzereignissen konfrontiert.

6. Literatur

- Abellán A, Calvet J, Vilaplana JM, Blanchard J. 2010. Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* 119(3–4): 162-171. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.03.016>
- Aliha MRM, Ayatollahi MR, Smith DJ, Pavier MJ. 2010. Geometry and size effects on fracture trajectory in a limestone rock under mixed mode loading. *Engineering Fracture Mechanics* 77(11): 2200-2212. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.engfracmech.2010.03.009>
- Allen SK, Cox SC, Owens IF. 2011. Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: A regional study considering possible climate change impacts. *Landslides* 8(1): 33-48. doi: 10.1007/s10346-010-0222-z
- Amann F, Kos A, Phillips M, Limpach P, 2016. Hanginstabilität am Freiberg Kärfpf, Glarus. Überblick der ingenieur-geologischen Untersuchungen und wesentlichen Ergebnisse zwischen 2009 und 2016
- Ballantyne CK. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21(18–19): 1935-2017. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7)
- Cossart E, Braucher R, Fort M, Bourlès DL, Carcaillet J. 2008. Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95(1–2): 3-26. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.022>
- Dadson SJ, Church M. 2005. Postglacial topographic evolution of glaciated valleys: A stochastic landscape evolution model. *Earth Surface Processes and Landforms* 30(11): 1387-1403. doi: 10.1002/esp.1199

- Dammeier F, Moore JR, Haslinger F, Loew S. 2011. Characterization of alpine rockslides using statistical analysis of seismic signals. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116(F4): F04024. doi: 10.1029/2011jf002037
- Davies M, Hamza O, Lumsden B, Harris C. 2000. Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints. *Annals of Glaciology* 31: 463-467
- Davies MCR, Hamza O, Harris C. 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 137-144
- De Preux A, 2014. Characterization of a large rock slope instability at Pizzo Cengalo (Switzerland): roles of structural predisposition and permafrost on stability. Masters thesis Thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 92 pp
- Erismann TH, Abele G, 2001. Dynamics of rockslides and rockfalls. Springer
- Felder J, 2015. The influence of ice filled joints on rock slope stability. Master Thesis, Engineering Geology, ETH Zürich
- Fischer L, Amann F, Moore JR, Huggel C. 2010. Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierwa rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). *Engineering Geology* 116(1–2): 32–43. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.005>
- Girard L, Gruber S, Weber S, Beutel J. 2013. Environmental controls of frost cracking revealed through in situ acoustic emission measurements in steep bedrock. *Geophysical Research Letters* 40(9): 1748-1753. doi: 10.1002/grl.50384
- Gischig VS, Moore JR, Evans KF, Amann F, Loew S. 2011a. Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116(F4): F04010. doi: 10.1029/2011jf002006
- Gischig VS, Moore JR, Evans KF, Amann F, Loew S. 2011b. Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. The Randa rock slope instability. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 116(F4): F04011. doi: 10.1029/2011jf002007
- Gruber S, Hoelzle M, Haeberli W. 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophys. Res. Lett.* 31(L13504): 1-4
- Haberkorn A, Hoelzle M, Phillips M, Kenner R. 2015. Snow as a driving factor of rock surface temperatures in steep rough rock walls. *Cold Regions Science and Technology* 118: 64-75. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2015.06.013>
- Haeberli W, Wegmann M, Vonder Mühll D. 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geol. Helv.* 90: 407-414
- Hall K, Thorn CE, Matsuoka N, Prick A. 2002. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography* 26(4): 577-603. doi: 10.1191/0309133302pp353ra
- Hallet B, Walder JS, Stubbs CW. 1991. Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes* 2: 283-300
- Harris C, Vonder Mühll D, Isaksen K, Haeberli W, Sollid JL, King L, Holmlund P, Dramis F, Guglielmin M, Palacios D. 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39: 215-225. doi: 10.1016/j.glopacha.2003.04.001
- Hasler A, Gruber S, Beutel J. 2012. Kinematics of steep bedrock permafrost. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117(F1): F01016. doi: 10.1029/2011jf001981
- Hoagland RG, Hahn GT, Rosenfield AR. 1973. Influence of microstructure on fracture propagation in rock. *Rock mechanics* 5(2): 77-106. doi: 10.1007/bf01240160
- Huggel C, Salzmann N, Allen S, Caplan-Auerbach J, Fischer L, Haeberli W, Larsen C, Schneider D, Wessels R. 2010. Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368(1919): 2435-2459. doi: 10.1098/rsta.2010.0078
- Keefer DK. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95(4): 406-421. doi: 10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO

- Kenner R, Phillips M, Danioth C, Denier C, Zraggen A. 2011. Investigation of rock and ice loss in a recently deglaciated mountain rock wall using terrestrial laser scanning: Gemsstock, Swiss Alps. *Cold Regions Science and Technology* 67: 157-164. doi: 10.1016/j.coldregions.2011.04.006
- Kos A, Amann F, Strozzi T, Delaloye R, von Ruetten J, Springman S. 2016. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. *Geophysical Research Letters* 43(24): 12,466-12,474. doi: 10.1002/2016GL071708
- Krautblatter M, Funk D, Günzel FK. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms* 38(8): 876-887. doi: 10.1002/esp.3374
- Lanfranchi O, 2012. Eine geomechanische Analyse der Felsinstabilität am Kärf, Kanton Glarus, Schweiz. Masters Thesis Thesis, ETH Zurich, Zurich, 89 pp
- Luethi R, Gruber S, Ravanel L. 2015. Modelling Transient Ground Surface Temperatures of Past Rockfall Events: Towards a Better Understanding of Failure Mechanisms in Changing Periglacial Environments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 97(4): 753-767. doi: 10.1111/geoa.12114
- Matsuoka N, Murton J. 2008. Frost weathering: Recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes* 19(2): 195-210. doi: 10.1002/ppp.620
- McColl ST. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153-154: 1-16. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015>
- Moore J, Gischig V, Amann F, Hunziker M, Burjanek J. 2012. Earthquake-triggered rock slope failures: Damage and site effects. In: *Proceedings 11th International & 2nd North American Symposium on Landslides*,
- Murton JB, Peterson R, J-C. O. 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314: 1127-1129
- Nussbaum F. 1957. Über rezente Erdrutsche und Felsstürze in der Schweiz. *Geogr. Helv.* 12(1): 216-222. doi: 10.5194/gh-12-216-1957
- PERMOS, 2016. Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014
- Petrovic JJ. 2003. Review Mechanical properties of ice and snow. *Journal of Materials Science* 38(1): 1-6. doi: 10.1023/a:1021134128038
- Phillips M, Haberkorn A, Draebing D, Krautblatter M, Rhyner H, Kenner R. 2016a. Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps. *Cold Regions Science and Technology* 125: 117-127. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.coldregions.2016.02.010>
- Phillips M, Kos A, Amann F, Bonanomi Y, Huwiler A, Negrini M, Lüthi R, Kenner R, Wolter A, Bühler Y. 2016b. Deep-seated rock slope failures in mountain permafrost: Pizzo Cengalo and Piz Kesch (Canton Grisons, Switzerland). In: *Living with natural risks, 13th Congress Interpraevent*, Lucerne, Switzerland, G. Kobltschnig (eds). *International Research Society Interpraevent.*, 148-149
- Phillips M, Lüthi R, Kenner R, Barblan R. 2015. Felssturz am Piz Kesch, Winter 2015. *Bündner Wald*(1/2015): 46-49
- Phillips M, Wolter A, Lüthi R, Amann F, Kenner R, Bühler Y. 2016c. Rock slope failure in a recently deglaciated permafrost rock wall at Piz Kesch (Eastern Swiss Alps), February 2014. *Earth Surface Processes and Landforms*: n/a-n/a. doi: 10.1002/esp.3992
- Rabatel A, Deline P, Jaillet S, Ravanel L. 2008. Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: a case study in the Mont Blanc area. *Geophysical Research Letters* 35: L10502. doi: 10.1029/2008G:033424
- Ravanel L, Allignol F, Deline P, Gruber S, Ravello M. 2010. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides* 7(4): 493-501. doi: 10.1007/s10346-010-0206-z
- Scherrer SC, Fischer EM, Posselt R, Liniger MA, Croci-Maspoli M, Knutti R. 2016. Emerging trends in heavy precipitation and hot temperature extremes in Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121(6): 2626-2637. doi: 10.1002/2015JD024634

- Waibel P, 2016. Rockfalls on glaciers in the Swiss Alps - a long term magnitude-frequency analysis of rockfall events triggered by climate change, Zurich University of Applied Science, Wädenswil
- Walder J, Hallet B. 1985. A theoretical model of the fracture of rock during freezing. Geological Society of America Bulletin 96: 336-346
- Wieczorek GF, Jäger S. 1996. Triggering mechanisms and depositional rates of postglacial slope-movement processes in the Yosemite Valley, California. Geomorphology 15(1): 17-31. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00112-I](http://dx.doi.org/10.1016/0169-555X(95)00112-I)
- Zenklusen Mutter E, Blanchet J, Phillips M. 2010. Analysis of ground temperature trends in Alpine permafrost using generalized least squares. Journal of Geophysical Research(115): F004009. doi: 10.1029/2009JF001648