

Monte Rosa Ostwand : Geologie, Vergletscherung, Permafrost und Sturzereignisse in einer hochalpinen Steilwand

Autor(en): **Fischer, Luzia**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin für angewandte Geologie**

Band (Jahr): **11 (2006)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-226162>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Monte Rosa Ostwand – Geologie, Vergletscherung, Permafrost und Sturzereignisse in einer hochalpinen Steilwand Luzia Fischer¹

Stichworte: Hochalpine Steilwand, Gletscherrückzug, Permafrost, Klimaerwärmung, Felssturz, Eislawine, Sturzmodellierung

Zusammenfassung

Die Monte Rosa Ostwand, Italienische Alpen, ist eine der höchsten Steilwände in den Alpen (2200–4500 m ü.M). Sie weist eine starke Bedeckung von steilen Gletschern und grossflächige Permafrostvorkommen auf. In den letzten zwei Jahrzehnten allerdings konnte ein starker Rückgang der Eisbedeckung beobachtet werden. Sehr offensichtlich ist auch die stark erhöhte Massenbewegungsaktivität. An verschiedenen Stellen in der Wand entwickelten sich Instabilitäten in Fels und Eis und es ereigneten sich vermehrt Felsstürze, Murgänge und Eislawinen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden drei verschiedene Faktoren, die Geologie, die Gletscherveränderungen und die Permafrostverteilung der Monte Rosa Ostwand untersucht. Es zeigte sich, dass sich viele der neu entstandenen Anrisszonen an Stellen befinden, die vor kurzer Zeit eisfrei geworden sind. Dazu liegen die meisten Anrisszonen in der Höhenstufe des Permafrostvorkommens, viele davon nahe der modellierten und abgeschätzten unteren Grenze des regionalen Permafrostvorkommens. Aufgrund der fortschreitenden Entwicklungen der Klimaerwärmung und damit zusammenhängenden Veränderungen werden Instabilitäten Monte Rosa Ostwand auch weiterhin eine kritische Gefahrenzone darstellen. Modellierungen von Felssturz-, Eislawinen- und Murgangereignissen zeigen, dass diese eine Gefährdung für besiedelte und touristisch genutzte Gebiete darstellen können.

Abstract

The Monte Rosa east face, Italian Alps, is one of the highest flanks in the Alps (2200–4500 m a.s.l.). Steep hanging glaciers and permafrost cover large parts of the flank. During recent decades, the ice cover of the Monte Rosa east face experienced an accelerated and drastic loss in extent. The development of new slope instabilities in rock and ice and enhanced gravitational mass movements such as rock falls, debris flows and ice avalanches was observed. This study is based on multidisciplinary investigations on the geology, glacial changes and permafrost distribution in the flank. It reveals that most of the new detachment zones are located in areas, where the surface ice disappeared recently. Furthermore, most of the active detachment zones are located in permafrost zones, for the most part close to the modelled and estimated lower boundary of the regional permafrost distribution. In the view of ongoing or even enhanced atmospheric warming and associated changes it is therefore very likely that the slope instabilities in the Monte Rosa east face will continue to represent a critical hazard source. Modelling of mass movement events has shown that large magnitude events may endanger populated and touristic used areas.

¹ Glaziologie und Geomorphodynamik Gruppe, Geographisches Institut, Universität Zürich, Winterthurerstr. 190, 8057 Zürich, luzfisch@geo.unizh.ch

1. Einleitung

Gletscher- und Permafrostvorkommen in Hochgebirgsregionen reagieren sehr sensibel auf Änderungen der atmosphärischen Temperatur, da sich die Eistemperaturen oft nahe am Schmelzpunkt befinden (Haeberli & Beniston, 1998; Harris et al., 2001). Daher verursacht die klimatische Entwicklung seit Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts starke Auswirkungen in den glazialen und periglazialen Gebieten der Alpen (IPCC, 2001; Harris et al., 2003). Die Veränderungen sind deutlich sichtbar durch den Rückzug der Gletscher und das Abschmelzen von Firnfeldern. Weniger offensichtlich, jedoch sehr signifikant sind Änderungen in Permafrosttemperaturen und -ausdehnung.

Hochalpine Steilwände, die von Hängegletscher und Firnfeldern bedeckt sind und Permafrostvorkommen aufweisen, sind stark betroffen von diesen Veränderungen im Oberflächen- und Untergrundeis. Die Stabilität solcher Steilwände hängt von vielen verschiedenen Faktoren ab. Das Temperatur- und Spannungsfeld in Fels und Eis sowie die hydrologischen Verhältnisse haben allerdings einen sehr grossen Einfluss (Davies et al. 2001). Durch starken Gletscherschwund und Permafrostdegradation im Hochgebirge infolge der Klimaerwärmung verändern sich diese Faktoren zum Teil extrem, und vor allem in Kombination mit ungünstigen geologischen Faktoren – Trennflächensystem und Lithologie – können sich Instabilitäten entwickeln und verstärkte Massenbewegungen wie Felsstürze, Murgänge oder Eislawinen zur Folge haben (Haeberli et al. 1997; Ballantyne, 2002). Die Zusammenhänge und Prozesse bei solchen Veränderungen sind jedoch sehr komplex und das Forschungsfeld zu diesem Thema ist noch jung.

Die Monte Rosa Ostwand (Fig. 1) ist ein aktuelles Beispiel für solche Veränderungen und Entwicklungen. In den letzten zwei Jahrzehnten hat sich die Wandvereisung stark verändert und die Massenbewegungsaktivität hat deutlich zugenommen.

In der vorliegenden Arbeit geht es in einem ersten Schritt darum, den aktuellen geologischen und glaziologischen Zustand der Monte Rosa Ostwand aufzuzeigen und die Entwicklungen im letzten Jahrhundert zu rekonstruieren. Dafür wurden drei Faktoren – die Geologie, die Vergletscherung und die Permafrostverteilung – mit verschiedenen Methoden untersucht. Zuerst wurden die drei Faktoren einzeln analysiert; danach wurden sie miteinander verglichen, um die Zusammenhänge zwischen Gletscheränderungen und Permafrostdegradation sowie der erhöhten gravitativen Massenbewegungsaktivität in der Monte Rosa Ostwand zu untersuchen.

2. Untersuchungsgebiet

2.1 Monte Rosa Ostwand

Die Monte Rosa Ostwand (Fig. 1) liegt in Norditalien, im Valle Anzasca, südwestlich von Domodossola. Ihre Gipfel – Signalkuppe, Zumsteinspitze, Dufourspitze und Nordend – sind alle über 4500 m ü.M und bilden die Grenze zwischen der Schweiz und Italien. Die Wand ist mit ihren über 2300 m Höhendifferenz eine der höchsten Steilwände Europas. Sie weist eine starke Eisbedeckung und grossflächige Permafrostvorkommen auf.

In den letzten zwei Jahrzehnten fanden in der Monte Rosa Ostwand sehr starke Veränderungen statt. Der Rückzug von Hängegletschern hat sich massiv verstärkt, Firnfelder sind teilweise vollständig abgeschmolzen. Markant ist auch die stark erhöhte Massenbewegungsaktivität. An verschiedenen Stellen in der Monte Rosa Ostwand entwickelten sich Instabilitäten in Fels und Eis und es ereigneten sich viele kleinere bis mittlere Felsstürze, Murgänge und Eislawinen. In den letzten Jahren fanden auch einzelne ausserordentlich grosse Eislawinenereignisse statt.

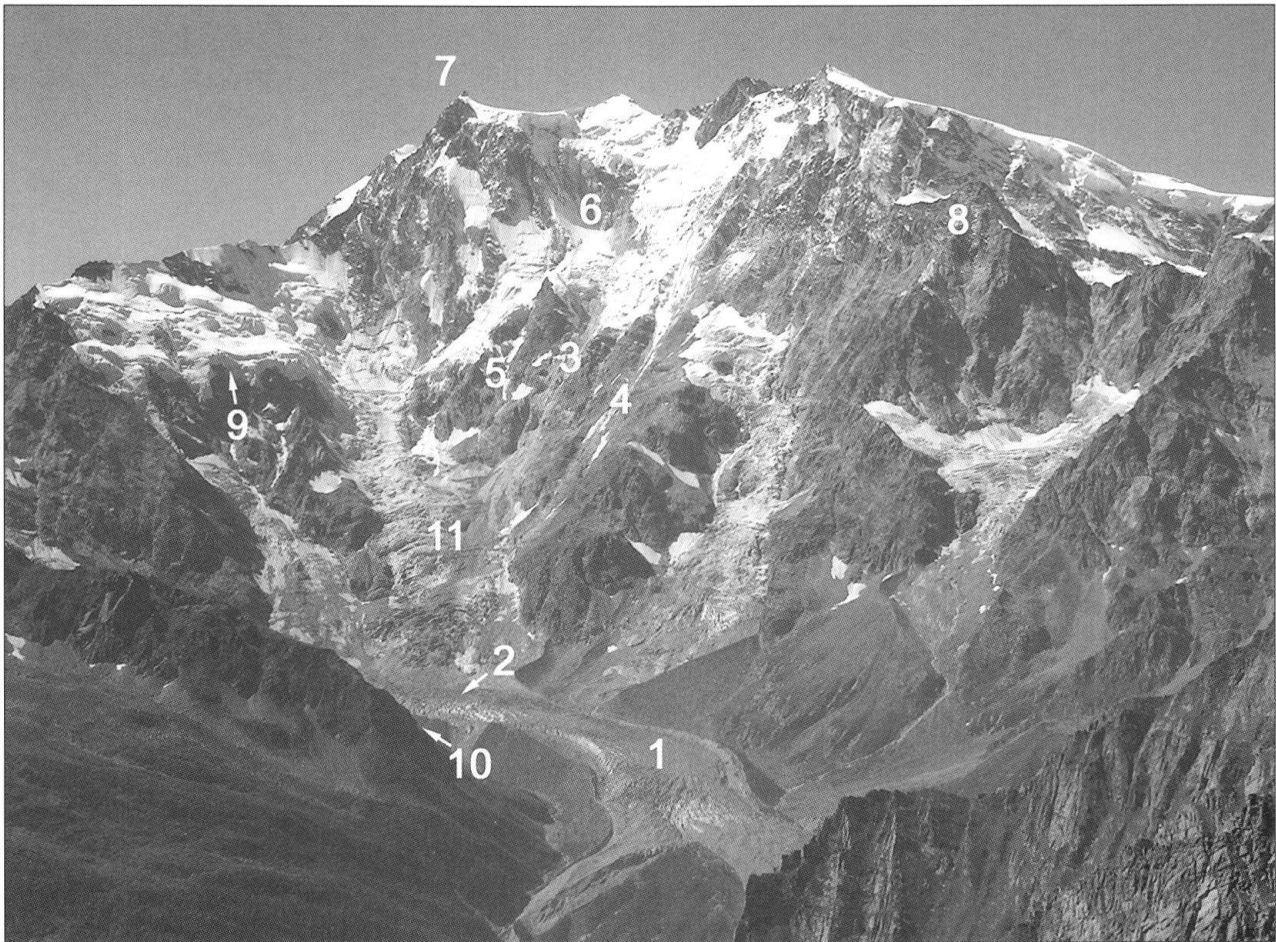


Fig. 1: Monte Rosa Ostwand vom Monte Moro Pass her gesehen (Aufnahme September 2004).

- | | |
|-----------------------------|-------------------------------|
| 1: Ghiacciaio del Belvedere | 7: Signalkuppe |
| 2: Lago Effimero | 8: Jägerhorn |
| 3: Canalone Imseng | 9: Ghiacciaio del Signal |
| 4: Canalone Marinelli | 10: Rifugio Zamboni |
| 5: Canalone Zapparoli | 11: Ghiacciaio del Monte Rosa |
| 6: Parete Innominata | |

2.2 Ghiacciaio del Belvedere

Am Fusse der Monte Rosa Ostwand liegt der Ghiacciaio del Belvedere (Fig. 1, Nr. 1). Der Gletscher hat eine zirka 3 km lange, flache und stark schuttbedeckte Gletscherzunge. Er wird von steilen Gletschern, sowie von Eis- und Schneelawinen aus der Monte Rosa Ostwand genährt.

Zwischen 2000 (möglicherweise schon im Herbst 1999 beginnend) und etwa 2003 wies der Ghiacciaio del Belvedere starke Veränderungen im Fließverhalten auf und zeigte ein surgeartiges Verhalten (d.h. stark erhöhte Fließgeschwindigkeiten). Die Oberflächengeschwindigkeiten, berechnet aufgrund

von photogrammetrischen Messungen in Luftbildern, vervierfachten sich zwischen 2000 und 2001 (Kääb et al., 2004). Infolge des veränderten Fließverhaltens kam es auch zu starken Veränderungen der Gletscheroberfläche. Von September 1999 bis Oktober 2001 erhöhte sich die Gletscheroberfläche praktisch über die ganze Gletscherzunge um 10–25 m und wurde durch viele Gletscherspalten aufgerissen. Der Gletscher überragte die Moränen an gewissen Stellen um mehrere Meter, weshalb Wanderwege wegen Stein- und Eisschlag aus Sicherheitsgründen gesperrt werden mussten. Im obersten Teil des flachen Gletschers allerdings, am Fusse der Monte Rosa Ostwand, senkte sich die

Gletscheroberfläche um etwa 15–35 m, so dass eine tiefe Senke entstand.

Während der Schneeschmelze im Frühling 2002 entwickelte sich in dieser Senke auf dem Gletscher ein supraglazialer See, der Lago Effimero (Fig. 1, Nr. 2). Die Fläche des Sees vergrösserte sich sehr schnell und erreichte ein kritisches Volumen von rund 3 Millionen m³ (Tamburini et al., 2003). Dank künstlicher Massnahmen und dem natürlichen Abflusssystem entleerte sich der See im Verlaufe des Sommers praktisch vollständig. Seit 2002 begannen sich das Fliessverhalten und die Oberflächenhöhe des Ghiacciaio del Belvedere wieder zu normalisieren. Die Senke am Wandfuss blieb jedoch bestehen. Im Frühling 2003 füllte sich der Lago Effimero erneut und entleerte sich im Juni 2003 durch einen subglazialen Ausbruch, bei welchem talabwärts glücklicherweise keine Schäden entstanden. Seither hat sich der Lago Effimero nicht mehr in grossem Masse gebildet, nur kleine Wassertümpel sind jeweils im Sommer zu beobachten.

2.3 Geologie

Während der Feldarbeit im Sommer 2003 wurde Geologie und Geomorphologie des Talkessels des Ghiacciaio del Belvedere und der Monte Rosa Ostwand untersucht und kartiert (Fischer, 2004). Grundlage dazu bildeten der Geologische Atlas der Schweiz im Massstab 1:25'000 mit den Kartenblättern Zermatt und Monte Moro und die Untersuchungen von Bearth (1952).

Die Monte Rosa Ostwand ist aus Ortho- und Paragneisen aufgebaut (Fig. 2). Die zwei Lithologien gehören zum Kristallin der penninischen Monte Rosa-Decke. Ortho- und Paragneise lassen sich im Feld sehr gut anhand des Mineralbestandes und Gefüges unterscheiden. Die Paragneise fallen allgemein durch ihre rötlich-braune Anwitterungsfarbe auf.

Die mineralogische Zusammensetzung der Orthogneise ist variabel. Nebst Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit und Biotit treten kleine Anteile an Apatit, Zirkon, Turma-

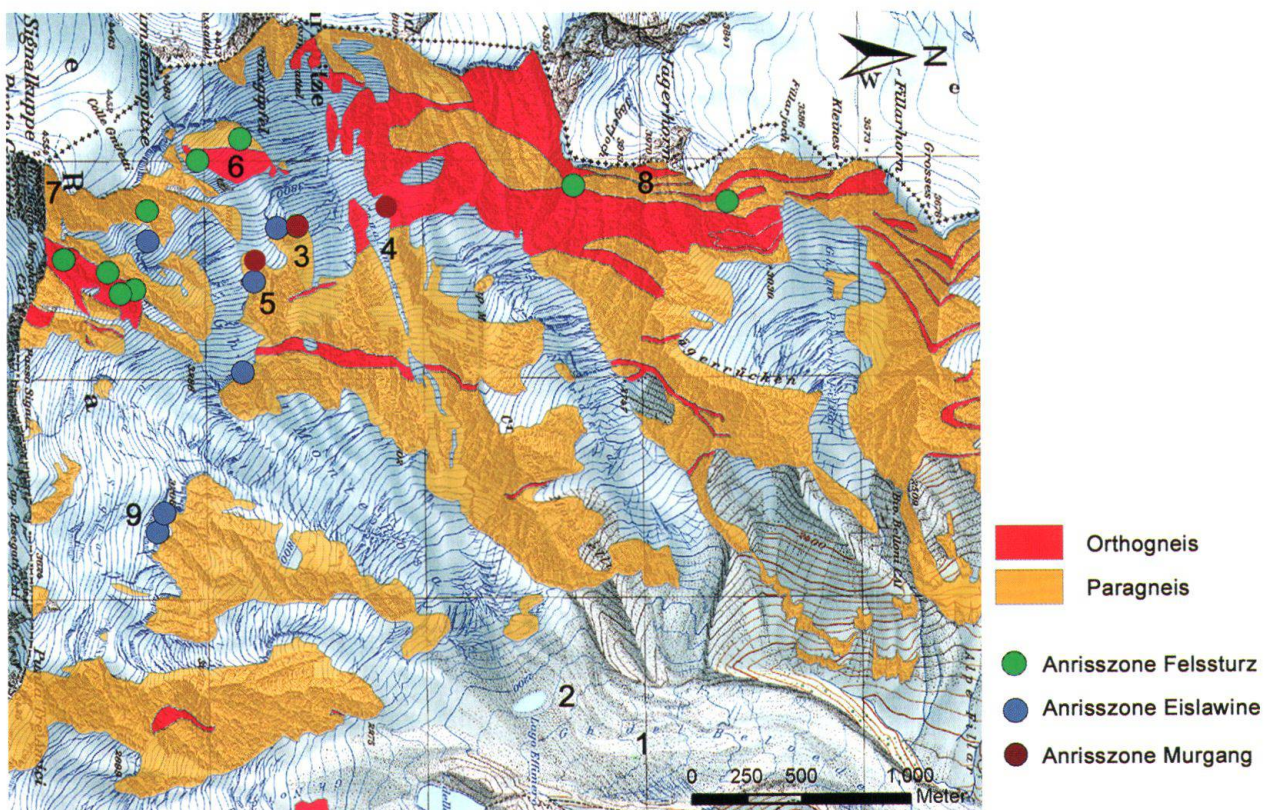


Fig. 2: Die Geologie der Monte Rosa Ostwand; markiert sind die Anrisszonen von beobachteten Massenbewegungsereignissen. Die Nummerierung entspricht jener in Figur 1. Topographische Karte reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA067953).

lin und sehr spärlich Erz auf (Bearth, 1952). Die Ausbildung der Orthogneise variiert zwischen Gneis und Granitgneis, das Gefüge geht von massig (Granitgneise) bis paralleltexturiert (Gneise).

Der Paragneis entstammt einem vorgranitisch metamorphen Gneis- und Schieferkomplex. Die meist feinkörnigen, biotit- und granatführenden Muskowitschiefer weisen allgemein eine ausgeprägte Paralleltextur auf. Die Ausbildung variiert zwischen Schiefer und plattigem Gneis.

Die Monte Rosa Ostwand ist von verschiedenen Kluftscharen durchzogen, die zusammen ein komplexes Trennflächensystem bilden. Die Hauptklüftung im zentralen Bereich der Wand fällt mit 70 bis 85° in Richtung NE ein. Eine weitere ausgeprägte Kluftschar fällt ebenfalls sehr steil (75–85°) gegen ESE. Diese Einfallrichtung entspricht vielerorts der Orientierung der Felsflanken in der Monte Rosa Ostwand. Zwei weitere Kluftscharen fallen deutlich flacher (zwischen 20–40°), ebenfalls Richtung NE ein. Aufgrund der Orientierung dieser Kluftscharen ergibt sich bereichsweise eine starke Durchtrennung der Felsflanken. Auch die Schichtflächen, die in beiden Gesteinen vorkommen, bilden wichtige Trennflächen, ihre Orientierung variiert allerdings sehr stark und kleinräumig aufgrund der alpinen Verfaltung.

3. Felssturz-, Murgang- und Eislawinenaktivität in der Wand

3.1 Aktuelle Massenbewegungsaktivitäten

Aufgrund der Höhe und Steilheit der Monte Rosa Ostwand finden hier seit jeher und häufig gravitative Massenbewegungen in verschiedenen Formen statt. In den letzten zwei Jahrzehnten jedoch hat sich die Massenbewegungsaktivität stark erhöht, und neue Anrisszonen haben sich gebildet. Die Untersuchungen der Massenbewegungsaktivitäten basieren auf Beobachtungen während der Feldarbeit im Sommer 2003 und

2004, Erfahrungen und Beobachtungen von Einheimischen sowie der Analyse von Fotos und Luftbildern.

Die vorherrschenden Massenbewegungsprozesse in der Monte Rosa Ostwand sind Steinschlag, kleinere Felsstürze, Murgänge und Eislawinen.

Die Anrisszonen für Steinschlag und Felsstürze befinden sich in sehr steilen Wandpartien über 3500 m ü.M. Die aktiven Anrisszonen sind über die ganze Wandbreite verteilt (Fig. 2). Am häufigsten sind Sturzereignisse aus der Parete Innominata (Fig. 1, Nr. 6) und im Bereich des Canalone Imseng (Nr. 3). Auch in den Felsflanken der Signalkuppe (Nr. 7) und des Jägerhorns (Nr. 8) finden in gewissen Zonen regelmässig Steinschlag und kleinere Felsstürze statt. Das Sturzmaterial lagert sich in den Couloirs oder auf Hängegletschern in der Monte Rosa Ostwand ab, keine der beobachteten Felssturzereignisse haben den Talboden erreicht.

Vor allem im Frühling, Sommer und Herbst kommt es wiederholt zu Sturzereignissen, die in ihrer Grösse und Reichweite sehr unterschiedlich sind. Während der Feldarbeit im ausserordentlich heissen Sommer 2003 konnten beinahe täglich Sturzereignisse beobachtet werden. Auch im Winter finden Sturzereignisse aus dem Fels statt, wenn auch seltener. Dies weist auf stellenweise grössere Veränderungen in der Felsstabilität hin und zeigt, dass die Aktivitäten nicht nur durch die Schmelze in den Frühlings- bis Sommermonaten, sondern vielmehr auch durch die veränderten Gletscher-, Permafrost- und Felszustände beeinflusst werden.

Die Murgänge ereignen sich im Canalone Imseng (Nr. 3) und im Canalone Marinelli (Nr. 4), teilweise auch im Canalone Zapparoli (Nr. 5). Diese Murgänge bilden sich aus Schuttmaterial, das durch die Steinschlagereignisse und durch Felsverwitterung entstanden ist und sich in den Couloirs angesammelt hat. Oftmals bestehen die Murgänge aus einem Gemisch aus Lockermaterial und Eis. Sie können auch durch Eislawinen ausgelöst werden. Die Murgänge treten vor allem in

den Sommermonaten auf, wenn viel Schmelzwasser in der Monte Rosa Ostwand vorhanden ist. Während dem heissen Sommer 2003, aber auch im Sommer 2004 ereigneten sich viele Murgangereignisse – manchmal mehrere pro Tag – die in Grösse und Anzahl der Murgangpulse sehr stark variierten. Die beobachteten Murgangereignisse erreichten meistens den Ghiacciaio del Monte Rosa (Nr. 11) und bildeten dort ausgeprägte Schuttfächer.

Die Eislawinen, die im Sommer 2003 beobachtet wurden, waren relativ klein. Sie können als natürliche Ablation der Hängegletscher betrachtet werden und weisen keine sichtbar erhöhte Aktivität auf. Vor allem vom Ghiacciaio del Signal (Nr. 9) lösten sich oft Eislawinen. Die Reichweiten betragen meistens zwischen 500 und 1000 m, jedoch nie mehr als 1500 m.

Im August 2005 ereignete sich allerdings ein sehr grosses Eislawinenereignis, bei dem mit einem Volumen von 1,1 Mio. m³ (pers. Mitteilung A. Tamburini) ein grosser Teil des Hängegletschers oberhalb des Canalone Imseng (Nr. 3) abbrach. Das Sturzmaterial wurde grösstenteils in der – zum Glück kaum mit Wasser gefüllten – Senke des Lago Effimero abgelagert. Der Staubanteil der Eislawine dagegen überfuhr die Seitenmoräne des Ghiacciaio del Belvedere und bedeckte die ganze Ebene oberhalb des Rifugio Zamboni (Nr. 10) mit Eis- und Gesteinsbruchstücken und traf auch die Hütte, wo jedoch kein grosser Schaden entstand. Glücklicherweise ereignete sich diese Eislawine nachts, als sich niemand in der touristisch sehr stark genutzten Gegend rund um das Rifugio aufhielt. Tagsüber hätte ein derartiges Ereignis mit grosser Wahrscheinlichkeit auch Menschenleben gefordert.

4. Entwicklung der Wandvereisung

4.1 Veränderungen der Gletscherfläche

Die Veränderung der Vergletscherung der Monte Rosa Ostwand wurde anhand von Fotos, orthorektifizierten Luftbildern, alten

topographischen Karten und Feldbegehungen analysiert. Verschiedene Fotografien der Wand seit 1885 wurden zusammengestellt. Italienische und schweizerische Luftbilder sind seit 1956 vorhanden, dazu kommt eine italienische topographische Karte aus dem Jahre 1924. Die Gletscherstände von 2003 wurden während der Feldarbeit kartiert.

Beim letzten Gletscherhöchststand, am Ende der kleinen Eiszeit etwa 1850, war die Wand bis auf wenige markante Felsrücken und Spitzen zu grossen Teilen eisbedeckt. Seit dieser Zeit hat die Ausdehnung der Eisbedeckung – wie in praktisch allen Gebieten der Alpen – abgenommen. Die Untersuchung der alten Fotografien zeigen, dass seit dem Gletscherhöchststand um 1850 bis etwa 1980 ein schwacher Rückgang der steilen Gletscher und Hängegletscher in der Monte Rosa Ostwand sichtbar ist. Die Ausdehnung der Hängegletscher blieb in diesem Zeitraum relativ konstant, es kann aber eine Abnahme der Eismächtigkeit beobachtet werden. Der Rückgang der Eisbedeckung äussert sich in erster Linie durch das Abschmelzen von geringmächtigen Firnfeldern. Bei den Firnfeldern kann jedoch nicht von einem kontinuierlichen Rückgang gesprochen werden. Vor allem auf den Luftbildern ist gut sichtbar, dass sie zeitweise auch an Fläche zugelegt haben. Die Firnfelder reagieren schnell auf Niederschlags- und Temperaturänderungen und haben in kälteren, niederschlagsreichen Jahren Eis akkumuliert.

Seit etwa zwei Jahrzehnten kann allerdings ein deutlich beschleunigter Gletscherrückzug, zum Teil sogar ein regelrechter Gletscherzerfall, beobachtet werden (Fig. 3 und 4). Die Gletscher beginnen sich oft auch von oben und von dünnen Stellen innerhalb des Gletschers her zurückzubilden oder verkleinern sich durch den Abbruch von grossen Eislawinen. Auch die Murgang- und Steinschlagaktivität im Bereich der Hängegletscher und Firnfelder kann den Eisrückgang zusätzlich verstärken, indem Eis mitgerissen wird.

In Figur 3 sieht man im unteren Teil der Markierung 1 den Canalone Imseng. Zwischen

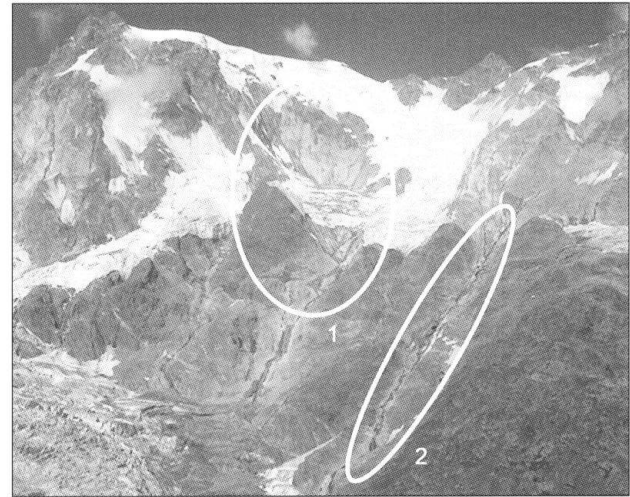
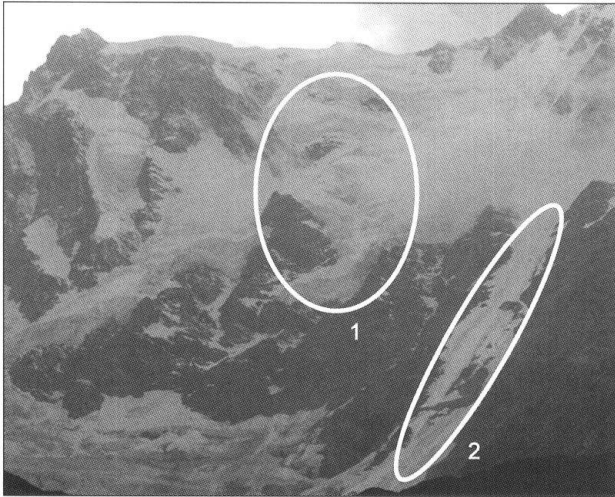


Fig. 3: Entwicklung der Wandvereisung zwischen 1983 (links, W. Haeberli) und 2003 (rechts, L. Fischer). 1: Parete Innominata und Canalone Imseng, 2: Canalone Marinelli.

Herbst 1999 und Sommer 2001 kam es hier zu einer Verkürzung des Hängegletschers um rund 350 m. Es ist jedoch nicht bekannt, ob sich dieser Abbruch in einem einmaligen Ereignis oder in mehreren kleineren Eislawinen ereignete; wahrscheinlicher sind mehrere kleine Ereignisse. Der Canalone Marinelli ist in der Markierung 2 zu sehen. Da die Eisbedeckung in diesem Couloir nie sehr mächtig war, bildete sie sich durch die verstärkte Schmelze innerhalb von kurzer Zeit sehr stark zurück. Im ausserordentlich heissen Sommer 2003 existierten hier perennierende Eisflächen nur oberhalb von 3800 m ü.M. In den letzten zwei Jahren haben sich wieder einige Firnfelder gebildet. In Figur 4 ist die Zone mit den stärksten Veränderungen der

Wandvereisung sichtbar, wo durch das Verschwinden eines ganzen Hängegletschers die Steilwand Parete Innominata freigelegt worden ist.

Aufgrund der Analyse des Bildmaterials wurden die Gletscherstände für verschiedene Jahre rekonstruiert und im GIS (Geographisches Informationssystem) digitalisiert. Die Analyse der Orthofotos und der georeferenzierten Karte konnte direkt im GIS vorgenommen werden und die Gletscherumrisse digital gezeichnet werden. Die Abschätzungen anhand von Fotos wurden auf der Basis der topographischen Karte von Hand digitalisiert. Die Überlagerung dieser Gletscherstände bringt die Veränderungen deutlich zum Vorschein (Fig. 5).

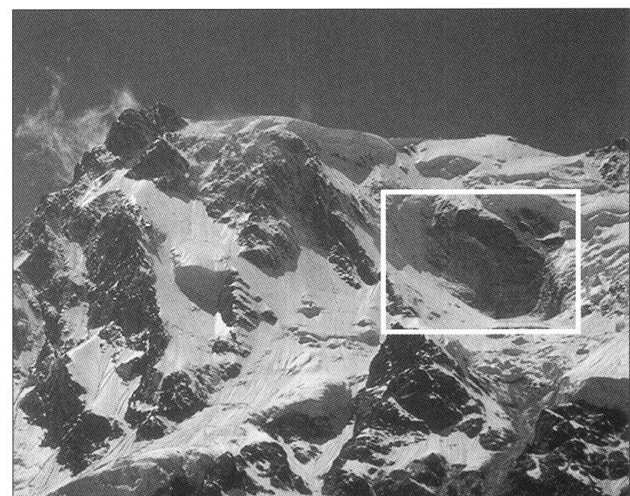
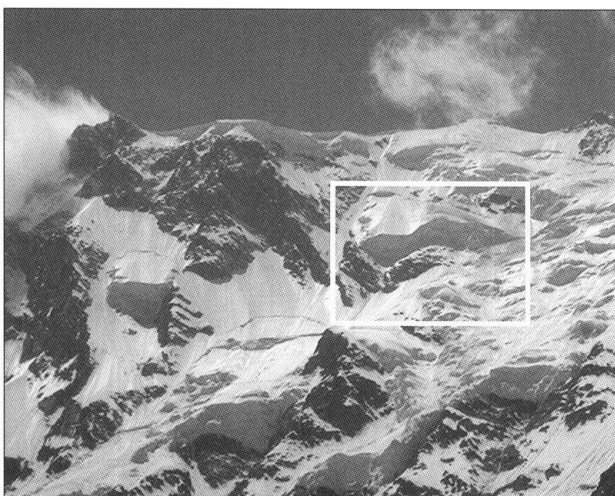


Fig. 4: Vergleich der Vergletscherung im obersten Teil der Monte Rosa Ostwand zwischen 1986 (links, H. Röthlisberger) und 2002 (rechts, W. Haeberli). Die Markierung zeigt die Parete Innominata, wo ein ganzer Hängegletscher und die darunter liegenden Felsplatten verschwunden sind.

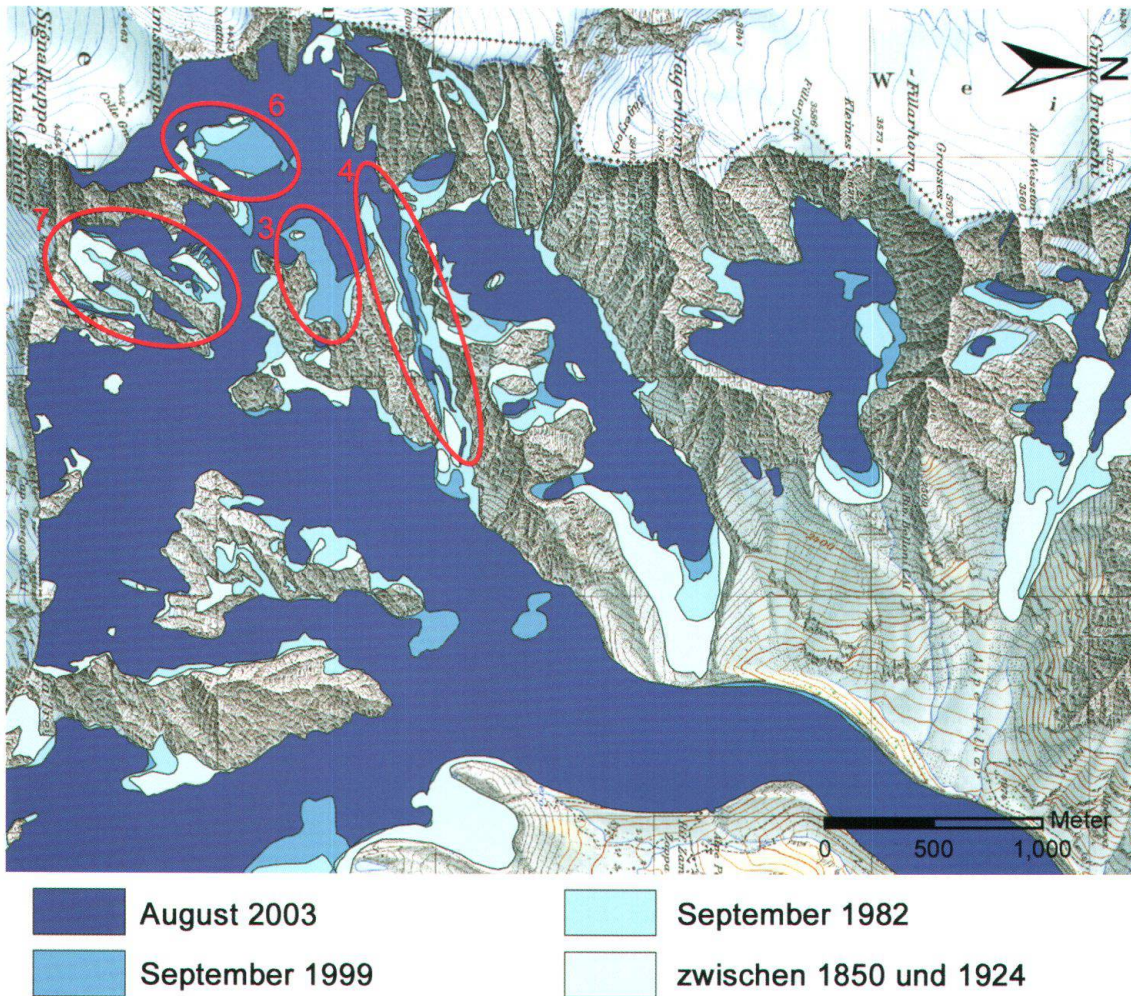


Fig. 5: Rekonstruktion der Gletscherstände verschiedener Jahre. Rot markiert sind Bereiche mit starken Veränderungen in der Vergletscherung, in denen sich zugleich auch neue Anrisszonen von Felssturz- und Murgangereignissen gebildet haben. Die Veränderungen der Gletscherzunge des Ghiacciaio del Belvedere wurden in dieser Arbeit nicht rekonstruiert. Topographische Karte reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA067953).

4.2 Permafrostverbreitung

Die Permafrostverbreitung in der Monte Rosa Ostwand wurde mittels zwei verschiedenen Permafrostmodellen abgeschätzt. Die Modellierungen wurden im Rahmen eines Auftrages der Regione Piemont und des Italienischen Zivilschutzes von der Gruppe für Glaziologie und Geomorphodynamik der Universität Zürichs gemacht (Huggel et al., 2004b). Sie wurden für diese Arbeit übernommen.

Das Programm PERMAKART (entwickelt durch Keller, 1992) basiert auf Faustregeln, die von Haerberli (1975) zur Abschätzung der Permafrostverbreitung in den Schweizer Ostalpen aufgestellt wurden. Basierend auf

einem DHM (Digitales Höhenmodell) bestimmt PERMAKART die topographischen Parameter Höhenlage, Exposition, Neigung und die Schneeakkumulation am Hangfuss (länger liegender Schnee von Lawinenablagerungen) und berechnet aufgrund der Faustregeln die Höhe der Permafrostgrenze. Für die Berechnungen wurde das DHM25 der Swisstopo verwendet.

Das Modell ROCKFROST basiert auf Felstemperatur-Berechnungen. Gruber et al. (2004) berechneten Oberflächentemperaturen von Felswänden in allen Expositionen auf der Basis von Meteodaten für die Regionen Corvatsch (Engadin) und Jungfrauoch (Berner Alpen) für die Zeitperiode von 1982–2002. Die über diese Zeitperiode gemittelte Höhe

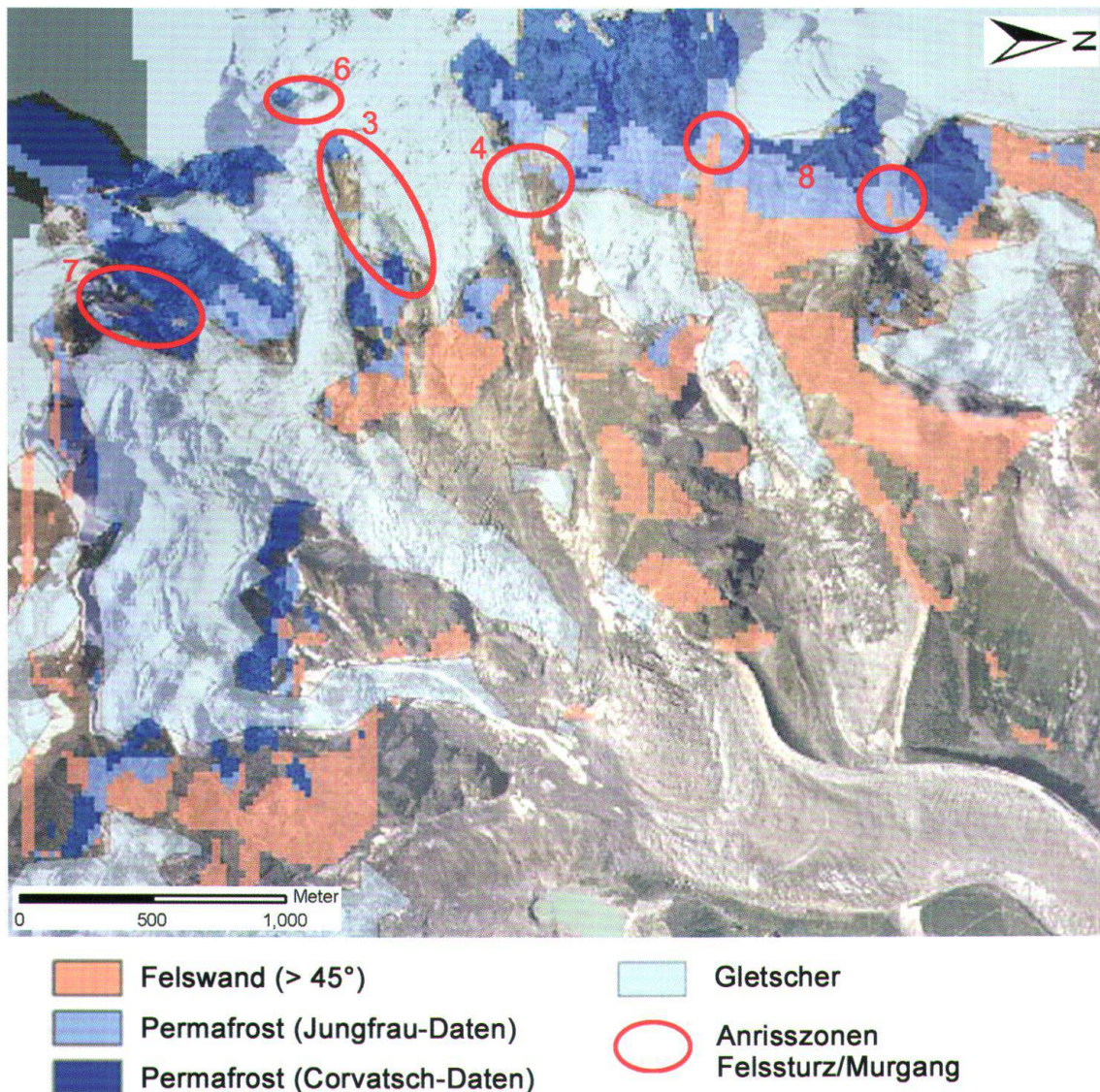


Fig. 6: Modellierung der Permafrostverbreitung mit ROCKFROST. In hellblau die Resultate der Berechnungen basierend auf Klimadaten vom Jungfraujoch, in dunkelblau basierend auf jenen vom Corvatsch. Hellblau bezeichnet den Schwankungsbereich des Permafrostvorkommens, im dunkelblauen Bereich ist kontinuierlicher Permafrost vorhanden. DHM25 © swisstopo (BA067953).

der 0°C-Isotherme der Oberflächentemperatur entspricht etwa der Untergrenze des Permafrostvorkommens. Basierend auf dieser 0°C-Isotherme wird in ROCKFROST die Höhe der Permafrostgrenze unter Berücksichtigung der Hangneigung, Exposition und Höhenlage berechnet. Auch diese Modellierung wurde mit dem DHM25 der Swisstopo durchgeführt.

Die beiden Modellierungen ergeben eine Übersicht über die Permafrostverbreitung im Fels der Monte Rosa Ostwand, in Figur 6 stellvertretend gezeigt an der Modellierung mit ROCKFROST. Die oberen zwei Drittel der

Monte Rosa Ostwand weisen gemäss den Modellierungen Permafrostvorkommen auf, was aufgrund von direkten Felstemperaturmessungen in der Wand auch bestätigt werden konnte. Bei beiden Modellen liegt die Permafrostuntergrenze je nach Exposition und Neigung der Wand zwischen 3100 und 3600 m ü.M. Diese grosse Variation der Untergrenze ist vor allem aufgrund der stark variierenden Expositionen in der Monte Rosa Ostwand, die praktisch von SSE bis NNE reichen, zu erklären.

5. Felssturz-, Murgang- und Eislawinenmodellierung

5.1 Datengrundlagen

Für die Beurteilung der Sturzbahnen und Reichweiten von Sturzereignissen wurden für verschiedene Anrisszonen Sturzmodellierungen mit dem Modified Single Flow Direction-Modell (MSFD-Modell) gemacht. Das MSFD-Modell ist ein einfaches, GIS-basiertes Modell (Huggel et al., 2003). Es beruht auf dem Prinzip des Pauschalgefälles und die Berechnungen auf der Basis von einem DHM. Das Resultat der Modellierung zeigt für jede Zelle des DHM eine qualitative Wahrscheinlichkeit, bei einem gravitativen Massenbewegungsereignis durchflossen zu werden. Die Berechnungen werden beim Erreichen des zu Beginn definierten Pauschalgefälles, das für Extremeereignisse gilt, gestoppt. Daher sind die Reichweiten eher qualitative Abschätzungen für grosse Ereignisse. Für Murgänge wurde ein minimales Pauschalgefälle von 11° (19%) angenommen, für Eislawinen 17° (31%) und für Felsstürze 20° (36%). Das Modell wurde bereits erfolgreich angewendet für Gletscherseeausbrüche (Huggel et al., 2003), Murgänge (Huggel et al., 2004a) und grosse Fels-/Eissturze (Noetzli et al., 2006).

Als Eingabedaten für die Sturzbahn-Modellierungen werden ein DHM des Gebietes und die genaue Lage der Anrisszonen benötigt. Für die Modellierungen wurden zwei verschiedene DHM verwendet. Das DHM25 der Swisstopo zeigt im Bereich des Ghiacciaio del Belvedere die Topographie vor dem surgeartigen Verhalten (vor 2000). Das zweite DHM, hergestellt aus Luftbildern von 2001, zeigt für den Ghiacciaio del Belvedere die Topographie mit erhöhter Oberfläche der Gletscherzunge und tiefer Senke am Wandfuss.

Die Startzonen wurden aufgrund von Beobachtungen der Anrisszonen im Sommer 2003 und 2004 definiert. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Sturzmodellierungen für vier verschiedene Startzonen gemacht: Zwei Modellierungen für Felsstürze (Canalone Imseng,

Fig. 1, Nr. 3 und Signalkuppe, Nr. 7) und je eine für Murgänge (Canalone Marinelli, Nr. 4) und Eislawinen (Ghiacciaio del Signal, Nr. 9). Für jede Startzone wurden die zwei oben beschriebenen DHM angewendet, um die Sturzbahnen für die Topographie vor und während dem surgeartigen Verhalten des Ghiacciaio del Belvedere zu modellieren.

5.2 Resultate und Gefahrenpotential

Die beobachteten Steinschlag-, Murgang- und Eislawinenereignisse aus der Ostwand bewegten sich – mit Ausnahme der Eislawine 2005 – in Grössenordnungen, die aufgrund ihrer Volumina und Reichweiten für Siedlungsgebiete und touristische Infrastrukturen ungefährlich sind. Die alten Felssturzablagerungen im Bereich des Rifugio Zamboni zeigen jedoch, dass es in diesem Gebiet im Spät- und Postglazial schon zu Felsstürzen mit grösseren Volumina und Reichweiten gekommen ist, und auch die Eislawine im August 2005 zeigt ein ähnliches Gefahrenpotential auf. Solche grosse Ereignisse können auch für die Zukunft weder für Eis noch für Fels ausgeschlossen werden.

Alle Modellierungen zeigen, dass grosse Sturzereignisse aufgrund ihrer Reichweiten eine Gefährdung für besiedelte und touristisch genutzte Gebiete im unteren Bereich des Ghiacciaio del Belvedere darstellen (Fig. 7, 1). Die Resultate werden anhand der Sturzmodellierungen von einer Startzone, der heute sehr aktiven Zone im Bereich des Canalone Imseng, vorgestellt (Fig. 7).

Ein Vergleich der Modellierungen mit den zwei verschiedenen DHM zeigt, dass unterschiedliche Topographien im Bereich des Wandfusses und des Ghiacciaio del Belvedere einen grossen Einfluss auf den Verlauf der Sturzbahn haben (3). Die rechte Seitenmoräne des Ghiacciaio del Belvedere hat ihre kanalisierende und schützende Ablenkwirkung verloren, da die Gletscheroberfläche seit 2001 infolge des surgeartigen Vorstosses des Gletschers höher liegt als die Moränen (im zweiten DHM). Die Sturzbahnen über-

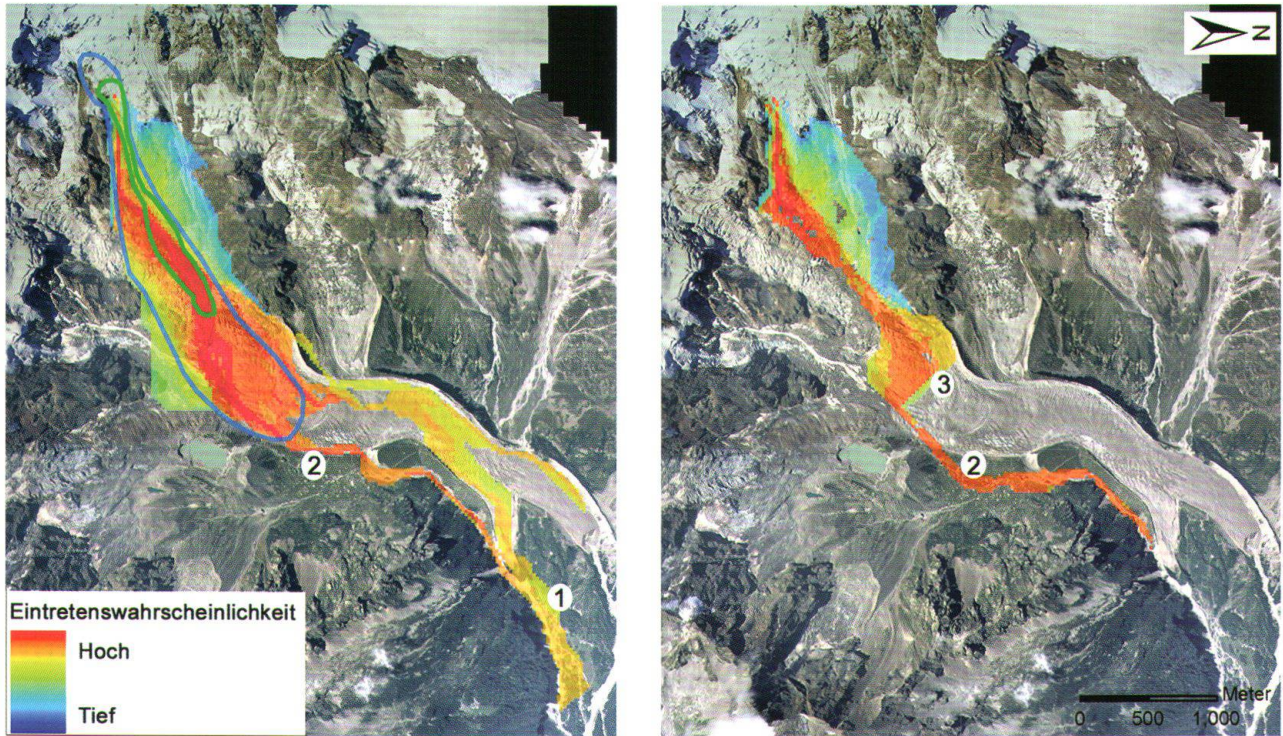


Fig. 7: Sturzmodellierung von der Anrisszone im Canalone Imseng, links mit der Topographie vor 2000, rechts mit der Topographie in 2001 mit Senke am Wandfuss. Hinterlegt ist ein Luftbild aus dem Jahr 1999. Diese Sturzmodellierung wurde für ein Felssturz gemacht, die Modellierung wiedergibt jedoch auch sehr gut die Sturzbahn der beobachteten Eislawine im August 2005 (blaue Markierung) und jene von regelmässigen mittleren Felssturz-, Murgang- und Eislawinenereignissen (grüne Markierung). Im Bereich 1 besteht eine Gefährdung für besiedeltes Gebiet und touristische Infrastrukturen. Bei erhöhter Gletscheroberfläche (Modellierung rechts) verliert die rechte Seitenmoräne ihre Ablenkungswirkung (2), der Verlauf der Sturzbahn verändert sich stark. Nr. 3 zeigt die Lage des Lago Effimero. DHM25 © swisstopo (BA067953).

queren die Moräne und verlaufen in Richtung des Rifugio Zamboni und nicht mehr über den Gletscher (2). Daher entsteht eine erhöhte Gefahr für das Rifugio Zamboni und das touristisch stark genutzte Gebiet rund um die Hütte. Andererseits kann die gebildete Senke im Bereich des Lago Effimero (3) – solange der See nicht gefüllt ist – für kleine bis mittlere Ereignisse als Auffangbecken dienen, was teilweise auch beim Eislawinenereignis im Sommer 2005 geschehen ist. Bei einem gefüllten supraglazialen See kann ein grosses Sturzereignis aus der Monte Rosa Ostwand jedoch eine verheerende Kettenreaktion auslösen. Praktisch alle Sturzbahnen der modellierten Ereignisse verlaufen durch den Bereich des Lago Effimero. Bereits mittelgrosse Sturzereignisse können den See erreichen. Grössere Sturzereignisse (100'000 m³ und mehr, Abschätzungen von Huggel et al.,

2004c) könnten den gefüllten See zum Ausbrechen bringen. Durch die freigesetzten Wassermassen kann in dem reichlich vorhandenen Schuttmaterial (Moränenbastion, Seitenmoränen) ein Murgang ausgelöst werden, der besiedelte Gebiete talwärts stark gefährden würde. Murgänge direkt aus der Monte Rosa Ostwand hingegen werden nicht als gefährlich eingestuft, da das Wasser und Lockermaterialangebot in der Wand nicht ausreicht, um ein grosses Ereignis auslösen zu können. Die markierten Sturzbahnen und Ablageungsgebiete von regelmässigen mittelgrossen Murgang- und Eislawinenereignissen (Fig. 7, grüne Markierung) und dem ausserordentlich grossen Eislawinenereignis im August 2005 (blaue Markierung) zeigen, dass die Sturzmodellierungen sehr gut mit den beobachteten Sturzbahnen übereinstimmen. Der Vergleich der Modellierungen mit

den zwei verschiedenen DHM zeigt sehr deutlich, dass man für die Modellierung von Sturzbahn und Ablagerungsgebiet immer die aktuelle Topographie berücksichtigen muss, um eine präzise Aussage machen zu können.

6. Diskussion

Um die Zusammenhänge zwischen Gletscheränderungen, Permafrostdegradation, Geologie und der erhöhten gravitativen Massenbewegungsaktivität in der Monte Rosa Ostwand zu untersuchen, wurden die drei untersuchten Faktoren und die beobachteten Anrisszonen miteinander verglichen.

In der geologischen Karte (Fig. 2) sind mit grünen Punkten die während der Feldarbeit beobachteten Anrisszonen von Felsstürzen markiert, in braun jene von Murgängen und in blau jene von Eislawinen. Auffallend ist, dass viele Anrisszonen von Felsstürzen und eventuell auch von Murgängen im Übergangsbereich zwischen Paragneis und Orthogneis liegen. Dies deutet darauf hin, dass diese Lithologieübergänge Instabilitäten begünstigen können. Der Vergleich der Gletscheränderungen in der Wand mit den beobachteten Anrisszonen (Fig. 5, rote Markierungen) zeigt, dass viele der aktiven Zonen in Gebieten liegen, die erst vor kurzer Zeit eisfrei geworden sind. Die Zonen mit dem stärksten Rückgang der Eisflächen befinden sich im Canalone Imseng, Canalone Marinelli und der Parete Innominata. Genau in diesen Zonen kann auch die höchste Massenbewegungsaktivität beobachtet werden.

Durch den Rückzug von Gletschern kommt es zu veränderten Temperatur- und Spannungsverhältnissen in den Felsflanken. Des Weiteren können sich auch die hydrologischen Bedingungen stark verändern. Der Fels ist nun vermehrt Niederschlag und Schmelzwasser ausgesetzt, was verstärkte Verwitterung und auch veränderte Poren- und Kluftwasserdrucke zur Folge haben kann. All diese Veränderungen können dazu führen, dass es zu Instabilitäten im Fels

kommt. Bei den Anrisszonen von Eislawinen kann kein direkter Zusammenhang mit der Geologie beobachtet werden. An einigen Stellen jedoch kann die Felssturz- und Murgangaktivität eine erhöhte Eislawinenaktivität auslösen. Zum Beispiel indem instabiles Felsmaterial unterhalb eines Hängegletschers auch den darüber liegenden Gletscher destabilisiert (Canalone Zapparoli).

In Figur 6 sind die aktiven Anrisszonen von Felssturz-, Murgang- und Eislawinenaktivitäten mit roten Kreisen in der modellierten Permafrostverbreitung markiert. Es ist erkennbar, dass praktisch alle Anrisszonen in der Höhenlage des Permafrostvorkommens liegen und dass sich viele dieser Anrisszonen im unteren Bereich der Permafrostverbreitung befinden, im sensitiven Bereich des warmen Permafrostes. Dies bestärkt die Annahme, dass sich die Instabilitäten unter anderem im Zusammenhang mit dem Aufwärmen des Permafrostes und dem Ansteigen der unteren Permafrostgrenze bilden. Vor allem Steinschlag- und kleinere Felssturzereignisse, wie sie in der Monte Rosa Ostwand stattfinden, können durch das Auftauen der obersten Permafrostschichten entstehen. Tiefgründige Veränderungen im Permafrost durch langfristige Temperaturänderungen können auch zu grossen Sturzereignissen führen. Temperaturveränderungen im Untergrund können auch auf Hängegletscher einen grossen Einfluss haben. Diese kalten Hängegletscher sind meistens – zumindest stellenweise – am Untergrund angefroren und durch eine Erwärmung kann sich die Stabilität vermindern.

Zusammenfassend können folgende Schlüsse gezogen werden:

- Viele der aktuellen Anrisszonen von Steinschlag, Felsstürzen und Murgängen liegen in Gebieten, die erst vor kurzer Zeit eisfrei geworden sind.
- Praktisch alle aktiven Anrisszonen befinden sich in der Höhenstufe des Permafrostes. Viele liegen in der Nähe der Untergrenze des Permafrostvorkommens.

- Viele der aktiven Anrisszonen befinden sich im Bereich von lithologischen Übergängen.

In dieser Arbeit wurden die Veränderungen und Zusammenhänge der verschiedenen Faktoren vor allem aufgrund von Bildvergleichen beurteilt. Es wird deutlich, dass alle drei der untersuchten Faktoren einen grossen Einfluss auf die Wandstabilität haben, vor allem auch das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren.

7. Ausblick

Aufgrund der Entwicklungen der globalen Klimaerwärmung ist auch in Zukunft mit weitergehender Permafrostdegradation und Gletscherschwund zu rechnen. Die Entwicklung von Instabilitäten in Fels und Eis, neuer Anrisszonen und erhöhter gravitativer Massenbewegungsaktivität wird in der Monte Rosa Ostwand voraussichtlich weitergehen und kann auch in anderen periglazialen Steilwänden der Alpen stattfinden.

Daher ist es notwendig, die zum Teil noch wenig bekannten Faktoren und Prozesse im Zusammenhang mit der Stabilität von periglazialen Steilwänden eingehender zu untersuchen. Damit könnten sowohl weitere wissenschaftliche Erkenntnisse gewonnen als auch bessere Abschätzungen der hochalpinen Naturgefahren gemacht werden.

Am Geographischen Institut der Universität Zürich werden im Rahmen eines Dissertationsprojektes Felsstürze und Wandinstabilitäten im Hochgebirge untersucht. Ziel dieser Studie ist es, die Anrisszonen von Sturzereignissen mit einem multidisziplinären Ansatz zu analysieren. Die Hauptfragen sind: Welche Faktoren und Prozesse beeinflussen Wandinstabilitäten? Welchen Einfluss haben dabei Gletscherrückgang und Veränderungen im Permafrost? Dafür werden Geologie, Geomechanik, Topographie, aber auch Gletscherveränderungen, Permafrost, hydrologische und klimatische Faktoren für Anrisszo-

nen von verschiedenen Felssturzereignissen untersucht, um auch Prozessinteraktionen verstehen und modellieren zu können.

Für diese Studie suche ich Angaben zu Felssturzereignissen im Hochgebirge (über 2000 m ü.M) seit dem Ende der Kleinen Eiszeit (etwa ab 1850). Falls Sie Angaben, Fotos und/oder Beobachtungen von einem Felssturz oder von der Anrisszone eines Felssturzes haben, wäre ich sehr froh um eine Rückmeldung. Besten Dank für die Mithilfe!

Dank

Die Arbeit erfolgte im Rahmen einer Diplomarbeit an der ETH Zürich/Universität Zürich. An dieser Stelle sei allen Mitarbeitern von der Gruppe für Glaziologie und Geomorphodynamik an der Universität Zürich, allen voran Andreas Käab und Christian Huggel, welche diese Arbeit tatkräftig unterstützt und zu ihrem erfolgreichen Abschluss beigetragen haben, herzlich gedankt. Ein weiterer Dank geht an die Organisation ICAS Swiss Alpine Studies, die diese Arbeit im Rahmen des Phil.Alp mit einem Preis auszeichnete.

Literatur

- Ballantyne, C.K. 2002: Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935–2017.
- Bearth, P. 1952: Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Bern.
- Davies, M.C.R., 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.
- Fischer, L. 2004: Monte Rosa Ostwand – Geologie, Vergletscherung, Permafrost und Sturzereignisse in einer hochalpinen Steilwand. Unveröffentlichte Diplomarbeit, ETH Zürich.
- Gruber, S., Hoelzle, M. & Haeberli, W. 2004: Rock-wall temperature in the Alps: modeling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 299–307.
- Haeberli, W. 1975: Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Zürich: Mitteilung Nr. 17 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Haeberli, W. & Beniston, M. 1998: Climate change and its impact on glaciers and permafrost in the Alps, *Ambio* 27/4, 258–265.
- Haeberli, W., Wegmann, M. & Vonder Muehll, D. 1997: Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae* 90, 407–414.
- Harris, C., Davies, M. & Etzelmüller, B. 2001: The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 145–156.
- Harris, C., Vonder Muehll, D., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Gugliemin, M. & Palacios, D. 2003: Warming permafrost in European mountains, *Global and Planetary Change*, 39, 215–225.
- Huggel, C., Käab, A., Haeberli, W. & Krummenacher, B. 2003: Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3 (6), 647–662.
- Huggel, C., Käab, A. & Salzmann, N. 2004a: GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, Vol. 58, 61–73.
- Huggel, C., Nötzli, J., Käab, A. & Haeberli, W. 2004b: Permafrost modeling studies for the Monte Rosa east face, Macugnaga. *Glaciology and Geomorphodynamics Group, Dep. of Geogr., Universität Zürich, unpublished.*
- Huggel, C., Käab, A. & Haeberli, W. 2004c: Rock/ice avalanche study, Monte Rosa East face, Macugnaga. *Glaciology and Geomorphodynamics Group, Dep. of Geogr., Universität Zürich, unpublished.*
- IPCC, 2001. *Climate Change 2001: The scientific basis. Contribution of working group 1 to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Käab, A., Huggel, C., Barbero, S., Chiarle, M., Cordola, M., Epifani, F., Haeberli, W., Mortara, G., Semino, P., Tamburini, A. & Viazzo, G. 2004: Glacier hazards at Belvedere glacier and the Monte Rosa east face, Italian Alps: Processes and mitigation. *International Symposium, Interpraevent 2004 – Riva/Trient.*
- Keller, F. 1992: Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAP within the geographical information system ARC/INFO. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 133–138.
- Noetzli, J., Huggel, C., Hoelzle, M. & Haeberli, W. 2006: GIS-based modelling of rock/ice avalanches from Alpine permafrost areas. *Computer and Geosciences* 10, 161–178.
- Tamburini, A., Mortara, G., Belotti, M. & Federici, P. 2003: The emergency caused by the «short-lived lake» of the Belvedere Glacier in the summer 2002 (Macugnaga, Monte Rosa, Italy). *Terra glacialis*, 6, 37–54.