



# Gravitative Massenbewegungen in einem proglazialen Geosystem, Gepatschferner, Tirol – Quantitative Erfassung der relevanten Geofaktoren und Bilanzierungsansätze

Mass movements in the proglacial area of the Gepatsch glacier, Tyrol – Quantitative assessment of controlling factors and process rates

Lucas Vehling<sup>1</sup>, Joachim Rohn<sup>1</sup>, Michael Moser<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen, Deutschland

## Zusammenfassung

Der seit 1850 sukzessive enteiste proglaziale Bereich des Gepatschgletschers wird bezüglich des räumlichen und zeitlichen Auftretens von gravitativen Massenbewegungen geotechnisch untersucht. Die Erfassung und Systematisierung der Massenbewegungen und kontrollierenden Faktoren erfolgt über eine Geländekartierung, unterstützt durch die Auswertung von digitalen Geländemodellen (DGM) und Orthofotos. Um das Untersuchungsgebiet bezüglich morphodynamischer Intensität zu zonieren werden Massenbewegungen mit Steinschlagsammelnetzen, terrestrischem Laserscanning (TLS), airborne Laserscanning (ALS), elektrischen Weggebern und Bandextensometermessungen an repräsentativen Standorten bilanziert.

**Schlüsselworte:** Gravitative Massenbewegungen, Hochgebirge, proglazial, Bilanzierung, Arc-Gis

## Abstract

Due to the rapid deglaciation since 1850, the lithological structures and topoclimatic factors, mass movements like rock fall, landslide, debris flow and combined processes are important contributing factors to sediment transport and modification of the earth surface in high mountain regions in the European Alps. The study site, a 62,5 km<sup>2</sup> large catchment above the Gepatsch reservoir is located at altitudes between 1759 m and 3539 m a.s.l. and around 30% are covered by the Gepatsch glacier. In the framework of the DFG-joint-project PROSA (high resolved measurements of morphodynamics in rapidly changing PROglacial Systems of the Alps) mass movements will be geotechnically investigated and process rates will be determined. This article aims to show the approach in general and first results are presented. Mass movement deposits, their source areas and controlling factors are mapped in the field, on orthofotos and on a digital elevation model (DEM) (1x1 meter resolution). The results are presented in an Arc-Gis based geotechnical map. All mapped mass movements are stored in an Arc-Gis geodatabase and can be queried regarding properties, volume and controlling factors, so that statistical analyses are possible.

The assessment of rock wall retreat rates is carried out on five rock fall collector nets with an overall size of 750 m<sup>2</sup> and with multitemporal terrestrial laserscanning. Already triggered rock falls and rock avalanches are accounted by mapping the volume of talus deposition, calculation of the bedrock source area and dating the deposition time span by consideration of the late Holocene lateral moraines and analysing aerial photographs. In order to limit homogenous bedrock sections for calculating specific rock wall retreat and to extrapolate the local determined rock wall retreat rates to a larger scale, bedrock areas will be divided into homogenous sections which will be therefore classified by a rock mass strength (RMS) system. Rock wall erosion processes like joint formation and expansions are measured rock temperature correlated by electrical crack meters. Further, slow mass movements are investigated geotechnically and offsets are measured by tape extensometer.

**Keywords:** mass movements, high mountains, proglacial, process rates, Arc-Gis

## 1 Einleitung

Durch die rapide Klimaerwärmung seit der Kleinen Eiszeit sind insbesondere die Hochgebirge von gravierenden Änderungen der Prozessdynamiken betroffen (HARRIS et al 2009). Die schnelle Enteisung induziert und verstärkt vor allem in den seit dem Ende der Kleinen Eiszeit eisfrei gewordenen Regionen folgende geotechnische Prozesse:

In Festgesteinen tragen, kombiniert mit den Gebirgsfestigkeitsparametern, durch den Verlust der Eisauflast hervorge-

rufene Entspannungsprozesse zu Entlastungsvorgängen im Gebirge bei, die Massenbewegungen begünstigen (AUGUSTINUS 1995, BALLANTYNE 2002). In ausreichend hohen Lagen und schattseitigen Expositionen sind zudem die Permafrostvorkommen in den Felswänden von thermischen Änderungen betroffen, die durch den Verlust der isolierenden Eismassen hervorgerufen werden (WEGMANN et al 1998). Diese Vorgänge induzieren Klufterweiterungen sowie Kluftneubildungen, welche wiederum hohe Wasserdrücke im Fels in der Folge von Niederschlagsereignissen

begünstigen (MATTHEWS & SHAKESBY 2004). Diese und viele weitere Prozesse führen zu einer erhöhten Disposition kürzlich enteister Felswände gegenüber Massenbewegungen wie Steinschlag und Felssturz, aber auch langsamen talzuschubartigen Massenbewegungen (BALLANTYNE 2002). Der Gletscherrückgang erhöht die Verfügbarkeit von Lockersedimenten im proglazialen Bereich und Sedimente werden häufig in steiler Böschung abgelagert, sodass sie Quellen für Murgänge, Lockergesteinsrutschungen und komplexe Massenbewegungsprozesse darstellen (CURRY & ZUKOWSKI 2006).

In Kombination mit steigendem Besiedlungsdruck und Exposition von Infrastruktur in kürzlich enteisten Regionen erwachsen aus den geotechnischen Prozessen Naturgefahren. Ein umfassendes Verständnis der Prozessdynamiken und die Kenntnis der Frequenzen und Magnituden aktueller und historischer Ereignisse sind für Naturgefahrenbewertungen eine unerlässliche Voraussetzung (DIKAU 2004), woraus sich der Forschungsbedarf für das Prosa-Projekt (Hochaufgelöste Messungen der Geomorphodynamik in sich schnell verändernden proglazialen Systemen der Alpen) ableitet. In diesem Projekt erforschen Geographen, Ingenieurgeologen, Glaziologen und Geodäten interdisziplinär die geomorphologisch-geotechnischen Folgen des neuzeitlichen Gletscherrückzugs um das Verständnis gegenüber den gefährlichen Prozessen im Hochgebirge zu verbessern und Anpassungsstrategien zu entwickeln. Diese Veröffentlichung dient der Präsentation des Forschungsansatzes, und es werden einige Ergebnisse der ersten sommerlichen Feldkampagne vorgestellt.

## 2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in einem durchschnittlich 2700 m hochgelegenen, 62,5 km<sup>2</sup> großen Einzugsgebiet (Abb. 1) oberhalb des Gepatschstausees im Westen Österreichs. Es ist durch eine hohe Reliefenergie mit Höhenlagen zwischen 1759 m ü.N.N. und 3539 m ü.N.N. gekennzeichnet. Die Gesteine im Untersuchungsgebiet gehören zum ostalpinen Kristallin, welches im Verlauf der Erdgeschichte mehrere metamorphe Phasen durchlief (PIFFNER 2009). Dementsprechend divers stellen sich Petrologie und Lithologie im Untersuchungsgebiet dar: Es dominieren Gneise, untergeordnet kommen auch Amphibolite und Glimmerschiefer vor. Die Gneise besitzen eine sehr heterogene Struktur: Sie variieren zwischen stark geschichteten Paragneisen mit hohem Biotitanteil bis hin zu massiven Orthogneisen mit hohem Quarzanteil. Mächtige Sturzschutthalde, ausgedehnte Felssturzablagerungen und Blockgletscher als Spuren gravitativer Prozesse geben einen Eindruck bezüglich der Signifikanz der Massenbewegungen im Untersuchungsgebiet.

Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um 1850 hat der vergletscherte Anteil des Untersuchungsgebiets stark abgenommen. Der Gepatschferner und der Weißseeferner nehmen einen Flächenanteil von ca. 30% im Untersuchungsgebiet ein (Stand 2009). Die Gletscherzunge des Gepatschferners liegt aktuell bis zu 2,4 km hinter dem durch markante Moränenwälle gekennzeichneten Maximalstand von 1850 zurück, woraus eine durchschnittliche Ausschmelzrate an der Gletscherzunge von knapp 15 m pro Jahr resultiert. Die Aus-

schmelzrate zwischen 2003 und 2009 ist mit mehr als 30 m pro Jahr erheblich höher.

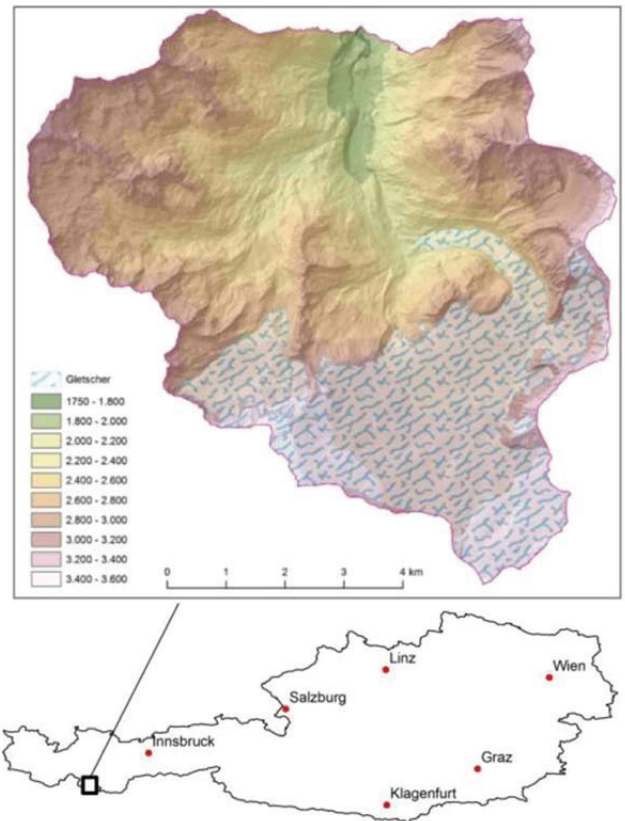


Abb. 1: Hillshade-Darstellung des Untersuchungsgebietes auf Basis des DEM 1.

Fig. 1: Study Area underlayed by the Hillshade, generated from the DEM 1.

## 3 Methodik

### 3.1 Geotechnische Übersichtskartierung

Die Grundvoraussetzung einer Bilanzierung ist die geotechnische Bestandsaufnahme der gravitativen Massenbewegungen mitsamt der beitragenden und kontrollierenden Geofaktoren. Dies geschieht durch eine geotechnisch-geologischen Geländekartierung im Maßstab 1:5000 und durch die Auswertung digitaler Orthofotos verschiedener Jahrgänge sowie eines digitalen Geländemodells (DGM) mit einer Auflösung von einem Punkt pro Quadratmeter. Die aus dem DGM generierten Hillshades ermöglichen eine lagegenaue Bestimmung der geotechnischen Prozessräume und Materialtypen. Weiterhin ergeben sich aus dem digitalen Geländemodell Reliefeigenschaften wie Hangneigung, Exposition und Höhenlage, die für die Analyse der von den Massenbewegungen betroffenen Bereiche herangezogen werden. Die Geoinformationen werden in einer Geodatenbank in Arc-Gis systematisiert und in einer digitalen geotechnischen Karte visualisiert.

### 3.2 Geotechnische Detailuntersuchungen an Massenbewegungen

Besonders aktive Festgesteinsbereiche und repräsentative Massenbewegungen werden im Detail kartiert. Die Erfas-



sung aktiver und bereits ausgelöster Massenbewegungen erfolgt durch die Analyse der Hillshades und die Geländekartierung. Weiterhin werden Massenbewegungen und instabile Felswände mit Aufnahmebögen direkt im Gelände kartiert. Aus den Detailkartierungen der instabilen Felswände soll eine den Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet angepasste Felsfestigkeitsskala entwickelt werden, ähnlich der bereits bestehenden RMS (rock mass strength) -Klassifikationen (e.g. SELBY 1980). Die Kartierung der Felsbereiche beinhaltet neben den klassische Parametern wie Trennflächenstellung, -eigenschaften und Gesteinseigenschaften auch eine quantitative Erfassung der produzierten Schuttmenge, über die eine Einstufung der Aktivität der Felsbereiche vorgenommen wird. Neben den lithologischen Gegebenheiten rufen Temperaturschwankungen im Fels Klüfterweiterungsprozesse und Blockablösungen hervor, die als Wegbereiter für anschließende Steinschlagprozesse gelten (MATSUOKA 2006). Diese Prozesse werden mit elektrischen Weggebern und Datensammlern der Firma Geokon INC in zweistündigen Abständen gemessen und mit Lufttemperatur und der Felstemperatur in 15 cm und 50 cm Tiefe korreliert. Um die Steinschlagaktivität in Abhängigkeit vom Ablagerungszeitraum und der Herkunftsbereichsgröße zu quantifizieren, werden die Massenbewegungen mit den in Kapitel 3.3. erläuterten Methoden bilanziert.

### 3.3 Bilanzierungsmethoden

An einigen Massenbewegungen und instabilen Felswänden werden direkte Messungen der Materialtransportraten vorgenommen. Steinschlagprozesse werden mit TLS und Steinschlagsammelnetzen an repräsentativen Standorten zeitlich hochaufgelöst bilanziert. Der Erfassung langsamer kontinuierlicher Massenbewegungen dienen Präzisionsmaßbandstrecken und multitemporale ALS. Bei der Auswahl der Bilanzierungsstandorte werden verschiedene Höhenlagen, Expositionen, Gesteinsarten und Enteisungszeitpunkte abgedeckt um die Übertragbarkeit der lokal ermittelten Prozessraten auf größere Homogenbereiche zu gewährleisten. Die Intensität der Massenbewegungen, also die Prozessrate, wird in mm/a berechnet, sodass Vergleiche der Intensitäten der unterschiedlichen Massenbewegungsprozesse unabhängig von der betrachteten Fläche und des Prozesszeitraums durchgeführt werden können.

#### 3.3.1 Steinschlagsammelnetze

Die Steinschlagnetze (Abb. 2) befinden sich unter aktiven Felswänden, die möglichst viele relevante Geofaktoren kombinieren (Tab. 1). Die Maschenweite der Netze beträgt 2 mm, sodass auch kleine Korngrößen im Netz verbleiben. Am talwärtigen Ende des Netzes bremst ein Drahtzaun oder ein aufgeschütteter Wall die Partikel. Die Leerung der Netze erfolgt in kurzen zeitlichen Abständen in den Sommermonaten, wobei das Sediment nach Korngrößen und Kornform sortiert mit einer Feldwaage gewogen wird. Diese Differenzierung ermöglicht eine Zuordnung der Sedimentmenge zu den verschiedenen an der Felswand wirksamen Materialtransportprozessen.

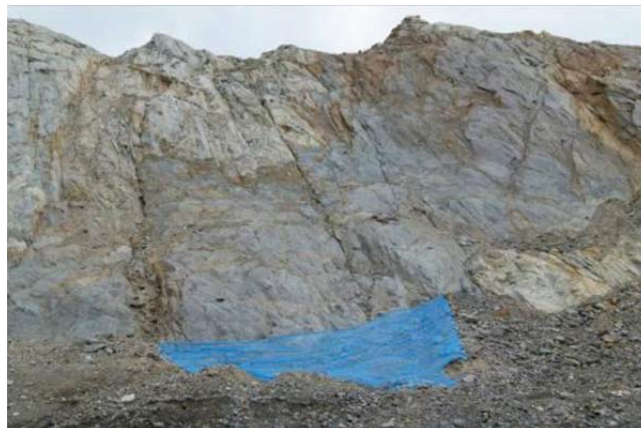


Abb. 2: Steinschlagsammelnetz Nr. 2. direkt oberhalb des derzeitigen Gletscherstandes auf 2200 m Höhe.

Fig. 2: Rockfall collector net No. 2. directly above the contemporary glacier margin at an altitude of 2200 m.

Tab. 1: Positionen der Steinschlagsammelnetze.

Tab. 1: Positions of the rock fall collectors.

Nr.	Netzfläche	Meereshöhe in m ü.N.N.	Exposition	Petrographie
1	70	1950	W	Paragneis
2	230	2200	S	Paragneis / Orthogneis
3	150	2320	N	Paragneis / Orthogneis
4	160	2680	N	Orthogneis / Amphibolit
5	145	3100	SE	Paragneis

#### 3.3.2 TLS und ALS

Das komplette Untersuchungsgebiet wird während des Projektzeitraums mehrfach per Helikopter überflogen und dabei mit einer Punktdichte von bis zu 10 Pt/m<sup>2</sup> gescannt. Die daraus resultierenden DGMs bieten die Möglichkeit morphodynamisch besonders aktive Bereiche geotechnisch detailliert zu untersuchen und Materialverlagerungen zu quantifizieren. Das terrestrische Laserscanning erfolgt wechselweise mit einem Optech-Laserscanner Iris 3D (Abb. 3) und dem Riegelmodell LMS Z420i.



Abb. 3: Terrestrisches Laserscanning eines permanent aktiven instabilen Felsbereichs oberhalb des Gepatschferners.

Fig. 3: Terrestrial laserscanning of a instable rockwall section above the Gepatsch glacier.



Die Auflösung hängt von verschiedenen Parametern wie Entfernung zum Objekt und der Winkelauflösung ab, sie erreicht in günstigen Fällen den unteren Zentimeterbereich. Der Vorteil des TLS ist, dass große Bereiche abgedeckt werden können, weiterhin ist eine Bestimmung der Herkunftsorte des Sturzschutts möglich. Es ergibt sich damit die Möglichkeit die in neueren Studien zu Sturzprozessen häufig angewandte Methode des TLS (e. g. ABELLAN et al 2010) mit den Steinschlagsammelnetzen zu kalibrieren.

### 3.3.3 Bandextensometer Messstrecken

Die jährlichen Versatzbeträge an langsamen Massenbewegungen wie Kriechen in Festgesteinen und in eishaltigem Schutt werden entlang von Messstrecken mit einem Präzisionsstahlbandmaßband bestimmt. Die Voraussetzung, eine Bewegung komplett zu erfassen ist erstens ein unbewegter Endpunkt der Messstrecke im Festgestein und zweitens das Messen exakt in Bewegungsrichtung der Massenbewegung. Wo Ersteres nicht möglich ist, wird ein geodätischer Fixpunkt mit einem Theodoliten eingemessen.

### 3.3.4 Bilanzierung bereits ausgelöster Massenbewegungen

Weitere Massenbewegungen wie größere Blockstürze und Felsstürze sowie Lockergesteinsrutschungen die sich außerhalb der kontinuierlich überwachten Messbereiche ereignen

oder bereits vor Beginn der Untersuchung ausgelöst wurden, werden durch die Kartierung ihrer Ablagerungen untersucht: Die Volumenberechnungen erfolgen über die Fläche und Mächtigkeit der Ablagerung, ermittelt über das ein Meter DGM und die Geländekartierung. Für den Gletscherrückzug seit 1850 sind detaillierte Auswertungen in Form von Kartierungen und Luftbildanalysen verfügbar (BRUNNER 1978), sodass die bereits ausgelösten Massenbewegungen im proglazialen Bereich datiert werden können. Der Quotient aus dem Volumen der Ablagerungen, der Größe der betroffenen Homogenfläche und dem Alter der Massenbewegungen ergibt eine spezifische jährliche Erosionsrate.

## 4 Erste Ergebnisse

### 4.1 Die digitale geotechnische Karte

Die Abbildung 4 zeigt einen Ausschnitt der generalisierten geotechnischen Karte. Die digitale geotechnische Karte ist nach dem Prinzip einer Geodatenbank aufgebaut. Die wesentlichen Geoinformationen sind in den Attributtabelle der Arc-Gis-Geodatenbank systematisch aufgeführt und werden dort kontinuierlich erweitert und konkretisiert. Alle gravitativen Massenbewegungen sind mit Angaben bezüglich Aktivität, Alter, Volumen und Massenbewegungstyp versehen.

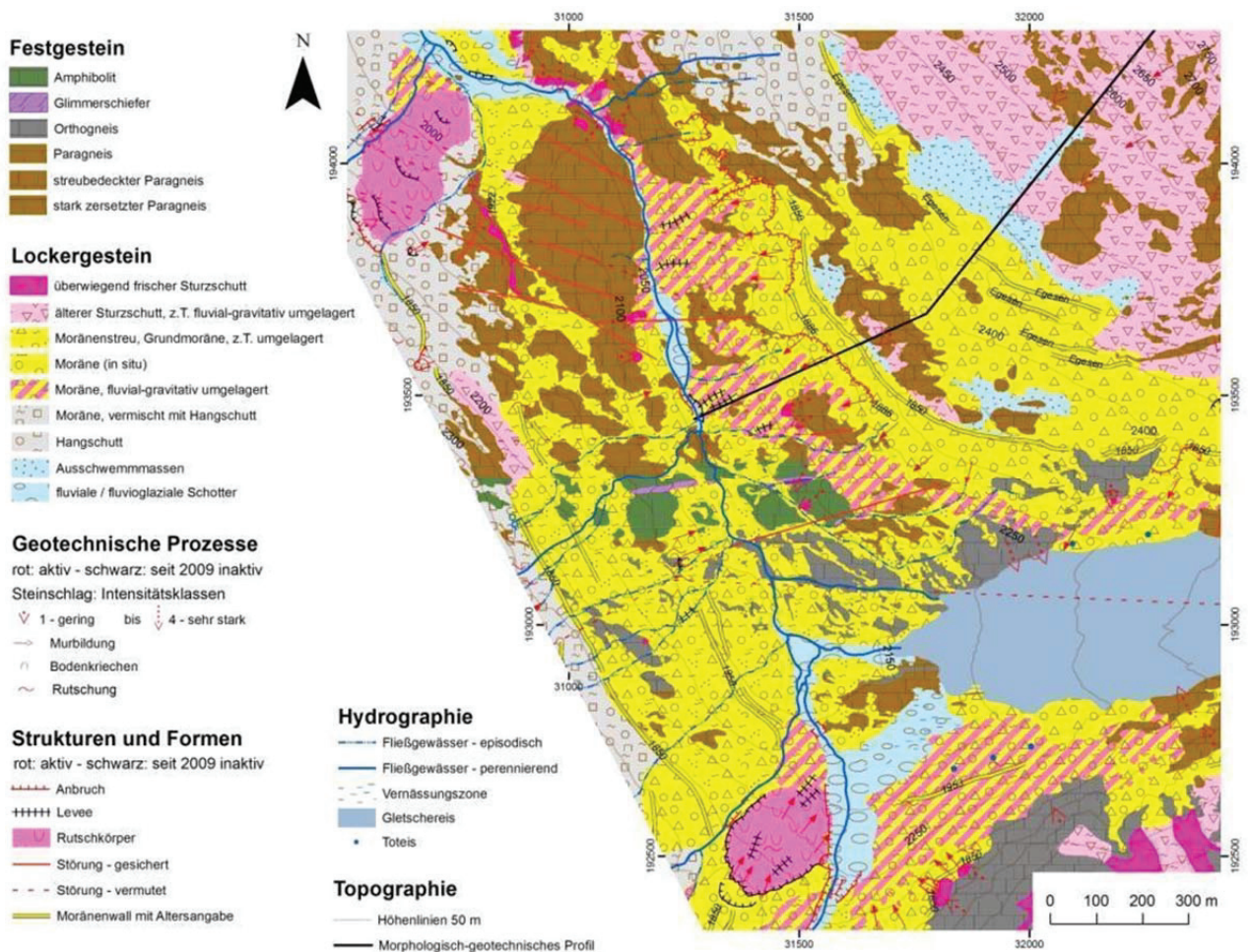


Abb. 4: Ausschnitt aus der geotechnischen Übersichtskarte.

Fig. 4: Section of the geotechnical map.

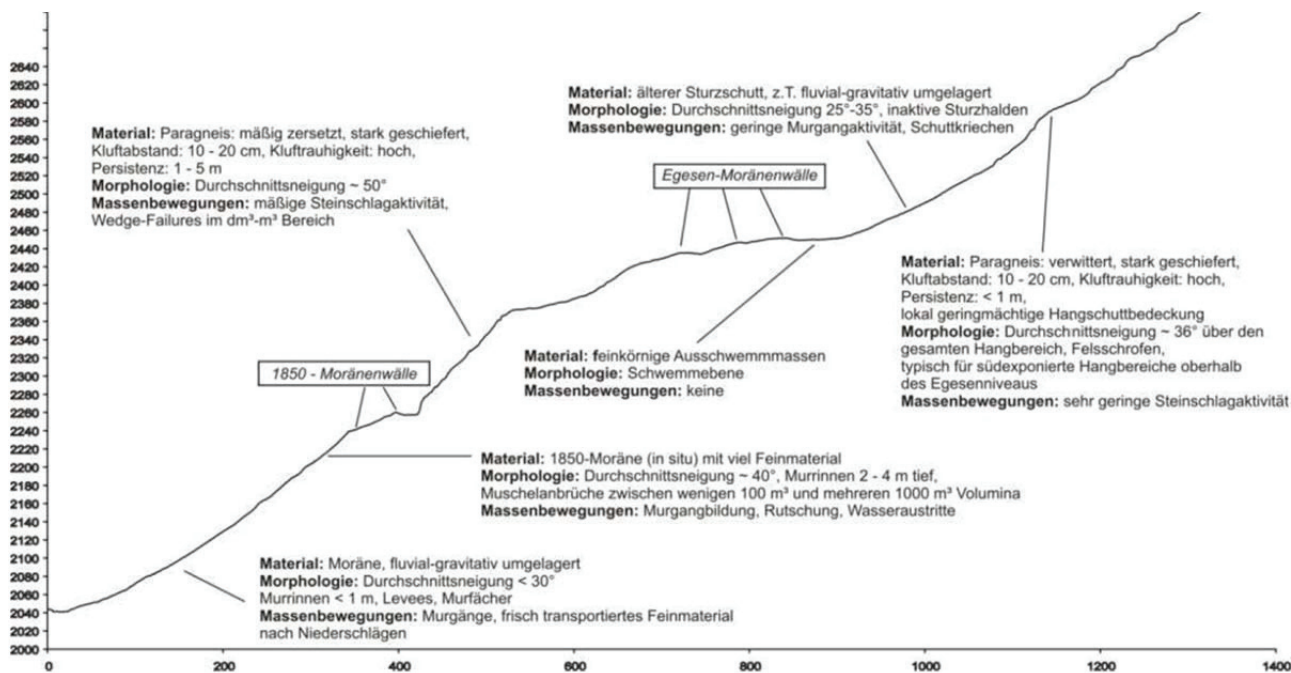
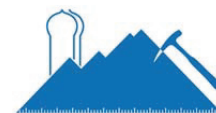


Abb. 5: Morphologisch-geotechnisches Profil mit Materialtypen, geotechnischen Prozessen und den korrespondierenden Geländeformen.  
Fig. 5: Morphological-geotechnical profil with material types, geotechnical processes and corresponding morphological features



Abb. 6: Geotechnische Kennzeichen einer Massenbewegung aus der Geodatenbank (Beispiel).  
Fig. 6: Geotechnical properties of a mass movement, stored in the geodatabase (example).

Jede Massenbewegung im proglazialen Bereich befindet sich zudem in einem Polygon, das die Materialklasse und deren geotechnischen Eigenschaften beinhaltet. Aus dem DGM ergeben sich die Reliefparameter Neigung, Exposition und Höhenlage der Massenbewegung, sodass die relevanten Geofaktoren aller Massenbewegungen durch eine einfache Datenbankabfrage zu ermitteln sind (Abb. 6) und statistische Auswertungen bezüglich wichtiger kontrollierender Faktoren vorgenommen werden können. Damit stellt die digitale geotechnische Karte eine wichtige Geodatenquelle für das gesamte Prosa-Projekt dar. An repräsentativen Hängen im Untersuchungsgebiet werden geotechnisch-

morphologische Profile angelegt. Das Profil in Abb. 5 verläuft durch den Kartenausschnitt (Abb. 4) über sechs verschiedene Materialklassen, die als morphodynamische Prozessräume gesehen werden können.

#### 4.2 Massenbewegungen an Felswänden

Steinschlag an Felswänden ist ein mehrphasiger Prozess (KRAUTBLATTER & DIKAU, 2007). Er beginnt im Untersuchungsgebiet mit Kluftneubildungs- und Kluftweiterungsprozessen, die durch den Verlust der Eisauflast nach dem Gletscherrückzug induziert werden und durch Felstemperaturschwankungen in einem dichten Trennflächensystem verstärkt werden.

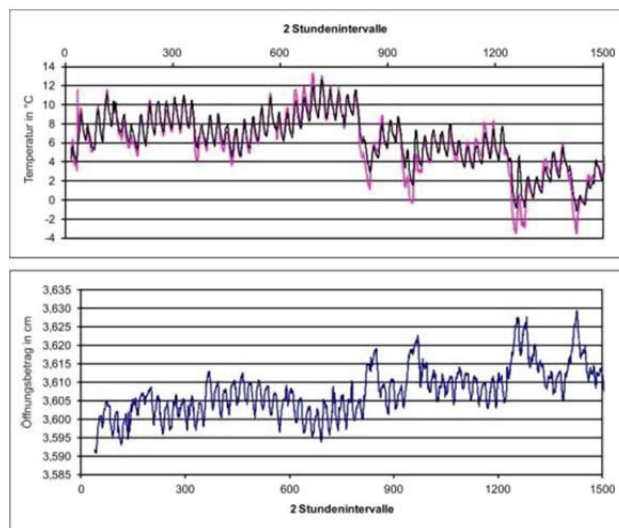


Abb. 7: Kluftöffnungsrate korreliert mit Fels (schwarz)- und Lufttemperatur (lila).  
Fig. 7: Dynamics of joint-openings correlated with rock (black) and air (purple) temperature.



Abb. 7 zeigt die Versatzbeträge an einer Kluftschär in einer auf 2700 m Höhe gelegenen nordexponierten Amphibolitfelswand im Zuge der ersten Frosträchte im Spätsommer. Mit der Temperaturabnahme setzt der Kluftweiterungsprozess ein. Neben den täglichen Schwankungen zeigt sich ein Trend zur Kluftvergrößerung. Die Eigenschaften und Raumstellung der Trennflächen sind maßgebend für die Disposition der Felswände gegenüber Erosionsprozessen. An den bisher im Detail kartierten Felswänden wird ein deutlicher Trend sichtbar: Die Steinschlagaktivität ist dort am höchsten, wo ein geringer Kluftabstand in Verbindung mit einer hohen Persistenz herrscht. Die aktivsten Felswände befinden sich in den hohen Lagen des Untersuchungsgebietes unmittelbar oberhalb des heutigen Gletscherstandes. Oberhalb der Egesenmoränen, dort wo die Felswände seit dem spätpleistozänen glazialen Maximum eisfrei sind, befinden sich unter sonst gleichen topoklimatischen Bedingungen meist Felsschrofen mit sehr geringer Steinschlagaktivität (Abb. 5), was auf einen Entleerungseffekt (BALLANTYNE 2002) hinweist. Einen ersten Eindruck der hohen Dynamik der Steinschlagprozesse an kürzlich enteisten Felswänden gibt Tabelle 2: Sie zeigt die Quantifizierung der sommerlichen Steinschlagaktivität an einer 800 m<sup>2</sup> großen Festgesteinsfläche direkt oberhalb des Gepatschgletschers. Der überwiegende Anteil des hochsommerlichen Steinschlages ist aus Zwischenspeichern ausgeschwemmtes Feinmaterial < 4 cm.

Tab. 2: Steinschlagaktivität an Netz 2.

Tab. 2: Rock fall activity at collector net no. 2.

Messzeitraum	Korngrößen	Masse (kg) gesamt	Masse (kg) gerundet	Masse (kg) eckig
11.7. - 4.9	0-2 cm	613	x	x
55 Tage	2-4 cm	194,7	165,6*	29,2*
	4-8 cm	69,2	52,2	17
	8-16 cm	62,3	47	15,3
	16-32 cm	33,7	7,5	26,2
	> 32 cm	48,4	21,5	26,9
<b>Summe</b>	<b>alle</b>	<b>1021,3</b>	<b>293,8</b>	<b>114,6</b>

\* Extrapolation anhand 2 x 10 kg Probenmaterial

## 5 Ausblick

Die Ergebnisse der multitemporalen TLS und aller Steinschlagsammelnetze können erst nach einer mindestens einjährigen Messperiode präsentiert werden, da kurzzeitig gemessene Felswandererosionsraten aufgrund der zu erwartenden intra- und interannuellen Schwankungen der Prozessraten (e.g. GARDENER 1983) mit hohen Unsicherheiten behaftet sind. Vor allem im Zuge von meist sommerlichen meteorologischen Extremereignissen ist eine überdurchschnittlich hohe Steinschlagaktivität zu erwarten (KRAUTBLATTER & MOSER 2009). Daher wird die Bilanzierung über einen Zeitraum von 3 Jahren fortgesetzt, an dessen Ende quantitative Angaben bezüglich der Prozessfrequenzen und -magnituden möglich sind. Ziel der Bilanzierung der Massenbewegungen ist es Erosionsraten für verschiedene Fels- und Lockergesteinshomogenbereiche zu ermitteln und so das Untersuchungsgebiet bezüglich morphodynamischer Intensität zu zonieren.

## Literatur

- ABELLAN, A., CALVET, J., VILPLANA, J.M. & BLANCHARD, J. (2010): Detection and spatial prediction of rock falls by means of terrestrial laser scanner monitoring. - *Geomorphology* **199**: 162-171.
- AUGUSTINUS, P.C. (1995): Glacial valley cross profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. - *Geomorphology*, **14**: 87-97.
- BALLANTYNE, C.K. (2002): Paraglacial Geomorphology. - *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1935-2017.
- BRUNNER, K. (1978): Zur neuen Karte "Gepatschferner 1971" Maßstab 1:10000. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, **14**(2): 133-151.
- CURRY, A.M.C., V. & ZUKOWSKYJ, P. (2006): Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post - Little Ice Age glacier recession in the central Swiss Alps. - *Journal of Quaternary Science*, **21**(3): 211-225.
- DIKAU, R. (2004): Die Bewertung von Naturgefahren als Aufgabenfeld der Angewandten Geomorphologie. - *Z. Geomorph. N. F.*, **136**: 179-191.
- GARDENER, J. (1983): Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass Area, Canadian rocky mountains. - *Z. Geomorph. N. F.* **27**.
- HARRIS, C., ARENSON, L.U., CHRISTIANSEN, H.H., ETZELMÜLLER, B., FRAUENFELDER, R., GRUBER, S., HAEBERLI, W., HAUCK, C., HÖLZLE, M., HUMLUM, O., ISAKSEN, K., KÄÄB, A., KERN-LÜTSCHG, M.A., LEHNING, M., MATSUOKA, N., MURTON, J.B., NÖTZLI, J., PHILLIPS, M., ROSS, N., SEPPÄLÄ, M., SPRINGMAN, S.M. & VONDER MÜHLL, D. (2009): Permafrost and Climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. - *Earth Science Reviews* **92**: 117-171.
- KRAUTBLATTER, M. & DIKAU, R. (2007): Towards a uniform concept for the comparison and extrapolation of rockwall retreat and rockfall supply. - *Geografiska Annaler*, **89**(1): 21-40.
- KRAUTBLATTER, M. & MOSER, M. (2009): A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high Alpine rock wall (Reintal, German Alps). - *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**: 1425-1432.
- MATSUOKA, N. (2006): Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. - *Geomorphology*, **99**: 353-368.
- MATTHEWS, J.A. & SHAKESBY, R.A. (2004): A twentieth-century neoparaglacial rock topple on a glacier foreland, Ötztal Alps, Austria. - *The Holocene*, **14**(3): 454-458.
- PIFFNER, O. A. (2009): *Geologie der Alpen*. - 1. Auflage, 359 S., Göttingen (Haupt Verlag).
- SELBY, M. F. (1980): A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. - *Z. Geomorph. N. F.*, **24**(1): 31-51.
- WEGMANN, M., GUDMUNDSSON, G.H. & HAEBERLI, W. (1998): Permafrost Changes in Rock Walls and the Retreat of Alpine Glaciers: a Thermal Modelling Approach. - *Permafrost Periglac. Process.*, **9**: 23-33.