
16 Felsgleitung, Felslawine und Erd-/Schuttstrom

Christian Zangerl, Martin Mergili, Christoph Prager,
Johann-Thomas Sausgruber und Johannes T. Weidinger*

Zusammenfassung

Extrem schnelle Felsgleitungen und Felslawinen mit allgemein großen Energien und Reichweiten können Menschenleben sowie Siedlungs- und Wirtschaftsräume und Infrastruktur gefährden bzw. zerstören. Bei langsamen Felsgleitungen und Erd-/Schuttströmen, die häufig durch Reaktivierungs- und Beschleunigungsphasen gekennzeichnet sind, ist meist ausreichend Zeit vorhanden, um die betroffenen Personen zu evakuieren, die Sachschäden können aber wie bei den schnellen Bewegungen enorm sein. Im Alpenraum können für alle der erwähnten Prozesse aufgrund der Chronik sowie von ausreichenden Untersuchungen und Unterlagen (Lithologie, Strukturgeologie, Topographie, Hydrogeologie, Geomechanik) die gefährdeten Bereiche regional als bekannt angenommen werden. Hingegen bleibt die räumlich-zeitliche Vorhersage konkreter Extremereignisse trotz dieses Wissenstandes und moderner Untersuchungs- und Messmethoden nach wie vor eine Herausforderung. Dies erklärt sich aus dem Umstand, dass einerseits ein potentielles Extremereignis häufig nicht im Vorfeld räumlich lokalisiert werden kann und andererseits die Beschleunigungs- und Versagensmechanismen sehr komplex ablaufen und in vielen Fällen eindeutige Auslöser (Trigger) nicht vorhanden bzw. messbar sind. Vielfach wirken an Hangflanken zeitabhängige, progressive Prozesse wie z. B. subkritisches Risswachstum oder bei bestehenden Massenbewegungen sehr langsame Handdeformationen. Diese werden wiederum von anderen Einflussfaktoren (Niederschlag, Bergwasser, Temperatur, in-situ Spannungen, dynamische Belastungen, Permafrost etc.) beeinflusst und führen auf z. T. extrem unterschiedlichen Zeitskalen zu einer Überschreitung der Gebirgsfestigkeiten und folglich zu einem Hangversagen oder zur Beschleunigung bereits bestehender Massenbewegungen. Des Weiteren kann es zu Kaskadeneffekten kommen. Die bessere

* Christian Zangerl, Universität für Bodenkultur Wien, Institut für Angewandte Geologie, christian.j.zangerl@boku.ac.at.

Martin Mergili, Universität für Bodenkultur Wien, Institut für Angewandte Geologie, martin.mergili@boku.ac.at; Universität Wien, Institut für Geographie und Regionalforschung, martin.mergili@univie.ac.at.

Christoph Prager, ILF Consulting Engineers Austria GmbH, christoph.prager@ilf.com.

Johann-Thomas Sausgruber, Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Wildbach- und Lawinenverbauung, Forsttechnischer Dienst, Fachzentrum Geologie und Schnee, thomas.sausgruber@die-wildbach.at.

Johannes T. Weidinger, Kammerhof Museen Gmunden, Institut für Erd- und Kulturgeschichtliche Dokumentation, johannes.weidinger@gmunden.ooe.gv.at.

Kenntnis vergangener Ereignisse in Verbindung mit einem erhöhten Prozessverständnis und gezielt eingesetzten Monitoringsystemen, Frühwarnsystemen, raumplanerischen und – soweit wirtschaftlich vertretbar – technischen Maßnahmen ist der Schlüssel zur Minimierung der mit derartigen Massenbewegungen verbundenen Gefahren und Risiken.

Abstract

Extremely rapid rock slides and rock avalanches with generally large energies and travel distances can put human life at risk and destroy property and infrastructure. Slow- or moderate-velocity rock slides and earth/debris flows are often characterized by re-activation and acceleration phases and can cause large damages, whereas people can usually escape. In the Alps, susceptible areas for all of the considered processes are well known at regional scale due to their lithology, structural geology, topography, hydrogeology, geomechanics, and event history. However, the spatio-temporal prediction of specific extreme events remains a challenge despite modern investigation and monitoring techniques: failure mechanisms are complex in space and time, and they are not always directly linked to obvious, measurable triggering factors. In many cases, progressive processes such as subcritical crack growth or very slow deformations, which are in turn influenced by other factors (precipitation, groundwater, temperature, in-situ stress, dynamic loading, permafrost, etc.) acting in the rock mass. They lead – on broadly varying time scales – to the exceedance of rock mass strength and thus to slope failure or, for pre-existing rock slides, to acceleration phases. Furthermore, rock slides or rock avalanches can develop into cascading landslide processes. An improved level of knowledge on past events in connection with an increased process understanding and well-designed monitoring and early warning systems, spatial planning and – as far as economically justifiable – technical measures is the key to minimize the hazards and risks associated with these types of landslides.

Kernaussagen

- Anfällige Gebiete gegenüber Felsgleitungen, Felslawinen oder Erd- bzw. Schuttströmen sind in den Alpen häufig bekannt.
- Die konkrete Vorhersage spezifischer Extremereignisse in Raum und vor allem in Zeit stellt nach wie vor eine große Herausforderung dar.
- Eine Kombination verschiedener Untersuchungs- und Überwachungsmethoden ist nötig, um mögliche Extremereignisse zu erkennen, entsprechend vorherzusagen und damit das Risiko bzw. mögliche Verluste zu minimieren.

Key Points

- In the European Alps, locations which are susceptible to rock slides, rock avalanches, or earth/debris flows are often known.
- The prediction of specific extreme events in space and particular in time still remains a big challenge.
- A combination of various investigation and monitoring methods is required to appropriately localise and forecast potential catastrophic events and to reduce the risk and the associated losses.

16.1 Einführung

16.1.1 Definitionen, Klassifikation und Nomenklatur

Die Fachliteratur bietet eine Vielzahl unterschiedlicher Klassifikationssysteme für Massenbewegungen. Dies führte in der Vergangenheit dazu, dass idente Phänomene von Massenbewegungen unterschiedlich bezeichnet bzw. gleiche Begriffe für unterschiedliche Bewegungsmechanismen verwendet wurden und zum Teil heute noch werden.

So werden langsame tiefgründige Massenbewegungen im Festgestein in der Literatur häufig als *Bergzerreißung* (Ampferer, 1939), *Sackung* (Zischinsky, 1969), oder *Talzus Schub* (Stini, 1941) bezeichnet, während extrem schnelle Bewegungen großer Gesteinsmassen (1 Million m³ oder mehr) unabhängig vom Bewegungsmechanismus als *Bergsturz* (Heim, 1932; Abele, 1974) bekannt sind. Der Begriff Bergsturz ist mechanisch jedoch nur selten zutreffend, weil die meisten Bergstürze nicht vom Prozess *Stürzen* geprägt werden, sondern vielmehr vom *Gleiten* oder recht häufig vom *Fließen*. Heim (1932) hat daher den zutreffenderen Begriff *Sturzstrom* definiert.

Um diesen Schwierigkeiten zu entgehen, wird hier die nunmehr international gültige und auf Varnes (1978) und Cruden und Varnes (1996) aufbauende Klassifikation der *International Geotechnical Societies, UNESCO Working Party on World Landslide Inventory* verwendet, die von Hungr et al. (2014) überarbeitet wurde. Grundsätzlich wird dabei zwischen 6 kinematischen Grundtypen (Fallen, Gleiten, Kippen, Fließen, Driften und Hangdeformationen) unterschieden. Weitere Kriterien berücksichtigen das Gestein, wobei zwischen Fest- und Lockergestein differenziert wird, sowie die Bewegungsgeschwindigkeit. Letztere unterliegt einer Einteilung in 7 Klassen von extrem langsam mit Bewegungsraten unter 16 mm/a bis extrem rasch mit Geschwindigkeiten über 5 m/s. Im vorliegenden Beitrag werden die gravitativen Hangprozesse *tiefgründige Felsgleitung*, *Felslawine* und *Erd-/Schuttstrom* behandelt (Nomenklatur gemäß Hungr et al., 2014).

Der Begriff *tiefgründige Felsgleitung* wird hierin für Prozesse verwendet, bei denen ein geklüftetes Festgestein (Gebirge) unter Einfluss der Gravitation entlang einer oder mehrerer Gleit/Scherzone(n) unterschiedlich schnell (mit Geschwindigkeiten von extrem langsam bis extrem schnell) abgleiten kann. Die Gleit-/Scherzonen können eben oder gekrümmt sein. Von ihrem Verlauf ist abhängig, ob sich die Bewegung als Translation oder Rotation vollzieht. Typischerweise treten vor allem bei unebenen Scherzonen ausgeprägte interne Gebirgsdeformationen auf, die sich morphologisch z. B. in Form von Zerrspalten, Nackentalbildung, Horst- und Grabenstrukturen sowie sekundären Ablöseflächen äußern. Extrem schnelle tiefgründige Felsgleitungen können durch zu-

nehmende Fragmentierung, d. h. der Auflösung des Gebirgsverbandes, in extrem rasche Felslawinen mit zum Teil sehr großer Reichweite übergehen. Je nach Abbruchvolumen, topographischen Verhältnissen etc. sind Reichweiten bis zu mehreren Kilometern bekannt bzw. möglich.

Eine *Felslawine* ist allgemein durch ausgeprägte dynamische Interaktion der einzelnen Gesteinskomponenten gekennzeichnet. Aufgrund des häufig großen Volumens bzw. der Topographie des Transit- und Ablagerungsgebietes (Kanalisation) kann die Bewegung physikalisch als Fließen der Gesamtmasse approximiert werden, während beim volumetrisch kleineren Stein- und Blocksturz vorwiegend das Bewegungsverhalten der einzelnen Blöcke mechanisch maßgeblich ist. Der Übergang zwischen Felsgleitung und Felslawine ist im wahrsten Sinne des Wortes gleitend bzw. fließend. Der Prozess Steinschlag/Blocksturz wird im Gegensatz zu Felsgleitung und Felslawine hier nicht behandelt, sondern ist Gegenstand des Beitrags 17 zu *Steinschlag und Felssturz*.

Erd-/Schuttströme bestehen aus plastisch verformbaren feinkornreichen Lockergesteinen und sind durch einen kombinierten Prozess aus Gleiten entlang von mehreren diskreten Scherflächen/-zonen und internem Fließen der sich talwärts bewegenden Masse gekennzeichnet. Häufig können aktive Erd- und Schuttströme Geschwindigkeiten von mehreren Metern bis 10er Metern pro Tag erreichen. Sie stellen vielfach episodische Reaktivierungen von bestehenden z. T. über lange Zeiträume ruhenden Hanginstabilitäten dar.

16.1.2 Was sind Extremereignisse im Kontext von Felsgleitungen, Felslawinen und Erd-/Schuttströmen?

Abgesehen von Muren sind Frequenz-Magnituden-Beziehungen für Massenbewegungen weniger verbreitet als z. B. für Hochwasser. Vor allem Felsgleitungen und Felslawinen treten häufig als singuläre Ereignisse auf, Felsgleitungen auch als lang andauernde Ereignisse mit variabler Aktivität. Deshalb kann der Begriff *Extremereignis* im Zusammenhang mit Massenbewegungen nur sehr schwer über Jährlichkeiten bzw. Frequenzen definiert werden, so dass dessen Abgrenzung schwierig ist und oft subjektiven Wahrnehmungen und/oder durch Medien transportierten Informationen folgt. Während z. B. die Felslawine vom Piz Cengalo (Schweiz) im August 2017 und die aus ihr entstehende Prozesskette eindeutig als Extremereignis wahrgenommen wurde, ist dies für einige kleinere Ereignisse, die in den vergangenen Jahren in Österreich stattgefunden haben, weniger klar. Für die Massenbewegungstypen Felsgleitung, Felslawine und Erd-/Schuttstrom werden an dieser Stelle die Extremereignisse wie folgt definiert:

Felslawinen und rasche Felsgleitungen stellen im dicht besiedelten Alpenraum fast immer Extremereignisse dar, da sie durch eine besonders große

Reichweite gekennzeichnet sind und damit in vielen Fällen Auswirkungen auf die Gesellschaft haben (Personen-, Sach- und Infrastrukturschäden, Sperren und Blockaden von Straßen, Bahnlinien, touristischer Infrastruktur, etc). Vor allem die Betrachtung der Reichweite ist hier ein wichtiger Aspekt: Sie erlaubt es auch kleinere, aber höchst mobile Felslawinen zu berücksichtigen, die durch ihre Auslauflänge Gebiete erreichen können, die weit vom Anrissgebiet entfernt sind und deshalb nicht als gefährdet wahrgenommen werden.

Langsame Felsgleitungen und Erd- bzw. Schuttströme, die Hangverschiebungen im Bereich von mm/a bis m/a aufweisen, stellen Extremereignisse dar, wenn interne Deformationen d. h. diskrete Verschiebungen entlang von Scherzonen und/oder differentielle Verschiebungen der Masse auftreten, die i) kritische Infrastrukturen und Siedlungsraum beeinflussen können, ii) sekundäre Hangprozesse wie Muren, rasche Fest- und Lockergesteinsgleitungen oder Felslawinen mit großen Reichweiten begünstigen können, oder iii) bei Felsgleitungen das Potential zum Versagen mit raschen Geschwindigkeiten und großen Reichweiten besteht.

Sowohl Felslawinen als auch langsame oder rasche Felsgleitungen können durch Gefüge-Auflockerung und Gesteinszerlegung (dynamische Gesteinsentfestigung, Bildung von Block-in-Matrix-Strukturen) sowie topographische Veränderungen im Ablagerungsgebiet unterschiedliche sekundäre Folgen nach sich ziehen: Solche bestehen unter anderem in i) Veränderungen des Oberflächenabflusses (Hydrologie) und/oder der Grundwasserfließsysteme, ii) erschwerten ingenieurgeologischen und hydrogeologischen Bedingungen bzw. Risiken für Infrastrukturprojekte, iii) erhöhter Radonbelastung aus zertrümmerten Kristallingesteinen (Purtscheller et al., 1995), oder iv) der Bereitstellung von Lockergestein für Murgangprozesse. Überhaupt sollten eventuelle Prozesskaskaden zwischen gravitativen Massenbewegungen und anderen Naturgefahrenprozessen für eine Beurteilung in Betracht gezogen werden (siehe auch Beitrag 24 zu *Multi-Hazards und Kaskadeneffekten*).

16.2 Zeitliche Entwicklung von Großmassenbewegungen

16.2.1 Darstellung von Ereignissen im Spätglazial und Holozän

Zusammenstellungen von datierten Massenbewegungen im Ostalpenraum und Umgebung (Prager et al., 2008) weisen darauf hin, dass sowohl Festgesteins-Massenbewegungen als auch fluviatile Dynamik und Muren im Spätglazial und Holozän eher kontinuierlich verteilt auftreten. Jedoch sind zumindest zwei zeitliche Anhäufungen erkennbar: so gruppieren sich etwa die prominenten Felsgleitungen von Flims, Kandertal und Köfels im frühen Holozän zwischen

ca. 10.000–9.000 kalibrierten Jahren vor heute (Abbildungen 01 und 02). Betreffend nachfolgender Zeiträume weisen die Daten auf eine Phase geringerer Hangdynamik hin (bzw. Bias aufgrund bisher nur weniger datierter Massenbewegungen, z. B. Wildalpen ca. 6.000 Jahre). Dem gegenüber traten zwischen ca. 4.200–3.000 Jahre vor allem in Tirol einige der größten Massenbewegungen der Alpen auf, z. B. in den Bereichen Eibsee, Fernpass, Tschirgant, Haiming, Stöttlbach und Pletzachkogel. Auch datierte Fluss-/Murablagerungen zeigen im Holozän fluktuierende Aktivitäten, mit zeitweise erhöhten Akkumulationsraten, die zeitlich z. T. mit Gletschervorstößen in den österreichischen Zentralalpen sowie mit einigen großen Massenbewegungen korrelieren (Daten und Referenzen in: Prager et al., 2008).

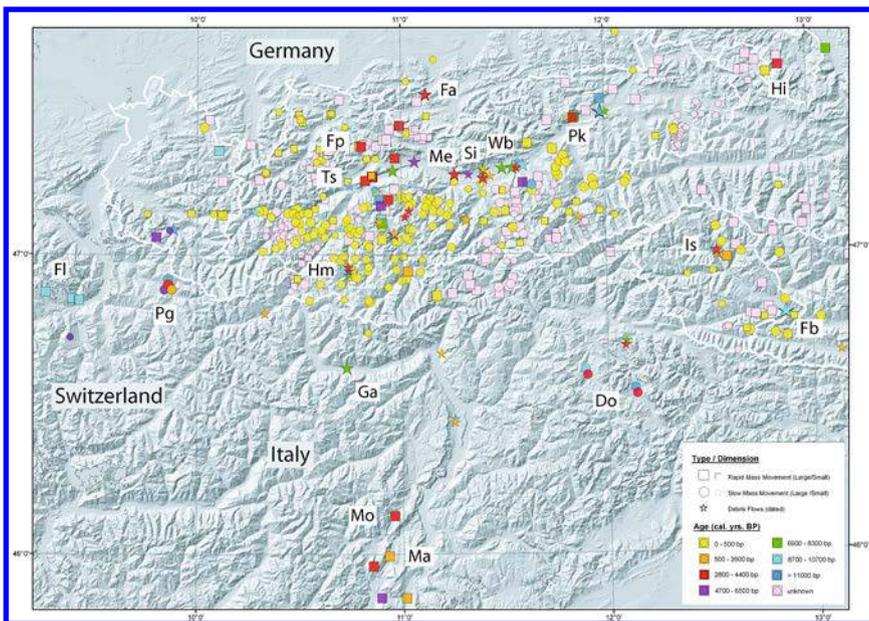


Abbildung 01: Räumliche und zeitliche Verteilung von spät- und postglazialen Massenbewegungen in Tirol und Umgebung.

Figure 01: Spatial and temporal distribution of late-glacial and postglacial landslides in Tyrol and its surroundings.

Quelle: Prager et al., 2008; Prager, 2010

Nachfolgend den o.a. Zusammenstellungen wurden zahlreiche weitere Großhangbewegungen im Ostalpenraum und Umgebung datiert. Tabelle 01 zeigt eine (unvollständige) Auswahl davon. Aktuelle Zusammenstellungen dieser und weiterer datierter Massenbewegungen im Ostalpenraum und Umgebung finden

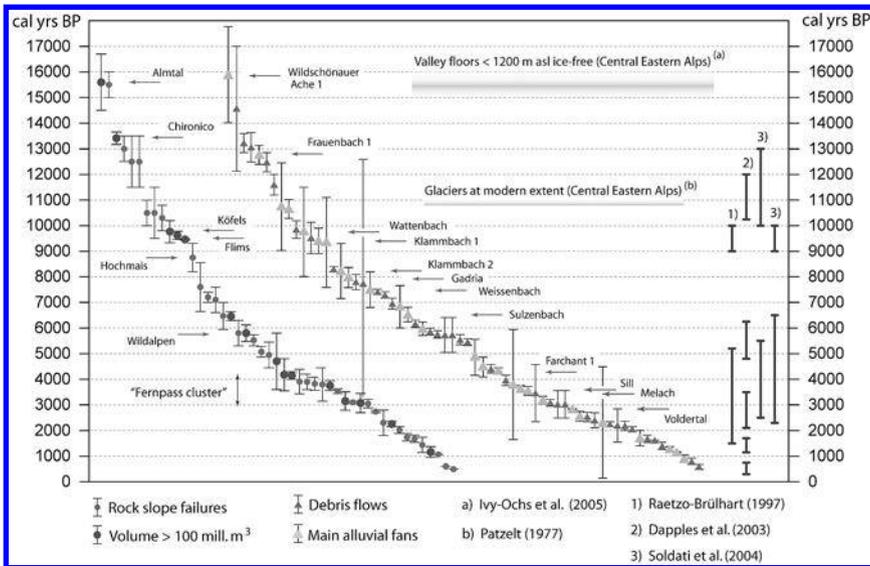


Abbildung 02: Zeitliche Verteilung von spät- und postglazialen Massenbewegungen in Tirol und Umgebung. Vertikale Achse – kalibrierte Jahre vor heute (BP = before present), horizontale Achse – dimensionslose Sequenz von datierten Ereignissen.

Figure 02: Spatial and temporal distribution of late-glacial and postglacial landslides in Tyrol and its surroundings. Vertical axis – calibrated years BP (before present), horizontal axis – dimensionless sequence of dated events.

Quelle: Prager et al., 2008; Prager, 2010

sich u. a. in Ostermann und Sanders (2012, 2017), Ivy-Ochs et al. (2017), Soldati und Marchetti (2017) sowie Referenzen darin.

Tabelle 01: Neuere (2008 und jünger) Datierungsergebnisse betreffend ausgewählter Großhangbewegungen im Ostalpenraum und Umgebung, absteigend gereiht nach Alter (unvollständige Auswahl).

Table 01: Recent (2008 and younger) dating results concerning selected large-scale landslides in the Eastern Alps and surrounding regions, listed according to descending age (incomplete selection).

Großmassenbewegung(en)	Altersbereich (Jahre)	Quelle
Butterbichl und Maria Stein (Inntal/Tirol)	max. ca. 114.000–113.000 und min. 68.000–62.000	Starnberger et al. (2013)
Stilfes, Ridnaun und Pfitsch (Südtirol)	ca. 15.500–11.700, ca. 15.500–10.800 und ca. 13.800–11.300	Ostermann und Sanders (2017)
Watles (Südtirol)	≤ ca. 10.000 und jünger	Agliardi et al. (2009)
Rinderhorn und Klein-Rinderhorn (Schweiz)	jeweils 9.800 ± 500	Grämiger et al. (2016)

((Fortsetzung))

Großmassenbewegung(en)	Altersbereich (Jahre)	Quelle
Obernberg (Tirol)	ca. 9.200–7.600	Ostermann und Sanders (2017)
Val Viola (Veltlin)	7.430 ± 460	Hormes et al. (2008)
Marocche di Dro, Principale (Trentino)	5.300 ± 860	Ivy-Ochs et al. (2017)
Brennersee (Tirol)	ca. 6.500–6.200	Ostermann und Sanders (2017)
Lavini di Marco und Costa Stenda (Trentino)	3.000 ± 400	Martin et al. (2014)
Marocche di Dro, Kas und Castelpietra (Trentino)	ca. 1.080 ± 160 und ca. 950 ± 270	Ivy-Ochs et al. (2017)
Lavini di Marco (Trentino)	ca. 800 ± 200	Martin et al. (2014)

V. a. geologisch »junge« bzw. historische Ereignisse sind betreffend ihrer Ursachen, Auslöser und Wiederholbarkeit von besonderem Interesse für die Gesellschaft. Während die geologischen Ursachen von zahlreichen großen Hangbewegungen zwischenzeitlich häufig bekannt sind (lithologische und v. a. strukturgeologische Dispositionen, z. B. Agliardi et al., 2001, 2009; Prager et al., 2009; Zangerl et al., 2010), sind die auslösenden Faktoren (»Trigger«) Gegenstand weiterer Forschungen (z. B. paläoklimatologische und paläoseismische Untersuchungen) bzw. werden vollständigere und genauere Chroniken bzw. Zeitreihen für fundierte statistisch Analysen benötigt, wie z. B. Frequenz-Magnituden-Beziehungen.

Jedoch weisen die kompilierten Daten darauf hin, dass sowohl datierte Festgesteins-Massenbewegungen (Felsgleitungen, Felslawinen) als auch Murgänge im Spätglazial und Holozän zeitlich durchaus kontinuierlich auftreten, aber sowohl räumliche als auch zeitliche Häufungen vorkommen. Demnach ist eine Vielzahl von datierten Massenbewegungen zwar ursächlich aber keinesfalls auslösend auf spätglaziale Gletscherrückzüge zurückzuführen. Vielmehr sind Hinweise auf komplexe Zusammenhänge zwischen geologischer Hangdisposition, glazialer Entlastung, geomechanischen Prozessen (subkritischem Risswachstum), Seismotektonik und/oder klimatischen Veränderungen gegeben (Prager et al., 2008). Zudem zeigen kompilierte Daten, dass prädisponierte Hangflanken im Holozän mehrfach bzw. wiederholt für Gleit- bzw. Sturzereignisse reaktiviert worden sind. So sind wiederholte Ereignisse (bzw. Phasen erhöhter Hangaktivität, Nachstürze) u. a. in den folgenden Fällen nachgewiesen:

- Köfels (Tirol): ein postglaziales Hauptereignis, vermutlich ein größeres Nachsturzereignis (Ivy-Ochs et al., 1998, Prager et al., 2009).

- Tumpen (Tirol): mehrere größere Ereignisse auf engstem Raum (Poscher und Patzelt, 2000).
- Tschirgant (Tirol): je ein Hauptereignis in den Bereichen Weißwand und Haiming, ein Nachsturzereignis in Haiming (Patzelt, 2012a; Ostermann et al., 2017).
- Fernpass (Tirol): ein Hauptereignis, lateral angrenzend sekundäre Felsgleitung und tiefgründig aufgelockerte bis leicht dislozierte Hangflanke (Prager, 2010).
- Steinlehnen (Tirol): historische Sturzereignisse 1821 und 1852 (Heuberger, 1966), rezent aktive Steinschläge und Felsgleitungen 2003 und jünger (Zangerl und Engl, 2009).
- Pletzackogel (Tirol): mindestens drei große Ereignisse im Spätglazial und Holozän (Patzelt, 2012a,b) sowie Felsstürze im 20. und 21. Jh.
- Die Felslawine von Val Pola (Italien, 1987) und die Ereignisse von von Randa (Schweiz, 1991) werden als Konsequenzen reaktivierter struktureller Schwächezonen interpretiert, wo den neuzeitlichen Sturzereignissen fossile bzw. historisch dokumentierte »Vorläuferereignisse« vorangegangen sind (Azzoni et al., 1992, Sartori et al., 2003).
- Mehrfache Reaktivierungen bzw. Beschleunigungsphasen geringaktiver prädisponierter Hangflanken in verschiedenen zeitlichen Abständen (von einigen Hundert bis mehreren Tausend Jahren) wurden auch an rezent aktiven Felsgleitungen beobachtet, z. B. an den tiefgründigen Massenbewegungen Heinzenberg (Weidner, 2000), La Clapiere (Guglielmi et al., 2005), Séchillienne (Le Roux et al., 2009), sowie an mehreren Erd-/Schuttströmen wie z. B. Fürweg (Sausgruber, 2005), Gschlifgraben (Weidinger, 2009) oder Kerschbaum (Hofmann und Sausgruber, 2017).

16.2.2 Implikationen für rezente und künftige Ereignisse

Kompilierte Altersdaten weisen darauf hin, dass eine Vielzahl von tiefgründigen Massenbewegungen, darunter mehrere geologisch »junge« Großereignisse im mittleren und jüngeren Holozän (siehe o. a.) nicht unmittelbar auf spätglaziale Gletscherrückzüge als Auslöser zurückzuführen sind. Vielmehr verharren zahlreiche instabile Hänge nach dem Eisfreiwerden noch etliche tausende Jahre in »stabiler« Position bzw. unter langsamen Verschiebungsraten ohne zunehmende Beschleunigungen bis zum extrem schnellen (»katastrophalen«) Versagen. Die Veränderungen der in-situ Gebirgsspannungen (z. B. durch Gletscherrückzüge), sowie der hydrogeologischen, klimatischen (erhöhte Kluftwasserdrucke, Permafrostrückzug) und/oder seismotektonischen Einflussfaktoren (Erdbeben, nicht nur Auslöser sondern durch Riss-

wachstum bzw. Gefügeauflockerungen auch »Vorbereiter« von Hangdeformationen, Prager et al., 2008) beeinflussen zeitabhängig die Gebirgsfestigkeiten durch geomechanische Bruchprozesse, wie dem (sub-)kritischen Risswachstum (Atkinson, 1989). Im Hochgebirge werden häufig Gletscher- und/oder Permafrostrückzug ursächlich bzw. auslösend für verschiedene Felsgleitungen diskutiert. Beispiele dafür sind die tiefgründigen Massenbewegungen im Bereich der Bliggspitze und des Marzellkamms (Fey, 2018).

Jedoch sind auch außerhalb des Periglazial- bzw. Permafrost-Bereichs zahlreiche größere Sturzereignisse bekannt, z. B. Huben/T (03/1999), Bischofsmütze/S (09/2001), Hochwand-Alpl/T (03/2012), Felbertauern/T (05/2013), Vals/T (12/2017) und Hoher Göll/S (05/2018). Diesbezüglich sind die unmittelbar auslösenden Faktoren derzeit noch ungenügend erforscht. Betreffend systematischer statistischer Auswertungen von Massenbewegungen ist die fundierte Datengrundlage wie möglichst vollständige Chroniken gut dokumentierter Ereignisse, Zeitreihen mit externen Einflussfaktoren (z. B. Erdbeben, Witterungsverläufe/-ereignisse) nur vereinzelt bzw. nur für lokale Hangflanken verfügbar. Trotz paläoklimatischer Indikatoren und Hinweise auf seismotektonisch aktive Räume liegen bisher keine schlüssigen Datengrundlagen bzw. Korrelationen vor was die auslösenden Faktoren betrifft (Prager et al., 2008; Ostermann und Sanders, 2012; Ivy-Ochs et al., 2017, und Referenzen darin). Je nach überregionalem Auftreten bzw. lokalen Altershäufungen werden auch in neueren Studien klimatische oder seismotektonische Ursachen diskutiert (z. B. Zerathe et al., 2014; Ivy-Ochs et al., 2017, sowie Referenzen darin).

Längere Zeitreihen bzw. Chroniken sowie regional- und lokalspezifische Auswertungen von historischen Sturzereignissen (u. a. hinsichtlich ihrer klimatischen Beeinflussung/Auslösung) liegen in Mitteleuropa bisher nur selten vor. Vereinzelt wurden lokalitätsspezifische Sturz-Ereignisse systematisch untersucht, v. a. hinsichtlich ihres zeitlichen und räumlichen Auftretens sowie steuernder Faktoren (z. B. Steinschlag, Fels-/Bergstürze im Bereich Reintal/Zugspitze, Krautblatter et al., 2012). Betreffend Österreich zeigt ein Inventar von Sturzereignissen (Zeitraum ca. 1900–2010, 252 Ereignisse, v. a. Steinschlag, z. T. Felsstürze, v. a. aus Nicht-Permafrost Gebieten) eine sehr schwache Korrelation von Ereignissen mit Temperaturverläufen, bzw. keine Zunahme der Frequenz von Sturzereignissen während wärmerer Perioden; statistisch ist eine Häufung im Frühling ermittelbar, in den letzten Jahrzehnten auch eine Häufung im Sommer (möglicherweise Verschiebung aufgrund milderer Winter) (Sass und Oberlechner, 2012). Auch betreffend der Schweizer Alpennordseite weisen statistische Auswertungen (ca. 800 historisch dokumentierte Sturzereignisse der letzten 500 Jahre) darauf hin, dass eine eindeutige Korrelation zwischen bekannten Feucht- bzw. Warmperioden und einer Häufung von Sturzereignissen zwischen 1500 und 1900 AD nicht besteht. Allerdings zeigt sich für das 20. Jh.

eine klare jahreszeitliche bzw. klimaperiodische Abhängigkeit, indem (i) vermehrt Sommerstürze in Abhängigkeit von extremen Niederschlagsereignissen und (ii) in Kaltphasen infolge Gesteinskontraktion vermehrt Sturzereignisse im Winter (und auch im Frühling) feststellbar sind (Gruner, 2006). Allgemein können zyklische Schwankungen der Oberflächentemperatur irreversible Deformationen von geklüfteten Felsmassen bis in große Tiefen hervorrufen und als wichtiger Vorbereiter von Sturzprozessen fungieren (Gischig et al., 2011a,b). Wenn akkumuliert über einen längeren Zeitraum, können selbst geringfügigere (jedoch wiederholte) Witterungsschwankungen ein Versagen auslösen, ohne dass ein offensichtliches Trigger-Ereignis erkennbar wäre (Gunzburger et al., 2005).

16.3 Einschätzung des Sachstandes anhand von Fallbeispielen

16.3.1 Langsame tiefgründige Felsgleitungen

16.3.1.1 Allgemeine Aspekte

In den Alpen finden sich viele geomorphologische Hinweise auf tiefgründige, ganze Talflanken erfassende Massenbewegungen (z. B. Bonzanigo et al., 2007; Agliardi et al., 2009; Barla et al., 2010; Brückl et al., 2013; Crosta et al., 2013; Zangerl et al., 2010, 2015). Kompilierte geologische Befunde und Altersdatierungen weisen darauf hin, dass zahlreiche Hangbewegungen lithologisch und/oder strukturell prädisponiert sind und häufig (mehrfach) reaktiviert worden sind (siehe Kapitel 16.2). An etlichen dieser Hänge sind auch Siedlungen oder Infrastruktur zu finden. In welchem Ausmaß diese Hänge heute noch aktiv sind, ist aufgrund fehlender oder unzureichend genauer Geländeuntersuchungen/-vermessungen oftmals nicht bekannt. Erst wenn Infrastruktureinrichtungen und Häuser deutliche Schäden durch die Hangbewegungen zeigen beginnt man, sich dieser Thematik eingehender zu widmen. Exemplarisch sei hier die tiefgründige Felsgleitung Navis-Misljoch (Tirol), die z. T. durch aktivere Schuttströme überlagert ist, im Detail betrachtet.

16.3.1.2 Großhangbewegung Navis – Misljoch

An den Südhängen des Misljochs im Navistal, (Tirol) wurde man auf Hangbewegungen aufmerksam, nachdem ein Dutzend von insgesamt 84 Häusern einer in den 1980er und 1990er Jahren errichteten Siedlung markante Schäden aufwies. Ein Haus war derart stark davon betroffen, dass es abgetragen werden musste. Um die Möglichkeiten einer Sanierung auszuloten, wurde die Massen-

bewegung in den Jahren 2012 bis 2015 eingehend erkundet und wird bis heute messtechnisch intensiv beobachtet. Aufgrund des fundierten Erkundungs- und Messaufwands (ingenieurgeologische Kartierungen, Kernbohrungen, Bohrloch- und Oberflächengeophysik, Laborversuche, automatische Totalstation, Inklinometer, uvm.) ergeben sich heute interessante Einblicke zu Geologie, Aufbau und Geometrie, Hydrogeologie und Geomechanik dieser Massenbewegung. Auch stellt die Massenbewegung in Hinblick auf ein erfolgreich durchgeführtes Maßnahmenkonzept, welches zu einer maßgeblichen Reduktion der Bewegungen führte und zum Verbleib der Bewohner in den Häusern beigetragen hat, ein gut untersuchtes, lehrreiches Fallbeispiel dar.

Zahlreiche geomorphologische Indikatoren weisen darauf hin, dass der Hang von einer tiefgründigen Felsgleitung erfasst wurde. Dazu zählen Zerrspalten in der Gratregion, große treppenartige Absätze im Oberhang und ein unregelmäßig kupiertes Gelände in den mittleren Abschnitten. Auffällig ist ein konkav – konvexer Geländeverlauf in der Hangfalllinie, welcher Zeugnis für den Massenverlagerungsprozess vom Oberhang zum Unterhang gibt. Der Höhenunterschied von der Gratregion (2.160 m ü.A.) bis zum Talboden (1.150 m ü.A.) beträgt etwa 1.000 Höhenmeter. Auch wenn Steilstufen bis zu 40° vorhanden sind, beträgt die generelle Geländeneigung nur etwa 23°.

Die Massenbewegung ist aus tektonischer Sicht am Nordwestrand des Tauernfensters situiert (Brandner, 1980, Pichler, 2015). Der Südhang des Misljochs ist dabei lithologisch und tektonisch zweigeteilt. Die penninischen Einheiten der Matreier Zone und Bündner Schiefer nehmen die unteren zwei Drittel des Hanges ein, darüber folgt der ostalpine Innsbrucker Quarzphyllit (Schmid et al., 2013). Die Massenbewegung Misljoch setzt sich aus einer tiefgründigen Felsgleitmasse, der in ihrem westlichen Teil mehrere, zungenförmige Schuttströme (Laatsch und Grotenthaler 1972; Cruden und Varnes, 1996; Hungr et al., 2014) auflagern, zusammen (Abbildungen 03 und 04). Die Bewegungen haben ihren Ursprung in der Gratregion, wo Ausstriche tiefer Gleitbahnen in Form von großen und hohen Geländeabsetzungen anzutreffen sind. Geländeuntersuchungen haben ergeben, dass das Versagen im Oberhang durch steilstehende Talklüfte und einer infolge der Faltung immer wieder nach Süden einfallenden Schieferung strukturell begünstigt wurde (Pichler, 2015). Aus den tiefen Kernbohrungen geht hervor, dass die Gleitmasse aus unterschiedlich stark zerlegten Felsschollen mit mehreren Zentimeter bis Meter mächtigen bindigen Scherzonen (*fault gouge*, *fault breccia*) besteht. An Hand der Kernbohrungen konnte auch die Entstehung der Schuttstromareale geklärt werden. Sie sind aus den durch die Hangbewegungen aufgelösten und verwitterten instabilen Felsschollen der Massenbewegung entstanden und setzen sich heute aus gemischtkörnigem Lockermaterial, welches sich langsam talwärts bewegt zusammen (Hofmann und Sausgruber, 2017). Wesentlich für diesen Bewegungsmechanismus

und das räumlich begrenzte Auftreten der Schuttströme im Westen der Massenbewegung ist die dortige starke Hangwasserführung (Rieder, 2016). An der Deckengrenze Bündler Schiefer/Innsbrucker Quarzphyllit werden große Mengen an Wasser, welche im Oberhang in den Zerrspalten versickern, in das Schuttstromareal eingespeist und nähren so die Bewegungen. Die Mächtigkeit der Schuttströme liegt zwischen 30 und 40 m.

Durch ein langjährig durchgeführtes Monitoringsystem, bestehend aus kontinuierlichen Messungen von etwa 90 Oberflächenmesspunkten, die von einer am Gegenhang gelegenen Totalstation eingemessen werden, sowie den periodisch durchgeführten Messungen der Inklinometer, konnte die Kinematik und das zeitlich variable Bewegungsverhalten der Massenbewegung erfasst und in Bezug zu den Schäden an den Häusern gesetzt werden. Die Bewegungen im Bereich der Siedlung setzen sich aus einer langsameren Bewegung der tieferliegenden Felsgleitmasse und einer schnelleren Bewegung der darauf auflagernden Schuttzungen zusammen (Hofmann und Sausgruber, 2017). Die aktiven basalen Scherzonen der Schuttzungen liegen dabei in Tiefen zwischen 14 und 37 m. Über die Tiefe der basalen Scherzone der Felsgleitung liegt keine Information vor, da keines der Inklinometer die Basis der Gleitung durchörtert hat. Sie ist aber jedenfalls tiefer als die tiefste Bohrung mit 120 m anzunehmen. Die Geschwindigkeit der Felsgleitung konnte einerseits aus der Vermessung von Punkten, die auf der Massenbewegung, aber außerhalb der Schuttstromareale situiert sind und andererseits aus den Inklinometermessungen rekonstruiert werden. Die jährlichen Verschiebungen liegen hierfür bei 0,5–1 cm. Für die auflagernden Schuttströme waren vor der Maßnahmensetzung die Bewegungsraten zwischen 0,5 und 3,0 cm/a. Die Schäden an den Häusern konnten schließlich auf diskrete Scherbeanspruchungen der unterschiedlich schnell bewegten Schuttströme/-zungen zurückgeführt werden. Weil die Bewegungen sehr tief und die Bewegungsvektoren einheitlich in Fallrichtung des Hanges orientiert sind, treten die Schäden nur an jenen Häusern auf, die sich nahe oder auf den Scherzonen befinden. Alle anderen Objekte bewegen sich mehr oder weniger gleichmäßig talwärts, ohne dass sie Schaden erleiden. Die Auswertung der Piezometermessstellen erbrachte, dass die Bewegungsgeschwindigkeit vom Wassereintrag in den Untergrund gesteuert wird. Eine Beschleunigung der Hangbewegung sowohl in den Schuttströmen als auch in der Felsgleitung war aber nur nach der Schneeschmelze im Frühsommer festzustellen, während Perioden ergiebigen Niederschlags keine Beschleunigungsphasen auszulösen vermochten. Nach der Schneeschmelze stieg der Wasserspiegel in den Pegeln, die im Lockermaterial des Schuttstromareals ausgebaut wurden um 1,5–2,5 m, in jenen, die im geklüfteten Gebirge der Felsgleitung ausgebaut wurden um ca. 1 m an.

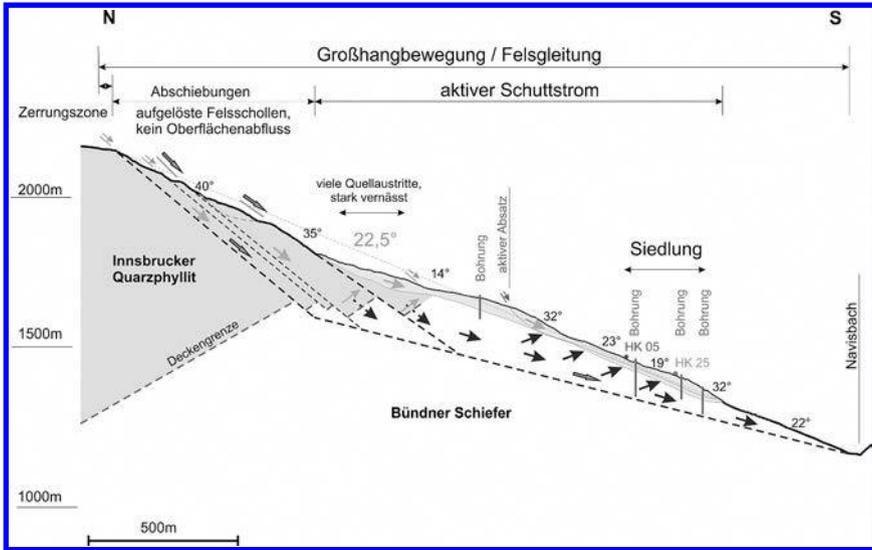


Abbildung 04: Ingenieurgeologischer Profilschnitt durch die Großhangbewegung Misjoch.
Figure 04: Engineering geological section through the large-scale landslide Misjoch.
Quelle: mod. nach Hofmann und Sausgruber, 2017

An Hand des Erkundungs- und Monitoringprogramms wurde erkannt, dass unterschiedlich große Porenwasserüberdrücke bis zu 2 bar in den Scherzonen für die unterschiedlich großen Bewegungen zwischen den einzelnen Schuttstromzungen und damit für die Schäden an den Häusern verantwortlich sind. Deshalb wurde ein Sanierungskonzept, bei dem der Abbau der Porenwasserüberdrücke im Vordergrund stand, konzipiert. Ergänzend dazu erfolgten Drainagierungen im stark vernässten Mittelhang. Längerfristig soll auch noch eine Verbesserung der Interzeption durch Aufforstung von Almweiden erreicht werden. Aufgrund der tief liegenden Scherzonen der Schuttströme von bereichsweise 37 m wurde im Herbst 2015 eine mit Pumpen ausgestattete Brunnenreihe von 50 Stück, welche oberhalb der Siedlung und quer über das gesamte Schuttstromareal angeordnet wurde, gebaut (Hofmann und Sausgruber, 2017). Jeder Brunnen hat eine Tiefe von 45 m. Die Anlage wurde im Jänner 2016 gesamtheitlich in Betrieb genommen und hält das Hangwasserpotential in einer Tiefe von etwa 35 m unter dem Gelände. Die abgepumpten täglichen Wassermengen aller Brunnen liegen hierfür lediglich zwischen 1,5 und 4,2 l/s (Hildebrand, 2018). Seither haben sich die Bewegungen stark reduziert bzw. sind nahezu zum Stillstand gekommen (Abbildung 05). Sie betragen zur Zeit, abzüglich der tieferen Bewegung, max. 3 mm/a (Sausgruber, 2017). Von großer Bedeutung in diesem Zusammenhang ist, dass sich die Bewegungen zwischen den unter-

schiedlich schnell bewegten Schuttstromzungen ausgeglichen haben, sodass kaum noch Scherbeanspruchungen auftreten.

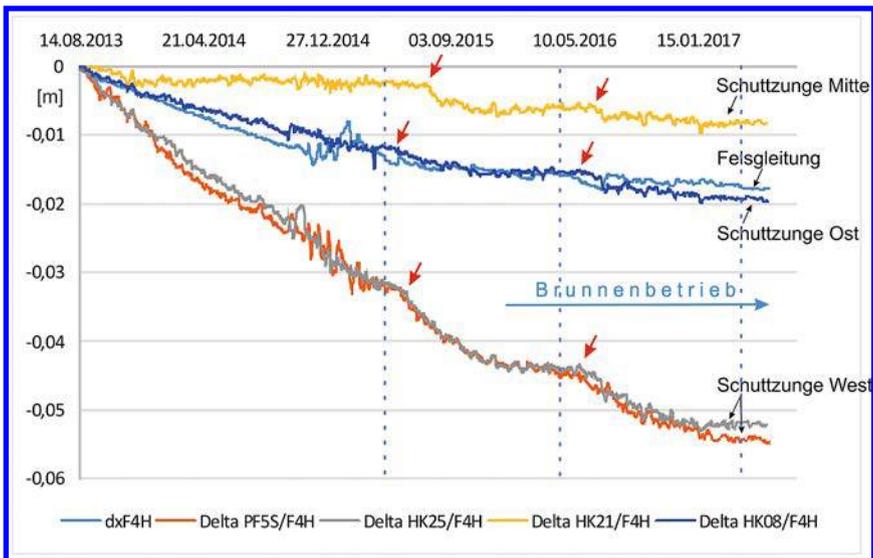


Abbildung 05: Zeit-Verschiebungskurven ausgewählter Punkte auf der Großhangbewegung. Anmerkung: blaue strichlierte Linien – Schneeschmelzen. rote Pfeile – Beschleunigungsphasen. **Figure 05:** Time-displacement diagram of selected targets on the large-scale landslide. The dashed blue lines show snowmelt. Red arrows indicate acceleration phases.

Datengrundlage: Amt der Tiroler Landesregierung, 2018

16.3.2 Schnelle tiefgründige Felsgleitungen und Felslawinen

16.3.2.1 Allgemeine Aspekte

Im Alpenraum kam es in den vergangenen Jahrzehnten mehrfach zu katastrophalen Felsgleitungen bzw. Felslawinen. Zu den bekanntesten Beispielen zählen die Ereignisse von Vajont (1963 – Genevois und Tecca, 2013), Val Pola (1987 – Govi et al., 2002) und Piz Cengalo (2017). Österreich ist bislang von Ereignissen mit vielen Toten verschont geblieben.

Allerdings kam es auch hier immer wieder zu Felslawinen, die ihren Ausgang in Kipp- und Gleitmechanismen entlang von Störungszonen, Kluft-, Schichtungs- oder Schieferungsflächen nahmen. Derartige Ereignisse waren sowohl in Sedimentgesteinen als auch in metamorphen Gesteinen zu beobachten. Einige der Ereignisse fanden im Hochgebirge statt und hatten keine oder nur geringe Konsequenzen für die Gesellschaft. Die Felslawine auf die Schildalmgalerie der

Felbertauernstraße in Osttirol im Mai 2013 führte hingegen zu schweren Schäden an der Verkehrsinfrastruktur und damit zur zeitweiligen Durchtrennung einer wichtigen Straßenverbindung (Riepler und Schroll, 2013; Pfurtsheller und Genovese, 2018). Eine weitere Felslawine, die sich im Frühjahr 2012 an der Südflanke der Hochwand (2.719 m) bzw. im Bereich Alpl in der Mieminger Kette ereignete und durch ihre besonders große Reichweite charakterisiert ist, wird exemplarisch zu vielen anderen wie z. B. am Luibiskogel (1999) und in Huben (1999) im Folgenden im Detail beschrieben (Preh und Sausgruber, 2015). Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass viele Ereignisse ein Bewegungsverhalten zeigen, welches sowohl typische Merkmale für Stürzen als auch für Fließen aufweist und daher eine strikte Trennung schwierig macht (siehe Beitrag 17 zu *Steinschlag und Felssturz* sowie Literatur, z. B. Hungr et al., 2014): Keines dieser Ereignisse stand in direkter Verbindung mit einem aktiven Gerinne so dass es weder zur Abspernung von Rinnen und Tälern (und dem Aufstau von Seen) noch zu Prozessketten mit nachfolgenden Mur- oder Feststoffereignissen kam.

16.3.2.2 Alpl

Die Felslawine von Alpl, die sich am 22. März 2012 kurz vor Mitternacht ereignete, war insofern ungewöhnlich, als dass die Felsmassen auf die gefrorene Firnschneedecke stürzten, was zu einer für das geringe Abbruchvolumen von nur ca. 75.000 m³ ungewöhnlich hohen Mobilität führte: es wurde ein Fahrböschungswinkel von lediglich 17,8° sowie eine Auslauflänge von 2,6 km gemessen (Preh und Sausgruber, 2015). Durch den erodierten, mitaufgenommenen Schnee kam es zu mehr als einer Versechsfachung des initialen Volumens, so dass insgesamt mindestens ca. 500.000 m³ Material (Fels/Schutt und Schnee) abgelagert wurden. Weil das Ereignis in einem abgelegenen Hochtal stattfand, kamen weder Personen zu Schaden, noch traten nennenswerte Schäden an Objekten oder Infrastruktur auf. Der initiale Abbruchprozess nahm entlang von parallel und schräg zur Oberfläche geneigten Trennflächen im Wettersteinkalk seinen Ausgang, ohne dass ein konkreter Auslöser identifiziert werden konnte. Das Material zerbrach im steilen oberen Wandbereich der Sturzbahn in Trümmer, stürzte auf den Altschnee und fuhr dann Huckepack darauf als mobile Fels-Schnee Lawine talwärts. Interessant dabei war, dass es mit Ausnahme der obersten Dezimeter zu keiner Vermischung zwischen unterlagerndem Schnee und Felssturz/-gleitmasse kam. Der Altschnee bewirkte eine Minderung des dynamischen Reibungswiderstandes (»fungierte als ein Fließmittel«) und war für die große Reichweite verantwortlich.



Abbildung 06: Felsgleitung/Felslawine Schildalmgalerie: Überblick mit Verlauf der Felbertauernstraße und der Ersatzstraße (a), Blick von unten auf die Lawinenbahn mit der zerstörten Schildalmgalerie (b). Anrissgebiet mit Hochenergie-Seilsperre (c). Die hangparallele Ausrichtung der Trennflächen ist hier deutlich zu erkennen. Anmerkung: das Anrissgebiet wurde durch nachfolgende Sprengungen verändert.

Figure 06: Rock slide/rock avalanche at Schildalm protection tunnel: overview with Felbertauern Road and replacement road (a), view from below to the avalanche path with the destroyed Schildalm protection tunnel (b), release area with high-energy rope protection system (c). The slope-parallel orientation of the joint faces is clearly visible. Remark: the release area was modified due to blasting after the event.

Fotos: M. Mergili

16.3.2.3 Schildalmgalerie (Felbertauernstraße)

Diese Felslawine ereignete sich am 14.05.2013 um 1:38 Uhr im Gemeindegebiet von Matrei in Osttirol, nahe des Südportals des Felbertauern-Straßentunnels. Ein Paket von ca. 10.000 m³ verwitterten und geklüfteten metamorphen Gesteins (hauptsächlich Amphibolit) löste sich auf einer Meereshöhe von 1.770 m, glitt an den hangparallelen Trennflächen ab und bewegte sich auf einer durchschnittlich um 45° geneigten Sturzbahn mehr als 200 Höhenmeter als Felslawine talwärts. Der Waldbestand entlang der 75 bis 100 m breiten Sturzbahn wurde ebenso wie die Schildalmgalerie der Felbertauernstraße 190 m unterhalb der Abrisskante zerstört (Riepler und Schroll, 2013; Abbildung 06a und b). Die Grunddisposition für dieses Ereignis war vor allem durch den hohen Verwit-

terungsgrad der involvierten Gesteine sowie das ungünstige Trennflächennetzwerk gegeben (Abbildung 06c). Im Unterschied zum Ereignis von Alpl kam es hier zur direkten Zerstörung von Infrastruktur, wobei keine Personenschäden zu beklagen waren. Nach dem Ereignis wurden mittels dreier Sprengungen im Abrissgebiet verbliebene potentiell instabile Gesteinsmassen entfernt, und die Felsböschung unter anderem mittels Felsankern und einer Hochenergie-Seilsperre gesichert (Riepler und Schroll, 2013). Die Straßenverbindung blieb jedoch noch längere Zeit unterbrochen. Sechs Tage nach dem Ereignis wurde ein Shuttle Service für Pendler eingerichtet, wobei der betroffene Straßenabschnitt in einem 20-minütigen Fußmarsch umgangen werden musste. Erst am 27. Juli 2013 konnte eine provisorische Umgehungsstraße (Abbildung 06a) eröffnet werden, deren Verlauf auch der Neubau des betroffenen Abschnitts der Felbertauernstraße (eröffnet im August 2015) folgt. Die direkten Kosten (Neubau und entgangene Mauteinnahmen) betragen ca. 27 Millionen Euro, hinzu kamen noch ca. eine Million Euro an Kosten durch Umwege, und ca. 8 Millionen Euro Verdienstentgang im Tourismus (Pfurtscheller und Genovese, 2018).

16.3.3 Erd- und Schuttströme

16.3.3.1 Allgemeine Aspekte

Ausgangsmaterial für periodisch wiederkehrende Erd- und Schuttströme sind nahezu in allen Fällen veränderlich feste Gesteine, wie z. B. mergelige Sandsteine, (Kalk-)Mergel, Tonmergel, Tonsteine und Tone, die in Bezug auf ihr mechanisches Verhalten äußerst empfindlich gegenüber Wasserzutritt und -aufnahme sind. Demgemäß findet sich dieser Typ von Massenbewegungen bevorzugt in den tektonischen Großeinheiten des Rhenodanubikums, des (Ultra-)Helvetikums und in ganz bestimmten Bereichen des Kalkalpins, wie etwa der Hallstätter-Zone im Inneren Salzkammergut, wo diese Gesteine vermehrt anzutreffen sind.

Tektonische Zerrüttung im Zuge des Gebirgsbaus und die Verwitterung seit dem Pleistozän führten sukzessive zur Auflockerung und Bereitstellung des mobilisierbaren Materials (Abbildung 07a und b). Hang- und Bergwasser stellt in allen Fällen einen wesentlichen treibenden Faktor für Großereignisse dar. Als Auslöser können daher i) allmähliche Veränderungen des Wasserhaushalts, ii) extreme Niederschlagsereignisse oder auch iii) diverse Felslawineneignisse, z. B. verursacht durch laterales Driften (Hungr et al., 2014; Poisel und Eppensteiner, 1989; geomechanisches System »Hart auf Weich«) im Inneren Salzkammergut, registriert werden. Letztere führen durch die spontan große Auflast rigider Sturzblöcke auf plastischer Unterlage (stark verwitterte Mergel-, Ton-

und Salzgesteine) zum Effekt der undrainierten Belastung (undrained loading, z. B. Wilson et al., 2003), welcher aufgrund von Porenwasserüberdrücken die Scherfestigkeit stark herabsetzt, so dass sich zeitverzögert ausgedehnte Erd- und Schuttströme ausbilden können. Diese bewegen sich dann im Extremfall mit mehreren Metern bis mehreren Zehnermetern pro Tag zu Tal. Als akute Gegenmaßnahmen werden einerseits Wasserhaltungs-Systeme angelegt, um ein kontrollierbares Abfließen der Hang- und Bergwässer außerhalb des bewegten Bereiches zu bewirken. Andererseits werden Brunnenbohrungen vorgenommen, um die Porenwasserüberdrücke im Vorfeld abzubauen. Damit soll eine Verlangsamung und Einschränkung des Bewegungsablaufes herbeigeführt werden. In allen drei oben erwähnten tektonischen Einheiten kam es allein im Laufe des 20. Jahrhunderts zu einer Reihe von Extremereignissen – die spektakulärsten davon sollen im Folgenden kurz Erwähnung finden.

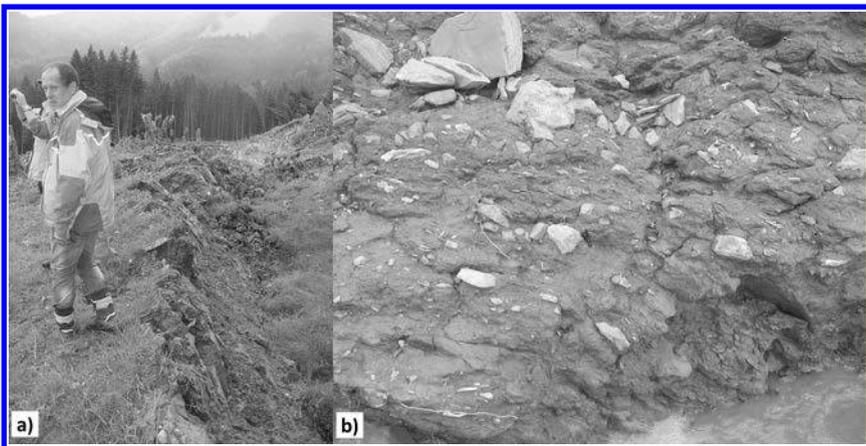


Abbildung 07: Erd- und Schuttstrom von Pechgraben bei Großraming im Jahre 2013: Scherfläche (a) und Material (Bildbreite ca. 1 m) (b).

Figure 07: Earth flow at Pechgraben near Großraming in 2013: Shear plane (a) and material (image width approx. 1 m) (b).

Fotos: J. Weidinger

16.3.3.2 Erd- und Schuttströme im (Ultra-)Helvetikum

Im Vorderen Bregenzer Wald (Vorarlberg) sind aus dem dort kalkig-mergelig-sandig entwickelten Helvetikum etliche Massenbewegungen bekannt, von denen jene von Rindberg in der Gemeinde Sibratsgfall aus dem Jahre 1999 besonders hervorsteicht. Dieser, in der Feuerstätter Decke liegenden, tiefgreifenden Hangbewegung, die oberflächennahe erdstromähnliche Kinematik aufwies, gingen Starkniederschläge voraus. Auf einer Fläche von 1,4 km² kamen auf einer in 70 m

Tiefe liegenden Bewegungsbahn ca. 70 Millionen m³ Material in Bewegung (Moser, 2003). Die Geschwindigkeit betrug bis zu 10 m pro Tag, wobei sich schwere Schäden an Straßen und Gebäuden einstellten (Abbildung 08a).



Abbildung 08: Beispiele von Erdströmen: Rindberg im Unterhangbereich (1999) (a); Gschliefgraben im Mittelhangbereich (2007) (b); Michlhallbach in Gesamtansicht mit dem Sandling im Hintergrund (1920) (c).

Figure 08: Examples of earth flows: Rindberg, lower part of the slope (1999) (a); Gschliefgraben, middle of the slope (2007) (b); Michlhallbach, total view with Sandling mountain in the background (1920) (c).

Fotos: aus Moser, 2003 (a), J. Weidinger (b) und aus Marchetti, 1991 (c)

Es sind aber in erster Linie die tonigen Sedimente des tieferen Schelfbereichs der Ultra-Helvetischen Zone, wie etwa die Buntmergelserie, die bevorzugt in mechanisch stark beanspruchten tektonische Fenstern eine verstärkte Anfälligkeit für Erd- und Schuttströme aufweisen. Betroffen ist somit vor allem der Abschnitt zwischen dem bayerischen Ort Traunstein im Westen und der oberösterreichischen Stadt Steyr im Osten. So kamen 2013 in der Ortschaft Pechgraben bei Großraming, Oberösterreich (Abbildung 07a und b), wie auch 2014 im Stoßbach bei Grünau im Almtal, Oberösterreich Hänge in Bewegung, die von wasserführenden Kalkschollen überlagert werden und dem System »Hart auf Weich« ähneln.

Spektakulärstes Beispiel in dieser für Massenbewegungen so anfälligen tektonischen Einheit ist aber der Gschlifgraben am Traunsee-Ostufer, Gemeinde Gmunden, OÖ (Weidinger, 2009, 2012, 2017). Dieses bereits seit dem Mittelalter bekannte Erd- und Schuttstromsystem machte zuletzt in den Jahren 2007–08 von sich reden, als eine 3,8 Millionen m³ große Masse gegen den Traunsee drängte und 12 bewohnte Objekte gefährdete (Abbildung 08b). Neben der Umsetzung zahlreicher (Sofort-)Maßnahmen zur Stabilisierung der Großmassenbewegung wird deren landseitiger Bereich bis heute und in weiterer Zukunft mithilfe eines umfangreichen Multiparameter-Systems überwacht (Weidinger und Köck, 2009; Poisel et al., 2012; Supper et al., 2012). Im Hinblick auf ein noch umfassenderes Monitoring wurde im April 2013 der subaquatische Ausläufer des Gschlifgrabenfächers unter Einsatz von Fächerecholot und parametrischem Sedimentecholot (sub-bottom-profiler) hydrographisch vermessen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen belegen, dass diese Großmassenbewegung periodisch zur markant erhöhten und teilweise zerstörerischen Ab- und Umlagerung von Sedimenten bis in größere Seetiefen geführt hat, was wiederum historische Dokumente bestätigt, dass Anfang des 18. Jahrhunderts Häuser samt Wirtschaftsgrund in den Traunsee verfrachtet wurden (Weidinger, 2009; Heine et al., 2016).

16.3.3.3 Erd- und Schuttströme im Rhenodanubikum

Massenbewegungen im Rhenodanubikum (= Flyschzone) sind häufig keine rasch ablaufenden, katastrophalen Prozesse, sondern eher eine Vielzahl von morphologischen Veränderungen, die mittel- bis langfristig zu einer sukzessiven Umgestaltung der Landschaft führen. Allerdings sind kleinräumig erscheinende Erdströme und Stauchwülste oft nur die Randerscheinungen größerer Bewegungssysteme, die im Zuge von Starkniederschlagsperioden zu Reaktivierung und extremen Zuständen führen können.

So finden sich etwa an der Gmundnerberg-Ostflanke oder an der Grünberg-Westflanke beiderseits des Traunsee-Nordufers große Bewegungssysteme. Das bekannteste Beispiel für diese tiefgreifende Auflockerung und starke Bewegung im Flysch ist der Höhenzug zwischen Mondsee-Ostende und Attersee-Südende, wo sich über eine Länge von 10 km die Hänge nach Süden und Osten absetzen und regelrecht auflösen (Weidinger, 2012). Aber auch am Attersee-Ostufer und weiter nach Osten finden sich – wenn auch überwiegend oberflächennahe – Erdstrommassen. Das Phänomen tritt u. a. am Häfelberg, am Gahberg und am Richtberg auf. Erst in jüngster Zeit waren davon die Kammerl- oder Jägermais-Rutschung betroffen. Dort lösten sich im Jahre 1959 300.000 m³ aus einer Ausbruchsnische 130 m über dem Attersee und senkten die Uferstraße ab (Weidinger, 2012). Auch die Rohrleiten-Rutschung bei Weyregg am Attersee-Ostufer

war mehrfach aktiv. 2007–08 kam es zur Reaktivierung eines aus dem Jahre 1896 stammenden Erd- und Schuttstromes am NW-Hang des Gahbergs, der weniger als 150 m vor den Wohnobjekten gestoppt werden konnte (Weidinger, 2012).

Das bekannteste dieser Fallbeispiele, das Erdstromsystem Fürwag am Hainsberg nördlich von Salzburg, bedeckt eine Fläche von 172 ha (Sausgruber et al., 2004). Es handelt sich dabei um verschiedene Erdströme, die zu unterschiedlichen Zeiten aktiv waren oder reaktiviert wurden. Die jüngsten Bewegungen betrafen im Jahre 1999 den so genannten Fürwag-Süd-Erdstrom (Braunstingl, 2000). Dieser ist sehr aktiv und erreichte damals beinahe den Talboden, wobei er eine ständig drohende Gefahr für Bundesstraße, Lokalbahn, Gaspipeline und Hochspannungsleitungen sowie einen Bauernhof darstellt (Sausgruber, 2005).

16.3.3.4 Erd- und Schuttströme im bzw. am Rande des Kalkalpins

Im Inneren Salzkammergut zwischen Oberösterreich und der Steiermark, im Gebiet um Hallstatt, Bad Goisern und Bad Aussee sowie im angrenzenden Gebiet in Salzburg bauen spröde Kalke der Trias und des Jura die Bergwelt auf und überlagern weiche Gesteine der Werfener Zone, des Salz- oder Haselgebirges und/oder Mergel der Hallstätter Zone in den Tallandschaften. Diese mechanischen Verhältnisse, die als »Hart auf Weich« bezeichnet werden können (Poisel und Eppensteiner, 1989) bedingen eine Vielzahl von gravitativen Massenbewegungen, die sturzartig, gleitend oder fließend (wie z. B. Erdströme und Muren) vor sich gehen können. Meist kommt es zu einer Kombination aller drei Bewegungsprozesse und damit zu geomorphologischen Kaskadeneffekten (Moser et al., 2003; Weidinger und Vortisch, 2005; Weidinger, 2012). So lösten in den Jahren 1978–1983 drei Felsstürze/Felslawinen von der Zwerchwand östlich von Bad Goisern mit einem Volumen von insgesamt 130.000 m³ den Erd- und Schuttstrom Stambach-Mure mit einem Volumen von 14 Millionen m³ aus, der aber glücklicherweise den Ort Bad Goisern nicht erreichte (Schäffer, 1983; Moser et al., 2003; Weidinger und Vortisch, 2005).

Das spektakulärste Beispiel dieser Art ereignete sich im Jahre 1920 im Bereich südlich des Ausseer Salzberges. Die nach einem niederschlagsreichen Sommer stattfindenden Felsstürze/Felslawinen (Bergsturz) vom Sandling mit 6–9 Millionen m³ Volumen lösten einen gewaltigen Erd- und Schuttstrom, die sogenannte Michlhallbach-Mure aus (Abbildung 08c), die sich mit Geschwindigkeiten von bis zu 50 m pro Tag ins Tal bewegte (Lehmann, 1926; Weidinger und Vortisch, 2005). Diese Massenbewegung erfolgte zwar weitgehend in wenig besiedeltem Gebiet, doch kam es in den darauffolgenden Jahren zur Umlagerung des Erdstrom-Materials bis zum Nordrand des Hallstättersees in Form des Murenfächers von St. Agatha.

Eine herausragende Sonderstellung nimmt in dieser Hinsicht das Gebiet westlich des südlichen Hallstättersees in OÖ ein (Moser et al. 2003; Weidinger 2012). Denn dabei handelt es sich vom Hohen Plassen im Westen über das Salzberg- und das Mühlbachtal bis hinunter in den Ort Hallstatt im Osten um eine klassische Sedimentkaskade (Felssturz/Felslawine-Erdstrom-Mure) mit periodisch katastrophalen Ausmaßen, deren Dokumentation bis in prähistorische Zeiten zurückreicht (Kern et al. 2008). Im Frühsommer 2013 genügte eine Gewitterzelle, um eine Mure durch die Mühlbachschlucht auszulösen, die das Zentrum des zum Weltkulturerbegebiet zählenden Ortes Hallstatt schwer in Mitleidenschaft zog. Um größeren Sedimentumlagerungen in Form von Erdströmen und Muren im Salzbergtal vorzubeugen, wurde am Eingang zur Mühlbachschlucht ein Sperrwerk samt Rückhaltebecken errichtet.

16.4 Mögliche zukünftige Entwicklungen und resultierende Herausforderungen

16.4.1 Schwer prognostizierbare Prozesse und Prozessänderungen auf Grund von Veränderungen des natürlichen Systems

Großräumig gesehen sind problematische geologische Einheiten mit ausgeprägter Prädisposition für spezifische Prozesstypen im Alpenraum bekannt. Das Erkennen von kritischen Situationen, an denen konkreter und dringender Handlungsbedarf besteht, bleibt jedoch – vor allem betreffend etwas kleinerer Extremereignisse mit höheren Eintrittswahrscheinlichkeiten – eine große Herausforderung. Generell weisen die im Allgemeinen steilstehenden Abbruchnischen von Felslawinen und Felsstürzen darauf hin, dass bruchmechanische Prozesse in einem geklüfteten Gebirge vorhanden sein müssen, um ein Hangversagen auszulösen (Einstein, 1993; Einstein und Stephansson, 2000). Ein geklüftetes Gebirge besteht aus intaktem Gestein (inkl. Mikrorissen und Mikroporen), das von Trennflächen (z. B. Rissen, Klüften, Schichtungsflächen und Störungszonen) vollständig oder nur teilweise umgrenzt wird. Bei unvollständiger Umgrenzung sind intakte Gesteinsbrücken vorhanden, deren Ausmaß die Festigkeit des Gebirges bestimmt. Einstein et al. (1983) konnten zeigen, dass vollständig durchtrennende, räumlich ausgedehnte Trennflächen in der Natur selten vorkommen und dass eine Interaktion von vorhandenen Trennflächen und Risswachstum entlang der intakten Felsbrücken notwendig ist, damit eine Felsflanke grundsätzlich versagen kann. Diesbezüglich sind physikalische und chemische Prozesse maßgebend, die das Risswachstum entlang bestehender Trennflächen sowie die Neubildung und erhöhte Vernetzung von Trennflächen

fördern und so die Gebirgsfestigkeit progressiv reduzieren. Diese sehr langsamen und zeitabhängigen Prozesse werden subkritisches Risswachstum genannt (Atkinson, 1989). Allerdings lässt sich die darin enthaltene Zeitkomponente aufgrund der Komplexität des Systems (u. a. Porenwasserdruck, in-situ Spannungszustand, Spannungskorrosion, Diffusion, Ionenaustausch und Mikroplastizität) nur sehr schwer abschätzen und quantifizieren (Atkinson, 1989). So können das Risswachstum und der Vernetzungsprozess in-situ nicht direkt beobachtet bzw. nicht bis nur schwer gemessen werden. Daher können nur indirekt, auf Basis von Deformationsmessungen, Rückschlüsse auf einen beginnenden Versagensprozess abgeleitet bzw. basierend darauf Prognosen erstellt werden. Diese Herangehensweise wird in diversen Normen und Regelwerken wie ÖN und DIN als Beobachtungsmethode bezeichnet.

Neben dem sub-kritischen Risswachstum, das durch Gebirgsspannungen, Wasserdrücke oder hydrochemische Prozesse in den Klüften beeinflusst wird, sind bei der Ablösung von Felslawinen und Felsstürzen auch Temperatureinflüsse, die sich durch thermo-mechanische Prozesse bis in größere Tiefen auswirken können (Krähenbühl, 2004; Gischig et al., 2011a,b), zu berücksichtigen. Zusätzlich ist in hochalpinen Regionen je nach Exposition und Hangneigung mit sich veränderndem Permafrost zu rechnen, der einen weiteren Einfluss auf die Stabilität von Felsflanken ausübt. Aus den beschriebenen komplexen und vielschichtigen Einflussfaktoren für das Risswachstum ergibt sich die große Herausforderung der Identifizierung und Lokalisierung potentiell instabiler Felsflanken und deren räumlicher Verteilung. Offene und neu entstandene Trennflächen sowie ein stark aufgelockertes Gebirge und zunehmende Steinschlag-Aktivität können erste Hinweise für die Entstehung einer tiefgründigen Felsgleitung oder Felslawine sein. Jedoch können daraus keine Rückschlüsse gezogen werden, ob bzw. wann ein sehr schnelles (»katastrophales«) Hangversagen tatsächlich eintritt. Nur im Falle eines exponentiell beschleunigten Deformationsverhaltens sind mit einem hochauflösenden Monitoringsystem zuverlässige Prognosen möglich (Zangerl et al., 2008). Die Schwierigkeit einer seriösen Einschätzung der Stabilität potentieller Ablösegebiete und vor allem fehlende lokalitätsspezifische Untersuchungen sind mit die Gründe dafür, dass in der Vergangenheit manche Ereignisse nicht vorhergesagt wurden. Diesbezüglich ist anzumerken, dass gerade Felslawinen häufig nicht unvorhergesehen passieren, sondern sich durch Vorläuferereignisse ankündigen, z. B. Hangdeformationen, Öffnung von Spalten, erhöhte Steinschlagaktivität, geänderte Bergwasserfließsysteme, etc., d. h. erkennbar sind sofern entsprechende Geländebeobachtungen durchgeführt werden (z. B. Turner und Schuster, 1996; Highland und Bobrowsky, 2008; Blikra und Kristensen, 2013). Jedoch fehlen derartige direkte Geländebeobachtungen/Untersuchungen häufig, vor allem in abgelegenen oder schwer zugänglichen Gebieten, sodass indirekte Fernerkundungs- und Moni-

toring-Methoden zunehmend an Relevanz gewinnen (z. B. LiDAR, InSAR: Rott und Nagler, 2006; Barboux et al., 2015; Janeras et al. 2017; Fey, 2018).

Auch für die erstmalige Entstehung von langsamen und schnellen Felsgleitungen sind bruchmechanische Prozesse verantwortlich, die zur Ausbildung von internen und basalen Scherzonen führen. Diese Scherzonen bestehen meist aus neu gebildeten bindigen und/oder nicht-bindigen Störzongesteinen (Kakirite, fault gouge and breccia), die geomechanische und hydraulische Lockergesteinseigenschaften aufweisen. In einigen Fällen kann auch beobachtet werden, dass bereits bestehende tektonische Störungszonen als Scherzonen von Felsgleitungen reaktiviert werden. Sind die zum Teil zusammenhängenden Scherzonen erstmalig entstanden, wird die weitere Hangdeformation im Wesentlichen durch Kriech- und Gleitprozesse in diesen Zonen bestimmt. Häufig ist zu beobachten, dass die darüber liegende bewegte Gleitmasse nur durch geringe Interndeformationen beeinflusst ist. Ob es im Rahmen dieses erstmaligen Hangversagens zu i) einer exponentiell beschleunigten Bewegung mit eventuell katastrophalem Hangversagen, zu ii) einer langsamen vorwiegend konstanten Bewegung mit periodischen Beschleunigungsphasen, oder iii) zu einer Bewegung mit kontinuierlich abnehmenden Geschwindigkeiten und eventuell vollständiger Stabilisierung kommt, ist von einer Vielzahl an Faktoren abhängig. So haben z. B. Änderungen des Poren- bzw. Kluftwasserdrucks, fortschreitende Veränderungen der Geometrie, Teilschollenbildung im Hangfußbereich, Interaktion mit Talalluvionen und/oder zeitlich und räumlich variable Eigenschaften der Scherzonen einen wesentlichen Einfluss auf das Deformationsverhalten.

Langsame Felsgleitungen sind häufig durch Teilschollenbildung gekennzeichnet (z. B. Zangerl et al., 2015): es entstehen unterschiedlich große und unterschiedlich aktive Blöcke, die wiederum durch Scherzonen vom Rest abgetrennt sind. Diese Zerlegung kann dazu führen, dass an der Oberfläche oder im Untergrund differentielle Verschiebungen auftreten, die langfristig zu Schäden an Infrastruktur und Bauwerken führen und die geplante Lebensdauer derselben drastisch verkürzen können. Zusätzlich können diese Teilschollen vor allem im Hangfußbereich durch Interaktion mit dem Vorfluter sich zu raschen sekundären Gleitungen entwickeln, die wiederum das gesamte System nachteilig z. B. durch die Auslösung neuer Beschleunigungsphasen beeinflussen können.

Im Hinblick auf Erd- bzw. Schuttströme wurden in den letzten Jahren vorwiegend Reaktivierungen und Beschleunigungen bestehender Systeme (wie Gschlifgraben oder Rohrleitengraben) beobachtet, die Siedlungsgebiete gefährdeten und die Durchführung von Schutzmaßnahmen umgehend nötig machten. Eine große Herausforderung stellt dabei die Prognose potentieller Reaktivierungen dar, da auch in Gebieten, die in den letzten Jahrzehnten unauffällig waren, sehr wohl neue und unerwartete Phasen erhöhter Aktivität auftreten können.

16.4.2 Mögliche Veränderung von Frequenz und Magnitude durch fortschreitende Umweltveränderungen im Hochgebirge

Altersdatierungen von Massenbewegungen (siehe Kapitel 16.2.1) legen nahe und einige Fallbeispiele (McColl und Davies, 2013; Kos et al., 2016; Fey et al., 2017; Grämiger et al., 2016, 2017) zeigen, dass der fortschreitende Gletscherrückgang in den Alpen die Entstehung und Beschleunigung von tiefgründigen Massenbewegungen begünstigt. Als zugrundeliegende Mechanismen werden die Entlastung der Hänge im Hangfußbereich durch die abschmelzenden Eismassen und/oder der Zerfall des Permafrostes im geklüfteten Gebirge diskutiert. Zusätzlich kann angenommen werden, dass diese Systemveränderungen zu einer Beeinflussung der hydrogeologischen Fließsysteme und Wasserdruckverteilung führen. Wie diese Mechanismen im Detail auf die Hangstabilität wirken und interagieren ist jedoch noch wenig erforscht und daher Ziel von verschiedenen Forschungsprojekten.

Die teilweise oder vollständige Entlastung der Hangflanken durch den Rückzug von Gletschern führt zu einer Veränderung der Stabilitätsbedingungen. Dies kann rasch und unverzüglich zur Hangdestabilisierung mit der Bildung von raschen Felsgleitungen, Felsstürzen und Felslawinen, aber auch zur langsamen Destabilisierung mit einer fortschreitenden Schwächung des Gebirges durch progressive Entfestigung (Eberhardt et al., 2004), mit einer ausgeprägten Verzögerungszeit von Jahrzehnten oder länger führen. Da vorwiegend tieferliegende Abschnitte der Einhänge potenzieller Felsgleitungen und Felslawinen durch den Gletscherrückzug eisfrei werden, das heißt Abschnitte die eine hohe Relevanz für die Standfestigkeit aufweisen, kann es auch bei eher geringen Massenveränderungen im Eis zur Bildung von Hanginstabilitäten kommen. Grundsätzlich muss bei glazial erodierten Hängen auch mit einer für die Stabilität ungünstigen Übersteilung gerechnet werden. Abgesehen von einer rein statischen Standsicherheitsbetrachtung der aktuellen glazialen Entlastung durch Gletscherrückzug zeigen numerische Modellierungen, dass Gletscherschwankungen mit zyklischen Vorstoß- und Rückzugsphasen Einfluss auf den in-situ Spannungszustand ausüben, und damit wiederum die Gebirgsfestigkeit der Einhänge durch sub-kritisches Risswachstum und Rissvernetzung progressiv reduzieren bis dann möglicherweise ein Versagen eintritt (Grämiger et al., 2017).

Für die konzeptuelle Betrachtung unterschiedlicher Prozesse wurde der Einfluss von Permafrost in einem geklüfteten Gebirge auf die Festigkeit durch Laborversuche untersucht. So führte z. B. Davies et al. (2001) im Labor Scherversuche an eisgefüllten Trennflächen durch und konnte zeigen, dass die Scherfestigkeit bei niedrigeren Temperaturen höher ist und sich bei Erwärmung verringert. Eisgefüllte Trennflächen erhöhen demnach die Gebirgsfestigkeit und

reduzieren das subkritische Risswachstum (Atkinson, 1989), ein Prozess der nötig ist um die Bildung einer durchgehenden Ablösefläche oder basalen Scherzone zu ermöglichen. Krautblatter et al. (2013) stellte ein konzeptuelles mechanisches Fels-Eis-Modell für eisgefüllte Trennflächen vor, das i) Kriechprozesse des Eises als nicht-lineares viskoses Material, ii) Bruchprozesse der Gestein-Eis Kontaktflächen, iii) Reibungsprozesse der Gestein-Gestein Kontaktflächen und iv) Bruchprozesse der intakten Gesteinsbrücken berücksichtigt. Dieses Modell und andere Laborversuche (z. B. Kodama et al., 2013) an intaktem Gestein weisen auf eine Verringerung der Gebirgs- bzw. Gesteinsfestigkeit bei Erhöhung der Temperatur hin (i. e. Simulation schmelzender Permafrost). Weitere, nur wenig untersuchte Prozesse im Zusammenhang mit Permafrost im Gebirge wie z. B. Eis-Segregation entlang von Trennflächen und damit verbunden die zunehmende Auflockerung des Gebirges sind möglich. Basierend auf der aktuellen Datenlage kann angenommen werden, dass auftauender Permafrost vor allem oberflächennah (*active layer*) und weniger in großen Tiefen von mehreren Dekameter- oder Hektometern relevant ist, d. h. im Bereich der basalen Ablöseflächen bzw. Scherzonen von tiefgründigen Felsgleitungen oder großen Felslawinen keine oder nur eine geringe Rolle spielt.

Im Zuge des weiteren Gletscherrückgangs und des Auftauens von Permafrost sind im hochalpinen Raum allgemein sowohl neu auftretende Massenbewegungen als auch eine Erhöhung der Frequenz zu erwarten. Anzumerken ist, dass detaillierte Untersuchungen im hochalpinen Gelände oftmals durch schlechte Zugänglichkeit und z. T. erhöhte Steinschlaggefahr erschwert werden. Eine Erhöhung der involvierten Abbruchvolumina könnte zur Entwicklung von großen extrem raschen Felsgleitungen und Felslawinen mit großer Reichweite, sowie zu Prozessketten durch erhöhte Bereitstellung von potentieller Geschiebefracht und verstärkten Interaktionen mit Gerinnen führen.

16.5 Handlungsoptionen

16.5.1 Verbesserung des Prozessverständnisses

Grundsätzlich ist zu bemerken, dass der Kenntnisstand über die zeitabhängigen Entstehungsprozesse und die Deformationsmechanismen von tiefgründigen Felsgleitungen, Felslawinen und Erd-/Schuttströmen aufgrund der beschriebenen Komplexität und Variabilität einerseits begrenzt ist und andererseits diese Prozesse noch nicht vollständig erforscht sind. Im Zuge einer erhöhten Prognosesicherheit und verbesserten Gefahrenabschätzung ist jedoch ein tiefgreifendes Prozessverständnis nötig, um das Systemverhalten zu verstehen und möglichst realitätsnah modellieren zu können. Dafür werden Kenntnisse und

Daten über die Geometrie, Kinematik, zeitliche Aktivität und Deformationsverhalten, Trigger-, Beschleunigungs-, und Stabilisierungsfaktoren und hydro-mechanische Charakterisierung des Gebirges benötigt. Im Hinblick auf Extremereignisse unterschiedlichster Ausprägungen ist vor allem wichtig, i) ein breites Methodenspektrum zur Erkundung und Prozessanalyse anzuwenden, ii) mit Chroniken bekannter Ereignisse und Gefahren-/Risikoabschätzungen möglicher zukünftiger Ereignisse ein möglichst vollständiges lokales und regionales Inventar von Massenbewegungen zu erstellen, iii) moderne Monitoring- und Frühwarnsysteme einzusetzen und diese weiterzuentwickeln, iv) die Systemkomplexität und die Unsicherheiten der Prognose mit Hilfe einer prozess-basierten Raumplanung in Kombination mit Risikokommunikation zu berücksichtigen, und v) wenn möglich technische Schutz- bzw. Stabilisierungsmaßnahmen zu planen und umzusetzen.

16.5.2 Anwendung eines umfassenden und innovativen Methodenspektrums

Für die vertiefte Untersuchung von langsamen und raschen Felsgleitungen, Felslawinen und Erd-/Schuttströmen steht eine Vielzahl an Methoden zur Verfügung. Geomorphologische, geologische, ingenieurgeologische und hydrogeologische Kartierungen eignen sich i) zur räumlichen Abgrenzung der Anriss-, Transit- und Ablagerungsbereiche und zur Aufnahme von Hangbewegungsindikatoren wie z. B. Anrissflächen, Stauchwülsten, Zug- und Scherrissen, Nackentälchen und Erosionsflächen, ii) zur lithologischen Aufnahme der Fest- und Lockergesteine sowie der duktilen bzw. spröden geologischen Strukturen, iii) zur geometrischen (Trennflächenanalyse) und fels- bzw. bodenmechanischen Charakterisierung der Fest- und Lockergesteine und iv) zur hydrogeologischen Beschreibung durch die Aufnahme von Quellen, Quellhorizonten, Gerinnen und Versickerungszonen und deren physikalischer Parameter. Als Arbeitsgrundlage thematischer Kartierungen stehen topographische Karten, hochgenaue Geländemodelle auf Basis luftgestützter und/oder terrestrischer Laserscanneraufnahmen, und georeferenzierte Orthofotos digital zur Verfügung.

Um die Hauptstrukturen und Geometrien (Lage und Geometrie der Bewegungszone, Ausdehnung und Mächtigkeit oder Internstruktur einer bewegten Masse) von Massenbewegungen zu erfassen, können verschiedene geophysikalische Methoden angewandt werden, wie zum Beispiel Geo-Seismik, Georadar (Ground Penetrating Radar, GPR) oder vor allem bei feinkornreichen Erd-/Schuttströmen geoelektrische Erkundungsmethoden (Brückl, 2001).

Vielfach werden zur Erkundung des Internaufbaus von Massenbewegungen Bohrungen abgeteuft oder Erkundungsstollen errichtet (z. B. Bonzanigo et al.,

2007; Zangerl et al., 2008, 2010, 2017). Das Ziel der genannten Aufschlussmethoden besteht in der Erfassung folgender Gesteins- bzw. Gebirgsparameter: a) lithologisches und strukturelles Inventar, b) Verwitterungs- und Zerlegungsgrad (Trennflächeneigenschaften) und in-situ Korn- bzw. Blockgrößenverteilungen, c) Mächtigkeit und Volumen der instabilen Gebirgsbereiche, d) Aufbau, Anzahl und Tiefenlage der Scherzone(n) und e) hydrogeologische Verhältnisse der Massenbewegung. Bohrungen eignen sich sehr gut zur tiefenspezifischen Instrumentierung mit hoch entwickelten Deformations- sowie hydrologischen und geophysikalischen Messsystemen. So lassen sich mögliche Verschiebungen entlang einer Bohrung linienweise mit Inklinometern und Extensometern, die Kluft- bzw. Porenwasserdrucke und deren zeitlichen Schwankungen permanent mittels Piezometermessstellen, und die mikroseismische Aktivität des Hanges (Bruchvorgänge) mittels installierter Bohrlochgeophone überwachen. Zusätzlich werden zur Kalibrierung und Beurteilung geophysikalischer Erkundungen Kernbohrungen benötigt. Inklinometer-Messungen entlang von Bohrungen ermöglichen eine eindeutige Lokalisierung von aktiven Hangbewegungen (z. B. Scherzonen von aktiven Gleitungen und Erd-/Schuttströmen), nicht jedoch von ruhenden oder inaktiven Massenbewegungen (d.h. keine aktiven Deformationen/Lageverschiebungen messbar); in diesen Fällen können Bohrkernauswertungen und geophysikalische In-Situ Bohrlochmessungen (Strukturlogs, Kaliberlogs) auf potentielle Scherzonen hinweisen. Zudem können mit geophysikalischen Bohrlochsonden u. a. die natürliche Radioaktivität, Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, Strömung und andere Parameter entlang einer Bohrung kontinuierlich aufgezeichnet werden. Zur Abschätzung der hydrogeologischen Parameter wie der hydraulischen Durchlässigkeit, statischen Druckhöhe und Speicherkapazität eignen sich Einzel- und Mehrfachpackertests oder Pumpversuche (Tacher et al., 2005). An Gesteinsproben aus Kernbohrungen oder Erkundungsstollen können verschiedene mineralogische, fels- bzw. bodenmechanische und hydraulische Laborversuche zur Bestimmung von unterschiedlichen Kennwerten durchgeführt werden (z. B. Strauhel et al., 2017).

Die ingenieurgeologischen Gebirgs-/Hangmodelle bilden u. a. die Grundlage analytischer Stabilitätsberechnungen und prozessorientierter numerischer Modellierungen auf Basis von Kontinuums- und Diskontinuums-Ansätzen. Die Zielsetzungen von Berechnungen und numerischen Modellierungen können dabei sehr unterschiedlich sein und beinhalten z. B. a) Standsicherheitsuntersuchungen, b) kinematische Analysen, c) Untersuchung des Einflusses von Grundwasser auf Hangbewegungen, d) Untersuchung von zeitlich variablen Hangbewegungen und deren Einflussgrößen (z. B. Niederschlag, Schneeschmelze, Temperatur, Stauspiegelschwankungen eines Reservoirs am Hangfuß), e) Rückrechnung von in-situ Materialparametern, f) Einfluss dynamischer

Belastungen (Erdbeben) auf die Hangstabilität Auswirkung von Baumaßnahmen auf die Standsicherheit, g) Planung von Hangstabilisierungsmaßnahmen (z. B. Entwässerungsbohrungen/-brunnen, Drainagestollen), h) Szenarienbetrachtungen (Analyse der Reichweite und des Ablagerungsgebietes von Felslawinen und raschen Gleitungen, Kaskadeneffekte, etc.).

Grenzgleichgewichtsmethoden und numerische Modellierungen eignen sich sehr gut um Mechanismen und Prozesse zu studieren. Sie bilden daher einen zusätzlichen Baustein bei der Beurteilung von Massenbewegungen.

16.5.3 Monitoring- und Frühwarnsysteme

Rasche Gleitungen und Felslawinen werden häufig als scheinbar unerwartete und plötzliche Ereignisse wahrgenommen, sind jedoch fast immer durch Vorbereitungsphasen gekennzeichnet. Diese Vorbereitungsphasen äußern sich in Gebirgsdeformationen (sub-kritischem Risswachstum, Bildung von Spalten, Öffnen von Trennflächen, beginnende/zunehmende Steinschlag-Aktivitäten etc.) und ermöglichen den sinnvollen Einsatz von Monitoring- und Warnsystemen zur Früherkennung von möglichen Sturz-, Kipp-, Gleit- oder Fließereignissen (mittels der Beobachtungsmethode), vorausgesetzt die Gefahrenstellen können im Vorfeld lokalisiert werden. Zusätzlich bilden Deformationsmessungen die Grundlage für die Erstellung von kinematischen Modellen, für die Bestimmung möglicher Triggerfaktoren und für Prognosen betreffend der zeitlichen und räumlichen Entwicklung von Massenbewegungen. Diese Monitoringssysteme beruhen auf dem Erfassen von Verschiebungen an der Oberfläche und/oder in der Tiefe einer Massenbewegung. Das Ziel von Deformationsmessungen kann sehr vielfältig sein: Es können Informationen über a) die räumliche Verteilung und Orientierung der Verschiebungs- und Geschwindigkeitsvektoren an der Oberfläche und in der Tiefe, b) die zeitlich variable Geschwindigkeitsentwicklung und c) die räumliche Abgrenzung zwischen unbewegten und bewegten Bereichen, aber auch von unterschiedlich aktiven Teilschollen gewonnen werden.

Messtechnisch lassen sich Hangverschiebungen punkt-, linienweise oder flächenhaft ermitteln (Kovari, 1988; Zangerl et al., 2008). Punktförmige Messdaten erhält man z. B. durch tachymetrische Vermessungen, Nivellements, GPS-Messungen, Draht-Extensometermessungen, Rissmeteraufnahmen, Laserdistanzometer und Schlauchwaagen. Linienförmige Messungen können vor allem entlang von instrumentierten Bohrungen durchgeführt werden und beinhalten z. B. Inklinometermessungen, stationäre Ketteninklinometersysteme, TDR, Trivec-Sonden und Extensometermessungen. In den letzten Jahren haben sich vor allem flächenhaft messende Methoden stark weiterentwickelt. Sie ermögli-

chen die Erfassung des Verschiebungsfeldes an der Oberfläche einer Massenbewegung. Entsprechend der vorhandenen Verschiebungsraten und einer allfälligen Vegetationsbedeckung können Hangbewegungen mittels Fotogrammetrie (Casson et al., 2003), Radarinterferometrie (Rott et al., 1999) oder Laserscanning (Fey et al., 2015), sowie kombinierter Methoden (Janeras et al., 2017; Fey, 2018) beobachtet werden, wobei diese Methoden sowohl terrestrisch als auch luftgestützt zur Anwendung kommen können. Die ständige Verbesserung und Weiterentwicklung der Satelliten-gestützten Radarinterferometrie ermöglicht die großräumige Detektion rezent aktiver Massenbewegungen auf lokaler und regionaler Maßstabsebene, und kann bei günstigen Aufnahmebedingungen extrem schnelle Massenbewegungen bereits im Initialstadium detektieren (Rott und Nagler, 2006; Intrieri et al., 2018).

Viele der genannten Messsysteme lassen sich automatisieren und sind damit als Frühwarnsystem einsetzbar. In Österreich existieren Frühwarnsysteme z. B. bei Straßen und Bahnlinien für den Prozess Murgang aber auch für tiefgründige Massenbewegungen im Einflussbereich von Infrastrukturanlagen wie z. B. Speicherseen. Natürlich wären solche Systeme auch für schnelle und große Felslawinen und Felsgleitungen wünschenswert, dies setzt jedoch ein Erkennen und eine Lokalisierung einer potentiellen Massenbewegung während der Vorbereitungsphase zum eigentlichen Versagen voraus. Im Falle von Erd- bzw. Schuttströmen sind, aufgrund deren geringen Potentials zur unvorhergesehenen »katastrophalen« Hangbeschleunigung, Frühwarnsysteme weniger relevant. Vielmehr sind hier flächendeckende Fernerkundungsmethoden von Interesse.

16.5.4 Raumplanung und bauliche Maßnahmen

Die Raumplanung ist, was Extremereignisse von großen Massenbewegungen betrifft, vor enorme Herausforderungen gestellt (BAFU, 2016), da es in vielen Fällen schwierig ist, singuläre Extremereignisse, wie z. B. Felslawinen und rasche Felsgleitungen, für die Raumplanung vorherzusagen und das gefährdete Gebiet entsprechend abzugrenzen. Auch die Reaktivierung von inaktiven, sowie die Beschleunigung von extrem langsamen Erd-/Schuttströmen oder Felsgleitungen lässt sich vielfach zeitlich nicht genügend zuverlässig (d. h. rechtzeitig für raumplanerische Maßnahmen) prognostizieren, sondern tritt mitunter auf Grund unterschiedlichster Auslösefaktoren, oder einer Kombination mehrerer Faktoren (z. B. Hangfußerosion durch Hochwasserereignis, außergewöhnliche Hangwasserverhältnisse etwa durch Niederschlagsereignisse und/oder Schneeschmelze) unerwartet plötzlich ein. Viele Fallbeispiele zeigen, dass Reaktivierungen und Beschleunigungsphasen von Erd-/Schuttströmen und Felsgleitungen möglich sind, ja sogar erwartet werden müssen,

und zur Bedrohung von Siedlungsraum und Infrastruktur führen können. Die Anwendung des Ansatzes auf Basis von Jährlichkeiten hilft bei diesen Prozessen nur wenig weiter. Vielmehr ist es vorstellbar, dass fundierte Vorerkundungen (thematische Kartierungen, Inventarkarten, Chroniken etc.) in Kombination mit Deformationsmessungen (v. a. durch flächendeckende Fernerkundungsmethoden wie InSAR und LiDAR) dazu beitragen, bestehende Massenbewegungen, die zu Reaktivierungen oder Beschleunigungsphasen neigen, zu erfassen und bei raumplanerischen Maßnahmen zu berücksichtigen.

In punkto bauliche Maßnahmen ist festzuhalten, dass diese im Anrissgebiet von Großmassenbewegungen oft nicht zielführend sind, da sie technisch meist aufwändig und damit unwirtschaftlich – oder mitunter gar nicht herstellbar – sind. Maßnahmen wie Vernetzungen, die oft im Ablösegebiet von Ereignissen errichtet werden, dienen lediglich dem Abfangen kleinvolumiger Nachstürze, haben aber keinerlei Wirkung für große Massenbewegungen. Ebenso ist die Beseitigung von potentiell instabilem Material nur in begrenztem Ausmaß möglich. Auch im Transit- und Ablagerungsgebiet sind konstruktive technische Maßnahmen oft unwirksam, da sie den großen Energien derartiger Massenbewegungen zu wenig Widerstand entgegensetzen können. Die Ausnahme davon bilden jene Maßnahmen, die dafür ausgelegt sind das gefährdete Gebiet, z. B. mit einer Trassenverlegung oder einer Untertunnelung, zu vermeiden. Bei langsamen Felsgleitungen und bei Erd-/Schuttstößen ist die Situation eine andere. Aufgrund des größeren zeitlichen Handlungsspielraumes kann mitunter selbst bei Extremereignissen (z. B. Haunsberg, Gschlieffgraben oder Navis/Kerschbaum) durch die Setzung von gezielten Maßnahmen, wie präventiven oder nachfolgenden Entwässerungen der Masse (Drainage und schadhlose Ableitung von Oberflächen- und Hangwässern), wesentlich zur Entschärfung der Gefahrensituation beigetragen werden. Jedenfalls sind Maßnahmen durch ingenurgeologische/geotechnische Expertinnen oder Experten lokalitätsspezifisch zu planen. Dies muss unter Berücksichtigung der jeweiligen Prozesstypen sowie der gefährdeten Objekte geschehen (z. B. Turner und Schuster, 1996; Fell et al., 2000; Sassa und Canuti, 2009 und Referenzen darin).

Literatur

- Abele, G., 1974. Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 25, 230 S.
- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59, S. 83–102.

- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., Ravazzi, C., 2009. Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy. *Geomorphology*, 103, S. 113–129.
- Ampferer, O., 1939. Über einige Formen der Bergzerreißung. Sitzungsbericht. Österreichische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 148, S. 1–14.
- Amt der Tiroler Landesregierung, 2009. Digitales Geländemodell. Gesamtbefliegung 2006 bis 2009. Abteilung Geoinformation, Innsbruck.
- Anegg, J., 2018. Monitoring Kerschbaumsiedlung. Monatsberichte des Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Geoinformation, in Zusammenarbeit mit Trigonos ZT GmbH/Trigonos Metrology GmbH, Schwaz.
- Atkinson, B.K., 1989. *Fracture Mechanics of Rock*. Elsevier Science, Burlington, 548 S.
- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassoni, A., Govi, M., 1992. The Val Pola landslide. *Engineering Geology*, 33, S. 59–70.
- BAFU (Hrsg.), 2016. Schutz vor Massenbewegungsgefahren. Vollzugshilfe für das Gefahrenmanagement von Rutschungen, Steinschlag und Hangmuren. Bundesamt für Umwelt, Umwelt-Vollzug Nr. 1608, 98 S.
- Barboux, C., Strozzi, T., Delaloy, R., Wegmüller, U., Collet, C., 2015. Mapping slope movements in Alpine environments using TerraSAR-X interferometric methods. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 109, S. 178–192.
- Barla, G., Antolini, F., Barla, M., Mensi, E., Piovano, G., 2010. Monitoring of the Beaugard landslide (Aosta Valley, Italy) using advanced and conventional techniques. *Engineering Geology*, 116, S. 218–235.
- Blikra, L.H., Kristensen, L., 2013. Monitoring concepts and requirements for large rockslides in Norway. In: C. Margottini, P. Canuti, K. Sassa (Hrsg.), *Landslide Science and Practice. Volume 2: Early Warning, Instrumentation and Monitoring*. Springer Verlag, Berlin, S. 193–200.
- Bonzanigo, L., Eberhardt, E., Loew, S., 2007. Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock – Part 1: geological and hydromechanical factors controlling the Campo Vallemaggia landslide. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(10), S. 1157–1180.
- Brandner, R., 1980. *Geologische und Tektonische Übersichtskarte von Tirol*. Tirol-Atlas, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- Braunstingl, R., 2000. Die Rutschung Fürwag am Haunsberg – eine »hydraulische« Massenbewegung im Flysch. *Geoforum Umhausen 1999, Tagungsband I*, S. 60–71.
- Brückl, E., 2001. Cause-effect models of large landslides. *Natural Hazards*, 23, S. 291–314.
- Brückl, E., Brunner, F.K., Lang, E., Mertl, S., Müller, M., Stary, U., 2013. The Gradenbach Observatory – monitoring deep-seated gravitational slope deformation by geodetic, hydrological, and seismological methods. *Landslides*, 10(6), S. 815–829.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., Allemand, P., 2003. Seventeen years of the »La Clapière« landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. *Engineering Geology*, 68, S. 123–139.
- Crosta, G.B., di Prisco, C., Frattini, P., Frigerio, G., Castellanza, R., Agliardi, F., 2013. Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide. *Landslides*, 11, S. 747–764.

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide Types and Processes. In: A.K. Turner, R.L. Schuster (Hrsg.), *Landslides: Investigation and mitigation*. Special report 247. National Academic Press, Washington D.C., S. 36–45.
- 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, S. 137–144. DOI: 10.1002/ppp.378.
- Eberhardt, E., Stead, D., Coggan, J.S. 2004. Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes-the 1991 Randa rockslide. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41, S. 69–87.
- Einstein, H.H., 1993. Modern developments in discontinuity analysis – the persistence-connectivity problem. In: J.A. Hudson (Hrsg.), *Comprehensive Rock Engineering*. Pergamon Press, Oxford, 3, S. 193–213.
- Einstein, H.H., Stephansson, O., 2000. Fracture systems, fracture propagation and coalescence. Issue Paper. Conference on Geotechnical and Geological Engineering, GeoEng2000, Melbourne.
- Einstein, H.H., Veneziano, D., Baecher, G.B., O'Reilly, K.J., 1983. The effect of discontinuity persistence on rock slope stability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 20(5), S. 227–236.
- Fell, R., Hungr, O., Leroueil, S., Riemer, W., 2000. Geotechnical Engineering of the Stability of Natural Slopes, and cuts and Fills in Soils. Keynote Lecture. International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, GeoEng2000. Melbourne, 1, S. 21–120.
- Fey, C., 2018: Remote Sensing Applications for Deformation Monitoring and Process Analyses of Landslides in Alpine Environment. Dissertation, Universität Innsbruck, Innsbruck, 153 S.
- Fey, C., Rutzinger, M., Wichmann, V., Prager, Ch., Bremer, M., Zangerl, Ch., 2015. Deriving 3D displacement vectors from multi-temporal airborne laser scanning data for landslide activity analyses. *GIScience & Remote Sensing*, 52(4), S. 437–461.
- Fey, C., Wichmann, V., Zangerl, Ch., 2017. Reconstructing the evolution of a deep seated rockslide (Marzell) and its response to glacial retreat based on historic and remote sensing data. *Geomorphology*, 298, S. 72–85.
- Genevois, R., Tecca, P.R., 2013. The Vajont landslide: state-of-the-art. International Conference on Vajont – 1963–2013 – Thoughts and Analyses After 50 years since the catastrophic landslide. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 6, S. 15–39.
- Gischig, V.S., Moore, J.R., Evans, K.F., Amann, F., Loew S., 2011a. Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 1. Conceptual study of a simplified slope. *Journal of Geophysical Research*, S. 1–17.
- Gischig, V.S., Moore, J.R., Evans, K.F., Amann, F., Loew, S., 2011b. Thermomechanical forcing of deep rock slope deformation: 2. The Randa rock slope instability. *Journal of Geophysical Research*, S. 1–18.
- Govi, M., Gullà, G., Nicoletti, P.G., 2002. Val Pola rock avalanche of July 28, 1987, in Valtellina (Central Italian Alps). *GSA Reviews in Engineering Geology*, 15, S. 71–90.
- Grämiger, L.M., Moore, J.R., Gischig, V.S., Ivy-Ochs, S., Loew, S., 2017. Beyond debulking: Mechanics of paraglacial rock slope damage during repeat glacial cycles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122, S. 1004–1036.

- Grämiger, L.M., Moore, J.R., Vockenhuber, C., Aaron, J., Hajdas, I., Ivy-Ochs, S., 2016. Two early Holocene rock avalanches in the Bernese Alps (Rinderhorn, Switzerland). *Geomorphology*, 268, S. 207–221.
- Gruner, U., 2006: Bergstürze und Klima in den Alpen, gibt es Zusammenhänge? *Bulletin für Angewandte Geologie*, 11(2), S. 25–34.
- Guglielmi, Y., Cappa, F., Binet, S., 2005. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France). *Comptes Rendus Géoscience*, 337(13), S. 1154–1163.
- Gunzburger, Y., Merrien-Soukatchoff, V., Guglielmi, Y., 2005. Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, 42, S. 331–349.
- Heim, A., 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz & Wasmuth Verlag, Zürich, 218 S.
- Heine, E., Weidinger, J.T., Götzt J., 2016. Geologisch-geomorphologische Untersuchungen des subaquatischen Bereichs von Erdströmen in den Traunsee (OÖ) unter Anwendung von Fächerecholot und parametrischem Sedimentecholot. *Vermessung & Geoinformation (VGI), Sonderausgabe »Gewässer«*, 1, S. 25–37. http://hydrography.boku.ac.at/sites/default/public/Heine_et_al_2016-1_Geologisch-geomorphologische_Untersuchungen_des_Traunsee%20VGI-104.pdf.
- Heuberger, H., 1966. Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, 20, S. 1–126.
- Highland, L.M., Bobrowsky, P., 2008. *The Landslide Handbook – A Guide to Understanding Landslides*. United States Geological Survey Circular, 1325, 129 S.
- Hildebrandt, J., 2018. Hydrologische Bilanzierung und Abflussmodellierung der Großhangbewegung Misljoch im Navistal, Tirol, Österreich. Masterarbeit, Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Hofmann, R., Sausgruber, J.T., 2017. Kriechverhalten und Sanierungskonzept einer Großhangbewegung, Navistal, Tirol. *Geomechanics and Tunneling*, 10(1), S. 59–73.
- Hormes, A., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Ferreli, L., Michetti, A.M., 2008. ¹⁰Be exposure ages of a rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International*, 190, S. 136–145.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, S. 167–194. DOI: 10.1007/s10346-013-0436-y.
- Intrieri, E., Raspini, F., Fumagalli, A., Lu, P., Conte, S.D., Farina, P., Allievi, J., Ferretti, A., Casagli, N. 2018. The Maoxian landslide as seen from space: detecting precursors of failure with Sentinel-1 data. *Landslides*, 15(1), S. 123–133.
- Ivy-Ochs, S., Heuberger, H., Kubik, P.W., Kerschner, H., Bonani, G., Frank, M., Schlüchter, C., 1998. The age of the Köfels event. Relative, ¹⁴C and cos-mogenic isotope dating of an early Holocene landslide in the Central Alps (Tyrol, Austria). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 34(1), S. 57–68.
- Ivy-Ochs, S., Martin, S., Campedel, P., Hippe, K., Vockenhuber, C., Carugati, G., Rigo, M., Pasqual, D., Viganò, A., 2017. Geomorphology and Age of Large Rock Avalanches in Trentino (Italy): Castelpietra. In: M. Mikoš, V. Vilímek, Y. Yin, K. Sassa (Hrsg.), *Advancing Culture of Living with Landslides*. World Landslide Forum 2017. Springer, Cham, S. 347–353.

- Janeras, M., Jara, J.-A., Royán, M.J., Vilaplana, J.-M., Aguasca, A., Fàbregas, X., Gili, J.A., Buxó, P., 2017. Multi-technique approach to rockfall monitoring in the Montserrat massif (Catalonia, NE Spain). *Engineering Geology*, 219, S. 4–20.
- Kern, A., Kowarik, K., Rausch, A., Reschreiter, H. (Hrg.), 2008. Salz – Reich, 7000 Jahre Hallstatt. *Prähistorische Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien*, 2, S. 1–239.
- Kodama, J., Goto, T., Fujii, Y., Hagan, P., 2013. The effects of water content, temperature and loading rate on strength and failure process of frozen rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 62, S. 1–13. DOI: 10.1016/j.ijrmms.2013.03.006.
- Kos, A., Amann, F., Strozzi, T., Delaloye, R., von Ruette, J., Springman, S., 2016. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. *Geophysical Research Letters*, 43(24), S. 12.466–12.474. DOI: 10.1002/2016GL071708.
- Kovari, K., 1988. General report: Methods of monitoring landslides. In: C. Bonnard (Hrsg), *Landslides. Fifth International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland. Balkema, 3, S. 1421–1433.
- Krähenbühl, R., 2004. Temperatur und Kluftwasser als Ursachen von Felssturz. *Bulletin für angewandte Geologie*, 9(1), S. 19–35.
- Krautblatter, M., Funk, D., Günzel, F.K., 2013. Why permafrost rocks become unstable: A rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, S. 876–887. DOI: 10.1002/esp.3374.
- Krautblatter, M., Moser, M., Schrott, L., Wolf, J., Morche, D., 2012. Significance of rockfall magnitude and carbonate dissolution for rock slope erosion and geomorphic work on Alpine limestone cliffs (Reintal, German Alps). *Geomorphology*, 167/168, S. 21–34.
- Laatsch, W., Grottenhaler, W., 1972. Typen der Massenbewegung in den Alpen und ihre Klassifikation. *Forstwissenschaftliches Centralblatt*, 91(6), S. 303–339.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamonda, F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., Leanni, L., 2009. CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1/4), S. 236–245.
- Lehmann, O., 1926. Die Verheerungen in der Sandlinggruppe (Salzkammergut) durch die im Frühherbst 1920 entfesselten Naturgewalten. *Denkschrift. Österreichische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse.*, 100(1926), S. 257–299.
- Marchetti, H., 1991. Zum Naturraumrisiko im Bezirk Gmunden und seiner Verminderung. In: F. Hufnagl, H. Marchetti (Hrsg), *Der Bezirk Gmunden und seine Gemeinden. Verein zur Herausgabe eines Bezirksbuches Gmunden*. Gmunden, Eigenverlag, S. 183–195.
- Martin, S., Campedel, P., Ivy-Ochs, S., Viganò, A., Alfimov, V., Vockenhuber, C., Andreotti, E., Carugati, G., Pasqual, D., Rigo, M., 2014. Lavini di Marco (Trentino, Italy): ³⁶Cl exposure dating of a polyphase rock avalanche. *Quaternary Geochronology*, 19, S. 106–116.
- McCull, S.T., Davies, T.R.H., 2013. Large ice-contact slope movements: Glacial buttressing, deformation and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, S. 1102–1115. DOI: 10.1002/esp.3346.

- Moser, G., 2003. Bewegtes Österreich – Hangbewegungen zwischen dem Salzkammergut und Vorarlberg: Ursachen, Erscheinungsbild und Maßnahmen. *Gmundner Geostudien*, 2, S. 405–408.
- Moser, M., Lotter, M., Meier, H., 2003. Großmassenbewegungen des Hallstätter Raumes. *Gmundner Geostudien*, 2, S. 343–352.
- Ostermann, M., Ivy-Ochs, S., Sanders, D., Prager, Ch., 2017. Multi-method (¹⁴C, ³⁶Cl, ²³⁴U/²³⁰Th) age bracketing of the Tschirgant rock avalanche (Eastern Alps): Implications for absolute dating of catastrophic mass-wasting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(7), S. 1110–1118.
- Ostermann, M., Sanders, D., 2012. Post-glacial rockslides in a 200x130 km area of the Alps: Characteristics, ages, and uncertainties. In: E. Eberhardt, C. Froese, K. Turner, S. Leroueil (Hrsg.), *Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding*. Taylor & Francis, London, S. 659–663.
- Ostermann, M., Sanders, D., 2017. The Benner pass rock avalanche cluster suggests a close relation between long-term slope deformation (DSGSs and translational rock slides) and catastrophic failure. *Geomorphology*, 289, S. 44–59.
- Patzelt, G., 2012a. Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 152(1/4), S. 13–24.
- Patzelt, G., 2012b. Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 152, S. 25–38.
- Pfurtscheller, C., Genovese, E., 2018. The Felbertauern landslide of 2013: impact on transport networks, effects on regional economy and policy decisions (No. 0218). SEEDS, Sustainability Environmental Economics and Dynamics Studies.
- Pichler, C., 2015. *Ingenieur- und allgemeine Geologie der Großhangbewegung Misljoch (Navistal, Tirol)*. Masterarbeit, Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Poisel, R., Eppensteiner, W., 1989. Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems »Hart auf Weich«. *Felsbau* 7(1), S. 16–20.
- Poisel, R., Hofmann, R., Preh, A., Sausgruber, T., Schiffer, M., 2012. Gschlifegraben mudslide (Austria): hazard evaluation and risk mitigation. *Natural Hazards*, 61, S. 267–279.
- Poscher, G., Patzelt, G., 2000. Sink-hole Collapses in Soft Rocks. *Felsbau*, 18, S. 36–40.
- Prager, Ch., 2010. *Geologie, Alter und Struktur des Fernpass Bergsturzes und tiefgründiger Massenbewegungen in seiner Umgebung (Tirol, Österreich)*. Dissertation, Universität Innsbruck, Innsbruck, 307 S.
- Prager, Ch., Zangerl, Ch., Nagler, T., 2009. Geological controls on slope deformations in the Köfels rockslide area (Tyrol, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102(2), S. 4–19.
- Prager, Ch., Zangerl, Ch., Patzelt, G., Brandner, R., 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, S. 377–407.
- Preh, A., Sausgruber, J.T., 2015. The Extraordinary Rock-Snow Avalanche of Alpl, Tyrol, Austria. Is it Possible to Predict the Runout by Means of Single-phase Voellmy-or Coulomb-Type Models?. *Engineering Geology for Society and Territory*. Springer, Cham, 2, S. 1907–1911.

- Purtscheller, F., Pirchl, T., Sieder, G., Stingl, V., Tessadri, T., Brunner, P., Ennemoser, O., Schneider, P., 1995. Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria) and Langtang Himal (Nepal). *Environmental Geology*, 26(1), S. 32–38.
- Reuther, A.U., Reitner, J.M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Herbst, P., 2006. From kinematics to dating – the sturzstrom deposit of Feld (Matrei/Eastern Tyrol/Austria). Poster, EGU 2006. www.geologie.ac.at/fileadmin/user_upload/dokumente/pdf/poster/Poster_EGU_2006_sturzstrom.pdf.
- Rieder, B., 2016. Hydrogeologie der Großhangbewegung Misljoch und allgemeine Geologie im Raum Pfnos, Tirol. Masterarbeit, Universität Innsbruck, Innsbruck.
- Riepler, F., Schroll, H., 2013. Felssturz Felbertauern/Schildalmgalerie: Geologische Verhältnisse und Sicherungsarbeiten. *Geoforum Umhausen*, 12 S.
- Rott, H., Nagler, T., 2006. The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. *Advances in Space Research*, 37, S. 710–719.
- Rott, H., Scheuchl, B., Siegel, A., Grasemann, B., 1999. Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps. Austria. *Geophysical Research Letters*, 26(11), S. 1629–1632.
- Sartori, M., Baillifard, F., Jaboyedoff, M., Rouiller, J.-D., 2003. Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, S. 423–433.
- Sass, O., Oberlechner, M., 2012. Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, S. 3209–3216.
- Sassa K., Canuti, P., 2009. *Landslides – Disaster Risk Reduction*. Springer Verlag, Berlin, 649 S.
- Sausgruber, T., 2005. The Fürweg South – reactivation of an ancient mudslide. In: K. Senneset, K. Flaate, J.O. Larsen (Hrsg.), *Landslides and Avalanche*. ICFL 2005 Norway. CRC Press, Norway, S. 319–324.
- Sausgruber, T., 2017. Hangbewegung Kerschbaumsiedlung. Monitoring-Zwischenbericht Nr. 2. Forsttechnischer Dienst für Wildbach und Lawinenverbauung, Fachzentrum Geologie und Schnee, Innsbruck.
- Sausgruber, T., Marschallinger, R., Scheuringer, E., 2004. The Fürweg Landslide – Models, Monitoring and Measures. *Felsbau*, 22(2), S. 51–59.
- Schäffer, G., 1983. 4. Stellungnahme der Fachabteilung Ingenieurgeologie der Geologischen Bundesanstalt zur Massenbewegung Stambach-Zwerchwand/Bad Goisern. Wien, S. 1–9 (22 Beilagen).
- Schmid, S.M., Scharf, A., Handy, M.R., Rosenberg, C.L., 2013. The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): A new tectonic map with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. *Swiss Journal Geoscience*, 106, S. 1–32.
- Soldati, M., Marchetti, M. (Hrsg.), 2017. *Landscapes and Landforms of Italy*. Springer, 536 S.
- Starnberger, R., Drescher-Schneider, R., Reitner, J.M., Rodnight, H., Reimer, P.J., Spötl, C., 2013. Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). *Quaternary Science Reviews*, 68, S. 17–42.
- Stini, J., 1941. Unsere Täler wachsen zu. *Geologie und Bauwesen*. 13(1), S. 71–79.

- Strauhal, T., Zangerl, Ch., Fellin, W., Holzmann, M., Engl, D.A., Brandner, R., Tropper, P., Tessadri, R., 2017. Structure, Mineralogy and Geomechanical Properties of Shear Zones of Deep-Seated Rockslides in Metamorphic Rocks (Tyrol, Austria). *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 50, S. 419–438. DOI: 10.1007/s00603-016-1113-y.
- Supper, R., Jochum, B., Kim, J.-H., Ottowitz, D., Pfeiler, S., Baron, I., Römer, A., Lovisolo, M., Moser, G., 2012. The TEMPEL geoelectrical monitoring network for landslides: highlights of recent monitoring result. *Berichte der geologischen Bundesanstalt*, 93, S. 144–151.
- Tacher, L., Bonnard, C., Laloui, L., Parriaux, A., 2005. Modelling the behaviour of a large landslide with respect to hydrogeological and geomechanical parameter heterogeneity. *Landslides*, 2(1), S. 3–14.
- Turner, A.K., Schuster, R.L., 1996. *Landslides: Investigation and mitigation*. Special report 247, Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington D.C., 673 S.
- Varnes, D.J., 1978. Slope Movement Types and Processes. In: R.L. Schuster, R. Krizek (Hrsg.), *Land-slides – Analysis and Control*. Special Report 176, National Research Council, Washington D.C., S. 11–33.
- Weidinger, J.T., 2009. Das Gschlifegraben-Rutschgebiet am Traunsee-Ostufer (Gmunden/OÖ) – Ein Jahrtausende altes Spannungsfeld zwischen Mensch und Natur. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 149(1), S. 195–206. http://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.aspx?command=getcontent&server=images&value=JB1491_195_A.pdf.
- Weidinger, J.T., 2012. Massenbewegungen im Salzkammergut – eine geologisch-geomorphologisch-kulturhistorische Betrachtung. *Österreich in Geschichte und Literatur mit Geographie (OGL)*, 56(1), S. 77–95.
- Weidinger, J.T., 2017. Chronik eines »vorhergesagten« Erdstroms – das 2007/08 Gschlifegraben Ereignis, Oberösterreich. Arbeitstagung 2017 Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden. *Angewandte Geowissenschaften an der GBA, Wien*, S. 163–172.
- Weidinger, J.T., Köck, G. (Hrsg.), 2009. *ÖAW-Gschlifegraben-Symposium*. Proceedings vom 1. April 2009. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, S. 33–43. DOI: 10.1553/gde2010.
- Weidinger, J.T., Vortisch, W., 2005. Massenbewegungen im System Hart-auf-Weich zwischen Traunstein und Dachstein (OÖ, Stmk.) und ihre anthropogene Beeinflussung. In: J.T. Weidinger, I. Spitzbart (Hrsg.), *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts*. II. *Gmundner Geo-Studien*, 3, S. 75–94. http://www.landesmuseum.at/pdf_frei_remote/GmuGeoStud_3_0075-0094.pdf.
- Weidner, S., 2000. Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. *Dissertation, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Erlangen*, 257 S.
- Wilson, A.J., Petley, D.N., Murphy, W., 2003. Down-slope variation in geotechnical parameters and pore fluid control on a large-scale Alpine landslide. *Geomorphology*, 54, S. 49–62.
- Zangerl, Ch., Chwatal, W., Kirschner, H., 2015. Formation processes, geomechanical characterisation and buttressing effects at the toe of deep-seated rock slides in foliated metamorphic rock. *Geomorphology*, 243, S. 51–64.

- Zangerl, Ch., Eberhardt, E., Perzmaier, S., 2010. Kinematic behaviour and velocity characteristics of a complex deep-seated crystalline rockslide system in relation to its interaction with a dam reservoir. *Engineering Geology*, 112, S. 53–67.
- Zangerl, Ch., Engl, D., 2009. Entwicklung kinematischer Modelle von Massenbewegungen auf Basis von Deformationsmessungen. In: R. Marschallinger, W. Wanker, F. Zobl (Hrsg.), *Online Datenerfassung, berührungslose Messverfahren, 3D-Modellierung und geotechnische Analyse in Geologie und Geotechnik*. Wichmann, Heidelberg, S. 48–55.
- Zangerl, Ch., Prager, Ch., Brandner, R., Brückl, E., Eder, S., Fellin, W., Tentschert, E., Poscher, G., Schönlaub, H., 2008. Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. *Geo.Alp*, 5, S. 1–51.
- Zangerl, Ch., Strauhal, T., Fey, C., Holzmann, M., Perzmaier, S., 2017. Insights into Deep-Seated Rockslides in Metamorphic Rock Masses: Lessons Learned from Field Surveys, In Situ Investigations and Numerical Modelling. In: M. Mikos, N. Casagli, Y. Yin, K. Sassa (Hrsg.), *Advancing Culture of Living with Landslides. Volume 4: Diversity of Landslide Forms*. Springer, Cham, S. 499–508.
- Zerathe, S., Lebourg, T., Braucher, R., Bourlès, D. 2014. Mid-Holocene cluster of large-scale landslides revealed in the Southwestern Alps by ^{36}Cl dating. Insight on an Alpine-scale landslide activity. *Quaternary Science Reviews*, 90, S. 106–127.
- Zischinsky, U., 1969. Über Sackungen. *Rock Mechanics*, 1, S. 30–52.