

## 2.8. Massenbewegungen: Rutschungen, Fels- und Bergstürze

Hugo Raetzo und Olivier Lateltin

Ein grosses Wasserangebot über längere Zeit kann Massenbewegungen auslösen. Ungefähr 7% der Gesamtfläche der Schweiz weisen instabile Hänge auf. Die Zunahme der Niederschläge in der Westschweiz seit den 1970er Jahren hat in verschiedenen Rutschgebieten zu einer Zunahme der Bewegungen geführt. In jüngster Vergangenheit haben zunehmende Winterniederschläge in Kombination mit grossen Schmelzwassermengen ebenfalls mehr Rutschungen ausgelöst. Hanginstabilitäten könnten wegen des Gletscherrückzugs, der auftauenden Permafrostböden, zunehmender Winterniederschläge und der steigenden Schneefallgrenze allgemein zunehmen.

### Definition

Massenbewegungen sind hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fest- und/oder Lockergesteinen. Sie umfassen zur Hauptsache Sturzprozesse (Stein- und Blockschlag, Fels- und Bergsturz), Rutschungen und Hangmuren. Sie können schnell und plötzlich auftreten oder als langsame, kontinuierliche Prozesse ablaufen.

Schätzungsweise 7% der Gesamtfläche der Schweiz sind von Hanginstabilitäten betroffen. Ausgedehnte Rutschgebiete sind insbesondere in Flyschformationen<sup>1</sup> häufig, wo ein hoher Ton- und Siltanteil Hanginstabilitäten begünstigt. In diesen Gebieten erschweren feinkörnige Böden das Versickern von Regenwasser, weshalb die Feuchtigkeit ganzjährig hoch ist. Der hohe Wassergehalt in Erde und Fels erhöht diejenigen Kräfte, die eine Instabilität verursachen.

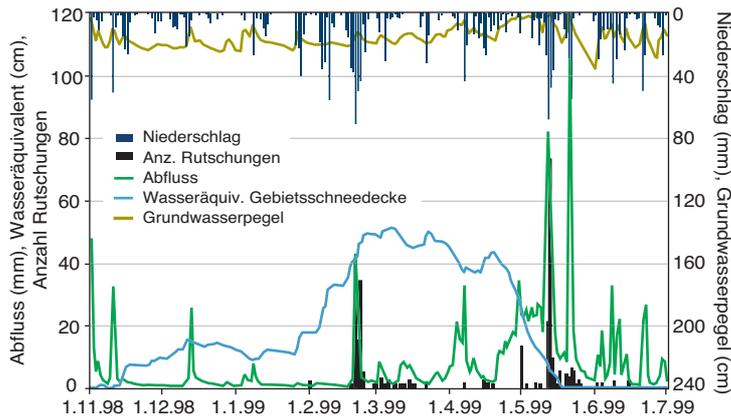
Kleinere Massenbewegungen ereignen sich oft unbemerkt in unbesiedeltem Gebiet. Grössere Massenbewegungen werden als extrem wahrgenommen, wenn sie Schäden verursachen. Aber auch schon kleinere Hangmuren können lokal verheerende Auswirkungen haben (vgl. Gondo am 14.10.2000, Lutzenberg am 1.9.2002, Schlans am 16.11.2002). In diesem Kapitel werden starke und seltene Beschleunigungen von grossen Rutschhängen (Volumen grösser als 1 Mio. m<sup>3</sup>) oder das konzentrierte Auftreten mehrerer kleiner Rutschungen (bis mehrere 100'000 m<sup>3</sup>) als Extremereignis bezeichnet. Zum Beispiel ereigneten sich nach ausgiebigen Niederschlägen im Sommer 2002 in der ganzen Schweiz schätzungsweise tausend spontane Rutschungen, davon einige hundert in der Zentral- und Ostschweiz.

### Kritische Wetterlagen und

#### Disposition zur Instabilität

Massenbewegungen ereignen sich, wenn über längere Zeit ein grosses Wasserangebot vorliegt. Im Gebirge ist dies nur bei Temperaturen über dem Gefrierpunkt der Fall, da sonst die Niederschläge in Form von Schnee und Eis gespeichert werden. Ein grosses Wasserangebot liegt im Frühling beim Zusammenfallen einer starken Schneeschmelze und heftiger Niederschläge vor





**Abbildung 41:** Niederschlags- und Grundwasserverlauf im Unwetterjahr 1999.<sup>2</sup> Dargestellt sind der Niederschlag (blau, oben), der Grundwasserspiegel (olivgrün, oben), der Abfluss (grün, unten) und das Wasseräquivalent der Schneedecke (hellblau, unten) aus dem Alptal im Kanton Schwyz (WSL-Daten). Zum Vergleich sind die Hanginstabilitäten in Tagesintervallen aufgezeichnet (schwarz, unten). Die erste Periode mit hoher Rutschaktivität ereignete sich vom 20.–23. Februar 1999 nach den letzten Schneefällen im Gebirge. Eine zweite Rutschperiode folgte zwischen dem 12. und 17. Mai 1999 während Starkniederschlägen, die zeitgleich mit dem Ende der Schneeschmelze fielen.

und im Sommer und Herbst bei heftigen und lange anhaltenden Niederschlägen (vgl. Kapitel 2.5., 2.7.):

- In den Lawinenwintern 1888/89, 1950/51 und 1998/99 (vgl. Kapitel 2.9.) lagen im Spätwinter grosse Schneemengen. Warme Temperaturen im Frühling führten dazu, dass die Schneemassen sehr schnell schmolzen. Gleichzeitig regnete es ausgiebig während längerer Zeit. In der Folge beschleunigten sich zahlreiche Rutschhänge und Murgänge brachen aus (vgl. Abbildung 41). Eine ähnliche, aber lokale Situation mit grossen Schmelzwassermengen verursachte im Frühling 1994 die Beschleunigung der Rutschung Falli Hölli im Kanton Freiburg. 40 Häuser wurden 200 Meter talwärts verschoben und zerstört.
- In den Jahren 1987, 1993 und 2000 wurden im Sommer und Herbst zahlreiche Alpentäler von mehrtägigen intensiven Niederschlägen heimgesucht (vgl. Kapitel 2.5., 2.7.). Sie brachten grosse Wassermengen und verursachten Hanginstabilitäten und Überschwemmungen. Eine Extremsituation ereignete sich am 13./14. Oktober 2000 im Simplongebiet. Eine Südlage führte während 8 Tagen feucht-warme Luft aus Süden gegen die Alpen. Innert zwei Tagen fielen nahezu 500 mm Regen, was statistisch gesehen einem 300-

bis 1000-jährigen Ereignis entspricht. Am 14. Oktober 2000 brach die Stützmauer oberhalb von Gondo. Die Rutschung mit Hangmure forderte 13 Menschenleben.

## Hanginstabilitäten in der Vergangenheit

### Prähistorische Phase

Die grossen Rutschgebiete in den Alpen waren am Ende der letzten Eiszeit, als sich die Gletscher zurückzogen, und am Anfang des Holozäns vor ca. 11'600 Jahren sehr aktiv (Abbildung 42). In den durch die Gletscher geformten Tälern kam es ohne die zurückhaltenden Kräfte der Eismassen zu einer Entspannung der Talflanken. Gleichzeitig verschwanden ausgedehnte Permafrostgebiete, die in

Fels- und Lockergesteinsmassen stabilisierend wirkten. In der Folge ereigneten sich am Ende der letzten Eiszeit und in geringerem Mass am Ende der kleinen Eiszeit neben Rutschungen auch zahlreiche Felsstürze.<sup>3,4</sup> Die Alpentäler wurden mit Talzuschüben aufgefüllt und mancherorts haben Massenbewegungen Flüsse gestaut und es entstanden Seen und Sümpfe (Davos, Flims, Pfywald, Schwarzsee etc.).

In den letzten 9000 Jahren (Holozän) waren die Temperaturen ziemlich konstant. Hanginstabilitäten wurden vermutlich hauptsächlich durch Schwankungen bei den Niederschlägen verursacht. Die Temperatur- und Niederschlagskurven für das Holozän sind aber nach wie vor lückenhaft und ungenau und ein Zusammenhang zwischen Hanginstabilitäten und Klima lässt sich nur mit grossen Unsicherheiten herstellen. Markant mehr Rutschungen gab es zum Beispiel in den Lösskaltphasen vor zirka 3000 Jahren. In dieser niederschlagsreichen Epoche ereigneten sich in ganz Europa zahlreiche Massenbewegungen (Abbildung 42).

### Historische Phase und 20. Jahrhundert

Für die Zeit nach dem 15. Jahrhundert können Klimadaten relativ genau rekonstruiert werden. Die so genannte „Kleine Eiszeit“ (Ende 13. bis Mitte 19. Jahrhundert) ist in Länge und Verlauf ziemlich genau bekannt. Für die historische

Phase können niederschlagsreiche Jahre mit Jahren hoher Rutschaktivität korreliert werden.

Seit den 1970er Jahren haben mehr Niederschläge in der Westschweiz in verschiedenen Rutschgebieten eine Zunahme der Bewegungen verursacht. In jüngster Vergangenheit sind es vor allem die zunehmenden Winterniederschläge, die mit dem Schmelzwasser mehr Rutschungen auslösen.

Statistisch gesehen handelt es sich bei den Ereignissen in den Jahren 1951 (Lawinenwinter), 1987 (Sommerniederschläge im Alpenraum), 1993 (Unwetter Brig), 1999 (Schneesmelze und Frühlingsniederschläge) und 2000 (Herbststunwetter Wallis und Tessin) um Extremereignisse.

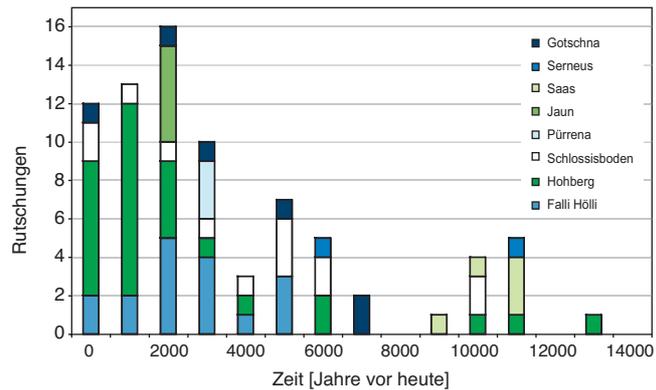
### Veränderungen als Folge der Klimaänderung

Die Häufigkeit von Massenbewegungen wird durch Veränderungen der Temperatur, des Wasserkreislaufs, der Gletscher und des Permafrosts beeinflusst. Die Zunahme der Winter- und Frühlingstemperaturen verändert die Form des Niederschlags, die Schneedeckenhöhe und die Bodentemperaturen. Die Klimaänderung verändert langfristig die Stabilität grosser Rutschvolumen. Kleinere Rutschungen und Hangmuren können dagegen kurzfristig durch Extremereignisse wie Starkniederschläge oder Gewitter instabil werden.

### Gletscher und Permafrost

Durch den Gletscherrückzug und auftauenden Permafrost werden grosse Schuttmassen freigelegt. Dies kann unter Einfluss von Wasser zu Massenbewegungen führen. Die globale Erwärmung wird massive Auswirkungen auf die glazialen und periglazialen Gebirgsgebiete haben.<sup>3</sup> Quantitative Prognosen bezüglich Auswirkungen der Klimaänderung auf den Permafrost sind jedoch schwierig.

Generell ist bei einer langfristigen Temperaturzunahme das verzögerte Aufschmelzen des Permafrosts wahrscheinlich. Dieser Trend wird von saisonalen Schwankungen überlagert, die hauptsächlich von der Mächtigkeit der Schneedecken abhängig sind. Im Herbst und Frühwinter verzögert eine frühe Schneedecke das Auskühlen



**Abbildung 42:** Häufigkeit von Rutschungen in der Schweiz im Holozän.<sup>5,6</sup> Ausgewählt wurden grosse Rutschhänge mit einem Volumen von mehreren Mio. m<sup>3</sup>. Diese tiefgründigen Rutschungen haben seit der letzten Eiszeit mehrere Beschleunigungsphasen erlebt. Durch die C14-Datierung von fossilen Holzstämmen, die bei früheren Ereignissen in die Rutschmasse eingelagert wurden, kann für das Holozän eine qualitative Aussage über die Aktivität und bedingt über die klimatischen Voraussetzungen gemacht werden. Weil die Wahrscheinlichkeit grösser ist, mittels Bohrungen oder Grabungen jüngere Hölzer zu finden, die weniger tief unter der Erdoberfläche liegen, als ältere fossile Hölzer, sind für die letzten 2 bis 3 Jahrtausende mehr C14-Datierungen verfügbar als für die Zeit davor. Die älteste Datierung auf der Rutschung Hohberg liegt noch vor der Jüngeren Dryas (vor 12'700 Jahren). Nach dem Rückzug der Gletscher ereigneten sich im 12. und 11. Jahrtausend mehrere grosse Talzuschübe in den Freiburger und Bündner Alpen (Hohberg, Schlossisboden, Saas und Serneus). Diese Epoche ist durch eine Klimaerwärmung gekennzeichnet. Viele Hanginstabilitäten waren vor 7000 bis 5000 Jahren in einer Phase mit variablem Klima zu verzeichnen. Nach einer relativ ruhigen Phase nahm die Rutschaktivität vor ca. 3400 Jahren in mehreren Gebieten markant zu: Falli Hölli, Hohberg, Schlossisboden, Pürrena und Gotschna. Klimatisch ist das Ende des Subboreals in ganz Europa ein wichtiges Ereignis. Die Kaltphasen „Löbber“ (vor 3500 bis 3100 Jahren) und „Göschenen I“ (vor 2830 bis 2270 Jahren) sind ebenfalls durch die Gletschervorstösse gekennzeichnet. Die Phase hoher Rutschaktivität dauert bis ins zweite Jahrhundert vor Christus, danach nimmt die Häufigkeit leicht ab, aber sie variiert entsprechend den feuchten Phasen.

des Bodens. Die Erdwärme kann gespeichert werden, wodurch im darauf folgenden Sommer ein Trend zum Aufschmelzen unterstützt wird. Umgekehrt wird der kühle Boden im Frühling durch eine andauernde Schneedecke isoliert. Grosse Schneemengen haben ein spätes Ausapern zur Folge. Durch die kürzere Auftauphase kann im Sommerhalbjahr weniger Wärme in den Boden gelangen. Diese saisonalen Schwankungen dürften am langfristigen Schmelzen des Permafrosts jedoch wenig ändern.

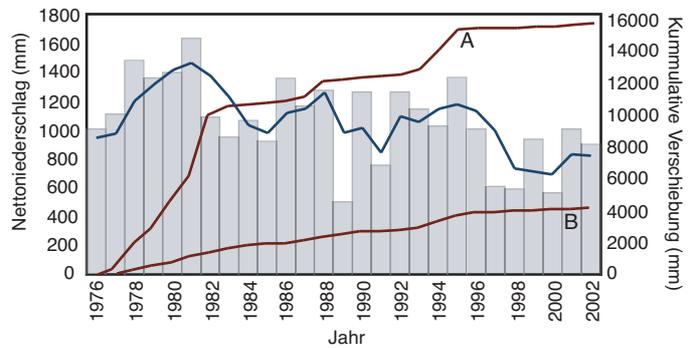
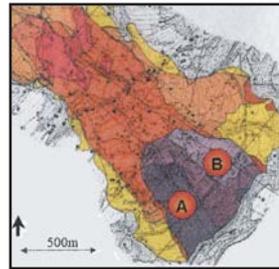
Das System Permafrost reagiert sehr träge, da die Wärmekapazitäten von Eis und Boden grösser sind als diejenige von Luft. Somit haben nur langfristige Änderungen eine Auswirkung, die ihrerseits aber lange Zeit andauern wird. Er-

wärmen wird sich der Permafrost zuerst in den oberflächennahen Schichten, in schneefreien Zonen und in kleinen Permafrostgebieten geringer Mächtigkeit. In solchen Gebieten können Block- und Felsstürze, Erosion, Rutschungen und Murgänge zunehmen. Beispielsweise brachen am Ritigraben (VS) in den letzten zehn Jahren mehrmals Murgänge aus, die ihren Ursprung im Blockgletscher auf 2500 m hatten. Ebenfalls aus Permafrostzonen stürzten in den letzten Jahren kleinere und gelegentlich auch grössere Felsmassen zu Tal (Tschierva, Piz Scerscen, Mättenberg, Monte Rosa [ital. Seite], Gruben<sup>8,9</sup>).

**Niederschlag**

Die Intensivierung des Wasserkreislaufs (vgl. Kapitel 2.5.) wirkt sich negativ auf die Hangstabilität aus. Durch die Zunahme der Winterniederschläge könnten die Rutschprozesse in Zukunft zunehmen. Bei höheren Temperaturen wird es mehr regnen und weniger schneien. Durch die gesteigerte Wasserverfügbarkeit im Winterhalbjahr nimmt die Hangstabilität ab.

Südlagen, die beispielsweise zur Extremsituation vom 13./14. Oktober 2000 im Simplongebiet geführt haben, werden gemäss Klimaszenarien zunehmen, wenn zukünftig mehr Luftfeuchtigkeit aus dem Mittelmeerraum Richtung Alpen transportiert wird. Liegt die Nullgradgrenze während solcher Staulagen von mehreren Tagen sehr hoch, dann muss vermehrt mit Rutschungen und Murgängen gerechnet werden.



**Abbildung 43:** Rutschung La Frasse bei Aigle.<sup>7</sup> Von 1976–2002 sind die Nettoniederschläge (graue Balken) und die kumulativen Verschiebungen (rote Linien) der Zonen A und B zum Vergleich dargestellt. Die blaue Linie zeigt den Dreijahresdurchschnitt der Nettoniederschläge. Wenn dieser über 1150 mm liegt, dann beschleunigt sich die Rutschfront, die in das Flussbett der Grande Eau vorstösst. Die Zone A reagiert jeweils mit einer markanten Beschleunigung (v.a. 1977– 82), während die Zone B nur geringfügige Geschwindigkeitsänderungen aufweist. Die Rutschfront reagiert somit mehr oder weniger sensibel auf den Niederschlag und den Grundwasserdruck, also indirekt auf klimatische Veränderungen.

1 Sedimente, die während der Gebirgsbildung von über den Meeresspiegel herausgehobenen Schwellenzonen in schmale Tröge verfrachtet worden sind (marine, oft glaukonitreiche Sandsteine, Mergel, Schiefertone und Kalke in Wechselagerung).  
 2 Nach Bollinger D., C. Hegg, H.-R. Keusen und O. Lateltin, Ursachenanalyse der Hanginstabilitäten 1999, Bulletin für angew. Geologie Nr. 5/1, 5-38, 2000.  
 3 Käab A., J. M. Reynolds and W. Haerberli, Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: Huber U. M., M. A. Reasoner, and B. Bugmann [Eds], Global change and mountain regions: a state of knowledge overview. Advances in global change research. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2003 (in press).

4 Haerberli W., A. Käab, M. Hoelzle, H. Bösch, M. Funk, D. Vonder Mühl und F. Keller, Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. Schlussbericht NFP31, vdf, ETH Zürich, 1999.  
 5 Raetzo H., Massenbewegungen im Gurnigelflysch und Einfluss der Klimaänderung. Bericht des NFP31, vdf, ETH Zürich, 256 S., 1997.  
 6 Dapples F., Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine. Thèse 1395 UNIFR, Multiprint S.A. Fribourg, 2002.  
 7 Bonnard, persönliche Mitteilung.  
 8 Noetzi J. , M. Hoelzle, and W. Haerberli, Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: A GIS-based approach to determine critical factors. In: Phillips M. , S. M. Springman, and L. U. Arenson [Eds.], 8th International Conference on Permafrost, Zurich/Switzerland; Proceedings 2, 827 - 832, 2003.  
 9 Haerberli, W., C. Huggel, A. Käab, A. Polkvoj, I. Zotikov, and N. Osokin, Permafrost conditions in the starting zone of the Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 in North Osetia (Russian Caucasus). In: Haerberli W. and D. Brandova [Eds.], 8th International Conference on Permafrost, Zurich/Switzerland, Extended abstracts reporting current research and new information, University of Zurich, 49 - 50, 2003.