

6.1 Gletscher-Surges

Einige Gletscher zeichnen sich durch starke Schwankungen in ihrer Fliessgeschwindigkeit aus: Sie wechseln zwischen "Ruhephasen" und Vorstossphasen.

Gletscher-Surges werden durch periodische Veränderungen der Fliessdynamik bestimmt. Es wechseln sich Zeiten geringer Aktivität mit Zeiten ausserordentlich hoher Fliessgeschwindigkeiten und Vorstossen des Gletschers ab. Messungen am Variegated Glacier (Alaska) zeigen Fliessgeschwindigkeiten, die von weniger als 1 m pro Tag in der «Ruhephase» auf mehr als 50 m pro Tag während des Surges ansteigen. Dadurch kann der Gletscher innerhalb weniger Monate um mehrere Kilometer vorstossen. Der rasche Massentransfer talwärts, der mit einem Surge einhergeht, führt zu einem Absinken der Gletscheroberfläche im Akkumulationsgebiet und einem völlig verspalteten unteren Teil des Gletschers, der rasch vorstösst. Das Gletschervorfeld wird durch diesen plötzlichen Vorstoss stark verändert. Surgende Gletscher kommen beispielsweise in Alaska, Spitzbergen oder im Himalaya vor ([Abb. 1](#)). In den Alpen sind sie nicht sehr häufig. Der Belvedere-Gletscher (Südflanke des Monte Rosa) zeigte zwischen 2001 und 2002 einen surge-ähnlichen Vorstoss ([Abb. 2 und 3](#)). Weitere Beispiele von Gletschervorstössen, die einem Surge ähnelten, waren der schnelle Vorstoss (84 m in einem Jahr) des Findelen-Gletschers im Jahr 1980 ([Abb. 4](#)) oder die Vorstösse des Oberen Grindelwaldgletschers zwischen 1910-1925 und zwischen 1955-1985 ([Abb. 5](#)).

Die Ursachen für Gletscher-Surges sind noch nicht ganz verstanden. Es handelt sich nicht um rein klimatisch bedingte Gletschervorstösse, da Gletscher mit und ohne Surges in derselben Gebirgsregion nebeneinander existieren können. *«Wahrscheinlich wird die Vorstossphase ausgelöst, wenn die Schmelze den Druck in einem durch den Winter verstopften hydraulischen System erhöht und das basale Gleiten begünstigt. Der Surge endet mit dem Abfliessen des subglazialen Wassers, wenn sich das Abflusssystem neu gebildet hat»* (Zryd 2001:109).



Abb. 1: Zungenbereich eines surgenden Gletschers

Zungenbereich eines surgenden Gletschers in Spitzbergen.



Abb. 2: Surge-ähnlicher Vorstoss des Belvedere-Gletschers

Surge-ähnlicher Vorstoss des [Belvedere-Gletschers](#) im Jahr 2002 (Valle Anzasca, Italien); der Gletscher überfließt die Seitenmoräne der Kleinen Eiszeit. Beachten Sie den kleinen Moränenrücken (gelber Pfeil), der sich zwischen der historischen Moräne (bewachsen, in der Bildmitte) und dem Gletscher bildet.

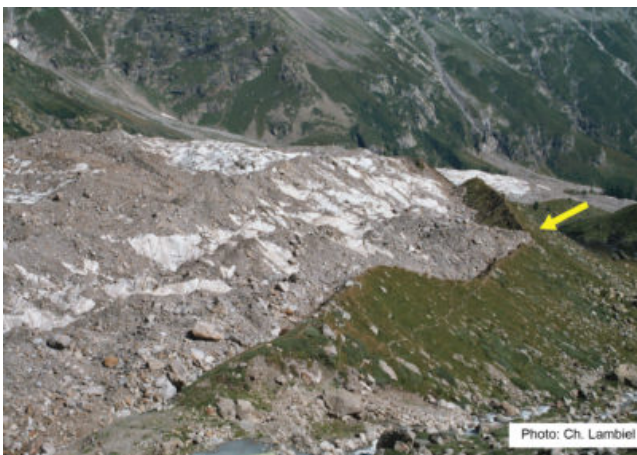


Abb. 3: Überfließen einer Seitenmoräne der Kleinen Eiszeit

Während dem surge-ähnlichen Vorstoss von 2002 überfließt der Belvedere-Gletscher die Seitenmoräne der Kleinen Eiszeit (gelber Pfeil).



Abb. 4: Längenänderungen des Findelgletschers

Längenänderungen des [Findelen-Gletschers](#) (Mattertal, VS). Beachten Sie den Vorstoss von 84 m im hydrologischen Jahr 1979/80. [Siehe interaktives Grafik.](#)

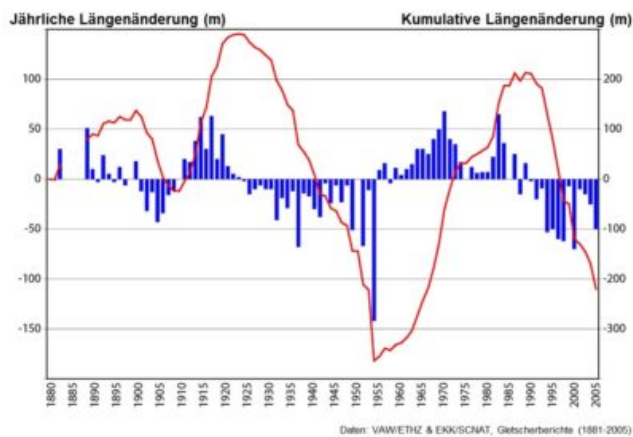


Abb. 5: Längenänderungen des Oberern Grindelwaldgletschers

Längenänderungen des [Oberen Grindelwaldgletschers](#) (Berner Oberland, BE). Beachten Sie das Ausmass der Gletschervorstösse zwischen 1910-1925 und zwischen 1955-1985. [Siehe interaktive Grafik.](#)

6.2 Gletscherseeausbrüche und Eislawinen

Am 16. Juni 1818 führte der Bruch eines Eisdamms zu einer Flutwelle zwischen Mauvoisin und Martigny.

Die letzte kühlere Phase innerhalb der Kleinen Eiszeit begann in den südwestlichen Schweizer Alpen zu Beginn des 19. Jahrhunderts und führte zu einem markanten Massenzuwachs der Gletscher. Diese Periode ist durch einen allgemeinen Vorstoss der Schweizer Gletscher gekennzeichnet ([siehe Factsheet Gletscher 4.6](#)). Zu den klimatischen Ursachen kamen die Auswirkungen des Ausbruchs des Tambora-Vulkans in Indonesien im Jahr 1815 hinzu, der das Weltklima beeinflusste, insbesondere im Jahr 1816, das in Europa als «Jahr ohne Sommer» bezeichnet wurde.

Der Giétro-Gletscher war im oberen Val de Bagnes bereits für seine Eislawinen bekannt, die mit dem Abbrechen von Séracs an seiner steilen, östlich des heutigen Lac de Mauvoisin gelegenen Gletscherfront zusammenhingen ([Abb. 1](#)). Der regenerierte Gletscher, der sich im Talboden durch diese Eisabbrüche im frühen 19. Jahrhundert bildete, versperrte das Tal vollständig; sein Volumen wird auf 10 Millionen m³ geschätzt. Der See, der sich hinter dem Eisdamm bildete (35 Millionen m³ Wasser, bei einer Länge von 3,5 km und einer Tiefe von 60 m), begann die Bewohner des Tals zu beunruhigen. Um den Wasserdruck zu verringern, ordnete Ignaz Venetz, der Staatsingenieur des Wallis, an, einen Tunnel in die Eismasse zu bohren und den Seespiegel so künstlich zu senken. Die Arbeiten bewirkten, dass ein Teil des Wassers abfloss, der Seespiegel sank und die Masse des grossen Eisdamms abnahm. Trotz aller Bemühungen gelang es Venetz nicht, die Katastrophe abzuwenden: Durch die Erosion des Eisdamms und das unter Druck stehende Wasser brach der Damm. Am 16. Juni 1818, um 16.30 Uhr, ergossen sich innerhalb von eineinhalb Stunden 20 Millionen m³ Wasser in das Val de Bagnes, zerstörten Hunderte Häuser und Infrastruktur und forderten von Mauvoisin bis Martigny 34 Todesopfer ([Abb. 2](#)).

Diese Katastrophen, welche durch die direkte (**Eislawine**) oder indirekte (**Gletscherseeausbruch**) Wirkung von herabstürzenden Eismassen verursacht wurden, waren in den Walliser Seitentälern relativ häufig. Bereits 1595 verursachte der Giétro-Gletscher aufgrund eines Seeausbruchs 140 Tote und über 500 zerstörte Häuser im Val de Bagnes ([Abb. 3](#)). Erwähnenswert sind die 81 Toten und die Zerstörung des Dorfes An der Eggen durch eine Eislawine des Hohmatten-Gletschers im Simplongebiet im Jahr 1597, sowie die Eislawinen des Bisgletschers im Mattertal, die das Dorf Randa 1636 (37 Tote), 1720 (12 Tote), 1737 (140 zerstörte Gebäude) und 1819 (2 Tote) trafen. Weniger lange zurück liegt die [Katastrophe von Mattmark](#), bei der ein Gletscherabbruch am Allalin-Gletscher im Saastal 1965 die Baustelle des Mattmark-Staudamms verschüttete und 88 Männern das Leben kostete ([Abb. 4](#)).



Abb. 1: Mauvoisin-Stausse im oberen Val de Bagnes (VS)

Heutiger [im oberen Val de Bagnes \(VS\)](#).



Abb. 2: Historische Abbildung des Giétro-Gletschers

Der [Giétro-Gletscher](#) zwischen dem Mont Pleureur und dem Mont Mauvoisin mit den Überresten des Gletschersees (Val de Bagnes, VS), gezeichnet von H. C. Escher von der Linth am 23. Juli 1818. Federzeichnung, Aquarell, 26 x 26,5 cm, Graphische Sammlung, ETH Zürich (Nr. 223 = Inv. C XII 13b).



Abb. 3: Die Felswand über dem Lac de Mauvoisin

Die Felswand über dem Lac de Mauvoisin mit der Front des [Giétro-Gletschers](#) im Juni 2006 (Val de Bagnes, VS).

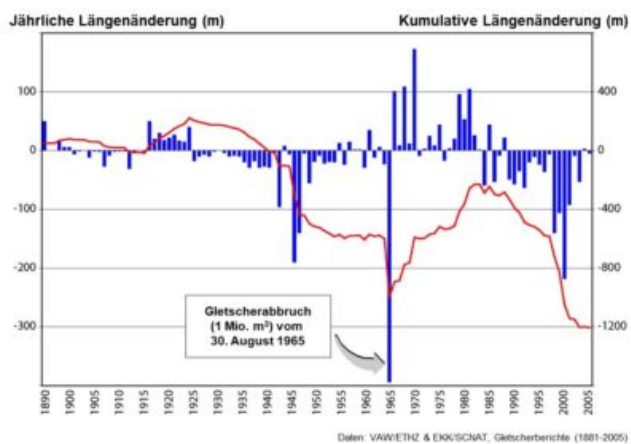


Abb. 4: Längenänderungen des Allalin-Gletschers

Längenänderungen des Allalin-Gletschers (Saastal, VS). [Siehe interaktive Grafik.](#)

6.3 Entleerung von Gletscherseen und Wassertaschen

 geomorphologie-montagne.ch/de/6-3-entleerung-von-gletscherseen-und-wassertaschen

Gletscher-Schmelzwasser fliesst nicht immer ruhig ab. Gletscherseen und glaziale Wassertaschen, welche sich plötzlich entleeren, können sich im Gletschervorfeld, auf dem Gletscher, an dessen Rändern oder am Gletscherbett bilden.

Gletschergefahren entstehen nicht nur durch Surges und Eislawinen, sondern auch durch die Entleerung von Gletscherseen und glazialen Wassertaschen, die Hochwasser mit katastrophalen Auswirkungen verursachen können.

In Bezug auf die Lage des Gletschers kann man vier Kategorien von Schmelzwasseransammlungen definieren: **Proglaziale Seen** befinden sich unterhalb der Gletscherzunge und werden oft durch eine Moräne gestaut (Beispiel Mont Miné- und Miage-Gletscher) ([Abb. 1](#)), **randglaziale Seen** befinden sich am Gletscherrand, häufig zwischen diesem und seinen Seitenmoränen oder angrenzenden Felswänden (Beispiel Märjelensee, Aletschgletscher) ([Abb. 2 & 3](#)), **intra- und subglaziale Wassertaschen** entstehen im Inneren des Gletschers oder an seiner Basis durch das Auffüllen von Gletschermühlen oder subglazialen Kanälen mit blockiertem Abfluss (Beispiel: Tine de Trient), und **supraglaziale Seen** bilden sich an der Gletscheroberfläche (Beispiel Unterer Grindelwaldgletscher) ([Abb. 4](#)) oder durch das Zusammenfliessen zweier Gletscher (Beispiel: Gornersee) ([Abb. 5](#)).

Auf Englisch wird die plötzliche Entleerung eines Gletschersees als *Glacial lake outburst flood* (GLOF) bezeichnet. Sie kommen in allen Teilen der Welt vor. Ihre Unvorhersehbarkeit, die gewaltigen Wassermassen und erosiven Strömungskräfte, welche Material in Flussbetten und Talböden über weite Strecken umlagern können, machen sie zu gefürchteten Naturgefahren. Die Bedeutung dieses Phänomens hat durch den Bevölkerungszuwachs in Berggebieten und die wachsende Anzahl Gletscherseen, die durch den Rückzug der Gletscher entstehen, zugenommen. Aus diesem Grund werden, beispielsweise im Himalaya oder in den Anden, immer mehr Studien zu diesem Phänomen durchgeführt, und immer mehr Seen werden überwacht.

In der Schweiz ist der Giétro-Gletscherseeausbruch ([siehe Factsheet Gletscher 6.2](#)) ein bekanntes Beispiel, ebenso wie der Lac des Faverges (Plaine-Morte-Gletscher) oder der Märjelensee. In der Vergangenheit bildete sich der Märjelensee regelmässig am Rand des Aletschgletschers und entleerte sich plötzlich, wodurch die Massa und die Rhone rasch anstiegen ([Abb. 6](#)). Zwischen 1813 und 1913 verursachte dieser See 38 katastrophale Hochwasser. Der Rückzug des Aletschgletschers hat die Gefährlichkeit des Märjelensees verringert, der letzte grössere Ausbruch erfolgte 1931.

Angesichts der Gefahr einer plötzlichen Entleerung ([Abb. 7](#)) werden einige Seen überwacht und künstlich entleert. So wurde die 60.000 m³ grosse, unter Druck stehende Wassertasche des Tête-Rousse-Gletschers (3800 m ü. M.) bei Saint-Gervais in

Hochsavoyen seit 2010 mehrmals abgepumpt, um das Volumen zu verringern und mögliche Schäden im Falle eines Ausbruchs zu reduzieren. Auch der supraglaziale See des Unteren Grindelwaldgletschers wurde überwacht ([Abb. 8 & 9](#)). Um grössere Überschwemmungen aufgrund eines Ausbruchs des jährlich wachsenden Sees zu verhindern, wurde 2009 ein 2 km langer Drainagetunnel gebaut ([Abb. 10](#)). Er ermöglichte einen gleichmässigeren Abfluss und begrenzte das Volumen des Sees auf 120.000 m³ (im Vergleich zu 2,5 Mio. m³ vor den Bauarbeiten).

Ein Sonderfall der Entleerung von subglazialen Schmelzwasseransammlungen ist der *Jökulhlaup*, ein isländischer Begriff für Gletscherseeausbruch. Jökulhlaups werden durch erhöhte geothermische Wärmeflüsse oder einen subglazialen Vulkanausbruch verursacht, was zur Ansammlung von viel Schmelzwasser am Gletscherbett und der Entstehung eines subglazialen Sees führt. Dieser kann sich plötzlich entleeren und so grosse Mengen Wasser freisetzen. Während des Jökulhlaups vom 5. bis 8. November 1996, der durch [Vulkanausbrüche am Grimsvötn](#) unter der Eiskappe des Vatnajökull verursacht wurde, entleerten sich 3 km³ Wasser in einer Flut, die einen Spitzenabfluss von 45.000 m³/s erreichte (ein höherer Abfluss als derjenige des Mississippi). Die Wassermassen, mehrere hundert Tonnen schwere Eisblöcke vom Gletscher sowie die vom Wasser mitgeführten Schuttmassen rissen 10 km der isländischen Ringstrasse mitsamt Brücken weg und beschädigten weitere 10 km der Strasse. Im Jahr 2010 verursachte der [Eyjafjöll-Vulkanausbruch](#) zwischen dem 13. und 15. April mehrere Jökulhlaups mit Abflüssen zwischen 2000 und 3000 m³/s.



Abb. 1: Vorfeld des Mont Miné-Gletschers

Vorfeld des [Mont Miné](#)-Gletschers (Val d'Hérens, VS) im Sommer 2014.



Abb. 2: Randglazialer See beim Mirage-Gletscher

Randglazialer See beim [Miage-Gletscher](#) im Jahr 1997 (Val Veni, Mont-Blanc Massiv, Italien).



Abb. 3: Randglaziale Wasseransammlungen

Randglaziale Wasseransammlungen zwischen dem [Aletschgletscher](#) (VS) und seinen Seitenmoränen im Juli 1992.



Abb. 4: Der supraglaziale See beim Grindelwaldgletscher

Der supraglaziale See beim [Unteren Grindelwaldgletscher](#) im Jahr 2009.

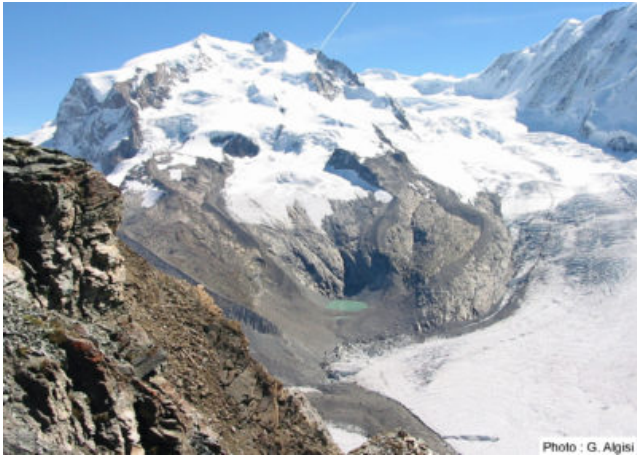


Abb. 5: Der Gornersee

Der [Gornersee](#) beim Zusammenfluss von Gorner-, Monte-Rosa- (oberhalb des Sees) und Grenzgletscher (rechts) im Sommer 2003 (Mattertal, VS).

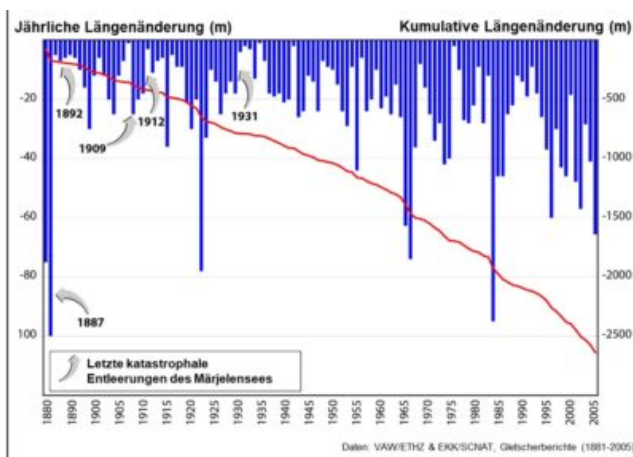


Abb. 6: Längenänderungen des Aletschgletschers

Längenänderungen des [Aletschgletschers](#) (VS) und Daten der letzten katastrophalen Entleerungen des Märjelsees. [Siehe interaktive Grafik.](#)



Abb. 7: Warnschild

Warnschild vor der Entleerung des Grindelwald-Gletschersees.

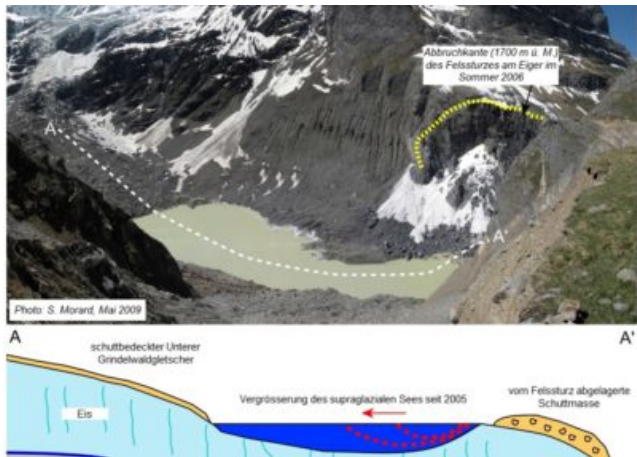


Abb. 8: Supraglazialer See beim Unteren Grindelwaldgletscher

Supraglazialer See beim Unteren [Grindelwaldgletscher](#). Hinter der Toteismasse, die durch Schuttablagerungen der abgestürzten Schlossplatte vor der Sonneneinstrahlung geschützt ist, hinterliess der sich zurückziehende Gletscher eine supraglaziale Mulde, die keinen Abfluss hatte. Seit 2005 bildete sich im Frühjahr während der Schneeschmelze ein supraglazialer See, dessen Volumen von Jahr zu Jahr zunahm. Im Sommer entleerte sich der See jeweils abrupt, wenn das Wasser aus dem See einen Weg durch das darunterliegende Eis fand. Aufgrund der grossen Schäden, die in Grindelwald Grund entstehen konnten, wurde dieser See ständig überwacht und 2009 wurde ein Entwässerungsstollen gebaut ([weitere Infos](#)).



Abb. 9: Arbeiten für den Bau eines Entwässerungsstollens

Arbeiten für den Bau eines Entwässerungsstollens des supraglazialen Sees beim Unteren [Grindelwaldgletscher](#).



Abb. 10: Blick in einen Entwässerungstollen

Entwässerungstollen für den supraglazialen See beim Unteren Grindelwaldgletscher.

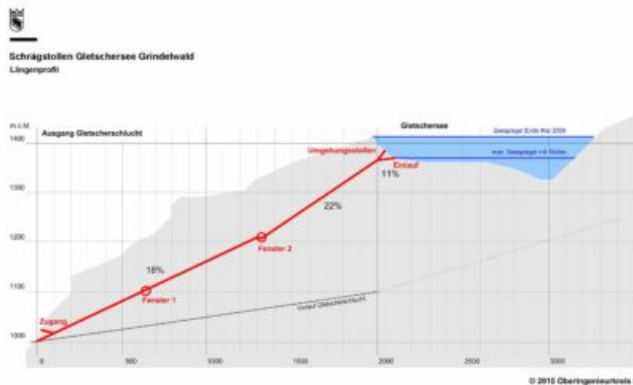


Abb. 11: Schema der Entwässerung des Gletschersees

Der Entwässerungstollen, der zur Entleerung des supraglazialen Sees beim Unteren Grindelwaldgletscher gebaut wurde, begrenzte die Ansammlung von Schmelzwasser im See.

6.4 Paraglaziale Prozesse

Als Folge des Gletscherschwundes kommt es zu geomorphologischen Anpassungsprozessen um und innerhalb der Gletschervorfelder. Diese Prozesse sind gekennzeichnet durch die Remobilisierung von Lockermaterial oder die Bewegung von Hängen infolge der Entlastung. In manchen Fällen kann dadurch Infrastruktur gefährdet sein und eine Überwachung oder Sicherung der betroffenen Gebiete kann erforderlich werden.

Der Begriff «paraglazial» bezeichnet nicht-glaziale Prozesse, die jedoch direkt von der Entwicklung der Gletscher beeinflusst werden ([siehe Factsheet Permafrost 3.2](#) und [Factsheet Permafrost 4.8](#)). In erster Linie werden geomorphologische Prozesse betrachtet, die **um und innerhalb der ehemals vereisten Gletschervorfelder ablaufen**.

Gletscher üben auf die Hänge, an denen sie entlangfliessen, Druckkräfte aus. Wenn die Eismasse abnimmt oder ganz verschwindet, verlieren die Hänge einen Teil ihrer Stützkkräfte. Diese **Druckentlastung** kann dann – mit unterschiedlicher Reaktionszeit – zu verschiedenen Destabilisierungsprozessen führen. Felswände oder übersteilte Ansammlungen von Lockermaterial (Schutt und Moränen) können sich setzen oder einstürzen, wie die folgenden Beispiele zeigen.

Nach dem Rückzug des Unteren Grindelwaldgletschers blieb die Felswand oberhalb der [Gletscherschlucht](#) ungestützt ([Abb.1 & 2](#)). Im Sommer 2006 wurde ein Teil dieser instabilen Felsmasse (ca. 2 Mio. m³) plötzlich aktiviert, was zu zahlreichen Felsstürzen führte. Unter Druck stehendes Wasser soll der Hauptauslöser für diese Prozesse gewesen sein. Die Degradation des Permafrosts hatte hingegen keinen Einfluss (zu geringe Höhe, der Standort liegt auf etwa 1600 m ü. M.). Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit hat der Findelengletscher (VS) rund 100 m Eisdicke verloren. Am orographisch rechten Rand wurde dadurch eine mehrere Millionen m³ grosse Fels- und Schuttmasse (deren Abbruchnische auf dem Foto gut zu erkennen ist) instabil, bewegte sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 35 cm/Jahr talwärts und überbedeckte die Seitenmoräne des Gletschers ([Abb. 3](#)).

Der Hang der [Moosfluh](#) (ca. 2 km²) an der orographisch linken Seite des Aletschgletschers unterliegt Sackungs- und Rutschungsprozessen ([Abb. 4](#)). Der Hang wurde wahrscheinlich erstmals gegen Ende der letzten Eiszeit aktiviert und scheint während eines Grossteils des Holozäns relativ stabil geblieben zu sein, bevor er in den 1990er Jahren infolge des Gletscherrückzugs im 20. Jahrhundert reaktiviert wurde. Die bewegte Masse wird auf mindestens 150 Millionen m³ geschätzt (das entspricht etwa 190.000 Einfamilienhäusern) und steht unter Beobachtung. Mithilfe von Radar-Satellitenmessungen und vor Ort installierten Messgeräten können die je nach Standort variierenden Bewegungsraten des Geländes erfasst werden ([Abb. 4](#)). Während sich die Verschiebungsbeträge am Rand der Rutschung im Bereich von mehreren Zentimetern bis

mehreren Dutzend Zentimetern pro Jahr bewegen, betragen sie in der Mitte mehrere Meter pro Jahr. Der aktivste Bereich befindet sich oberhalb der Gletscherzunge, wo im Herbst 2016 Rekordbewegungen von 80 Zentimetern pro Tag gemessen wurden und sich riesige Risse im kristallinen Gestein bildeten. Seitdem haben sich die Bewegungen in diesem Teil der Rutschung verlangsamt, die Wanderwege in diesem Gebiet sind aber weiterhin gesperrt und die Moosfluh-Gondelbahn sowie das gesamte Gebiet werden streng überwacht. [Weitere Informationen zur Moosfluh-Rutschung](#).

Andere paraglaziale Prozesse betreffen die Remobilisierung von Lockermaterial wie das Rückfließen von Stauchmoränen oder Ausgleichsbewegungen von Moränen ([siehe Factsheet Permafrost 4.8](#)). Für Infrastrukturen in instabilem Gelände (z. B. Bahnanlagen) stellt dies eine Gefahr dar und verursacht zusätzliche Kosten für die Sicherung.



Abb. 1: Der Rückzug des Unteren Grindelwaldgletschers

Der Rückzug des Unteren [Grindelwaldgletschers](#) seit 1860 führte 2006 zu zahlreichen Felsstürzen aus einer instabil gewordenen Felswand.

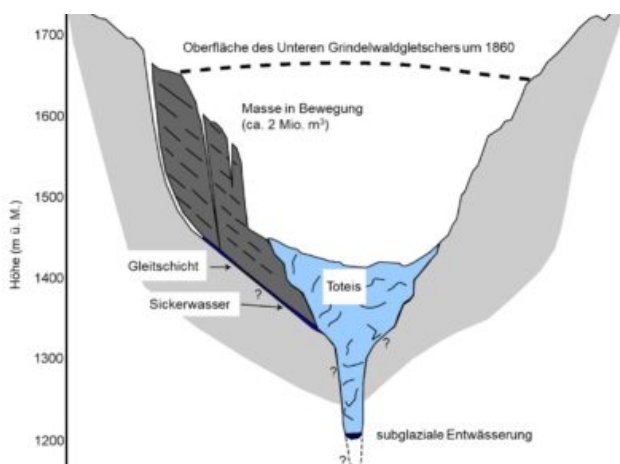


Abb. 2: Schematische Darstellung der Felsstürze am Eiger

Schematische Darstellung der [Felsstürze am Eiger](#) (BE) im Sommer 2006 (nach Keusen et al., 2007).



Abb. 3: Terrainbewegung am Rand des Findelgletschers

Bewegung von Fels- und Schuttmassen am Rand des [Findelen-Gletschers](#) (VS).

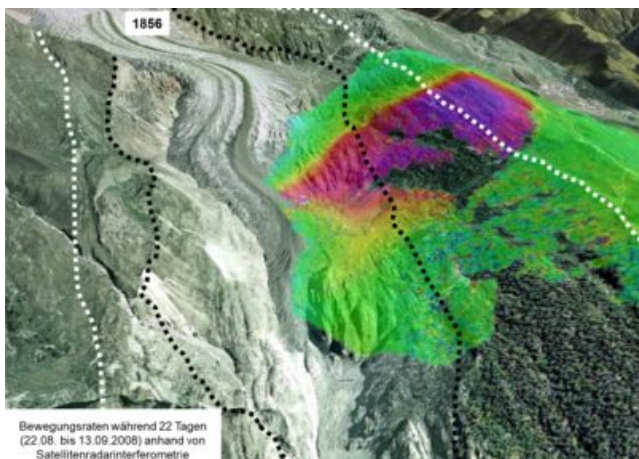


Abb. 4: Die Bewegung der Sackung am linken Rand des Aletschgletschers

Die Bewegung der [Moosfluh](#)-Sackung am orographisch linken Rand des [Aletschgletschers](#) (VS) kann mit Hilfe von Satellitenradarinterferometrie gemessen werden. Die gestrichelten Linien markieren die Ausdehnung des Gletschers 1865 (schwarz) und vor ca. 11'000 Jahren (weiss).