

Gletschergefahren

Gletschergefahren resultieren im wesentlichen aus den folgenden drei Prozessgruppen (Tufnell, 1984):

- | | | |
|---|---------------------------------|---|
| 1 | Längen- und Geometrieänderungen | ↔ |
| 2 | Gletscherhochwasser | ~ |
| 3 | Gletscher- und Eisstürze | * |

Diese drei Prozessgruppen (Gefahrentypen) werden mit den drei obenstehenden Symbolen in den folgenden Karten und Tabellen gekennzeichnet. Diese Gefahrentypen sind eng miteinander verknüpft. So kann beispielsweise eine an sich ungefährliche Längenänderung die Ursache für einen Gletscher- bzw. Eissturz bilden oder eine veränderte Massenverteilung ein Gletscherhochwasser ermöglichen. Es ist ferner zu beachten, dass andere Naturgefahren (Erdbeben, Bergstürze, Schneelawinen, etc.) Gletscherschadenereignisse auslösen oder deren Wirkungsraum vergrössern können. Bei kombinierten Gefahrentypen mit verschiedenen Rückkoppelungsmechanismen ist das potentielle Schadenausmass oft sehr schwierig vorherzusehen (Funk, 1999).

Im folgenden werden die drei Gefahrentypen kurz erläutert. Ebenso wird auf die Prozesse hingewiesen, die zu Gletscherunglücken führen. Es existieren heute eine Anzahl empirischer Erfahrungswerte und heuristischer Regeln, mit welchen Gletschergefahren grob abgeschätzt werden können. Diese Methoden werden kurz vorgestellt. Für die Beurteilung eines konkreten Falles (z.B. bei einem drohenden Gletschersturz) reichen derartige Abschätzungen nicht mehr aus. Die Einberufung einer Expertengruppe aus Glaziologen und Vertretern anderer Disziplinen (Lawindynamiker, Flussbauingenieure, etc.), sowie die Einleitung detaillierter Abklärungen werden dann unumgänglich.

1 Längen- und Geometrieänderungen (↔)

Gletschervorstoss und Gletscherschwund können Bauwerke, die sich im Bereich des Gletscherandes befinden, gefährden. Bauten, die während Schwundjahren in unmittelbarer Gletschnähe errichtet wurden (z.B. Wasserfassungen), können während Vorstossphasen vom Gletscher überfahren werden (z.B. Findelengletscher 1980).

Änderungen in der Gletscherlänge und der Geometrie bilden die wichtigste Ursache für Gletscherstürze (z.B. Allalin-, Bisgletscher) und für Gletscherhochwasser (z.B. Allalin-, Gornergletscher und Glacier du Giéto). Die grössten Gletscherkatastrophen haben sich während Vorstossphasen ereignet. Zur Zeit befinden wir uns in einem klimatischen Optimum und die Alpengletscher ziehen sich mehrheitlich zurück (Abbildung 1). Dadurch ist die Voraussetzung für verschiedene historisch wiederholt eingetretene Gletscherkatastrophen heute nicht gegeben. Während Schwundphasen entstehen jedoch auch neue Gefahren. Wenn sich eine Gletscherzunge in eine Steilstufe zurückzieht, ereignen sich oft gefährliche Eisabstürze (z.B. Rhonegletscher, 1941; Allalingletscher, 1965).

Durch den Gletscherschwund werden Sedimentbette verschiedener Gletscher freigelegt. Dieses Lockermaterial wird vom Gletschereis nicht mehr gegen die Erosion geschützt und steht für den

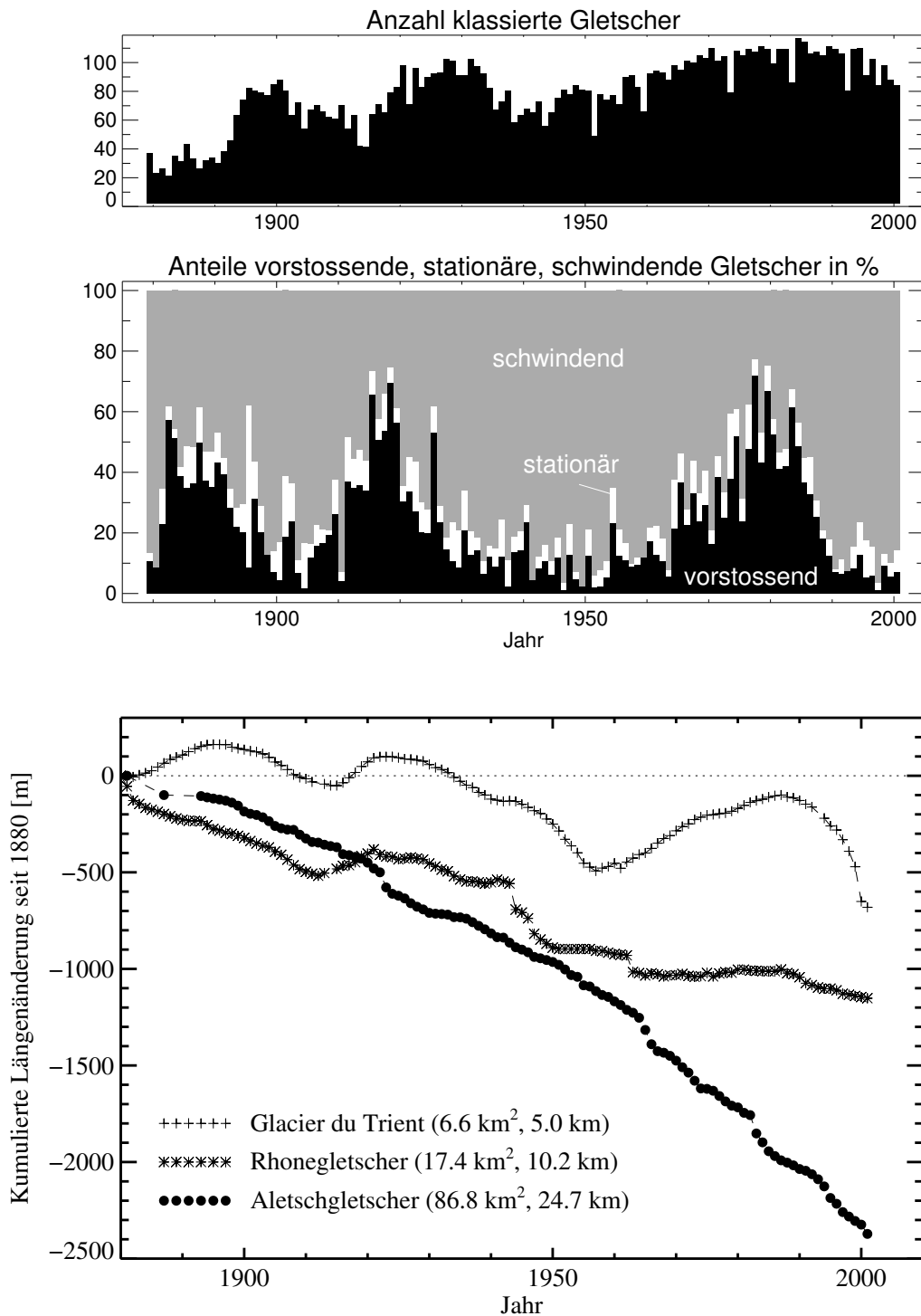


Abbildung 1: Anteil der wachsenden, stationären und schwindenden Gletscher in der Schweiz seit 1879 (oben). Summenkurven der Längenänderungen der Gletscher Aletsch, Rhone und Trient seit 1880 (unten).

Abtransport während eines Gletscherhochwassers (Murgänge) bereit (vgl. z.B. Minstigergletscher 1987). In den letzten Jahren haben die Alpengletscher vor allem im Ablationsgebiet teilweise beträchtlich an Volumen verloren. Durch das Einsinken der Gletscheroberfläche werden Moränen und Felswände freigelegt, die neuen mechanischen, hydrologischen und thermischen Randbedingungen ausgesetzt sind. Dadurch ändert hier die Voraussetzung für Hanginstabilitäten wie Rutschungen, Fels- und Bergstürze (Evans and Clague, 1993, 1994; Haeberli et al., 1997; Wegmann et al., 1998). Im Gegensatz zu den direkten Gletschergefahren handelt es sich bei diesen Prozessen (Murgänge, Rutschungen, Felsstürze etc.) mehrheitlich um einmalige Ereignisse, die sich nur teilweise an der selben Stelle auf dieselbe Art wiederholen können.

1.1 Entwicklungstendenzen

Veränderungen in der Gletschergeometrie hängen von der Massenbilanz und damit vom Klima (Niederschlag und Temperatur) ab. Die Gletscherlänge passt sich mit einer charakteristischen Verzögerung (Reaktionszeit) veränderten Umweltbedingungen an. Die Reaktionszeit ist wesentlich von der Gletschermächtigkeit abhängig. Im Gegensatz zu kleineren Gletschern reagieren grosse Talgletscher mit einer zeitlichen Verzögerung in der Grössenordnung von Jahrzehnten (Abbildung 1).

Die Entwicklung der Gletscherlänge hängt in kurzen Zeiträumen auch von der Topographie des Gletscherbettes ab. Eine Steilstufe kann einen zeitlich begrenzten, beschleunigten Rückzug einer Gletscherzunge bewirken (vgl. Rhonegletscher, Abbildung 1).

Ob ein Gletscher vorstösst oder sich zurückzieht kann rein visuell beurteilt werden. Vorstossende Gletscher weisen an der Zunge ein konvexes, parabelförmiges Längsprofil auf. Beim Gletscherrückzug zerfällt die parabelförmige Zunge, da die Ablation über den Eisnachschub dominiert. Auf der einsinkenden Gletscheroberfläche sammelt sich oft Schutt an (u.a. freigelegt infolge des schmelzenden Eises), der Gletscherrand ist dann nicht mehr klar erkennbar. Während eines Gletscherrückzugs können schuttbedeckte Zungenteile als Toteis vom Gletscher abgetrennt werden (vgl. Zmuttgletscher).

Neben den visuellen Beurteilungskriterien können die Entwicklungstendenzen auch mit empirischen Regeln, Trendextrapolationen und anhand von Analogiefällen abgeschätzt werden. In der Schweiz werden die Längenänderungen einer grossen Anzahl von Gletschern jährlich bestimmt (Abbildung 1). Solche Messreihen bilden die Grundlage für Abschätzungen künftiger Gletscherveränderungen.

2 Gletscherhochwasser (→)

In den Alpen sind verschiedene, nicht direkt niederschlagsbedingte Hochwasser aus vergletscherten Regionen bekannt. Gletscherhochwasser entstehen bei der plötzlichen Entleerung eines glazial gespeicherten Wasserreservoirs. Sie bilden generell die grössten Gletschergefahren mit den am weitesten reichenden Prozessräumen. Die Überschwemmungsgefahr durch eine Flutwelle ist teilweise noch weit talabwärts gross. Aus steilen, schuttreichen Gletschervorfeldern können sich gefährliche Murgänge bilden.

2.1 Gletscherseen und Wassertaschen

Generell wird zwischen Gletschersee- und Wassertaschenausbrüchen unterschieden. Unter dem Begriff Wassertasche sind alle grösseren Wasseransammlungen (subglaziale Seen und wassergefüllte intraglaziale Hohlräume) im Gletscher zu verstehen, die der visuellen Beobachtung entzogen sind. Gletscherseen werden in proglaziale Moränenseen (gestaut durch eine Stirn- moräne), supraglaziale (in einer Depression auf der Gletscheroberfläche), randglaziale (vom Gletschereis gestaut) und periglaziale (gestaut durch Toteis oder Permafrosteis) unterteilt (Abbildung 2). Randglaziale Seen umfassen im weiteren Seen, die im Hauptal von Seitengletschern gestaut werden (z.B. Allalingletscher 1850/1920) und Seen, die im Seitental durch einen Gletscher im Hauptal gestaut werden (z.B. Glacier d'Otemma / Glacier de Crête Sèche).

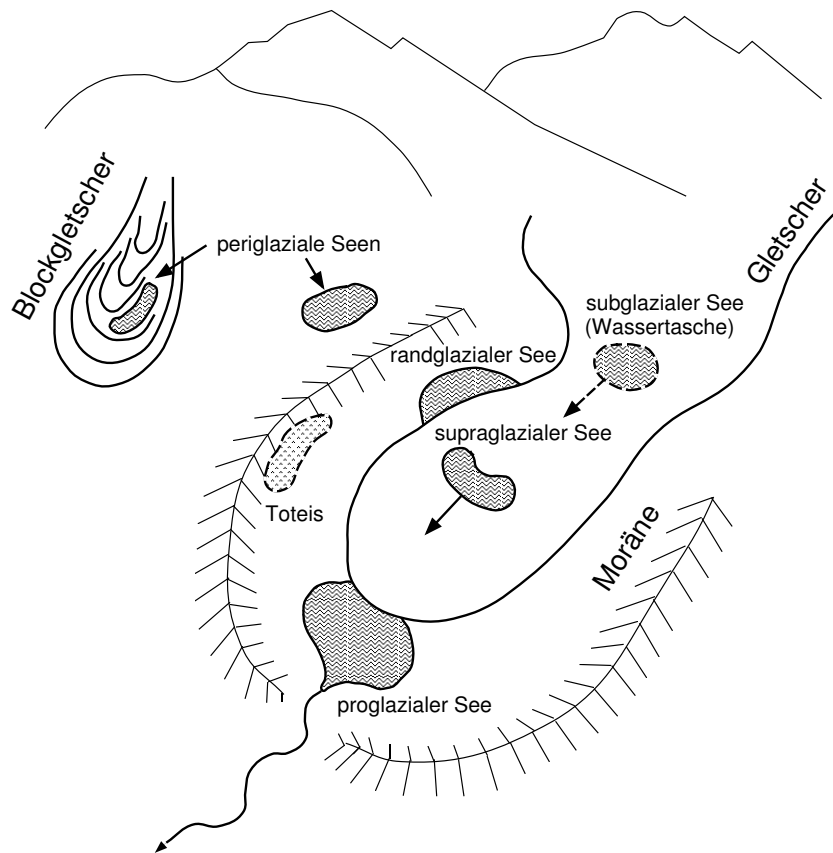


Abbildung 2: Glaziale Wasserreservoirs.

In der Schweiz sind gegen 2/3 der historisch dokumentierten Gletscherhochwasser auf Seeausbrüche zurückzuführen. Die Entwicklung dieser Seen kann über Jahre verfolgt, und gefährliche Situationen können oft rechtzeitig erkannt werden. Im Gegensatz dazu kann der Aufbau einer subglazialen Wassertasche nicht verfolgt werden. Der Ausbruch einer Wassertasche ist deshalb meist überraschend und kaum vorhersehbar. Gewisse Gletscher sind für solche Wasserausbrüche bekannt (z.B. Glacier du Trient).

Gletscherhochwasser sind mit wenigen Ausnahmen auf das Sommerhalbjahr beschränkt (Abbildung 3). Verschiedene Hochwasserereignisse werden dank dem Retentionsvolumen alpiner Stauseen kaum mehr bemerkt. Heute werden einige Stauseen als Pumpspeicher und nicht mehr

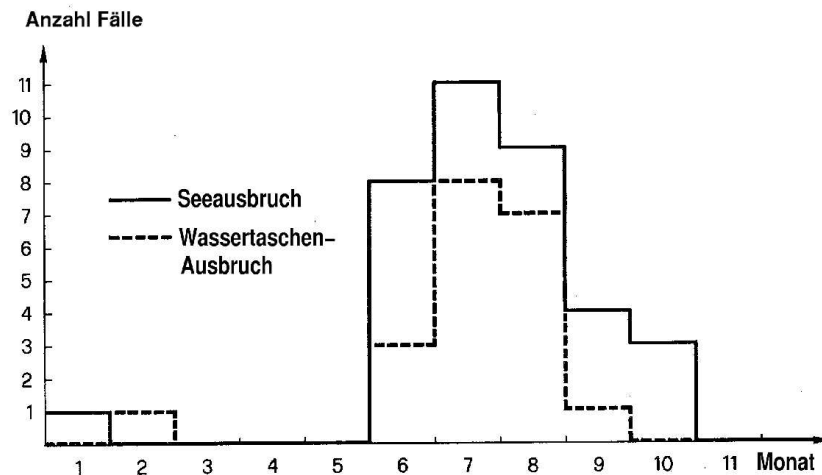


Abbildung 3: Saisonale Verteilung von Gletscherhochwassern in der Schweiz (Haeberli, 1983).

als Saisonspeicher genutzt. Sie sind deshalb auch während des Sommerhalbjahrs gefüllt. Der Schutz der Täler durch das Retentionsvolumen von Stauseen ist im Fall der Nutzung als Pumpspeicher nur noch begrenzt möglich. Das zur Verfügung stehende Retentionsvolumen wird dadurch verringert. Bei einem zu geringen Freibord kann ein grosses Hochwasser eine Stauanlage überschwappen und dadurch Schäden im darunterliegenden Tal verursachen.

2.2 Eisdämme

Mechanischer Bruch von Eisdämmen: Der Bruch eines Eisdamms ist vor allem dann zu erwarten, wenn der Damm aus Eistrümmern besteht. Falls der Wasserabfluss durch die Trümmer eines Gletscher- bzw. Eissturzes oder durch das Einbrechen einer Kaverne vorübergehend gehemmt wird, kann innert kurzer Zeit ein beträchtliches Wasservolumen gestaut werden. Einige Stunden vor einem Ausbruch wird deshalb in der Regel eine deutliche Abflussreduktion beobachtet. Ein mechanischer Bruch lässt den Wasserspiegel im Bach sehr schnell anschwellen (Abbildung 4). Die Flutwelle hat selbst bei einem kleinen Ausbruchsvolumen einen hohen Spitzenabfluss (Q_{\max}). Haeberli (1983) hat für den Spitzenabfluss Q_{\max} folgende empirische Beziehung vorgeschlagen

$$Q_{\max} \simeq \frac{V_w}{t_w}, \quad (1)$$

wobei Q_{\max} der Spitzenabfluss, V_w das Ausbruchsvolumen (\simeq Seevolumen) und t_w eine Zeitkonstante (mittlere Flutdauer) ist. Im schlimmsten Fall beträgt t_w ca. 900 s (15 Min).

Hydraulischer Bruch von Eisdämmen: Bei einem randglazialen See wird das Wasser durch einen kompakten Eisdamm (den Gletscher) gestaut. Das Schwimmgleichgewicht von Eis ist von der Wasser- und der Eisdichte (ρ_w, ρ_i) abhängig. Sobald der Seespiegel bis auf 10/11 der Eisdammmächtigkeit angestiegen ist besteht Aufschwimmgefahr. Die Ausbreitung des Wassers an der Gletschersohle kann durch Feinmaterial wesentlich verzögert werden. Ist die Geometrie

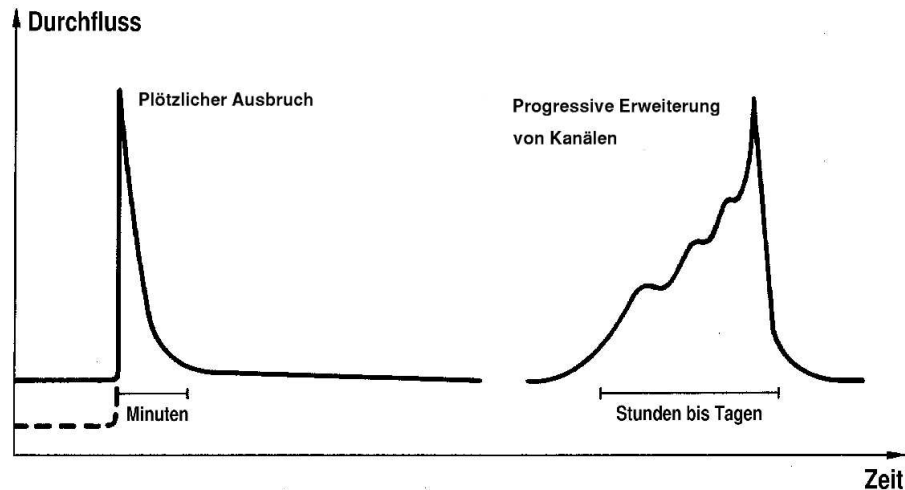


Abbildung 4: Schematische Abflussganglinien im Bach nach einem mechanischen (links) und einem hydraulischen Bruch (rechts) eines Eisdammes (aus Haerberli, 1983).

des Gletscherbettes und der Gletscheroberfläche bekannt, lässt sich die Aufschwimmgefahr für einen gegebenen Seespiegel berechnen (Clague and Evans, 1994).

Nach dem Anheben des Gletschers erfolgt ein progressiver Grundwasserabfluss am Gletscherbett. Die Entleerung des Sees ist von der Transportkapazität des subglazialen Kanals abhängig, welche zunächst durch die Schmelze ansteigt und mit der Zeit durch die Kontraktion des Kanals unter der Eisüberlast wieder abnimmt (Abbildung 4). Nach Clague and Mathews (1973) besteht zwischen dem ausgebrochenen Seevolumen V_w [10^6 m^3] und dem Spitzenabfluss Q_{\max} [m^3s^{-1}] die folgende empirische Beziehung

$$Q_{\max} \cong 75V_w^{0.67}. \quad (2)$$

Spätere Autoren haben andere Formeln vorgeschlagen (Clague and Evans, 1994; Walder and Costa, 1996).

2.3 Moränendämme und Erosion von Lockermaterial (Murgänge):

Nach dem Rückzug eines Gletschers kann sich innerhalb der Stirnmoränen ein proglazialer See bilden. Moränendämme bestehen aus unkonsolidierten Lockergesteinen. Teilweise sind diese Einheiten mit reliktschem Toteis durchsetzt. Beim Abschmelzen dieses Eises nimmt die Stabilität des Dammes bei zunehmender Porosität und Wasserdurchlässigkeit ab.

Progressiver Grundwasserabfluss ("piping"): Bei schmalen, stark porösen Moränendämmen besteht die Gefahr einer Seentleerung infolge progressiven Grundwasserabfluss (sogenanntes "piping"). Der kritische hydraulische Gradient i_{krit} beträgt

$$i_{\text{krit}} = \frac{\gamma - \gamma_w}{\gamma_w} = \frac{\frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1}{1 + e}, \quad (3)$$

wobei γ , γ_s und γ_w die spezifischen Gewichte von Moränenmaterial ($\gamma \approx 2.4 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$), Gestein ($\gamma_s \approx 2.7 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$) und Wasser ($\gamma_w = 1 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$) sind¹. Sobald der vorhandene hydraulische Gradient i_v (z.B. der Winkel zwischen der Versickerungsstelle am Seegrund und der Wasserquelle) steiler als i_{krit} wird, muss mit "piping" gerechnet werden. Bei einer Moräne ($i_{\text{krit}} = 1.4$) müsste die Sickerströmung sehr steil ($\approx 54^\circ$) eintauchen. Bei Moränen, die sehr stark von Toteis durchsetzt waren, kann das Volumenverhältnis Poren-/Gesteinanteil e lokal (entlang der Sickerstrecke) jedoch sehr gross werden und i_{krit} somit abnehmen (vgl. Rottalglletscher).

Murgänge, Erosion von Lockermaterial: Bei steiler Lagerung und Wassersättigung sind Moränen trotz der hohen Standfestigkeit rutschanfällig. Damit Moränenmaterial abgleiten kann, müssen die Scherhorizonte steil einfallen ($\gtrsim 20^\circ$).

Durch den Ausbruch eines randglazialen Sees, einer Wassertasche oder während einer intensiven Niederschlagsperiode gelangt in kurzer Zeit eine grosse Wassermenge in einen proglazialen See und der Abfluss wird stark erhöht. Eine Schwallwelle als Folge eines Gletscher- bzw. Eissturzes kann zum Überschwappen eines Sees führen. In steil gelagertem Moränenmaterial können bei stark erhöhtem Abfluss oder nach dem Überschwappen eines Moränendamms Murgänge anreissen. Das dabei anfallende Schuttmaterial V_f ist von der ausgebrochenen Wassermenge V_w , der Porosität n und dem Gefälle J (in %) abhängig (Tognacca, 1999).

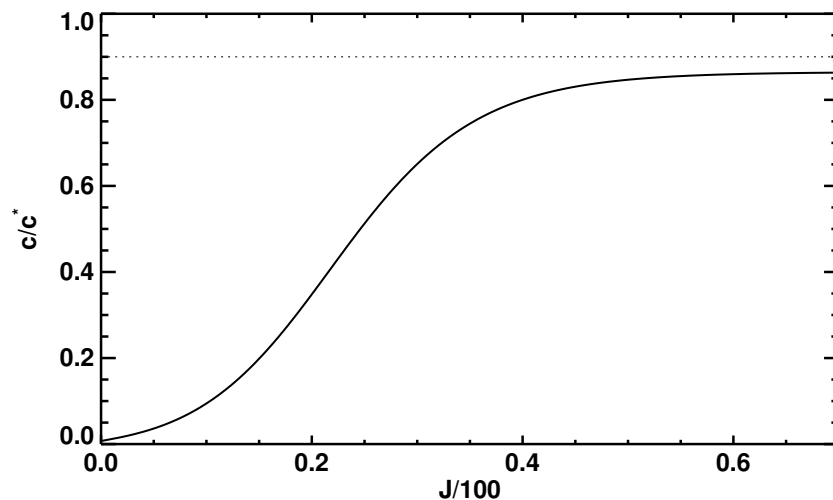


Abbildung 5: Normierte Feststoffkonzentration c/c^* als Funktion des Gefälles J (in %) mit $c = \frac{V_f}{V_f + V_w}$ und $c^* = 1 - n$ (aus Tognacca, 1999).

Gemäss Abbildung 5 steigt die relative Feststoffkonzentration c/c^* mit dem Gefälle bis zu einem Maximalwert von 0.9 wenn $J=60\%$. Für steilere Hangneigungen $J>60\%$ bleibt c/c^* unverändert. Für ein gegebenes ausgebrochenes Wasservolumen V_w ist für Hangneigungen $J>60\%$ die maximale Feststoffmenge V_f

¹mit $\gamma = (1 - n)\gamma_s + n\gamma_w$ und $n = \frac{e}{1+e}$; $n = \frac{V_p}{V}$ (Volumenverhältnis Porenanteil/Probe oder Porosität), $e = \frac{V_p}{V_s}$ (Volumenverhältnis Poren-/Gesteinanteil oder "void ratio") und $V = V_s + V_p$.

$$V_f = \frac{0.9(1-n)V_w}{1-0.9(1-n)} \quad \forall J > 60\%. \quad (4)$$

Bei einer Porosität $n=0.3$ kann nach Gleichung (4) das anfallende Schuttmaterial bis zu 70% die ausgebrochene Wassermenge übersteigen. Beim Gruben-Seeausbruch von 1968 löste der Ausbruch von 170'000 m³ Wasser einen Murgang mit einem Gesamtvolumen (Wasser + Feststoffanteil) von 400'000 m³ (123% mehr als die ausgebrochene Wassermenge) aus. Die Tiefenerosion von Murgängen im glazialen Schuttmaterial ist erfahrungsgemäss auf ca. 10–20 m beschränkt (Haerberli, 1980), danach wird das Gerinne durch grobe Blöcke, die freigespült werden oder seitlich ins Bachbett gleiten, gepflästert. Allgemein erfolgt die Erosion in einer Moräne mit einem Eiskern langsamer als im Lockermaterial (Haefeli, 1963). Das langsame Schmelzen des Eises in einer Moräne kann zu differenziellen Setzungen und Auflockerungen führen, wodurch ein Seeausbruch verursacht werden kann. Die Erosion am Bachbett beginnt sobald der Abfluss einen kritischen spezifischen Oberflächenabfluss q_{ce} überschreitet (Whittaker und Jäggi, 1986)

$$q_{ce}^* = \frac{0.256}{\left(\frac{J}{100}\right)^{1.17}}, \quad (5)$$

wobei q_{ce}^* die dimensionslose Form von q_{ce} ist². Der Grenzabfluss für die Entstehung eines Murganges infolge plötzlichen Oberflächenabflusses kann wie folgt angegeben werden (Tognacca, 1999)

$$q_{cm}^* = \frac{1.0}{\left(\frac{J}{100}\right)^{1.17}}. \quad (6)$$

Wenn der Oberflächenabfluss diesen Grenzwert überschreitet, dann entsteht ein Murgang. In Abbildung 6 und Tabelle 1 werden die Entstehungskriterien für die Bachbett-Sohlenerosion und den Murgang illustriert und zusammengefasst.

Kriterium	Prozess
$q^* \geq q_{cm}^*$	Murgangentstehung
$q_{ce}^* \leq q^* \leq q_{cm}^*$	Erosion und Geschiebetransport
$q^* \leq q_{ce}^*$	keine Erosion

Tabelle 1: Kriterien für die Bachbett-Sohlenerosion und die Murgangentstehung (nach Tognacca, 1999).

Die Sohlenschubspannung θ eines Baches mit Abflusstiefe h und Gerinnegefälle J ist (in normierter Form)

$$\theta = \frac{h \frac{J}{100}}{\left(\frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1\right) d_m}. \quad (7)$$

² $q_{ce}^* = \frac{q_{ce}}{g^{0.5} \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} - 1\right)^{0.5} d_m^{1.5}}$, wobei d_m der charakteristische Korndurchmesser und g die Erdbeschleunigung sind

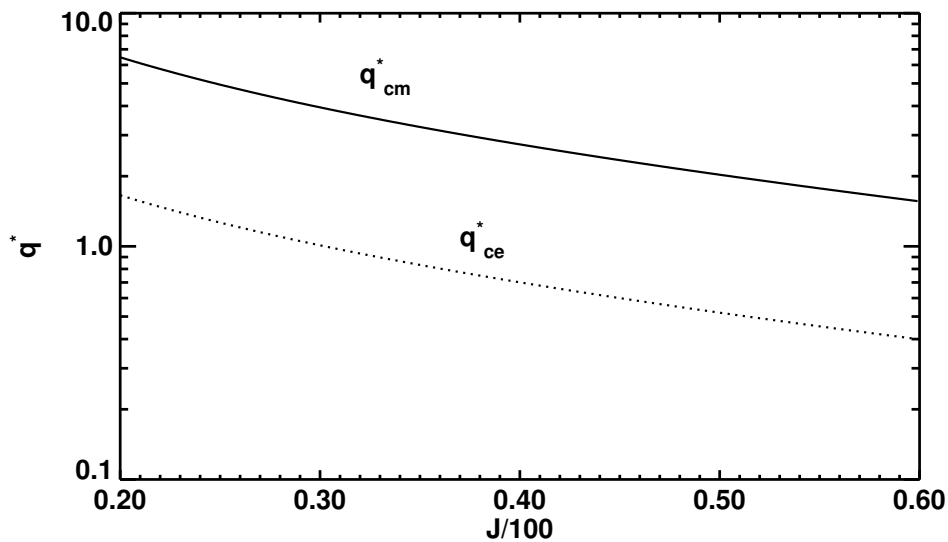


Abbildung 6: Entstehungskriterium für Murgänge (q_{cm}^*) im Vergleich mit dem Kriterium zur Bestimmung des Grenzabflusses für die Erosion (q_{ce}^*) nach Whittaker und Jäggi (1986) (aus Tognacca, 1999).

Gemäss Shields (1936) und Günter (1971) beträgt θ_{krit} (kritische normierte Sohlenschubspannung vor Transport-/Erosionsbeginn) $\approx 0.05-0.20$. Damit und mit Gleichung (7) ist die kritische Abflusstiefe h_{krit}

$$h_{krit} \simeq \frac{0.1 d_m}{\frac{J}{100}}, \quad (8)$$

wobei d_m der massgebende Korndurchmesser ist. Steile Rinnen sind stärker gefährdet. Bei einer Neigung von $J = 33\%$ und einer Abflusstiefe von $h_c = 50$ cm findet nach Gleichung (8) eine Pflasterung mit 1 m Blöcken statt. Aus der Abflusstiefe h kann der Durchfluss q mit der Gauckler-Manning-Strickler Formel (Williams, 1970) berechnet werden.

2.4 Reichweiten

Die zerstörerische Wirkung eines Gletscherhochwassers hängt vom Spitzenabfluss Q_{max} ab. Clague and Evans (1994) zeigen eine Beziehung zwischen dem Spitzenabfluss und der potentiellen Energie E_{pot} , die beim Ausbruch eines natürlichen Sees freigesetzt wird (Abbildung 7). Q_{max} und E_{pot} sind für die Charakteristik des Prozessraumes massgebend.

Die maximale Distanz zwischen dem Ort des Ausbruchs eines Gletscherhochwassers oder eines Murgangs und dem entferntesten Endpunkt des Schadenraumes ist abhängig vom Spitzenabfluss Q_{max} (Haeberli, 1983). Die empirisch gefundene Abhängigkeit ist in Abbildung 8 illustriert.

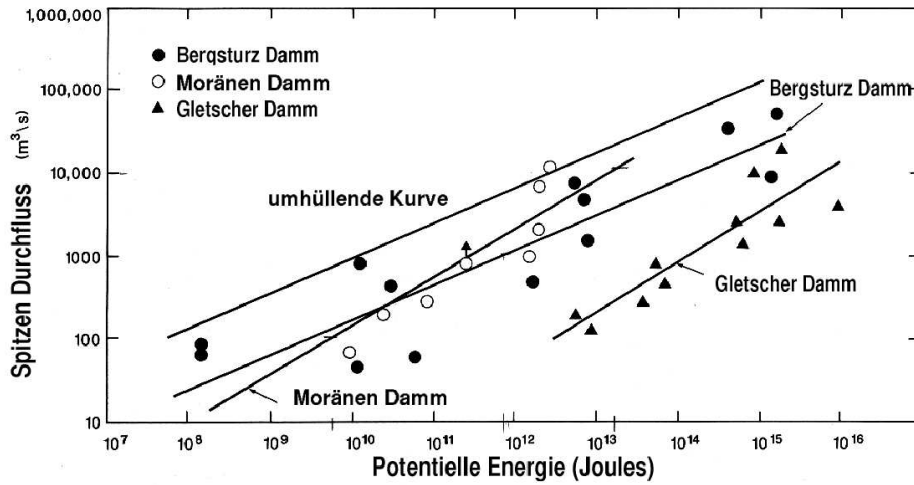


Abbildung 7: Potentielle Energie (E_{pot}), die beim Ausbruch eines natürlich gestauten Sees freigesetzt werden kann. Die umhüllende Kurve beträgt $Q_{\text{max}} = 0.063 E_{\text{pot}}^{0.42}$ (aus Clague and Evans, 1994).

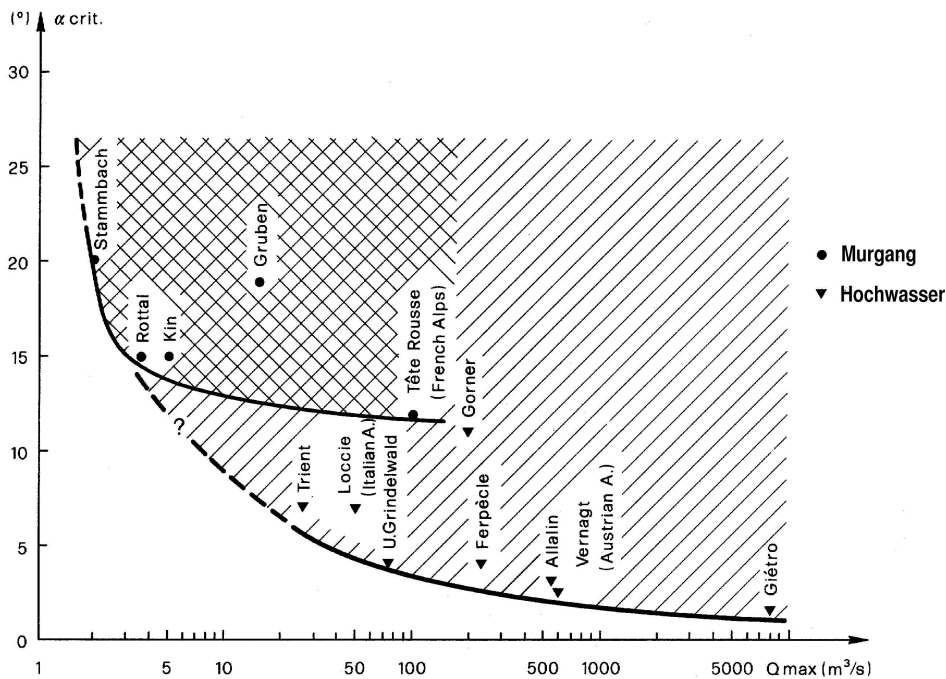


Abbildung 8: Reichweite (α_{crit} = Winkel zwischen der Ausbruchsstelle und dem entferntesten Punkt des Schadenraumes) von Gletscherhochwassern und Murgängen (aus Haerberli, 1983).

3 Gletscher- und Eisstürze (❄)

Bei Hängegletschern sind Eisabbrüche die normale Form der Ablation. Grosse Eisstürze und Gletscherstürze ($> 1 \text{ Mio m}^3$)³ ereignen sich ausschliesslich aus steilem Gelände (50% oder mehr). Eine Gefahr für Siedlungen und Verkehrswege besteht dann, wenn sich eine Eislawine bildet und das Schadenpotential in der Sturzbahn bzw. innerhalb des Prozessraumes liegt. Für die Abschätzung der Reichweite von Gletscher- und Eislawinen wird eine Unterteilung in Anriss-, Transit- und Ablagerungsgebiet vorgenommen (Abbildung 9).

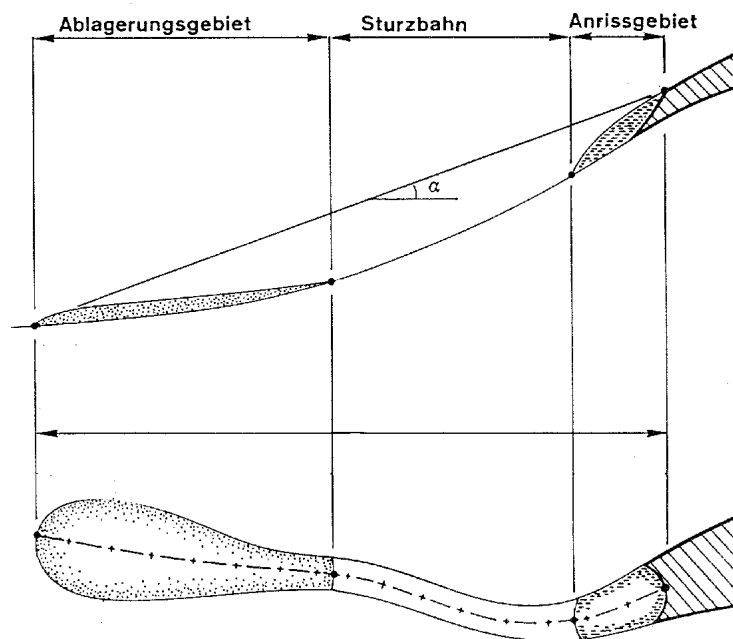


Abbildung 9: Anriss-, Transit- und Ablagerungsgebiet einer Eislawine (aus Alean, 1984). Bei einem grossen Staubanteil ist der Gefahrenbereich infolge Druck- und Sogwirkungen wesentlich grösser als das Ablagerungsgebiet. α =Pauschalgefälle

3.1 Anrissgebiet

Klassifizierung: Haefeli (1965) klassifiziert Gletscher- und Eisstürze anhand der Topographie des Gletscherbettes. Er unterscheidet Eisabbrüche von Gletschern, die in einer mehr oder weniger gleichmässig geneigten Bergflanke hängen (Rampentyp I) von Gletscher- bzw. Eisstürzen von Gletschern, welche auf einer Felsterrasse sitzen (Kantentyp II). Alean (1984) verwendet die leicht modifizierte Klassifizierung der Anrisszonen:

- | | | | |
|-----|-------|-----|---|
| I. | Rampe | Ia. | temperiertes Eis (Gletscher gleitet am Bett) |
| | | Ib. | kaltes Eis (Gletscher ist am Bett angefroren) |
| II. | Kante | | Absturz über Felsterrasse |

³Ist das Abbruchvolumen $> 1 \text{ Mio m}^3$, so spricht man von einem Gletschersturz

Röthlisberger (1981) unterscheidet Gletscher- und Eisstürze von kalten, angefrorenen, steilen Gletschern (Ib), von polythermalen Gletschern (Iab) und von temperierten Gletschern mit grosser Gleitkomponente (Ia). In neueren Arbeiten (Röthlisberger, 1999) wird zwischen Frontalabbrüchen, Schichtstürzen und Abstürzen durch Fremdauslösung unterschieden (Abbildung 10).

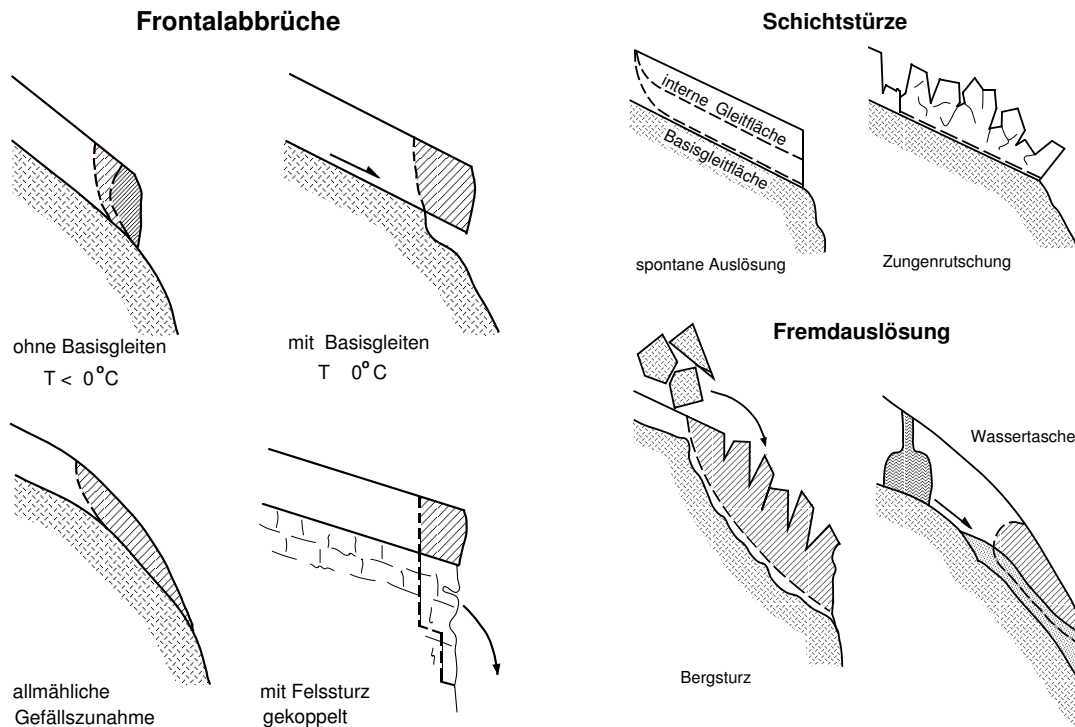


Abbildung 10: Anrisszonen unterschiedlicher Typen von Eis- und Gletscherstürzen (nach Röthlisberger, 1999). Während bei Frontalabbrüchen (links) das Volumen meist begrenzt ist, können bei Schichtstürzen und Gletscherstürzen durch Fremdauslösung gewaltige Eismengen abstürzen.

Die eindeutige Klassifizierung nach Anrisstypen kann in der Natur oft nicht vorgenommen werden. Vor einer Auslotung des Gletscherbettes kann meist nicht einmal klar zwischen einer Rampen- und einer Kantensituation unterschieden werden. Bettunebenheiten und angefrorene Bereiche polythermaler Gletscher erschweren oft eine eindeutige Einteilung. In der Natur existieren zudem verschiedene Übergangstypen.

Stabilität: Die Stabilität einer Eismasse ergibt sich aus der Summe der treibenden Schwerkraft und den rückhaltenden Kräften. Zu den stabilisierenden Kräften gehören die Adhäsion (Reibung) des Gletschereises an der Basis (Bettunebenheiten, angefrorene Bereiche), die seitlichen Scherkräfte sowie die Kohäsion (Zugfestigkeit) am Anriss des Eises (Röthlisberger, 1981).

Nach einem Gletschersturz wird oft eine sichelförmige Ausbruchsnische beobachtet. Dieses Phänomen ist darauf zurückzuführen, dass sich das stehengebliebene Gletschergewölbe an beiden Bogenenden auf Widerlagern abstützen konnte. Der Verlust der Abstützung auf Widerlagern ist einer der wichtigsten Gründe für die Auslösung von Gletscher- oder Eisstürzen (Röthlisberger, 1981; Ott, 1985).

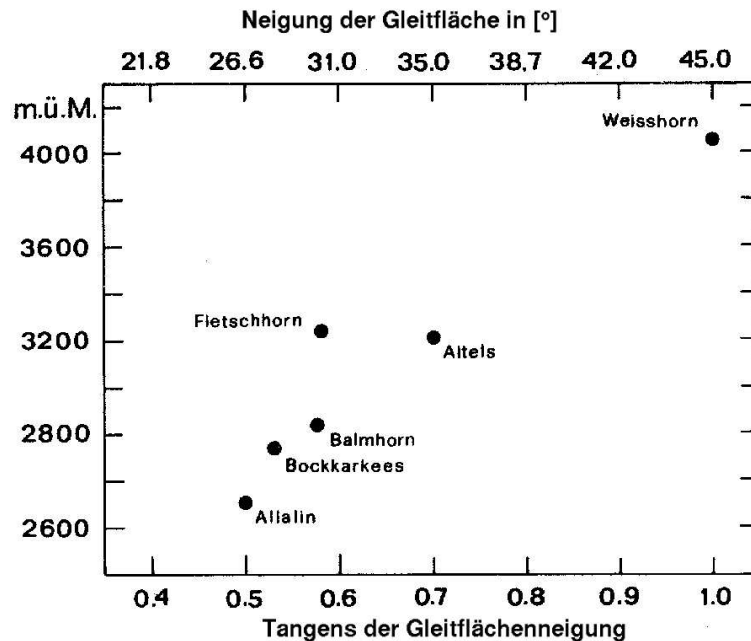


Abbildung 11: Gleitflächenneigung als Funktion der mittleren Meereshöhe der Anrisszonen vom Typ I (aus Alean, 1984).

Die wichtigste Voraussetzung für eine Gletscherinstabilität ist eine kritische Massenverteilung des Eises.

Das Volumen von Eisabbrüchen über Felskanten (Typ II, Frontalabbrüche mit Basisgleiten) hängt wesentlich vom Eisnachschub (Fließgeschwindigkeit) ab und ist meist von beschränkter Grösse ($\leq 10^5 \text{m}^3$). Von Gletschern, die auf einer Rampe (Typ I, Schichtabstürze) liegen, können Eisvolumen von über einer Million Kubikmeter losbrechen (Gletschersturz). Bei Bettneigungen grösser als 45° nehmen die Scherspannungen bei gleichbleibender Eisdicke in Richtung der Abbruchfront zu. Bei solchen kalten, steilen Rampen ($\gtrsim 45^\circ$, Typ Ib, Schichtabstürze) muss deshalb die Stabilität des ganzen Hängegletschers berücksichtigt werden (Schweizer, 1985; Lüthi, 1994). Kalte, an der Basis angefrorene Gletscher können deshalb erst bei grossen Bettneigungen ($\gtrsim 45^\circ$) als Ganzes instabil werden und abstürzen. Umgekehrt sind Gletscherstürze von temperierten Gletschern bereits ab ca. 25° Bettneigung bekannt (Typ Ia, Zungenrutschung). Bei mittleren Bettneigungen ($30^\circ - 40^\circ$) wirken Bettunebenheiten und angefrorene Randpartien oft stabilisierend (Röthlisberger, 1981; Lüthi, 1994). Die Adhäsion am Gletscherbett ist entscheidend für die Stabilität von Hängegletschern, sie steigt mit abnehmender Eistemperatur und zunehmender Meereshöhe an (Abbildung 11).

Gletscherstürze von flachen, temperierten Gletschern (Typ Ia) treten vorwiegend im Sommer und Herbst auf. In dieser Jahreszeit wird der Reibungswiderstand am Gletscherbett durch subglaziales Wasser erniedrigt und folglich die Gleitkomponente erhöht. Eisabbrüche von kalten Gletschern (Typ Ib, Schichtabstürze) und Gletscherterrassen (Typ II, Frontalabstürze) können unabhängig von der Saison jederzeit eintreten. Die Stabilität von Hängegletschern, die im Bereich der Abbruchfront am Bett angefroren sind, hängt stark von der thermischen Entwicklung in diesen sensiblen Zonen und damit vom Klima ab (Lüthi and Funk, 1997).

Gletscherstürze sind sehr seltene Ereignisse. In den weitaus meisten Fällen bleibt es bei vielen kleinen Eisstürzen. Auch bei Zungenrutschungen sind Gletscherstürze eine grosse Ausnahme.

Vorhersage: Eine erfolgreiche Vorhersage eines Gletschersturzes setzt zunächst voraus, dass eine gefährliche Entwicklung rechtzeitig erkannt wird. Hinweise von Bergsteigern und seitens der ortsansässigen Bevölkerung sind dabei meist hilfreich. Da sich Gletscher kontinuierlich verändern, können sie früher oder später eine kritische Massenverteilung einnehmen. Weil die Möglichkeit besteht, die Voraussetzung für eine Wiederholung eines Ereignisses auf Luftbildern zu erkennen, werden von den bekannten gefährlichen Gletschern in regelmässigen Abständen (in der Regel jedes Jahr und bei suspekten Anzeichen öfters) Luftbildaufnahmen erstellt. Weitere Anzeichen eines bevorstehenden Gletschersturzes können teilweise anhand von Analogieschlüssen mit historischen Ereignissen gewonnen werden. Oft geht einem grösseren Abbruch eine erhöhte Eisschlagaktivität voraus, die sich mit einem zweckmässigen Beobachtungsdispositiv leicht erkennen lässt. Nach den ersten Anzeichen eines drohenden Gletschersturzes sind Sicherheitsabklärungen in Zusammenarbeit mit lokalen Verantwortlichen erforderlich.

Bei Gletschern von den Typen Ib (kaltes Eis, Schichtabstürze) und II (Frontalabstürze) findet eine charakteristische Beschleunigung vor dem Absturz instabiler Eismassen statt. Röthlisberger (1981) und Flotron (1977) haben am Beispiel eines Eissturzes vom Weisshorn gezeigt, dass die Geschwindigkeitszunahme der folgenden Hyperbelfunktion folgte

$$u(t) = u_0 + \frac{a}{(t_\infty - t)^n}, \quad (9)$$

wobei $u(t)$ die Geschwindigkeit zur Zeit t , u_0 die Fliessgeschwindigkeit des Eises vor der Beschleunigungsphase, a und n empirische Konstanten sind. Zum Zeitpunkt t_∞ würde die Geschwindigkeit $u = \infty$ betragen und das instabile Eis theoretisch abstürzen (Abbildung 12).

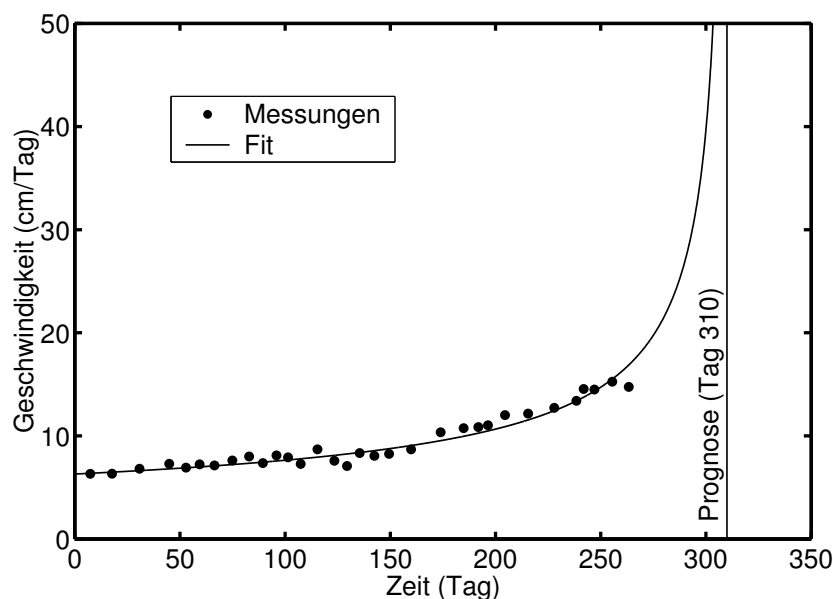


Abbildung 12: Beschleunigung des Hängegletschers am Weisshorn rund ein Jahr vor dem Eisabbruch vom 19. August 1973 (Tag 306) und Absturzprognose (Flotron, 1977).

Die praktische Erfahrung hat gezeigt, dass der eigentliche Abbruch kurz vor dem theoretisch bestimmten Zeitpunkt (t_{∞}) erfolgt. Unter der Annahme, dass Zugbruch und viskoses Fließen abwechselnd aufeinander folgen, ergibt sich auch im numerischen Fließmodell diese hyperbelartige Geschwindigkeitszunahme (Iken, 1977). In neueren Arbeiten konnte die beobachtete hyperbelförmige Geschwindigkeitszunahme vor einem Abbruch mit Hilfe der Schädigungsmechanik bestätigt werden (Pralong et al., 2003). Der theoretische Zeitpunkt des Abbruchs t_{∞} kann anhand der integrierten Form der Gleichung (9) mit Hilfe einer quadratischen Optimierung direkt aus den Verschiebungen s_i zu den Zeitpunkten t_i berechnet werden (Wegmann et al., 1998).

Bei temperierten Rampengletschern (Typ Ia, Zungenrutschungen) findet vor einem Absturz auch eine Beschleunigungsphase statt. Eine Prognose des Absturzzeitpunktes wird hier jedoch durch den Umstand erschwert, dass die gemessenen Oberflächenverschiebungen nicht nur das Resultat von Eisdeformation und Zugbruch sind, sondern einer unbekannt, variablen Gleitkomponente eine zentrale Bedeutung zukommt.

Überwachungsmethoden: Ein Gletschersturz hat immer einer längeren Vorgeschichte. Die Wahl der geeigneten Überwachungsmethode richtet sich nach der aktuellen Bedrohungssituation (Röthlisberger, 1993). Zunächst ist vielfach bekannt, dass sich bei einem Gletscher in der Vergangenheit wiederholt gefährliche Eisstürze ereignet haben. Die Ursache solcher Ereignisse ist oft bekannt (kritische Massenverteilung) und anhand der regelmässig erhobenen Luftbilddaufnahmen kann die Vorbereitungsphase gut erkannt werden. Sobald eine kritische Entwicklung erkannt wird, sind detailliertere Überwachungsmessungen notwendig.

Sind die Voraussetzungen für eine Instabilität gegeben, muss der Gletscher in kürzeren Zeitintervallen (monatlich, wöchentlich) begutachtet werden. Anhand von Fotos aus dem Helikopter oder von einer fest installierten, automatischen Kamera (Video oder Foto) kann die weitere Entwicklung abgeschätzt werden. Bei ahnter Gefahr eines Gletscher- oder Eissturzes müssen die Gefahrenzonen temporär gesperrt und allenfalls Evakuationen vorgenommen werden. Drängt sich eine Absturzprognose auf, müssen präzise Verschiebungsmessungen durchgeführt werden. Die Vermessung mit Theodolit und elektronischem Distanzmesser hat sich dafür bis heute am besten bewährt. Dazu werden auf dem instabilen Gletscherteil mit einem Reflektor versehene Stangen eingebohrt, die wiederholt vom Tal aus eingemessen werden. Der Vorteil dieser Methode liegt unter anderem auch darin, dass ohne grossen Aufwand mehrere Punkte gleichzeitig überwacht werden können und somit erkannt werden kann, ob ein Grossabbruch oder Teilabbrüche bevorstehen. Schneelawinen und Steinschlag können zum Ausfall einzelner Messpunkte führen. Eine weitere, einschränkende Bedingung der geodätischen Vermessung ist die notwendige Sichtverbindung. Aus diesem Grund wird die Gletscherbewegung zum Teil auch mit mechanischen Einrichtungen, die an eine Funkübertragung gekoppelt sind, gemessen.

3.2 Gefahrenbereich (Sturzbahn, Ablagerungsgebiet)

Zur Ausscheidung von Gefahrenzonen müssen lawinendynamische Berechnungen durchgeführt werden. Die existierenden Modelle müssen von Fall zu Fall angepasst werden. Weil es nur sehr wenig gut dokumentierte Eislawinen gibt, sind Modellüberprüfungen nur in wenigen Fällen möglich. Für numerische Modellrechnungen werden die selben Programme verwendet, die für

Schneelawinen entwickelt wurden. Wichtige Eingabeparameter sind das potentielle Absturzvolumen, das zu einem bestimmten Zeitpunkt losbrechen kann, sowie die Geometrie und Oberflächenbeschaffenheit der Sturzbahn. Bei einem drohenden Abbruch müssen diese Parameter möglichst genau bestimmt werden (Vermessung, Sondierungen).

Da die Geometrie von Gletschern einem kontinuierlichen Wandel unterzogen ist, kann beim selben Gletscher das potentielle Abbruchvolumen von Jahr zu Jahr stark variieren. Einerseits werden bei der Erstellung von Gefahrenkarten Wiederkehrperioden von hunderten von Jahren berücksichtigt. Innerhalb solcher Zeitspannen ist die Gletschergeometrie aber einem enormen Wandel unterzogen (z.B. Kleine Eiszeit). Andererseits werden Gefahrenkarten nicht für die "Ewigkeit" erstellt, sondern versuchen sinnvollerweise einen Zeitraum von ca. 100 Jahren (\approx Lebensdauer eines Hauses) abzudecken. Dies ist bei der Berücksichtigung von Gletschergefahren problematisch, denn sie können höchstens kurz- bis mittelfristig (10-20 Jahre) im voraus erkannt werden. Gletscher-Gefahrenkarten müssen folglich periodisch revidiert werden, wenn sich wichtige Änderungen im Umfeld einstellen. Die Gefährdungsbereiche müssen deshalb jeweils anhand der aktuellen und für die kommenden Jahre vorhersehbaren Massenverteilung bestimmt werden. Ausserdem ist mit verschiedenen Szenarien zu arbeiten.

Alean (1984) schlägt eine Methode vor, mit welcher grobe Hinweise für die maximalen Reichweiten von Eislawinenablagerungen gewonnen werden können. Bereits Heim (1922) erkannte einen Zusammenhang zwischen dem Volumen einer Sturzmasse und seiner Reichweite. Der Winkel zwischen der Horizontalen und der Geraden, die den höchsten Punkt der Ausbruchsnische mit den äussersten Ablagerungen verbindet, wird (nach Heim, 1932) als Fahrböschungswinkel = α (oder als Pauschalgefälle = $\tan \alpha \cdot 100[\%]$) bezeichnet. In Abbildung 13 ist das Pauschalgefälle von Eislawinen in Abhängigkeit vom Abbruchvolumen dargestellt (Alean, 1984). Da eine relativ grosse Streuung in den Datenpunkten besteht, hat Alean (1985b) die Pauschalgefälle mit Hilfe von Geländeparametern gruppiert und mit vier verschiedenen, statistisch bestimmten Schranken (A1, B1, C1, D1) abgegrenzt.

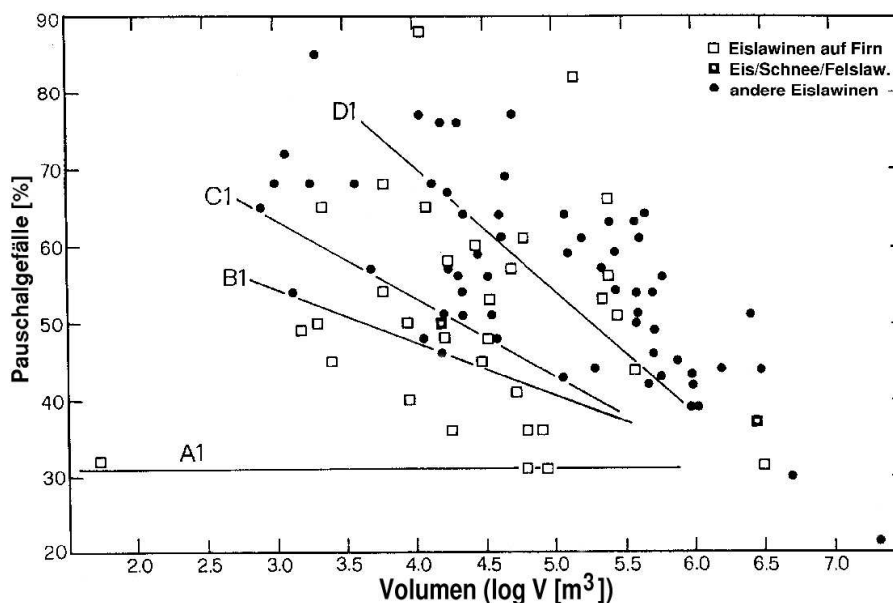


Abbildung 13: Gruppierung von Pauschalgefällen nach Alean (1984).

Jede Schranke bedeutet, dass von allen erfassten Lawinen nur jene ein kleineres Pauschalgefälle erreichten, die bestimmte Kriterien erfüllen (Tabelle 2). Die Gruppierung erfolgte anhand der Sturzbahnparameter F1, F2, L1 und Q. In Firngebieten mit wenig Spalten (F1) können kleine Volumina zu gleiten beginnen und grosse Reichweiten (L1) erreichen. Firngebiete mit vielen Spalten werden mit F2 bezeichnet. Mit dem Kriterium Q beschreibt Alean (1984) die Wölbung der Sturzbahn. Q ist der grösste Abstand der Sturzbahn von einer 50% ($\tan \alpha = 0.5$) geneigten Linie, die vom höchsten Anrisspunkt über die Lawinenbahn verläuft. Der Parameter Q korreliert positiv mit dem Pauschalgefälle. Je grösser Q ist, desto konkaver ist die Sturzbahn und desto grösser sind die Energieverluste durch (lawineninterne) turbulente Reibungen. Dementsprechend haben Lawinen, die über eine gleichmässig geneigte Sturzbahn fliessen, eine grössere Reichweite.

Bez.	Kriterien	Gültigkeitsbereich (V in m^3)	Geradengleichung der Schranke (V in m^3)
A1	$\log V > 6$	$\log V > 6$	$\tan \alpha = 0.31$
B1	F1 od. F2 (od. F1 + F2) > 6 L1 < 1100m; Q < 70m	$3.0 < \log V < 5.0$	$\tan \alpha = 0.754 - 0.0703 \cdot \log V$
C1	L1 < 1100m; Q < 100m	$3.0 < \log V < 5.0$	$\tan \alpha = 0.930 - 0.0998 \cdot \log V$
D1	L1 < 1500m; Q < 250m	$3.7 < \log V < 5.7$	$\tan \alpha = 1.327 - 0.1570 \cdot \log V$
E1	Grosse Terrassen, auch im obersten Bahndrittel.		

Tabelle 2: Reichweitenabschätzung mit gruppierten Pauschalgefällen (nach Alean, 1984).

Die Schranke A1 ist bei einem Pauschalgefälle von 31% volumeninvariant. Sie beschreibt die maximale Reichweite der in den Alpen bekannten Eislawinen. Sie steht vor allem für glatte Firnoberflächen. In erster Annäherung bzw. als Faustregel kann somit die dreifache Fallhöhe als die maximale Auslaufstrecke angenommen werden. Auf gering verspalteten Firnoberflächen (F1) können auch kleine Abbruchvolumen derart grosse Distanzen erreichen. Dies unter der Voraussetzung, dass die Firnoberfläche im Sommer der intensiven Sonneneinstrahlung ausgesetzt ist und sie den Eisschollen einen geringen Gleitreibungswiderstand entgegengesetzt (vgl. Mönch Süd und Feegletscher).

Die weiteren Schranken sind von der Grösse des Abbruchvolumens abhängig. Bei einer konkaven (Q) Sturzbahn beschleunigt sich die Lawine schneller. Dadurch verliert der Fliessanteil gegenüber dem Staubanteil der Eislawine an Bedeutung. Mit dem Pauschalgefälle werden ausschliesslich die Reichweiten der Ablagerungen in Beziehung zum Abbruchvolumen gesetzt. Bei Lawinen mit einem grossen Staubanteil sind diese Reichweiten geringer, jedoch werden die teilweise massiven Windkräfte ausserhalb des eigentlichen Ablagerungsgebiets nicht berücksichtigt. Bei der Abschätzung potentieller Gefahrenbereiche ist ferner zu berücksichtigen, dass sich beim Niedergang einer Eislawine im Winter eine kombinierte Eis-Schneelawine entwickeln kann. In diesem Fall werden entlang der Sturzbahn zusätzliche Schneemassen vom Eis mitgerissen, die Volumen und Reichweite vergrössern. Umgekehrt lösen sich Eisstürze vielfach in einzelnen Portionen, wodurch sich der Gefahrenbereich verringern kann.

Reichweitenabschätzungen mit der Pauschalgefällemethode sind teilweise mit sehr grossen Unsicherheiten verbunden. Sie eignen sich jedoch für eine übersichtsmässige Abschätzung potentieller Gefahrenbereiche. Mit dieser empirischen Methode kann anhand des geschätzten Abbruchvolumens die mögliche Gefährdung von Objekten erkannt werden. Für das detaillierte Ausscheiden von lokalen Gefahrenzonen ist diese Methode nicht mehr geeignet, und lawinendynamische Berechnungen werden notwendig (Funk and Margreth, 1999).

Literatur

- Aellen, M. (1995). Jährlich erfasste Gletscheränderungen in den Schweizer Alpen. In *Gletscher im ständigen Wandel*, pages 123–146, Zürich. SANW, vdf, Hochschulverlag AG.
- Alean, J. (1984). Untersuchungen über Entstehungsbedingungen und Reichweiten von Eislawinen. Mitteilung 74, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Alean, J. (1985a). Ice avalanche activity and mass balance of a high altitude hanging glacier in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 6:248–249.
- Alean, J. (1985b). Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach. *Journal of Glaciology*, 31(109):324–333.
- Clague, J. J. and Evans, S. G. (1994). Formation and failure of natural dams in the Canadian Cordillera. *Geological Survey of Canada*, 464.
- Clague, J. J. and Mathews, W. H. (1973). The magnitude of Jökulhlaups. *Journal of Glaciology*, 12(66):501–504.
- Evans, S. G. and Clague, J. J. (1993). Glacier-related hazards and climatic change. In Bras, R., editor, *The World at Risk: Natural Hazards and Climatic Change*, volume 277, pages 48–60. American Institute of Physics Conference Proceedings.
- Evans, S. G. and Clague, J. J. (1994). Recent Climatic Change and Catastrophic Geomorphic Processes in Mountain Environments. *Geomorphology*, 10:107–128.
- Flotron, A. (1977). Movement studies on hanging glaciers in relation with an ice avalanche. *Journal of Glaciology*, 19(81):671–672.
- Funk, M. (1995). Glaciologie appliquée en Suisse: Deux cas récemment traités: Grimsel-Ouest et glacier suspendu dans la face ouest de l'Eiger. In *Gletscher im ständigen Wandel*, pages 179–188, Zürich. SANW, vdf, Hochschulverlag AG.
- Funk, M. (1999). Eboulements de rochers et chutes de séracs sur le versant sud du massif du Mont Blanc. *Mont Blanc & Dintorni*, 8(16):49–52.
- Funk, M. and Margreth, S. (1999). Ice avalanches. In Minor, H. E., editor, *Disaster resilient infrastructure*, By order of: International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR), Geneva, Switzerland, pages 29–36. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Günter, A. (1971). Die kritische mittlere Sohlenschubspannung bei Geschiebemischungen unter Berücksichtigung der turbulenzbedingten Sohlenschubspannungsschwankungen. Mitteilung 3, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Haerberli, W. (1983). Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4:85–90.
- Haerberli, W., Alean, J. C., Müller, P., and Funk, M. (1989). Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 13:96–102.
- Haerberli, W., Käab, A., Hoelzle, M., Bösch, H., Funk, M., VonderMühl, D., and Keller, F. (1999). Eisschwund und Naturkatastrophen im Hochgebirge. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, Zürich. Schlussbericht NFP31,190 S., ISBN 3 7281 2617 9.

- Haerberli, W. and Naef, F. (1988). Murgänge im Hochgebirge. *Die Alpen, Zeitschrift des Schweizerischen Alpenclubs*, 64(4):331–343.
- Haerberli, W., Rickenmann, D., Zimmermann, M., and Roesli, U. (1990). Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: general concept and geophysical soundings. In *Proceedings of two Lausanne Symposia, Hydrology in Mountainous Regions. II. Artificial Reservoirs: Water and Slopes*, pages 303–310, Lausanne. IAHS Publication number 194.
- Haerberli, W., Wegmann, M., and Vonder Mühl, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 90(3):407–414.
- Haefeli, R. (1963). Note on the history of the Steingletscher Lake. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, 8(2):123–125.
- Haefeli, R. (1965). Note sur la classification, le mécanisme et le contrôle des avalanches de glaces et des crues glaciaires extraordinaires. In *Extrait de la publication de l'A.I.H.S no. 69*, pages 316–325, Davos. Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige.
- Heim, A. (1919–1922). *Geologie der Schweiz*. Tauchnitz, Leipzig.
- Heim, A. (1932). Bergsturz und Menschenleben. *Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, Jahrgang 77(20):218 Seiten.
- Iken, A. (1977). Movement of a large ice mass before breaking off. *Journal of Glaciology*, 19(81):565–605.
- Lüthi, M. (1994). Stabilität steiler Gletscher: Eine Studie über den Einfluss möglicher Klimaänderungen; Untersuchungen am Beispiel eines Hängegletschers in der Westflanke des Eigers, Diplomarbeit an der VAW/ETH-Zürich (unveröffentlicht).
- Lüthi, M. and Funk, M. (1997). Wie stabil ist der Hängegletscher am Eiger ? *Spektrum der Wissenschaft*, 5:21–24.
- Margreth, S. and Funk, M. (1999). Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches - two case studies from the Swiss and Italian Alps. *Cold Regions Science and Technology*, 30:159–173.
- Ott, B. (1985). Effets de voûte dans les glaciers. Mitteilung 80, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Pralong, A., Funk, M., and Lüthi, M. (2003). A description of crevasse formation using continuum damage mechanics. *Annals of Glaciology*, 37. (in press).
- Röthlisberger, H. (1974). Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. *Neue Zürcher Zeitung*, 196. Sonderdruck aus der Neuen Zürcher Zeitung vom 29. April 1974.
- Röthlisberger, H. (1977). Ice avalanches. *Journal of Glaciology*, 19(81):669–671.
- Röthlisberger, H. (1979). Glaziologische Arbeiten im Zusammenhang mit den Seeausbrüchen am Grubengletscher, Gemeinde Saas Balen (Wallis). Mitteilung 41, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Röthlisberger, H. (1981). Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen. In P. Kasser (Ed.), *Gletscher und Klima - glaciers et climat, Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil 1978*, pages 170–212. Birkhäuser Verlag Basel, Boston, Stuttgart.

- Röthlisberger, H. (1993). On the complexities of glacier hazards. In Grebner, D., editor, *Aktuelle Aspekte in der Hydrologie, Festschrift zum 60. Geburtstag von Herbert Lang*, volume 53 of *Zürcher Geographische Schriften*, pages 169–176. Geographisches Institut der ETH.
- Röthlisberger, H. (1999). Gletscherstürze und Eisabbrüche. In Oddson, B., editor, *ETH Nachdiplomkurs in angewandten Erdwissenschaften: "Naturgefahren: Instabile Hänge, Ursachen – Erfassung – Massnahmen"*, page 16, ETH Zürich.
- Schweizer, J. (1985). Untersuchung der Spannungs- und der Geschwindigkeitsverteilung eines steilen, am Bett festgefrorenen Gletschers. Diplomarbeit an der VAW/ETH-Zürich, (unveröffentlicht).
- Shields, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Bericht 87, Versuchsanstalt für Wasser- und Schiffbau, Berlin.
- Tognacca, C. (1999). Beitrag zur Untersuchung der Entstehungsmechanismen von Murgängen. Mitteilung 164, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Tufnell, L. (1984). *Glacier hazards*. Longman, London and New York.
- VAW (1997). Grandes Jorasses: Glacier Whymper, Rapport sur le problème des chutes de séracs. Expertise mandatée par la Région Autonome de la Vallée d'Aoste, (M. Funk, unveröffentlicht).
- Walder, J. and Costa, J. (1996). Outburst Floods from Glacier-Dammed Lakes: The Effect of Mode of Lake Drainage on Flood Magnitude. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21(8):701–723.
- Wegmann, M., Funk, M., Flotron, A., and Keusen, H. (2003). Movement studies to forecast the time of breaking off of ice and rock masses. In Zschau, J. and Küppers, A., editors, *Early Warning Systems for Natural Disasters Reduction*, pages 565–568 (chapter 5.25), Potsdam, Germany. Springer Verlag. GeoForschungsZentrum (GFZ).
- Wegmann, M., Gudmundsson, G. H., and Haerberli, W. (1998). Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers — thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9:23–33.
- Whittaker, J. and Jäggi, M. (1986). Blockschwellen. Mitteilung 91, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich.
- Williams, G. (1970). Manning formula – a misnomer? *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, 96(HY 1 and HY 9):193–200 and 1910–1914.