

Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen

Hans Röthlisberger

Birkhäuser Verlag

Sonderdruck aus dem
Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden
Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil

1978



Eislawinen und Ausbrüche von Gletscherseen

Hans Röthlisberger

Zusammenfassung

Drei Beispiele von Gletscherstürzen und zwei Seeausbrüche, die sich in den Walliser und Berner Alpen ereigneten, werden an Hand von historischen Unterlagen und neueren Beobachtungen und Erkenntnissen beschrieben. Ein besonderes Augenmerk ist auf die möglichen Ursachen gerichtet, wobei aus praktischen Erwägungen vor allem solche Faktoren interessieren, die Kriterien zur Beurteilung des Risikos abgeben und für zeitliche Prognosen in Frage kommen. Die Fälle Altels, Allalin und Weisshorn (Randa) verkörpern drei verschiedene Typen von Ereignissen, mit unterschiedlicher Eistemperatur, Konfiguration der Felsunterlage und Bewegungsart. Trotzdem lassen sich gemeinsame Züge feststellen. Die Gewölbeform der Anrissflächen bezeugt, wie wichtig die seitliche Abstützung bei Stabilitätsbetrachtungen ist. Eine progressive Geschwindigkeitszunahme tritt bei Bruchvorgängen auf und liefert eine brauchbare Basis für Prognosen. Bei den Seeausbrüchen erweisen sich der thermische Zustand an der Gletschersohle, die Wassertemperatur und die Widerstandsfähigkeit der Unterlage gegen Erosion nebst dem Stauvolumen als entscheidend für Ausmass und Verlauf des Hochwassers. In günstigen Fällen lässt sich die progressive Zunahme des Abflusses kurzfristig durch Extrapolation vorhersagen.

Résumé

Les cas de trois chutes de glaciers et de deux vidanges de lacs glaciaires survenues dans les Alpes valaisannes et bernoises sont présentés à l'aide de documents historiques et d'observations récentes. Une attention particulière est portée aux causes possibles de ces phénomènes, et pour des raisons pratiques, on

considère en premier lieu les facteurs permettant d'évaluer le risque et d'établir des prévisions. Les cas des glaciers de l'Altels, de l'Allalin et du Weisshorn (Randa) représentent trois différents types d'événements, qui se distinguent par la température de la glace, la configuration du lit rocheux et par la forme du mouvement; toutefois on remarque certaines analogies. La forme arquée des surfaces de rupture témoigne de l'importance qu'il faut accorder aux appuis latéraux lors de considérations sur la stabilité; l'augmentation progressive des vitesses, observée lors du processus de fragmentation, permet de fonder les prévisions sur une base relativement sûre. Dans les cas des vidanges de lacs, ce sont les conditions thermiques au lit du glacier, la température de l'eau ainsi que la friabilité de la moraine de fond ou des alluvions sous-jacents qui, en plus du volume de la retenue, déterminent l'importance et le déroulement de la crue. Par conditions favorables, il est possible de prédire à court terme par extrapolation l'accroissement progressif du débit.

Einleitung 170 - Eislawinen 171 (Altels 171, Randa 181, Allalingletscher 189) - Seeausbrüche 200 (Mauvoisin-Giétrogletscher 200, Grubengletscher-Saastal 203) - Schlussbemerkungen 208

Einleitung

Beim Thema der Eislawinen und Seeausbrüche denkt man unwillkürlich an grosse Katastrophen, die sich von jeher in vergletscherten Gebirgen zugetragen haben. Wasser, sei es in fester oder flüssiger Form, ist in der Höhe in einem Speicherraum zurückgehalten worden, der sich kurzfristig mit zerstörerischer Gewalt entleert. In einzelnen Fällen besteht darüber hinaus ein viel direkterer Zusammenhang zwischen Lawinen und See-

ausbrüchen. Im Rahmen der Tagung in Brig schien es gegeben, sich auf Beispiele aus der Nähe, d. h. aus den Walliser und angrenzenden Berner Alpen zu beschränken. Gerade aus dem Wallis sind zahlreiche Gletscherkatastrophen bekannt. Sie sind zu einem grossen Teil historisch belegt, teils in ausführlichen publizierten Darstellungen, teils nur im Archiv in Dokumenten, deren Aussagekraft und Dramatik den Publikationen in keiner Weise nachstehen.

Ausser den historischen Gegebenheiten wird im folgenden vor allem den praktischen Aspekten Beachtung geschenkt. Dies hängt mit der Tätigkeit des Autors an der VAW zusammen, wo Gletscherstürze und Wasserausbrüche seit Jahren aus glaziologischer Sicht untersucht werden und praktische Probleme im Auftragsverhältnis bearbeitet werden. Im vorliegenden Artikel vertritt der Autor zwar seine persönlichen Ansichten, doch wurde er bei der Datenbeschaffung und Ausarbeitung durch eine Reihe von Mitarbeitern unterstützt, die ihre Anregungen zur Erarbeitung von Konzepten beigesteuert haben; nicht zu vergessen ist dabei die wertvolle Zusammenarbeit mit andern Institutionen, spezialisier-

ten Firmen und vor allem den Auftraggebern. Ein grosser Teil der aufwendigen Untersuchungen sind vom Kanton Wallis und den betroffenen Gemeinden finanziert worden mit Subventionen des Bundes. In anderen Fällen trugen Kraftwerkgesellschaften die Kosten.

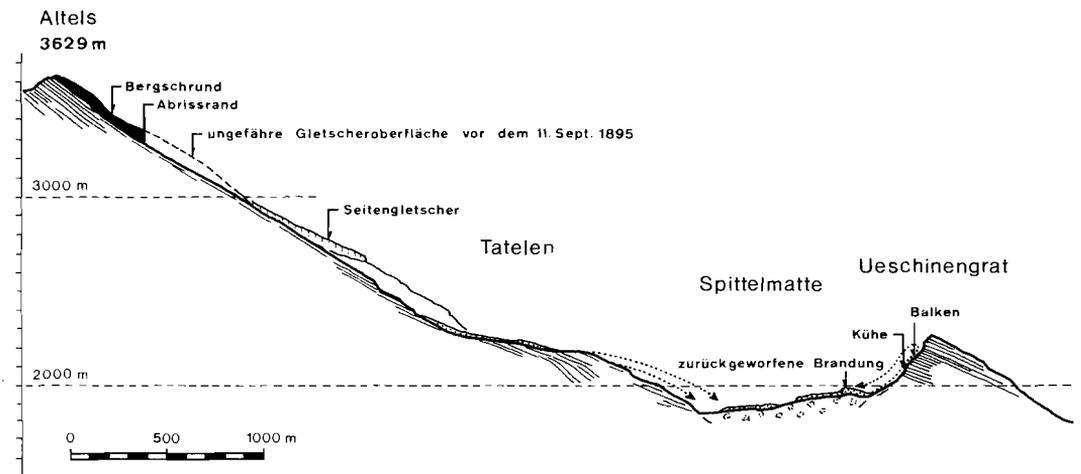
Eislawinen

Altels

Der Gletschersturz vom 11. September 1895

Kaum über einen anderen Gletschersturz liegen so vollständige Informationen vor wie über den an der Altels. Dies ist einer äusserst aufschlussreichen Schrift von Albert Heim (1895) zu verdanken, welche dieser unter Mitwirkung von L. Du Pasquier und F. A. Forel im Auftrag der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft unter dem unmittelbaren Eindruck des Ereignisses verfasst hat. Die Katastrophe hatte die Zeitgenossen tief beeindruckt. Wie in einer alten Sage stürzte 1895 am frühen Morgen des 11. September zwischen 4.45 Uhr und 5.15 Uhr eine gewaltige Eismasse vom vergletscherten Altelsgipfel unvermittelt auf eine fruchtbare Alp, wo

Abb. 1. Profil längs der Sturzbahn der Gletscherlawine vom 11. September 1895 an der Altels (nach Heim, 1895).



SE

NW

alles vernichtet wurde. Dies ereignete sich am damals viel benützten Passübergang der Gemmi, dem vor Eröffnung der Lötschbergbahn eine wesentlich grössere Bedeutung zukam als heute. Die unmittelbare akustische Auswirkung war so gewaltig, dass man im nahe gelegenen Wirtshaus von Schwarzenbach und auch noch in Kandersteg an ein Erdbeben dachte. Die dunkle Ausbruchsnische am Altelsgipfel war selbst vom Schwarzwald aus von blossem Auge zu sehen (Brückner 1895).

Sehr eindrücklich war die stark vom Zufall geprägte menschliche Tragödie. Sechs Menschen verloren ihr Leben nur zwei Tage bevor die Alp traditionsgemäss geräumt worden wäre; der Bergvogt und sein Begleiter waren nur gerade für diese eine Nacht zur Abrechnung zugegen. Andererseits übernachteten vier Waldarbeiter ausnahmsweise im Wirtshaus Schwarzenbach statt in einer Hütte der Spittelmatte, «weil sie sich am Abend des 10. einmal einen Trunk Wein gestatten wollten». Gross war auch die wirtschaftliche Not der betroffenen Familien, zum grössten Teil arme Walliser Bauern aus Leukerbad, Albinen, Inden, Leuk-Stadt und Varen: 158 Stück Grossvieh wurden erschlagen und ein grosser Teil des Ertrages des Sommers an Käse, Butter und Zieger war vernichtet.

Es lohnt sich immer wieder, die vielen von Heim zusammengetragenen und auf 63 Seiten lebendig geschilderten Einzelheiten sowie seine Darstellung und Analyse der Beobachtungen zu lesen. Wertvolle Ergänzungen und Berichtigungen finden sich bei Du Pasquier (1896). Im folgenden sind die wichtigsten Fakten und Daten zusammengestellt und soweit möglich in einen neuen Zusammenhang gebracht. Ein Teil von Heims Illustrationen ist im SVZ-Buch (1979) reproduziert.

Die Altels ist ein 3629 m hoher Gipfel in der Form einer dreiseitigen Pyramide. Die eine Seite besteht aus den mit 30° – 40° nach NW fallenden Schichtflächen des Hochgebirgskalkes (Malm). Sie ist im oberen Teil vergletschert, von hier erfolgte der Gletschersturz. Sein Volumen ist von Heim auf 4,5 Mill. m^3 , von Du Pasquier auf 3,8 Mill. m^3 und von Brückner auf 4 Mill. m^3 geschätzt worden, auf Grund der am Anriss vorhandenen Eisdicke und der etwas weniger genauen Rekonstruktion des Umrisses des abgestürzten

Gletscherlappens; die vertikal gemessene Eisdicke betrug im Scheitel 40 m, im Mittel etwa 25 m. Soweit sich die Volumenschätzung nachrechnen lässt, ist in der Literatur die vertikal im Raum gemessene Eisdicke, nicht die Schichtmächtigkeit verwendet worden, ohne dass dies ausdrücklich gesagt wird. In der Anrisswand war parallel geschichtetes Gletschereis, bestehend aus einer Wechsellagerung von Blaubändern (nach Du Pasquier zu $\frac{1}{10}$) und Schmutzschichten, oben Firneis und nur zu allererst Firnschnee zu erkennen. Mit Ausnahme eines gegenüber der Hauptlawine unbedeutenden Volumens von nachfliessendem Eis ist der Gletschersturz auf einmal abgestürzt.

Die Sturzhöhe betrug 1440 m zwischen dem Scheitel des Anrisses und dem tiefsten Punkt am Schwarzbach bei einem mittleren Gefälle von 27° . Die Geschwindigkeit beim Auftreffen auf dem Talboden muss gegen 120 m/s (430 km/h) erreicht haben (Heim, Brückner). Die Sturzbahn verlief im Grundriss fast gerade, wies aber im mittleren Teil eine merkliche Einschnürung auf. Im Längsprofil traten schon vor dem Erreichen des Talbodens erhebliche Neigungsänderungen auf, wie Abb. 1 zeigt. Die Lawine schoss über die nur 10° geneigte Terrasse von Tatenen wie über eine Sprungschanze hinaus und flog von hier durch die Luft bis zum Talboden, ohne den Fuss des Hanges zu berühren. Sie überquerte den Talboden und brandete am gegenüberliegenden Ueschinengrat bis wenigstens 320 m hoch hinauf. Der Winkel zwischen dem Scheitel des Anrisses und der Kulmination am Gegenhang, von Heim als Fahrböschung bezeichnet (Hsü 1975, 1978), betrug $\alpha = 15,7^{\circ}$, was einem Reibungskoeffizienten von $\tan \alpha = 0,28$ entspricht. Bei Gesteinsmassen von vergleichbarem Volumen ist der Reibungskoeffizient rund 50% grösser. Wegen der grossen Steilheit des Gegenhangs erfolgte ein Rückströmen des Eises in Form einer zurückgeworfenen Brandungswelle, die sich der Primärlawine, die unterdessen zum Stillstand gekommen war, auflagerte. Die Primärlawine wies eine einheitliche Mächtigkeit von etwa 3–7 m, im Mittel 5 m auf und bedeckte eine Fläche von rund 1 km^2 . Mit dem längs der Sturzbahn und auf den Bändern des Ueschinengrates abgelagerten Eis ergab sich in Heim's Schätzung ein

Volumen von 5,5 Mill. m³, was unter Berücksichtigung der Auflockerung mit den 4,5 Mill. m³ des Herkunftsorts etwa übereinstimmt.

Beim Sturz ist das Eis weitgehend zertrümmert und zermalmt worden. Die Mehrzahl der Eistrümmer erreichte kaum noch Faustgrösse, dazwischen lagen viele bis kopfgrosse Eisblöcke, aber nur selten solche von einem halben Meter Durchmesser oder mehr. Die grösstenteils gerundeten Eistrümmer machten nur etwa die Hälfte der als Eiskonglomerat abgelagerten Masse aus, der Rest war feinkörnige Grundmasse aus Firn- und Eispulver. Lockeres Gestein war in der Sturzbahn nur lokal vorhanden, so dass im Eiskonglomerat nur wenige Prozent Gesteinstrümmer und Gesteinsstaub eingeschlossen waren. Trotzdem machte die Lawine schon nach kurzer Zeit einen höchst schmutzigen Eindruck.

Rund um die eigentliche Lawine schied Heim eine Zone aus, die er als «Spritzzone» bezeichnete (SVZ 1979, 132, Abb. 5). Er charakterisierte sie so, dass hierher das Eiskonglomerat nicht mehr geströmt, sondern geblasen worden sei. In diesem Gebiet bemerkte man die Wirkung einer ausserordentlich starken Luftströmung, die von einem Zentrum am Fuss des Sturzhangs ausging, also von der Stelle, die unterhalb Taten von der Lawine übersprungen worden war. Offenbar war die Luft komprimiert und mit hoher Geschwindigkeit radial nach aussen geblasen worden. Besonders aufschlussreich war der Windwurf im Arvenwald, wo die Stämme in der Windrichtung ausgerichtet am Boden lagen. Am nächsten beim Lawinenrand waren sie abgeschlagen, weiter aussen mehrheitlich entwurzelt. Stämme, Äste und Wurzeln waren an der dem Wind zugekehrten Seite vollständig geschält. Auch die Hütten der Spittelmatte, in denen 4 der 6 Opfer den Tod gefunden hatten, waren nicht von der Lawine zugedeckt, sondern allein durch den Windschlag zerstört worden. Sie hatten 250 m ausserhalb des eigentlichen Lawinenrandes gestanden und «waren bis auf den Grund in einzelne Balken und Bretter aufgelöst und auf einen Strich von 100-150 m Länge gegen SW an den Hügel hinauf zerstreut, vermischt mit Eisstaub, Schmutz und Körperteilen» (Heim). Die Spritzzone war vollständig von Schneestaub überkleistert

und mit Eisstücken übersät, die zusammen mit einigen Steinen an der Unterseite der Lawine weggeblasen worden waren. Ebenfalls an der Front der Lawine war der Windschlag wirksam, waren doch einzelne Rinder am Ueschinengrat emporgewirbelt worden. Für manche Tiere ergab sich eine Wurfdistanz von 500-1000 m und eine Wurfhöhe von 250-350 m. Daraus ist auf eine Windgeschwindigkeit von 50-60 m/s geschlossen worden. Die Tierleichen rollten auf dem steilen Hang wieder bergab und kamen so auf die Lawinenoberfläche zu liegen. Holzstücke und Malmkalksplinter wurden auf dem Ueschinengrat 440 m über dem Talgrund gefunden.

Der Gletschersturz von 1782

Bereits 1782 hatte sich eine ähnliche Katastrophe ereignet wie 1895. Sie war offenbar fast in Vergessenheit geraten, die Erinnerung wurde dann aber bei der Wiederholung des Gletschersturzes nach wenig mehr als hundert Jahren wieder wach. Bei der Katastrophe von 1782 kamen vier Personen und gegen 100 Haustiere ums Leben. Als Datum wird in den Archiven sowohl der 17. wie der 18. August genannt, über die Lawine selbst steht nichts. Mit Sicherheit lässt sich dagegen feststellen, dass ein Teil des alten Waldes erst 1895 niedergelegt wurde. Ob dies einer gegenüber 1872 grösseren Absturzkubatur zuzuschreiben ist, oder ob sich die Spritzzone 1895 weiter nach aussen erstreckte, weil ein Teil des Waldes bereits 1872 zerstört worden war, ist ungewiss.

Zeitgenössische Meinungen über die Ursachen der Gletscherstürze an der Altels

Die Katastrophe von 1895 wurde nicht nur in vielen Artikeln in der Tagespresse behandelt; auch in der Fachliteratur erfuhr das Ereignis grosse Beachtung, wobei die Frage nach den Gründen von einzelnen Autoren unterschiedlich beantwortet wurde. Weit verbreitet war die Vermutung, dass der warme Sommer eine Rolle gespielt hatte. Brückner (1895) nannte die Wirkung der hohen Temperaturen auf dem Umweg über das Schmelzwasser. Er schrieb: «Die starke Abschmelzung erweiterte die Klüfte und minderte so die Kohäsion des Gletscherkörpers;

andererseits unterwuschen die abströmenden Schmelzwasser den Gletscher und verringerten die Adhäsion an dem Gletscherboden». Martel (1895) dachte sogar an eine eventuelle Parallele zur Katastrophe von St. Gervais, wo der Ausbruch einer Wassertasche am Glacier de Tête Rousse am 12. Juli 1892 einen gewaltigen Murgang bewirkt hatte, durch den mehrere Weiler und die Bäder von St. Gervais zerstört worden waren (Mougin und Bernard 1922). Heim (1895) und Du Pasquier (1896) nahmen dagegen einen trockenen Bruch an ohne Einwirkung von Wasser. Für sie bestand kein Zweifel, dass der Altelsgletscher normalerweise an der Felsunterlage festgefroren war. Als wichtigstes Argument führten sie die Beobachtung an, dass das Felsbett dort, wo es beim Gletschersturz freigelegt worden war, keine Karsterscheinungen aufwies, im Gegensatz zur Kalkoberfläche unterhalb des Gletschers. Auch fehlte jede Spur von Moräne oder Gletscherschliff. Als Ursache für den Bruch nahmen beide eine allgemeine Erwärmung im Berginnern an, so dass sich unter dem Gletscher die Schmelzpunkt-Isotherme vom Fels an die Gletschersohle verschob. Diese entspricht annähernd der 0°-Isotherme, korrigiert um die Schmelzpunktniedrigung infolge Druck und Salzgehalt der wässrigen Lösung. Forel (1895) und Heim machten die hohen Sommertemperaturen des Katastrophenjahres und der Vorjahre für die Erwärmung verantwortlich, wobei Heim annahm, dass die Wärme wenigstens zum Teil durch Schmelzwasser aus der Süd- und Ostflanke der Altels zugeführt wurde, d. h. durch Wasser, das sich an der Sonne stark erwärmt hatte und längs der Schichtflächen und Klüfte des Malmkalks im Berg versickerte. Stärkstes Argument für die entscheidende Bedeutung des Klimas weniger Jahre war der Umstand, dass auch 1782 dem Gletschersturz längere Wärmeperioden vorausgegangen und überdies die Vorjahre durch relativ warme Sommer gekennzeichnet waren. Wie im Fall Altels hatte Forel auch für andere Gletscherkatastrophen eine Tendenz zur Wiederholung festgestellt. Er schrieb darüber: «Une catastrophe se reproduit plus ou moins fréquemment avec plus ou moins d'intensité, d'une manière plus ou moins désastreuse, mais toujours avec les mêmes caractères généraux. Cela provient incontestable-

ment du renouvellement continu du glacier. Le glacier se détruit sans cesse par fonte de son extrémité terminale ou par éboulement de son front; mais il se reconstruit sans cesse aussi par apport de nouvelles masses descendues de ses hauts névés. Ces masses, coulant toujours dans le même vallon, retrouvent les mêmes conditions qui, lorsqu'elles coïncident, occasionnent de nouveau la catastrophe.» Im Falle Altels glaubten Forel und Heim vorerst, aus der Wiederholung von Gletschersturz und vorausgehendem Witterungscharakter von der Wirkung auf die Ursache schliessen zu können. Du Pasquier wies aber darauf hin, dass eine Hebung der Geoisotherme durch Wärmeleitung von aussen in der beschränkten Zeit von drei Jahren nicht in Frage kommen konnte, und dass eine Erwärmung mittels Infiltration im Fels sehr unwahrscheinlich war. Er vermutete vielmehr eine längerfristige Gletscheränderung als Ursache der Katastrophe.

Er konnte an Hand von Fotos aus den Jahren 1881, 1887, 1893 und 1895 zeigen, dass der Gletscher bis 1893 beträchtlich vorgestossen war. Die Foto von 1895 liess dann wieder einen geringfügigen Rückzug erkennen, aber bei einer verdickten Stirn. Ein einheimischer Bergführer sprach sogar von der Tropfenform des Gletschers, dessen Ende in den letzten Jahren vor dem Absturz hoch gewölbt und «wie überhängend» gewesen sei (vgl. Abb. 3). Gemäss der ersten topographischen Aufnahme von 1841 reichte indessen der Altelsgletscher damals viel weiter hinab als anlässlich der Revision von 1881/82, oder auch 1893. Du Pasquier schrieb den Vorstoss von 1881-93, neben dem in der Altels-Balmhorngruppe zumindest zwischen 1889 und 1895 eine Ausaperung der Gräte und Gipfel einherging, der Gletscherbewegung und nicht einer verstärkten Akkumulation zu. Den Grund für die verstärkte Flussbewegung vermutete er in einer Verminderung der Viskosität des Eises infolge erhöhter Temperatur. In der dabei erfolgten Massenverlagerung sah er eine weitere Erklärung für den Gletschersturz, indem das Gewicht des Gletschers in der Stirnregion zunahm, ohne dass eine entsprechende Verdickung im rückwärtigen Teil erfolgte, wodurch hier die Zugfestigkeit überschritten wurde. Ob darin die Hauptursache für den Gletschersturz zu suchen war, oder gemäss der Vorstellung von

Heim in einem Temperaturanstieg an der Gletschersohle, oder ob beide Faktoren gleichzeitig wirkten, blieb eine offene Frage (Forel et Du Pasquier 1896). Die Hebung der Geoisotherme schien nicht unwahrscheinlich, wenn als Ursache dafür statt der unmittelbar vorausgehenden Jahre eine längerfristige Klimaschwankung, d. h. eine langsame Erwärmung, zumindest seit 1881, angesehen wurde. Dieser Ansicht Du Pasquiers schloss sich später auch Heim an (Du Pasquier 1896). Sowohl Heim wie Du Pasquier waren von der fast idealen Gewölbeform des Anrisses beeindruckt, die als Abbild der Spannungsverhältnisse zur Zeit des Bruchs gedeutet wurde. Heim legte die Annahme, dass der Anriss in einer Fläche erfolgte, die senkrecht zur Hauptspannungsrichtung verlief, der Ermittlung der Adhäsion an der Sohle (resp. der Sohlenreibung) im Vergleich zur Kohäsionskraft am Anriss zu Grunde. Du Pasquier seinerseits fragte sich, weshalb das Gewölbe über dem Anriss stehen blieb. Er sah die Antwort in den intakten Widerlagern rechtsseitig am Grat (Verbindungsgrat Tattishorn-Altels) und am Gletscher auf der Gasternseite der Altels, linksseitig an der Felsstufe, welche den Altelsseitengletscher nach SW begrenzt (Forel et Du Pasquier 1896).

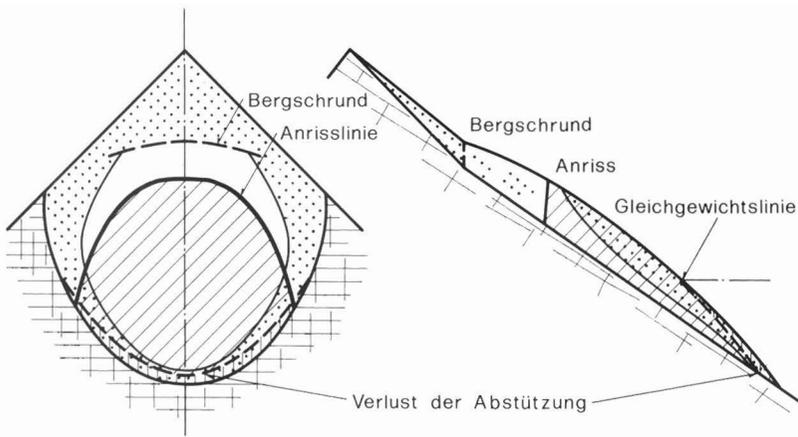
Heutige Beurteilung der Gletscherstürze an der Altels

Die von Heim (1895) und Du Pasquier (1896) genannten wahrscheinlichsten Ursachen für die Gletscherstürze, nämlich die Erwärmung der Gletschersohle und die Massenverteilung resp. Massenumlagerung, sind auch in heutiger Sicht die wichtigsten Faktoren, die zur Instabilität des Altelsgletschers geführt haben. Im Detail ergeben sich allerdings noch viele Fragen.

In bezug auf die Temperatur ist nicht klar, von welchen Vorstellungen Heim und Du Pasquier ausgingen. Auf der einen Seite schrieben sie von einem «trockenen» Ereignis, bei dem kein Wasser aufgetreten sei, auf der anderen Seite massen sie der Erwärmung grosse Bedeutung zu. Damit sich aber letztere voll auswirken konnte, musste es wohl doch zur Schmelzung von Eis an der Sohle gekommen sein. In der heutigen Terminologie geht es um die Frage, ob die Temperatur

des Eises am Schmelzpunkt lag, d. h. ob es sich um temperiertes (im allgemeinen leicht wasserhaltiges) oder um kaltes Eis gehandelt hat. Da sich das Eis beim Absturz fast vollständig vom Fels löste (Abb. 4 lässt dies wegen Neuschnee nicht so deutlich erkennen wie Abb. 3 in SVZ, 1979, 132), kann mit grosser Wahrscheinlichkeit auf temperiertes Eis geschlossen werden. Genau genommen ist auch ein Grenzfall möglich mit temperierter Felsoberfläche und ganz wenig unter dem Gefrierpunkt liegender Eistemperatur, resp. sehr kleinem Temperaturgradienten im Eis. Sowohl in diesem wie im Fall von temperiertem Eis führt die zufließende geothermische Wärme zum Schmelzen. Das von Heim und Du Pasquier angeführte Fehlen von Karsterscheinungen ist kein Beweis gegen das Vorkommen von Wasser. Einmal brauchen die Schmelzbedingungen nicht von sehr langer Dauer gewesen zu sein, und ferner zeigen beim Gletscherrückgang im Vorfeld freigelegte Kalkfelsen häufiger charakteristische Kalkverkrustungen als Lösungerscheinungen.

Die Annahme von temperiertem Eis oder zumindest einer nassen, temperierten Gletschersohle steht auch mit allgemeineren Überlegungen nicht im Widerspruch. Nach Haeberli (1976) ist in 10 bis 20 m Tiefe zwischen 3000 und 3300 m ü. M. im Akkumulationsgebiet von Talgletschern mit temperiertem Eis, auf Gipfeln und Gratkalotten mit Temperaturen von rund -1°C zu rechnen, im Ablationsgebiet mit tieferen Temperaturen. Für die Flankenvergletscherung der Altels lässt sich daraus nicht mit Sicherheit auf die Temperatur schliessen, doch ist anzunehmen, dass sich mindestens zeitweise temperiertes Eis bilden konnte. Wie man sich die Temperaturverteilung im letzten Jahrhundert etwa vorzustellen hat, ist in Abbildung 2 schematisch dargestellt. Das Längsprofil rechts zeigt die Verhältnisse im Gletscherinneren. Oberhalb des Bergschrundens liegt die Eistemperatur unter dem Gefrierpunkt, unterhalb ist infolge starker Durchnässung des Schnees im flachsten Teil des Akkumulationsgebietes vorwiegend mit temperiertem Firn und Eis zu rechnen. Weiter unten im Ablationsgebiet (das an der Altels vermutlich wegen starker Winderosion in auffallend grosser Meereshöhe liegt) befindet sich wieder kaltes Eis, da sich der Gletscher wegen



Grundriss

- Gletscher angefroren
- Sohle am Schmelzpunkt
- Abgeschmolzene Zone
- Abbruchgebiet
- Unvergletschert

Längsprofil

- Kaltes Eis
- Temperiertes Eis
- Schmelzverlust
- Sturzmasse
- Fels

Abb. 2. Schema der mutmasslichen thermischen Verhältnisse an der Sohle und im Innern des Altelsgletschers vor dem Gletschersturz.



Abb. 3. Altels (l) und Rinderhorn (r) 10 Monate vor dem Gletschersturz (Foto P. Montandon vom 25. November 1894, vom Engstliggrat, 2665 m ü. M. aus; Archiv des Alpenin Museums Bern).

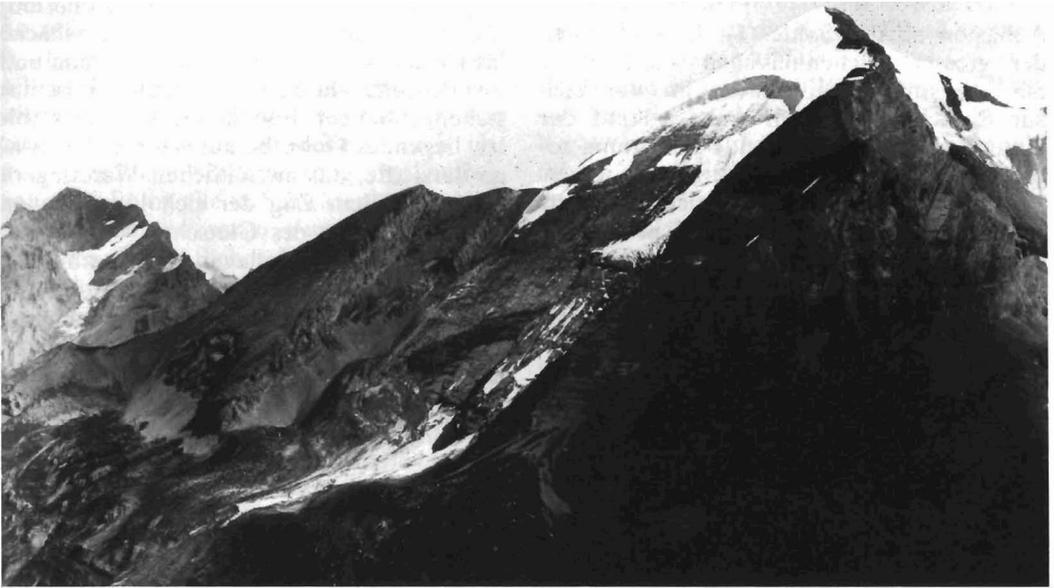


Abb. 4. Doldenhorn (l), Tatlishorn und Altels (r) 4 Tage nach dem Gletschersturz (Foto P. Montandon vom 15. September 1895 von der Weissen Fluh, 2471 m ü. M. aus; Archiv des Alpenen Museums Bern).

geringer Schneebedeckung während der kalten Jahreszeit stark abkühlt. Die Gletscherstirn ist deshalb am Fels angefroren. Die linke Hälfte der Abbildung zeigt die Verhältnisse im Grundriss: Der Gletscher ist am Rand angefroren, die Kernpartie dagegen ist temperiert. In Übereinstimmung mit diesem Schema lässt sich auf einer Foto vom Herbst vor dem Sturz (Abb.3) erkennen, dass bei noch geringer Schneehöhe der flache Gletscherabschnitt beim Bergschrund bereits eine isolierende Schneebedeckung aufwies im Gegensatz zum steileren Gebiet vor allem weiter unten links. Noch aufschlussreicher ist Abbildung 4 aus der Zeit nach dem Absturz. Am unteren Rand des Abbruchgebietes sind weiße Flecken zu erkennen, die sich als Relikte einer angefrorenen Zone deuten lassen. Es könnte sich auch um Eisschutt anlagerte, doch ist auf einer anderen Archiv-Aufnahme mit ziemlicher Sicherheit Gletschereis zu erkennen. Die angefrorene Zone lag unmittelbar vor der auf Abbildung 3 erkennbaren wulstartigen Verdickung der

Gletscherstirn. Der teilweise Abbau der angefrorenen Stirnzone im warmen Sommer 1895 könnte den Gletschersturz ausgelöst haben, entsprechend dem Schema von Abbildung 2. Es sind aber weitere Faktoren zu berücksichtigen, die nachfolgend einzeln dis-

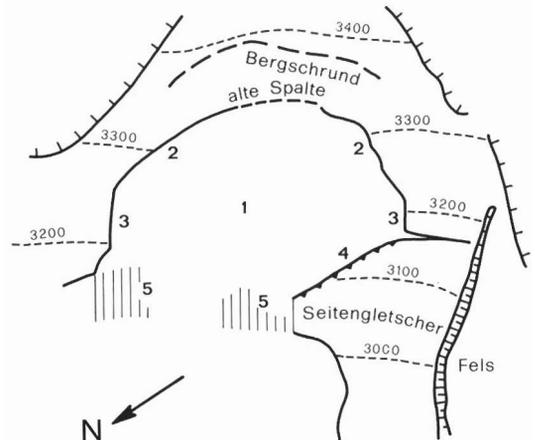


Abb. 5. Schema der stabilisierenden Kräfte vor dem Gletschersturz; 1 = Sohlenreibung (Adhäsion), 2 = Zugfestigkeit an der Anrissfläche (Kohäsion); 3 = Scherfestigkeit an den seitlichen Widerlagern; 4 = Abstützung am Seitengletscher; 5 = Abstützung auf angefrorenen Randpartien.

kutiert werden. Die Ziffern beziehen sich auf Abbildung 5.

Adhäsion an der Sohle (1): In Anbetracht der grossen flächenmässigen Ausdehnung des abgestürzten Eisschildes im Vergleich zur Eisdicke muss dem Anhaften auf der Unterlage eine entscheidende Bedeutung zugekommen sein. Dabei kann es sich wegen der temperierten Grenzfläche nicht um einen statischen Ruhezustand gehandelt haben. Vielmehr wird der Gletscher eine beschränkte Gleitbewegung ausgeführt haben. Diese kann pro Jahr höchstens wenige Meter betragen haben, entsprechend etwa der Erweiterung des Bergschrundes und darunterliegender Spalten im selben Zeitraum (vgl. Abb. 4). Für eine Schubspannung von 0,9 bis 1,5 bar, die sich bei Annahme eines mittleren Gefälles von 35°, einer mittleren Dichte von 800 kg/m³ und einer vertikal gemessenen Gletscherdicke von 25 bis 40 m ergibt, liegt eine derart geringe Gleitgeschwindigkeit nach Kamb (1970) zwar innerhalb des Bereichs beobachteter Werte von wenigen Metern bis über hundert Meter pro Jahr, setzt aber eine grosse Rauigkeit voraus, die auf den glatten Schichtflächen der Malmkalke an der Altels kaum vorhanden sein konnte. Offenbar muss die Bewegung vor dem Absturz durch weitere am Rand wirkende Kräfte behindert gewesen sein. Den Verlust der Stabilität an einer Auflagefläche hat man sich so vorzustellen, dass sich bei Beschleunigung hinter Unebenheiten neue Kavernen bilden und bereits vorhandene vergrössern. Dies ist gleichbedeutend mit einer Herabsetzung der Rauigkeit (Lliboutry 1968), die sich besonders stark auswirkt bei dachziegelartiger Schichtung der Felsunterlage wie an der Altels. Überdies wächst beim Anwachsen der Kavernen der Druck auf den verbleibenden Auflageflächen, was zu Druckschmelzung führt, der vor allem dann grosse Bedeutung zukommen dürfte, wenn nur die Grenzfläche temperiert, das Eis selbst aber kalt ist. Es ist also durchaus denkbar, dass sich die Beschleunigungsphase an der Altels auf eine kurze Zeitspanne beschränkte, so dass dem Gletscher in den Wochen oder Tagen, die dem Gletschersturz vorangingen, nichts anzusehen war. Allgemein lässt sich feststellen, dass dort, wo temperierte Gletscher über einer Felsstufe abbrechen, das Gletscherbett

ein Gefälle zwischen 30 und 40° aufweist wie an der Altels.

Zugkräfte an der Anrissfläche (Kohäsion) (2): Die ideale Bogenform der Anrissfläche lässt sich in Übereinstimmung mit Heim und Du Pasquier am besten so deuten, dass das stehengebliebene Eis ein mechanisch stabiles, liegendes Gewölbe auf schiefer Unterlage darstellte, das an seitlichen Widerlagern abgestützt dem Zug der sich losreisenden zentralen Masse des Gletschers widerstand. Als nördliches Widerlager kommt am ehesten am Fels angefrorenes Eis in Frage, im Süden die auch von Du Pasquier genannte Felsbegrenzung. Der Anriss ist als frisch entstanden beschrieben worden, mit Ausnahme eines Abschnitts von 60 bis 80 m Länge, der im Scheitel des Bogens mit einer bereits vorhandenen horizontal verlaufenden älteren Spalte zusammenfiel. Weiter unten wurden weitere parallel liegende Spalten an den Schenkeln des Bogens schiefwinklig geschnitten (SVZ 1979, 132, Abb. 3). Diese Spalten waren zur Zeit des Abbruchs nur bis zu einer geringen Tiefe offen, so dass sie mit der Deutung des Bogens als Linie maximaler Druckspannung nur bedingt in einem Widerspruch stehen. Immerhin zeigen sie deutlich, dass die Kräfteverteilung langfristig von derjenigen beim Abbruch verschieden war. Mutmasslich erfolgte der Zugbruch sehr kurzfristig.

Abscherung an den Flanken (3): Seitlich endete der Anrissbogen unter 45° an den stehengebliebenen Widerlagern, die in der Fallinie an vertikaler Fläche durchgeschert wurden (vgl. Abb. 4). Diese Abscherung ist sehr wahrscheinlich im gleichen Augenblick erfolgt wie der Zugbruch am Anrissbogen.

Südliche Abstützung am Seitengletscher (4): Am Süden der Abbruchnische hat sich das abstürzende Eis an einer Stelle über den Altelsseitengletscher aufgeschoben, wo sich bereits lange vor dem Gletschersturz eine Spalte geöffnet hatte (Abb. 3). Nach Du Pasquier war nach dem Absturz auf 3150 m ü. M. eine grosse Spalte vorhanden, an der sich die Zunge des Seitengletschers abgetrennt hatte. Die Annahme liegt nahe, dass eine Gleitverschiebung (Rutschung) des Seitengletschers zum Verlust des südlichen Widerlagers geführt hat und dadurch den Absturz der Hauptmasse einleitete. Eine starke Bewegung des Altelsseitengletschers ist seit

1895 verschiedentlich beobachtet worden, u.a. 1927/28 eine solche von 25–35 m/Jahr (Jenny 1928).

Abstützung am angefrorenen untern Rand (5): Es ist möglich, dass der bereits erwähnte Abbau der angefrorenen Randzone ein wesentlicher Faktor beim Gletschersturz war (Abb.2). Vermutlich handelte es sich um starke randliche Abschmelzung. Da Du Pasquier auf Fotos, die in Schwarzenbach aufgenommen worden waren, zwischen 1893 und 1895 einen deutlichen Gletscherrückgang feststellen konnte, muss dieser mehr als nur wenige Meter betragen haben. Eine Abschmelzung von einigen Metern pro Jahr auf 3100 m Meereshöhe ist zwar ungewöhnlich, doch ist in Betracht zu ziehen, dass an der Altels das Lokalklima eher durch die ausgedehnten Kalkflächen der Bergflanke als durch den kleinen Eisschild des Gipfels bestimmt sein dürfte, so dass überdurchschnittliche Schmelzbeträge in einem warmen Sommer gut denkbar sind. Daneben könnte sich auch die steile Gletscherstirn, eventuell an der Basis wasserhaltiges Eis führend, am Übergang zur angefrorenen Zone abgesichert haben. Die Grenze von temperierter Grenzfläche zu angefrorenem Eis stellt auf jeden Fall eine starke Störung dar, die zu einer Abscherung prädestiniert ist (Hutter und Olunloyo, im Druck).

Die obigen Diskussionen zeigen, dass es beim Absturz an vielen Stellen zum Bruch kam. Die Kräfte, die vorher das Gleichgewicht aufrecht erhalten hatten, griffen z.T. an weit auseinanderliegenden Stellen an und traten über grosse Flächen verteilt auf. Daraus lässt sich die grosse Ausdehnung der Abbruchnische und damit das grosse Volumen der Gletscherlawine erklären. Eine weitere Voraussetzung für das Ausmass der Lawine war selbstverständlich eine entsprechende Massenverteilung. In diesem Zusammenhang ist auf eine enge Beziehung zwischen dieser und der Temperatur hinzuweisen, ist doch z.B. die Ausdehnung der angefrorenen Zone im Schema der Abb.2 nicht zuletzt von der Eisdicke im Längsprofil abhängig. Umgekehrt hängt die Massenverlagerung, die zusammen mit den klimatischen Faktoren zu neuen Massenverteilungen führt, direkt von der Temperatur ab, worauf schon Du Pasquier hingewiesen hat. Er hat sicher richtig gesehen, dass ausser den un-

mittelbar vorausgehenden meteorologischen Faktoren eine langfristige Entwicklung zur kritischen Temperatur- und Massenverteilung geführt hatte, die für den Gletschersturz die Voraussetzung bildete.

Ergänzend ist noch die Bedeutung des Wassers zu erwähnen. Dieses konnte kaum als Karstwasser zur Erwärmung der Felssohle führen, wie Heim vermutete, ist doch auch in der Südwand im Fels ausserhalb des vergletscherten Gebietes verbreitet mit undurchlässigem Permafrost zu rechnen (mündliche Mitteilung W. Haerberli). Dagegen kann ein Teil des oberflächlichen Schmelzwassers durch den Bergschrund und die anderen Spalten zur Gletschersohle gelangt sein und dort zumindest die Temperaturverteilung beeinflusst haben. Für eine direkte aktive Rolle des Wassers beim Bruch, was nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden kann, vgl. den Fall Allalin, bestand kein Hinweis, es sei denn, man deute den Zeitpunkt des Ereignisses am Ende einer Föhnacht (mit Regen?) in diesem Sinn.

Bei einer ersten Betrachtung erweckt der Fall Altels mit seiner einfachen Geometrie leicht den Eindruck, dass es sich um ein durchschaubares Ereignis handle, das die Grundlage für eine quantitative gletschermechanische Analyse ohne weiteres herbeigebe. Schon die qualitative Überprüfung hat aber gezeigt, dass selbst in diesem einfachen Fall ein komplexes Ineinandergreifen verschiedener Prozesse vorliegt und verschiedenartige Kräfte auftreten, deren Wechselwirkungen sich nicht leicht trennen lassen. Zusammenfassend sei trotzdem skizziert, welche Vorgänge wohl am ehesten zum Gletschersturz geführt haben: Die Vorbedingung dürfte eine kritische Eismächtigkeit gepaart mit temperierter Eissohle von grosser Ausdehnung geschaffen haben. Hinzu kam der Verlust der Abstützung am untern Rand des Eisschildes durch Abscherung und Eisbewegung und, möglicherweise als letztes auslösendes Moment, der Verlust des linksseitigen Widerlagers wegen einsetzender Gleitbewegung des Seitengletschers.

Zur Ausbreitung der Lawine im Ablageungsgebiet

Bei Heim finden sich noch folgende quantitative Angaben über die Altels-Lawine: Bis

zum Talboden wurde etwa die Hälfte der potentiellen Energie durch Reibung verbraucht, die andere Hälfte ging in kinetische Energie über. Schätzungsweise wurden davon etwa 20% zum Aufsteigen der Lawine am Gegenhang wieder aufgebraucht, während zur Überwindung von Reibungswiderständen, wesentlich vermehrt durch die Richtungsänderung aufwärts um ca. 35°, etwa 40 bis 60% nötig waren. Zur Erzeugung des Windschlages blieb in der Rechnung als Rest rund 20 bis 40%. Die Energie, die zur Zerkleinerung des Eises nötig war, sowie die innere Reibung wurden als vernachlässigbar erachtet. Auf Grund des Windschlages wurde in der Spritzzone die Windgeschwindigkeit, die auf eine Distanz von einigen hundert Metern herrschte, auf 60 m/s geschätzt, und es wurde gefolgert, dass die Luft unter der Lawine auf 1 Atmosphäre Überdruck hatte komprimiert werden müssen, um entsprechend beschleunigt zu werden.

Ohne auf die Lawindynamik näher einzugehen, seien zwei Aspekte herausgegriffen, die bei der Gletscherlawine der Alts besonders auffallen. Es sind dies die starke Zertrümmerung der abgestürzten Eismasse und deren gleichmässige Verteilung über eine grosse Fläche.

Das abgelagerte Eiskonglomerat bestand nach Heim rund zur Hälfte aus feinem Eismehl. Eine ansehnliche Menge von Eisstaub muss überdies – abgesehen von dem in der Spritzzone abgelagerten Anteil – in die Luft hinausgewirbelt und über grössere Distanz hinweg verteilt worden sein, ist doch sowohl auf der Ueschinenalp wie bei Kandersteg kalter Regen aus klarem Himmel gefallen. Bei der Zerkleinerung des Eises zu Staub haben ausser der gegenseitigen mahelnden Wirkung der Eistrümmer möglicherweise die elastischen Wellen eine Rolle gespielt, die nicht nur die weitherum gehörte akustische Wirkung in der Luft hatten, sondern sich auch im Innern der Eistrümmer ausbreiteten und wohl örtlich eine genügende Intensität zur Materialzertrümmerung aufwiesen.

Die gleichmässige Ausbreitung der Masse im Ablagerungsgebiet ist ein Phänomen, das auch von grossen Schneelawinen und Bergstürzen bekannt ist und durch die dynamische Kopplung innerhalb der bewegten Materie erklärt wird. Darunter wird bei Sturzmassen mit grösseren Festbestandteilen die

Energieübertragung durch Stoss von einem Brocken zum andern verstanden. Trotzdem ist es erstaunlich, dass die grosse Eismasse, die mit ziemlich einheitlicher Geschwindigkeit nach einem Sprung durch die Luft auf dem Talgrund auftraf, sich in fast gleichmässiger Mächtigkeit von 5 m auf einer Fläche von 1 km² ausbreitete. Der vorderste Teil der Lawine überwand dabei eine Gegensteigung von gut 300 m, der hinterste Teil blieb im Talgrund liegen. Es ist denkbar, dass der unter der Lawine zusammengeschlossenen Luft eine wesentliche Rolle bei der Verteilung der Sturzmasse im Ablagerungsgebiet zukam. Shreve (1966, 1968) hat postuliert, dass sich grosse Bergstürze auf einer Art Luftkissen bewegen können und dies der Grund dafür sei, dass der Reibungskoeffizient mit wachsender Kubatur abnehme. Die Hypothese ist allerdings nicht unbestritten geblieben (Hsü 1975, 1978 u. a.), weil ähnlich kleine Reibungskoeffizienten auf dem Mond zu beobachten sind, wo die Atmosphäre, die ein Luftkissen bilden könnte, fehlt. Im Falle der Altselawine ist eindeutig eine grosse Menge Luft komprimiert worden. Nach den Windspuren in der Spritzzone zu schliessen, ist dies dort geschehen, wo die Lawine auf der Talsohle auftraf, nachdem sie sich bei Taten vom Boden gelöst hatte. Am wahrscheinlichsten ist, dass die Luft an der Lawinenfront zusammengeschlossen worden und dann sehr rasch abgeflossen ist (Luftschlag: der Wald ist niedergelegt, aber die Stämme sind nicht weitergewirbelt worden; die Spuren verliefen radial von einem einzigen Zentrum aus, was sich mit dem Konzept des Luftkissens als generelles Transportmittel schwer vereinbaren lässt). Lokal ist dagegen an der Stirn eine gewisse Luftkissenwirkung mit entsprechender Reduktion der Reibung denkbar. Beim Aufprall der nachfolgenden Teile der Lawine am Talgrund war die Luft bereits verdrängt und eine «Luftschmierung» war nicht mehr möglich. Dies könnte neben der Energieübertragung durch die dynamische Kopplung ein Grund für die viel geringere Reichweite des rückwärtigen Teils der Lawine gewesen sein.

Die bereits erwähnte Verringerung der mittleren Reibung mit zunehmender Masse wird von Hsü (1975, 1978) der Wirkung der pulverförmigen Matrix zugeschrieben, in der die Festbestandteile am Ende des Sturzes

schwimmen. Nach Auffassung des Autors wäre ebenfalls in Betracht zu ziehen, dass die elastischen Eigenschwingungen (Vibrationen) der Bestandteile im Schall- und Ultraschallbereich beim gegenseitigen Kontakt sowie an der Unterlage zu einer Reduktion der Reibung führen können.

Heutige Lage

Nach dem Gletschersturz vom 11. Sept. 1895 stellte sich unmittelbar die Frage von Nachstürzen. Heim äusserte sich dazu wie folgt: «Die Frage ist schwer zu beantworten, ob Nachstürze im kommenden Sommer zu gewärtigen seien. Sollte die Totalabtrennung noch bis zum Bergschrund, der sogenannten Randkluft, hinaufgreifen, so würde dies eine Lawine von etwa 1200000 m³ bis 1500000 m³ ergeben – gross genug, um den Gemmiweg abermals auf 1½ Kilometer Länge zu verschütten. Man erhält aber beim eingehenden Studium der Formen eher den Eindruck, dass der Streifen zwischen Abriss und Bergschrund ein Gewölbe, nach einer Maximaldrucklinie abgetrennt, darstelle, welches seitlich beiderseits genügenden Halt hat und nicht mehr als grosse Masse nachstürzen, sondern sich selbst halten und tragen wird. Der Winter wird wieder ein Anfröien an den Felsgrund mit sich bringen und neuen Schnee vorlagern. Kleine Randabbrüche werden nicht ausbleiben, aber eine neue Katastrophe im Sommer 1896 scheint uns wenig wahrscheinlich.» Die Entwicklung hat Heim recht gegeben. Erst 1927 zeigten sich Veränderungen, die als neuerliche Bedrohung aufgefasst werden mussten. Ein Bergführer beobachtete vom Tschingelochtighorn aus die Bildung eines neuen Risses, der sich innert drei Tagen sichtlich erweiterte (Jenny 1928). Die Prüfung der Lage ergab, dass sich die Bewegung auf ein etwa 180 m breites Randgebiet des Altsgletschers neben dem W-Grat beschränkte, das unmittelbar oberhalb des Altelsseitengletschers lag. Die losgelöste Masse war etwa 150 m unterhalb des Abrisses längs eines Querwulstes abgeschert und bewegte sich auf den Altelsseitengletscher hinauf. Die Kubatur betrug bei einer Mächtigkeit von etwa 18 m rund 450000 m³, also lediglich ⅓ des grossen Eissturzes. Mit einem Absturz wurde nicht gerechnet, vor allem da sich der unten flachere Seitenglet-

scher auch 1895 als stabil erwiesen hatte. Der Gletscher wurde aber intensiv beobachtet, im folgenden Jahr sogar aus der Luft (Mercanton 1929).

Mit dem allgemeinen Gletscherschwund der folgenden Jahrzehnte hat sich der Altsgletscher derart vollständig zurückgebildet, dass eine Wiederholung des Gletscherabsturzes im gegenwärtigen Zustand nicht zu befürchten ist. Der Aufbau einer kritischen Masse wird im Falle eines Klimawechsels Jahre dauern, so dass genügend Zeit zur Verfügung stehen wird, um die Entwicklung zu verfolgen. Durch das Vorhandensein des Altelsseitengletschers bietet sich indessen schon heute die Gelegenheit, das mechanische Verhalten des Gletschers bei ähnlichen Verhältnissen zu untersuchen, wie sie am Hauptgletscher zur Zeit der Gletscherlawine geherrscht haben. Der Seitengletscher pflegt periodisch beschränkte Rutschungen auszuführen, die Dank der Abstützung am Zungenende jeweils rasch wieder abklingen.

Randa

Die Katastrophen von Randa

Das Dorf Randa im Mattertal ist verschiedentlich von Lawinen heimgesucht worden, die in die ältere glaziologische Literatur als Katastrophen von Randa eingegangen sind (Forel 1895; Heim 1885). Als Herkunftsort wurde der Bisgletscher genannt, dessen steile Zunge in eindrucklicher Weise mit senkrechter Front einige hundert Meter über Randa endet. Es war naheliegend, an Eisstürze am Zungenende zu denken. In Wirklichkeit hat es sich, zumindest am 27. Dez. 1819, um einen Eissturz in der Gipfelregion des Weisshorns gehandelt, zwar im Einzugsgebiet des Bisgletschers gelegen, aber an einem eigenständigen Hängegletscher in einer der steilen Flanken der Gipfelpyramide. Abbildung 6 zeigt das Weisshorn mit seiner Flankenvergletscherung. Rechts unter dem Gipfel sind die ausgedehnten Karmulden des Nährgebiets des Bisgletschers zu sehen, darunter folgt die steile Zunge. Der Vordergrund lässt ein Stück Talboden mit dem Dorf Randa links unten erkennen.

Mehr als einmal waren infolge Lawinenniedergängen in Randa Todesopfer zu beklagen. So kamen 1636 am 13. Januar (?)



Abb. 6. E-Seite der Weisshorn-Bishorngruppe mit Bisgletscher, im Vordergrund das Dorf Randa. Die labile Eismasse am E-Grat des Weisshorns ist vor dem Gipfel gleich unterhalb der Licht-Schattengrenze zu erkennen (Foto B. Perren, Air Zermatt, Sept. 1972).

37 Personen ums Leben, 12 Personen am 18. Februar 1720 und 2 Personen am 27. Dezember 1819 (Truffer unveröffentlicht). Daneben wurden jeweils zahlreiche Gebäude zerstört, ausser in den genannten Fällen auch am 22. April 1737. Ob die Lawine von 1720 durch einen Gletschersturz ausgelöst wurde, ist fraglich, während in den anderen Fällen kaum daran zu zweifeln ist. Über das Ereignis von 1819 liegt ein Bericht von kompetenter Seite vor, von Kantonsingenieur Ignaz Venetz, der Randa in offizieller Mission am 6. Januar 1820 besucht hat (Venetz unveröffentlicht). Aus seinem Bericht geht hervor, dass ein Eissturz aus der Gipfelregion des Weisshorns eine gewaltige Schneelawine ausgelöst hatte. Der Fliessanteil, dessen Kubatur Venetz auf 13 Mill. m³ schätzte, erreichte zwar das Dorf nicht, aber die vorauseilende Staublawine fegte darüber hinweg. Häuser wurden von den Fundamenten gerissen und bis im Umkreis von 1 km abgedeckt. Auch die stärksten Lärchen wurden noch in grosser Entfernung entwurzelt. Der Windstoss war so stark, dass Mühlsteine viele Meter bergauf geworfen und Eisblöcke von 100 kg Gewicht weit über das Dorf hinweggeschleudert wurden. Im ganzen wurden 113 Firste zerstört. Erstaunlicherweise waren nur zwei Todesopfer zu beklagen, was wohl der Blockbauweise der Häuser, der Schneebedeckung des Bodens und der frühen Morgenstunde zuzuschreiben war. Die Lawine brach gegen 6 Uhr morgens ab, wobei der Pfarrer des Ortes, der Sigrist und andere Personen plötzlich, als das Aufschlagen des Eises auf die untern Gletschermassen zu hören war, eine grosse Helle bemerkten.

Der Talfluss Vispa wurde durch den Fliessanteil der Lawine, bestehend aus einem Gemisch von Schnee und Eis mit Gesteinsbrocken, gestaut. Es war wegen der Sorge um die Unterlieger, dass sich Venetz unverzüglich nach Randa begab; nur anderthalb Jahre nach der Hochwasserkatastrophe von Mauvoisin (s. übernächstes Kapitel) war die Erinnerung noch frisch, welche Verheerungen das Wasser beim Durchbruch durch eine Eislawine verursachen kann. Der Abfluss der Vispa erfolgte indessen rechtzeitig von selbst. Dies war auch bei kleineren Eis- und Schneelawinen der Fall, die sich seit 1819 gelegentlich ereigneten.

Glaziologische Untersuchungen 1972/73

Die Erinnerung an die früheren Schadenfälle und Katastrophen ist in Randa nicht erloschen, und so löste im Sommer 1972 die Beobachtung, dass sich vom E-Grat des Weisshorns eine auffällige Spalte in die Gratflanke hinauszog, bei einem Teil der einheimischen Bergführer eine verständliche Besorgnis aus. Die Spalte öffnete sich zusehends, so dass die Normalroute zum Gipfel über den E-Grat kaum mehr zu begehen war. In der Folge wurden im Herbst die Gemeinde- und Kantonsbehörden alarmiert, welche zusammen mit Vertretern von Bundesämtern und der VAW die Lage überprüften (Röthlisberger et al. unveröffentlicht). Eingehende Untersuchungen erwiesen sich als notwendig. Wegen der vorgerückten Jahreszeit und der Meereshöhe von 4200 m erwiesen sie sich als ebenso schwierig wie kostspielig. In erster Linie mussten Daten über die Ausdehnung und Kubatur des Gletscherteils beschafft werden, dessen Absturz zu befürchten war, sowie über die Geschwindigkeit, mit der er sich bewegte. Die heikle Vermessungsaufgabe wurde dem Privatbüro von A. Flotron in Meiringen übertragen, während über die allfälligen Auswirkungen im Tal beim Absturz grosser Kubaturen eine Studie am Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung durchgeführt wurde. Als Sachbearbeiter kam B. Salm zum Schluss, dass bereits ein Volumen von weniger als 200 000 m³ für das Dorf gefährlich werden könnte; schätzungsweise befanden sich aber 500 000 m³ in einem labilen Zustand. Ein künstlicher Abtrag der Eismasse durch Sprengungen erwies sich als undurchführbar. Es blieb nur zu hoffen, dass entweder der Absturz portionenweise erfolgen oder dass es gelingen würde, im Falle einer kritischen Beschleunigung der gesamten labilen Eismasse das Dorf Randa rechtzeitig zu warnen. Wie die kritische Beschleunigung zu definieren sei, hatte allerdings die Untersuchung selbst erst noch zu erbringen!

Methoden

In Anbetracht der vielen unbekanntenen Faktoren bei der Weiterentwicklung des Gletschers wurden von Anfang an verschiedene Messungen nebeneinander begonnen in der

Hoffnung, dass wenigstens eine der Methoden brauchbare Ergebnisse liefern würde. Zudem mussten die Untersuchungen auf die jeweiligen Bedingungen und Bedürfnisse ausgerichtet werden. Im einzelnen wurden folgende Wege beschritten:

- In Publikationen, bei Postkartenverlagen, in Luftbildarchiven und bei Privaten wurden alte Aufnahmen des Weisshorngipfels gesucht und daraufhin durchgesehen, ob in den letzten Jahrzehnten schon Zustände des Gletschers vorgekommen waren, die sich mit dem aktuellen Zustand vergleichen liessen.

- Durch das Geometerbüro wurden für eine Reihe von Jahren Kurvenpläne im Maßstab 1:2000 hergestellt. Die dazu nötigen Luftaufnahmen entstammten dem Archiv der Eidgenössischen Landestopographie oder waren nach 1968 alljährlich von dieser im Rahmen eines Programms zur Untersuchung gefährlicher Gletscher aufgenommen worden, das im Anschluss an die Gletscherkatastrophe von Mattmark (s. folgendes Kapitel) aufgestellt worden war.

- Auf dem Bishorn wurde eine automatische Kamera montiert, wie sie Flotron (1973) bei Gletschervermessungen bereits seit Jahren verwendet hat. Am Weisshorn ging es dar-

um, die generelle Entwicklung der labilen Eismasse zu verfolgen und Geschwindigkeiten zu bestimmen; dies geschah mittels dreier Aufnahmen pro Tag.

- Vom Tal aus wurden durch das Geometerbüro präzise Positionsmessungen von Vermessungsmarken mittels Theodolit und Laser-Geodimeter vorgenommen. Die Genauigkeit betrug etwa ± 3 cm bei einer horizontalen Distanz von 5,3 km und einer Höhendifferenz von 2800 m. Die grösstmögliche Genauigkeit war erforderlich, um Geschwindigkeitsveränderungen so kurzfristig wie möglich feststellen zu können.

- Weil die Sicht nach dem Weisshorn vom Frühjahr an häufig schlecht war, wurde von der VAW in Zusammenarbeit mit R. Sarbach (Mechanische Werkstatt in St. Niklaus) eine elektromechanische Bewegungsmessanlage entwickelt. Oberhalb der grossen Spalte kam im ruhigen Firnggebiet ein Mast zu stehen. Von hier wurde ein Stahlkabel zur labilen Masse gespannt und dort verankert. Am Mast wickelte sich das Kabel entsprechend der Bewegung des Ankers an einer drehbaren Walze ab, die durch ein Gegengewicht zurückgehalten wurde. Kernstück des mechanischen Teils war die Übersetzung,

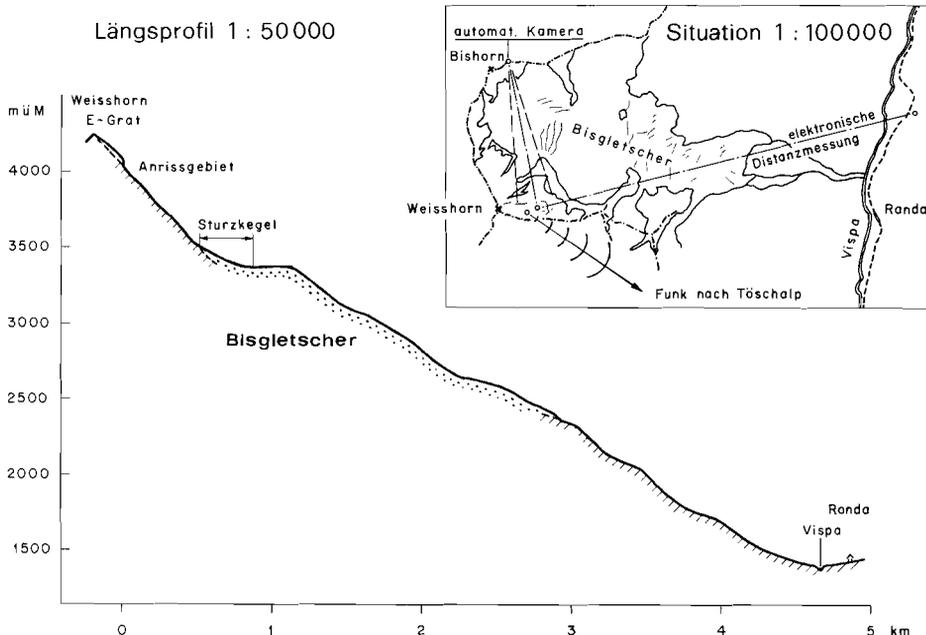


Abb. 7. Längsprofil Weisshorn-Randa und Situation mit den Messanordnungen 1972/73.

durch die am Kabel die gewünschte hohe Spannung erzeugt wurde, sowie eine Vorrichtung, die es erlaubte, dass das Gewicht im Innern des Masts bis zu oberst hochsteigen und durch Frostschtzlösung gedämpft zurückfallen konnte, ohne dass sich das Messkabel entspannte. In diesem Punkt sowie in der drahtlosen Übertragung der Messdaten unterschied sich die Anlage von einer ähnlichen, die am Giétrogletscher bereits einige Jahre im Betrieb stand (Röthlisberger und Aellen, 1970).

- Anlässlich von Helikopterflügen bei Rekonoszierungen und Installationsarbeiten wurde die Entwicklung des Gletschers auch aus der Nähe photographisch festgehalten. Abbildung 7 zeigt ausser den topographischen Verhältnissen die Anordnung der Messeinrichtungen in Übersicht.

Ergebnisse

Unter den früheren Foto-Aufnahmen des Weisshorns liess sich kein analoger Fall zu 1972 finden, auch wenn sich zeigte, dass in diesem Jahrhundert der Hängegletscher bereits mehr als einmal beträchtliche Veränderungen erfahren hatte. So liess sich dokumentieren, dass zwischen etwa 1920 und 1928 bedeutende Eismassen abgestürzt sein mussten, ebenso zwischen 1959 und 1968. Im Unterschied zur Situation vom Herbst 1972 war aber auf allen Aufnahmen, auf denen das Eis weit hinunterreichte, ein Netz von mehreren kleineren Spalten zu sehen an Stelle der einzigen durchziehenden Kluft.

Für die Entwicklung in der Zeit von 1968 bis 1972 lieferten die Luftaufnahmen und Kurvenpläne genaue Unterlagen. In Tabelle 1 sind die Verschiebungen und Geschwindigkeiten in der Neigungsrichtung zusammen-

Tab. 1. Verschiebung und mittlere Geschwindigkeit der labilen Eismasse am Weisshorn E-Grat, ermittelt aus den luftphotogrammetrischen Auswertungen.

	Verschiebung*		mittlere Geschwindigkeit*
	pro Jahr (m)	Summe (m)	cm/Tag
1968/69	13.5	13.5	3.9
1969/70	14.9	28.4	4.1
1970/71	17.0	45.4	4.8
1971/72	19.8	65.2	5.5
1972/73**	32.0	97.2	10.5

* parallel zum Hang.
 ** bis 11. Juli 1973.

gestellt. Die Entwicklung verlief so, dass sich die Hauptmasse des Eises in den 4 Jahren als einheitlicher Block verschob, wobei an der fast senkrechten Front, die in der Horizontalprojektion 35 m vorrückte, in der gleichen Zeit etwa eine Schicht von 15 m Dicke abbröckelte. Die Geschwindigkeit stieg in der gleichen Zeit von 3.9 auf 5.5 cm/Tag. Die wesentlichen Phasen der Entwicklung sind in Abbildung 8 im Längsprofil gezeigt und einer früheren Situation gegenübergestellt.

Auch die ersten Ergebnisse, die durch die Aufnahmen der automatischen Kamera auf dem Bishorn erhalten wurden, wiesen auf ein einheitliches Verhalten des labilen Glet-

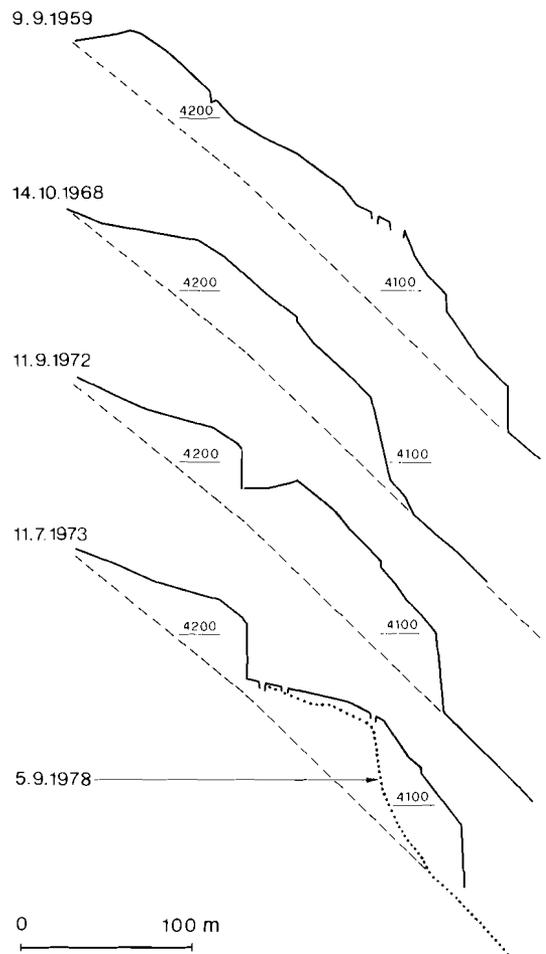
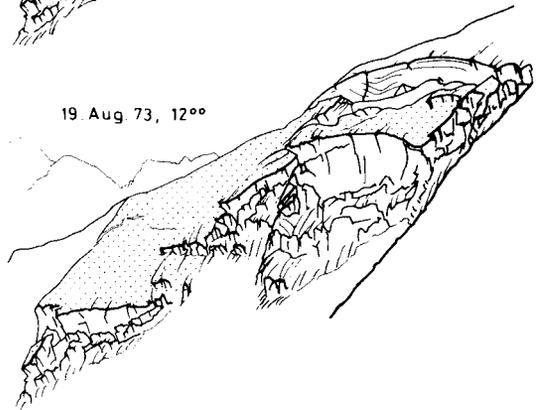
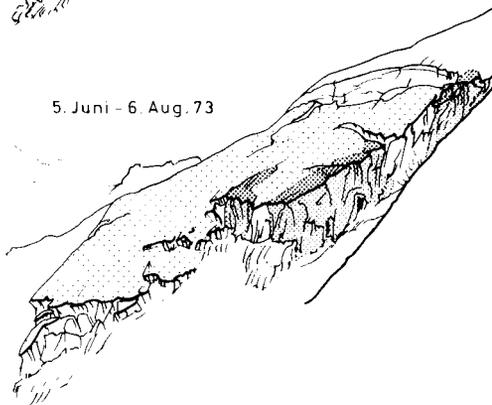
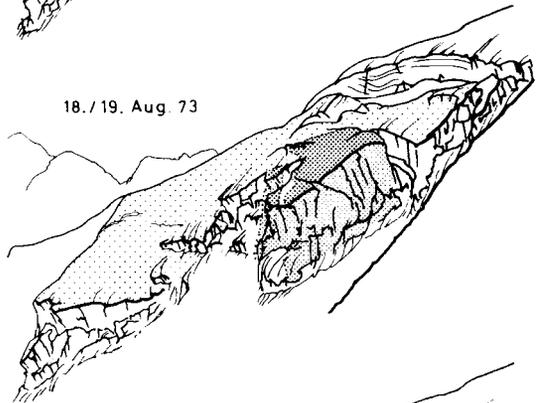
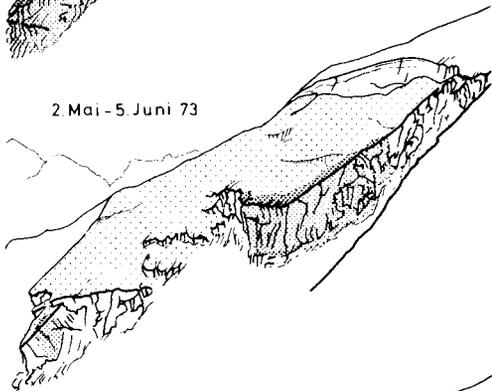
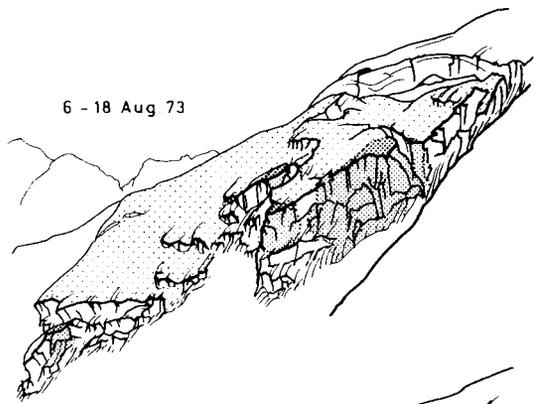
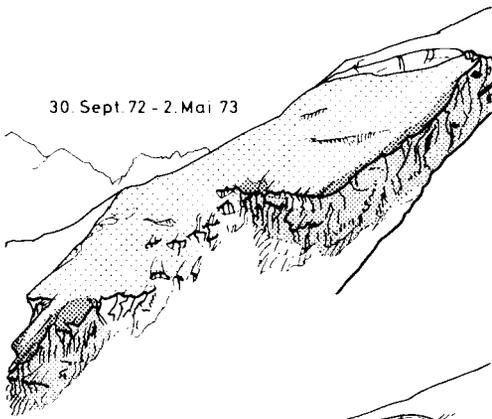


Abb. 8. Profil durch den Hängegletscher am Weisshorn-Ostgrat in der Falllinie.



scherteils unterhalb der grossen Spalte hin. Durch eine photogrammetrische Auswertung der Aufnahmen vom 29. Sept. und 17. Oktober 1972 hat A. Flotron die Bewegung des Eises flächenhaft als Kurvenbild aufgezeichnet und in die Foto übertragen (vgl. SVZ 1979, 138, Abb. 18). Bei diesem Verfahren werden im Autographen statt des üblichen Aufnahmepaares von zwei unterschiedlichen Standorten zwei Aufnahmen vom selben Standort, aber mit verschiedenen Aufnahmedaten, eingepasst; die Verschiebung in

Abb. 9. Entwicklung des Hängegletschers am Weisshorn-Ostgrat von Sept. 1972 bis August 1973, skizziert nach den Aufnahmen mit automatischer Kamera auf dem Bishorn. Die in den einzelnen Perioden abgestürzten Gletscherteile sind durch kräftige Signatur gekennzeichnet.

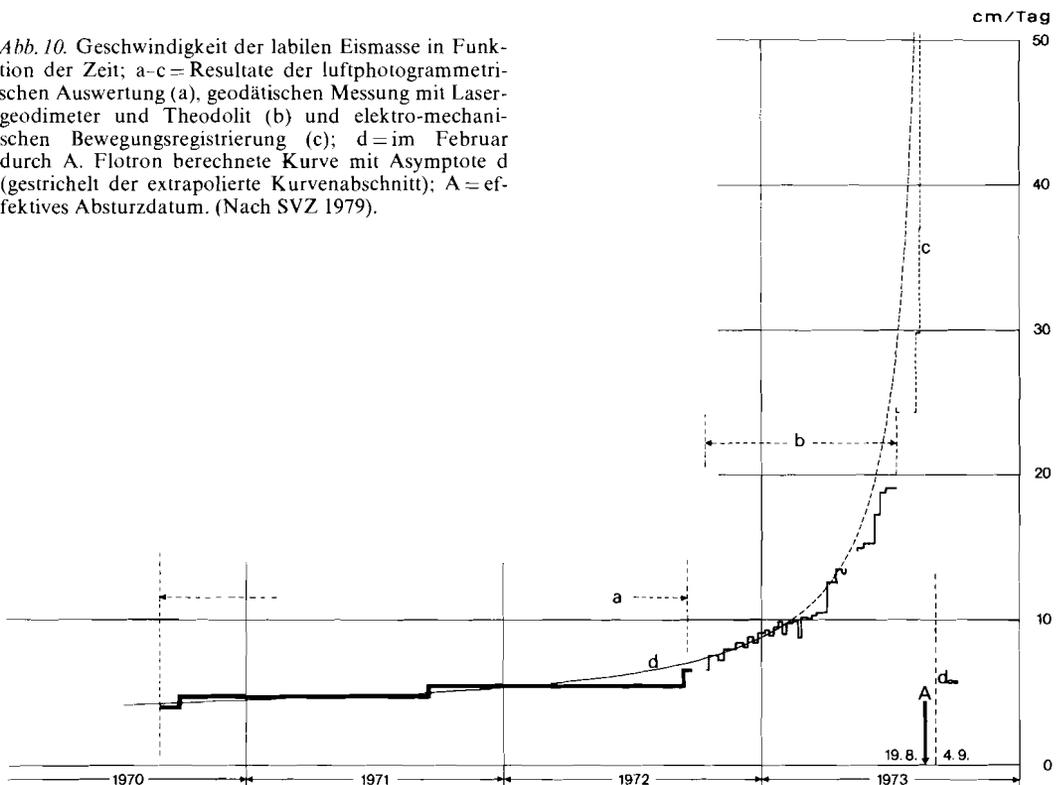
der Bildebene kann dann als Relief gesehen und «kartiert» werden. Die anfängliche Schätzung der Kubatur des labilen Gletscherteils von rund 500 000 m³ wurde bestätigt. An der dem Bishorn zugekehrten senk-

rechten Gletscherflanke und an der Front liess sich zudem erkennen, dass sich das Eis vorwiegend an der Basis deformierte, dass sich also die Gesamtmasse blockartig mit einer Geschwindigkeit von 7–10 cm/Tag talwärts bewegte und dass im Falle einer vollständigen Abscherung auf der Unterlage mit dem gleichzeitigen Absturz des Gesamtvolumens gerechnet werden musste. Glücklicherweise verbesserte sich die Lage im Laufe der Zeit wesentlich, wie sich u. a. auch wieder aus den täglichen Aufnahmen vom Bishorn erkennen liess. Abbildung 9 zeigt verschiedene Stadien der Entwicklung. Vom Juni 1973 an öffneten sich neue Spalten, und ein Teil der labilen Masse bröckelte am Rand ab. Die Gefahr einer grossen Eislawine bildete sich im Laufe des Sommers sukzessive zurück. Während dieser Zeit fiel die Kamera wegen technischer Störungen längere Zeit aus. Insgesamt funktionierte die Anlage, die nicht ganz 1 Jahr in Betrieb war, während 40–45% der Zeit. Dazu waren 10 Besuche per Helikopter für Kontrollen, Filmwechsel und

Wartung nötig. Während den Betriebsperioden betrug der Ausfall infolge fehlender Sicht zusätzlich rund 30%. Dies dürfte die Schwierigkeiten des Unternehmens zur Genüge veranschaulichen.

Eine viel detailliertere Information über die Bewegung einzelner Punkte stand vom 17. Okt. 1972 an zur Verfügung, als mit den Winkel- und elektronischen Distanzmessungen begonnen wurde. Die Ergebnisse sind in Abbildung 10 graphisch zusammengestellt. Mit 7,5 bis 8 cm/Tag lag zu Beginn der Messungen in der zweiten Hälfte Oktober die Geschwindigkeit schon um 40% über dem Mittelwert des vorausgegangenen Jahres. Sie stieg bis zum Jahreswechsel auf gut 9 cm/Tag an, im März auf 10–12 cm/Tag und erreichte Ende Juni 19 cm/Tag. Eigenartigerweise bewegte sich der höhergelegene Punkt Nr.1 am untern Rand der grossen Spalte schneller als Punkt Nr.3 in der Mitte der labilen Masse. Die Geschwindigkeit nahm während einzelnen Perioden von einigen Monaten abgesehen von der Streuung

Abb. 10. Geschwindigkeit der labilen Eismasse in Funktion der Zeit; a-c = Resultate der luftphotogrammetrischen Auswertung (a), geodätischen Messung mit Lasergeodimeter und Theodolit (b) und elektro-mechanischen Bewegungsregistrierung (c); d = im Februar durch A. Flotron berechnete Kurve mit Asymptote d (gestrichelt der extrapolierte Kurvenabschnitt); A = effektives Absturzdatum. (Nach SVZ 1979).



ungefähr linear zu, doch zeigte sich über längere Zeiträume ein sich progressiv verstärkender Anstieg. Bei den ersten Versuchen, die Abhängigkeit der Geschwindigkeit von der Zeit formelmässig zu erfassen, führten Exponentialgesetz und einfache Polynome nicht zum Ziel; dagegen konnte A. Flotron im Februar 1973 zeigen, dass die Messpunkte ungefähr auf einer Hyperbel von der Form

$$v = v_0 + \frac{a}{t_\infty - t}$$

lagen. Die einzelnen Grössen in der Gleichung bedeuten v = Geschwindigkeit zur Zeit t , v_0 = Geschwindigkeit vor unendlich langer Zeit, a = empirische Konstante; t_∞ ist die Zeit, wo die Geschwindigkeit $v = \infty$ erreicht würde. Unter Verwendung der Jahresgeschwindigkeiten von 1968 bis 1972 und der kurzfristigen Messungen vom Herbst 1972 an hat Flotron bei $v_0 \approx 3$ cm/Tag und $a = 1420$ cm für t_∞ das Datum des 4. September 1973 erhalten. Die Rechnung ergab eine Unsicherheit von etwa 40 Tagen für dieses Datum. Eine verbindliche Aussage liess sich im gegebenen Zeitpunkt aus der Analyse allerdings nicht herleiten, weil eine Extrapolation der rein empirischen Beziehung zu gewagt schien, und weil der Absturz, selbst wenn die Formel stimmen sollte, nicht zur Zeit t_∞ , sondern bereits früher, bei Erreichen einer noch unbekanntenen kritischen Geschwindigkeit, erfolgen würde.

Die Fortführung der Messungen zeigte, dass die Geschwindigkeit weiterhin gesetzmässig anstieg. Da im Juli die Messmarken verloren gingen und sich die labile Masse durch die Entstehung von Spalten derart umgestaltet hatte, dass eine Gefährdung des Tals nicht mehr wahrscheinlich war, wurde die geodätische Bewegungsmessung nicht wieder aufgenommen. An ihre Stelle trat die mechanische Bewegungsmessanlage. Dass diese nach erheblichen Schwierigkeiten vom 8.-16. August 1973 und am 18./19. August bis wenige Stunden vor dem Eissturz funktionierte, war weitgehend Glückssache.

Am 19. August 1973 wurde von der Domhütte aus um 07.15 und 10.10 Uhr der Niedergang von zwei grossen Eislawinen beobachtet, während in Randa selbst nichts bemerkt

wurde. Die automatischen Aufnahmen vom Bishorn bestätigten, dass die wichtigsten Eisstürze am 19. August zwischen 06.30 und 12.00 Uhr erfolgten, nachdem in der vorausgegangenen Nacht zwischen 17.30 und 06.30 Uhr nur geringe Eismengen abgebrochen waren. Nach luftphotogrammetrischen Aufnahmen vom 11. Juli und 5. September 1973 machte das Total der Eisstürze rund 130000 m³ aus, so dass die Kubaturen der einzelnen Lawinen wohl unter 100000 m³ lagen; es war also nur rund ein Drittel der ursprünglichen labilen Masse abgestürzt. In Übereinstimmung mit der Ausbreitungsprognose blieb das Ablagerungsgebiet auf die grosse ebene Firnterrasse des Bisgletschers auf 3380 m ü. M. beschränkt.

Es ist bemerkenswert, dass der Absturz innerhalb der von Flotron im Februar vorausgerechneten Zeitspanne erfolgte. Die kritische Geschwindigkeit, die 16 Tage vor der Zeit t_∞ erreicht wurde, lag bei rund 150 cm/Tag. Mit Hilfe der 1972/73 gewonnenen Erfahrungswerte wird es in Zukunft besser möglich sein, Prognosen zu stellen.

Ursachen des Gletschersturzes

Eine vergleichbare gesetzmässige Zunahme der Geschwindigkeit mit der Zeit wie am Weisshorn wurde von Haeberli (1975) beim Abbruch einer Eislamelle beobachtet, die vom Wasser eines Randsees des Grubengletschers (vgl. S.203) unterspült worden war. Aus der ruckartigen Bewegung und dem Auftreten von Geräuschen schloss er auf sukzessive Rissbildung. Iken (1977) hat durch Berechnungen gezeigt, dass sich auch im theoretischen Modell eine hyperbelartige Zeitabhängigkeit der Geschwindigkeit ergibt, wenn angenommen wird, dass Zugbruch und viskoses Fliessen abwechselnd aufeinander folgen. Ohne Zweifel sind also Bruchvorgänge, die sich mit der Zeit intensivieren, als eigentliche Ursache des Gletschersturzes anzusehen, wie dies schon aus der direkten Beobachtung der labilen Eismasse hervorgeht.

Die thermischen und mechanischen Bedingungen, unter denen der Gletscher instabil wurde, lassen sich nur grob abschätzen. In Analogie zum Monte Rosa (Fisher 1955) dürfte die Temperatur etwa bei -10° gelegen haben. Unter der Annahme einer gleich-

mässig geneigten Felssohle mit rund 45° Gefälle, einer vertikal im Raum gemessenen Gletschertiefe von 45–50 m und einer mittleren Dichte von 600 bis 700 kg/m³ ergibt sich eine mittlere Basisschubspannung von rund 1,5 bar. Erwartungsgemäss ist dies mehr als im Falle der Altels. Falls die Oberflächengeschwindigkeit $v_0 = 3$ cm/Tag der Kriechbewegung zugeschrieben wird, entspricht sie bei den obigen Annahmen einer zwei- bis dreifachen Schubdeformationsgeschwindigkeit von temperiertem Eis. Sehr wahrscheinlich liegt ein Grund für die rasche Deformation bei der Porosität (Mellor 1959), möglicherweise auch bei einer bevorzugten kristallographischen Orientierung in der Basisschicht, jedoch nicht bei einer Erwärmung infolge der Deformation.

Das Gefälle von 45° entspricht der Neigung, bei der in einer schiefen planparallelen Schicht eines viskosen Körpers in horizontaler Richtung die Druckkräfte verschwinden. Bei grösserem Gefälle herrscht überall Zug, so dass sich im Prinzip überall Spalten bilden können. Unter diesem Gesichtspunkt ist es bemerkenswert, dass sich ein Eiskörper blockartig über eine grosse Distanz den Hang hinunterbewegen kann und dabei auf der Felsunterlage haften bleibt, ohne dass an der Front ebensoviel Eis abstürzt wie sich über den Fusspunkt hinauschiebt. Vermutlich spielt die Rekristallisation in der Basisschicht eine wichtige Rolle. Der Abbruch erfolgte schliesslich an einer schalenförmigen, konkaven Fläche ohne Ablösung vom Fels (Abb. 8 u. 9; vgl. SVZ 1979, 140, Abb. 23). Der rückwärtige Teil von mehr als der Hälfte der ursprünglichen labilen Masse war abgesackt, also im Mittel dünner geworden, und hatte sich wieder stabilisiert. Dies spricht dafür, dass die kritische Eistiefe für den Eissturz bei gut 50 m lag.

Allalingletscher

Vorgeschichte

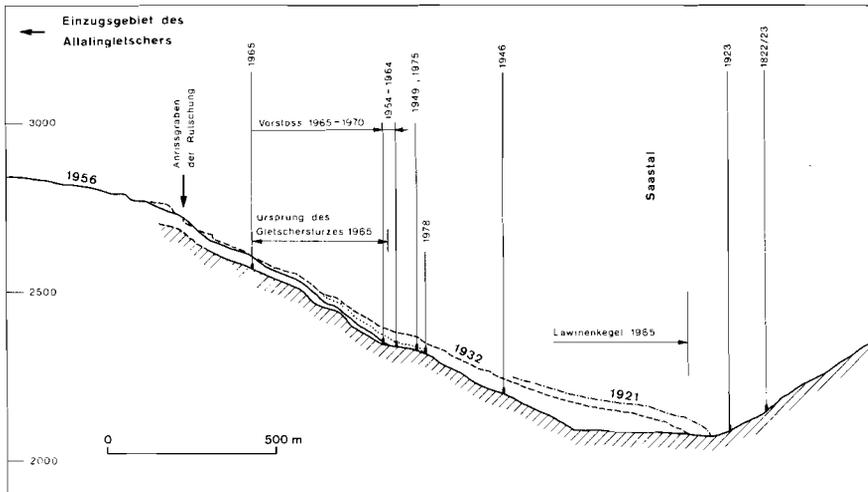
Die Gletschergeschichte des Saastals ist von Lütshg (1926) zusammengetragen und reich illustriert in einer umfassenden Monographie dargestellt worden, in der auch die See- und Gletscherchronik (1300–1915), Hochwasserchronik (563–1922) und Schnee- und Wetterchronik (1465–1918) enthalten sind.

Zu den Gletschern des Tals gehört der Allalingletscher. Er nimmt eine besondere Stellung ein, weil er von Ende des 16. Jahrhunderts bis zu Anfang des 20. Jahrhunderts bis ins Haupttal reichte, das er verschiedentlich abriegelte. Im Talboden von Mattmark kam es dann zur Bildung eines gestauten Sees, dessen Wasser jeweils die südliche Seitenmoräne und den Gletscher durchbrach, was im Saastal zu ausgedehnten Verwüstungen führte. Erst unter dem Eindruck des abermaligen Gletschervorstosses zu Anfang der 1920er Jahre wurde ein längst geplanter Umleitungsstollen im Fels schliesslich ausgeführt.

Nach dem 1920er Vorstoss zog sich der Gletscher während gut drei Jahrzehnten zurück, am schnellsten in der zweiten Hälfte der 40er Jahre. Von 1954 an blieb dann die Lage des Zungenendes abgesehen von einigen Schwankungen während gut 10 Jahren unverändert. In diese Zeit fällt der Bau des Staudammes von Mattmark unmittelbar oberhalb der südlichen Seitenmoräne des Allalingletschers. Die Moränen lieferten das Material für den Erddamm, und auf dem flachen Boden des Zungenbeckens der Hochstände der letzten Jahrhunderte war ein Teil der Bauinstallationen untergebracht worden. Die hauptsächlichsten Stände des Allalingletschers sind in Abbildung 11 im Längsprofil eingetragen, das zugleich die generelle Situation veranschaulicht: Das Einzugsgebiet des Allalingletschers liegt in einem seitlichen Hochtal, aus dem die Gletscherzunge über die Flanke des Haupttals mehr oder weniger weit hinabreichte und während der Hochstände das Haupttal abriegelte (Röthlisberger und Kasser 1978; weitere Illustrationen Renaud 1958; Kasser 1964, 1967, 1972; Kasser und Aellen 1976; Vivian 1966; SVZ 1979, 144).

Die Mattmark-Katastrophe vom 30. August 1965

Am 30. August 1965 um 17.15 Uhr löste sich der unterste Zungenteil des Allalingletschers und glitt über das felsige Vorgelände, das ein mittleres Gefälle von 50% (26,5°) aufweist, auf die Baustelle der Kraftwerke Mattmark hinunter. Dabei verloren 88 Menschen das Leben. Die Kubatur des abgestürzten Eises betrug rund 1 Mill. m³, die Fallhöhe im



ungefähren Schwerpunkt 450 m. Die Auslaufstrecke, die quer durch die Grossbaustelle verlief, wies eine Länge von rund 300 m auf, der Neigungswinkel vom Anriss bis zum Ende des Lawinenkegels (Fahrböschung nach Heim) betrug 22° . Betroffen war ein Teil des Bauareals im früheren Zungenbecken des Allalngletschers, wo besonders rege Tätigkeit herrschte und in 200 m Distanz vom Fuss des Talhanges Baracken standen. In 8-10 m Mächtigkeit bedeckten die Eistrümmer in der Form eines Eiskonglomerats, ähnlich wie es von Heim (1895) für die Altelslawine beschrieben worden war, die Opfer, Baracken, Fahrzeuge und Installationen.

Durch P. Kasser und weitere Experten wurde in Zusammenarbeit mit der Bauleitung ein Programm intensiver Beobachtung aufgestellt, das unverzüglich in Angriff genommen wurde, zuerst im Zusammenhang mit Rettungsversuchen für allfällige Überlebende, später während der Bergung der Opfer und bei der Fortsetzung der Bauarbeiten. Im Abstand von 1-2 Wochen wiederholte Luftaufnahmen, ausgewertet am Photogrammetrischen Institut der ETHZ, lieferten den jeweiligen Überblick über den momentanen Zustand des Gletschers sowie die Grundlage zur Feststellung von Veränderungen, die sich von Woche zu Woche ergaben. Mehrmals täglich erfolgte am Boden die Einmessung von Bewegungsmarken auf dem Gletscher durch einen Geometer, während weiter unten eine Gruppe von Bergführern die Glet-

Abb. 11. Längsprofil durch die Zunge des Allalngletschers mit ehemaligen Gletscherständen sowie Angaben über den Gletschersturz von 1965 und den seitherigen Gletschervorstoss.

scherfront laufend beobachtete, täglich fotografierte und eine Statistik über das Abbrechen von Eisstücken an der Front führte. Die Beobachtungsergebnisse dienten einerseits der ständigen Überwachung, andererseits als Grundlage bei den Sitzungen der Experten mit den Vertretern des Bauherrn und der Unternehmung, wo Beschlüsse über das weitere Vorgehen gefasst wurden. Die glaziologische Interpretation erfolgte an der VAW laufend, gefolgt von der wissenschaftlichen Überarbeitung (Röthlisberger 1974; Röthlisberger und Kasser 1978).

Mutmassliche Ursachen des Gletschersturzes

Bei der Beurteilung des Gletschersturzes von Mattmark gilt es vor allem zwei Faktoren zu berücksichtigen: einmal die deutliche Stufung der Felsunterlage (Abb. 11), dann den Umstand, dass sich die Gletscherzunge bereits während 2-3 Wochen kräftig in Bewegung befunden hatte, als sich ihr unterster Abschnitt trennte und abstürzte. Eine wenige Stunden vor dem Absturz entstandene Aufnahme (Abb. 12) lässt erkennen, dass die Gletscherzunge von einer grossen Zahl von Spalten durchzogen, ja stellenweise regelrecht zerrüttet war. Zahlreiche Eisschuttkegel am Gletscherrand legen Zeugnis von der

Abb. 12. Zunge des Allalingletschers 6 Stunden bevor der untere Teil abstürzte (Foto Emch, 30.8.1965, 11 Uhr).



bereits stattgefundenen kräftigen Bewegung ab.

Es liegt nahe, die starke Bewegung, die durch intensives Gleiten an der Gletscher-
sohle zustande kommt und im folgenden als
Rutschung bezeichnet sei, für den Absturz
direkt verantwortlich zu machen. Liboutry
(1968), einer der Gerichtsexperten im Matt-
markprozess, hat denn auch theoretisch die
Möglichkeit für eine Instabilität der Gleit-
bewegung von Gletschern aufgezeigt. Es fällt
aber auf, dass 1965 nur ein Teil der gleiten-
den Masse abstürzte (SVZ 1979, 145, Fig. 32)
und dass, wie weiter unten zu lesen ist, die
Zunge des Allalingletschers schon vor 1965
wie auch seither häufig Rutschungen aus-
führte, ohne dass sich die Beschleunigung bis
zum Absturz fortgesetzt hätte. Die Rut-

schung war also zusammen mit dem erfor-
derlichen Gefälle eine der notwendigen Be-
dingungen dafür, dass 1965 eine grosse Mas-
se Eis simultan das Gleichgewicht verlor,
doch folgte der Absturz offenbar nicht zwin-
gend aus der Bewegung allein. Vielmehr
müssen zusätzliche Voraussetzungen erfüllt
gewesen sein oder sich Vorgänge abgespielt
haben, die als eigentliche Ursachen den
Gletschersturz auslösten.

Einen entscheidenden Faktor könnte das ter-
rassierte Gelände dargestellt haben. In einer
früheren Arbeit (Röthlisberger und Kasser
1978) haben wir geäußert, dass sich mög-
licherweise hinter einer Felsstufe infolge der
hohen Gleitgeschwindigkeit des Gletschers
während der Rutschung ein ausgedehntes
Gewölbe bildete, das plötzlich einbrach und

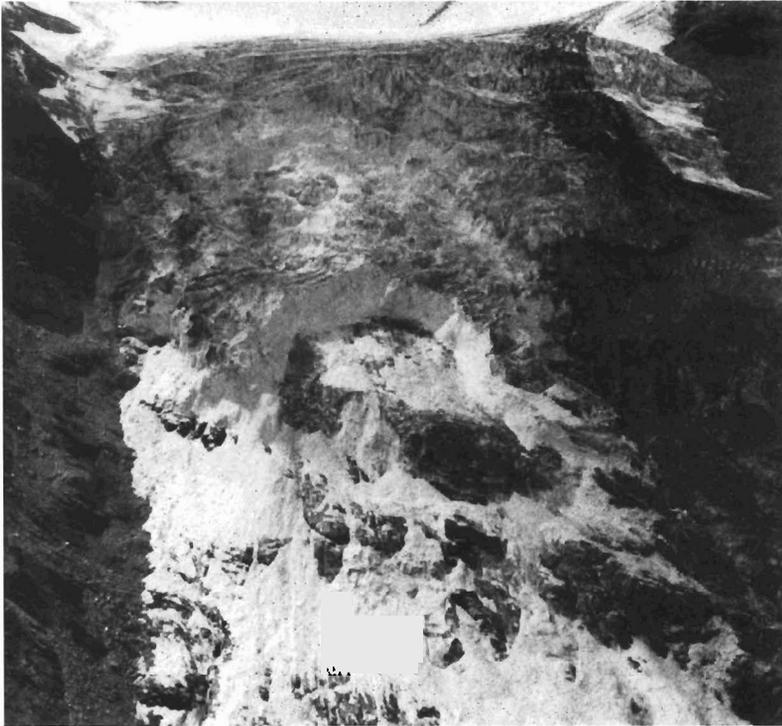


Abb. 13. Zunge des Allalingletschers 1-2 Tage nach dem Gletschersturz (Foto Comet).

damit den Gletschersturz verursachte. Der Einsturz könnte beispielsweise im Moment erfolgt sein, als der Fuss des Gewölbes den Halt verlor, weil er über eine untere Terrassenkante hinausgeschoben wurde (SVZ 1979, 146, Fig. 36).

So einleuchtend das zweidimensionale Schema im Längsschnitt sein mag, der Natur wird es nur unvollständig gerecht. So fällt bei näherer Betrachtung sofort auf, dass auch am Allalingletscher der Anriss in einem sichelförmigen Bogen erfolgte wie an der Altels (Abb. 13). Dies legt es nahe, das Konzept des Gewölbebogens auf schiefer Unterlage abermals anzuwenden, also zu fragen, weshalb das Eis oberhalb der Anrisslinie stehen blieb. Auf Abbildung 13 fällt auf, dass der stehengebliebene Bogen im Süden (orographisch rechts) auf einem Felsband als Sporn endete und sich im Norden längs der Felsflanke abstützte. Dem gegenüber war der abgestürzte Zungenteil sehr schlecht abgestützt (Abb. 12). Das Eis war orographisch rechts und in der Mitte so dünn, dass z.T. Felsrippen sichtbar waren. Bemerkenswerterweise überdauerte ein Teil dieses Zungeneises den Gletscherabsturz, es haftete also

fest am Fels und war vermutlich angefroren. Orographisch links war noch ein zusammenhängender Eislappen vorhanden. Nach einer Aufnahme eines Touristen (Abb. 14) zu schliessen ist dieser Lappen gleichzeitig mit dem südlichen Widerlager oder sogar etwas früher abgeglitten, während der mittlere Teil erst unmittelbar nachher einbrach.

Die Situation, aus der heraus der Gletschersturz von Mattmark erfolgte, lässt sich zusammenfassend etwa so sehen, dass im Zuge einer ausgedehnten Gletscherrutschung im untersten Teil des Rutschgebiets ein kritisches Gleichgewicht geherrscht hat zwischen der Schwerkraft einerseits und verschiedenen ihr entgegenwirkenden Kräften andererseits, nämlich der Reibung an der Sohle (Adhäsion), der Kohäsion an der Anrissfläche, der Abstützung im Zentrum (Terrasse) und an den Flanken (Widerlager). Der Verlust, resp. der Abbau auch nur einer dieser Kräfte kann zum Absturz geführt haben. Damit ergibt sich eine Reihe von Erklärungsmöglichkeiten für die Ursachen des Gletschersturzes. Bei der Sichtung dieser Möglichkeiten ist in Betracht zu ziehen, dass das Ereignis vermutlich rasch eingetreten ist.

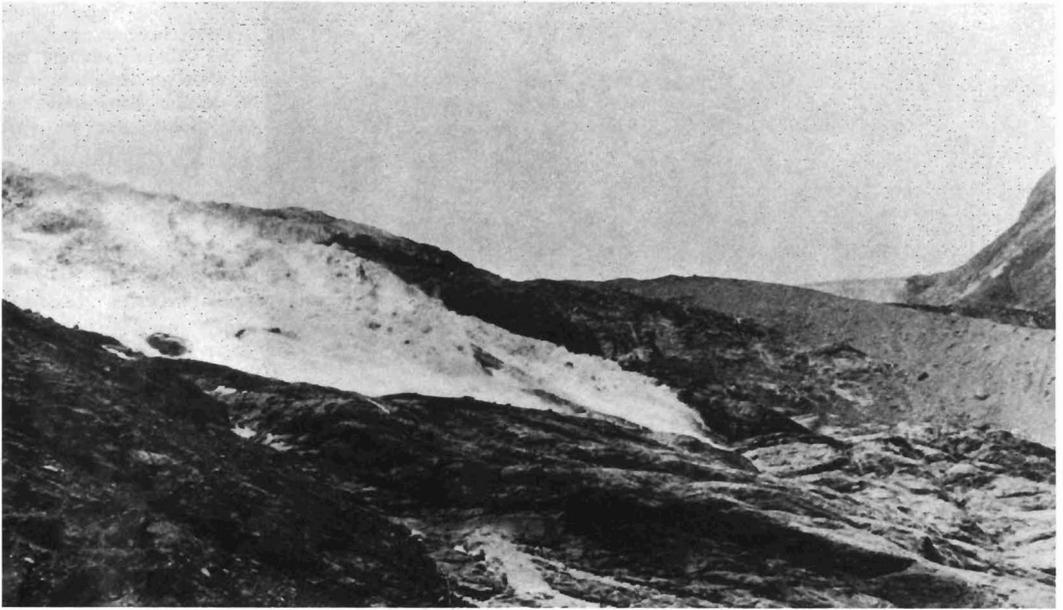


Abb. 14. Aufnahme eines Touristen von der Anfangsphase des Gletschersturzes (nach Schweiz. Illustrierte Nr. 37, 1965).

Am Tag der Katastrophe waren nämlich noch Arbeiten an den Wasserfassungen im Felshang unterhalb der Zunge im Gang. Die Arbeiter dieser Baustelle bemerkten ausser den normalen Begleiterscheinungen der Rutschung, bestehend aus gelegentlichen kleinen Eisstürzen von wenigen Kubikmetern, keine besondere Aktivität des Gletschers; ja sie wählten sogar nach Abschluss der Arbeit die direkte Route über den Plattenhang hinunter, wo bloss eine Stunde später die Gletscherlawine hinunterstürzte.

Die Plötzlichkeit, mit der das Ereignis offenbar eingetreten ist, lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass Brucherscheinungen den Sturz der Eismassen auslösten. Da in der bereits zerbrochenen Eismasse keine grosse Kohäsion mehr vorhanden gewesen sein kann, ist ein Zugbruch an der Anrissfläche als auslösendes Moment weniger wahrscheinlich als der früher postulierte Bruch am Fuss eines grossen Gewölbes, wobei dieses allerdings eher an einem der seitlichen Widerlager nachgab als in Gletschermitte. In diesem Zusammenhang ist Abbildung 15 besonders aufschlussreich. An ungefähr der gleichen Stelle, wo 1965 der Anriss erfolgte,

hat sich auch 1967 ein sichelförmiger Riss gebildet. Er ist am ehesten als Verwerfung zu deuten. Diesmal ist das Eis nicht abgestürzt, sondern lediglich abgesackt. Entweder hat die Abstützung am südlichen Widerlager an einem neu gebildeten Eisschuttkegel genügt, oder die Bewegung war weniger intensiv als 1965, so dass die Abstützung nicht über die Terrassenkante hinausgeschoben wurde. Es ist auch denkbar, dass eine unterschiedliche Massenverteilung dafür verantwortlich war, dass 1967 nicht abermals eine Lawine ausgelöst wurde.

Leider ist nicht bekannt, ob die Verwerfungslinie in Abbildung 15 das Felsrelief widerspiegelt oder ein Indiz für die grossräumigen Spannungsverhältnisse im fraglichen Gletscherabschnitt darstellt, was gut denkbar wäre. Dabei kommt dem Umstand besondere Bedeutung zu, dass das Felsbett nicht nur gestuft, sondern im mittleren Teil zusätzlich konvex nach aussen vorgewölbt ist. Dies dürfte eine Tendenz zu divergierenden Fliesslinien zur Folge haben, wie etwa die Längsspalten in der versackten Eismasse in Abbildung 15 veranschaulichen.

Wenn auch die rein mechanische Hypothese, wie sie oben dargelegt ist, eine plausible Erklärung für den plötzlichen Absturz des Zungenendes des Allalingletschers geben kann, sind doch auch andere Möglichkeiten



Abb. 15. Sichelförmige Verwerfung an der Zunge des Allalingletschers ungefähr an derselben Stelle wie die Anrisslinie des Gletschersturzes von 1965 (Luftaufnahme H. Meier, V+D vom 26.9.67, Reprobewilligung vom 30.3.80).

nicht ganz ausser acht zu lassen. Insbesondere könnte der durch die Rutschung gestörte subglaziale Wasserabfluss als auslösendes Moment eine Rolle gespielt haben, wie dies Vivian (1966) angenommen hat. Direkte Anzeichen für die Wirkung von Wasser waren aber keine vorhanden.

Das Phänomen der Rutschung

Der Begriff der Rutschung ist dem geologischen Wortschatz entnommen, wo er das mehr oder weniger schnelle Abgleiten von Gesteinsmassen an einer diskreten Gleitfläche oder in einer dünnen Gleitzone bezeichnet. In diesem Sinne würde eigentlich bei der Übertragung auf die Gletscher jeder temperierte Gletscher, dessen Bewegung eine Komponente des Gleitens am Gletscherbett enthält, eine Rutschung darstellen. Im folgenden sei aber der Ausdruck «Rutschung» auf die besonderen Fälle beschränkt, wo die Gleitkomponente gegenüber dem viskosen Fließen des Eises stark überwiegt, was insgesamt zu einem aussergewöhnlichen mechani-

schon Verhalten des Gletschers führt. Besonders interessieren uns die Fälle, wo ein Teil des Gletschers nur vorübergehend eine Rutschung ausführt. Das Rutschgebiet lässt sich dann gegenüber dem Gletscher mit normaler Bewegung fast ebenso scharf abgrenzen wie im geologischen Analogiefall gegenüber dem unbewegten Gelände. Für kriechende Felsmassen wird auch der Begriff der Sackung verwendet, der hier nur ausnahmsweise steht, vor allem wenn die aussergewöhnliche Bewegung im wesentlichen darin besteht, dass sich der rückwärtige Teil der Rutschmasse absenkt und sich diese an der Stirn aufwölbt.

Die Erscheinung der Rutschung an unseren Alpengletschern ist erst in neuerer Zeit im Anschluss an die Mattmark-Katastrophe beachtet worden. (Die Rutschung beschränkten Ausmasses am Altels-Seitengletscher hat allerdings 1927 etwelche Aufregung verursacht, vgl. S. 181). Ein anderer charakteristischer Fall an einem Gletscher des Kaskadengebirges in Nordamerika, mit dem bezeichnenden Namen «Spillway Glacier», ist von

Post und Lachapelle (1971, Fig.41) illustriert worden. In vielen Beziehungen gleicht die Rutschung dem bereits früher von Helbling (1940) und Haefeli (1940) beschriebenen «aussergewöhnlichen Gletschervorstoss», der in jüngerer Zeit im englischen Sprachbereich zuerst unter der Bezeichnung «catastrophic glacier advance» (Weertman 1962) und später als «surge» grosse Beachtung gefunden hat. (Ambrose 1969). In der UdSSR ist der Begriff des «oszillierenden Gletschers» im Gebrauch, (z. B. Kotlyakov und Smolyarova 1978).

Der charakteristische «Surge» tritt dort auf, wo der Transport des Eises aus dem Nährins Zehrgebiet statt kontinuierlich in periodischen Schüben erfolgt. Kurzfristige aktive Phasen wechseln mit lange andauernden Phasen der Stagnation ab. In extremen Fällen stösst dabei das Zungenende innert Monaten um mehrere Kilometer vor. Wenn dabei ein Seitental abgesperrt wird, kann es

zur Bildung eines eisgestauten Sees kommen, dessen Ausbruch seinerseits katastrophale Auswirkungen im darunterliegenden Flussgebiet nach sich ziehen kann (z. B. Alaska, Anden, Karakorum, Pamir). In unserer Terminologie handelt es sich bei solchen «Surges» um nichts anderes als um gigantische Rutschungen. Im folgenden beschränken wir uns aber auf Erscheinungen viel kleineren Ausmasses, deren Ursachen und Mechanismen sich von denen des klassischen «Surge» sehr wohl unterscheiden können. Die Ergebnisse der Untersuchungen am Allalingletscher sind bereits andernorts ausführlich behandelt worden (Röthlisberger und Kasser 1978).

Die Zungenrutschung des Allalingletschers ist recht eindrücklich auf einer Luftaufnahme (Abb.16) zu erkennen (SVZ 1979, 147, Fig.37). Sie beschränkt sich auf einen ziemlich scharf begrenzten Bereich, der unmittelbar an eine Séraczone anschliesst. Auffallend

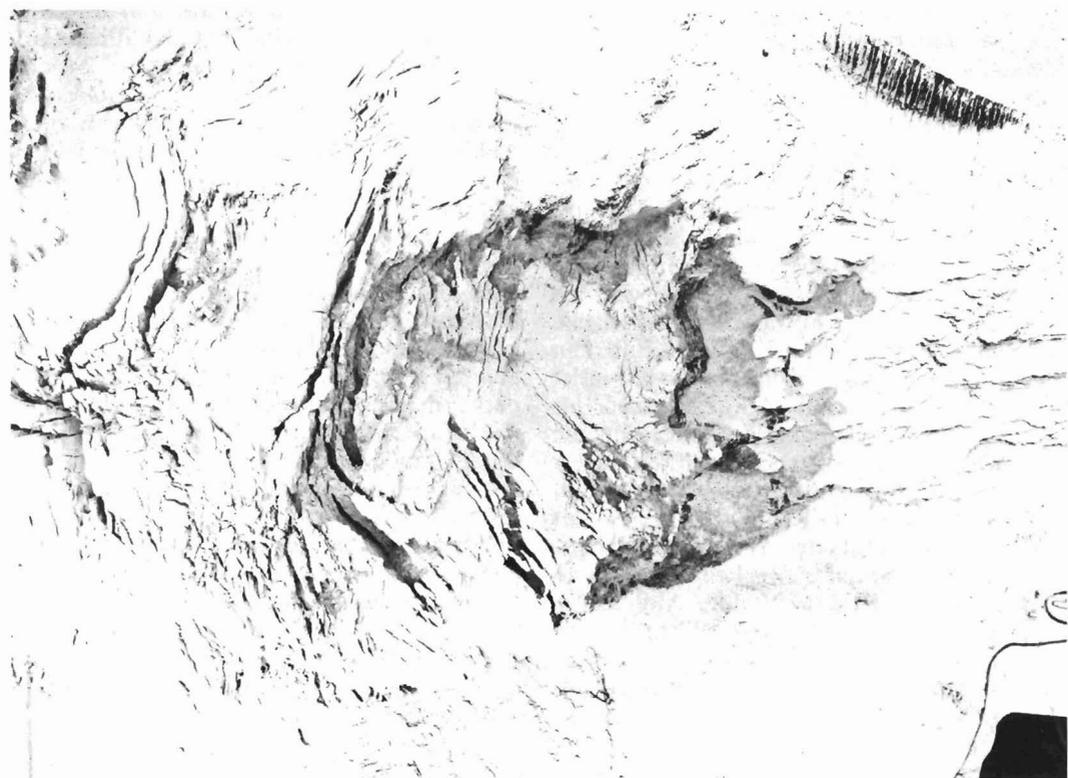


Abb. 16. Zungenrutschung am Allalingletscher. Die aktiven Zonen und vor der Front abgelagerten Eistrümmerkegel sind an der dunklen Färbung zu erkennen, die davon herrührt, dass die Neuschneedecke gestört worden ist (Luftaufnahme der V + D vom 2.11.1966, Reprobewilligung vom 30.3.80).

ist die sichelförmige Bruchzone in der oberen Bildhälfte, die anzeigt, dass die Bewegung im Rutschgebiet stärker ist als die der Eistürme im darüberliegenden Gletscherbruch, wo eine seitliche Abstützung die relative Stabilität bewirken dürfte. Im Gebiet der Rutschung ist offensichtlich diese Abstützung vermindert, wie aus den Bruchlinien, die dem Rand entlang laufen, ersichtlich ist. Die Störungslinien sind an der dunkleren Tönung zu erkennen, weil die Aufnahme wenige Tage nach einem Neuschneefall entstanden ist; dunkle Tönung bedeutet, dass der Schnee mit frischen Eistrümmern überdeckt worden ist. Dies ist vor allem an den Trümmerkegeln vor der Eisfront schön zu erkennen. Auch einige Spalten weisen frische Einsturzspuren auf, ein Zeichen dafür, dass sie sich sehr rasch geöffnet haben. Verschiedentlich ist am Allalingletscher beobachtet worden, wie im Verlauf einer Rutschung die Spalten immer zahlreicher werden, so dass mit der Zeit einzelne Gletscherteile in ein Trümmerfeld zerfallen. Die Spalten reichen sehr tief hinab, vermutlich bis zum Fels in etwa 40 m Tiefe. Im Verlauf einer Rutschung öffnet sich der Trennbereich zwischen Séraczone des Gletscherbruchs und der Rutschmasse immer mehr, so dass in vereinzelt Jahren sogar der Fels zum Vorschein gekommen ist. Dieser Trennbereich ist bei früherer Gelegenheit als «Sichelgraben» bezeichnet worden (z. B. Röthlisberger 1974), eine Bezeichnung, die auch hier verwendet werden soll. Die Vorstellung, dass eine in Blöcke auseinandergebrochene Eisplatte auf dem Fels gleitet, ist mit Erfolg dazu verwendet worden, das Felsprofil zu konstruieren, indem zu den Bewegungsvektoren, die für die Gletscheroberfläche aus wiederholten photogrammetrischen Auswertungen ermittelt worden waren, parallele Vektoren an der Sohle aneinandergereiht wurden, rückschreitend vom Fusspunkt der Eisfront aus. In Abbildung 16 (SVZ 1979, 145, Abb.32) ist eine gewisse Asymmetrie feststellbar, die damit zu tun haben könnte, dass der Gletscher am orographisch rechten Rand im sog. Südpfeiler Moränenmaterial enthält, was einen höheren Reibungskoeffizienten auf dem Fels bewirken dürfte.

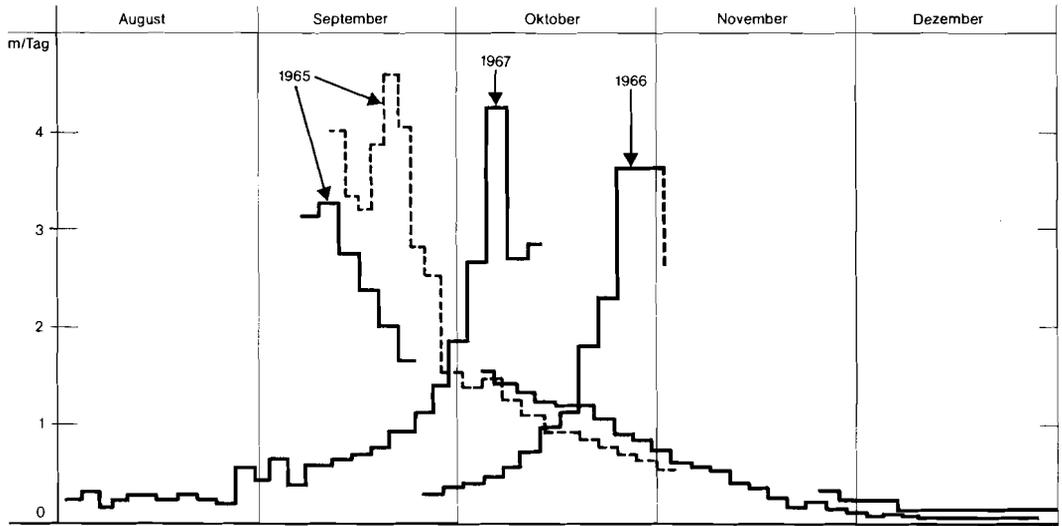
Die fortschreitende Zerkleinerung der Gletschermasse führt jeweils dazu, dass die rückwärtigen Partien in sich zusammenstürzen,

während an der Front sich Trümmerkegel bilden, die von der vorrückenden Hauptmasse zusammengeschoben werden und gemeinsam mit dieser vorstossen. Dies führt zu einer typischen Massenumlagerung, einer Dickenabnahme im rückwärtigen Teil und einer Verlagerung der Front nach vorn (Röthlisberger und Kasser 1978; SVZ 1979, 147, Fig. 39). In einem mittleren Abschnitt verändert sich die Eismächtigkeit von rund 40, höchstens 50 m, nur wenig, abgesehen von charakteristischen Wülsten, die zwischen zwei Sackungsphasen entstehen, wenn die Séracfront langsam in das Sackungsgebiet hineinwandert. Aufgrund solcher Wülste wurden aus Fotos vor 1965 Verschiebungsbeträge und damit mittlere Geschwindigkeiten ermittelt.

Nach dem Gletschersturz sind bis zum Abschluss der Bauarbeiten um Mitte Oktober 1967 im Sérac- und Rutschgebiet Messmarken versetzt und intensiv, teilweise in zwei-stündigen Intervallen, vermessen worden. Auf diese Weise ist eine Fülle von Informationen über die räumliche und zeitliche Geschwindigkeitsverteilung erhalten worden (Röthlisberger und Kasser 1978). Die Geschwindigkeitsvariation ist im Überblick aus Abbildung 17 ersichtlich. In den Jahren 1966 und 1967 hat sich jeweils die Geschwindigkeit im Laufe eines Monats gut verzehnfacht, von wenigen dm/Tag auf einige m/Tag.

Der ansteigende Teil der Treppenkurven weist ähnliche Merkmale auf wie das Diagramm vom Weisshorn (Abb. 10), wo in ausgesprochen kaltem Eis die beobachtete Abhängigkeit mathematisch durch einen Hyperbelabschnitt angeglichen werden konnte. Dies wäre ohne Zweifel auch im vorliegenden Fall möglich.

Die Verlangsamung dagegen ist zumindest 1965 langsamer erfolgt als der Anstieg und ist über längere Zeiträume linear verlaufen. Die Diskrepanz der zwei 1965-er Kurven gibt das Verhalten in verschiedenen Abschnitten der Rutschmasse wieder, wobei die gestrichelte Kurve die Bewegung einer Messmarke im frontalen Teil in der Nähe der Absturzfront zeigt. Aus wiederholten photogrammetrischen Auswertungen der Spaltenbilder sind für mehrere Zeitabschnitte über das ganze Rutschgebiet verteilte Verschiebungsvektoren gezeichnet worden. Der Vergleich der Perioden hat gezeigt, dass sich die



Rutschmasse im rückwärtigen Teil zu einem Zeitpunkt bereits verlangsamt, als sich die Front noch beschleunigte (Röthlisberger und Kasser 1978).

Zwischen dem 15. und 22. September 1965 sind Spitzengeschwindigkeiten von über 5 m/Tag aufgetreten. Für die Zeit vor dem Gletschersturz ist am Geodätischen Institut der ETH aus Fotos der Gletscherzunge vom 5. und 30. August 1965 eine mittlere Geschwindigkeit von 2.5 bis 3 (± 0.5) m/Tag ermittelt worden.

Während sich von 1965 bis 1968 jedes Jahr eine Rutschung ereignete, blieben solche u. a. in den Jahren 1969, 71, 72, 74 und 76 aus. Es kamen also ein-, zwei- und dreijährige Intervalle zwischen den Rutschungen vor. Dabei zeigte sich, dass nach Unterbrüchen die Rutschungen früher einsetzten, z. B. 1970 bereits im Juni, länger dauerten und damit die totalen Verschiebungen grösser ausfielen als wenn sich die Rutschungen jährlich folgten. Auch vor 1965 gab es Jahre mit und solche ohne Rutschung in unregelmässigem Wechsel, wie sich auf Grund von Fotos feststellen liess.

Ursachen der Rutschungen

Nachdem bereits für den Gletschersturz die Frage nach den Ursachen aufgeworfen worden ist und sich gezeigt hat, dass die Rutschung eine der notwendigen Voraussetzungen für eine Katastrophe bildete, stellt sich

Abb. 17. Änderung der Geschwindigkeit mit der Zeit während der Zungenrutschungen des Allalingsgletschers (Nach SVZ, 1979).

nun die andere Frage, durch welche Mechanismen sich die periodischen Rutschungen erklären lassen. Dabei gilt es, mehreren typischen Merkmalen gleichermassen Rechnung zu tragen. So ist nicht nur die progressive Beschleunigung zu berücksichtigen, sondern auch der Umstand, dass die Rutschungen zu einer beliebigen Zeit zwischen Sommeranfang und Herbst beginnen, aber auf Anfang Winter, genauer gesagt etwa zwischen Mitte September und Mitte November, wieder zum Stehen kommen. Dieses komplexe Verhalten lässt sich kaum durch einen einzigen Faktor erklären.

So lässt z. B. die zeitliche Beschränkung der aktiven Phase auf die Ablationsperiode einen klimatischen Einfluss vermuten, am naheliegendsten einen solchen der Temperatur. Doch ist der herbstliche Stillstand der Rutschung schwerlich aus der Abkühlung allein herzuleiten, könnte sich doch das Eis nur gerade an der Gletscherfront, am Rand und in stark abgeschwächtem Ausmass am Grund der Spalten genügend rasch abkühlen, um allenfalls auf dem Fels festzufrieren. Dann wäre zu erwarten, dass in den Jahren mit frühem Einschneien wegen der isolierenden Wirkung des Schnees der Gletscher nicht anfrieren, die Rutschung also weiterlaufen würde. Solches ist aber bis jetzt nicht

beobachtet worden. Daher scheint es, dass die Temperatur nicht direkt, sondern auf dem Umweg über das Schmelzwasser wirkt. Fehlt dieses, so kommt der Gletscher zur Ruhe.

Im Gegensatz zum Ende kann der Anfang der Beschleunigungsphase nicht durch den Abfluss gesteuert sein, da sich der Gletscher irgendwann im Sommer oder Herbst beschleunigt. Dagegen bestehen deutliche Hinweise, dass es von der Massenverteilung abhängt, ob und wann sich in einem bestimmten Jahr eine Rutschung ereignet. Nur wenn sich im rückwärtigen Teil des Rutschgebietes am Fuss der Séraczone genügend Eis gesammelt hat, kommt es zur Beschleunigung. Diesem Gebiet, in dem sich jeweils der Sichelgraben öffnet, kommt die Funktion eines Reservoirs zu. Hat sich dieses im Lauf einer kräftigen Rutschung stark entleert, so dauert es im allgemeinen länger bis zur nächsten Rutschung als nach einer kurzen unvollständigen aktiven Phase. In typischen Fällen folgten jeweils auf eine kräftige Rutschung ein bis zwei Jahre der Ruhe. (Ein gewisser Einfluss der Temperatur ist für dieses Verhalten nicht auszuschliessen, indem bei starker Öffnung des Sichelgrabens im Lauf des Winters kaltes Eis mit dem Felsbett in Kontakt kommen und anfrieren kann.) Die mittlere Schubspannung am Anfang der Rutschungen beträgt jeweils etwa 1,3 bar.

Zur Ergänzung und vor allem zur Erleichterung des Überblicks sind in Tabelle 2 die Merkmale der auftretenden Rutschungen den möglichen Ursachen gegenübergestellt. Während über die Bedeutung der Massenverteilung kaum Zweifel bestehen können, ist es unsicher, wie weit der Temperatur ein direkter Einfluss zukommt. Die Wirkung des Wassers bleibt noch zu erörtern.

Entscheidend für das Verständnis der Beschleunigungsphase ist, dass die Spaltenbildung und der Zerfall der kompakten Eismasse nicht lediglich als Begleiterscheinung, sondern als massgeblicher Faktor während der aktiven Phase aufgefasst wird. Der Zerfall der Eismasse bringt bessere Beweglichkeit im Grossen und den Verlust der Abstützung am Rand. Dies ist ein progressiv verlaufender Prozess, was in der charakteristischen Form des Geschwindigkeit-Zeit-Diagramms zum Ausdruck kommt (Abb. 17, Abb. 10). Die Sackungsmasse des Allalingletschers verhält

Tab. 2. Schema der zu erklärenden Erscheinungen (1-4) und der wahrscheinlichen Ursachen (A-C)

	(A) Massen- verteilung	(B) Tempera- tur	(C) Wasser
(1) Rutschung nur im Sommer		X	X
(2) Rutschung nicht jedes Jahr	X	?	
(3) Anfang beliebig (Juni-Okt.)	X	?	
(4) Stillstand Anf. Winter (Sept.-Nov.)		?	X

sich also, was die Beschleunigung anbelangt, analog zum Hängegletscher am Weisshorn. Daneben besteht allerdings ein wesentlicher Unterschied in der Eistemperatur und der Bewegungsart. Im Fall Weisshorn handelt es sich einzig um Brucherscheinungen und viskose Deformation, am Allalingletscher zusätzlich um eine Gleitbewegung an der Sohle. Ferner ist mit der Einwirkung von Wasser zu rechnen, wobei als Angriffspunkte sowohl die Spalten wie auch das Gletscherbett in Frage kommen.

Vor allem bei der Wirkung des Wassers in den Spalten und Rissen handelt es sich um eine vorläufige Vermutung, die der Überprüfung bedarf. Zwar ist erwiesen, dass sich wassergefüllte Spalten bis zu viel grösserer Tiefe öffnen als Spalten ohne Wasser, doch ist der Allalingletscher zu steil, als dass sich eine Wasserfüllung lange halten könnte. Damit der postulierte Einfluss - Beschleunigung bei Wasserzufuhr, Verzögerung bei deren Fehlen - zustande kommt, ist eine viel allgemeinere und intensivere Wirkung des Wassers erforderlich, etwa in der Art, dass sich Haarrisse leichter öffnen und sich Gleitflächen leichter verschieben und länger erhalten, wenn ein Wasser-Überschuss vorhanden ist. Es ist anzunehmen, dass bei freier Wasserzufuhr geringere Kapillarkräfte auftreten, als wenn das Wasser nur die feinsten Ritzen füllt. Denkbar ist auch, dass Kontaktflächen aus Eis umso rascher wieder zusammenfrieren, je weniger Wasser in der Nähe vorhanden ist, da bei Druckwechsel eine Art Wärmepumpen-Effekt auftritt. Das bei der Druckschmelzung entstehende Wasser wird weggepresst, und bei der Entlastung frieren die Kontaktflächen zusammen, wenn nicht

neues Wasser zugeführt wird. Zudem ist zu berücksichtigen, dass zumindest ein Teil des Eises Temperaturen unter dem Gefrierpunkt aufweist. Eine andere Frage ist, wieweit auf Scherflächen, die sich stetig bewegen, eine Schmierwirkung durch das Wasser zu erwarten ist.

Weniger hypothetisch ist die Wirkung von Wasser am Gletscherbett. Vor allem Lliboutry (1968, 1979) hat diese Bedeutung betont und den Wasserdruck in seinen Formeln berücksichtigt. Wenn man sich den Gletscher als starren Körper vorstellt, der reibungsfrei einem gleichmässig gestuften Bett aufliegt («Treppenmodell»), lässt sich die generelle Wirkungsweise des Wassers sehr einfach herleiten. Es zeigt sich nämlich, dass wenige Meter Wassersäule in den Spalten genügen würden, um den Gletscher beschleunigt vorwärts zu schieben, sofern die Steigung der Stufen, die gegen den Hang geneigt sind, nur wenige Grad ausmacht (ohne solche Gegensteigung könnte sich der Gletscher gar nicht halten). Natürlich handelt es sich um ein höchst unrealistisches Modell. In der Natur findet sich weder das reibungslose Bett noch die einheitliche Wellenlänge und Form der Unebenheiten. Am Prinzip, dass durch einen mässigen Wasserdruck der Gletscher beschleunigt werden kann, ändert sich aber dadurch nichts. Nur ist zu berücksichtigen, dass bei einem unregelmässigen Bett und starren Gletscher die Hohlräume rasch kommunizieren und ein zu grosser Wasserverlust eintreten würde. Daraus ist sogleich ersichtlich, dass der Mechanismus umso eher zum Spielen kommt, je besser das Eis sich deformiert und je allgemeiner das Wasser Zutritt zum Bett findet. Dies ist genau der Zustand, der sich im Laufe der Rutschung ergibt. Unter diesen Verhältnissen ist es übrigens durchaus möglich, dass auch das Wasser des Hauptdrainagesystems am Gletscherbett einen Einfluss auf die Gletscherbewegung ausübt, nämlich dann, wenn subglaziale Gerinne infolge der Gleitbewegung des Gletschers verengt werden und sich beim Abfluss ein Rückstau einstellt. Der Abfluss des Allalingletschers erfolgt in mehreren Bächen, und es fällt auf, dass die Wasserführung im Laufe der Rutschung gelegentlich variiert, dass sich ein Teil des Abflusses vom einen ins andere Gerinne verlagert. Dies ist zumindest ein

Hinweis dafür, dass gelegentliche Abflussbehinderungen im Drainagesystem vorkommen. Gesamthaft betrachtet ist aber doch darauf hinzuweisen, dass der Wasserstau eher sporadischer Natur sein dürfte, was mit der Gesetzmässigkeit der Rutschung schlecht im Einklang steht. Es scheint daher wahrscheinlicher, dass das Wasser in den reichlich vorhandenen Spalten angreift und vor allem in den Zonen wirkt, wo das Eis regelrecht zermahlen ist. Zumindest ist diese Idee der Prüfung wert. Ergänzend sei bemerkt, dass wir in einer früheren Arbeit (Röthlisberger und Kasser 1978) die Vermutung geäussert haben, dass sich das Wasser in einer dünnen Basisschicht des Gletschers befinden könnte, in einer Art Eismatsch-Schicht, die sich bei Vorhandensein von genügend Wasser sukzessive bildet und wegen leichter Deformierbarkeit die Beschleunigung der Gletscherbewegung verursacht. (Für geringen Wassergehalt $<1\%$ hat Duval (1977) eine Geschwindigkeitszunahme um etwa den Faktor 3 experimentell bestimmt; für grösseren Wassergehalt wäre ein entsprechend grösserer Effekt zu erwarten). Die Schicht wäre schwach permeabel, so dass vom Moment an, da sich das Wasser nicht erneuert, dieses nach und nach ausgequetscht und die Bewegung sich verzögern würde. Welcher der skizzierten Wassereinflüsse überhaupt möglich ist, wäre durch Experimente erst zu belegen; die Annahme jedoch, dass dem Wasser eine Wirkung zukommt, dürfte kaum grundsätzlich falsch sein.

Prognose

Das Verhalten des Allalingletschers nach dem Gletschersturz von 1965 lässt sich so charakterisieren (Röthlisberger und Kasser 1978), dass die Zunge bis ungefähr 1970 brauchte, um den erlittenen Verlust auszugleichen, seither aber weiter vorsties (Abb. 11). Durch den Vorstoss hat sich durch Abstützung auf einer Felsterrasse auf etwas über 2300 m ü. M. und am Gletscherrand die Stabilität des Gletschers im Rutschgebiet mutmasslich derart erhöht, dass im gegenwärtigen Zustand kein grosser Gletschersturz mehr zu befürchten ist. Dagegen treten am Zungenende infolge des wieder steiler werdenden Geländes vermehrt Eisstürze von ein bis mehreren zehntausend Kubikmetern auf,

die gelegentlich auch bis an den Fuss des Felshangs gelangen.

Die Frage stellt sich, was geschehen wird, wenn das Zungenende weiter vorstösst, womit sicher zu rechnen ist. Nach dem Längsprofil allein beurteilt, ist kaum zu erwarten, dass sich der Gletscher auf dem dachziegelartig geschichteten Plattenhang des heutigen Vorgeländes halten könnte. Es muss aber berücksichtigt werden, dass mehrere Bachrinnen vorhanden sind, in denen schon jetzt die Eistrümmer von kleinen Eisstürzen liegen bleiben. Beim weiteren Vorstoss wird auch der Gletscher in diesen Felstrinnen einen Halt finden, die Zwischenzonen werden von Rinne zu Rinne bogenförmig abgestützt sein. Es ist daher gut denkbar, dass die Gletscherzunge im steilen Schlusshang vor der Talsohle sich wird halten können, weil sie in den Rinnen verwurzelt sein wird. Immerhin ist damit zu rechnen, dass kleinere Eisstürze am Hangfuss einen regenerierten Gletscher aufbauen, der sich schliesslich mit der vorstossenden Zunge zusammenschliesen wird. Die Möglichkeit grosser Eisstürze während der Rutschungsphasen mit höchstens der halben Sturzhöhe von 1965 wird im Laufe der weiteren Entwicklung zu überprüfen sein.

Seeausbrüche

Mauvoisin – Giétrogletscher

Situation

Was den Ausbruch eisgestauter Seen betrifft, bestehen zwischen dem Saastal im Oberwallis und dem Unterwalliser Val de Bagnes auffällende Parallelen. Dies trifft besonders auf die Ausbrüche des Mattmarksees und des Sees von Mauvoisin zu. In beiden Fällen wurde in Zeiten der Gletscherhochstände das Haupttal durch einen Gletscher abgeriegelt, der aus einem hochgelegenen Seitental über eine Steilstufe vorsties. Während jedoch der oben im Zusammenhang mit der Mattmarklawine beschriebene Allalingletscher eine zusammenhängende Zunge ins Haupttal vorschob, handelte es sich in Mauvoisin um die Bildung eines Eistrümmerpfropfens am Fusse einer steilen Wand, über die sich der Giétrogletscher beim Vorstoss

hinausbewegte und in unzähligen Eislawinen abbrach.

Der Seeausbruch vom 16. Juni 1818

Über die Katastrophe von Mauvoisin von 1818 orientieren zeitgenössische Berichte (Bridel 1818a, 1818b). Im Zuge des allgemeinen Gletschervorstosses des zweiten Jahrzehnts des letzten Jahrhunderts häufte sich unter dem Giétrogletscher auf der Talsohle von Mauvoisin ein Eistrümmerkegel an, der innert fünf Jahren zu einer ansehnlichen Grösse anwuchs und sich zu einem regenerierten Gletscher verfestigte. Während die Drance diesen am Anfang in einem natürlichen Tunnel durchfloss, kam es 1817 ein erstes Mal zur Bildung eines Sees, der sich am 27. Mai entleerte ohne Schäden zu verursachen. Im nächsten Jahr gingen die Bauern, durch die niedrige Wasserführung der Drance beunruhigt, schon Anfang April nachschauen und entdeckten, dass der Eiskegel stark angewachsen war und sich dahinter ein See bildete. Die Regierung wurde benachrichtigt und sie entsandte eine Delegation mit dem Kantonsingenieur Ignaz Venetz. Der Eiskegel bildete einen gewaltigen Riegel, der an der niedrigsten Stelle 130 m mächtig war, an der Giétroflanke noch viel weiter hinaufreichte, und der die Talsohle an der Basis auf fast 1 km Länge bedeckte. Seine Kubatur betrug der Grössenordnung nach 10 Mill. m³. Am 16. Mai wies der See bereits eine Länge von über 2 km, eine Breite von 200 m und eine Tiefe von fast 60 m auf und stieg pro Tag um 1–5 Fuss (0,3–1,6 m). Die einzige Möglichkeit, einem unkontrollierten Durchbruch des Sees zuvorzukommen, bestand im Bau eines Eistunnels. Am 11. Mai wurden die Arbeiten unter Leitung von Venetz vom See her in Angriff genommen. Die Sohlenhöhe wurde in 17,5 m Höhe über dem Wasserspiegel angesetzt. Vom 14. auf den 15. Mai fielen gut 60 cm Neuschnee, und Venetz musste vom Stundenlohn auf die Entlohnung im Akkord übergehen, da von 32 nur noch 5 Arbeiter bleiben wollten. Vom 16. Mai an wurde auch am talseitigen Stollenende gearbeitet, und am 17. Mai wurde versucht, zusätzlich durch einen Schacht von der Stollenmitte her einzugreifen. Die Arbeit im Schacht wurde jedoch durch Schmelzwasser verunmöglicht.

Auch im Stollen bereitete das Wasser einige Schwierigkeiten, weil das überlagernde Eis nicht ganz dicht war. Der Sohle musste deshalb eine Neigung gegeben werden. Am 18. Mai gelangten beim Absturz einer Eislawine einzelne Blöcke bis auf den Arbeitsplatz, wo es glücklicherweise keine Verletzten, aber Schäden an Kleidungsstücken gab; auf der Seeseite des Stollens wurde seitlich ein zweiter Zugang von 40 m Länge angelegt, um einen Fluchtweg zu schaffen, falls das reguläre Stollenportal verschüttet würde. Die Arbeit im Regen des Sickerwassers, die

ständige Eislawinengefahr und der Schrecken, als sich unerwartet am Seerand grosse Eisberge lösten, setzte den Arbeitern stark zu, so dass es Venetz nur durch verschiedentliche Lohnerhöhungen gelang, sie bei der Stange zu halten, wobei er wohl oder übel seine Kompetenzen überschreiten musste. Am 4. Juni erfolgte allen Schwierigkeiten zum Trotz der Durchstich bei einer Stollenlänge von 196 m, doch lag die Sohle im Scheitelpunkt noch 6,5 m höher als an den Eingängen. Vom 27. Mai bis 4. Juni hatte indessen sehr kalte Witterung geherrscht, so



Abb. 18. Zeitgenössische Illustration der Absenkung des Sees von Mauvoisin nach einer Zeichnung von Piot am 16. Juni, wenige Stunden vor dem Durchbruch (Bridel, 1818 b); das Wasser hat den Eisstollen von Venetz bereits stark erweitert und vertieft.
a. «Ouverture de la galerie du côté de Bagnes.»
b. «Ouverture de la galerie du côté du Lac.»

dass der Seespiegel noch weit unter der vorausberechneten Kote stand. Erst am 13. Juni abends 10 Uhr erreichte das Wasser die Höhe des Stollens, dessen Sohle in der Zwischenzeit ausgeglichen und vertieft worden war. Das Stauvolumen lag etwa bei 30 Mill. m³. Wegen einer Kalbung in der Nacht vom 10./11. Juni trieb sehr viel Eis auf dem See und staute sich am Einlauf in den Stollen. Ein Arbeiter, der dem Wasser den Weg freimachte, wurde beinahe mitgerissen. Venetz, der nach Beginn des Abflusses mit nur noch zwei Begleitern in Mauvoisin geblieben war, beobachtete noch bis zum 14. Juni um 11 Uhr ein Ansteigen des Sees, dann ein Absinken, das sich langsam beschleunigte. Die Spiegelsenkung betrug bis 14. Juni, 17 Uhr 1 pied (0.325 m), bis 15. Juni, 06 Uhr 10 pieds (3.25 m), bis 16. Juni, 06 Uhr, 30½ pieds (10 m).

Die Absenkung der Stollensohle erfolgte also ziemlich gleichmässig, aber an der Stollenmündung schnitt das Wasser sehr stark in den Eistrümmerkegel ein, so dass sich bald ein Wasserfall bildete, der sich laufend tiefer und nach rückwärts einfrass (Abb. 18). Am Morgen des 16. Juni war bereits gut die Hälfte der Eisbarriere durchschnitten, von der bei den Kalbungen auf der Wasserseite bereits etwa 200 m abgebaut worden waren. Zugleich begann das Wasser unter dem Eis durchzudrücken und zu erodieren. Wegen des Eisschlages hatte der Stollen orographisch links auf der Seite von Mauvoisin angelegt werden müssen, während das alte Bachbett rechts verlief. Der Stollen befand sich daher nur knapp 20 m über dem seitlichen Gehängeschutt, der jetzt subglazial weggespült wurde. Um 16.30 Uhr brach mit Getöse der letzte Eissteg zwischen dem ausweiteten Stollen und der in einem tieferen Stockwerk entstandenen Rinne ein, und eine Flutwelle wälzte sich zu Tal. Sie erreichte Bagnes um 17.10 Uhr, also nach 40 Minuten, Martigny um 18 Uhr nach anderthalb Stunden. In der Schlucht von Mauvoisin erreichte das Wasser 30 m Höhe, an der massiven Brücke von Le Châble staute es sich und stieg rasch um mehr als 15 m. Streckenweise wälzte sich ein vertikaler Trümmerwall aus Felsblöcken, Balken und Baumstämmen vor der Wasserfront. Bovernier wurde verschont, obwohl die Flut an der gegenüberliegenden Talseite viel höher hinaufbrandete. Die zer-

störten Gebäude von Mauvoisin bis Martigny gingen in die Hunderte, der grösste Teil der Ernte wurde vernichtet. Die Zahl der Todesopfer wurde bis zum 25. Juni im Tal mit 10 und in Martigny mit mindestens 34 angegeben.

Durch ein Missgeschick kamen die Alarmvorkehrungen nicht wie vorgesehen zum Einsatz (Mariétan 1970). Wegen eines Irrtums des Wächters bei der Brücke von Mauvoisin wurden die Höhenfeuer zwei oder drei Tage zu früh angezündet und nicht prompt genug wieder erneuert, da man in Bagnes glaubte, nach drei Tagen des starken gleichmässigen Abflusses müsse der See bereits fast leer sein. In Martigny selbst wurde nach dem früheren Fehlalarm das Rauchzeichen nicht mehr ernst genommen. Es war auf dem Mt. Chemin, von wo aus man die Flut nahen sah, nur eine Viertelstunde vor deren Eintreffen in Martigny gegeben worden.

Der Seeausbruch vom 25. Mai 1595

Noch schlimmere Folgen zeitigte ein früheres Hochwasser, das seine Ursache allem Anschein nach im selben Mechanismus hatte wie das von 1818, auch wenn darüber keine näheren Angaben erhalten sind. Damals kamen 140 Personen ums Leben, und es wurden über 500 Häuser zerstört. Als wahrscheinlichstes Datum kann der 25. Mai 1595 gelten. Sowohl die Jahreszeit wie der Zeitpunkt am Anfang einer Periode maximaler Gletscherstände zeigen eine so gute Übereinstimmung mit dem Ereignis des 19. Jahrhunderts, dass mit grosser Wahrscheinlichkeit auf die gleiche Ursache geschlossen werden kann.

Massnahmen nach der Katastrophe von 1818

Mit der Bildung des Eisdamms mag zwar 1818 der Vorstoss des Giétrogletschers sein Maximum erreicht haben, aber die Eislawinentätigkeit war deshalb noch lange nicht zu Ende, und es stellte sich während der folgenden Jahre und Jahrzehnte die Frage, ob sich der Damm nochmals regenerieren könne. Beim Seeausbruch hatte sich eine Schlucht im Eis gebildet, die sich im Laufe von vier Jahren wieder mit Eistrümmern füllte. Wenn diese auch noch nicht so kompakt gelagert

waren wie der alte Kegel, wurde es doch als notwendig erachtet, dem ungehinderten Durchfluss der Drance nachzuhelfen. Dies wurde durch Zuleiten von Bächen von der Alp l'Alia in Holzkänneln bewerkstelligt. (Durch parallele Führung von zwei Wasserstrahlen konnten Eislamellen abgetrennt werden und so mit dem Wasser eine grössere Wirkung erzielt werden als dessen Schmelzvermögen entsprach.) Damit bezweckte Venetz, die Schlucht bis zur Drance wieder zu öffnen, so dass ein möglichst grosser Teil der neuen Lawinen gleich weggespült würde (Venetz 1825). Später sollte das Bett der Drance ausgeweitet werden, um sukzessive auch das ältere Eis abzutragen.

Künstlicher Stausee und Eislawinen

Seit dem Bau der 237 m hohen Bogenmauer von Mauvoisin liegt der Giétrogletscher über einem grossen Stausee, in dem allfällige Eislawinen schmelzen würden, ohne dass sich je wieder eine Eisbarriere bilden kann. Dafür ist ein neues Problem entstanden. Eislawinen erzeugen im See Wellen, die überschwappen könnten. Diese Frage ist seit 1966 gründlich untersucht worden, und der Gletscher wird laufend überwacht (Bisaz und Quadranti unveröffentlicht; Bisaz et al. unveröffentlicht; Röthlisberger 1974; Kasser und Aellen 1974).

Hydraulische Modellversuche der VAW haben ergeben, dass Eisstürze erst mit Kubaturen über $\frac{1}{4}$ Mill. m³ zu einem gefährlichen Überschwappen der Mauer führen. Die Frage an die Glaziologen lautete, ob mit entsprechenden Abbrüchen zu rechnen sei. Dies konnte bis jetzt verneint werden. Der Gletscher ist zwar im Vorstoss begriffen, hat aber die Felskante noch nicht in einer solchen Mächtigkeit und Breite erreicht, dass der Abbruch grosser Kubaturen bevorstehe.

Ausser dem normalen Gletscherverhalten ist auch die Möglichkeit berücksichtigt worden, dass der Giétrogletscher eines Tages ähnlich wie der Allalingletscher eine Rutschung ausführt. Deshalb ist eine mechanische Bewegungsmessanlage entwickelt und installiert worden, welche die Bewegung der Zungenspitze laufend registriert und ins Tal übermittelt (Röthlisberger und Aellen 1970; SVZ 1979, 158). Bis jetzt hat sich der Gletscher sehr gleichmässig bewegt. Es darf aber nicht

übersehen werden, dass es vor der Katastrophe von 1818 nur einer kurzen Zeit von fünf Jahren bedurfte für die Ablagerung eines Kegels von rund 10 Mill. m³ Eis im Tal. Die Messungen am Allalingletscher zeigen, dass der Übergang von der normalen Bewegung zur Rutschung Zeit beansprucht. Bis zur Erreichung hoher Geschwindigkeiten dauert es mehrere Wochen. Diese Zeit würde in Mauvoisin für eine Absenkung des Seespiegels zur Verfügung stehen.

Grubengletscher (Saastal)

Wiederholte Hochwasser des Fällbachs

Wegen der Hochwasser des Talflusses Vispa, die sich bei den Ausbrüchen des Mattmarksees (S. 200) während der «kleinen Eiszeit» von Ende des 16. bis zu Anfang des 20. Jahrhunderts besonders verheerend auswirkten, siedelten sich die Bewohner des Saastals notgedrungen auf den Schuttkegeln an. Leider musste dabei an Stelle des regionalen ein lokales Hochwasserrisiko in Kauf genommen werden, sind doch die Schuttkegel weitgehend das Produkt grosser Wasserführung eines kleinen Baches. Dies gilt auch für das Dorf Saas Balen. Es wird vom Fällbach durchflossen, der auf der Westseite des Fletschhorns (3996 m) am Grubengletscher entspringt und nach steilem Lauf über Schutthänge und Felsstufen am Fuss eines hohen Wasserfalls den Dorfrand erreicht. Das Wasser sammelt sich zwischen rund 2900 und 2770 m in einer Anzahl von Gletscherseen, die durch subglaziale Bachabschnitte miteinander verbunden sind (Abb. 19). Das Gelände ist hier verhältnismässig flach und ist ausser durch die bogenförmige Gletscherzunge mit ihren Randseen durch unregelmässige Moränenablagerungen und im NW durch einen Blockgletscher (Haeberli et al. 1979) gekennzeichnet. Verstreut entstehen während der Schneeschmelze und nach starken Niederschlägen temporär weitere Seelein und Tümpel.

Die meisten Hochwasser und Murgänge, von denen Saas Balen betroffen wurde, hatten ihren Ursprung im Gletscher. Nach der Saaser Chronik von Ruppen (1851) zu schliessen war dies z. B. am 24./25. Juni 1829 und am 20. Juli 1868 der Fall. In beiden Fällen schwoll der Fällbach nach geringer Wasser-



Abb. 19.

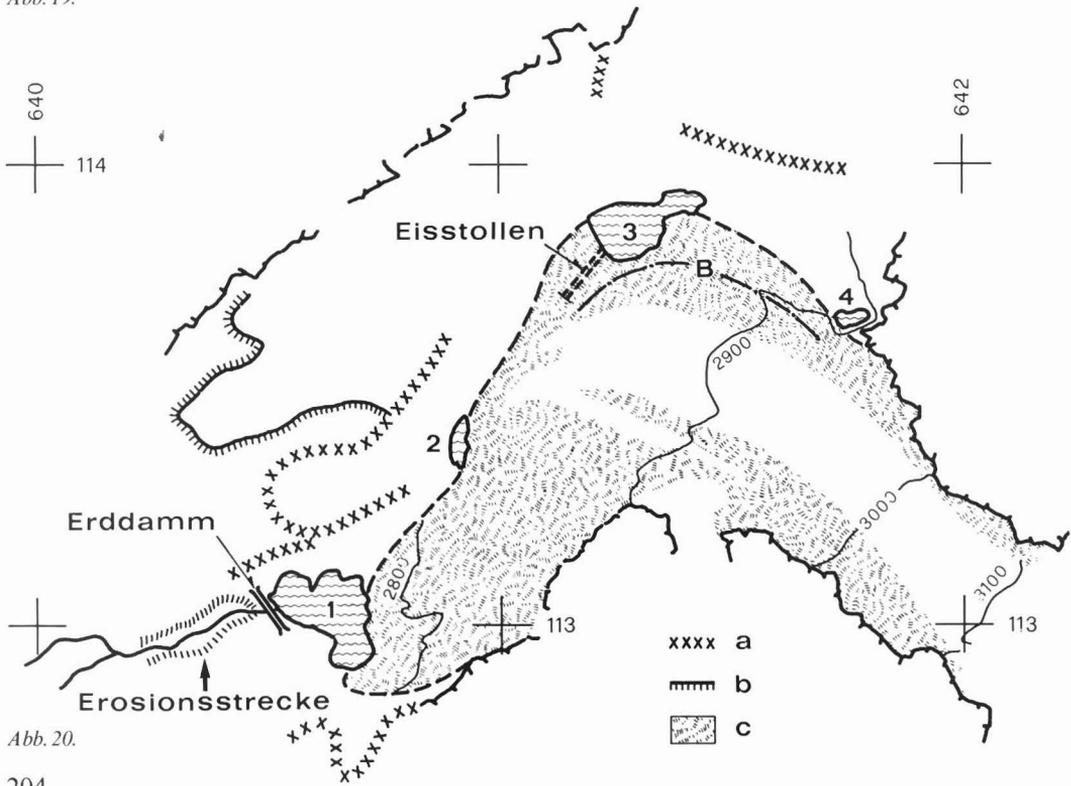


Abb. 20.

Abb. 19. Zunge des Grubengletschers (untere Bildhälfte) und des Blockgletschers (oben; vgl. Abb. 20). Unten rechts: Blankes Eis mit wenig Neuschnee, unten Mitte: Schuttbedecktes Eis, links: See 1 und Erosionsrinne, Mitte rechts: See 3. (Luftaufnahme der V + D vom 5.9.79, Reprobewilligung vom 30.3.80).

Abb. 20. Zungengebiet des Grubengletschers mit den Seen 1 bis 4. Legende: a Moränenwall, b Blockgletscherstirn, c Gletscher mit Schuttbedeckung, B bogenförmige Obermoräne (nach Röthlisberger, 1979).

führung unter Mitführung von Felsblöcken und Schuttmassen plötzlich an. Anders im August 1958, als in drei Tagen 150000 m³ Wasser relativ langsam abfloss ohne Schäden zu verursachen. Aus einem Bericht des kantonalen Baudepartements geht hervor, dass sich infolge des Gletscherrückgangs bei

einem um 1954 neu entstandenen See das Abflussgerinne verlagert hatte (Abb. 19–21, See 3). Das Wasser schnitt sich dabei in einer wenige Meter breiten Schlucht auf 300 bis 400 m Länge bis zur Grundmoräne ein. Der selbe See entleerte sich 10 Jahre später am 2. Juli 1968 ein weiteres Mal, diesmal aber plötzlich, wobei von 170000 m³ Wasser etwa 400000 m³ Moränenmaterial erodiert und mitgeschleppt wurde. Dadurch entstanden in Saas Balen Schäden von etwa 2 Mill. Fr. Schon am 8. Juli 1970 wiederholte sich der Seeausbruch auf fast identische Art und Weise, nur dass die Schutführung nicht mehr so gross war. Bereits nach dem Ereignis von 1968 waren glaziologische Studien in Angriff genommen worden, die noch nicht abgeschlossen waren, als im Vorsommer 1970 festgestellt wurde, dass der Seeausfluss

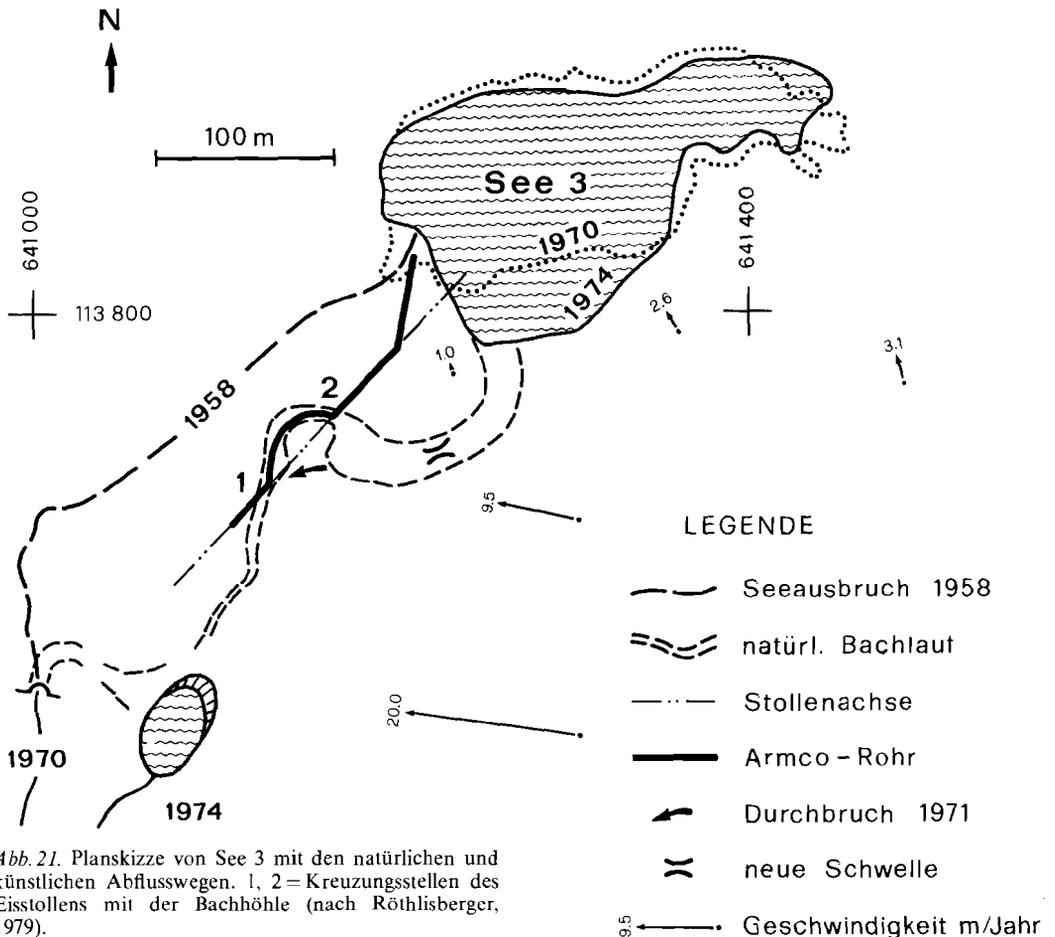


Abb. 21. Planskizze von See 3 mit den natürlichen und künstlichen Abflusswegen. 1, 2 = Kreuzungsstellen des Eisstollens mit der Bachhöhle (nach Röthlisberger, 1979).

wiederum verschlossen war. Über den anschliessenden, im Detail beobachteten Seeausbruch und die nachfolgenden, sich über Jahre erstreckenden Untersuchungen und Massnahmen liegen ausser einer Fülle von Aktenmaterial bei Gemeinde, Kanton und Bund eine Reihe von Publikationen und internen Notizen vor, u.a. Röthlisberger (1971, 1974, 1979), Aellen (unveröffentlicht), Haeberli (1975, 1976, 1977, 1979), Haeberli und Röthlisberger (1976), Kasser (1969), Lichtenhahn (1971, 1979). Im folgenden seien die wichtigsten Punkte herausgegriffen.

Ursachen

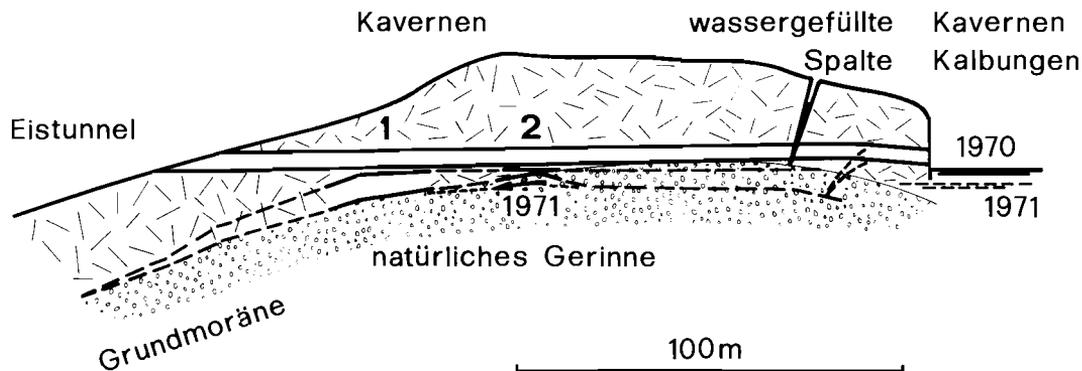
Über die Ausbrüche des letzten Jahrhunderts ist nichts bekannt ausser dem Datum und den Auswirkungen, und dass im einen Fall das Wasser vom Gletscher kam, im andern der Ausbruch eines unterirdischen Sees vermutet wurde (Wassertasche?). Jedenfalls waren die Gletscher im letzten Jahrhundert viel grösser als bei den jüngsten Ereignissen, so dass die Seen damals an einer andern Stelle gelegen haben müssen. Dies schliesst aber nicht eine gleichartige Ursache aus.

Bei den jüngsten Ereignissen in den Jahren 1958, 1968 und 1970 handelte es sich um den gleichen See Nr. 3. Einer der entscheidenden Faktoren dürfte seine Lage in einem Kar gewesen sein, wo verbreitet Permafrost vorkommt und die Gletscherzunge eine 20–30 m mächtige kalte Oberflächenschicht mit Temperaturen um $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweist und randlich am Untergrund angefroren ist. Dort, wo sich der See am Gletscherrand staut, ist die angefrorene Gletscherrandzone mit Schutt

bedeckt und wallförmig verdickt (bogenförmige Obermoräne B in Abb.20). Die Barriere aus kaltem Eis war, bevor sie 1958 vom Wasser durchschnitten wurde, dicht. Nachher erfolgte der Abfluss jahrelang ungehindert an der Gletschersohle. Dabei muss sich das Gerinne sukzessive seitlich verschoben haben, ohne dass das Gletschertor seine Lage änderte. Dies zeigte sich nach dem Seeausbruch von 1970, als das subglaziale Gerinne zugänglich wurde (Abb.21). Es war nun auch möglich, Beobachtungen über den Mechanismus der Verstopfung anzustellen, besonders im Herbst 1971, nachdem sich infolge eines lokalen Wasserdurchbruchs der Seespiegel um fast 2 m gesenkt hatte (Abb.22).

Im obersten Abschnitt des subglazialen Gerinnes zwischen dem See und Ziffer 2, wo die Sohle leicht ansteigt, war ein Gang von der eindrucklichen Breite von stellenweise weit über 10 m ausgeschmolzen worden. Dieses Gewölbe senkte sich innert wenigen Wochen vollständig auf die aufgeweichte Grundmoräne ab. Dabei fand eine seitliche Stauchung statt, was auf den Einfluss der Gletscherbewegung hindeutet, der ohne Zweifel umso stärker war, je mehr sich das Gerinne gegen den Gletscher zu verschob. Dies war mit der grossen Spannweite zusammen der mutmassliche Grund für den Verschluss des Gerinnes. Jedenfalls schlossen sich die kleineren Gewölbe unterhalb Ziffer 2 weniger stark, bis man sich weiter unten wieder dem be-

Abb.22. Längsprofil durch Eisstollen und natürliches subglaziales Abflussgerinne: der gestrichelt gezeichnete Teil des natürlichen Gerinnes ist in die Vertikalebene durch den Eistunnel projiziert (vgl. Situation in Abb.21).



wegen Gletscher näherte. Ein weiterer Grund dafür, dass sich der Seeabfluss längere Zeit nicht, und dann gleich im Abstand von zwei Jahren zweimal verschloss, mag darin liegen, dass sich die Gefrierfront infolge der ständig dünner werdenden Eisüberlagerung nach unten verschob. Darauf deutet auch ein grosser Temperaturgradient hin. Für den Mechanismus des Verschlusses und den späteren Durchbruch des Wassers ist es wichtig, dass sich der See im Verlauf des Winters durch Versickerung entleert. Im subglazialen Gerinne fliesst aus diesem Grund schon vom Herbst an kein Wasser mehr, das einen Abfluss offen halten könnte. Wenn der Seespiegel im Frühsommer genügend gestiegen ist, stellt sich voraussichtlich zuerst in der Grundmoräne eine Sickerströmung ein, die zu einer langsamen Erwärmung längs des alten Bettes und schliesslich zum Durchbruch führt. Mit grosser Wahrscheinlichkeit öffnet sich immer wieder das alte Bett, wo die Grundmoräne nur bis in geringe Tiefe gefroren ist, doch kommen auch spontane Durchbrüche vor, wie die Spiegelsenkung von 1971 zeigt.

Beobachtungen beim Seeausbruch von 1970

Mit der Annahme eines exponentiellen Anstiegs des Abflusses mit der Zeit konnte am Morgen des 8. Juli 1970 eine Vorhersage der Hochwasserspitze nach Saas Balen gemeldet werden, die recht gut stimmte. Auf Grund von improvisierten Abflussmessungen wurde eine Verdoppelung der Abflussmenge in 2½ Std. bestimmt; die spätere Analyse ergab 2 Stunden 19 Minuten. Total flossen 170 000 m³ ab, bei einer Stauhöhe von 7 m. Die Abflussmenge erreichte eine Spitze von etwa 15 m³/s (SVZ 1979, 161, Abb. 68). Nach der Theorie (Nye 1976) sollte die Abflussmenge stärker als nach dem Exponentialgesetz zunehmen. Dies war nicht der Fall. Möglicherweise war daran eine Abnahme der Wassertemperatur mit fortschreitender Spiegelsenkung infolge inverser Temperaturschichtung im See schuld.

Massnahmen

Als im Juni 1970 bemerkt wurde, dass der Seeausfluss wieder verschlossen war, wurde versucht, das Wasser mittels Sprengungen

zum Abfluss zu bringen. Der Erfolg blieb verständlicherweise aus, da mit der seitlichen Verschiebung des Gerinnes gegenüber der ursprünglichen Lage der Schlucht (diese hatte sich längstens mit Schutt gefüllt und war zugefroren) nicht gerechnet worden war.

Nach dem Seeausbruch, der wieder zu kräftiger Erosion (100 000–150 000 m³) und Schäden in Saas Balen führte, mussten Vorkehrungen für 1971 getroffen werden. Sie bestanden im Bau eines Eistunnels von 180 m Länge, der vom 16. September bis 18. November ausgeführt wurde, was auf 2850 m ü. M. keine einfache Aufgabe ist. Erhebliche Schwierigkeiten bereitete die Kreuzung mit dem subglazialen Bachablauf (Ziffer 1 von Abb. 21/22) an einer Stelle, wo die Stollensohle 5–6 m über dem Bachbett lag und das darunterliegende Gewölbe 10 m Breite und 4 m Höhe aufwies, dies bei schleifendem Schnitt der Achsen. Am Stollenende beim See behinderten eine wassergefüllte Spalte und gefährliche Klüfte die Arbeit. Nachdem im Frühjahr 1971 das natürliche Gerinne wiederum verschlossen war und das Wasser einige Tage durch den Eistunnel geflossen war, folgte in den nächsten Jahren die Tieferlegung der Stollensohle und die Verlegung eines Armco-Rohres von 1,25 m Durchmesser in die Grundmoräne. Kalbungen an der Eisfront verursachten Wellen von mehreren Metern Höhe, durch die das Rohr beim Einlauf beschädigt wurde (Haerberli 1975, 1977, Haerberli und Röthlisberger 1976, Iken 1977). So traten ständig neuartige Probleme auf, die nicht nur die am Bau Beschäftigten, sondern auch die Glaziologen in Atem hielten.

Als flankierende Massnahme zum Eistunnel wurde im Hinblick auf eventuelle Wassertaschen bei See 1 (Abb. 19/20) ein Damm aufgeschüttet und der Fällbach durch Sperren verbaut. In Saas Balen galt es, den Bachlauf im Dorf wieder herzustellen sowie die Felder wieder für die Bewirtschaftung herzurichten.

Zukünftige Entwicklung

Ein stationärer Zustand ist die grosse Ausnahme im Leben eines Gletschers. Es ist daher nicht zu erwarten, dass See 3 lange Zeit unverändert verharren und das Abflussrohr ungestört funktionieren wird. Im Fall

eines weiteren Gletscherschwundes könnte der See wachsen und allenfalls weiter gletscheraufwärts subglazial ausbrechen oder beim gegenwärtig wahrscheinlicher scheinenden Vorstoss der Auslauf des Rohres zgedrückt werden. Dass unter solch labilen Verhältnissen überhaupt ein Bauwerk am Gletscher selbst errichtet wurde, mag erstaunen. Im vorliegenden Fall bot sich wegen Zeitdruck und ungünstigen Terrainverhältnissen aber gar keine andere Möglichkeit.

Schlussbemerkungen

Allgemeines über Ursachen und Auswirkungen

Beim Thema «Gletscherlawinen und Ausbrüche von Gletscherseen» stellt sich fast von selbst die Frage nach den Ursachen, verbindet sich doch damit die Hoffnung, Katastrophen vermeiden zu können. Dabei ist es aber oft gar nicht klar, was eigentlich unter «Ursache» zu verstehen sei. So ist ohne Zweifel die Schwerkraft sowohl bei Gletscherstürzen wie bei Hochwasser eine der Ursachen, aber sicher nicht die, für die sich der Fragesteller interessiert. Meistens lassen sich bei jedem Ereignis eine ganze Reihe von Ursachen finden, doch hat nicht jede den selben Stellenwert. Es ist daher vorteilhafter, vom neutralen Überbegriff der Faktoren auszugehen, unter dem alles Platz hat von der Schwerkraft über die Topographie bis zu einem auslösenden starken Regen. Unter den vielen Faktoren, die bei einem Ereignis eine Rolle spielen, gilt es zwischen solchen, die als Vorbedingungen angesprochen werden können und anderen, die als eigentliche Ursachen in Frage kommen, zu unterscheiden. Dabei kann einer der Ursachen die Rolle des auslösenden Moments zukommen. Die Übergänge zwischen diesen verschiedenen Kategorien von Faktoren sind naturgemäss schleifend, und die Zuteilung lässt sich kaum objektiv vornehmen, doch kann die Unterscheidung von praktischem Nutzen sein. Im konkreten Fall stellt sich die Frage, durch welche Merkmale sich eine gefährliche Situation von einer harmlosen unterscheidet, und ob eine brauchbare Prognose möglich ist. Bereits an den Vorbedingungen lässt sich eine Gefahr erkennen. Um aber den genau-

en Zeitpunkt des erwarteten Ereignisses anzugeben, bedarf es der Kenntnis der eigentlichen Ursachen resp. des auslösenden Moments. Auch dann ist eine Prognose nur möglich, sofern Kriterien vorhanden sind, nach denen der zu erwartende weitere Verlauf beurteilt werden kann. Wie die Erfahrung zeigt, lassen sich solche Kriterien auch empirisch finden, wenn die Ursache noch kaum bekannt ist.

Was die Auswirkungen betrifft, ist ihre Beurteilung nicht mehr eine rein glaziologische Frage. Sobald die Eiskubatur eines mutmasslichen Gletschersturzes oder das Stauvolumen für einen bevorstehenden Seeausbruch festgelegt ist, liegt es an anderen Spezialisten, die Auslaufstrecke und Wirkung einer Lawine, oder die Flutwelle in einem See nach einem Eissturz resp. längs der Flußstrecke zu beurteilen. Die Beschäftigung mit Gletscherkatastrophen ist im allgemeinen eine ausgesprochen interdisziplinäre Angelegenheit.

Gletscherlawinen

Den Gletschern, an denen sich grosse Eisstürze ereignen, ist ein grosses Gefälle gemeinsam. Dieser Faktor stellt zusammen mit der Eismächtigkeit Vorbedingungen dar, die eine Beurteilung bis zu einem gewissen Grad erlauben, wobei die Temperaturverhältnisse eine entscheidende Rolle spielen. Die gewählten Beispiele haben dies zur Genüge gezeigt, liegt doch die kritische Neigung beim ausgesprochen kalten Hängegletscher, der auf sehr steiler Unterlage angefroren ist (Randa/Weisshorn) bei 45°, beim steilen Eisschild mit Temperaturen um den Gefrierpunkt (Altels) um 35° und beim temperierten Talgletscher mit grosser Gleitkomponente (Allalingletscher) bei 25–30°.

Die Bedeutung der Gletschermächtigkeit ist nicht zum vornherein klar, kann doch grössere Eisdicke auch bessere Haftung am Bett bedeuten (auch ganz dünne Eisplatten können abgleiten, besonders wenn sie von dickerem Eis gestossen werden), doch wächst mit zunehmender Mächtigkeit die Schubspannung, was schliesslich zum Verlust der Stabilität führen muss. Eine bestimmte Eisdicke oder eine kritische Massenverteilung stellt im allgemeinen eine der wichtigen Vorbedingungen dar. Beide hängen ihrerseits in erster

Linie von der Witterung ab, daneben aber auch von der Gletscherbewegung. Letztere lässt sich aus Messungen extrapolieren und z. T. auch vorausberechnen.

Neben den fast trivialen Vorbedingungen der Steilheit und Eisdicke fällt als wichtigstes gemeinsames Merkmal der angeführten Beispiele die gewölbe- oder schalenförmige Anrissfläche auf. Es handelt sich um eine in der Geologie altbekannte Erscheinung, die darauf zurückzuführen ist, dass der stehengebliebene Gewölbebogen eine statisch stabile Struktur darstellt. Dies ist nur möglich, wenn die längs des Bogens vorhandenen Druckspannungen am Bogenende an einem Widerlager aufgenommen oder auf eine kürzere oder längere Strecke längs des Bogens in die Sohle abgeleitet werden (den entsprechenden Bogenabschnitten kommt dann die Funktion des Widerlagers zu). Fragt man sich nach dem Unterschied zwischen dem stehengebliebenen und dem abgestürzten Teil des Gletschers, so kommt man fast zwangsläufig zur Feststellung, dass letzterem das Widerlager gefehlt haben oder verloren gegangen sein muss. Unter diesem Gesichtspunkt ist der Verlust der Abstützung in Widerlagern eine der wichtigsten Ursachen von Gletscherlawinen. Wie dieser Verlust im einzelnen zustandekommt, kann von Fall zu Fall stark variieren, wobei Faktoren wie Topographie, Massenhaushalt und Gletscherbewegung eine wichtige Rolle spielen. Im allgemeinen sind Brucherscheinungen letztlich entscheidend. Ob diese in einzelnen Fällen schlagartig erfolgen (z. B. Altels) ist nicht sicher, doch lässt sich in anderen Fällen die sukzessive Öffnung von Spalten verfolgen. Das Spaltenbild ist dann beschränkt brauchbar, um auf den sukzessiven Verlust der Stabilität zu schliessen und vor allem die Absturzkubatur zu schätzen. Auch bei der Beurteilung von Rutschungen ist die Gewölbebildung von Bedeutung.

Natürlich genügt es nicht, nur die seitliche Abstützung eines absturzreifen Gletscherteils zu berücksichtigen. Ebenso wichtige Faktoren sind der Halt im Stirnbereich, die Verbindung mit dem stehengebliebenen Gletscherteil (Zugbeanspruchung) und die Ablösung an der Sohle. Je ausgewogener das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren, umso ausgedehnter das Gebiet im labilen Gleichgewicht, umso grösser die Kubatur.

Seeausbrüche

Bei den Seeausbrüchen ist die Stichprobe von nur zwei Beispielen viel zu klein, um einem derart vielgestaltigen Phänomen gerecht zu werden. Die zwei Fälle passen aber gut ins Bild und lassen daneben Eigenheiten erkennen, die zu dessen Abrundung beitragen können. Während die Entleerung, einmal im Gang, weitgehend nach einer Gesetzmässigkeit abläuft, die ausgezeichnete Prognosen erlaubt, gilt dies weder für den Beginn des Seeausbruchs noch ohne Vorbehalt für dessen Endphase. Der Anfang des Abflussvorganges kann auf ganz verschiedene Weise eingeleitet werden, z. B. rein statisch durch den Auftrieb an der Eisbarriere beim Steigen des Wasserspiegels, durch Spaltenbildung im Gletscher, durch Anzapfung eines Gletscherrücksees, wenn sich das subglaziale Hauptdrainagesystem des Gletschers verlagert, oder durch Sickerströmungen im permeablen Untergrund (wie für die zwei dargestellten Fälle postuliert wurde). Setzt der Abfluss einmal ein, so nimmt er progressiv zu. Für den Verlauf und das Ausmass eines Hochwassers ist dann ausser dem witterungsbedingten Zufluss und der Grösse des Reservoirs in erster Linie die Wassertemperatur entscheidend, aber auch die Temperatur des Eises, da diese den Zeitpunkt des Beginns des Abflusses mitbestimmen kann. Der Fall Grubengletscher lässt die Wichtigkeit deutlich erkennen, die der Temperatur und damit den thermischen Verhältnissen im Permafrostgebiet zukommt.

Dass auf den gesetzmässigen Verlauf der Entleerung nicht immer Verlass ist, zeigt das Beispiel von Mauvoisin, wo sich offenbar mit verschiedener Geschwindigkeit zwei Gerinne nebeneinander ausweiteten, das eine künstlich geschaffen, das andere auf natürliche Weise entstanden, und wo es bei der Vereinigung der beiden zum plötzlichen Durchbruch grosser Wassermassen und damit zur Katastrophe kam. Mit Überraschungen ist also auch bei scheinbar geordnetem Ablauf zu rechnen.

Ausblick

Gefährliche Situationen können sich sowohl beim Vorstoss wie beim Rückzug der Gletscher einstellen, doch sind einzelne Arten

von Gletscherlawinen oder Seeausbrüchen entweder an den einen oder andern Zustand gebunden. Viel wichtiger als die allgemeine Tendenz ist aber in den meisten Fällen die momentane räumliche Entwicklung, d.h. die genaue flächenmässige Ausdehnung und die Massenverteilung eines Gletschers. Damit hängt zusammen, dass sich Gletscherkatastrophen gelegentlich in auffallend gleicher Art und Weise wiederholen (z.B. Altels, Giétro), worauf schon Forel Ende des letzten Jahrhunderts hingewiesen hat. Indem sich die Gletscher stets verändern, nehmen sie früher oder später einmal wieder eine ähnliche Lage ein wie in früherer Zeit, und damit besteht eine gewisse Wahrscheinlichkeit für die Wiederholung eines bestimmten Ereignisses. Während diese Erkenntnis dort zu berücksichtigen ist, wo sich früher etwas ereignet hat, hilft sie bei anderen Objekten nur insofern, als von den bekannten auf analoge neue Situationen geschlossen werden kann.

In jedem einzelnen Fall wurden mehr Fragen aufgeworfen als beantwortet. Dies wird noch lange so bleiben, weil sich mit Gletscherstürzen und Seeausbrüchen nicht experimentieren lässt. Dazu sind es zu seltene Ereignisse, die zu unregelmässig auftreten. Man wird also immer mehr oder weniger auf Mutmassungen angewiesen sein, die aber dazu führen sollten, in bestimmte Richtungen Ausschau zu halten, spezifische Prozesse unter analogen Verhältnissen zu untersuchen und sich auf den Eventualfall gezielt vorzubereiten. Die Anstrengungen sollten sich auf folgende Forschungsziele ausrichten: Klärung von Mechanismen, Aufstellung von Stabilitätskriterien, Beschaffung von Prognosegrundlagen, Entwicklung von Messtechniken und -apparaturen, Planung von Verhütungsmassnahmen.

In den angeführten Fällen schrieb die Natur das Drehbuch. Es hing also z.T. vom Zufall ab, welche Beobachtungen durchgeführt und welche Ergebnisse erhalten wurden. Dies mindert die Wichtigkeit und Einmaligkeit der weitgehend durch die öffentliche Hand finanzierten Untersuchungen sicher nicht herab. Für viele Fragen sind aber langfristige systematische Studien erforderlich.

Literatur

- Aellen, M. (Unveröffentlicht): Interne Notiz über den Ausbruch eines Sees am Grubengletscher (Fletschhorn) ob Saas Balen, am 2. Juli 1968. VAW-ETHZ, 6. Jan. 1969.
- Ambrose, J.W., 1969: Papers presented at the Seminar on the Causes and Mechanics of Glacier Surges, St. Hilaire, Quebec, Canada, September 10-11, 1968, and the Symposium on Surging Glaciers, Banff, Alberta, Canada, June 6-8, 1968. Canadian journal of earth sciences, Vol. 6 No. 4, 807-1018.
- Bisaz, E. und Quadranti, P. (Unveröffentlicht): Stausee Mauvoisin: Modellversuche über Wellenbildung als Folge eines Gletscherabbruchs. VAW (ETH) Zürich, Juni 1972.
- Bisaz, E. u. a. (Unveröffentlicht): Mauvoisin-Giétrogletscher: Studie über die Möglichkeit von Eisstürzen in den Stausee Mauvoisin und deren Auswirkungen, E. Bisaz und P. Kasser sowie H. Röthlisberger, M. Aellen, P. Quadranti, K. Berchtold und B. Salm. VAW (ETH) Zürich, Sept. 1972, 37 S. + Beilagen. (Französische Übersetzung: Mauvoisin-glacier de Giétro: Etude de la possibilité d'une chute de glaces dans le lac de Mauvoisin et de ses conséquences)
- Bridel, Ph.-S. 1818 a: Course à l'éboulement du glacier de Giétroz et au lac de Mauvoisin, au fond de la Vallée de Bagnes. 16. Mai 1818.
- Bridel, Ph.-S. 1818 b: Seconde course à la Vallée de Bagnes, et détails sur les ravages occasionnés par l'écoulement du lac de Mauvoisin. 21. Juni 1818.
- Brückner, E. 1895: Der Gletscherabbruch an der Altels im Berner Oberland vom 11. September 1895. Himmel und Erde (Urania), Jg. 8, H. 2, 57-72.
- Du Pasquier, L. 1896: L'avalanche de l'Altels le 11 septembre 1895. Bull. de la Société des Sciences Naturelles de Neuchâtel, t. 24 (1895-96), 149-176.
- Duval, P. 1977: The role of the water content on the creep rate of polycrystalline ice. (Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale des Sciences Hydrologiques. Commission des Neiges et Glaces) Symposium. Isotopes et impuretés dans les neiges et glaces. Actes du colloque de Grenoble, août/septembre 1975, 29-33.
- Fisher, J.E. 1955: Internal temperatures of a cold glacier and conclusions therefrom. Journal of glaciology, Vol. 2, No. 18, 583-591.
- Flotron, A. 1973: Photogrammetrische Messung von Gletscherbewegungen mit automatischer Kamera. Zeitschrift für Vermessung, Kulturtechnik und Photogrammetrie, Fachheft 1/73.
- Forel, F.-A. 1895: L'éboulement du glacier de l'Altels. Archives des Sciences physiques et naturelles, Genève, t. 34, 513-543.
- Forel, F.-A. et Du Pasquier, L. 1896: Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Jg. 31 (1895-96), 249-266 (16e rapport-1895).
- Haeberli, W. 1975: Überwachung von Kalbungswellen am Grubengletscher. Schweiz. Bauzeitung, 93. Jg., H. 43, 694-696.
- Haeberli, W. 1976: Eistemperaturen in den Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 11 (1975), H. 2, 203-220.

- Haerberli, W. und Röthlisberger, H. 1976: Beobachtungen zum Mechanismus und zu den Auswirkungen von Kalbungen am Grubengletscher (Saastal, Schweiz). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, Bd. 11, H. 2 (1975), 221–228.
- Haerberli, W. 1977: Experience with glacier calving and air-bubbling in high alpine water reservoirs. – *J. of Glaciology*, Vol. 19, No. 81, 589–594.
- Haerberli, W. et al. 1979: Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps, by W. Haerberli, L. King and A. Flotron. *Arctic and Alpine Research*, Vol. 11, No. 4, 421–441.
- Haefeli, R. 1940: Zur Mechanik aussergewöhnlicher Gletscherschwankungen. *Schweiz. Bauzeitung*, Bd. 115, Nr. 16.
- Heim, A. 1885: *Handbuch der Gletscherkunde*.
- Heim, A. 1895: Die Gletscherlawine an der Altels am 11. September 1895, 98. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1896.
- Helbling, R. 1940: Ausbruch eines Gletschersees in den argentinischen Anden und aussergewöhnliche Gletscherschwankungen im Allgemeinen. *Schweizerische Bauzeitung*, Bd. 115, Nr. 11, 121–128.
- Hsü, K.J. 1975: On sturzstorms – catastrophic debris streams generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 86, No. 1, 129–140.
- Hsü, K.J. 1978: Albert Heim: Observations on landslides and relevance to modern interpretations. In Voight, B. ed. *Rockslides and Avalanches*, Vol. 1, Natural Phenomena. 69–93 (Development in Geotechnical Engineering 14 A).
- Hutter, K. und Olunloyo, V.O.S. Im Druck: Basal stress concentration due to abrupt changes in boundary conditions – A cause for high gravel concentration at the bottom of a glacier? *Annals of Glaciology*, Vol. 2.
- Iken, A. 1977: Movement of a large ice mass before breaking off. *Journal of glaciology*, Vol. 19, No. 81, 595–605.
- Jenny, E. 1928: Vom Altelsgletscher. *Die Alpen*, No. 11, 423–426.
- Kamb, B. 1970: Sliding motion of glaciers: Theory and observation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 8, No. 4, 673–728.
- Kasser, P. 1964: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1962–1963. 84. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. *Die Alpen*, 4. Quartal, 285–296.
- Kasser, P. 1967: Fluctuations of Glaciers 1959–1965. Paris, International Association of Scientific Hydrology and UNESCO.
- Kasser, P. 1969: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1967–1968. 89. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft, ergänzter Sonderdruck aus der Zeitschr. «Die Alpen». 4. Quartal, 1969, 200–225.
- Kasser, P. 1972: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1969–1970. 91. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.
- Kasser, P. und Aellen, M. 1974: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1970/71. 92. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.
- Kasser, P. und Aellen, M. 1976. Die Gletscher der Schweizer Alpen 1971/72 und 1972/73. 93. und 94. Bericht der Gletscherkommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.
- Kotlyakov, M. and Smolyarova, N.A. 1978: Proceedings of the International Workshop on Mechanism of Glacier Variations, Alma-Ata and Moscow, 30. September–11. October 1976. Moscow, Academy of sciences of the USSR, section of glaciology of the soviet geophysical committee and institute of geography, data of glaciological studies, chronicle, discussion, publication No. 33, 43–191.
- Lichtenhahn, C. 1971: Zwei Stollenbauten: Stollen im Eis zur Verhinderung von Ausbrüchen eines Sees im Grubengletscher (Wallis) und Stollen im Felsen zur unterirdischen Entwässerung des Rutschgebietes von Campo Vallemaggia (Tessin). *Interpraevent* 1971, Bd. 3, Themenkreis V–VI, 465–475.
- Lichtenhahn, C. 1979: Die Verbauung des Fällbaches in der Gemeinde Saas Balen (Wallis). *Mitteilungen der VAW* Nr. 41.
- Llibouty, L. 1968: General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers. *Journal of Glaciology*, Vol. 7, No. 49, 21–58.
- Llibouty, L. 1979: Local friction laws for glaciers: a critical review and new openings. *Journal of Glaciology*, Vol. 23, No. 89, 67–95.
- Lütschg, O. 1926: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge: Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes, ein Beitrag zur Fluss- und Gletscherkunde der Schweiz. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, *Verbandschrift* Nr. 14. Veröffentlichung der Hydrologischen Abteilung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich. Zürich, Sekretariat des Schweizerischen Wasserwirtschaftsverbandes. XX.
- Mariétan, I. 1970: La catastrophe du Giétroz en 1818. *Bulletin de la Murithienne*, Fasc. 87, 12–15.
- Martel, E.-A. 1895: L'avalanche de l'Altels (Suisse), catastrophe du 11 septembre 1895. *La Nature*, 23e a., 2e sem., No. 1170, 353–356.
- Mellor, M. 1959: Creep tests on Antarctic glacier ice. *Nature*, No. 4687, August 29, 717.
- Mercanton, P.-L. 1929: Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. *Les Alpes*, No. 5, 172–200. (49e rapport – 1928).
- Mougin, P. et Bernard, C. 1922: Etude sur le glacier de Tête-Rousse (Première partie). In *Service des grandes forces hydrauliques, études glaciologiques*. Paris, Ministère de l'agriculture, Direction générale des eaux et forêts, 2e partie, eaux et génie rural, tome IV, 3–90.
- Nye, J.F. 1976: Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins. In *Journal of Glaciology*, Vol. 17, No. 76.
- Post, A. and Lachapelle, E.R. 1971: *Glacier ice*. Seattle and London.
- Renaud, A. 1958: Les variations des glaciers suisses 1957; 78e rapport des observations annuelles publiées par la commission des glaciers de la Société helvétique des sciences naturelles avec la collaboration du Club alpin suisse. *Les Alpes*, 3e trimestre, 226–237.
- Röthlisberger, H. und Aellen, M. 1970: Bewegungsregistrierung an der Zunge des Giétrogletschers. *Schweizerische Bauzeitung*, Jg. 88, H. 43.
- Röthlisberger, H. 1971: Massnahmen gegen die Ausbrüche eines Gletschersees ob Saas Balen (Gruben-

- gletscher). Schweiz. Bauzeitung, 89. Jg., H. 40, 999-1003.
- Röthlisberger, H. 1974: Möglichkeiten und Grenzen der Gletscherüberwachung. Nachdruck aus «Neue Zürcher Zeitung» vom 29. April, No. 196. With a summary in English.
- Röthlisberger, H. et al. Unveröffentlicht: Gletscherstürze am Weisshorn Gemeinde Randa. Expertenbericht über die Untersuchungen 1972/73. H. Röthlisberger unter Mitwirkung von M. Aellen, A. Flotron, P. Kasser, C. Lichtenhahn, B. Salm, R. Sarbach, B. Truffer und J. de Wolf. VAW (ETH) Zürich, Juni 1975.
- Röthlisberger, H. and Kasser, P. 1978: The readvance of the Allalingletscher after the ice avalanche of 1965. Proc. Int. Workshop on Mechanism of Glacier Variations. Alma-Ata, 30.9.-11.10.1976. Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy, Khronika, Osuzhdeniya, Vyp. 33, 152-164.
- Röthlisberger, H. 1979: Glaziologische Arbeiten im Zusammenhang mit den Seeausbrüchen am Grubengletscher, Gemeinde Saas Balen (Wallis). Mitteilung der VAW Nr. 41 (Festschrift Peter Kasser), 233-256.
- Ruppen, P.J. 1851: Die Chronik des Thales Saas. Neuauflage 1945.
- Shreve, R. L. 1966: Sherman landslide, Alaska. Science, Vol 154, 1639-1643.
- Shreve, R. L. 1968: The Blackhawk landslide. Geological Society of America, Special Paper No. 108.
- SVZ. 1979: Die Schweiz und ihre Gletscher. Herausg. Schweizerische Verkehrszentrale.
- Truffer, B. (Unveröffentlicht): Geschichtliches über die Gletscherstürze von Randa. In Gletscherstürze am Weisshorn, Gemeinde von Randa. Expertenbericht über die Untersuchungen 1972/73. VAW (ETH) Zürich, Juni 1975. Beilage I, 1/1-1/22.
- Venez, I. (Unveröffentlicht): Bericht des Ingenieurs der Brücken und Strassen des Kantons Wallis über den am 27sten Decembris 1819 erfolgten Eissturz des Weisshorngletschers und die Zerstörung des Dorfs Randa im Vispacherthal. Sitten, 11. Januar 1820. Kantonsarchiv Sitten (Abschrift in Truffer, unveröffentlicht, S. 1/8-1/11).
- Venez, I. 1825: Apologie des travaux du glacier de Giétroz, contre les attaques réitérées de M. le Chanoine Blanc, Chapelain à Bagnes.
- Vivian, R. 1966: La catastrophe du glacier d'Allalin. Revue de Géographie Alpine, tome 54, Fasc. I, 97-112.
- Weertman, J. 1962: Catastrophic glacier advances. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Colloque d'Obergurgl, 10-18 septembre 1962. Publ. No. 58, 31-39.

Anschrift des Verfassers:

PD Dr. Hans Röthlisberger
 Chef der Abteilung Glaziologie
 Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETHZ
 ETH-Zentrum,
 Gloriastrasse 37/39
 CH-8092 Zürich