

Zeitschrift: Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Graubünden
Band: 84 (1952-1953)

Artikel: Hundert Jahre Firnschwund dargestellt speziell am Beispiel der Berninagruppe
Autor: Gensler, Gian A.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-594548>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 13.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Hundert Jahre Firnschwund

dargestellt speziell am Beispiel der Berninagruppe

Von *Dr. Gian Alfr. Gensler, Kloten*

Der anhaltende Gletscherrückgang ist heute nicht mehr ausschließlich Gegenstand glaziologischer Kommissionen, sondern auch manchem Berggänger zu bleibendem Erlebnis geworden. Dieses ist um so nachhaltiger, je größere Zeiträume in direkter Erinnerung oder durch wertvolle Dokumentierung anderer überblickt werden können. Die Anregung, diese Abschmelzprozesse in ihrer Entwicklung zu verfolgen, ist im heimatlichen Tal am größten; seit 17 Jahren sucht der Verfasser, den Gang dieser Entwicklung zu verfolgen. Im Laufe der Jahre konnten, nebst direkten Messungen, alte Beschreibungen, Photos und Landkarten angeschafft werden, die nun eine Spanne von 120 Jahren umfassen.

Das Oberengadin stellt ein Übergangsklima zwischen der Alpen-nordseite und der Alpen-südseite mit spezifischen Eigenheiten dar. Dieses ist wohl entsprechend seiner Lage im Alpenkörper etwas mehr dem Südalpinen zugeneigt, wird jedoch infolge der relativ niederen Kammhöhe (2900–2950 m) seines nördlichen Gebirgskammes öfters von den Wettervorgängen der Nordtäler erreicht (Lit.-Verz. Nr. 5a), leichter als das beidseitig mehr abgeriegelte Wallis. Wärmemäßig weist das Berninamassiv ähnlich günstige Bedingungen auf wie die südlichen Walliseralpen: auf 1800 m/M verweilt die mittlere Tages-temperatur im Verlaufe eines Jahres in St. Moritz und Saas-Fee mit 150 Tagen um 20–25 Tage länger über der +5°-Grenze (zirka Vegetationszeit) als am Grimsel oder auf der Rigi; in 3500 m/M sind noch rund 15 Tage länger Temperaturen über –5° auf dem Theodulhorn ob Zermatt möglich als in gleicher Höhe am Jungfraujoch.

Die 1200–1400 mm betragenden jährlichen Niederschlagsmengen im 3000-m-Niveau am Bernina werden nur in den Walliseralpen strichweise unterboten, so daß gleiche Wärme und Trockenheit junge Arvenbäume bis auf 2580 m/M gedeihen lassen (4). Der Anteil des gefrorenen Niederschlages kann hier in 3000 m auf 85 % des Gesamtniederschlages veranschlagt werden (reiner Schneefall 65 bis 70 %, 8). Ohne Abschmelzung, Verdunstung und Setzung würde jener nach einem Jahre eine Höhe von rund 10–12 Metern erreichen.

Die Längenänderungen der Gletscherzungen sind zweifellos in starker Abhängigkeit von der Bilanz des Schneehaushaltes im Nährgebiet, d. h. auf den Firnfeldern. Daher wird im folgenden die Entwicklung auf dem Firnfeld des Vadretin Misaun, zwischen Roseg- und Morteratschtal (LK Nr. 268) seit dem Jahre 1600 beschrieben. Photos aus dem Jahre 1866 und 1878, ein Stich von 1860 und ein Panorama von 1833 lassen auf diesem Firn in knapp 3000 m/M einen ganz von Eis umschlossenen Felsen einwandfrei erkennen. Die Frage, ob dieser Fels auch in den beiden Kühleepochen von 1812 bis

Abb. 1. Vadretin Misaun, rechts der Misaun I (Nunataker), 2890–2961 m, der heute den Firn um 70 m überragt, Anno 1600 aber nicht höher war als der links schräg darüber anschließende Misaun II (12–15 m). Dieser «entstand» im Jahre 1928. Die Änderung des Landschaftsbildes durch den Firnschwund wird hier deutlich.

Photo G. Gensler, 13. 6. 50

Abb. 2. Der Rückzug des Palügletschers, festgehalten an den Moränenablagerungen kurzer Vorstöße mit vermutlicher Zeitangabe

Große Strichpunkte (bis 1930 m/M): 1600–1620 und 18. Jahrhundert

Große Striche: 1818/1822, 1857/1865

Kreuze, äußere 1875

Kreuze, innere um 1885–1895

Kleine Strichpunkte 1905–1910, innen 1921

Kleine Punkte um 1930

Kleine Striche 1933–1936 (bis 2080 m/M)

Kleine Kreise um 1940 (bis 2200 m/M)

Photo G. Gensler, 17. 9. 50

Abb. 3. Persgletscherabbruch mit der Isla Persa

Große Punkte: um 1600

Große Striche: 1820–1850

Kleine Punkte 1892–1895

Kleine Kreuze 1921

Photo G. Sommer, August 1947.



1



2



3

1825 und von 1836–1856 mit ihren Gletschervorstößen 1818–1822 und 1844–1856 (Nr. 10) die Firnoberfläche überragte, konnte nur eine Begehung des Felsens selbst beantworten. Diese ergab dann auch eine Trennung in einen oberen, etwas dünkleren, 12–15 Meter hohen Felskopf und einen größeren, helleren Felsfuß. Am oberen Teile bewirkten 5–6 Flechtenarten bei verstärkter Gesteinsverwitterung die dunklere Farbe des Dioritgesteines. Ferner fanden sich hier in 2960 m noch 4–5 Polsterpflanzen und 2 Gräser; sie stellen jedoch nicht den gesamten Bestand dar, da der am 13. Juni erfolgten Aufnahme (Abb. 1) Ausaperungsverhältnisse von Ende Mai entsprachen. Der untere Hauptteil weist makroskopisch keinen Flechtenüberzug auf, nur vereinzelte Polstergewächse lassen sich im kiesig-sandigen und beweglichen Boden in den Felsnischen finden. Dies erhärtet die Annahme, daß der obere Felskopf als sog. Nunatak nicht nur die Firnhöchststände um 1850 und 1820, sondern auch frühere: 1770–1777, 1715, 1677–1681 und 1630–1640, überragte, da auch der Rhonegletscher zu diesen Epochen seine Zunge nie mehr so weit wie Anno 1820 herabschieben konnte und 100 Jahre Eisfreiheit in den Höhen um 3000 m niemals genügen, um einen solchen Flechtenbewuchs zu ermöglichen. Schließlich erweist sich die Tatsache, daß der Rhonegletscher zur Zeit des historisch stärksten Gletschervorstoßes von 1590–1630 (Kühlperiode 1553–1628) lediglich um 150 m weiter talauswärts reichte (2000 m vom Stand 1937/38 entfernt), als genügend stichhaltig, um diesen maximalen Firnstand mit der erwähnten Wachstumsgrenze am Nunataker zu identifizieren (12). Das unter diesen Gesichtspunkten abgeleitete An- und Abschwellen der Firnoberfläche an diesem Nunataker zeigt die Seite 6 folgende Fig. 1. Die Höhen beziehen sich auf den senkrechten Abstand unterhalb des Firnhöchststandes von 1600, der in 2950 m/M liegt, in NW–NNW-Exposition, bei einer mittleren Firnneigung von 38° (27° – 53° im einzelnen). Der Kurvenzug stellt nicht die Änderung von Jahr zu Jahr dar, sondern kann lediglich den ausgeglichenen, öfters extrapolierten Gesamtverlauf vermitteln.

Etwa 50 m oberhalb des Nunatak (= Misaun I) erschien im warmen Sommer 1928 eine neue Granitfelsinsel. Als etwa 20–40 m² großes Felsfenster kann man sie bereits im starken Ablationssommer 1906 erkennen, wurde aber später wieder zugeschlagen. In Fig. 1 sind die senkrechten Überragungshöhen der rechten Felswand vermerkt,

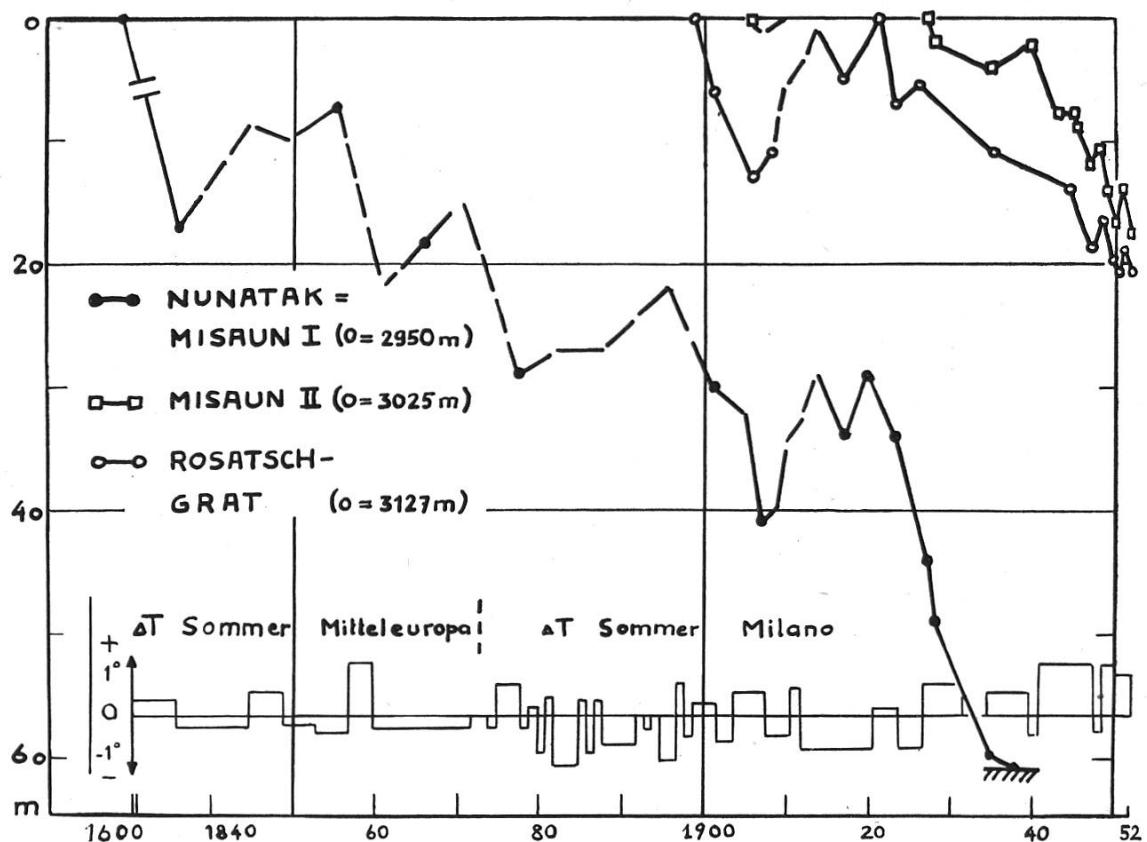


Fig. 1. Das Absinken der Firnoberfläche auf dem Vadretin Misaun in Metern seit dem Jahre 1600 bis 1952 auf Grund des «Emporwachsens» der Felsinseln Misaun I und Misaun II.

Oben rechts das Absinken des Firngrates auf dem Piz Rosatsch. Es zeigt sich eine gute Beziehung zwischen den stark von den Wärmeeinstrahlungsverhältnissen abhängigen (autochthonen) Sommertemperaturen (VI.–IX., Mittel $23,3^{\circ}$) von Mailand und dem Firnschwund.

Oberkante zirka 3025 m, mittlere Firnneigung 25° (17 – 35°). Die gesamte Felsausaperung erstreckt sich heute auf einen Höhenbereich zwischen 2995 und 3025 m/M.

Das «Emporsteigen» des felsigen Gipfelgrates des Piz Rosatsch (3134 m) etwa 50 m hinter dem jetzt 30 m niedrigeren Firngrat des Rosatschgletschers in N-Exposition bei 35 – 45° Neigung zeigt die obere Kurve in Fig. 1.

Einen direkten Beweis dieser Schwunderscheinungen ergibt sich aus einem Vergleich der Meereshöhe gänzlich verfirnter Bergkuppen zwischen der Dufourkarten-Aufnahme 1850/51 und derjenigen der neuen Landeskarte vom August 1935. Unter Berücksichtigung der um 3,26 m tieferen neuen Ausgangshöhe des Fixpunktes Repère Pierre du Niton ergibt sich die in Fig. 2 wiedergegebene Darstellung.

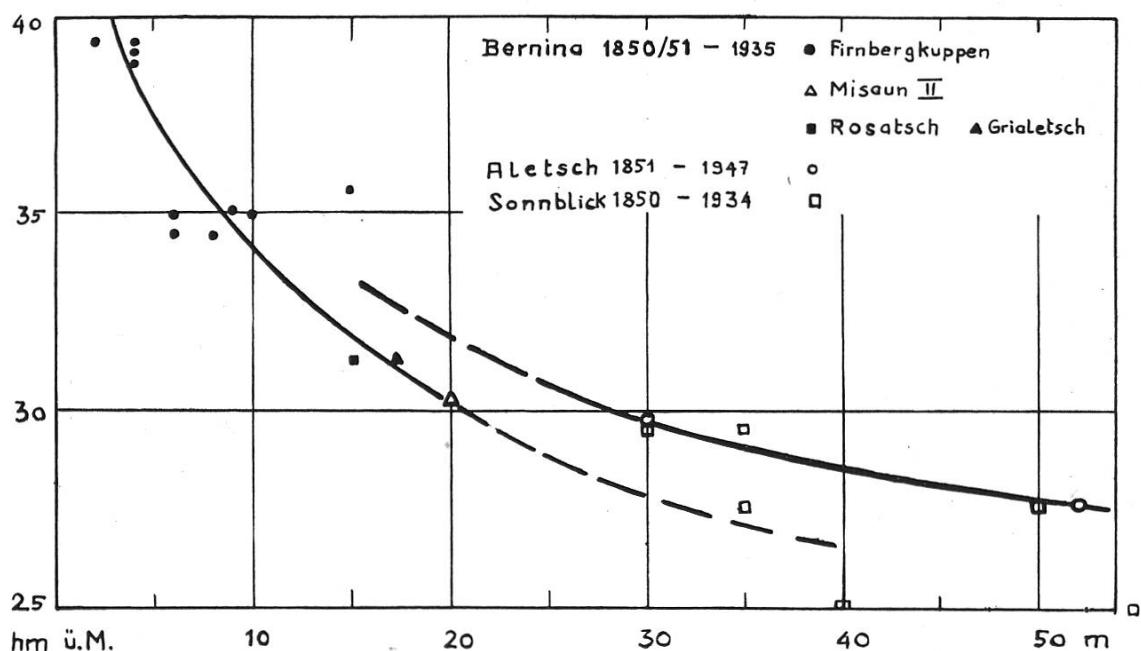


Fig. 2. Das Absinken der Firn- und Gletscheroberflächen innerhalb der letzten 84–96 Jahre in Metern (Abszisse) in Abhängigkeit von der Meereshöhe in Hektometern (Ordinate).

Die hier angeführten Firnabsenkungen können erst im Zusammenhang mit dem Begriff der Schneegrenze ganz verstanden werden. Diese Grenze ist ja die Linie, oberhalb welcher mehr Schnee fällt als schmilzt oder verdunstet; auf eine Horizontalebene bezogen, heißt sie die klimatische Schneegrenze, auf dem Gelände selbst ist es die orographische. Auf den Gletscheroberflächen trennt die Firmlinie den Altschnee vom Firnschnee, der nach einem oder mehreren Jahren zurückbleibt; sie kann bis 100 m tiefer als die Schneegrenze über dem Erdboden liegen (10). Direkt im Gelände beobachtbar ist die klimatische Grenze nicht; die jährlichen Höchststände der temporären (saisonbedingten) Schneegrenze (mindestens die Hälfte des Erdbodens muß dort schneefrei sein) ergeben für jede Exposition charakteristische orographische Schneegrenzen. Etwa 300–350 m unterhalb dieser finden sich die zu tiefst liegenden mindestens einjährigen Firnschneeflecken. Der Verfasser bestimmte Anno 1943 für kleine Gletscher die Firmlinie (nach einer kombinierten Methode, 5, 9) und fand als Mittelwert für das Berninamassiv 3050 m/M (Nordlagen 2915 m, Südlagen 3210 m). Gegenüber 1875, auf Grund der Siegfriedkarten-Vermessung, mit einem Mittelwert von 2920 m (2780 m in Nord-, 3050 m in Südlagen) stieg die Firmlinie um 130 m,

was allein dort einer Erhöhung der Aperzeit von rund 15 Tagen entspricht (5). Da bis 1949 eine weitere Hebung der Firnlinie um 30 m auf 3080 m/M eintrat, bedeutet dies für unseren Nunataker eine Firnlinienhöhe in NW-Lage von fast 3000 m/M, d. h. er ist gleichsam vom Nähr- in das Zehrgebiet heruntergerutscht.

Solche Verluste an Nährfläche spiegeln sich begreiflicherweise im steten Rückzug der Gletscherzungen wider, der für den größten Berninagletscher folgende Beträge ergibt (in Metern):

1857–1877	1878–1890	1891–1900	1901–1910	1911–1920
250	199	116	71,5	74
1921–1930	1931–1940	1941–1950		
92	181,5	239		

Totaler Rückzug 1857–1951: 1250 m, Länge Anno 1875 = 8700 m (siehe auch Abb. 2 und 3). Hier ist zu beachten, daß Firn- und Gletscherflächen wegen ihrer Trägheit zudem in gewissem Sinne als Relikte von um Jahre oder Jahrzehnte zurückliegenden klimatischen Zuständen angesehen werden müssen. Die Zunge des Roseggletschers folgt den Temperaturen der einzelnen Sommer nach zirka 4 Jahren, diejenige des Morteratschgletschers gar erst nach 11 Jahren nach. Es ist daher nützlich, auf der heutigen Dauer der Schneedeckenzeit auf Erdboden zu fußen. Für das Prättigau läßt sich eine Andauer der Schneedecke von 365 Tagen für eine Meereshöhe von 3200 m errechnen gegenüber einer um die Jahrhundertwende ermittelten Firnlinie von 2700–2800 m (23). Auch bei Anrechnung von 150 m infolge seitheriger Verschiebung und bei Umrechnung auf gletscherfreien Boden verbleiben um die 200 m, womit die Aperzeit hier dem Firn- und Eiszustand der Gletscher voraus ist; das bedeutet aber eine um weitere 15–20 Tage verlängerte Aperzeit; der Gewinn seit 100 Jahren beläuft sich somit auf 30–35 Tage verlängerter Vegetationszeit. Im Sommer hinkt die Ausaperung über Eis um 20 Tage derjenigen über Erdboden nach (Depression der orographischen Schneegrenze dort rund 400 m, 28).

Neben einer Zunahme der floristischen Zusammensetzung auf den Berggipfeln von rund einem Drittel bedeutet der bis 250 m über der bisherigen hochstämmigen Baumgrenze wachsende $1\frac{1}{2}$ – $1\frac{1}{2}$ m hohe Arven- und Lärchenjungwuchs wohl die eindrucksvollste Entdeckung

für den aufmerksamen Beobachter, welche diese Ausdehnung der Aperzeit bewirkte. Hier auf Erdboden erreicht die Schneegrenze 3400 m.

Um den möglichen Ursachen nachzugehen, muß man sich zuerst über die Faktoren im klaren sein, welche die Abschmelzung bedingen. Leider ist die Zerlegung des Gletscherhaushaltes in seine Komponenten nur für vereinzelte Beispiele erfolgt. So haben sich auf einem nordschwedischen Gletscher an der Firmlinie folgende Elemente herausgeschält, die für den Schmelzvorgang verantwortlich sind (21): die Wärmeeinstrahlung durch die Sonne, Himmel und Wolken auf den Gletscher dominiert mit einem Anteil von 59 % an der sommerlichen Gesamtabschmelzung; sie wird gefolgt mit 30 % derjenigen Wärme, welche durch warme Winde herangeweht wird, und endlich entfallen die letzten 11 % auf Wärme, die durch Kondensation des Wasserdampfes aus der Luft auf die Eisoberfläche frei wird; damit übereinstimmende Werte liegen aus den Rocky-Mountains vor (14). Besonders stark ist der Einfluß der Einstrahlung zur Zeit des Sonnenhöchststandes im Juni (bis 92 %), wohingegen die warmen Winde ihren Einfluß mit über 40 % speziell im August und Anfang September zur Geltung bringen. Feuchte, neblige Winde über dem Gefrierpunkt können durch ihre konvektive Wärmezufuhr auf die Schneeeoberfläche bis 50 cm Neuschnee schmelzen; sie verhindern eine Verdunstungsabkühlung und wirken, zusammen mit einer die Wärmeabstrahlung verhindernden Wolkendecke, bisweilen stärker als trockene, sonnige Sommertage. Die Abschmelzung war in der ersten Julidekade am stärksten; es ist hiermit ersichtlich, daß Juni- und Juliwetter den sommerlichen Schnee- und Eisverlust weitgehend bestimmen können. Auch die Reinheit des Schnees ist wichtig: Nach dem Saharastaubfall vom März 1947 in den Alpen erhöhte sich im Spätfrühling die Schneeschmelze um 70–75 % gegenüber dem Normalbetrag, da dunkler Schnee mehr Wärmestrahlung aufnehmen kann als heller (15). Das Reflexionsvermögen (Albedo) des Schnees, die reziproke Größe der erwähnten Wärmeaufnahme aus der Sonnenstrahlung, erscheint allgemein als einer der wichtigsten Faktoren im Gletscherhaushalt: Neuschnee reflektiert stärker als Altschnee und nimmt daher dreimal weniger Wärme auf; Eis absorbiert zweimal mehr Wärme als Altschnee. Es ist daher nicht bedeutungslos, ob im Laufe eines Sommers 6 große Schneefälle zu je 5 Tagen eintreten

oder die gleiche Schneemenge in 30 kleinen Lieferungen fällt. Im ersten Falle reichen die langen trockenen Intervalle aus, um die Schneeoberfläche zu verschmutzen und so die Abschmelzung zu beschleunigen; im zweiten dagegen wird immer wieder eine reinweiße Neuschneeschicht aufgelagert. Die Abschmelzung erreicht im ersten den zwei- bis zweieinhalbfachen Betrag derjenigen im zweiten Falle, ohne daß etwa beim ersten Zustand erhöhte Temperatur angenommen wird. Da Regen auf Schnee dessen Weiß nimmt, erhöht auch er in der Folge den Schmelzprozeß (16). In den Alpen können an einem schönen Sommertag 500 m unterhalb der Firngrenze 3–5 cm Eis oder 15–20 cm Altschnee abschmelzen. An sehr heißen Tagen erhöhen sich diese Werte auf 10 cm Eis oder 35–50 cm Altschnee (1, 10). Jährlich verflüssigen sich in den Alpen 400–500 m unter der Firmlinie durchschnittlich 4 m Eis (extrem 7–8 m); 1000 m darunter 8, maximal 14 m.

Dem Gletscherrückgang geht ein Firnschwund voraus; es muß demnach seit 100 Jahren der jährlich verbleibende Schneezuwachs nachgelassen haben. Damit z. B. der Punkt 3350 m auf dem Aletschgletscher dauernd auf dieser Meereshöhe zu liegen kommt, muß am Ende der sommerlichen Abschmelzperiode ein Restbetrag des alten Winterschnees von 4,6 m vorhanden sein, um auch den Verlust durch Setzung und Verdunstung wettzumachen (7); von 1942–1952 verblieben aber im Mittel nur 3,5 m. Am Claridenfirn sind in 2900 m etwa $3\frac{3}{4}$ m Überschuß nötig (18, 19), von 1928–1942 blieben aber nur $2\frac{1}{2}$ m, von 1943–1952 gar nur $2\frac{1}{4}$ m im Jahresdurchschnitt zurück. Lag Anno 1921 die Firmlinie in 2600 m, so stieg sie 1942 auf 2670 m und erreichte 1950 etwa 2720 m. Mit Hilfe des relativ nahe gelegenen Säntisgipfel-Observatoriums kann dieses Firndefizit vornehmlich der erhöhten Sommertemperatur (Juni bis September) zugeschrieben werden: 1916–1927 = $+3,7^{\circ}$, 1928–1942 bereits $+4,5^{\circ}$, 1943–1952 gar $+5,1^{\circ}$. Der Niederschlag am Claridenfirn ging nämlich in den gleichen Zeitabschnitten nur von 360 auf 340 bzw. 330 cm zurück. Dieses Ergebnis würde der für Nordschweiden gefundenen primären Bedeutung der Wärmeeinstrahlung entsprechen. Mehrjährige Untersuchungen auf Weißfluhjoch zeigen, daß die positiven Tagesmitteltemperaturen in enger linearer Beziehung zur Schmelzwassermenge stehen (10 positiven Graden entspricht eine Schmelzwassermenge von 45 mm, 24). Im einzelnen lassen sich aber

heute noch schwer konkrete Ergebnisse ableiten (27). Auf dem österreichischen Sonnblick in den Tauern (3106 m) stieg die Firmlinie seit 1850 um 200–250 m (11), 1947 stieg die temporäre Schneegrenze bis auf 3800 m (19). In Fig. 2 sind hierfür und für das Aletschgebiet die Höhenverluste an der Gletscheroberfläche eingetragen; auf letzteren betrug das Einsinken allein von 1926–1946 im 2000-m-Niveau 40 m und in 1700 m gar 80 m. Lokal kann neben Niederschlagsmangel oder Wärmeüberschuß auch eine Frequenzänderung der schnebringenden oder schneewegfegenden Winde Schwankungen in der Firnhöhe verursachen. Bis etwa 1943 ging mit der Verkürzung der alpinen Schneedeckenzeit auch ein Rückgang der maximalen Winterschneehöhen einher, die noch 60–70 % derjenigen um 1900 bis 1920 erreichen; ihr Wiederanstieg seit 1944 wird aber durch die warmen Sommer wieder völlig zunichte gemacht (8).

Über die ganze Nordhemisphäre lässt sich besonders seit 1885 eine Erwärmung beobachten, am stärksten in der Arktis: stieg während der letzten 100 Jahre in vielen Gebieten die mittlere Jahres temperatur um 0,6–2,2°, so betrug die Erwärmung auf Spitzbergen allein von 1910–1940 3,2°, was eine Verlängerung der eisfreien Zeit in den Meerhäfen von 100 auf 160 Tage zur Folge hatte (6). Ähnliche Erscheinungen treten bis zum 40. südlichen Breitengrad auf; in den Anden bewirkte der Rückgang des Schneeanteils am Gesamt niederschlag eine Schneegrenzenerhöhung von 300 m für die Zeit von 1862–1923 und weitere 200 m bis 1942. In den Südanden betrug diese noch 50 m für die letzten 50 Jahre (2).

Vor dem Maximalstand um 1600–1630 (Fernau-Stadium) bis zurück zum Beginn der nacheiszeitlichen Wärmezeit um 5400–5000 v. Chr., also nach dem Ausklingen des letzten Rückfalles der Eiszeit, der jüngeren Tundrenzeit (8800–8100 v. Chr. mit der «Schlußver eisung»),* mit einer Waldgrenze von 1000–1300 m/M bei uns (zirka 4000 Jahre nach dem Daunstadium) sind auf Grund von Boden- und Vegetationsprofilen keine so hohen Gletscherstände gefunden worden, wenn auch von 1300–1325, nach 1100 n. Chr., im 2. und 7. vor christlichen Jahrhundert (hier die «postglaziale Klimaverschlechte

* Das heißt jüngster prähistorischer Gletschervorstoß, ausgehend von einem dem heutigen ähnlichen Gletscherstande, wobei z. B. die Berninagletscher bis gegen Punt Muragl (7–10 km weiter) und der Palügletscher bis oberhalb Robbia (1300 m/M, 5 km länger) reichte (25); genaue Datierung noch umstritten.

rung», spärliche Moränenfspuren hievon werden als Egesen-Stadium bezeichnet) nicht viel kleinere Gletscherlängen vorhanden gewesen sein müssen (17, 22). In der Mitte der Hauptwärmezeit, um 4300 v. Chr. (mittlere Steinzeit, früheste Neusteinzeit) war es bei großer Trockenheit so warm, daß sich die Gletscher in die höchsten Käre zurückzogen. Ähnlich war es von 2300–1900 v. Chr. (kurz vor der Bronzezeit) und bei erhöhter Feuchtigkeit von zirka 1000–700 v. Chr. (Bronze-Hallstattzeit), wo das warme Klima ein Emporsteigen der Waldgrenze in den Zentralalpen bis mindestens 2800 m/M ermöglichte (heute 2200–2400 m). In einer dritten trockenen Wärmezeit, von 200–550 n. Chr., gedieh im Unterwallis die Olive und in Südenland der Weinstock (Waldgrenze gegen 200 m höher als heute). Am Ende der zweigeteilten 4. Wärmezeit: feuchte Hauptperiode von 850–1200 n. Chr. und trockenes Nachspiel von 1335–1490, hatte es auf dem heute baumlosen Berninapaß (2250–2350 m) so viel Wald, daß dem Bischof von Chur jährlich von den dortigen Grundbesitzern eine bestimmte Menge Arvenzapfen abgeliefert werden konnte; die Edelkastanie wuchs im Unterwallis noch in 1000–1100 m/M. Die nach 1490 einsetzende und über 120 Jahre andauernde Feuchtzeit hat dann mit der um 1550 einsetzenden Abkühlung diese mittelalterliche Wärmezeit abgeschlossen und einen Gletschervorstoß erzeugt, der wohl den Kern mancher Alpensage geformt haben mag.

Ob Schwankungen der Wärmeeinstrahlung durch die Sonne (wegen Vorgängen auf der Sonne selbst) oder durch Veränderungen jener auf dem Wege zur Erde oder ob Vorgänge an der Erdoberfläche (Hebung von Kontinenten oder deren Verlagerungen sowie Richtungs- und Intensitätsänderungen der Meeresströmungen) die wahre Ursache zu den veränderlichen Wärmeperioden sind, wird kaum je entschieden sein; wahrscheinlich sind beide Hauptfaktoren gleichzeitig im Spiele (3, 17).

Die jetzige weltumspannende glaziale Regression führt zum Vergleich mit zwei früheren Evolutionsprozessen: dem Einsatz der Wärmeperiode in den ersten nachchristlichen Jahrhunderten und ihrem Abschluß am Ende des Mittelalters (12. Jahrhundert für die Arktis, 15. für Mitteleuropa). Die berechtigte Frage ist, ob wir in eine neue Transitionsperiode eintreten. Einerseits genügt ein Temperaturfall von nur wenigen Graden, um eine neue Kältezeit zu erwecken: die Dekade von 1907–1916, innerhalb des letzten Gletscher-

vorstoßes kleinen Rahmens, lag die mittlere Sommertemperatur (VI. bis IX.) im 2500–3000-m-Niveau nur um $1,8^{\circ}$ unter derjenigen der wärmsten Dekade von 1941–1950 (das Jahresmittel gar nur um $3/4^{\circ}$) mit einer Schneedeckendepression von 150–200 m. Zum gleichen Ergebnis führten anderseits einige sich folgende Jahre mit spätsommerlichen Firnüberschüssen von mehr als 5 m in der Höhe der Firnlinie oder etwas darüber (18). Erfährt dagegen der jetzige Wärmecharakter eine Fortsetzung um ein weiteres Vierteljahrhundert, so mag das Klima den kritischen Wert überschritten haben, von welchem es kein Zurück mehr gibt (die Poleiskalotte kann z. B. zu klein werden, um hinwegstreichende Windströmungen durchgreifend abzukühlen); wir könnten in den Genuß des frühmittelalterlichen Wärmeregimes gelangen (3). — Müssen wir dann wohl die Gründung einer «Gesellschaft zur Erhaltung der Gletscher» ins Auge fassen?

Literaturverzeichnis

Auszug der verwendeten neueren Publikationen

1. *Ambühl, E.:* Schneeschmelze und Frühling zu Berg und Tal. Alpwirtschaftl. Monatsblätter, «Die Blaue», 84. Jahrg. Nr. 3, 1950.
2. *Broggi, J. A.:* La desglaciation andina y sus consecuencias. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Peru 1942.
3. *Brooks C. E. P.:* Climatic fluctuations and the circulation of the Atmosphere. «Weather», Vol. 5, No. 3, S. 113–119. Royal Meteorological Society, London 1950.
4. *Gams, H.:* Die höchsten Arvenstandorte der Alpen. «Die Alpen», Monatschrift des SAC, 26. Jahrg. Nr. 1, Stämpfli & Cie., Bern 1950.
5. *Gensler, G. A.:* Der Begriff der Vegetationszeit. Diss., 142 S. Engadin Press Co., Samedan 1946.
- 5a. — Die Albula- und Berninakette als Wetterscheiden bei Nordstau. Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., Bern 1952.
6. *Großmayr, F. B.:* Die große säkuläre Klimawende um 1940 und das Katastrophenjahr 1947. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone Nr. 10, Bad Kissingen 1949.
7. *Häfeli, R. und Kasser, P.:* Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des großen Aletschgletschers. Mitteilungen aus der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH, Nr. 15, Zürich 1948.
8. *Hauer, H.:* Klima und Wetter der Zugspitze, 50 Jahre meteorologische Beobachtungen des Observatoriums Zugspitze. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone Nr. 16, 200 S., Bad Kissingen 1950.
9. *Hillischer, H.:* Methoden zur kartographischen Errechnung der Schneegrenze auf Gletschern und deren Anwendung auf die Pasterze (Großglockner).

- Leben und Umwelt, 6. Jahrg. Heft 12, September. Sauerländer & Co., Aarau 1950.
10. *Klebelsberg, R.*: Handbuch der Gletscherkunde und Glaziologie. 2 Bände. Springer Verlag, Wien 1948 und 1949.
 11. *Lichtenegger, N.*: Neuere Gletscherstudien in der Sonnblickgruppe. XLIV. Jahresber. des Sonnblickvereins, S. 13–37, Wien 1935.
 12. *Lüdi, W.*: Besiedlung und Vegetationsentwicklung auf den jungen Seitenmoränen des großen Aletschgletschers. Bericht über das Geobot. Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1944, S. 35–112, Zürich 1945.
 13. *Manley, G.*: Some consequences of the relation between glacier variations and climatic fluctuations in Britain. The Journal of Glaciology Vol. 1 III No. 7, S. 352–356, 1950.
 14. *Miller, D. H.*: Insolation and snow melt in the Sierra Nevada (Rocky Mountains in 2200–2500 m). Bull. of the American Meteor. Socy. Vol. 31 X 1950.
 15. *De Quervain, M.*: Der Staubfall vom 29. März 1947 und seine Beziehungen zum Abbau der Schneedecke. Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., 127. Versammlung, S. 69–71, Genf 1947.
 16. *Sauberer, F.* und *Dirmhirn, I.*: Die Bedeutung des Strahlungsfaktors für den Gletscherhaushalt. «Wetter und Leben», Jahrg. 2, Heft 11/12, S. 248–261, Juni 1950.
 17. *Schwarzenbach, H.*: Das Klima der Vorzeit. 211 S. Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1950.
 18. *Streiff-Becker, R.*: Der Glärnischgletscher. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 94, S. 109–122, Zürich 1949.
 19. — Beitrag zur Gletscherkunde, Forschungen am Claridenfirn im Kanton Glarus. Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges., Band LXXV, Abh. 2, S. 111 bis 132. Gebr. Fretz, Zürich 1943.
 20. *Tollner, H.*: Ergebnisse von Gletscheruntersuchungen in den Hohen Tauern im Spätsommer 1949. «Wetter und Leben», Jahrg. 2, Heft 7/8, S. 159–161, 1949.
 21. *Wallen, C. Chr.*: Glacial Meteorological Investigations on the Karsa-Glacier in Swedish Lappland 1942–1949, S. 1–240. Stockholm 1949.
 22. *Welten, M.*: Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröffentlichung des Geobot. Institutes Rübel in Zürich, 21. Heft, 201 S. Hans Huber, Bern 1944.
 23. *Zingg, Th.*: Klimatische Schneegrenze und Winterniederschläge. Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., 129. Versammlung, S. 115–117, Lausanne 1949.
 24. — Gletscherbewegungen der letzten 50 Jahre in Graubünden. «Wasser- und Energiewirtschaft», 44. Jahrg., Heft 5–7, S. 132–135. Zürich 1952.
 25. *Staub, R.*: Der Paß von Maloja, in: Die Paßlandschaft von Maloja und die Gletschermühlen. Chur 1952.

Über jahreszeitliche Firn- und Schneehöhen Schwankungen orientieren:

26. *Kuhn, W.*: Der Firnuwachs pro 1949/50, 1950/51, 1951/52 in einigen schweizerischen Firngebieten. Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. in Zürich 1950 bis 1952 mit je einem Beitrag des Verfassers über das Berninagebiet.
27. — Zusammenhang zwischen Firnuwachs, Sommertemperatur und Niederschlag nach Messungen auf dem Clariden- und Silvrettagletscher. Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., Davos 1950, S. 145/46.

28. *Friedl H.*: Gesetze der Niederschlagsverteilung im Hochgebirge. «Wetter und Leben», Heft 5–7, Wien 1952.
29. Winterberichte des eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weißfluhjoch, Davos, seit 1936/37.

Während der Drucklegung sind erschienen:

30. *Renaud, A.*: Observations on the surface movement and ablation of the Gorner Glacier. The Journal of Glaciology Vol. 2, No. 11 III, 1952.
31. *Tollner, H.*: Die Sonnblickgletscher in den Jahren 1938 bis 1951. XLVIII. Jahresbericht des Sonnblickvereines für das Jahr 1950, S. 6–18. Springer-Verlag, Wien 1952.