

Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher

Von Hans K i n z l (Innsbruck)

Mit 2 Figuren im Text und 6 Abbildungen (Tafel III—V)

Seit bald hundert Jahren schwinden unsere Gletscher dahin, bald rascher, bald langsamer, aber anscheinend unaufhaltsam. In den Jahren um 1890 und 1920 haben sie sich zwar vorübergehend etwas erholt, den allgemeinen Niedergang konnte das aber nicht aufhalten. Die weitere Entwicklung kann jetzt noch niemand voraussagen, das häufig gebrauchte Wort vom Sterben der Gletscher zeigt aber, wie tief alle Kenner des Hochgebirges durch den bisherigen Gletscherschwund schon beunruhigt sind. Seine Ursachen und seine Folgen reichen weit über das Hochgebirge hinaus. Seine sinnfälligste Auswirkung zeigt sich aber doch in der starken Veränderung der vergletscherten Landschaft selbst.

Binnen weniger Jahrzehnte ist in den Alpen eine Fläche von vielen hundert Quadratkilometern eisfrei geworden. Vor dem Gletscherende liegt heute überall ein Fels- und Schuttgürtel, der sich nicht nur im ganzen deutlich von der unvergletscherten Umgebung abhebt, sondern gegen sie auch scharf abgegrenzt ist. Dieses vom Gletscher bei seinem Rückzug freigegebene Neuland soll hier als *Gletschervorfeld* bezeichnet werden, ein Ausdruck, den man häufig im gleichen Sinne, oft auch sonst in einer nicht weiter örtlich begrenzten Bedeutung verwendet hat.

Die folgenden Ausführungen beziehen sich in erster Linie auf die Stubaiäer Alpen, gründen sich daneben aber auch auf Beobachtungen an zahlreichen anderen alpinen und außeralpinen Gletschern, auch wenn das nicht immer eigens betont wird. Aus dem einschlägigen Schrifttum können in dieser kurzen Skizze nur wenige Veröffentlichungen angeführt werden, in denen bestimmte Punkte eingehender behandelt sind. Im übrigen sei auf das soeben erschienene Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie von R. v. Klebelsberg,

Wien 1948/49, verwiesen, dessen Verfasser schon in mehreren früheren Arbeiten gerade auch zu den hier besprochenen Fragen wertvolle Beiträge geliefert hat.

Die Ufer- und Endmoränen

Die Grenze des Gletschervorfeldes wird im wesentlichen durch die großen Ufer- und Endmoränen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts gebildet. Bis zu ihnen reichen die frischen und unverwischten Spuren der früheren Eisbedeckung. Diese mächtigen Wälle umfassen gleichzeitig auch den größten Teil der Fläche, die überhaupt jemals nach der postglazialen Wärmezeit wieder vergletschert war. Der Gletschervorstoß von 1850 war einer der bedeutendsten, bei nicht wenigen Gletschern überhaupt der größte.

Die älteren nachwärmezeitlichen Moränen sind meist nur mehr in kurzen Stücken erhalten, ihre Wälle sind wesentlich kleiner; sie heben sich infolge ihrer stärkeren Bewachsung und Verwitterung auch nicht mehr so gut gegen ihre Umgebung ab. Als wirklich geschlossenes Moränensystem treten jedenfalls nur die Moränen aus der Zeit um 1850 auf.

Die Ufermoränen sind besonders an der Sonnseite mächtig entwickelt. Sie beginnen schon in der Nähe der Firnlinie und begleiten den Gletscher kilometerweit nach unten, wobei der Höhenabstand zwischen ihrem Kamm und der heutigen Gletscheroberfläche immer größer wird. Ihre Außenseite ist heute meist schon gut bewachsen, gletscherwärts brechen sie mit frischen Schuttwänden ab, aus denen stellenweise erdpyramidenähnliche Pfeiler herausgeformt sind. Nicht selten haben die Ufermoränen an der Ausmündung von kleinen Gehängemulden oder Tälchen Seen aufgestaut, unter denen der Grünsee am Grünauferner und der Falbesensee am Hochmoosferner im Stubai die besten Beispiele sind.

Weit vor dem heutigen Gletscherende schließen sich die Uferwälle zur Endmoräne zusammen, die zwar meist deutlich, aber doch weniger mächtig ausgebildet ist.

Über die Entstehung dieser Wälle herrschen vielfach irrige Vorstellungen. Man schließt etwa aus der Größe eines Walles auf die Dauer des Gletscherstandes, bei dem er abgelagert wurde. Es scheint aber, daß auch bei den Alpengletschern die Moränenwälle nicht so sehr durch gewöhnliche Ablagerung des Moränenschuttes am Zungenende entstehen als durch die Zusammenschiebung des Schuttbodens beim Vorstoß des Gletschers. Auch die Moränenwälle der Alpengletscher sind zu einem guten Teile **S t a u c h m o r ä n e n**.

Es besteht gegenüber den Endmorängürteln der arktischen Gletscher, über die uns besonders K. Gripp unterrichtet hat, wahrscheinlich kein grundsätzlicher Unterschied, sondern nur ein größenmäßiger, obwohl gerade Gripp

selbst eine grundsätzliche Verschiedenheit angenommen hatte (Intern. Geographentag, Amsterdam 1938, C. R. II/IIa, S. 215—228).

Die Zusammenschiebung des Rasens wurde bei vorstoßenden Alpengletschern schon oft beobachtet. Beim jüngsten Gletschervorstoß konnte man in den Jahren 1927 und 1929 am Simonykees und am Froßnitzkees in der Venedigergruppe bis zu vier solcher Wülste beobachten. Am Außenrand der alten Stirnmoränen kann man die Wülste noch nach Jahrhunderten sehen, insbesondere bei den Moränen aus der Zeit um 1600. Auch in der Cordillera Blanca (Peru) gibt es dafür prachtvolle Beispiele, vor allem im Hintergrund der Quebrada Honda, wo stellenweise ganze Stirnwälle fast nur aus Rasenwülsten bestehen.

Wo sich die Wälle aus grobem Blockwerk zusammensetzen, was wieder besonders bei der Moräne von 1600 der Fall ist, sind die Blöcke dachziegelartig übereinander geschoben oder mindestens fest ineinander verkeilt, ein Zeichen dafür, daß es sich nicht um eine bloße Ablagerung, sondern um einen Zusammenschub handelt. Gerade aus diesem Grunde ist es ja weder so mühsam noch so gefährlich, über das Blockwerk einer Endmoräne hinwegzuturnen, wie eine Sturzblockhalde zu überschreiten, wo die einzelnen Steine so lose liegen, daß oft schon ein einziger Tritt die ganze Halde in Bewegung setzen kann.

Ein frischer Anriß an einer alten Stirnmoräne am Jahuakocha in der Cordillera de Huayhuash (Peru) zeigte im Jahre 1936 eine schuppenförmige Struktur der Schuttmassen, mit nach außen ansteigenden Schubflächen, ebenfalls ein Beweis der Stauchung.

Schließlich ist es nicht überflüssig darauf hinzuweisen, daß Stirnmoränen überhaupt nur bei einem Gletschervorstoß entstehen. Nie erzeugt ein stationärer oder ein zurückschmelzender Gletscher einen richtigen Wall. Den klarsten Beweis dafür liefert das Gletschervorfeld selbst, auf dem es nur zwei Wallmoränen gibt, die den kleinen Vorstößen aus der Zeit um 1890 und 1920 entsprechen. Beim Stand von 1890 ist meist nur die Ufermoräne besser ausgebildet, eine deutliche Stirnmoräne fehlt gewöhnlich. Anscheinend ist es bei vielen Gletschern damals überhaupt zu keinem Vorstoß gekommen, sondern sie scheinen stationär geblieben zu sein; daher hat der Stand von 1890 eher zu flachen Grundmoränenaufschüttungen geführt, die jedoch oft ein deutliches Zungenbecken umschließen.

Mit aller Schärfe sind aber die Moränen des jüngsten Vorstoßes ausgebildet, der in den Ostalpen um 1915 einsetzte und stellenweise bis zum Ende der Zwanzigerjahre andauerte. Hier handelt es sich um echte Vorstoßwälle, die innerhalb des Gletschervorfeldes selbst die auffälligste Erscheinung sind. Von der alten Gletscherstirn weg ziehen diese Wälle an der Innenseite der

Ufermoränen von 1850 weit hinauf, so daß dieser Gletscherstand gut im Gelände erkennbar ist. Stellenweise ist die Moräne in zwei deutlichen, eng hintereinander liegenden Wällen ausgebildet (Grünauferner, Fernauferner).

Ganz allgemein muß man bei den Moränenwällen zwischen der Herkunft der Schuttmassen und ihrer nachträglichen Zusammenschiebung zur Wallform unterscheiden. Aus einer großen Mächtigkeit der Wälle darf man nicht auf einen entsprechend lange dauernden Gletscherstand schließen, sondern eher auf die Heftigkeit des Vorstoßes. Wohl aber wird man annehmen können, daß vorher ähnlich große Gletscherstände schon bedeutende Schuttmengen abgelagert hatten. Für die Größe der Stirnwälle ist maßgebend, was der Gletscher an Lockerschutt bei seinem Vorrücken schon antraf. So sind die Moränen des Vorstoßes von 1920 wohl deshalb verhältnismäßig groß, weil der Gletscher hier eine Grundmoränendecke überfahren und zusammenschieben konnte. Die frührezenten Moränen hingegen sind zwar scharf ausgeprägt, aber überwiegend klein und blockreich; der Gletscher rückte damals über ein Gelände vor, das seit dem Eiszeitalter nicht mehr vergletschert war.

Die mächtigen Wälle von 1850 enthalten wohl auch den Moränenschutt vergangener Gletscherstände, der beim neuen Vorstoß vom Gletscher wieder mitgenommen wurde. Wären die Schuttmassen dieser Wälle nur in den wenigen Jahren dieses Gletschervorstoßes aus dem Eise ausgeschmolzen, müßte man einen überaus bedeutenden Gletscherschurf annehmen. Das paßt aber nicht zur geringen Schuttlieferung der heutigen Gletscherenden.

Nur mehr selten kann man jetzt vor dem Gletscherende, wenige Meter vom Eisrand entfernt, die kleinen Wintermoränen beobachten, die durch ihre noch nicht verwehte Staubbdeckung als ganz junge Gebilde gekennzeichnet sind. Sie entstehen bei den kleinen Vorstößen des Eisrandes in der kalten Jahreszeit, wo die Abschmelzung ausgeschaltet ist. Die Gletscher sind jetzt offenbar in ihrem untersten Teil schon so bewegungslos geworden, daß sich der Eisrand auch im Winter nicht mehr vorschiebt. Deutliche Wintermoränen aus früherer Zeit gibt es am Schwarzensteinkees im Zillertal, am Bifertengletscher (Tödi) und am Glacier de Ferpèche (Wallis).

Mit einem kurzen Hinweis seien in diesem Zusammenhange die sogenannten Rückzugsstadien der eiszeitlichen Vergletscherung bedacht. Der lange Streit um ihre Natur wäre weitgehend vermeidbar gewesen, wenn man sich immer vor Augen gehalten hätte, daß sie keine einfachen Halte im Rückzug der Eiszeitgletscher waren, sondern neue kräftige Vorstöße. Bloße Halte könnte man auch aus den besonderen Geländeformen des Hochgebirges erklären, Vorstöße setzen hingegen eine wenigstens vorübergehende Klimaverschlechterung voraus. Spricht man, wie es richtig ist, nicht von einem Gschnitz- oder Dauns tadium, sondern von einem entsprechenden Vor-



Abb. 1. Vorfeld des Grünauferners (Stubaier A.)

Aufn. H. Kinzl, 1927

Das Gletschervorfeld von der 1850er Moräne umgrenzt, die helle Sanderfläche liegt innerhalb des Gletscherstandes von 1890. Unmittelbar am Eisrand die Stirnmoräne des Vorstoßes aus der Zeit um 1920; inzwischen hat sich der Gletscher weit zurückgezogen.



Abb. 2. Östlicher Gröblferner (Stubaier A.)

Aufn. H. Kinzl, 1928

Schuttbedeckte Zunge nach dem Vorstoß aus der Zeit um 1920; bis zum Jahre 1948 kaum verändert.



Abb. 3. Wallmoräne von 1850 am Freiwandkees (Glocknergruppe) Aufn. H. Kinzl, 1941
Zusammengeschobenes Blockwerk



Abb. 4. Strukturboden auf dem östl. Gröblferner (Stubai A.) Aufn. H. Kinzl, 1941
Steinnetzwerk mit Feinschuttbeeten, hier noch auf Eisunterlage



Abb. 5. Vorfeld des Sulzenaufeners (Stubai A.)

Aufn. Gletscherkurs, 1944 (R. Finsterwalder)

Die rechte Seite der Zunge ist blockgletscherartig, außerhalb von ihr liegt die Blaue Lacke. Quer durch das Vorfeld zieht die 1920er Moräne.



Abb. 6. Ende des Großen Aletschgletschers

Aufn. H. Kinzl, 1929

Das spitz zulaufende Gletscherende ragt in die Massaschlucht hinein.

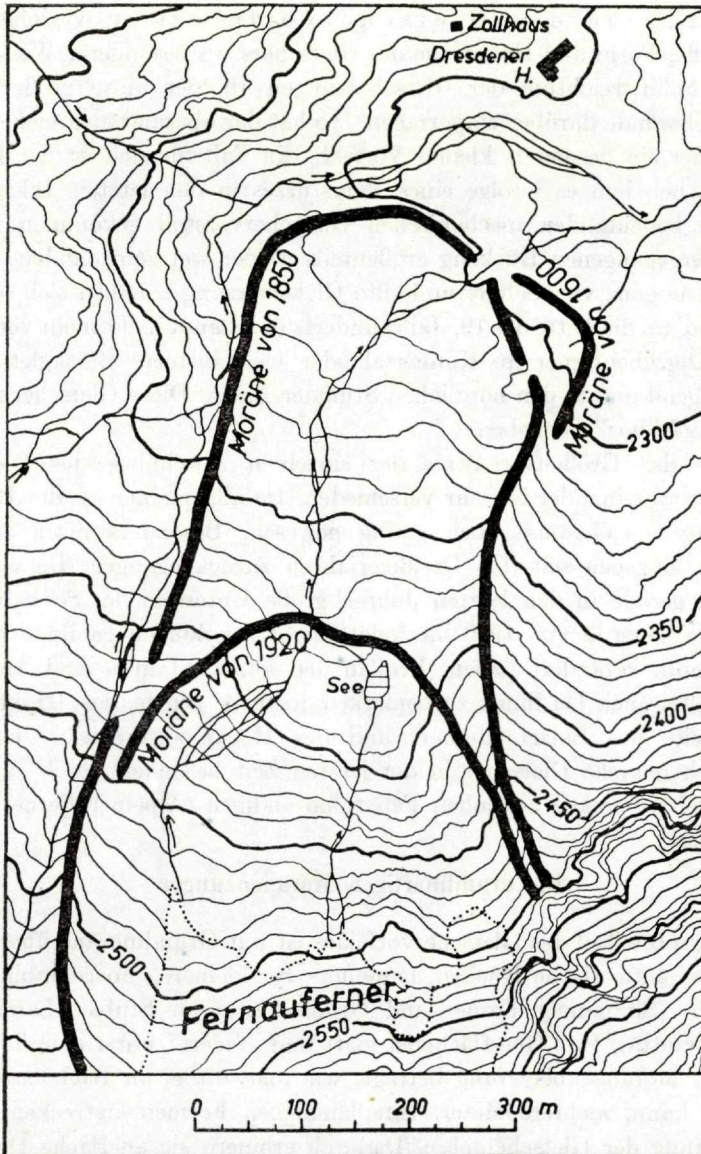


Fig. 1. Moränen des Fernaufeners (Stubai). Nach einer photogrammetrischen Aufnahme des Kurses für Hochgebirgsforschung 1942 (geleitet von Prof. R. Finsterwalder)

stoß, so besteht kein grundsätzlicher Unterschied mehr zwischen dem klassischen Schema von A. Penck und O. Ampferers Lehre von der Schlußvereisung.

Die Fläche des Gletschervorfeldes ist verschieden je nach Größe, Form und Höhenlage des Gletschers. In besonderer Weise hängt sie vom Schuttreichtum der Gletscherzungen ab, der umso größer ist, je höhere Felswände darüber emporragen. So hat der obermoränenreiche Unteraargletscher ein besonders kleines Vorfeld. Ein Fall für sich ist der Brenva-gletscher, bei dem es infolge eines Bergsturzes in den letzten Jahrzehnten zu einem bedeutenden mechanischen Gletschervorstoß gekommen ist, der den vorhergegangenen Rückzug größtenteils wieder wettgemacht hat.

Manche ganz von Schutt umhüllte Gletscherzungen haben sich seit dem Hochstand um die Mitte des 19. Jahrhunderts überhaupt nicht mehr verändert, wie der Ölgrubenferner im Kaunertal oder viele kleinere Blockgletscher in dieser Gegend und in den nördlichen Stubai-Alpen. Diese Gletscher sind bis heute „vorfeldlos“ geblieben.

Auch das Größenverhältnis der einzelnen Abschnitte des Gletschervorfeldes untereinander ist sehr verschieden. Im allgemeinen ist der Rückzug bis 1890 vergleichsweise noch gering gewesen. Besonders rasch sind die Gletscher hingegen seit den Dreißigerjahren zurückgegangen. Im einzelnen herrschen gerade in den letzten Jahren große Unterschiede. So haben sich auch beim Vorstoß von 1920 blockgletscherartige Zungen gebildet, die sich seither kaum verändert haben. Erst in den letzten Jahren sind Anzeichen des Verfalles auch bei ihnen zu bemerken (östliche Zunge des Gröbelferners, rechte Seite des Sulzenaufeners und des Hochmoosfernens). Umgekehrt haben sich manche Gletscher in der letzten Zeit besonders rasch zurückgezogen, weil sie gerade an hohen Felsstufen endigen (Alpeiner Ferner, Bachfallenferner).

Die drumlinartigen Moränenzungen

Der größte Teil des Gletschervorfeldes ist mit Grundmoräne überkleidet. Sie bildet häufig flache Rücken, besonders vor kleineren obermoränenarmen Gletschern (Simminger Ferner und Grönaufener im Stubai, Lareinferner in der Silvretta). Ihre Oberfläche ist glatt und „federt“ unter dem Tritt. Die Dicke der Moränenablagerung beträgt, wie man öfters an Bacheinschnitten erkennen kann, mehrere Meter. Ihre länglichen Formen erstrecken sich in der Richtung der Gletscherachse. Dadurch erinnern sie an flache Drumlins.

Von einem Drumlin sprechen auch A. de Quervain und E. Schnitter bei einer besonders schön ausgebildeten Schuttlunge am Bifertengletscher (Das Zungenbecken des Bifertengletschers, Denkschriften der Schweiz. Naturforsch. Ges., LV, Abh. II, 1920). Sie erwähnen dort auch schon die großen Blöcke, die über die Oberfläche emporragen und an Ort und Stelle vom Eise überschliffen worden sein müssen, wie die deutlichen Gletscherschrammen

beweisen (dazu auch A. de Quervain, Über die Wirkungen eines vorstoßenden Gletschers. Heim-Festschrift, S. 336—349). Gelegentlich sind die Blöcke durch den Gletscher aus der Richtung herausgedreht worden. In diesem Fall sind zwei sich überschneidende Systeme von Schrammen vorhanden.

An Ort und Stelle überschlifene Moränenblöcke sind vor vielen Gletschern zu finden. Durch ihre etwas erhöhte Lage und durch ihre glatte Oberfläche eignen sie sich hervorragend für die Anlage von Gletschermarken, zumal da ihre Schrammen genau in der Richtung der Gletscherachse liegen.

Toteisformen

Beim Gletscherrückzug lösen sich häufig Eispartien vom „lebenden“ Gletscher ab, die dann als sogenanntes Toteis allmählich an Ort und Stelle abschmelzen. Wo sich ein Gletscher über eine Talstufe zurückzieht, reißt er häufig an der oberen Stufenkante ab, wobei am Fuß der Stufe ein mächtiger Eiskörper liegen bleibt. Dies geschah in der letzten Zeit am Fernauferner. Es dauerte mehrere Jahre, ehe dieser Toteiskörper weggeschmolzen war.

Schuttreiche Gletscher, die schon ziemlich bewegungslos geworden sind, reißen vielfach auch bei flacher Lagerung ab. So trennte sich im Jahre 1925 das Zungenende des Maurerkeeses vollständig ab. Bei einigen anderen Gletschern der Venedigergruppe blieben unter der Stirnmoräne des Vorstoßes von 1920 beim späteren Eisrückzug kragenförmige Teile des Gletscherendes länger erhalten, so daß hier nicht selten ein doppelter Eisrand entstand.

Am häufigsten bilden sich aber Toteispartien bei Überschiebungen am Gletscherende. Die Scherflächen greifen hier bis zum Boden des Gletschers durch. An ihnen wird Grundmoränenschutt und Geröll hochgeschleppt. Dadurch wird der überschobene Gletscherteil ganz eingehüllt und vor der Abschmelzung geschützt. So bleibt hier das Eis oft noch lange erhalten, während sich dahinter am schuttfreien Gletscher schon wieder ein neuer Eisrand ausgebildet hat. Dieses Spiel wiederholt sich alle Jahre oder in einem längeren Zeitraum an gewissen Gletschern immer wieder (Sulzenauferner, Sulztaler Ferner, Klostertaler Ferner in der Silvretta).

Das Abschmelzen der Toteisblöcke kann oft mehrere Jahre dauern. Nur an kleinen Rissen in der Schuttoberfläche und an den feuchten Böschungen kann man erkennen, daß oft schon weit vom Gletscherende weg noch Gletschereis erhalten geblieben ist. Wenn es endlich wegschmilzt, entstehen wassergefüllte Gruben, auf deren Boden sich gebänderte Feinsande absetzen. Die linke Seite des Sulzenauferners ist dafür ein schönes Beispiel.

Auch unter den alten Ufermoränen findet sich Eis oft noch ein ganzes Stück vor dem heutigen Gletscherende. Darauf hat schon vor langer Zeit R. v. Klebelsberg aufmerksam gemacht (Totes Gletschereis als Bestandteil

der Moränenlandschaft. Z. f. Gletscherkunde, VI, 1912, S. 338—343). Seine Ausführungen sind später oft zitiert, aber nicht weniger oft mißverstanden worden. Nicht überall, wo Gletschereis vollständig unter Moränenschutt begraben ist, und sei es auch vor einer scheinbar schön dagegen abgegrenzten moränenfreien Eisoberfläche, handelt es sich um totes Gletschereis. Größte Vorsicht ist hier geboten, sonst kann es etwa vorkommen, daß Gletschermarken noch auf dem bewegten, wenn auch schuttverhüllten Eise angelegt werden. Natürlich ergeben sich dann bei späteren Nachmessungen große Unstimmigkeiten, wie z. B. angebliche Vorstöße bei einem sonst zurückgehenden Gletscher.

Ablagerungen des Gletscherbaches

Einen unverhältnismäßig großen Raum nehmen die Ablagerungen der Schmelzwasserbäche im Gletschervorfeld ein. Es sind nicht nur die Bäche an sich schon oft breit und in zahlreiche Arme zerteilt, sondern sie verlegen ihren Lauf auf flachen Böden auch häufig. Am Grünauferner flossen früher zwei Gletscherbäche, die in ihrer Wasserführung mehrmals wechselten. Seit 1929 liegt das linke Bachbett vollkommen trocken. Am Sulzenauferner hat sich der Hauptgletscherbach seit 1943 immer weiter nach rechts verlegt. Der frühere rechte Gletscherbach des Daunkogelferners, der gegen die Dresdener Hütte floß, ist ebenfalls ausgetrocknet. Die Melach kam früher am Fuße der äußeren frührezenten Moräne des Längentaler Ferners heraus. Seit 1944 fließt sie oberflächlich über das Moränengelände und hat sich hier ein frisches Bett geschaffen.

Durch solche Verlegungen des Baches werden immer größere Teile des Gletschervorfeldes mit Geröll überschüttet. Diese Böden sind trocken und fest, sie bleiben besonders lange pflanzenlos.

Regelrechte Sanderflächen finden sich meist unmittelbar innerhalb der Wallmoränen. Vielfach sind es deren drei, nämlich je eine innerhalb der Moräne von 1850, 1890 und 1920 (Grünauferner, Fernauferner). Beim Durchbruch durch die Moränen bilden die Bäche häufig eine Gefällsstufe, insbesondere bei den jüngeren Moränen (Simminger Ferner, Sulzenauferner).

An Stellen, wo das Gletschereis seitliche Rinnsale abgelenkt hat, sind Randterrassen entstanden, gelegentlich in mehreren Stufen untereinander, so auf der linken Seite des westlichen Gröblferners und auf der linken Seite des Alpeiner Ferners.

Die Moränenstauseen

Oft hat das ganze Gletschervorfeld oder ein Teil davon die Form eines Zungenbeckens, das sich nach dem Rückzug des Eises mit Wasser füllt. Solche

Moränenstauseen sind gerade in den Stubaier Alpen nicht selten. Sie liegen hier innerhalb der Moränen von 1920 und verlanden ziemlich rasch (westlicher Gröblferner, Sulzenau-, Fernau-, Daunkogel- und Berglasferner). Der kleine See innerhalb der Moräne von 1920 am Winnebachferner ist vor wenigen Jahren durch den Beckenboden ausgelaufen, durch Spalten des Eises und durch das grobe Blockwerk der Moränenmassen hindurch.

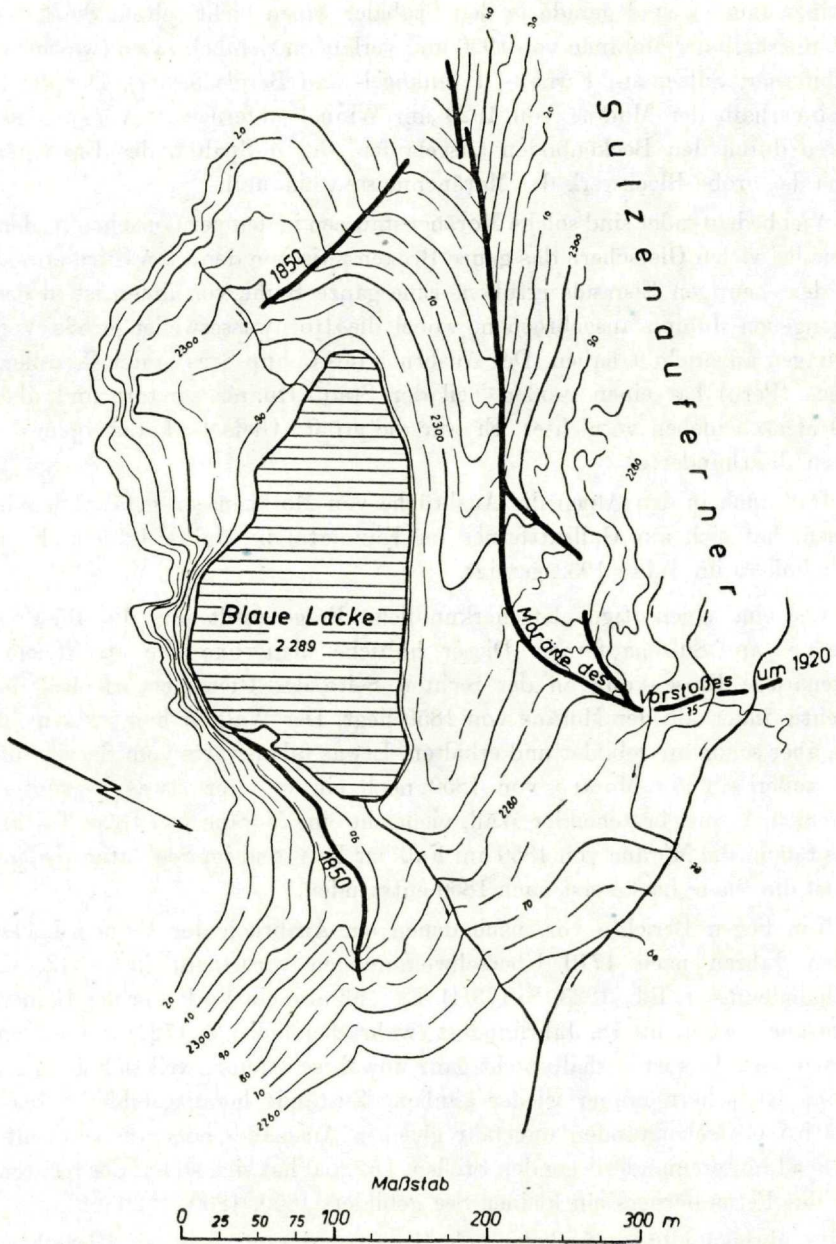
Viel bedeutender sind solche Moränenstauseen in den peruanischen Anden, wo sie bei vielen Gletschern das ganze Becken zwischen der alten Stirnmoräne und dem heutigen Eisrande erfüllen. Eine ganze Reihe von ihnen ist in den vergangenen Jahren ausgebrochen, wobei die Hochwasserwellen große Verheerungen angerichtet haben. Der Ausbruch des Cohup-Sees in der Cordillera Blanca (Peru) hat einen großen Teil der Stadt Huarás zerstört und über 5000 Menschenleben vernichtet. Er war die größte Gletscherkatastrophe der letzten Jahrhunderte.

Daß auch in den Alpen die Ausbrüche von Moränenseen gefährlich sein können, hat sich am Gallruttferner im Kaunertal im Jahre 1890 und am Hochalmkees im Jahre 1932 gezeigt.

Vor eine eigenartige gletscherkundliche Frage stellt uns die Blaue Lacke am Sulzenauferner. Dieser hübsche blaugrüne See erfüllt eine beckenartige Einsenkung an der rechten Seite des Gletschervorfeldes, die eindeutig innerhalb der Moräne von 1850 liegt. Der Wall ist hier zwar nicht groß, aber schön ausgebildet und erhalten. Etwas talauswärts vom Seeausfluß liegt außerhalb der Moräne von 1850 noch ein weiterer etwas begrünter, aus feinem Schutt bestehender Wall, vielleicht eine Moräne von 1820. Taleinwärts taucht die Moräne von 1850 am Fuß der Felswand im See unter. Jedenfalls ist die Blaue Lacke erst nach 1850 entstanden.

Nun liegen Berichte vor, nach denen ein Ausbruch der Blauen Lacke in den Jahren nach 1770 Überschwemmungen verursacht hätte (Z. d. Ferdinandeums, 1. Bd., 1825, S. 173/4). Es muß also ein Vorläufer der Blauen Lacke auch schon im 18. Jahrhundert (wahrscheinlich i. J. 1722) vorhanden gewesen sein. Das ist deshalb nicht ganz unwahrscheinlich, weil sich auch an anderen Gletschern immer wieder ähnliche Zustände herausgebildet haben, sei es bei Gletscherständen ungefähr gleichen Ausmaßes oder auch an entsprechend hintereinanderliegenden Stellen. Dreimal hat sich so auf der rechten Seite des Fernaufeners ein kleiner See gebildet (1850, 1890, 1920).

Im übrigen gibt es freilich auch Hinweise darauf, daß die Gletscherzungen bei den verschiedenen Vorstößen nicht immer die gleiche Form gehabt haben. Die Zungen der jüngeren Vorstöße waren in vielen Fällen gegenüber den früheren etwas schmaler und länger.



Die Blaue Lacke am Sulzenaufener (Stubai).
Nach einer tachymetrischen Aufnahme des Geographischen Institutes der Universität
Innsbruck aus dem Jahre 1944, ausgearbeitet von L. Mayer.

Strukturböden

Besonders kennzeichnend für das Gletschervorfeld ist das häufige Vorkommen von Strukturböden. Sie finden sich fast überall auf den flachgewölbten Schuttlagen aus tonreicher Grundmoräne. Es handelt sich um Steinringe mit einem Durchmesser von einem halben Meter und mehr. Die Feinschuttbeete innerhalb davon sind oft wieder in kleinere Kreise mit einem Durchmesser von etwa 1 dm unterteilt. Beispiele dafür wurden schon früher veröffentlicht (Petermanns Mitteilungen, 1928, S. 261—265).

Die Erforschung der Strukturböden hat in den letzten Jahren große Fortschritte gemacht. Insbesondere hat sich dabei C. Troll große Verdienste erworben, nicht nur durch seine eigenen Beobachtungen in den tropischen Hochgebirgen, sondern auch durch eine systematische Gliederung der Strukturbodenformen unter Heranziehung des gesamten Schrifttums (insbesondere in seiner Arbeit über Strukturböden, Solifluktion und Frostklimata der Erde. Geologische Rundschau, 1944, S. 545—694).

Den Strukturböden im Gletschervorfeld kommt eine Sonderstellung zu. Sie sind nämlich eng an die Gletscher gebunden und finden sich daher in den Höhenlagen, wo deren Zungen endigen, in den Ostalpen also hauptsächlich zwischen 2200 und 2600 m. Die Höhenlage der Gletscherenden ist nun aber ihrerseits nicht nur vom Klima, sondern auch von der besonderen Gletscherentwicklung infolge der Geländeverhältnisse abhängig. Vom rein klimatischen Standpunkt ist die Meereshöhe der Gletscherenden als etwas Zufälliges zu betrachten. Das gilt dann aber auch für die der Strukturböden im Gletschervorfeld. Jedenfalls gibt es in den entsprechenden Höhen außerhalb davon keine, weil hier das Gelände, soweit es nicht felsig ist, noch eine geschlossene Rasendecke trägt. Die Strukturböden des Gletschervorfeldes sind in ihrer Verbreitung nicht unmittelbar klimagebunden. Erst nahe der Schneegrenze, wo die geschlossene Pflanzendecke aufhört, zeigen sie eine echte zonale Anordnung. Im Bereich des Gletschervorfeldes muß man sie nach den Begriffen von Troll als *a z o n a l* bezeichnen. Ihre Verbreitung fällt damit aus dem Kreis klimatologischer Betrachtungen heraus.

Ihrer Form nach sind die großen, oft netzartig zusammengeschlossenen Steinringe auf den frischen Moränenböden zu Troll's *p o l a r e m S t r u k t u r b o d e n t y p u s* zu rechnen. Da solche Steinnetze in den Polargebieten am weitesten verbreitet sind, ist diese Bezeichnung sicher berechtigt. Man darf dabei nur nicht übersehen, daß die schönsten Strukturbodenfelder auch in den hohen geographischen Breiten vorwiegend an die jungen Moränen geknüpft sind. Die gleichen Formen finden sich aber auch vor den tropischen Gletschern in der Cordillera Blanca (Peru). Sie sind dort freilich nicht so häufig wie in

den Alpen, weil bei vielen Gletschern das Vorfeld von einem großen Moränenstausee eingenommen wird, so daß für pflanzenarme Moränenflächen nur wenig Platz bleibt. Immerhin gibt es aber auch in den Anden Gletschervorfelder von ähnlicher Form und Ausdehnung wie in den Alpen.

Daß sich umgekehrt der kleinfeldrige „tropische“ Typus der Strukturböden auch in den Alpen findet, erwähnt schon Troll selbst. In den durch kleine Feinschuttkreise unterteilten großen Strukturböden sind im Gletschervorfeld beide vereint anzutreffen.

Besonders wichtige Aufschlüsse gibt uns das Gletschervorfeld über die Entstehungszeit der Strukturböden. Daß sie jüngster Entstehung sind, zeigt schon die Lage auf den noch kürzlich vergletscherten Flächen. Sie finden sich schon unmittelbar am Eisrand selbst, und zwar bereits in ihrer typischen Form. Ihre Bildung braucht daher keine längere Zeit. Sie entstehen mehr oder minder plötzlich und bilden sich nachher nicht mehr fort. Würden sie allmählich unter dem Einfluß einer dauernd oder wenigstens periodisch wirkenden Kraft entstehen, müßten sie umso deutlicher ausgebildet sein, je älter sie sind und je weiter sie daher vom Gletscher schon entfernt sind.

Um etwaige spätere Veränderungen festzustellen, haben wir am 14. August 1942 einige kleinere Strukturbodenfelder bei der Marke M vor dem Daunkogelferner, damals 70 m vom Eisrand entfernt, mit roter Ölfarbe angefärbt, nachdem ein vorausgegangener Versuch mit Kalkmilch fehlgeschlagen hatte, weil sie vom Regen zu rasch weggewaschen worden war. Mehrmals wurden die Versuchsfelder in den folgenden Jahren untersucht. Es hatte sich an ihnen nichts mehr verändert, höchstens konnte man eine leichte Hebung der Feinschuttbeete innerhalb der Steinringe erkennen.

Die Strukturböden des Gletschervorfeldes sind episodische Bildungen. Sie entstehen am Eisrand, wo der Boden stellenweise aus breiartiger Grundmoräne besteht. Hier liegt die aktivste Zone des Bodenfließens im Hochgebirge. Sie ist zwar schmal und nur periodisch im Sommer wirksam, durch den dauernden Gletscherrückgang hat sie aber doch den weiten Flächen des Vorfeldes ihr Gepräge aufdrücken können. Am Fuß steiler Moränenhänge geht das Bodenfließen örtlich später noch weiter. Hier entstehen Strukturböden auch abseits vom Gletscherende, aber natürlich auch unter den besonderen Verhältnissen des alten Gletscherbettes (Grundmoränenschutt, unausgeglichene Böschungen, Pflanzenarmut).

Der Bodenfrost hat für die Entstehung dieser Art von Strukturböden keine Bedeutung. Eine solche Auffassung ist zwar nicht neu, sie findet aber durch die Verhältnisse im Gletschervorfeld eine besondere Stütze.

Die Fließvorgänge im Moränenbrei erfolgen stellenweise unter einem gewissen hydrostatischen Druck. Wenn man die oft trockene und festere

Oberfläche mit dem Pickel durchstößt, quillt die Fließerde heraus. Durch Sondierung kann man öfters kesselförmige Vertiefungen feststellen. Diese Fließvorgänge im Moränenbrei, die natürlich nichts mit Temperaturunterschieden zu tun haben, scheinen der richtige Kern bei der sogenannten Brodelhypothese zu sein, die die Strukturböden durch Konvektionsströmungen im Boden erklären will.

Nicht selten findet sich im Gletschervorfeld auch eine besondere Art des Streifenbodens, namentlich im Bereich der drumlinartigen Schuttzungen. Die Streifen sind 1—2 m breit; sie bestehen aus feinem, in der Mitte etwas aufgewölbtem Grundmoränenschutt und werden durch größere, vielfach hochkant stehende Steine begrenzt. Schöne Beispiele dafür finden sich, worauf seinerzeit schon Lagally hingewiesen hat, vor dem Daunkogelferner, insbesondere auf den erst in neuerer Zeit eisfrei gewordenen Böden. Auch am Vernagtferner sind solche Streifenböden zu sehen. A. de Quervain hat sie am Bifertengletscher festgestellt. Sie finden sich aber auch an anderen Schweizer Gletschern in schöner Ausbildung, so am Oberaargletscher und am Jägigletscher im Lötschental.

Auch diese Streifenböden sind azonal. Sie sind nichts anderes als die entlang bestimmter Gletschernähte ausgeaperten Innenmoränen. Von den gestreiften Feinschuttböden, wie sie besonders in den Anden an geneigten Hängen vorkommen, unterscheiden sie sich nicht nur durch ihre Breite, sondern auch durch ihr Auftreten auf ebenem Gelände.

Verwitterungsrinden

Eine landschaftlich besonders auffallende Erscheinung des Gletschervorfeldes ist seine Farbe. Schon von weitem heben sich seine Fels- und Schuttflächen durch ihre Frische von der stärker verwitterten Umgebung ab, meist um so mehr, je heller das Gestein an sich schon ist. Dadurch wird die sonst etwas eintönige Färbung unserer Zentralalpen sehr belebt. Wo die Teilströme eines Gletschers aus Einzugsgebieten mit verschiedenem Aufbau kommen, liegen verschiedenfarbige Moränen oft mit scharfer Grenze nebeneinander.

Beim Blick aus der Nähe zeigen uns die glattgeschliffenen Felsen besonders im Bereich von Gneis und Granit häufig wundervolle Gesteinsbilder, wie man sie sonst in der Natur nicht zu sehen bekommt.

Meist ist freilich die natürliche Gesteinsfarbe schon in geringer Entfernung vom Gletscherende durch eine bräunliche Tönung etwas abgestumpft; ja weite Teile des Gletschervorfeldes sind überhaupt lebhaft braun gefärbt. Das kommt von einer schon lange bekannten Verwitterungserscheinung, die man vielfach als Schutzrinden bezeichnet, ein Ausdruck, der in der anorganischen Welt freilich nicht berechtigt ist; besser spricht man von Ver-

witterungsrinden oder -krusten. Es handelt sich dabei, wie schon A. v. Humboldt am Orinoco festgestellt hat, um einen Überzug aus Eisen- und Manganoxyden. Die Rindenbildung ist besonders in den Trockenwüsten beobachtet worden. Daß sie auch an den Gletschern sehr verbreitet ist, hat zuerst G. W. v. Zahn gezeigt (Wüstenrinden am Rande der Gletscher. *Chemie der Erde*, 4, Jena 1929, S. 145—156). Daneben sei hier nur noch auf die Beobachtungen von A. Kieslinger (Verwitterungsstudien im Sonnblickgebiet. 46. Jahresbericht des Sonnblickvereins, 1937, S. 22—23) hingewiesen.

Die chemischen Vorgänge und die äußeren Bedingungen der Rindenbildung sind eine Sache für sich. Hier soll nur von der Verbreitung im Gletschervorfeld gesprochen werden. In der Regel finden sich Verwitterungsrinden im ganzen Gelände vom Gletscherende bis zur Moräne von 1850. Schon die vor kurzer Zeit aus dem Eise ausgeaperten Blöcke und die eben erst eisfrei gewordenen Rundhöcker vor dem Gletscher weisen eine braune Verfärbung des Gesteins auf. Am Bachfallenerner war dies im Jahre 1948 schon 20 m vom Eisrand weg auf den frisch überschliffenen Gneisflächen der Fall, die im Vorjahr noch vom Eis überdeckt waren. Auch beim Sulztaler Ferner zeigt der frische Gneis schon unmittelbar am Gletscherende braune Flecken als ersten Ansatz der Rindenbildung. Schon wenige Jahre, im äußersten Fall sogar einige Monate genügen also zur Bildung einer Verwitterungsrinde.

Einen unbeabsichtigten Versuch stellten in dieser Hinsicht einige Gletschermarken auf Gneisblöcken dar. Die rote Farbe der um 1930 angelegten Marke B am Alpeiner Ferner war im Jahre 1948 bis auf wenige Reste gewittert. Pfeil und Aufschrift ließen sich aber an entsprechenden hellen Streifen des Granits noch gut erkennen, während die übrige Oberfläche des Blockes schon leicht bräunlich angewittert war. Ähnliches wurde auch anderwärts beobachtet.

Einzelne Beispiele für die Verbreitung der Verwitterungsrinden anzuführen, ist nicht nötig. Bei entsprechendem Gestein finden sie sich in jedem Gletschervorfeld bis einschließlich der Wallmoränen von 1850, aber nicht darüber hinaus. So ist das Gletschervorfeld am Simminger Ferner und am Hochmoosferner, deren Moränen vorwiegend aus Schiefergneisen bestehen, lebhaft braun gefärbt. Die unmittelbar außerhalb liegenden Wälle der mächtigen frührezenten Moränen sind hingegen grau verwittert und mit Flechten überzogen. Auch bei den Rundbuckeln ist es so, wofür das Vorfeld des westlichen Größlfirners und des Sulzenaufirners schöne Beispiele sind.

Die Verwitterungsrinden sind also vergängliche Gebilde, die mit dem Fortschreiten der Verwitterung wieder verschwinden. Unter den Bedingungen des alpinen Hochgebirgsklimas dauert es jedenfalls nur wenige Jahr-

zehnte, bis sich die Oberfläche der Gesteine weiter zersetzt und mit Flechten überzogen hat, wodurch die Farbe ins Graugrüne wechselt.

Schöne Verwitterungsrinden sind nicht auf die Nachbarschaft der Alpengletscher beschränkt; sie finden sich in gleicher Weise auch vor den Gletschern der Anden. Sehr gut sind sie im Bereich der dunklen Chistolithschiefer am Champará im Norden der Cordillera Blanca (Peru) ausgebildet. Hier zeigen sie nicht nur eine lebhafte braune Farbe, sondern auch einen lackartigen Glanz.

Die Tatsache, daß die Verwitterungsrinden besonders im Gletschervorfeld verbreitet sind, heißt nicht, daß sie ursächlich an die Gletscher gebunden sind, wenn auch die besonderen klimatischen Bedingungen am Rand der Gletscher ihre Bildung vielleicht sehr fördern. Entscheidend ist aber nicht die Nähe der Gletscher, sondern die Freilegung frischer Fels- und Schuttflächen beim Gletscherrückzug. Auch wo dies auf andere Weise geschieht, entstehen bei bestimmten Gesteinen solche braune Krusten, so bei neuen Bergsturzböcken, an Abrißflächen, an den Bruchflächen zersprungener Felsblöcke oder an neuen Bacheinschnitten. Beim Simminger Ferner finden sich Verwitterungsrinden am Durchbruch des Gletscherbaches durch die frührezente Moräne, im Gegensatz zu deren grau verwitterten Oberfläche. Ja selbst künstlich aufgedeckte Blöcke oder Gletscherschliffe überziehen sich alsbald mit einer Verwitterungsrinde. Das kann man unter anderem an einem Rundbuckel sehen, der beim Bau der Sulzenauhütte freigelegt wurde.

Im allgemeinen sind nur die aus dem Boden herausschauenden Gesteinsflächen und Blöcke mit Verwitterungsrinde überzogen, nicht aber die im Boden steckenden.

Der Felsgrund und die Wirkungen des Eisschurfes

Wo die Pioniere der Gletscherforschung noch mühsam Spalten und Gletschermühlen ausloteten, um die Tiefe des Gletschers zu erfahren, liegt heute der alte Gletschergrund schon weithin offen vor unseren Augen. Damit ergibt sich die Möglichkeit zu Untersuchungen über die Einwirkungen eines Gletschers mit bekanntem Querschnitt auf sein Felsbett. Auch wenn der einst so stürmische Streit um das Ausmaß des Gletscherschurfes schon längst abgeflaut ist, sind diese Beobachtungen auch heute noch wichtig, um so mehr, als die Versuche zur unmittelbaren Messung des Eisschurfes an den rezenten Gletschern bisher nur dürftige Ergebnisse gezeitigt haben. Schon im Jahre 1885 waren nach dem Vorschlag von A. Heim (Gletscherkunde, 1885, S. 355) am Rhonegletscher zu diesem Zweck Signale und Bohrlöcher angebracht worden. Der fortschreitende Rückgang des Gletschers hat eine Auswertung bisher vereitelt. Ähnlich war es in anderen Fällen. Nur

O. Lütschg war infolge des Gletschervorstoßes von 1920 bei seinen Versuchen am Allalin- und am Oberen Grindelwaldgletscher erfolgreich. An beiden Stellen ergab sich eine beträchtliche Abschleifung des Felsbodens binnen weniger Jahre. Daß das Eis den Felsboden ziemlich stark angreift, zeigen nun auch die Formen des eisfrei gewordenen Gletscherbodens.

Besonders auffällig sind die frischen *Rundbuckel*, die besonders dort häufig sind, wo Gneis oder Granit ansteht. Sie sind die schönsten Zeugnisse der Einwirkung des Gletschers auf den Untergrund. Schon allein die Zuschleifung des Felsbodens mußte mit einer gewissen Abtragung verbunden gewesen sein. Häufig liegen die Rundbuckel stufenförmig übereinander, wobei Schriffe auf der Stoßseite und Ausbruchflächen im Lee abwechseln. Am besten sind sie an der Oberkante größerer Talstufen ausgebildet (westliche Zunge des Grüblferners, Alpeiner Ferner, Bachfallenferner). Hier sind sie natürlich auch am leichtesten festzustellen, während auf ebenem Gelände der Felsboden weithin durch lose Aufschüttungen verhüllt ist. Am Abfall der Talstufen fehlen größere Schlifflächen.

Die Rundbuckel unterscheiden sich nicht nur durch ihre Größe, sondern auch durch ihre Böschungen. Es finden sich alle Übergänge von ganz flachen Bogen bis zu stark gekrümmten, allseits schön abgerundeten Felsköpfen. Am Weg zur Freigerscharte treten vor dem westlichen Grüblferner Rundbuckel von regelrechter Halbkugelform auf, die auch auf der Leeseite abgeschliffen sind. Hier gibt es also jene „*Vollrundhöcker*“, nach denen H. Carol (Mitt. Geogr.-Ethn. Ges. Zürich, 1943/45, S. 45) vergeblich gesucht hat.

Die Aufnahme von *Rundbuckelprofilen* durch ein genaues Nivellement würde wohl eine große Vielfalt der Formen zeigen. Sie würde sicherlich auch die Möglichkeit zu einer mathematisch-physikalischen Betrachtung ihrer Entstehung liefern. Solche neuartige Untersuchungsmethoden könnten vielleicht die Glazialmorphologie aus der Erstarrung herausführen, in die sie offensichtlich schon seit längerer Zeit geraten ist.

Ein anderer Hinweis auf die Wirkung des Eisschurfes ist das Fehlen längerer und tieferer *Bachschluchten* im Gletschervorfeld. Kaum irgendwo hat sich der Gletscherbach auf den Strecken geringen Gefälles in den Felsboden eingeschnitten; fast überall fließt er vom Gletschertor bis zur Endmoräne von 1850 in einem flachen Bett. Unmittelbar außerhalb schließen sich aber oft tiefe Schluchten an. So beginnt am Fermuntferner (Silvretta) der Gletscherbach etwa 50 m innerhalb der Moräne von 1850 sich in den Felsboden einzuschneiden; außerhalb der Moräne geht der noch breite und flache Einschnitt in eine tiefe Schlucht über. Der Gletscherbach des Hochjochferners (Ötztal) durchfließt sein Vorfeld in einem flachen Bett. Schon ein Stück innerhalb der Moräne von 1850 beginnt er sich langsam einzuschneiden,

außerhalb davon fließt er in einer tiefen Schlucht. Auch die hohen Felsstufen innerhalb des Gletschervorfeldes hat der Gletscherbach meist noch nicht zerschnitten, vielmehr stürzen die oft recht gewaltigen Schmelzwassermassen in flachen Rinnsalen über die Steilstufen herunter. Das ist in den Stubaiern Alpen an mehreren Stellen der Fall, wo einige große Gletscher gerade jetzt am oberen Rande solcher Stufen endigen (Alpeiner-, Fernau-, Bachfallenerferner).

Am Alpeiner Ferner reißt der Gletscherbach in seinem flachen Bett oberhalb der frisch ausgeaperten Felsstufe große und kleine Gerölle mit solcher Wucht mit sich, daß sie wie Wurfgeschosse weit über die Stufenkante in die Luft hinausfliegen. Auch der Gletscherbach des westlichen Gröblferners hat sich fast noch gar nicht in die Rundbuckelstufe eingeschnitten. Am Zmuttgletscher bei Zermatt erweitert sich die Bachschlucht von der 1850er Moräne nach aufwärts, unterhalb davon ist sie klammartig tief eingeschnitten.

Das Fehlen tiefer Schluchten im Gletschervorfeld ist an sich nicht verwunderlich. Das Schmelzwasser ist unter dem Gletschereise noch zu stark verteilt und fließt wohl auch nicht schnell genug, um stärker erodieren zu können. Es sind auch häufige Verlegungen der Rinnsale unter dem Eise anzunehmen.

Wie war es aber mit den Bächen der kleineren Gletscherstände in der postglazialen Wärmezeit, die ja auch über die Felsstufen heruntergeflossen sind? In manchen Tälern mögen zwar die Gletscher ganz verschwunden gewesen sein, auf alle Fälle waren sie aber doch durch viele Jahrhunderte in einer Ausdehnung vorhanden, die nicht viel hinter der heutigen zurückstand. Sie speisten im Sommer daher sicher auch große Gletscherbäche, von denen man annehmen muß, daß sie sich im Laufe der Zeit in den Boden einschneiden. Wenn trotzdem heute bei so vielen Gletschern keine jungen Erosionseinschnitte innerhalb des Gletschervorfeldes zu sehen sind, so sind sie wohl durch die nachfolgenden Gletschervorstöße zerstört worden. Das würde bedeuten, daß im Laufe der letzten Jahrhunderte die Abschleifung der Gletscherbetten immerhin einige Meter betragen hat.

Subglaziale Bachschluchten fehlen nicht überall. Sie sind sogar die Regel, wenn ein großer Gletscher an einer Felsstufe endigt. In solchen Fällen ist die Stufe nicht nur vor dem Gletscherende zerschnitten, sondern auch schon unter dem Eise. Meist zwängt sich das Gletscherende keilförmig in die Bachschlucht hinein. Das beste ostalpine Beispiel ist die Möllschlucht mit der Pasterze; ähnlich ist es beim Gurgler Ferner. Um 1920 hing auch das Ende des Sulztaler Ferners in eine Schlucht hinein; später zeigte es sich, daß die Schlucht nur auf den Stufenabfall beschränkt ist und sich nicht taleinwärts fortsetzt. Von den großen Westalpengletschern seien als Beispiele genannt:

Unterer Grindelwaldgletscher, Aletschgletscher, Zinalgletscher, Glacier d'Otemma und Glacier du Bois.

Wenn also auch innerhalb des Gletschervorfeldes, ja sogar unter dem Gletscherende schluchtartige Einschnitte vorkommen, so sind sie unter sonst gleichen Umständen doch nur auf die Felsstufen beschränkt; sie sind auch nicht so tief wie in den Talstrecken außerhalb des Gletschervorfeldes.

Nicht selten fließt der Bach eines Nebentales heute in das Vorfeld eines Haupttalgletschers hinein. Vor dessen Erreichung fließt der Bach in einer tiefen Schlucht, im Bereich des Gletschervorfeldes hingegen in einem flachen Bett, und zwar schon, ehe er den Talboden erreicht hat. Auch das spricht für eine nachträgliche Abschleifung des vergletscherten Geländes; denn während der postglazialen Wärmezeit mußte wohl auch in dem später vom Eise verdeckten Gelände eine ähnliche Schlucht bestanden haben wie außerhalb des Gletschervorfeldes. So ist der Gletscherbach des Triestgletschers bis zur alten Ufermoräne des Großen Aletschgletschers tief eingeschnitten. Von hier an fließt er in einem seichten Einschnitt über die Felsen unter den Großen Aletschgletscher hinein. Der Bach des Furggletschers bei Zermatt fließt in einer tiefen Klamm bis zur alten Ufermoräne des Bodengletschers. Hier löst er sich in mehrere Arme auf. Erst weiter unterhalb schneidet er sich wieder ein und vereinigt sich mit dem Abfluß des Bodengletschers in einer tiefen Schlucht. Oft kommt es in solchen Fällen zu einer fast rechtwinkeligen Ablenkung des Seitenbaches, wie etwa am Gurgler Ferner. Ähnliche Ablenkungen sind sicher früher oft der Anlaß zur Bildung von isolierten Felsköpfen in den vergletscherten Tälern geworden.

Einen besonderen Hinweis verdient hier der Vernagtferner, der sich bei seinen größten Ständen in das Rofental bis an die gegenüberliegende Zwerchwand vorgeschoben hat. Gerade hier ist nun das Haupttal etwas ausgeweitet, während es oberhalb und unterhalb davon schluchtartig verengt ist. Etwas Ähnliches sieht man bei den Gletschern im Hintergrund des Val de Bagnes.

Am besten kann man die Wirkung des Eisschurfes dort erkennen, wo große Gletscher in einem engen Tal endigen. Hier herrscht oft ein deutlicher Gegensatz zwischen dem verhältnismäßig breiten Gletscherbett und der engen Flußtalstrecke, die sich gegen unten anschließt. Die Grenze liegt ungefähr an den äußersten Moränen des Gletschervorfeldes. Auch hier kann wieder an die Pasterze erinnert werden, der man aber auch viele Westalpengletscher zur Seite stellen könnte. Das Bett des Großen Aletschgletschers verengt sich nach unten zur tiefen Massaschlucht, das des Fieschergletschers ist im Bereich der nachwärmezeitlichen Gletscherstände trogförmig ausgeweitet, gleich außerhalb setzt eine messerscharf eingeschnittene Schlucht an.

Bei vielen Gletschern schließen sich an die alten Ufermoränen deutliche Unterschneidungswände eines rezenten Troges an, die sich auch durch ihre frischere Farbe vom höheren Gehänge abheben (rechte Seite des Fernauferners und des Bachfallenferners, linke Seite des Klostertaler Ferners).

Nach allen diesen Beobachtungen muß man den nachwärmezeitlichen Gletschern ohne Zweifel eine gewisse Erosionsleistung zuschreiben, die freilich auch nicht überschätzt werden darf.

Die kartographische Darstellung des Gletschervorfeldes

Wie im Vorstehenden gezeigt wurde, unterscheidet sich das Gletschervorfeld nicht nur durch seine Geländeformen und seine Pflanzenarmut, sondern auch in seiner Farbe scharf von seiner Umgebung. Man kann daher erwarten, daß es auch auf den topographischen Karten entsprechend herausgehoben und deutlich umgrenzt würde. Das ist tatsächlich auf den großmaßstäbigen Gletscherkarten der Fall, die besonders aus den Ostalpen in erfreulich großer Anzahl vorliegen, vor allem dank dem Wirken von Sebastian Finsterwalder, der selbst einige der schönsten aufgenommen hat.

Sonst kann eine Überprüfung der topographischen Karten in dieser Hinsicht nicht überall befriedigen. Am besten stellen der Schweizer Siegfriedatlas und die Alpenvereinskarten das Gletschervorfeld dar. Wo größere Moränenwälle fehlen, kann aber auf den Blättern des Siegfriedatlas die Anwendung der Schuttsignatur zu irrigen Vorstellungen über die Ausdehnung der alten Gletscherstände führen. So hat E. Richter die alten Gletscherstände im Hintergrunde des Val de Bagnes (Wallis) seinerzeit falsch eingezeichnet, indem er nur der Geländedarstellung der Karte folgte (Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. ZDÖAV 1891; vgl. dazu Z. f. Gletscherkunde XX, 1932, S. 308 u. 275). Auch an anderen Gletschern stimmt die Anwendung der Schuttsignatur nicht mit der Ausdehnung des Gletschervorfeldes überein.

Erfreulich genau ist die Wiedergabe des Gletschervorfeldes auf der neuen Landeskarte der Schweiz 1 : 50.000. Insbesondere können in dieser Hinsicht die neuen Alpenvereinskarten hervorgehoben werden. Namentlich die Blätter der Stubaier Alpen stellen die Gletschervorfelder ausgezeichnet dar, jedenfalls soweit mächtigere Moränenwälle vorhanden sind, die formenkundlich für den Topographen leicht faßbar sind. Es gibt freilich auch Stellen, wo die Ausdehnung des Gletscherstandes von 1850 aus der Geländedarstellung nicht ohne weiteres herausgelesen werden kann.

Das ist natürlich kein Vorwurf für den Hochgebirgskartographen. Seine Aufgabe ist die möglichst getreue Wiedergabe der Geländeformen, ohne Rücksicht auf ihre Entstehung; ob grasüberwachsener Rundbuckel oder Moräne, ist für ihn gleichgültig. Beim Gletschervorfeld ist die Sache vielleicht aber

doch anders. Hier handelt es sich um eine gut gekennzeichnete Teillandschaft, die meist auch so klar abgegrenzt ist, daß sie ohne Schwierigkeit schon aus den Meßbildern der photogrammetrischen Aufnahme erkennbar ist. Vielfach ergibt sich die Umgrenzung aus dem Verlauf der Schichtlinien über die Moränenkämme hinweg schon von selbst. Die bei den Alpenvereinskarten übliche nachträgliche Begehung und die Sonderaufnahme der Geländeformen an Hand des photogrammetrischen Schichtenplanes wird allfällige Zweifel überall leicht lösen lassen.

Das pflanzenarme Gletschervorfeld selbst wird in der Hauptsache mit der Schuttsignatur wiederzugeben sein, soweit es sich nicht um Rundbuckel und Gletscherschliffe handelt, die mit der üblichen Felszeichnung dargestellt werden können. Sicher ließe sich für das Gletschervorfeld eine ähnliche Feinheit der Zeichnung erreichen, wie sie auf den Alpenvereinskarten vielfach für die Blockhalden zu finden ist.

Es verdient in diesem Zusammenhange vermerkt zu werden, daß der Alpenvereinskartograph F. Ebster sogar für ein ganzes Kartenblatt versucht hat, die weniger bewachsene andine Hochgebirgslandschaft der Kordillere von Huayhuash durch eine leichte flächenhafte Schuttsignatur von dem im ganzen besser bewachsenen alpinen Gelände zu unterscheiden. Das ist wohl der erste Versuch einer regelrechten kartographischen Typisierung verschiedener Hochgebirgslandschaften der Erde.

Die hier gewünschte Ausscheidung des Gletschervorfeldes kommt selbstverständlich in erster Linie beim Maßstab 1 : 25.000 in Betracht. Auf solchen Karten hat es eine Längserstreckung bis zu 6 cm und eine Fläche von vielen cm². Da lassen sich zum Beispiel auch schon die Moränen von 1920 gut darstellen. Auch beim Maßstab 1 : 50.000 kann das Gletschervorfeld noch besonders berücksichtigt werden, bei kleineren Maßstäben muß man natürlich auf solche Feinheiten verzichten.

Der Wert einer besonderen kartographischen Erfassung des Gletschervorfeldes ist einleuchtend. In erster Linie hätte die Gletscherkunde davon reichen Gewinn. Man könnte nicht nur die seit der Mitte des 19. Jahrhunderts eisfrei gewordenen Flächen berechnen, sondern auch das unterschiedliche Verhalten der einzelnen Gletscher während dieser Rückzugsperiode erkennen. Die Möglichkeit zu einer besseren Beurteilung des bisherigen Gletscherückganges hätte im Zeitalter des Ausbaues der Wasserkräfte auch praktischen Wert. Ganz abgesehen davon würde aber jeder Besucher des Hochgebirges durch eine deutliche Heraushebung der alten Gletscherböden geographisch angeregt werden.

Man sollte im übrigen bei jeder Gletscheraufnahme immer auch an die Möglichkeit neuer großer Vorstöße denken, bei denen das Gelände, das heute

unseren Blicken offen liegt, vielleicht wieder unter dem Eise verschwinden wird. Dann wären unsere Nachfahren sicher froh, eine genaue kartographische Darstellung eines Geländes zu besitzen, das wieder zum Gletscherbett geworden ist.

Eine besondere Bemerkung sei in diesem Zusammenhange auch den geologischen Karten gewidmet. Ohne Zweifel sind die alten Gletscherstände auch geologisch wichtige Tatsachen. Trotzdem geben die geologischen Karten das Gletschervorfeld vielfach nicht geschlossen wieder. Teils kennzeichnen sie es mit der Farbe für rezentes Schutt, teils mit der für das jeweils anstehende Gestein. Dadurch wird die geographisch einheitliche Fläche in einzelne Farbflecke aufgelöst. Auch hier ließe sich aber wenigstens die Grenze des Gletscherstandes von 1850 als wesentliche glazialgeologische Tatsache ohne die Gefahr einer Überlastung des Kartenbildes eintragen.

Das Gletschervorfeld als geographische Einheit

Die landschaftliche Besonderheit des Gletschervorfeldes prägt sich am besten in den vom Gletscher geschaffenen Formen aus. Sie geht aber sonst noch weit darüber hinaus. Es sei hier nur an den Gletscherwind erinnert, der mindestens bei den größeren Gletschern auch sein Klima stark beeinflusst. Es ist freilich mehr ein zufälliges Zusammentreffen, wenn die Reichweite des Gletscherwindes ungefähr mit der Ausdehnung des Gletschervorfeldes zusammenfällt. Seine abkühlende Wirkung ist wohl wichtiger als die mechanische. Das Weidevieh der Almen weiß sie sehr zu schätzen und sucht, wo das Gelände es gestattet, an heißen Sommertagen gern die Nähe des Gletschers auf.

Ein Kapitel für sich sind die biogeographischen Verhältnisse im Gletschervorfeld, auf die hier nicht einmal andeutungsweise eingegangen werden kann. Vor allem die Wiederbesiedlung des einstigen Gletscherbodens durch die Pflanzenwelt ist Gegenstand zahlreicher Untersuchungen gewesen, ursprünglich mehr nach floristischen Gesichtspunkten, in neuerer Zeit mehr mit pflanzensoziologischer Fragestellung und mit genauer Kartierung. In den Ostalpen stammen die ersten grundlegenden Beobachtungen dieser Art von R. v. Klebelsberg (Das Vordringen der Hochgebirgsvegetation in den Tiroler Alpen. Österr. bot. Zeitschrift, 1913); die genaueste pflanzengeographische Kartierung eines Gletschervorfeldes hat H. Friedel an der Pasterze durchgeführt (die Karte ist noch nicht veröffentlicht).

In anthropographischer Hinsicht ist die Bedeutung des Gletschervorfeldes noch gering, abgesehen von den zusätzlichen Weideflächen, die stellenweise schon recht wertvoll sind. Viele Veränderungen haben sich durch den Gletscherrückgang bei den Zugangswegen zu den Gipfeln ergeben; umgekehrt

hat auch der kleine Vorstoß von 1920 stellenweise eine Verlegung des Weges notwendig gemacht (Grünauferner). Daß man sich mit Bauwerken erst langsam auf den alten Gletscherboden vorwagt, mehr bei den tief herabreichenden Gletschern der Westalpen als bei den Ostalpengletschern, ist vernünftig; die Gletscher können ja auch wieder einmal wachsen.

So stellt das Gletschervorfeld heute im allgemeinen noch eine unberührte Naturlandschaft von oft so hohem Reize dar, daß man darnach trachten sollte, sie in ihrem ursprünglichen Zustand zu erhalten.

Ein warnendes Gegenbeispiel ist der Abbau der Moränen von 1820 am Rhonegletscher bei Gletsch. Man hat dadurch ein geradezu klassisches Gletschervorfeld bereits schwer beeinträchtigt, nur um Schotter zu gewinnen, den auch das Bachbett hätte liefern können (vgl. Schweizer Geograph, 1930, S. 41/42).

Ein besonderes Kleinod stellt das modellartige Gletschervorfeld des Grünaufeners im Stubai dar, an dem die junge Innsbrucker Geographengeneration schon seit vielen Jahren mit Vorliebe in die rezente Gletscherlandschaft eingeführt wird.

Zusammenfassung

Unter Gletschervorfeld wird das Gelände zwischen dem heutigen Gletscherende und den Moränen des Vorstoßes von 1850 und der übrigen nachwärmezeitlichen Gletschervorstöße verstanden. Folgende Erscheinungen, die dafür besonders kennzeichnend sind, werden beschrieben: Ufer- und Endmoränen, drumlinartige Moränenzungen, Toteisformen, Ablagerungen des Gletscherbaches, Moränenstauseen, Strukturböden, Verwitterungsrinden, Felsgrund und Wirkungen des Eisschurfes.

Im einzelnen wird folgendes ausgeführt: Die Ufer- und Endmoränen entstehen auch bei den Alpengletschern nicht durch bloße Ablagerung, sondern vorwiegend durch Stauchung. Nur Gletschervorstöße erzeugen Moränenwälle. Die Strukturböden des Gletschervorfeldes sind azonal; sie sind nicht klimagebunden, sondern entstehen überwiegend episodisch im Moränenbrei des Gletscherendes, der aktivsten Zone des Bodenfließens im Hochgebirge. Die Verwitterungsrinden überziehen frisch aufgedeckte Felsflächen und Blöcke schon binnen kürzester Zeit, sie sind aber nicht von langer Dauer. Die rezenten Gletscher haben eine gewisse Schurfleistung vollbracht, wie insbesondere das Fehlen von Bachschluchten im Gletschervorfeld beweist. Das Gletschervorfeld sollte auf den topographischen und geologischen Karten besonders sorgfältig dargestellt werden. Als überaus anziehende und lehrreiche Teilandschaft innerhalb des vergletscherten Hochgebirges verdient es, in seiner Ursprünglichkeit erhalten und vor unnötigen Eingriffen geschützt zu werden.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum](#)

Jahr/Year: 1946/49

Band/Volume: [026-029](#)

Autor(en)/Author(s): Kinzl Hans

Artikel/Article: [Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. 61-82](#)