

entscheidenden natürlichen Linienzüge im Schichtlinienplan ergibt sich eine vollwertige geodätische Definition der Geländeform und zu gleicher Zeit auch eine Steigerung des bildlichen Definitionsvermögens der exakten Schichtlinien.

Ein Darstellungssystem auf der Basis „Schichtlinien + Kantenlinien“ kann widerspruchsfrei und methodisch klar entwickelt werden und hat daher Aussicht, sich allgemein durchzusetzen. Ganz gewiß aber gestattet ein solches System, den empfindlichsten Mangel der exakten Schichtlinien, ihren Mangel an bildlichem Definitionsvermögen, zu beheben. Die notwendige Ergänzung heißt: **Kantenzeichnung**.

Der Verfasser hat seine Gedanken zur Schichtlinienkarte in dem zur Zeit noch unveröffentlichten Aufsatz „Beiträge zur Entwicklung der Schichtlinienkarte“ zusammengefaßt. Zahlreiche Textabbildungen führen in die Praxis des hier angedeuteten Weges ein ⁸⁾.

Prof. R. Finsterwalder streift in seiner Schrift „Die Bedeutung der neuen photogrammetrischen Methoden für das Vermessungswesen“ (1934) die Frage der Schichtlinienkarte und bezeichnet sie als „das moderne Kartenproblem“ (S. 14). Die Hauptschwierigkeit sieht R. Finsterwalder nicht so sehr in der zeichnerischen Darstellung als vielmehr in der kartographischen Reproduktion. Ohne Zweifel stellt die Reproduktion nicht leicht zu lösende Aufgaben. Jedoch: Uns fehlt zunächst die topographische Methode, die kartenbildlich das ausdrückt, was wir geodätisch bereits zu besitzen wähnen. Steht einmal fest, was die neue Methode an graphischer Kunst verlangt, so werden sich die Wege für die Reproduktion finden. Zur endlichen Nachführung der topographischen und kartographischen Methoden auf das hohe Niveau der geodätischen Verfahren ist es allerdings höchste Zeit!

Zur Frage der Eiserosion.

Von Sieghard Morawetz.

Der Eisschurf ist auch heute noch ein umstrittenes Problem. Aber Ansichten, die eine zu gewaltige Schurfleistung annehmen, sind selten geworden, und ebenso Meinungen, die der glazialen Erosion nur eine ganz untergeordnete Rolle zubilligen wollen. Jedoch nicht Einigung auf einer mittleren Linie, sondern weitere Forschung klärt. Wichtige Fragen lauten nach wie vor: Wo und wie wird erodiert? Unser sicheres Wissen geht heute dahin, daß eine für größere Gebiete und alle seine Stellen geltende Bejahung oder Verneinung des Eisschurfes keine Berechtigung hat.

In letzter Zeit hat Adolf Reissinger¹, der durch Jahrzehnte sich im Gebiet von Oberstdorf im Allgäu mit solchen Fragen befaßte, seine Ergebnisse vorgelegt. Er berechnet, von den Ablagerungen des älteren Deckenschotter im Illervorland ausgehend, das Volumen der vier eiszeitlichen Ablagerungen und

⁸⁾ Die Arbeit ist eine Fortführung und Verallgemeinerung der Ideen, welche der Verfasser im Aufsatz „Das Geländeproblem in der Hochgebirgskarte 1:25.000“ (Jahrbuch der Kartographie 1941 und 1942, Leipzig, Bibliographisches Institut) niedergelegt hat.

¹ Adolf Reissinger: Der Freiburger See bei Oberstdorf und das Problem der glazialen Erosion im Allgäu. Abh. d. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-naturwiss. Abt., neue Folge, Heft 50. München 1941, 72 S., 7 Taf.

denkt sich die Masse auf das Abtragungsgebiet zurückverlegt. Seine Rechnung ergibt einen Gesteinsmantel von 350 m Dicke. Dazu kommt noch eine Abtragung durch den Sedimenttransport der Tiroler Ache in den Interglazialzeiten. Für das gesamte Eiszeitalter erhält Reissinger einen Wert von 430 m, also eine recht beachtliche Leistung.

Die Schwierigkeiten einer solchen Arbeit liegen in einer genauen Erfassung der Massen, in der Ermittlung der morphometrischen Angaben. Das Verhältnis des Gerölles zu den Sinkstoffen ist sehr wichtig. Machen die Sinkstoffe, die mit- und weggeführt werden, einen hohen Anteil aus, so kommt dieser schwer zu erfassenden Menge ein verhältnismäßig großes Ausmaß an der Abtragung zu. Bei einem kleinen Anteil stellen die abgelagerten und noch zu erfassenden Schotter und Moränen die bedeutendere Menge dar. Es bleibt also bei der Ausrechnung ein beachtlicher Spielraum offen. Trotzdem muß man an solche Untersuchungen und Auswertungen herangehen.

Bei fast allen Aussagen über glaziale Erosionsleistungen ist man weitgehendst auf indirekte Methoden angewiesen, denn die wenigen direkten Messungen am Rand von Gletscherzungen, wo in Felsplatten Löcher gebohrt wurden, die man ausfüllte und über die dann das Eis hinwegging und sie abschliff, sagen, so wichtig diese Angaben sind, doch nur über diese eine Stelle und über eine kurze Zeitspanne etwas aus. Eine Übertragung solcher Meßergebnisse auf bedeutend größere Flächen und eine Multiplikation der Abschleifleistungen der kurzen Zeitspanne mit einem Vielfachen ist wohl kaum möglich.

Hess² wandte eine andere Methode an. Er führte in den Jahren 1904 bis 1907 an drei Stellen der großen Mittelmoräne des Hintereisferners eine Anzahl Messungen der Schuttmengen durch. Für die Flächeneinheit, das Quadratmeter, ergaben sich im Mittel 86,5 kg, 129,6 kg und 94,2 kg. Auf das Einzugsgebiet bezogen, entsprechen diese Mengen einem jährlichen Abtrag von 0,249, 0,211 und 0,275 mm. Die Schwierigkeiten bei Rückschlüssen auf die Abtragung bestehen wieder bei der Erfassung der Schuttmengen. Es bleibt meist offen, wie weit sich der oberflächliche Moränenschutt in die Tiefe des Gletschers fortsetzt, und ob er sich dabei verbreitert oder verschmälert. Ferner unterliegt die Eisgeschwindigkeit beachtlichen Schwankungen und damit auch die Transportleistung des Gletschers. Aus einer Unzahl von Gründen kann die Schuttlieferung einmal stärker, dann wieder schwächer sein, so daß ein Augenblickswert kein Mittelwert zu sein braucht. So stichhältig die Methode ist und so exakt die einzelnen Messungen durchgeführt sind, ist eine Ausdehnung der Ergebnisse über längere Zeitabschnitte und große Areale wieder nur mit starker Reserve möglich.

Eine andere altbekannte Methode, um Aussagen über die Schurfleistung, die zwar auch nur lokale, aber gegenüber den Bohrlöchern doch erheblich größeres Areal erfaßt, zu erhalten, ist die Suche nach Wannenn und Seen in Glazialgebieten. Es handelt sich hier um Wannenn, die nicht durch Abdämmungen oder durch tektonische Verbiegungen ihre Entstehung verdanken, sondern um Ausschürfformen. Seenwannenn trifft man auf den verschiedensten Stockwerken der Alpen, von den tiefsten Tälern bis in die Region der höchsten Kare und Troglplatten. Bei den großen Seen des südlichen Alpenrandes, die, wie Lago maggiore, Como- und Gardasee, im Gebirge wurzeln und bis gegen das Vorland reichen und mit 372, 410 und 346 m die tiefsten in Europa sind, haben Eisschurf, Abdämmung durch

² H. Hess: Hintereisferner-Nachlese. Zeitschr. f. Gletscherk., XVII. Bd., 1929, 53.

Moränen und tektonische Verbiegungen zusammengewirkt. Die große Tiefe wie die Wannenförmigkeit sind hier nicht auf das Konto des Eisschurfes allein zu setzen. Auch bei den kleinen, langgestreckten Seen, die ganz im Gebirge stecken und wo Moränenverbauung fehlt, kann durch eine minimale Verbiegung, die sich im geologischen Bau gar nicht nachweisen läßt, bereits eine beachtliche Wanne zustande kommen. So bedingt eine Verbiegung von nur einem Grad nach zehn Kilometer schon einen Höhenunterschied von 176 m. Dazu kommt, daß viele solcher Seen nur einen Teil einer Talfurche bedecken, während andere Strecken mit Geröll und Schutt ausgefüllt sind. Darum bieten Felswannen auf den höchsten Talböden, in den Karen, auf den zu Troglplatten umgestalteten Talleisten und auf den Resten alter Verebnungsflächen viel bessere Ansatzstellen zur Beantwortung unserer Fragen. Wenn die Seen recht hoch liegen, sehr klein und tief sind und dabei bloß niedrige Umrahmungen aufweisen, die Eisdicke also gering sein mußte, so wird man die Leistung des Eisschurfes hoch veranschlagen müssen. Nun gibt es in den Alpen über 2000 m, ja über 2400 m Höhe eine Anzahl Seen von nur wenigen 100 m Länge, die im blanken Felsgelände eingebettet, aufglänzen, nirgends von Moränen verbaut sind und durch Tiefen von mehreren 10 m auffallen. Solche Wannan lassen sich, wo Verbiegungen ausscheiden und bei kristallinem Gestein auch jede Verkarstung und Dolinenbildung fehlt, nur durch Gletscherschurf erklären. Mögen Kluffzonen und Kluffgassen den Angriff erleichtert haben, so bleibt doch eine beachtliche Leistung. Sie wurde von Gletschern erzeugt, die nur Dicken von 100 bis 200 m haben konnten, die sich also in keiner Weise von den Mächtigkeiten unserer heutigen mittelgroßen Alpengletscher unterscheiden.

Ein recht schönes Beispiel dieser Art ist der 21'57 ha große Wangenitzsee in der Schobergruppe. Er liegt in einer Karwanne, aus der die Wangenitz entströmt, in 2465 m Höhe und hat eine größte Länge von 760 m und eine Breite von 350 bis 400 m. Seine Umrahmung erhebt sich im Westen bei 200 bis 300 m Abstand vom Seespiegel nur mehr 70 bis 150 m über ihn (Untere Seescharte 2533 m, Obere Seescharte 2604 m, Verbindungskamm zwischen den Scharten 2618 m). Erst die Perschitzschneid überragt gut 300 m die Seefläche. Im Norden des Sees steigt der Perschitzkopf bis 3125 m an. Die Talrichtung des oberen Wangenitztales verläuft jedoch W—O, und über die Seescharten zieht die Wasserscheide zwischen Debant- und Wangenitztal. Bei diesen Höhen- und Arealverhältnissen konnte sich selbst zur Hocheiszeit bloß ein kleiner Kargletscher von nicht zu beachtlicher Mächtigkeit entwickeln. Die Auslotung des Sees durch A. Wissert³ ergab eine größte Tiefe von 48 m, die näher dem Nordwestende des Sees liegt. Aus Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer, der beachtliche Festigkeit hat, wurde die Seewanne herausgearbeitet. Eine Felsschwelle trennt ihn von dem knapp 20 m höher liegenden, aber nur 13 m tiefen Kreuzsee (2483 m), der seine Form zwei normal aufeinanderstehenden Störungen verdankt. Diese Schwelle bricht steil zum Hauptsee nieder, und er hat schon wenige Meter vom Ufer dort Tiefen von 10 und über 10 m. Die Erosionsleistung unter der Felsschwelle muß also gleich beträchtlich gewesen sein.

Eine ähnliche Situation, was die Gletscherentfaltung anbetrifft, herrscht im Gebiet der Mühltdorfer Seen im Mühltdorfer Tal in der Reißeckgruppe. Über der beachtlichen Talschlußstufe, die vom Ochsenboden zur Jungviehalm hinaufführt

³ A. Wissert: Das Wangenitzenkar in der Schobergruppe. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1905, 567. — R. Lucerna: Die Landschaft um Wangenitz. Festschr. d. Zw. Moravia d. D. u. Ö. A.-V. 1931.

und sich dann zurücklegt, breitet sich zwischen der Hohen Leier und dem Riedbock ein Großkar aus, in dem zwei Seen eingebettet sind. Sie liegen nicht in der Talrichtung, sondern folgen in NW-SO-Richtung, also normal auf den Verlauf der südwestlichen Reißbecktäler, und ziehen somit parallel zum unteren Mölltal und seiner Störung. Mächtige Längskluftgassen treten in den Granitgneisen (Kerngneisen) auf. Ihre Richtung fällt mit der Seenlängsachse zusammen. Querklüfte stehen fast senkrecht auf ihnen und streichen zur Mühldorfer Scharte und talaus. J. Stiny⁴ verfolgte sie genau. Die Seen in 2281 und 2333 m Höhe rücken bis auf 500 bis 250 m an den Kamm, der sich zwischen Radlek und Hoher Leier in 2500 bis 2800 m Höhe hält und somit die Seen wohl ausgiebig überhöht, heran. An Areal für eine Gletscherentfaltung zwischen Kamm und Seen fehlt es jedoch. Der große, 500 m lange und bis 220 m breite See hat eine Tiefe von 35 m. Die Seenfurche ist aber bedeutend kräftiger in das alte Großkar-Firnfeld-Niveau eingesenkt. Der Seeriegel ragt bis 120 m über die Rinnensohle empor. Die Ausarbeitung dieser Furche ist nur durch Eiserosion verständlich. Haben auch die Klüfte die Eisarbeit erleichtert, so war die Leistung des Gletschers nicht unbedeutend. Die Seen in den benachbarten Karen weisen ähnliche Tiefen auf. So ergaben Lotungen, die für die Projekte der Tauernkraftwerke von der Mühldorfer Wasserkraftwerk-A.-G. gemacht wurden, für den Hochalpensee (2365 m) im Riekkental eine größte Tiefe von 49 m, für den mittleren Radlsee (2370 m) im Radltal eine solche von 45 m. Für den Dössener See (2269 m) im Dössener Tal fand man 39 m und in dem Böseckgebiet westlich von Mallnitz maß man im Großen Oscheniksee (2335 m) die sehr beachtliche Tiefe von 109 m.

Es wäre nun falsch, diese sicheren Beträge von 40 bis 100 m glazialer Erosion mit dem Anwachsen der Gletschermächtigkeit talaus in einem entsprechenden Verhältnis zu steigern. Darüber weiß man nichts. Dort, wo sich gestufte Täler mit hochgelegenen Talböden einstellen, von denen man über hohe Stufen zu den tieferen absteigt und wo durch den Stufenabfall die felsige Beschaffenheit der Stufe ganz sicher ist, bestehen heute die Talböden meist aus Geröll, Schutt und auch feinerem Material, während die Seitenflanken, die Trogwände, beachtlich steil niederbrechen. Bei Bodenbreiten von mehreren 100 m und Seitenhangneigungen von 30 bis 40 Grad sind Wannentiefen von 100 bis über 200 m zu errechnen. Will man nicht zu allzu vielen Verbiegungen seine Zuflucht nehmen, bleibt nur der Eisschurf als erzeugende Kraft übrig. Böden dieser Art findet man häufig in und auch noch über 2000 m Höhe. Bei Kamm- und Gipfelhöhen von 3000 m und mehr gab es zur Eiszeit genügend Einzugsareal, und die Eisdicken erreichten wohl überall Beträge, die den mächtigsten heutigen Talgletschern gleichkamen oder sie noch übertrafen.

Das Ende der Talböden und zugleich der Rand der Talstufe ist manchmal mit Sonderformen, wie Rundhöckern und Riegelbergen, die für die glaziale Frage wichtig sind, besetzt. Dort, wie auf Karschwellen und Troglplatten, häufen sich die Rundhöcker und Rundbuckel. Walfischartige Formen liegen hinter- und nebeneinander. Der steile Abfall mit dem breiten Kopf sieht talaus. O. Flückiger⁵ meint, es handle sich bei diesen Formen nicht nur um eine selektive Erosion, bedingt durch Klüftung, Gesteins- und Lagerungsunterschiede, sondern um Wellen-

⁴ J. Stiny: Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reißbeckgruppe. Zeitschr. f. Geomorphologie, I. Bd. 1926, 254—275.

⁵ O. Flückiger: Glaziale Felsformen. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 218. Gotha 1934, 1—26.

formen, wie sie sich bei Flüssigkeiten oder Gasen von verschiedenen spezifischen Gewichten, die sich übereinander bewegen, ausbilden. Man habe es hier mit rhythmischen Erscheinungen an Grenzflächen zu tun. Die Regelmäßigkeit und reihenweise Anordnung der Formen läßt diese Deutung zu. Weiters spricht für eine Abbildung eines Wellen- und Strömungsbildes das gehäufte Auftreten an Stellen, wo die Eisströme ungehemmt abflossen.

Hier interessieren die Rundhöcker noch im Zusammenhang mit den Riegelbergen. Sie heißen in den Ostalpen öfters Höhenburgen und erlangen in den Tälern der Hohen Tauern bis 150 m Höhe über den Stufenkanten. Gegenüber den Rundhöckern von wenigen bis einigen 10 m hat man wirklich kleine Berge vor sich. Sie ähneln, was ihre Form anbetrifft, mit dem steilen Abfall talaus, den Rundhöckern, während es mit dem ganz allmählichen Absinken talein nicht so gut bestellt ist. Man entschließt sich bei hohen Riegelbergen schwer, in ihnen nur große Rundhöcker zu sehen. Sowohl die Rundhöcker wie die Riegelberge erhöhen um ihre eigene Höhe die Tiefe der talein anschließenden Wanne. Die isoliert aufragenden Riegelberge dürfen nur mit Vorsicht als Beweise einer geringen Glazialerosion Verwendung finden, sie dienen viel eher als Zeugen für eine einst höhere Stufenkante. Da auf den flachen Böden die Wasseradern sich oft spalten, Mäander sich ausbilden und sie durch die Schuttkegel links und rechts gestoßen werden, so verlegt sich die Absprungstelle oder es bilden sich ihrer zwei aus. Dieser Fall ist aber für die Ausarbeitung einer Höhenburg besonders günstig, und je schneller das Einschneiden rechts und links erfolgt, um so mehr gewinnt der Riegelberg an relativer Höhe. Aber nicht nur das Überfließen erzeugt Einschnitte, auch die von unten rückschreitende Erosion braucht die Stufe nicht in ganzer Breite gleichmäßig zurückzudrängen, sondern kann seitlich bei Unterstützung von Flankengewässern schneller arbeiten als in der Mitte und Zerlappung hervorrufen. Auch die von J. Sölich⁶ so ausführlich verfolgten Schrägsimse gliedern die Stufen. Ferner ist zu bedenken, daß manche dieser Höhenburgen nichts anderes sind als abgelöste Teile von Seitenkämmen und Seitengraten. Bei weiterer Entwicklung werden Torsäulen oder regelrechte Talberge, wie der Danielsberg im unteren Mölltal, der von der Kreuzeckgruppe abgetrennt wurde und heute mit einem Hals an der Reißeckgruppe hängt, aus ihnen.

Wo die seitliche Hangvereisung früher als der Talgletscher den Talboden erreichte und bereits zu einer beachtlichen Dicke anwuchs, bevor der Hauptgletscher ankam, und dieser zwar nicht alles Seiteneis wegschob, dieses aber an der Bewegung hinderte, so daß es wie ein Schutzmantel das Gelände einhüllte, wurde die Erosion unterbunden. An inneren Talbiegungen, wo das Taleis mehr weg- als hindrängte, gab es recht günstige Stellen für den Erhalt von Seitenkamnteilen und Ecken. Spätere fluviatile Erosion löste sie dann vom Hang ab und machte sie zu Riegelbergen oder Höhenburgen. Es handelt sich dort um Stellen spezieller Erosionskombination. Bei einer Anzahl Mündungsstufen stauten sich jedoch die Gletscher gegenseitig. Dort darf man Formen, die nur bei ungehinderter Strömung sich ausbilden, nicht erwarten. Ungekrümmte Täler mit wenig verschiedenen Querschnitten versprechen eher Erkenntnisse. An der oberen Stufenkante, der Absprungstelle des Eises, kann es zur Spaltenbildung und Eisauflockerung kommen, während es sich über der unteren wieder ansammelt. Dort lagen die größten Eisdicken und lastete der stärkste Druck auf dem Untergrund. Es

⁶ J. Sölich: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. Petermanns Mitt., Ergänzungsh. 219 u. 220. Besonders 220, 149—155.

kann nun der untere Stufenteil kräftiger angegriffen werden und eine Versteilung der Stufe eintreten. Wird die Stufe zu steil, stellen sich tote Winkel am unteren Stufenrand ein. O. Ampferer⁷ führte diese Gedanken aus. Neben der Eisdicke muß man jedoch auch nach der Eisgeschwindigkeit und nach der Lage der Stufe im Gletscherlängsprofil fragen. Die Eisbewegung hat, sieht man von den Druckverhältnissen ab, die aus der Bewegung selbst erwachsen, für die Erosion durch die Mitnahme von Schutt, der zugleich Schleifmaterial ist, Bedeutung. Man darf wohl annehmen, daß bei höheren Geschwindigkeiten mehr Material als bei niederen mitgeschleppt wird und eine erhöhte Einwirkung auf den Untergrund erfolgt. All diese Vorgänge können sich nur einstellen, wenn Grundmoränenmaterial vorhanden ist. Solches erwartet man in reicherm Maß weiter talaus als zu knapp am Talschluß. Zu Beginn der Vereisung, als angefangen wurde, den herumliegenden Schutt mitzunehmen, hat sich die Grundmoräne sicher schnell in beachtlicher Mächtigkeit gebildet. Ihre weitere Speisung kann nach Wegführung dieses ersten Schuttmantels dann dürrtiger geworden sein. Je mehr das Gletscherbett sich glättete, je weniger der Gletscher Veranlassung hatte, Gesteinstrümmer auszubringen, je dicker das Eis answoll und je weniger Schuttmaterial durch Spalten und das Eintauchen der Bewegungsbahnen des Eises unter die Oberfläche bis an den Grund gelangen konnte, desto bescheidener gestaltete sich wohl die Speisung der Grundmoräne. Je länger wiederum sein Bett wurde, desto mehr Gelegenheiten zur Moränenbildung konnten sich ergeben. Ein Allzuviel an Material wird die Erosionsleistung jedoch hemmen. Man kennt Gletscherzungen, die schönsten Beispiele beschreibt R. Finsterwalder⁸ aus der Nanga-Parbat-Gruppe, die auf Schutt schwimmen. Dort erleidet der Felsuntergrund durch die Gletscherbewegung wohl überhaupt keinen Angriff mehr.

Eine andere, zu immer neuen Überlegungen anregende Form ist die der Trogtäler, die von schön geschwungener U-Form bis zur fast rechtwinkligen Kastengestalt schwankt. Berücksichtigt man die neuen Erkenntnisse über Gletscherbewegung, die vor allem Finsterwalder⁸ aus dem Gletschergebiet der Nanga-Parbat-Gruppe im Himalaja und Visser⁹ aus dem Karakorum mitbrachten, so gewinnt man dadurch bessere Einsicht in die Trogentstehung. Während die Geschwindigkeit der Alpengletscher vom Rand nach der Mitte im ganzen ersten Drittel der Gletscherbreite beachtlich zunimmt, erfolgt die Zunahme beim Rakhiotgletscher in der Nanga-Parbat-Gruppe fast plötzlich. Innerhalb weniger Meter steigt die Eisgeschwindigkeit von 10 auf über 100 m an. Die Deformationszonen am Rand sind Streifen gesteigerter Mobilität, in der der Zähigkeitskoeffizient sich verringert. Das Eis, das in dieser Übergangszone stark mit Schmutz und Schutt durchsetzt ist, ist zerbrochen und zerrieben, ja stellenweise mylonitisiert. Zwischen diesen Zonen geht die Bewegung im Block oder in Schollen oder auch passiv als Huckepacktransport vor sich. Bei den großen Vorstößen der

⁷ O. Ampferer: Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1915, S. 88.

⁸ R. Finsterwalder: Die Gletscher des Nanga Parbat. Zeitschr. f. Gletscherk., XXV. Bd., 1937, 57—108.

⁹ Ph. C. Visser: Von den Gletschern am obersten Indus. Zeitschr. f. Gletscherk., XVI. Bd., 1928, 169—229. — Ph. C. Visser: Wissenschaftliche Ergebnisse der niederländischen Expedition in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922, 1925, 1929/30 und 1935. Bd. II, Glaziologie. Leyden 1938, VIII u. 216 S., 98 Abb., 3 Karten.

Alpengletscher um die Mitte des vorigen Jahrhunderts vollzog sich beim Vernagtferner die Vorstoßbewegung wohl ähnlich. Blockbewegung ist also Alpengletschern zeitweise nicht ganz fremd. Im Sinne der rapiden Mächtigkeits- und Geschwindigkeitszunahme erhöht sich auch der Eisdruck. In Übereinstimmung dazu ist das Gletscherquerprofil des Rakhiotgletschers sehr steil. Es wird nur durch Moränenmaterial, das nach der Tiefe schnell abnimmt, etwas geböscht. In Anpassung an diese Geschwindigkeiten müßten eher kastenartige Tröge entstehen, die es ja in hoher Zahl gibt.

Nun lassen sich vielleicht allmählich verlaufende U-Rundungen folgend erklären: Innerhalb der Deformationszonen erfolgt hauptsächlich Tiefenschurf, aber auch eine seitliche Unterschneidung und damit Versteilung. Handelt es sich bei dieser seitlichen Ausweitung zuerst nur um kleine Beträge, so gelangen damit doch Partien des Untergrundes, die einst ganz unter der Randzone des Gletschers lagen, in den Bereich des schnellfließenden Eises. Wenige 10 m geben hier viel aus. Diese Vorgänge bewirken teils erhöhte Vertiefung und neue Unterschneidung. Dazu kommt der Schutt des Seitenhanges als Schleifmittel. Allzu vieler kann allerdings erosionsmindernd wirken. Verschieben sich die Deformationszonen weiter randlich, so müssen die Gletscheruntergrundteile, die länger unter dem schneller fließenden mächtigen Eis lagen, eine stärkere Abschleifung erlitten haben, also einen Vorsprung in der Eintiefung aufweisen, der sich als kleine Stufe darstellt. Die Aneinanderreihung solch kleiner Längsstufen auf kürzestem Abstand ruft bei Abschleifung der Kanten oder geringster Schuttverkleidung eine schöne U-Form hervor. Die Eisarbeit vergleicht man hier am besten mit einem Hobel, der sowohl nach der Tiefe wie nach der Seite das Messer eindrückt und Material wegnimmt. Diese Verschiebung und Einarbeitung wird aber nicht ganz gleichmäßig, sondern in Form von Rucken vor sich gehen. Eine Miniaturtreppe von wenigen Dezimetern oder einigen halben Metern ist dann die Folge.

Von der Lage innerhalb des Gletscherlängsprofils hängen Eisdicke wie Eisgeschwindigkeit ab und damit Angriffskraft und Ausarbeit der Troggestalt im kleinen. Diese kann während des ganzen Profils nicht gleich bleiben. Ob die Bewegungsbahnen von der Gletscheroberfläche zum Untergrund laufen oder umgekehrt, ist wieder weitgehend durch die Lage im Profil bestimmt. Über ihren Einfluß auf die Erosionsleistung weiß man so gut wie nichts. Die Frage, ob und wo die Bewegungsbahnen zur Grundmoränenbildung oder -verminderung durch An- und Abtransport von nicht aus dem Untergrund stammendem Material beitragen, ist kaum wo angeschnitten worden. Erst wenn man genügend Geschwindigkeitsmessungen, differenziert nach verschiedenen Neigungen, Eismächtigkeiten und vor allem nach Stellen, wo sich die Neigungen ändern, besitzt, wird man anfangen können, Genaueres über die erosiven Vorgänge auszusagen.