

- BAULIG, H.: The Changing Sea Level. - The Instit. of British Geographers, Publ. Nr. 3. London 1935. — Problèmes des terrasses. - Un. géogr. internat. ,6. Rapport Commiss. des Terrasses. 109 S. Louvain 1948.
- BLANC, A. C.: Variazioni climatiche ed oscillazioni della linea de riva nel Mediterraneo centrale durante l'Era glaciale. - Geologie d. Meere u. Binnengewässer 5, S. 137-219. 1942.
- v. d. BRELIE, G.: Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostsee-Kanals. - Schr. natw. Ver. Schlesw.-Holst. 25, S. 100-107. Kiel 1951.
- BROUWER, A.: Pollenanalytisch en geologisch onderzoek van het Onder- en Midden-Pleistoceen van Noord-Nederland. - Leidse Geol. Medel. 14 B, S. 259-346. 1949.
- DALY, A. R.: The Changing World of the Jce Age. - New Haven, Yale University Press. 1934.
- DITTMER, Ernst: Zur Verbreitung altinterglazialer Meeresablagerungen in Nordfriesland. - Westküste 2, S. 123-132. 1939. — Das nordfriesische Eem. - „Kieler Meeresforschungen“ S. 169-199. 1941.
- FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. - New York und London 1947.
- PANNEKOEK, A. J. & REINHOLD, Th.: Een geologisch profil langs de Nederlandse Kust. - Mededeel. Geol. Stichting N.S. 3, S. 69-74. 1949.
- PENCK, Albrecht: Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit. - Geogr. Z. 39, S. 329-339. 1933.
- PFANNENSTIEL, Max: Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Danenellen, Marmarameer und Bosphorus. - Geol. Rundschau 34, S. 342-434. 1944. — Klimatisch bedingte Spiegelschwankungen des Mittelmeeres im Quartär und die paläolithischen Kulturen. - Mitt. geol. Ges. Wien 36-38, S. 257-263. 1949.
- RAMSAY, W.: Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations. - Fennia 52, Nr. 5. 1930.
- TESCH, P.: De Noordzee van historisch-geologisch standpunt. - Med. Geol. Stichting, Ser. A, Nr. 9. 1942.
- UMBROVE, J. H. F.: On Rhythms in the History of the Earth. - Geol. Mag. 76, S. 116-129 London 1939.
- WIRTZ, D. & ILLIES, H.: Plio-Pleistozängrenze und Günzeiszeit in Nordwestdeutschland. - Eiszeitalter u. Gegenwart 1, S. 73-83. 1951.
- WOLDSTEDT, Paul: Das Vereisungsgebiet der Britischen Inseln und seine Beziehungen zum festländischen Pleistozän. - Geol. Jahrb. 65, S. 621-640. Hannover 1950.
- WOOLDRIDGE, S. W.: The Pliocene History of the London Basin. - Proc. Geol. Assoc. London 38, S. 49-132. 1927. — The 200-foot Platform in the London Basin. - Proc. Geol. Ass. London 39, S. 1-26. 1928.
- ZEUNER, Frederick, E.: The Pleistocene Period. Its Climate, Chronology and Faunal Succession. - Ray Society, Vol. 130. London 1945.
- ZONNEVELD, J. I. S.: Het Kwartair van het Peelgebied en de naaste omgeving. - Med. Geol. Sticht. Ser. C VI. 3. 1947.

Ms. eing.: Mai 1951.

Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern

Von H. Louis, Köln. Mit 3 Abb.

1. Erosionstheorie und Theorie der Gletscherbewegung

Im Gegensatz zu den, vom Relief des Untergrundes weitgehend unabhängigen Erscheinungen übergeordneter Vergletscherung, wie sie als Plateauvergletscherung oder als Inlandeis entgegnetreten, passen sich wie bekannt, beim Typus der sogenannten untergeordneten Vergletscherung Gletscher einem schon vorher ausgebildeten Tälerr relief ein. Die Eisbewegung wird hierbei durch die Täler dirigiert, wirkt sich andererseits in einer mehr oder weniger kräftigen Umformung der betroffenen Täler aus, so daß diese nach Schwinden des Eises von nicht vergletschert gewesenen Tälern deutlich zu unterscheiden sind.

Die Vorstellung von den Gesetzmäßigkeiten dieser Umformung, das ist die Theorie der Gletschererosion in Tälern, ist besonders in der Zeit etwa zwischen 1900 und 1935 lebhaft diskutiert und umstritten worden. Viele der namhaftesten Geographen und Geologen sind daran beteiligt (vgl. das Literaturverzeichnis). Schlägt man aber ein modernes Handbuch der Gletscherkunde, der Geomorphologie oder Glazialgeologie auf, etwa die Werke von DRYGALSKI & MACHATSCHEK (1942), von MAULL (1938) und von KLEBELSBERG (1948), so sucht man vergeblich nach einer physikalischen Theorie der Gletschererosion in den Tälern. So viel man auch über die Gesetzmäßigkeiten des Formenschatzes dieser Täler hat aufhellen können, so wenig befriedigend sind offensichtlich die bisherigen Bemühungen um eine physikalische Theorie dieser Gletscherwirkungen.

Die Hauptschwierigkeit macht die Erklärung der Stufen und Becken in den kräftig vom Gletscher bearbeiteten Tälern, deren Querprofil im festen Fels, wie bekannt, sofern es noch intakt und auch nicht durch Aufschüttungen verdeckt ist, entweder im ganzen oder doch im unteren Teile mehr oder weniger geglättete Wandungen und U-ähnlichen Querschnitt aufweist, und die als Trogtäler bezeichnet werden.

Eine physikalisch einleuchtende Theorie der Stufen in den Trogtälern bildet zwar A. PENCK's auf der Würdigung der Glazialtäler als Bettformen der Eisströme gegründete Lehre von den Konfluenz- und Diffluenzstufen. Auch der Nachweis der Gesteinsbedingtheit vieler Felsriegel und Riegelstufen in den Glazialtälern ist zweifellos wohl begründet. Aber es hat sich seit den Arbeiten von DISTEL (1912), Otto LEHMANN (1920), LAUTENSACH (1912), de MARTONNE (1910), SÖLCH (1935) immer wieder gezeigt, daß längst nicht alle Stufen und insbesondere nicht die bedeutendsten Stufen der Glazialtäler Konfluenz-, Diffluenz- oder Gesteinsstufen sind. Während bescheidenere Talstufen oftmals durch eine der genannten Erklärungsmöglichkeiten tatsächlich ihre einleuchtende Deutung finden, knüpfen sich andere und namentlich die größten dieser Talstufen ohne Zweifel an alte Gefällsbrüche des Tales aus der Zeit, bevor es vom Talgletscher erfüllt wurde. De MARTONNE, LAUTENSACH, O. LEHMANN u. a. haben daher gelehrt, daß der Talgletscher die Fähigkeit habe, vorher bestehende Gefällsbrüche eines Tales bei gleichzeitiger Aufprägung des U-förmigen Bettquerschnitts so zu verschärfen, daß Stufen und Wannen im Längsprofil entstehen, und daß dieser Vorgang in großem Ausmaße zur Ausgestaltung des spezifischen Formenschatzes der Glazialtäler beitrage. Diese Lehre hat wohl sehr allgemeine Zustimmung erfahren, wenn auch Verschiedenheiten hinsichtlich der quantitativen Einschätzung der hierbei erfolgten Gletscherarbeit bestehen. Sie drängt sich unter dem Eindruck der vorliegenden Formen geradezu auf. Aber eine auch nur im groben befriedigende physikalische Deutung dieser Erkenntnis ist den bisherigen Bearbeitern, insbesondere de MARTONNE selbst und BURCHARD nicht gelungen. Ich will hier davon absehen, auf die mathematisch-physikalischen Unstimmigkeiten hinzuweisen, die in den von de MARTONNE (1910) und BURCHARD (1923) aufgestellten Formeln zur Erläuterung der Gletschererosion enthalten sind. Das haben LAUTENSACH (1912) und E. W. BURGER (1933) zur Genüge getan. Bei BURGER selbst finden sich Ansätze zu einer m. E. weiter führenden Auffassung. Aber sie sind, wie ich glaube, doch nicht bis zum Kern des Sachverhaltes vorgedrungen. Dieser scheint mir in folgendem zu liegen:

Die bisherigen theoretischen Versuche zur Erklärung der Gletschererosion in den Tälern gehen ausschließlich von der Vorstellung aus, daß man die Eisbewegung annähernd mit der Bewegung einer idealen, wenn auch sehr zähen

Flüssigkeit bei ungefähr laminarem Abfluß vergleichen dürfe. Das ist die Vorstellung, welche einst Sebastian FINSTERWALDER (1897) mit so großem Erfolg seiner geometrischen Theorie der Gletscherbewegung zugrunde legte, und welche auch WEINBERG (1907), SOMIGLIANA (1921, 1931) und LAGALLY (1933, 1939) benutzten.

Diese Vorstellung umschließt aber einige sehr schwerwiegende Voraussetzungen, bei denen es sich lohnt zu überlegen, ob sie in der Natur wirklich immer wenigstens annähernd erfüllt sind. Das normale Verhältnis einer Flüssigkeit, auch einer zähen zu ihren Gefäßumwandungen besteht darin, daß die innere Reibung der Flüssigkeit d. h. die Reibung der Flüssigkeitsteilchen an einander geringer ist als die Reibung der Flüssigkeit an den Gefäßwandungen. Bei langsamem laminarem Abfluß muß bei solcher Voraussetzung die Grenzschicht der Flüssigkeit an der Gefäßwandung wegen der dort verstärkten Reibung fast bewegungslos haften oder wenigstens sehr langsam fließen. Die Bewegungsgeschwindigkeit der Flüssigkeit muß also vom Inneren der Flüssigkeit gegen die Gefäßumwandung hin abnehmen, und dabei mehr oder weniger gegen den Wert Null hinstreben.

Unter der Voraussetzung einer gegen die Bettwandungen fast erlöschenden Eisbewegung ergibt sich theoretisch folgerichtig die ja auch tatsächlich von manchen Forschern vertretene Auffassung, daß der Gletscher eine nahezu konservierende Wirkung auf seinen Untergrund ausübe oder doch ausüben könne. Die gleiche Voraussetzung hat aber auch schwerwiegende Folgen für die Vorstellung der Gletscherbewegung in einem Bett mit von Ort zu Ort wechselnd großem Querschnitt. Wo z. B. Stufen im Untergrunde eines zähen Flüssigkeitsstromes vorhanden sind, da werden sie sich oberflächlich etwas, aber nicht mit der vollen Höhe der im Untergrunde verborgenen Stufe abbilden. Über der Stufe ergibt sich daher notwendigerweise eine Verringerung des Durchflußquerschnitts und damit zur Aufrechterhaltung der Gesamtströmung eine Vermehrung der mittleren Durchflußgeschwindigkeit. Diese muß zwangsläufig auch eine etwas erhöhte Bodengeschwindigkeit des zähen Flüssigkeitsstromes hervorrufen. Am Fuße der Stufe hingegen müßten ein vergrößerter Querschnitt und damit verlangsamer Durchfluß angenommen werden. Unter solchen Voraussetzungen muß jeder Formelansatz im Gebiet der Stufen vermehrte, am Fuße der Stufen verminderte Erosionsleistung ergeben. Denn das über der verborgenen Stufenkante vermehrte Oberflächengefäll der zähen Flüssigkeit beweist, daß hier pro Flächeneinheit mehr an potentieller Energie der Flüssigkeit für den Fließvorgang benötigt wird als talauf und talab. Dieses Mehr an Energieverbrauch kann nur auf erhöhte Reibung beim Fließvorgang, und ein Teil davon natürlich auch auf erhöhte Bodenreibung verwendet werden. Nach diesem Ergebnis müßten im Untergrund des Gletschers vorhandene Gefällsbrüche beseitigt, aber nicht zu Talstufen verschärft werden. Darauf hat schon LAUTENSACH hingewiesen. Das gleiche würden auch, berichtigt, die Formelansätze von de MARTONNE und BURCHARD besagen. Diese Theorie erfordert also das Gegenteil dessen, was nach den Beobachtungseindrücken augenscheinlich ist.

Mancherlei Beobachtungstatsachen weisen nun aber darauf hin, daß man die Eisbewegung nicht oder zum mindesten vielfach nicht als Bewegung einer normalen zähen Flüssigkeit auffassen darf. (DEMAREST 1934, STREIFF-BECKER 1938, SELIGMAN 1947).

In dieser Richtung bewegen sich auch die Diskussionen und die Ergebnisse von Laboratoriumsarbeiten, welche vor allem in England vorgenommen worden sind. M. F. PERUTZ (1947) führt aus, daß die Theorie der zähen Flüssigkeiten auf

die Gletscherbewegung nur in Ausnahmefällen angewandt werden könne, weil das Eis keine konstante sondern eine mit den Spannungsverhältnissen, der Temperatur und der Kristallorientierung erheblich schwankende Viskosität habe und sich danach mehr wie ein plastischer Körper verhalte. Auch E. OROWAN (1949) glaubt der Wirklichkeit näher zu kommen, indem er an die Stelle der zähen Flüssigkeit die Vorstellung eines plastischen Körpers setzt. Unter bestimmten Bedingungen ist Eis bis zu einer bestimmten kritischen Scherspannung praktisch kaum deformierbar, bei deren Überschreitung jedoch sehr weitgehend deformierbar. Diese Gedanken kommen der Auffassung nahe, die seit langem E. v. DRYGALSKI (1898, 1942) vertreten hat.

In diesen auf Laboratoriumsversuchen und der Interpretation von Feldbeobachtungen gegründeten Anschauungen bejaht R. FINSTERWALDER (1950) vor allem die Herausarbeitung eines im einzelnen noch von besonderen Bedingungen z. B. der Temperatur abhängigen, kritischen Wertes der Scherspannung des Eises, oberhalb dessen das Eis durch Überbeanspruchung seine Konsistenz ändert. Beobachtungen an Gletschern mit im Verhältnis zum Querschnitt hohen Fließgeschwindigkeiten aus den verschiedensten Gegenden der Erde lassen eine Bewegungsform erkennen, welche FINSTERWALDER (1931, 1937, 1939) als Blockschollenbewegung bezeichnet hat. Für diese ist vor allem charakteristisch eine sehr große Geschwindigkeitszunahme unmittelbar am Rande, wahrscheinlich auch am Boden des Gletschers, so daß sich die Hauptmasse des Eises mit ziemlich gleichmäßiger Geschwindigkeit ähnlich wie eine starre Masse vorwärtsbewegt, während, durch schmale Partien erhöhter Schmiegsamkeit von ihr getrennt, Teile des Eises, z. B. am Rande oder in toten Winkeln, an der Bewegung kaum teilnehmen. Die Blockschubmasse selbst zerbricht bei der Bewegung stellenweise in Schollen, namentlich über Unregelmäßigkeiten des Untergrundes, gelegentlich bis zur Serac-Bildung.

Der Unterschied der beiden Anschauungsweisen von plastischer Deformierung bzw. von Blockschollenbewegung ist vielleicht weniger groß, als er im ersten Augenblick erscheint. Denn örtliche Partien erhöhter Flexibilität des Eises, besonders in den randlichen und den bodennahen Teilen der Eismasse, sind ja gerade auch von R. FINSTERWALDER (1939, 1950) als begünstigende Begleiterscheinungen der, in unregelmäßig geformtem Felsbett vor sich gehenden, Blockschollenbewegung beobachtet bzw. erschlossen worden. Andererseits entwickeln DEMOREST (1943) und STREIFF-BECKER (1934, 1941) die Auffassung plastischer Deformierung und Ausquetschung des Gletschereises gerade für die tiefer unter der Oberfläche befindlichen Teile von Plateaeismassen, weil sie die oberflächlichen Partien des Eises, angesichts des festgestellten laufenden Substanzzuwachses und unter der Voraussetzung eines stationären Gesamtzustandes, zu wenig bewegt finden.

Charakteristisch für die Gletscher ist ferner das Auftreten sehr beträchtlicher Schwankungen des Oberflächengefälles. Die von Ort zu Ort verschieden stark geneigte Eisoberfläche bildet in vielen Fällen die im Untergrunde vorhandenen Unregelmäßigkeiten wie Stufen und dergl. wenn auch in abgeschwächtem Maße förmlich ab. Dabei ist die Fließgeschwindigkeit auf den steilen Partien verhältnismäßig wenig vermehrt.

Das ist wohl nur zu verstehen unter der Annahme, daß die innere Zähigkeit des Gletschers im ganzen außerordentlich groß und jedenfalls größer ist als die äußere Reibung an den Bettwandungen. Denn wäre die äußere Reibung an den Bettwandungen größer als die innere Reibung der fließenden Masse, so müßte

wohl bei dem gedachten laminaren, jedenfalls nicht wirbelnden Abfluß die fließende Masse im Untergrunde vorhandene Konkavitäten im wesentlichen auffüllen und mit mehr oder weniger ausgeglichenem Oberflächengefälle über im Untergrunde vorhandene Stufen hinwegziehen. Durch die angeführten Eigentümlichkeiten stellt sich im Gegensatz hierzu die Gletscherbewegung mehr als ein kompaktes Hindurchschieben durch das Bett unter verhältnismäßig geringen Änderungen des Gletscherquerschnitts und unter Entlanggleiten, bzw. Entlangpressen an Boden und Wandungen des Gletscherbettes dar, wobei dieses Hindurchschieben durch Plastischwerden und erhebliche Verquetschungen gewisser Rand- und Bodenpartien des Eises erleichtert zu werden scheint. Dies Bild hat mehr Ähnlichkeit mit einem zwar in der Längsrichtung biegsamen, und auf einer Art Schmiermittel im Lager sitzenden, aber im Querschnitt unveränderlichen Gebilde, wie es durch einen aus mehr oder weniger starren Einzelkörpern geformten, und mit verminderter Wandreibung gebetteten, Strom repräsentiert wird, als mit einer zähen, an den Uferwandungen anhaftenden Flüssigkeit.

In die gleiche Richtung weisen namentlich auch die berühmten Bohrstangen-ergebnisse von Hess (1924, 1929) am Hintereisferner. Die verhältnismäßig geringe Schrägstellung des im 214 m tiefen Bohrloch versenkten Gestänges beim Austauen nach 18 Jahren zwingt Hess zu der Annahme einer hinter der Oberflächegeschwindigkeit nur verhältnismäßig wenig zurückbleibenden Bodengeschwindigkeit des Gletschers. D. h. die innere Reibung des Gletschers muß gegenüber der Außenreibung recht groß sein. Bei einer idealen zähen Flüssigkeit in laminarer Bewegung sollte ja die Fließgeschwindigkeit mit Annäherung an den Boden wegen der starken Bodenreibung gegen null gehen. Auch hierin bekundet die Gletscherbewegung Ähnlichkeit mit dem Hindurchschieben eines gedachten Stroms aus starren Einzelkörpern durch sein Bett.

2. Zur Theorie der Bodenbeanspruchung eines Blockschollenstromes

Diese Überlegung führt uns dazu, zu untersuchen, welche theoretisch zu erwartende Beanspruchung des Untergrundes ein Strom aus starren Einzelkörpern ausüben würde¹⁾. Wir denken also, daß eine Reihe von aneinandergrenzenden quaderähnlichen Körpern durch eine überall vertikal wirkende Kraft (die Schwerkraft) über eine geneigte und mit Gefällswechsel versehene Bahn vorwärts gedrückt wird (vgl. Abb. 1). In jedem der starren Quader kann die Kraft im Schwerpunkt angreifend gedacht werden. Eine elementare Zerlegung dieser Kraft in die beiden Komponenten senkrecht und parallel zur Unterstüßungsfläche zeigt dann, daß in einem solchen System, je steiler die Unterstüßungsfläche geneigt ist, umso mehr eine Druckübertragung der hangparallelen Kraftkomponenten von Einzelquader zu Einzelquader nach abwärts mit einem Summierungseffekt eintreten muß. Die senkrecht auf den Steilhang drückende Kraftkomponente ist dagegen bei ihnen allen gleich groß.

Wesentlich anders wird das Bild jedoch für den unmittelbar am Fuße des Steilhanges, am Beginn der Verflachungsstrecke liegenden Quader (Block 4 in Abb. 1). Bei ihm nimmt ein großer Teil der von hangaufwärts her hangparallel übertragenen Kraft nunmehr plötzlich an der Einwirkung senkrecht zur flacher gewordenen Unterlagerungsfläche teil und kommt als starke Zusatzkom-

¹⁾ Der nachstehende Gedankengang wurde schon 1938 in einer Diskussionsbemerkung auf dem Internationalen Geographenkongreß zu Amsterdam kurz angedeutet.

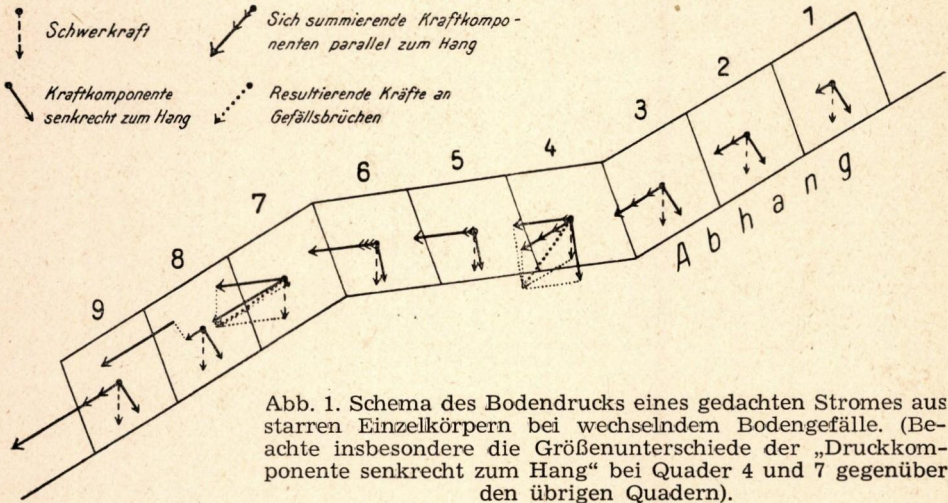


Abb. 1. Schema des Bodendrucks eines gedachten Stromes aus starren Einzelkörpern bei wechselndem Bodengefälle. (Beachte insbesondere die Größenunterschiede der „Druckkomponente senkrecht zum Hang“ bei Quader 4 und 7 gegenüber den übrigen Quadern).

ponente zu der örtlich sich ergebenden, im rechten Winkel auf den Boden drückenden Kraft hinzu. Schon der nächste nach abwärts folgende Quader empfängt aber von oben her nur noch die in Bezug auf die neue Bodenneigung bodenparallele Kraftkomponente und weist als Bodendruck nur den rechtwinklig stehenden Anteil der örtlichen Vertikalkraft auf.

Man kann die Verhältnisse auch etwas anders ausdrücken. Infolge der großen Rigidität des Eises und seiner verhältnismäßig geringen Bodenreibung lastet die am Steilhang schräg liegende Eissäule fast so, als wenn sie starr wäre, auf dem Fußpunkt. Hier findet daher beim Weitergleiten eine besonders starke Beanspruchung des Untergrundes und damit Erosionswirkung und auch Untergrabung statt.

Natürlich ist das Eis nicht völlig starr. In der Wirklichkeit verdickt sich die am Schräghang liegende Eissäule nach unten. Aber die Tatsache, daß sie nicht völlig auseinanderfließt bis zum Spiegelausgleich zwischen der Gletscheroberfläche oberhalb und unterhalb der Gefällssteile, im Verein mit der Tatsache der verhältnismäßig geringen Reibung des Eises am Boden, zwingt zu der Annahme, daß eine Druckübertragung gegen die Basis der Säule ähnlich wie in einem starren Körper tatsächlich stattfindet.

Aus unserer Vorstellung eines sich bewegenden Stromes starrer Einzelblöcke ergibt sich also hinsichtlich der Reibungseinwirkung auf den Untergrund eine sehr bedeutend erhöhte Bodenbeanspruchung unmittelbar unter dem Fuße einer Gefällssteile. Dies theoretische Ergebnis steht offensichtlich in gutem Einklang mit den in glazial gestalteten Tallandschaften am Fuße von Karwänden und Talstufen zu beobachtenden Übertiefungswannen. Es erübrigt sich hinzuzufügen, daß solche Übertiefung am Stufenfuß in ihrem Ausmaß letzten Endes natürlich begrenzt ist. Das mit zunehmender Übertiefung der Wanne vor dem Stufenfuß am Bettboden sich ergebende Gegengefälle muß schließlich zu so starker Vermehrung der Bodenreibung führen, daß die Bewegung der bodennahen Eisschicht und damit die dort vor sich gehende Abnutzung des Untergrundes ganz gering werden.

Besondere Verhältnisse herrschen dann wieder an dem obersten Quader am Beginn einer neuerlichen Gefällsversteilerung (Block 7 in Abb. 1). Bei ihm wird

die von oben her parallel zum oberen, flacheren Gehänge übertragene Kraftkomponente nun zu einer von dem sich versteilernden Hang weg gegen die Luft gerichteten Kraft. Diese von oben her zusätzlich übertragene Kraft muß sich deswegen hier in Gestalt einer Verminderung des Bodendrucks dieses Quaders auswirken. Ja, theoretisch könnte sie zu einem Abkippen dieses Quaders von der Unterstütsungsfläche führen, wovon man sich auch praktisch überzeugen kann, wenn man die hier besprochene Anordnung in der gedachten Weise z. B. mit Spielzeugklötzchen nachahmt.

Auch dieser Sachverhalt ist zweifellos wichtig für das Verständnis der über die Glazialerosion in Tälern vorliegenden Beobachtungstatsachen. Er dürfte eine erhebliche Bedeutung für die Erklärung der Karschwellen und der sonstigen, so oft auf der Krone glazialer Talstufen zu beobachtenden Schwellen als Zeugnissen einer lokal verminderten Eiserosion am obersten Punkt einer Gefällsteile besitzen.

Verminderte Eiserosion auf der Stufenkrone, gesteigerte am Stufenfuß sind aber die Grundvoraussetzungen der im Hinblick auf die morphologischen Tatsachen so bestechenden Theorie einer Verschärfung vorher bestehender Gefällsunregelmäßigkeiten durch den Talgletscher. Mit der Vorstellung der Gletscherbewegung nach Art einer zähen Flüssigkeit ist diese Theorie nicht verträglich. So hing sie bisher gewissermaßen in der Luft. Die Vorstellung einer Gletscherbewegung nach Art eines Stromes aus starren Blöcken liefert dagegen, wie zu zeigen versucht wurde, eine wirkliche Begründung der zur Deutung der vorliegenden Beobachtungen von der glazialmorphologischen Theorie gemachten Annahmen. Darin scheint mir ihr besonderer Wert zu liegen.

Es erscheint nötig darauf hinzuweisen, daß die Vorstellungen über die Untergrundbeanspruchung eines aus starren Einzelkörpern bestehenden Stromes an Gefällsknicken seines Bettes in den Grundzügen unabhängig davon sind, ob dieser Blockschollenstrom seinem Bett unmittelbar aufliegt, oder ob entsprechend den Annahmen von DRYGALSKI's und der neueren Glaziologen eine plastische Zwischenzone zwischengeschaltet ist. Wo der Boden- oder Wandungsdruck des Blockschollenstromes nach den Gefälls- oder Querschnittsverhältnissen sich als örtlich besonders groß ergibt, da müßte das plastische Zwischenmittel entweder weggequetscht werden, so daß der starre Block selbst das Bett berührt. Oder es müßten an solchen Stellen die plastischen oder plastisch gewordenen Massen mit erhöhter Geschwindigkeit vorbeigedrückt werden. In beiden Fällen würde sich an den betreffenden Stellen eine erhöhte Beanspruchung der Bettwandung ergeben, jedenfalls nach allen über die Wirkung von Gletschereis auf Fels bisher gemachten Erfahrungen.

Auch die von AMPFERER (1904) entwickelte Vorstellung, daß der Gletscher namentlich in Talverengungen wie eine mit Gewölbedruck auf den beiderseitigen Talhängen lastende und dabei sich talab bewegende starre Masse anzusehen sei, steht dem Gedanken eines Blockschollenstromes, dessen Wirkungen auf sein, in gewundenem Zuge und mit wechselndem Querschnitt verlaufendes, Bett durch Verklemmungen bei der Abwärtsbewegung u. a. erheblich beeinflußt werden, nicht sehr fern.

Hiermit soll nun keineswegs behauptet werden, daß der Gletscher tatsächlich ein Strom aus starren Einzelkörpern sei. Vielmehr soll zum Ausdruck gebracht werden, daß die Talgletscher eine eigentümliche Zwischenstellung einnehmen zwischen den Idealbildern einer zähen Flüssigkeit und eines Stromes aus starren Einzelkörpern. Sie vereinigen Eigenschaften von beiden theoretischen

schen Grenzfällen. Und zwar scheinen sie sich nach den Ergebnissen von R. FINSTERWALDER (1950) bei relativ zum Eisquerschnitt langsamer Eisbewegung mehr wie zähe Flüssigkeiten, bei relativ schneller Bewegung mehr wie Blockschollenströme zu verhalten. Für die Erosionsleistungen der Talgletscher sind aber gerade die der Analogie zu einem Strom aus starren Einzelkörpern entsprechenden und bisher weniger beachteten Eigentümlichkeiten von besonderer Bedeutung.

Die auf Grund der Geschwindigkeitsmessungen und der geometrischen Theorie der Gletscherbewegung bei langsam fließenden Gletschern erzielten Erfolge hinsichtlich der Ergründung des Gletschervolumens und seines gesamten Substanzhaushaltes lassen kaum einen Zweifel darüber zu, daß bei ihnen das Bild der zähen Flüssigkeit der Wirklichkeit sehr nahe kommt. Folgerichtig wird man auch schließen, daß derartige Gletscher nur eine bescheidene umformende Wirkung auf ihren Untergrund ausüben und jedenfalls nicht an der Verschärfung der in ihrem Untergrunde verborgenen Gefällsbrüche arbeiten werden.


Wesentlich anders verhalten sich die Gletscher mit Blockschollenbewegung. In ihnen müssen die eigentlichen Schöpfer des extremen Formenschatzes der Glazialtäler gesucht werden. Ihre großartigen Leistungen können dem theoretischen Verständnis durch die vorstehenden Überlegungen m. E. näher gerückt werden. Vor allem aber eröffnet die mitgeteilte Betrachtung, wie ich glaube, neue Möglichkeiten, das Nebeneinanderbestehen verhältnismäßig schwach wirkender Talgletscher einerseits und sehr aktiver andererseits zu verstehen. Auf diese Weise kann sie vielleicht zu einem Ausgleich der Anschauungen beitragen, indem sie jedem der teilweise noch recht verschiedenen Standpunkte in der Beurteilung der Gletschererosion in den Tälern seine Berechtigung zuweist.

3. Über das Querprofil von Glazialtälern

Die vorstehenden Betrachtungen richteten sich vor allem auf die Deutung derjenigen Besonderheiten, die im Längsprofil der durch Gletschererosion umgeformten Täler auftreten. Sie haben aber m. E. auch eine Bedeutung für die Beurteilung der Querschnitte solcher Täler. Die mehr oder weniger deutliche U-Form kann nicht wundernehmen als Idealquerschnitt eines unter unvollkommener Deformierbarkeit durch seine Betrinne sich pressenden Stromes, dessen Richtigkeit zum mindesten unter bestimmten, vielfach verwirklichten Verhältnissen so groß ist, daß die innere Reibung der Teilchen an einander größer ist als die äußere Reibung an der Gefäßwandung. Diese Eigenschaft bringt es mit sich, daß ein solcher Strom nicht überall den Gefäßwandungen gleich fest anliegt. Zeigt sich doch sogar am Zungenende vielfach, daß der Eiskörper dort dem Boden nur unvollkommen aufliegt, daß also seine Last und auch seine Bodenreibung hier nur von einem Teil seiner Unterlage aufgenommen werden.

Nach den Beobachtungen aus den Gletscherstollen an der Marmolata von L. HANDL (1917) und den weiteren Mitteilungen hierüber von R. v. KLEBELSBERG (1948) gilt dies in gewissem Umfange auch für das obere Firnfeldgebiet. H. CAROL's wichtige Feststellungen über Vorgänge bei der Rundhöckerbildung am Grunde des oberen Grindelwaldgletschers (1943, 1947) lassen vermuten, daß bei der Gletscherbewegung über unebenem Grund der von Ort zu Ort wechselnde Berührungsdruck des Eises, gesteigert durch das Eintreten von Druckverflüssigung und Plastischwerden des Eises, allgemein in erheblichem Ausmaß schwankt. Das Gesamtergebnis der von Ort zu Ort zweifellos ungleich harten

Berührung des sich bewegenden Eiskörpers mit seinen Bettwandungen muß ohne Frage die Herausarbeitung einer U-ähnlichen Querschnittsform sein.

Viel ist darüber gestritten worden, ob der U-Querschnitt aus einem ehemals V- oder -förmigen Talquerschnitt mehr durch Erosion an den Seitenwandungen oder am Boden zu deuten sei. Eine generelle Antwort auf diese Fragestellung gibt es schwerlich. Sicher sind Fälle vorwiegender Tiefenerosion der Gletscher und vorwiegender Erosion an ihren Seitenwandungen in von Ort zu Ort wechselnder Häufigkeit und Großartigkeit neben einander verwirklicht, ohne daß in jedem Falle ein Beweis des Vorwiegens der einen oder anderen möglich wäre (daher die Andeutung beider Möglichkeiten in dem Idealprofil Abb. 2). Ist doch einerseits die Ausarbeitung einer übertieften Felswanne unter einer Talstufe in einem Glazialtal ein untrüglicher Beweis starker Tiefenerosion des Gletschers. Aber es gibt bekanntlich auch Fälle, in welchen am Boden eines Troges eine mit Moränenmaterial zugefüllte, nicht mehr U-förmig ausgearbeitete Talkerbe erhalten ist. In diesen Fällen wird die Ausgestaltung des Troges eher auf Erosion des Gletschers an seinen Seitenwandungen zurückzuführen sein. Im Hinblick auf die Theorie der glazialen Verschärfung vorher existierender Gefällsbrüche wird man vermuten dürfen, daß die Ausformung der Trogestalt über einer Talstufe vorzugsweise der Erosion des Gletschers an seinen Seitenwandungen, am Fuße der Talstufe dagegen in stärkerem Maße der glazialen Tiefenerosion zuzuschreiben ist.

Es erscheint vorteilhaft, die von der Betrachtung der Konsistenz der Gletscher ausgehenden Überlegungen auch auf die Unregelmäßigkeiten im Querprofil der Glazialtäler anzuwenden. Diese treten uns mit den Begriffen Schlifffgrenze und Schlifffkehle, Schlifffbord und Trogschulter entgegen. Im Hinblick auf sie besteht über die Auffassung der Schlifffgrenze als oberer Grenze des seitlich an den Talflanken dahinbewegten und scheuernden Eisstromes wohl Einigkeit. Weniger allgemein aber scheinen die sich aufdrängenden Folgerungen aus dem besonderen Formenschatz an der Schlifffgrenze bisher beachtet zu sein. Dieser besteht bekanntlich in folgendem (vgl. hierzu Abb. 2 u. 3):

Das durch die scharfen Formen subaerischer Verwitterung bestimmte Gehänge, meist die vom Hauptkamm herabziehenden Nebengrate, nehmen von einer bestimmten Höhe an abwärts zugerundete Formen an. Jedoch ist immer oberhalb der Stelle, an der die gerundeten Formen einsetzen, oft deren obersten Saum noch mit umfassend, eine merkliche Versteilerung des Gehänges wahrnehmbar, ehe weiter abwärts wieder geringere Böschungen folgen. Dieser Befund hat bekanntlich A. PENCK zu der in vielen Fällen sehr treffenden Namensgebung Schlifffkehle veranlaßt. Aber es ist bisher meines Wissens nicht deutlich zum Ausdruck gekommen, daß aus diesem Befund oftmals eine Vorstellung über die Mindestgröße der abscheuernden Wirkung des ungefähr horizontal am Gehänge entlang bewegten Talgletschers entnommen werden kann. Das ist dann möglich, wenn das mittlere Gefälle der Kammlinie des Nebengrates oberhalb der Schlifffkehlenversteilerung so mäßig ist, daß diese Kammlinie durch den einspringenden Gehängeknick der Schlifffkehle eine deutliche Abknickung erfährt (vgl. Abb. 2).

Solch plötzliche Tieferschaltung des allgemeinen Gehängeprofils an der Schlifffgrenze ist sehr häufig. Die Größenordnungen, um die es sich hierbei handelt, bewegen sich gewöhnlich zwischen mehreren Metern bis zu mehreren Zehnern von Metern. Sie geben den Betrag an, um den die abscheuernde Wirkung des am Gehänge entlang bewegten Talgletschers an seinem oberen Ufersaum

der abtragenden Wirkung der subaerischen Verwitterung und Denudation in dem über die Gletscheroberfläche aufragenden Gebiet vorausgeilt ist, auf diese Weise den einspringenden Winkel am Gehänge hervorrufend.

Diese, so oft feststellbare, allgemeine Tieferschaltung des Gehängeprofils unterhalb der Schliffkehle beweist im übrigen, daß die sogenannte Schwarz-Weißgrenze für die Ausbildung der Schliffkehle nur eine zusätzliche, nicht die Hauptrolle spielt. Wäre in dem gedachten Sinne die Schliffkehle eine nur im Niveau der Eisstromhöhe am Gehänge eingearbeitete Kerbe, dann müßten in derartigen Hangprofilen die Schliffflächen unterhalb der Kehleneinkerbung ungefähr die unteren Fortsetzungen der oberhalb der Schliffkehlenversteilerung gelegenen Böschungen sein. Sie liegen aber in der Regel deutlich tiefer als diese gedachten Fortsetzungen (vgl. die Andeutung dieser Verhältnisse in Abb. 2).

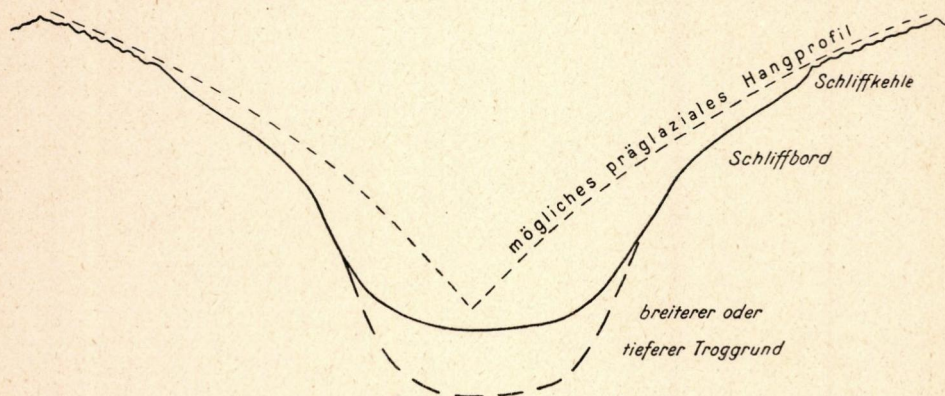


Abb. 2. Schematisches Querprofil eines Trogtales mit steilen Schliffbordflächen. (Feingestricheltes Profil deutet den präglazialen Talquerschnitt an. Ausgezogener Trogrund entspricht der Annahme geringer glazialer Tiefenerosion. Grobgestrichelter Trogrund entspricht der Annahme starker glazialer Tiefenerosion.)

Aus der Würdigung der hohen Starrheit zum mindesten der oberflächen-näheren Schichten des bewegten Gletschereises wäre auch theoretisch zu folgern, daß im Nährgebiet der Vereisung, also oberhalb des Ablagerungsbereiches von Moränenmaterial, eine abscheuernde Wirkung der Gletschererosion schon am Ufersaum mit einem merklichen Betrag einsetzen muß. Jedenfalls spricht in der Natur nichts dafür, daß diese Wirkung etwa generell gegen den Ufersaum des Gletschers zum Betrage null absinkt, wie es aus der Vorstellung des Gletschers als zäher Flüssigkeit mit gegen den Rand auf den Wert null zurückgehender Bewegungsgeschwindigkeit herzuleiten wäre. Die Beobachtungen über die Schliffkehle sprechen vielmehr ebenfalls für eine Ausgestaltung der Glazialtäler durch Gletscher, deren Bewegung vom Typus der Blockschollenbewegung war oder ihm wenigstens verwandt war.

Setzt die erosive Bearbeitung der Bettwandungen in einem betrachteten Querschnitt schon am Saume des Gletschers mit einem merklichen Betrage ein, so ist als sehr wahrscheinlich anzunehmen, daß sie nach der Tiefe zu, in welcher ja die Eismasse unter erhöhtem Druck an der Wandung entlang scheuert, im allgemeinen noch größere Wirkungen hervorruft. Man wird also im Querprofil des Gletscherbettes mit an den Bettwandungen nach abwärts zunehmenden Erosionsbeträgen des Eises rechnen dürfen. Freilich ist nicht allgemein zu bestimmen, ob die Maxima dieser Erosionsbeträge in der Tiefenlinie selbst liegen,

oder ob sie schon vorher zu beiden Seiten anzunehmen sind unter Nachlassen der Erosionsbeträge gegen die Tiefenlinie selbst. Wie schon vorher erörtert, kommen sicherlich beide Möglichkeiten, die der vorherrschenden Tiefenerosion des Eises und die überwiegender Erosion an den Seitenhängen, tatsächlich vor.

Die Vorstellung von der Zunahme der Gletschererosion vom Randsaum nach der Tiefe erscheint wichtig für die Unterscheidung von Schliffbord und Trogschulter, welche wohl nicht immer mit der wünschenswerten Deutlichkeit durchgeführt wird. Recht häufig findet man unter der Schriffkehle breite, stark geneigte, geglättete Flächen entwickelt, welche dennoch merklich flacher sind sowohl als die versteilten Partien unmittelbar oberhalb der Schriffkehle als auch als die nach unten folgenden eigentlichen Trogwände. In solchen Fällen entsteht die Frage, ob es sich um stark überformte alte Talbodenreste, also um echte Trogschultern handelt.

Hält man sich vor Augen, daß der wahrscheinliche Querschnitt eines durch einen vorbeiströmenden Talgletscher überarbeiteten, vordem geraden oder schwach konvexen Hanges (vgl. Abb. 2) im oberen Teil die Versteilerung oberhalb der Schriffkehle aufweisen muß, dann unterhalb der Kehle fast in Parallelität zum ursprünglich vorhandenen Böschungswinkel, aber nach unten allmählich steiler werdend, sich fortsetzen muß, bis er schließlich in die eigentlichen Trogwände übergeht, so sieht man die Möglichkeit, solche Formen ohne Zuhilfenahme alter Talbodenreste zu erklären. Namentlich dann, wenn die Neigung jener zugerundeten Flächen unterhalb der Schriffkehle, aber oberhalb der Trogwände ebenso groß oder noch größer ist als das durchschnittliche Gefälle des Gehänges bzw. der Kammlinie der Nebengrate, welche oberhalb der durch die Schriffgrenze bewirkten Versteilerung zum Hauptkamm hinaufziehen, liegt keine Veranlassung vor, an alte Talbodenreste als Ursachen dieser Flächen mäßigerer Böschung über den eigentlichen Trogwänden zu denken. Bei ihnen handelt es sich ohne Zweifel lediglich um Schriffborde, d. h. um vom vorbeiströmenden Eise abgehobelte Flächen, die nach abwärts infolge der nach der Tiefe gesteigerten Abschürfarbeit des Eises, für die v. DRYGALSKI (1912), PHILIPPSON (1912) u. a. eine Reihe von Argumenten vorgebracht haben, in die Trogwände übergehen. Derartige Schriffborde, die allem Anschein nach nicht auf alte Talbodenreste zurückgehen, sind, wie mir die nähere Betrachtung vieler Hangprofile gezeigt hat, in den Alpen häufiger als wohl gemeinhin angenommen wird. Das deutet auch v. KLEBELSBERG (1948 S. 353) an.

Erst dann, wenn die oberhalb der Trogwände liegenden eisüberschliffenen Verflachungen geringere Neigung besitzen als das Gehänge oberhalb der von der Schriffkehle herrührenden Versteilerung, bzw. als die Kammlinien der von dort zum Hauptkamm hinaufführenden Nebengrate (vgl. Abb. 3) ist mit einiger Sicherheit auf das Zugrundeliegen alter Hangverflachungen oder Talbodenreste zu schließen. In solchen Fällen liegen echte Trogschultern vor. Daß derartige Trogschultern sogar zu mehreren übereinander tatsächlich vorkommen, und sich als überformte Reste alter Talböden erweisen lassen, ist seit L. UTENSACH'S Tesinarbeit gesichert und ist auch in vielen anderen Fällen erwiesen.

Aber nicht genügend beachtet scheint mir bisher die Unterscheidung der beiden eben angedeuteten grundsätzlich verschiedenen Trogquerprofile mit Verflachungen oberhalb der Trogwände, des echten Trogschulterprofils mit ziemlich flachen Schulterflächen und des Schriffbordprofils mit weit steileren Böschungen oberhalb des eigentlichen Troges. Die Trogschulterprofile finden sich am häufigsten in glazialen Landschaften mit ausgeprägtem Stockwerkbau, mit einem

Mittel- oder Flachrelief in der Höhe und jähren Talkerben darunter. Die Schlibfbordprofile finden sich vor allem in Gebieten mit hohen, mäßig steilen Durchschnittsböschungen. Werden in tief zertalten Gebirgen die Gehänge gar zu steil, so ergibt sich bei starker Talvergletscherung der von DISTEL (1912) beschriebene Typus der ganztaligen Tröge.

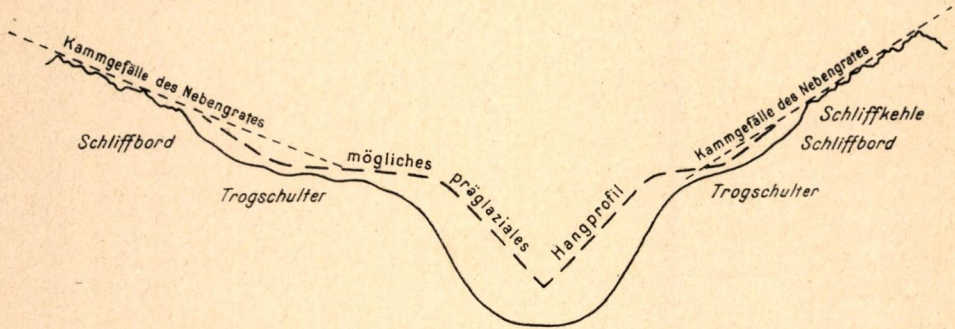


Abb. 3. Schematisches Querprofil eines Trogtales mit echten Trogschultern. (Die Schulterflächen sind flacher als das allgemeine Kammgefälle oberhalb der Schlibfkehle. Ihre Entstehung ist daher durch die einfache Annahme einer allmählichen Zunahme der glazialen Erosionsbeträge von der Schlibfkehle an nach abwärts nicht erklärbar. Grob gestrichelt: Eine mögliche Form des zugrunde liegenden präglazialen Talprofils. Sie zeigt Talterrassen.)

Hier sollte vor allem darauf hingewiesen werden, daß ein Trogprofil mit steilem Schlibfbord ohne weiteres aus der glazialen Umformung eines vorher bestehenden einfachen Kerb- oder Sohlentales hergeleitet werden kann unter der physikalisch wahrscheinlichen Annahme, daß die Erosion des Talgletschers an der Schlibfgrenze mit einem bestimmten Betrag einsetzt, daß sie hangabwärts gegen den Bettgrund zunächst zunimmt bis zu einem Maximum und daß sie dann unter Umständen gegen die Bettmitte wieder abnehmen kann. Die Eintiefung des Profils an der Schlibfkehle gibt hierbei einen Anhalt für die vom Gletscher am Rande mindestens geleistete Erosionsarbeit.

Literaturverzeichnis (nur besonders wichtige Arbeiten)

- AHLMANN, H. W. SON: Geomorphological studies in Norway. - Geogr. Ann. 1919.
 ALLIX A. & PERRET R. A.: A propos d'érosion glaciaire, discussion de quelques idées nouvelles. - Ann. de Géogr. 1930.
 AMPFERER, O.: Studien über die Inntalerrasse. - Jb. geol. Reichs-Anstalt, S. 91 ff, 1904.
 BURCHARD, A.: Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler. - Pet. Mitt., S. 158 ff, 210 ff. 1923. — Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Öztalern. - Forsch. z. d. Landes- und Volkskde. 25, H. 2. Stuttgart 1927.
 BURGER, E. W.: Strittige Fragen der Glazialmorphologie. - Geogr. Jahresber. a. Österr. 16. 1933.
 CAROL, H.: Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker. - Die Alpen S. 173—180. 1943. — The Formation of Roches moutonnées. - Journ. of Glaciology 1, S. 57—59. 1947.
 DAVIS, W. M.: Der glaziale Zyklus. - In „Die erklärende Beschreibung der Landformen“ deutsch von A. Rühl. Leipzig und Berlin 1912.
 DEMOREST, M.: Ice sheets. - Bull. Geol. Soc. Am. 54, S. 363-400. 1943.
 DISTEL, L.: Die Formen alpiner Hochtäler, insbesondere im Gebiet der Hohen Tauern. - Mitt. geogr. Ges. München 1912.

- DYRGALSKI, E. v.: Die Eisbewegung, ihre physikalischen Ursachen und ihre geographischen Wirkungen. - *Pet. Mitt.* S. 55-64, 1898. — Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. - *Pet. Mitt.* 1912 II.
- DRYGALSKI, E. v. & F. MACHATSCHKEK: Gletscherkunde. - *Enzyklop. d. Erdkde.* Wien 1942.
- FINSTERWALDER, R.: Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. - *Z. Gletscherkde.* **19**, 1931. — Die Gletscher des Nanga Parbat. - *Z. Gletscherkunde* **25**, 1937. — Some comments on glacier flow. - *Journ. of Glaciology* **1**, S. 383-388. 1950.
- FINSTERWALDER, R. & W. PILLEWITZER: Photogrammetric studies of glaciers in high Asia. - *The Himalayan Journ.* **2**, S. 107-113. 1939.
- FINSTERWALDER, S.: Der Vernagtferner. - *Wiss. Erg. H. z. Zeitschr. d. DÖAV.* **1**, 1897.
- HANDL, L.: Von der Marmolata-Front. - *Zeitschr. d. DÖAV.* 1916, 1917.
- HEIM, Albert: Vergleichendes über Fluß- und Gletscherwirkung. - In „*Geologie der Schweiz*“ I, S. 356-379. Leipzig 1919.
- HESS, H.: Der Hintereisferner 1893-1922, ein Beitrag zur Lösung des Problems der Gletscherbewegung. - *Z. Gletscherkde.* **13**, 1924. — Hintereisferner-Nachlese. - *Z. Gletscherkde.* **17**, 1929.
- HOBBS, W. E.: The cycle of mountains glaciation - *Geogr. Journ.* 1910.
- JOHNSON, D. W.: The profile of maturity in alpine glacial erosion. - *Journ. of Geol.* **12**, 1904.
- KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. I, Wien 1948.
- LAUTENSACH, H.: Die Übertiefung des Tessingebietes. - Leipzig und Berlin 1912.
- LAGALLY, M.: Mechanik und Thermodynamik der stationären Gletscher. - *Gerl. Beitr. z. Geophys. Suppl.* Bd. **2**. 1933. — Zur Mechanik eines auf seiner Sohle gleitenden stationären Gletschers. - *Z. Gletscherkde.* **26**. 1939.
- LEHMANN, Otto: Die Bodenformen der Adamello-Gruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. - *Abh. geogr. Ges. Wien* **11**. 1920.
- MACHATSCHKEK, F.: Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion. - *Abh. Nat. Hist. V. Bremen* 1927.
- MARTONNE, E. de: Sur la théorie mecanique de l'érosion glaciaire. - *C. R. Acad. des Sc.* **150**. 1910. — L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. - *Ann. de Géogr.* 1910 und 1911.
- MAULL, O.: Glaziale Erosion, ihre Leitformen und Formengruppen. - In „*Geomorphologie*“, *Enzkl. d. Erdkde.*, Leipzig und Wien 1938.
- OROWAN, E.: The flow of ice and of other solids. - *Journ. of Glaciology* **1**, S. 231-240. 1949.
- PENCK, A. & Ed. BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I, II, III. Leipzig 1901-1909.
- PERUTZ, M. F.: Problems of glacier flow. - *Journ. of Glaciology* **1**, S. 47-51. 1947.
- PERUTZ, M. F. & G. SELIGMAN: A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow. - *Proc. Roy. Soc. A.* **172**. 1939.
- PHILIPPSON, A.: Der glaziale Taltrog. - *Pet. Mitt.* 1912.
- RICHTER, Eduard: Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. - *Pet. Mitt. Erg. H.* **132**. 1900.
- SELIGMAN, G.: Extrusion flow in glaciers. - *Journ. of glaciology* **1**, S. 12. 1947.
- SÖLCH, H.: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. - *Pet. Mitt. Erg. H.* **219, 220**. 1935. — Trogprofile und Talstufen. - *C. R. Congr. Int. Géogr. Amsterdam* 1938 (1939).
- SOMIGLIANA, C.: Sulla profondità dei ghiacciai. - *Rendiconti della R. accad. naz. dei Lincei. Math. phys. Kl.* **30**. 1921. — Sulla teoria del movimento glaciale. - *Boll. Com. Glac. Ital.* **11**. 1931.
- STREIFF-BECKER, R.: Glazialerosion und Eisbewegung. - *Vierteljahresschr. natf. Ges. Zürich* **79**, 1934. — Über die Entstehung glazialer Felsformen. - *Ebendort* **86**, 1941.
- VARESCHI, V.: Die pollenanalytische Untersuchung der Gletscherbewegung. - *Veröff. geobotan. Inst. Rübel, Zürich* **19**. 1942.
- WEINBERG, B.: Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises und seine Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung. - *Z. f. Gletscherkde.* **1**. 1917.