

- (5) Cornu, F.: Über die Verbreitung von Hydrogelen im Mineralreich, ihre systematische Stellung und ihre Bedeutung für die chemische Geologie und Lagerstättenlehre. Zs. f. prakt. Geol., 17., 1909, 143—144.
- (6) Dittler, E.: Versuche zur synthetischen Darstellung des Wulfenits. Zs. Krist., 53., 1914, 158—170.
- (7) Dittler, E.: Zur Natur und Genesis des Ilsemannits. Cbl. Min. 1922. 689—695.
- (8 a) Gmelin-Kreutz Handbuch der anorganischen Chemie. 3./1. Heidelberg 1912, S. 919.
- (8 b) Gmelins Handbuch der anorganischen Chemie. 8. Aufl. Berlin 1935. S. 182, 186.
- (9) Hammer, W.: Über Gelbbleierz im Oberinntal. Zs. d. Ferdinandeums. 3. F. 59. Innsbruck 1915. 270—277.
- (10) Hegemann, F.: Die Herkunft des Mo, V, As und Cr im Wulfenit der alpinen Blei-Zinklagerstätten. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie. 1. 1949. 690—715.
- (11) Höfer, H.: Die Mineralien Kärntens. Jahrb. d. naturhist. Landesmuseums von Kärnten. 10., Klagenfurt 1871. 1—84.
- (12) Höfer, H.: Studien aus Kärnten. II. Ilsemannit, ein natürliches Molybdänsalz. N. Jb. f. Min. 1871. 566—570.
- (13) Holler, H.: Die Tektonik der Bleiberger Lagerstätte. VII. Sonderheft der Carinthia II. Klagenfurt 1936, 1—82.
- (14) Holler, H.: Molybdänglanz in der Bleiberger Lagerstätte. Der Karinthin, Beiblatt zur Carinthia II. Nr. 4. 15. 1. 1949. 56—59.
- (15) Kobell, F., von — Oebbeke, K.: Tafeln zur Bestimmung der Mineralien. 16. Aufl. München 1912.
- (16) Meixner, H.: Woher stammt das Molybdän auf unseren Blei-Zink-Lagerstätten? Carinthia II. Canaval-Festschrift. Klagenfurt 1935. 132—136.
- (17) Meixner, H.: Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte II. Der Karinthin. Nr. 6. 15. 8. 1949. 108—120.
- (18) Meixner, H.: Wulfenit von der Gehrwand, einem alten Pb-Zn-Bergbau des Typus Achselalpe (Hohe Tauern, Salzburg) und Bemerkungen über die Molybdän-Paragenesen der Ostalpen. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte. 95. Wien 1950. 34—42.
- (19) Palache, C. — Berman, H. — Frondel, Cl.: Dana's System of Mineralogy. 7. Aufl. New York 1946.
- (20) Ramdohr, P.: Beobachtungen an opaken Erzen. Archiv f. Lagerstättenforschung d. preuss. Geol. L. A. 34., 1924 und Lehrbuch der Erzmikroskopie. 2. 1931. 92—97.
- (21) Tornquist, A.: Die Blei-Zinklagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Wien 1927. 1—106.
- (22) Schroll, E.: Wulfenite von Nassereith/Dirstentritt (Tirol) und Bleiberg in Kärnten. Tschermarks min. u. petr. Mitteilungen, 3. Folge, 1./4. H., ausgegeben im April 1950. S. 325—341.

Dr. Heinz Meixner, Graz.

Für und wider den Eisschurf.

Von Sieghard Morawetz

Selbst in kleinen Gebirgsgruppen trifft man sowohl Belege, die für eine Glazialerosion sprechen, als auch wieder Anzeichen, die dem Gletscherschurf kaum eine Leistung zubilligen. So ist heute noch der Glazialschurf ein recht vieldeutiger Fragenkomplex; aber Ansichten werden selten, die eine zu große

Schurfleistung vertreten, wie auch jene vereinzelt bleiben, die der glazialen Erosion eine ganz untergeordnete Rolle zuerkennen. Wichtig ist immer wieder die Frage: wo wird erodiert, wo hat dagegen der Gletscher wenig oder fast gar nicht seinen Untergrund angegriffen. Nun gibt es bestimmte Regionen, in denen die glazialen Überarbeitungen, wie Bearbeitungen, ja Ausarbeitungen besonders auffallen. In den Ostalpen gehören diese Regionen dem Bereich der Groß- und Talschlußkare und den hochgelegenen Trogplatten an, die weitgehend dem Firnfeldniveau zuzuzählen sind. Hier zeigen neben zahlreichen Schliffen und Rundhöckern auch Seewannen von der Macht des Eisschurfes, die aus dem Fels herausgearbeitet wurden. Im Kristallin, wo Karsterscheinungen wegfallen und bei den so kleinen Karseen tektonische Verbiegungen für die Entstehung der Seetiefen nicht in Frage kommen, bleibt als wannenerzeugende Kraft nur der Eisschurf übrig.

In der Schober-, Sonnblick- und Reißbeckgruppe findet man in über 2000 m Höhe eine Anzahl Karseen, die in Felswannen liegen und so nahe an den umrahmenden Kamm herangeschoben sind, daß auch zur Hocheiszeit zwischen See und Kamm kein Platz für eine beachtliche Gletscherentwicklung bestand. Es handelt sich sowohl beim Wangenitzsee (2465 m) in der Schobergruppe, wie beim großen Oscheniksee (2324 m) unter dem Böseck westlich Mallnitz, wie den Mühldorfer Seen (2281 und 2333 m) in der Reißbeckgruppe um Karseen, die nur wenige hundert bis tausend Meter von der Kammumrahmung abliegen. Gletscher von einer Mächtigkeit, wie sie heute in den aktiven Karen auftreten, lagen zur Eiszeit in diesen Hohlformen. Der Wangenitzsee hat eine größte Tiefe von 48 m, die nahe dem Nordwestende unter einem steilen Felsabbruch liegt. Der große Mühldorfer See weist eine solche von 35 m auf. Die Seefurche ist aber bedeutend kräftiger in das Großkar eingesenkt und der Seeriegel ragt bis 120 m über die Rinne auf, deren Ausarbeitung nur durch Eisschurf zu verstehen ist. Klüfte, die J. S t i n y sehr genau verfolgte, haben dort allerdings die Eisarbeit erleichtert. Breite Kluftgassen durchziehen die Kerngneise und die Längsklüfte folgen einer Schwächezone im Gestein, die NW—SO parallel zum Mölltal streicht. Der Oscheniksee unter dem Böseck, der an einer Stelle bis auf 230 m an den Kamm heranrückt, hat sogar eine Tiefe von 109 m. So ergeben sich für diese Wannensichere glaziale Schurfleistungen von 40—100 Meter bei eiszeitlichen Firnmächtigkeiten von höchstens 200 Metern. Das ist eine Mächtigkeit, wie sie heute manche alpine Gletscherzungen besitzen. Es wäre nun ganz falsch und fällt auch keinem Glazialgeologen ein, mit der Zunahme der Eisdicke talwärts die Erosionsleistung entsprechend ansteigen zu lassen. Auf den Hochtalbodenabschnitten des Mühldorfer-, Rücken-, Zwenberger- und Kapponiggrabens, die alle zwischen 1500 bis

1700 m Höhe liegen, nur 2—3 km von den Talschlußkaren entfernt, war die Eismächtigkeit schon auf 400—500 Meter angewachsen und im Mölltal, 5—6 km vom Kamm, betrug die hocheiszeitliche Eisstrommächtigkeit 1100—1200 Meter. Für die 200—400 Meter breiten, schutterfüllten Hochtalböden der Reißbeckgräben hat man bei seitlichen Trogwandneigungen von 40—45° die Felssohle in 100 bis höchstens 200 Meter unter der Oberfläche zu vermuten. Da jedoch Felsschwellen über den Talboden ziehen, zerlegt sich die Talsohle in einzelne Wannen, die ähnliche Tiefen aufweisen dürften, wie die vorhin genannten Karseen. Eine wesentliche Steigerung des Eisschurfes fand auf diesen Hochtalböden somit nicht statt. Sowohl in den Großkaren wie auf den Hochtalböden floß auch zur Hocheiszeit aller anfallende Firn ungehindert ab. Eine Stauung durch Mölltales trat erst tiefer unten ein.

Nun ragt im Mölltal zwischen Penk und Kolbnitz der Danielsberg (960 m) 350 Meter über die Mölltalsohle auf. Der Kegel des Danielsberges ist, von der Möllmündung taleinsehend, wie von Obervellach talaus spähend, ein Wahrzeichen und Blickfang. Die Höhe dieses schönen Talberges stimmt fast ganz genau mit den Höhen der Restflächen der Teuchelmündungsstufe unter dem Hapbüchel überein, die in 970 Meter dem Danielsberg gerade gegenüber liegen. Wie kommt es, daß diese Stufenkante und der Danielsberg die gleiche Höhe aufweisen? Während durch Eisschurf des Mölltalgletschers eine Beseitigung der Mündungsstufenrestflächen nur schwer vorzustellen ist — jede seitliche Unterschneidung führt ja nur zu einem Hineinrücken der Stufenkante ins Nebental — muß der Danielsberg sowohl von den Seiten her wie von oben maximal angegriffen worden sein, lag ja eine Eismasse von noch 800 m Mächtigkeit darüber. Der Erfolg war aber äußerst gering. Die Annahme, der Danielsberg wäre erst in der Postglazialzeit entstanden, führt nur zu weiteren Schwierigkeiten und stimmt mit dem Habitus des Mölltales ober- und unterhalb des Talberges in keiner Weise überein. Die Erhaltung eines so auffallenden Talberges, der in der letzten Eiszeit ein mächtiges Hindernis für die Eisbewegung darstellte, ist wohl nur bei geringem Eisschurf in diesem Talabschnitt möglich gewesen.

Noch ein weiterer Gedankengang drängt sich auf. Die Talquerprofile im unteren Mölltal haben bis 1800 m, der wahrscheinlichen Eisstromhöhe, einen Querschnitt von 2—3,5 qkm, bis 1400 m Höhe beträgt er um 2 qkm. Das Mölleinzugsgebiet umfaßt knapp 1000 qkm. Nimmt man an, daß die Niederschläge zur Eiszeit etwa den heutigen gleichen und rechnet man für das Mölleinzugsgebiet eine Niederschlagsmenge von 2 Metern im Jahre, also eine sehr große Menge, so müßte der Gletscher gegen zwei Milliarden m³ wegführen. Da jedoch aus dem Möllgebiet sehr beachtliche Eismengen über den Iselsberg in das Drautal

abflossen, stand nur ein stark reduziertes Einzugsgebiet von 500 — 600 km² dem unteren Möllgletscher zur Verfügung, das nach unserer Rechnung um 1 Milliarde m³ zur Abfuhr beistellte. Um eine solche Eismenge durch ein Talprofil 3,6 km² durchzuführen, genügt eine Geschwindigkeit von knapp 300 m im Jahr, bei einem Profil von 2 km² von 500 m. Besonders hohe Geschwindigkeiten waren, wie man sieht, nicht nötig, und es entsprechen die hier genannten Werte denen großer außeralpiner aktiver Talgletscher. Die Bewegungsverhältnisse in den langen, vielzungigen hocheiszeitlichen alpinen Talgletschern waren aber sicher recht kompliziert. Sowohl Profilrechnungen wie die schwierigen Bewegungsverhältnisse verleiten weiter zu der Annahme, in der Tiefe mancher alpiner Täler hätte fast kein bewegtes Eis gelegen, dafür floß es in der Höhe schneller. Bewegte sich aber das Eis in der Tiefe nicht oder fast nicht, so unterblieb auch jede Schurfleistung. Damit erklärt sich die Erhaltung von Talbergen, wie es der Danielsberg ist, verhältnismäßig einfach.

Prof. Dr. S. Morawetz, Graz, Universität.

Probleme des Talnetzes in den östlichen Gailtaler Alpen.

Von Dr. Elisabeth Czermak.

Einleitung.¹⁾

Ein Blick auf die geologische Karte zeigt die Mannigfaltigkeit des morphologisch kaum bekannten Gebietes zwischen der Drau im N und E, der Gail im S und dem Gösseringbach im W. Die flach lagernden Wettersteinkalke der Villacher Alpe, die steil einschließende, verschuppte Trias der Spitzgellkette und der Latschurgruppe, das Kristallin der Goldeckgruppe, mit der Latschurgruppe zu einer orographischen Einheit verwachsen, und die Karbonschiefer des Nötscher Mittelgebirges bieten die Voraussetzung für den Formenreichtum der östlichen Gailtaler Alpen.

Zwischen den genannten mit Ausnahme des Karbon-Berglandes über 2000 m erreichenden Berggruppen erstrecken sich die Schneiden und Rücken des Kobesnocker Mittelgebirges (wie ich es nach seiner höchsten Erhebung, dem Kobesnock mit 1819 m, nennen möchte), das zum Großteil dem Hauptdolomit seine Hangformung verdankt. Das Formenbild

¹⁾ Aus Ersparungsgründen konnte eine topographische Skizze nicht aufgenommen werden. Zur Lektüre der Arbeit wird daher die Benützung der Österr. Karte 1 : 50.000, Blatt 199 Arnoldstein, bzw. der österr. Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Tarvis-Arnoldstein, empfohlen.