

Sonderabdruck aus der
Zeitschrift für Gletscherkunde

Bd. **XX** Heft 4/5, 1932

Verlag von **GEBRÜDER BORNTAEGER** in Berlin W 35

**Über die Dicke des Fedtschenko-
Gletschers**

**Mit Betrachtungen über den eiszeitlichen
Inn-Gletscher**

von

HANS HESS

Über die Dicke des Fedtschenko-Gletschers

Mit Betrachtungen über den eiszeitlichen Inn-Gletscher

Von HANS HESS in Nürnberg

Die deutsch-russische Pamir-Expedition von 1928 brachte u. a. eine musterhafte topographische Leistung, deren Hauptergebnis in der Karte des Fedtschenko-Gletschers 1:50000 (2 Blätter 66 × 73 cm) vorliegt. Sie wurde aus den photogrammetrischen Aufnahmen der Expedition durch Dr. R. FINSTERWALDER und H. BIRSACK mit dem Zeiß-Auto-graphen der Technischen Hochschule München konstruiert, hat im Zungen-gebiet 25 m Schichtabstand, im Firngebiet meist 50 m, und gibt eine sehr genaue Darstellung der Oberflächenformen und Spaltensysteme, besonders im schneefreien Bereich des 77 km langen Gletschers. Herrn R. FINSTERWALDER verdanke ich einen Probedruck dieser Karte und dazu einige Angaben über Eisgeschwindigkeiten, Dicke des jährlichen Firnzuwachses und Größe der Abschmelzung, welche in den bisherigen Veröffentlichungen der Expeditionsteilnehmer ¹⁾ ²⁾ ³⁾ nicht enthalten sind. Diese Angaben und der Inhalt der genannten Veröffentlichungen vermehren die sicheren Kenntnisse, die uns die Karte vermittelt, so daß mit einiger Wahrscheinlichkeit der Auftrag im Firn und die Abschmelzung auf der Gletscherzunge längs des mittelsten Teilgletschers angegeben werden können. An zwei Stellen, beim Nordlager in etwa 4300 m Höhe (4 km unterhalb der Einmündung des Nalifkin-Gletschers, 6 km unterhalb jener des Akademie-Gletschers) und in der Höhe 3200 m (etwa 4 km oberhalb des Gletscherendes) wurden auf Querprofilen photogrammetrische Geschwindigkeitsmessungen ausgeführt. Sie ergaben die Werte 173 m/Jahr bei 4310 m, 80 m/Jahr bei 3200 m Höhe für den Bereich des Teilgletschers im Stromstrich.

¹⁾ Heft 10 der »Deutsche Forschung«: Die Alai- (Pamir)- Expedition 1928. Berlin, Verlag d. D. Forschungsgemeinschaft.

²⁾ R. FINSTERWALDER, Die Gletscher im Nordwestpamir. Z. f. Glkde. XVIII, 1930, S. 170.

³⁾ R. FINSTERWALDER, Geschw.-Messungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. Z. f. Glkde. XIX, 1931, S. 251.

Dieser läßt sich durch den Verlauf der Mittelmoränen und der Schmelzwasserläufe bis zur Firnlinie und dann ziemlich sicher weiterführen bis an die Randkluft in einem kleinen Kar am Pik der Pariser Kommune. Die Firngrenze liegt bei 4650 m, d. i. 1700 m höher als das Gletscherende. In den Alpen zeigen sich solche Höhenunterschiede nur bei den Gletschern der Mont-Blanc-Gruppe und bei den großen Gletschern des Finsteraarhorn-Dammastock-Bereiches. Am Rhonegletscher liegt das Ende etwa 1000 m unterhalb der Firngrenze in etwa 1800 m Höhe. Hier ist im langjährigen Durchschnitt die Ablation 11,9 m/Jahr. Am Fedtschenko-Gletscher selbst ist eine Messung der Ablation bisher nicht ausgeführt worden; am benachbarten Notgemeinschafts-Gletscher ⁴⁾ wurde für einen Zeitraum von 10 Tagen ein Betrag von 60—70 cm gefunden in einer Höhe des Meßprofils von etwa 3820 m. Rechnet man für das ganze Jahr mit 50 Tagen so starker Abschmelzung, so ergeben sich rund 3,3 m/Jahr. Wenn also für das Ende des Fedtschenko-Gletschers (2900 m) nur 3,5 m/Jahr angenommen werden, so ist das, verglichen mit den angegebenen Zahlen vom Rhonegletscher, sicher sehr wenig. Bei einer dem Höhenunterschied proportional wachsenden Abschmelzung ergibt sich damit für das Zungengebiet eine Änderung der Ablation von 0,2 m je 100 m Höhendifferenz.

Aus Bild 16 b: »Firnschichtung am oberen Fedtschenko-Gletscher in Höhe 5200 m« (nicht 5000 m), das dem Bericht in Heft 10 der »Deutsche Forschung« (s. o.) beigegeben wurde, findet man die mittlere jährliche Schichtdicke des Schnees zu 2,7 m (3—4 m gibt R. FINSTERWALDER an), und wenn dessen Dichte niedrig, zu 0,4 gegen Eis, genommen wird, entspricht das rund 1,1 m Eis. Von der Firnlinie bis zu 5200 m sind 550 m Höhenunterschied. Man hat also wiederum 0,2 m Zuwachs des Auftrages je 100 m Höhenzunahme. Setzt man diesen Anstieg bis zur Randkluft fort, so erhält man an dieser in 5700 m Höhe den jährlichen Auftrag zu 2,1 m/Jahr.

Diese gleichbleibende Hebung des Auftrages auf je 100 m Höhendifferenz findet ein durch Messungen gestütztes Analogon beim Rhonegletscher ⁵⁾ und ebenso beim Hintereiserner ⁶⁾. Hier ergeben sich allerdings größere Unterschiede: 1,2 m im ersteren, 1,25 m pro 100 m im letzteren Falle. Wenn also mit den oben gemachten Annahmen hier weitergearbeitet wird, so muß betont werden, daß diese Zahlen wahrscheinlich

⁴⁾ Vgl. Z. f. Glkde. XIX, S. 264.

⁵⁾ »Vermessungen am Rhonegletscher 1874—1915.« Neue Denkschr. d. Schw. Naturf. Ges. LII, S. 87. Basel 1916.

⁶⁾ Der Hintereiserner 1893—1922. Z. f. Glkde. XII, 1924, S. 135—36.

etwas zu klein sind, daß sowohl die Abschmelzung auf der Zunge als auch der Auftrag im Firn bei wirklicher Messung voraussichtlich größere Werte liefern werden. Aber solange zuverlässige Messungen fehlen, muß es genügen, mit den angegebenen Werten zu rechnen und dabei zu einem Minimalwert der Gletscherdicke zu kommen. Auch für die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten im Längenprofil liegen nur die zwei oben genannten Messungsergebnisse vor. Das obere Meßprofil, 4310 m Höhe beim Nordlager, ist wohl im Gebiet maximaler Strömung gelegen; die 4 bzw. 6 km oberhalb zuströmenden großen Eismassen des Akademie- und des Nalifkin-Gletschers verstärken sicher die Strömung des nun seitlich zusammengepreßten Hauptstromes, der aus den Verzweigungen des oberen Firngebietes zwischen Hoch-Tanimas-Gruppe, Jasgulem-Paß, südlicher Fedtschenko-Gruppe und Hohe-Wand-Gruppe stammt.

Die in der folgenden Tabelle angegebenen Zahlen für die Oberflächengeschwindigkeit sind nach mehreren Versuchen als jene angesetzt worden, denen für die angenommenen Werte für Auftrag und Ablation die größte Wahrscheinlichkeit zugeordnet ist, wenn man den ganzen Gletscher als stationär betrachtet, d. h. wenn die auf der Zunge jährlich abschmelzende Eismasse im gleichen Zeitraum durch den Auftrag im Firn ersetzt werden muß. Der Gletscher ist, wie R. FINSTERWALDER berichtet, nach den Beobachtungen der Bewegung seines Endes durch KORSCHENEWSKY in langsamem Rückgang begriffen; es schmilzt also in Wahrheit mehr ab, als von oben nachgeschafft wird. Da aber, wie oben ausgeführt ist, die Abschmelzung als relativ klein angesetzt wurde, so ist die Bedingung des stationären Gletschers wahrscheinlich überschritten, insofern nämlich, daß die verwendeten Zahlen für die Abschmelzung noch kleinere Werte liefern, als der stationäre Gletscher erfordern würde. Auch die Verbindung der Geschwindigkeitswerte mit den zugehörigen Auf- und Abtragszahlen entspricht einem Minimalwert für die zu errechnende Gletscherdicke.

Diese wird nun mit Hilfe der Gleichung

$$Z_m = \int_{x=0}^{x=x} \frac{A}{V} \cdot dx \quad (1)$$

bestimmt⁷⁾. Die Werte $\frac{A}{V}$ (A = Auftrag in m Eis pro Jahr, V = Horizontalkomponente der jährl. Geschw. in m/Jahr; x die Längsrichtung des an der Randklüft beginnenden Teilgletschers) können für genügend viele Stellen angegeben werden und liefern als Ordinaten zu den von der Rand-

⁷⁾ Z. f. Glkde. XIX, 1931, S. 253.

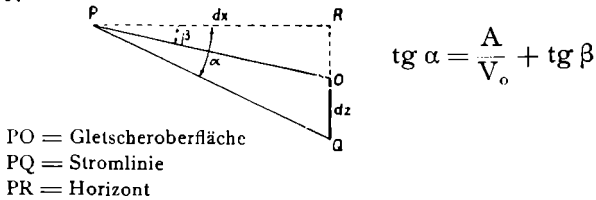
kluft aus gemessenen x -Werten Punkte, welche die Kurve der $\frac{A}{\sqrt{Z}}$ -Werte für das ganze Längsprofil des Teilgletschers zeichnen lassen. Integration (mit dem Planimeter) gibt für jedes Querprofil (an der Stelle $x = x$) den Wert von Z_m in diesem Profil. Damit sind dann die Tiefen gefunden, welche im Gletscher bestehen müßten, wenn alle senkrecht untereinanderliegenden Eisteilchen sich mit der gleichen Geschwindigkeit, der Oberflächengeschwindigkeit V_o , bewegen würden. In Wirklichkeit nimmt die Geschwindigkeit gegen die Tiefe immer mehr ab, so daß für den ganzen Vertikalschnitt von der Tiefe Z eine mittlere Geschwindigkeit V_m erreicht wird, mit welcher durch den Querschnitt $Z \cdot b$ ($b = \text{Breite}$) die gleiche Eismasse bewegt wird, wie durch $Z_m \cdot b$ mit der Geschw. V . Man hat die Beziehung $V_o \cdot Z_m = V_m \cdot Z$. Aus den Oberflächenmessungen und Tiefenbestimmungen am Hintereisferner ist das Verhältnis $Z_m : Z = V_m : V_o$ ermittelt worden bis zu Werten $Z_m \sim 240$ m, wie sie an diesem Gletscher auftreten. Aus der in der Abhandlung: »Der Hintereisgletscher von 1893—1922⁸⁾« wiedergegebenen Kurve ist ersichtlich, daß der Wert von $Z_m : Z$ mit zunehmender Tiefe abnimmt. Extrapoliert man aus diesen ziemlich gesicherten, auch mit den seismischen Tiefenmessungen im unteren Firngebiet übereinstimmenden Ergebnissen, bis zu Z_m -Werten zwischen 600 und 700 m, so mag dies etwas gewagt erscheinen. Zur Zeit sind aber keine anderen Werte verfügbar. Die Extrapolation liefert folgende Zahlen:

| | |
|-------------------|-------------------|
| für $Z_m = 250$ m | $Z_m : Z = 0,755$ |
| „ = 300 „ | „ = 0,740 |
| „ = 400 „ | „ = 0,728 |
| „ = 500 „ | „ = 0,717 |
| „ = 600 „ | „ = 0,709 |
| „ = 700 „ | „ = 0,700 |

Die damit gegebene Kurve bleibt für noch größere Tiefen nahe an 0,7 und dürfte kaum bei noch größeren Werten von Z_m auf 0,65 herabsinken. Mit diesen Werten des Verhältnisses $Z_m : Z$ wurde nun zu jedem aus Gleichung 1 ermittelten Z_m das zugehörige Z , die wirkliche Tiefe, berechnet, welche der zugrunde gelegten Verteilung der Horizontalkomponenten V_o der Oberflächengeschwindigkeiten und des \perp Auftrages A entspricht. Die erhaltenen Werte von Z sind in der folgenden Tabelle angegeben. Mit ihnen kann nun die Sohle des Teilgletschers gezeichnet werden; sie gibt zusammen mit der aus der FINSTERWALDER-BIERSACKSchen Karte entnehmbaren Oberflächenbegrenzung den Längsschnitt dieses Teilgletschers. Man kann aus der Zeichnung die Größe des Neigungs-

⁸⁾ Z. f. Glkde. XIII, 1924, S. 168.

winkels α gegen die Horizontale an jeder Stelle der Sohle ermitteln. Zur Kontrolle kann benützt werden, daß aus der der Glchg. 1 entsprechenden Differenzialbeziehung $dz = \frac{A}{V_o} \cdot dx$ mit beistehender Figur ableitbaren Gleichung $dz = dx (\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta)$ [α Neigungswinkel der Stromlinie, welche in die unter dem Winkel β geneigte Gletscheroberfläche eindringt] folgt:



Die Werte der β sind aus der Karte zu gewinnen; A und V_o sind ebenfalls bekannt, also können die α -Werte gewonnen werden. In der Tabelle sind die zugehörigen Sinusgrößen angegeben, welche zur Bestimmung der Gefällsleistung L verwendet wurden. Zur Berechnung dieser Leistung sowie der Arbeit der Bodenreibung R und der inneren Reibung S dienen die drei Gleichungen:

$$L = \int_{x=0}^{x=x} \frac{V_m \cdot Y \cdot Z \cdot \rho \cdot \sin \alpha}{31,6 \cdot 10^6} \cdot dx \text{ mkg/sek.}$$

$$R = \int_{x=0}^{x=x} \frac{V_u \cdot Y \cdot Z \cdot \rho \cdot f \cdot \cos \alpha}{31,6 \cdot 10^6} \cdot dx \text{ mkg/sek. und}$$

$$S = \int_{x=0}^{x=x} \frac{Y}{Z} \cdot \frac{(V_o - V_u)^2}{981 \cdot 10^{14}} \mu \cdot dx \text{ mkg/sek.}$$

in denen x die Länge von der Randklüft an, Y die Breite, Z die Tiefe des Teilgletschers, V_m die mittlere Querschnittsgeschwindigkeit, V_o die Oberflächen-, V_u die Sohlengeschwindigkeit bedeutet. Der Reibungskoeffizient $f = 0,06$ gilt für die Bodenreibung, $\mu = 1,0 \cdot 10^{15}$ für die innere Reibung⁹⁾. Weitere als diese drei sekundlichen Leistungen wurden nicht berechnet, da es sich hier ja in der Hauptsache nur um eine näherungsweise Bestimmung der Eistiefe handeln kann. Aber aus den Werten L, R und S ergibt sich auch der bis in die Nähe des oberen Messungsprofils an-

⁹⁾ Vgl. Z. f. Glkde. XIX, S. 223.

wachsende, von da bis zum Gletscherende allmählich wieder verschwindende Energiestrom E, welcher den Gletscher durchwandert.

Der Versuch, den Betrag der in Strombändern von je 1 m Höhe in verschiedenen Abständen von der Gletschersohle auftretenden Energie zu berechnen und daraus die Verteilung des Bewegungsdruckes in den einzelnen Querprofilen des Teilgletschers zu ermitteln, führte nur bis zum Profil mit der Oberflächenkote 5000 m zu einem ähnlichen Ergebnis, wie es sich für den Hintereisferner fand. Bis dahin macht sich die verschiedene Länge der Strombänder und deren größere Steilheit noch geltend. Weiter abwärts überwiegen aber die in der dicken Eismasse vom Grund gegen die Oberfläche anwachsenden Geschwindigkeiten so sehr, daß die größeren Beträge von $L-S$ der wandernden Energie etwa in halber Höhe, beim Profil »3800 m« sogar im oberen Drittel, der Eisdicke übertragen werden. Man kommt wohl der Wirklichkeit ziemlich nahe, wenn man den Betrag R der Reibungsleistung gleichmäßig über den ganzen Vertikalschnitt verteilt und somit aus $E=L - S - R$ die durchschnittlichen Bewegungsdrucke durch Division mit der mittleren Profilschwindigkeit $V_m = \frac{1}{2}(V_o + V_u)$ und mit der Querschnittsfläche berechnet. Die so erhaltenen Drucke sind in der Tabelle unter »Bewegungsdruck« angegeben.

Tabelle 1

| Profil (Oberflächen- Höhe) | Ab- stand l | Breite Y | Auf- trag A | Geschwin- digkeit | | Tiefe | | sin α | Sekundl. Energie mkg/sek. | | | | Bewe- gungs- Druck kg/cm ² | |
|----------------------------------|-------------------|-------------|-------------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------------------|--------------------|--------------|------------------------------|------|------|------|--|--|
| | | | | Ober- fläche V _o | Grund V _u | mini- mal Z _m | wirk- lich Z | | L | S | R | E | | |
| Rand- kluft | 0 | 10 | 2,1 | | | | | | | | | | | |
| 5400 | 1400 | 10 | 1,5 | 12 | 8 | 135 | 160 | 0,350 | 42 | 2 | 5 | 35 | 13,8 | |
| 5200 | 5300 | 7 | 1,1 | 35 | 15 | 465 | 650 | 0,102 | 1174 | 88 | 200 | 886 | 53,8 | |
| 5000 | 6000 | 5,5 | 0,7 | 60 | 25 | 585 | 820 | 0,060 | 2808 | 352 | 805 | 1851 | 57,5 | |
| 4800 | 6500 | 4 | 0,3 | 100 | 40 | 650 | 925 | 0,055 | 5248 | 860 | 1670 | 2718 | 63,5 | |
| 4650 | 6100 | 2,5 | 0 | 160 | 64 | 670 | 955 | 0,060 | 7848 | 1725 | 2625 | 3498 | 68,2 | |
| 4300 | 10800 | 1,0 | -0,7 | 173 | 69 | 645 | 920 | 0,060 | 11948 | 3585 | 4225 | 4138 | 117,0 | |
| 4000 | 8100 | 0,95 | -1,3 | 165 | 67 | 620 | 880 | 0,032 | 13333 | 4740 | 5130 | 3463 | 119,5 | |
| 3800 | 7400 | 0,85 | -1,7 | 150 | 65 | 550 | 770 | 0,025 | 13818 | 5580 | 5805 | 2433 | 109,0 | |
| 3500 | 8400 | 0,9 | -2,3 | 120 | 52 | 430 | 600 | 0,005 | 13965 | 6380 | 6377 | 1208 | 82,0 | |
| 3200 | 8200 | 0,9 | -2,9 | 80 | 42 | 230 | 300 | 0,002 | 13965 | 6950 | 6685 | 330 | 63,0 | |
| 3000 | 2900 | 1,1 | -3,3 | 50 | 39 | 80 | 90 | 0 | 13965 | 7154 | 6784 | 27 | 19,0 | |
| Ende | 1200 | | | | | | | | | | | | | |

Die in der zweiten Reihe der Tabelle stehenden Größen l bedeuten die Abstände zweier benachbarter Querprofile des im ganzen 72,3 km

langen Teilgletschers, dessen Breite im Meßprofil 4300 m zu $Y = 1$ m, für die anderen Stellen zu den unter Y in Reihe 3 angeführten Beträgen angesetzt ist.

Für die unteren 50 km bleibt die Neigung der Gletschersohle unter 5° , für die unteren 32 km sogar unter 2° und auf die letzten 20 km kommt ein kaum bestimmbares Gefälle, gegen das Gletscherende vielleicht ein schwaches Gegengefälle. Eine genauere Kenntnis der Verteilung von Geschwindigkeiten, Auftrag- und Abschmelzung an der Gletscheroberfläche würde auch erlauben, die Gefällsbrüche an der Gletschersohle zu beachten, welche sich durch Lage der Schichtlinien und das Auftreten von Querspalten an der Eisoberfläche andeuten. Bemerkenswert ist die große Erstreckung des Gebietes, für welches die bedeutende Tiefe von über 900 m gefunden wurde, es macht etwa 38 km aus. Die damit gegebene Grundform des Längsprofils bleibt wahrscheinlich auch erhalten, wenn nach Eingang weiterer Messungsergebnisse an der Gletscheroberfläche die maximale Dicke zu mehr als 1000 m ermittelt wird. Tiefen von etwa 1200 m könnten z. B. unter Beibehaltung der hier verwendeten Zahlen für A und V_0 schon erhalten werden, wenn die Firndichte bei 5200 m nicht 0,4 sondern 0,5 der Eisdichte zu setzen wäre, was den durch Messungen in anderen Firngebietern gewonnenen Ergebnissen auch noch entspräche. Jedenfalls hat man für Betrachtungen allgemeiner Art über die Wirkungen des Fedtschenko- und der außerordentlich langen Himalaja- und Alaska-Gletscher mit Dicken von 1000 und mehr Metern zu rechnen. Dieses Resultat steht im Einklang mit den aus den Alpen bekannten Dickenmessungen für Hintereis: 320 m bei 9 km Länge, Pasterze: 300 m bei 10 km Länge, Aletschgletscher: 680 m bei 26 km Länge und schließt sich auch an die Grönland-Eisdicken an. Vielleicht macht eine künftige glaziologische Expedition zum Fedtschenko-Gletscher neben Auftrags- und Geschwindigkeitsmessungen auch seismische Bestimmungen der Gletscherdicke.

Der diluviale Inngletscher

Für den Inngletscher der letzten Eiszeit ist das Bett bekannt. Durch die Lage der obersten, durch Gletscherschliff erzeugten Rundformen ist die Höchstlage der ehemaligen Gletscheroberfläche gegeben. Man kennt also mit dieser und der heutigen Talsohle an allen Stellen die Eisdicke Z . Wird also über die Größe des Auftrages A eine Festsetzung getroffen, welche mit der gegenwärtigen Ansicht über die Niederschlagsverhältnisse zur Eiszeit im Einklang ist, so kann die zugehörige Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten für jeden Teilgletscher ermittelt und auch der

Bewegungsdruck berechnet werden, welcher in diesem an jeder Stelle annähernd bestand.

Auf Grund des geologischen Befundes müssen jedoch an den aus der Karte entnehmbaren Höhen der Talsohle einige Änderungen vorgenommen werden. Eine Tiefbohrung bei Rum nahe bei Innsbruck ergab bis 200 m Tiefe Schotter und Sande, die dem festen Fels auflagern; dessen Oberfläche wurde hier nicht erreicht. Bei Wörgl ergab eine Bohrung diese Oberfläche 98 m unter der heutigen Talsohle. Wird deren Höhenlage als seit der Eiszeit unverändert angenommen, so tritt an Stelle eines Gefälles für den Eisstrom, ein Ansteigen seiner Sohle um mehr als 100 m auf die Strecke von rund 50 km zwischen Innsbruck und Wörgl. Aus Beobachtungen von A. PENCK¹⁰⁾ darf geschlossen werden, daß die Nördlichen Kalkalpen zwischen Mittenwald und Kufstein in der letzten Interglazialzeit eine Hebung erfuhren. Es wird nun hier angenommen, daß die Inntal-Schotterauffüllung postglazial sei und daß auch eine postglaziale Hebung des genannten Gebirgsteiles um etwa 200 m bei Wörgl stattfand, nachdem er seine Eisbelastung verlor. Diese Hebung soll auch in Neubeuern noch eingetreten, in und oberhalb Innsbruck aber nicht erfolgt sein. Für die

Tabelle 2

| Profil | Entf. km | b m | Höhe der | | Eis- Dicke m | tg α | tg β | A m/Jahr | V _o | V _m m/sek. | V _u | E mkg/sek. | P kg/cm ² |
|----------------|-------------|--------|--------------|------------|--------------------|-------------|------------|-------------|----------------|--------------------------|----------------|---------------|-------------------------|
| | | | Oberfl. m | Sohle m | | | | | | | | | |
| Randkluft | 0 | 10 | 3300 | 3150 | 150 | 0,300 | 0,160 | 4,0 | 17 | 15 | 13 | — | — |
| Ob. Berg | 6,0 | 9 | 3000 | 2400 | 600 | 100 | 50 | 3,2 | 64 | 50 | 36 | 1730 | 20 |
| BreslauerHütte | 6,5 | 8 | 2950 | 2010 | 940 | 60 | 8 | 3,1 | 60 | 48 | 36 | 3980 | 35 |
| Vent | 2,5 | 6 | 2850 | 1860 | 990 | 60 | 36 | 2,8 | 116 | 87 | 58 | 4790 | 29 |
| Zwieselstein | 13,0 | 4 | 2680 | 1470 | 1210 | 50 | 12 | 2,3 | 128 | 95 | 62 | 8470 | 58 |
| Sölden | 4,5 | 3 | 2620 | 1360 | 1260 | 25 | 8 | 2,2 | 132 | 98 | 64 | 8870 | 76 |
| Längenfeld | 12,0 | 2 | 2550 | 1170 | 1380 | 20 | 4 | 2,0 | 125 | 95 | 65 | 9086 | 110 |
| Tschirgant | 22,0 | 1,5 | 2300 | 690 | 1610 | 25 | 12 | 1,3 | 100 | 75 | 50 | 9396 | 164 |
| Telfs | 21,0 | 1,4 | 2220 | 610 | 1620 | 4 | 3 | 1,1 | 110 | 82 | 54 | 8900 | 153 |
| Seefeld | 9,0 | 1,2 | 2200 | 520 | 1680 | 10 | 2 | 1,0 | 115 | 84 | 52 | 8385 | 156 |
| Innsbruck | 17,0 | 1,1 | 2100 | 375 | 1725 | 8,5 | 4 | 0,8 | 120 | 86 | 52 | 7875 | 153 |
| Schwarz | 18,0 | 1,1 | 2000 | 350 | 1650 | 1 | 6 | 0,5 | 125 | 89 | 53 | 6975 | 137 |
| Rattenberg | 17,5 | 1,0 | 1900 | 325 | 1575 | 1 | 6 | 0,25 | 144 | 104 | 64 | 5460 | 105 |
| Wörgl | 13,5 | 1,0 | 1800 | 310 | 1490 | 1 | 7 | 0 | 144 | 105 | 66 | 4390 | 89 |
| Kufstein | 14,5 | 0,9 | 1600 | 290 | 1310 | 1 | 14 | -0,5 | 160 | 120 | 80 | 3080 | 69 |
| Neubeuern | 23,0 | 2,0 | 1000 | 255 | 745 | 0,002 | 0,026 | -2,1 | 62 | 49 | 36 | 1240 | 51 |
| Kirschseon | 36,0 | 6,0 | — | 370 | — | — | — | -3,7 | 30 | — | — | 0 | — |

$$f = 0,05 \text{ bis } Z = 600 \text{ m}; f = 0,04 \text{ bis } Z = 1000 \text{ m}; f = 0,025 \text{ für } Z > 1000 \text{ m}$$

$$\mu = 1,0 \cdot 10^{15} \text{ bis } Z = 1000 \text{ m}; \mu = 0,5 \cdot 10^{15} \text{ für } Z > 1000 \text{ m}$$

¹⁰⁾ A. PENCK, Die Eiszeit in den bayer. Hoch-Alpen. Preuß. Akad. XVII, 1925, S. 351. PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. I, S. 267.

Rekonstruktion des Inngletschers ergeben sich damit die in Tab. 2 von Innsbruck abwärts angegebenen Zahlen der Talsohlenhöhen und die Höhen der Eisoberfläche, welche gegenüber den von A. PENCK¹¹⁾ mitgeteilten Höchstlagen der Schlifffgrenze bis zu 100 m herabgedrückt sind. Die Berechtigung dieser letzteren Korrektur wird der aus den Oetztaler Gletscherbeobachtungen folgenden Tatsache entnommen, daß die obere Moränen- bzw. Schlifffgrenze nur gelegentlich größerer Gletschervorstöße lokal (nicht für die ganze Länge des Eisstromes gleichzeitig) erreicht wird. Die Oberfläche des als stationär angenommenen Inngletschers muß also tiefer gelegen sein.

Für die Größe des Auftrages wurde die von A. PENCK und E. BRÜCKNER als ziemlich zuverlässig angegebene Senkung der Schneegrenze um 1200 m gegenüber der heutigen (2950 m im Oetztal) angenommen. Man hätte die Firnlinie in der Gegend von Wörgl anzusetzen; hier ist also der Auftrag Null. Er muß bis zu der unterhalb der Weißkugel bei etwa 3300 m liegenden Randkluft ansteigen und hier den gesamten Niederschlag von 4 m/Jahr umfassen, welcher der höchsten gegenwärtig für einzelne Jahre geltenden Niederschlagsmenge entspricht. Es wird ein mit der Höhe gleichmäßig steigender Anteil des Niederschlags von 0,27 m für je 100 m Höhendifferenz angenommen. Damit ist etwa der von E. BRÜCKNER vertretenen Ansicht entsprochen, daß die Niederschlagsverhältnisse der alpinen Eiszeit von den heutigen nicht wesentlich abweichen. Man kann mit der oben angegebenen Beziehung

$$\frac{A}{V_0} = \operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta$$

aus den nun festgesetzten Werten für A, $\operatorname{tg} \alpha$ und $\operatorname{tg} \beta$ die Einzelwerte V_0 , für die Oberflächengeschwindigkeiten der Querprofile des von der Weißkugel herabziehenden Teilgletschers berechnen, dessen Breite an der Firnlinie (bei Wörgl) einen Meter betragen soll. Gegen die Randkluft wächst diese Breite in der unter b in der Tab. angegebenen Weise an, sie nimmt auch im Abschmelzgebiet des 238 km langen Teilgletschers zu, der etwa zwischen Kirchseon und Haag sein Ende hat.

Die Durchführung der Rechnung mit den bisher verwendeten Reibungskoeffizienten $f = 0,05$ und $\mu = 1 \cdot 10^{15} \frac{\text{cm}}{\text{g} \cdot \text{sek}}$ ergibt, daß der aus dem Schubgebiet stammende Energie-Überschuß nicht ausreicht, um die im Bremsgebiet (von Telfs abwärts) auftretenden Bewegungswiderstände zu überwinden. Nun darf wohl, ähnlich wie bei den technisch gebräuchlichen

¹¹⁾ S. Referat BRÜCKNER in Z. f. Glkde. XIII S. 104 u. f. bes. S. 116.

Reibungszahlen, auch hier angenommen werden, daß der Wert von f mit wachsender Geschwindigkeit und bei wachsendem Druck abnimmt. Für den diluvialen Inngletscher ergeben sich die Grundgeschwindigkeiten etwa doppelt so groß, die Vertikal-Drucke 5—6mal so groß als für den Hintereisferner, dem der angeführte Wert von f zugeordnet ist. Es scheint mir berechtigt, die am Fuß der Tab. 2 angeführten neuen Werte zu verwenden.

Da in dem sehr dicken Gletscher, der von Schmelztemperatur angenommen werden darf, der flüssige Anteil des Druckschmelzgemisches Eis-Wasser, das er darstellt, bis zu 0,012 steigt, kann auch für μ ein kleinerer Wert, $0,5 \cdot 10^{15} \text{ cm}^{-1} \text{ g sek}^{-1}$ für Dicken über 1000 m, eingeführt werden. Erst unter Berücksichtigung dieser Änderungen in den Werten der Reibungszahlen wird mit den in Tabelle 2 auftretenden Größen die für den stationären Gletscher gültige Bedingung erfüllt, daß Schubleistung und Bremswirkung für den ganzen Teilgletscher sich ausgleichen.

Die in der Bewegungsrichtung wirksamen Drucke erreichen Werte bis zu 143 kg/cm^2 ; dazu kommt noch ein Vertikaldruck von 148 kg/cm^2 , so daß ein Gesamtdruck von 206 kg/cm^2 auftritt, dem $v=0,012$ für die flüssige Phase entspricht (s. o.). Bei Verwendung der für die Erosion früher angegebenen Beziehung mit $e=0,005 \text{ mm/Jahr}$, kg , m ergibt sich der jährliche Abtrag, von 56 mm, der wahrscheinlich etwas zu groß ist, jedenfalls aber für kräftige Bearbeitung des Untergrundes durch das bewegte Eis zeugt. Der Taltrog von durchschnittlich 300 m Tiefe kann also sicher als Produkt der Würmeiszeit und deren Ausgang in den Stadialzeiten angesehen werden. Zu Beginn dieser letzten Vergletscherung lag der Talboden in den achsialen Gebieten um 300 m, in den randlichen Talgebiete nicht so viel, aber doch auch höher als heute. Das Sohlen-Gefälle war im Schubgebiet kleiner als gegenwärtig; wenn also Größe und Verteilung des Auftrages von gleicher Art angenommen werden, wie während des Hochstandes der Würmvergletscherung, so mußten die Eis-Geschwindigkeiten etwas größere Werte haben als die in Tabelle 2 angegebenen, so daß trotz geringerer Eisdicken die Erosionsleistung nur wenig kleiner war als während des Hochstandes.

Für die der Würmzeit vorangehenden quartären Vergletscherungen war die Sachlage ganz ähnlich; der Gletscher der Reiß-Zeit, dessen Oberfläche annähernd gleiche Höhenlage wie die des Würmgletschers hatte, mußte sein Bett ebenfalls vertiefen, und hat es während dieser Zeit fast auf den Stand erodiert, der zu Beginn der Würmzeit gegeben war usw. für Mindel- und Günz-Zeit. Will man für die allmähliche Entwicklung der Täler eine schematische Darstellung geben, welche die auf Grund der Tiefenmessungen des Eises (sowohl der seismischen, als der zunächst

theoretisch für den Fedtschenko-Gletscher gefundenen) gegenüber meinen früheren Annahmen wesentlich größeren Dicken der diluvialen Gletscher beachtet, so hat man in der Hauptsache die in Z. f. Glkde. XVII 1929 S. 64 gegebene Fig. 2 nur dahin abzuändern, daß für die Gletscherquerschnitte der Mindel-, Riß- und Würmzeit in der Höhe der Schlifffgrenze die gleiche Oberfläche, wie für die Günz-Zeit eingezeichnet wird.

Beim Rückgang einer Vereisung und in der folgenden Interglazialzeit werden die Rinnsale der ehemaligen Gletscherbäche durch Wassererosion vertieft und verbreitert. Es entstehen die primären Anlagen neuer Taltröge, deren Ausgestaltung bei den einzelnen Gletschervorstößen einer herannahenden neuen Vergletscherung und während deren Dauer erfolgt. Die Kanten eines neuen Taltroges werden im Lauf der Zeit entsprechend seiner Verbreiterung und der Neigung der Talwandung höher rücken; wegen der auch an dieser vom Eis überdeckten Wandung stattfindenden Tiefenerosion aber wieder gesenkt; sie bleiben also fast in der Höhenlage, die sie ursprünglich nahe der Mitte der Talsohle hatten, während der zentrale Teil dieser Sohle wegen der stärkeren Erosion ausgiebig tiefer verlegt wurde. Auch die höher liegenden Kanten älterer Tröge, die früheren Vergletscherungen entsprechen, werden vom neuen Gletscher gleichzeitig nach den Seiten (also ansteigend) und in die Tiefe verschoben; sie können ebenfalls nahezu die Höhenlage behalten, die sie vor der neuen Eisüberströmung hatten. Leicht zerstörbares Gestein verliert durch die Erosionsarbeit des Eises und durch die Verwitterung in den Interglazialzeiten diese Spuren der Gletscherwirkung; an solchen Stellen kann der Talquerschnitt als eine einzige Trogform auftreten, trotz mehrfacher durch die Zwischeneiszeiten getrennter Vergletscherungen. Wo das Gestein widerstandsfähig genug ist, sind Reste der älteren Trogkanten noch heute wahrnehmbar. Sie können als Zeugen alter Talböden gedeutet werden, trotzdem die Gletscheroberfläche in den 4 quartären Eiszeiten fast die gleiche Höhenlage hatte.

Die geologische Erforschung Thüringens in älterer Zeit

von Professor **Dr. B. von Freyberg**. Mit 1 Tabelle und 8 Bildnis-Tafeln.
(XI u. 180 S.) 1932 Gebunden 7.50

Die Geschichte der ältesten geologischen Forschung in Thüringen ist zum großen Teil Geschichte der geologischen Forschung überhaupt. Männer wie Lehmann, Füchsel, Voigt, Heim, v. Hoff, Walch, v. Schlottheim waren richtunggebend für die Entwicklung der Geologie und Paläontologie, und die Lagerstättenforschung nahm im sächsisch-thüringischen Bezirk ihren Ausgang. Die vorliegende Schrift schildert die Entwicklung der Problemstellungen der Paläontologie und Stratigraphie, der Tektonik und anderer Probleme der allgemeinen Geologie, der Morphologie und Lagerstättenkunde, und führt gleichzeitig in den geologischen Bau Thüringens ein. Eine umfassende Bibliographie der älteren geologischen Literatur über Thüringen (bis 1843, 592 Nummern) dient zur Vervollständigung. Die Schrift ist ebenso für den Geologen und Bergmann bestimmt wie für den Heimatforscher und Lehrer.

Monographien zur Geologie und Paläontologie, herausgegeben

von Professor **Dr. W. Soergel**

In Kürze erscheint:

Serie I Heft 4: **Die fossile Reptilordnung Saurischia, ihre Entwicklung und Geschichte** von Prof. **Dr. Freiherr v. Huene**. Mit 46 Textabb. u. 56 Taf. (360 S.) 1932 Geheftet etwa 300.—

Das Werk führt zum erstenmal den vollen Bestand aller Saurischia aus Trias, Jura und Kreide, etwa 230 Arten, mit allem einschlägigen Material vor. Die Tafeln illustrieren hauptsächlich neue Funde. Besonderer Nachdruck ist auf die Stammesgeschichte, Abstammung und Verzweigung der ganzen Ordnung gelegt. Dementsprechend wird auch die Systematik eingehend begründet.

Tektonik und Verformungslehre von Professor **Dr. Walter Schmidt**.

Mit 49 Abbildungen. (VII u. 208 S.) 1932 Gebunden 18.—

Ausgehend von den Gesetzen der Beanspruchung und der infinitesimal kleinen Verformung stellt das Buch dar, was sich über geologische Verformungen aussagen läßt, also über Verformungen, die das Ausmaß des infinitesimal Kleinen weit übersteigen. Die Besprechung der Verformung zusammengesetzter Körper läßt insbesondere auch die Bedeutung des elastischen Anteils der Verformung erkennen. Den Folgerungen für Tektonik und Gefügelehre sind besondere Kapitel gewidmet.