

zelen Gebirgen von Mittel- und Südeuropa sehr verschieden; es zeigt sich hiebei eine Abhängigkeit von zwei Faktoren: Massenerhebung und Entfernung des Gebirges vom Südrand des nordischen Inlandeises. Die Alpen mit größter Massenerhebung beherbergen unter allen Südarealen die größte Zahl von boreoalpiner Arten. Auch die Karpathen sind reich an solchen Arten. Die deutschen Mittelgebirge, auch das Juragebirge und das französische Zentralplateau besitzen nur eine beschränkte Zahl von boreoalpinen Tierformen; die Massenerhebung dieser Gebirge ist zu gering. Die südeuropäischen Gebirge, die sehr weit vom Südrand des nordischen Inlandeises entfernt liegen, wurden nur von wenigen boreoalpinen Tierformen erreicht. Die leicht beweglichen Schmetterlinge zeigen teilweise wesentlich andere Verbreitungsbilder als die vorwiegend viel schwerer beweglichen Käferarten. Unter den Käfern gibt es verschiedene Arten, die sich in Mitteleuropa nur noch in äußerst beschränkten Arealen zu erhalten vermochten, unter den boreoalpinen Schmetterlingen kennen wir keine einzige Art mit so extrem reduzierten Südareal. Die Zahl der boreoalpinen Arten, die nach den südeuropäischen Halbinseln vorzudringen vermochten, ist bei den Schmetterlingen viel größer als bei den Käfern. Die boreoalpinen Tagfalter *Pieris Callidice* und *Lycaena pheretes* leben auch im Himalaya; bei keiner anderen boreoalpinen Insektenart kennen wir ein Vorkommen so weit im Süden".

ABHANDLUNGEN

Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54

Von

O. Förtseh und H. Vidal, München

Mit 9 Figuren und 2 Bildern (Tafel XVII)

Inhaltsübersicht

1. Einführung	145
2. Das Gletschereis als elastischer Körper	148
a. Die Longitudinalgeschwindigkeiten im Eis	148
b. Die Transversalggeschwindigkeiten im Eis	152
c. Bemerkungen zum elastischen Verhalten des Gletschereises	152
3. Das elastische Verhalten der Eisunterlage	154
4. Die seismischen und glaziologischen Verhältnisse im Vorfeld des Hintereisferners	157
5. Die Ausformung des Gletscherbettes	159
a. Gepatsch- und Kesselwandferner	159
b. Hintereisferner	161
6. Das Eisvolumen der Gletscher	165
a. Kesselwandferner	165
b. Hintereisferner	166
7. Das Modell des Hintereisferners	167
8. Zusammenfassung und Summary	167
9. Literatur	169

1. Einführung

Durch die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft, verschiedener österreichischer Behörden, des Österreichischen Alpenvereins und der Österreichischen Bundesgendarmerie Innsbruck, sowie durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Prof. Reich, Vorstand des Instituts für angewandte Geophysik der Universität München, war es einer kleinen Arbeitsgruppe unter Leitung der Verfasser ermöglicht worden, in den Jahren 1953 und 1954 seismische Eisdickenmessungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner bzw. auf dem Hintereisferner durchzuführen. Über die technischen Einzelheiten der Messungen, die dabei verwendeten Apparaturen und die verschiedenen Auswertemethoden wurde bereits berichtet (Förtseh, O., Schneider, H. J., und Vidal, H. 1955 und Förtseh, O. und Vidal, H. 1956). In diesen beiden Veröffentlichungen wurden hauptsächlich die seismischen Ergebnisse diskutiert. In der vorliegenden Arbeit sollen in erster Linie die glaziologischen und glazialgeologischen Ergebnisse der Untersuchungen zusammenfassend behandelt werden.

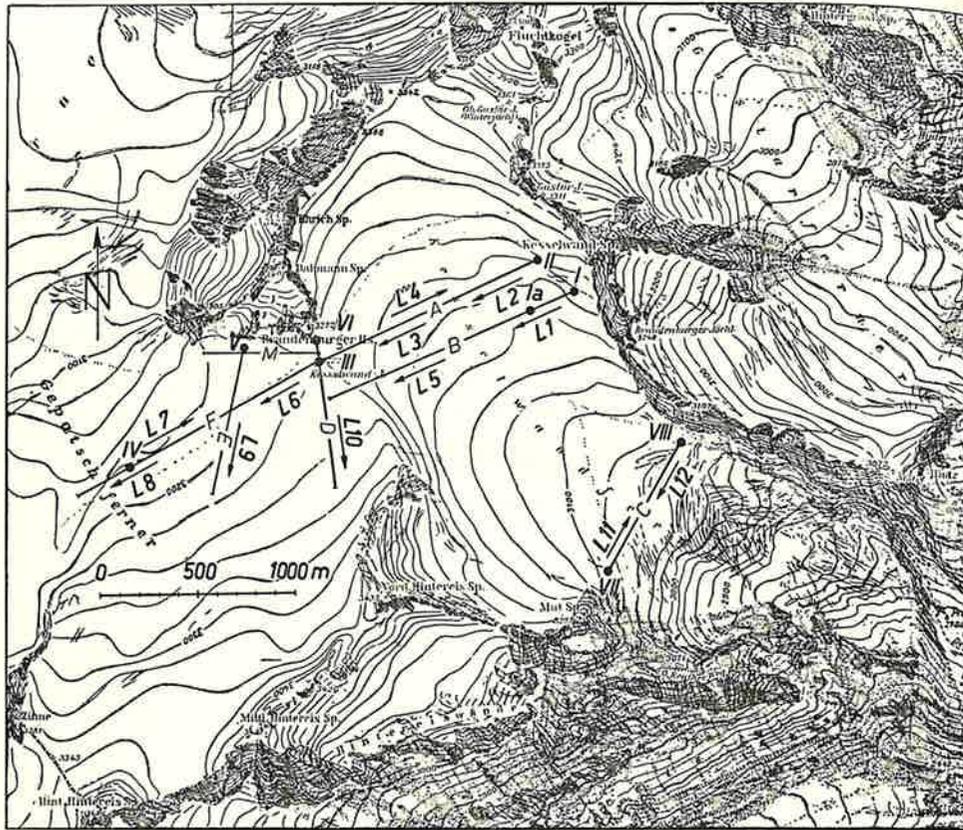


Fig. 1: Lageplan des Meßgebietes auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner mit den eingezeichneten Profilen (Ausschnitt aus der Karte 1:25.000, Blatt Weißkugel-Wildspitze, des Österreichischen Alpenvereins 1951.

Die Messungen wurden mit einer sogenannten Geophonapparatur mit 6 bzw. 9 Geophonen (= elektrische Seismographen) durchgeführt. Die Geophone werden dabei längs einer Linie in verschiedenen Entfernungen von einer Erschütterungsquelle aufgestellt und mit ihnen die Laufzeiten der von letzterer ausgesandten elastischen Impulse (Schallwellen) gemessen. Zur Erzeugung genügend starker Impulse wurden auf den Gletschern die erforderlichen Sprengstoffmengen, maximal 2 kg, in einem oder mehreren bis 2 m tiefen Bohrlöchern verdammt und elektrisch gezündet.

Während im Jahre 1953 die Meßprofile fast ausschließlich auf dem ausgedehnten Firnfeld des Gepatsch- und des Kesselwandferners lagen (Fig. 1), wurde 1954 der gesamte Zungenbereich des Hintereisferners bis zur Firngrenze in 2970 m Höhe und sein Vorfeld seismisch

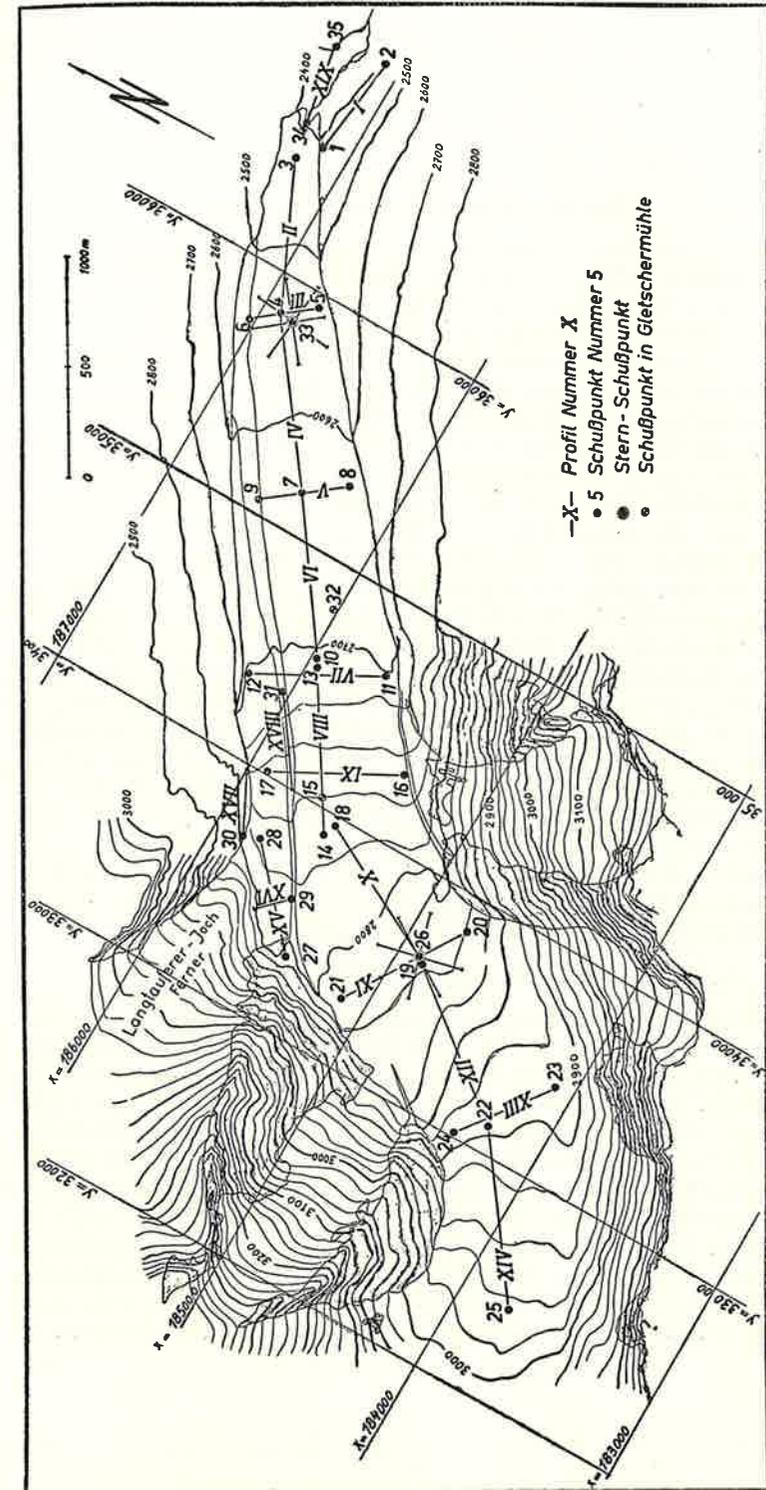


Fig. 2: Topographische Karte des Hintereisferners mit den seismisch vermessenen Profilen (Ausschnitt aus der bisher unveröffentlichten Spezialkarte 1:10.000/1953 des Instituts für Photogrammetrie, Topographie und allgemeine Kartographie der Technischen Hochschule München).

in horizontaler Richtung an der gleichen Stelle. Das elastische Verhalten des Gletschereises zeigt also keinerlei Anisotropieeffekte, weder in Abhängigkeit von der Beobachtungsrichtung noch von seiner mechanischen Beanspruchung.

b. Die Transversalgeschwindigkeiten im Eis

Auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner wie auch auf dem Hintereisferner wurden bei jeder Sprengung Longitudinalwellen erzeugt. Auf den Seismogrammen des Gepatsch- und Kesselwandfernens lassen sich keine von Transversalwellen herrührende Einsätze erkennen. Um so erstaunlicher ist es, daß auf dem Hintereisferner durch die Sprengungen auch Transversalwellen angeregt wurden, deren Amplituden größer sind als die der Longitudinalwellen. Welche Eigenschaften des Eises im einen Falle das Auftreten von Transversalwellen ermöglichen, im anderen Falle nicht, ist bisher noch ungeklärt. Es könnte sein, daß innerhalb des Zungenbereiches des Hintereisfernens bei der Explosion an der Sprengstelle durch ausgeprägtere Bänderung und bessere Ausbildung von Schub- und Scherflächen im Eis nicht nur Kompressionsspannungen, sondern auch nennenswerte Scherspannungen erzeugt werden, die sich dann als Transversalwellen im Eis fortpflanzen. Im Firnfeld sind vermutlich Scherflächen und Scherspannungen noch nicht so deutlich entwickelt, daß sich genügend starke Transversalwellen ausbilden können.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Transversalimpulse im Gletschereis ist wesentlich kleiner als die der Longitudinalimpulse. Sie schwankt auf dem Hintereisferner (Fig. 4) zwischen 1600 und 1925 m/s. Als Mittelwert wurde 1730 m/s errechnet.

c. Bemerkungen zum elastischen Verhalten des Gletschereises

Zur Charakterisierung des elastischen Verhaltens fester Körper bedient man sich häufig der Poissonschen Zahl. Für ideal elastische Körper besitzt sie den Wert 0,25, während Flüssigkeiten die Zahl 0,50 zukommt. Bei kompakten, gesunden Gesteinen liegt die Poissonsche Zahl nahe beim ideal elastischen Wert, während sie sich bei stark tektonisch beanspruchten, zerrütteten Gesteinen dem Wert für Flüssigkeiten nähert. Für das Eis des Hintereisfernens errechnet sich aus den Mittelwerten der beobachteten Longitudinal- und Transversalgeschwindigkeiten die Poissonsche Zahl zu 0,36, ein Wert, der auch für das Eis anderer Alpengletscher und für das Grönlandeis ermittelt worden ist.

Bei einer zusammenfassenden Betrachtung des elastischen Verhaltens von Gletschereis kann gesagt werden, daß sich dieses in vieler Hinsicht ähnlich wie tatsächliche Gesteinskörper verhält. Mit zunehmender Tiefe, d. h. mit zunehmendem Belastungsdruck und dadurch bedingter fortschreitender Glaziation und Regelation, wächst hier, wie auch bei anderen geologischen Körpern, durch progressive Diagenese die Geschwindigkeit elastischer Wellen. Hier wie dort kann der Vorgang allerdings nur bis zu einem bestimmten Grenzwert fortschreiten. Für

das Eis wird das Maximum der Fortpflanzungsgeschwindigkeit dann erreicht, wenn die Glaziation und Regelation beendet ist, d. h. wenn aus dem Firnschnee über Firneis Gletschereis geworden ist. Für das übrige Eispaket von dieser Grenzfläche nach unten ändert sich das elastische Verhalten des Eises nicht mehr nennenswert. Eine stärkere Geschwindigkeitszunahme müßte sich bei den seismischen Beobachtungen bemerkbar machen. Eine Zunahme ist nur mehr bei Abnahme der Eistemperatur zu erwarten.

Besondere mechanische Beanspruchung des Eises, wie sie z. B. zweifellos am Fuße des Eisbruches des Langtauffer Joch-Fernens gegeben ist, erhöht die Geschwindigkeiten seismischer Wellen im Gletschereis nicht meßbar. Bei Gesteinen wirkt eine Druckbeanspruchung nur solange geschwindigkeitserhöhend, solange noch Porenvolumen vorhanden ist. Falls eine Übertragung dieses Befundes erlaubt ist, kann man sagen, daß im reinen Gletschereis die Eiskörner bereits die dichteste Packung erreicht haben.

Geschichtete und geschieferte Gesteine verhalten sich elastisch anisotrop. Parallel zur Schichtung bzw. Schieferung werden im allgemeinen höhere Geschwindigkeiten elastischer Wellen beobachtet als senkrecht dazu. Gletschereis, dessen primär-sedimentäre Schichtung trotz stofflicher (Glaziation) und petrographischer (Regelation) Umwandlung für weite Flächen und auch in großer Tiefenerstreckung (R. v. Klebelsberg, 1948, S. 51) erhalten bleibt, zeigt, wie die Vertikalmessungen in den Gletschermühlen des Hintereisfernens beweisen, keine Abhängigkeit des elastischen Verhaltens von der Beobachtungsrichtung in bezug auf Schichtungsflächen.

Eine ausgeprägte horizontale Richtungsanisotropie, d. h. verschiedene Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen in verschiedenen Azimuten, konnte auf dem Hintereisferner auf Grund von Profil- und Sternbeobachtungen nicht festgestellt werden, obgleich gerade im unteren Teil der Zunge eine deutliche Längsblättern mit abwechselnden Lagen von steil bis senkrecht stehenden sog. „Blaublättern“ und sog. „Weißen Blättern“ festgestellt wurde (sog. „Pflugfurchen“- oder „Wagengeleise“-Eis nach R. v. Klebelsberg 1948, S. 58). Besonders hier konnte mit Richtungsanisotropie gerechnet werden.

Eine einigermaßen befriedigende Erklärung der relativ großen Schwankungen der einzelnen beobachteten Geschwindigkeitswerte, die über die Fehlergrenze der Messungen hinausgehen, läßt sich vielleicht damit geben, daß man annimmt, die Wellen durchlaufen auf ihrem Weg vom Schlußpunkt zu den einzelnen Seismographen beim Hin- und Rückschuß Eishorizonte verschiedener elastischer Eigenschaften (Schichten oder auch Bänder). In diesem Falle würden unterschiedliche Geschwindigkeiten beobachtet werden. Der Leithorizont der Welle braucht nicht sehr dick zu sein. Auch die Geschwindigkeitsdifferenzen von Profil zu Profil lassen sich auf diese Weise erklären. Wie weit sich Scherflächen innerhalb des Gletschereises als bevorzugte Leitbahnen für elastische Impulse erweisen, kann jetzt noch nicht gesagt werden.

Dazu weiß man noch zu wenig Bescheid über den Ausbreitungsvorgang der Wellen im nicht einheitlichen Untergrund.

Die elastischen Eigenschaften von Gesteinen werden durch Verwitterungserscheinungen wesentlich beeinflusst, d. h. die Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen werden herabgesetzt. Der Verwitterung von Gesteinen entspricht das Auftauen des Eises. Dieser Prozeß (retrograde Diagenese oder Diaphthorese) bewirkt auch eine Herabsetzung der Geschwindigkeiten, wie die oben bereits erwähnten Messungen im Vorfeld des Hintereisferners zeigen. Die gleiche Erscheinung hat O. Förtsch (1950) auf einer im Auftauen begriffenen Eisplatte eines Sees beobachten können.

Wie schon oben erwähnt, werden elastische Wellen im Firnschnee kaum, im Firneis nur schlecht fortgeleitet. Die Longitudinalgeschwindigkeit in beiden ist kleiner als im Eis. In den Jahren 1926 und 1928 hat H. Mothes (1929) auf dem Hintereisferner die ersten seismischen Beobachtungen durchgeführt. Er hat damals festgestellt, daß bei Messungen über 2900 m über NN die Longitudinalgeschwindigkeit im Eis statt 3600 m/s nur mehr 3100 m/s beträgt. Bei den Wiederholungsmessungen im Jahre 1954 wurden auf dem gleichen Gletscher bis in 3000 m Höhe Geschwindigkeiten über 3600 m/s gemessen. Man darf daraus wohl schließen, daß in den dazwischenliegenden 26 Jahren die „seismische Firngrenze“ etwa parallel zur glaziologischen um rund 100 m in der Vertikalen und 1000 m in der Horizontalen gletscheraufwärts gerückt ist.

Bemerkenswert ist auch noch eine Feststellung, die auf vielen Profilen, besonders aber in der Nähe des Gletscherbruches auf dem Kesselwandferner, gemacht wurde. Bei der Auswahl der Profile konnte keine Rücksicht auf große und kleine Spalten im Eis, die hier sehr zahlreich und tief waren, genommen werden. Die Spalten wurden von den Profilen in den verschiedensten Richtungen geschnitten. Es war daher eine Beeinflussung der Wellenausbreitung durch diese Spalten zu erwarten. Da die Schallgeschwindigkeit in der Luft zehnmal kleiner ist als im Eis, mußte mit meßbaren Zeitverzögerungen gerechnet werden. Bei der Auswertung wurde jedoch nicht der geringste Einfluß festgestellt, selbst nicht in Fällen, bei denen der Seismograph unmittelbar hinter einer breiten Spalte stand.

Das elastische Verhalten der Eisunterlage

Die Longitudinalgeschwindigkeit in der Unterlage des Eises läßt sich aus der Beobachtung der an der Grenzfläche zwischen dem Eis und seiner Unterlage refraktierten Wellen bestimmen. Die Beobachtungen auf den untersuchten Gletschern zeigen, daß sich die elastischen Eigenschaften des Gletscherbettes von Ort zu Ort stark verändern. So wurden auf dem Gepatschferner Longitudinalgeschwindigkeiten in der Eisunterlage zwischen 4350 und 5000 m/s gemessen, auf dem Hintereisferner (s. Fig. 5) solche zwischen 4440 und 5900 m/s. Auf Grund allgemeiner seismischer Erfahrungen kann man annehmen, daß der starke Wechsel der Ge-

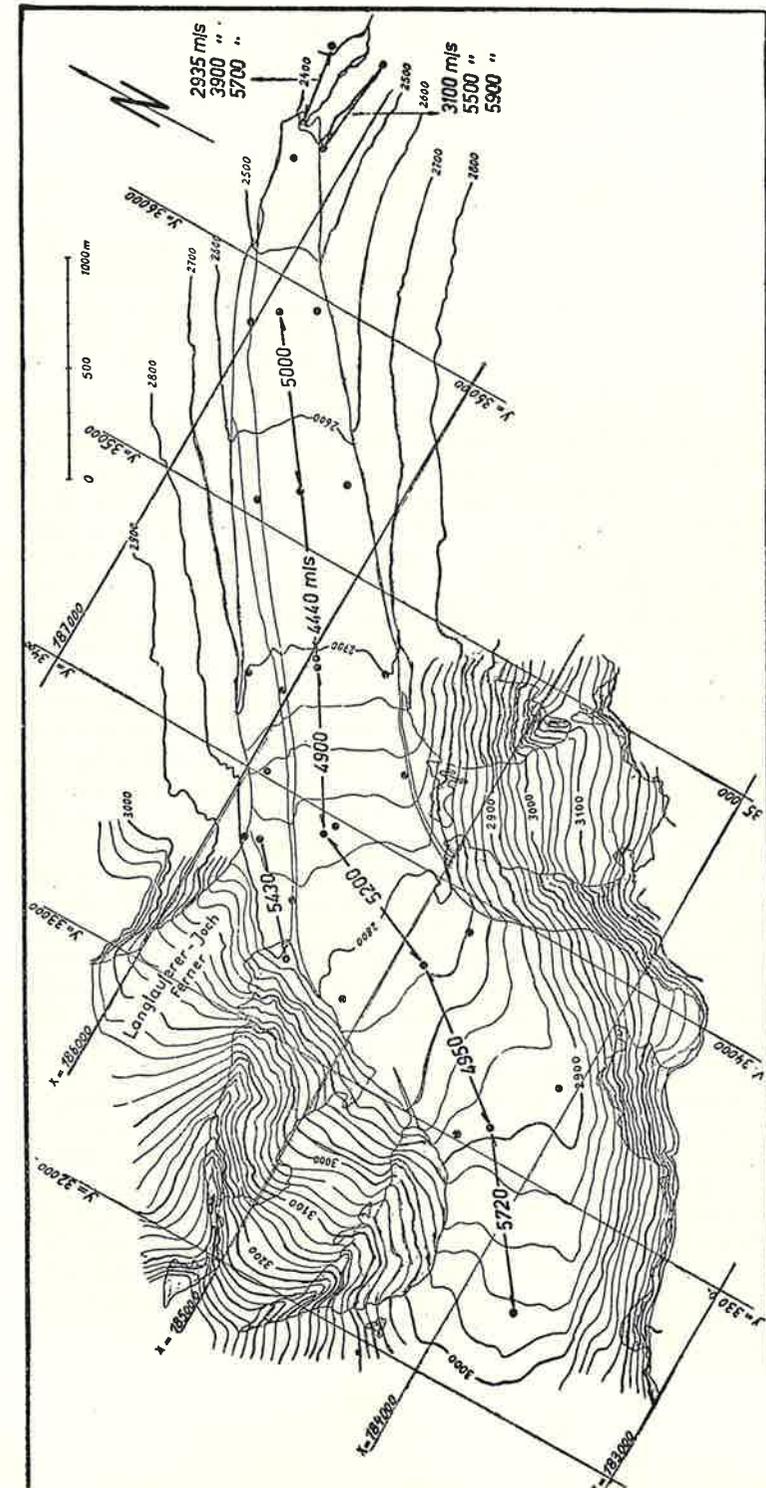


Fig. 5: Darstellung der auf den einzelnen Abschnitten des Längsprofils auf dem Hintereisferner aus Schuß und Gegenschuß berechneten wahren Longitudinalgeschwindigkeiten in der Unterlage des Eiskörpers.

schwindigkeiten nur durch eine Änderung der geologischen Beschaffenheit des Gletscherbettes hervorgerufen werden kann. Unter den Profilen, für die eine Geschwindigkeit der refraktierten Welle größer als 5400 m/s bestimmt worden ist, dürfte unter dem Eis der gewachsene Fels unmittelbar anstehen oder nur von einem dünnen Grundmoränenschleier überdeckt sein. Diese hohen Werte wurden auf dem Hintereisferner nur auf einigen Profilen festgestellt und zwar im Grenzbereich Firnfeld-Zunge, am Fuße des Gletscherbruches des Langtauferer Joch-Ferners und schließlich im Gletschervorfeld unter Moränen, Schottern und Toteis. Dort, wo diese hohen Geschwindigkeiten unmittelbar unter den Gletschern beobachtet worden sind, kann man annehmen, daß es sich um Zonen starker Erosion an der Gletscherbasis handelt (wie z. B. im Bereich des Eisbruches des Langtauferer Joch-Ferners) oder um Bereiche, wo es noch zu keiner Grundmoränenbildung gekommen ist.

Die auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner und auf dem größten Teil der Zunge des Hintereisfernens beobachteten geringen Geschwindigkeiten unter 5400 m/s können gewachsenem Fels nicht mehr zugeordnet werden. Die im Hintereis tal anstehenden festen Gesteine, die petrographisch kaum Unterschiede zeigen, können auch in elastischer Hinsicht auf engem Raum nicht so stark variieren. Es erhebt sich nun die Frage, wie das Material unter dem Eise petrographisch beschaffen sein muß, auf daß ihm Longitudinalgeschwindigkeiten zwischen 4300 und 5400 m/s. zugeschrieben werden können. Nach Ansicht der Verfasser kann es sich nur um gefrorene Grundmoräne handeln. In nicht gefrorener Grundmoräne liegen die beobachteten Longitudinalgeschwindigkeiten zwischen 2000 und 2500 m/s. Nach russischen Beobachtungen wurden in gefrorenen Böden (Sorokin 1953) solche Geschwindigkeiten gemessen, die durchaus mit den von uns auf Gletschern beobachteten Werten vergleichbar sind, was die oben geäußerte Ansicht stützt. Das Vorhandensein von gefrorener Grundmoräne unter dem Gletschereis ist auch aus den in jüngster Zeit an einem Schweizer Gletscher vorgenommenen Beobachtungen in einem Untersuchungsstollen im Eis bekannt geworden. Süßtrunk und Kecht machten durch Warmwasserbohrungen wahrscheinlich, daß die untere Hälfte des Gletschers von Moräne oder schutterfülltem Eis (was gefrorener Grundmoräne entspricht) eingenommen wird. Ähnliches zeigte sich auch am Bas-Glacier d'Arolla, Schweiz, unter dem ein Stollen vorgetrieben wurde (Haefeli 1951). Wenn dem so ist, so folgt aus den seismischen Ergebnissen, daß unter den weitaus größten Teilen der untersuchten Gletscher das reine Eis nicht unmittelbar auf dem Fels aufliegt, sondern auf gefrorener Grundmoräne ruht und sich ähnlich, wie das bei verschiedenen Gletschern des Himalaja beobachtet worden ist, über diese hinwegzieht. Die Dicke der Grundmoräne läßt sich prinzipiell auf seismischem Wege bestimmen, bei den vorliegenden Messungen ist dies jedoch nicht geschehen. Dafür hätten die Profile weiter ausgedehnt werden müssen, was mit erheblichen technischen Schwierigkeiten verbunden gewesen wäre.

Die Änderung der Grundmoränengeschwindigkeit von Profil zu Profil dürfte durch die verschiedene statische wie dynamische Beanspruchung der Grundmoräne durch das darüberliegende bzw. fließende Gletschereis mitbedingt sein. Dies tritt besonders deutlich an der Konfluenz des Langtauferer-Joch-Ferners in Höhe des Teilprofils X in Erscheinung, wo die Grundmoränengeschwindigkeit den höchsten Wert erreicht. Auch das sicherlich nicht gleichbleibende Mischungsverhältnis von Eis und Moränenmaterial hat einen Einfluß auf den Geschwindigkeitswert.

4. Die seismischen und glaziologischen Verhältnisse im Vorfeld des Hintereisfernens

Im Vorfeld des Hintereisfernens wurden zwei Profile seismisch vermessen. Das eine verläuft auf der orographisch rechten Talflanke längs der unter mehr oder weniger starker Schuttbedeckung liegenden Toteismassen. Auf diesem Profil wurde die oben schon erwähnte Beobachtung gemacht, daß die Geschwindigkeiten elastischer Wellen umso geringer werden, je länger sich das Toteis bereits vom Gletscher abgelöst hat und je weiter somit der Auftauprozess fortgeschritten ist. Transversalwellen konnten auf diesem Profil nicht festgestellt werden.

Auf den Seismogrammen konnte neben der direkt im Toteis gelaufenen Longitudinalwelle auch die am Fels refraktierte Welle ausgewertet werden. Da aber das Toteis nicht unmittelbar auf dem Fels liegt, sondern zwischen beiden noch Seitenmoränenmaterial im ungefrorenen Zustand vorhanden ist, lassen sich die Mächtigkeiten des Eises und der Moräne nicht mit Sicherheit aus den Beobachtungen ableiten. Die Geschwindigkeit im ungefrorenen Moränenmaterial ist, wie schon erwähnt, kleiner als im Eis. Daraus erwachsen der seismischen Auswertung gewisse Schwierigkeiten.

Das zweite Vorfeldprofil wurde am Gletschertor beginnend talwärts gelegt. Es sollte Anhaltspunkte über die Mächtigkeit der Grundmoräne bzw. der glazifluvialen Sedimente im eisfreien Taltrug bringen. Die seismischen Registrierungen lassen auf eine Zerteilung der über dem Felsgrund liegenden Talfüllung schließen. Für den oberen etwa 20 m mächtigen und oberflächlich mit Schutt bedeckten Horizont wurde eine Longitudinalgeschwindigkeit von 2900 m/s festgestellt. Dieser Wert ist charakteristisch für Toteis. Unter dem ersten folgt ein zweiter Horizont, dessen Material eine Longitudinalgeschwindigkeit von 3900 m/s besitzt. Aus den Messungen berechnet sich für diese Schicht eine Mächtigkeit von etwa 50 m. Sie kann auf Grund des hohen Geschwindigkeitswertes nur aus gefrorener Grundmoräne bestehen.

Von in früheren Zeiten weiter vorreichenden Gletscherenden — die Zunge des Hintereisfernens hat sich in den letzten Jahrzehnten außerordentlich stark zurückgezogen — sind Toteisbestände fallweise auch in situ unter Sanderschotter begraben und später freigelegt worden (R. v. Klebelsberg, 1948, S. 168/169). Ein schönes Beispiel dieser Art beschreibt R. R. v. Srbik (1935—1941) aus dem Vorfeld des Schalf-

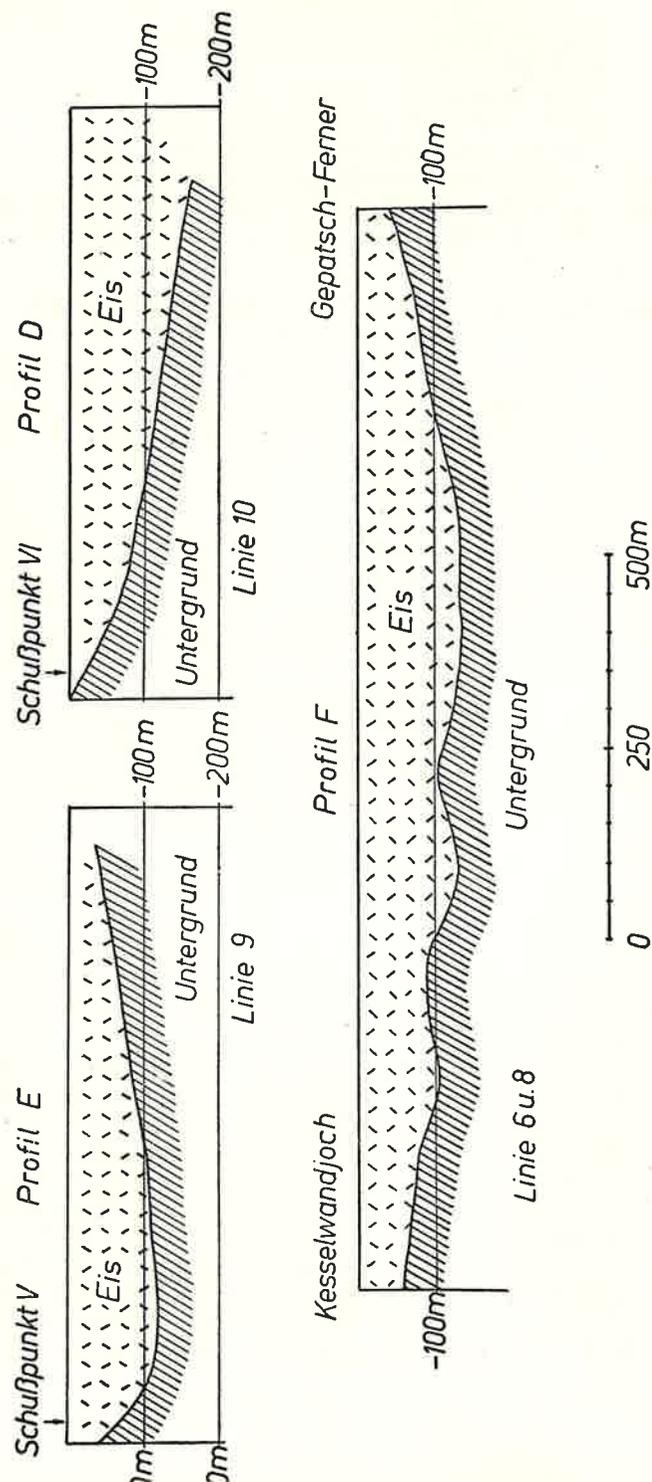


Fig. 6a: Querschnitte durch das Firnfeld des Gepatschferners.

ferners im Ötztal. Eine ähnliche Beobachtung machte auch A. Süßtrunk am Mt. Collon-Gletscher, wo er auf Grund seiner seismischen Messungen unter dem Bett des aus dem Gletschertor austretenden Gletscherbaches eine dicke Lage von Toteis vermutet (Haefeli, 1951).

5. Die Ausformung des Gletscherbettes

Für die Mehrzahl der seismisch vermessenen Profile konnte aus den Registrierungen auch die Dicke des Gletschers abgeleitet werden. Hierfür wurden nicht nur die schon erwähnten, an der Unterlage des Eises refraktierten Wellen benutzt, sondern auch die an ihr reflektierten Impulse herangezogen, die vor allem nahe an den Schußpunkten beobachtet werden. Auf eine Darlegung der Methoden zur Berechnung der Eisdicken muß im Rahmen dieser Arbeit verzichtet werden. Sie wurden an anderen Stellen beschrieben (Förtsch, O., Schneider, H. J. und Vidal, H. 1955 sowie Förtsch, O. und Vidal, H. 1956). An den für die einzelnen Beobachtungspunkte berechneten Eismächtigkeiten konnten sowohl für die Längs- wie für die Querprofile Querschnitte durch den Eiskörper gezeichnet werden. Diese sind auf Fig. 6a, b und Fig. 7 wiedergegeben. Der Fehler der seismischen Eisdickenmessungen dürfte auf den untersuchten Gletschern bei ± 10 m liegen.

Es sei hier bemerkt, daß die auf den Fig. 6a und 6b dargestellten Querschnitte durch den Gepatsch- und Kesselwandferner noch nicht ganz den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen. Die Eisoberfläche ist dort völlig eben und horizontal verlaufend gezeichnet, was in der Natur nicht zutrifft. Die berechneten Eismächtigkeiten sind auf den Abbildungen von diesem angenommenen Horizont nach unten abgetragen. Das auf diese Weise konstruierte Gletscherbett ist gegenüber dem wahren verzerrt und zwar um den gleichen Betrag, um den die Morphologie der Eisoberfläche von dem Bezugshorizont abweicht. Sobald eine neuere, großmaßstäbliche Karte des Gepatsch- und Kesselwandferners veröffentlicht ist, können entsprechende Korrekturen an den Querschnitten der Abb. 6a und b vorgenommen werden. Bei den Profilen des Hintereisferners sind die Korrekturen, soweit sie von nennenswerter Größe waren, bereits angebracht worden.

Zu den Querschnitten ist im einzelnen noch folgendes zu bemerken:

a. Gepatsch- und Kesselwandferner

Das Bett des Kesselwandferners bildet im Bereich des Firnfeldes eine flache Mulde mit schwachem Relief. Dies gilt auch für den oberen Teil des Gepatschferners, soweit er von den Messungen erfaßt worden ist. Nur von der Eisscheide am Kesselwandjoch nach Westen fällt der Fels verhältnismäßig steil ein. Dies läßt hier die Anlage eines subglazialen Kares vermuten, dessen Karschluß durch die sich unter dem Eis fortsetzende Felsrippe zwischen Vorderer Hintereisspitze und Brandenburger Haus gebildet wird.

Mit Annäherung an den Zungenbereich des Kesselwandferners, wo sich die Gletscheroberfläche einengt und steiler abfällt, vertieft sich sein Bett trogförmig.

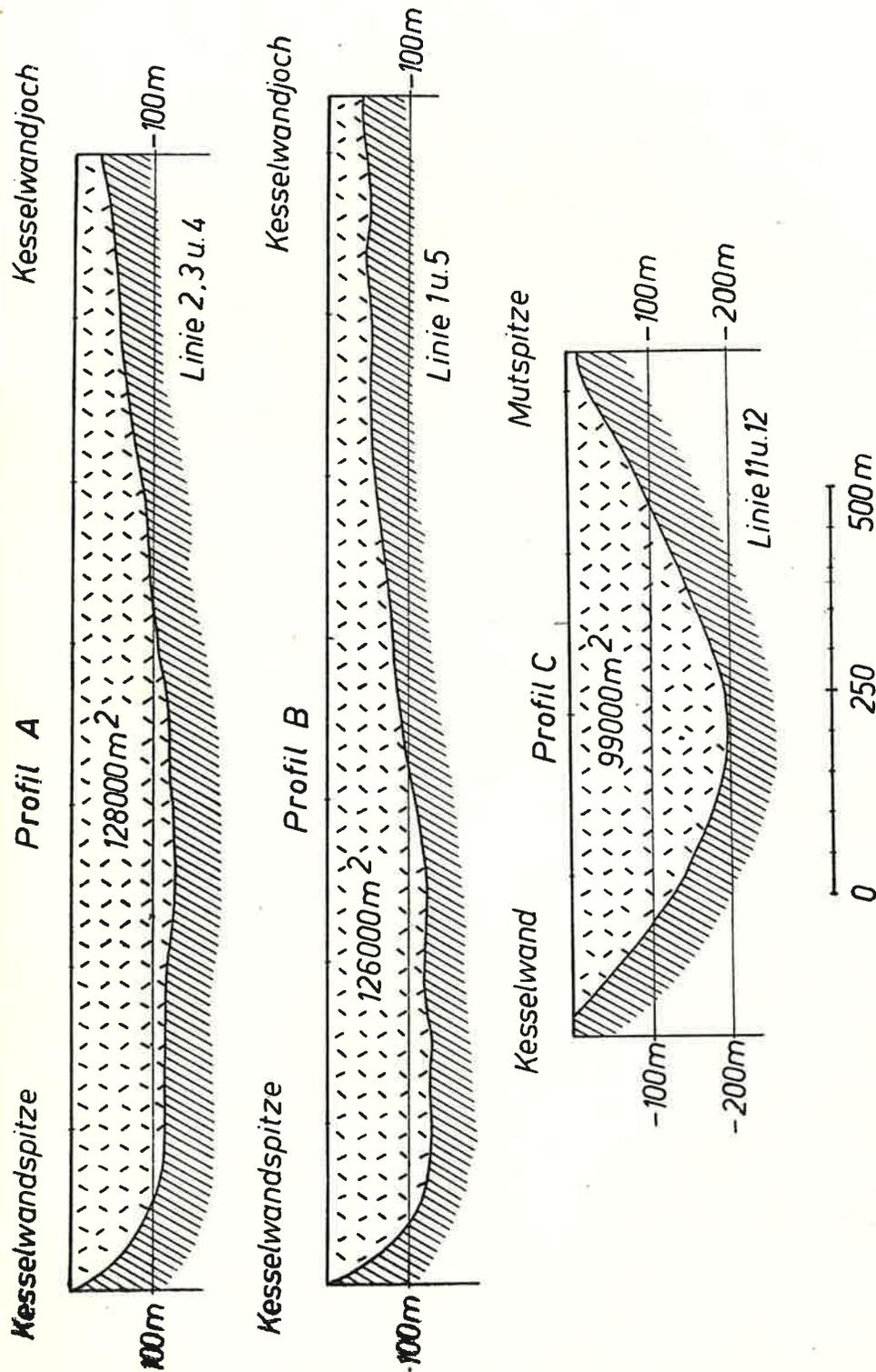


Fig. 6 b: Querschnitte durch das Firnfeld (Profil A u. B) und durch die Zunge (Profil C) des Kesselwandferners. In die Querschnitte des Kesselwandferners ist der Flächeninhalt des Eiskörpers eingetragen



a) Modell des Hintereistales und des Hintereisferners im Jahre 1954 zwischen den Horizonten 2390 und 3000 m NN



b) Modell des Hintereistales ohne Gletscher. Der heute gletschererfüllte Teil des Taltroges ist weiß angelegt

b. Hintereisferner

Infolge der umfangreicheren Messungen auf dem Hintereisferner und der zur Verfügung stehenden großmaßstäblichen Kartenunterlage können über die Form des Gletscherbettes im Hintereisferner wesentlich genauere Angaben gemacht werden als für die beiden anderen Gletscher. Auch hier hat die Auswertung der seismischen Messungen die in Fig. 7 dargestellten Querschnitte durch den Eiskörper unter den Profilen geliefert. Auf dieser Abbildung sind die Eismächtigkeiten in vertikaler Richtung gegenüber der horizontalen Erstreckung des Gletschers im Verhältnis 1:2 überhöht gezeichnet. Die Querschnitte zeigen sehr gut die typische U-Form des Taltroges im Zungenbereich und die muldenförmige Weitung mit Annäherung an die Firngrenze. Betrachtet man die Form des Gletscherbettes unter den Querprofilen im Zusammenhang mit deren Lage auf dem Gletscher, so läßt sich bei den Profilen 3 und 6 eine deutliche Asymmetrie des Talquerschnittes feststellen. In diesen Bereichen ändert der Gletscherstrom seine Fließrichtung. Eine stärkere Eintiefung des Gletscherbettes und eine leichte Unterschneidung der Talflanken ist stets an den prallhangseitigen Kurvenpartien des Tales zu erkennen. Dies ist wohl auf die größere Erosionswirkung des Eises an diesen Stellen zurückzuführen und steht in völliger Übereinstimmung mit der Erosionswirkung fließenden Wassers (Prallhang-Gleithang).

Das vom Zungenende bis zum Firngebiet seismisch vermessene Profil längs der Mittelachse der Gletscherzunge gibt einen Einblick in deren Sohlenverhältnisse. Das Meßergebnis zeigt Fig. 7 oben. Das Sohlengefälle des Troges beträgt zwischen den Schußpunkten 3 und 7 (Fig. 2 u. 7) etwa 9%, wird dann gletscheraufwärts flacher, überschreitet bei Schußpunkt 13 eine Schwelle (Trogswelle) und wird zwischen den Schußpunkten 13 und 14 rückläufig, um bei den Schußpunkten 14/18 einen erneuten Tiefpunkt zu erreichen (Zentrum des Trogbeckens). Vom Schußpunkt 18 aus steigt dann die Trogsohle mit gleichmäßiger Steigung von etwa 15–20% bis zum Schußpunkt 25 an der Firngrenze an. Der Sprung bei den Schußpunkten 14/18 rührt von der seitlichen Versetzung dieser beiden auf gleicher Höhe liegenden Punkte her.

Heß (1924) hat an mehreren Stellen die Zunge des Hintereisferners mit Bohrungen durchsunken und die topographische Höhe des Gletscherbettes bestimmt. Für diejenigen Bohrpunkte, die heute noch im Bereich der Zunge liegen, stimmen die seismisch ermittelten Koten des Gletscherbettes ziemlich gut mit den erbohrten überein. Dagegen sind die Eismächtigkeiten, die Heß nach der etwas modifizierten Finsterwalder'schen Theorie aus Strömungsgeschwindigkeitsmessungen errechnet hat, vor allem im oberen Zungenbereich größer als die seismisch ermittelten, d. h. das Gletscherbett liegt bei Heß topographisch tiefer. Auf Fig. 7 oben ist im Längsprofil der Verlauf der von Heß berechneten Gletschersohle als gestrichelte Linie eingezeichnet. Die von Heß genannten Minimaltiefen stimmen dagegen mit den seismisch beobachteten Tiefen besser überein.

Durch die photogrammetrische Aufnahme des Hintereisferners von Prof. R. Finsterwalder aus dem Jahre 1953, die er dankenswerter-

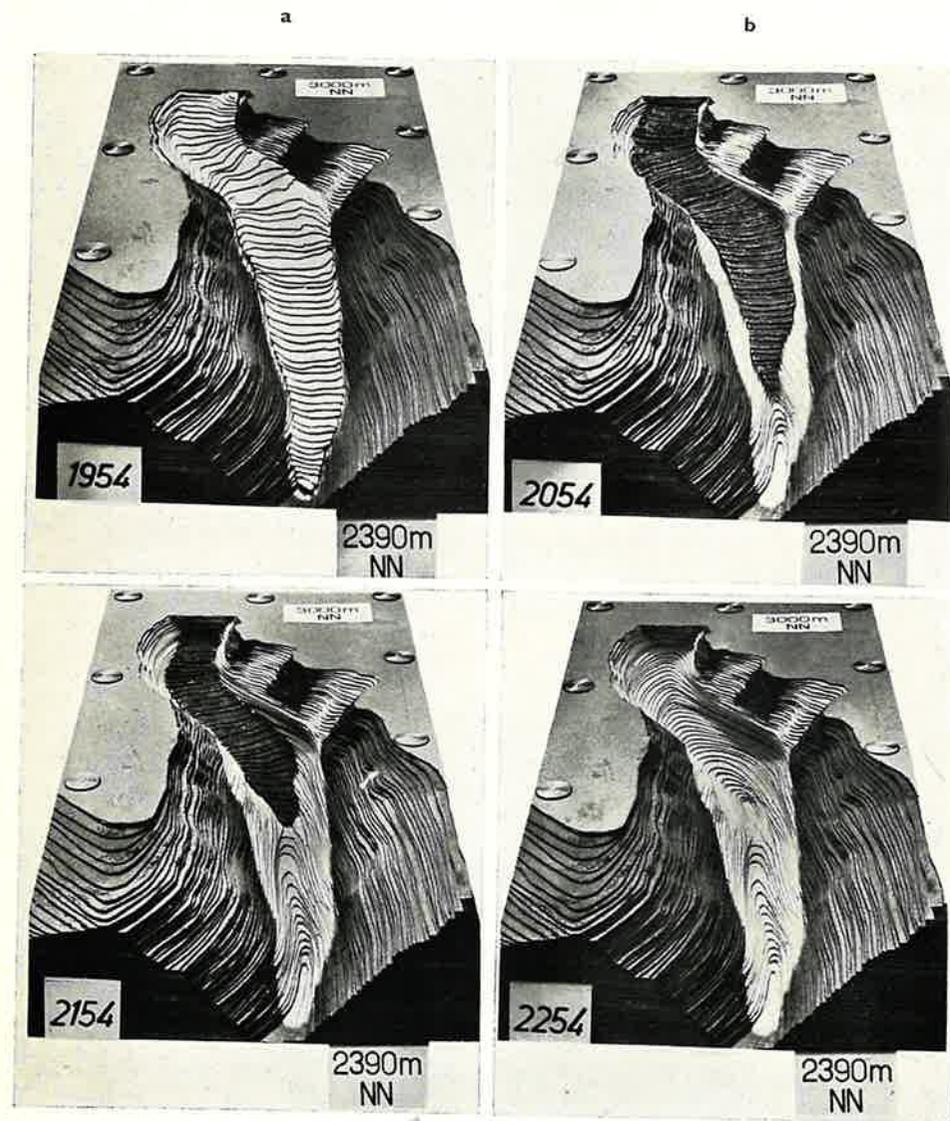


Bild a zeigt die Zunge des Hintereisferners im Jahre 1954, Bild b im Jahre 2054, Bild c im Jahre 2154. Im Jahre 2254 ist die Zunge bereits vollkommen abgeschmolzen (Bild d)

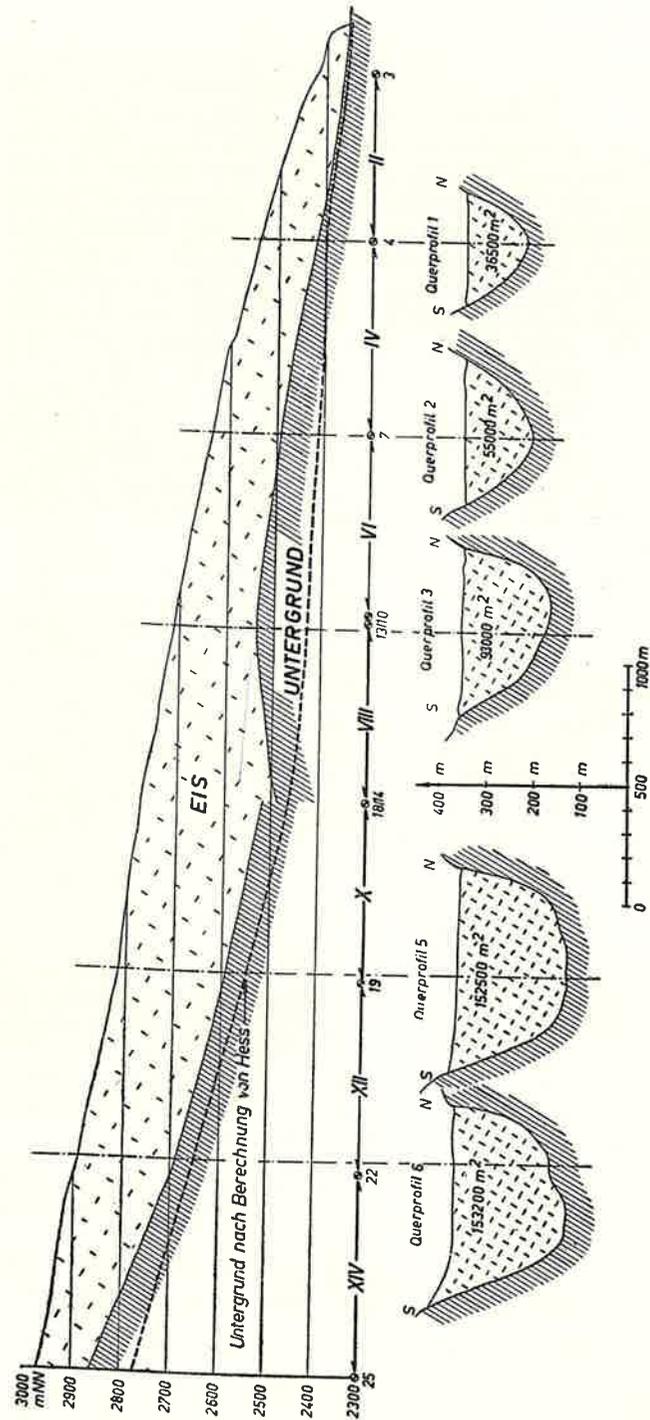


Fig. 7: Längs- und Querschnitte durch die Zunge des Hintereisferners auf Grund der seismischen Messungen. Die Unstetigkeit im Längsprofil ist dadurch bedingt, daß die Sprengpunkte 14 und 18 gegeneinander seitlich versetzt sind.

Römische Zahlen = Nummern der seismischen Profile

Arabische Zahlen = Nummern der Sprengpunkte

In die Querschnitte ist der Flächeninhalt des Eiskörpers eingetragen

weise als Arbeitsgrundlage für die Auswertung der seismischen Messungen zur Verfügung gestellt hat, sind die Höhengichtlinien des heute eisfreien Teiles des Hintereisales sowie ihr Verlauf auf der Gletscheroberfläche genau bekannt. Daraus und aus den seismisch ermittelten Eisdicken unter den Profilen wurden die Isohypsen auch für den noch eisbedeckten Teil des Tales gezeichnet. Damit konnte der Höhengichtlinienplan des Hintereisales vervollständigt werden (Fig. 8). In diesem Plan sind die auf Grund der seismischen Messungen konstruierten Stücke der Höhengichtlinien gestrichelt gezeichnet, um dadurch schon rein äußerlich zum Ausdruck zu bringen, daß diese Ergänzungen wesentlich ungenauer und unsicherer sind.

Der Isohypsenplan zeigt manche Einzelheiten deutlicher als die Profildarstellung und ergänzt diese daher vorzüglich. So tritt hier die auf dem Längsprofil erwähnte Übertiefung der Trogtalsole zu einem sogenannten Trogbekken in Höhe der Schußpunkte 14/18 noch deutlicher in Erscheinung. Solche Becken sind beim Fehlen anderer Erklärungsmöglichkeiten eindeutige Beweise für glaziale Erosionswirkungen, d. h. Übertiefung des normalen Längsprofils unter die fluviale Gefällskurve bis zur Rückfälligkeit. Für den Hintereiserner kommt eine andere Erklärung für diese Rückfälligkeit (Karstvorgänge oder tektonische Ursachen) nicht in Betracht. Gletscherabwärts folgt dem Trogbekken eine Trogschwelle mit wahrscheinlich stark reliefierter Oberfläche (Rundhöcker), da das an dieser Stelle liegende seismische Querprofil 4 keine deutbaren Ergebnisse lieferte, was wiederum auf einen sehr unruhigen Untergrund schließen läßt. Der Übertiefungsbetrag zwischen Trogschwellesscheitel und Beckentiefstem wurde längs des Profils VIII zu etwa 50 m bestimmt. Da aber die maximale Beckentiefe noch nördlich vom Schußpunkt 14 liegen dürfte, wie die Höhendifferenz des Untergrundes zwischen Schußpunkt 14 und 18 vermuten läßt, kann mit einer noch größeren Übertiefung gerechnet werden. Dieses Trogbekken liegt im Brennpunkt glazialer Erosionswirkung, und zwar dort, wo der mit starkem Nachdruck von oben aus dem Firnfeld herabkommende Eisstrom auf eine Flachstrecke aufstößt und sich basal in sie ingräßt¹. Die Erosionskraft des Hauptgletschers wird noch zusätzlich verstärkt durch den Massenzuwachs und die dynamische Schurfwirkung des an dieser Stelle über einen steilen Eisbruch einmündenden Langtaufferer Joch-Ferners. Diese Erscheinung sogenannter Mündungsbecken ist in der Glazialgeologie von heute eisfreien Trogtälern bekannt und mancher Alpensee verdankt ihr seine Entstehung. Die meisten glazial geprägten Trogbekken sind jedoch, vor allem wenn sie im Bereich stärkerer Schuttzufuhr gelegen sind, schon zugeschüttet und verlandet.

Die seismischen Untersuchungen haben weiterhin noch ergeben, daß sich die Morphologie des Gletscherbettes nicht an der Eisober-

¹ Entsprechende Vorstellungen, die Wichtigkeit der Kräftekonzentration und des Aufstoßens auf eine Flachstrecke, hat auch R. v. Klebelsberg 1948, S. 356, 358 u. a. vertreten.

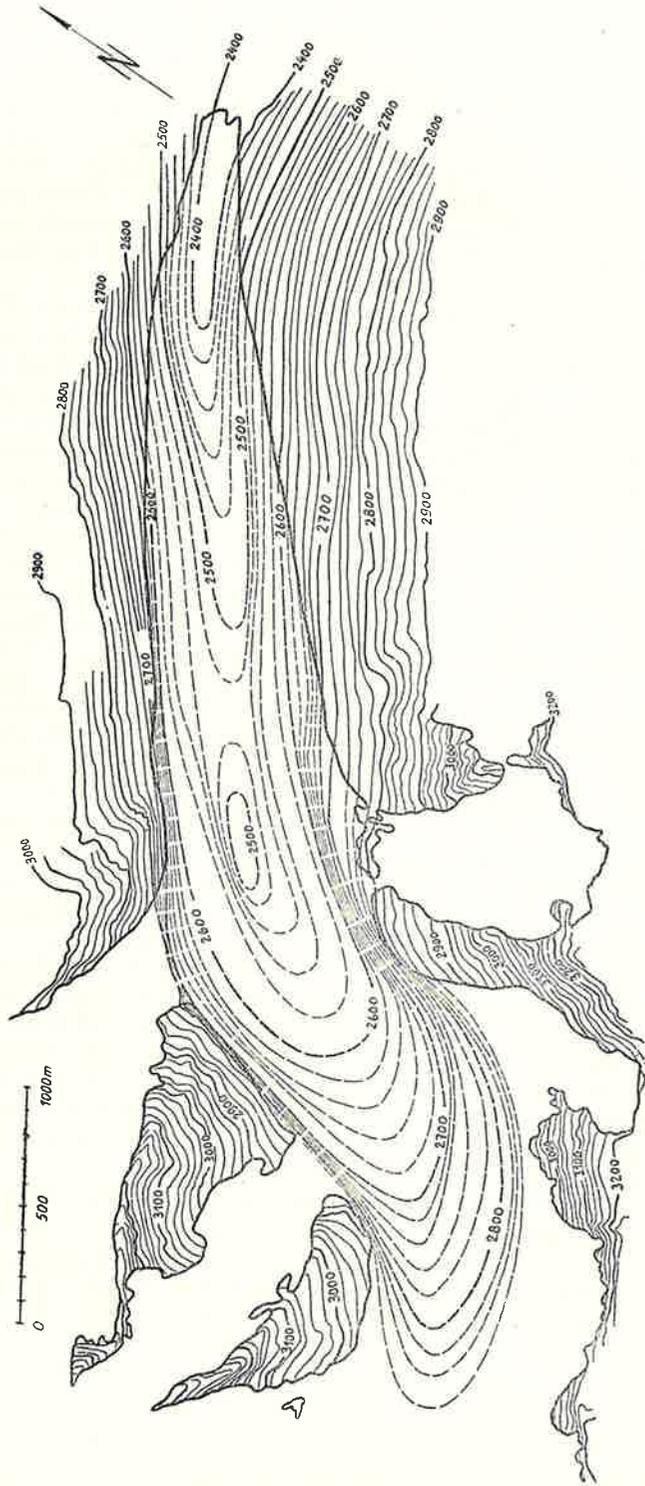


Fig. 8: Konstruktion eines Höhenschichtlinienplanes des eisfreien Hintereisales.
Ausgezogene Linien = photogrammetrisch bestimmte Höhenschichtlinien des heute eisfreien Tales bzw. auf dem Gletscher.
Gestrichelte Linien = seismisch ermittelte Fortsetzung der Höhenschichtlinien

fläche abzeichnet. Dies ist auch auf Grund des fluid-plastischen Charakters des Gletschereises gar nicht zu erwarten.

6. Das Eisvolumen der Gletscher

a) Kesselwandferner. Auf dem Kesselwandferner wurden für drei Querprofile (zwei im Firn-, eines im Zungenbereich) die Querschnittsflächen des Eiskörpers senkrecht zur Fließrichtung des Eises durch Planimetrieren der Flächen in Fig. 6b ermittelt. Sie betragen für Profil A $12,8 \cdot 10^4 \text{ m}^2$, für Profil B $12,6 \cdot 10^4 \text{ m}^2$ und für Profil C (Zungenprofil) $9,9 \cdot 10^4 \text{ m}^2$. Die Unterschiede sind durch die gletscherabwärts zunehmende Abschmelzung und Verdichtung der Firnmassen zu Gletschereis bedingt. Bei Kenntnis der mittleren Fließgeschwindigkeit des Eises könnte der tägliche Eistransport und damit die Menge des durch einen Querschnitt abfließenden Eises berechnet werden. Dies ist aber nicht möglich, da sich die Fließgeschwindigkeit des Eises exakt nur an der Oberfläche bestimmen läßt. Aus ihr kann kein Rückschluß auf die mittlere Geschwindigkeit des gesamten Eiskörpers gezogen werden.

Da die Querschnittsflächen des Kesselwandfernens nicht sehr voneinander abweichen, braucht man zur Berechnung des Eisvolumens des Gletschers ihren Flächenbetrag nur mit der ihnen zuzuordnenden Längserstreckung zu multiplizieren. Für den oberhalb des Eisbruches gelegenen Teil des Kesselwandfernens ergibt die Rechnung ein Volumen von etwa $0,2 \text{ km}^3$, was einem Eiswürfel von annähernd 600 m Kantenlänge entspricht. Der gesamte Eisvorrat des Kesselwandfernens, Firnfeld und Zunge, dürfte danach auf roh $0,3 \text{ km}^3$ zu schätzen sein. Dieses Eisvolumen entspricht einer in diesem Gletscher „auf Eis“ gelegten Wassermenge von $0,27 \text{ km}^3 = 270 \text{ Millionen m}^3$ bei Annahme eines Volumengewichtes von $0,9 \text{ g/cm}^3$ für Eis. Nimmt man ein Volumengewicht von $0,8$ an, was einem Mittelwert für Firn ($0,7 \text{ g/cm}^3$) und Eis ($0,9 \text{ g/cm}^3$) entsprechen würde, so ergibt sich eine Wassermenge von $0,24 \text{ km}^3 = 240 \text{ Millionen m}^3$.

b) Hintereisferner. Der durch die photogrammetrischen Aufnahmen von Prof. R. Finsterwalder für die Eis- und Landoberfläche gewonnene und durch die seismischen Untersuchungen ergänzte subglaziale Höhenschichtlinienplan des Hintereisales macht es möglich, für die Bestimmung des Eisvolumens ein genaueres Verfahren anwenden zu können. Der Isohypsenabstand auf der Arbeitskarte beträgt 20 m . Der subglaziale Teil jeder Höhenschichtlinie umschließt mit dem ihr entsprechenden Stück auf der Gletscheroberfläche eine Fläche bestimmter Größe. Durch Ausplanimetrieren dieser Fläche für jede Höhenschicht, durch Addition aller Flächen und anschließende Multiplikation der Summe mit dem Abstand der Isohypsen, nämlich 20 m , erhält man das Eisvolumen ziemlich genau. Da die seismischen Messungen nur bis zur 3000 m Höhenlinie der Gletscheroberfläche reichen, wurde die Volumenberechnung auch hier abgebrochen und der Eiskörper durch einen geraden Schnitt abgegrenzt. Auf diese Weise wurde das Volumen der Zunge des Hintereisfernens zu $0,44 \text{ km}^3$ bestimmt. Die dazu gehörige

Eisoberfläche ist etwa 4 km^2 groß. Die mittlere Eismächtigkeit der Gletscherzunge ergibt sich somit zu 110 m. Das Firnfeld nimmt weiterhin noch eine Fläche von rund 3 km^2 ein. Die Nebengletscher des Hintereistales, die heute nicht mehr alle mit dem Hauptgletscher zusammenhängen, überdecken annähernd 5 km^2 , wobei kein Anspruch auf große Genauigkeit erhoben wird. Es ist allerdings sehr schwer, für das gesamte, seismisch nicht vermessene vergletscherte Areal im Bereich des Hintereistales eine mittlere Dicke der Eisauflage zu schätzen. Ganz überschlagsmäßig kann sie zu 50 m vermutet werden. Bei einer Fläche von 8 km^2 (Firnfeld des Hintereisferners und Nebengletscher) würde dieser Dicke ein Eisvolumen von $0,4 \text{ km}^3$ entsprechen.

Das Eisvolumen der Zunge des Hintereisferners entspricht bei Annahme eines Volumengewichtes von $0,9 \text{ g/cm}^3$ (es handelt sich bei diesem Gletscherteil vorwiegend um Eis) einer eingefrorenen Wassermenge von rund $0,4 \text{ km}^3$. Für die übrigen, seismisch nicht erfaßten Gletscherteile mit einer geschätzten Eismasse von $0,4 \text{ km}^3$ errechnet sich bei Annahme eines Volumengewichtes von $0,7 \text{ g/cm}^3$ (es handelt sich hier vorwiegend um Firnschnee und Firneis) eine Wassermenge von $0,28 \text{ km}^3$. Die in der gesamten Eismasse des Hintereisferners und seiner Nebengletscher auf „Eis“ gelegten Wasservorräte besitzen ein Volumen von $0,68 \text{ km}^3$. Sie würden einen Würfel von 880 m Kantenlänge füllen. Vergleicht man diese Wassermengen mit dem Stauraum bekannter inneralpiner Talsperren, so findet man, daß ein Gletscher vom Ausmaß des Hintereisferners, dessen Eis- und Firnflächen nur etwa 4,5% des Gletscherareals der Ötztaler Alpen ausmachen, ein fünf- bis zehnmals größeres Wasserspeichervermögen besitzt als künstliche Stauräume (näheres s. H. Vidal, 1955).

7. Das Modell des Hintereisferners

Die Höhenschichtlinienkarte (Fig. 8) regte dazu an, das eisfreie Hintereistal und die Zunge des Hintereisferners im Modell nachzubilden. Zur Anfertigung des Modells wurden die 10 m-Höhenschichtlinien (die ungeraden Zehnerlinien wurden durch Interpolation zwischen den 20 m-Linien der Karte erhalten) auf je einen Pappebogen gezeichnet und ausgeschnitten. Durch Aufeinanderlegen der einzelnen Pappen wurde so das Modell des eisfreien Hintereistales erhalten. Die ausgeschnittenen Stücke wurden dann nochmals längs des Verlaufes der Höhenschichtlinie an der Eisoberfläche in den auf Eis und auf Luft entfallenden Anteil geteilt. Durch entsprechendes Zusammenkleben der ersteren entstand weiterhin ein Modell der Gletscherzunge, das in das des eisfreien Gletschertroges eingelegt und herausgenommen werden kann. Auf Tafel XVII sind zwei Aufnahmen dieses Modelles wiedergegeben. Da die verwendete Pappe 16 mm dick war, ist dieses leicht überhöht. Während in horizontaler Richtung einem Millimeter des Modells 10 m in der Natur entsprechen, entspricht in vertikaler Richtung eine Pappenstärke (16 mm) einem Abstand von 10 m in der Wirklichkeit. Das räumliche Modell ergänzt die Profildarstellungen und die Höhenschichtlinienkarte und

vermittelt noch eine bessere Vorstellung von der Morphologie des eisfrei gedachten und des gletschererfüllten Hintereistales zwischen den Horizonten 2390 m und 3000 m. Die Abmessungen des Modells sind $65 \times 33 \times 9,5 \text{ cm}$. Darüberhinaus bildet es eine Arbeitsgrundlage für weitere glaziologische Betrachtungen.

Zusammenfassung

In den Jahren 1953 und 1954 wurden mit einer sogenannten Geophonapparatur seismische Untersuchungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner, bzw. auf dem Hintereisferner und seinem Vorfeld zur Ermittlung der Eisdicken und des elastischen Verhaltens des Gletschereises durchgeführt.

Die auf den einzelnen Profilen gemessenen Longitudinalgeschwindigkeiten schwanken in weiten Grenzen zwischen 1600 m/s (im Firnschnee und Firneis), 3000 m/s (im älteren Toteis) und zwischen 3500 und 3850 m/s (im jungen Toteis und normalen Gletschereis verschiedener Struktur und Textur). In Einzelfällen wurden sogar 4000 m/s gemessen. Es wird vermutet, daß die Wellen nicht an der Oberfläche entlanglaufen, sondern von einer Schicht im Eis geführt werden, die bekanntlich nicht immer zur Oberfläche parallel ist. Auf diese Weise lassen sich die Unterschiede bei Schuß und Gegenschuß erklären.

Die Auswertung der Refraktions- und Reflexionsimpulse führte jedoch zu dem Ergebnis, daß die beobachteten Geschwindigkeitswerte nur Maximalwerte innerhalb des ganzen Eispaketes darstellen, daß dagegen die mittlere Geschwindigkeit innerhalb desselben ziemlich konstant ist und zwar geringer als das Mittel der Beobachtungen. Die Verfasser haben sich für 3600 m/s entschieden.

Im Gegensatz zu den Beobachtungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner, wo keine Transversalwellen registriert wurden, zeichneten sich diese auf allen Seismogrammen des Hintereisferners durch deutliche Einsätze aus. Auch hier streuen die Beobachtungen zwischen 1600 und 1925 m/s. Berechnet man aus den Mittelwerten der Longitudinal- und Transversalwellen die Poisson'sche Zahl, so erhält man 0,36. Diese Zahl hat allgemein für Eis Gültigkeit.

Verschiedene Spezialuntersuchungen erbrachten keinen Anhaltspunkt für Anisotropieeffekte im Gletschereis, weder in horizontaler noch in vertikaler Richtung. Auch die Struktur des Eises (Schichtung und Bänderung) sowie dynamische Druckbeanspruchung haben keinen meßbaren Einfluß auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im Gletschereis.

Die wahren Geschwindigkeiten in der Unterlage des Eises variieren in so weiten Grenzen, daß diese unmöglich dem gleichen Material zugeordnet werden können. Werte über 5400 m/s können nur gewachsenem Fels zugeschrieben werden. Bei den niedrigeren Geschwindigkeitswerten ist diese Zuordnung nicht mehr möglich. Aus glaziologisch-geologischen Erwägungen heraus bleibt nur die Annahme, daß an den Stellen, wo diese Werte auftreten, zwischen Eis und Fels eine mehr oder weniger mächtige Grundmoräne liegt, die aber gefroren sein muß, denn in nichtgefrorener Moräne ist die Longitudinalgeschwindigkeit wesentlich kleiner. An den Talhängen liegt Toteis, das sich nach den seismischen Beobachtungen auch unter der Talsohle vor der Zunge, von glazifluvialen Sedimenten überdeckt, fortsetzt. Darunter liegt ältere gefrorene Grundmoräne, dann folgt der Fels.

Die seismisch ermittelten Eismächtigkeiten längs der Profile ermöglichen es, Querschnitte durch die Gletscher zu zeichnen und die Querschnittsflächen zu berechnen. Der Eisquerschnitt des Kesselwandferners senkrecht zur Fließrichtung, der sich auf den drei vermessenen Profilen nur wenig ändert, ergibt sich im Mittel

zu 100.000 m³, das Eisvolumen des seismisch untersuchten Gletscherteiles zu 0,2 km³, das dem eines Eiswürfels von 600 m Kantenlänge gleichkommt. Das Eisvolumen des Gesamtgletschers dürfte schätzungsweise 0,3 km³ betragen, was einer eingefrorenen Wassermenge von 240 Millionen m³ entspricht.

Auf dem Hintereisferner war es möglich, die photogrammetrisch gewonnene Höhenschichtlinienkarte der eisfreien Teile des Hintereisales auch subglazial, d. h. für den noch vom Gletscher bedeckten Taltrog, zu ergänzen. Es zeigt sich hierbei, daß dieser im unteren Zungenbereich den typischen U-förmigen Querschnitt besitzt, weiter oben aber mehr muldenförmig angelegt ist, daß er ferner verschiedentlich asymmetrisch ist, d. h. in Kurvenstrecken eine deutliche eiserosionsbedingte Prall-Gleithangentwicklung erkennen läßt. Bei der Einmündung des Langtauferer Joch-Ferners hat das Eis ein Trogbecken ausgeschürft, vor dem eine ca. 50—100 m höhere Trogschwelle (Riegelflur) liegt.

Aus der Isohypsendarstellung läßt sich leicht und ziemlich genau das Volumen der Gletscherzunge berechnen. Es wurde zu 0,44 km³ bestimmt. Der Eisvorrat im Firnfeld des Hintereisferners und seiner Seitengletscher dürfte ein etwa gleich großes Volumen von 0,4 km³ besitzen, so daß die Eismasse der gesamten Vergletscherung des Hintereisales ein Volumen von 0,84 km³ besitzt, das gleich dem eines Würfels von etwa 900 m Kantenlänge ist und einen auf „Eis“ gelegten Wasservorrat von 0,68 km³ = 680 Millionen m³ darstellt.

Schließlich wurde noch auf Grund der seismischen Messungen ein Modell des Hintereisales und des in diesem liegenden Eiskörpers angefertigt.

Summary

In 1953 and 1954 seismic measurements were carried out on the snowfields of the Gepatschferner and Kesselwandferner and on the tongue of the Hintereisferner, glaciers in the Ötztaler Alps in Austria, in order to determine the thickness of the ice and to study its elastic behaviour.

Measurements were taken along transverse and longitudinal sections. Longitudinal velocities were found to differ largely between 1600 m/s (in névé), 3000 m/s (in smelting dead-ice) and between 3500 and 3850 m/s (in fresh dead-ice and normal glacier-ice of different structure and texture). Different velocities were found for shot and countershot. Sporadic velocities up to 4000 m/s were occasionally found.

Interpretation of the refracted and reflected impulses showed that the velocity values which were observed were the maximum values which would be found within the whole ice pack. Thus the average velocity, which is rather constant, must lie somewhere below the average found from the observations. The authors have agreed upon 3600 m/s for this value.

Although no transverse wave observations were made on the adjoining Gepatsch and Kesselwand glaciers, such observations were made on the Hintereisferner. The transverse velocities were very clearly evident from the seismograms of this glacier. They differ greatly between 1600 and 1925 m/s. The Poisson number is 0,36.

The true velocities in the bedrock of the ice were found to differ so greatly, falling between 5700 and 4400 m/s, that they could not possibly be coordinated with a material having the same petrographic properties. Values higher than 5400 m/s belong without any doubt to solid rock, whereas the lower values cannot definitely be coordinated with any such material. For glaciologic and geologic reasons it can be assumed that between the ice and bedrock where these lower velocities were observed there must be more or less thick ground moraine.

Since longitudinal velocities in unfrozen ground moraine are much lower it can be assumed that this ground moraine must be frozen.

The seismologically determined ice thickness along the profiles makes possible to draw cross sections through the glaciers and to compute its area in order to calculate the volume of ice. It amounts for the Kesselwandferner to 0,3 km³, that would equal an ice cube with an edge 670 meters long or an amount of 240 millions of cubic meters of frozen water. On the Hintereisferner it was possible to complete the photogrammetrically determined contour lines of the ice free valley for their subglacial portions which lie along the bedrock under the glacier. These lines show that where the most important tributary glacier, the Langtauferer Joch-Ferner, joins the main glacier a basin has been excavated in the bedrock. The volume of the ice in the tongue of the Hintereisferner has been determined to be 0,44 km³, and that of its tributary glaciers and snowfield to be 0,40 km³. The total ice mass of the Hintereisferner would equal an ice cube with an edge 900 meters long.

Literatur

- Förtsch, O.: Untersuchungen von Biegewellen in Platten. Messung ihrer Gruppen- und Phasengeschwindigkeit. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **61**, S. 272—290, 1950.
- Förtsch, O., Schneider, H. J. und Vidal, H.: Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Ötztaler Alpen. *Gerlands Beitr. z. Geophysik*, **64**, S. 233—261, 1955.
- Förtsch, O. und Vidal, H.: Die Ergebnisse seismischer Messungen auf dem Hintereisferner in den Ötztaler Alpen 1954. *Gerlands Beitr. z. Geophysik*, **65**, 1956, S. 87—118.
- Haefeli, R.: Some observations on glacier flow. *The journal of Glaciology*, **1**, S. 496—500, London 1951.
- Heß, H.: Der Hintereisferner 1893 bis 1922. *Ztschr. f. Gletscherkunde*, **13**, S. 145—203, 1924.
- Klebensberg, R. v.: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Bd. 1, 1. Aufl., 403 S., Wien (Springer) 1948.
- Mothes, H.: Neue Ergebnisse der Eisseismik. *Z. f. Geophysik*, **5**, S. 120—144, 1929.
- Sorokin, L. W.: *Lehrbuch der Geophysikalischen Methoden zur Erkundung von Erdölvorkommen*. 1. Aufl., 379 S., Berlin (VEB-Verlag Technik) 1953.
- Srbik, R. R. v.: Der Stausee des Schalfnerers (Ötztaler Alpen). *Ztschr. f. Gletscherkunde*, **22**, S. 214—217, 1935 und **27**, S. 329—331, 1941.
- Vidal, H.: Ergebnisse seismischer Eisdickenmessungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen und deren Bedeutung für die Wasser- und Energiewirtschaft. *Österreichische Wasserwirtschaft*, **7**, S. 126—134, 1955.

Manuskript eingelangt 18. VI. 1955.

Anschrift der Verfasser:

Dr. O. Förtsch, Institut für angewandte Geophysik der Universität München, München 2, Richard-Wagner-Straße 10.

Dr. H. Vidal, Bayerische Landesanstalt für Moorwirtschaft und Landwirtschaft, München 22, Leopoldstraße 5.