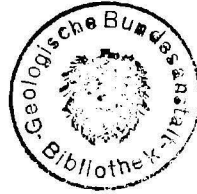


Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien

Publikations Nr. 190



Arbeiten

aus der

**Zentralanstalt für Meteorologie
und Geodynamik**

Heft 4

**Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen
am Dachstein im Jahre 1967 ***

von

Dipl. Ing. Ewald Brückl, Dr. Georg Gangl und Dr. Peter Steinhauser

DK 551.32 : 550.834

Wien 1969

* Beitrag Nr. 3 zum IHD-Projekt "Gletschenseismik" der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien.

DIE ERGEBNISSE DER SEISMISCHEN GLETSCHERMESSUNGEN AM DACHSTEIN IM JAHRE 1967

von

Ewald Brückl, Georg Gangl und Peter Steinhauser

Zusammenfassung

Im Sommer 1967 sind seismische Eisdickenmessungen auf den Dachsteingletschern begonnen worden, die den gesamten Schladminger Gletscher und etwa die Hälfte des Hallstätter Gletschers umfaßt haben. Nach einer kurzen Beschreibung der Meßgeräte, der Arbeits- und Auswerteverfahren sowie des Meßgebietes werden die Ergebnisse dieser Meßfahrt diskutiert.

Die beobachteten Werte der Longitudinalgeschwindigkeit liegen im Eis zwischen 3050 und 3600 m/sec, in der Moräne zwischen 3700 und 3800 m/sec und im Fels zwischen 4100 und 5200 m/sec. Die Transversalwellen sind im Eis mit Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 1500 bis 1680 m/sec zu beobachten gewesen. Die Poissonsche Zahl kann aus den entsprechenden Mittelwerten mit $\sigma = 0,35$ berechnet werden. Aus den Seismogrammen sind Profilabschnitte bestimmt worden, die als Grundlage für die Konstruktion von Karten des Gletscherbettes und der Eismächtigkeit gedient haben. Die maximale Eisdicke beträgt am Schladminger Gletscher 30 m. Das Eisvolumen ist mit $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ berechnet worden, dem eine durchschnittliche Eismächtigkeit von 9 m entspricht. Am Hallstätter Gletscher beträgt im Beobachtungsgebiet die maximale Eisdicke rund 100 m, jedoch können hier weitere Angaben erst nach der Auswertung der im Sommer 1968 beendeten Gletschermessungen gemacht werden.

Summary

In summer 1967 measurements of the glacier thickness were carried through using seismic refraction methods on the Schladming- and Hallstatt-Glacier in the Dachstein-Massif in Upper Austria. The velocities of the compression waves were found to be 3050 - 3600 m/sec in ice; it is assumed that the velocities of 3700 - 3800 m/sec originated in moraines; whereas the basement (Dachstein limestone) showed velocities of 4100 - 5200 m/sec. The velocities of the shear-waves in ice were found to be between 1500 and 1680 m/sec. From this the mean Poisson number of the ice was calculated $\sigma = 0,35$. A map of the sub-glacial topography and of the glacier thickness was plotted from the profiles giving position, dip, and strike of bedrock surface. The maximum ice thickness of the Schladming-Glacier is less than 30 m. On the average an ice thickness of 9 m is reached, from which an ice volume of $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ may be derived. The maximum ice thickness of the Hallstatt-Glacier is about 100 m. Additional refraction measurements will be carried through on the Hallstatt- and Gosau-Glacier in summer 1968.

1. EINLEITUNG

Im Rahmen des österreichischen Programmes zur Internationalen Hydrologischen Dekade wird von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Zusammenarbeit mit dem Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Wien das Projekt "Gletscherseismik" abgewickelt, das Aufschlüsse über Eis- und Moränenmächtigkeiten sowie über das elastische Verhalten des Gletschereises der verschiedenen österreichischen Gletscher bringen soll. Dieses Projekt ist im Jahre 1966 mit Versuchsmessungen auf dem Vernagtferner begonnen /1/ und im Sommer 1967 mit Untersuchungen auf den Dachsteingletschern fortgeführt worden.

Die seismischen Gletscheruntersuchungen am Dachstein stellen auch ein Teilprogramm eines groß angelegten Projektes zur Erforschung des hochalpinen Einzugsbereiches der Traun in hydrologischer Hinsicht dar. Hier beabsichtigt die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Zusammenarbeit mit dem Speläologischen Institut beim Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft sowie mit Unterstützung der Oberösterreichischen Kraftwerke A. G. (OKA) einen umfassenden Überblick über das Abflußregime der Traun zu erarbeiten. Der wesentlichste Teil des 4255 km² großen Einzugsbereiches der Traun wird von den hochalpinen Karstgebieten des Dachsteins, des Toten Gebirges und des Hölleengebirges gebildet. Deshalb ist die Kenntnis des Wasserhaushaltes dieser Gebirge eine Voraussetzung, um z. B. Abflußvorhersagen machen zu können, die von wasser- und energiewirtschaftlichem Interesse sind. Um diesen hydrologischen Überblick zu erhalten, ist es notwendig ein dichtes Netz von Niederschlagsmeßstellen zu betreiben, laufend den vorhandenen Wasservorrat der winterlichen Schneedecken zu bestimmen, ständige Klimabeobachtungen durchzuführen, den Wasserhaushalt der Hochkarstflächen und die unterirdischen Abflußverhältnisse zu untersuchen sowie den Wasservorrat der am Dachstein vorhandenen Gletscher abzuschätzen. Um letzteren bestimmen zu können, sind Kenntnisse über die Eisdicke eine notwendige Voraussetzung; wie sich bereits bei anderen Alpengletschern gezeigt hat, sind diese Aussagen am zweckmäßigsten durch seismische Methoden zu gewinnen.

Diese Untersuchungen sind in der Zeit vom 2. bis zum 28. August 1967 von einem achtköpfigen Meßtrupp ausgeführt worden, dem die Herren Dipl. Ing. Ewald Brückl, cand. geod. Otto Bittmann, Dr. Georg Gangl, Dr. Wolfgang Seiberl und Dr. Peter Steinhauser von seiten der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik bzw. dem Universitätsinstitut für Meteorologie und Geophysik und die Herren Hans Hauer, Walter Kerschbaumeyer, Franz Leitner und Fritz Strebl von seiten der OKA angehörten.

2. MESSGERÄTE UND ARBEITSVERFAHREN

Bei der Vorbereitung der Messungen am Dachstein ist auf die beim Vernagtferner-Einsatz /1/ gemachten Erfahrungen bedacht genommen worden. So ist die Stromversorgung des Registriergerätes Geospace GT-2A vom einfachen Batteriesatz auf Akkumulatoren umgestellt worden, da die Batterien den Beanspruchungen der Gletschermessungen nicht gewachsen sind und deshalb am Vernagtferner laufend ausgetauscht werden mußten.

Damals war es außerdem von Nachteil, daß die 12 Geophone (Typ HS-1 mit 20 Hz Eigenfrequenz) direkt in das Geophonkabel eingelötet waren; schon der geringste Zug am Kabel bewirkte eine Lockerung des Kontaktes vom Eis bzw. Firn zum Geophon. Da überdies der Geophonabstand nur 20 m betragen hat, was die für Refraktionsmessungen am Gletscher fast immer zu geringe Gesamtlänge von 220 m ergibt, sind diesmal zwei je 300 m lange Geophonkabel verwendet worden, die wasserdichte Anschlußkupplungen in 25 m-Abständen besitzen. Da diese 300 m-Auslage eines Kabels in den meisten Fällen noch immer zu kurz ist, kann man die Auslage durch Aneinanderkuppeln der beiden Kabel verdoppeln, wobei auch der Geophonabstand verdoppelt wird, indem nur jeder zweite Anschluß besetzt wird. Um nun zu erreichen, daß trotzdem beim Anschlußstecker des Registriergerätes jedem Geophon das richtige

Litzenpaar zugeordnet wird, muß man kurze Kabelstücke mit entsprechender Verdrahtung der Stecker als Anschlußkabel zwischenschalten.

Bei größeren Eisdicken sind nicht nur längere Kabelauslagen notwendig, sondern es sind auch Schwierigkeiten mit der auf maximal 0,6 sec begrenzten Registrierungsdauer des Geospace-Registriergerätes zu befürchten. Diese zeitliche Begrenzung folgt aus dem Verfahren, das Seismogramm über einen rotierenden Drehspiegel auf einem nichtbewegten Polaroidfilm im Format 7 x 9 cm aufzuzeichnen; Dieses Verfahren hat den großen Vorteil, sofort nach dem Schuß die Qualität der Registrierung begutachten zu können. Mittels einer selbstentwickelten Registrierkamera, die an Stelle der Polaroidkamera auf das Geospace-Gerät aufgesetzt wird, ist es nun möglich, beliebig lange Registrierungen auszuführen. Diese Kamera ist dankenswerterweise von der Werkstätte des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München gebaut worden. Dazu ist es allerdings notwendig, durch eine einfache Schalterblockierung den eingebauten Drehspiegel stillzulegen, wodurch auch die synchronisierte Zündmaschine ausfällt. Deshalb wird die Sprengung mit einer normalen Zündmaschine durchgeführt. Zur Fixierung des Sprengzeitpunktes am Seismogramm wird hierbei eine eigene Abrißleitung gelegt.

In Modifizierung des üblichen Sprengverfahrens ist diesmal nicht durch direkt in die Ladung eingesetzte Sprengzünder, sondern mit Zwischenschaltung einer 3 m bis 4 m langen detonierenden Zündschnur (Sprengschnur) gezündet worden. Dadurch kann die Sprengladung ohne Zünder vergraben und verdammt werden. Das Anschließen des elektrischen Seismikzünders, welches wegen der atmosphärischen Aufladung im Hochgebirge einen Gefahrenpunkt (vorzeitige Zündung) darstellt, kann im letzten Augenblick erfolgen und die Zeit, die der Sprengmeister neben der scharfen Ladung verbringen muß, wird dadurch auf ein Minimum herabgesetzt. Für die Sprengungen sind die Sprengstoffsorten Gelatine Donarit 1 und Adhaesit der AG Dynamit Nobel, Wien, und seismische Zünder vom Typ SA der Firma Schaffler & Co., Wien, verwendet worden.

Für die geodätische Einmessung der ausgelegten Profile ist auf den Gletschern die prinzipielle Schwierigkeit der schlechten Aufstellungsmöglichkeit des Theodoliten zu überwinden. Das Stativ steht im Firn und auch auf Blankeis nie völlig ruhig, sondern sinkt langsam ein. Deshalb wurde die Einmessung derart durchgeführt, daß die beiden Endpunkte jedes Profils durch Rückwärtseinschneiden im Landeskoordinatensystem lagemäßig festgelegt wurden. Diese beiden Profilendpunkte sind dann durch ein trigonometrisches Nivellement entlang des Profils verbunden worden, wobei alle Schußpunkte und alle Geophone erfaßt werden konnten, indem bei allen diesen Punkten abwechselnd Theodolit oder Meßlatte aufgestellt worden ist. Da die Profile mit Hilfe von Fluchtstangen in einer für seismische Zwecke ausreichenden Genauigkeit gerade ausgelegt werden konnten, ist bei Tachymeterzug auf die Aufnahme der Brechungswinkel verzichtet worden. Trotz der erwähnten Schwierigkeiten konnten die einzelnen Punkte jedes Profils sicher auf einen Meter genau eingemessen werden. Diese Genauigkeit genügt den bei seismischen Messungen gestellten Anforderungen.

3. AUSWERTEVERFAHREN

Die Seismogramme, von denen eines in Abb. 1 wiedergegeben ist, zeigen bei sämtlichen Profilen vom Schladminger- und Hallstätter Gletscher jenes Bild, wie es bei einem Zweischichtenproblem auftritt. Es treten weder auffallende Knicke in den Laufzeitkurven der refraktierten Wellen auf, noch weisen spätere Einsätze auf das Vorhandensein einer dritten Schicht hin.

Die Auswertung, zu der nur Ersteinsätze verwendet werden, erfolgt nach einem graphischen Verfahren, das auf dem Wellenfrontverfahren basiert /3/. Dabei wird eine konstante Eisgeschwindigkeit angenommen, weshalb sich kugelförmige Wellenfronten und geradlinige Strahlenbahnen ergeben. Das Auswerteverfahren besteht aus mehreren Arbeitsschritten, wie auch aus Abb. 2 zu ersehen ist. Zuerst wird für das zwischen den beiden Schußpunkten A und B sich erstreckende Profil der Laufzeitplan der Ersteinsätze

für Schuß (Schußpunkt A) und Gegenschuß (Schußpunkt B) aufgestellt. Aus den Ersteinsätzen der direkten Wellen kann die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Longitudinalwellen im Eis bestimmt werden. Falls die sich für Schuß und Gegenschuß ergebenden Werte nicht wesentlich voneinander abweichen, wird deren Mittel der weiteren Auswertung zugrunde gelegt; anderenfalls wird eine lineare Geschwindigkeitsvariation entlang des Profils angenommen. Da diese Variation sehr gering ist, kann die Abweichung der Strahlenbahn von der Geradlinigkeit vernachlässigt werden.

Als nächstes wird durch Extrapolieren für beide Schüsse die Gesamtlaufzeit T_{AB} bzw. T_{BA} vom Schußpunkt bis zum Gegenschußpunkt bestimmt. Diese beiden Gesamtlaufzeiten sollten theoretisch übereinstimmen ($T = T_{AB} = T_{BA}$); praktisch können aber Extrapolationsfehler von etwa 2 - 4 msec auftreten. Falls sich derartige Differenzen nicht durch entsprechende Geländeformen wie plötzliche Steilstufen im Gletscherbett unterhalb der Schußpunkte erklären lassen, wird das Mittel der beiden Laufzeiten T_{AB} und T_{BA} zur Auswertung weiter verwendet.

Die Einfallswinkel α_1, α_2 , der seismischen Strahlen der refraktierten Wellen von Schuß und Gegenschuß ergeben sich nach der Beziehung $\cos \alpha = \frac{v_1}{v^*}$

wobei v_1 die Eiseschwindigkeit und v^* die Scheingeschwindigkeit der refraktierten Welle darstellt. Der Schnittpunkt C zwischen einem Schuß und einem vom Gegenschuß kommenden seismischen Strahl ist dann ein Punkt des Gletscherbettes, wenn die Summe der Laufzeiten beider Strahlen abzüglich der Zeit, die sie vom Schnittpunkt C bis zur Gletscheroberfläche brauchen (t_1 bzw. t_2), gleich der Gesamtlaufzeit T ist, das heißt wenn gilt:

$$T_{AG_i} + T_{AG_j} - (t_1 + t_2) = T$$

Dabei sind die Zeiten t_1 und t_2 einfach zu bestimmen, da Einfallswinkel und Ausbreitungsgeschwindigkeit bekannt sind.

Die Schnittpunkte, welche die obige Bedingung erfüllen, können deshalb auf einfache Weise durch das "trial and error" - Verfahren gefunden werden. Die genannte Bedingung ist bei der Auswertung als erfüllt angesehen worden, wenn der Zeitfehler $\pm 0,5$ msec nicht überschritten hat.

Abb. 1: Nachzeichnung des Seismogramms vom Schußpunkt XI, Profil D am Schladminger Gletscher. Die Registrierung zeigt als Ersteinsatz die direkte Longitudinalwelle (Geophon 8 - 12) und die an der Grenzfläche Eis - Untergrund refraktierte Welle (Geophon 1 - 7). Bei den Folgeeinsätzen sind die Einsätze von Transversalwellen deutlich in allen Spuren sowie der durch den Luftschall der Sprengung hervorgerufene Einsatz in den Geophonspuren 10 - 12 zu erkennen. Die oberste Spur enthält die Registrierung des Zündimpulses sowie eine 100 Hz-Schwingung, die ebenso wie die senkrechten Linien eine Zeitmarkierung im 10 msec-Intervall darstellt.

Abb. 2: Schematische Darstellung des Auswerteverfahrens. Der obere Abbildungsteil enthält den Laufzeitplan für die direkte und die refraktierte Longitudinalwelle (geradlinige bzw. gekrümmte Laufzeitkurve).

A, B..... Schußpunkte

C Schnittpunkt zweier vom Schuß bzw. Gegenschuß kommender seismischer Strahlen

$T = T_{AB} = T_{BA}$ Gesamtlaufzeit eines refraktierten seismischen Strahls von Schußpunkt zu Schußpunkt

T_{AG_i}, T_{BG_j} Laufzeit eines refraktierten seismischen Strahls vom Schußpunkt A bzw. B bis zum Geophon G_i bzw. G_j

Abb. 1

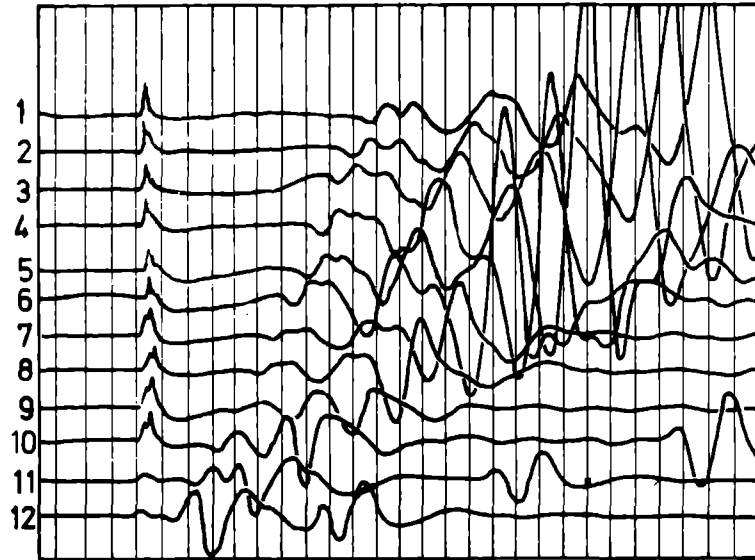
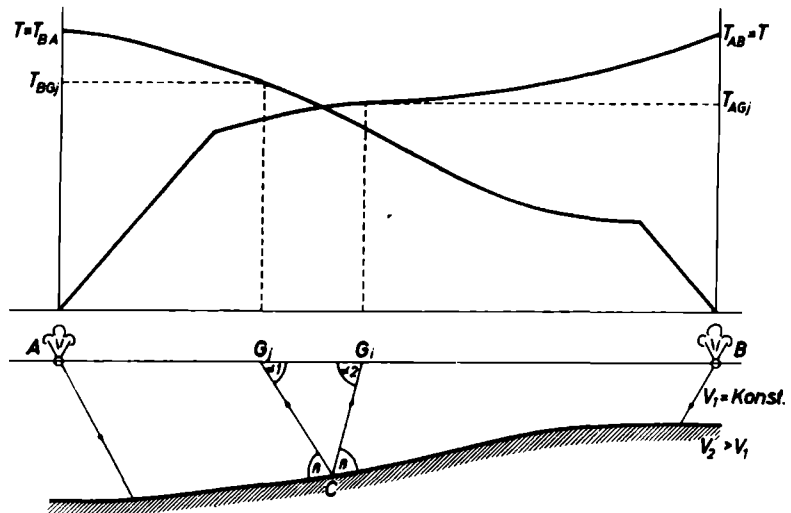


Abb. 2



Die Tangente an die Eisunterkante im Punkte C ist durch die Winkelsymmetrale zwischen den beiden seismischen Strahlen $\overline{G_j C}$ und $\overline{G_i C}$ festgelegt. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit v_2 im Untergrund ergibt sich aus der Beziehung

$$v_2 = \frac{v_1}{\cos \beta}, \text{ wobei } \beta \text{ der Winkel zwischen dem seismischen Strahl und der Eisunterkante ist.}$$

Das Problem der Auswertung kann dann als gelöst angesehen werden, wenn die entlang der Geophonkette registrierten tatsächlichen Laufzeiten von jenen, die sich aus dem ermittelten Profil des Gletscherbettes unter Berücksichtigung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Eis und im Untergrund ergeben haben, um höchstens + 1 msec differieren. In den Endabschnitten der Profile wird nur die refraktierte Welle vom entfernteren Schuß registriert. Da dies zur Bestimmung der Untergrundgeschwindigkeit nicht ausreicht, ist jene Geschwindigkeit angenommen worden, die im nächstliegenden exakt auswertbaren Profilabschnitt ermittelt worden ist.

Die Genauigkeit, mit der die Tiefe der Grenzfläche bestimmt werden kann, hängt davon ab, wie exakt die Seismogrammeinsätze abgelesen werden können. Dieser auswertetechnische Zeitfehler bedingt einen Tiefenfehler der gesuchten Grenzfläche, dessen Größe vom Einfallswinkel der seismischen Strahlen und damit vom Verhältnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Eis und im Untergrund abhängt. Je größer der Kosinus des Einfallswinkels und je kleiner die Geschwindigkeit im Eis wird, desto geringer wird auch der mögliche Tiefenfehler /2/. Außerdem kann infolge der Verwendung von zwölf Geophonen mit einem teilweisen statistischen Fehlerausgleich gerechnet werden.

Die Ablesegenauigkeit der Seismogrammeinsätze beträgt im Durchschnitt + 1 msec. Bei Verwendung der Geschwindigkeitsangaben in Tab. 5 ergibt sich demnach für die Dachstein-Gletscher, daß die Mächtigkeitsangaben mit einem Fehler von etwa 5 m behaftet sind. Da die Ablesegenauigkeit jedoch auch von der Eismächtigkeit und der Dicke der Firnaufgabe abhängt, verringert sich der Fehler bei sehr dünnen Eisschichten, wie sie z. B. der Schladminger Gletscher aufweist, infolge der schärferen Einsätze auf 3 m. Bei Eisdicken die größer als 50 m sind, kann der Tiefenfehler mit ca. 10 % angenommen werden.

4. DAS MESSGEBIET

Das Dachsteingebiet stellt einen Teil der nördlichen Kalkalpen dar. Der gesamte Gebirgsstock bedeckt eine Fläche von 869 km², wovon auf das eigentliche Dachsteinmassiv 344 km² entfallen. Die höchsten Erhebungen dieses Massivs bilden ein Kargebirge, das die sowohl am weitesten im Osten als am weitesten im Norden gelegenen Gletscher der gesamten Alpen besitzt. Dieses Kargebirge steigt vom Norden, Osten und auch vom Westen her stufenartig an, während im Süden durch die Dachsteinsüdwand ein markanter und scharfer Abschluß gebildet wird.

Für die Existenz der Dachsteingletscher ist es von großer Bedeutung, daß das Dachsteinmassiv einen isoliert aufragenden Gebirgsstock darstellt, und deshalb hohe jährliche Niederschlagsmengen in der Größenordnung von 2000 mm aufweist. Dies ist deshalb wichtig, da im Vergleich zu anderen Alpengletschern die Seehöhe der Gletschernährgebiete relativ gering ist, weshalb sich diese Vergletscherung des Dachsteins nur auf schattigen, hauptsächlich nord-orientierten Gebirgsstellen halten kann. So befindet sich auch der Hallstätter Gletscher als der größte der Dachsteingletscher am Nordhang. In den West- und Osthängen ist die Vergletscherung geringer; der nordwest-orientierte Gosau- und der nordost-orientierte Schladminger Gletscher sind bedeutend kleiner.

Abb. 3: Der Hallstätter Gletscher nach dem Gletscherstand von 1956. Es sind die 1967 vermessenen seismischen Profile A, E, F, G und H eingezeichnet, sowie der Maximalstand, den der Hallstätter Gletscher im Jahre 1850 erreicht hat. Ferner ist die Lage des in Abb. 11 wiedergegebenen Querschnittes strichpunktirt eingezeichnet. Nach /5, 6/.

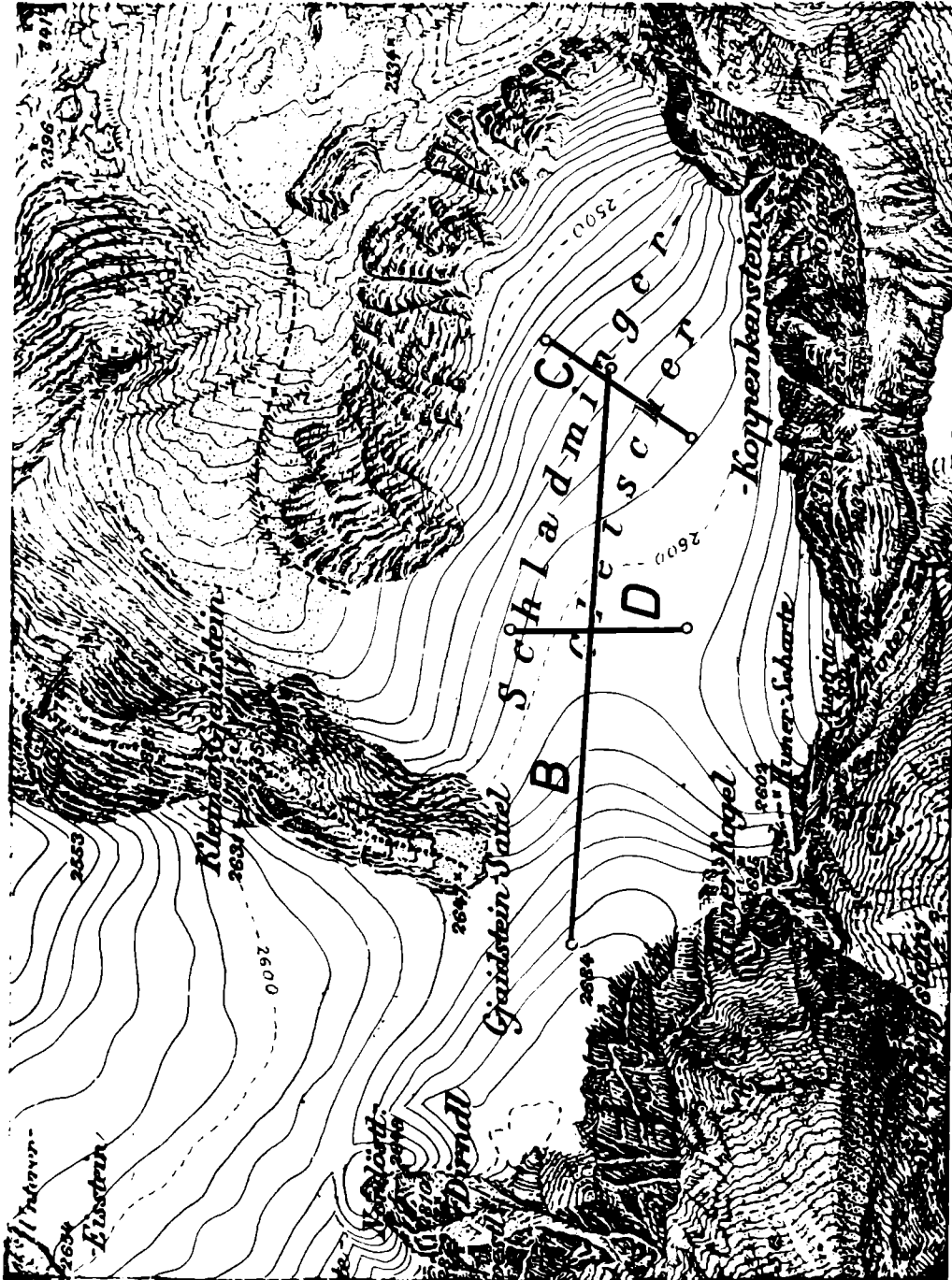


Abb. 4

Der Südabbruch reicht vom Torstein (2948 m) im Westen über den Hohen Dachstein (2996 m) bis zum Großen und Kleinen Koppenkarstein (2836 und 2865 m) im Osten. Von diesem Gipfelkamm aus wird das Gebirge durch drei nordwärtsstreichende Kämme gegliedert, zwischen denen sich die Gletscherwan- nen der einzelnen Dachstein-Gletscher befinden. Der mächtigste dieser Kämme geht vom Hohen Dach- stein über den Niederen Dachstein (2934 m) bis über das Niedere Kreuz (2654 m) hinaus und teilt das Gebirge in eine westliche und eine östliche Hälfte. Im östlichen Teil des Gebirgsmassivs liegen die Kare des Hallstätter- und des Schladminger Gletschers, die durch den vom Hunerkogel (2685 m) über den Gjaidsteinsattel (2647 m) sowie den Kleinen und Hohen Gjaidstein (2735 und 2795 m) bis zum Tauben- kogel (2301 m) reichenden Kamm getrennt werden. Die äußeren, tiefergelegenen Kare, wie das Tauben- kar und das Koppenkar sind dabei eisfrei, während die innersten Karwinkel in ca. 2600 m Höhe das Nähr- gebiet der genannten Gletscher darstellen /4/. Zur besseren topographischen Beschreibung der beiden hier betrachteten Gletscher die das Arbeitsgebiet des Sommers 1967 gebildet haben, sind in Tab. 1 eini- ge Angaben zusammengestellt worden.

Tab. 1 Charakteristiken für den Hallstätter- und den Schladminger Gletscher (nach /4, 2/).

	Hallstätter-Gletscher	Schladminger-Gletscher
Exposition	N	NE
Fläche	3,5 km ²	0,9 km ²
Mittlere Gletscherhöhe	ca. 2570 m	ca. 2600 m
Höchster Punkt des Gletschers	ca. 2880 m	ca. 2650 m
Tiefster Punkt des Gletschers	ca. 2070 m	ca. 2480 m
Mittlere Neigung	ca. 11°	ca. 8°

Der in Abb. 3 dargestellte Hallstätter Gletscher bildete zufolge seiner besonderen morphologischen Ver- hältnisse während des Rückzuges vom Höchststand im Jahre 1850 immer wieder eine Gletscherzunge aus. Diese Zunge hat sich zunächst bis ins Taubenkar (1900 m) erstreckt und endet heute in einem Kar unter- halb des Eisjoches. Die seitlich der Zunge in höher gelegenen Karen befindlichen Gletscherlappen haben sich während des Gletscherrückgangs von ihr getrennt, da infolge des vertikalen Einsinkens der Gletscher- oberfläche die Schultern dieser höher gelegenen Kare als Felsflanken die Eismassen gliedert.

Die östliche Abgrenzung des Hallstätter Gletschers bildet ein vom Hunerkogel über den Kleinen und Hohen Gjaidstein bis zum Taubenkogel streichender Kamm, der beim Gjaidstein Sattel noch vom Eis überdeckt ist und dadurch die Verbindung zum Schladminger Gletscher herstellt. Während der Hallstätter Gletscher etwa 53% des vergletscherten Areals des Dachsteinmassivs umfaßt, bedeckt der Schladminger Gletscher lediglich 14%. Er liegt als Fußgletscher hinter dem im Süden aufragenden Koppenkarstein.

Die zeitlichen Schwankungen des Gletscherstandes werden am Dachstein seit 1840 beobachtet. Von die- sem Jahre an hat F. Simony 50 Jahre lang Gletschermessungen und Beobachtungen durchgeführt und die Ergebnisse in zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten festgehalten, von denen beispielshalber seine um- fassende Monographie "Das Dachsteingebiet" genannt sei /7/. Simony hat unter anderem an Hand des Gletschervorstoßes von 1850 berichtet, mit welcher Trägheit der Hallstätter Gletscher auf klimatische Veränderungen reagiert hat. So ist der Gletscherhöchststand am Taubenriedl (Höhenkote 2212 m am obe- ren Rand von Abb. 3), östlich der heutigen Simonyhütte, bereits 1840/42 erreicht worden, während das Zungenende (rechts oben außerhalb des Kartenausschnittes von Abb. 3) erst 1856 seine Maximalerstre- kung erreichte: Zur Fortpflanzung des Höchststandes entlang einer Wegstrecke von 1 km hat der Gletscher demnach rund 15 Jahre benötigt.

Abb. 4: Der Schladminger Gletscher nach dem Gletscherstand von 1956. Es sind die seismischen Profile B, C und D eingezeichnet. Nach /5/.

Der Schladminger Gletscher hat während des Höchststandes um 1850 den Mitterstein (Höhenkote 2414 m am oberen Rand von Abb. 5) noch an drei Seiten umflossen. Die Flächenverluste, die die drei größten Dachsteingletscher seit 1850 erlitten haben, sind in Tab. 2 zusammengestellt.

Tab. 2 Vergleich der vergletscherten Flächen des Hallstätter- und Schladminger Gletschers sowie des Großen Gosau Gletschers nach der Alpenvereinskarte, Ausgabe 1915 bzw. 1956 sowie nach /4/.

Gletscher	Eisfläche (km ²)			Flächenverlust			
	1850	1915	1956	1850 - 1915		1850 - 1956	
				km ²	%	km ²	%
Hallstätter Gletscher	5,1	4,2	3,5	0,9	18	1,6	31
Schladminger Gletscher	2,2	1,9	0,9	0,3	14	1,3	59
Großer Gosau Gletscher	2,5	2,0	1,4	0,5	20	1,1	44

Wie aus dieser Übersicht zu ersehen ist, hat der Schladminger Gletscher in den vergangenen 100 Jahren den größten Flächenverlust erlitten. Dies ist darauf zurückzuführen, daß dieser Gletscher sowohl die ostorientierte Flankenvereisung des Gjaidsteinzuges infolge ihrer ungünstigen Lage verloren hat, als auch die Steilstufe zum nächst tieferliegenden Kar eisfrei geworden ist. Bei einer derart stark konvexen Form des Untergrundes bringt eine geringfügige vertikale Dickenabnahme des Gletschers große Flächenverluste mit sich. Der Große Gosau Gletscher hat bereits wesentlich geringere Verluste erlitten, was wohl auf seine eher westorientierte und damit niederschlagsreichere Lage zurückzuführen ist. Die prozentuell geringsten Verluste treten infolge seiner günstigen, nordorientierten, sich über mehrere Karstufen erstreckenden Lage beim Hallstätter Gletscher auf, dessen dominierende Rolle unter den Dachstein Gletschern heute deutlicher als früher hervortritt.

Der Untergrund des gesamten Gletscherbereichs besteht aus norischem bis rätischem Dachsteinkalk. Im Hangenden ist dieser in charakteristischer Weise gebankt, im Liegenden tritt er massig in Erscheinung. Physikalisch ist dieses Gestein durch relativ hohe Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Erschütterungswellen gekennzeichnet. Seine Dichte beträgt 2,7 bis 2,8 g/cm³. Jura- und Kreideablagerungen treten im Gletscheruntergrund nur in vernachlässigbarem Ausmaß auf. Der Dachsteinkalk stellt eine tertiäre Landoberfläche dar, weshalb man auch stellenweise tertiäre terrestrische Ablagerungen, die sogenannten "Augensteine" findet. Vor dem Beginn der Vergletscherung sind wahrscheinlich schon Kare und Dolinen vorhanden gewesen, die durch das Eis dann weiter ausgestaltet worden sind.

5. DIE MESSERGEBNISSE

Die im Sommer 1967 durchgeführten Messungen haben den gesamten Schladminger Gletscher mit drei Profilen und etwa die Hälfte des Hallstätter Gletschers mit fünf Profilen erfaßt. Die Profile sind durch die in Tab. 3 zusammengestellten technischen Daten charakterisiert.

Zur seismischen Vermessung dieser acht Profile, die eine Gesamtlänge von über 6,2 km erreichen, sind 26 Sprengladungen gezündet worden. Das zur Beschreibung der Sprengschüsse notwendige Datenmaterial ist in Tab. 4 zusammengestellt.

Neben den in Tab. 4 aufgezählten Sprengschüssen sind an den Sprengpunkten I und XIV zur technischen Erprobung verschiedener Geräteanordnungen noch weitere vier Sprengschüsse mit einer Ladung von insgesamt 4 kg Gelatine Donarit 1 abgetan worden. Der gesamte Sprengstoffverbrauch hat 175 kg Gelatine Donarit 1 und 40 kg Adhaesit betragen. Die Gelatine Donarit Ladungen sind durchschnittlich 1,6 m tief im Firn vergraben worden, während die Adhaesit Munition in Form von unverdämmten Auf-

legern verwendet worden ist.

Tab. 3 Technische Daten der seismischen Profile. Die Koordinatenangaben beziehen sich auf das Koordinatensystem der Österreichischen Landesaufnahme.

Profil	Oberster Schußpunkt (S _O)			Unterer Schußpunkt (S _U)		
	X 5250000 +	Y 20000 +	h	X 5250000 +	Y 20000 +	h
A	9 530 m	1 134 m	2 722 m	9 935 m	2 130 m	2 555 m
B	9 117	2 035	2 671	9 094	3 085	2 558
C	8 940	2 964	2 591	9 208	3 130	2 518
D	8 933	2 616	2 614	9 250	2 599	2 586
E	9 333	1 920	2 652	10 387	2 045	2 484
F	10 246	2 133	2 498	10 508	1 459	2 477
G	9 598	1 673	2 633	10 520	1 454	2 473
H	9 557	1 154	2 715	10 228	945	2 656

	Entfernung S _O bis nächstes Geophon	Entfernung S _U bis nächstes Geophon	Geophon- abstand	Zahl der Sprengschüsse	Profillänge
A	94 m	126 m	50 m	5	1 100 m
B	139	24	50	4	1 013
C	24	24	25	2	316
D	25	24	25	2	325
E	49	125	50	4	1 058
F	33	146	50	3	728
G	38	48	50	4	1 037
H	45	109	50	2	702

Tab. 4 Technische Daten der seismischen Sprenganlagen

Schußpunkt Nummer	Koordinaten (m)			Ladung (kg)	Sprengstoffsorte Ad = Adhaesit GD 1 = Gelatine Donarit
	X 5250000+	Y 20000+	h		
I	9 530	1 134	2 722	10,0	GD 1
II	9 892	2 025	2 559	11,25	GD 1
III	9 853	1 927	2 570	7,5	GD 1
IV	9 536	1 149	2 718	15,0	GD 1
V	9 935	2 130	2 555	15,0	GD 1
VI	9 117	2 035	2 671	12,5	GD 1
VII	9 097	2 971	2 575	15,0	GD 1
VIII	9 108	2 428	2 615	10,0	GD 1
IX	9 094	3 085	2 558	7,5	GD 1
X	9 208	3 130	2 518	1,6	Ad
XI	8 940	2 964	2 591	3,75	GD 1
XII	8 933	2 616	2 614	6,25	GD 1
XIII	9 250	2 599	2 586	0,8	Ad
XV	9 333	1 920	2 652	12,5	GD 1
XVI	9 966	1 995	2 550	12,5	GD 1
XVII	9 578	1 949	2 613	12,5	GD 1
XVIII	10 387	2 045	2 484	4,8	Ad
XIX	10 246	2 133	2 498	3,2	Ad
XX	10 508	1 459	2 477	2,4	Ad
XXI	10 476	1 544	2 485	2,4	Ad
XXII	10 520	1 454	2 473	4,0	Ad
XXIII	9 969	1 623	2 595	12,5	GD 1
XXIV	10 308	1 518	2 531	4,8	Ad
XXV	9 598	1 673	2 633	2,4+7,5	Ad + GD 1
XXVI	9 557	1 154	2 715	6,4	Ad

Die Auswertung der Seismogramme ergibt die in Tab. 5 zusammengestellten Ausbreitungsgeschwindigkeiten der verschiedenen Wellengattungen im Gletschereis, in den Moränen und im Felsuntergrund.

Tab. 5 Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Longitudinal- und Transversalwellen am Schladminger- und Hallstätter Gletscher und die daraus bestimmte elastische Konstante des Gletschereises

Gletscher	elast. Medium	Ausbreitungsgeschwindigkeit (m/sec)				Poissonsche Zahl für Gletschereis
		Longitudinalwellen Streubereich Mittel		Transversalwellen Streubereich Mittel		
Hallstätter Gletscher	Eis	3200 - 3600	3410	1600 - 1680	1630	0,35
	Fels	4100 - 5200	4600			
Schladminger Gletscher	Eis	3050 - 3500	3320	1500 - 1650	1600	0,35
	Moräne	3700 - 3800	3800			
	Fels		4300			

Die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Transversalwellen ist relativ unsicher, da sie aus Zweiteinsätzen erfolgen muß, die zeitlich nur schlecht fixiert werden konnten. Aus den derart gewonnenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Longitudinal- und Transversalwellen läßt sich eine der Elastizitätskonstanten des Gletschereises, die Poissonsche Zahl, berechnen. Diese ist durch das Verhältnis von Querkontraktion zur Dilatation gegeben. Für beide Gletscher zeigt die aus den Geschwindigkeitsmittelwerten berechnete Konstante gute Übereinstimmung mit den bei anderen Gletschern bestimmten Werten /2/.

Wie aus Abb. 4 zu ersehen ist, sind am Schladminger Gletscher das Längsprofil B und die beiden Querprofile C und D (Abb. 6) vermessen worden. Das Längsprofil verläuft vom Gjaidsteinsattel zum östlichen Gletscherende. Die Spaltenfreiheit des Schladminger Gletschers deutet auf eine geringe Fließgeschwindigkeit des Eises hin.

Auf dem Profil B sind Longitudinalgeschwindigkeiten von 3450 und 3500 m/sec sowie eine Transversalgeschwindigkeit von 1650 m/sec beobachtet worden. Der Felsriegel des Gjaidsteinsattels, der die Grenze zum Hallstätter Gletscher bildet, wird von etwa 12 m Eis überdeckt. Es folgt im Bereich der Hunerscharte ein schwach angedeuteter Trog mit einer Eistiefe von maximal 15 m; die dazu gehörige kleine Felschwelle, die sich im flachsten Teil des Schladminger Gletschers befindet, wird von etwa 10 m Eis bedeckt. Im Norden des Koppenkarsteins wachsen die Eisdicken auf 25 bis maximal 30 m an, und nehmen in der Folge rasch wieder ab, wie das untere Querprofil (Profil C) zeigt, das am Schnittpunkt mit dem Profil B nur noch eine Eisdicke von 20 m besitzt. Dieses Querprofil C verläuft gegen Nordosten in Richtung Kleiner Koppenkarstein - Mitterstein. Hier sind relativ stark schwankende Longitudinalgeschwindigkeiten von 3050 bis 3400 m/sec beobachtet worden, wobei 3050 m/sec die kleinste 1967 registrierte Longitudinalgeschwindigkeit darstellt; gleiches gilt für die Transversalgeschwindigkeit von 1500 m/sec. Die Eisdicke wächst von 15 m im oberen Teil bis auf 20 bis 25 m im mittleren Profilteil und nimmt im untersten Profilteil auf etwa 7 m ab. Das Querprofil D verläuft von der Austria Scharte in Nordrichtung zum Hohen Gjaidstein. Hier sind im Eis Ausbreitungsgeschwindigkeiten von $v_1 = 3300$ m/sec und $v_t = 1650$ m/sec registriert worden. Die größte Eismächtigkeit wird hier im Bereich des Schnittpunktes mit dem Profil B mit über 20 m erreicht. Zu den Schlußpunkten hin nimmt die Eisdicke rasch auf weniger als 15 m ab.

Im Untergrund lassen sich zwei deutlich getrennte Gruppen von Fortpflanzungsgeschwindigkeiten unterscheiden, wovon die eine den Geschwindigkeitsbereich von 3700 bis 3800 m/sec und die andere Geschwindigkeiten um 4300 m/sec umfaßt. Diesen beiden Gruppen werden die Medien Moräne und Fels zugeordnet, was sich auch daraus ergibt, daß auf zwei Profilen die Grenzfläche Fels - Moräne wenigstens

ansatzweise aus den Registrierungen abgeleitet werden kann. Eine durchgehende Bestimmung dieser zweiten Grenzfläche war nicht möglich, da in den Seismogrammen die entsprechenden Zweiteinsätze nicht identifiziert werden konnten.

Im Längsprofil ist das Moränenbecken im Bereich zwischen der Hunerscharte und dem kleinen Koppenskarstein festzustellen. Wie das Profil C zeigt, folgt nach einem ENE streichenden Felsriegel, der in den tieferliegenden Teilen der Profile B und C zu erkennen ist, wiederum eine Moränendecke. Insgesamt erwecken alle drei Profile den Eindruck, als ob der Schladminger Gletscher auf der Schotterhalde des Koppenskarstein-Zuges liegt, die durch den Gletscher entsprechend verfestigt worden ist.

Als Ergebnis der Profilmessungen können Karten des Gletscheruntergrundes (Abb. 9) und der Eismächtigkeit (Abb. 10) konstruiert werden. Als Arbeitsunterlage ist dabei die Alpenvereinskarte 1:25 000, der eine photogrammetrische Aufnahme aus dem Jahre 1956 zu Grunde liegt /5/, verwendet worden. Dabei sind zunächst die Höhenschichtlinien der Gletscheroberfläche nach der eigenen Neuvermessung korrigiert worden. Da die Daten der geodätischen Profileinmessung für eine völlige Neukonstruktion der Karte natürlich nicht ausreichend sind, ist lediglich versucht worden, den Isohypsenverlauf vom Stand 1956 durch "Parallelverschieben" in möglichst unveränderter Form dem Meßergebnis von 1967 anzupassen.

Der Gletscherrand ist vor allem in den Zehrgebieten mit einiger Unsicherheit behaftet, da hier keine neuen Vermessungsunterlagen greifbar waren. Deshalb wurde der Stand von 1956 übernommen, obwohl hier in der Zwischenzeit der Rückzug weiter gegangen ist.

Im Bereich der beiden, andeutungsweise vorhandenen Zungen des Schladminger Gletschers ist von der Konstruktion der Höhenschichtlinien des Gletscherbettes abgesehen worden, da hier kein Zusammenhang mit dem durch die Profilmessungen erkundeten Gebiete mehr gegeben und deshalb auch eine Extrapolation aus diesem Meßprofil nicht mehr gerechtfertigt ist. Es ist dies aber für die Abschätzung des Eisvolumens ziemlich unbedeutend, da gerade in diesem Gebiet nur geringe Eismächtigkeiten zu erwarten sind. Im Bereich von Huner- und Austriascharte, wo ebenfalls keine seismischen Registrierungen vorliegen, wird auf Grund des Eindrucks, den man am Felsabbruch von der Eismächtigkeit erhält, vermutet, daß hier die relativ große Eisdicke von etwa 10 m erreicht wird (Abb. 10); daraus ergibt sich auch eine entsprechende Form des Untergrundes, wie in Abb. 9 angedeutet worden ist (punktierte Linien in beiden Abbildungen).

Wie die Karte des Gletscheruntergrundes zeigt, liegt der Schladminger Gletscher in einer Mulde, die nur teilweise durch den Zug des Koppenskarsteins gegen Süden abgeschirmt wird. Die Schulter dieser Verebnungsfläche liegt in einer Höhe von 2500 bis 2550 m. Aus Abb. 10 ist zu ersehen, daß der Schladminger Gletscher lediglich hinter dem schützenden und firnspeichernden Felskamm des Koppenskarsteins nennenswerte Eisdicken von über 20 m erreichen kann. Da die 10 m-Isolinie einen zum Teil völlig anderen Verlauf nimmt, was allerdings zum größten Teil nur vermutet werden kann, ist sie strichpunktiert eingezeichnet worden.

Aus Abb. 10 ist zu ersehen, daß der Schladminger Gletscher vom Firnfeld oberhalb des Gjaidsteinsattels keinen nennenswerten Zuwachs an Eis gewinnen kann.

Da die Profile am Schladminger Gletscher mit Sicherheit die größten Eismächtigkeiten erfaßt haben, kann das Eisvolumen mit relativ hoher Genauigkeit abgeschätzt werden. Diese Abschätzung ergibt, daß der Schladminger Gletscher ein Eisvolumen von etwa $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis besitzt. Bei einer Fläche von rund $0,9 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ ergibt sich daraus eine mittlere Eisdicke von 9 m, womit der Mittelwert etwa 1/3 der Größe der Maximaltiefe von nicht ganz 30 m erreicht. Unter Berücksichtigung der bei der Kartenkonstruktion auftretenden Interpolationsfehler ergibt sich, daß diese Volumensangabe mit einem Fehler von 25 % behaftet ist.

Aus dem Vergleich mit den Ausgaben 1915 und 1956 der Alpenvereinskarte /5/ kann der in diesem Zeitraum

eingetretene Volumsverlust berechnet werden. Dieser Verlust beträgt auf Grund einer Abschätzung des Einsinkens der Eisoberfläche rund $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Ob und wieviel Eisvolumen der Gletscher durch die infolge der Einlagerung von zusätzlichem Grundmoränenmaterial bedingten Hebung der Eisunterkante verloren hat, kann nicht einmal größenordnungsmäßig abgeschätzt werden und muß daher im Folgenden unberücksichtigt bleiben. Der Durchschnittliche Volumsverlust hat demnach jährlich etwa $0,25 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ an Eis betragen. Eine davon ausgehende Extrapolation in die Zukunft, die unter gleichbleibenden Voraussetzungen die Auflösung des Schladminger Gletschers in etwa 30 Jahren erwarten ließe, ist nach den Ergebnissen der geodätischen Einmessungen der seismischen Profile nicht zulässig. Im Zeitraum von 1956 bis 1967 ist nämlich der Eishaushalt des Schladminger Gletschers ziemlich ausgeglichen gewesen. Im Bereich der seismischen Profile ist teilweise sogar eine Hebung der Gletscheroberfläche gegenüber der AV - Karte von 1956 zu beobachten gewesen.

In dem Zeitraum zwischen dem Gletscherhöchststand 1850/56 und 1951 hat der Schladminger Gletscher nach Berechnung von R. Møser /8/ $130 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis verloren. Das heutige Eisvolumen ist verglichen mit diesem Wert beinahe vernachlässigbar klein; als maximales Eisvolumen des Schladminger Gletschers kann demnach der Wert $140 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ angenommen werden. Bei einer damaligen Flächenausdehnung von $2,2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ wäre der Gletscher durchschnittlich 60 m dick gewesen, was in Analogie zum heutigen Zustand eine maximale Eisdicke von 150 bis 200 m erforderlich machen würde. Diese Volumsabschätzung erscheint uns nach den folgenden Überlegungen zu hoch: Aus der Berechnung des Eisvolumens nach der Karte der Eismächtigkeit ergab sich die mittlere Eisdicke etwa als ein Drittel der maximalen. Seit 1915 ist die Gletscheroberfläche durchschnittlich um 20 m eingesunken, wie sich aus dem Vergleich der beiden Alpenvereinskarten 1915 und 1956 ergibt. Daher lag damals die maximale Eistiefe bei 50 m. Unter der Annahme, daß die mittlere Eisdicke auch damals etwa ein Drittel der maximalen betrug, und aus den in Tab. 2 angegebenen Gletscherflächen ergibt sich zunächst für 1915 ein Volumen von $32 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Unter den gleichen Voraussetzungen betrug das Eisvolumen des Schladminger Gletschers im Jahre 1850 bei einer mittleren Eisdicke von 18 m etwa $40 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Demnach hat der Gletscher seit 1850 80 % seines Eisvolumens verloren.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Schladminger Gletscher nur noch ein Fußgletscher geringer Eistiefe und Bewegungsaktivität ist. Daraus läßt sich auch die geringe Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Longitudinalwellen im Eis erklären, die durchschnittlich nur 3320 m/sec beträgt und damit um etwa 10 % kleiner ist als es für Gletschereis typisch wäre.

Aus Abb. 3 kann man die gitterförmige Anordnung der 5 Profile ersehen, mit denen der südliche und östliche Teil des Hallstätter Gletschers vermessen worden ist. Bei der Festlegung aller dieser Profile mußte auf eine mehr oder weniger große Anzahl von Gletscherspalten Rücksicht genommen werden.

Das Profil A (Abb. 5) verläuft von der Dachsteinwarte in ENE - Richtung auf den Gjaidsteinzug hin. Hier sind Longitudinalgeschwindigkeiten von 3400 bis 3500 m/sec beobachtet worden sowie eine Transversalgeschwindigkeit von 1680 m/sec. Das Eis füllt entlang dieses Profils eine weitere Firnmulde aus, die von einer Felsrippe andeutungsweise gegliedert wird. Die Eistiefe erreicht die Maximalwerte von 65 und 92 m und nimmt dazwischen auf dem erwähnten Felsriegel auf 49 m ab. In einer Seehöhe von nicht ganz 2500 m

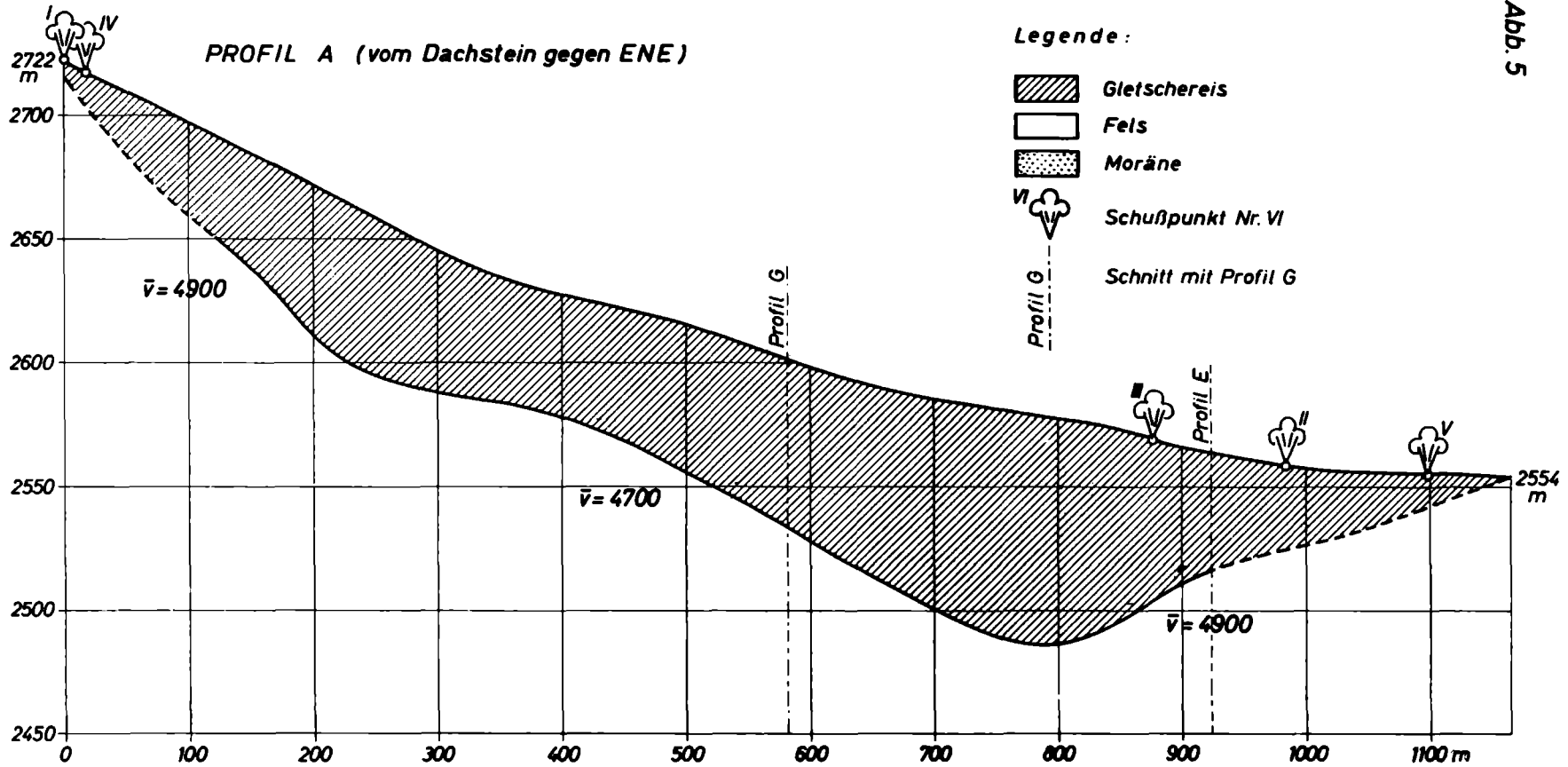
Abb. 5: Profil A am Hallstätter Gletscher. Die eingetragenen Zahlenwerte geben die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit \bar{v} der Longitudinalwellen im Untergrund (Fels oder Moräne) an. Die Darstellung erfolgt in doppelter Überhöhung.

Abb. 6: Profil B, C und D am Schladminger Gletscher.

Abb. 7: Profil E und F am Hallstätter Gletscher.

Abb. 8: Profil G und H am Hallstätter Gletscher.

Abb. 5



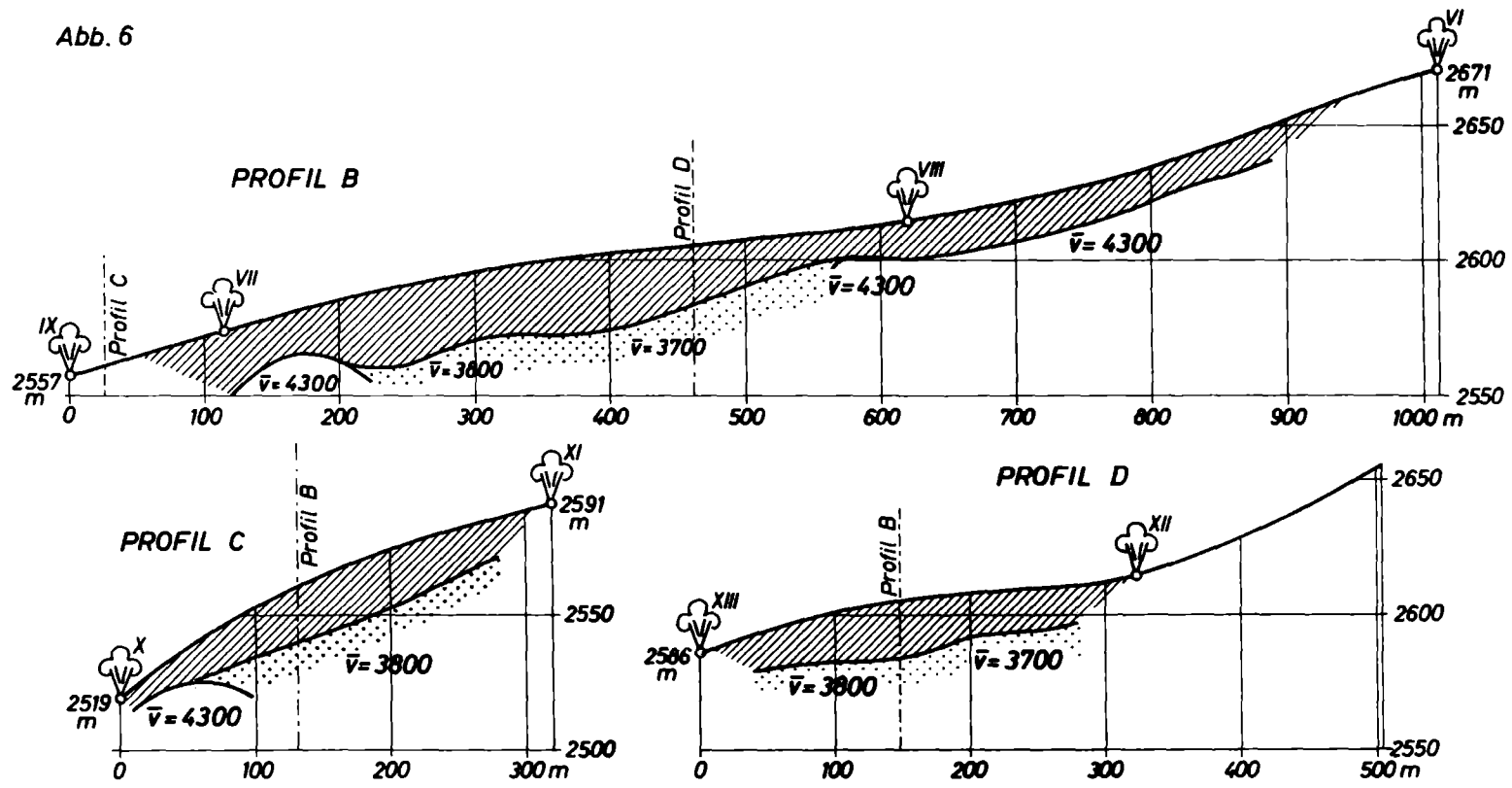


Abb. 6

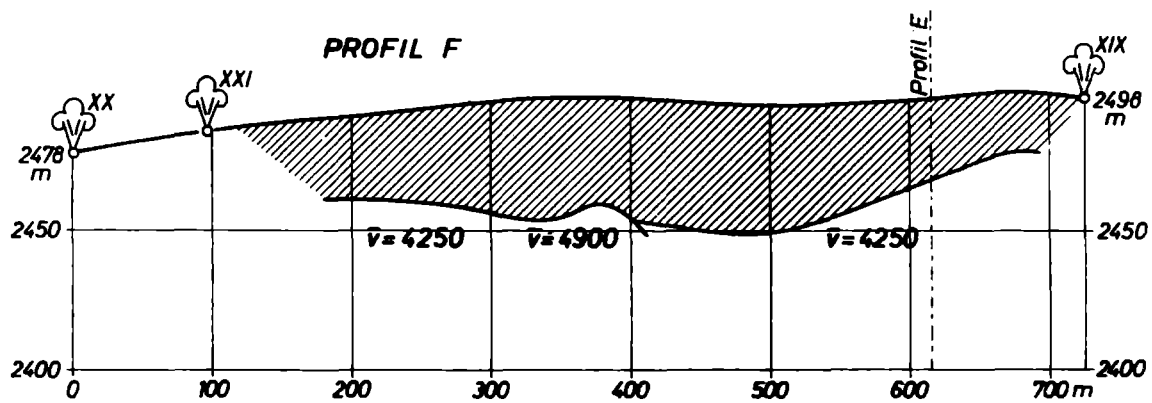
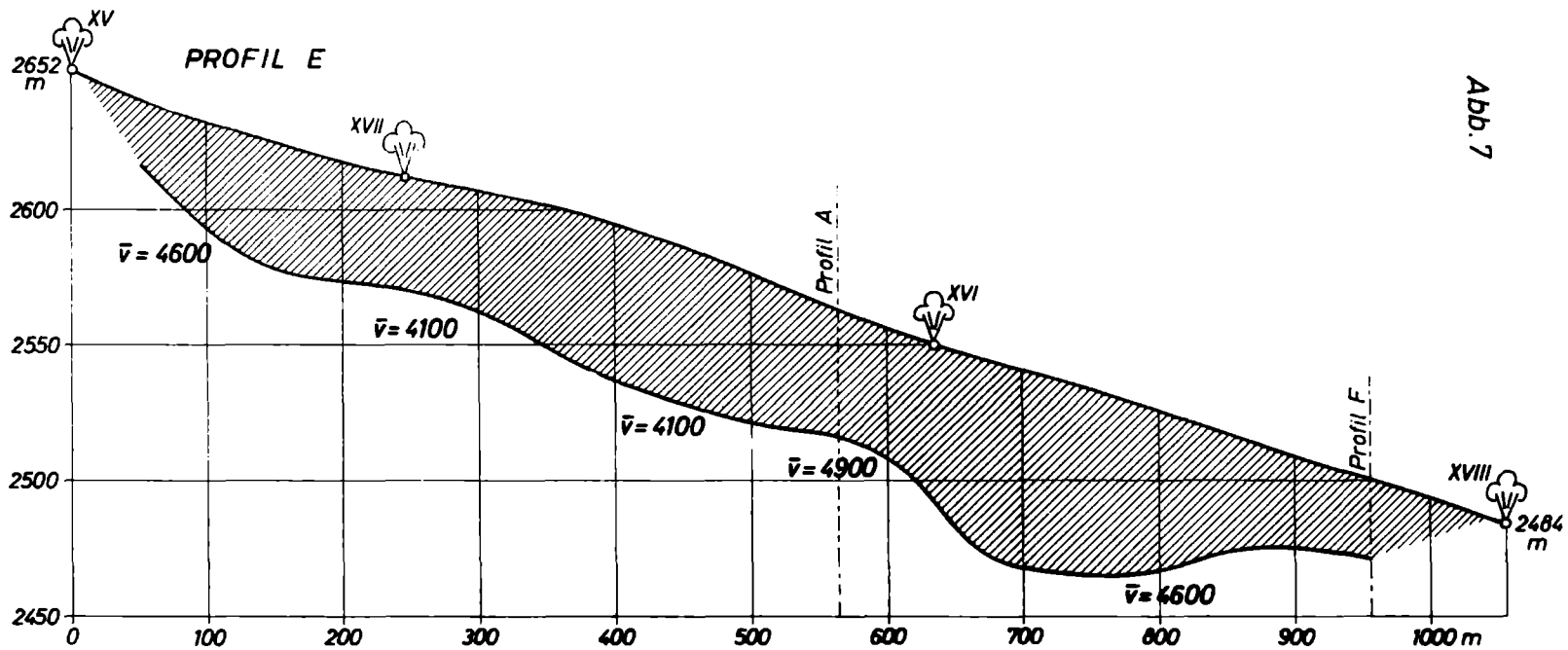
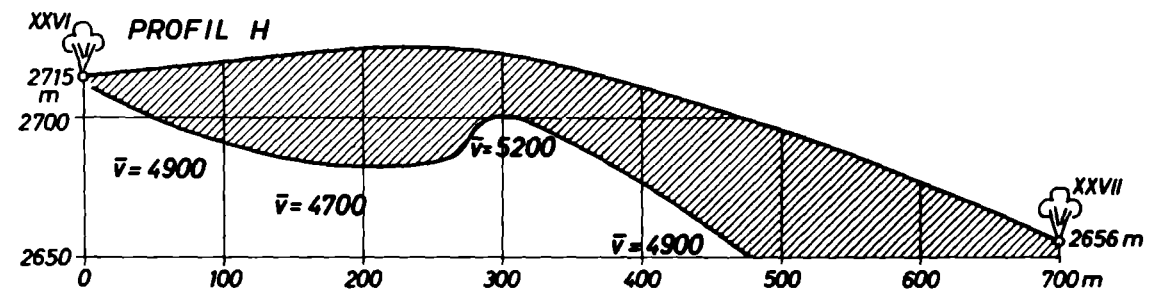
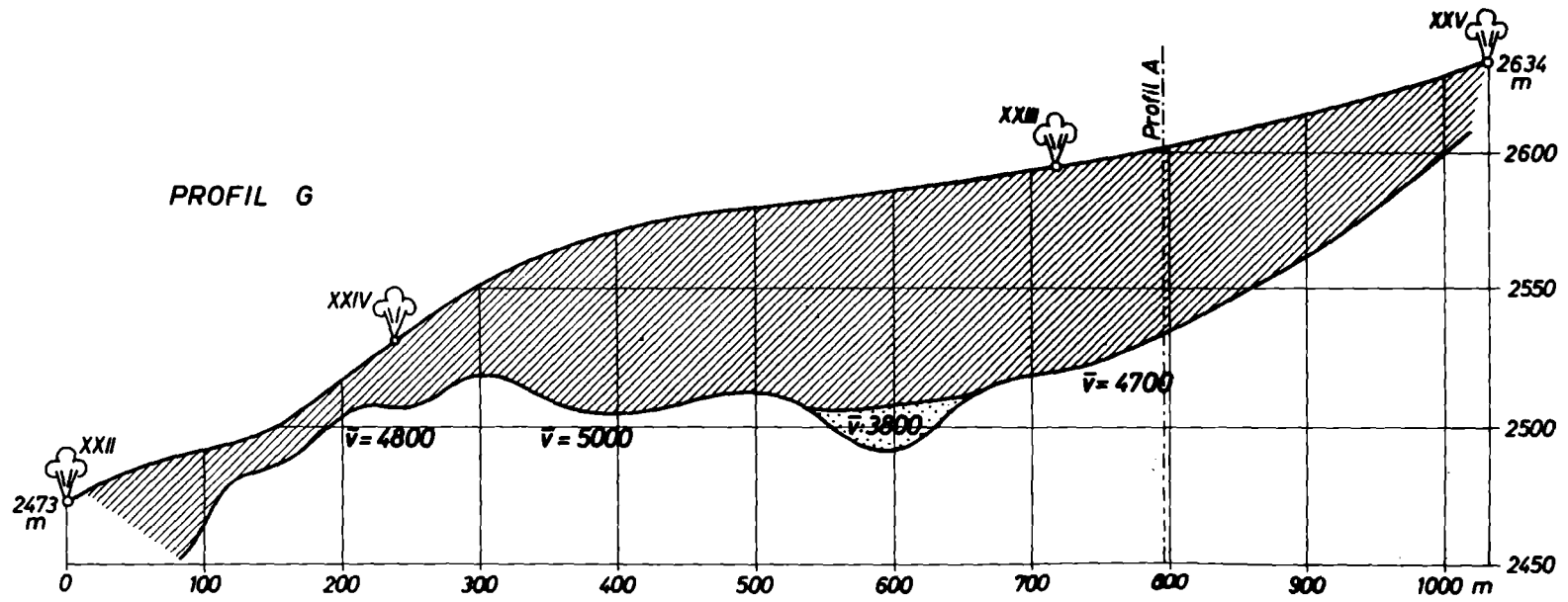


Abb. 7

Abb. 8



verläuft über den rechten Gletscherlappen das Profil F (Abb. 7) ungefähr parallel zum Profil A von ESE nach WNW. Im Eis sind hier Geschwindigkeitswerte $v_1 = 3200$ bis 3400 m/sec und $v_t = 1610$ m/sec registriert worden. Auf diesem, beinahe völlig eben verlaufenden Profil sind Eisdicken von 21 bis maximal 46 m bei zwar nur schwach aber uneinheitlich gegliedertem Untergrund gemessen worden.

Angenähert normal dazu verlaufen drei seismische Profile, wovon das östlichste aus dem Firnfeld zwischen den Dirndln und dem Gjaidsteinsattel nördlich in Richtung zum Eisjoch verläuft. Dieses Profil E (Abb. 7) erfaßt den gesamten östlichen Gletscherlappen, ausgenommen den untersten Teil, der wegen seines Spaltenreichtums nicht vermessen werden konnte. Auf diesem Profil sind Ausbreitungsgeschwindigkeiten von 3300 bzw. 1660 m/sec für Longitudinal- bzw. Transversalwellen registriert worden. Der Untergrund fällt entlang diesem Profil in drei Stufen ab, von denen die unterste trogförmig ausgeweitet ist und durch eine 10 m hohe Trogschwelle begrenzt wird. Der Reihe nach sind diese Stufen mit maximal 46, 58 und 73 m Eis ausgefüllt.

Das Profil G (Abb. 8), auf dem Longitudinalgeschwindigkeiten von 3450 bis 3600 m/sec und Transversalgeschwindigkeiten von 1600 m/sec beobachtet worden sind, verläuft etwa in NNW-Richtung, fängt östlich der Dirndln an und zieht auf die Gletscherzunge hingerichtet östlich des Eissteins vorbei, wo es dann vor einem Spaltenfeld oberhalb der Zunge endet. Im Untergrund zeigt dieses Profil ein weites, wellig ausgeformtes Becken, dessen breite, nur knapp 15 m hohe Felsschwelle nordöstlich des Eissteins die Begrenzung des östlichen Gletscherlappens bildet, die vom Eis stellenweise nur mit einer Mächtigkeit von 12 m bedeckt wird, während das oberhalb gelegene Becken eine bis zu 78 m dicke Eisschicht enthält. Die geringe Eisüberdeckung dieser Felsschwelle kann bei den wesentlich größeren Eismächtigkeiten vor und hinter dem Riegel so gedeutet werden, daß infolge dieser Schwelle das aus der Firnmulde zwischen Eisstein und Gjaidsteinzug stammende Eis vorwiegend zur Versorgung des östlichen Gletscherlappens dient.

Das Profil H (Abb. 8) zieht sich von der Dachsteinwarte in NNW-Richtung über den Mittelteil des Hallstätter Gletschers. Aus den Registrierungen, die Geschwindigkeitswerte von $v_1 = 3500$ m/sec und $v_t = 1620$ m/sec ergeben haben, folgt, daß dieses Profil zwei Becken schneidet, die durch eine 18 m hohe Felsrippe getrennt werden. Diese Felsrippe stellt die hier von 22 m Eis überdeckte Verbindung zwischen Schulter und Eisstein dar. In den beiden Becken können Eistiefen von 42 m und mehr als 50 m beobachtet werden.

Für den Gletscheruntergrund ergeben sich am Hallstätter Gletscher einige Interpretationsschwierigkeiten. Beim Profil E ist die Zuordnung der Untergrundgeschwindigkeiten von 4100 bis 4900 m/sec problematisch. Eine sichere Trennung von Fels und Moräne ist hier derzeit nicht möglich. Die relativ niedrige Ausbreitungsgeschwindigkeit von 4100 m/sec spricht einerseits für eine Deutung als Moräne. Andererseits wächst die Geschwindigkeit kontinuierlich bis 4900 m/sec an, wobei keine Seismogrammeinsätze gefunden werden konnten, die eine darunterliegende Grenzfläche zwischen Moräne und Fels andeuten. Ähnliche Schwierigkeiten ergeben sich beim Profil F (Abb. 7), wo die Fortpflanzungsgeschwindigkeit zwischen 4250 m/sec und 4900 m/sec variiert und wo bereits der Ansatz zu einem zweiten Refraktionshorizont gefunden worden ist, was aber keinesfalls hinreichend die Existenz einer Grundmoräne beweist.

Während beim Schladminger Gletscher schon der Karte entnommen werden konnte, daß im Vorland des Gletschers weite Moränenflächen bestehen, zeigen beim Hallstätter Gletscher Luftbilddaufnahmen des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen nur im Vorland der Gletscherzunge geschlossene Moränenfelder, die allerdings auch nicht den Eindruck einer großen Mächtigkeit vermitteln. Die beiden, diese Zunge flankierenden Gletscherlappen scheinen hingegen nach diesen Photos direkt auf einem unruhig gegliederten, zerrissenen Felsuntergrund aufzuliegen. Die Grundmoräne dürfte hier nur einzelne Felströge und Risse ausfüllen. Eine zerrissene und dünne Moränen-

überdeckung kann seismisch schwer erfaßt werden. Diese geringmächtigen Moränen stehen in auffal-
lendem Gegensatz zu den gewaltigen Schotterkörpern, die bei den Gletschern der Zentralalpen auf-
treten. Vermutlich wird das Moränenmaterial des Hallstätter Gletschers weitgehend von den Fels-
kämmen der Umrahmung stammen. Diese überragt den Gletscher nicht sehr und kann also nur
wenig Schottermaterial liefern. Auch aus diesem Grund sind alle Ausbreitungsgeschwindigkeiten die
über 4000 m/sec liegen, dem Dachsteinkalk zugeordnet worden. Um aber weiter Klarheit über die sub-
glaziale Grundmoräne und die in ihr auftretenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu erhalten, ist im
Sommer 1968 ein unmittelbar vor dem Zungenende liegendes Moränenfeld seismisch untersucht worden.
An der Auswertung dieser Seismogramme wird derzeit noch gearbeitet.

Die Konstruktion von Karten des Gletscheruntergrundes und der Eismächtigkeit ist nach denselben Grund-
sätzen erfolgt, wie beim Schladminger Gletscher. Dabei hat sich ergeben, daß auch am Hallstätter
Gletscher die dem Stand 1967 angepaßte Karte der Gletscheroberfläche auf Teilen des Nährgebietes
einen Massenzuwachs gegenüber 1956, d. h. eine Hebung der Gletscheroberfläche, zumindest andeu-
tungsweise zeigt.

Auf die geodätischen Ergebnisse der Gletschermessungen am Dachstein wird hier nicht näher einge-
gangen, da diese später gesondert veröffentlicht werden sollen.

Wie die in Abb. 9 wiedergegebene Karte des Gletscheruntergrundes zeigt, besteht das Gletscherareal
zwischen der Bergkette Dachstein - Schulter - Eisstein einerseits und dem Gjaidsteinzug andererseits
aus einer weiten Firnmulde, die in ihrem obersten Teil durch den Felsstock der Dirndln geteilt wird.
Gefällemäßig ist diese Mulde zweistufig aufgebaut, wobei sich das obere Flachstück vom Oberen Eisstein
zu den Dirndln und weiter zum Kleinen Gjaidstein zieht. Der untere, breitere Karboden befindet sich
zwischen Unterem Eisstein und Hohem Gjaidstein.

Wie auch aus Abb. 10 zu ersehen ist, sind die größten Eismächtigkeiten im Bereich der zwischen
den beiden Böden eingeschalteten Gefällestufen und auf dem unteren Flachstück der Mulde anzu-
treffen; beim Profil A ist eine maximale Eisdicke von 92 m beobachtet worden, was den Schluß
zuläßt, daß in diesem Bereich der Hallstätter Gletscher nirgends mehr als 100 m dick ist.

Nun soll noch der in Abb. 11 dargestellte Querschnitt des Hallstätter Gletschers kurz diskutiert
werden, da er charakteristische Züge des Verhaltens dieses Gletschers seit dem Höchststand im
vergangenen Jahrhundert demonstriert. Dieser Querschnitt zeigt das Einsinken der Gletscherober-
fläche in den Jahren von 1855 bis 1968 an Hand der Gletscheroberflächen, wie sie den Gletscher-
karten aus den Jahren 1900 /9/, 1915 und 1956 /5/ entnommen werden können. Zusätzlich ist
noch im Bereich des Taubenriedls der Oberflächenverlauf für die Jahre 1855, 1948 und 1952 /4/
angedeutet worden. Wie aus dieser Abbildung zu ersehen ist, hat sich in diesem über 100 Jahre
langen Zeitraum die Lage der Gletscheroberfläche oberhalb von etwa 2500 m Seehöhe praktisch
nur unwesentlich verändert. In Höhen unter 2350 m hat sich die Lage dieser Oberfläche hingegen
radikal geändert; vor allem im Bereich der heutigen Gletscherzungen ist die Gletscheroberfläche
um 150 und mehr Höhenmeter eingesunken, was zu der bereits beschriebenen Umgestaltung des
Zungenbereichs des Hallstätter Gletschers geführt hat.

Abb. 9: Höhengichtlinienplan des Untergrundes von Hallstätter- und Schladminger Gletscher nach
den Ergebnissen der Messungen vom Sommer 1967.

Abb. 10: Eismächtigkeiten am Hallstätter und Schladminger Gletscher nach den Ergebnissen der Mes-
sungen von 1967.

Abb. 9

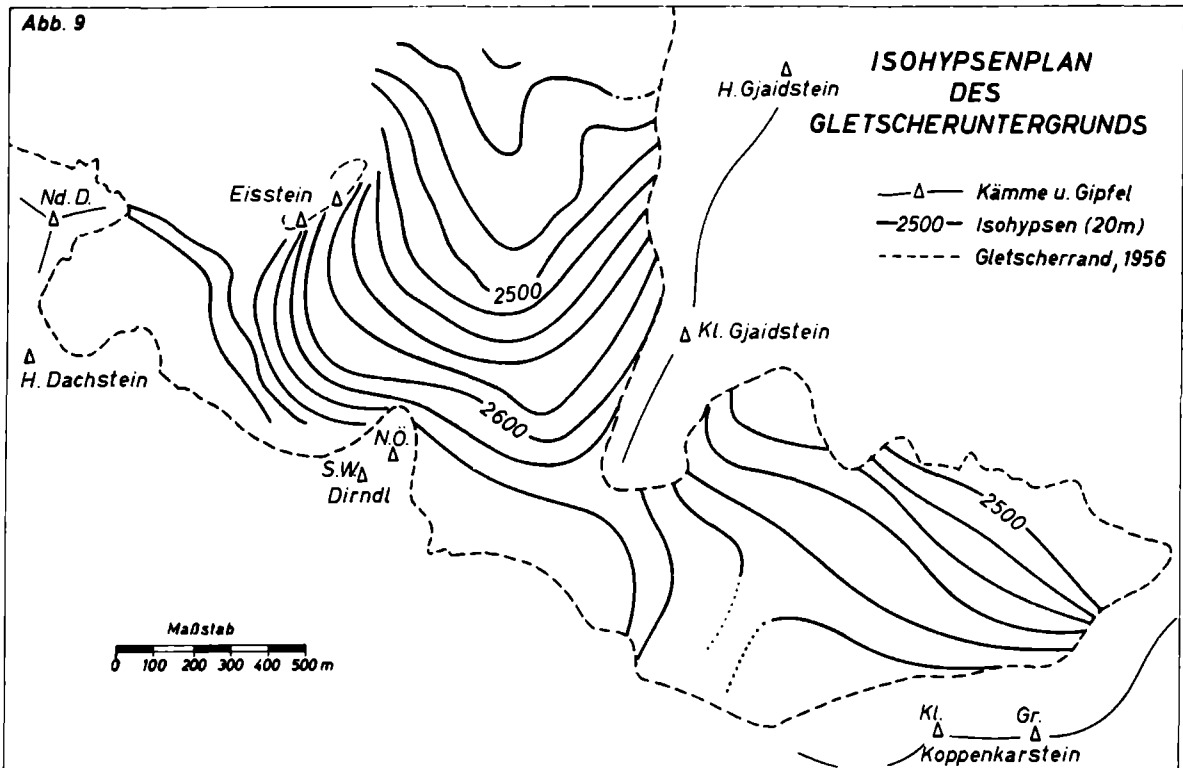


Abb. 10

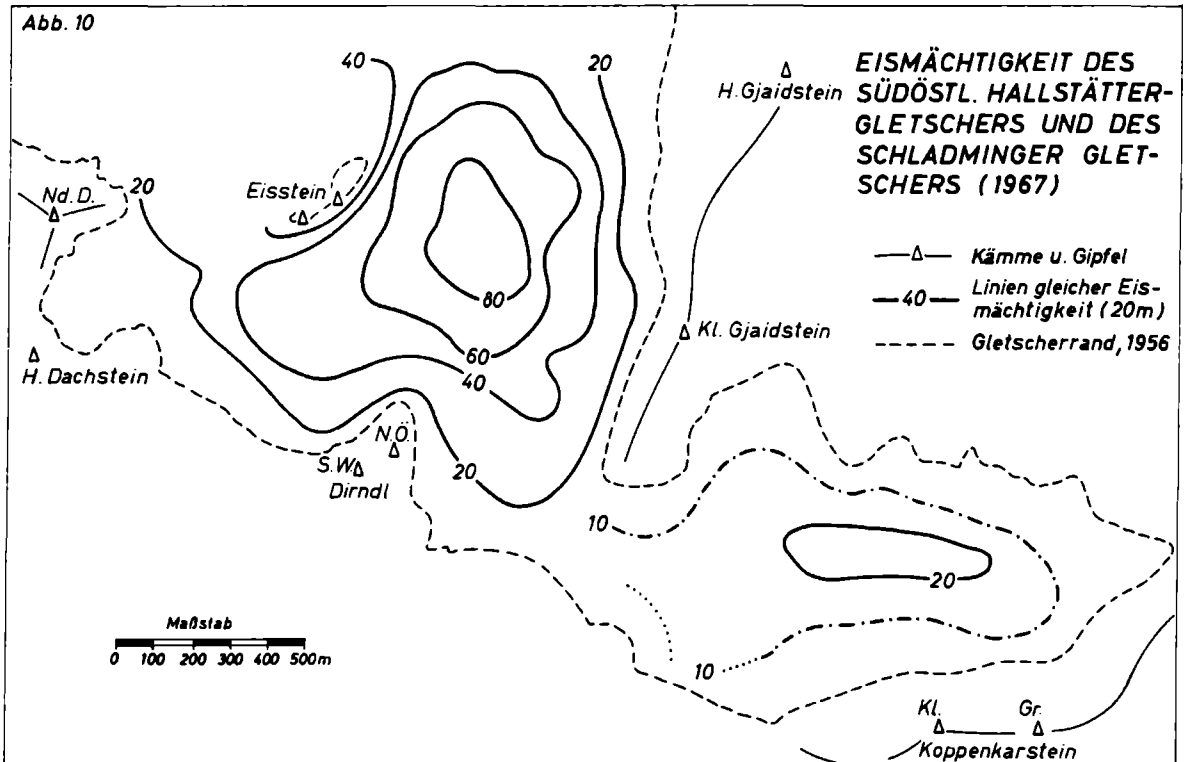
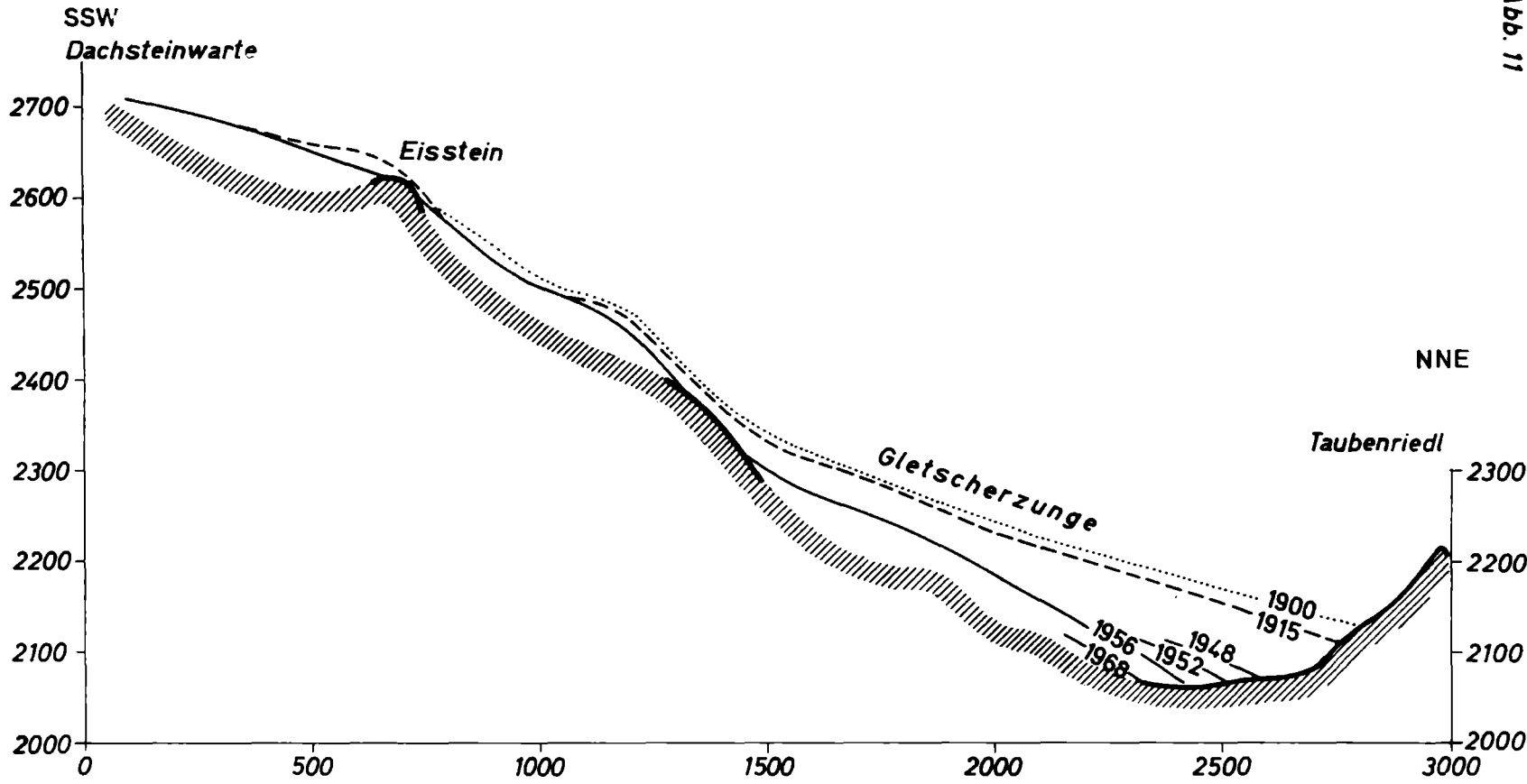


Abb. 11



Jedenfalls läßt das aus der Abbildung ersichtliche Verhalten des Hallstätter Gletschers den Schluß zu, daß dieser Gletscher auf längere Sicht nicht in seiner Existenz bedroht ist. Er erweist sich damit als wesentlich stabiler als die um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts sogar etwas größere "Übergossene Alm" am Hochkönig, die sich dem Auflösungsstadium derzeit bereits stark nähert.

Abschließend möchten die Verfasser allen danken, die durch ihre Hilfe und ihr Verständnis zum Gelingen dieser Messungen beigetragen haben. Allen voran gilt dieser Dank unseren Kollegen Otto Bittmann, Hans Hauer, Walter Kerschbaumeyer, Franz Leitner, Dr. Wolfgang Seiberl und Fritz Strebl, ohne deren Kameradschaft und Einsatzfreudigkeit diese Messungen nicht durchführbar gewesen wären. Herrn Max Kölblinger von der OKA danken wir für die großzügige Förderung, mit der er unser Vorhaben in technischer Hinsicht unterstützt hat. Herrn Dr. Bauer, dem Leiter des Speleologischen Instituts, sind wir dafür zu Dank verpflichtet, daß die Außenstelle des Instituts am Dachstein-Oberfeld uns als Stützpunkt zur Verfügung gestanden ist. Ebenso danken wir den Hüttenwirten der Simonyhütte und der Dachsteinwarte für die gute Unterbringung. Herrn Prof. Ackerl von der Hochschule für Bodenkultur haben wir für die leihweise Überlassung der notwendigen geodätischen Geräte zu danken. In besonderer Weise sprechen wir dem Österreichischen Bundesheer unseren Dank für die Bereitstellung von zwei Hubschraubern zum Transport der Meßgeräte an den Einsatzort aus. Durch diese wertvolle Hilfe wurden die Voraussetzungen für die Untersuchung geschaffen.

LITERATUR

1. BRÜCKL E. und P. STEINHAUSER: Seismische Eisdickenmessung auf dem Vernagtferner. Anzeiger d. Mat.-Natw. Kl. d. Österr. Ak. d. Wiss., Nr. 10, Wien 1967.
2. STEINHAUSER P.: Seismische Untersuchungen zur Gletscherforschung in den österreichischen Alpen. 63-65. Jahresbericht des Sonnblick-Vereins. Wien 1968.
3. THORNBURGH H. R.: Wave-Front Diagrams in Seismic Interpretation. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Vol. 14, No. 2, 1930.
4. MOSER R.: Die Vergletscherung am Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. Diss. a. d. Univ. Innsbruck, 1954.
5. KARTE DER DACHSTEINGRUPPE 1:25 000. Herausgegeben vom Österr. Alpenverein.
 - a) Ausgabe 1915.
 - b) Ausgabe 1958, stereophotogrammetrische Aufnahme der Gletscher von E. Schneider aus dem Jahre 1956.
6. HÜBL A.: Die topographische Aufnahme des Karlseisfeldes in den Jahren 1899 und 1901. Abh. d. geogr. Ges., Wien 1901.
7. SIMONY F.: Das Dachsteingebiet. Wien 1895.
8. MOSER R.: Hundert Jahre Schwund der Dachstein Gletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 3, S. 369 - 370, Innsbruck 1956.

Abb. 11: Querschnitt Dachsteinwarte - Taubenriedel vom Hallstätter Gletscher. Das Profil ist in doppelter Überhöhung wiedergegeben und zeigt das Einsinken der Gletscheroberfläche in den Jahren 1855 bis 1968.

BERICHTIGUNGEN UND DRUCKFEHLER

Seite 4 Die Gleichung $T_{\overline{AG}_i} + T_{\overline{AG}_j} - (t_1 + t_2) = T$
ist zu ersetzen durch $T_{\overline{AG}_i} + T_{\overline{BG}_j} - (t_1 + t_2) = T$

Seite 4 Legende zu Abb. 1: Der letzte Satz ist zu ersetzen durch: Die senkrechten Linien stellen eine Zeitmarkierung im 10 msec - Intervall dar.

Seite 23 Legende zu Abb. 11 ist zu ergänzen durch: Im Jahre 1855 erreichte die Gletscherzunge ihren Höchststand knapp unterhalb des Taubenriedls. Das Eis endete damals an dieser Stelle in einer Seehöhe von ca. 2180 m.