

DIE ERGEBNISSE DER SEISMISCHEN GLETSCHERMESSUNGEN AM
DACHSTEIN IM JAHRE 1968 ¹⁾

von

Ewald BRÜCKL, Georg GANGL und Peter STEINHAUSER

¹⁾ Beitrag Nr. 6 zum IHD - Projekt "Gletscherseismik" der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

Inhalt

Zusammenfassung	1
1. Einleitung	2
2. Meßgebiet	3
3. Geodätische Meßergebnisse	4
4. Seismische Meßergebnisse	10
5. Eisvolumen und Felsbett der Dachsteingletscher	16

Anhang

A Koordinaten der Profilendpunkte	27
B Technische Daten der seismischen Profile	27
C Technische Daten der seismischen Sprenganlagen	28
D Berechnung des Eisvolumens des Schladminger Gletschers	28
E Berechnung des Eisvolumens des westlichen Hallstätter Gletschers	29
F Berechnung des Eisvolumens des mittleren Hallstätter Gletschers	30
G Berechnung des Eisvolumens des östlichen Hallstätter Gletschers	31
H Berechnung des Eisvolumens des Großen Gosau Gletschers	31

Zusammenfassung

In den Jahren 1967 und 1968 sind die Gletscher des Dachsteinmassivs seismisch vermessen worden. Dieser Bericht behandelt die Arbeiten vom Sommer 1968. In beiden Jahren sind mit dem Hallstätter-, dem Großen Gosau- und dem Schladminger Gletscher mehr als 90% der vergletscherten Fläche des Dachsteins untersucht worden. Nach diesen Untersuchungen beträgt das Eisvolumen der genannten drei Gletscher 118, bzw. 38 und 8 Millionen Kubikmeter Eis. Neben diesen seismischen Ergebnissen werden auch die Ergebnisse der geodätischen Profileinmessung diskutiert, die in den höher gelegenen Gletscherbereichen ein - zumindest vorläufiges - Ende des Gletscherschwundes anzeigen. Abschließend werden die Probleme behandelt, die sich bei der Herstellung von Karten des Eisvolumens von geophysikalischer Seite her ergeben.

Summary

In summer 1967 and 1968 measurements of the glacier thickness in the Dachstein-Massif in Upper Austria were carried out using seismic refraction methods. This report is dealing with the work of summer 1968.

More than 90% of the glaciated area of the Dachstein was investigated. The calculated icevolume of the "Hallstätter Gletscher" is 118 million cubicmeters, that of the "Großer Gosau Gletscher" 38, and that of the "Schladminger Gletscher" 8 million cubic meters. Besides the seismic survey, referring to the depth of the glaciers, the results of geodetic measurements are analyzed. The construction of isobath charts is discussed considering a physical base for extrapolation and interpolation between the profiles.

1. EINLEITUNG

Die im Sommer 1967 auf den Dachsteingletschern begonnenen seismischen Untersuchungen /1/ sind im Sommer 1968 mit Messungen auf dem Hallstätter- und auf dem Großen Gosau Gletscher fortgeführt und beendet worden.

Das Arbeitsprogramm ist in der Zeit vom 29. Juli bis zum 30. August 1968 von einem achtköpfigen Meßtrupp ausgeführt worden, dem die Herrn cand. geod. Otto Bittmann, Dipl. Ing. Dr. Ewald Brückl, Dr. Georg Gangl, Dr. Wolfgang Seiberl und Dr. Peter Steinhauser von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik bezw. der Lehrkanzel für Geophysik der Universität Wien und die Herren Hans Hauer, Walter Kerschbaumeyer und Fritz Strebl von der Oberösterreichischen Kraftwerke AG (OKA) angehört haben. Häufige Schlechtwettereinbrüche verzögerten sowohl den Beginn als auch die Durchführung der Feldmessungen. Insbesondere der An- und Abtransport des umfangreichen Materials in die Gletscherregion sowie die Übersiedlung vom Hallstätter- zum Großen Gosau Gletscher hatten unter der schlechten Witterung zu leiden, da diese Transportbewegungen durch Hubschrauber des Bundesheeres erfolgt sind und deshalb nur bei Flugwetter durchgeführt werden konnten. Diese Hubschrauberflüge haben die rationellste Transportmöglichkeit dargestellt, da neben den Meßgeräten und der Ausrüstung der Teilnehmer auch noch der Sprengstoff und eine als Munitionsdepot dienende Bauhütte und somit ein Material in einem Gesamtgewicht von ca. 1500 kg in die Hochgebirgsregion zu befördern war.

Zur Durchführung der Messungen ist wie im Jahre 1967 ein volltransistorisiertes, zwölfspuriges refraktionsseismisches Meßsystem der Firma Geospace verwendet worden. Für die Sprengungen sind die Sprengstoffsorten Gelatine Donarit 1 und Knauerit der Firma Dynamit Nobel Wien ausgewählt worden. Beide Sprengstoffsorten besitzen ähnlich hohe Detonationsgeschwindigkeiten (Gelatine Donarit 1 : 6200 m/sec, Knauerit : 6300 m/sec), und hohe, aber unterschiedlich große Kennwerte der Energiekonzentration (Gelatine Donarit 1 : 728 kpm/cm³, Knauerit : 839 kpm/cm³) bezw. Brisanzwerte (Gelatine Donarit 1 : 88200, Knauerit : 114500 kg/dm³ . at 1/kg . m/s). Mit beiden Sprengstoffsorten war es auch im Firnbereich möglich, einwandfrei auswertbare Seismogramme zu erhalten, obwohl die zum Teil sehr mächtigen Firnschichten eine stark dämpfende Wirkung ausüben. Besonders bewährt haben sich aber Sprengladungen aus Knauerit, die scharfe Ersteinsätze im Seismogramm bereits bei halb so großen Lademengen wie bei vergleichbaren Gelatine Donarit Sprengladungen geliefert haben.

Die Untersuchungen erfolgten ausschließlich mit dem refraktionsseismischen Verfahren, da die am Untergrund reflektierten Erschütterungswellen bei den gegebenen geringen Eismächtigkeiten durch die direkten, durch das Eis laufenden Wellen überdeckt werden.

Zur stückweisen Vermessung der Meßprofile haben Kabel gedient, die mit zwölf Geophonen bestückt waren, wobei zur Fortsetzung der Profile die Geophonauslagen jeweils zur Hälfte überlappend verlegt worden sind.

Die geodätische Einmessung der Profile ist durch Tachymeterzüge erfolgt, die alle Schußpunkte und Geophone erfaßten. Die Profilenpunkte sind am Hallstätter- durch Rückwärtseinschneiden und am Gosaugletscher durch Vorwärtseinschneiden im Koordinatensystem der österreichischen Landesaufnahme festgelegt worden. Die einzelnen Punkte der Profile konnten dabei auf einen Meter genau eingemessen werden, was eine für seismische Messungen ausreichende Genauigkeit darstellt.

Die Auswertung der Seismogramme erfolgte nach den bereits früher beschriebenen graphischen Verfahren /1/. Es beruht auf dem Wellenfrontverfahren und besitzt ein gutes Auflösungsvermögen bezüglich der Form des Untergrundes und der seismischen Geschwindigkeiten des Refraktors.

Aus dem Vergleich der Tiefenangaben in den Schnittpunkten verschiedener Profile kann die Genauigkeit der Tiefenangabe der Refraktoroberfläche mit $\pm 10\%$ abgeschätzt werden.

Neben diesen zufälligen Fehlern können auch noch systematische Fehler auftreten, wie z. B. das Überschießen einer Zwischenschicht mit niederer oder ähnlicher Longitudinalwellengeschwindigkeit als im Eis, oder die Verwendung einer falschen Eisgeschwindigkeit zur Tiefenberechnung, worauf später noch eingegangen wird.

2. MESSGEBIET

Das zu den nördlichen Kalkalpen gehörende Dachsteinmassiv stellt einen isoliert aufragenden Gebirgsstock dar. Die südliche Begrenzung bildet die 600 bis 800 m hohe Südwand, die bis zu den Hauptgipfeln des Dachsteinstocks (Torstein, Hoher Dachstein, Hunerkogel, Koppenkarstein) hinaufführt. Die flacher, stufenartig abfallenden West-, Nord- und Ostabhänge werden durch drei, vom Hauptkamm aus nordwärts streichende Felskämme gegliedert. Der westlichste führt vom Torstein (2947 m) über die Nagelscharte (2733 m) zunächst nach Norden und dann weiter nach Nordwesten zum Torstein Eck (2259 m). In den Westhängen dieses Kamms liegen drei kleine Gletscher: der Nördliche und Südliche Torsteingletscher sowie der Kleine Gosau Gletscher. Östlich dieses Kamms befindet sich die Gletscherwanne des Großen Gosau Gletschers. An diesen schließt sich der mittlere Felskamm, der das Gebirgsmassiv in eine Ost- und Westhälfte teilt. Er erstreckt sich vom Hohen Dachstein (2993 m) über den Niederen Dachstein (2934 m) nach Norden zum Hohen Kreuz (2837 m), von wo der Kamm einerseits weiter nach Norden in Richtung zum Niederen Kreuz (2654 m) sowie andererseits nach Nordwesten über den Hohen Schreiberwandkopf (2642 m) zum Schreiberwandeck führt. In dem tiefen Kar zwischen diesen auseinanderstrebenden Kämmen liegt der Schneelochgletscher, der ebenfalls noch zu der westlichen Hälfte des Massivs gehört. Im Ostteil des Gebirgsstockes liegt der Hallstätter- und der Schladminger Gletscher, die durch einen weiteren Felskamm getrennt werden, der vom Huner Kogel (2685 m) über den Hohen Gjaidstein (2795 m) bis zum Taubenkogel (2301 m) reicht.

Zur besseren topographischen Beschreibung sind in Tabelle 1 einige Angaben über die hier diskutierten Gletscher wiedergegeben.

Tabelle 1 : Die Dachsteingletscher nach ihrem Stand vom Jahre 1956 /2/.

Gletscher	Exposition	Mittlere Gletscherhöhe	höchster/tiefster Punkt	Fläche (km ²)
Hallstätter	N	2520	2880/2060	3,58
Großer Gosau	NW	2510	2750/2250	1,33
Schladminger	NE	2580	2700/2420	0,90
Schneeloch	NW	2280	2460/2160	0,27
Kleiner Gosau	NW	2440	2600/2300	0,10
Nördl. Torstein	W	2450	2550/2370	0,02
Edelgrieß	E	2500	2560/2430	0,04
Südl. Torstein	W	2500	2550/2440	<u>0,02</u> 6,26

Wenn man diese Angaben nach den in den Alpen üblichen Maßstäben beurteilt /3/, dann besitzt das Dachsteinmassiv einen Mittel- und einen Kleingletscher (Größenklasse 2 bis 5 bzw. 1 bis 2 km²) sowie sechs Kleinstgletscher (<1 km²). Lediglich beim Hallstätter- sowie beim Großen und dem Kleinen Gosaugletscher sind die Kennzeichen einer normalen Eisbewegung sowie ein entsprechender

Spaltenreichtum vorhanden. Die übrigen Kleinstgletscher besitzen nur ein sehr spaltenarmes und wenig bewegtes Eis.

Das säkulare Verhalten der Dachstein Gletscher kann aus Tabelle 2 entnommen werden, wo die Gletscherflächen aus den Jahren 1850 bis 1856 /4/ mit denen von 1956 verglichen werden.

Tabelle 2 : Die Eisflächen der Dachsteingletscher 1850 bis 1856 und 1956.

Gletscher	Eisfläche km ²	1850/56 %	Eisfläche km ²	1956 %	Flächenverlust km ²	Flächenverlust %
Hallstätter	5,06	46,4	3,58	57,2	1,48	29
Großer Gosau	2,52	23,1	1,33	21,5	1,19	47
Schladminger	2,16	19,8	0,90	14,3	1,26	58
Schneeloch	0,50	4,6	0,27	4,2	0,23	46
Kleiner Gosau u. Nördl. Torstein	0,48	4,4	0,12	1,9	0,36	75
Edelgriß	0,10	0,9	0,04	0,6	0,06	60
Südl. Torstein	0,08	0,8	0,02	0,3	0,06	75
Summe	10,90	100	6,26	100	4,64	43

Anmerkung: Der Kleine Gosau Gletscher war 1850 noch mit dem Nördlichen Torstein Gletscher vereint. Sie müssen deshalb bei diesem säkularen Vergleich gemeinsam betrachtet werden.

3. GEODÄTISCHE MESSERGEBNISSE

Die im Sommer 1968 durchgeführten Messungen haben - wie aus Abb.1 zu ersehen ist - den westlichen Teil und auch den Zungenbereich des Hallstätter Gletschers mit fünf Profilen erfaßt. Die Lage der Profile mußte in dieser Form gewählt werden, um einigen Spaltenfeldern auszuweichen. Zusätzlich zu diesen Profilen ist vor der Zunge des Hallstätter Gletschers das Profil 0 vermessen worden, das durch einen mit Moränenmaterial bedeckten Trogboden verläuft.

Am Großen Gosaugletscher wurden die beiden flachen Flächen im oberen und unteren Teil durch die Vermessung der drei in Abbildung 2 eingezeichneten Profile erfaßt. Eine Fortsetzung der Profile über die Steilstufe im mittleren Teil des Gletschers war infolge des Spaltenreichtums nicht möglich.

Die Durchführung und Auswertung der geodätischen Vermessung lag in den Händen von cand. geod. Otto Bittmann.

Die Schußpunkte, welche die Endpunkte der Profile bilden, sind im Anhang A koordinatenmäßig angeführt.

Die Profile sind durch diese Koordinatenangaben kartennmäßig festgelegt und höhenmäßig bei allen dazwischenliegenden Geophon- und Schußpunkten, also in 25 bzw. 50-m Intervallen eingemessen worden. Durch diese eigene Vermessung war es möglich, den Höhenschichtlinienverlauf des Hallstätter Gletschers vom Gletscherstand der Alpenvereinskarte 1956 zu korrigieren, um für die seismische Auswertung eine der Wirklichkeit besser angepaßte Arbeitsunterlage zu erhalten. Dies ist dadurch zu erreichen versucht worden, daß der Isohypsenverlauf vom Stand 1956 durch "Parallelverschieben" in möglichst unveränderter Form dem Meßergebnis von 1968 angepaßt

worden ist. Insbesondere der Gletscherrand, welcher nicht neu vermessen wurde, ist mit größeren Unsicherheiten behaftet.

Nach dem hier beschriebenen Verfahren war es möglich, für den Hallstätter Gletscher eine ausreichend genaue Arbeitskarte der Gletscheroberfläche zu entwerfen. Beim Großen Gosaugletscher war dieses Verfahren leider nicht anwendbar, da nach Abbildung 2 die eingemessenen Profile nicht repräsentativ über den ganzen Gletscher verteilt sind.

Der Hallstätter Gletscher ist in den Jahren 1967 und 1968 durch insgesamt zehn Profile seismisch vermessen worden. Dabei ist die Gletscheroberfläche höhenmäßig in rund 160 Punkten neu eingemessen worden.

Der Vergleich dieser Höhenangaben mit den korrespondierenden Höhenwerten der Alpenvereinskarte 1956 ermöglicht einen Überblick über die in diesen zwölf Jahren stattgefundenen Höhenänderungen der Gletscheroberfläche in den verschiedenen Höhenzonen zu gewinnen. Das Ergebnis dieses Vergleiches ist in Abbildung 3 wiedergegeben. Entsprechend der Verteilung der seismischen Profile können die Höhenänderungen in den einzelnen Zonen als hinreichend repräsentativ für den gesamten Hallstätter Gletscher angesehen werden.

Während in den Seehöhen von mehr als 2400 m die Höhenänderungen fast ausgeglichen sind, ist in den tieferliegenden Bereichen die Gletscheroberfläche stark eingesunken.

Die größten Höhenverluste (bis zu -28 m) treten auf dem Zungenprofil N auf. Aber auch der westliche Gletscherlappen befindet sich im Höhenbereich unterhalb von 2400 m stark im Rückzug, da das Profil M hier Höhenverluste bis zu 26 m anzeigt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich der in diesem Höhenbereich nicht vermessene östliche Gletscherlappen ähnlich verhält.

Beim Höhenvergleich fällt in Abbildung 3 ein Gebiet kräftiger Höhenzunahme auf, das durch das Profil L und in seinen Flanken durch die Profile K und M belegt ist. Demnach hätte die Gletscheroberfläche im Bereich des Hohen Kreuzes eine Aufhöhung bis zu 28 Höhenmetern erfahren, was entsprechend den seismischen Meßergebnissen (siehe Abschnitt 4) einer Dickenzunahme von ca. 200% innerhalb von 12 Jahren entsprechen würde. Da dies sehr unwahrscheinlich erscheint, wird das Profil L, bezüglich der Höhenänderung der Gletscheroberfläche, nicht weiter berücksichtigt.

Wie sich diese Höhenänderungen der Gletscheroberfläche volumsmäßig auswirken, ist aus der Abschätzung von Abb. 4 zu ersehen. Hier ist die Verteilung der Gletscherfläche und der mittleren Höhenänderungsbeträge für die einzelnen Höhenintervalle dargestellt, woraus die ebenfalls wiedergegebene Volumsänderung in den einzelnen Höhenintervallen berechnet werden kann. Der Gletscher hat unterhalb von 2400 m Seehöhe in dem Zwölfjahresintervall auf insgesamt 0,55 km² Fläche einen Volumsverlust von rund 8 Millionen m³ Eis erlitten, wovon 5 Millionen m³ auf die Gletscherzunge (unterhalb von 2350 m) entfallen. Der obere Gletscherteil hat bei einer Fläche von 3 km² rund 1,7 Millionen m³ Eis verloren. Insgesamt beträgt der Massenverlust des Hallstätter-Gletschers im Zeitraum 1956-1968 also 9,7 Millionen m³ Eis, woraus sich als mittlerer jährlicher Ablationsüberschuß der Betrag von 20 cm Wasser abschätzen läßt.

Abb. 2: Der Große Gosau Gletscher nach dem Gletscherstand von 1956. Es sind die 1968 vermessenen seismischen Profile P, Q und R eingezeichnet. Die strichpunktierte Linie gibt die Lage des in Abb. 13 wiedergegebenen Querschnitts an.

Abb. 3

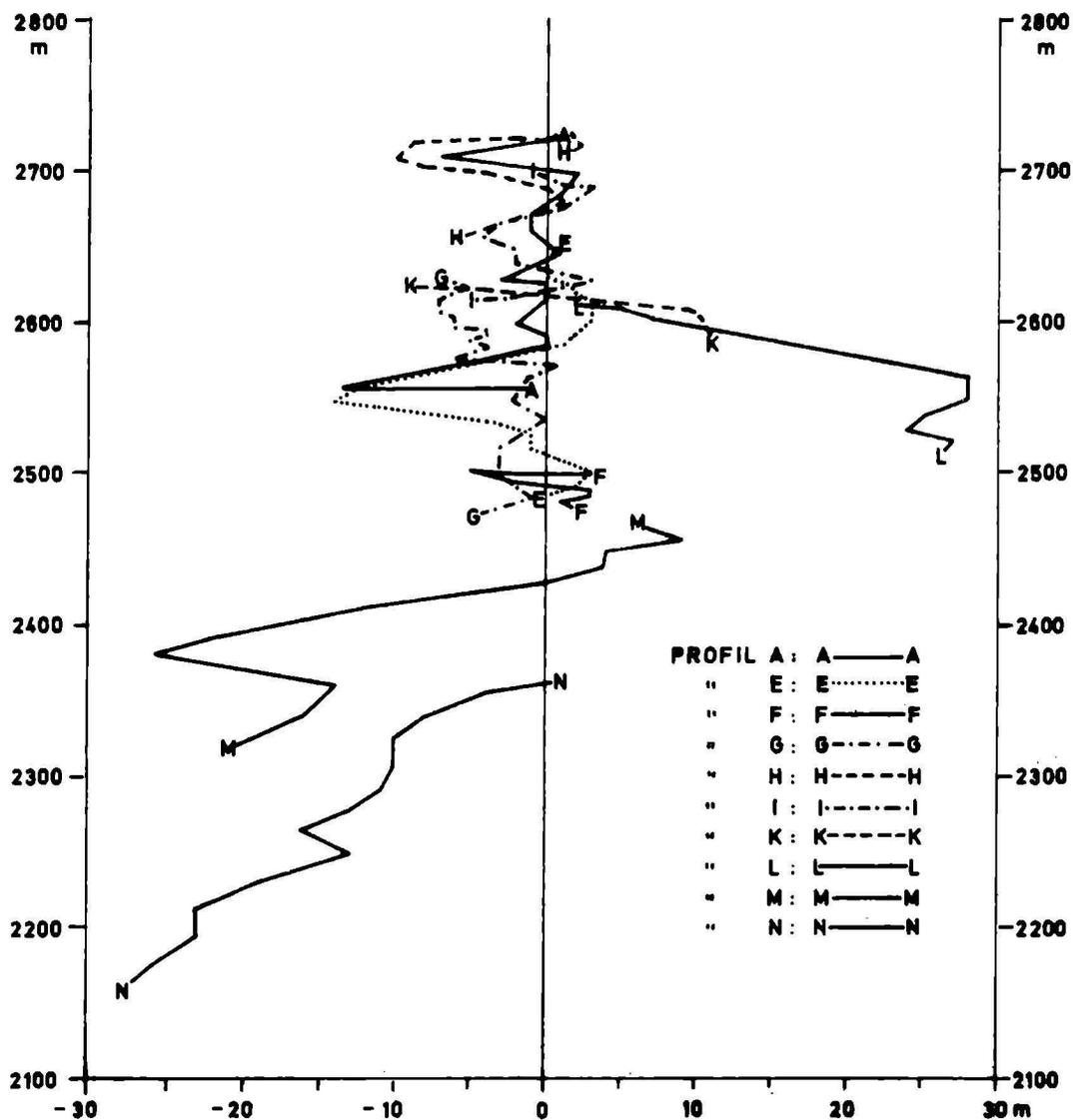


Abb. 3: Höhenänderung der Oberfläche des Hallstätter Gletschers im Bereich der seismischen Profile. Vergleich der photogrammetrischen Aufnahme der Alpenvereinskarte (1956) mit den tachymetrisch eingemessenen Profilen 1967/68.

Abb. 4: Verteilung der Gletscherfläche, der mittleren Höhenänderungen 1956 - 68 der Oberfläche und den entsprechenden Volumsänderungen des Hallstätter Gletschers in 50 m-Höhenintervallen.

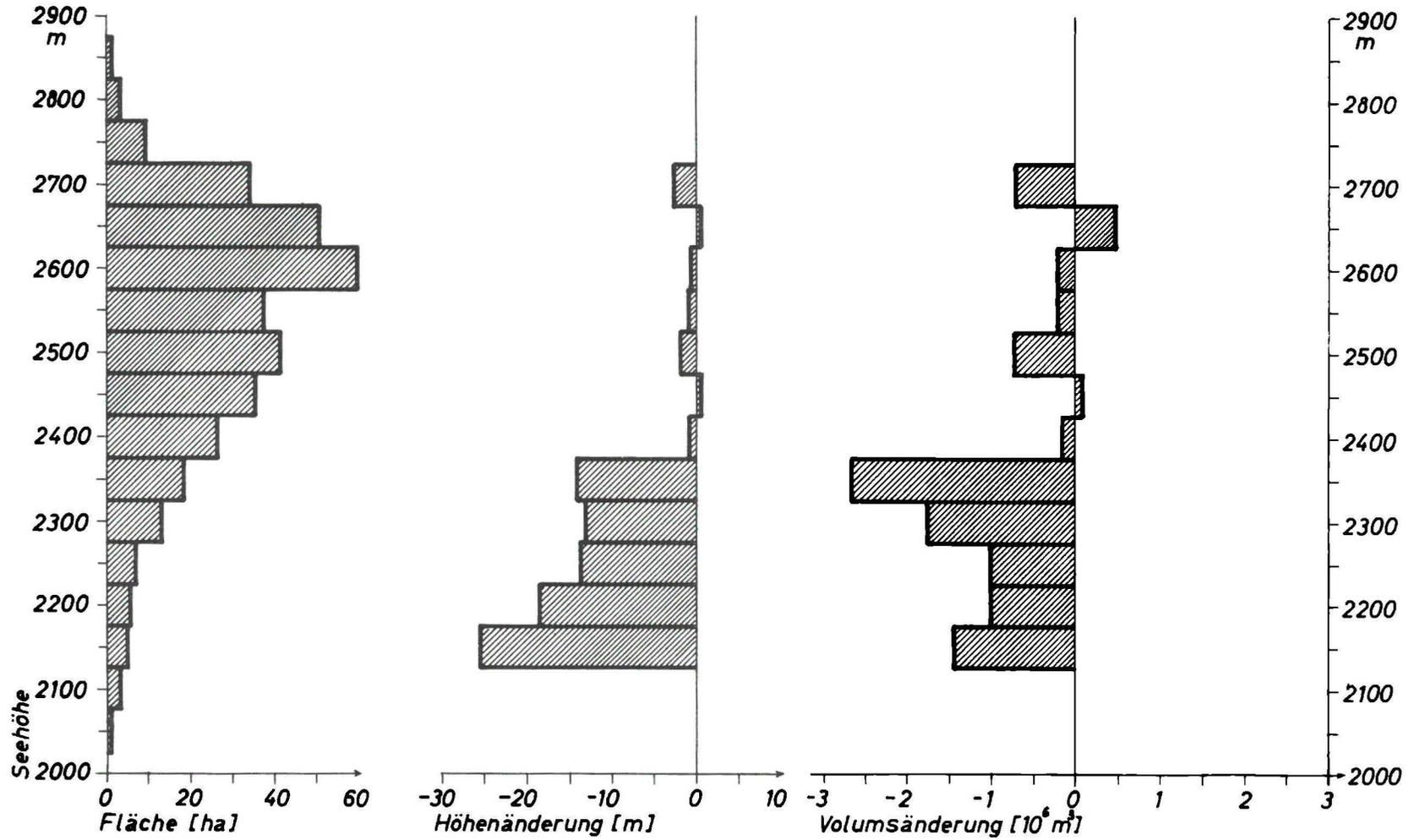


Abb. 4

4. SEISMISCHE MESSERGEBNISSE

Im Jahre 1968 sind neun Profile von insgesamt 5,3 km Länge mit 27 Sprengschüssen seismisch vermessen worden. Die technischen Angaben der Profile sind in Anhang B und die der Sprenganlagen in Anhang C enthalten.

Die Sprengungen mit Gelatine Donarit 1 sind durch Vergraben im Firn (ca. 1,6 m tief) verdämmt worden, während die Knauerit Ladungen zum Teil auch unverdämmt abgesprengt werden konnten.

Die Auswertung der Seismogramme hat die in Tabelle 3 wiedergegebenen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Longitudinal- und Transversalwellen im Gletschereis ergeben.

Tabelle 3 : Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen im Eis des Hallstätter- und des Großen Gosau Gletschers und die aus den jeweiligen Geschwindigkeitsangaben bestimmte Poisson'sche Zahl.

Gletscher	Ausbreitungsgeschwindigkeit (m/sec)				Poisson'sche Zahl
	Longitudinalwellen		Transversalwellen		
	Streubereich	Mittel	Streubereich	Mittel	
Hallstätter Gletscher	3300-3700	3470	1610-1730	1650	0,36
Großer Gosau Gletscher	3300-3680	3430	- -	1780	0,35

In einer Entfernung bis zu 100 m von der Sprengstelle sind auf beiden Gletschern noch geringere Longitudinalgeschwindigkeiten von ca. 3000 m/sec beobachtet worden.

Der westliche Teil des Hallstätter Gletschers wird durch vier Profile I, K, L und M erfaßt. Das oberste dieser Profile (Abb. 5, Profil I) erstreckt sich vom Eisfeld zwischen Oberem Eisstein und Niederem Dachstein aus in NNW-Richtung auf das Hohe Kreuz zu. In dem steil abfallenden ersten Drittel des Profils wurde eine gleichmäßige Eismächtigkeit von 35 m festgestellt, die im flacheren unteren Profilabschnitt auf 60 bis maximal 90 m zunimmt. Quer dazu verläuft von der Simony-Scharte nach Osten das Profil K über den hier nur flach geneigten Gletscher bis zu dem zur Zunge hinunterführenden Eisbruch. Trotz dieser unter den örtlichen Umständen maximal erreichbaren Profillänge war es beim Profil K nicht möglich, Ersteinsätze der geführten Welle zu registrieren, da die in diesem Bereich auftretende Eisdicke hierfür eine längere Auslage erfordert hätte. Die aus dem Profil I festgestellten großen Eismächtigkeiten herrschen offensichtlich in den gesamten Becken östlich des Wallner Köpfls vor. Das parallel zum Kamm des Hohen Kreuzes über ein steileres Gletscherfeld verlaufende Profil L (Abb. 6) besitzt eine gleichmäßige Eistiefe von 45 - 50 m. Im unteren Teil dieses Gletscherlappens erstreckt sich das Profil M in ESE-Richtung zu der schon hier durch ein Felsband getrennten Zunge hin. Die Dicke des Eises verringert sich hier mit Schwankungen von 40 auf 15 m. Das die Zunge hinunter verlaufende Profil N (Abb. 6) zeigt im oberen Bereich eine mittlere Tiefe des Eises von etwa 45 m und im unteren Teil einen stufenförmig gegliederten Untergrund, der vom Gletschereis mit einer Mächtigkeit zwischen 20 und 50 m überdeckt wird.

Abb. 5 : Profil I am Hallstätter Gletscher und Profil O im Gletschervorfeld. Die eingetragenen Zahlenwerte geben die mittlere Ausbreitungsgeschwindigkeit \bar{v} im Untergrund an. Die Darstellung erfolgt in doppelter Überhöhung.

Abb. 6 : Die Profile L, M und N am Hallstätter Gletscher.

Abb. 7 : Die Profile P, Q und R am Großen Gosau Gletscher.

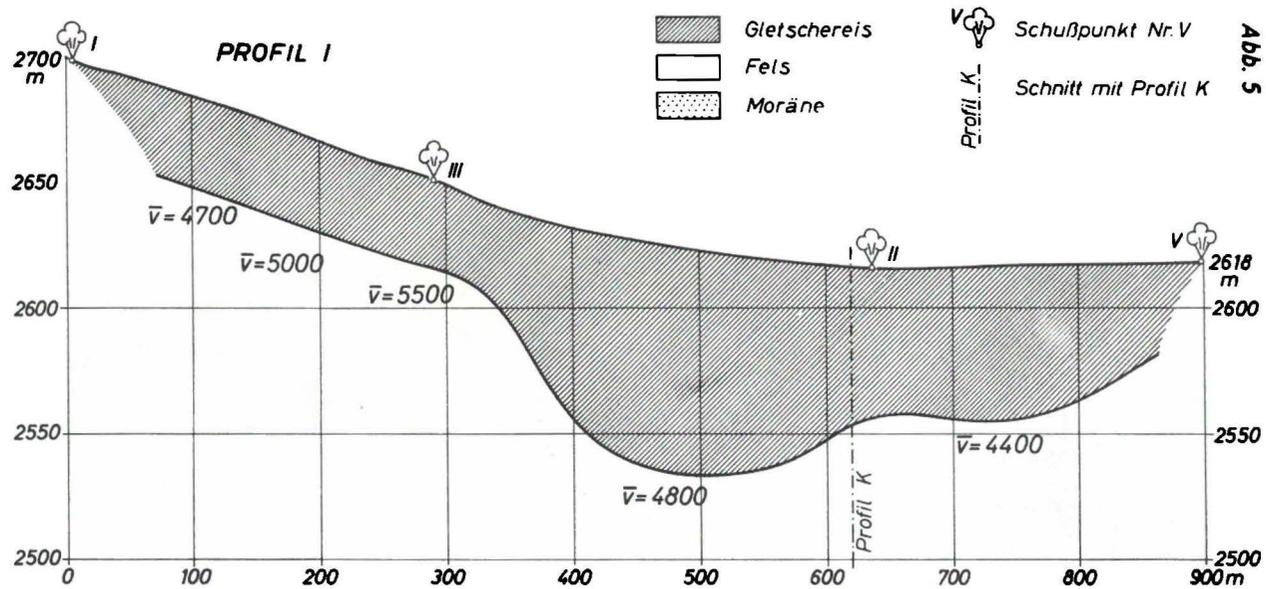


Abb. 5

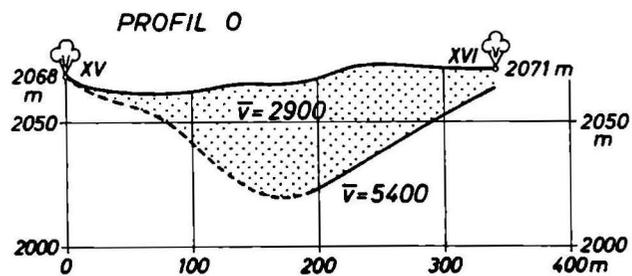


Abb. 6

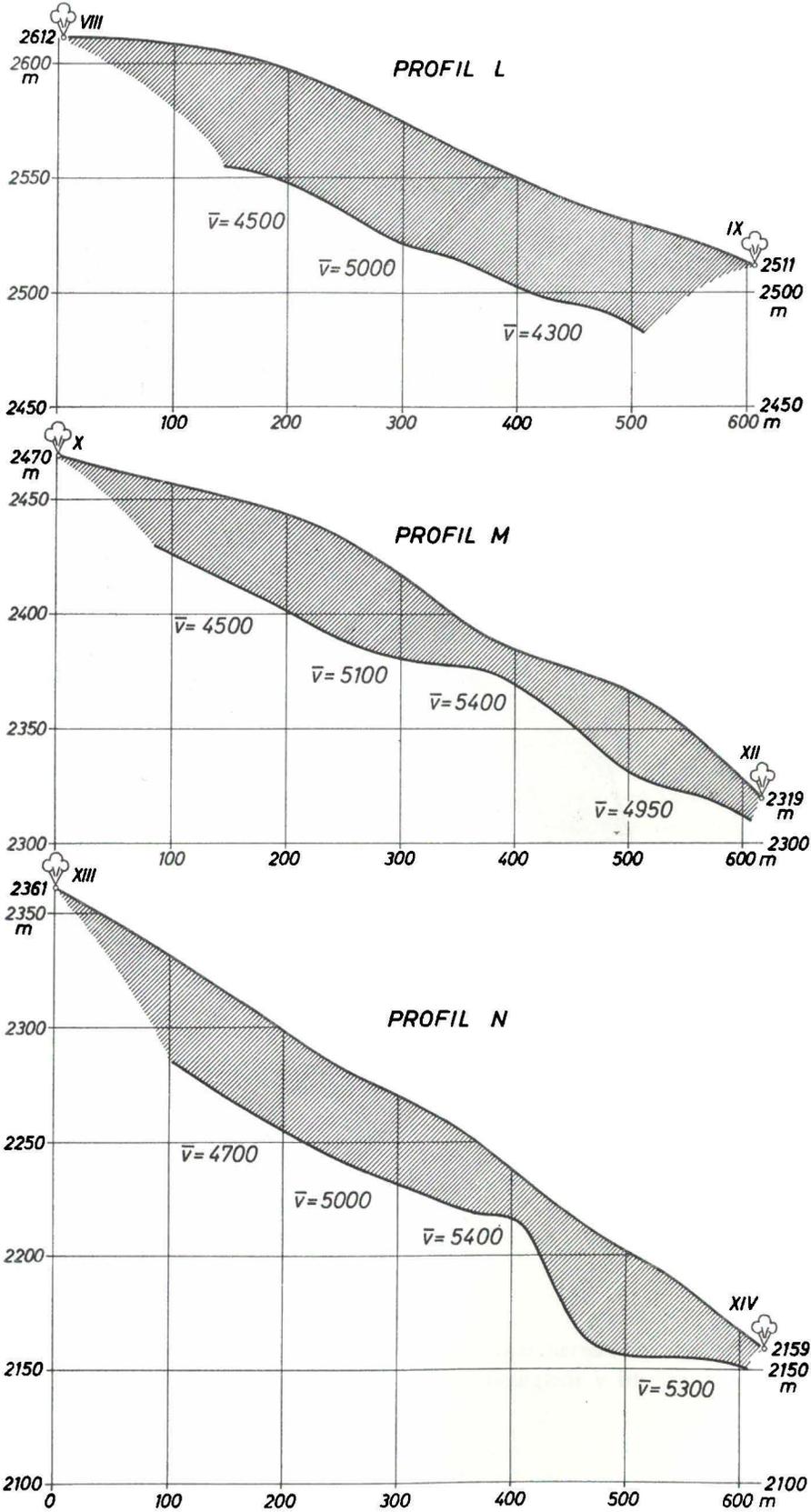
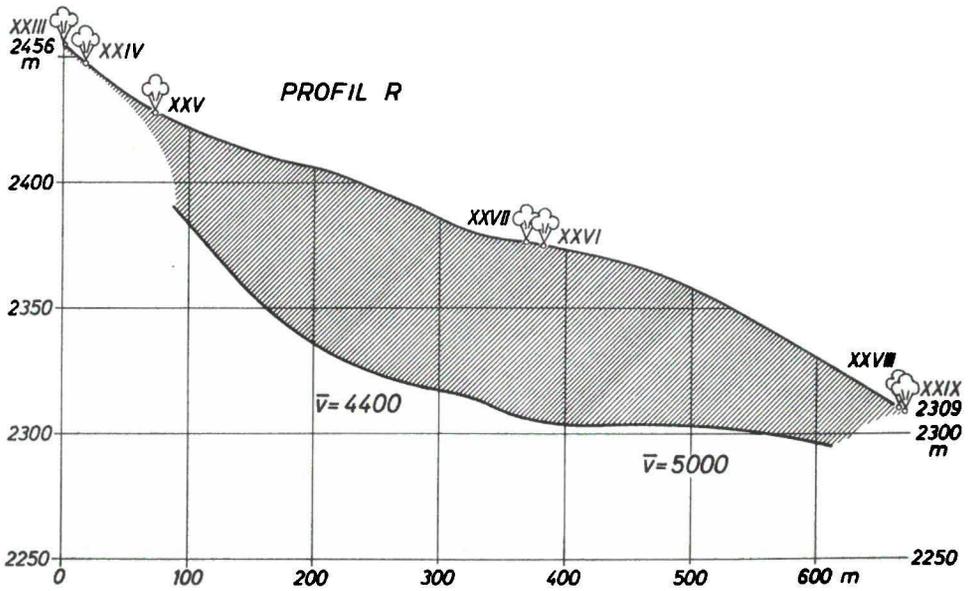
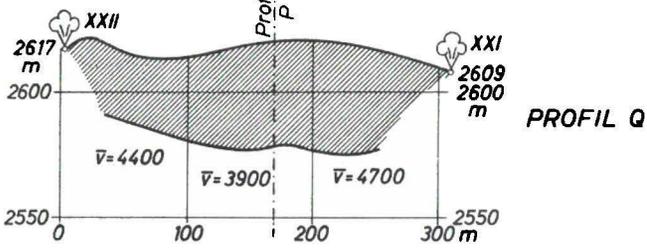
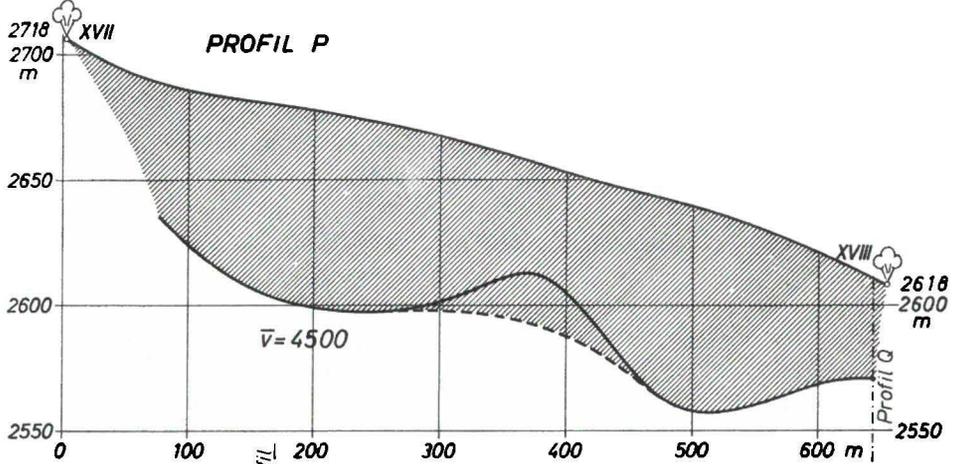


Abb. 7



Die vorhin diskutierten Profile vermitteln den Eindruck eines wellenförmig gegliederten Gletscheruntergrundes, wie er auch im Gletschervorland beobachtet wird.

Die seismische Vermessung des unmittelbar vor der Gletscherzunge liegenden moränenerfüllten Troges (Profil O, Abb. 5) ergab für die Moräne eine maximale Mächtigkeit von 45 m. Da der eine Schußpunkt des Profils O auf Fels liegt und unter dem Gegenschußpunkt die Moräne geringe Dicke aufweist, konnte die P-Wellengeschwindigkeit in diesem Material nur relativ ungenau mit 2900 m/s bestimmt werden.

Am Großen Gosau Gletscher wurden nur auf den zwei, durch eine Steilstufe getrennten, flach abfallenden Gletscherflächen die beiden Längsprofile P und R und das Querprofil Q vermessen. Das obere Längsprofil P ist in Abb. 7 wiedergegeben. Hier sind Eistiefen zwischen 40 und 75 m zu beobachten. Auffallend ist das Ergebnis der Auswertung im mittleren Bereich des Profils, wo aus den Seismogrammen eine Felsschwelle abgeleitet werden kann. Ein Vergleich mit der in Abb. 2 wiedergegebenen Gletscherkarte läßt hier eine seitliche Refraktion möglich erscheinen, denn im kritischen Bereich nähert sich das Profil weitgehend an eine seitlich verlaufende, starke Aufwölbung der Gletscheroberfläche, die sichtlich durch eine Felsrippe im Untergrund hervorgerufen wird.

Der wahrscheinlichere Verlauf des Felsuntergrundes in diesem Profilabschnitt ist deshalb in der Abbildung strichliert eingetragen worden, womit sich für diesen Gletscherteil die Form einer weiten Mulde ergibt. Ihre untere Begrenzung wird durch das Querprofil (Profil Q, Abb. 7) erfaßt, das Eismächtigkeiten von 30 - 40 m aufweist. Das im unteren Gletscherabschnitt liegende Profil R (Abb. 7) besitzt wieder die Form einer weiten Mulde, in der das Eis Tiefen bis zu 80 m erreicht. Aus diesen Profilen kann geschlossen werden, daß der Große Gosau Gletscher etwa die gleichen Eismächtigkeiten wie der fast dreimal so große Hallstätter Gletscher besitzt.

Die bisher beschriebenen Profile sind durch Auswertung der Seismogramme mit den bekannten Methoden der Refraktionsseismik gemacht worden. Diese beruhen auf der Annahme, daß sich die direkte Welle mit Vollraumgeschwindigkeit ausbreitet.

Nach THYSSSEN /5/ besteht die Möglichkeit, daß die Ersteinsätze nicht von einer Raumwelle, sondern von einer Plattenwelle herkommen, da die Eismächtigkeit und die aus der Aufzeichnungsfrequenz ableitbare Wellenlänge der seismischen Signale von gleicher Größenordnung sind /5/. Der Übergang von der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Raumwelle zu der der Plattenwelle wird empirisch durch die Beziehung

$$v = 3750 - 500 e^{-2,25 \cdot 10^{-3} H/T_{1/4}} \quad [\text{m/sec}]$$

angenähert /5/, wobei $T_{1/4}$ die Zeit vom Ersteinsatz bis zum ersten Maximum angibt und als Maß für die vorherrschende Frequenz des Ersteinsatzes aufgefaßt werden kann. Für die Profile des Hallstätter Gletschers findet man die in Abb. 8 wiedergegebene Beziehung zwischen dem durch die Eismächtigkeit H und $T_{1/4}$ bestimmten Geometrie-Faktor und der Ausbreitungsgeschwindigkeit. Ein Vergleich mit der eingezeichneten oben erwähnten Beziehung erbringt keinen Hinweis auf die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit von der Eismächtigkeit.

Für den Hallstätter Gletscher besteht daher kein Grund zur Annahme, daß die geometrischen Verhältnisse für die beobachteten niedrigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten von durchschnittlich 3470 m/s verantwortlich sind. Die Auswertung erfolgte daher unter der Annahme der Vollraumgeschwindigkeit. Dies ist insofern bedeutungsvoll, als die Annahme einer Plattenwelle zur Modifizierung der Formeln für die Tiefenberechnung und zu größeren Eisdicken geführt hätte /5/.

Die beobachteten Ausbreitungsgeschwindigkeiten streuen stark und umfassen das Geschwindigkeitsintervall von 4100 - 5500 m/sec. Ein Differenzierungsversuch hat ergeben, daß sich die beobachteten

Untergrundgeschwindigkeiten in zwei Gruppen ordnen lassen, entsprechend der Form des Untergrunds. Wie aus Tabelle 4 zu ersehen ist, treten bei den Trog- und Beckenformen niedrigere Ausbreitungsgeschwindigkeiten als bei den Schwellen und Stufen der Eisunterlage auf.

Tabelle 4 : Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Longitudinalwellen im Felsuntergrund unter Berücksichtigung der Oberflächenform der Eisunterlage.

Gletscher	Trogformen		Stufen und Schwellen	
	Streubereich	Mittelwert	Streubereich	Mittelwert
Hallstätter Gletscher	4100 - 4900	4600 [m/sec]	4900 - 5500	5200 [m/sec]
Schladminger Gletscher	3700 - 3800	3800		4300

Abb. 8

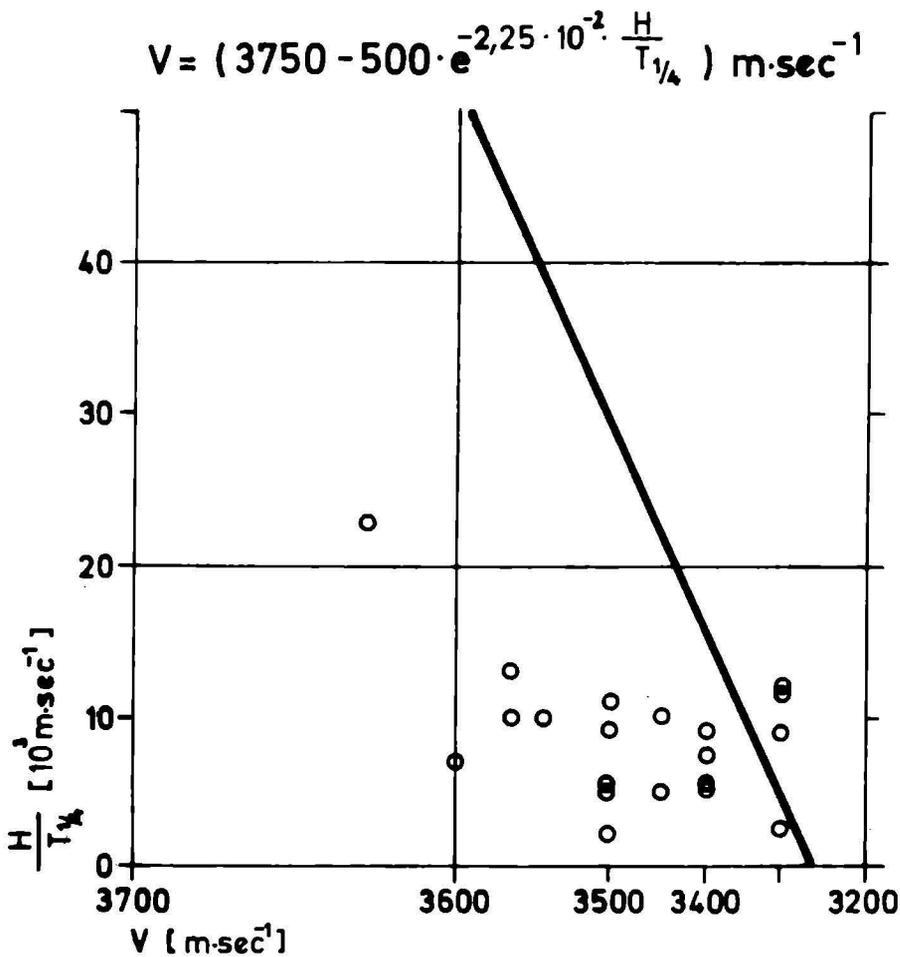


Abb. 8 : Vergleich der am Hallstätter Gletscher beobachteten Beziehung zwischen der Ausbreitungsgeschwindigkeit v und dem Faktor $H/T_{1/4}$ (Kreise) und der im Fall des Übergangs von der Raum- zur Plattenwelle zu erwartenden Abhängigkeit (ausgezogene Linie).

Den niederen Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den Becken könnte Moränenmaterial zugeordnet werden. Dagegen sprechen aber folgende Argumente:

- a) Die Auswertung der Seismogramme hat immer auf ein Zweischichtproblem geführt, da keine Einsätze identifizierbar waren, die den Schluß auf eine weitere Schichtgrenze im Untergrund zugelassen hätten.
- b) Die Messung der Moränengeschwindigkeit im Vorfeld der Zunge des Hallstätter Gletschers (Profil O) ergab Werte um 2900 m/sec, die somit wesentlich unter den in den Trögen gemessenen Werten liegen (Tabelle 4).
- c) Im Gletschervorfeld, welches in den letzten hundert Jahren vom Gletscher freigegeben wurde, konnten nur geringmächtige Anschüttungen von Lockermaterial gefunden werden. Lediglich Rand- und Endmoränen, sowie der oben erwähnte Trog, bilden eigenständige Schotterkörper größeren Ausmaßes.

Beim Schladminger Gletscher ist ursprünglich den niedrigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten Moränenmaterial zugeordnet worden /1/. Aufgrund der obigen Überlegungen muß auch für den Schladminger Gletscher die frühere Interpretation dahingehend geändert werden, daß der gesamte Untergrund aus gewachsenem Fels unterschiedlicher elastischer Eigenschaften besteht.

Den oben erwähnten Geschwindigkeitsunterschieden zwischen Becken und Schwellen des Gletscheruntergrundes ist ein allgemeiner Trend der Geschwindigkeitszunahme vom Schladminger Gletscher bis zu den mittleren und westlichen Bereichen des Hallstätter Gletschers überlagert. Im Westen schließen sich am Großen Gosau Gletscher wieder etwas geringere Felsgeschwindigkeiten an. Dies kann so gedeutet werden, daß im Untergrund Zonen verschiedener Härte, die infolge der unterschiedlichen Erosion zur Bildung von Schwellen und Stufen im Gletscherbett führen, existieren. Der Zusammenhang zwischen der Morphologie des Felsbettes und den Ausbreitungsgeschwindigkeiten ist bereits früher am Gepatschferner festgestellt worden, wobei allerdings eine Beckenfüllung aus Moränenmaterial angenommen worden ist /6/.

5. EISVOLUMEN UND FELSBETT DER DACHSTEINGLETSCHER

Aus den vorhin diskutierten seismischen Profilen soll das Eisvolumen und die Form des Gletscheruntergrundes bestimmt werden. Eine notwendige Voraussetzung für die Konstruktion einer Karte des Gletscheruntergrundes stellt eine, den aktuellen Gletscherstand wiedergegebende Karte dar. Wie bereits ausgeführt worden ist, war die Erstellung einer entsprechenden Arbeitskarte nur für den Hallstätter-, nicht aber für den Großen Gosau Gletscher möglich. Deshalb mußte auf die Konstruktion einer Karte des Untergrundes des Großen Gosau Gletschers verzichtet werden.

Zur Volumbestimmung ist die Interpolation zwischen den vermessenen Profilen notwendig. Die Erfahrung zeigt, daß Stufen und Schwellen ihr Abbild in der Gletscheroberfläche besitzen und ihr Verlauf zwischen den Profilen daher unter Zuhilfenahme der Oberflächenkarte in richtiger Weise fortgesetzt werden kann. Weiters folgt aus der Theorie der Eisbewegung, daß längs Stromlinien die Eisdicke wegen des annähernd plastischen Verhaltens des Eises in erster Linie von der Neigung abhängt /8/. Ausgangspunkt bildet die Überlegung, daß die Schubspannung τ entlang des Gletscherbettes für einen Gletscher einen konstanten Wert annimmt, sofern man das Eis als ideal plastischen Körper betrachtet, wobei gleichzeitig die Eismächtigkeit unabhängig vom Eisfluß ϕ durch jeden Vertikalschnitt des Gletschers wird. Dabei wird die Strömungsrichtung senkrecht auf die Isohypsen angenommen. Die Schubspannung τ ist gegeben durch die Beziehung

$$\tau = r g \rho \alpha \quad (1)$$

mit r als hydraulischen Radius, der Erdbeschleunigung g , der Eisdichte $\rho = 0,9 \text{ g/cm}^3$ und α als die klein angenommene Oberflächenneigung /8/. Dabei wird der von der Widerstandsermittlung der

Strömungslehre her bekannte hydraulische Radius für kreisbogenförmige Querschnitte mit $r = Q/p$ als das Verhältnis der Querschnittsfläche Q zum Umfang p des Querschnitts mit Untergrundkontakt definiert. Wenn die mittlere Eismächtigkeit \bar{h} klein gegen die Gletscherbreite (Länge der Isohypse) l ist, geht r in $\bar{h} = Q/l$ über, weil l und p in diesem Fall einander nahezu gleich werden. Die mittlere Eismächtigkeit wird somit durch die Größe der Schubspannung und die mittlere Neigung bestimmt. Diese Bedingung ist am Dachstein nach den Ergebnissen der seismischen Profile gut erfüllt. Die mittlere Oberflächenneigung α im Bereich eines Querschnitts kann nach der Formel

$$\alpha \approx \frac{\Delta z \cdot l}{\Delta F} \quad (2)$$

annähernd bestimmt werden, mit Δz als Höhenintervall und ΔF als zugehörige Fläche.

Aus den Beziehungen (1) und (2) ergibt sich die Formel

$$\bar{h} = \frac{\tau \cdot \Delta F}{\Delta z \cdot l \cdot g \cdot \rho} \quad (3)$$

mit deren Hilfe die mittlere Eismächtigkeit \bar{h} für jeden Querschnitt des betrachteten Gletschers unter Zuhilfenahme von kartographischen Angaben interpoliert werden kann. Für die Anwendung dieser Formel (3) wird die Konstanz der Schubspannung τ und der Dichte ρ im Interpolationsbereich vorausgesetzt. In den Randbereichen eines Gletschers können sich daher bei der Anwendung dieser Beziehung systematische Fehler ergeben. So führt z.B. die Annahme der konstanten Schubspannung an den, wegen des Gletscherrückganges flach auslaufenden Gletscherenden zu übergroßen Eismächtigkeiten. Im Normalfall ist jedoch diese Konstanz innerhalb eines einheitlichen Eisflußsystems hinreichend genau erfüllt /7/.

Beim Hallstätter Gletscher ist die bereits aus der Karte erkennbare Dreiteilung des Gletscherareals durch den seismischen Befund erhärtet worden. Da die Grenzen zwischen diesen drei Teilgletschern normal auf die Isohypsen verlaufen, ist kein Eisfluß über sie zu erwarten.

Für den Schladminger Gletscher, die drei Teilbereiche des Hallstätter Gletschers und für den großen Gosau Gletscher sind aus den seismischen Profilen in je drei Vertikalschnitten die hydraulischen Radien bestimmt worden. Daraus wurde für jeden Teilgletscher nach der Methode der kleinsten Quadrate die mittlere Schubspannung bestimmt. Dieser Wert wurde zur weiteren Interpolation herangezogen.

Tabelle 5 : Schubspannungen und hydraulischer Radius für die seismisch vermessenen Dachstein Gletscher /7/.

(Teil) - Gletscher	Fläche (km ²)	Vertikalschnitt		mittlere Eismächtigkeit (hydraul.) Radius gemessen berechnet		mittlere Schubspannung (bar)
		Höhe (m)	Neigung (rad)	(m)	(m)	
westlicher Hallstätter Gletscher	0,9	2580	0,333	34	28	0,82
		2500	0,295	28	32	
		2360	0,434	18	21	
mittlerer Hallstätter Gletscher	1,2	2640	0,260	47	48	1,11
		2340	0,391	39	32	
		2200	0,362	30	35	

Fortsetzung der Tabelle 5:

(Teil) - Gletscher	Fläche (km ²)	Vertikalschnitt			mittlere Eismächtigkeit		mittlere Schubspannung (bar)
		Höhe (m)	Neigung (rad)	(hydraul.) gemessen	Radius berechnet (m)		
östlicher Hallstätter Gletscher	1,4	2640	0,241	30	30	0,64	
		2580	0,136	60	53		
		2500	0,191	28	38		
Großer Gosau Gletscher	1,3	2700	0,183	50	51	0,82	
		2620	0,270	33	34		
		2340	0,360	28	29		
Schladminger Gletscher	0,9	2640	0,294	10	9	0,22	
		2600	0,114	20	21		
		2540	0,298	10	8		

Ein Vergleich der seismisch gemessenen mit den nach Formel (3) mit konstanter Schubspannung berechneten hydraulischen Radien zeigt eine zufriedenstellende Übereinstimmung (Tabelle 5).

Die Berechnung des Eisvolumens in den einzelnen Höhenstufen ist für den Schladminger Gletscher im Anhang D, für den Hallstätter Gletscher in den Anhängen E, F, G und für den Großen Gosau Gletscher im Anhang H angeführt.

Auf der Basis der Alpenvereinskarte mit dem Gletscherstand von 1956 sind diese Berechnungen durchgeführt worden und ergeben für den Schladminger Gletscher ein Volumen von $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, für den Hallstätter Gletscher ein Volumen von $130 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ und für den Großen Gosau Gletscher eines von $42 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis. Diese Angaben stellen auch für den Stand 1956 eine obere Grenze dar, weil die Annahme einer konstanten Schubspannung in den Randgebieten zu große Mächtigkeiten ergibt. Besonders augenfällig zeigt sich dies im untersten Teil des Großen Gosau Gletschers (Anhang H). Der Fehler für das Gesamtvolumen ist infolge des kleinen Flächenanteils gering.

Beim Hallstätter Gletscher konnte unter Verwendung der hier angegebenen Interpolationsverfahren eine Karte der Eismächtigkeit konstruiert werden, welche dem Gletscherstand 1968 entspricht (Abb. 9). Mit Hilfe der auf den neuesten Stand gebrachten Arbeitskarte wurde eine Karte des Gletscheruntergrundes gezeichnet (Abb. 10). Im Zungenbereich ist der derzeitige Gletscherstand strichpunktiert eingetragen worden. Auf Abbildung 10 ist ein vom Hohen Dachstein über den Eisstein weiter zum Eis-Joch verlaufender Rücken deutlich erkennbar, der gemäß Abbildung 9 den östlichen Gletscherteil abtrennt, auf dem bereits 1967 maximale Eismächtigkeiten von mehr als 90 m festgestellt werden konnten. Der mittlere Gletscherteil füllt nach diesen Abbildungen ein von der Steiner-Scharte her stufenförmig abfallendes Muldensystem, dessen oberes Becken von mehr als 80 m dicken Eismassen bedeckt wird, während im Zungenbereich die Eisdicke auf einem Flachstück bis zu 40 m erreicht. Der nordwestliche Gletscherteil weist einen sehr gleichmäßigen Eisdickenverlauf bis maximal 50 m und dementsprechend auch ein sehr ruhiges Isolinienbild des Untergrundes auf.

Abb. 9 : Eismächtigkeit des Hallstätter Gletschers nach den seismischen Meßergebnissen 1967/68.

Abb. 10 : Höenschichtlinienplan des Untergrundes vom Hallstätter Gletscher nach den seismischen Meßergebnissen der Jahre 1967 und 1968.

Abb. 11 : Eismächtigkeit der Zunge des Hallstätter Gletschers in den Jahren 1956 und 1968.

Abb. 12 : Eismächtigkeit des Großen Gosau Gletschers nach den seismischen Meßergebnissen aus 1968.

Abb. 9

Eismächtigkeit des Hallstätter - Gletschers (1967/68)

- ▲--- Kämme und Gipfel
- Linien gleicher Eismächtigkeit (m)
- Gletscherrand, 1956
- - - - - Gletscherrand, 1967/68

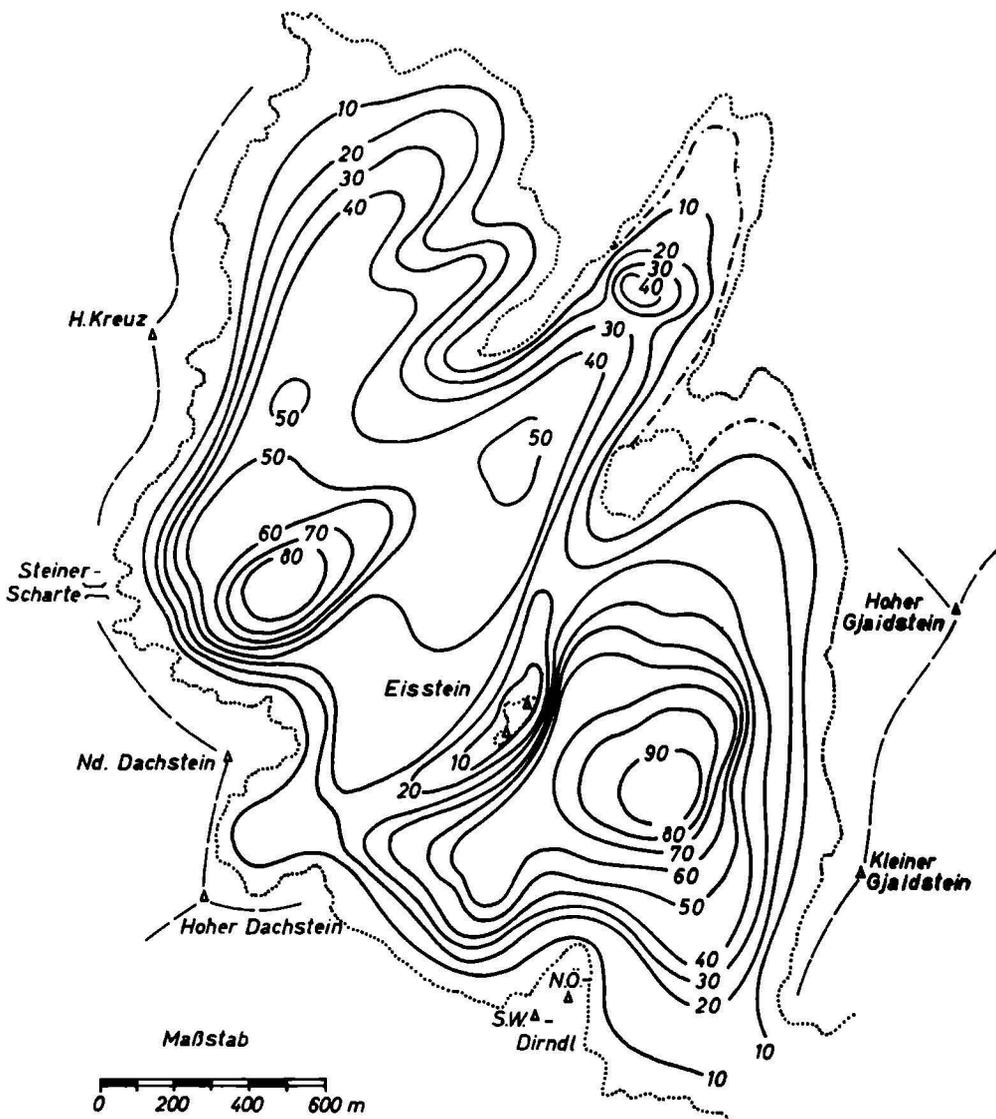


Abb. 10

Untergrundkarte des Hallstätter-Gletschers

- △— Kämme und Gipfel
- Isohypsen (m)
- Gletscherrand, 1956
- - - - Gletscherrand, 1967/68

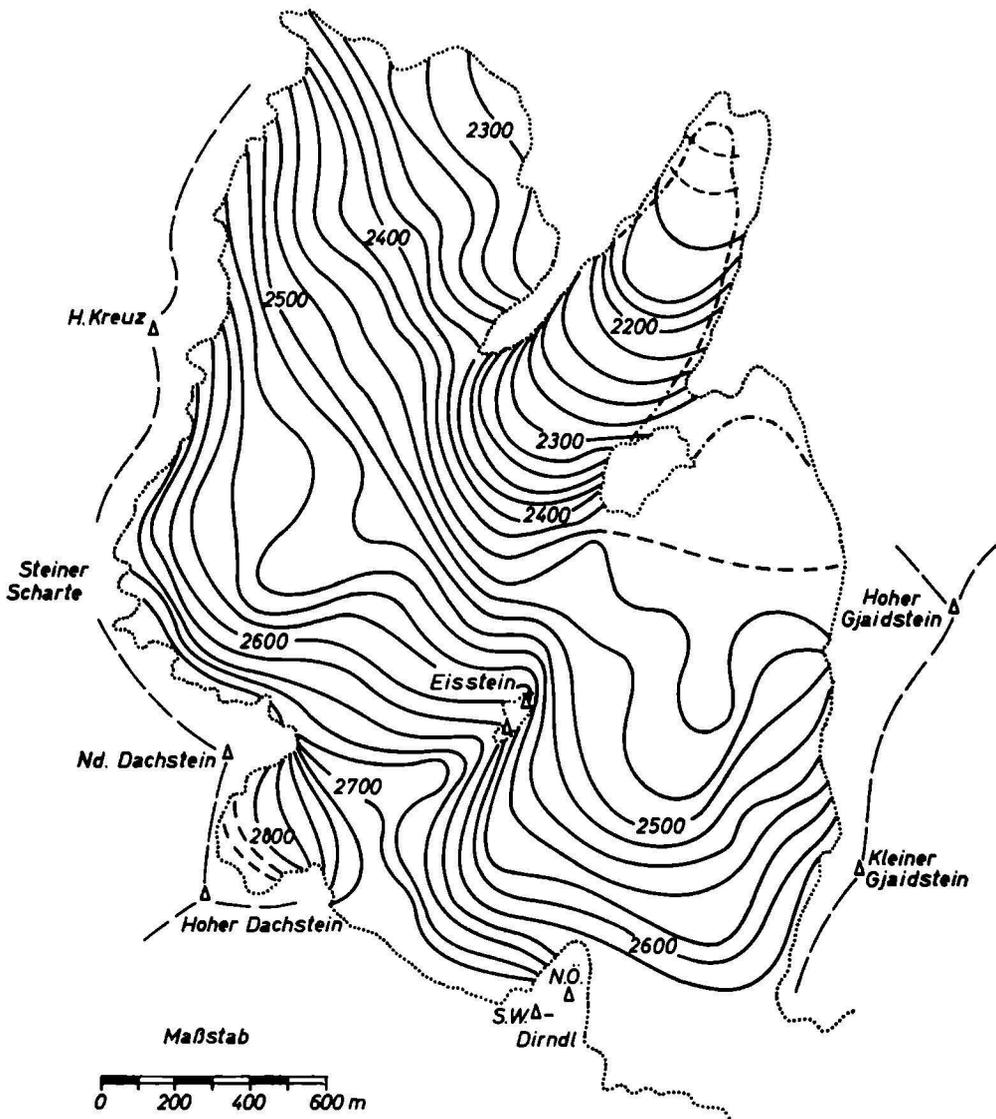


Abb. 11

Eismächtigkeit der Zunge des Hallstätter - Gletschers in den Jahren 1956 und 1968

———— Linien gleicher Eismächtigkeit (m)
Gletscherrand

1956

1968

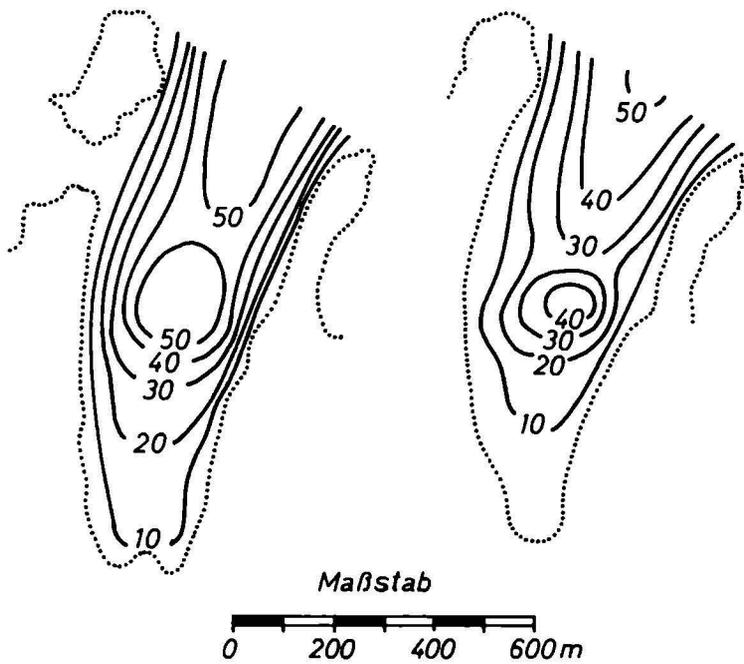
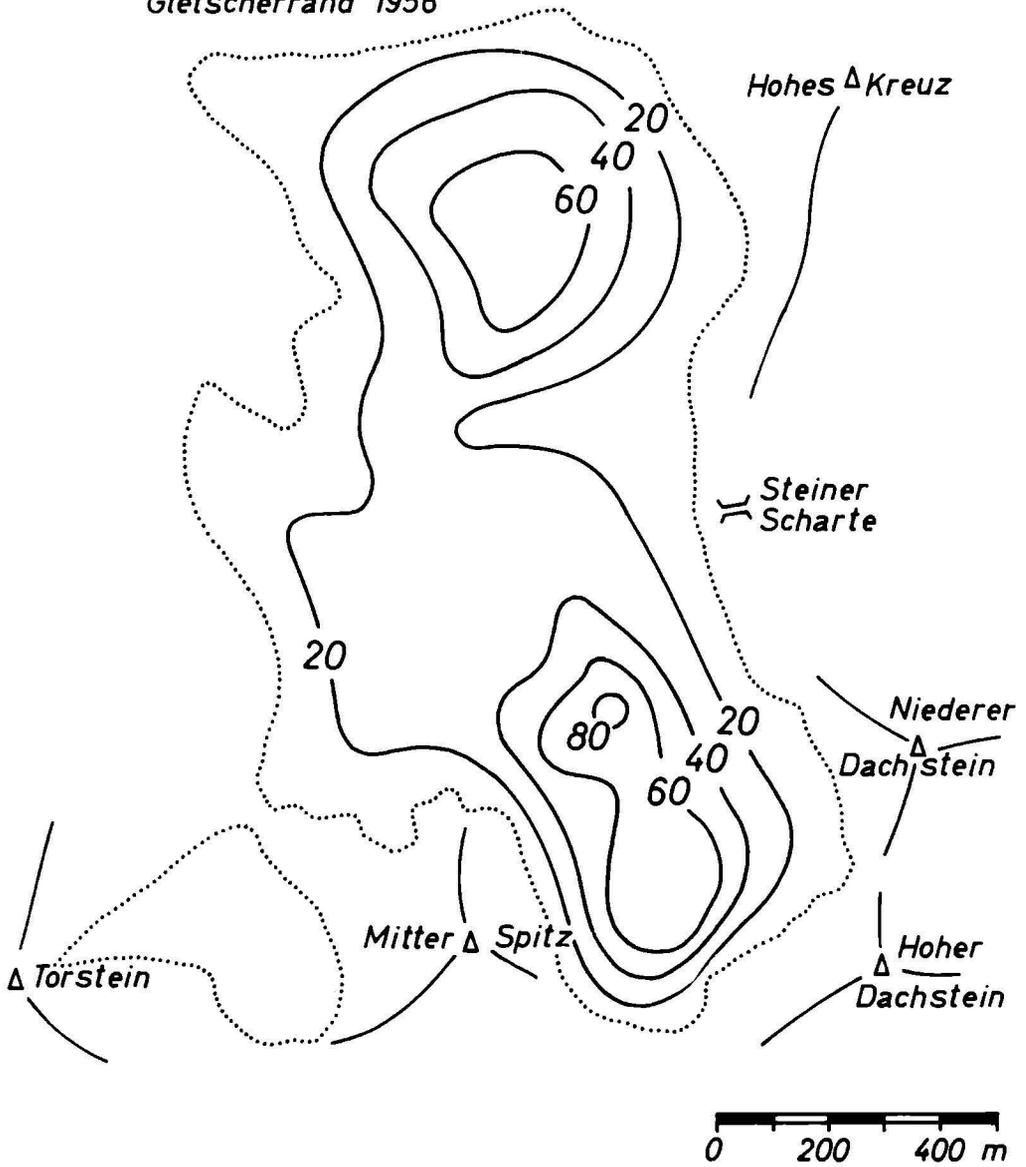


Abb. 12

Eismächtigkeit des Großen Gosau-Gletschers

- Δ — Kämme und Gipfel
- Linien gleicher Gletscherdicke (m)
- Gletscherrand 1956



Wie bereits festgestellt worden ist, hat sich die Gletscheroberfläche im Zeitraum 1956 bis 1968 am stärksten im Zungenbereich verändert. Abbildung 11 zeigt die Eismächtigkeit der Zunge für den Gletscherstand 1956 und 1968.

Durch Ausplanimetrieren wird für die Zunge ein Eisvolumen von $11 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ für 1956 und von $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ für 1968 errechnet.

Das Eisvolumen des gesamten Hallstätter Gletschers ist für den Gletscherstand von 1967/68 durch Planimetrieren der Eismächtigkeitskarte (Abb. 9) mit $115 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis abgeschätzt worden und somit um $15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ geringer als das rechnerisch gefundene Volumen für 1956. Berücksichtigt man den geodätisch bestimmten Massenverlust von $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis für den Zeitraum 1956 bis 1967/68, so stimmen die beiden Volumangaben gut überein. Aus dem $118 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ betragenden Mittelwert dieser beiden Volumangaben kann eine mittlere Eismächtigkeit $\bar{h} = 33 \text{ m}$ bestimmt werden.

Beim Großen Gosau Gletscher ist nur eine in Abbildung 12 wiedergegebene Karte der Eismächtigkeit gezeichnet worden, die jedoch durch Messungen nur wenig abgesichert ist. Diese Karte charakterisiert in einer eher qualitativen Betrachtungsweise die Form des Eiskörpers, der in den beiden flachen Mulden seine größte Dicke erreicht und durch eine schräg durch das Gletscherbett verlaufende Steilstufe mit entsprechend geringer Eisüberdeckung geteilt wird. Die zugrunde liegenden seismischen Profile erfassen mit großer Wahrscheinlichkeit die Zonen der größten Eismächtigkeit, wodurch die Bestimmung des Eisvolumens des Gletschers meßtechnisch gut gesichert ist.

Das Volumen des Großen Gosau Gletschers kann mit Hilfe des Interpolationsverfahrens nach Anhang H berechnet werden. Für den Stand 1968 wird in Analogie zum Hallstätter Gletscher vom für 1956 bestimmten Volumen der gleiche Prozentsatz abgezogen, womit sich für den Großen Gosau Gletscher ein Eisvolumen von $38 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ergibt, dem eine mittlere Eismächtigkeit von 29 m entspricht.

Demnach wird bei jedem der drei seismisch vermessenen Dachstein-Gletschern eine Regel eingehalten, die besagt, daß der Mittelwert der Eismächtigkeit rund ein Drittel der Größe der Maximaltiefe erreicht.

In Abbildung 13 ist ein Querschnitt des Großen Gosau Gletschers wiedergegeben, der zeigt, daß dieser Gletscher genauso wie der Hallstätter Gletscher /1/ in Seehöhen oberhalb von 2500 m seit der Jahrhundertwende praktisch keinen Volumsverlust erlitten hat. Im Bereich der heutigen Gletscherzunge ist der Gletscher jedoch in diesem Zeitraum um etwa 50 m eingesunken. Seit dem Höchststand im vergangenen Jahrhundert ersieht man aus der Lage der Moränen einen Mächtigkeitsverlust von etwa 100 Höhenmetern. In Anbetracht des überaus stabilen Verhaltens im oberen Gletscherbereich kann auch vom Großen Gosau Gletscher angenommen werden, daß er vom Auflösungsstadium ebenso weit entfernt ist wie der Hallstätter Gletscher.

Die fünf kleinsten Gletscher des Dachsteins sind seismisch nicht untersucht worden, da sie nach Tabelle 1 zusammen nur $0,53 \text{ km}^2$ oder 8,4 % der vergletscherten Fläche des gesamten Gebirgsstocks umfassen. Die Eisvolumina dieser Kleinstgletscher lassen sich mit einer hinsichtlich ihrer Bedeutung hinreichenden Genauigkeit abschätzen. Für den Kleinen Gosau Gletscher, der über eine entsprechende Eisdynamik verfügt, kann ein Extrapolationsverfahren zur Schubspannungsberechnung herangezogen werden, das aus der Theorie der Eisbewegung abgeleitet wird /7/. Mit Hilfe dieser Schubspannungsgröße kann nach dem bereits diskutierten Verfahren das Eisvolumen bestimmt werden.

Aus den bisher in den Ostalpen /9/ durchgeführten seismischen Eisdickenmessungen läßt sich

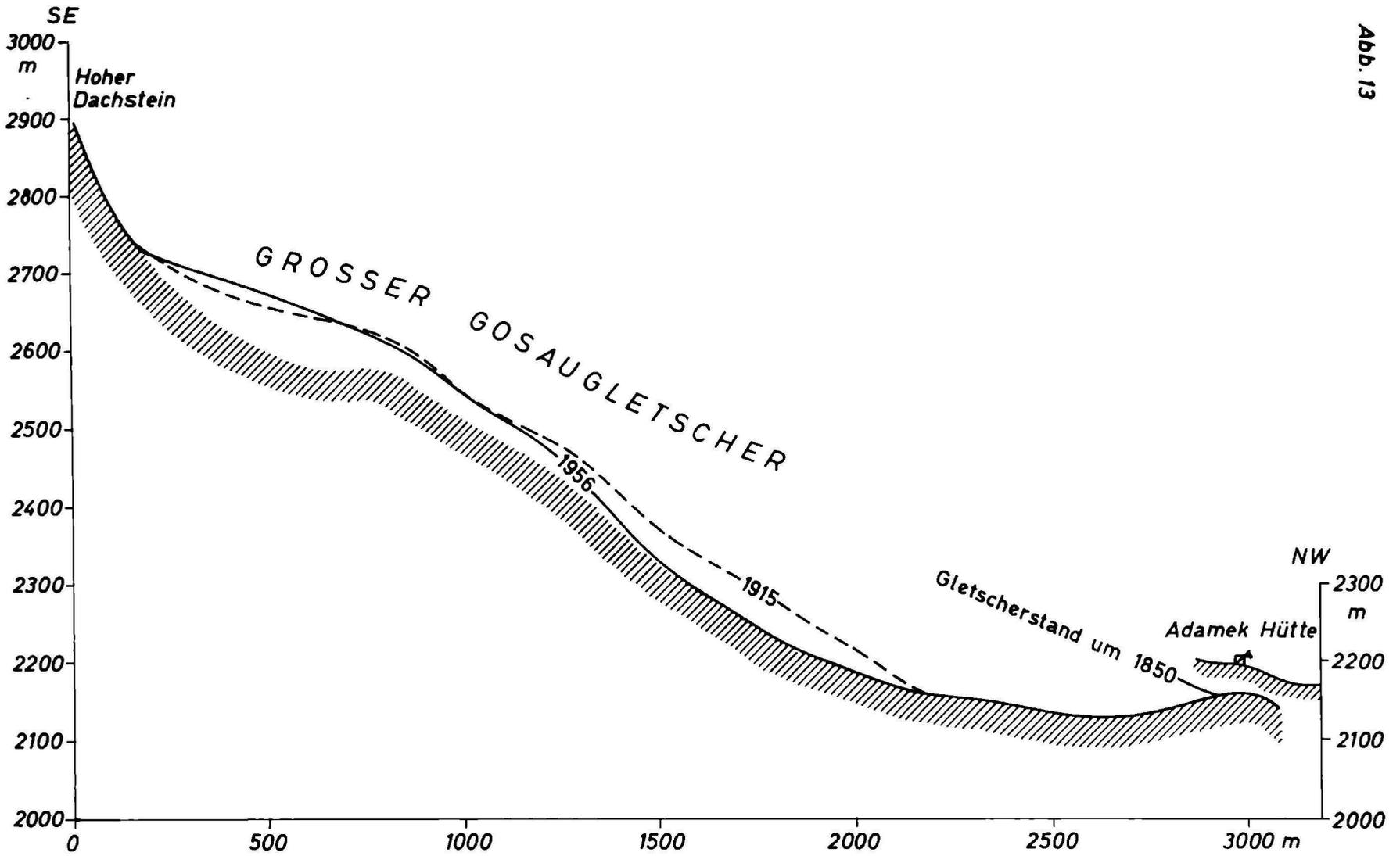


Abb. 13

eine Beziehung zwischen der Schubspannung τ und der Kennzahl K_{ϕ} herleiten

$$\tau = 0,155 \cdot K_{\phi}^{1/3} \quad [\text{bar}] \quad (4)$$

Hierbei stellt K_{ϕ} eine die Größe des Eisflusses je Querschnittsbreite des Gletschers charakterisierende Maßzahl dar, die durch

$$K_{\phi} = \frac{F}{2} \frac{\sum |z_i - z_0| \Delta F_i}{\sum l_i \Delta F_i} \cdot 10^{-3} \quad (5)$$

definiert wird. Die Größe z_0 definiert darin die Höhe des oberen Gletscherrandes derart, daß 95% der Gletscherfläche tiefer liegen. Dadurch wird vermieden, daß die obere Gletschergrenze durch kleine Schneefelder oder Eisrinnen bestimmt wird, die für die Eisbewegung unbedeutend sind.

Tabelle 6 : Abschätzung des Eisvolumens des Kleinen Gosau Gletschers.

z_i	ΔF_i	l_i	α	\bar{h}	ΔV_i
2550 m	16000 m ²	100 m	0,625	6,1 m	98000 m ³
2450	63000	250	0,397	9,6	605000
2350	22000	137	0,622	6,1	134000

Das Eisvolumen des Kleinen Gosau Gletschers läßt sich gemäß Tabelle 6 mit 837000 m³ abschätzen. Dabei wird mit $z_0 = 2444$ m unter Verwendung von Höhenintervallen von 100 m die Kenngröße $K_{\phi} = 10,27$ berechnet, woraus $\tau = 0,34$ bar folgt. Eine Verbesserung der Volumsschätzung von $0,8 \cdot 10^6$ m³ durch entsprechende Abzugsbeträge scheint nicht möglich zu sein, da bereits die Berechnung der Schubspannung einen entsprechenden Unsicherheitsfaktor enthält. Überdies ist die Flächenangabe, die gemäß Beziehung (5) in die Schubspannungsberechnung eingeht eher zu gering. Diese Fläche soll das Nährgebiet des Gletschers charakterisieren, was im Fall des Kleinen Gosau Gletschers nicht ganz ausreichend sein wird. Hier wären auch die Flächen der Felsumrahmung des Gletschers mitzuberechnen, aus denen eine ziemlich bedeutungsvolle Schneezufuhr zum Gletscher zu erwarten ist. Aus der Volumsangabe folgt, daß der Kleine Gosau Gletscher eine mittlere Eismächtigkeit von 8 m und entsprechend eine maximale von rund 25 m besitzen dürfte.

Bei den übrigen Kleinstgletschern des Dachsteins ist dieses Verfahren nicht angewandt worden, da es für diese Größenklasse bisher durch keine Messungen belegt ist. Unter Berücksichtigung von Oberflächenneigung und Größe des Gletschers können aus den bisherigen Ergebnissen einfache Abschätzungen vorgenommen werden, die für den Schneelochgletscher $\bar{h} = 5$ m und für die drei anderen Gletscher $\bar{h} = 3$ m ergeben. Dementsprechend ergeben sich für die Dachsteingletscher die in Tabelle 7 zusammengestellten Eisvolumina.

Abb. 13 : Querschnitt des Großen Gosau Gletschers. Das Profil ist in doppelter Überhöhung wiedergegeben und zeigt das Einsinken der Gletscheroberfläche in den Jahren 1850 - 1968.

Tabelle 7: Eisvolumen der Dachsteingletscher. Grundlage dieser Angaben bilden für den Hallstätter-, den Großen Gosau- und den Schladminger Gletscher die seismischen Messungen der Jahre 1967 und 1968. Die Volumangaben der anderen Gletscher sind durch Extrapolation gewonnen worden.

Gletscher	Fläche		Volumen		mittlere Eismächtigkeit
	km ²	%	10 ⁶ m ³	%	
Hallstätter	3,58	57,2	118	70,8	33
Großer Gosau	1,33	21,5	38	22,8	29
Schladminger	0,90	14,3	8	4,8	9
Schneeloch	0,27	4,2	1,3	0,8	
Kleiner Gosau	0,10	1,6	0,8	0,5	
Nördlicher Torstein	0,02	0,3	0,1	0,1	
Edelgrieß	0,04	0,6	0,1	0,1	
Südlicher Torstein	0,02	0,3	0,1	0,1	

Das Eisvolumen aller Dachstein Gletscher beträgt demnach zusammen etwa $166 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Eis, das jedoch zu mehr als 90% auf die beiden größten Gletscher konzentriert ist, die volumsmäßig noch deutlicher als flächenmäßig hervortreten.

Anschließend möchten die Verfasser allen danken, die durch ihre Hilfe und ihr Verständnis zum Gelingen dieser Messung beigetragen haben. Allen voran gilt dieser Dank unseren Kollegen Otto Bittmann, Hans Hauer, Walter Kerschbaumeyer, 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 Speläologischen 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 Dachsteinwarte, der Simony- und der Adamekhütte 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 An- und Abtransport der Meßgeräte, sowie zur Übersiedlung vom Hallstätter- zum Großen Gosau Gletscher aus. Durch diese wertvolle Hilfe wurden die Voraussetzungen für die Untersuchung geschaffen.

Literatur

- BRÜCKL E., G. GANGL und P. STEINHAUSER: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. Arbeiten aus der ZAFMuG, Heft 4, Wien, (1969).
- Karte der Dachsteingruppe 1 : 25.000. Herausgegeben vom ÖAV. Ausgabe 1958; Stereophotogrammetrische Aufnahme der Gletscher von E. Schneider aus dem Jahre 1956.
- STEINHAUSER P.: Zur Bestimmung der Mächtigkeit der Ostalpenschletscher. Österr. Wasserwirtschaft, 22, 305-309, (1970).
- MOSER R.: Hundert Jahre Schwund der Dachsteingletscher. Zs. f. Gl. kde. u. Glazialgeol., 3, Heft 3, (1956).
- THYSSEN F.: Die Temperaturabhängigkeit der P-Wellengeschwindigkeit in Gletschern und Inland-eisen. Zs. f. Geophysik, 33, 65-79, (1967).
- GIESE P.: Some Results of Seismic Refraction Work at the Gepatsch Glacier in the Ötztal Alps. Publ. No. 61 of the IASH, Comm. Snow and Ice, 154-161, (1963).
- BRÜCKL E.: Eine Methode zur Volumbestimmung von Gletschern aufgrund der Plastizitätstheorie. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 19, 317-328, (1970).

8. NYE J. F.: A Comparison between the Theoretical and Measured Long Profil of the Unteraar Glacier. *J. Glacial.*, 2, 103-107, (1952).
9. STEINHAUSER P.: Seismische Untersuchungen zur Gletscherforschung in den österreichischen Alpen. 63.-65. Jahresbericht, Sonnblickverein, 51-72, (1967).

ANHANG A

Endpunkte der seismischen Profile. Die Koordinatenangaben beziehen sich auf das Koordinatensystem der österreichischen Landesaufnahme (M31).

Profil	oberster Schußpunkt (S_o)			unterster Schußpunkt (S_u)		
	X	Y	h	X	Y	h
I	5 260 017 m	21 045 m	2 700 m	5 260 794 m	20 599 m	2 618 m
K	5 260 541	20 450	2 645	5 260 603	21 057	2 573
L	5 260 663	20 738	2 612	5 261 245	20 916	2 511
M	5 261 545	20 857	2 470	5 261 243	21 396	2 319
N	5 260 822	21 442	2 361	5 261 344	21 789	2 159
O	5 261 712	22 258	2 071	5 261 629	21 926	2 068
P	5 259 587	20 228	2 718	5 260 220	20 064	2 618
Q	5 260 295	20 225	2 617	5 260 150	19 946	2 609
R	5 260 753	20 130	2 456	5 261 090	19 556	2 309

ANHANG B

Technische Daten der seismischen Profile

Profil	Entfernung vom nächsten S_o	Geophon S_u	Geophon-abstand	Zahl der Sprengschüsse	gesamte Profillänge
I	38 m	8 m	50 m	4	896 m
K	48	12	50	2	610
L	44	16	50	2	610
M	50	32	50	2	632
N	60	37	50	2	647
O	54	11	25	2	340
P	56	50	50	2	656
Q	19	16	25	2	310
R	87	30	25	7	692

ANHANG C

Technische Daten der seismischen Sprenganlagen

Schußpunkt Nummer	Koordinaten (m)			Ladung (kg)	Sprengstoffsorte K = Knauerit GD1 = Gelatine Donarit 1
	X	Y	h		
I	5 260 017 m	21 045 m	2 700 m	17,5	GD 1
II	5 260 567	20 729	2 616	17,5	GD 1
III	5 260 265	20 903	2 651	15	GD 1
V	5 260 794	20 599	2 618	8+5	K+GD 1
VI	5 260 541	20 450	2 645	8	K
VII	5 260 603	21 057	2 573	8+5	K+GD 1
VIII	5 260 663	20 738	2 612	4+12,5	K+GD 1
IX	5 261 245	20 916	2 511	17,5	GD 1
X	5 261 545	20 857	2 470	15	GD 1
XII	5 261 243	21 396	2 319	8	K
XIII	5 260 822	21 442	2 361	8	K
XIV	5 261 344	21 789	2 159	8	K
XV	5 261 629	21 926	2 068	2	K
XVI	5 261 712	22 258	2 071	4	K
XVII	5 259 587	20 228	2 718	15	GD 1
XVIII	5 260 220	20 064	2 618	15	GD 1
XXI	5 260 150	19 946	2 609	10	GD 1
XXII	5 260 295	20 225	2 617	10	GD 1
XXIII	5 260 753	20 130	2 456	15	GD 1
XXIV	5 260 762	20 116	2 449	10	GD 1
XXV	5 260 789	20 069	2 428	2,5	GD 1
XXVI	5 260 945	19 802	2 376	4+2,5	K+GD 1
XXVII	5 260 938	19 813	2 377	6	K
XXVIII	5 261 088	19 557	2 311	6	K
XXIX	5 261 090	19 556	2 309	12	K

ANHANG D

Berechnung des Eisvolumens des Schladminger Gletschers

mittlere Höhe des Höhenintervalls Δz (m)	Flächenanteil ΔF (1000 m ²)	Gletscherbreite l (=Isohypsenlänge) (m)	mittlere Neigung (rad)	mittlere Eis- mächtigkeit (m)	Volums- anteil ΔV (1000 m ³)
2680	38	410	0,216	11	429
2660	58	730	0,252	10	563
2640	65	860	0,264	9	587
2620	127	1240	0,195	12	1588
2600	194	1110	0,114	21	4152
2580	117	1250	0,214	11	1334
2560	94	1290	0,274	9	837
2540	71	1060	0,298	8	582
2520	33	880	0,533	5	152
2500	36	770	0,428	6	205
2480	23	390	0,339	7	166
2460	14	310	0,443	6	78
2440	14	220	0,314	8	109
2420	9	130	0,289	8	76
2400	7	100	0,286	8	60

ANHANG E

Berechnung des Eisvolumens des östlichen Hallstätter Gletschers.

mittlere Höhe des Höhenintervalls Δz (m)	Flächenanteil ΔF (1000 m ²)	Gletscherbreite l (=Isohypsenlänge) (m)	mittlere Neigung (rad)	mittlere Eis- mächtigkeit (m)	Volums- anteil ΔV (1000 m ³)
2860	3	170	1,133	6	19
2840	7	160	0,457	16	111
2820	4	150	0,750	10	39
2800	5	180	0,720	10	50
2780	18	170	0,189	38	691
2760	12	210	0,350	21	248
2740	31	310	0,200	36	1125
2720	91	710	0,156	46	4232
2700	94	920	0,196	37	3478
2680	71	1180	0,332	22	1548
2660	75	1220	0,325	22	1672
2640	108	1300	0,241	30	3251
2620	127	1300	0,205	35	4496
2600	122	1080	0,177	41	5002
2580	132	900	0,136	53	7036
2560	84	750	0,179	40	3402
2540	58	730	0,252	29	1670
2520	64	720	0,225	32	2061
2500	68	650	0,191	38	2584
2480	55	670	0,244	30	1634
2460	39	680	0,349	21	811
2440	39	670	0,344	21	823
2420	31	570	0,368	20	611
2400	27	530	0,393	18	497
2380	21	430	0,410	18	372
2360	19	360	0,379	19	363
2340	15	380	0,507	14	214
2320	14	350	0,500	14	203
2300	13	300	0,462	16	204

ANHANG F

Berechnung des Eisvolumens des mittleren Hallstätter Gletschers.

mittlere höhe des Höhenintervalls Δz (m)	Flächenanteil ΔF (1000 m ²)	Gletscherbreite l (=Isohypsenlänge) (m)	mittlere Neigung (rad)	mittlere Eis- mächtigkeit (m)	Volums- anteil ΔV (1000 m ³)
2840	4	50	0,250	50	201
2820	4	100	0,500	25	100
2800	4	120	0,600	21	84
2780	4	120	0,600	21	84
2760	9	140	0,311	40	364
2740	9	190	0,422	30	268
2720	17	340	0,400	31	534
2700	49	500	0,204	62	3018
2680	61	1000	0,328	38	2336
2660	97	980	0,202	62	6033
2640	73	950	0,260	48	3526
2620	67	870	0,260	48	3236
2600	81	860	0,212	59	4803
2580	70	880	0,251	50	3507
2560	47	930	0,396	32	1490
2540	41	920	0,449	28	1148
2520	36	930	0,517	24	875
2500	43	900	0,419	30	1290
2480	47	830	0,353	36	1673
2460	39	760	0,390	32	1256
2440	34	670	0,394	32	1085
2420	27	610	0,452	28	751
2400	20	570	0,570	22	442
2380	20	520	0,520	24	484
2360	26	470	0,362	35	902
2340	22	430	0,391	32	706
2320	22	430	0,391	32	706
2300	25	430	0,344	36	912
2280	32	480	0,300	42	1341
2260	31	430	0,277	45	1407
2240	30	410	0,273	46	1380
2220	28	410	0,293	43	1201
2200	21	380	0,362	35	729
2180	22	360	0,327	38	845
2160	24	300	0,250	50	1207
2140	20	290	0,290	43	866
2120	19	290	0,305	41	783
2100	17	240	0,282	45	758
2080	7	100	0,286	44	308
2060	1		0,290	43	43

ANHANG G

Berechnung des Eisvolumens des westlichen Hallstätter Gletschers.

mittlere Höhe des Höhenintervalls Δz (m)	Flächenanteil ΔF (1000 m ²)	Gletscherbreite l (=Isohypsenlänge) (m)	mittlere Neigung (rad)	mittlere Eis-mächtigkeit (m)	Volums-anteil ΔV (1000 m ³)
2700	11	70	0,127	73	804
2680	16	170	0,231	40	643
2660	26	300	0,300	31	806
2640	31	400	0,258	36	1116
2620	39	500	0,256	36	1416
2600	49	470	0,192	48	2371
2580	30	500	0,333	28	837
2560	25	500	0,400	23	580
2540	24	520	0,433	22	516
2520	45	760	0,338	28	1238
2500	57	840	0,295	32	1796
2480	76	840	0,221	42	3192
2460	70	840	0,240	39	2709
2440	63	860	0,273	34	2142
2420	75	950	0,253	37	2752
2400	69	1070	0,310	30	2070
2380	53	1080	0,407	23	1208
2360	35	760	0,434	21	749
2340	33	750	0,454	20	676
2320	30	660	0,440	21	633
2300	23	450	0,391	24	547

ANHANG H

Berechnung des Eisvolumens des Großen Gosau Gletschers.

mittlere Höhe des Höhenintervalls Δz (m)	Flächenanteil ΔF (1000 m ²)	Gletscherbreite l (=Isohypsenlänge) (m)	mittlere Neigung (rad)	mittlere Eis-mächtigkeit (m)	Volums-anteil ΔV (1000 m ³)
2740	19	350	0,368	25	477
2720	51	710	0,278	33	1693
2700	72	660	0,183	51	3636
2680	56	720	0,257	36	2010
2660	49	630	0,257	36	1759
2640	46	730	0,317	29	1343
2620	63	850	0,270	34	2155
2600	50	870	0,348	27	1326
2580	54	970	0,359	26	1388
2560	56	1030	0,368	25	1406
2540	59	960	0,325	28	1676
2520	49	970	0,396	23	1142
2500	48	920	0,383	24	1157
2480	61	1160	0,380	24	1482
2460	62	1210	0,390	24	1469
2440	85	1350	0,318	29	2465
2420	112	1300	0,232	40	4458
2400	91	1180	0,262	35	3203
2380	75	1070	0,285	32	2430
2360	72	900	0,250	37	2657
2340	38	600	0,316	19	1110
2320	21	450	0,428	22	454
2300	15	240	0,320	29	434
2280	14	180	0,257	36	504
2260	11	120	0,218	43	466