

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien

Publikation Nr. 268

# Arbeiten

aus der

## Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

Heft 56

### Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen am Hochköniggletscher

von

**F. Weber, R. Wüstrich**  
**Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben**

DK 551.32:550.834

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte bleiben vorbehalten.  
Auszugsweiser Abdruck des Textes mit Quellenangabe gestattet.

Druck und Verlag: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien

Wien 1983

Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen  
am Hochköniggletscher.

Zusammenfassung

Summary

1. Einleitung und Problemstellung
2. Feldmessungen
3. Geschwindigkeitsverhältnisse
4. Auswertung
5. Ergänzende Bemerkungen zu den Profilen
6. Kartenmäßige Darstellung der seismischen Ergebnisse
7. Vergleich der Anwendungsmöglichkeiten verschiedener Auswertungsverfahren
8. Gesamtmassenbilanz
9. Danksagung
10. Literaturverzeichnis
11. Verzeichnis der verwendeten Kartenwerke

### Zusammenfassung

In den Jahren 1970 - 1972 wurden im Gebiet des Hochkönig-  
gletschers refraktionsseismische Messungen durchgeführt,  
wobei 13 Profile mit einer Gesamtlänge von 9,02 km gemes-  
sen wurden. Es liegt ein seismischer 3-Schichtfall vor, wo-  
bei die an der Oberfläche befindliche Firnschicht ( $V_0$ -Hori-  
zont) Geschwindigkeiten von 1000 - 1700 m/sec aufweist. Der  
dem Gletschereis entsprechende  $V_1$ -Horizont ist durch Geschwin-  
digkeiten von 3000 - 3980 m/sec (Mittelwert 3510 m/sec) cha-  
rakterisiert. Der  $V_2$ -Horizont, der durchwegs dem Dachsteinkalk  
entsprechen dürfte, zeigt Geschwindigkeiten im Bereich von  
5330 - 7200 m/sec (Mittelwert 5890 m/sec); im anstehenden Kalk  
wurde jedoch nur eine Geschwindigkeit von 4650 m/sec gemessen.  
Es konnte eine Zunahme der Eisgeschwindigkeit mit zunehmender  
Eismächtigkeit nachgewiesen werden, ein Zusammenhang mit der  
Höhenlage ist nicht gegeben. Die Transversalgeschwindigkeit  
des Gletschereises beträgt im Mittel 1610 m/sec, die Poisson-  
sche Konstante wurde mit  $\sigma = 0,366$  errechnet. Die Tiefenbe-  
rechnung bei den Schußpunkten erfolgte durch eine Kombination  
der Methode der kritischen Entfernung und der Interceptzeit,  
wobei erstere wegen der größeren Genauigkeit vorzuziehen ist.  
Für die genaue Bestimmung des Reliefs des Felsuntergrundes  
wurden die Auswertungsverfahren von Barthelmes, Tarrant,  
Wyrobek und Hales getestet. Auch bei komplizierten Verhältnis-  
sen (laterale Geschwindigkeitsänderungen, steile Neigungen,  
starkes Relief) dürften die Methoden von Wyrobek und Hales  
anwendbar sein.

Die Eismächtigkeiten betragen im Bereich des Zentralgletschers  
bis 58 m, die Felsoberfläche weist ein stark betontes Relief  
auf. Die Massenbilanz wurde unter möglichst genauer Bestim-  
mung des Wasserwertes in den einzelnen Vergletscherungszonen  
bestimmt (R.WÜSTRICH 1977):

Zentralgletscher	1,27 km <sup>2</sup> ,	Wasserinhalt	16 · 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .
Seilermulde	0,51 km <sup>2</sup> ,	Wasserinhalt	3,5 · 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .
Ostgletscher	0,37 km <sup>2</sup> ,	Wasserinhalt	1,9 · 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .
Firnflecken	0,40 km <sup>2</sup> ,	Wasserinhalt	0,7 · 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> .

Insgesamt weist die Übergossene Alm ein Eis- bzw. Firnvolumen

von  $28 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  und einen Wasserinhalt von  $22 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Die Übergossene Alm ist nicht als Rest einer eiszeitlichen Vergletscherung, sondern als neu gewachsener Gletscher anzusehen, wobei allerdings die vergletscherte Fläche seit dem Jahre 1888 um mehr als die Hälfte abgenommen hat.

#### Summary

A refraction seismic survey was performed at the Hochkönig-glacier in the period between 1970 and 1972. 13 profiles with a total length of 9,02 km were measured. In general a seismic 3-layer case was found with an uppermost layer of old snow having longitudinal velocities of 1000 - 1700 m/sec. The ice velocities are varying between 3000 and 3980 m/sec (mean value 3510 m/sec) and an increase of the ice velocities with increasing thickness was proven. The mean value of the shear wave velocity of the ice is 1610 m/sec, so that Poisson's ratio is approximately  $\sigma = 0,366$ . The basement rock consists in the area of the Hochkönig glacier thoroughly of Dachstein-limestone (Upper Triassic) having velocities in the range of 5330 - 7200 m/sec. Depth computation at the shotpoints was performed with a combination of the methods of critical distance and intercept time, the former having some advantages. Furthermore the usefulness of other interpretation procedures for the given problems was tested (methods of Barthelmes, Tarrant, Wyrobek, Hales). The methods of Wyrobek and Hales are best qualified also for complicated seismic conditions.

Maximum ice thickness with values up to 58 m were found in the area of the Central glacier, where the basement of the glacier shows a strong relief. The volume of the ice of the Hochkönig glacier is 28 million  $\text{m}^3$  equivalent to a water value of 22 million  $\text{m}^3$ .

## 1. Einleitung und Problemstellung.

Der Untersuchung des Hochkönig-Gletschers lag die Annahme zugrunde, daß dieser für die Gletscherforschung von erheblichem Interesse ist. Da der überwiegende Teil der Vergletscherungszone in Höhen zwischen 2700 und 2800 m liegt, wirken sich bereits geringfügige Klimaänderungen auf den Gletscherhaushalt aus und führen zu einer nachhaltigen Veränderung des Vergletscherungsbildes. Die Übergossene Alm stellt daher einen Klimazeugen der Gegenwart dar. Obwohl nun die eisseismische Forschung in den Alpen bereits auf eine jahrzehntelange Tradition zurückblickt, wurden in diesem Gletscher bisher noch keinerlei Untersuchungen durchgeführt. Die Ursache dafür liegt nicht zuletzt in der Unzugänglichkeit des Gebietes und in den damit verbundenen großen Schwierigkeiten beim Transport des bei eisseismischen Messungen sehr umfangreichen Instrumentariums.

Ein wichtiges Ziel der Untersuchungen bildete zunächst die möglichst genaue Bestimmung der Eisdicken und damit im Zusammenhang stehend des Reliefs des Gletscheruntergrundes. Die teilweise relativ mächtige Firnschicht sollte vor allem hinsichtlich ihrer Geschwindigkeitsverhältnisse und ihrer Wirkung auf die Energieausbreitung untersucht werden. Aufbauend auf diesen Daten war eine Gesamtmassenbilanz des Hochkönig-Gletschers zu erstellen. Der Untergrund des Gletschers bildete insoferne den Gegenstand detaillierter Untersuchungen, als von der Geologie her mit großer Sicherheit angenommen werden konnte, daß dieser zur Gänze aus Dachsteinkalk besteht, in dem keine größeren Störungen auftreten. In Anbetracht der weiten Verbreitung dieses Schichtglieds in den Nördlichen Kalkalpen war es daher durchaus von Interesse, weitere Daten über die Geschwindigkeitsverhältnisse dieses Gesteins zu erhalten. Methodische Untersuchungen über die Anwendbarkeit und die Vorzüge verschiedener refraktionsseismischer Auswertungsverfahren bei refraktionsseismischen Gletschermessungen bildeten einen weiteren Problemkreis.

## 2. Feldmessungen

Das Meßprogramm bestand aus 13 refraktionsseismischen Linien mit einer Gesamtlänge von 9,02 km. Zur Durchführung waren 70 Schußpunkte erforderlich, wobei der Abstand derselben 220 m, der Geophonabstand 20 m betrug. Es wurde nach Möglichkeit mit 2facher Überdeckung gemessen. Der Energiedurchgang war meist zufriedenstellend, lediglich bei größeren Firn- und Neuschneeauflagen waren in der Seilermulde im Jahre 1972 nur stärker gedämpfte Einsätze zu erhalten.

Die geodätischen Vermessungen wurden von Dipl.-Ing. D. TOMASI und Dipl.-Ing. J. Eggertsberger/Salzburg, durchgeführt. Wie Kontrollmessungen ergeben haben, konnte die geforderte Genauigkeit der Höhenmessung von  $\pm 0,1$  m stets erreicht, zumeist auch überschritten werden.

## 3. Geschwindigkeitsverhältnisse

Die aus den Einsätzen der direkten und refraktierten Wellen konstruierten Laufzeitkurven lassen sich stets durch einen seismischen 3-Schichtfall wiedergeben. Dabei entspricht der relativ geringe  $V_0$ -Horizont der Firnschicht, der  $V_1$ -Refraktor dem Eis und der  $V_2$ -Horizont dem Felsuntergrund (Dachsteinkalk). Die Geschwindigkeiten des  $V_0$ -Horizonts variieren relativ stark, wobei die Extremwerte zwischen 1000 m/sec und 1700 m/sec liegen. Die Streuung der Werte ist nicht nur meßtechnisch bedingt, sondern vor allem auf die sehr unterschiedliche Bedeckung des Eises mit Firn zurückzuführen. Bereiche größerer Firnbedeckung in höher gelegenen Lagen wechseln stark mit ausgesetzten, dem Abschmelzprozeß stark unterworfenen Arealen. Bei den Berechnungen wurde daher für den  $V_1$ -Horizont ein Mittelwert von 1200 m/sec angenommen, der sich aus repräsentativen Werten im Ostgletscher, Zentralgletscher und in der Seilermulde ergab.

Der  $V_1$ -Refraktor entspricht dem Eis und gibt daher dessen Longitudinalgeschwindigkeiten wieder. Die Einsätze des  $V_1$ -Refraktors liegen weitgehend auf geraden Linien, so daß die Geschwindigkeitsbestimmung mit hoher Genauigkeit möglich war. Es überraschte daher, daß die ermittelten Geschwindigkeitswerte zwischen Schuß und Gegenschuß teilweise stark variieren, welcher Umstand keineswegs durch die neigungsbedingten Scheingeschwindigkeiten des  $V_2$ -Refraktors erklärt werden konnte. Diese Erscheinung ist bereits bei den Messungen am Hintereisferner und am Großen Gurglerferner beobachtet und eingehend erörtert worden (Förtsch und Vidal, 1956, sowie Förtsch, Vidal und Reich 1956). Bezüglich der Übergossenen Alm gibt es Hinweise dafür, daß diese Geschwindigkeitsvariationen durch die wechselnde Schichtung des Eises maßgeblich verursacht werden. In Schußtrichtern, die bis zu 2,5 m Tiefe reichten, war zu ersehen, daß die oberen Eisschichten eine ausgeprägte Bankung aufwiesen. Diese Schichten bestanden sandwichartig aus 0,2 bis 0,3 m mächtigen Hartfirn- und Eisplatten, wobei nicht in allen Fällen eine Zunahme der Dichte mit der Tiefe festzustellen war. Es erscheint daher möglich, daß die seismischen Wellen je nach Ausbildung des Schichtpaketes im Bereich des Schußpunkts entlang eines bestimmten Leithorizontes gelaufen sind und es so zu einer Differenzierung der Eisgeschwindigkeiten gekommen ist. Die Klärung dieses Problems könnte in erster Linie durch eine kontinuierliche Geschwindigkeitsmessung in einer Bohrung, bzw. durch eine Geophonversenkung erreicht werden.

Die Tabelle 2 gibt einen Überblick über die, aus den korrigierten Laufzeitkurven ermittelten Eisgeschwindigkeiten, die zwischen 3000 m/sec und 3980 m/sec variieren, wobei das arithmetische Mittel 3510 m/sec beträgt. Letzterer Wert, der den Tiefenberechnungen zugrundegelegt wurde, stimmt gut mit den von Brückl, Gangl und Steinhauser (1969) sowie Förtsch und Vidal (1958) in vergleichbaren Vergletscherungszonen beobachteten Werten überein.

Da die Übergossene Alm als Plateaugletscher ohne Zungenbildung keine Abhängigkeit des elastischen Verhaltens des Eises vom Azimut vermuten ließ (eine solche Abhängigkeit war selbst in Gletscherbereichen mit ausgeprägter Fließstruktur nur in geringem Ausmaß zu erkennen, Förtsch und Vidal 1956), ist die Abhängigkeit des elastischen Verhaltens von der Höhenlage und der Gletscherdicke untersucht worden.

### 3.1. Zusammenhang Longitudinalgeschwindigkeit - Eismächtigkeit

Um einen Zusammenhang zwischen der Eismächtigkeit und der Longitudinalgeschwindigkeit zu bestimmen, wurde die Gletscherzone in 5 Bereiche eingeteilt und zwar in Bereiche mit Eisdicken bis 10, 20, 30, 40 und über 40 m Dicke. Es ergab sich dabei eine eindeutige Geschwindigkeitserhöhung mit zunehmender Eisdicke:

Bei Eisdicken bis 10 m  $V_1 = 3410$  m/sec

bei Eisdicken bis 20 m  $V_1 = 3490$  m/sec

bei Eisdicken bis 30 m  $V_1 = 3525$  m/sec

bei Eisdicken bis 40 m  $V_1 = 3565$  m/sec

bei Eisdicken über 40 m  $V_1 = 3625$  m/sec.

Infolge der wenigen Meßwerte muß die Frage offen bleiben, ob die Abhängigkeit der Longitudinalgeschwindigkeiten von der Eisdicke eine lineare oder parabolische ist. Die Ausgleichsrechnung ergibt als die am besten passende Gerade folgenden Zusammenhang:

$$y = 4,45 x + 3418$$

Inwieweit sich diese Abhängigkeit auch bei anderen Gletschern mit analogen Eismächtigkeiten verifizieren läßt, wird noch zu überprüfen sein.

Die Isogeschwindigkeitskarte des Gletschereises läßt klar erkennen, daß die Maxima der  $V_1$ -Geschwindigkeit sich gut mit den Muldenzonen decken, in denen die größten Eismächtigkeiten vorkommen (Beilage 11).



### 3.2. Abhängigkeit der $V_1$ -Geschwindigkeit (Eis) von der Höhenlage

Es wurde auch versucht festzustellen, ob die Eisgeschwindigkeit von der Höhenlage abhängt. Die Aussichten für eine eindeutige Aussage waren allerdings gering, da der erfaßte Bereich des Gletschers lediglich zwischen 2650 und 2850 m SH liegt. Auf Grund der derzeitigen Auswertung läßt sich sagen, daß im Meßgebiet keine Abhängigkeit der Eisgeschwindigkeit von der Höhenlage gegeben ist.

Im einzelnen ergeben sich folgende Zusammenhänge:

$V_1$ bei Höhenlage bis 2700 m:	3560 m/sec
$V_1$ bei Höhenlage von 2700 - 2800 m:	3520 m/sec
$V_1$ bei Höhenlage über 2800 m:	3540 m/sec.

Für eine sichere Aussage wäre die Untersuchung eines Gletscherbereiches erforderlich, der sich über mindestens 600 Höhenmeter erstreckt. Im übrigen erscheinen Untersuchungen über die Abhängigkeit der Eisgeschwindigkeit von der Höhenlage auch deshalb mit einer gewissen Problematik behaftet zu sein, da sich zwischen Zehr- und Nährgebiet eines Gletschers die Firnauflage hinsichtlich Mächtigkeit und physikalischer Eigenschaften ändert und daher eine Beeinflussung der Geschwindigkeitswerte nicht auszuschließen ist.

### 3.3. Lokale Änderungen der Eisgeschwindigkeit

Es ist die Frage von Interesse, ob sich die Eisgeschwindigkeiten in den drei Gletscherbereichen der Übergossenen Alm, nämlich dem Ostgletscher, dem Zentralgletscher und der Seilermulde signifikant unterscheiden. Es haben sich folgende Durchschnittswerte ergeben:

Ostgletscher	$V_1 =$	3460 m/sec
Zentralgletscher	$V_1 =$	3550 m/sec
Seilermulde	$V_1 =$	3530 m/sec.

Aus diesen Daten ist die Abhängigkeit der Eisgeschwindigkeit von der Eisdicke gut ersichtlich. Der Ostgletscher

mit der geringsten Eismächtigkeit (maximal 26 m) und die Seilermulde (maximal 30 m) liegen auch hinsichtlich der Eisgeschwindigkeiten unter dem für den Zentralgletscher (maximal 58 m) ermittelten Durchschnitt.

#### 3.4. Transversalgeschwindigkeiten des Eises

In einigen Aufstellungen konnten teilweise kräftige Einsätze der Transversalwellen registriert werden. Dies war insbesondere bei jenen Aufstellungen der Fall, bei denen Firnauflagen bestanden und somit einerseits eine Erhöhung der Ladungsmenge notwendig war, andererseits ein Dämpfungseffekt eintrat. Die Einsatzzeiten der transversalen Wellen können nicht mit jener Genauigkeit wie die der Longitudinalwellen angegeben werden, doch können die entsprechenden Daten gut durchkorreliert werden, sodaß auch hier eine relative Ablesegenauigkeit von 1 msec gegeben ist.

Die Transversalgeschwindigkeiten lagen im Ostgletscher zwischen 1560 und 1600 m/sec (Mittelwert 1580 m/sec), im Zentralgletscher zwischen 1560 und 1640 m/sec (Mittelwert 1590 m/sec) und in der Seilermulde zwischen 1620 und 1660 m/sec (Mittelwert 1640 m/sec). Der Mittelwert aus allen Beobachtungen liegt bei 1610 m/sec. Unter Zugrundelegung der Mittelwerte der Longitudinal- und Transversalgeschwindigkeiten des Eises wurde nun die Poisson'sche Konstante berechnet. Es ergab sich dabei ein Wert von  $\sigma = 0,366$ , welcher gut mit den bei anderen Gletschern der Ostalpen errechneten Daten übereinstimmt.

#### 3.5. $V_2$ -Horizont (Felsuntergrund)

Bei fast allen Aufstellungen konnte auch die Geschwindigkeit des  $V_2$ -Horizonts, der dem Dachsteinkalk entspricht, mit zufriedenstellender Genauigkeit ermittelt werden. Wie erwartet ergaben sich durchwegs hohe Geschwindigkeiten des Kalks. Auf die einzelnen Profile bezogen ergaben sich

folgende Mittelwerte der Geschwindigkeiten:

Profil 1 : 5370 m/sec  
Profil 2 : 5620 m/sec  
Profil 3 : 5580 m/sec  
Profil 4 : 5550 m/sec  
Profil 5 : 5500 m/sec  
Profil 6 : 5450 m/sec  
Profil 7 : 6500 m/sec  
Profil 8 : 6160 m/sec  
Profil 9 : 6330 m/sec  
Profil 10 : 5580 m/sec  
Profil 11 : 5920 m/sec  
Profil 12 : 6100 m/sec.

Als Mittel aller Aufstellungen ergibt sich eine Felsgeschwindigkeit von 5760 m/sec. Zum Vergleich wurde auch im anstehenden Gestein, nämlich am Plateau des Gipfels, ein 110 m langes Profil mit Geophonabständen von 10 m geschossen. Es wurde dabei ein Bereich ausgesucht, in dem das Plateau nur eine geringe Neigung aufwies und das Gestein anscheinend nur wenig zerklüftet war. Es war daher überraschend, daß sich ein Geschwindigkeitswert für den Dachsteinkalk von nur 4650 m/sec ergab, der also beträchtlich niedriger lag als bei den unter Eisbedeckung gemessenen Aufstellungen. Die Ursache für diese Geschwindigkeitsdifferenz dürfte darin zu suchen sein, daß das Gestein in den obersten Partien durch Verwitterung und versteckte Klüftung doch stärker aufgelockert ist als dies mit freiem Auge zu erkennen ist.

#### 4. Auswertung

Bei der auf das Bezugsniveau durchgeführten Reduktion der Laufzeiten (Korrekturgeschwindigkeit 1200 m/sec) wurde der  $V_0$ -Horizont eliminiert, sodaß sich stets ein Zweischichtfall ergab. Bei diesem erfolgte die Tiefenberechnung unter den Schußpunkten jeweils unabhängig nach der Methode der

Interceptzeiten und der kritischen Entfernung. Ein Vergleich der mit den beiden Rechenverfahren erhaltenen Tiefenwerte zeigte, daß in den meisten Fällen eine ausreichende Übereinstimmung bestand. Lediglich im Bereich des Ostgletschers ergaben sich erhebliche Teufenunterschiede, was nicht zuletzt zum Anlaß genommen wurde, um die Vor und Nachteile beider Verfahren einer kritischen Betrachtung zu unterziehen.

Die Interceptzeitmethode erfordert unbedingt, daß der  $V_2$ -Ast durch eine genügende Zahl von Meßpunkten belegt ist, wobei eine doppelte Überdeckung eine zusätzliche Sicherheit bietet. Die Methode der kritischen Entfernung ist dann problematisch, wenn geringe Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den beiden Refraktoren bestehen, da dann der Schnitt zwischen den Laufzeitgeraden schlei-fend ist. Aus der Praxis der Auswertung des Datenmaterials vom Hochkönig ergab sich, daß die Tiefenberechnung nach der Methode der kritischen Entfernung gewisse Vorteile gegenüber dem Interceptzeitverfahren bietet. Weiters wurde auch eine Überprüfung nach den Untersuchungen von Zirbel (1954) vorgenommen. Dieser Autor konnte nachweisen, daß im Falle des Vorhandenseins einer Schicht niedriger Geschwindigkeit an der Oberfläche der Wahl des Auswerteverfahrens eine wesentliche Rolle zukommt. Diese Voraussetzungen treffen bei der Eisseismik durch das Auftreten von Firnschichten in der Gletscherregion zu. Es hängt nämlich die Genauigkeit von Tiefenberechnungen durchaus auch von der exakten Erfassung dieser Firnschicht ab. Dabei wäre es prinzipiell nötig, die Mächtigkeit und Geschwindigkeit in der Firnschicht bei jedem Geophonpunkt zu kennen, was jedoch technisch undurchführbar ist. Bei den Geophonpunkten ist daher ein gewisser Fehler in der Abschätzung der Mächtigkeit des  $V_0$ -Horizonts, also der Firnschicht, nicht zu vermeiden.

Nach Zirbel gelten folgende Ansatzgleichungen:

a) Interceptzeitmethode

$$h_0 = \frac{z_0 \cdot v_0}{2 \cos \phi_{01}}$$

$$h_1 = \frac{z_1 \cdot v_1}{2 \cos \phi_{12}} - \frac{z_0 \cdot v_1 \cdot \cos \phi_{02}}{\cos \phi_{12} \cdot v_0}$$

b) Methode der kritischen Entfernung

$$h_0 = \frac{x_{01}}{2} \sqrt{\frac{v_1 - v_0}{v_1 + v_0}}$$

$$h_1 = \frac{x_{12}}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}} + h_0 \frac{\cos \phi_{01} - \cos \phi_{02}}{\sin \phi_{01} \cdot \cos \phi_{12}}$$

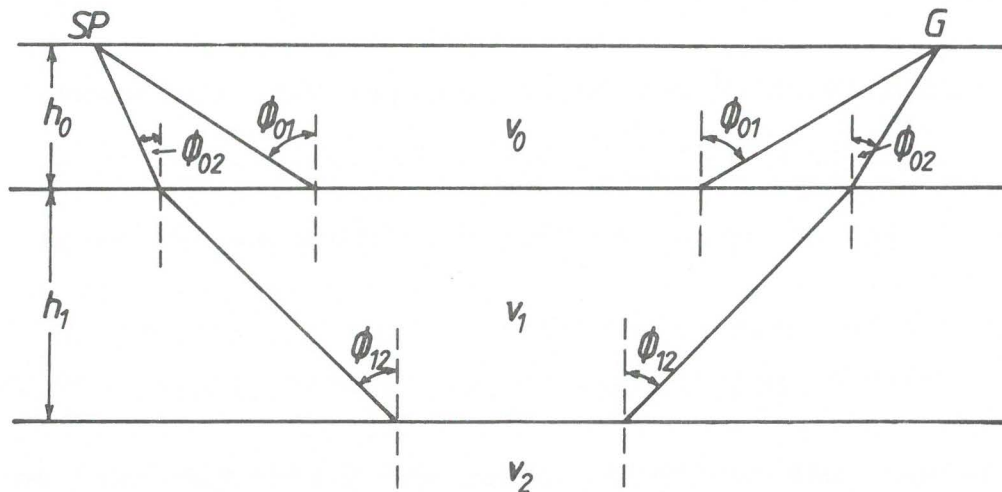


Abb.1: Strahlenverlauf bei 2- und 3-Schichtfall

Wird bei der Tiefenberechnung die Schicht niedrigerer Geschwindigkeit ( $V_1$ -Horizont) außer Acht gelassen, dann ist das Ergebnis mit einem Fehler behaftet, der für die Interceptzeitmethode dem Wert

$$- \frac{h_0 \cdot v_1 \cdot \cos \phi_{02}}{v_0 \cdot \cos \phi_{12}}$$

und für die Methode der kritischen Entfernung dem Wert

$$+ h_0 \frac{\cos \phi_{01} - \cos \phi_{02}}{\sin \phi_{01} \cdot \cos \phi_{12}}$$

entspricht. Bei der Berechnung nach Zirbel z.B. in einem Abschnitt von Profil 11 hat sich ergeben, daß der Tiefenfehler bei Berücksichtigung der Firnschicht nach der Interceptzeitmethode 3,1 m, nach der Methode der kritischen Entfernung 6,1 m beträgt. Wird jedoch die Firnschicht nicht erfaßt, beträgt der Fehler nach der Interceptzeitmethode 10,3 m, nach der Methode der kritischen Entfernung nur 7,0 m. Im Zweifelsfall sollte daher der Methode der kritischen Entfernung der Vorzug vor jener der Interceptzeitmethode bei der Tiefenberechnung gegeben werden.

Die Eisdicke unter den Geophonpunkten wurde nach einer modifizierten Differenzenmethode und nach der Delaytime-Methode durchgeführt. Die Differenzenmethode beruht auf folgender Grundlage (Abb.2):

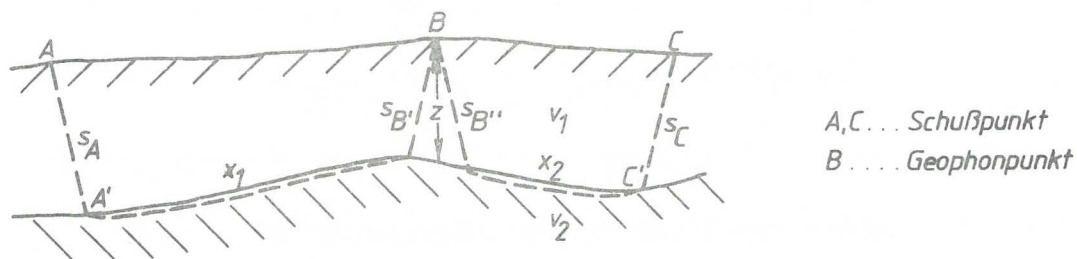


Abb.2: Tiefenberechnung nach der Differenzenmethode

$$T_{AB} = \frac{s_A + s_{B'}}{V_1} + \frac{X_1}{V_2} \quad T_{CB} = \frac{s_C + s_{B''}}{V_1} + \frac{X_2}{V_2}$$

$$T_{AC} = \frac{s_A + s_C}{V_1} + \frac{X_1 + X_2}{V_2}$$

Näherung:  $\overline{A'C'} = X_1 + X_2; \quad z = \frac{s_{B'} + s_{B''}}{2}$

$$T_{AB} + T_{CB} - T_{AC} = \frac{2z}{V_1}$$

$$z = \frac{V_1}{2} (T_{AB} + T_{CB} - T_{AC})$$

Die Tiefengenaugigkeit wird also weitgehend von der Genauigkeit des  $V_1$ -Wertes beeinflusst. Lagerale Geschwindigkeitsänderungen können sich bei dieser Methode sehr nachteilig auswirken. Es hat sich oftmals gezeigt, daß man bei dieser Differenzenmethode zu große Tiefenwerte unter den Geophonen erhält, oftmals genügt jedoch eine Parallelverschiebung und Einpassung in die unter den Schußpunkten ermittelten Teufenwerte, um eine befriedigende Lösung zu erzielen.

Die Delaytime-Methode beruht auf folgender Grundlage (Abb.3):

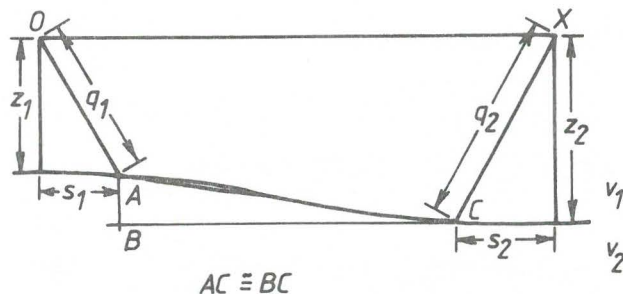


Abb.3: Aufspaltung der Interceptzeiten in Delayzeiten

$$T_{D1} \text{ (Delayzeit beim SP)} = \frac{q_1}{v_1} - \frac{s_1}{v_2}$$

$$T_{D2} \text{ (Delayzeit beim Geophon)} = \frac{q_2}{v_1} - \frac{s_2}{v_2}$$

$$T_{D1} = z_1 \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} ; \quad T_{D2} = z_2 \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$\text{bzw. } T_{D1} = z_1 \frac{\cos i_c}{v_1}, \quad T_{D2} = z_2 \frac{\cos i_c}{v_1}$$

$$z_1 = \frac{v_1 T_{D1}}{\cos i_c}, \quad z_2 = \frac{v_1 T_{D2}}{\cos i_c}$$

Auch bei der Delaytime-Methode muß davon ausgegangen werden, daß die Tiefengenauigkeit unter den Geophonpunkten nicht so gut ist, wie jene unter den Schußpunkten, wo sie mit der Methode der kritischen Entfernung berechnet wurde. Es mußten daher auch vielfach die Ergebnisse der Delaytime-Methode entsprechend korrigiert werden. In der Regel genügt es, den nach der Delaytime-Methode berechneten Untergrundsabschnitt so lange zu schwenken, bis die Eisdicke unter den beiden den Schußpunkten zugeordneten Geophonen mit dem Tiefenwert aus der Methode der kritischen Entfernung bzw. Interceptzeit übereinstimmte.

Für die Abschätzung des Tiefenfehlers ist eine von Förtsch, Schneider und Vidal (1955) angegebene Berechnungsformel nützlich:

$$\Delta z = \frac{\text{Ablesegenauigkeit} \cdot \text{Eisgeschwindigkeit}}{\text{Geschwindigkeitsverhältnis Eis/Untergrund}}$$



Bei einer Eisgeschwindigkeit von 3500 m/sec und einer Geschwindigkeitsrelation Eis/Untergrund von 0,6, sowie einer Ablesegenauigkeit von 1 msec ergibt sich ein theoretischer Tiefenfehler von  $\pm 6$  m. Dieser Wert kann unter Umständen eine Erhöhung erfahren, wenn bestimmte systematische Fehler wie etwa Verwendung zu hoher Geschwindigkeiten nicht herausgefunden werden. Der genannte Tiefenfehler von  $\pm 6$  m kann jedoch auch eine Verringerung erfahren, wenn im Kreuzungsbereich von Profilen ein Fehlerausgleich durchgeführt werden kann. Bei Einbeziehung auch jener Abschnitte, wo über dem Durchschnitt liegende Fehlereinflüsse anzunehmen waren, kann für das Gebiet der Übergossenen Alm die Aussage gemacht werden, daß die Tiefenfehler im Bereich von 3 bis 7,5 m liegen dürften.

## 5. Ergänzende Bemerkungen zu den Profilen

### 5.1. Zentralgletscher

Im Profil 2 ist der Untergrund beim Schußpunkt 13, infolge Fehlens einer Weitaufstellung, nicht erreicht worden. Die Extrapolation von SP 12 her läßt einen Näherungswert angeben. Ein Felsrücken steht W SP 11 in geringer Teufe an und es fällt auf, daß im Bereich des Sporns ein stärkeres Relief des Felsens vorhanden ist. Etwa 60 m W SP 9 ist eine fast schluchtartige Eintiefung bemerkenswert.

Auf Profil 3 ist das Muldentiefste beim SP 5 gut erfaßt. Eine Komplikation bei der Auswertung ergab sich im Abschnitt SP 5 - 4. Diese Aufstellung ergab eine Scheingeschwindigkeit von 7000 m/sec beim  $V_2$ -Refraktor, was bereits qualitativ einen steileren Anstieg des Untergrundes erkennen läßt. Dieser Ast wies jedoch gegenüber dem Gegenschießen eine um 12 msec höhere Endzeit auf, sodaß auch die Interceptzeiten bei SP 5 unterschiedlich waren. Bemerkenswert ist auch die sehr niedrige Eisgeschwindigkeit von 3050 m/sec E SP 5. Der bei SP 4 auftauchende Fels ist zugleich auch

eine Bestätigung für die generelle Richtigkeit der Tiefenberechnung.

Das Profil 6 weist beträchtliche Höhendifferenzen auf und konnte nur mit 220 m Aufstellungen geschossen werden. Im Bereich größerer Eismächtigkeiten, z.B. bei SP 5 wurde daher der Untergrund nicht mehr erreicht. Es konnte jedoch der Tiefenwert von Kreuzungsprofil 3 übernommen werden.

Auf der kurzen Linie 4 im E nimmt die Eismächtigkeit nach N zu ab. Der Wert von 40 m Eismächtigkeit bei SP 2 ist möglicherweise zu gering. Die Tiefenberechnung der Aufstellung von SP 2 in Richtung SP 9 würde einen um fast 10 m höheren Tiefenwert zulassen. Die Linie 9 ist durch Weitaufstellungen besser gesichert als die Linie 4. Auch auf diesem Profil ist der Zusammenhang zwischen zunehmender Eismächtigkeit und zunehmender Geschwindigkeit recht deutlich. Auffallend ist, daß die Geschwindigkeitsäste des Felsuntergrundes bei den 220 m Aufstellungen höhere Geschwindigkeiten ergeben als bei den Weitaufstellungen. Allerdings ist dabei zu berücksichtigen, daß die Punkte eine stärkere Streuung aufweisen, was auf das beachtliche Relief zurückzuführen ist.

## 5.2. Seilermulde

Auf Profil 1 nahmen die Eisgeschwindigkeiten von den Muldenzonen in die geringmächtigen Hangbereiche deutlich ab. Da bei den Aufstellungen zwischen SP 14 bis 16 die Eisdicke auf Werte unter 10 m absinkt, ist der betreffende Refraktor oft nur durch zwei Geophonpunkte belegt, sodaß die Eisgeschwindigkeit in diesem Bereich einen höheren Fehler aufweist als in den Muldenzonen. Die größte Eisdicke von etwa 30 m wird in der Mulde E des Absturzes des Hochseilers erreicht. Es ist zu vermuten, daß im Falle eines weiteren Abschmelzprozesses auf der Übergossenen Alm die Seilermulde vom Zentralgletscher getrennt und einen

eigenen Eislappen bilden wird.

Wegen der geringen Breite des Gletschers konnten bei den Profilen 12 und 13 nur 220 m lange Aufstellungen geschossen werden, die etwa senkrecht auf das Hauptprofil angelegt sind. Die Eismächtigkeit nimmt auf Profil 12 von 17 m im S auf Werte von 7 m und darunter gegen N zu ab. Die angegebene Eisgeschwindigkeit von 3620 m/sec ist möglicherweise etwas zu hoch.

Bei Profil 13 ist die Aufstellung von SP 69 gegen 70 unklar und wurde daher bei der Tiefenberechnung nicht berücksichtigt. Die scheinbare Eisgeschwindigkeit bei SP 70 ist 3630 m/sec. Die Eismächtigkeit würde sich bei SP 70 auf ca. 20 m belaufen, was auf das Vorhandensein eines gegen NE weiter sich erstreckenden Eislappens zurückzuführen sein dürfte.

### 5.3. Ostgletscher

Der Ostgletscher besteht nur mehr aus mehreren Eislappen, von denen der größte durch 2 Profile, (Profil 7 und 8) untersucht worden ist. Bei Betrachtung des annähernd im Streichen geschossenen Profils 7 erkennt man bereits an der muldenförmigen Einbuchtung der Gletscheroberfläche die Zeichen des Verfalls. Größte Eismächtigkeit wird etwa in der Mitte zwischen SP 35 und 45 mit Werten von 26 bis 30 m erreicht. Gegen SP 33 hin, also nach WSW steigt der Felsuntergrund treppenförmig an, wobei auch die Eismächtigkeit sukzessive abnimmt.

Das etwas längere Profil 8 (SP 36 bis 38) ist so angelegt, daß es ebenfalls eine Aussage über den Bereich gestatten sollte, wo noch größere Eismächtigkeiten zu vermuten waren. An seinem NE Ende befindet sich das Profil bei SP 38 nahe bei zwei Felssporen. Bemerkenswert ist, daß die oberen Bereiche des Ostgletschers (über 2700 m SH) nur geringe Eismächtigkeiten (5 bis 10 m) aufweisen. Erst im Mittelteil von Profil 8 (SP 34 - 37) nimmt die Eismächtigkeit

keit lokal auf 27 m zu. Im NE bei SP 38 wurden immerhin noch 17 m Eismächtigkeit registriert, obwohl der Felsuntergrund in nächster Nähe ansteht.

#### 6. Kartenmäßige Darstellung der seismischen Ergebnisse

Die Ergebnisse der auf den einzelnen Profilen durchgeführten Tiefenberechnungen wurden zur Ermittlung eines räumlichen Bildes in Form einer Strukturkarte der Felsoberfläche, einer Mächtigkeitskarte des Gletschereises und einer Isogeschwindigkeitskarte des Gletschereises dargestellt. Die Konstruktion erfolgte im Maßstab 1 : 5000, welcher zur Erfassung aller bedeutenden Charakteristika im Bereich des Hochköniggletschers als ausreichend erscheint. Die Strukturkarte des Felsuntergrundes zeigt ein sehr klares Bild, wobei stets ein generell nach N gerichteter Abfall der Tiefenlinien auftritt. In dem dichter vermessenen Bereich des Zentralgletschers ist jedoch zu erkennen, daß darüber hinaus auch ein markantes Detailrelief vorliegt, das bei der gegebenen Profildichte und dem gewählten Maßstab nicht immer mit allen Einzelheiten wiedergegeben werden konnte.

Westlich von P 2661 m beginnt am Zentralgletscher eine zunächst schmale Mulde, die sich unter SW-Streichen zumindest 700 m lang hangaufwärts nach S verfolgen läßt. Sie geht sodann in eine breite Einmündung über, die am Südrand des Gletschers (E von P 2828 m) auch im Relief der Gletscheroberfläche ausgebildet ist. Gegen den Felsklotz mit P 2845 m zu erfolgt anscheinend ein steiler Anstieg des Untergrundes. Im östlichen Teil des Zentralgletschers macht sich vor allem gegen die Reihe der aus dem Eis auftauchenden Felsklötze ein unregelmäßigeres Relief bemerkbar, geschlossene Strukturelemente fehlen jedoch (Beilage 3).

Die allerdings nur in den Grundzügen vermessene Hochseilermulde ist durch einen ziemlich gleichmäßigen Abfall des Felsuntergrundes gekennzeichnet. Der flächenmäßig kleine

Ostgletscher zeigt stärkere Unregelmäßigkeiten des Reliefs, auf die auch schon die zahlreichen, aus dem Eis auftauchenden Felsrippen einen Hinweis bilden.

Die Verteilung der Eismächtigkeiten kommt in der Iso-pachenkarte (Beilage 10) übersichtlich zum Ausdruck. Die größten Mächtigkeiten des Eises treten im W-Teil des Zentralgletschers auf, wo in einer ovalen Maximumzone von ca. 200 m Durchmesser Mächtigkeitswerte von mehr als 50 m erreicht werden. In der nordöstlichen Fortsetzung macht sich dann noch ein kleineres Maximum mit Werten von 35 m bemerkbar.

Im Ostteil des Zentralgletschers liegt ca. 150 m nördlich vom Südrand des Gletschers ein kleines Maximum mit Werten von ca. 40 m, wobei die Eismächtigkeiten gegen N und NE von der 20 m-Isopache an langsam abnehmen.

Die Hochseilermulde zeigt einen NW-SE gerichteten Trend mit einem in der 20 m Isolinie geschlossenen Maximum. In diesem sind 3 kleine Maximumzonen mit Werten von 25 m bzw. 30 m eingeschlossen. Die größten Eismächtigkeiten treten im NW der Hochseilermulde auf und nehmen gegen den gleichnamigen Gipfel hin rasch ab.

Im Ostteil des Gletschers findet sich ein zentrales Maximum mit ca. 170 m Erstreckung, in dem Eismächtigkeiten von mehr als 20 m auftreten. Ansonsten ist nur in der schmalen Einmündung E von P 2611 m eine Eismächtigkeit von 20 m zu verzeichnen.

## 7. Vergleich der Anwendungsmöglichkeiten verschiedener Auswertungsverfahren

Die Auswertung der refraktionsseismischen Aufnahmen erfolgte mit mehreren Verfahren, um einen Überblick über die Vor- und Nachteile der Methoden unter den besonderen Gegebenheiten der Eisseismik zu erhalten. Im einzelnen handelt

es sich um die aus der Literatur zwar wohlbekanntes Auswertungsverfahren von Tarrant, Wyrobek, Barthelmes und Hales, über deren routinemäßige Anwendung bei seichten refraktionsseismischen Untersuchungen konkrete, auch publizierte Erfahrungen anscheinend fehlen. Insbesondere wurde auf die Anwendbarkeit der Verfahren bei Vorliegen erschwerter geologisch-geophysikalischer Bedingungen (steile Neigungen, starkes Relief der Refraktoren, lateral wechselnde Geschwindigkeiten) geachtet.

7.1. Methode von Tarrant.

Bei diesem von Tarrant (1956) publizierten Verfahren handelt es sich um eine halbgraphische Methode, die sich besonders für den 2-Schichtfall eignet, und zwar auch bei stärkerem Relief des  $V_2$ -Refraktors. Die Ausgangsbasis ist wiederum die Ermittlung der Delay-Zeiten, die sodann in Tiefen umgewandelt werden. Der Weg des auftauchenden Strahl in der Hangendschicht ergibt sich nach Tarrant als  $r = V_1 T_D / (1 - \sin i \cos \phi)$ , entsprechend der Gleichung einer Ellipse. Es wird gezeigt, daß die Ellipse mit hinreichender Genauigkeit durch einen Kreis ersetzt werden kann, wobei die für jedes Geophon konstruierten Kreise als Einhüllende das Relief des Refraktors ergeben (Abb. 4).

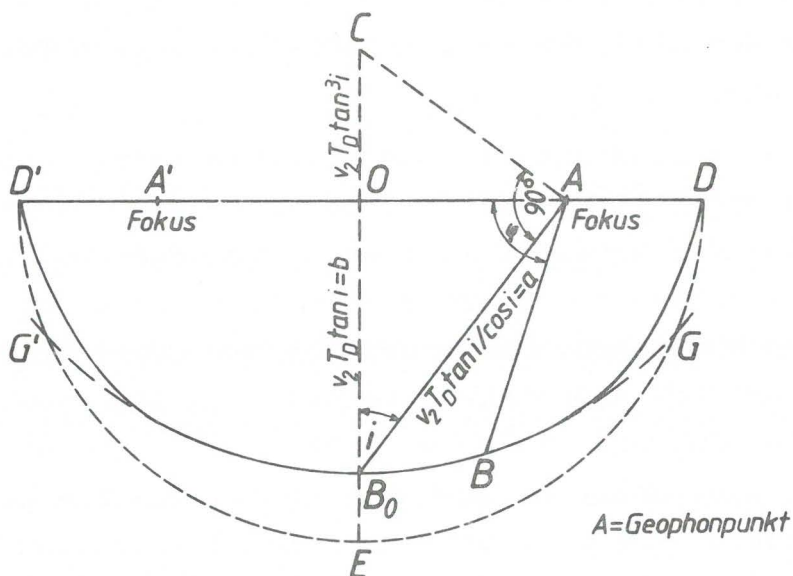


Abb.4 Ellipsenkonstruktion nach Tarrant

Eine wichtige Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Methode von Tarrant besteht darin, daß die Endzeiten gleich sind. Bei Differenzen muß das Korrekturverfahren überprüft und der Fehler, der meist in einer unrichtigen Korrekturgeschwindigkeit für die Schußpunkt-korrektur liegt, beseitigt werden. Ferner müssen die Interceptzeiten bei den Schußpunkten gleich sein. Differenzen sind durch Veränderung der Neigung der Laufzeitkurvenäste oder, falls der Fehler am betreffenden Schußpunkt lag, durch Parallelverschiebung des Laufzeitkurvenastes zu beseitigen.

Tarrant (1956) hat auch die grundlegenden Fehler, die bei der Methode zum Tragen kommen, abgeschätzt. Die Abweichung des Kreisbogens von der wahren Ellipse kann in den meisten Fällen vernachlässigt werden und wird nur bei Neigungen über  $30^{\circ}$  von Bedeutung. Auch Fehler, die durch einen horizontalen Geschwindigkeitsgradienten des  $V_2$ -Refraktors entstehen, können mit genügender Genauigkeit eliminiert werden, wenn das Einfallen konstant ist. Es konnte nachgewiesen werden, daß der Neigungswinkel im Einfallen zu groß und im Anstieg zu klein angegeben wird. Durch Mittelbildung der Werte aus Richtung und Gegenrichtung kann ein zufriedenstellender Ausgleich erzielt werden. Ein weiterer Fehler besteht darin, daß die Einhüllende der Serie der Ellipsen laut Annahme die genaue Position des Refraktor angibt.

In der Praxis sind nun die postulierten idealen Voraussetzungen nicht immer erfüllt. So zeigt sich nicht selten, daß die aus den Nahaufstellungen berechneten Durchschnittsgeschwindigkeiten des  $V_2$ -Refraktors von denen der Weitaufstellungen abweichen. Da letzere in der Regel über eine große Anzahl von Meßpunkten ermittelt wurden, kommt diesen ein höheres Gewicht zu. Durch Fehler in der Schußpunkt-korrektur etc. entsteht die Situation, daß die beiden Laufzeitkurvenäste zwar gut passende Scheingeschwindig-

keiten ergeben, aber die Endzeiten doch etwas differieren. Das Hauptgewicht bei dem Korrekturvorgang wird darauf zu legen sein, daß es gelingt, beim jeweiligen Schußpunkt in beiden Richtungen gleiche Interceptzeiten zu erhalten. Als Beispiel für die Anwendbarkeit der Methode von Tarrant und der Schwierigkeiten und Fehler, die sich bei der routinemäßigen Auswertung ergeben können, wird die Linie 9 erörtert. Diese zeigt von der Topographie insoferne günstige Voraussetzungen, als die Gletscheroberfläche ziemlich gleichmäßig von SP 51 in SW gegen SP 54 im NE abfällt, sodaß die Wahl des gleitenden Bezugsniveaus keine Schwierigkeiten beinhaltet. Die Korrektur auf das Bezugsniveau konnte auch unschwer so durchgeführt werden, daß sich genau zusammenpassende Interceptzeiten ergaben, wobei allerdings Endzeitdifferenzen bis 3 msec in Kauf genommen werden mußten. Bei Betrachtung der Laufzeitkurvenäste fällt jedoch sofort auf, daß die Geschwindigkeiten des  $V_2$ -Refraktors zwischen 220m und 440m Aufstellung beträchtliche Unterschiede aufweisen. Die Nahaufstellungen ergeben folgende  $V_2$ -Geschwindigkeiten (gerundet):

SP 51 - 52 :	6490 m/sec	
52 - 53 :	7010 m/sec	Mittelwert:
53 - 54 :	6480 m/sec	6660 m/sec

Bei den Weitaufstellungen ergeben sich dagegen niedrigere Geschwindigkeiten, nämlich:

SP 51 - 52 :	6270 m/sec	
52 - 53 :	5730 m/sec	Mittelwert:
53 - 54 :	6160 m/sec	6160 m/sec

Die Auswertung wurde nun zunächst mit einer  $V_2$ -Geschwindigkeit von 6000 m/sec durchgeführt, welcher Wert als für den Gletscherbereich repräsentativ angenommen worden war. Ebenso wurde trotz gewisser augenscheinlicher lokaler Abweichungen mit einer konstanten  $V_1$ -Geschwindigkeit von 3500 m/sec gerechnet. Zum Vergleich wurde jene Lage der



Felsoberfläche herangezogen, die mittels Interceptzeit und Methode der kritischen Entfernung bei den Schußpunkten als die den wahren Teufen am besten angepaßte berechnet worden war. Bei den Geophonpunkten wurden die Tiefen mit der Delaytime-Methode und Differenzenmethode berechnet.

Es zeigte sich dabei, daß die nach Tarrant berechneten  $V_2$ -Horizonte in Richtung und Gegenrichtung stellenweise größere Teufenunterschiede aufwiesen. Durch Mittelbildung ergibt sich jedoch ein Verlauf des  $V_2$ -Refraktors, der von der wahren Lage zwar bis einige m abweicht, aber über weite Strecken denselben Trend aufweist. Ein besonders hohes Maß an Genauigkeit ergibt sich im Abschnitt SP 51 - 53, da hier über 3 Tiefenwerte gemittelt werden konnte. Eine weitere Verbesserung und Angleichung der Ergebnisse der beiden Methoden läßt sich erzielen, wenn man die Differenzen der Teufen bei den Schußpunkten zu einer Teufenkorrektur des  $V_2$ -Refraktors nach Tarrant heranzieht. So zeigt ein Vergleich bei SP 52, daß der  $V_2$ -Refraktor um ca. 4 m höher, bei SP 53 um 6 m höher als nach der Interceptzeitmethode liegt. Eine abschnittsweise Parallelverschiebung bzw. Kippung des nach Tarrant berechneten  $V_2$ -Refraktors bringt dann eine völlig zufriedenstellende Übereinstimmung in der Lage der Felsoberkante. Allerdings zeigt die Interpretation der Linie 9 auch eine Schwierigkeit der Tarrantmethode auf, auf die in der Literatur nicht hingewiesen wurde, die aber unter Umständen die Anwendbarkeit des Verfahrens in Frage stellen kann.

Bei einigen Abschnitte, z.B. bei der Weitaufstellung SP 51 - 53 zwischen 340 m und 440 m ergab sich bei der routinemäßigen Berechnung eine negative Geophondelayzeit. Da die Geophondelayzeit als Gesamtdelay- minus Schußpunktsdelayzeit berechnet wird, wäre es zunächst denkbar, daß die Delayzeit beim Schußpunkt zu groß war. Diese Möglichkeit konnte jedoch durch Überprüfung der Berechnungen beim

SP 53 mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. Vielmehr ist in diesem Fall die Gesamtdelayzeit zu gering, die aus  $T - X/V_2$  berechnet wird. Als Ursache ist anzunehmen, daß die der Rechnung zugrundegelegte  $V_2$ -Geschwindigkeit zu niedrig ist. Die Wiederholung des Verfahrens mit einer  $V_2$ -Geschwindigkeit von 6500 m/sec im fraglichen Abschnitt, welcher Wert dem der Nahaufstellung SP 51 - 52 entspricht, brachte zufriedenstellende Ergebnisse und eine gute Übereinstimmung der Teufen.

Soferne eine Geschwindigkeitsänderung des  $V_2$ -Refraktors auf den Laufzeitkurven eindeutig gegeben ist, soll diese auch bei der Berechnung der Gesamtdelayzeit berücksichtigt werden.

Aus dem vorliegenden Material läßt sich durchaus ein Urteil über die Eignung der Methode von Tarrant bei der Auswertung eisseismischer Messungen abgeben. Unabdingbare Voraussetzung ist eine gute Qualität des Datenmaterials, d.h. es dürfen keine Differenzen in den Interceptzeiten bei den Schußpunkten bestehen und nur geringe Differenzen in den Endzeiten der Aufstellungen in Richtung und Gegenrichtung. Es wird in der Regel möglich sein, innerhalb eines Profils mit einer konstanten Eisgeschwindigkeit zu rechnen, soferne keine zu großen lateralen Geschwindigkeitsänderungen im Eis auftreten. Die genaue Ermittlung der  $V_2$ -Geschwindigkeit ist von größter Wichtigkeit für die Auswertung nach Tarrant. Die Verwendung einer konstanten  $V_2$ -Geschwindigkeit ist nur bei mäßigen Abweichungen innerhalb der Linie zulässig. In einem zweiten Rechengang ist daher zu prüfen, ob die Abweichung in den Teufen der einzelnen überlappten Untergrundsabschnitte durch Verwendung lateral sich ändernder  $V_2$ -Geschwindigkeiten geringer werden. Als Kontrolle dient auch der Vergleich mit den Teufenwerten beim Schußpunkt, die mit der Interceptzeit plus Methode der kritischen

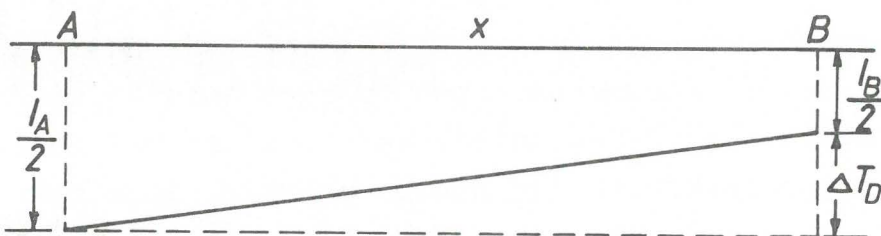
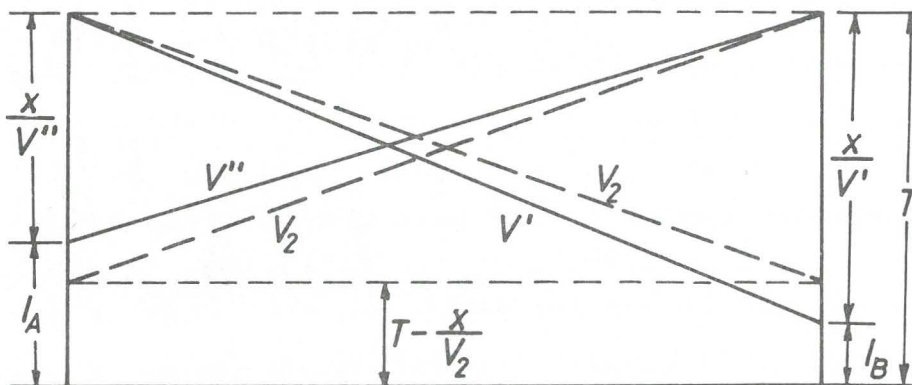
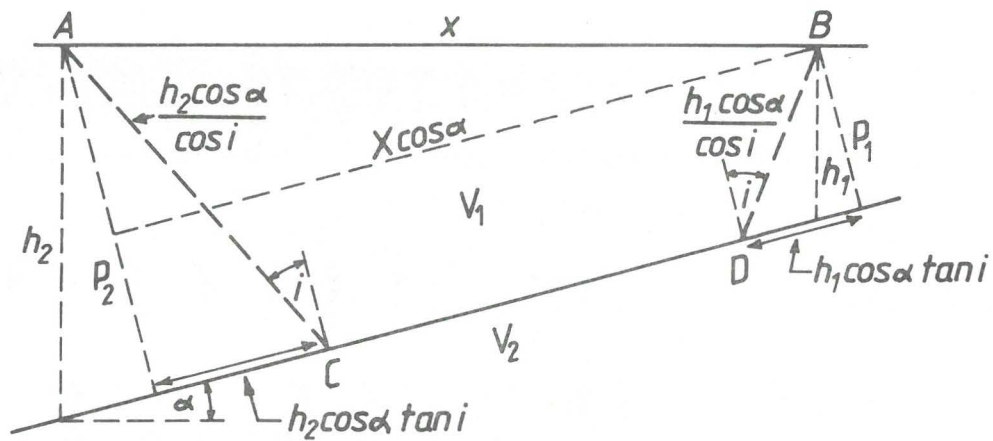


Abb. 5 : Delay- und Interceptzeiten für einen geneigten Refraktor nach Wyrobek

Entfernung bestimmt wurden. Es ist jedenfalls möglich, daß durch stärkere und unregelmäßig erfolgende Variationen der  $V_2$ -Geschwindigkeit die Anwendbarkeit der Tarrantmethode in der Praxis in Frage gestellt wird.

## 7.2. Methode von Wyrobek

Die Methode von Wyrobek (1956) gestattet ebenfalls die Berechnung der Tiefen bei den Geophonpunkten. Sie beruht im wesentlichen auf der Anwendung der Delay- und Interceptzeiten. Ein wesentlicher Schritt der Auswertung besteht darin, daß das Delayzeit-Profil zwischen 2 Schußpunkten mit dem Profil der halben Interceptzeit zusammenfallen sollte, sofern die korrekte Geschwindigkeit des Refraktors bei der Berechnung verwendet wurde.

Die mathematische Grundlage ist folgende für den horizontalen 2-Schichtfall: (Abb.5).

$$T_D = T - X/V_2, \quad T_D = \text{Delayzeit}$$

unter Verwendung von  $\sin i = V_1 / V_2$

$$T - X/V_2 = 2 h \cos i / V_1 = 2 h / V_2 \tan i$$

$$h = 1/2 (T - X/V_2) V_2 \tan i = 1/2 T_D \cdot F.$$

Für  $X = 0$  geht der Ausdruck in die Formel der Interceptzeit über  $\tau_i = 2 h / V_2 \tan i$ .

Bei einem geneigten Refraktor ist die Delayzeit:

$$T - X/V_2 = (AC + BD) / V_1 + CD / V_2 - X/V_2.$$

Durch Einführung elementarer trigonometrischer Beziehungen und Umformung wird daraus:

$$T - x/v_2 = \frac{\cos \alpha}{v_1} \left[ 2 h_1 \cos i + \frac{x}{\cos \alpha} \left\{ \sin (i + \alpha) - \sin i \right\} \right]$$

unter Verwendung der Scheingeschwindigkeiten  $v'$  im Einfallen und  $v_1''$  im Anstieg

$$T - x/v_2 = (2 h_1 \cos \alpha \cos i) / v_1 + x (1/v' - 1/v_2)$$

in der entgegengesetzten Richtung (Anstieg) :

$$T - x/v_2 = (2 h_2 \cos \alpha \cos i) / v_1 - x (1/v_2 - 1/v'')$$

$$v_2 = 2 \cos \alpha \frac{v' \cdot v''}{v' + v''}$$

für kleines  $\alpha$  :  $2/v_2 = 1/v' + 1/v''$  oder  
 $1/v' - 1/v_2 = 1/v_2 - 1/v''$

$\Delta T_D$  = Delayzeitdifferenz

$$T - x/v_2 = \tau_B + |\Delta T_D|$$

$$T - x/v_2 = \tau_A - |\Delta T_D|$$

$$T - x/v_2 = 1/2 (\tau_A + \tau_B)$$

$$v_2 = x / \left[ T - 1/2 (\tau_A + \tau_B) \right]$$

$$|\Delta T_D| = 1/2 (\tau_A - \tau_B)$$

Wenn man somit bei den Geophonpunkten die Delayzeiten von den Schußpunkten A und B aufträgt, erhält man 2 Profile, wobei das mit den größeren Delayzeiten vom Schußpunkt mit der größeren Tiefe stammt. Die beiden Profile sind jedoch parallel, sofern die Delayzeiten mit dem korrekten Wert der Geschwindigkeit des Refraktors  $v_2$  berechnet wurden. Der Abstand zwischen den Profilen ist gleich der Delayzeitdifferenz.

Man kann nun umgekehrt unter Verwendung der Intercept- und Delayzeiten die wahre Geschwindigkeit  $v_2$  des Refrak-

tors bestimmen. Dazu bringt man das mit einem Näherungswert von  $V_2$  berechnete Delayzeit-Profil mit dem Profil der halben Interceptzeiten zur Deckung, wobei man ersteres kippt. Aus dem Kippungsbetrag bzw. msec/km erhält man die wahre Geschwindigkeit des Refraktors. Ein Vorteil der Methode wäre auch der, daß man auch Profile auswerten könnte, die nur in einer Richtung geschossen wurden, sofern man einen Näherungswert von  $V_2$  kennt.

Die Auswertung der refraktionsseismischen Profile nach der Methode Wyrobeks ergab, daß dieses Verfahren im gegenständlichen Fall gut anwendbar ist. Diese Feststellung kann zumindest für jenen Bereich eisseismischer Messungen verallgemeinert werden, bei dem keine zu steilen Neigungen des Untergrundes auftreten. Als Beispiel wird wiederum das Profil 9 dargestellt (Beilage 11).

Die Delayzeiten wurden zunächst mit einer konstanten Eisgeschwindigkeit ( $V_1$ ) von 3500 m/sec und einer konstanten Felsgeschwindigkeit ( $V_2$ ) von 6000 m/sec berechnet. Diese Vorgangsweise entspricht zwar praktischen Erwägungen, beinhaltet jedoch einen gewissen Fehler, da die wahren  $V_2$ -Geschwindigkeiten der Aufstellungen teils niedriger, teils höher sind. Wie ersichtlich, ist es unschwer möglich, für die Aufstellungen in beiden Richtungen kontinuierliche Delayzeitprofile zu konstruieren. Kleinere Lücken, die vom Ausfall einiger Geophonpunkte sowie vom Fehlen der Weitaufstellung im Abschnitt SP 53 - 54 herühren, konnten durch die Feststellung des Trends bei der Gegenrichtung geschlossen werden. Der weitere Gang der Auswertung erfolgte in der beschriebenen Weise, wobei ein entscheidender Schritt darin besteht, daß die Abweichungen der beiden kontinuierlichen Delayzeitprofile vor der Einpassung in das Profil der halben Interceptzeit sorgfältig eliminiert werden.

Auch zeigt sich, daß im Abschnitt SP 52 - 54 eine Kippung um ca. +6 msec pro 400 m zur besseren Anpassung notwendig

ist, was einer Änderung der  $V_2$ -Geschwindigkeit auf 6070 m/sec entspricht. Ebenso ist beim Abschnitt SP 52 - 54 eine Kippung um etwa denselben Betrag zur Verbesserung notwendig. Dies deckt sich größenordnungsmäßig mit den aus den Laufzeitkurven berechneten Mittelwerten der  $V_2$ -Geschwindigkeit von 6105 m/sec.

Das daraus berechnete Tiefenprofil wird nun mit dem Standardprofil ( $X_C$ -plus Interceptzeitmethode) verglichen. Dabei zeigt sich, daß die Tiefenberechnung nach Wyrobek im Abschnitt 100 m W SP 52 bis SP 53 zu große Teufen ergibt. Das ist jedoch größtenteils darauf zurückzuführen, daß man bei den Schußpunkten 52 und 53 bei der Tiefenberechnung mit der Interceptzeit größere Teufen als mit der kombinierten Methode erhält. Eine Parallelverschiebung des Reliefs nach Wyrobek um 9 m im fraglichen Abschnitt ergibt eine befriedigende Übereinstimmung (Beilage 11).

### 7.3. Methode von Barthelmes

Hier handelt es sich um ein seit längerem bekanntes Verfahren, das sich zwar in der ursprünglichen Form in der Praxis der refraktionsseismischen Auswertung nicht durchgesetzt hat, das aber dennoch hinsichtlich seiner Anwendbarkeit auf den Spezialfall der Refraktionsseismik getestet wurde. Gewisse Elemente der Methode von Barthelmes fanden auch beim Verfahren nach Wyrobek Verwendung. Die Methode von Barthelmes ist hinsichtlich der Tiefenberechnung ein Relativverfahren, d.h. man benötigt eine Bohrung oder einen anderen Fixpunkt, bei dem die genaue Tiefe des zu untersuchenden Horizonts bekannt ist. Aus den Differenzen der Interceptzeiten können die Teufenunterschiede des zu untersuchenden Horizonts berechnet und fortlaufend die Neigungswinkel zwischen den Geophonpunkten ermittelt werden. Die formelmäßige Grundlage basiert auf

der Tiefenberechnung nach der Interceptzeitmethode:

$$\tau_i = 2 z \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$z = \frac{\tau_i}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}$$

$$\Delta z = \frac{\Delta \tau_i}{2} \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}$$

Dabei ist zu berücksichtigen, daß der berechnete Tiefenwert sich nicht in einer Position senkrecht unter dem betreffenden Schuß- bzw. Geophonpunkt befindet, sondern in der Horizontalprojektion um einen Betrag  $q_i$  verschoben liegt, wobei

$$q_i = z \tan i_c$$

Man geht in der Praxis so vor, daß die Interceptzeiten fortlaufend zwischen allen Geophonpunkten des Profils berechnet werden, wobei man auch die relativen Werte der überlappten Aufstellungen miteinbezieht. Daraus wird ein kontinuierliches Interceptzeitprofil konstruiert, aus dem die entsprechenden Zeitdifferenzen für die Tiefenberechnung entnommen werden können. Durch Anschluß an den Fixpunkt ist dann leicht eine Umwandlung in die absoluten Teufen möglich.

Bei der Eisseismik erscheint die Tiefenberechnung nach Barthelmes zunächst deshalb anwendbar, da hier oftmals nur ein 2-Schichtfall (nach Korrektur der Firnschicht) vorliegt. Ein Mehrschichtfall würde zu sehr unhandlichen Ausdrücken für  $z$  und  $q$  führen und allein aus diesem Grund



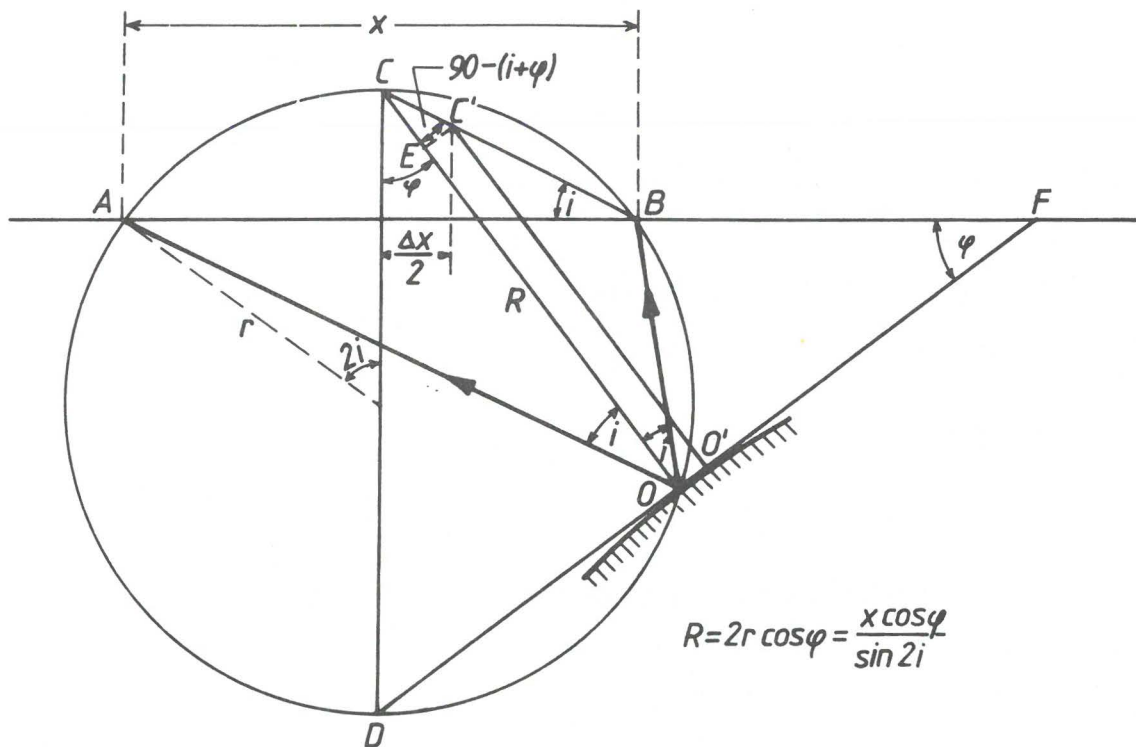
eine allgemeine Verwendung der Methode in der Praxis nicht gestatten.

Aber auch im 2-Schichtfall hat sich die Methode von Barthelmes als zu ungenau erwiesen, wobei sich erhebliche Abweichungen vom "wahren" Relief des Untergrundes ergaben. Bei einfacher Überdeckung und größerer Eismächtigkeit kann die Interceptzeit rechnerisch nur für wenige Geophone in der Mitte der Aufstellung ermittelt werden und von einer Strecke beiderseits der Schußpunkte fehlt die Tiefeninformation.

#### 7.4. Auswertung nach der Methode von Hales

Die Methode von Hales (1958) ist eine graphische Methode, die wegen der relativ aufwendigen Konstruktion nur bei Vorhandensein von wenigen Schichten rationell durchführbar ist. Ein wesentlicher Vorteil des Verfahrens besteht darin, daß es auch bei Vorhandensein eines sehr unregelmäßigen Reliefs des Untergrundes angewendet werden kann.

Voraussetzung ist, daß eine Aufstellung im Gegenschießen registriert wird. Dann kann jedem Punkt O des Refraktors eine Strecke X der Aufstellung zugeordnet werden, die von der von diesem Punkt auftauchenden refraktierten Welle aus beiden Richtungen abgegrenzt wird. Diese Strecke X kann nun konstruktiv aus der Laufzeitkurve für jeden Geophonpunkt ermittelt werden. Über der Strecke X wird ein Punkt ermittelt, von dem aus ein Kreisbogen geschlagen wird, zu dem der Refraktor tangential ist. Die Einhüllende aller Kreise gibt dann den Verlauf der Oberfläche des Refraktors an.



$$R = 2r \cos \varphi = \frac{X \cos \varphi}{\sin 2i}$$

Abb.6: Geometrische Grundlagen der Tiefenberechnung nach Hales

Abb. 6 läßt folgende Zusammenhänge erkennen:

CD, der Durchmesser des Kreises steht auf AB senkrecht und halbiert die Strecke X;

der Bisektor des Winkels AOB verläuft durch Punkt C;

die Linie DOF verläuft unter rechtem Winkel zu CO;

die Linie CB bildet einen Winkel  $i$  mit der Linie AB, wobei AOB gleich ist  $2i$ .

Das Verfahren läuft also auf die Bestimmung von AB (=X) und CO hinaus.

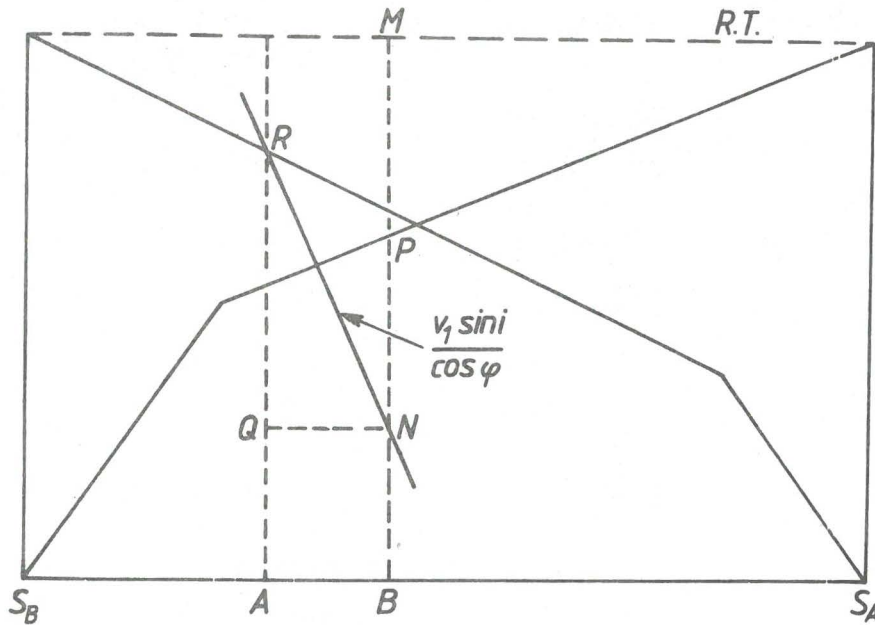


Abb.7: Bestimmung von  $X$  und  $T'$

Aus Abb.6 ergibt sich, daß die Unbekannte

$$AB = X = \frac{(AO + OB) \sin i}{\cos \phi} \quad (1)$$

CO kann ausgedrückt werden in:

$$CO = R = \frac{AO + OB}{2 \cos i} \quad (2)$$

Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß

$$T_A + T_B = T_{SDES} + (AO + OB) / V_1$$

$T_A$  = Laufzeit von Schußpunkt  $S_A$  zu Geophon A

$T_B$  = Laufzeit von Schußpunkt  $S_B$  zu Geophon B

$T_{SDES}$  = Gesamtlaufzeit von  $S_A$  zu  $S_B$

$$AO + OB = V_1 (T_A + T_B - T_{SDES}) = V_1 T' \quad (3)$$

Aus Gl.(1) und (2) ergibt sich:

$$X = \frac{V_1 T' \sin i}{\cos S} \quad \text{bzw.} \quad \frac{X}{T'} = \frac{V_1 \sin i}{\cos S} \quad (4)$$

$$R = \frac{V_1 T'}{2 \cos i} \quad (5)$$

Die Werte X und T' können nun in einfacher Weise aus der Laufzeitkurve erhalten werden (Abb.7) :

Der Laufzeit für das Geophon bei B wird von der Linie der Endzeit senkrecht nach unten aufgetragen, sodaß MN = PB.

Wenn sodann eine Linie durch N mit einer Neigung  $V_1 \sin i / \cos \phi$  gezogen wird, dann wird diese die reziproke Laufzeitkurve bei R schneiden, wobei dann  $QN = X$  und  $QR = T'$  gibt.

Hales konnte auch nachweisen, daß der Einfluß der Schichtneigung ( $\phi$ ) bei der Konstruktion vernachlässigt werden kann. Bei der praktischen Konstruktion geht man so vor, daß man zunächst die Laufzeitkurve in der Profilrichtung aufträgt, sodann von der Endzeit aus als neue Bezugslinie nach unten die Laufzeiten der Gegenrichtung, wodurch man eine geschlossene "Schleife" erhält, die durch den Ursprung verläuft. Eine Linie mit der Neigung  $V_1 \sin i$  wird parallel verschoben, wodurch bei jedem Geophonpunkt die entsprechenden Werte von X und T' abgelesen werden können. Eine einfache Rechnung ergibt dann den dazugehörigen R-Wert. Über X/2 wird das Lot aufgetragen, und vom Geophonpunkt unter dem Winkel i der Punkt C bestimmt. Von diesem wird dann der Kreisbogen R geschlagen.

Die wichtigste Einflußgröße ist die Geschwindigkeit des

$V_1$ -Horizonts (Eis). Ein Fehler in der Annahme derselben verursacht einen Fehler, sowohl in der Horizontalentfernung des betreffenden Geophonpunktes (Verschiebung der Richtung des Anstiegs bzw. Einfallens) als auch der Tiefe. Die Auswirkung ist nicht gravierend, wenn es sich nur um einen konstanten  $V_1$ -Geschwindigkeitsfehler handelt, da dann das Relief praktisch nur um einen konstanten Betrag parallel verschoben wird gegenüber der wahren Teufe. Größer sind die Auswirkungen von lateral sich ändernden  $V_1$ -Geschwindigkeiten, da dadurch die Tiefe um einen wechselnden Betrag verzerrt wird; es handelt sich jedoch dabei um ein Problem, das bei allen Auswertungsverfahren auftritt.

Eine Ungleichheit der Endzeiten führt zu einem Fehler in  $T'$  und daher zu einem Fehler in  $X$  und  $R$ . Da jedoch diese Differenz der Endzeiten in der Regel nur wenige msec beträgt (sofern sie nicht durch eine Wiederholung des Korrekturvorgangs gänzlich beseitigt werden kann), bewegt sich auch der Tiefenfehler nur in der Größenordnung von wenigen m. Außerdem herrscht wenigstens Klarheit über das Vorzeichen der entstehenden Teufenänderung.

Eine Änderung der  $V_2$ -Geschwindigkeit (Fels) wirkt sich über die in den betreffenden Formeln vorkommenden sin- bzw. cos-Funktionen auch auf  $X$  und  $R$  aus. Durch die Mehrfachüberdeckung kann jedoch die  $V_2$ -Geschwindigkeit in der Regel mit hinreichender Genauigkeit ermittelt werden. Auch hier ist wiederum der Fall, daß der  $V_2$ -Rechenwert von der wahren  $V_2$ -Geschwindigkeit abweicht, der einfacher zu handhabende, da dadurch nur eine mäßige Parallelverschiebung des Refraktors hervorgerufen wird.

Zur näheren Erläuterung der einzelnen Phasen der Auswertung nach Hales wurde ein Teil der Bearbeitung von Profil 9 wiedergegeben (Beilage 12). Bezogen auf die Endzeit von SP 51 (81 msec) besteht eine Zeitdifferenz von

-4 msec für die Aufstellung von SP 51 - 53, um welchen Betrag die Laufzeitkurve der Gegenrichtung vom Ursprung abweicht. Dies hat zur Folge, daß die Teufen generell zu seicht wären, falls die gewählte Endzeit die korrekte ist. Auch sind einige Geophonpunkte nahe bei SP 51 nicht auswertbar. In diesem Sinn würden die beträchtlichen Abweichungen bei SP 52 und vor SP 53 sprechen. Andererseits hat die Auswertung des Abschnitts SP 52 - 54 gezeigt, daß im überlappten Teil bei SP 53 sich größere Tiefenwerte ergeben. Eine Mittelbildung ergibt einen Horizont, der nur wenig vom Refraktor abweicht, der mit der kombinierten Methode berechnet wurde. Es wurde daher für einen Teil des Profils eine Korrektur mit nach NE linear abnehmender Größe angebracht (Beilage 13). Aus diesen und anderen Beispielen ist ersichtlich, daß eine Überlappung der Aufstellungen für die praktische Durchführung der Tiefenberechnung von HALES in schwierigen Fällen unerlässlich ist.

#### 8. Gesamtmassenbilanz

Für die von R. WÜSTRICH durchgeführte Berechnung des Firnschnee- bzw. Eisvolumens sind die ermittelten Mächtigkeitsswerte der Vergletscherungszonen herangezogen worden. Es wurden die Flächen gleicher Eismächtigkeiten ausplanimetriert, wobei angenommen worden ist, daß das Einfallen zwischen den Isohypsen des Gletscherbettes gleichmäßig erfolgt. Diese Annahme ist durch das sicherlich regional stark gestörte Gletscherbett zwar nicht voll befriedigend; sie ist aber im Hinblick auf Unsicherheitsfaktoren bei der Erfassung der Felsoberkante - eine enge rasterförmige seismische Vermessung der Gletscherzone war naturgemäß nicht möglich - gerechtfertigt. Die Fehlergrenze von 15 %, wie sie von BITTMANN, BRÜCKL, GANGL und WALLNER (1973) bei der Massenberechnung des Obersten Pasterzenbodens angenommen wurde, oder eine solche von

25 %, die BRÜCKL, GANGL und STEINHAUSER (1969) für die Wasserinhalts-Berechnung des Schladminger Gletschers angaben, wird durch diese Volumsbestimmung nicht überschritten. Dies vor allem deshalb, da die Isohypsen des Gletscherbettes im Abstand von 5 m dessen verhältnismäßig genaue Erfassung und Darstellung ermöglichten.

Bei der Berechnung des Wasserinhaltes mußte berücksichtigt werden, daß die oberflächennahen Schichten der Übergossenen Alm einen geringeren Wasserwert aufweisen, da Kompakteiszonon, wie sie Zungenberechnungen bei den Zentralalpengletschern zugrundegelegt worden sind, auf diesem tiefgelegenen und bewegungsarmen Gletscher nicht oder nur in Ausnahmefällen (Eislappen in der Seilermulde, Blankeiszonon am Ostgletscher) die Oberfläche erreichten. Für den Bereich zwischen Gletscherrand und 5 m - Eisdickenlinie ist daher in den Gletscherzonon ein Wasserwert von  $0,7 \text{ g/cm}^3$ , zwischen 5 m - und 10 m - Eisdickenlinie ein Wasserwert von  $0,8 \text{ g/cm}^3$ , darunter ein solcher von  $0,9 \text{ g/cm}^3$  angenommen worden.

Der durchschnittliche Wasserwert für eine Gletscherzone ist daher von der Eismächtigkeit abhängig; er beträgt beim Ostgletscher  $0,77 \text{ g/cm}^3$ , in der Seilermulde  $0,78 \text{ g/cm}^3$  und beim Zentralgletscher  $0,83 \text{ g/cm}^3$ .

Die gewonnenen Durchschnittswerte stimmen recht gut mit Dichtewerten überein, die sich nach der von ROBIN aufgezeigten Berechnungsmethode ergeben würden (KOHNEN 1972). Unter Annahme einer durchschnittlichen Longitudinalgeschwindigkeit von 3500 m/sec ergibt sich nach der Formel von ROBIN

$$\rho = 0,221 \cdot V_1 + 0,059$$

eine Dichte von  $0,83 \text{ g/cm}^3$ ,  $V_1$  in km/sec.

Es sollte aber nicht unerwähnt bleiben, daß diese Rechen-

methode für die Firnschneeaufgabe nicht ohne weiteres anwendbar sein dürfte. Für diesen Bereich wurde eine durchschnittliche Longitudinalgeschwindigkeit von 1200 m/sec ermittelt; die Dichte müsste daher  $0,32 \text{ g/cm}^3$  betragen. Von GOLDBERGER (1972) mit Hilfe der Schneewaage durchgeführte absolute Wasserwertbestimmungen im Zuge von Schachtgrabungen haben nämlich im Firnbereich Dichtewerte zwischen  $0,36 \text{ (g/cm}^3)$  und  $0,52 \text{ (g/cm}^3)$ , also eine wesentlich höhere Dichte ergeben. Für die Massenberechnung der Übergossenen Alm ist diese Differenz jedoch ohne Bedeutung, da in Firnbereichen ohnehin auf Erfahrungswerte (Schneewaage) zurückgegriffen werden konnte.

Eine andere Berechnungsart des Wasserinhaltes ergab sich für die Firnflecken, die am Rande der Übergossenen Alm, sowie zwischen Ostgletscher und Gipfelaufbau gelegen sind. Für diese Firnfelder sind im allgemeinen eine mittlere Tiefe von 3 m und ein Wasserwert von 0,6 angenommen worden. Die Tiefenannahme stützt sich auf Beobachtungen an Erosions- und Ausaperungszonen, der Wasserwert auf Erfahrungswerte von GOLDBERGER (1972) bei der Berechnung des jährlichen Massehaushaltes für die Übergossene Alm. Lediglich für ein großflächiges Firnbecken zwischen Ostgletscher und Gipfelaufbau wurde für das offensichtlich Muldentiefste eine mittlere Tiefe von 5 in Rechnung gestellt.

Für die Massenberechnung sind somit vier Bereiche gesondert berücksichtigt worden: Ostgletscher, Zentralgletscher, Seilermulde, Firnflecken.

#### Ostgletscher

Die Fläche des größten zusammenhängenden und durch die Profile 7 und 8 untersuchten Gletscherfleckes beträgt  $371 \times 10^3 \text{ m}^2$ , sein Volumen  $2,48 \times 10^6 \text{ m}^3$  und sein Wasser-



inhalt  $1,90 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Die durchschnittliche Tiefe von 6,5 m ergibt der Quotient aus Volumen geteilt durch die Fläche.

#### Zentralgletscher

Dieser Gletscherbereich umfaßt  $1,265 \times 10^3 \text{ m}^2$  und dürfte bis gegen 60 m mächtig sein. Sein Volumen beträgt  $19,63 \times 10^6 \text{ m}^3$ , der Wasserinhalt  $16,24 \times 10^6$ . Die durchschnittliche Tiefe ist mit 15,5 m anzugeben.

#### Seilermulde

Die am westlichsten gelegene Vergletscherungszone am Hochkönig erstreckt sich zwar über eine Fläche von  $510 \times 10^3 \text{ m}^2$ . Zuzufolge großräumiger Ausdünnungen in den tief gelegenen Bereichen und in der Übergangszone zum Zentralgletscher beträgt das Volumen nur  $4,49 \times 10^6 \text{ m}^3$ , der Wasserinhalt  $3,51 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Die durchschnittliche Tiefe liegt bei 9,0 m.

#### Firnflecken

Die Gesamtfläche sämtlicher von den Vergletscherungs-zonen räumlich getrennter Firnflecken beträgt etwa  $403 \times 10^3 \text{ m}^2$ , ihr Volumen  $1,24 \times 10^6 \text{ m}^3$  und der Wasserwert  $0,75 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß dieser Bereich hinsichtlich Flächen-, Volums- und Wasserwertbestimmung mit den größten Unsicherheitsfaktoren belastet ist. Es dürfte aber, im Hinblick auf die Vielzahl der durch die Zerfallserscheinungen am Gletscher entstandenen Firnflecken, nicht außer Betracht bleiben.

Gesamt - Massenbilanz

Die Gesamtmassenbilanz stellt sich wie folgt dar:

	Fläche	Volumen
Zentralgletscher	1265 x 10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>	19,63 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Seilermulde	510 x 10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>	4,49 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Ostgletscher	371 x 10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>	2,48 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Firnflecken	403 x 10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>	1,24 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Übergossene Alm	2549 x 10 <sup>3</sup> m <sup>2</sup>	27,84 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
	=====	=====

	Wasserinhalt
Zentralgletscher	16,24 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Seilermulde	3,51 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Ostgletscher	1,90 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Firnflecken	0,75 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
Übergossene Alm	22,40 x 10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup>
	=====

Die Übergossene Alm mit einem Eis- bzw. Firnvolumen von rund  $28 \times 10^6 \text{ m}^3$  ist größenmäßig in jene Vergletscherungsart einzuordnen, die allgemein als Gletscherfleck bezeichnet wird; sie ist daher mit dem Brandner Gletscher im Rätikon mit  $27 \times 10^6 \text{ m}^3$  und dem Schladminger Gletscher am Dachstein mit  $8 \times 10^6 \text{ m}^3$  vergleichbar. Im Hinblick auf den gespeicherten Wasserinhalt von etwa  $22 \times 10^6 \text{ m}^3$  ist sie aber doch für den Wasserhaushalt in den das Hochkönigmassiv begrenzenden Tallagen von großer Bedeutung.

9. Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen eines vom Fonds zur Förderung der wissenschaftliche Forschung geförder-ten Projekts Nr. 1274 ausgeführt; ergänzende Untersu-

chungen wurden durch eine Subvention der Salzburger Landesregierung ermöglicht; beiden Institutionen darf für ihre wirkungsvolle Förderung aufrichtig gedankt werden. Die Durchführung der in der Gletscherregion sehr aufwendigen Feldmessungen wäre ohne die tatkräftige Hilfe zahlreicher ehrenamtlicher Mitarbeiter nicht möglich gewesen. Hier darf insbesondere Herrn AO.Univ.Prof. Dr. Josef GOLDBERGER und allen Helfern des Österreichischen Alpenvereins gedankt werden. Der Transport von Sprengstoff und Ausrüstung erfolgte durch Hubschrauber des Österreichischen Bundesheeres, wofür dem Bundesministerium für Landesverteidigung und den Piloten des Hubschraubergeschwaders Hörsching, die auch unter schwierigen Einsatzbedingungen die Flüge durchführten, herzlich gedankt wird.

#### Literaturverzeichnis

- ACKERL F.: Die Bestimmung der Gletschervolumen mit Verfahren der Photogrammetrie und der angewandten Geophysik, Österreichische Zeitschrift für Vermessungswesen, Sonderveröffentlichung 19, Wien 1958.
- BARTHELMES A.J.: Application of Continuous Profiling to Refraction Shooting, Geophysics, Vol.11, pp. 24-42, 1946.
- BITTMANN O., BRÜCKL E., GANGL G., WALLNER F.J.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970, Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Heft 11, Wien 1973.
- BRÜCKL E. und STEINHAUSER P.: Seismische Eisdickenmessungen auf dem Vernagtferner, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1967, Heft 10.

- BRÜCKL E., GANGL G. und STEINHAUSER P.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967, Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Heft 4, Wien 1969.
- BRÜCKL E.: Zusammenhänge zwischen topographischen, elastischen und plastischen Größen von Gletschern. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd.8, Heft 1-2, 107-112 (1972).
- BRÜCKL, E. und GANGL G.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefrorne Wand Kees im Jahre 1969. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Heft 10, Wien 1972.
- DEL NEGRO W.: Geologie von Salzburg, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck 1950.
- FINSTERWALDER R.: Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherückganges an Ostalpengletschern, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band II, Innsbruck 1953.
- FÖRTSCH O.: Ergebnisse seismischer Untersuchungen auf Gletschern der Ostalpen, Sonderdruck aus der Zeitschrift für Geophysik, Heft 4/5, Jahrgang 24, Physica-Verlag, München.
- FÖRTSCH O., SCHNEIDER H.J. und VIDAL H.: Seismische Messungen auf dem Gepatsch- und Kesselwandferner in den Ötztaler Alpen, Gerlands Beiträge zur Geophysik, Heft 4, Leipzig 1955.
- FÖRTSCH O. und VIDAL H.: Die Ergebnisse der seismischen Messungen auf dem Hintereisferner in den Ötztaler Alpen 1954, Gerlands Beiträge zur Geophysik, Heft 2, Leipzig 1956.
- FÖRTSCH O. und Vidal H.: Vorausberechnung des Rückganges der Ostalpengletscher, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band III, Innsbruck 1956.
- FÖRTSCH O. und VIDAL H.: Glaziologische und glazialgeologische Ergebnisse seismischer Messungen auf Gletschern der Ötztaler Alpen 1953/54, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band III, Innsbruck 1956.

- FÖRTSCH O., VIDAL H. und REICH H.: Die seismische Vermessung des Großen Gurgler Ferners in den Öztaler Alpen im Spätsommer 1956, Gerlands Beiträge zur Geophysik, Heft 1, Leipzig 1958.
- FÖRTSCH O. und VIDAL H.: Seismo-glaziologische Studien an einem Gletscherfleck, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band IV, Heft 1-2, Innsbruck 1958.
- GIESE P.: Some results of seismic refraction work at the Gepatsch-Glacier in the Oetztal Alps, Extract of publications no.61 of the I.A.S.H. Commission of snow and ice.
- GOLDBERGER J.: Zur Morphologie des Hochkönigs. Unveröffentlichte Inauguraldissertation, Universität Innsbruck 1950.
- GOLDBERGER J.: Der Massenhaushalt des Hochköniggletschers 1965 - 71, Sonderdruck aus "Beiträge zur Klimatologie, Meteorologie und Klimamorphologie". Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Salzburg, Salzburg 1972.
- GOLDBERGER J., JAKSCH K. und WÜSTRICH R.: Die Übergossene Alm, der Hochköniggletscher. Ergänzungsheft zum Alpenvereinsjahrbuch 1972.
- HALES F.W.: An Accurate Graphical Method for Interpreting Seismic Refraction Lines, Geophysical Prospecting, Vol.6, pp. 285-294, 1958.
- HEISSL W.: Alte Gletscherstände im Hochkönig-Gebiet, Sonderabdruck aus dem Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1947, XCII. Band.
- HEISSL W.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönigs, Sonderabdruck aus dem Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Jahrgang 1953, XCVI. Band.
- HEISSL W.: Die Geologie des Hochkönigs. Ergänzungsheft zum Alpenvereinsjahrbuch 1972.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1966/67, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1968.

- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1967/68, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1969.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1968/1969, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1970.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1962/63, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band VI, Innsbruck 1970.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1969/1970, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band VII, Innsbruck 1971.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1970/1971, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1972.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1972/1973, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1974.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1973/1974, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1975.
- KINZL H.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1974/1975, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 3/4, Innsbruck 1976.
- KLEBELSBERG R.v.: Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen, Berichte des Naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins in Innsbruck, 47. Band, Innsbruck 1947.
- KLEBELSBERG R.v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Wien 1949.
- KLEBELSBERG R.v.: Die Gletscher der österreichischen Alpen 1958/59, Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereins, Heft 4/5, Innsbruck 1960.
- KOHNEN H.: Über die Beziehung zwischen seismischen Geschwindigkeiten und der Dichte in Firn und Eis, Zeitschrift für Gletscherkunde, Jahrgang 1940.
- RICHTER E.: Die Gletscher der Ostalpen, Stuttgart 1888.

- SEEFELDNER E.: Der verschwundene Gletschersee auf dem Hochkönig, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Band 78, Wien 1935.
- STEINHAUSER P.: Seismische Untersuchungen zur Gletscherforschung in den österreichischen Alpen, 63.-65. Jahresbericht des Sonnblick-Vereins für die Jahre 1965-1967.
- TARRANT L.H.: A Rapid Method of Determining the Form of a Seismic Refractor from Line Profile Results, Geophysical Prospecting, Vol.4, pp.131-139, 1956.
- WYROBEK S.M.: Application of Delay and Intercept Times in the Interpretation of Multilayer Refraction Time-distance Curves, Geophysical Prospecting, Vol.4, pp. 112-130, 1956.
- ZIRBEL N.N.: Comparison of Break-Point and Time-Intercept Methods in Refraction Calculations, Geophysics, Vol.XIX, Nr.4, 1954.

Verzeichnis der verwendeten Kartenwerke

- Karte des Herzogthums Salzburg, M.: 1:28.800, Blatt Pongau, Section Nr.40, Colonne Nr.17, Franziszeische Landesaufnahme 1806/1807.
- Katastralblätter VI und VII der Gemeinde Reitsam aus dem Jahre 1829.
- Originalaufnahmen des Militärgeographischen Instituts in Wien, M.: 1:25.000, aus den Jahren 1872/74 (Sektion 5050/1).
- Karte der Berchtesgadener Alpen, M.: 1:50.000, DÖAV, 1885.
- Freytag's Touristen-Wanderkarte, M.: 1:100.000, Blatt X, Berchtesgadenerland und Pinzgau, 1910.
- Österreichische Karte, M.: 1:25.000, Blatt 124/2, Dorf Dienten, 1948 (Stand der Gletscher, Sommer 1936).

Österreichische Karte, M.: 1:25.000, Blatt 125/1,  
Werfen, 1948 (Stand der Gletscher, Sommer 1934).

Gletscheraufnahme des Geodätischen Institutes an der  
Rheinisch Westfälischen Technischen Hochschule nach  
Luftaufnahmen vom 25.9.1969, M.: 1:10.000.

### B e i l a g e n

- 1 Lageplan
- 2 Seehöhen
- 3 Isogeschwindigkeitskarte des  $V_1$ -Horizonts (Eis)
- 4 Mächtigkeitkarte des  $V_1$ -Horizonts (Eis)
- 5 Strukturkarte des  $V_2$ -Horizonts (Felsoberkante)
- 6 Profile 1 - 5
- 7 Profile 6 - 10
- 8 Profile 11, 12
- 9 Tiefenberechnung nach Tarrant, Profil 9, 11.
- 10 Delay und Interceptzeiten für einen geneigten Refrak-  
tor nach Wyrobek
- 11 Tiefenberechnung nach Wyrobek, Profil 9
- 12 Tiefenberechnung nach Hales, Auswertungsmethode
- 13 Tiefenberechnung nach Hales, Profil 9
- 14 Gletscherstände



Tabelle 1/1

SCHUSSPUNKTVERZEICHNIS

Koordinaten im Gauss - Krüger - System M 31 Grad

Schußpunkt Nr.	y (m)	x (m)	H (m)
1	-20.516,9	+5,253.835,1	2.827,4
2	736,8	840,2	2.820,0
3	956,7	845,3	2.822,8
4	-21.176,7	850,4	2.828,8
5	396,6	855,4	2.814,9
6	616,6	860,5	2.817,3
8	-20.400,5	+5,254.021,9	2.770,2
9	620,5	026,9	2.777,3
10	840,4	032,0	2.781,9
11	-21.060,4	037,1	2.792,8
12	280,3	042,2	2.793,0
13	500,2	047,2	2.790,6
14	720,2	052,3	2.791,1
15	886,9	188,9	2.747,1
16	-22.052,7	324,7	2.697,4
17	220,9	462,5	2.664,1
18	390,3	601,2	2.641,7
19	560,4	740,6	2.641,4
26	-21.167,1	+5,254.223,8	2.742,1
27	055,3	403,4	2.681,5
30	-20.795,0	+5,253.746,9	2.831,6
31	504,1	+5,254.213,7	2.729,0
32	284,2	208,6	2.707,9
33	-19.448,7	020,4	2.713,9
34	233,1	+5,253.976,6	2.702,0
35	017,5	932,8	2.709,4
36	373,0	806,8	2.738,8
37	093,3	+5,254.146,4	2.670,3

Tabelle 1/2

SCHUSSPUNKTVERZEICHNIS

Koordinaten im Gauss - Krüger - System M 31 Grad

Schußpunkt Nr.	y (m)	x (m)	H (m)
38	-18.953,4	+5,254.316,2	2.616,2
51	-20.847,0	+5,253.699,0	2.837,4
52	715,4	873,8	2.814,4
53	586,0	+5,254.045,7	2.768,3
54	457,9	215,8	2.713,0
55	-21.477,5	+5,253.751,6	2.817,7
56	343,6	926,1	2.811,6
57	211,0	+5,254.099,0	2.781,3
58	081,0	268,5	2.728,7
59	-20.952,4	436,0	2.667,1
60	991,2	103,0	2.772,5
61	-21.430,9	095,0	2.778,3
62	650,9	091,0	2.779,4
63	870,9	087,0	2.777,5
64	-22.042,0	124,0	2.755,5
65	-21.963,2	318,5	2.689,6
67	-22.348,0	421,0	2.670,6
68	221,6	588,2	2.603,8
69	540,0	573,0	2.675,5
70	401,2	719,8	2.588,4
F 1	-20.391,0	+5,253.709,7	2.913,0
F 2	386,0	600,0	2.924,6

Tabelle 2

Longitudinalgeschwindigkeiten  
des  $V_1$ -Horizonts ( E i s )

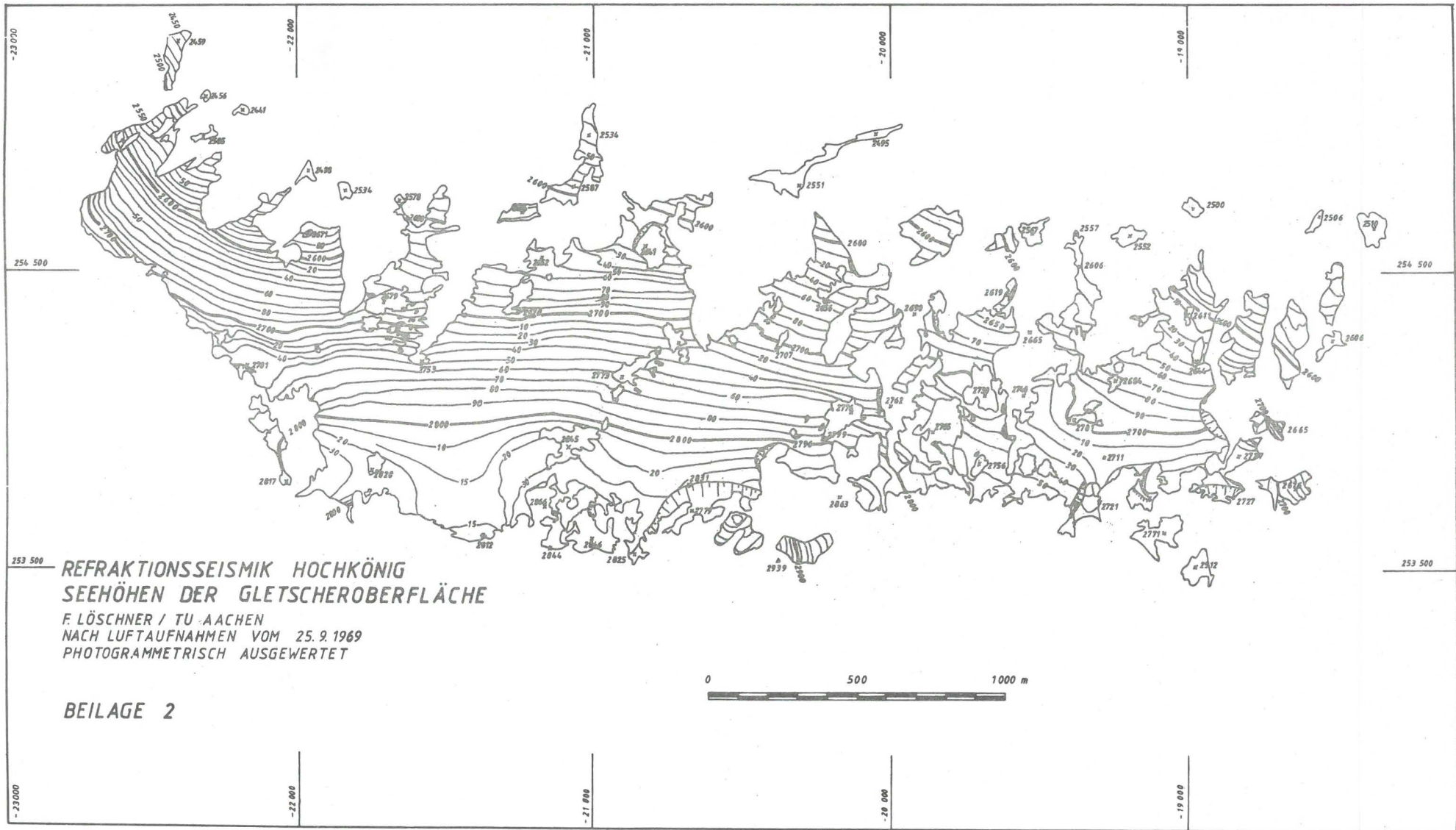
Profil	$V_1$ -Minimum in m/sec	$V_1$ -Maximum in m/sec	Mittelwert
1	3430	3660	3550
2	3340	3670	3480
3	3410	3700	3590
4	3340	3670	3500
5	3360	(3980) <sup>x</sup>	
6	3520	3580	3550
7	3410	3640	3520
8	3160	3610	3440
9	3460	3550	3500
10	3500	3680	3590
11	3450	3740	3590
12	(3000) <sup>x</sup>	3620	--

<sup>x</sup>Wert unsicher



REFRAKTIONSSEISMIK HOCHKÖNIG  
 LAGEPLAN DER SEISMISCHEN PROFILE  
 GEODÄTISCHE GRUNDLAGE: F. LÖSCHNER / TU AACHEN 1969

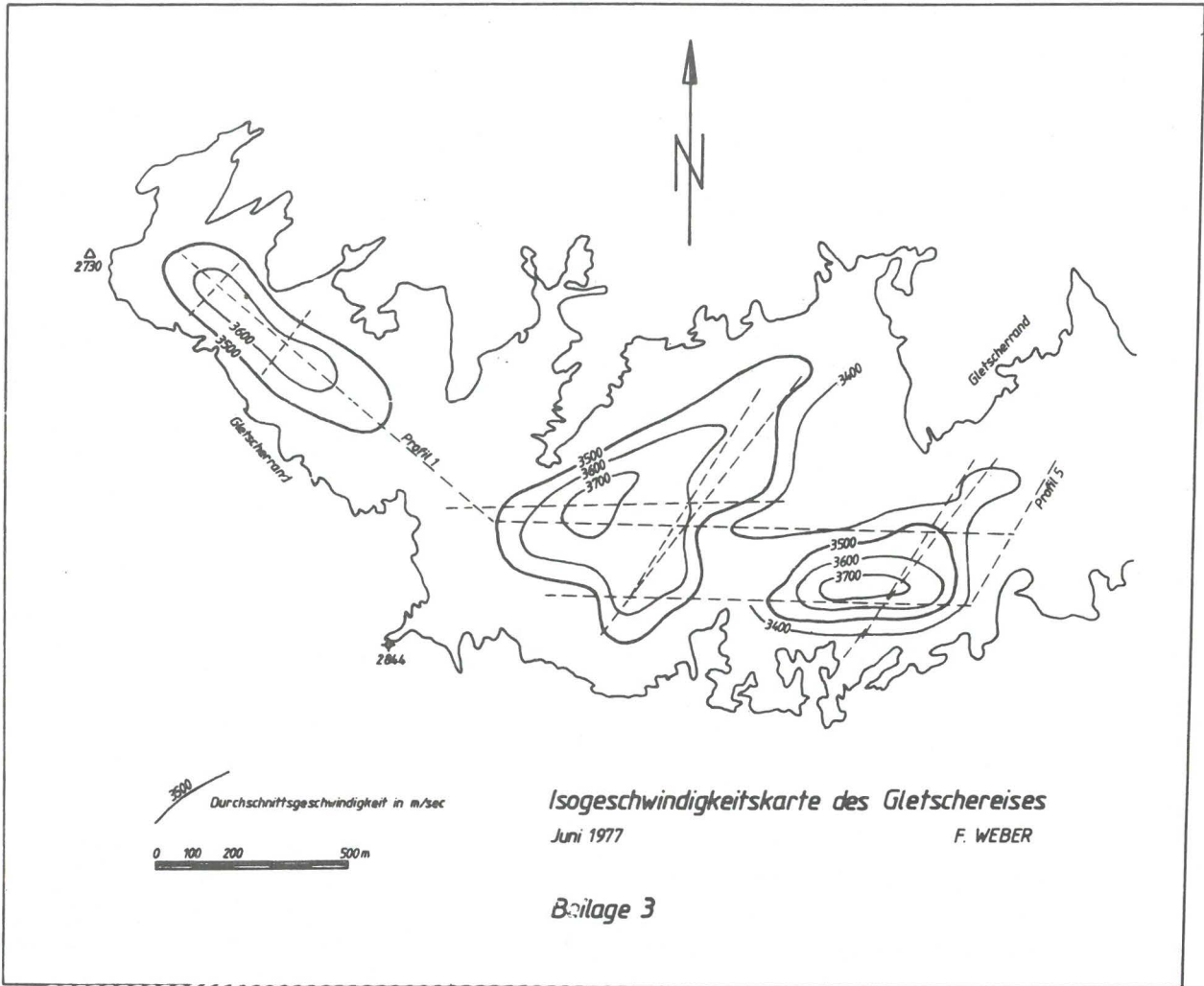
BEILAGE 1

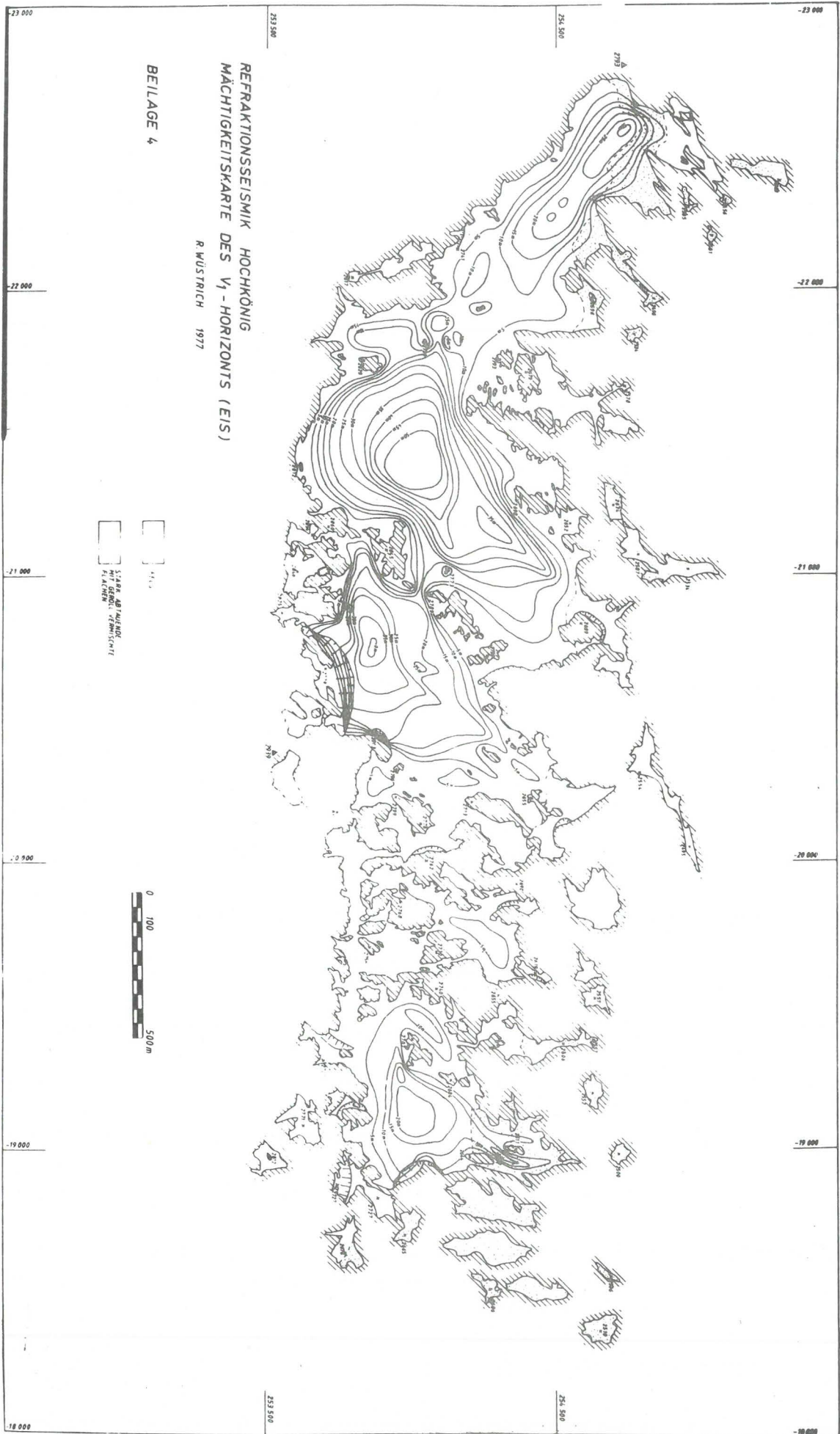


REFRAKTIONSSEISMIK HOCHKÖNIG  
SEEHÖHEN DER GLETSCHEROBERFLÄCHE  
F. LÖSCHNER / TU AACHEN  
NACH LUFTAUFNAHMEN VOM 25. 9. 1969  
PHOTOGRAMMETRISCH AUSGEWERTET

BEILAGE 2





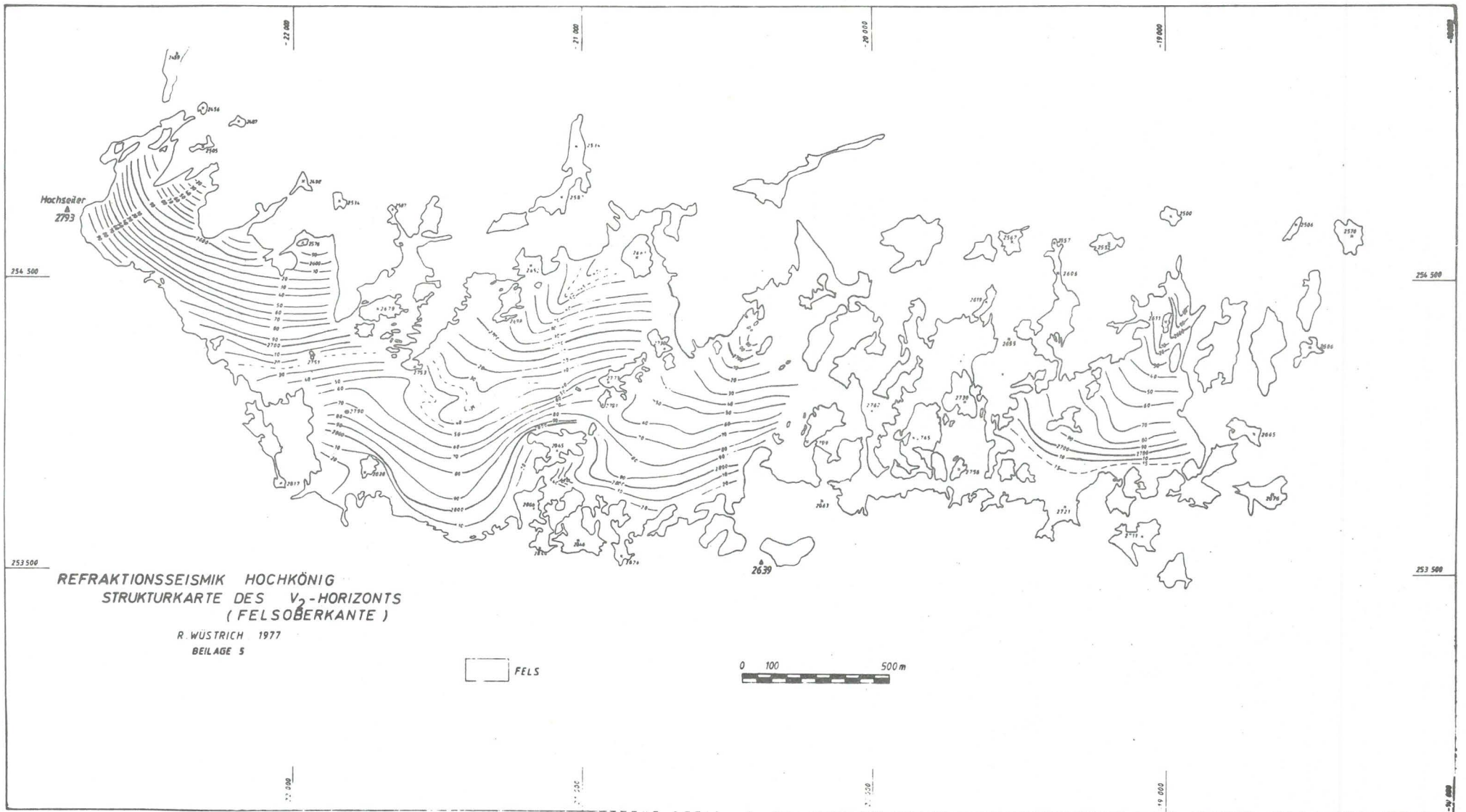


REFRAKTIONSSSEISMIK HOCHKÖNIG  
 MÄCHTIGKEITSKARTE DES V<sub>1</sub>-HORIZONTS (EIS)  
 R. WÜSTRICH 1977

BEILAGE 4

5.14 BR. AB FELDNER  
 MIT GRENZ. VERM. (CHIT)  
 KLÄRNEN

0 100 500 m



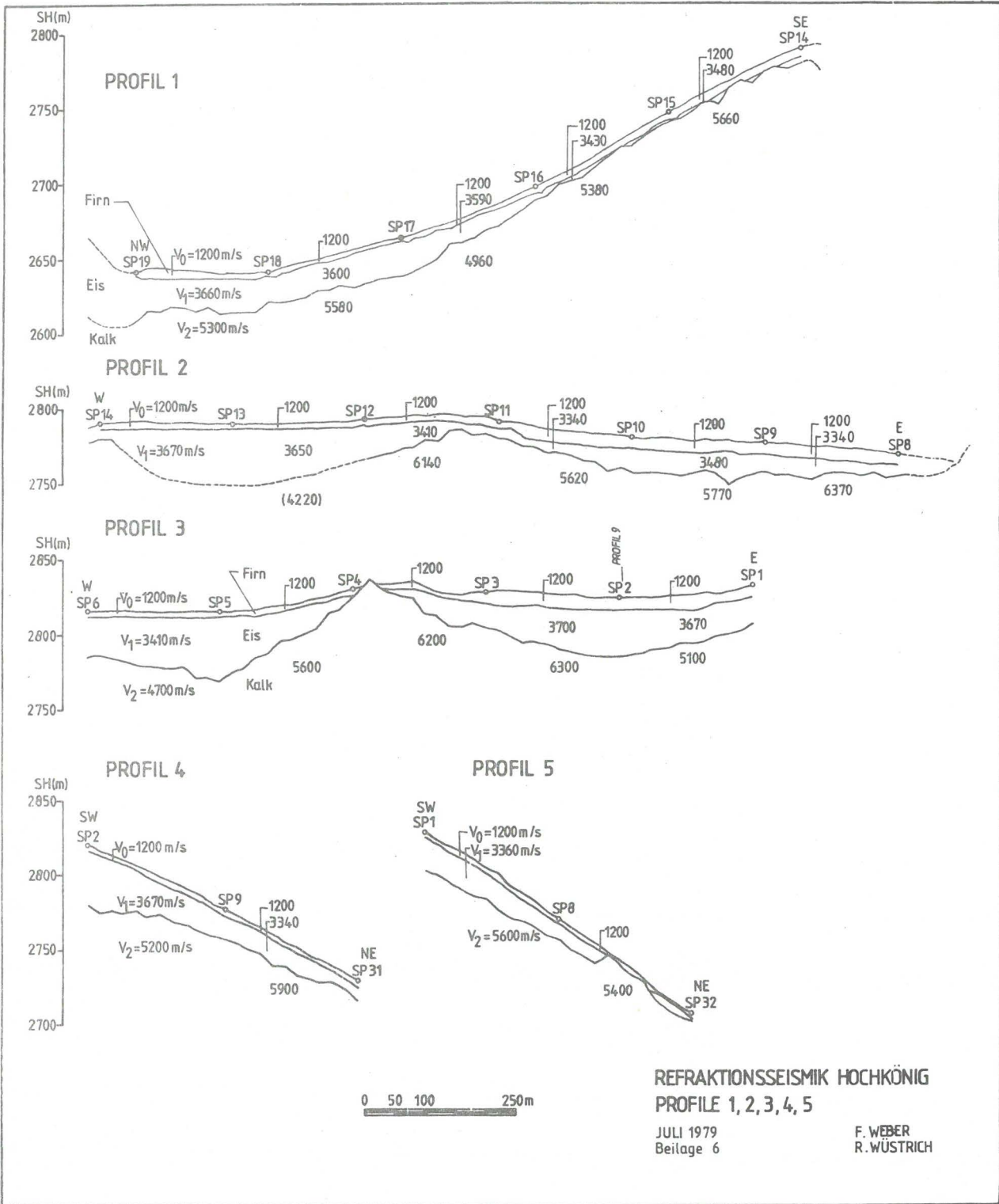
REFRAKTIONSSEISMIK HOCHKÖNIG  
 STRUKTURKARTE DES  $V_2$ -HORIZONTS  
 (FELSOBERKANTE)

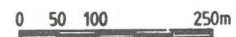
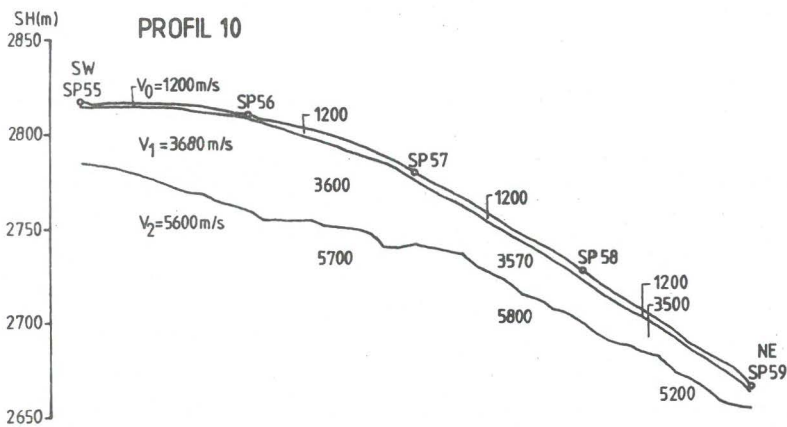
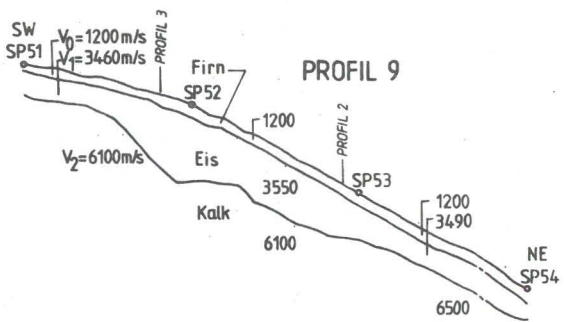
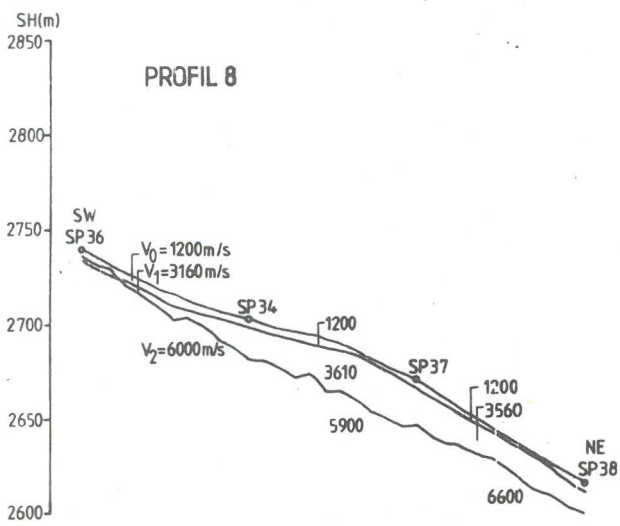
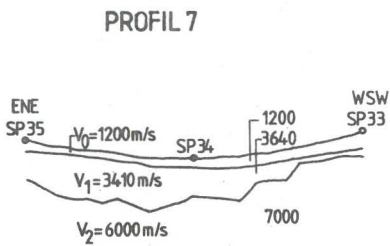
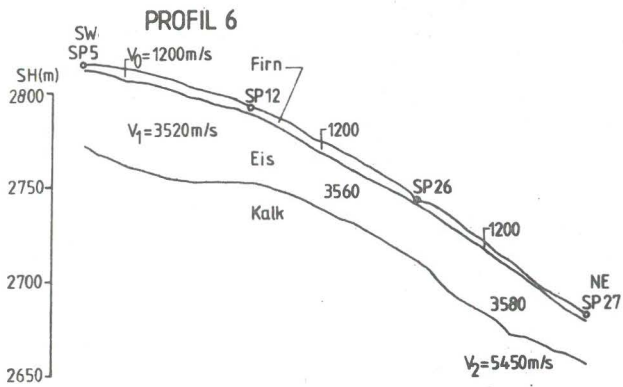
R WÜSTRICH 1977  
 BEILAGE 5

□ FELS

0 100 500 m



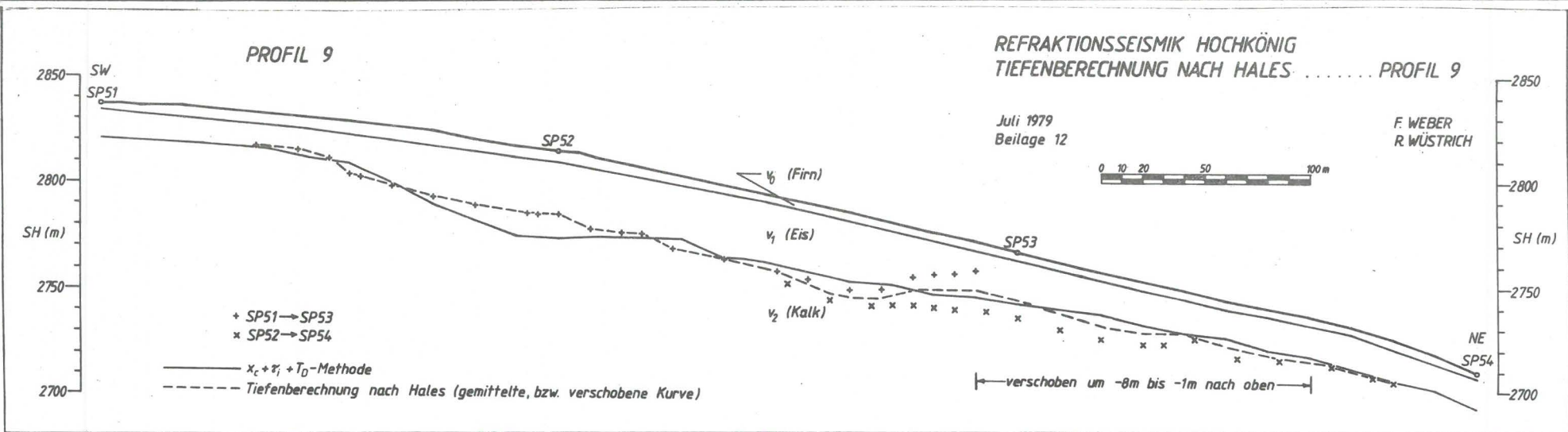
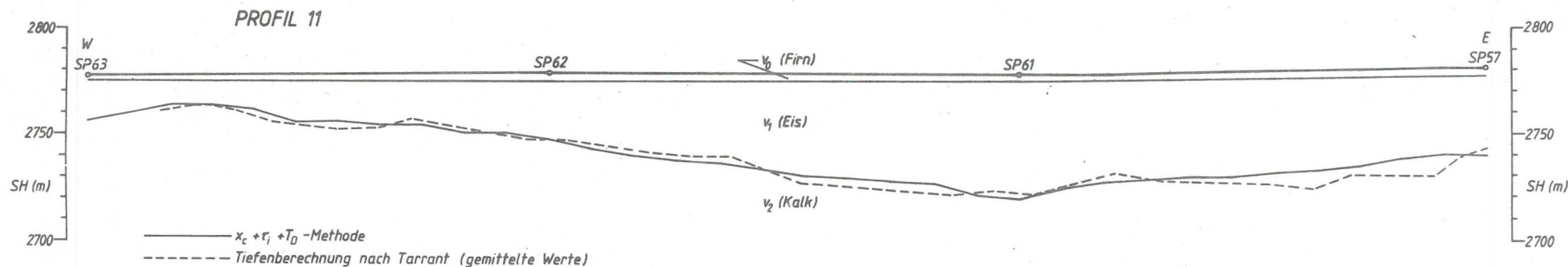
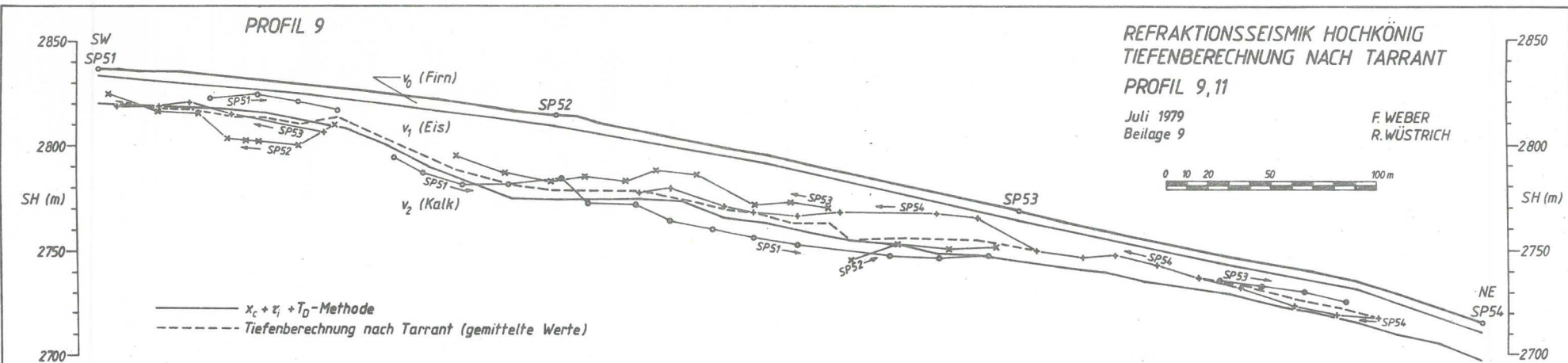


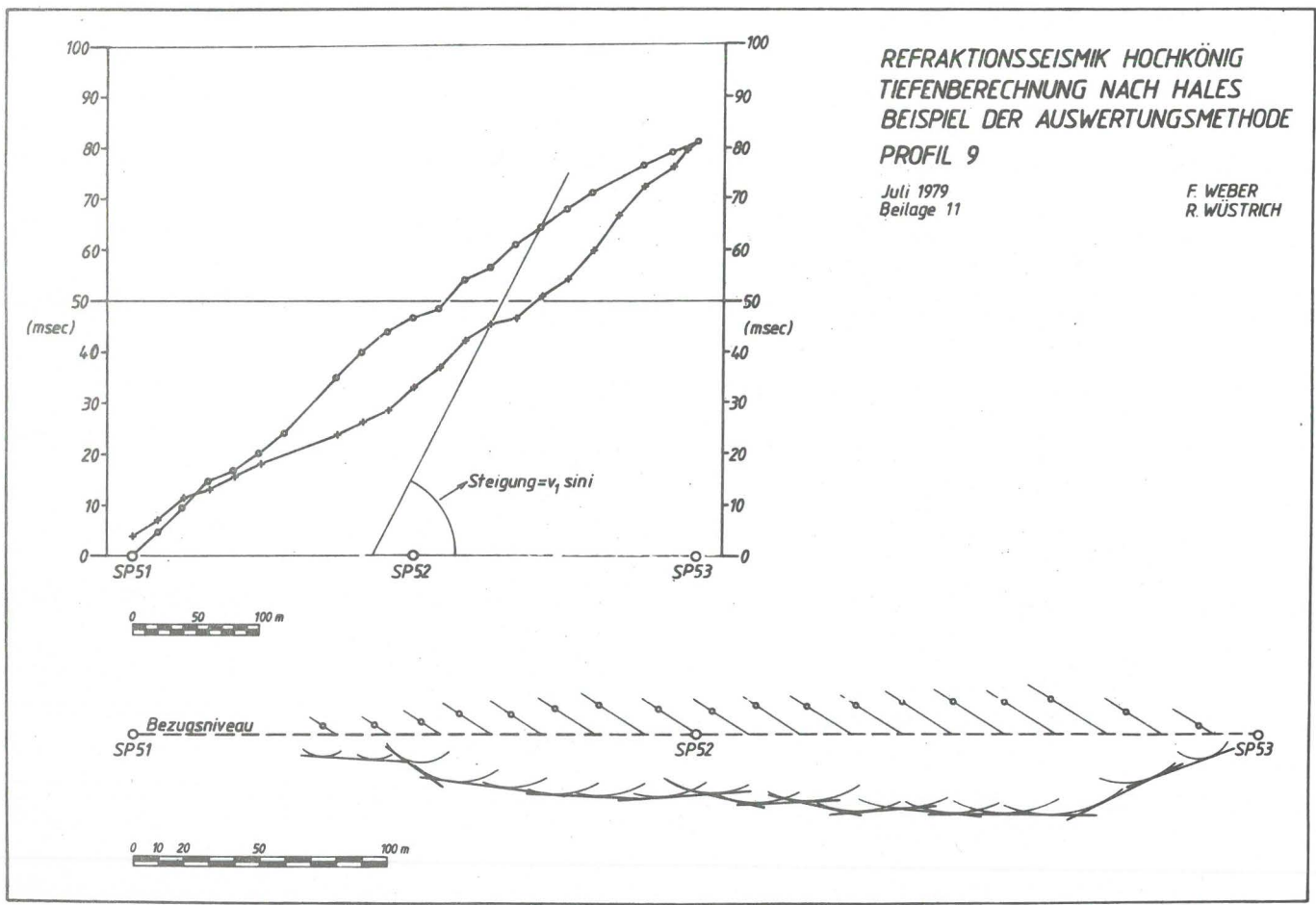
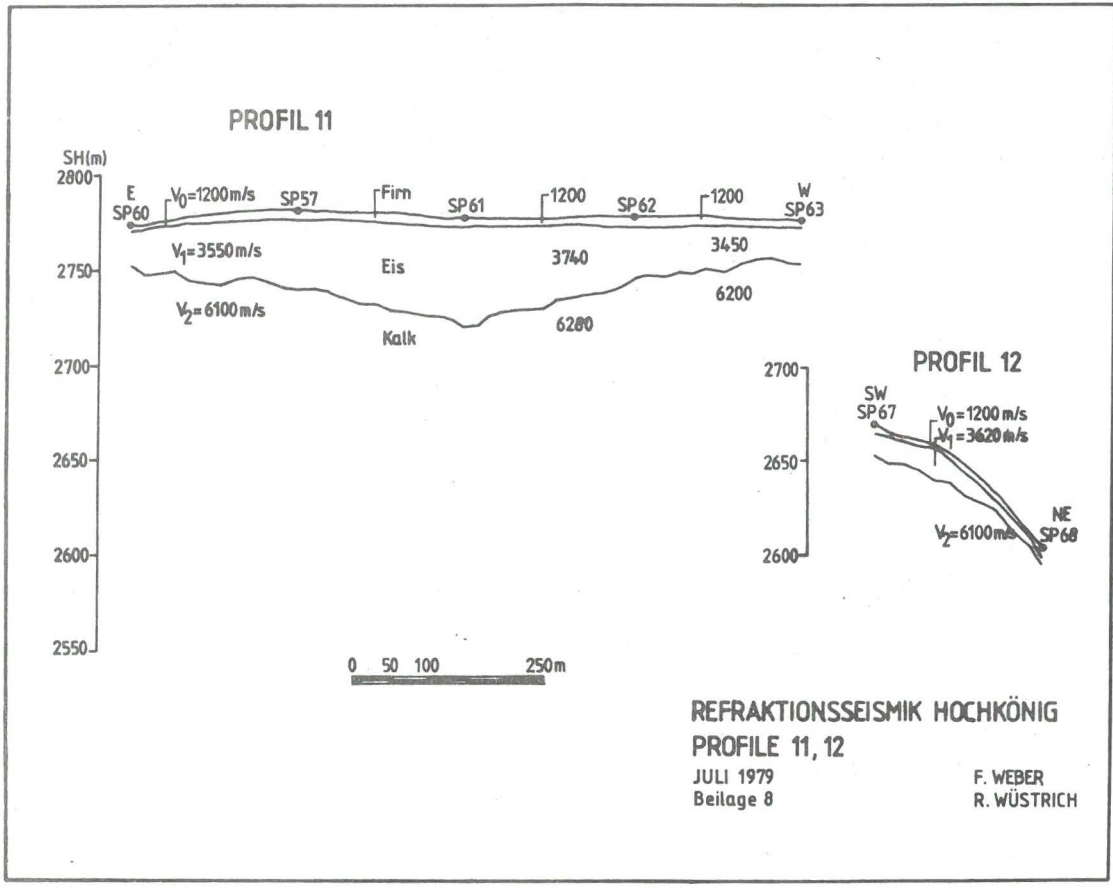


**REFRAKTIONSSEISMIK HOCHKÖNIG  
 PROFILE 6,7,8,9,10**

JULI 1979  
 Beilage 7

F. WEBER  
 R. WÜSTRICH



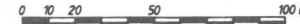
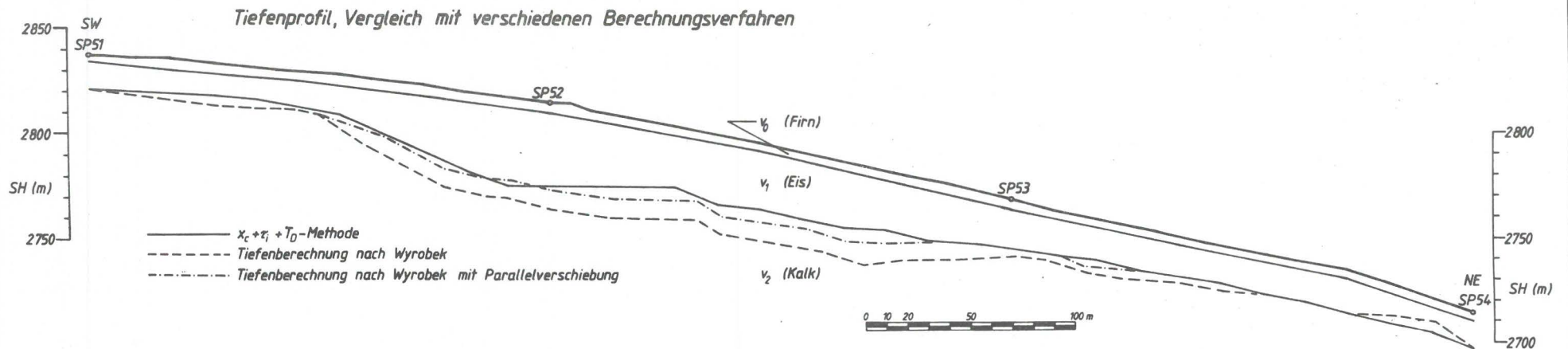
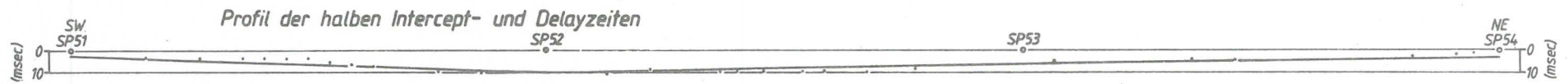
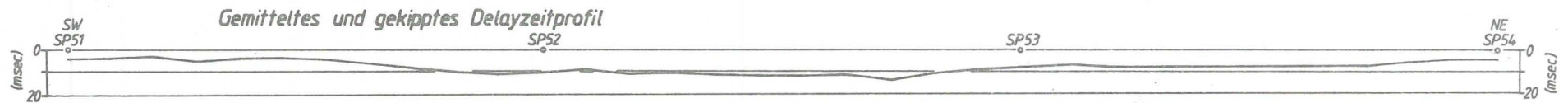
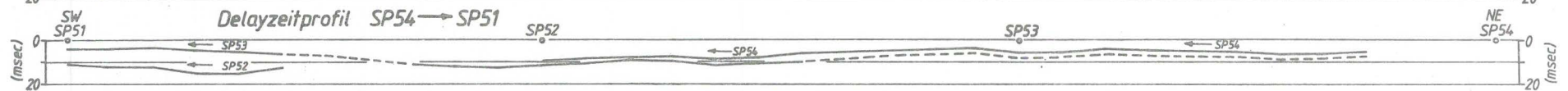
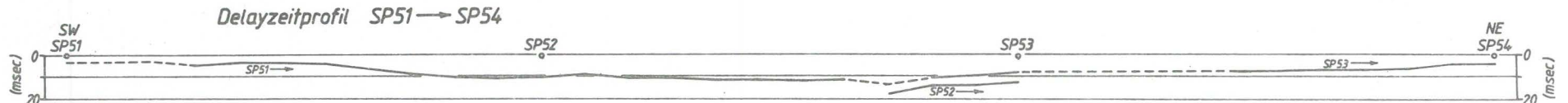
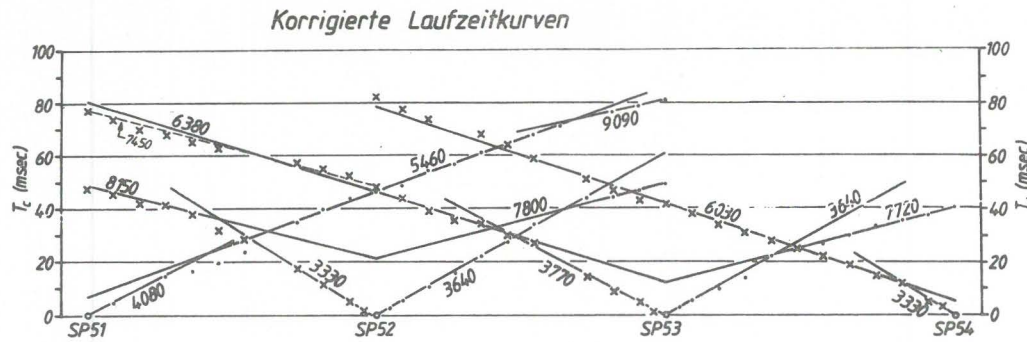


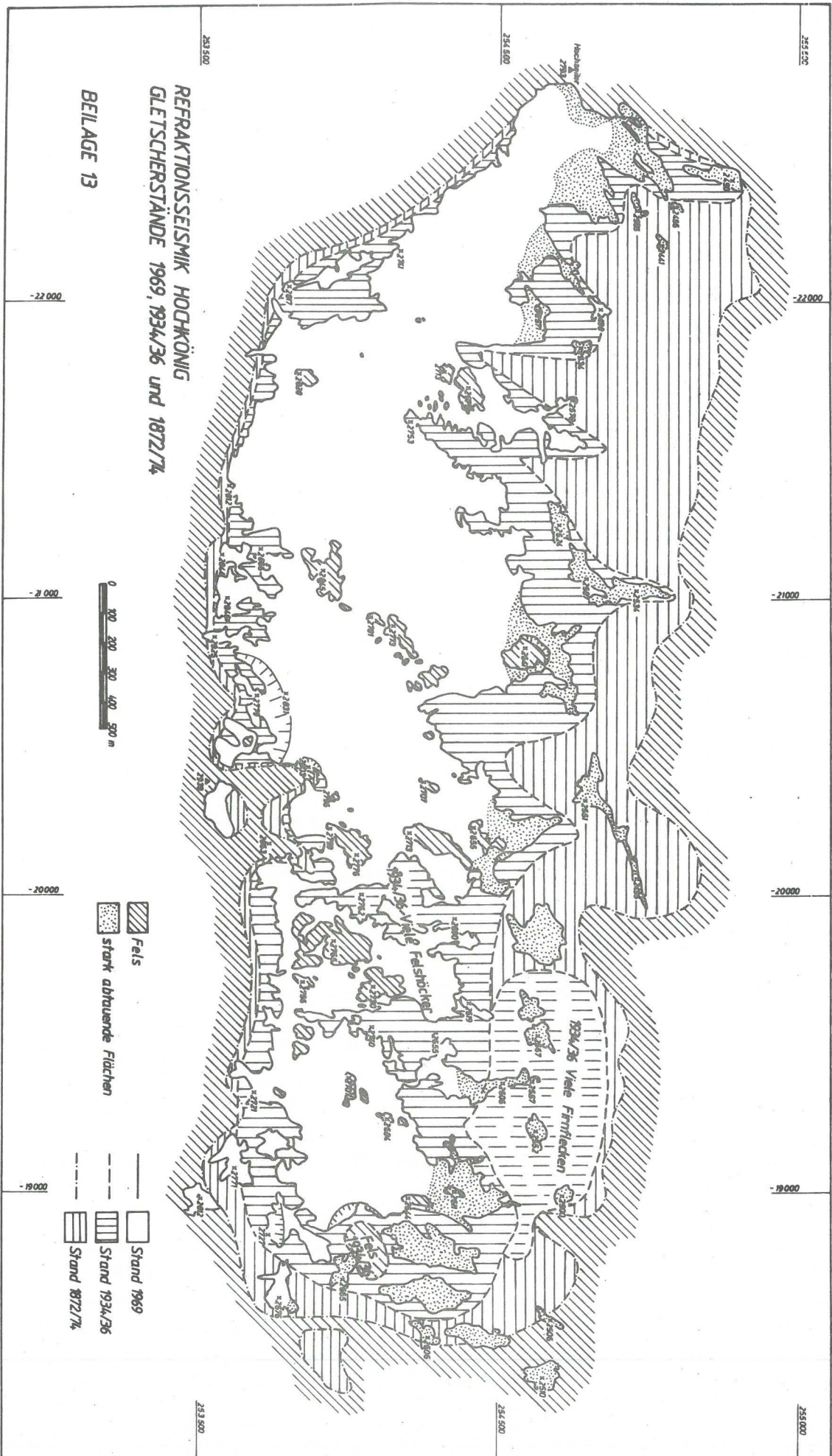
REFRAKTIONSSEISMIK HOCHKÖNIG  
TIEFENBERECHNUNG NACH WYROBEK

PROFIL 9

Juli 1979  
Beilage 10

F. WEBER  
R. WÜSTRICH





REFRAKTIONSSSESMIK HOCHKÖNIG  
 GLETSCHERSTÄNDE 1969, 1934/36 und 1872/74

BEILAGE 13

Bisher erschienene Hefte der

"ARBEITEN AUS DER ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK"

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis
1	184	Geophysik	ECKEL O.:	Über die vertikale Temperaturverteilung im Traunsee. Wien 1967, 42 Seiten, 4 Tabellen, 24 Abbildungen.	Ö.S. 80.-
2	186	Meteorologie	STEINHAUSER F.:	Ergebnisse von Pilotballon-Höhenwindmessungen in Österreich. Wien 1967, 44 Seiten, 16 Seiten Tabellen und 28 Abbildungen.	70.-
3	187	Geophysik	TOPERCZER M.:	Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1960.0. Wien 1968, 18 Seiten, 3 Tabellen, 10 Kartenbeilagen.	120.-
4	190	Geophysik	BRÜCKL E., G. GANGL u. P. STEINHAUSER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. Wien 1969, 24 Seiten, 11 Abbildungen.	50.-
5	191	Meteorologie	HADER F.:	Durchschnittliche extreme Niederschlagshöhen in Österreich. Wien 1969, 19 Seiten, 6 Tabellen, 1 Kartenbeilage.	50.-
6	192	Meteorologie	STEINHAUSER F.:	Der Tagesgang der Bewölkung und Nebelhäufigkeit in Österreich. Wien 1969, 22 Seiten, 4 Tabellen, 16 Abbildungen.	50.-
7	193	Geophysik	GANGL G.:	Die Erdbebenaktivität in Österreich 1901-1968. Wien 1970, 36 Seiten, 11 Abbildungen, 1 Kartenbeilage.	60.-
8	195	Meteorologie	STEINHAUSER F.:	Die Windverhältnisse im Stadtgebiet von Wien. Wien 1970, 17 Seiten Text, 52 Tabellen, 47 Abbildungen.	120.-
9	196	Geophysik	BRÜCKL E., G. GANGL u. P. STEINHAUSER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. Wien 1971, 31 Seiten, 7 Tabellen, 13 Abbildungen.	60.-
10	198	Geophysik	BRÜCKL E., G. GANGL:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefronne Wand Kees im Jahre 1969, Wien 1972, 13 Seiten, 8 Abbildungen, 3 Karten.	50.-
11	201	Geophysik	BITTMANN O., E. BRÜCKL, G. GANGL, F.J. WALLNER:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Obersten Pasterzenboden (Glocknergruppe) im Jahre 1970, Wien 1973, 21 Seiten, 9 Abbildungen, 3 Karten	60.-
12	202	Meteorologie	STEINHAUSER F.:	Tages- und Jahresgang der Sonnenscheindauer in Österreich (1929-1968), Wien 1973, 12 Seiten Text, 98 Tabellen, 5 Abbildungen.	110.-
13	203	Meteorologie	Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, I. Teil	Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperaturen, 1966-1970, 105 Tabellen.	90.-
14	205	Geophysik	PÜHRINGER A., W. SEIBERL, E. TRAPP, F. PAUSWEG:	Die Verteilung der erdmagnetischen Elemente in Österreich zur Epoche 1970.0. Wien 1975, 18 Seiten, 3 Tabellen, 9 Kartenbeilagen.	140.-
15	206	Meteorologie	Klimadaten des Neusiedlerseegebietes, II. Teil	Tabellen der Stundenwerte der Relativen Feuchte, 1966-1970, 105 Tabellen.	100.-

Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö.S.
16	207	Meteorologie		Hundert Jahre Meteorologische Weltorganisation und die Entwicklung der Meteorologie in Österreich. Wien 1975, 50 Seiten.	100.-
17	208	Geophysik	TOPERCZER M.:	Die Geschichte der Geophysik an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien 1975, 24 Seiten.	50.-
18	209	Meteorologie	CHALUPA K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid-Immission in Wien, Hohe Warte, Okt.1967 - Dez.1974, Wien 1976, 62 Seiten, mit 19 Tabellen u. 24 Abbildungen.	80.-
19	210	Geophysik	GUTDEUTSCH R. u. K. ARIC:	Erdbeben im ostalpinen Raum. Wien 1976, 23 Seiten, 3 Karten.	80.-
20	211	Meteorologie	TOLLNER H., W. MAHRINGER u. F. SÖBERL:	Klima u. Witterung der Stadt Salzburg. Wien 1976, 176 Seiten, 29 Abbildungen.	220.-
21	214	Geophysik	SEIBERL W.:	Das Restfeld der erdmagnetischen Totalintensität in Österreich zur Epoche 1970.0. Wien 1977, 8 Seiten, 1 Kartenbeilage.	30.-
22	216	Meteorologie	SABO P.:	Ein Vergleich deutscher und amerikanischer Höhenvorhersagekarten für den Alpenraum. Wien 1977, 34 Seiten, 11 Tabellen, 5 Abbildungen.	60.-
23	217	Meteorologie	CEHAK K.:	Die Zahl der Tage mit Tau und Reif in Österreich. Wien 1977, 17 Seiten, 6 Tabellen, 1 Abbildung, 6 Karten.	80.-
24	218	Meteorologie	CHALUPA K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid- und Summenkohlenwasserstoff-Immission in Wien, Hohe Warte 1975. Wien 1977, 40 Seiten, 13 Tabellen, 12 Abbildungen.	70.-
25	219	Geophysik	BRÜCKL E. u. O. BITTMANN:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen im Bereich der Goldberggruppe (Hohe Tauern) in den Jahren 1971 und 1972. Wien 1977, 30 Seiten, 2 Tabellen, 34 Abbildungen, 2 Karten.	80.-
26	222	Geophysik	FIEGWEL E.:	Die Nachbebenserien der Friauler Beben vom 6. Mai und 15. September 1976. Wien 1977, 20 Seiten, 7 Tabellen, 5 Abbildungen.	60.-
27	223	Meteorologie	MACHALEK A.:	Prognosenprüfung im Österreichischen Wetterdienst. Wien 1977, 55 Seiten, 4 Tabellen, 5 Abbildungen.	80.-
28	224	Meteorologie	SKODA G.:	Kinematisch - Klimatologische Verlagerung von Kaltfronten und Troglinien. Wien 1977, 32 Seiten, 7 Tabellen, 10 Abbildungen.	70.-
29	225	Geophysik	TRAPP E. u. D. ZYCH:	Verteilung der Vertikalintensität im Raum Wien - Salzburg nach Meßergebnissen der Zentralanstalt und der ÖMV - Aktiengesellschaft, Wien 1977. 15 Seiten, 3 Tabellen, 1 Karte, 2 Kartenbeilagen.	50.-
30	226	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, I. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974 - 1976 (Wallack - Haus, Hochtor - Süd, Hochtor - Nord, Fuscher - Lacke), 117 Tabellen.	150.-
31	227	Meteorologie		Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15. - 17. September 1976 in Rauris, Salzburg, 1. Teil, Wien 1978, 323 Seiten.	250.-
32	228	Meteorologie		Bericht über die 14. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie vom 15. - 17. September 1976 in Rauris, Salzburg, 2. Teil, Wien 1978, 347 Seiten.	250.-



Heft	Publ. Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö. S.
33	229	Meteorologie	CHALUPA K.	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid-, Summenkohlenwasserstoff- und Ozon-Immission in Wien, Hohe Warte, 1976. Wien 1978, 53 Seiten, 20 Tabellen, 17 Abbildungen.	90.-
34	231	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, II. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974-1976 (Fusch, Ferleiten, Piffkaralm). Wien 1978, 62 Tabellen.	80.-
35	233	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, III. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte 1974-1976 (Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Polsterpflanzenstufe). Wien 1978, 100 Tabellen.	130.-
36	234	Meteorologie	CHALUPA K.	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Summenkohlenwasserstoffen, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1977. Wien, 1979, 74 Seiten, 31 Tabellen, 24 Abbildungen.	115.-
37	235	Meteorologie	MACHALEK A.	Analyse von Fehlprognosen im Österreichischen Wetterdienst und Diskussion ihrer potentiellen Entstehungskriterien. Wien, 1979, 45 Seiten, 2 Tabellen, 35 Abbildungen.	100.-
38	236	Geophysik	DRIMMEL J., FIEGWEL E., LUKESCHITZ G.	Die Auswirkung der Friauler Beben in Österreich. Makroseismische Bearbeitung der Starkbeben der Jahre 1976/77 samt historischem Rückblick. Wien 1979, 83 Seiten, 47 Abbildungen, 3 Karten.	150.-
39	238	Geophysik	FIEGWEL E.	Über das Vorkommen von Wiederholungsbeben in Mitteleuropa. Wien 1979, 20 Seiten, 9 Abbildungen	50.-
40	239	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, IV. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1973-1976 (Fusch, Wallack-Haus, Guttal, Glocknerhaus, Margaritze, Fuscher-Lacke). Wien 1979, 94 Tabellen.	120.-
41	242	Meteorologie	CHALUPA K.	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1978. Wien, 1980, 58 Seiten, 30 Tabellen, 15 Abbildungen.	130.-
42	241	Meteorologie	CHALUPA K.	Ergebnisse der Registrierung der Immission von Stickoxiden, Ozon und Schwefeldioxid in Wien - Hohe Warte, 1979, Wien, 1980, 65 Seiten, 32 Tabellen, 20 Abbildungen.	130.-
43	246	Meteorologie	RAGETTE G.	Methoden zur Berechnung großräumigen Niederschlages, Wien 1980, 47 Seiten, 1 Tabelle, 2 Abbildungen	70.-
44	247	Meteorologie		Klimadaten des Glocknergebietes, V. Teil: Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte, 1977 bis 1979 (Wallack-Haus, Hochtor-Süd, Hochtor-Nord, Fuscher-Lacke), Wien 1980, 135 Tabellen	140.-

Heft	Publ.Nr.	Fachgebiet	Autor	Titel und Umfang	Preis Ö.S
45	248	Geophysik	BRÜCKL E, GANGL G, SEIBERL W, GNAM Chr.:	Seismische Eisdickenmessungen auf dem Ober- und Untersulzbachkees in den Sommern der Jahre 1973 und 1974, Wien 1980, 23 Seiten, 2 Tabellen, 18 Abbildungen	50.-
46	249	Meteorologie	Klimadaten des Glocknergebietes, VI. Teil:	Tabellen der Stundenwerte der Lufttemperatur und der relativen Luftfeuchte, 1977 bis 1979 (Fusch, Piffkaralm, Guttal, Seppenbauer, Margaritze, Glocknerhaus, Schneetälchen, Obere Grasheide, Polsterpflanzenstufe), Wien 1981, Tabellen 110	120.-
47	251	Meteorologie	CHALUPA K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid-Immission in Wien-Stephansplatz, 1975-1979 Wien, 1981 Seiten 50, Tabellen 13, Abbildungen 21	120.-
48	252	Meteorologie	LAUSCHER F.:	Säkulare Schwankungen der Dezennienmittel und extreme Jahreswerte der Temperatur in allen Erdteilen. Wien 1981 42 Seiten, 8 Tabellen	50.-
49	254	Meteorologie	CHALUPA K.:	Ergebnisse der Registrierung der Schwefeldioxid-Immission in Wien-Hohe Warte und in Wien-Stephansplatz, 1980. Wien 1981 46 Seiten, 24 Tabellen, 13 Abbildungen	100.-
50	255	Geophysik	MELCHIAR P.:	Ergebnisse der vergleichenden geomagnetischen Absolutmessungen an den Observatorien Tihany-Ungarn und Wien-Kobenzl. Wien 1981 35 Seiten	50.-
51	256	Geophysik	Brückl E., ARIC K.:	Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Hornkees in den Zillertaler Alpen im Jahre 1975. Wien 1981 20 Seiten, 5 Tabellen, 5 Abbildungen, 1 Karte	60.-
52	257	Meteorologie	Klimadaten des Glocknergebietes, VII. Teil:	Tabellen der Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung 1977 - 1979 (Fusch, Fuscher Lacke, Wallackhaus, Guttal). Wien 1982, 82 Tabellen.	120.-
53	260	Meteorologie	STEINHAUSER, F.:	Verteilung der Häufigkeiten und der Windstärken in Österreich zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten. Wien 1982. Tabellen und 4 Kartenbeilagen.	120.-
54	261	Meteorologie	DOBESCH, H. und NEUWIRTH, F.:	Wind in Niederösterreich, insbesondere im Wiener Becken und im Donautal. Wien 1982. 183 Abbildungen.	120.-
55	266	Meteorologie	Klimadaten des Glocknergebietes, VIII. Teil:	Tabellen der Stundenwerte der Globalstrahlung 1975 bis 1980 (Fuscher - Lacke und Wallack - Haus). Wien 1983. 39 Seiten.	50.-
56	268	Geophysik	WEBER, F., WÜSTRICH, R.:	Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen am Hochkönigsgletscher. Wien 1983. 50 Seiten, 3 Tabellen, 7 Abbildungen, 11 Beilagen.	100.-