

## Zusammenfassung

Im Bereich des Tauernfensters, im Maltatal, im Gößgraben und am Nöringsattel wurden P-Wellengeschwindigkeiten ( $V_p$ ) und Mächtigkeiten der Alluvionen und Moränen ermittelt. Außerdem wurden die  $V_p$  der beiden Groseinheiten des Fensterinhaltes bestimmt. Das übergeschobene Altkristallin der ostalpinen Zone hat im Mittel höhere Werte (5,5 km/s) gegenüber den Granitgneisen und Bändergneisen der penninischen Zone, die viel niedrigere Werte (4,7 km/s) aufweist. Das Profil Nöringsattel befindet sich auf einer Störungszone im altkristallinen Bereich; hier sind unterschiedliche  $V_p$  beobachtet worden. Die Ergebnisse aller Profile werden unter den geologischen und geophysikalischen Aspekten diskutiert.

### 1. Geologie der Meßgebiete und Ziel der Untersuchungen

Die Meßorte der seismischen Profile zeigen trotz der großräumigen einheitlichen Geologie verschiedene Feingliederungen. Deswegen wird die geologische Gliederung des Meßgebietes kurz erwähnt, da sie auch für die spätere Deutung der Meßergebnisse eine Rolle spielt.

Als Tauernfenster wird in den Ostalpen ein etwa 30 km breiter und 160 km langer Gebirgstreifen bezeichnet. Bei dieser langgestreckten Aufwölbung zwischen Brenner und Katschberg tauchen unter dem Altkristallin wieder jüngere metamorphe Gesteine empor. Der Fensterinhalt besteht aus zwei tektonischen Groseinheiten, wobei das obere als Unterostalpin und der tiefere, weitaus größere Teil als Pennin bezeichnet wird [13]. Die altkristallinen Gesteine wurden über die granitischen Gneise geschoben, hinterher wieder erodiert, so daß die zuerst versenkten und metamorphierten Gesteine (granitische Gneise und Bändergneise) in einem Fenster sichtbar geworden sind.

Unsere Meßprofile A und B liegen im altkristallinen Bereich und zwar direkt auf einer markanten Störungszone (Abb. 1). Diese Zone

---

<sup>1</sup> Dr. K. Aric, Lehrkanzel für Geophysik und Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, A-1190 Wien, Hohe Warte 38.

trägt die Lokalbezeichnung Globatschstörung [1]. Sie ist morphologisch durch die gewaltige Ausnehmung und junge Verschüttung gekennzeichnet. Sie trennt einen höher geschätzten Nordostteil (Schwarzwald — Stilleckrabenkopf-Abschnitt) des Gebirges vom tiefer geschätzten Südwestteil (Millstätter Alpe). Die Störung erreicht über den Nöringsattel und Nöringtal das Maltatal bei Gmünd und streicht durch das Maltatal weiter aufwärts. Am Nordteil der Störung findet man granat-

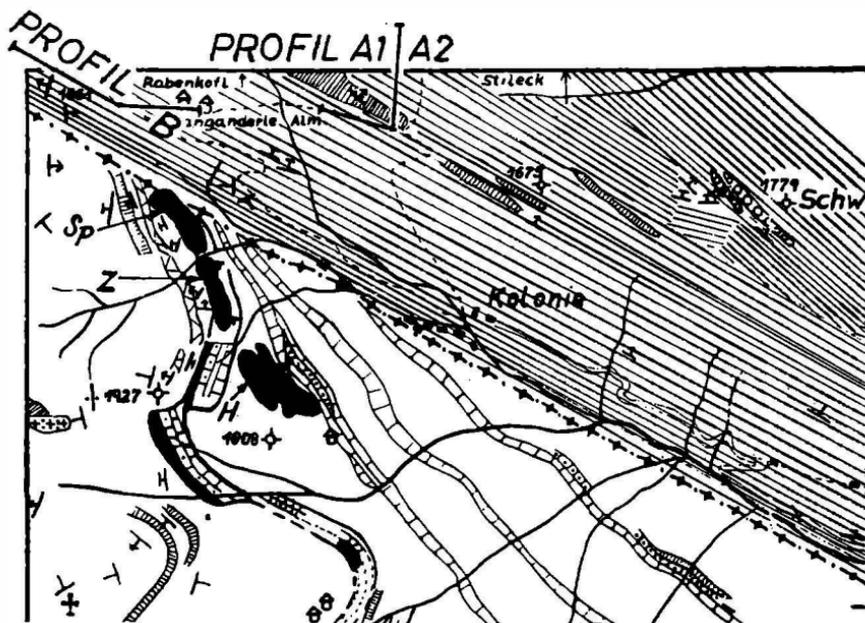


Abb. 1. Lageplan der Profile A und B mit geologischer Übersicht

häftigen Glimmerschiefer (Priedrögnisquarzite) mit lupenförmigen Amphiboliten [10, 11]. Südlich der Profile A und B und auch südlich der Störung befindet sich die Magnesitlagerstätte bei der Millstätter Alpe im Bereich der grobkörnigen Granatglimmerschiefer. Das Profil C wurde im Maltatal im Bereich der sogenannten Katschbergzone ange-

legt. Diese Zone besteht aus Phylliten, die sich dem Altkristallin anlehnen. Das Profil D befindet sich im Gößgraben, im Bereich der granitischen Gneise und Bändergneise (Abb. 2).

Aufgabe der Messungen war erstens die Mächtigkeiten und  $V_p$  der jungen Ablagerungen zu ermitteln. Die zweite Aufgabe diente einer Voruntersuchung, um die Frage zu beantworten, ob man durch reflexions- und refraktionsseismische Messungen markante Grenzflächen

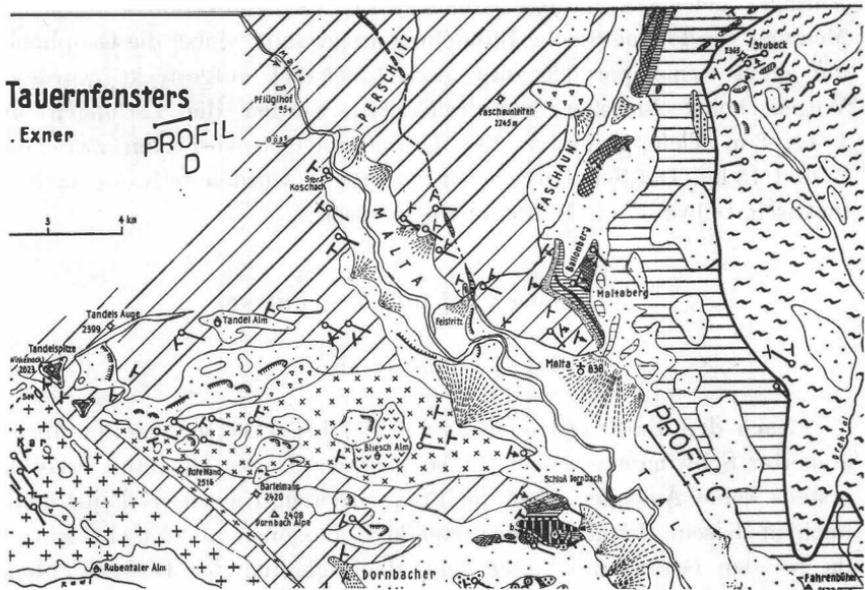


Abb. 2. Lageplan der Profile C und D mit geologischer Übersicht

innerhalb des Grundgebirges lokalisieren kann. Eine solche Grenzfläche ist z. B. die zwischen dem Tauerngranit und dem aufgeschobenen Altkristallin, an deren Verlauf die Geologie sehr interessiert ist (Chr. Exner, persönl. Mitteilung). Diese Frage kann nur dann beantwortet werden, wenn die Wellengeschwindigkeiten in diesen Gesteinsverbänden bekannt sind.

## 2. Meßverfahren

Die refraktionsseismischen Messungen wurden in Zusammenarbeit von der Lehrkanzel für Geophysik der Universität Wien und von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik im September 1972 durchgeführt. Die Meßorte und die Profilrichtungen wurden nach geologisch-stratigraphischen Gesichtspunkten ausgesucht. Es wurde am Nöringsattel, im Maltatal und im Gößgraben mit einer SIE-P 11 Apparatur (etwa 900 m Auslage) und mit einer MARS 66 Apparatur (50 m Auslage) gemessen (Abb. 1 und 2). Bei der refraktionsseismischen Messung wurde eine 6fache Bündelung angewandt, wobei die Geophone auf einer Linie parallel zum Aufnahmekabel aufgesteckt wurden. Wegen bohrtechnischen Schwierigkeiten wurden die Ladungen in 1 bis 2 m Tiefe gezündet. Die Ladungsmengen variierten zwischen 2 und 15 kg. Die Schußgeophonentfernungen wurden teilweise tachymetrisch, teilweise mit Maßband eingemessen.

## 3. Auswertung und Ergebnisse

### 3.1. Seismogramme

Nach den Ersteinsätzen ist ein 0,150 bis 0,200 sec. breiter übersteuerter Schwingungsbereich zu beobachten. Dieser Umstand erlaubt erstens keine Aussagen über die Frequenzen und zweitens kann man auch in diesem Bereich zu erwartende Reflexionen nicht mehr sehen, da bei den Geschwindigkeiten und Mächtigkeiten der Deckschichten die doppelten Reflexionslaufzeiten kleiner als 200 ms betragen. Auch Reflexionen mit längeren Laufzeiten sind kaum zu erwarten, weil die Ladungsmengen sehr gering sind und das Grundgebirge sicherlich über mehrere 1000 m mächtig ist. Andererseits erreichen die nach beobachteten Geschwindigkeiten und plausiblen Annahmen über die Dichte berechneten Reflexionskoeffizienten für die obere Grundgebirgsgrenze (Sedimente gegen Grundgebirge) sehr hohe Werte. Dadurch wird das Eindringen der Energie in die Tiefe erschwert, dagegen die Bildung der multiplen Reflexionen in den Deckschichten begünstigt. Da die Multiple zweiter und höherer Ordnung gänzlich fehlen, wird

angenommen, daß das Fehlen von Reflexionen auf die Schußparameter zurückzuführen ist. Die Seismogramme von der MARS 66 Apparatur zeigen nach einer ersten Prüfung markante Amplituden bei Frequenzen 18,25 und 40 Hz. Die verhältnismäßig hohen Frequenzen sind wahrscheinlich auf die Wirkung der dünnen Deckschichten, in denen die Refraktionswellen entstanden sind, zurückzuführen. Bei den Deckschichtgeschwindigkeiten von 1000 bzw. 2000 m/sec sind Wellenlängen zwischen 25 und 110 m zu erwarten. Die Deckschichtmächtigkeiten sind also geringer als die Wellenlängen. Das verhältnismäßig hochfrequente Spektrum der Refraktionswellen ist eine Folge davon. Dieser Umstand ist für den Einsatz der SIE-P 11 Apparatur sehr günstig.

### 3.2. Laufzeit- und Teufenpläne der Profile A, B, C und D

Die wahren Geschwindigkeiten sowie die Tiefen und Neigungen der Schichten wurden mit dem Programm IBM, MP-13x auf der IBM1620 der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik berechnet. Bei dieser Berechnung wurde angenommen, daß die Schichtgrenzen zwischen Schuß und Gegenschuß eben sind und daß das Profil senkrecht zum Streifen steht. Auf den Laufzeitplänen sind die beobachteten Scheingeschwindigkeiten und Interzeptzeiten sowie die berechneten Schichtgeschwindigkeiten mit den Neigungen und Teufen eingetragen worden. Damit stehen unter jedem Laufzeitplan die entsprechenden Teufenpläne als einfache Modelle zur Verfügung. Auf der horizontalen Entfernungsskala sind außerdem für jeden seismischen Kanal die äußeren Geophone durch zwei kurze, senkrechte Striche verdeutlicht worden. Bei allen Profilen sind die Entfernungsfehler wesentlich geringer als die Ablesungs- und Eintragungsfehler. Die Fehler der berechneten Geschwindigkeiten können im Mittel mit  $\pm 50$ /sec angegeben werden. Nur die Deckschichtgeschwindigkeiten der Profile C und D bilden teilweise Ausnahmen. Ihre Fehler beeinflussen zwar die Deckschichtmächtigkeiten, nicht aber die Grundgebirgsgeschwindigkeiten.

Bei Profil A 1 und A 2 (Abb. 3) sind unter Schußpunkt 3 somit in einer Tiefe von etwa 15 m in beiden Richtungen unterschiedliche Geschwindigkeiten beobachtet worden. Bei den beiden Profilen variieren die Deckschichtgeschwindigkeiten von Schußpunkt zu Schußpunkt (Abb. 3).

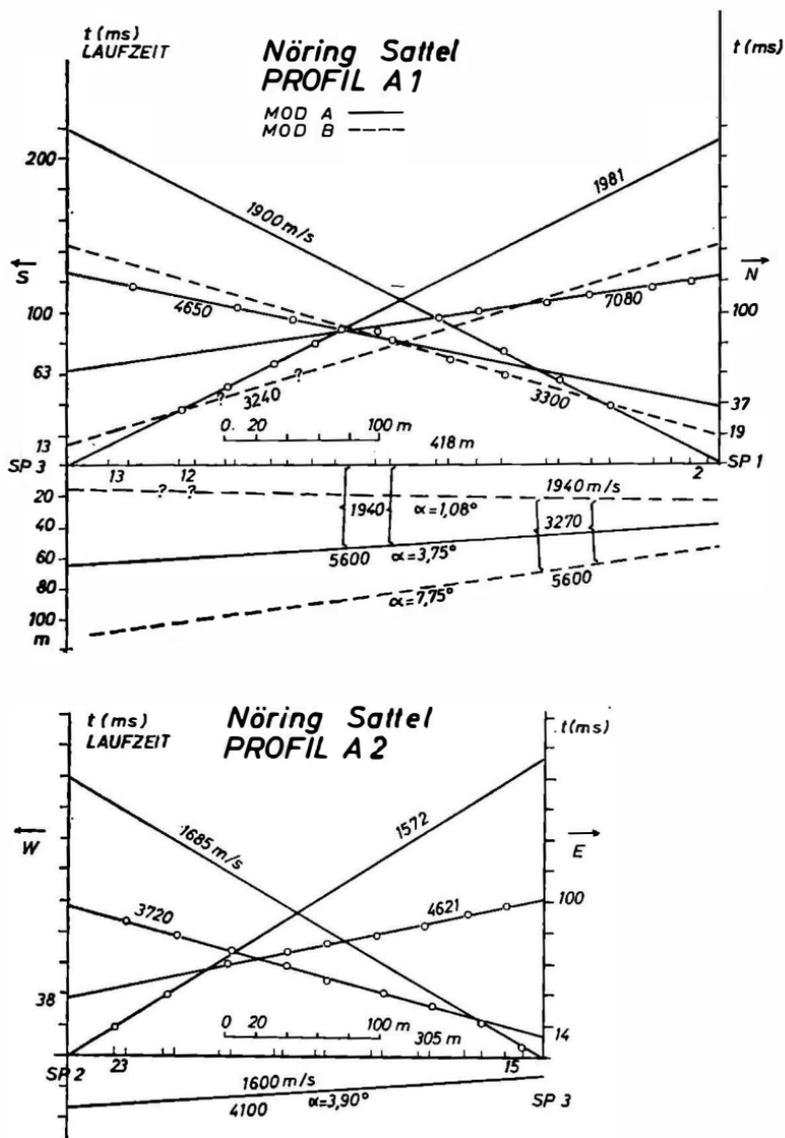


Abb. 3. Laufzeit- und Tiefenpläne der Profile A 1 und A 2

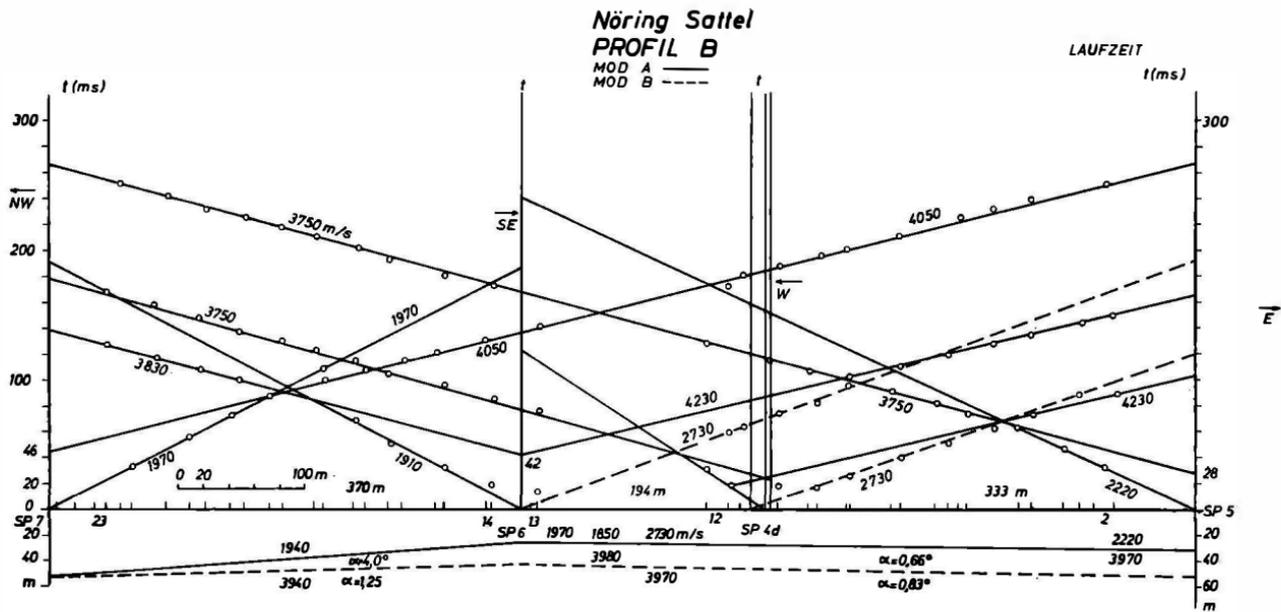


Abb. 4. Laufzeit- und Tiefenplan des Profiles B

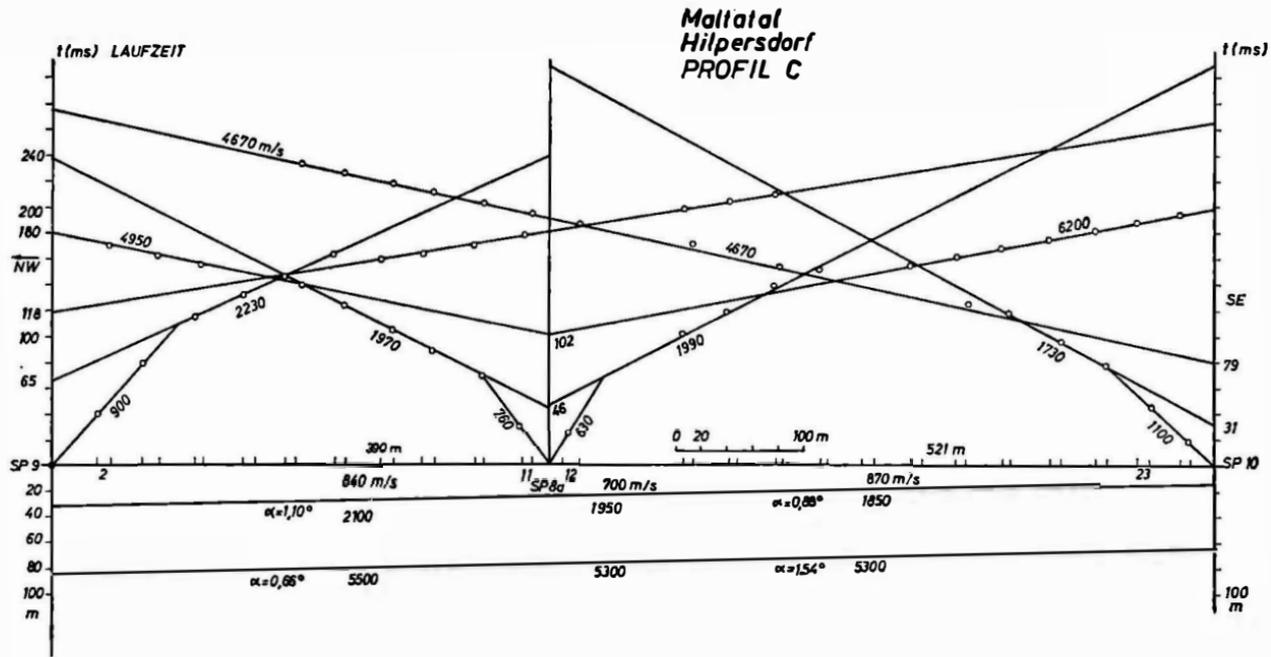


Abb. 5. Laufzeit- und Tiefenplan des Profiles C

Profil B liegt ungefähr auf der Verlängerung von Profil A 2 nach einer Lücke von etwa 600 m (Abb. 4). Bei diesem Profil, das die bereits besprochene Störungszone überquert, beobachtet man zwischen dem Schußpunkt 5 und dem Schußpunkt 6 eine wesentlich höhere Oberflächengeschwindigkeit (2,2 bis 2,7 km/s) als bei dem Schußpunkt 7 und auch bei den Profilen A 1 und A 2. Durch diese Unterschiede ergaben sich die beiden Modelle A und B unter diesem Profil. Parallel zur Störungszone ist die Geschwindigkeit (3,97 bis 4,1 km/s) wesentlich kleiner (Profil B und A 2, Abb. 4 und 3) als in der Richtung senkrecht

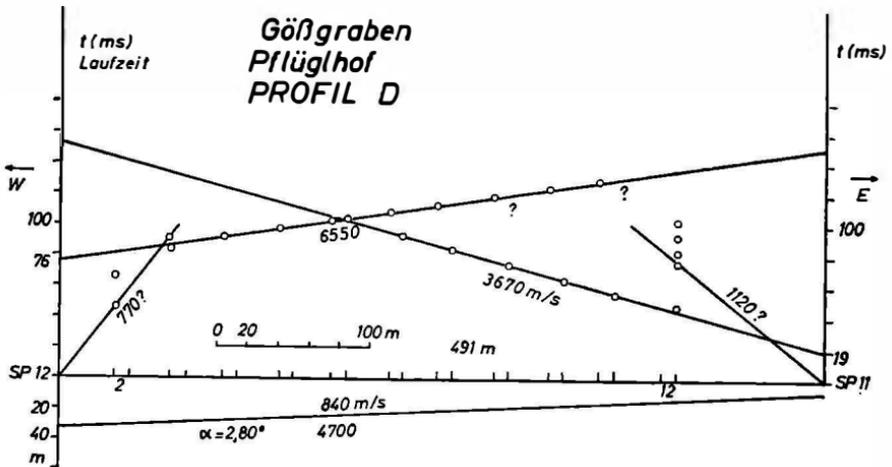


Abb. 6. Laufzeit- und Tiefenplan des Profiles D

dazu (5,5 km/s, Abb. 3). Auch an der Oberfläche sind unterschiedliche Geschwindigkeiten beobachtet worden.

Der Laufzeitplan C im Maltatal (Abb. 5) zeigt einen klaren Zweisechichtfall. Das Untergrundmodell ist im Bereich des Profiles sehr einheitlich aufgebaut. Die Oberflächengeschwindigkeiten (Deckschichtgeschwindigkeiten) differieren zwischen 0,76 und 1,10 km/s und deuten auf eine andere Zusammensetzung der Deckschicht als bei dem Profil A und B. Die zweite Schicht mit den Geschwindigkeiten 1,73 bis 2,73 km/s ist mit der ersten Schicht der besprochenen Profile A und B vergleichbar.

Bei dem Gößgrabenprofil D (Abb. 6) lag der Schußpunkt 11 etwa

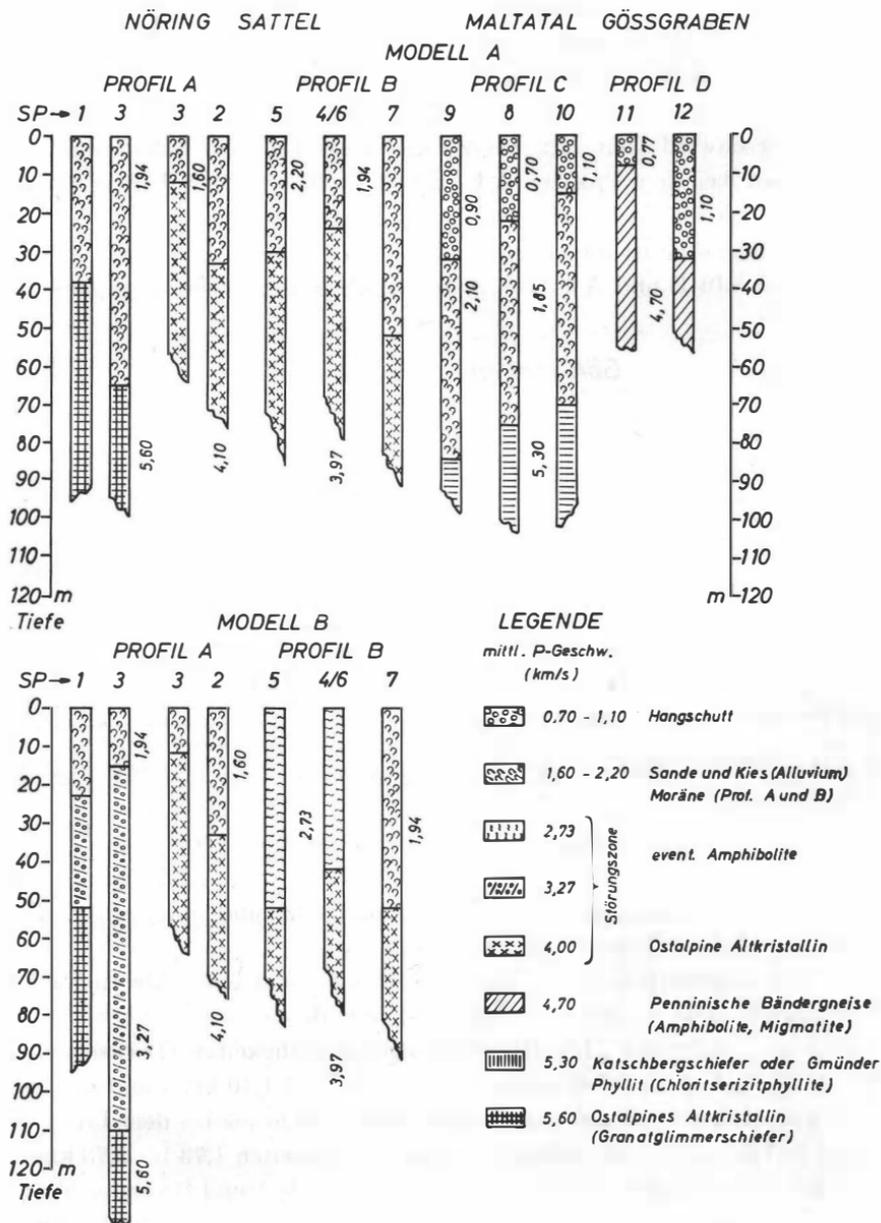


Abb. 7. Interpretation und Zusammenfassung der Ergebnisse

50 m höher gegenüber dem Schußpunkt 12. Das bedeutet eine Neigung von etwa  $6^\circ$ . Die erste Schichtgrenze fällt auch in der gleichen Richtung mit  $2,8^\circ$  ab. Diese Umstände ergaben daher unterschiedliche Scheingeschwindigkeiten und Teufen unterhalb der Schußpunkte. Die Geschwindigkeiten der Oberflächenschicht sind unterschiedlich und unsicher, da sie durch ein oder zwei Geophonpunkte bedeckt sind. Sie stimmen mit den Geschwindigkeiten der Profile C vom Maltatal überein. Zum Flußbett hin wird die Deckschichtmächtigkeit größer.

#### 4. Diskussion der Ergebnisse

Die verschiedenen Tiefenmodelle aus den Profilen Nöringsattel, Maltatal und Gößgraben werden in der Abb. 7 gegenübergestellt. Im Nöringsattelpbereich sind die seismischen Modelle A in den oberen, die Modelle B in den unteren Reihen gezeichnet. Die Korrelation zwischen den Profilen A, B, C und D sind durch Symbole dargestellt, die sich nur auf die ähnlichen P-Wellengeschwindigkeiten beziehen. Diesen Symbolen und Geschwindigkeiten wurden geologische Schichten zugeordnet (Abb. 7, Legende). Diese geologische Korrelation wurde nach den Arbeiten [1, 3, 4, 10, 11, 12, 13] vorgenommen.

##### 4.1. Die Sedimente

Die Hangschuttmächtigkeiten im Gößgraben nehmen in der Richtung zum Flußbett hin zu, wie es geologisch zu erwarten ist. Zwischen Flußbett und Profil ist ein Höhenunterschied von etwa 300 m zu sehen. Es ist zu erwarten, daß dort unten die Mächtigkeit des Hangschuttes (bzw. Moräne wie im Maltatal) zunimmt und außerdem noch eine zweite Schicht (Sand und Kies) anzutreffen ist.

Im Maltatal liegt das Profil fast parallel zum Flußbett. Der Höhenunterschied ist etwa 30 m. Die Hangschuttmächtigkeit ist deswegen homogener (Mittel 25 m). Auch die Sand- und Kiesschichtmächtigkeit verhält sich gleichmäßig (Mittel 55 m).

Im Nöringsattelpbereich trifft man auf eine ähnliche Geschwindigkeit an der Oberfläche. Hier sind Moränen beobachtet worden. Die

variierenden Geschwindigkeiten im Bereich des Hangschuttes, Sand, Kies und Moräne deuten auf den unhomogenen Aufbau dieser ersten Schichten. In der Literatur findet man für Alluvionen 0,5 bis 2,0 km/s und für glaziale Sande, Mergel und Tone 1,5 bis 2,0 km/s. Die geologische Korrelation und die angegebenen P-Wellengeschwindigkeiten sind demnach zutreffend.

Die Modelle A und B bei Profil B sind ziemlich gleich, die mittlere Morärentiefe beträgt 40 bis 45 m. Die Geschwindigkeit von 2,73 km/s zwischen den Schußpunkten 5,4 und 6 ist höher als im übrigen Bereich. Die Ursache dieser Anomalengeschwindigkeit müßte bei der Störungzone liegen. Sie könnte den verwitterten zerklüfteten oberen Teil des Altkristallins darstellen. Da sie auf der Seite des SP 1 und auf A 2 fehlt, könnte sie eher durch ein anderes Material (eventuell Amphibolite) erklärt werden. In Abb. 1 sind lupenförmige Amphibolite strichliert dargestellt worden [11].

#### 4.2. Die Grundgebirge

Die Bändergneise haben mineralogisch eine leichtere Zusammensetzung als die Granatglimmerschiefer des Altkristallins (Chr. Exner, persönl. Mitteilung). Die von R. Gutdeutsch vorgenommenen Laboruntersuchungen an einem Granitgneisbrocken aus dem Gößgrabenbereich ergaben 3,8 km/s in einer Richtung und 4,2 km/s senkrecht dazu. In einem zweiten Brocken wurde 3,8 und 4,9 km/s gemessen. Andererseits wurden auf dem ausstehenden Bändergneis im Vorfeld eines Gletschers auch niedrigere Geschwindigkeiten ( $3,9 \pm 0,3$  km/s) gemessen [8]. Sie wurden als Ursache einer tiefgehenden Verwitterung gedeutet. Die Labormessungen zeigen jedoch, daß die Anisotropieeffekte stark in Betracht kommen können. Die 4,7 km/s (Gößgraben) gegenüber 3,9 bis 4,2 (Gefrorne Wand Kees) ergeben Anisotropiefaktoren von 1,2 bis 1,12; die durchaus denkbar sind, da das Streichen der Schichtgrenzen auf geologischen Aufnahmen sehr abweichende Richtungen zeigen. Bei der Hüttenwinkelache und Bockartsee [14] durchgeführte refraktionsseismische Messungen ergaben auf frischen Zentralgneisen  $V_p$  zwischen 4,1 und 4,8 km/s. Damit ist eine bemerkenswerte Übereinstimmung erzielt worden. Die 4,7 km/s des Profils D wird durch andere

seismische Messungen durchaus bestätigt. Der Katschbergschiefer (Gmünder Phyllit, kristalline Schieferhülle), der hauptsächlich aus Chlorit-Serisitphylliten besteht [11], hat im Durchschnitt etwas geringere  $V_p$  (5,3 bis 5,5 km/s) als die Granatglimmerschiefer des Altkristallins (5,6 km/s).

Auch im Bereich des Altkristallins selbst (Abb. 1 a und b) variieren die Geschwindigkeiten, wobei A 1 im Fallen, A 2 im Streichen liegen. Hier errechnet sich ein hoher Anisotropiefaktor (4,2 gegenüber 5,6 km/s). Einen solchen hohen Faktor könnte man nur dann erwarten, wenn durch die Störung Klüfte entstehen — und wenn sie quer zur Störungslinie liegen sollten. Im kalkalpinen Bereich unternommene Messungen [7] zeigen eine Korrelation zwischen der Kluftintensität und seismischer Geschwindigkeit. Dieser Zustand trifft für das Altkristallin nicht zu. Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß nur das Profil A 1 auf ungestörtem Bereich des kristallinen Gesteins liegt (5,6 km/s). Die Geschwindigkeit 3,97 bis 4,1 km/s auf A 2 und B dürfte für diese Gesteinsart nicht charakteristisch sein (Reibungsbereich der Störung).

Refraktionsseismische Messungen im Abschnitt Kolm-Saigurn [14] zeigen auf der Schieferhülle wesentlich geringere Geschwindigkeiten (2,5 bis 3,7 km/s). F. Weber vermutet, daß die verwitterten oberen Lagen der Phyllite diese niedrige  $V_p$  bewirken.

F. Becke [4] gibt für amphibolithaltigen Bändergneis aus dem Maltatal den Wert  $2,807 \text{ g/cm}^3$  und für Granatglimmerschiefer aus dem Altkristallinenbereich  $2,870 \text{ g/cm}^3$  an. Bei einer gravimetrischen Arbeit [9] wurde die Dichte der Augengranitgneise mit 2,65 bis  $2,67 \text{ g/cm}^3$  angegeben. Der Tauerngranit hat scheinbar eine geringere Dichte als das Altkristallin. Die hier angegebenen  $V_p$  für das Grundgebirge dürften repräsentativ sein, da die Hinweise auf mögliche Anisotropieeffekte auf den beiden Profilen B und C gänzlich fehlen.

Es ist mit refraktionsseismischen Methoden möglich, die Mächtigkeiten der jüngeren Sedimente zu erfassen. Verschiedene Gesteinsverbände (Altkristallin und Gneise) unterscheiden sich signifikant in ihren  $V_p$ . Jedoch treten durch die Anisotropie Geschwindigkeitsunterschiede in der gleichen Größenordnung auf. Dieser Umstand erschwert die Lokalisierung der Grenzflächen im Grundgebirge selbst sehr erheblich.

## Danksagung

Den Studenten F. Wallner, R. Werner, G. Zezula danke ich für die Unterstützung während der Messungen. Den Professoren C. Exner und F. Weber möchte ich für die wertvollen Diskussionsbeiträge danken. Herrn Prof. Gutdeutsch gilt mein besonderer Dank für die Förderung und ständige Unterstützung dieser Arbeit in allen Phasen.

Diese Arbeit stellt einen von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanzierten Beitrag des Internationalen geodynamischen Projektes dar. Der Österreichischen Akademie der Wissenschaften sei an dieser Stelle für ihre Unterstützung gedankt.

## Literatur

- [1] Angel, F., A. Awerzger, A. Kuschinsky und H. Meixner: *Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens*. Carinthia II, 143, 98—118 (1953).
- [2] Arie, K.: *Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters*. Vortrag gehalten bei der DGG-Tagung, März 1972 in Göttingen.
- [3] Beck-Mannagetta, P.: *Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich*. Landesaufnahme Wien, 1964.
- [4] Becke, F.: *Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen*. Denkschrift, math.-nat. Klasse, Akad. d. Wiss. 75, 1912.
- [5] Behle, A., W. Ehrismann, I. Makris, H. Menzel, C. Morelli und O. Rosenbach: *Gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen I*. Zeitschrift f. Geophysik 38, 45—74 (1972).
- [6] Behle, A., W. Ehrismann, J. Makris, H. Menzel, O. Rosenbach, P. Steinhauser: *Gravimetrische Untersuchungen in den Ostalpen, II*. Zeitschrift f. Geophysik 38, 221—242 (1972).
- [7] Brückl, E., und W. Furlinger: *Ein Vergleich von geologischen Gefügeaufnahmen mit seismischen Messungen* (im Druck).
- [8] Brückl, E., und G. Gangl: *Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Gefrorenen Wand Kees im Jahre 1969*. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien. Heft 10, Wien 1972.
- [9] Ehrismann, W., O. Rosenbach und P. Steinhauser: *Vertikalgradient und Gesteinsdichte im Schlegeisgrund (Zillertaler Alpen) aufgrund von Stollenmessungen*. Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-nat. Klasse, Abt. I. 178, 261—270 (1969).
- [10] Exner, Chr.: *Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens*. Carinthia II, 143, Klagenfurt 1953.
- [11] Exner, Chr.: *Die Südostecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau*. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt, XCVII, Heft 1 (1954).

- [12] Exner, Chr.: *Geologie der Peripherien Haffnergruppe (Hohe Tauern)*. Jahrbuch Geol. Bundesanstalt 114, 1—119 (1971).
- [13] Frank, W.: *Geologie der Glocknergruppe*. Wiss. Alpenvereinshefte Nr. 21, München 1969.
- [14] Weber, F.: *Bericht über refraktionsseismische Messungen bei der Hüttenwinkelache und Bockartsee* (persönl. Mitteilung).