

**Die Struktur der Erdkruste im Bereich des Scoresby Sund,
Ostgrönland: Ergebnisse refraktionsseismischer und
gravimetrischer Untersuchungen**

**The crustal structure of the Scoresby Sund area,
East Greenland: Results from refraction seismic and gravity
measurements**

Holger Mandler

**Ber. Polarforsch. 172 (1995)
ISSN 0176 - 5027**

Holger Mandler

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 120161
Columbusstraße
D-27568 Bremerhaven

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1994 dem Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhalt

Inhalt	1
1. Kurzfassung	
1.1 Zusammenfassung.....	3
1.2 Summary.....	5
2. Einleitung	7
3. Der Scoresby Sund: Geographische Übersicht und tektonische Entwicklung	9
4. Geophysikalische Untersuchungen in der Scoresby Sund Region	15
4.1 Die Experimente während des Fahrtabschnittes ARK7/3 mit FS "Polarstern".....	16
4.1.1 Die tiefenseismischen Profile.....	16
4.1.2 Die kombinierten seismischen Profile im Bereich Hall Brednings.....	20
5. Verarbeitung der seismischen Daten	22
6. Die tiefenseismischen Profile entlang der inneren Fjorde	
6.1 Auswertemethodik.....	28
6.2 Das Profil 90300/310.....	31
6.3 Das Profil 90320	37
6.4 Das Profil 90340.....	43
6.5 Das Profil 90360.....	46
6.6 Das Profil 90380.....	49
6.7 Das Profil 90400.....	54
6.8 Scherwellenregistrierungen.....	57

6.9	Synthetische Seismogramme.....	60
6.10	Zusammenfassung.....	66
7.	Die Fächerbeobachtungen aus dem Bereich des Hall	
	Bredning	68
7.1	Seismische Tomographie.....	69
7.2	Das tomographische Bild des zentralen Hall Bredning.....	71
8.	Gravimetrie	
8.1	Die gravimetrischen Daten.....	82
8.1.1	Die marinen Daten von FS "Polarstern".....	82
8.1.2	Die Daten des Kort- og Matrikelstyrelsen, Dänemark	86
8.2	Die Freiluft- und Bougueranomalie der Region.....	86
8.3	Die Schweremodellierung.....	91
9.	Diskussion	99
	Literaturverzeichnis	109
	Dank	116

Anhang

Anhang A: Stationskoordinaten

Anhang B: Seismische Sektionen / Raytracing

Anhang C: Schwerewert des AWI-Absolutpunktes

1. Kurzfassung

1.1 Zusammenfassung

Im Nordsommer 1990 unternahm das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung mit dem Forschungsschiff "Polarstern" eine Expedition mit geophysikalischem Schwerpunkt in das Fjordsystem des ostgrönländischen Scoresby Sund. Dieses Gebiet umfaßt Krustenbereiche des passiven gerifteten Kontinentalrands Ostgrönlands, ein spätpaleozoisch-mesozoisches Sedimentbecken und den südlichsten Abschnitt der ostgrönländischen Kaledoniden. Im Hinblick auf den konjugierten Kontinentalrand auf europäischer Seite und das kaledonische Gebirge Skandinaviens ist die Tiefenstruktur Ostgrönlands wichtig für das Gesamtverständnis der kaledonischen Orogenese und der postkaledonischen Riftgeschichte bis hin zur Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See. Diese Tiefenstruktur wurde 1990 mit krustenseismischen Experimenten untersucht. Im westlichen Teil des Fjordsystems und im äußersten Osten wurden sieben land-seeseismische Refraktionsprofile vermessen, deren Modellierung den Hauptteil der vorliegenden Studie darstellt. Die tomographische Inversion eines seismischen Datensatzes, der in dreidimensionaler Sender-Empfänger-geometrie registriert wurde, bildet den zweiten Teil der Arbeit. Ergänzend zur Auswertung der seismischen Experimente werden im dritten Teil Schweremessungen aus dem Untersuchungsgebiet bearbeitet und dreidimensional modelliert.

Seismisches und gravimetrisches Modell zeigen ein übereinstimmendes Bild der Krustenstruktur. Im Westteil, der zum kaledonischen Gebirge Ostgrönlands gehört, liegt bereits an der Oberfläche kristallines Gestein mit hohen P-Wellengeschwindigkeiten um 5.5 km/s vor. Die seismischen Geschwindigkeiten zeigen einen stetigen Anstieg mit zunehmender Tiefe und erreichen bei etwa 12 Kilometern 6.6 km/s für P-Wellen, was mit Untersuchungen der skandinavischen Kaledoniden korreliert (Meissner, 1986). Die seismisch ermittelte Gesamtmächtigkeit der Erdkruste erreicht im Westteil der Region ungewöhnlich hohe Werte von 48 Kilometern. Das Schweremodell reicht weiter nach Westen als die seismischen Profile und deutet auf eine Zunahme der Mächtigkeit auf Werte bis über 50 Kilometer hin. Kaledonisch verfrachtete, präkambrische Deckenstapel, deren Gesteine am Rand des Inlandeises aufgeschlossen sind (Henriksen, 1985, Higgins & Phillips, 1979),

tragen zur hohen Gesamtmächtigkeit der Kruste im Westen bei. Als weitere Ursachen werden strukturelle Relikte präkaledonischer orogener Phasen und Intrusionstätigkeit im Zusammenhang mit der Spur des Island-Hotspots vermutet. Nach Osten hin nimmt die Krustenmächtigkeit stark ab. Sie erreicht unter Jameson Land minimale Werte um 22 Kilometer. Unter Liverpool Land, einer isolierten kaledonischen Horststruktur im Osten der Region, nimmt die Krustenmächtigkeit wieder auf Werte um 25 Kilometer zu. Das Ausdünnen der Erdkruste ist eine Folge der Dehnung des gesamten ostgrönländischen Gebietes durch extensives großtektonisches Regime und den Kollaps des kaledonischen Gebirges ab dem Devon. Das Sedimentbecken Jameson Lands setzt östlich der kaledonischen Provinz mit geringeren seismischen Geschwindigkeiten an der Oberfläche ein. Im Gebiet Hall Brednings zeigt seine innere Geschwindigkeitsstruktur im Gegensatz zu früheren Studien (Fechner, 1994) deutliche Hinweise auf magmatische Intrusionen. Im basalen Bereich des Sedimentbeckens deutet sich eine bisher noch nicht erfaßte Nord-Süd-Variation des Überganges zum Grundgebirge an. Das Schweremodell weist auf eine Fortsetzung der Sedimente südlich des Scoresby Sunds hin, wo sie von Basalten des Geikie Plateaus überlagert werden. Das Grundgebirge zeigt unter dem Sedimentbecken geringere seismische Geschwindigkeiten als im kaledonischen Westteil der Region. Dies ist als Folge der starken tektonischen Beanspruchung und magmatischer Ereignisse während der postkaledonischen Dehnung zu sehen. Im Bereich des Überganges von großer zu geringer Krustenmächtigkeit bietet die Seismik Hinweise auf eine geschichtete Struktur an der Kruste-Mantelgrenze, die mit einer Schicht erhöhter P-Wellengeschwindigkeit (7.3 km/s) modelliert wird. Dieser Bereich wird als Zone starker Mantelintrusion bzw. Anlagerung von Mantelschmelzen (Underplating) während des tertiären Rifting interpretiert. Diese Interpretation fügt sich in das Bild Ostgrönlands als passiver gerifteter Kontinentalrand vom vulkanischen Typ ein (Mutter et al., 1988; White & McKenzie, 1989; Hill, 1991).

Die vorliegende Arbeit ist die erste seismische und gravimetrische Studie, die in Ostgrönland vom Kontinentalrand bis ans Inlandeis reicht und damit auch die kaledonischen Strukturen erfaßt. Neben in Ostgrönland bisher nicht bekannten Strukturmerkmalen eines passiven Kontinentalrandes zeigt sie, daß am Rand des Inlandeises über den gesamten Tiefenbereich der Kruste eine komplexe Übergangsstruktur von Kaledoniden zum Kraton vorliegt, die neue Fragen hinsichtlich der tektonischen Geschichte dieser Zone aufwirft.

1.2 Summary

During the northern summer of 1990 the Alfred-Wegener-Institute for polar and marine research carried out an expedition with the research vessel "Polarstern" in the fiord system of East Greenland's Scoresby Sund. This expedition aimed primarily at geophysical investigations of the earth's crust in that region, which consists of crustal units of East Greenland's passive rifted continental margin, a late Paleozoic-Mesozoic sedimentary basin and the southernmost part of the Caledonides of East Greenland.

With respect to the conjugate continental margin on the European side and the Caledonian orogen of Scandinavia the deeper structure of East Greenland is important for the understanding of the Caledonian orogeny and the postcaledonian history of rifting that led finally to the opening of the Norwegian-Greenland Sea. In 1990 we used crustal seismic experiments in order to investigate this structure. 7 combined land-sea seismic lines were shot in the western part of the fiord system and in its easternmost area. The modelling of the seismic recordings along these lines constitutes the major part of this study. The second part consists of the tomographic inversion of a seismic data set which was acquired in three-dimensional geometry.

As a complement to the seismic studies, gravity measurements are processed and modelled in the third part.

The seismic and gravimetric models show a consistent picture of the crustal structures. In the western area, which is a part of the Caledonian Mountains of East Greenland, crystalline rocks with high p-wave velocities of about 5.5 km/s occur at the surface. Seismic velocities increase continually with depth. They reach values of 6.6 km/s in around 12 km depth, which correlates with studies of the Scandinavian Caledonides (Meissner, 1986). The total thickness of the crust as revealed by the seismic measurements reaches unusual high values of 48 kilometers in the western part of the region. The gravity model reaches further west than the seismic lines and indicates a further increase of the thickness to more than 50 kilometers. Stacks of Precambrian thrust sheets contribute to the high total thickness in the west. Rocks of these Caledonian transported units are exposed at the edge of the inland icesheet (Henriksen, 1985, Higgins und Phillips, 1979). Structural relicts of Precambrian orogenic events and intrusives due to the Iceland hotspot track are supposed to be further constituents. Towards the east crustal thickness decreases rapidly.

It reaches a minimum of 22 kilometers under Jameson Land. Beneath the isolated Caledonian block of Liverpool Land crustal thickness increases again to values of about 25 kilometers. The crustal thinning is the result of the extension of East Greenland which was invoked by a general extensive tectonic regime and the collapse of the Caledonian Mountain chain from Devonian time on. East of the Caledonian province the sedimentary basin of Jameson Land begins marked by slower seismic velocities at the surface. In contrast to former studies (Fechner, 1994) its internal structure gives evidence for magmatic intrusions. In the lowermost parts of the basin there are indications for a formerly unknown north-south variation of the transition to the basement. The gravity model indicates a continuation of the sediments southward the Scoresby Sund underneath the basalts of the Geikie Plateau. Basement velocities underneath the sedimentary basin are lower than in the Caledonian province to the west. This is interpreted to be due to extensive tectonic reworking and magmatic events during the Post-Caledonian stretching. In the area of transition from thick to thin crust, the seismic measurements indicate a layered structure at the Moho. This has been modelled by introducing a high velocity layer of 7.3 km/s to the models. This region is interpreted as a zone of extensive intrusion or underplating during the rifting in the Tertiary. This interpretation matches the picture of East Greenland to be a volcanic passive rifted margin (Mutter et al., 1988; White & McKenzie, 1989; Hill, 1991).

The presented study is the first seismic and gravimetric investigation of East Greenland that reaches as far as to the border of the inland ice sheet and thus is able to cover Caledonian structures. It shows new structural features of the passive continental margin. More important it gives indications for a complex structure of the transition from Caledonides to the craton that raises new questions concerning the tectonic history of this zone.

2. Einleitung

Die Entstehung und Entwicklung kontinentaler Erdkruste gehört zu den zentralen Themenbereichen heutigen geowissenschaftlichen Interesses. Bei der Bildung kontinentaler Erdkruste spielen die Vorgänge an Plattenrändern die wichtigste Rolle. Dabei handelt es sich zum einen um die Kollision von Kontinenten und zum anderen um Prozesse in den Übergangszonen von kontinentaler zu ozeanischer Kruste. Faltengürtel im Bereich alter und rezenter Kollisionszonen sowie die passiven und aktiven Kontinentalränder sind daher die bevorzugten Zielgebiete heutiger geowissenschaftlicher Untersuchungen.

Das prominenteste Beispiel für eine paläozoische Kollisionszone ist der kaledonische Faltengürtel. Er erstreckt sich über weite Gebiete Ostgrönlands und Skandinaviens bis zu den britischen Inseln und weiter bis Nordamerika (Windley, 1977). Während das Gebirge auf der europäischen Seite relativ gut geophysikalisch untersucht ist (Sellevoll, 1973; Hirschleber et al., 1975; Bamford et al., 1978; Dyrelus, 1985), ist über die Tiefenstruktur der ostgrönländischen Kaledoniden aus geophysikalischer Sicht noch sehr wenig bekannt. Gründe dafür sind ihre Entlegenheit, das Fehlen fast jeglicher Infrastruktur und das arktische Klima, das die Durchführung geophysikalischer Experimente erschwert. Für das Gesamtverständnis der kaledonischen Orogenese sind daher neue Informationen gerade von der ostgrönländischen Seite von großer Bedeutung. Der Bereich Zentralostgrönlands zeichnet sich darüber hinaus durch markante Strukturen eines passiven gerifteten Kontinentalrandes aus (Mutter et al., 1988; White & McKenzie, 1989; Hill, 1991). In dieser Region liefert die Untersuchung mit geophysikalischen, insbesondere mit seismischen Methoden daher neue Informationen über die gesamte tektonische Geschichte ab der kaledonischen Phase bis hin zur Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See.

Aus diesen Gründen führte das Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI) im Sommer 1990 im Gebiet des ostgrönländischen Scoresby Sunds mit seinem Schiff "Polarstern" eine Expedition mit geophysikalischem Schwerpunkt durch. Das weitverzweigte Fjordsystem des Scoresby Sunds wurde dabei für kombinierte land-seeseismische Experimente genutzt. Ein Hauptziel der Fahrt waren refraktionsseismische Experimente zur Struktur der gesamten Erdkruste des geologisch komplexen

Zielgebietes. Im zentralen und östlichen Teil des Sundes sollte die mittlere und tiefere Kruste in der Übergangszone zum Kontinentalrand auf Hinweise zur postkaledonischen und vor allem zur tertiären Riftgeschichte untersucht werden. Im Westteil der Region zielten die Experimente auf die Krustenmerkmale der Kaledoniden Ostgrönlands ab. Hier interessieren im Vergleich mit den bekannten Strukturen auf Skandinavischer Seite die generelle Geschwindigkeitsverteilung und der Tiefenverlauf der Kruste-Mantelgrenze. Insbesondere sollte geklärt werden, ob es in Ostgrönland Hinweise auf eine kaledonische Gebirgswurzel gibt. Weitere Ziele waren die seismische Untersuchung eines spätpaläozoisch-mesozoischen Sedimentbeckens und quartärer Sedimentstrukturen.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Interpretation weitwinkel-seismischer und gravimetrischer Daten, die 1990 gemessen wurden. Die Untersuchungen erfassen den gesamten Tiefenbereich der Kruste bis an die Moho. Die vorliegende Studie läßt sich analog zu den verwendeten Datensätzen in drei Abschnitte gliedern. Der Schwerpunkt liegt auf der Analyse von refraktionsseismischen Profilen, die im Westen und äußersten Osten des Untersuchungsgebietes vermessen wurden. Sie geben seismische Information über den gesamten Tiefenbereich der Erdkruste sowohl im Gebiet des kaledonischen Faltegürtels im Westen, als auch in der Übergangszone zu jüngeren Einheiten im Zentralteil und im Osten der Region. Im zweiten Teil wird ein spezieller Datensatz mit seismischen Messungen in dreidimensionaler Quelle-Empfänger-Geometrie aus dem Zentralteil der Untersuchungsregion interpretiert. Zur Abbildung der Untergrundstruktur wird dabei ein tomographisches Inversionsverfahren eingesetzt. Ziel ist hierbei die genauere Erfassung der oberen Krustenbereiche im Übergangsbereich von den Kaledoniden zu einem spätpaläozoisch-mesozoischen Sedimentbecken. Insbesondere soll dabei die Kenntnis der tieferen Struktur des Beckens erweitert werden. Die Auswertung und dreidimensionale Modellierung der Messungen des Schiffsgravimeters in Kombination mit Schweredaten von Land bildet als Ergänzung der Seismik den dritten Teil der Untersuchungen.

Gemeinsames Ziel aller hier vorgestellten Untersuchungsmethoden ist es, die charakteristischen Tiefenstrukturen der Erdkruste Zentralostgrönlands vom Kontinentalrand bis an den Rand des Inlandeises zu erfassen und daraus neue Hinweise auf seine tektonische Geschichte seit dem Kambrium abzuleiten.

3. Der Scoresby Sund: Geographische Übersicht und tektonische Entwicklung

Der Scoresby Sund, im Bereich Zentralostgrönlands gelegen, ist eines der größten Fjordsysteme der Erde. Das Untersuchungsgebiet, im folgenden Scoresby Sund Region genannt, erstreckt sich zwischen 70° und 72° nördlicher Breite sowie zwischen 21° und 29° westlicher Länge (Abb. 3.1).

Es umfaßt den Scoresby Sund mit seinem inneren Teil "Hall Bredning", die Gebiete Jameson und Liverpool Land im Osten, den Bereich der inneren Fjorde im Westen, sowie das Geikie Plateau im Süden. Die langen inneren Fjorde gliedern den westlichen Bereich in Stauning Alper, Hinks Land, Renland, Milne Land und Gåseland. Diese Region hat Hochgebirgscharakter mit Erhebungen von über 2000 m über NN. Sie stellt den südlichsten Teil des grönländischen kaledonischen Gebirgsgürtels dar, der sich über 1000 Kilometer nach Norden zieht (Henriksen, 1973), und im Süden durch die Basalte des Geikie Plateaus begrenzt wird. Das östlich benachbarte Jameson Land bildet zu den Kaledoniden als Sedimentbecken mit nur geringem Relief einen starken Gegensatz.

Entgegen früherer Auffassungen (z.B. Haller, 1971) begann die tektonische Geschichte Ostgrönlands bereits in präkambrischer Zeit. Altersbestimmungen mit Isotopenmethoden haben gezeigt, daß Relikte einer Folge von mindestens 3 archaischen und proterozoischen tektonischen Ereignissen im Randbereich des grönländischen Kratons bis heute erhalten sind (Henriksen, 1985). Der großräumige Charakter der einzelnen tektonischen Phasen ist nicht genau rekonstruiert, man nimmt jedoch an, daß er bis ins späte Riphäikum (mittleres Proterozoikum, ca. 700 Mio.) etwa senkrecht zum Trend aller jüngeren Strukturen verlief (Haller, 1985).

Mit der Öffnung des Protoatlantik oder Iapetus (-in der griechischen Mythologie der Vater des Atlas) fand ein Wechsel hin zu einem meridionalen Verlauf der Strukturen statt, der bis heute erhalten ist (Haller, 1985). Etwa zu Beginn des Vendium (ca. 665 Mio.) setzten die ersten Riftereignisse ein, in deren Folge sich im späten Vendium und unteren Kambrium (um 590 Mio.) der Iapetus öffnete (Roberts et al., 1985).

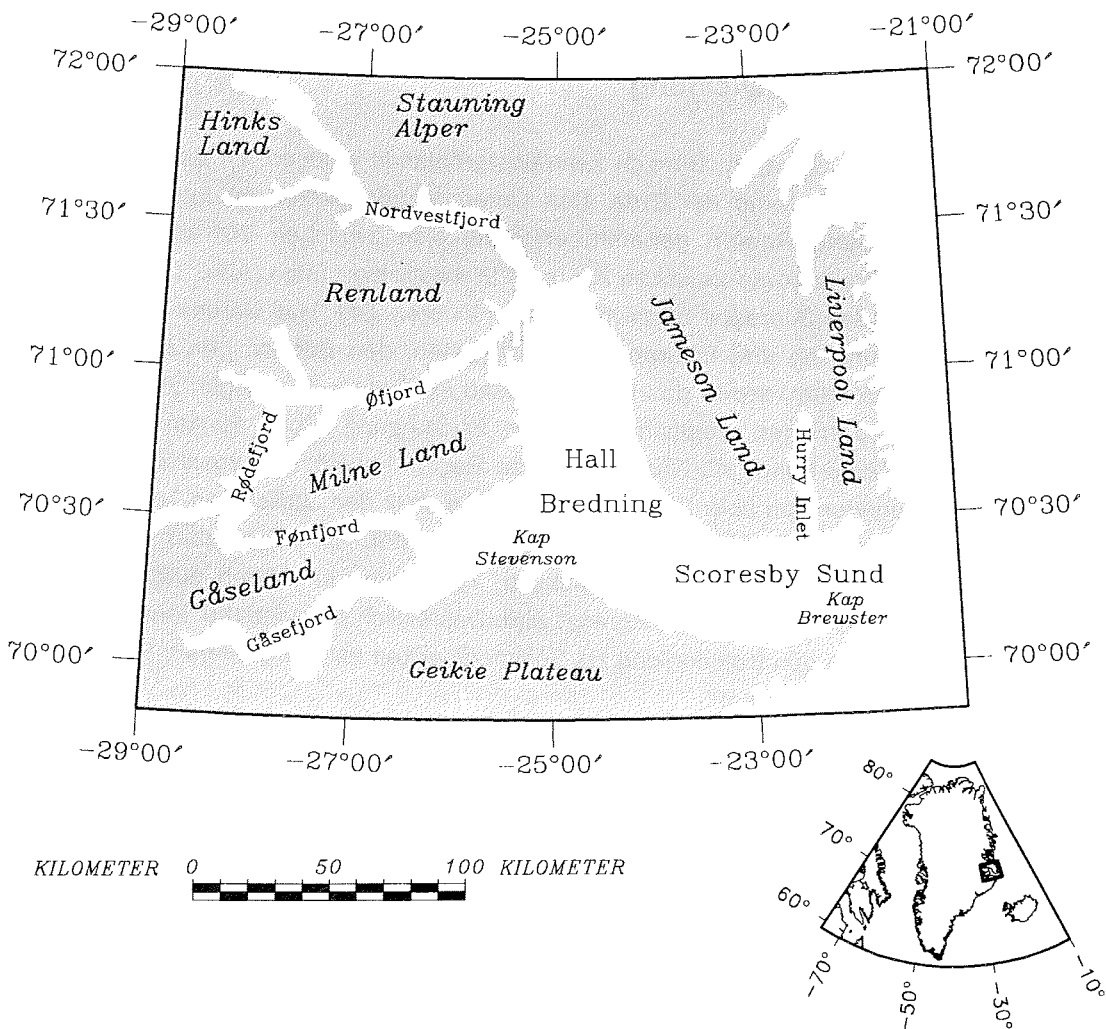


Abb. 3.1: Übersichtskarte des Scoresby Sunds

Im ausgehenden Kambrium (500 Mio.) wechselte das tektonische Regime zwischen nordamerikanisch-grönländischer Plattform und europäischer Plattform von extensiv zu kompressiv (Piper, 1985) und leitete damit die Phase der kaledonischen Gebirgsbildung ein.

Die Kompression zwischen den beiden Kontinenten führte vom späten Ordovizium bis frühen Silur (um 440 Mio.) zur Schließung des Iapetus (Ziegler, 1985) und damit zur Bildung des sogenannten Old-Red-Kontinents im Bereich Skandinaviens und Großbritanniens, benannt nach seinen kontinentalen Rotsedimenten (McClay et al., 1986). Die ozeanische Kruste des Iapetus wurde dabei entlang zweier Nord-Süd-streichender Zonen sowohl unter die grönländisch-amerikanische als auch unter die europäische kontinentale Kruste subduziert (Ziegler, 1985), und es entstand ein Hochgebirge vom Kordillierentyp (Henriksen, 1985).

Relikte von Inselbögen und obduzierte ozeanische Krustenreste sind in Skandinavien erhalten (Roberts, 1985; Boyle, 1989). Die Hauptphase der orogenen Bewegung und der Metamorphose in Zentral-Ostgrönland liegt im Silur (440 - 410 Mio.). Westwärts gerichtete Deckentektonik und Nord-Süd-vergente Faltung führten zur dominierenden geologischen Prägung der grönländischen Kaledoniden mit meist küstenparallelen Strukturen (Haller, 1985). So findet man heute in den westlichsten Bereichen der Scoresby Sund Region (siehe Abb. 3.2) angrenzend an das Inlandeis, welches die westliche kaledonische Front bedeckt, metamorphe Gesteine präkambrischer Decken. Ihre Verschiebungsweite wird auf 40 bis 130 Kilometer geschätzt (Henriksen, 1985, Higgins und Phillips, 1979). Östlich schließt sich eine, im Zuge der Deckenbewegung entstandene Zone von Myloniten an (Haller, 1985). Im zentralen Fjordbereich, auf Stauning Alper, Renland, Milne und Gåseland sowie auf Liverpool Land stehen heute aufgrund der Hebung in spät- und postkaledonischer Zeit hochmetamorphe Gesteine an, die dem basalen Teil des kaledonischen Orogens zuzuordnen sind (Henriksen, 1973). Die Kaledoniden Skandinaviens zeigen im Vergleich zu Grönland spiegelbildliche Strukturen mit südöstlich-östlich gerichtetem Deckentransport (Roberts et al., 1985).

Die Kruste des Gebirges erreichte infolge der Kontinent-Kontinent Kollision sehr große Mächtigkeiten, die auf Werte von weit über 40 km geschätzt werden (McClay et al., 1986). Ab der Spätphase der Orogenese wurden große Mengen saurer bis intermediärer Magmen intrudiert. Der Zeitraum dieses spät- bis posttektonischen Magmatismus wird mit 560 bis 380 Mio. angegeben (Henriksen, 1985). Nach der Hauptphase der Orogenese fand eine Hebung und Denudation des kaledonischen Gebirges statt, in deren Folge mächtige Molassesequenzen (bis über 11 km) in intramontanen

Becken abgelagert wurden (Henriksen, 1985). Der Beginn eines Extensionskollapses der Kaledoniden zeichnet sich durch einsetzende Dehnung und der daraus folgenden Anlage von gebirgsparallelen Störungszonen in spätkaledonischer Zeit ab (Henriksen, 1985).

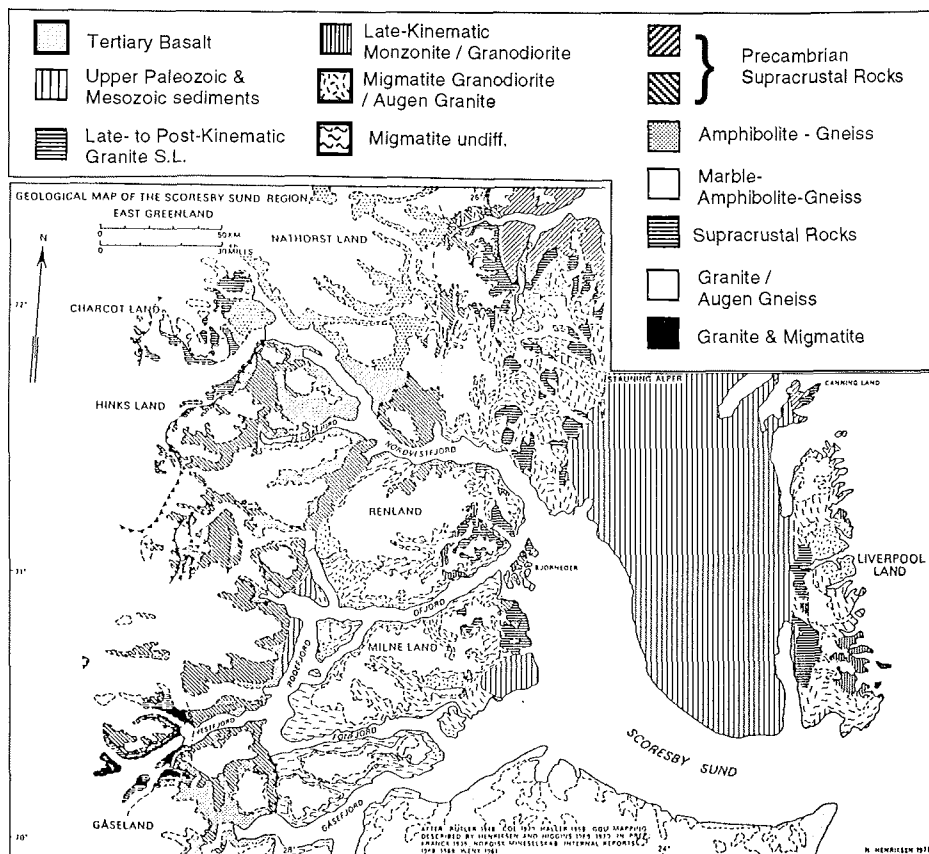


Abb. 3.2: Geologische Übersichtskarte des Scoresby Sunds (aus Henriksen, 1973)

Der Ablauf und die Ursachen eines Extensionskollapses werden z. B. bei Dewey (1988) erläutert. Die intraorogene Extension wird dabei durch vertikale Spannungen erklärt, die während der Hauptphase der Gebirgsbildung aufgebaut werden.

Im Falle des kaledonischen Gebirges wurde dieser Extensionsprozess durch das Ende der kompressiven tektonischen Rahmenbedingungen beschleunigt, und so entstanden im Devon im Bereich Ostgrönlands Nord-Süd-streichende Extensionsbecken (Surlyk, 1990). Das Jameson Land Becken in der Scoresby Sund Region gilt als eines der besten Beispiele dafür. Durch den Extensionskollaps wurden lokal alte Kompressionsstrukturen als Zonen von Extensionsstörungen reaktiviert (McClay et al., 1986). Begleitet wurde die Krustendehnung in Ost-West-Richtung von einer Nord-Süd-verlaufenden sinistralen Blattverschiebung Grönlands gegenüber Skandinavien (Larsen & Bengaard, 1991). Aus paläomagnetischen Daten werden dafür Verschiebungsbeträge von 1500 bis 2500 km abgeleitet (Ziegler, 1985). Im mittleren Perm (um 270 Mio.) endete das Rifting, und es setzte eine Phase der Beckenabsenkung infolge der Abkühlung und Kontraktion der ausgedünnten Kruste mit nur geringer tektonischer Aktivität ein, die das gesamte Mesozoikum hindurch andauerte (Surlyk, 1990). Im Laufe dieser Absenkung fand, bedingt durch temporäre tektonische Ereignisse und eustatische Meeresspiegelschwankungen, ein stetiger Wechsel der Sedimentationsbedingungen zwischen terrestrisch und marin statt. Subsidenz der Becken und Hebung der Riftschultern lieferten große Mengen an klastischem Sedimentzutrag (Surlyk, 1990).

Während der Trias (250-210 Mio.) waren die Ablagerungsbedingungen hauptsächlich terrestrisch, im Jura (210-140 Mio.) dagegen größtenteils marin (Surlyk et al., 1981). Die Kreidezeit (140-67 Mio.) stellt einen im Untersuchungsgebiet tektonisch ruhigen Zeitraum dar, gekennzeichnet durch nahezu gleichmäßige Absenkung des Sedimentbeckens und Ablagerung mariner Sedimente (Surlyk, 1978).

Mit Beginn des Tertiär setzte im Bereich der ostgrönländischen Becken starke tektonische und magmatische Tätigkeit ein, die zur Extrusion großer Mengen von Flutbasalten führte und die Trennung des europäischen vom grönländischen Kontinent durch aktives "sea floor spreading" einleitete (Surlyk et al., 1981). Es entstanden auf grönländischer und skandinavischer Seite die heutigen passiven und gerifteten Kontinentalränder (Mutter et al., 1988; White & McKenzie, 1989; Hill, 1991). Ein großräumig extensives tektonisches Regime und das Aufsteigen des sogenannten Island-Mantelplumes werden als Ursachen für das Auseinanderbrechen von Grönland und Skandinavien diskutiert (Hill, 1991).

Im Untersuchungsgebiet wurden vor und während der Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See im Paläozän und Eozän (67-37 Mio.) mehrere Kilometer mächtige Basaltlagen subaerisch extrudiert (Melchior Larsen & Watt, 1984). Diese sind im Bereich des Geikie Plateaus sowie auf Gåse und Milne Land erhalten (Henriksen, 1985). Die tertiären Basalte bedecken südlich des Scoresby Sunds ein Gesamtgebiet von etwa 80000 km² in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2 km (Melchior Larsen & Watt, 1984). Seit dem Ende der magmatischen Phase ist die tektonische Entwicklung des Untersuchungsgebietes gekennzeichnet durch vertikale Krustenbewegungen, für deren Ursachen es bis heute noch keine vollständige Erklärung gibt (Larsen, 1990; Larsen & Marcussen, 1992). Der Bereich Jameson Lands wurde dabei um ein bis zwei Kilometer gehoben (Larsen, 1990). Dadurch wurden die basaltischen Lagen hier wieder erodiert, so daß heute die mesozoischen und spätpaläozoischen Sedimente anstehen (Marcussen & Larsen, 1991).

Die Gesamtheit der geologischen Einheiten der Scoresby Sund Region dokumentiert die wechselvolle tektonische Geschichte Ostgrönlands als Teil eines mobilen Gürtels der Erdkruste, der seit präkambrischer Zeit wiederholt sowohl Kompressionen als auch Dehnungen unterworfen war. Diese Prozesse sollten in der Tiefenstruktur der Erdkruste ebenso deutliche Spuren hinterlassen haben wie in der Oberflächengeologie.

4. Geophysikalische Untersuchungen in der Scoresby Sund Region

Ostgrönland ist eine der unzugänglichsten Regionen der Erde. Durch die starke Vergletscherung der Küstengebiete und durch den Ostgrönlandstrom, der große Eismassen von Norden her an der Küste vorbeiführt, sind die Schelfgebiete und die Fjorde das ganze Jahr über stark von Eis bedeckt. Marin-geophysikalische Messungen sind daher in weiten Gebieten nur mit eisgängigen Schiffen während einer relativ kurzen Periode im Sommer möglich und erfordern einen hohen logistischen Aufwand. Messungen an Land werden durch die weiten Entfernungen auf schwierigem Gelände, durch die Kürze der Messkampagne im arktischen Sommer und durch das Fehlen fast jeglicher Infrastruktur behindert. Aufgrund dieser Faktoren wurde erst in den letzten zwei Jahrzehnten damit begonnen, die Scoresby Sund Region mit geophysikalischen Methoden näher zu untersuchen.

In den Jahren 1974 und 1979 fanden aeromagnetische Befliegungen des ostgrönländischen Schelf- und Küstenbereichs durch den Grønlands Geologiske Undersøgelse (GGU) statt. Für den östlichen Teil der Scoresby Sund Region liegt auf der Basis dieser Messungen eine Magnetikkarte vor (Larsen et al., 1988). Das Alfred-Wegener-Institut führte 1993 eine Aeromagnetikbefliegung der gesamten westlichen Scoresby Sund Region durch, deren Daten die Karte des GGU ergänzen werden (Meyer, in Vorbereitung).

Gravimetrische Messungen wurden in den 80er Jahren in Ostgrönland im Rahmen von geodätischen Vermessungen durch den Kort- og Matrikelstyrelsen Dänemarks durchgeführt und eine Karte der Bougeranomalie der Region veröffentlicht (Forsberg, 1991).

Seismische Messungen waren bis Mitte der 80er Jahre fast ausschließlich auf den Schelf Ostgrönlands beschränkt (Larsen, 1984). In Kombination mit reflexionsseismischen Messungen der Firma ARCO auf Jameson Land wurden tiefenseismische Profile in diesem Bereich vom GGU 1985/86 vermessen (Marcussen & Larsen, 1991). 1988 führte das AWI zusammen mit den Universitäten Hamburg und Kiel das Projekt GRÖKORT mit tiefenseismischen Messungen im äußeren Scoresby Sund und im angrenzenden Schelfbereich durch (Weigel et al., im Druck). Die Erfahrungen

aus dieser Kampagne gaben Anlaß für eine zweite geophysikalische Expedition mit FS "Polarstern" in den Scoresby Sund im Sommer 1990, die im folgenden Kapitel beschrieben ist.

4.1 Die Experimente während des Fahrtabschnittes ARK-VII/3 mit FS "Polarstern"

Hauptziel dieser Expedition des AWI im Spätsommer 1990 war es, die Krustenstruktur der Scoresby Sund Region seismisch zu erfassen. Kombinierte land-seeseismische Weitwinkelprofile sollten Information über die Struktur der Kruste im Gesamtbereich der Scoresby Sund Region bis an die Mohorovicic-Diskontinuität liefern. Im Gebiet des Hall Brednings wurde ein Netz kombinierter refraktions-reflexionsseismischer Profile vermessen, um den komplexen Übergang vom Sedimentbecken zur kaledonischen Provinz seismisch zu erfassen.

Ergänzend zu diesen aufwendigen Experimenten wurden kontinuierlich Schweremessungen, Messungen mit dem Sedimentecholot PARASOUND und eine Kartierung des Meeresbodens mit dem Fächerecholot HYDROSWEEP durchgeführt.

4.1.1 Die tiefenseismischen Profile

Die Lage dieser Profile ist in Abb. 4.1 dargestellt. Idee bei der Projektierung war, die langen Fjorde der westlichen Scoresby Sund Region für seismische Weitwinkelprofile mit Sender-Empfängerabständen von bis zu 200 km zu nutzen. In den Fjorden kann eine Luftkanone als seismische Quelle eingesetzt werden, während die seismischen Signale von Landstationen aufgezeichnet werden. Dadurch wird es möglich, mit vergleichsweise geringem logistischen Aufwand weitwinkelseismische Profile großer Länge mit kleinem Spurabstand zu vermessen und so auch die tiefsten Krustenbereiche zu erfassen.

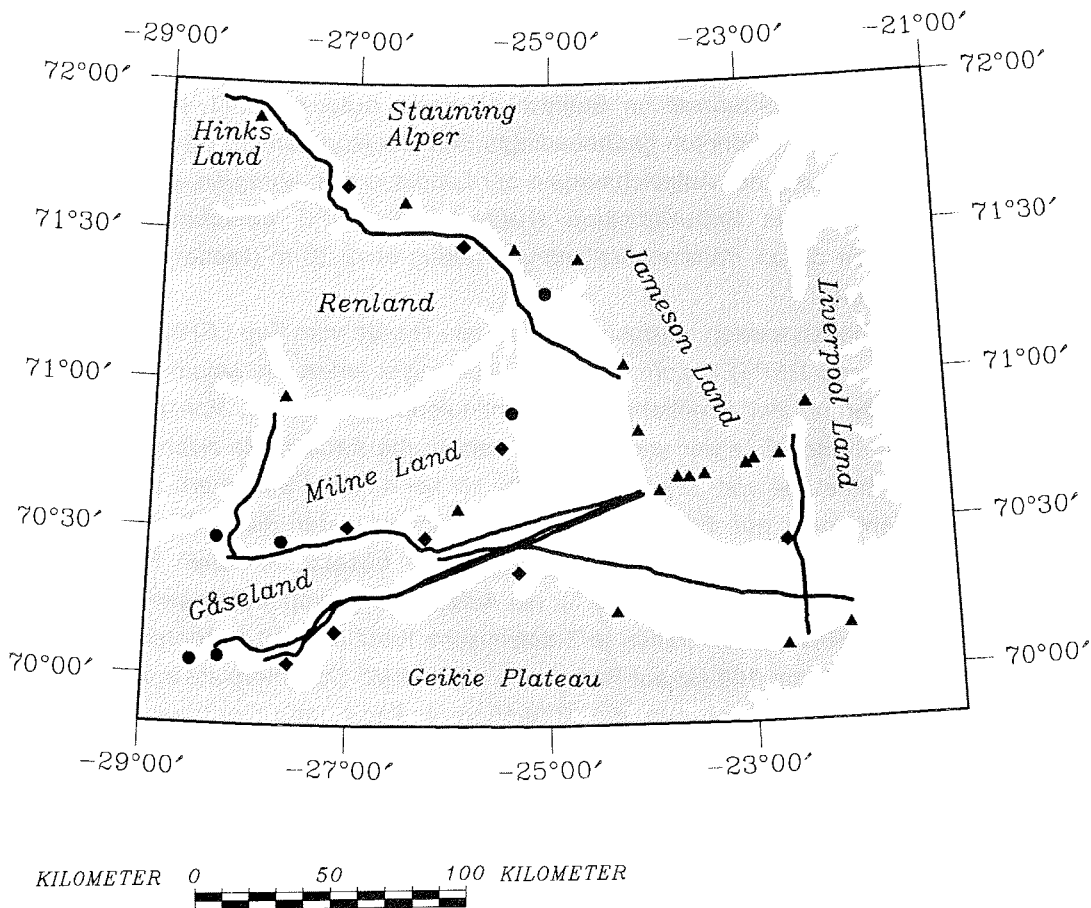


Abb. 4.1: Lageplan der tiefenseismischen Refraktionsprofile der Expedition ARK-VII/3 im Scoresby Sund. Die Positionen der seismischen Registrierstationen sind als Kreise (PCM, 8-kanalig), Vierecke (PCM, 4-kanalig) und Dreiecke (REFTEK, 3-kanalig) dargestellt.

Als seismische Quelle kam eine Luftkanone der Firma BOLT, Typ 800CT mit einem Kammervolumen von 32 l zum Einsatz. Sie wurde mit einem Druck von 130 bar in einer Schußfolge von 30 s betrieben, was bei der

Schiffsgeschwindigkeit von 5 kn einen mittleren Schußabstand von 75 m ergibt. Geschleppt wurde die Kanone in 10 m Wassertiefe. Die Auslösung der Schüsse erfolgte auf DCF-Zeitbasis. Zur Schußkontrolle wurden die Signale mit einem 100 m-Streamer im Steilwinkelbereich aufgezeichnet. Anhand dieser Registrierung konnten gerätebedingte Schußverzögerungen erfaßt und beim Demultiplexen der Aufzeichnungen der Landstationen korrigiert werden. Die geographische Schußposition wurde mittels GPS bestimmt. Die Ungenauigkeit dieser Positionsbestimmung betrug etwa 20 m (Niederjasper, pers. Mitteilung).

Als Landstationen kamen ausschließlich digitale Geräte vom Typ LENNARTZ PCM 5800 und REFTEK zum Einsatz. Diese registrierten die seismischen Signale während der Profilmfahrten im kontinuierlichen Betrieb. Von den 4 PCM 5800 hatten 2 je vier und 2 je acht seismische Kanäle. Sie zeichneten mit einer Abtastrate von 222 Hz (bzw. 200 Hz bei 4-Kanal-Stationen) auf 2-spurige Tonbänder auf. Für den Magnetbandwechsel waren diese Stationen während der Profilmfahrten mit je zwei Personen besetzt. An allen PCM-Stationen konnte DCF als Zeitbasis für die Aufzeichnung empfangen werden. Die 6 REFTEK-Stationen hatten je 3 seismische Kanäle und zeichneten mit einer Abtastrate von 100 Hz auf Festplatten mit 440 Mb Speicherplatz auf. Mit diesen Parametern konnten die Stationen 4 Tage lang kontinuierlich registrieren und so als automatische Stationen ohne Bedienungspersonal betrieben werden. Als Zeitbasis für die Aufzeichnungen wurde von den REFTEK-Geräten das OMEGA-Zeitzeichen empfangen. Ein Vergleich von DCF- und OMEGA-Zeit ergab eine konstante Ablage während der Messkampagne von 16 ms, die beim Demultiplexen korrigiert wurde (Mandler, 1991).

Die seismischen Kanäle der Stationen waren mit 3 verschiedenen Typen von Geophonen bestückt. Es kamen 3- und 1-Komponenten Lippmann-Geophone sowie Geophonketten der Firma SENSOR mit insgesamt 18 Einzelgeophonen pro Kanal zum Einsatz. Letztere waren teilweise als Langauslagen mit bis zu 500 m Abstand zur Registriereinheit aufgestellt.

Die Konfiguration der einzelnen Stationen ist in Tabelle 4.1 zusammengefaßt. Alle Stationen wurden per Helikopter ausgebracht. Eingemessen wurden sie während der Aufbauphase mit einem GPS Empfänger vom Typ ASHTECH L-XII. Die Ungenauigkeit dieser Messung ist auf unter 20 m einzuschätzen (Niederjasper, pers. Mitteilung). Die Höhe der Stationen über dem

Meeresniveau wurde mit dem Höhenmesser des Hubschraubers bestimmt. Eine Auflistung der einzelnen Stationen mit ihren Koordinaten ist im Anhang enthalten.

Gerät	Kanal	Geophon	Komponente	Eigenfrequenz	Generatorkonst.	Langauslage
PCM 5800	0	Lippmann 3k	H - parallel	2 Hz	800 Vs/m	-
	1	Lippmann 3k	Z	2 Hz	800 Vs/m	-
	2	Lippmann 3k	H - senkrecht	2 Hz	800 Vs/m	-
	3	SENSOR-Kette	Z	4.5 Hz	180 Vs/m	500 m
	4	SENSOR-Kette	Z	4.5 Hz	180 Vs/m	500 m
	5	Lippmann 1k	Z	1 Hz	400 Vs/m	-
	6	Lippmann 1k	Z	1 Hz	400 Vs/m	-
REFTEK	7	Lippmann 1k	Z	1 Hz	400 Vs/m	-
	0	SENSOR-Kette	Z	4.5 Hz	180 Vs/m	-
	1	SENSOR-Kette	Z	4.5 Hz	180 Vs/m	-
	2	SENSOR-Kette	Z	4.5 Hz	180 Vs/m	200 m

Tabelle 4.1: Konfiguration der seismischen Landstationen für die Messungen während ARK-VII/3

4.1.2 Die kombinierten seismischen Profile im Bereich Hall Brednings

Diese Profile waren als kombinierte Reflexions-Refraktionsprofile angelegt. Ihre Lage ist in Abb. 4.2 dargestellt. Ziel der Reflexionsseismik war es dabei, die Sedimentverteilung im Hall Bredning zu kartieren und dadurch Aussagen über klimatische und tektonische Ereignisse im Känozoikum (65 Mio. bis heute) machen zu können (siehe: Uenzelmann-Neben et al., 1991; Uenzelmann-Neben, 1993).

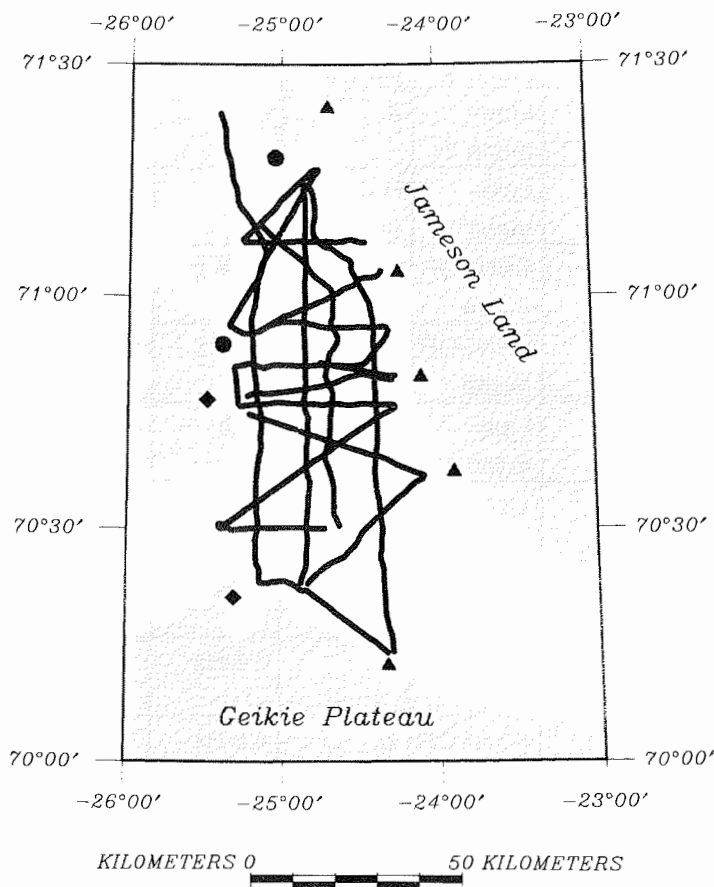


Abb. 4.2: Lageplan der kombinierten reflexions- refraktionsseismischen Profile der Expedition ARK-VII/3. Die Positionen der seismischen Registrierstationen sind als Kreise (PCM, 8-kanalig), Vierecke (PCM, 4-kanalig) und Dreiecke (REFTEK, 3-kanalig) dargestellt.

Die Signale der Luftpulser wurden mit einem 24-kanaligen Streamer (PRAKLA-SEISMOS) von 800 m Länge aufgezeichnet. Als seismische Quelle kam die 32l Luftkanone nur bei einigen Profilen zum Einsatz. Die anderen Linien wurden mit einem getunten Airgun-Cluster, bestehend aus 8 Luftpulsern mit einem Gesamtvolumen von 20.2 l, und einer Schußrate von 4 Schüssen pro Minute vermessen. Gleichzeitig zu der Registrierung mit dem Streamer wurden die seismischen Signale im Weitwinkelbereich durch Landstationen sowohl in Inline-Position an den Enden der Profile als auch außerhalb der Profillinien aufgezeichnet. Damit sollte seismische Information aus den tieferen Krustenbereichen Hall Brednings gesammelt werden, um ein möglichst dreidimensionales Bild von der komplexen Übergangszone Sedimentbecken-Kaledoniden zu erhalten.

Der Aufbau der Landstationen war mit dem der reinen Weitwinkelprofile identisch (siehe 4.2.1). Eine Aufstellung der einzelnen Stationen mit ihren Koordinaten ist im Anhang enthalten.

5. Verarbeitung der seismischen Daten

Nach der Messung liegen die Daten der PCM-Stationen im PCM-Code auf Tonbändern vor. Die Daten der REFTEK-Apparaturen werden von den internen Festplatten auf Exabyte-Cassetten ausgelesen. Das Datenformat ist ebenfalls gerätespezifisch. Der Ablauf der Datenverarbeitung ist in Abb. 5.1 dargestellt. Die Tonbänder der PCM-Registrierung werden abgespielt, mit einem PCM-Decoder über einen PDP11-Rechner vom PCM- ins ESSTF-Format (European Seismological Standard Tape Format) konvertiert und auf 9-Spur Bänder ausgelesen. Die REFTEK-Aufzeichnungen werden direkt über das Exabytelaufwerk einer SUN Workstation auf Festplatten des AWI-Rechnernetzwerkes kopiert.

Die weitere Datenverarbeitung erfolgte für beide Datenformate mit dem kommerziellen Softwarepaket DISCO (Fa. COGNISEIS) auf einem CONVEX-Rechner des Instituts. Für das Demultiplexen der Registrierungen werden Schußlisten aus den Navigationsdaten der Polarstern und den Schußprotokollen erzeugt. Beim Demultiplexen der Daten wird zusätzlich für jeden Schuß die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger errechnet und für die spätere entfernungsabhängige Darstellung der Seismogramme in den Spurheader eingetragen. Nach dem Demultiplexen liegen die Daten in einem DISCO-internen Format vor.

Editieren:

Bei der Sichtung der Seismogrammontagen der Rohdaten zeigten sich in einzelnen Profilbereichen Zeitversätze mit Beträgen von einer oder mehreren ganzen Sekunden. Diese können durch Synchronisationsprobleme der internen Uhren der Registrierstationen bei schlechtem Zeitzeichenempfang entstehen und wurden durch statische Korrekturen eliminiert.

Bei einigen Aufzeichnungen war ein starker DC-Offset zu erkennen, der standardmäßig eliminiert wurde. Auf ein weiteres Editieren einzelner Spuren konnte aufgrund des engen Spurabstands von nur 70m im allgemeinen verzichtet werden, da die Laufzeitäste ohne Schwierigkeiten anhand der benachbarten Spuren weiterverfolgt werden konnten.

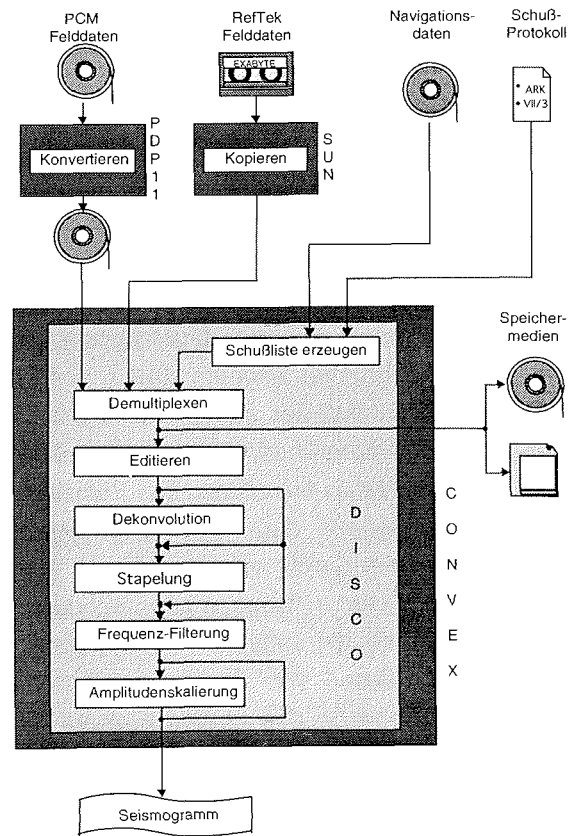


Abb. 5.1: Ablaufdiagramm der seismischen Datenverarbeitung (Abbildung geändert aus Fechner, 1994)

Dekonvolution:

Das seismische Signal einer Airgun ist kein reiner Einzelpuls, sondern besteht im Wesentlichen aus zwei Anteilen: Dem Druckpuls bei der Entladung und den Schwingungen der injizierten Luftblase nach dem Schuß (der sogenannte Bubble). Der Bubble enthält einen großen Anteil der Gesamtenergie, die beim Schuß frei wird und dabei vor allem die tieffrequenten Anteile. Daher ist dieser Signalanteil für die großen Entfernungen der Weitwinkelseismik sehr gut geeignet und erwünscht,

während er bei reflexionsseismischen Messungen das Auflösungsvermögen mindert und daher unterdrückt wird. Durch die endliche Länge des Bubblesignals und zusätzlich durch multiple Reflexionen des Signals innerhalb der Wassersäule und in oberflächennahen Sedimentschichten trat in einigen Profildbereichen ein starkes Nachschwingen der Einsätze auf, sogenanntes Ringing. Diese Nachschwingungen maskieren spätere Einsätze und erschweren deren Bestimmung. Um das Ringing zu unterdrücken, wurde eine Vorhersagedekonvolution nach Wiener-Levinson eingesetzt. Diese Methode geht davon aus, daß das gemessene seismische Signal durch die Konvolution eines endlich langen Quellsignals und der gesuchten Impulsantwort des Untergrundes entsteht. Durch den inversen Prozess, die Dekonvolution, soll der Einfluß des finiten Quellsignals eliminiert und so die reine Information des Untergrundes gewonnen werden. Eine eingehende Beschreibung dieser Methode findet man bei Yilmaz (1987). Das Ergebnis wird dabei durch geeignete Wahl der Parameter Operatorlänge und Vorhersagedistanz sowie durch eine möglichst gute Bestimmung des Quellsignals optimiert. Durch Tests mit verschiedenen Parametern an mehreren Stationen wurde ein optimaler Parametersatz ermittelt und dann standardmäßig auf die Daten aller Stationen mit nennenswertem Ringing angewandt. Für die Profile in den langen Fjorden wurde eine konstante Vorhersagedistanz von 100 ms für die Bereiche nach den P-Einsätzen und 200 ms für die Bereiche nach den S-Einsätzen gewählt. Die Operatorlänge betrug 800 ms. Bei den Fächeraufzeichnungen aus dem Bereich Hall Brednings wurden zum Teil gute Ergebnisse mit individueller Bestimmung der Vorhersagedistanz durch Autokorrelation jeder einzelnen Spur erzielt (siehe dazu ebenfalls: Yilmaz, 1987). Durch Vergleiche mit ungefilterten Sektionen wurde sichergestellt, daß kein Qualitätsverlust entstand oder Artefakte durch dieses Verfahren erzeugt wurden.

Stapeln:

Durch den Verlauf der Fjorde und ihre partielle Eisbedeckung konnte auf den Profilen kein ständiger geradliniger Schiffskurs eingehalten werden. Dies macht sich auf den seismischen Sektionen, auf denen die seismischen Spuren im absoluten Abstand des Aufnehmers von der Quelle dargestellt sind, durch ungleichmäßige Spurabstände bemerkbar. Um dies auszugleichen und um durch Stapelung mehrerer Spuren eine Verbesserung

des Signal-Rausch-Verhältnisses zu erzielen, wurde eine offsetabhängige Stapelung auf die Daten angewendet. Dabei wird das Profil in offsetabhängige Stücke, sogenannte Bins, eingeteilt und alle Spuren innerhalb eines Bins zu einer Spur in dessen Mitte gestapelt. Diese Stapelung kann horizontal oder entlang einer Stapelgeschwindigkeit erfolgen. Auch die Stapelung mehrerer Kanäle sowie das Überlappen benachbarter Bins (sogenanntes Mixing) sind möglich. Da eine solche Stapelung eine ähnliche Wirkung wie ein Geschwindigkeitsfilter hat, dürfen die Binweiten nicht zu groß gewählt werden. Die Stapelung mehrerer Kanäle wurde für Teile des Datensatzes bereits in anderen Arbeiten getestet (Mandler, 1991; Fechner, 1994) und lieferte unterschiedliche Ergebnisse. Profil 90300/310 stellt dabei einen Sonderfall dar, da hier durch die zweimalige Vermessung desselben Profils eine besonders hohe Überdeckung erreicht werden konnte und an einigen Stationen mehrere Kanäle Aufzeichnungen der gleichen hohen Qualität lieferten (Mandler, 1991). Im allgemeinen war die Qualität der Daten verschiedener Kanäle einer Station jedoch aufgrund der unterschiedlichen Ankopplungsbedingungen und der unterschiedlichen Geophone vor allem bei den Stationen im westlichen Gebiet der langen Fjorde sehr uneinheitlich. Es wurden daher für die Interpretation der Inline-Profile in dieser Arbeit nur die Aufzeichnungen des jeweils besten Kanals einer Station verwendet.

Als Binweite wurden 200 m gewählt, so daß im Schnitt 2 bis 3 Spuren pro Bin gestapelt wurden. Tests mit größeren Binweiten ergaben keine ersichtliche Verbesserung der Signalqualität. Es wurde eine Stapelgeschwindigkeit von 8 km/s gewählt, da die interessantesten Phasen für die Interpretation Scheingeschwindigkeiten um diesen Wert herum hatten. Versuche mit unterschiedlichen Stapelgeschwindigkeiten zeigten, daß bei der gewählten Binweite die Stapelgeschwindigkeit ein relativ unkritischer Parameter ist und auch die S-Phasen durch die Stapelung entlang der hohen Geschwindigkeit nicht erkennbar geschwächt wurden.

Bei den Fächeraufzeichnungen der REFTEK-Stationen, deren Kanäle mit gleichartigen Geophonen bestückt waren, konnten je nach Qualität der Aufzeichnungen pro Schuß bis zu drei Kanäle gestapelt werden.

Da für die tomographische Auswertung dieser Daten eine Darstellung nach Schußpunktnummer und nicht nach Offset gewählt wurde, wurde auf ein Binning verzichtet.

Frequenzfilterung:

Abb. 5.2 zeigt das Energiespektrum des Ersteinsatzes der Aufzeichnung einer Landstation.

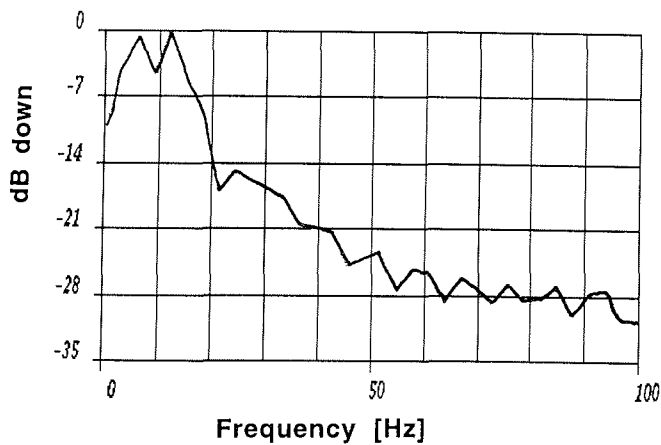


Abb. 5.2 : *Energiespektrum des Ersteinsatzes einer Aufzeichnung von Station 301 (Profil 90300, Offset ca. 40 km, Hochpaßfilter 2Hz)*

Man erkennt deutlich zwei Energiemaxima bei ca. 6 Hz und bei ca. 12 Hz. Oberhalb von 15 Hz nimmt die Energie stark ab. Die Signalenergie liegt im Frequenzbereich von 3 bis 17 Hz. Dies wurde auch bei der Fourieranalyse aller anderen Registrierungen festgestellt. Es wurden daher alle Aufzeichnungen mit einem Bandpassfilter von 3 bis 17 Hz gefiltert.

Andere Verfahren:

Um etwaige Störsignale mit diskreten Scheingeschwindigkeiten zu erkennen und zu eliminieren, wurden FK-Analysen mehrerer Sektionen unterschiedlicher Stationen durchgeführt. Als solche Störsignale kommen z. B. die Wasserwelle oder der Luftschall in Betracht. Als Wasserwelle werden in diesem Zusammenhang Signale bezeichnet, die den größten Teil ihres Laufweges durch das Wasser zurückgelegt haben und daher in der Seismogrammontage störende kohärente Einsätze mit 1.5 km/s Scheingeschwindigkeit erzeugen. Für die in dieser Arbeit ausgewerteten Daten

konnte in keinem Fall kohärente Störenergie im FK-Bereich ermittelt werden. Sogar in Sektionen mit deutlich hervortretenden Wasserwelleneinsätzen im Zeitbereich zeigte die FK-Analyse keine deutliche zugehörige Struktur. Auf den Einsatz eines FK-Filters wurde daher verzichtet.

Spikes traten als Störsignale nur vereinzelt auf. Bei den PCM-Stationen waren ausschließlich die redundanten Langauslagen betroffen. Bei einzelnen REFTEK-Stationen konnten gute Ergebnisse mit einer Methode zur Entfernung der Spikes erzielt werden, wie sie bei Mandler (1991) ausführlich beschrieben ist.

Statische Korrekturen:

Statische Korrekturen überführen die Quelle und Empfänger eines seismischen Profils auf ein einheitliches Niveau und werden in der Reflexionsseismik für den Ausgleich des Einflusses der Wassersäule (marine Seismik), bzw. der verwitterten, obersten Schicht des Profiluntergrundes (Landseismik) eingesetzt. Sie kamen bei den beschriebenen Experimenten für den Ausgleich der Höhe der Geophonpunkte über NN sowie der starken Topographie des Meeresbodens in den Fjorden in Frage.

Das Raytracingprogramm, welches für die Interpretation der Inline-Profile eingesetzt wurde, erlaubt es, sowohl die Position der Geophone über NN als auch die Topographie der Fjorde in die Modellierung mit einzubeziehen. Die Strahlwege durch die Modelle, die diese Effekte berücksichtigen, sind eine wesentlich bessere Annäherung an das tatsächliche Experiment als die Anwendung statischer Korrekturen auf die gemessenen Daten, da diese Korrekturen im Weitwinkelbereich nur grobe Näherungen für stark vereinfachte Laufwege sein können. Daher wurde auf eine statische Korrektur verzichtet. Die Topographie des Fjordbodens wurde für die Modellierung den Echolotaufzeichnungen der Profildfahrten entnommen.

Für die tomographische Auswertung der Fächeraufzeichnungen konnte die Meeresbodentopographie ebenfalls in der Modellierung berücksichtigt werden (siehe Kapitel 7), so daß auch hier keine statische Korrektur nötig war.

6. Die tiefenseismischen Profile entlang der inneren Fjorde

6.1 Auswertemethodik

Für die Bestimmung der Laufzeiten der beobachteten Einsätze wurden im wesentlichen die Seismogrammontagen in dem Bearbeitungszustand verwendet, wie sie in diesem Kapitel bzw. im Anhang dargestellt sind. Für einzelne unklare Teilbereiche wurden Spezialauspielungen mit unterschiedlichen automatischen Verstärkungen (AGC) erstellt, die jedoch nicht in dieser Arbeit enthalten sind. Für die einzelnen Laufzeitäste wurden im Abstand von 2 Kilometern die Einsatzzeiten bestimmt. Dieser Abstand ist hinreichend, um alle Charakteristika zu erfassen, die durch die Modellierung wiedergegeben werden können. Für die Bestimmung der S-Einsatzzeiten wurden zusätzlich zu den Z-Komponenten - soweit vorhanden - die Registrierungen von Horizontalgeophonen herangezogen.

Die Umsetzung der Meßdaten in zweidimensionale Geschwindigkeits-Tiefenmodelle erfolgte durch iterative Vorwärtsmodellierung. In einem Krustenmodell des Untersuchungsgebiets werden durch sogenanntes Raytracing die Laufwege und Laufzeiten der seismischen Wellen berechnet. Über den Vergleich der berechneten mit den gemessenen Laufzeiten wird das Krustenmodell schrittweise optimiert. Zur Berechnung der Modell-Laufzeiten wurde eine interaktive Anwendung der Raytracing Software RAY86 (Luetgert, 1988; Fechner, 1994) genutzt. Zur Berechnung der Laufwege und Laufzeiten der seismischen Wellen wird bei diesem Programm die Strahlenwegmethode nach Cerveny eingesetzt (Cerveny et al., 1977). Damit können direkt gelaufene Wellen, in einzelnen Schichten refraktierte Wellen sowie über- und unterkritische Reflexionen modelliert werden. Diffraktionen und insbesondere Mintropwellen können nicht berechnet werden.

Für die Erstellung von Startmodellen für das Raytracing wurden eindimensionale Inversionsverfahren eingesetzt. Zum Teil konnte auch auf Ergebnisse früherer Arbeiten zurückgegriffen werden (Mandler, 1991).

Modelltoleranzen:

Die Genauigkeit, mit der die Einsatzzeiten der Signale in den Seismogrammontagen bestimmt werden konnten, variierte aufgrund der unterschiedlichen Güte der Daten stark. Diese Variation trat sowohl zwischen Aufzeichnungen verschiedener Stationen als auch innerhalb einzelner Sektionen auf. Im allgemeinen konnten Ersteinsätze genauer bestimmt werden als spätere Phasen. Die mittlere Genauigkeit wird auf 50 ms geschätzt. Dieser Wert setzt voraus, daß bei der Bestimmung die richtige Phase, der Nulldurchgang vor der ersten Amplitude des Signals, erkannt wurde. Vor allem für spätere Einsätze und in Bereichen schlechter Datenqualität kann nicht ausgeschlossen werden, daß statt der ersten Phase erst die zweite oder dritte Schwingung eines Signals ausgemacht werden konnte, so daß in Teilbereichen größere Fehler auftreten können.

Neben der Ungenauigkeit der "Ablesung" der Einsatzzeiten kommen als weitere Fehlerquellen Effekte der Messgeräte und der Datenverarbeitung in Betracht. Gerätespezifische Fehler können durch die interne Verarbeitung des Zeitzeichens, sowie durch den Einsatz der Anti-Aliasfilter entstehen und liegen in der Größenordnung von 50 ms (Fechner, 1994). Die Bandpaßfilter, welche beim Prozessieren eingesetzt wurden, können, ebenso wie die Anti-Aliasfilter der Registrierapparaturen, Vorschwinger erzeugen.

Unter Berücksichtigung der genannten Effekte wird die Genauigkeit der gemessenen Laufzeiten, die der Modellierung zugrunde liegen, insgesamt auf 80 ms geschätzt.

Bei der Modellierung zeigte es sich, daß die Anpassung an die Daten aller Stationen eines Profils mit einem Modell oft nicht mit dieser Genauigkeit möglich war. Dies kann zum einen auf kleinräumige Inhomogenitäten in der Umgebung der einzelnen Stationen zurückgeführt werden; zum anderen darauf, daß mit einem zweidimensionalen Raytracing nicht die exakten Laufwege aller Strahlen erfaßt werden können. Gerade in einem Gebiet mit großräumigen dreidimensionalen Strukturen, wie dem Scoresby Sund, können nicht alle Charakteristika des Untergrundes konsistent mit einem zweidimensionalen Modell wiedergegeben werden. Die vorgestellten Interpretationen erklären die beobachteten seismischen Einsätze aller Stationen eines Profils in bestmöglicher Annäherung mit einem einzigen Modell. Dieses Modell enthält die wesentlichen großräumigen Strukturen der Kruste, soweit sie durch die Weitwinkeldaten zu belegen sind. Die

Genauigkeiten, die dabei erzielt werden, können nicht für den gesamten Modellbereich einheitlich quantifiziert werden. Sie sind stark abhängig von der Überdeckung des Modells mit beobachteten Einsätzen sowie der Art der Einsätze (refraktierte oder reflektierte Phasen), die für die Modellierung zur Verfügung standen. Allgemein nimmt die Genauigkeit mit der Modelltiefe ab.

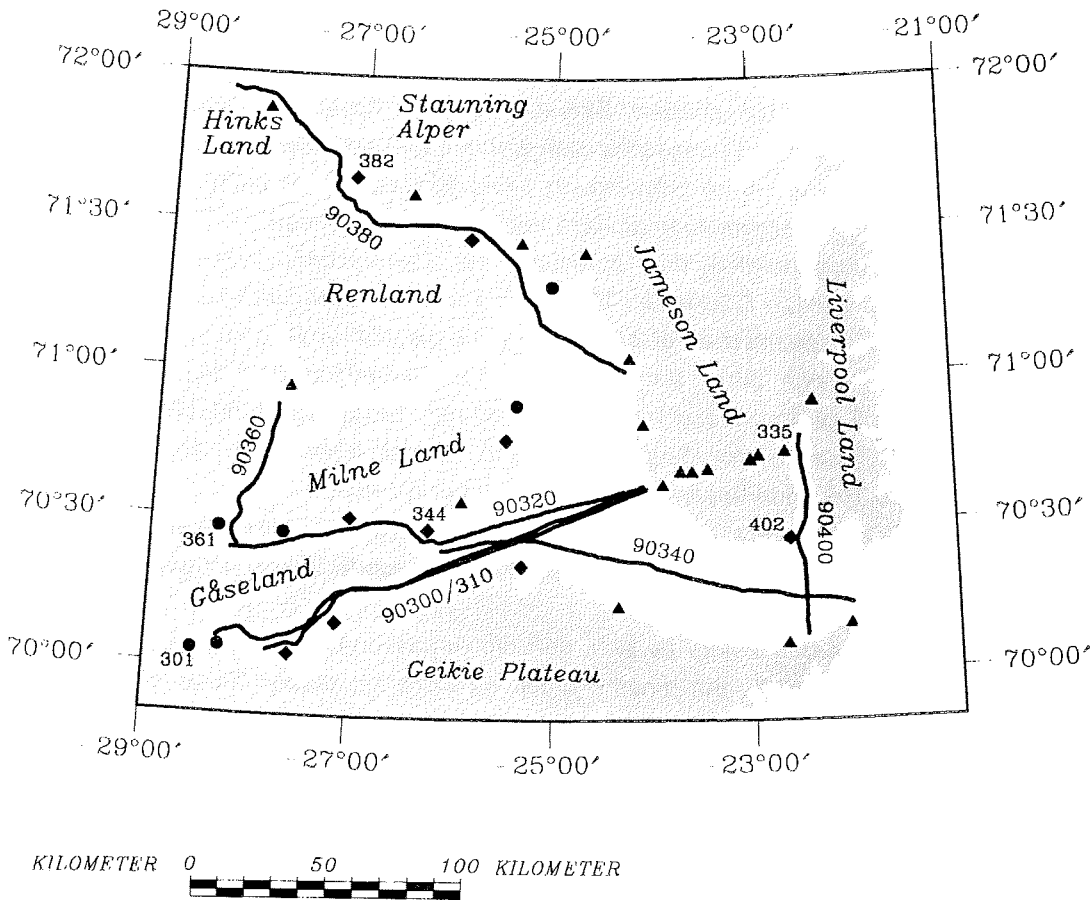


Abb. 6.1: Die tiefenseismischen Profile AWI 90300 bis AWI 90400. Die Registrierstationen, deren Aufzeichnungen im folgenden als Beispieldaten besprochenen werden, sind mit ihren Stationsnummern versehen.

Die Genauigkeit der Modellgeschwindigkeiten wird auf 0.1 bis 0.2 km/s geschätzt. Die Lage der Grenzschichten konnte im Mittel auf etwa 2 km genau bestimmt werden.

In Abbildung 6.1 ist ein Plan der sieben tiefenseismischen Profile, welche in diesem Kapitel behandelt werden, mit allen Registrierstationen dargestellt. In den Profilbeschreibungen der folgenden Kapitel werden für jedes Profil die Seismogrammsektion der Aufzeichnung einer Station sowie das zugehörige Raytracingergebnis als Beispiel gezeigt. Für eine vollständige Überprüfung der Modellaussagen sind die seismischen Sektionen und das Raytracing aller übrigen Stationen, die für die Modellierung verwendet werden konnten, im Anhang enthalten. Die Seismogramm-Montagen der ersten Profile werden sehr ausführlich beschrieben. Für spätere Profile sind die Beschreibungen etwas kürzer gefaßt und verweisen auf analoge, bereits erläuterte Charakteristika.

6.2 Das Profil 90300/310

Das Doppelprofil 90300/310 wurde bereits in einer früheren Arbeit ausgewertet (Mandler, 1991). Für die vorliegende Arbeit wurden die Daten reprozessiert und reinterpretiert. Die Gründe dafür waren, das Modell zu verfeinern, die Daten aller Profile des Projekts auf einen vergleichbaren Bearbeitungsstand zu bringen sowie die Ergebnisse neuerer Arbeiten aus den Bereichen Jameson Land und Hall Bredning (Marcussen & Larsen, 1991; Fechner, 1994) in die Modellierung mit einzubeziehen. Außerdem stellte sich während der Arbeit heraus, daß die Datenqualität der REFTEK-Stationen durch Reprozessieren nach Behebung eines Fehlers im Demultiplexprogramm wesentlich verbessert werden konnte, so daß hier zusätzliche seismische Information gewonnen werden konnte.

Das Profil 90300/310 verläuft entlang des Gåsefjordes bis an die Küste von Jameson Land (siehe Abbildung 6.1). Es hat einen maximalen Quelle-Empfängerabstand von 230 km. Abbildung 6.2 zeigt die Registrierung der Station 301 als Datenbeispiel. Diese Station war am Westende des Profils in Verlängerung des Gåsefjords aufgestellt (70.05°N, 28.53°W).

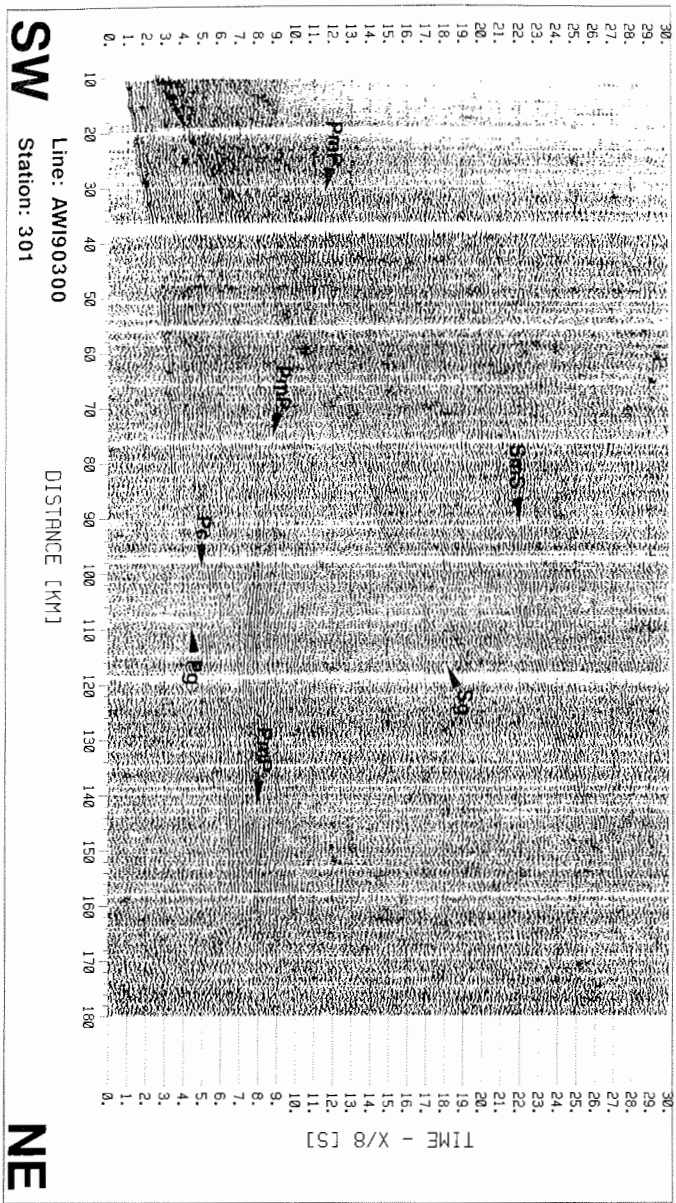


Abb. 6.2: Seismogramm-Montage der Station 301, Profil AWI 90300 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

Die im folgenden beschriebenen Charakteristika der Sektion treffen auf alle Aufzeichnungen der westlichen Stationen des Profils 90300 zu, wobei sich die Entfernungsbereiche, in denen einzelne Phasen zu erkennen sind, nur unwesentlich unterscheiden. Seismogrammsektionen der Stationen 302 bis 325 sind im Anhang enthalten. Die Datenlücken in der Sektion der Station 301 (wie auch in allen anderen PCM-Sektionen) entstanden durch die Magnetbandwechsel an der Registrierstation.

Die Phase der direkt gelaufenen Welle (P_g) ist klar zu erkennen und bildet den Ersteinsatz bis 110 km Entfernung. Durch den engen Spurabstand von 200 m treten starke Undulationen dieser Phase deutlich hervor. Sie sind durch die extreme Topographie des Fjordbodens zu erklären. Die schon zu Beginn hohen Scheingeschwindigkeiten der P_g (5.5-6.0 km/s) sind den kaledonischen Kristallingesteinen zuzuordnen, welche im gesamten westlichen Profilbereich aufgeschlossen sind. Sie deuten an, daß der Boden der schmalen westlichen Fjorde eine nur unbedeutende Sedimentbedeckung haben kann. Das Ausdünnen dieser Phase ab ca. 95 km und das Aussetzen ab 110 km deuten auf ein homogenes mittleres Krustenstockwerk hin. Eine weitere Ursache kann im Beginn des Jameson Land Sedimentbeckens gesehen werden, der in diesen Bereich des Profils fällt. Das Sedimentbecken ist nach Westen durch eine Störungszone begrenzt, die sogenannte postdevonische Hauptstörung (Marcussen & Larsen, 1991). Eine Modellierung der genaueren Geometrie dieser Störung ist anhand von Daten aus dem Weitwinkelbereich allerdings nicht möglich.

Eine intrakrustale Reflexion (P_c) kann ab 100 km identifiziert und bis 160 km weiterverfolgt werden. Sie deutet auf einen Impedanzkontrast im mittleren Krustenbereich hin.

Reflexionen im Steil- und Weitwinkelbereich von der Kruste-Mantelgrenze (P_mP) können in Teilen des Profils bei ca. 32-36 km, 60-64 km sowie 76 km und ab 80 km bis ans Profilende identifiziert werden. Durch den engen Spurabstand wird deutlich, daß diese Phase nicht als glatte Hyperbel ausgebildet ist, sondern Undulationen zeigt. Dies ist ein Hinweis auf starke Neigungs- und Topographieeffekte im Bereich des Reflektors.

Ab etwa 142 km Offset verbreitert sich das Band der Reflexionen aus dem tiefsten Bereich der Kruste deutlich. Dieses Auffächern der Reflexionseinsätze war ein wesentlicher Grund für die erneute Bearbeitung des Profils 90300. Nach Dekonvolution der Daten können zwei Hyperbeläste mit

unterschiedlichen Scheingeschwindigkeiten um 8.0 bzw. um 8.6 km/s identifiziert werden. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf einen zusätzlichen Impedanzkontrast in der Übergangzone Kruste-Mantel. Über einen größeren Profildbereich beobachtete, von der Kruste-Mantelgrenze refraktierte Phasen, die direkte Geschwindigkeitsinformation geliefert hätten, können auf der Sektion nicht ausgemacht werden.

Außer den genannten P-Einsätzen erkennt man in der Sektion starke S-Welleneinsätze. Diese werden durch Konversion des reinen P-Signals der Airgun am Fjordboden erzeugt. Sowohl eine S_g - als auch eine S_mS -Phase sind deutlich auszumachen. Die Auswertung dieser Phasen ist in Kapitel 6.7 dargestellt.

Durch die erneuten Bearbeitung der Daten der REFTEK-Stationen nach Behebung eines Fehlers im Demultiplex-Programm zeigten diese im Vergleich zu den PCM-Stationen eine nur noch geringfügig schlechtere Datenqualität. Bei 6 REFTEK-Stationen der beiden Profile 90300 und 90310 sind Einsätze über größere Entfernungen zu korrelieren. Vor der Neubearbeitung hatte lediglich die Aufzeichnung einer Station für die Modellierung genutzt werden können (Mandler, 1991). Für einen verbleibenden Qualitätsunterschied zwischen den westlichen und den östlichen Stationen werden folgende zwei Faktoren verantwortlich gemacht: Zum einen waren die Wetterbedingungen während der Registrierung mit Wind und Niederschlag auf dem ungeschützten Jameson Land deutlich schlechter als in den geschützten westlichen Fjorden. Die zweite Ursache dürfte der Stationsuntergrund sein. Während im westlichen Profildbereich die Geophone auf anstehendem kaledonischen Kristallingestein plaziert werden konnten, standen sie auf Jameson Land auf Lockersedimenten.

Das Geschwindigkeitsmodell für Profil 90300 (Abbildung 6.3) basiert somit auf der Auswertung von Weitwinkelregistrierungen von 4 PCM-Stationen im Südwesten und 6 REFTEK-Stationen am nordöstlichen Profilende. Details der Sedimentschichten des Jameson Land Beckens wurden der Arbeit von Fechner (1994) entnommen. Die Angaben der Profilkilometer sind auf die Position der Station 301 bezogen.

Im Westteil des Modells liegen bereits in geringen Tiefen hohe seismische Geschwindigkeiten vor. Sie entsprechen der Provinz kaledonischer Kristallingesteine in diesem Gebiet.

Die Schichtgrenzen im oberen Krustenbereich sind nicht als Grenzen zwischen unterschiedlichen Lithologien zu sehen, sondern dienen der Modellierung eines Geschwindigkeitsgradienten, der mit der Tiefe abnimmt.

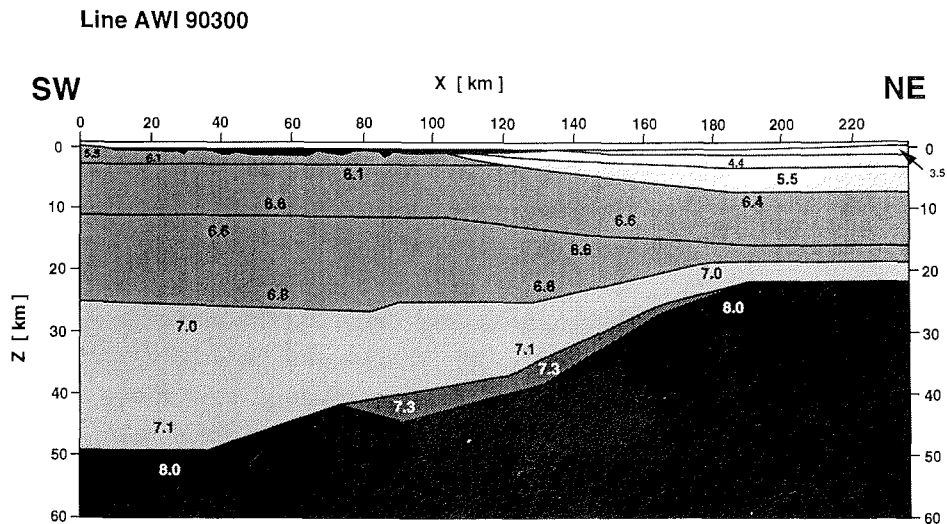


Abb. 6.3: Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils AWI90300/310

Im Osten beginnen ab Profilkilometer 105 die Sedimente des paläozoischen Jameson Land Beckens. Da die seismische Information des Profils 90300 über dieses Becken relativ gering ist, basiert die Modellierung des Beckens im wesentlichen auf den Ergebnissen von Fechner (1994). Das Sedimentbecken erreicht maximale Mächtigkeiten von 8 km im Nordosten. Die Gliederung der Sedimente in drei Schichten unterschiedlicher Geschwindigkeit wird bei Fechner (1994) mit dem unterschiedlichen Alter der Schichten von Oberem Jura (3.5 km/s) über Mittlerer Jura und Perm (4.4 km/s) bis Devon (5.5 km/s) verknüpft.

Direkte Geschwindigkeitsinformation aus refraktierten Wellen liegt für Auftauchentfernungen bis ca. 100 km vor. Die Abschwächung der P_g -Phase

im Bereich zwischen 90 und 120 km Offset ist bei allen westlichen Stationen zu beobachten. Dieses Ausdünnen wird bei Mandler (1991) als Hinweis auf eine Schicht verminderter seismischer Geschwindigkeit im mittleren Tiefenbereich der Kruste diskutiert. Eine klassische Schattenzone liegt bei den gezeigten Daten jedoch nicht vor, da das Abbrechen der P_g nicht abrupt erfolgt und auch kein Wiedereinsetzen der Phase ab einem bestimmten größeren Offset zu beobachten ist. Im Modell wird daher das Aussetzen der P_g als Folge eines generell stark verminderten Geschwindigkeitsgradienten ab ca. 12 km Tiefe interpretiert.

Strukturelle Information über die tieferen Krustenbereiche liefern zunächst die intrakrustalen Reflexionen, die an den westlichen Stationen beobachtet wurden. Der zugehörige Reflektor wurde als Grenzfläche zwischen Schichten mit 6.8 km/s und 7.0 km/s P-Wellengeschwindigkeit im Tiefenbereich von 26 bis 18 km modelliert.

Der Verlauf der Kruste-Mantelgrenze zeigt einen bemerkenswerten Anstieg von Südwest nach Nordost. Im Südwesten werden maximale Krustenmächtigkeiten von 48 km erreicht. Belegt sind diese durch Steilwinkelreflexionen von der Moho. Nach Nordosten nimmt die Krustenmächtigkeit auf Werte bis 22 km ab. Diese Abnahme wird als Folge der Dehnung während des postdevonischen Rifting angesehen.

Der undulierende Charakter der Mohoreflexionen mit ihrem Auffächern in breite Bereiche von Reflexionsbändern bzw. Verzweigung in mehrere Äste deutet eher auf eine komplexe Struktur der Übergangszone Kruste-Mantel als auf einen einzelnen scharfen Reflektor hin. Im Modell wurde versucht, dieser Struktur durch die Einführung einer Hochgeschwindigkeitsschicht mit 7.3 km/s P-Wellengeschwindigkeit gerecht zu werden. Eine solche Schicht kann im Zusammenhang mit der Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See im Tertiär durch Intrusion von Mantelmaterial angelegt worden sein (siehe dazu z.B. White, 1993).

In der Abbildung 6.4 ist das Raytracing des Endmodells für die Station 301 dargestellt. Das Raytracing für die Daten der übrigen Stationen ist im Anhang enthalten. Der obere Teil der Abbildungen zeigt den Vergleich der gemessenen Laufzeiten mit den berechneten. Die gemessenen Werte sind als Kreise, die berechneten als Kreuze dargestellt. Im unteren Teil der Abbildungen sind die Laufwege der berechneten Strahlen im Modell gezeigt.

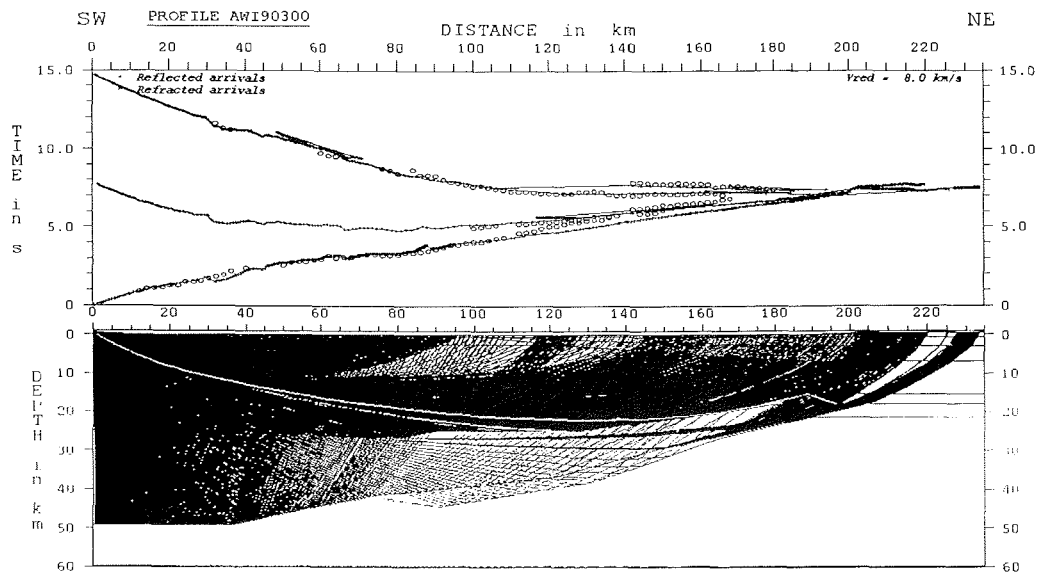


Abb. 6.4 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 301

Anhand dieser Laufwege kann die Überdeckung des Modells beurteilt werden. Für sämtliche Stationen können nahezu alle gemessenen Einsätze mit dem Modell in guter Näherung reproduziert werden. Die Laufzeitdifferenzen betragen im allgemeinen unter 150 ms.

6.3 Das Profil 90320

Dieses Profil verläuft entlang des Føn fjords, vorbei an Danmark Ø bis an die Küste von Jameson Land (Abb. 6.1). Auf diesem Profil war der maximale Quelle-Empfängerabstand 220 km.

Die Datenqualität der Registrierungen dieses Profils ist bedingt durch schlechtere Wetterverhältnisse geringer als bei Profil 90300. Zwei der vier PCM-Stationen (321 und 322) zeichnen Daten in ähnlicher Qualität und mit den gleichen Charakteristika der Laufzeitäste wie bei Profil 90300 auf.

Die Registrierungen der beiden anderen Stationen lassen lediglich Ersteinsätze und S-Welleneinsätze bis 50 (Station 323) bzw. 75 km (Station 324) erkennen (siehe Anhang) sowie ein kurzes Stück der von der Kruste-Mantelgrenze reflektierten Phase (Station 324).

Die Datenausbeute auf Jameson Land war bei Profil 90320 vergleichbar zu der bei Profil 90300. Zwar führten auch hier die schlechteren Ankopplungsbedingungen zu einer im Vergleich zu den westlichsten Stationen generellen Verminderung der Signalqualität; es konnten jedoch die Aufzeichnungen aller fünf REFTEK-Stationen für die Modellentwicklung genutzt werden.

Als Datenbeispiel ist in Abbildung 6.5 eine Seismogrammsektion der Station 335 dargestellt. Diese Station war die östlichste des Profils (70.73°N, 22.69°W) und lieferte die besten Daten von Jameson Land. Ein Grund dafür ist darin zu sehen, daß diese Station bereits zu Beginn der Messungen für Profil 90320 unter einer geschlossenen Schneedecke lag und so vor witterungsbedingten Störsignalen besser geschützt war.

Zwischen 55 und 74 km bilden refraktierte Einsätze aus dem oberen und mittleren Krustenbereich (Scheingeschwindigkeit um 5.3 km/s) den Ersteinsatz. Ab 74 km kann bis 144 km Entfernung eine kräftige refraktierte Welle von der Kruste-Mantelgrenze (P_n) als Ersteinsatz, mit einer Scheingeschwindigkeit von 8 km/s, korreliert werden. Ab etwa 138 km scheint sich diese Phase zu späteren Laufzeiten zu krümmen und wird ab 142 km undeutlich. Dies wird als Effekt einer starken Topographie des Refraktors gedeutet. Ab 175 km kann die P_n -Phase wieder ausgemacht und bis 190 km korreliert werden. Es fällt auf, daß sie in diesem Bereich gegenüber den stationsnäheren P_n -Einsätzen um etwa eine Sekunde verzögert auftritt. Dies liefert einen weiteren Hinweis auf starke Topographie im Bereich der Kruste-Mantelgrenze. Die P_n -Phase kann bis an den Profilbeginn bei 55 km weiterverfolgt werden. Im Bereich ab etwa 74 km dürfte es sich um eine Mischphase aus P_n - und P_mP -Einsätzen handeln.

Im Entfernungsbereich zwischen 96 und 136 km ist nach dem Ersteinsatz ein weiterer Laufzeitast mit geringerer Scheingeschwindigkeit (bis 7.0 km/s) zu erkennen. Er wird als Phase refraktierter Strahlen aus dem mittleren bis unteren Krustenbereich gedeutet.

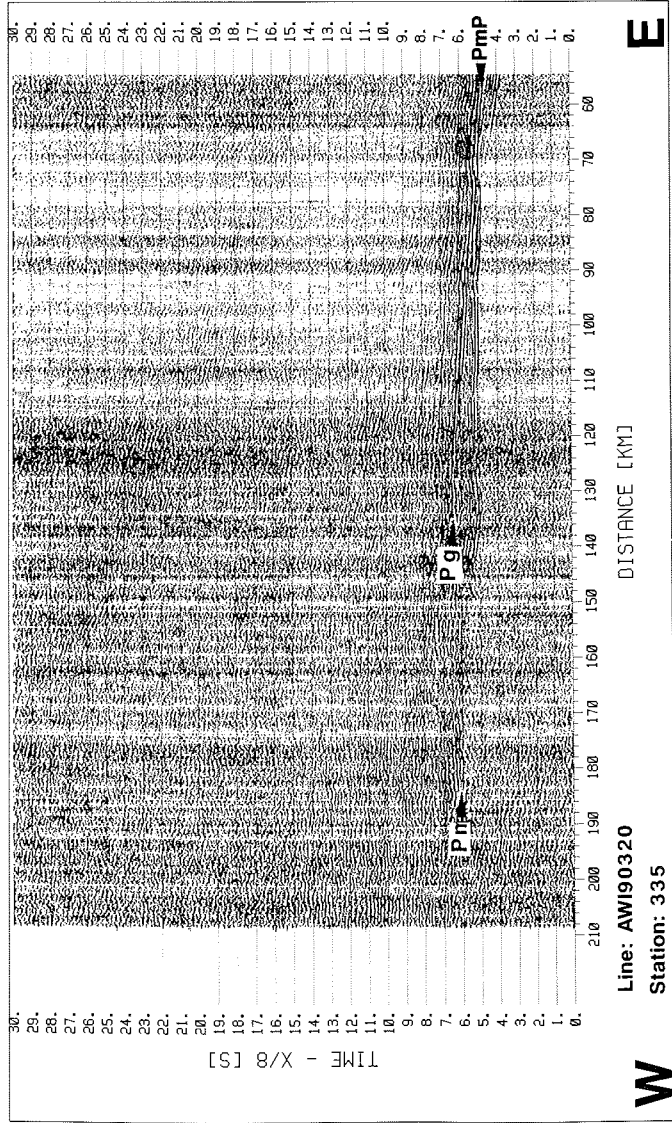


Abb. 6.5: Seismogramm-Montage der Station 335, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

Nach 136 km beginnt dieser Ast zu undulieren und dünnt stark aus, so daß eine sichere Korrelation nicht mehr möglich ist. Dies ist ein weiteres Anzeichen für Störungen der Kruste im Übergangsbereich Sedimentbecken-Kaledoniden.

S-Phasen sind in den Registrierungen von Jameson Land nicht auszumachen. Auf den Sektionen der westlichen Stationen sind S_g und teilweise S_{mS} Einsätze erkennbar (siehe dazu Kapitel 6.7).

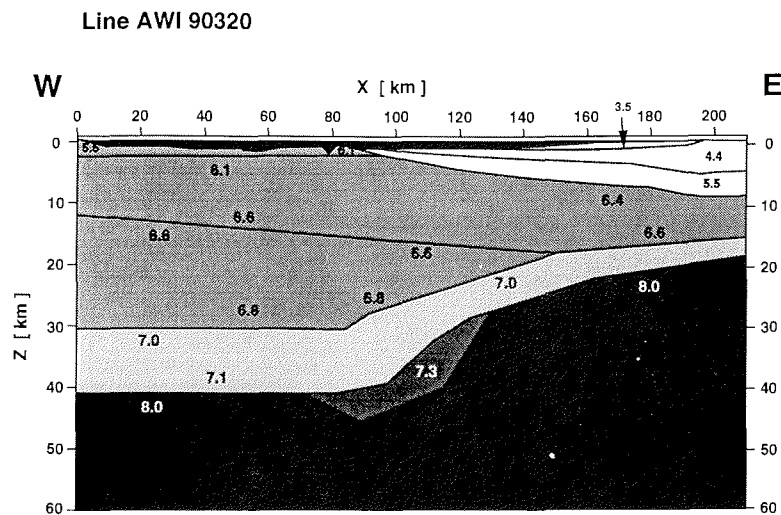


Abb. 6.6 : Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils AWI90320

In Abbildung 6.6 ist das Geschwindigkeitsmodell des Profils AWI90320 dargestellt. Die Angaben der Profilkilometer sind auf die Position der westlichsten Station, Station 321, bezogen. Das Modell basiert auf den Aufzeichnungen von 10 Registrierstationen. Es wurde mit den gleichen Schichtgeschwindigkeiten wie Profil 90300 erstellt. Die Modellierung des Jameson Land Beckens geht wiederum auf die Arbeit von Fechner (1994) zurück.

Die Geschwindigkeitsverteilung in der Kruste ist der von Profil 90300 sehr ähnlich. Wieder fallen hohe oberflächennahe Geschwindigkeiten im westlichen kaledonischen Modellbereich auf. Der Geschwindigkeitsbereich von 5.5 bis 6.8 km/s wurde mit drei Schichten modelliert, die wieder zur Erzeugung eines nach unten abnehmenden Geschwindigkeitsgradienten eingeführt wurden und nicht als getrennte lithologische Einheiten zu interpretieren sind.

Ab 85 km setzt das Jameson Land Sedimentbecken ein. Seine Mächtigkeit nimmt nach Osten hin stetig zu und erreicht am Modellende 8 km. Die Geschwindigkeiten der kristallinen Kruste unter dem Sedimentbecken erscheinen insgesamt etwas geringer als im Westen. Dieser Unterschied ist für Profil 90320 deutlicher in den Daten zu erkennen als bei Profil 90300.

Reflexionseinsätze in den Daten der Stationen 321 und 322 werden im Modell als Grenzfläche zwischen Schichten mit 6.8 und 7.0 km/s P-Wellengeschwindigkeit modelliert. Wie bei Profil 90300 fällt eine starke Mächtigkeitszunahme der Kruste von Ost nach West auf. Für Profil 90320 sind maximale Mächtigkeiten von 41 km belegt. Im Osten dünnt die Kruste bis auf belegte 20 km Mächtigkeit aus.

In den Aufzeichnungen der PCM-Stationen 321 und 322 sind, wie bei Profil 90300, Anzeichen für eine komplexere Reflektorstruktur im Bereich der Kruste-Mantelgrenze zu erkennen (siehe Anhang). Für Station 321 deutet eine "Verzweigung" der P_mP auf starke Topographie der Moho (siehe Raytracing im Anhang) hin. Die Daten der Station 322 liefern in Analogie zu Profil 90300 einen deutlichen Hinweis auf einen zusätzlichen Reflektor im Bereich der Kruste-Mantelgrenze, im Modell wiedergegeben durch eine Hochgeschwindigkeitsschicht von 7.3 km/s P-Wellengeschwindigkeit.

Abbildung 6.7 zeigt das Raytracing für Station 335. Die gemessenen Einsätze können mit dem Modell gut erklärt werden. Die Abweichungen der meisten berechneten Laufzeiten betragen weniger als 150 ms. Die Anpassung der für die PCM-Stationen berechneten Laufzeiten ist ebenso gut (siehe Anhang). Die Einsätze für die Stationen 326, 328, 329 und 333 weichen zum Teil stärker ab. Die berechneten Einsätze kommen in diesen Bereichen durchweg zu früh (bis zu 400 ms). Diese Diskrepanz wird darauf zurückgeführt, daß bei der Bestimmung der Einsatzzeiten an diesen Stationen aufgrund der schwachen Datenqualität nicht die ersten Phasen erkannt werden konnten, sondern nur die großen Amplituden der späteren Phasen.

Bei Signalhauptfrequenzen zwischen 5 und 10 Hz sind so Abweichungen von mehreren hundert Millisekunden durchaus zu erklären.

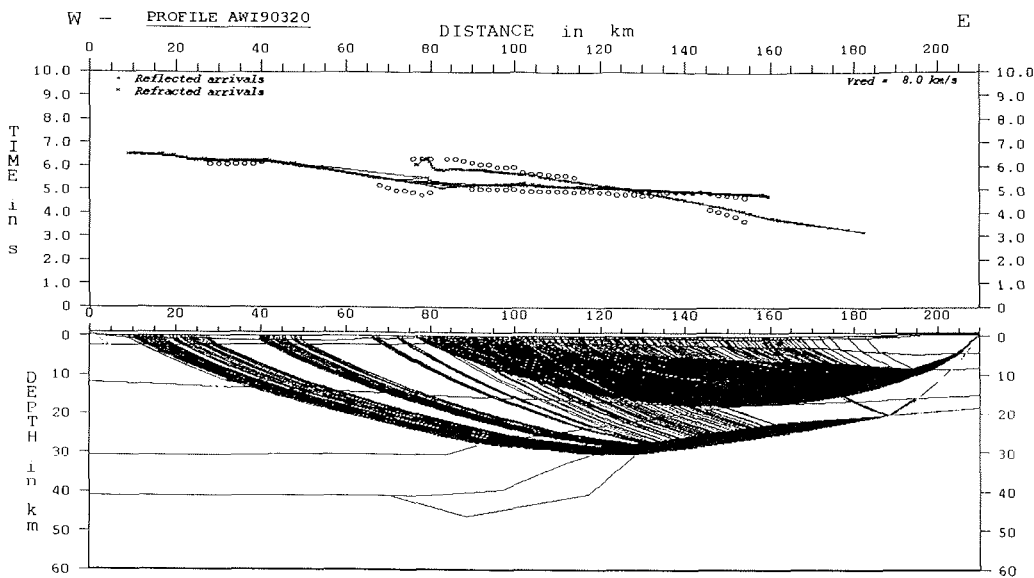


Abb. 6.7: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 335 (Profil AWI90320)

Ein weiterer Faktor ist die Asymmetrie der Krustenstruktur unter dem Profil. Während die diversen seismischen Phasen, die an den westlichen Stationen aufgezeichnet wurden, durch deutliche Unterschiede in Scheingeschwindigkeit und Ankunftszeit relativ klar zu identifizieren sind, treffen sie bei den östlichen Stationen zeitlich nur geringfügig getrennt ein und haben sehr ähnliche Scheingeschwindigkeiten. Dieser Effekt der Krustenstruktur ist bei den östlichen Stationen aller Profile zu beobachten und wird durch das Raytracing der Modelle bestätigt (siehe Anhang).

6.4 Das Profil 90340

Dieses Profil beginnt im Westen vor Danmark Ø und verläuft an Kap Stevenson vorbei durch den Sundeingang bis vor Kap Brewster im Osten (Abb. 6.1). Der maximale Quelle-Empfänger-Abstand betrug 236 km. Für die Erstellung eines Modells konnten für dieses Profil nur die Aufzeichnungen der Stationen 341 bis 344 im Westen genutzt werden, da die Stationen auf Jameson Land nicht in der Profilebene standen und ihre Registrierungen mit dem zweidimensionalen Raytracing nicht zu modellieren sind.

Abbildung 6.8 zeigt die Registrierung der Station 344 als Datenbeispiel. Sie befand sich auf Danmark Ø (70.45°N, 26.24°W). Zwischen 8 und 110 km kann die Phase P_g als Ersteinsatz deutlich identifiziert werden. Sie zeigt die gleichen hohen Scheingeschwindigkeiten wie die P_g -Phasen, die an den übrigen westlichen Stationen aufgezeichnet wurden. Von 126 km bis 134 km erscheint die Phase P_n mit einer Scheingeschwindigkeit von 8 km/s als Ersteinsatz. Da diese Phase bei den weiter westlich gelegenen Profilen nicht so früh zu beobachten ist, ist das ein weiterer Hinweis auf die Abnahme der Krustenmächtigkeit nach Osten hin. Hinter dem Ersteinsatz können bis 146 km refraktierte Einsätze aus der mittleren und unteren Kruste korreliert werden. Im Entfernungsbereich zwischen 60 und 112 km ist die Hyperbel der reflektierten Phase P_mP von der Kruste-Mantelgrenze klar zu erkennen. Im Entfernungsbereich zwischen 130 und 140 km scheinen nach P_n und P_g Phase weitere, spätere Einsätze mit geringerer Scheingeschwindigkeit erkennbar zu sein. Diese könnten mit der Übergangsstruktur im Bereich der östlichen Begrenzung des Jameson Land Beckens unter dem Hurry Inlet zusammenhängen. Station 344 ist allerdings die einzige Station, deren Aufzeichnungen Hinweise auf eine solche weitere Phase enthalten. Auf eine sehr spekulative Modellierung einer solchen lokalen Struktur im östlichen Randbereich des Profils wurde daher verzichtet.

Die Aufzeichnung der Station 344 zeigt sehr deutlich ausgeprägte S-Einsätze (S_g , S_mS), deren Auswertung in Kapitel 6.7 dargestellt ist.

Das Modell, welches für Profil 90340 entwickelt wurde, ist in Abbildung 6.9 zu sehen. Datengrundlage für die Modellierung waren die Aufzeichnungen von drei der vier PCM-Stationen, da die Registrierung von Station 343 keine korrelierbaren Einsätze erkennen ließ.

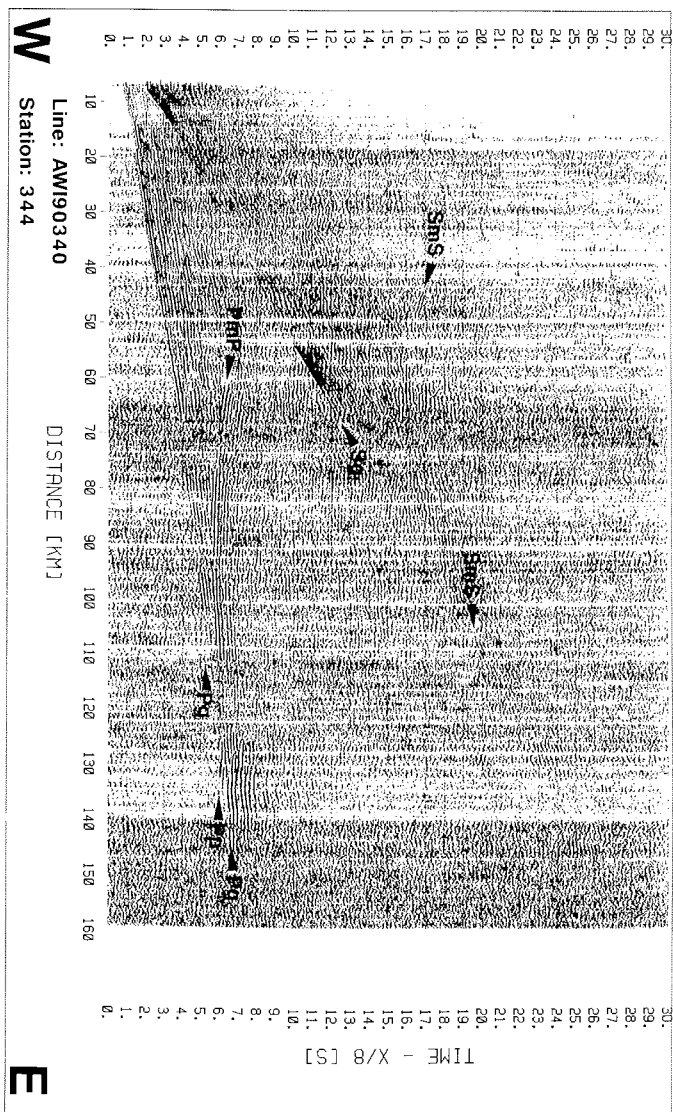


Abb. 6.8 : Seismogramm-Montage der Station 344, Profil AWI 90340 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

Die Profilkilometer im Modell sind auf die Position der Station 341 bezogen. Das Modell zeigt die gleichen dominierenden Charakteristika wie die Modelle der Profile 90300 und 90320. Es wurden auch die gleichen Schichtgeschwindigkeiten verwendet.

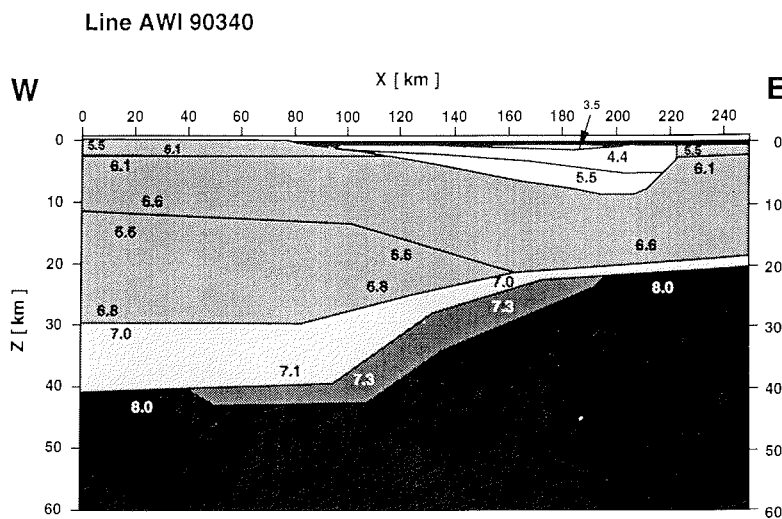


Abb.6.9 : Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils AWI90340

Die maximal belegte Krustenmächtigkeit im Westen beträgt 41 km. Sie nimmt nach Osten hin auf 20 km ab. Eindeutige Reflexionseinsätze des 6.8 km/s - 7.0 km/s - Reflektors im mittleren Krustenbereich konnten an keiner Station sicher bestimmt werden. Dies ist zum einen auf die geringere Datenqualität zurückzuführen, zum anderen darauf, daß die 7.0-Schicht im Osten stark ausdünn, und so Reflexionseinsätze leichter von der P_mP maskiert werden können.

Grundlage für die Modellierung der Hochgeschwindigkeitsschicht (7.3 km/s) im Übergangsbereich Kruste - Mantel waren die Aufzeichnungen der Stationen 341 und 342, die wieder ein Auffächern der P_mP Einsätze zeigten (siehe Anhang).

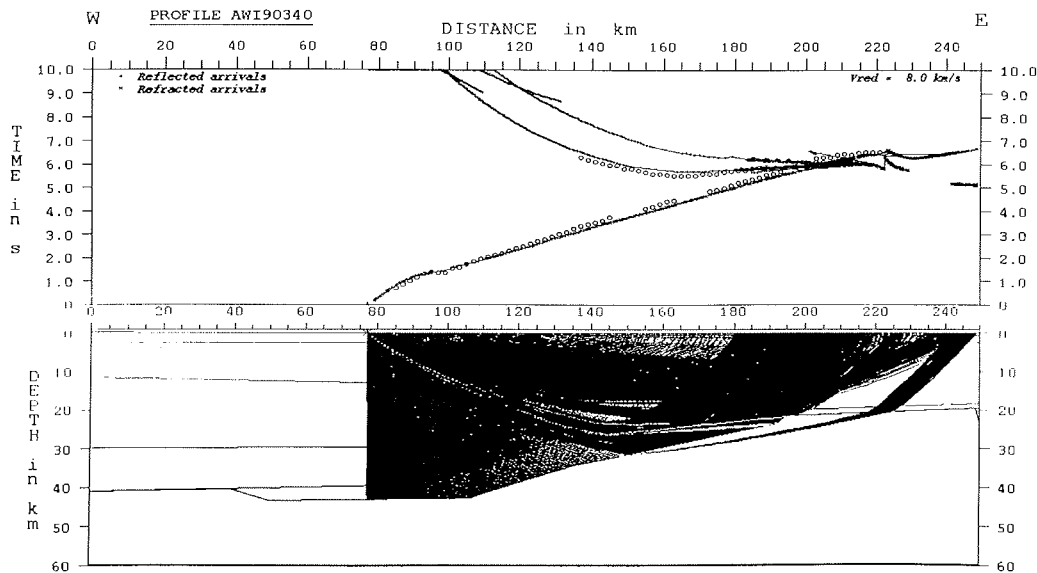


Abb.6.10 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 344

Das Raytracing (Abbildung 6.10) läßt eine sehr gute Annäherung der gemessenen Laufzeiten der Station 344 mit dem gezeigten Modell erkennen. Die Abweichungen der Laufzeiten liegen allgemein unter 150 ms. Dies gilt ebenso für die Aufzeichnungen der beiden anderen PCM-Stationen.

6.5 Das Profil 90360

Profil AWI90360 verlief südwest-nordöstlich entlang des Rødefjords. Der maximale Quelle-Empfängerabstand betrug 60 km (siehe Abbildung 6.1). Für die Erstellung eines Geschwindigkeitsmodells dieses Profils wurden nur die Aufzeichnungen der Stationen 361 und 365 genutzt, da die übrigen Registrierpositionen nicht in der Profilebene lagen. Abbildung 6.11 zeigt als Datenbeispiel die Registrierung der Station 361 auf Gåseland (70.47°N, 28.30°W).

Aufgrund der geringen Profillänge und der hohen Krustenmächtigkeit im Westen der Scoresby Sund Region konnte nur wenig Information aus den tieferen Krustenbereichen gewonnen werden. Man kann auf der seismischen Sektion die P_g - und S_g - Einsätze deutlich bis ans Profilende korrelieren. Die P_g bestätigt mit ihren schon zu Beginn hohen Scheingeschwindigkeiten die Befunde der bereits beschriebenen Profile im Westteil der Region. Im Offsetbereich zwischen 38 und 44 km ist eine schwache P_mP -Phase korrelierbar. Sie liefert für dieses Profil die einzigen Informationen über tiefere Krustenbereiche. Die Aufzeichnungen der Station 365 lassen nur den P_g -Einsatz bis 60 km Entfernung erkennen.

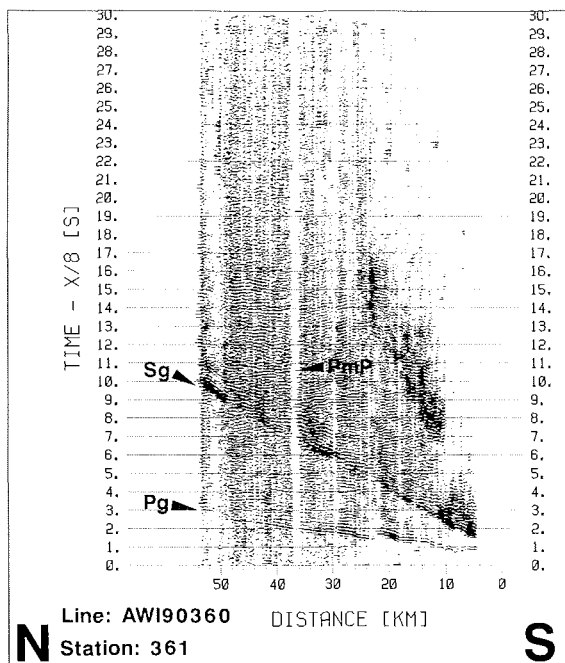


Abb.6.11 : Seismogramm-Montage der Station 361, Profil AWI 90360 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

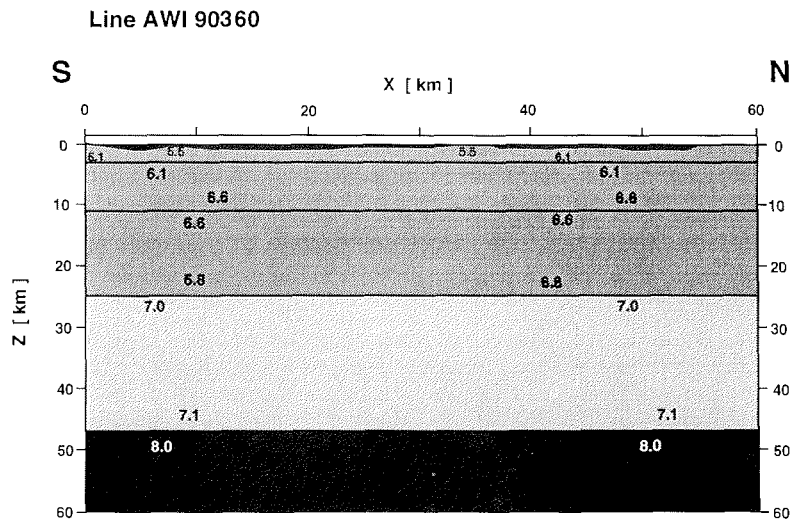


Abb.6.12 : Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils AWI90360

Das Geschwindigkeitsmodell für Profil 90360 ist in Abbildung 6.12 zu sehen. Es kann als Bestätigung der Modelle der bisher beschriebenen Profile betrachtet werden. Da die Ersteinsätze nur Information über die oberen Kilometer der Kruste liefern, wurden die tieferen Krustenbereiche mit einer Geschwindigkeitsverteilung analog zu den übrigen Profilen modelliert. Das Raytracing für die Station 361 ist in Abbildung 6.13 dargestellt. Der Reflexionseinsatz von der Kruste- Mantel-Grenze konnte nur über einen kurzen Bereich des Profils korreliert werden. In diesem Bereich liefern die gemessenen Einsätze den Hinweis auf eine Krustenmächtigkeit von etwa 47 km. Neigungseffekte sind innerhalb des kurzen Hyperbelstücks nicht zu beobachten. Die Abweichung der berechneten Laufzeiten ist im gesamten Profilbereich geringer als 150 ms.

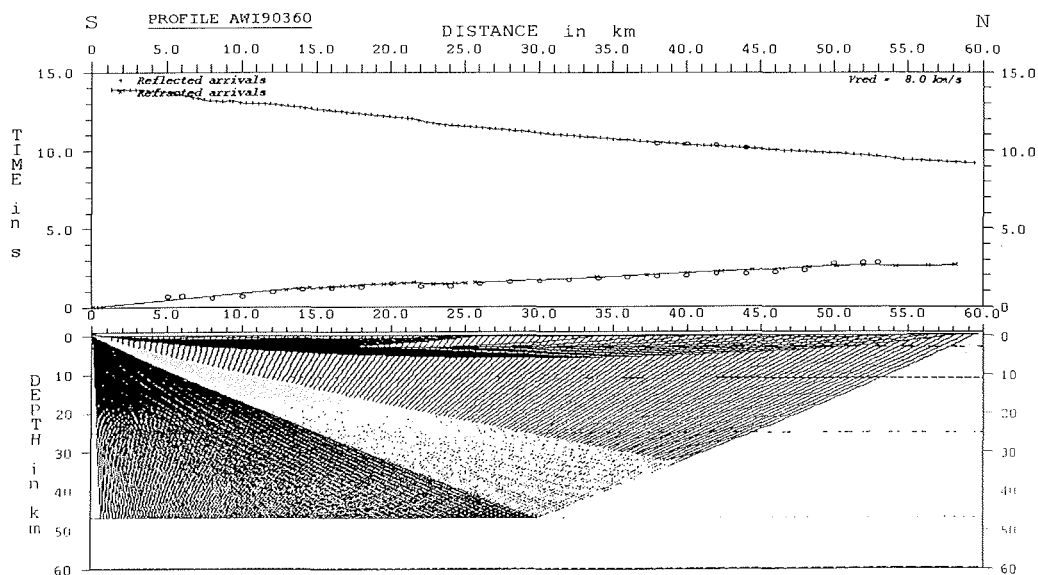


Abb.6.13 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 361

6.6 Das Profil 90380

In Abbildung 6.1 sind der Verlauf dieses Profils und die Positionen der Registrierapparaturen zu sehen. Es verlief nordwestlich-südöstlich entlang des Nordvestfjords bis an die Küste von Jameson Land. Insgesamt 9 Stationen zeichneten die seismischen Signale auf. Der maximale Quelle-Empfängerabstand betrug 220 km.

Die Qualität der Aufzeichnungen dieses Profils ist insgesamt geringer als bei den südlichen Profilen. Die Datenqualität der einzelnen Registrierstationen ist dabei sehr unterschiedlich. Da sich keine klare räumliche Zuordnung der guten und schlechteren Registrierergebnisse feststellen ließ (wie etwa bei Profil 90300) und auch eine Analyse der Aufzeichnungen mit geringerer Qualität keine Hinweise auf spezielle Störsignale lieferte, wird das Qualitätsgefälle der Daten auf die unterschiedlichen Ankopplungsbedingungen an den einzelnen Stationen zurückgeführt.

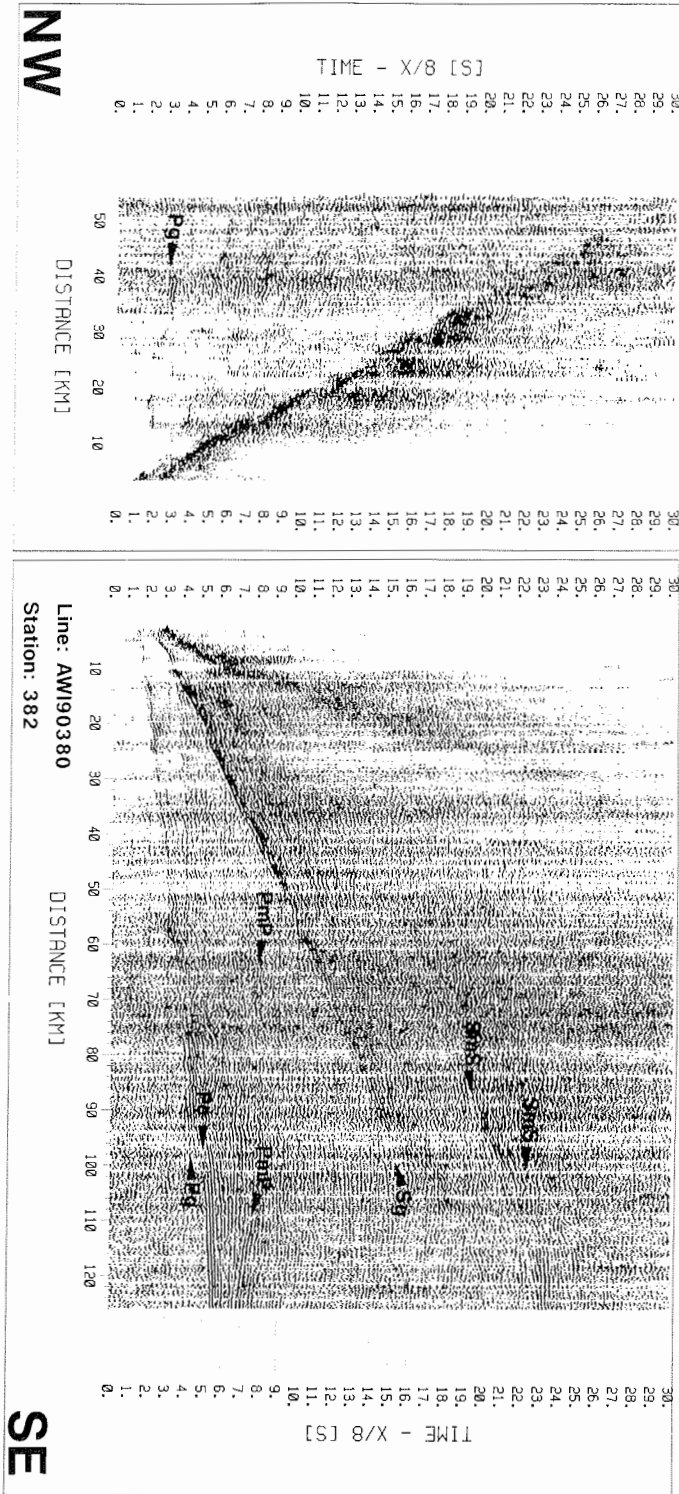


Abb. 6.14 : Seismogramm-Montage der Station 382, Profil AWI 90380 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

Für die Entwicklung eines Untergrundmodells wurden die Aufzeichnungen von sieben Stationen (381, 382, 383, 386, 387, 388 und 389) verwendet. Die Daten der übrigen Stationen lassen keine verwertbaren Einsätze in größeren Entfernungsbereichen erkennen. Als Datenbeispiel ist die Registrierung der Station 382 (71.65°N, 27.21°W) abgebildet (Abbildung 6.14).

Im Entfernungsbereich zwischen 4 und 98 km bildet die Phase P_g den Ersteinsatz. Bei dieser Phase sind sehr starke Undulationen zu erkennen. Diese werden auf die starke Topographie des Fjordbodens zurückgeführt, welche innerhalb kurzer Bereiche zwischen Werten von wenigen hundert und Werten von über tausend Metern schwankt, und so Undulationen von mehreren hundert Millisekunden erzeugt. Kleinräumige laterale Geschwindigkeitsinhomogenitäten können zwar nicht ausgeschlossen werden, ihre Modellierung ist jedoch anhand der Information aus dem Weitwinkelbereich nicht möglich. Die hohen mittleren Scheingeschwindigkeiten der P_g zeigen jedoch, daß auch der Nordvestfjord keine nennenswerte Sedimentbedeckung aufweisen kann und im Mittel eine ähnliche Geschwindigkeitsverteilung in den oberen Krustenbereichen vorliegt wie im Gebiet der südlichen Profile.

Eine sehr kräftige Phase aus dem mittleren Krustenbereich kann zwischen 104 und 126 km korreliert werden. Sie hat eine Scheingeschwindigkeit von 7.1 km/s und wird als Mischphase aus Reflexion und Refraktion von einer Schichtgrenze 6.8 - 7.0 km/s in mittlerer Krustentiefe interpretiert.

Ab 64 km Entfernung erkennt man einen Reflexionseinsatz von der Kruste-Mantelgrenze (P_mP), der sich bis ans Profilende verfolgen läßt. Ab 110 km fällt ein weiterer Laufzeitast auf, der eine extrem hohe mittlere Scheingeschwindigkeit von 12 km/s hat und zu sehr späten Zeiten auftritt. Diese beiden Faktoren sprechen für die These, daß es sich um reflektierte Einsätze aus einem Bereich der Kruste-Mantelgrenze mit extremer Topographie und hohen Neigungen handelt.

Neben den Einsätzen der P-Wellen sind auch in dieser Sektion starke S-Einsätze zu erkennen, deren Amplituden teilweise sogar die der P-Phasen übertreffen. Im stationsnahen Bereich treten Einsätze der Wasserwelle auf.

Die Undulationen aller Phasen lassen ab etwa 100 km Offset nach. Das ist darauf zurückzuführen, daß das Profil in diesem Bereich den Nordvestfjord verläßt und in den Hall Bredning eintritt, der wesentlich geringere Meeresbodentopographie aufweist.

Abbildung 6.15 zeigt das Krustenmodell für Profil 90380. Die Schichtgeschwindigkeiten des Modells stimmen mit denen der Modelle der übrigen Profile überein. Die Geschwindigkeitsverteilung des Jameson Land Sedimentbeckens beruht wieder auf Ergebnissen von Fechner (1994).

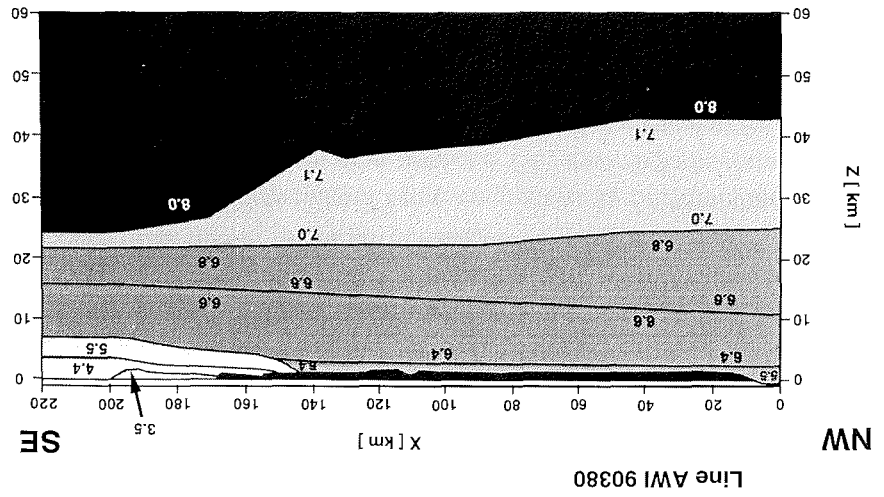


Abb.6.15 : Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils
AWI 90380

Das Krustenmodell des Profils 90380 gleicht in weiten Bereichen den Modellen für die südlichen Profile. Im Westteil liegen bereits in geringen Tiefen kristalline Gesteine mit hohen Geschwindigkeiten vor. Im Osten setzt bei 145 km das Sedimentbecken Jameson Lands ein. In mittleren Krustentiefen (20 - 25 km) liegt ein Reflexionshorizont mit einem Geschwindigkeitssprung von 6.8 auf 7.0 km/s. Im Unterschied zu den südlichen Modellen erfolgt der Übergang von geringeren Krustenmächtigkeiten im Osten (23 km) zu hohen Mächtigkeiten im Westen (42 km) weniger gleichmäßig. Im Abschnitt zwischen 140 und 175 km erfolgt ein steiles Abtauchen der Moho während die Neigung weiter westlich nur noch gering ist. Im Bereich der größten Neigung wird ein Wert von 19° erreicht.

Die Modellierung des steilstehenden Mohoabschnitts beruht im wesentlichen auf der Information der Stationen 382, 383 und 387. Das Raytracing der Daten von Station 382 ist in Abbildung 6.16 dargestellt. Durch die große Neigung des Reflektors wird der späte Reflexionseinsatz mit extrem hoher Scheingeschwindigkeit hervorragend angenähert. Auch die übrigen Phasen dieser Registrierung werden durch das Modell sehr gut wiedergegeben.

Die Anpassung der Daten der übrigen Stationen mit dem Modell ist ähnlich gut. Größere Abweichungen bei Station 389 sind auf die geringe Datenqualität zurückzuführen, aufgrund derer für große Schußentfernungen offensichtlich nicht der Ersteinsatz, sondern spätere große Amplituden des Signals korreliert wurden.

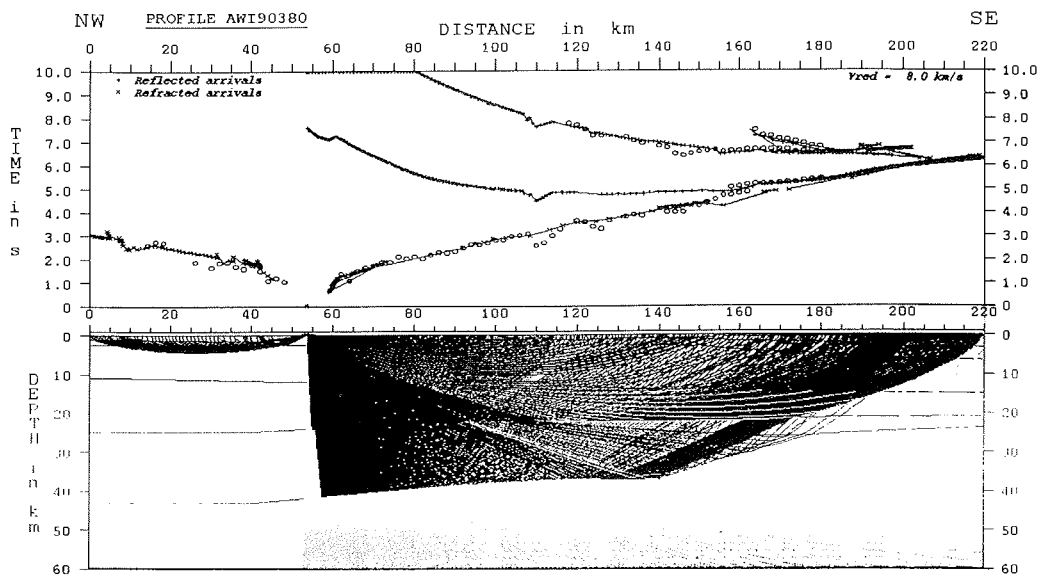


Abb.6.16 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 382

6.7 Das Profil 90400

Dieses Profil verlief in Nord-Südrichtung im Übergangsbereich von Jameson Land zum kaledonischen Liverpool Land entlang des Hurry Inlet bis vor die Küste des Geikie Plateaus (Abbildung 6.1). Der maximale Quelle-Empfängerabstand betrug 88 km.

Aufgrund von Problemen mit einem Aufzeichnungsmedium (fehlerhafte Exabyte-Cassette) gingen die Daten der Station 403 verloren. Die Registrierungen der übrigen Stationen liefern aufgrund der geringen Profillänge und einer allgemein schwachen Datenqualität hauptsächlich Informationen über die oberen Krustenbereiche.

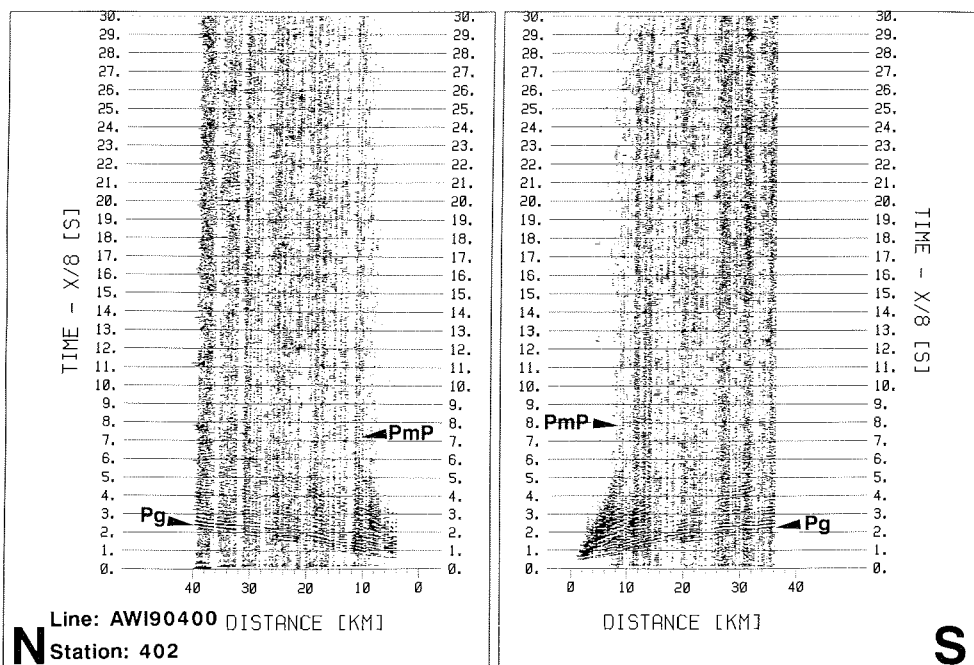


Abb.6.17: Seismogramm-Montage der Station 402, Profil AWI 90400 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

In einzelnen Entfernungsbereichen konnten jedoch auch Steilwinkelreflexionen von der Kruste-Mantelgrenze registriert werden. In Abbildung 6.17 ist die Aufzeichnung der Station 402 an der Südküste Jameson Lands (70.44°N, 22.65°W) als Beispiel zu sehen.

Der Ersteinsatz der P_g kann in beide Richtungen bis an das Profilende verfolgt werden. Die hohen Scheingeschwindigkeiten dieser Phase zeigen, daß sich dieses Profil über kristalliner Kruste des Liverpool Lands erstreckt. Auch bei Station 402 treten keine Scheingeschwindigkeiten auf, die auf Sedimente hindeuten.

In nördlicher Profilrichtung kann eine Steilwinkelreflexion von der Kruste-Mantelgrenze im Offsetbereich von 12 bis 26 Kilometern korreliert werden (die Einsätze dieser Phase im südlichen Profilbereich (siehe Abb.6.19) konnten der Aufzeichnung eines anderen Kanals entnommen werden). Eine schwache S_g -Phase ist ebenfalls zu erkennen.

Das Geschwindigkeitsmodell für Profil 90400 ist in Abbildung 6.18 zu sehen. Die Profilkilometer beziehen sich auf Station 401.

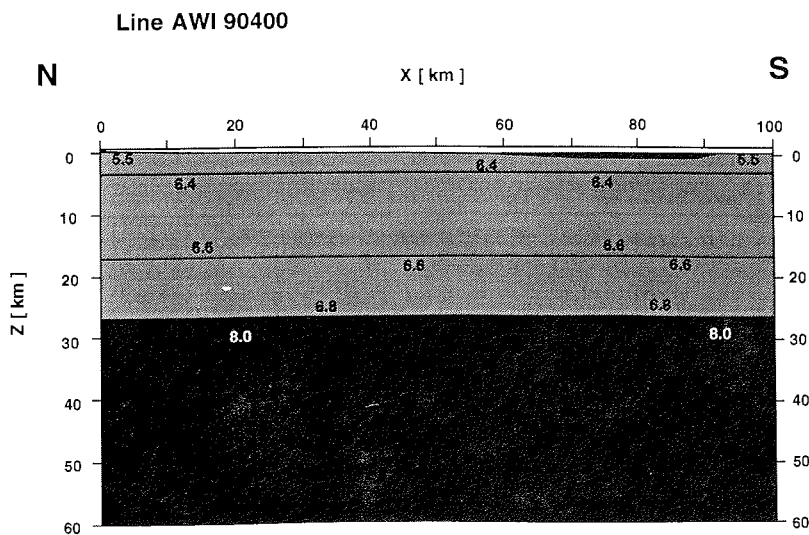


Abb.6.18 : Das Geschwindigkeitsmodell für Kompressionswellen des Profils AWI 90400

Die Kruste im Bereich dieses Profils zeichnet sich durch hohe Geschwindigkeiten in den oberen Kilometern aus. Eine nennenswerte Sedimentbedeckung des Hurry Inlets kann ausgeschlossen werden. Da die Geschwindigkeitsinformation dieses kurzen Profils nur den oberen Krustenbereich erfaßt, wurden die Geschwindigkeitsverteilung in größerer Tiefe analog zu den anderen Modellen gewählt. Die P_mP - Phasen, die im Steilwinkelbereich aufgezeichnet werden konnten, zeigen, daß die Kruste eine Mächtigkeit um 26 km hat. Es gibt in den Daten keine Hinweise auf eine Neigung der Moho in Nord-Süd-Richtung.

Abbildung 6.19 zeigt das Raytracing der Station 402. Die beobachteten Phasen werden durch das Modell hervorragend wiedergegeben. Die Abweichungen betragen im Nordteil des Profils weniger als 150 ms. Die Abweichung der berechneten P_mP -Phase im Südteil ist dadurch zu erklären, daß hier aufgrund der schwachen Amplituden der Einsätze nicht die erste Phase erkannt wurde.

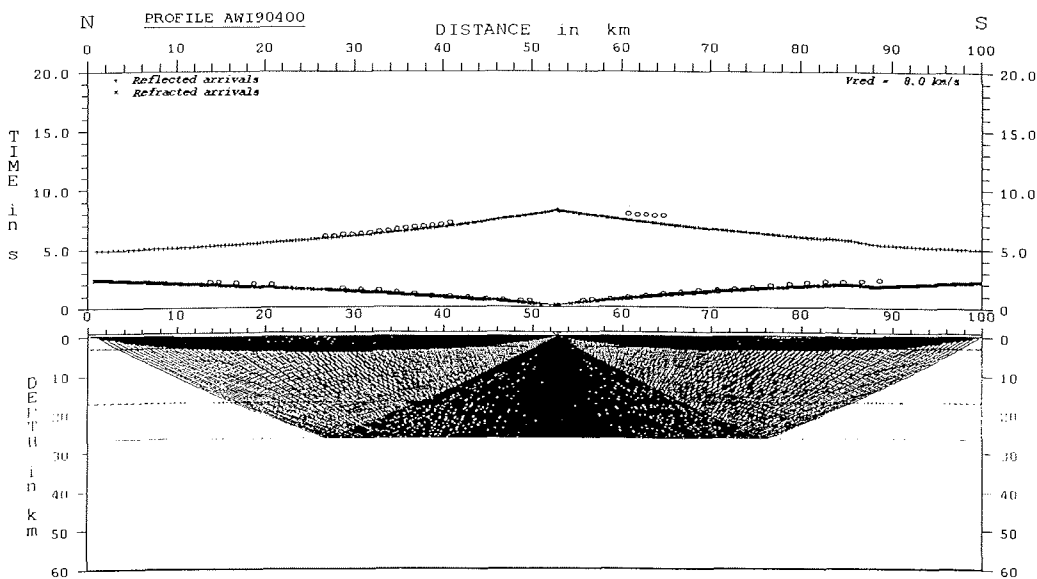


Abb.6.19: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells für Station 402

6.8 Scherwellenregistrierungen

Neben den Kompressionswellen wurden bei den seismischen Weitwinkelmessungen auch Scherwelleneinsätze in teilweise guter Qualität aufgezeichnet (siehe Kapitel 6.2 bis 6.7). Die Scherwellen entstehen bei einem Luftpulsersignal durch Konversion des reinen P-Pulses am Meeresboden. In den Registrierungen mit guten Scherwelleneinsätzen wurden diese zusätzlich zur Analyse der Kompressionswellen bestimmt und in die Modellierung einbezogen. Die Auswertung der Scherwelleninformation hatte zwei Ziele. Erstens bietet die Modellierung der S-Einsätze eine zusätzliche, von den P-Einsätzen unabhängige Möglichkeit zur Überprüfung der Modellstrukturen. Falsche Laufzeitenbestimmungen der P-Einsätze oder fehlerhafte Zuordnung der identifizierten Phasen können so erkannt und korrigiert werden.

Zweitens kann durch die kombinierte Modellierung das Geschwindigkeitsverhältnis von P- zu S-Wellen bestimmt werden. Über dieses Verhältnis läßt sich die Poissonzahl, ein weiterer gesteinsphysikalischer Parameter ableiten. Damit wird eine zusätzliche Randbedingung für die Lithologie bestimmt, die dem seismischen Geschwindigkeitsmodell zugrunde liegt.

Die Poissonzahl ist für einen zylindrischen Körper definiert, auf den in Richtung der Zylinderachse eine Zugspannung ausgeübt wird. Sie entspricht dabei dem Verhältnis der relativen Durchmesseränderung des Zylinders zu seiner relativen Längenänderung:

$$\sigma = \frac{-\Delta d}{d} \frac{l}{\Delta l}$$

- mit: σ = Poissonzahl
 Δd = Änderung des Zylinderdurchmessers
 d = Zylinderdurchmesser
 Δl = Längenänderung
 l = Zylinderlänge

Die Poissonzahl liegt bei den meisten Gesteinen zwischen 0.2 und 0.3 (Kearey, 1993). Mit den seismischen Geschwindigkeiten steht die Poissonzahl in folgender Beziehung:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{\frac{1}{2} - \sigma}}$$

Es wurde versucht, die beobachteten S-Phasen mit der gleichen Modellgeometrie wie die P-Einsätze zu modellieren und nur durch Variation der S-Wellengeschwindigkeit eine hinreichend gute Anpassung zu erzielen. Die Genauigkeit der Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten durch die Modellierung kann nicht einheitlich für alle Modellbereiche quantifiziert werden. Für die gut überdeckten Regionen wird der Fehler auf 0.1 km/s geschätzt. Nach dem Fehlerfortpflanzungsgesetz ergibt sich damit für eine mittlere krustale Geschwindigkeit von 6.5 km/s eine obere Grenze für die Genauigkeit der Poissonzahl von 0.07. In Abbildung 6.20 sind Beispiele für S-Wellen Raytracing der Profile 90300 und 90380 gegeben. Die zugehörigen Sektionen und das Raytracing für die P-Einsätze sind in Kapitel 6.2 bzw. 6.6 zu sehen. Das Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit von 1.73 ($\sqrt{3}$) in allen Schichten liefert eine gute Anpassung der S-Einsätze. Dieses mittlere Verhältnis erwies sich für alle modellierten S-Phasen als gute Näherung. Das S-Wellen-Raytracing der übrigen verwendeten Stationen aller Profile ist im Anhang enthalten. Aus dem ermittelten Geschwindigkeitsverhältnis ergibt sich eine Poissonzahl von 0.25 ± 0.07 . Es konnten weder signifikante regionale Unterschiede oder Trends der Poissonzahl festgestellt werden, noch Abweichungen vom Durchschnitt für Laufwege durch eine bestimmte Schicht. Ein mittlerer Wert von 0.25 liefert bei der erzielten Genauigkeit der Geschwindigkeitsbestimmung keinen nennenswerten Beitrag zur näheren Eingrenzung der Lithologie der einzelnen Schichten. Die meisten aufgrund ihrer P-Wellengeschwindigkeit als Schichtmaterial in Frage kommenden Gesteine haben Poissonzahlen, die innerhalb des Fehlerbereichs um den ermittelten Wert herum liegen (siehe Gebrande, 1982). Die gute und zwanglose Anpassung der beobachteten S-Phasen mit den für die P-Einsätze entwickelten Modellen ist allerdings eine wichtige Bestätigung dieser Modelle und festigt somit deren Aussagen.

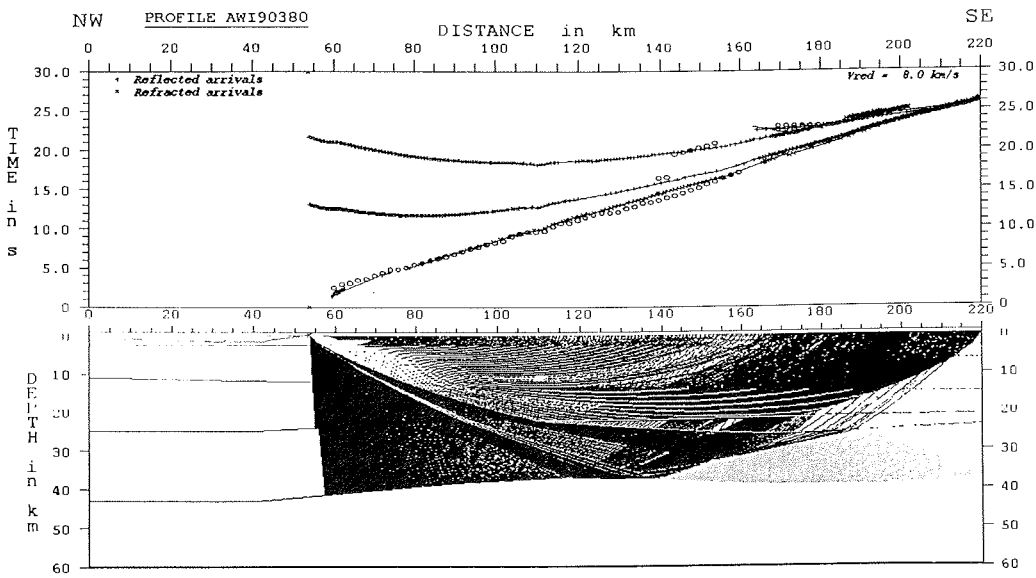
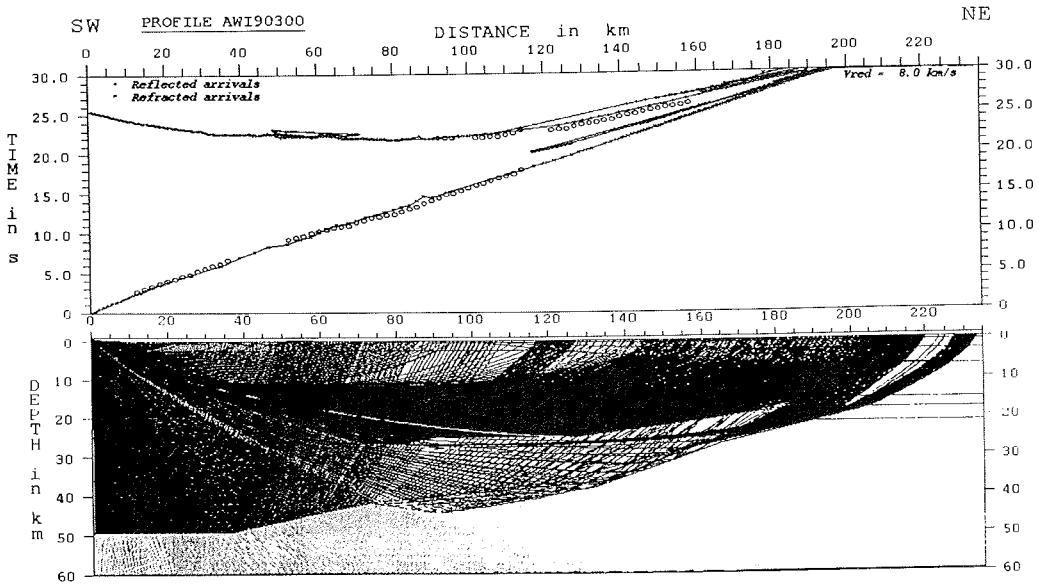


Abb. 6.20: Scherwellenraytracing des Profils AWI 90300, Station 301 (oben) und AWI 90380, Station 382 (unten)

6.9 Synthetische Seismogramme

Im Rahmen dieser Arbeit sollte versucht werden, neben der reinen Laufzeitenmodellierung auch die Information der seismischen Amplituden für die Überprüfung der Geschwindigkeitsmodelle zu nutzen. Dazu wurde ein Programm für die Berechnung synthetischer seismischer Amplituden auf dem CONVEX-Rechner des Alfred-Wegener-Instituts installiert.

Dieses Programm wurde an der Universität Karlsruhe entwickelt und berechnet die Amplituden seismischer Wellen in zweidimensionalen, isotropen, inhomogenen Modellen nach der Methode der finiten Differenzen (Korn, 1991). Die Finite-Differenzen-Methode ermittelt seismische Amplituden durch die numerische Lösung der Bewegungsgleichung. Dazu wird das elastische Medium im Modellraum durch ein Netz von Gitterpunkten diskretisiert. Dies ermöglicht es, die Bewegungsgleichung in eine Differenzgleichung umzuwandeln. Ein zu einem Startzeitpunkt bekanntes Wellenfeld kann dann durch ein rekursives Schema in diskreten Zeitschritten fortgesetzt werden. Ein wesentlicher Vorteil dieser Methode ist die Möglichkeit, Amplituden auch für lateral inhomogene Modelle berechnen zu können.

Um die Stabilität der numerischen Lösung zu gewährleisten, müssen die Diskretisierungsintervalle bestimmte Kriterien erfüllen. Die räumliche Diskretisierung muß für das verwendete Verfahren so gewählt werden, daß die kleinste signifikant auftretende Wellenlänge mindestens das 10-fache des Diskretisierungsintervalls beträgt (Korn, 1991). Das Zeitintervall ergibt sich nach dem Stabilitätskriterium (Korn, 1991):

$$\Delta t / \Delta x \leq \frac{1}{\sqrt{2} \alpha^2}$$

mit

- Δt = Zeitintervall
- Δx = räumliches Diskretisierungsintervall
- α = P-Wellengeschwindigkeit

Für die vorliegenden Modelle resultierte daraus bei einer Signalfrequenz von 10 Hz ein räumliches Intervall von 15 m bei einem Zeitschritt von 1 ms.

Bei Profillängen von 200 km und Modelltiefen bis 50 km führt das zu Geschwindigkeitsfeldern mit über 44 Millionen Elementen, für die das seismische Wellenfeld in etwa 3000 Zeitschritten fortgesetzt werden muß.

Es zeigte sich, daß der CONVEX-Rechner des AWI nicht über hinreichenden Speicherplatz und die nötige Rechnerkapazität verfügt, um dieses Programm sinnvoll für Modelle in der Größenordnung der refraktionsseismischen Profile einzusetzen. Insbesondere die Anforderungen des Programms an Speicherplatz erwiesen sich als limitierender Faktor. Daher wurde dazu übergegangen, die Modelle für die Finite-Differenzen-Methode am AWI zu erstellen und dann auf dem Großrechner der Universität Karlsruhe die seismischen Amplituden berechnen zu lassen.

Da für die Amplitudenberechnung "außer Haus" nur eine beschränkte Rechnerzeit zur Verfügung stand, konnten nicht für alle Stationen synthetische Seismogramme erzeugt werden. Es wurden stattdessen zwei besonders gute Registrierungen beispielhaft herausgegriffen. Insbesondere sollten durch die Analyse der synthetischen Seismogramme die Ergebnisse der kinematischen Modellierung aus dem Bereich der Kruste-Mantelgrenze überprüft werden.

Neben der starken Mächtigkeitzunahme der Kruste sind die Hochgeschwindigkeitsschicht von 7.3 km/s P-Wellengeschwindigkeit, die für den Übergangsbereich im Südteil der Scoresby Sund Region modelliert wurde, sowie die großen Steigungen der Moho im Bereich des Profils 90380 die wichtigsten Aussagen der kinematischen Modellierung. Die Betrachtung der synthetischen Seismogramme beschränkt sich daher im wesentlichen auf diese Bereiche.

Aus Gründen der Rechenzeit wurden die kinematischen Modelle dadurch vereinfacht, daß die Wasserschicht herausgenommen wurde und das Sedimentbecken Jameson Lands statt durch drei nur durch zwei Schichten mit einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 4.4 km/s und 5.5 km/s dargestellt wurde. Die Herausnahme der niedrigsten Geschwindigkeiten aus dem Modell führt zu einer wesentlichen Beschleunigung des Rechenprozesses.

Eine Verfälschung der berechneten Amplituden ist durch die Modelländerung nicht zu erwarten, da die betrachteten Phasen aus dem unteren Krustenbereich stammen.

Die maximalen resultierenden Laufzeitdifferenzen liegen in einer Größenordnung von mehreren hundert Millisekunden, können aber in Kauf genommen werden, da die Laufzeiten selbst durch das Raytracing bestätigt sind. Ebenfalls aus Gründen der Rechenzeit wurde ein Quellsignal mit einer relativ niedrigen Frequenz von 5 Hz für die Amplitudenberechnung gewählt.

Es wurden Sektionen synthetischer Amplituden für die beiden Stationen 301 (Profil AWI90300) und 382 (Profil AWI90380) erzeugt. In der Abbildung 6.21 sind die synthetischen Seismogramme für das Modell des Profils 90300, Station 301, dargestellt. Zum Vergleich ist eine ungestapelte und nicht dekonvolvierte Sektion dieser Station mit einer vergleichbaren (ausgedünnten) Spurdichte darunter gezeigt. Beide Darstellungen sind für die ganze Sektion einheitlich normiert dargestellt. Dadurch können die Amplituden relativ zueinander verglichen und die Anpassung bewertet werden.

Man erkennt in der synthetischen Sektion zunächst den sehr kräftigen Ersteinsatz refrakterer Strahlen aus der Kruste bis an das Profilende. Dies steht im Gegensatz zur Messung, bei der ab ca 100 bis 110 km eine Abschwächung dieser Phase zu beobachten ist. Die gemessene Abschwächung wurde bereits als Folge von Störungen in der oberen und mittleren Kruste im Bereich des Beginns des Jameson Land Sedimentbeckens diskutiert. Solche Störungen können mit den Weitwinkeldaten nicht modelliert werden und sind folglich nicht in den Modellen enthalten. Somit erklärt sich die Diskrepanz. Zwischen 100 und 110 km setzt eine Reflexionsphase aus dem mittleren Krustenbereich ein. Dies paßt gut zu den gemessenen Daten. Man erkennt ebenfalls unter- und überkritische Reflexionen von der Kruste-Mantelgrenze. In Analogie zu der Messung ist diese Phase zunächst als einfache Hyperbel ausgebildet und fächert ab etwa 120 km Offset deutlich auf.

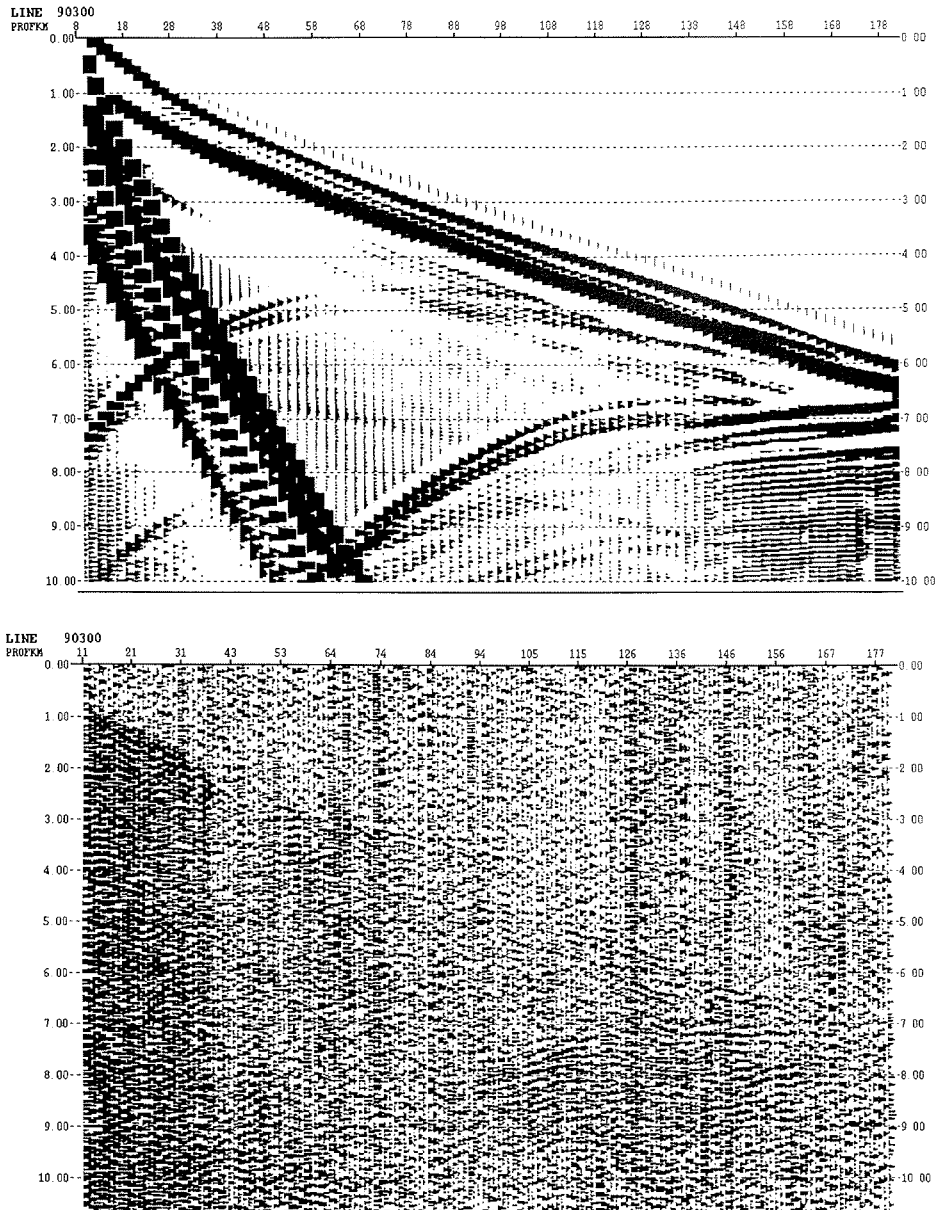


Abb. 6.21 : Oben: Eine Sektion synthetischer Seismogramme für das vereinfachte Geschwindigkeitsmodell des Profils 90300, Station 301. Unten: Zum Vergleich die an der Station 301 gemessenen Seismogramme

Gut zu erkennen ist eine ab dieser Entfernung einsetzende weitere Reflexion, die durch den Beginn der modellierten Hochgeschwindigkeitsschicht hervorgerufen wird. Dieses führt bis an das Profilende zu einem Aufsplitten der aus den tiefsten Krustenbereichen reflektierten Energie in eine Vielzahl von Reflexionsbändern und stimmt mit den beobachteten Daten gut überein.

Klar zu erkennen sind zwei Phasen ähnlicher Scheingeschwindigkeit und zunächst vergleichbarer Amplitude. Ab ca. 140 km weist die spätere Phase höhere Amplituden auf, was ebenfalls in den gemessenen Daten zu beobachten ist. Es wird als Bestätigung der Modellierung der Hochgeschwindigkeitsschicht mit 7.3 km/s gewertet. Außerdem zu erkennen ist das Einsetzen der refraktierten Phase von der Moho ab etwa 140 km. Diese Phase liegt bis ans Profilende im Laufzeitbereich hinter der P_g -Phase und maskiert teilweise die Reflexion von der Oberseite der Hochgeschwindigkeitsschicht. In den realen Daten wurde daher ab dieser Entfernung wohl eine Phase angerissen, die sich aus Einsätzen der Weitwinkelreflexion und der Refraktion von der Moho zusammensetzt.

Das Amplitudenbeispiel für Station 382 ist in Abbildung 6.22 gegeben. Der Ersteinsatz der P_g erscheint im Bereich von ca. 30 km bis 70 km schwächer und dünnt dann ab 110 km aus. Dies ist in guter Übereinstimmung mit den gemessenen Signalen. Ab einer kritischen Entfernung von ca. 100 km erscheint die reflektierte Phase der Grenzschicht zwischen 6.8 und 7.0 km/s als kräftigster Einsatz. Sie ist deutlich stärker als der Ersteinsatz der P_g , was hervorragend zu den gemessenen Daten paßt. Auch die Reflexion von der Kruste-Mantelgrenze ist gut zu erkennen. Die kritische Entfernung für die Mohoreflexion von etwa 95 km paßt ebenfalls gut zu den gemessenen Daten und liefert damit eine wichtige Bestätigung der Modellgeschwindigkeiten der unteren Kruste. In hervorragender Analogie zu der Messung ist Energie, die von dem steilstehenden Abschnitt der Kruste-Mantelgrenze im Gebiet der ostgrönländischen Hauptstörung reflektiert wurde, in den synthetischen Seismogrammen ab ca. 110 km als späte Phase mit hoher Scheingeschwindigkeit zu erkennen (Pfeil). Die Amplitudenrechnung liefert damit eine deutliche Bestätigung der Modellierung der Moho-Topographie in diesem Bereich.

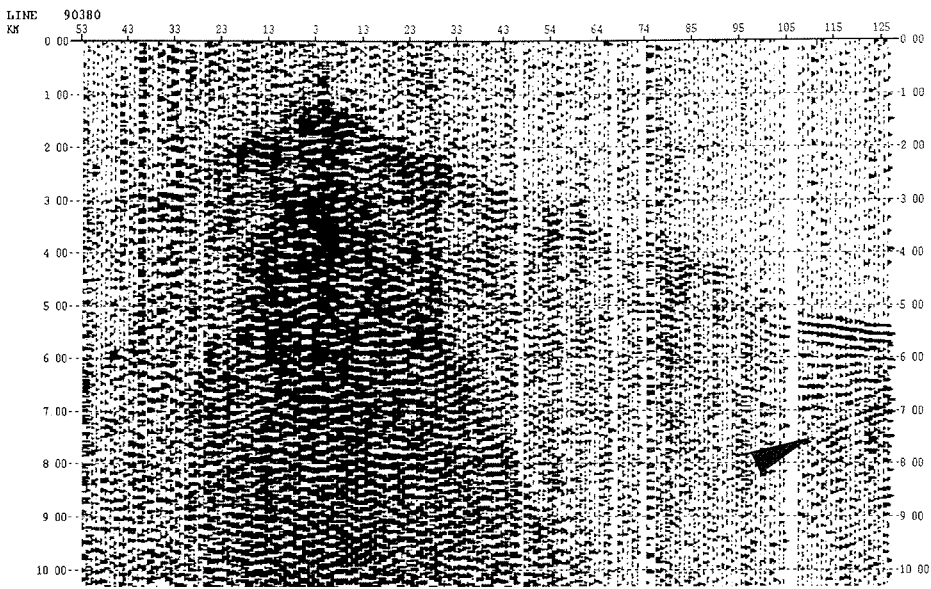
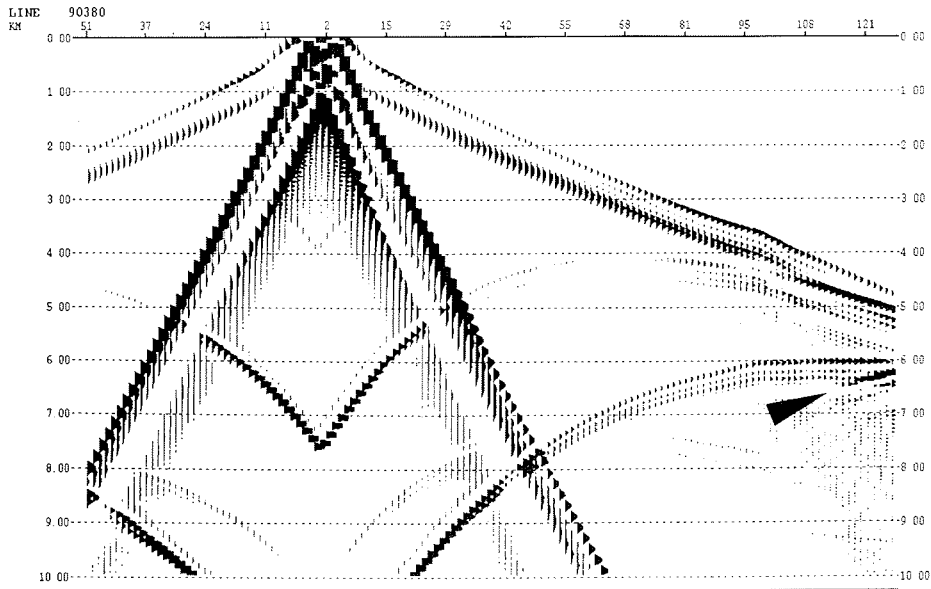


Abb. 6.22 : Oben: Eine Sektion synthetischer Seismogramme für das vereinfachte Geschwindigkeitsmodell des Profils 90380, Station 382. Unten: Zum Vergleich die an der Station 382 gemessenen Seismogramme

6.10 Zusammenfassung

Die Auswertung der seismischen Weitwinkelprofile entlang der langen westlichen Fjordarme der Scoresby Sund Region liefert ein Modell der Erdkruste, das in seinen wesentlichen Strukturen für alle Profile konsistent ist. Im Westen der Region stehen an der Oberfläche kristalline Gesteine mit einer P-Wellengeschwindigkeit um 5.5 km/s an. Dieses Material paßt zur Karte der Oberflächengeologie der Region (siehe Abb.3.2) und ist den kaledonischen und präkambrischen Magmatiten und metamorphen Gesteinen der westlichen Gebiete zuzuordnen. Die tiefen Fjorde zeichnen sich ausnahmslos durch das Fehlen jeglicher nennenswerter Sedimentbedeckung aus. Die seismischen Geschwindigkeiten sind bis in Krustentiefen von etwa 12 km durch refraktierte Einsätze belegt. In diesen oberen 12 Kilometern steigt die Geschwindigkeit der Kompressionswellen auf Werte um 6.6 km/s an. Die tieferen Krustenbereiche wurden in Analogie zu Messungen aus dem Bereich der skandinavischen Kaledoniden (Hirschleber, 1975) mit leichten vertikalen Geschwindigkeitsgradienten modelliert. Refraktierte Einsätze von der Kruste-Mantelgrenze wurden nur an wenigen Stationen auf den letzten Profilkilometern aufgezeichnet. Sie deuten auf eine P-Wellengeschwindigkeit im oberen Mantel um 8.0 km/s hin. Weitere Informationen über tiefere Krustenstrukturen liefern zunächst Einsätze von intrakrustalen Reflexionen. Sie sind in den Aufzeichnungen von Stationen aller westlichen Profile zu beobachten und werden als Reflexionen von einer Grenzfläche zwischen P-Wellengeschwindigkeiten von 6.8 und 7.0 km/s in mittleren Krustentiefen um 25 km modelliert. Von der Kruste-Mantelgrenze reflektierte Einsätze belegen eine starke Zunahme der Krustenmächtigkeit von Ost nach West im Bereich aller westlichen Profile. Diese Mächtigkeit nimmt von Werten zwischen 20 und 25 km unter Jameson Land auf Werte zwischen 41 km im Nordwesten (Profil 90380) und maximalen 48 km im Südwesten (Profil 90300) zu. Der Anstieg der Moho verläuft im südlichen Teil der Region eher gleichmäßig, während er sich im Norden im wesentlichen im Bereich der ostgrönländischen Hauptstörung vollzieht und dort maximale Steigungen von 19° erreicht. Steilwinkelreflexionen in Aufzeichnungen des Profils 90400 deuten mit modellierten 25 km für den Reflektor Kruste/Mantel auf eine erneute Zunahme der Krustenmächtigkeit unter Liverpool Land hin.

Das Ausdünnen der Kruste geht mit dem Einsetzen des Jameson Land Sedimentbeckens einher. Dieses Becken erstreckt sich im östlichen Profilbereich. Die interne Geschwindigkeitsstruktur des Beckens wurde einer Arbeit von Fechner (1994) entnommen und in die Modelle integriert. Innerhalb der eingeschränkten Aussage der westlichen Profile im Bereich des Beckens wird diese Struktur mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 3.5 und 5.5 km/s für die Sedimente bestätigt.

Das komplexe Erscheinungsbild der an der Moho reflektierten Phase in Aufzeichnungen aller südlichen Profile ist ein deutlicher Hinweis auf zusätzliche Impedanzkontraste im Übergangsbereich Kruste-Mantel. In Teilbereichen dieser Profile konnte eine Aufspaltung in zwei Phasen reflektierter Energie identifiziert werden. In den Geschwindigkeitsmodellen wurde diese Struktur durch die Einführung einer Hochgeschwindigkeitsschicht mit 7.3 km/s P-Wellengeschwindigkeit im basalen Bereich der Kruste in der Übergangszone von großer zu geringer Krustenmächtigkeit modelliert.

Die Auswertung der am Meeresboden konvertierten S-Wellen, welche an den Landstationen aufgezeichnet wurden, bestätigt die Ergebnisse der P-Wellenmodellierung. Mit einem P- zu S-Wellenverhältnis von $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten, entsprechend einer Poissonzahl von 0.25, wurde eine gute Anpassung aller identifizierten S-Phasen erreicht. Innerhalb der erzielten Genauigkeit konnten keine signifikanten Variationen dieses Parameters innerhalb einzelner Profile beobachtet werden.

Die Analyse synthetischer Seismogramme, die für zwei Stationen mit einer Finiten-Differenzen Methode berechnet wurden, zeigt für den betrachteten Bereich eine gute, teilweise hervorragende Übereinstimmung mit den gemessenen Daten. Die kinematisch modellierten maximalen Steigungen der Kruste-Mantelgrenze von bis zu 19° im Norden der Region werden dadurch ebenso bestätigt wie die Modellierung der Hochgeschwindigkeitsschicht im Süden. Die Amplitudenrechnung unterstützt darüber hinaus die seismischen Geschwindigkeiten, die für die mittleren und unteren Krustenbereiche ohne direkte Information refrakterter Phasen kinematisch modelliert wurden.

7. Die Fächerbeobachtungen aus dem Bereich des Hall Bredning

Während der Expedition ARK-VII/3 wurde ein Netz kombinierter reflexions-refraktionsseismischer Profile im Hall Bredning vermessen (siehe Abbildung 7.1).

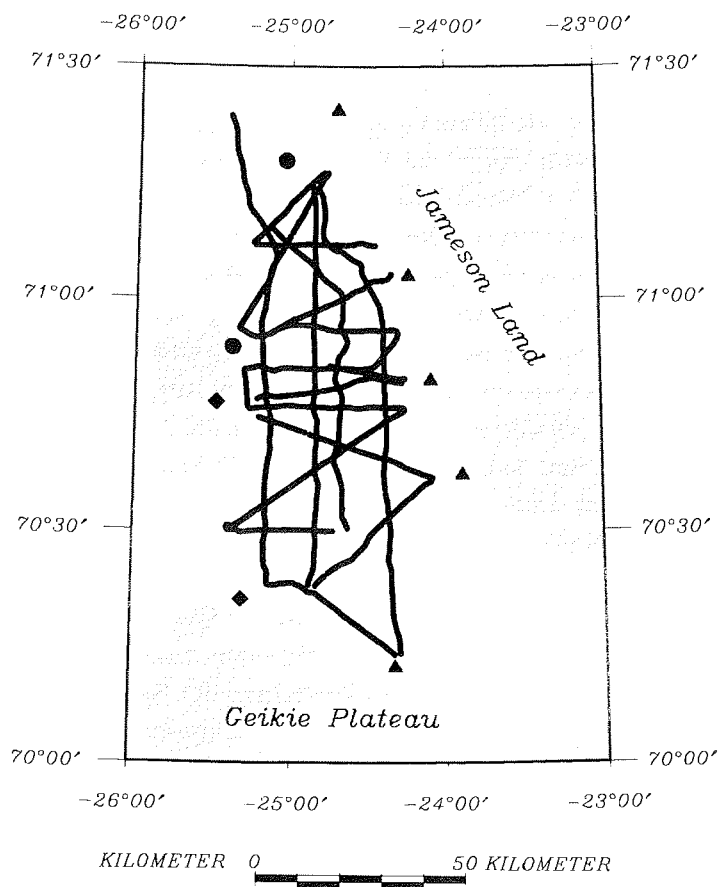


Abb. 7.1 : Die kombinierten reflexions-refraktionsseismischen Profile im Hall Bredning (Stationssymbole analog zu Abbildung 4.1)

Die Analyse der Inlineprofile dieser Messungen findet man bei Fechner (1994). Neben den Inlinebeobachtungen wurden bei der kontinuierlichen Registrierung während des Experiments eine große Anzahl von Schüssen außerhalb der Profillinien aufgezeichnet (sogenannte Fächerbeobachtungen). Die Auswertung dieser Daten sollte zusätzlich zu den Inlinebeobachtungen Information über die Struktur des Beckens liefern. Für die Inversion dieser Daten, die mit einer dreidimensionalen Sender - Empfängergeometrie aufgezeichnet wurden, wurde ein Tomographieverfahren eingesetzt.

7.1 Seismische Tomographie

Der Begriff Tomographie wurde ursprünglich in der Medizin verwendet und bezeichnet hier Verfahren, die aus Linienintegralen zweidimensionale Bilder rekonstruieren. In der Geophysik werden mit Tomographie Inversionsmethoden für die zwei- und dreidimensionale Abbildung der Untergrundstrukturen bezeichnet. Für die Erzeugung dreidimensionaler tomographischer Bilder aus den Fächerbeobachtungen der kombinierten seismischen Profile im Hall Bredning wurde ein Verfahren von Hole (1992) eingesetzt. Dieses Programm nutzt für eine Inversion der seismischen Laufzeiten folgende Linearisierung des Verhältnisses zwischen der Laufzeit und der Slowness (i.e. die reziproke P-Wellengeschwindigkeit) im Untergrund (Hole, 1992), wobei die Laufzeit zunächst als Linienintegral über den Laufweg dargestellt wird:

$$t = \int_{l[u(\mathbf{r})]} u(\mathbf{r}) dl \quad (1)$$

mit t = Laufzeit
 $u(\mathbf{r})$ = Slowness als Funktion des dreidimensionalen Ortsvektors \mathbf{r}
 $l[u(\mathbf{r})]$ = Laufweg

Da der Laufweg abhängig von der Slowness $u(\mathbf{r})$ ist, ist die Beziehung zwischen t und $u(\mathbf{r})$ nicht linear.

Betrachtet man kleine Störungen der Slowness um eine sogenannte Referenzslowness, läßt sich dieses Verhältnis folgendermaßen schreiben:

$$t = \int_{l[u_0(\mathbf{r})+\delta u(\mathbf{r})]} u_0(\mathbf{r}) \, dl + \int_{l[u_0(\mathbf{r})+\delta u(\mathbf{r})]} \delta u(\mathbf{r}) \, dl \quad (2)$$

mit $u_0(\mathbf{r})$ = Referenzslowness
 $\delta u(\mathbf{r})$ = Slownessstörung

Linearisiert wird das Problem dadurch, daß der Laufweg für kleine Störungen durch den Laufweg im ungestörten Modell angenähert wird:

$$l[u_0(\mathbf{r}) + \delta u(\mathbf{r})] \approx l[u_0(\mathbf{r})]$$

Es folgt:

$$\delta t = t - t_0 = \int_{l[u_0(\mathbf{r})]} \delta u(\mathbf{r}) \, dl \quad (3)$$

mit

δt = Laufzeitdifferenz zwischen ungestörtem und gestörtem Modell (= Laufzeitresiduum)

Da der Laufweg durch das Referenzmodell und die zugehörige Laufzeit berechnet werden können, kann Gleichung (3) für die Inversion verwendet werden. Weil das gezeigte Verfahren die Änderungen des Laufweges durch die Slownessstörungen vernachlässigt, sind Iterationen notwendig, um zu einem korrekten Endmodell zu kommen. Hole (1993) zeigt, daß dieses Verfahren konvergiert und zu stabilen Lösungen führt. Um den Algorithmus zu stabilisieren und um ein Endmodell zu erzeugen, welches nur Strukturen in Größenordnungen enthält, die durch seismische Strahlen hinreichend belegt sind, werden nach jeder Iteration dreidimensionale räumliche Filter zur Glättung der Geschwindigkeitsstruktur angewendet.

Für die Vorwärtsrechnung zur Bestimmung der Laufwege und Laufzeiten durch das Modell wird ein Finite-Differenzen-Verfahren von Vidale (1990) eingesetzt. Dieses Verfahren ermöglicht die Berechnung refraktierter Strahlen durch ein diskretisiertes dreidimensionales Geschwindigkeitsmodell. Da die Berechnung von reflektierten Phasen nicht möglich ist, konnten nur Ersteinsätze der Aufzeichnungen aus dem Hall Bredning für die Inversion genutzt werden. An einer Erweiterung des Verfahrens für reflektierte Einsätze wird zur Zeit gearbeitet (Hole, persönliche Mitteilung), eine solche konnte aber nicht mehr für die Auswertung im Rahmen dieser Arbeit eingesetzt werden.

7.2 Das tomographische Bild des zentralen Hall Bredning

Für die tomographische Inversion wurden die Laufzeiten aller identifizierbaren Ersteinsätze der Fächerprofile AWI90537 bis AWI90558 an acht Registrierstationen bestimmt. Bei der Sichtung des Datenmaterials zeigte sich, daß die Aufzeichnungen aus dem Hall Bredning insgesamt eine geringere Qualität aufwiesen, als die Daten der Profile in den langen Fjorden. Hierfür dürfte die Ursache hauptsächlich im Unterschied der verwendeten seismischen Quelle liegen. Um mit einem möglichst breitbandigen Signal ein hohes Auflösungsvermögen der reflexionsseismischen Messungen zu erzielen wurde für die meisten Hall Bredning-Profile ein getuntetes Airguncluster eingesetzt, welches für die Zwecke der Weitwinkelseismik weniger geeignet ist, als eine 32l - Kanone, die für die reinen Refraktionsprofile als seismische Quelle diente. Die Daten der einzelnen Stationen zeigten sowohl untereinander, als auch für verschiedene Profile zum Teil erhebliche Qualitätsunterschiede. Bei der Bestimmung der Laufzeiten für die tomographische Inversion wurden nur Aufzeichnungen mit eindeutig bestimmbareren Signalen verwendet, um Artefakte in den Modellen aufgrund falscher Phasenidentifikation auszuschließen. Durch die hohe Profildichte innerhalb des Hall Bredning konnte mit diesen strengen Kriterien trotz der eingeschränkten Datenqualität eine sehr gute Überdeckung des Modells erzielt werden.

Um den Einfluß der Wassersäule unter den Schußpunkten zu eliminieren, wurden die Laufzeiten für die tomographische Inversion statisch korrigiert. Es wurde die Laufzeit des senkrechten Laufwegs durch das Wasser abgezogen und die Schüsse somit auf den Meeresboden verlegt. Die Schußpunktkoordinaten für die Vorwärtsrechnung im Modell wurden analog gewählt. Die Wassertiefe unter dem Schusspunkt wurde dafür den Echolotaufzeichnungen des Schiffes entnommen.

Die Modellgröße für die tomographische Inversion der Laufzeiten aus dem Hall Bredning war 65 km * 165 km * 20 km. Aus Gründen der Rechenzeit wurde als Diskretisierungsintervall 1 km gewählt. Für das Startmodell wurde eine einfache eindimensionale Geschwindigkeits-Tiefenfunktion gewählt. Sie orientiert sich lediglich an den bekannten mittleren Geschwindigkeiten für die oberste Schicht und die untersten Krustenbereiche und interpoliert dazwischen linear (Abbildung 7.2). Inversionen mit verschiedenen komplexeren eindimensionalen Startmodellen erbrachten ähnliche Ergebnisse. Der geringe Einfluß der Variation des Startmodells auf das Ergebnis spricht für die Zuverlässigkeit der Modellaussagen.

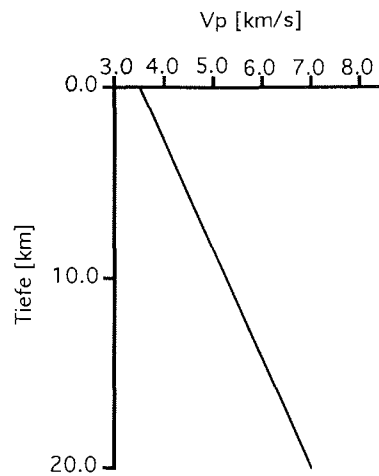
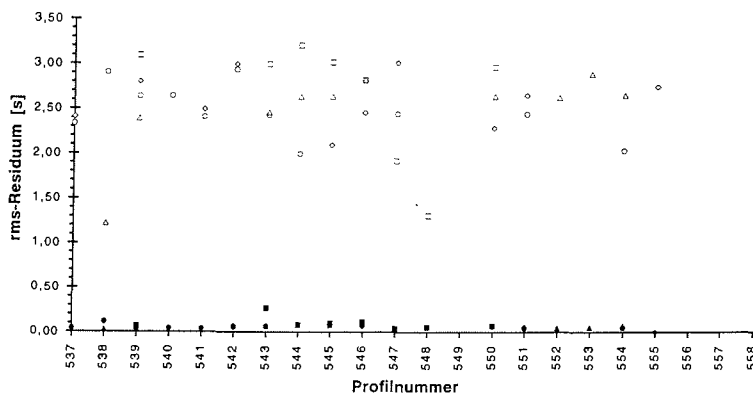


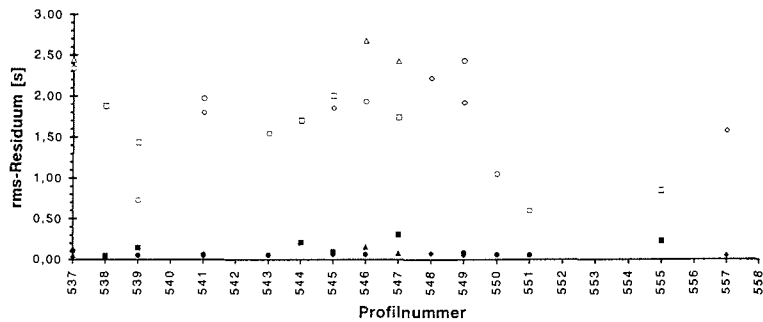
Abb. 7.2 : Geschwindigkeits-Tiefenfunktion des Startmodells für die tomographische Inversion

Für die räumliche Glättung wurden 10 - 11 km in lateraler und 2 - 3 km in vertikaler Richtung als Filtergrößen gewählt. Es zeigte sich, daß das Tomographieverfahren relativ schnell konvergiert, so daß bereits nach wenigen Iterationen eine gute Anpassung der Laufzeiten erreicht wird.

Laufzeitresiduen der PCM - Stationen



Laufzeitresiduen der REFTEK-Stationen



- | | | | |
|-----------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-------------------------------|
| ■ St. 501 / 506 (Endmodell) | □ St. 501 / 506 (Startmodell) | ● St. 502 / 507 (Endmodell) | ○ St. 502 / 507 (Startmodell) |
| ◆ St. 503 / 508 (Endmodell) | ◇ St. 503 / 508 (Startmodell) | ▲ St. 504 / 509 (Endmodell) | △ St. 504 / 509 (Startmodell) |

Abb. 7.3 : Vergleich der Residuen der 8 Stationen für das Startmodell und für das tomographische Endmodell (nach 10 Iterationen)

Dies steht im Einklang mit früheren Anwendungen des Programms (Hole, 1993). Bereits nach 10 Iterationen war keine weitere signifikante Abnahme der Residuen mehr festzustellen. In Abbildung 7.3 ist der Vergleich zwischen den rms-Residuen (Root-Mean-Square-Residuum, i.e. das geometrische Mittel der Residuen für eine Station und ein Profil) der verschiedenen Stationen und Profile nach der ersten und nach der zehnten Iteration dargestellt. Die rms-Residuen, die für das einfache Startmodell bei typischen Werten zwischen 1.5 und 3.5 Sekunden liegen, sind nach 10 Iterationen auf einen mittleren Wert von etwa 100 ms abgesunken. Dies liegt in etwa im Bereich der zu erzielenden Genauigkeit der Bestimmung der Laufzeiten (siehe Kapitel 6). Einzelne höhere Werte von bis zu 300 ms wurden auch durch weiteres Iterieren nicht mehr signifikant reduziert. Es ist zu vermuten, daß für diese Sektionen wieder spätere Wellenzüge der direkten Welle als Ersteinsätze angesprochen wurden. Das nach 10 Iterationen erzielte Modell wird daher als Endergebnis der tomographischen Inversion betrachtet. Fortgesetzte Inversionsläufe (bis zu 30 Iterationen) lieferten Modelle, die sich in ihren großräumigen Strukturen nur unwesentlich von diesem Modell unterschieden. Es zeigten sich zwar teilweise zusätzliche kleinräumige Strukturen im Bereich weniger Kilometer, diese sind jedoch nicht durch eine Verbesserung der Anpassung der Laufzeiten durch die Daten zu belegen und werden daher nicht interpretiert.

Die Überdeckung der Zellen des Endmodells durch seismische Strahlen ist in Abbildung 7.4 dargestellt. Die beste Überdeckung des Modells wurde im zentralen Hall Bredning im Tiefenbereich zwischen 2 und 8 Kilometern erzielt. Hier werden flächenhaft hohe Überdeckungen von großteils über 50 Strahlen pro Zelle erreicht. Dies hätte eine feinere Modellparametrisierung zugelassen. Eine solche war jedoch aus Gründen der Rechenzeit für das Gesamtmodell nicht praktikabel.

Ab 8 Kilometern nimmt die Überdeckung in größeren Tiefen rasch ab. Nur noch sehr wenige Strahlen erreichen in lokalen Gebieten Tiefen von über 12 Kilometern, so daß eine Interpretation der Modellgeschwindigkeiten hier nicht mehr möglich ist.

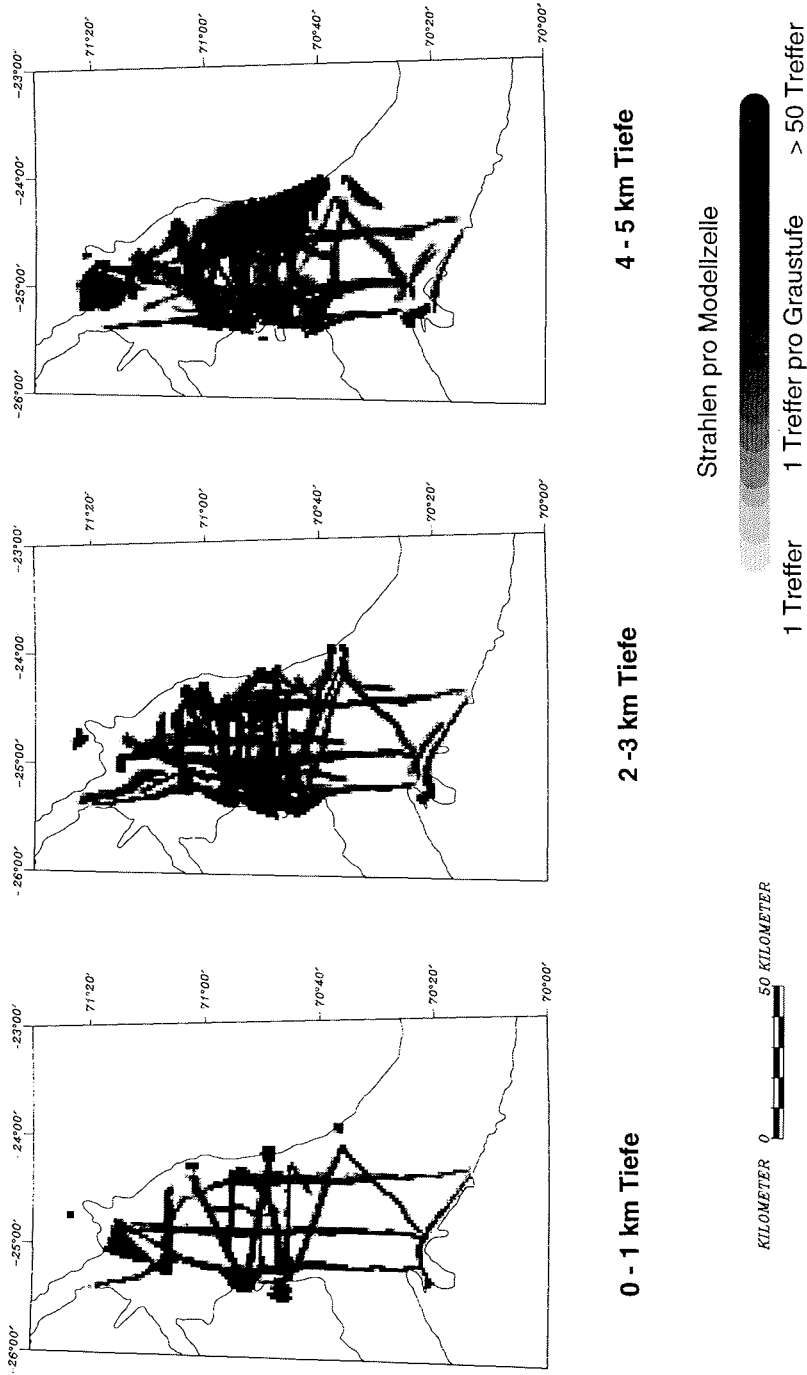


Abb. 7.4 a : Überdeckung des Endmodells durch seismische Strahlen: Dargestellt ist jede zweite Horizontalebene zwischen 0 und 5 km Tiefe

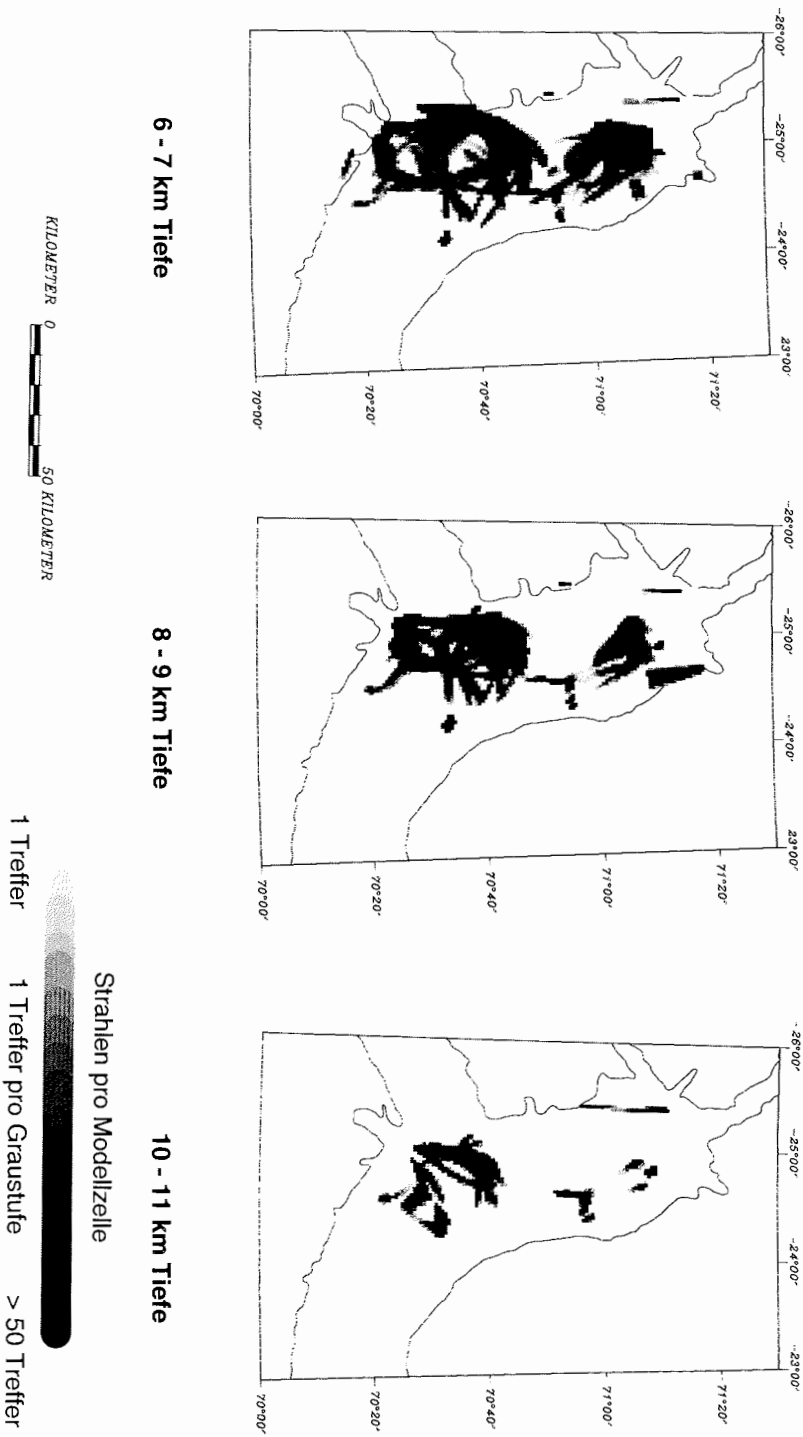
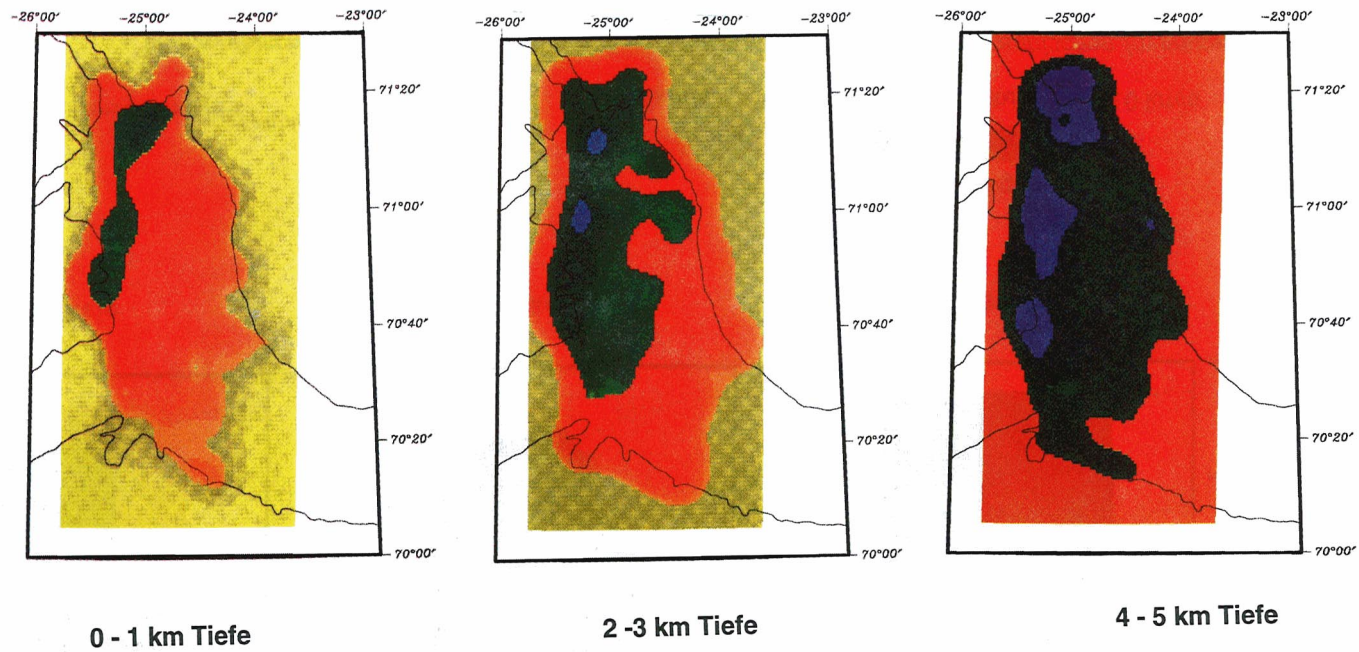


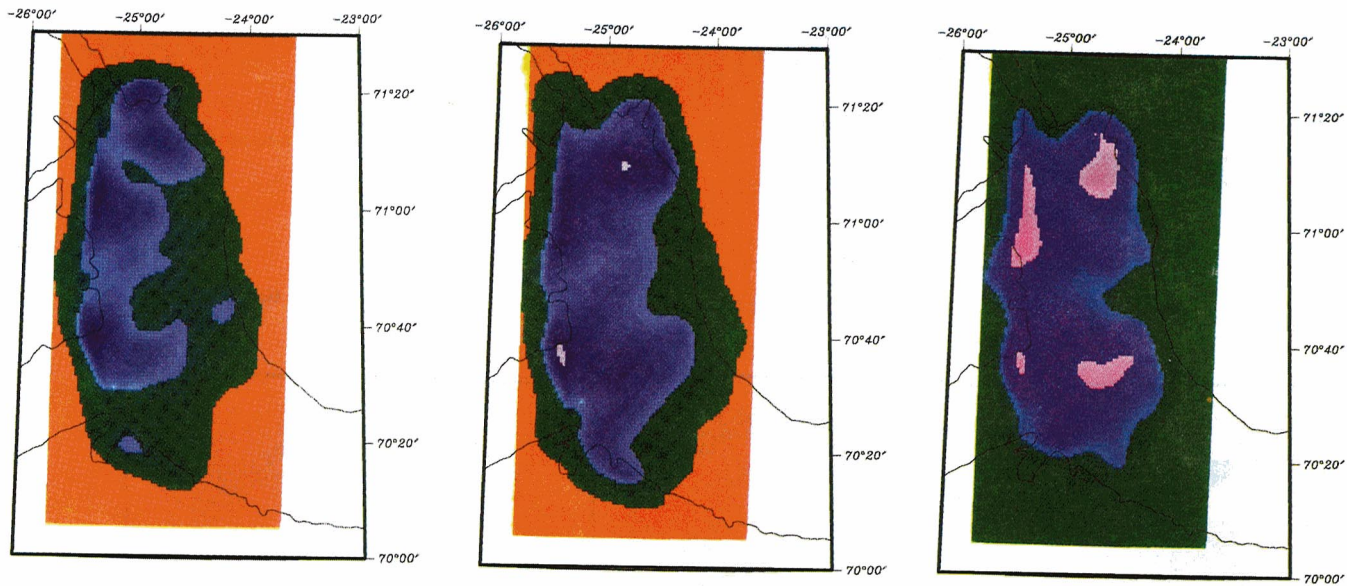
Abb. 7.4 b :
Überdeckung des Endmodells durch seismische Strahlen:
Dargestellt ist jede zweite Horizontalebene zwischen 6 und 11 km Tiefe



KILOMETER 0 50 KILOMETER



Abb. 7.5 a : Horizontalschnitte durch das Geschwindigkeitsmodell das aus der tomographischen Inversion resultiert: Dargestellt ist jede zweite Horizontalschicht zwischen 0 und 5 km Tiefe



6 - 7 km Tiefe

8 - 9 km Tiefe

10 - 11 km Tiefe

KILOMETER 0 50 KILOMETER

P-Wellengeschwindigkeit



Abb. 7.5 b : Horizontalschnitte durch das Geschwindigkeitsmodell das aus der tomographischen Inversion resultiert: Dargestellt ist jede zweite Horizontalschicht zwischen 6 und 11 km Tiefe

In Abbildung 7.5 sind horizontale Schnitte durch das dreidimensionale Endmodell der tomographischen Inversion dargestellt. Die dargestellten Geschwindigkeiten sind aufgrund der Größe der Modellzellen als mittlere Geschwindigkeiten im jeweils angegebenen Tiefenbereich aufzufassen. Dargestellt sind jeweils die gesamten Modellebenen. Der durch seismische Strahlen belegte Bereich kann anhand der Abbildung 7.4 überprüft werden.

In der Schicht von 0 bis 1 km Tiefe liegen im überdeckten Bereich mittlere seismische Geschwindigkeiten von 4.0 bis 4.9 km/s vor. Am nordwestlichen Rand der überdeckten Zone fällt ein scharf begrenzter Bereich von Geschwindigkeiten über 5 km/s auf. Die P-Wellengeschwindigkeiten erreichen hier bis zu 5.8 km/s. Diese Struktur kennzeichnet deutlich den Rand des Jameson Land Sedimentbeckens. Die Geschwindigkeiten über 5 km/s treten dabei in der Übergangszone Sediment - kaledonisches Kristallin auf.

Dieser Übergang ist vor den Eingängen zu den nördlichen Fjorden klar zu beobachten und setzt sich nach Süden vor der Küste Milne Lands fort. Weiter südlich wurde der Übergang nicht erfaßt. Dies deutet darauf hin, daß sich die mesozoischen Sedimente hier weiter in den Eingang des Gåsefjordes hinein erstrecken. Im Bereich des Sedimentbeckens kann eine generelle Abnahme der Geschwindigkeit nach Osten hin festgestellt werden. Strukturen schwacher Geschwindigkeitskontraste, die über diesen Trend hinaus zu erkennen sind, können durch die an der Oberfläche noch lückenhafte Überdeckung des Modells erzeugt worden sein und werden daher nicht interpretiert.

Der Geschwindigkeitshorizont von 2 bis 3 km Tiefe zeigt bereits höhere Geschwindigkeiten. Im Bereich des Übergangs zu den Kaledoniden treten Geschwindigkeiten von über 6 km/s auf. Unter weiten Bereichen des Sedimentbeckens liegen relativ hohe Geschwindigkeiten von 5.0 bis 5.7 km/s vor. Im Süden und Südosten des Hall Bredning nehmen diese wieder ab. Hier scheint die Mächtigkeit der jüngeren Sedimente zuzunehmen. Bei etwa 71° Nord fällt vor der Küste Jameson Lands eine lokale Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit auf. Diese erscheint in allen Schichten bis 5 km Tiefe. Darunter ist dieser Bereich nicht mehr überdeckt.

In 4 bis 5 km Tiefe liegen im überdeckten Gebiet fast ausschließlich Geschwindigkeiten zwischen 5.0 und 6.8 km/s vor. Hohe Geschwindigkeiten von über 5.5 km/s müssen entweder sehr alten devonischen Sedimenten zugeordnet werden oder zeigen bereits den Übergang von Sediment zu Grundgebirge in diesem Tiefenbereich an. Geschwindigkeiten von über 6.0 km/s können dagegen mit großer Sicherheit dem Basement zugeordnet werden. Sie ziehen sich entlang des westlichen Beckenrandes und reichen bereits bis zu 20 Kilometer nach Osten in den Hall Bredning hinein. Lediglich im äußersten Südosten der überdeckten Gebiete liegen niedrigere Sedimentgeschwindigkeiten um 4.8 km/s vor. Die bereits erwähnte lokale Geschwindigkeitsanomalie bei 71° Nord tritt auch hier wieder deutlich mit Geschwindigkeiten von über 6.0 km/s hervor.

Im Tiefenbereich von 6 bis 7 km ist der Großteil des überdeckten Gebietes mit Geschwindigkeiten von über 6 km/s sicher dem kristallinen Grundgebirge zuzuordnen. Am östlichen Rand dieser Region, etwa in der Mitte des Hall Bredning sind auch niedrigere Geschwindigkeiten zwischen 5.5 und 6.0 km/s belegt und zeigen, daß hier das Sedimentbecken weiter in die Tiefe reicht. Neben der Zunahme der Sedimentmächtigkeit nach Osten zeigen zwei Bereiche mit niedrigeren Geschwindigkeiten, die weit nach Westen hineinreichen, daß die tieferen Beckenstrukturen große dreidimensionale Variabilität aufweisen müssen. Zwei lokale Anomalien mit höheren Geschwindigkeiten im Süden und Osten der Region sind nicht durch Strahlen durch das Endmodell belegt und werden daher nicht interpretiert.

In 8 bis 9 km Tiefe ist der gesamte überdeckte Bereich durch Kristallengeschwindigkeiten zwischen 6.2 km/s und 6.9 km/s gekennzeichnet. Die darüber hinausgehenden erkennbaren Geschwindigkeitsstrukturen können auf die in dieser Tiefe bereits lückenhafte Überdeckung des Gebiets zurückgeführt werden. Zwei lokal erkennbare Geschwindigkeitsmaxima von 7.0 km/s sind im Endmodell nicht durch Strahlen belegt.

Die Aussagekraft des Modells ist bei 10 km Tiefe durch die ausdünnende Überdeckung relativ gering. Man erkennt eine weitere Zunahme der P-Wellengeschwindigkeit des kristallinen Grundgebirges. Für diese sind im Bereich der ostgrönländischen Hauptstörung und in einem Gebiet des zentralen Hall Bredning in Verlängerung des Gåsefjordes hohe maximale Werte von 7.0 km/s belegt.

Die durch die tomographische Inversion bestimmten mittleren P-Wellengeschwindigkeiten der Sedimentgesteine stimmen gut mit den Werten überein, die aus der kinematischen Modellierung der Inlineprofile ermittelt wurden (Fechner, 1994). Einschränkend muß hierzu gesagt werden, daß diese Zuordnung anhand einer Durchschnittsgeschwindigkeit über einen Tiefenbereich von einem Kilometer problematisch ist, da keine scharfen Kontraste auftreten. Daß im Vergleich zur Arbeit von Fechner (1994) keine oberflächennahen Geschwindigkeiten unter 4.0 km/s vorliegen, ist mit der geringeren Tiefenauflösung von einem Kilometer zu erklären. Die maximalen Mächtigkeiten der Sedimente mit 3.5 km/s P-Wellengeschwindigkeit betragen im überdeckten Gebiet 0.7 km. Als Durchschnittsgeschwindigkeit betrachtet, korreliert daher auch die oberste Schicht des Tomographiemodells. Auch die Position des Übergangs von Sedimentbecken zu Kaledoniden korrespondiert mit den Inlinebeobachtungen. Die Geschwindigkeiten für die oberen Bereiche des kristallinen Basements befinden sich in sehr guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Auswertung der westlichen refraktionsseismischen Profile der vorliegenden Arbeit.

Die beschriebenen Übereinstimmungen mit den Erkenntnissen unabhängiger Untersuchungsmethoden ist eine wichtige Bestätigung des Inversionsergebnisses. Über die bisherigen Modelle hinaus zeigt die dreidimensionale tomographische Inversion durch ihre bessere Erfassung lateraler Geschwindigkeitsänderungen wichtige Einzelheiten der Beckenstruktur. An mindestens einer Stelle liegen lokale Erhöhungen der seismischen Geschwindigkeiten im zentralen Gebiet des Sedimentbeckens im Tiefenbereich zwischen 2 und 5 Kilometern vor. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf magmatische Intrusionen in dieser Zone. Solche waren in früheren Untersuchungen im Gebiet des Hall Bredning nicht aufgelöst worden (Fechner, 1994).

Im basalen Bereich des Beckens liefert die tomographische Inversion ein wesentlich differenzierteres Bild als alle früheren Modelle. Sie zeigt, daß die tiefe Struktur des Jameson Land Sedimentbeckens im Bereich Hall Brednings durch den bisher bekannten, mehr oder weniger reinen West-Ost-Trend der Mächtigkeitszunahme (Fechner, 1994) nur ungenügend beschrieben ist. Es liegt vielmehr eine hohe dreidimensionale Variabilität der Untergrenze der Sedimente unter dem Hall Bredning vor. Diese Untergrenze weist Strukturen mit einer lateralen Ausdehnung von zehn bis zwanzig Kilometern auf.

8. Gravimetrie

8.1 Die gravimetrischen Daten

Für die Kartierung der gravimetrischen Anomalien der Scoresby Sund Region standen vier unterschiedliche Datensätze zur Verfügung. Der marine Bereich ist durch Messungen mit dem bordeigenen Gravimeter von FS "Polarstern", die standardmäßig während der Expeditionen 1988 und 1990 durchgeführt wurden, in hoher Dichte überdeckt. Außerdem wurden die Schwere-messungen der Polarstern-Expedition von 1994 in den Datensatz integriert. Zusätzlich zu diesen Daten konnten Schweremessungen des Kort- og Matrikelstyrelsen Dänemarks genutzt werden, denen sowohl Messungen an Land als auch in gewissem Umfang marine Messungen zugrunde liegen.

8.1.1 Die marinen Daten von FS "Polarstern"

Auf FS "Polarstern" ist seit Juli 1988 ein Seegravimeter vom Typ KSS 31 (Bodenseewerk Gerätetechnik GmbH, 1985) fest installiert. Dieses Gerät besteht aus einem hochauflösenden Schweresensor, der auf einer kreiselstabilisierten Plattform gelagert ist, um Horizontalbeschleunigungen der Schiffsbewegung auszugleichen. Die Meßwerte des Gravimeters werden über einen kapazitiven Abgriff kontinuierlich ausgelesen.

Nach Korrektur für Kurs- und Geschwindigkeitsänderungen und für die Plattfordämpfung bei Seegang können mit diesem Gerät Meßgenauigkeiten von 0,1 mgal erzielt werden (eine eingehende Beschreibung des Meßprinzips und der Funktion der Plattform findet man bei Meyer, in prep.). Die Schwerewerte werden alle 20 Sekunden ausgelesen und zusammen mit dem genauen Zeitpunkt der Messung in Gravimeter-Stundendateien auf einem bordeigenen VAX-Rechner gespeichert.

Anschlußmessungen:

Da das Schiffsgravimeter nur Relativmessungen der Erdschwere durchführt, ist eine Anschlußmessung im Hafen notwendig, um die Relativwerte auf das internationale Schwerenetz (ISGN) zu beziehen.

Nur so ist der Vergleich zwischen Messungen verschiedener Expeditionen oder mit Daten aus anderen Quellen möglich. Außerdem kann durch die Anschlußmessungen die zeitliche Drift des Seegravimeters genau bestimmt und gegebenenfalls korrigiert werden. Die Anschlußmessungen werden für "Polarstern"- Expeditionen mit einem LaCoste & Romberg-Landgravimeter durchgeführt. Dieses ist ebenfalls ein Relativinstrument mit einer inneren Genauigkeit von 0.01 mgal. Für die Anschlußmessung wird an der Pier neben dem Schiffs Liegeplatz bei laufendem Seegravimeter eine Messung mit dem Landgravimeter durchgeführt. Mit dem gleichen Instrument wird anschließend an einem Absolutpunkt (i.e., an einem Ort mit genau bekanntem absoluten Schwerewert) eine weitere Relativmessung durchgeführt. Durch die beiden Meßwerte des Landgravimeters und den zur Messung am Liegeplatz zeitgleichen Schiffsgravimeterwert ist der Anschluß an das internationale Schwerenetz gegeben.

Für die drei Polarstern-Expeditionen in den Scoresby Sund lagen Anschlußmessungen in Straumsvik, Island (1988), in Bremerhaven (1990 und 1994) und in Tromsø (1994) vor. In Straumsvik konnte als Absolutpunkt ein Punkt des ISGN genutzt werden (Weigel, 1988). In Tromsø stand ebenfalls ein ISGN-Punkt zur Verfügung (K. Røthing, pers. Mitteilung). In Bremerhaven existiert im Institutsgebäude des AWI ein Absolutpunkt, dessen Schwerewert allerdings nur in internen Unterlagen festgehalten ist. Um diesen Wert zu verifizieren, wurde 1994 eine Schleifenmessung vorgenommen. Es wurden dafür mit einem LaCoste & Romberg Landgravimeter innerhalb eines Tages Messungen am AWI-Absolutpunkt sowie an mehreren bekannten Absolutpunkten unter anderem in Hannover (Physikhochhaus) und Braunschweig (Physikalisch-Technische-Bundesanstalt) durchgeführt.

Es ergab sich daraus für den Absolutpunkt im AWI (Gebäude D, Raum 062) ein absoluter Schwerewert von 981356.545 mgal.

Da in dieser Bestimmung der Gezeiteneffekt nicht berücksichtigt wird, ist der bisher dokumentierte Wert von 981356.72 \pm 0.01 mgal durch die neue Messung im Rahmen der Messgenauigkeit bestätigt.

Datenverarbeitung:

Der Ablauf der Verarbeitung der Schweredaten nach Abschluß der Messungen ist in Abbildung 8.1 dargestellt

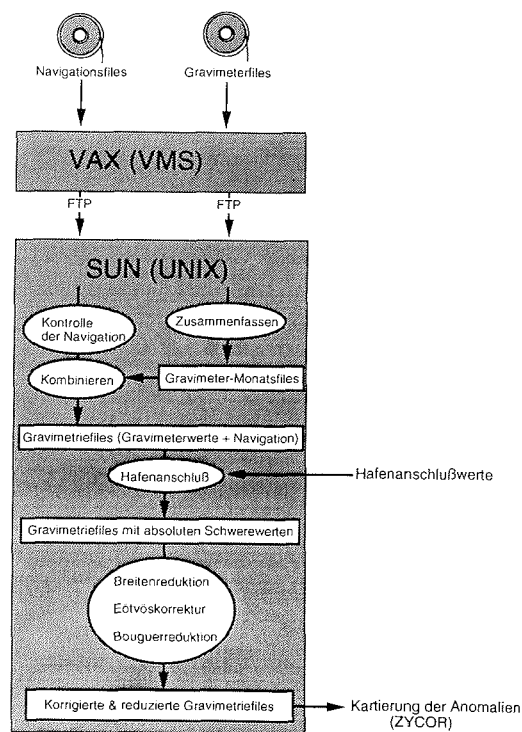


Abb. 8.1 : Ablaufdiagramm der Datenverarbeitung für marine Schweremessungen am AWI

Nach dem Einlesen der Datenbänder auf einem VAX-Rechner und dem Transfer der Daten auf eine Workstation (UNIX) werden die Gravimeter-Stundendateien zu Tagesdateien zusammengefaßt. Für die Verknüpfung der Meßwerte mit ihrem geographischen Ort werden von der Schiffsnavigation Navigations-Tagesdateien geliefert. Diese Verknüpfung erfolgt über den Zeitpunkt der Messung. Die relativen Schwerewerte der so erzeugten Dateien werden über die Hafenanschlußmessungen in das ISGN integriert.

Nach diesem Schritt enthalten sie Absolutwerte für die weitere Verarbeitung und Anwendung der gravimetrischen Korrekturen. Um die Vergleichbarkeit der verschiedenen Datensätze sicherzustellen, wurden die Parameter für die Korrekturen analog zu denen gewählt, die für die dänischen Daten (siehe 8.1.2) eingesetzt wurden. Die Formeln für die einzelnen Korrekturen sind im folgenden aufgeführt:

Breitenkorrektur (Forsberg,1991):

$$g_{bk} = g_{obs} - 978032.68 (1 + 0.00527904 \sin^2\phi + 0.00002327 \sin^4\phi)$$

mit: g_{bk} = Breitenkorrigierter Schwerewert
 g_{obs} = Gemessener absoluter Schwerewert
 ϕ = geographische Breite

Eötvös-Korrektur (Dehlinger,1978):

$$g_f = g_e = g_{bk} + (7.5 v \sin(\phi) \cos(Az_s) + 0.004 v^2)$$

mit:
 g_f = Freiluftanomalie auf dem Niveau NN
 g_e = Eötvös-korrigierter Schwerewert
 v = Schiffsgeschwindigkeit
 Az_s = Schiffsazimuth
 ϕ = geographische Breite

Bouguer-Korrektur auf das Niveau NN, für eine Untergrunddichte von 2.67 g/cm³ (Forsberg, 1991):

$$g_b = g_f + 0.119 h$$

mit:
 h = Wassertiefe unter dem Schiff
 g_b = Bougueranomale auf dem Niveau NN

8.1.2 Die Daten des Kort- og Matrikelstyrelsen, Dänemark

Dieser Datensatz (im folgenden KMS-Datensatz genannt) enthält sowohl marine Messungen als auch Schwerewerte an Land, die während einer ganzen Reihe von Expeditionen 1986 bis 1988 unter Federführung des Kort- og Matrikelstyrelsen (i.e. Dänischer geodätischer Dienst) gemessen wurden (Forsberg, 1991). Der KMS-Datensatz liefert eine gute Ergänzung der Schwereinformation aus den "Polarstern"-Expeditionen, insbesondere für den westlichen Bereich der Scoresby Sund Region, und ermöglicht die Kartierung der Anomalien bis etwa 30° West. Die Daten wurden vom Kort- og Matrikelstyrelsen in digitaler Form für die Kartierung bereitgestellt.

8.2 Die Freiluft- und Bougueranomalie der Region

Der Vergleich der Datensätze der drei verschiedenen "Polarstern"-Expeditionen zeigte eine gute Übereinstimmung. Die Abweichungen von Freiluft- und Bougueranomalie an Kreuzungspunkten liegen in der Größenordnung zwischen 0 und 3 mgal. In Variation und Dynamik sind die Datensätze identisch. Der KMS-Datensatz befindet sich mit den AWI-Daten auf einheitlichem Niveau. Um eine Dominanz der engabständigen marinen Messungen gegenüber den weniger dichten Landmessungen zu vermeiden, wurde für die marinen Daten nur alle 1 km ein Wert für die Berechnung eines Grids für Freiluft- und Bougueranomalie zugelassen. Abbildung 8.2 zeigt alle für die Kartierung verwendeten Datenpunkte.

Abbildung 8.3 zeigt eine Isoliniendarstellung der Freiluftanomalie auf der Basis dieser Datenpunkte. Man erkennt den dominierenden Einfluß der Oberflächentopographie. Der Bereich der tiefen Fjorde zeichnet sich durch eine negative Freiluftanomalie mit Werten bis um -200 mgal aus. Die angrenzenden Landgebiete weisen dagegen positive Werte mit Maxima um 100 mgal auf.

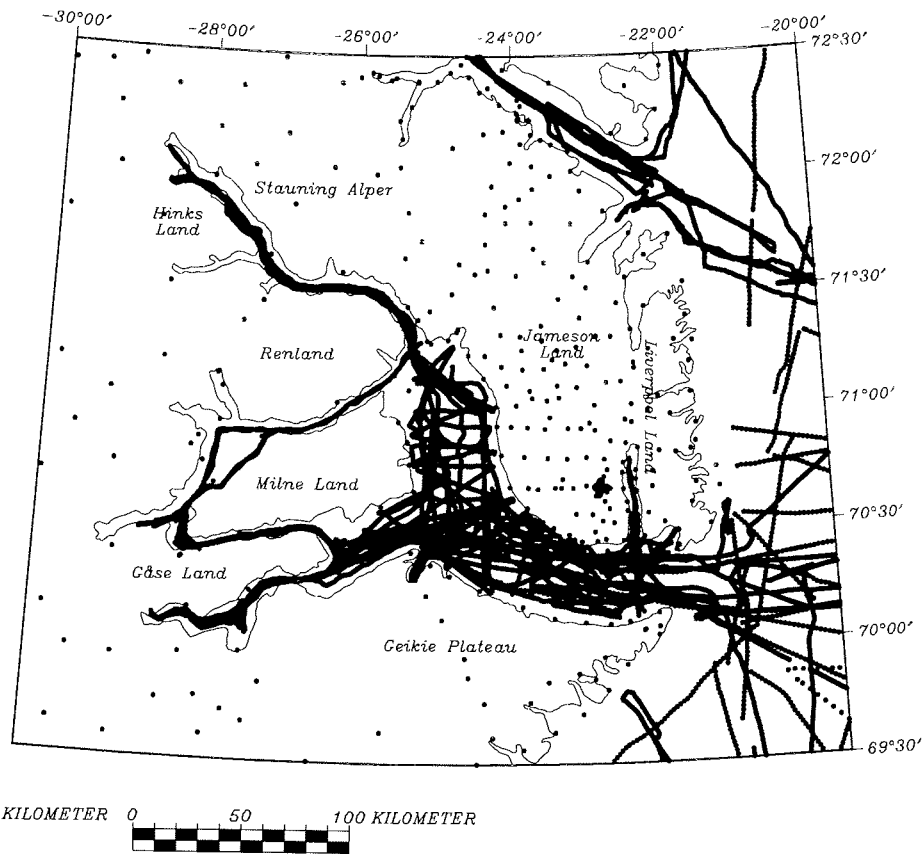


Abb. 8.2: Darstellung der Meßpunkte aller Schweremessungen, die für die Erstellung der Karten verwendet wurden

Bereiche im zentralen Milne Land, Renland, Stauning Alper und auf dem Geikie Plateau, deren Schwerefeld nicht durch Meßpunkte belegt ist (siehe Abbildung 8.2), wurden bei der Isoliniendarstellung ausgelassen.

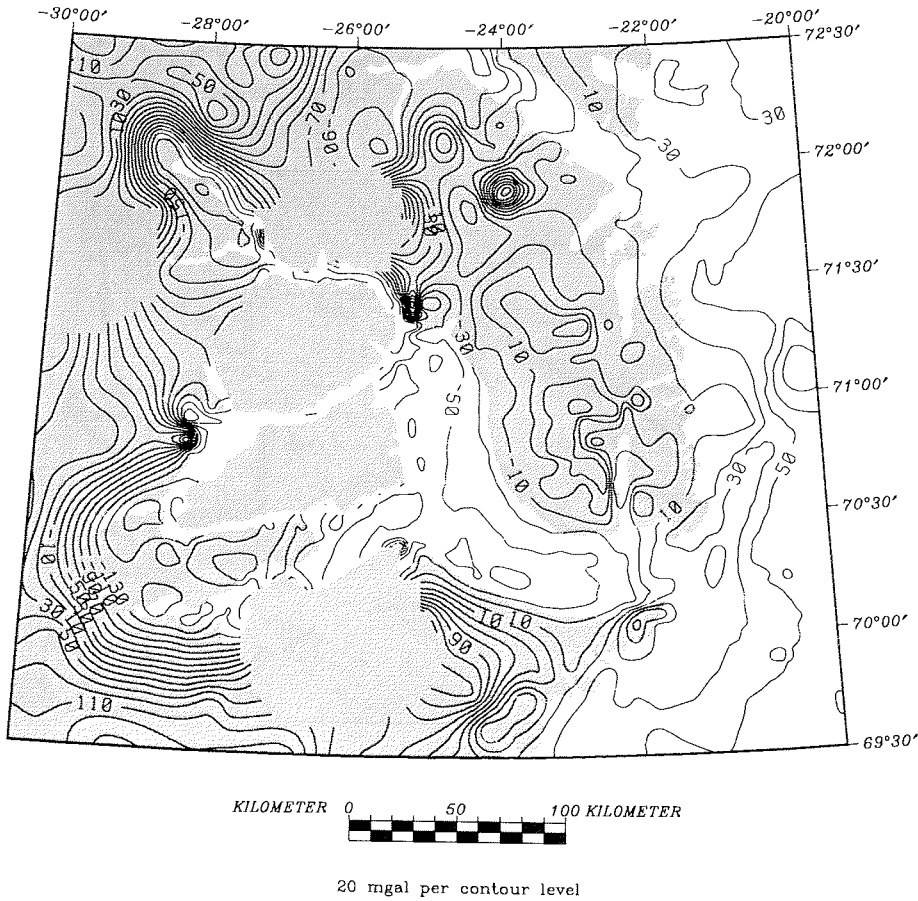


Abb. 8.3: Die Karte der Freiluftanomalie der Scoresby Sund Region für das Niveau NN

Der nächste Schritt ist die Bouguerreduktion. Die einfache Bouguerreduktion eliminiert die Wirkung einer unendlich ausgedehnten Platte einheitlicher Dichte, die sich zwischen dem Niveau des Meßpunktes und dem Referenzniveau befindet (sog. Bouguerplatte).

Die vollständige Bouguerreduktion beinhaltet eine Terrainkorrektur. Statt der Reduktion einer homogenen Bouguerplatte berücksichtigt die Terrainkorrektur den Effekt des Reliefs der Erdoberfläche.

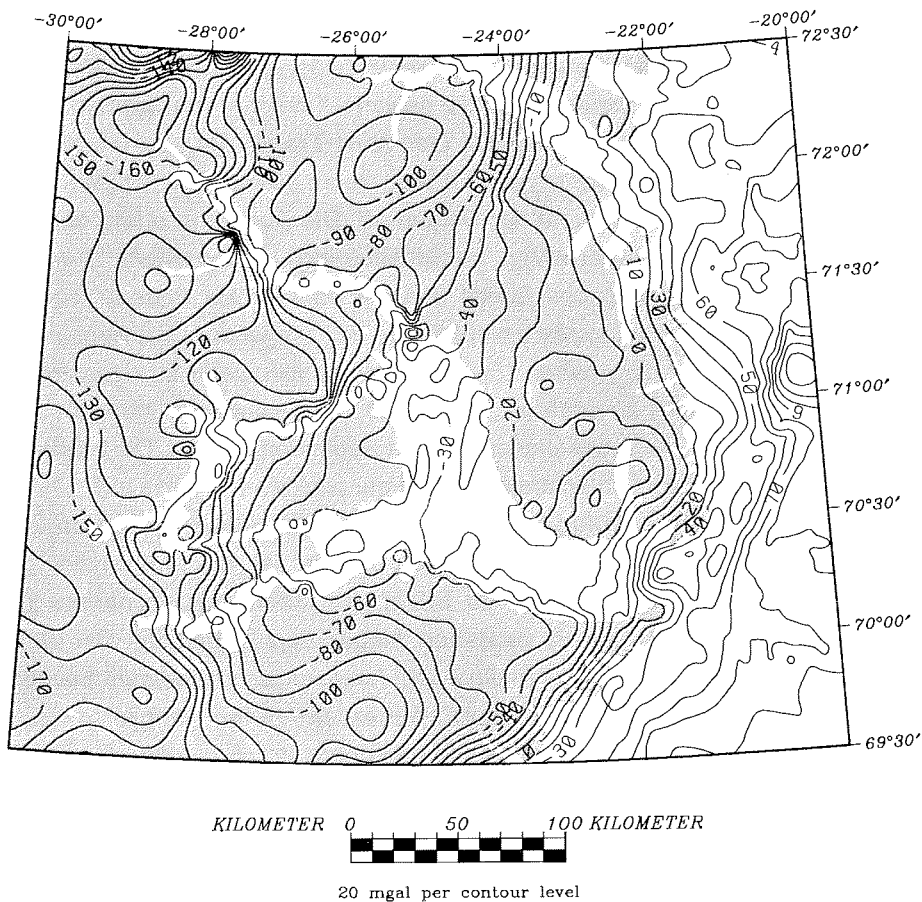


Abb. 8.4: Die Karte der einfachen Bougueranomalie der Scoresby Sund Region für das Niveau NN (für die Bouguerreduktion verwendete Dichte: 2.67 g/cm^3)

Diese Terrainkorrektur war für die Scoresby Sund Region nicht möglich, da deren Topographie bis heute nicht exakt genug bekannt ist (Forsberg, 1991). Für die gravimetrische Modellierung der Krustenstrukturen wurde daher eine Karte der einfachen Bougueranomale auf dem Niveau NN erstellt. Sie ist in Abbildung 8.4 zu sehen. Durch die einfache Bouguer-Plattenreduktion wurde der kurzweilige Einfluß der Topographie des Untersuchungsgebietes stark reduziert, so daß bei der Bestimmung der Anomalien für Abbildung 8.4 die Interpolation in Gebieten geringer Datendichte zulässig ist. Dadurch kann bei der Kartierung der Bougueranomale die gesamte Region erfaßt werden.

Die Karte zeigt einen generellen Ost-West-Trend der Variation des Schwerefeldes. Die Schwere nimmt von Werten um 40 mgal bei 22° West auf bis zu -170 mgal am Westrand der Region ab. Die Abnahme erfolgt in zwei Zonen starker Ost-Westgradienten. Im Schelfbereich vor der Küste Liverpool Lands, vor dem Ausgang des Sunds und vor dem Geikie Plateau ist eine Abnahme der Bougueranomale bis auf Werte um 0 mgal mit dem Beginn des Schelfbereiches und dem nahen Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste (Larsen, 1990) zu erklären. Die zweite Gradientenzone erstreckt sich westlich und südwestlich des Jameson Land Sedimentbeckens. Die stärksten Gradienten treten dabei im zentralen Gebiet der westlichen Fjorde auf.

Da die Oberflächengeologie in dieser Region keine Hinweise auf großräumige laterale Dichteänderungen liefert, ist die Abnahme der Bouguerschwere in erster Linie als Effekt der Mächtigkeitzunahme der Erdkruste nach Westen hin zu verstehen. Neben dem generellen Ost-West-Trend ist auf der Karte gut der Einfluß des Jameson Land Sedimentbeckens auf das Schwerefeld zu erkennen. Außerdem fallen mehrere lokale Schweretiefs im Bereich von Hinks Land und nordwestlich des Nordvestfjords auf.

8.3 Die Schweremodellierung

Da eine topographische Reduktion der Bouguerschwere in der Scoresby Sund Region nicht möglich war, enthält die der Modellierung zugrunde gelegte Anomalienkarte noch immer die Effekte des Oberflächenreliefs. Als Maximalabschätzung dieses Effektes werden bei Torge (1989) 100 mgal für Hochgebirgsregionen angegeben. Die Größenordnung des Terms für die topographische Reduktion wird bei dem erheblichen Relief der Scoresby Sund Region für einzelne Meßpunkte auf bis zu 40 mGal geschätzt (Forsberg, 1991).

Die dreidimensionale Modellierung der einfachen Bougueranomalie kann daher nur die großskaligen Variationen erfassen, bei denen ein reiner Topographieeffekt als Ursache ausgeschlossen werden kann. Ziel war es hierbei insbesondere, die weiträumige Veränderung der Krustenmächtigkeit, sowie die Ausdehnung des Jameson Land Sedimentbeckens zu erfassen.

Für die Modellierung wurde das Programmpaket IGMAS (Schmidt & Götze, 1993) genutzt. Dieses Programm ermöglicht die dreidimensionale interaktive Modellierung gravimetrischer und magnetischer Anomalien. Als numerisches Verfahren zur Berechnung der Modellschwere wird ein Algorithmus verwendet, der das Volumenintegral für die Berechnung des jeweiligen Potentials in ein Oberflächenintegral überführt (Götze, 1978). Im Modell werden alle Körper als Polyeder dargestellt, was das Oberflächenintegral eines Körpers auf eine endliche Anzahl von Oberflächenintegralen mit konstantem Normalvektor reduziert.

Die Definition der Modellstrukturen erfolgt auf parallelen vertikalen Ebenen. Die Umsetzung in ein dreidimensionales Modell geschieht durch Triangulation zwischen den zusammengehörigen Dichtegrenzlinien der einzelnen Ebenen.

Diese Modellparameterisierung ermöglicht eine hohe Auflösung der Strukturen in Streichrichtung der Definitionsebenen. Senkrecht dazu ist die Auflösung des Modells jedoch durch die Höchstzahl der Definitionsebenen (maximal 15 Ebenen) beschränkt. Die Streichrichtung der Ebenen wird daher senkrecht zur Streichrichtung der geologischen Strukturen gewählt. Es wurde in etwa der Bereich der Scoresby Sund Region gravimetrisch modelliert, der auch durch seismische Profile überdeckt ist (siehe Abbildung 8.4).

Die Definitionsebenen wurden dafür in Ost-Westrichtung gewählt. Diese wurden, beginnend bei 70° Nord, in Abständen von 15' bis 72° Nord für die Modelldefinition eingeführt.

V_p in km/s	ρ nach Birch in g/cm ³	ρ im Endmodell in g/cm ³	Schicht
5.4	2.32 ± 0.25	2.40	Sedimente Jameson Lands
6.3	2.70 ± 0.25	2.70	kristallines Basement
6.7	2.84 ± 0.22	2.80	mittlere kristalline Kruste
7.0	2.94 ± 0.24	3.00	untere Kruste
7.3	3.07 ± 0.24	3.05	untere Kruste
8.0	3.38 ± 0.24	3.20	oberer Mantel
---	---	2.67	Hintergrund- dichte

Tab. 8.1 : Die Ableitung der Dichten aus den seismischen Geschwindigkeiten

Um Randeffekte auszuschließen, wurde das Modell lateral um 5000 km in alle Richtungen über den zu modellierenden Bereich hinaus ausgedehnt. Das Startmodell wurde nach den Ergebnissen der seismischen Modellierung erstellt. Die Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten in der Erdkruste wurde zu einem Modell bestehend aus 6 Schichten vereinfacht. Die Dichte der einzelnen Schichten wurde über das Gesetz von Birch (Birch, 1961) aus den mittleren seismischen Geschwindigkeiten abgeleitet. Diese mittleren Dichtewerte wurden zunächst innerhalb ihrer Standardabweichung so variiert, bis eine optimale Anpassung der Dynamik der Variation der Bougueranomalie erreicht war. Die daraus ermittelten Dichtewerte sind in Tabelle 8.1 zusammengefaßt.

Nach Anpassung der Dichten wurde die Modellgeometrie iterativ variiert, bis eine optimale Anpassung der gemessenen Anomalien erreicht wurde. Dabei zeigte es sich, daß die berechneten Anomalien innerhalb der Randbedingungen des gravimetrischen Modells im wesentlichen durch die Variation der Krustenmächtigkeit und die Ausdehnung des Jameson Land Sedimentbeckens bestimmt werden.

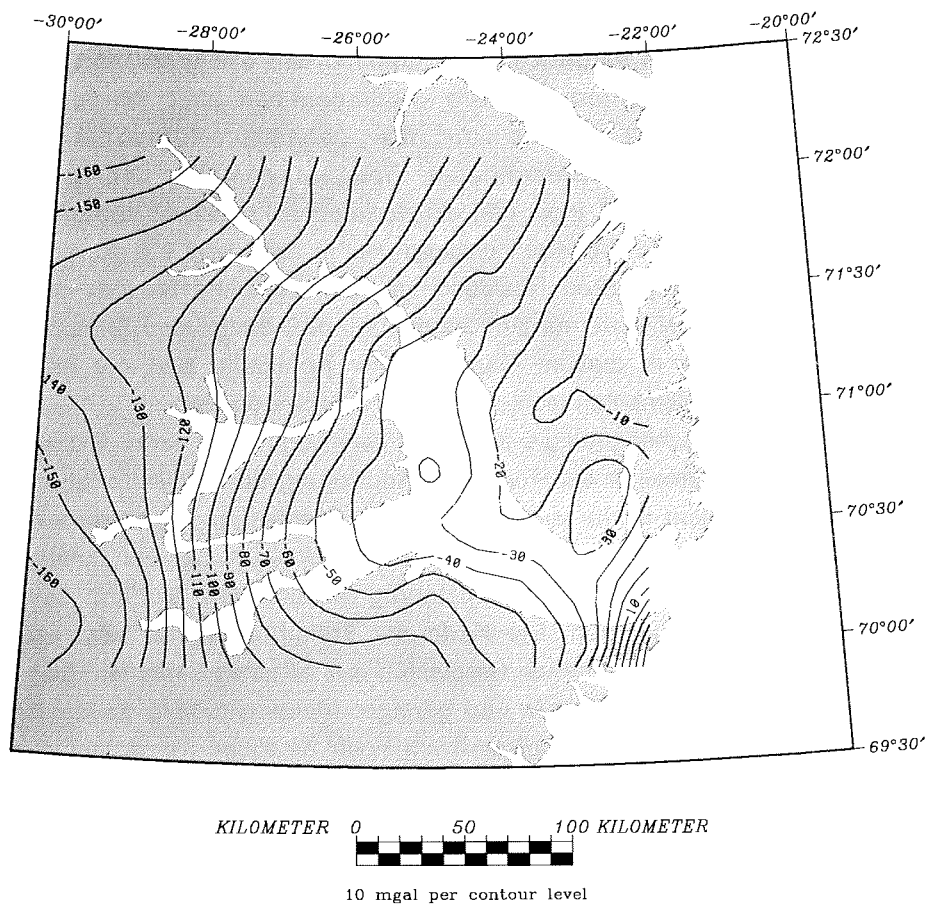


Abb. 8.5: Die für das gravimetrische Modell der Scoresby Sund Region bestimmte Bougueranomalie

Da die Grenzflächen Sediment-Basement und Unterkruste-Mantel die größten Dichtekontraste aufweisen, wirkten sich Änderungen der übrigen Grenzflächen im Vergleich nur gering auf die berechneten Anomalien aus. Insbesondere konnte die Schicht von 7.3 km/s im südlichen Teil der Region gravimetrisch nicht modelliert werden, da sie zum einen durch ihre Position in großer Tiefe und zum anderen durch ihren Dichtewert, der zwischen der darüberliegenden unteren Kruste und dem darunterliegenden oberen Mantel liegt, keinen deutlichen Einfluß auf die Anomalien an der Oberfläche hat.

In Abbildung 8.5 ist die Isolinienkarte der berechneten Bougueranomalie für den modellierten Bereich dargestellt. Man erkennt, daß alle großräumigen Variationen der gemessenen Schwere wiedergegeben sind. Mit dem gravimetrischen Modell konnte für die gesamte Region eine Standardabweichung der berechneten Bougueranomalie von den gemessenen Werten von 8.5 mgal und ein Korrelationskoeffizient von 0.99 erreicht werden. Die verbleibenden Residuen sind in Abbildung 8.6 gezeigt. Man erkennt, daß die größten Residuen im nordwestlichen Bereich der Region vorliegen. Sie sind darauf zurückzuführen, daß die lokalen Extrema der Bougueranomalie in diesem Gebiet (siehe Abbildung 8.4) mit den verwendeten Krustenelementen nicht sinnvoll zu modellieren sind.

Die Karte der Oberflächengeologie zeigt hier keine Einheiten deren Dichte die gemessenen Anomalien erklären. Eine Anpassung durch die Variation der Krustenmächtigkeit ist für die lokal starken Gradienten in geologisch sinnvollem Rahmen ebenfalls nicht möglich. Eine Ursache der genannten lokalen Extrema kann im nicht vollständig eliminierten Einfluß der Topographie vermutet werden. Die Karte der Freiluft-Anomalie zeigt im Nordwestteil der Region die größten Gradienten und es ist zu vermuten, daß in dieser Region extremen Reliefs und geringer Meßpunktdichte an Land auch nach der einfachen Bouguerreduktion noch deutliche Topographieeffekte vorhanden sind.

Eine zweite Erklärung wäre, daß im nordwestlichen Bereich des Untersuchungsgebietes in oberer bis mittlerer Krustentiefe Störkörper mit deutlichem Dichtekontrast gegenüber ihrer Umgebung vorliegen. Dabei könnte es sich um granitische Intrusionen im umgebenden kaledonischen Kristallin handeln, die lokale Minima der Bougueranomalie hervorrufen.

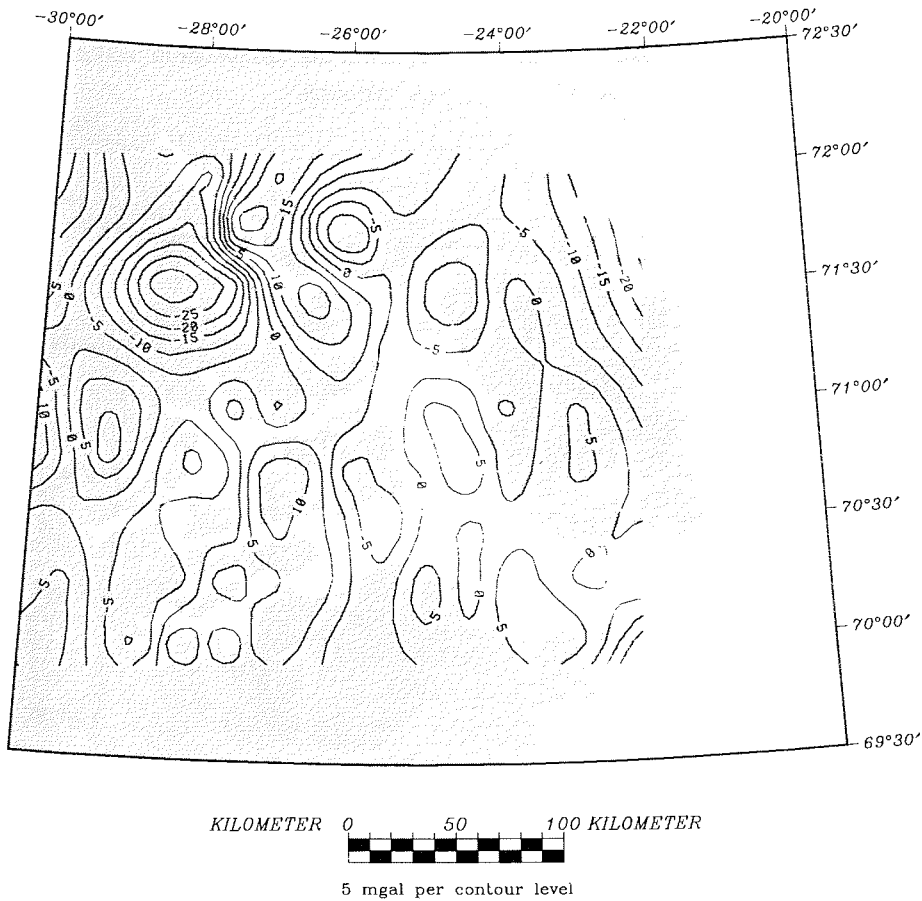


Abb. 8.6: Das Residuum für die modellierte Bougueranomalie der Scoresby Sund Region

Seismisch sind die problematischen Bereiche nicht erfasst. Wegen der genannten Unsicherheiten durch den Einfluß der Oberflächentopographie wird auf eine Einführung solcher Störkörper in das Modell daher verzichtet. Bei den Residuen im übrigen modellierten Gebiet handelt es sich um klein- bis mittelskalige Residuen von wenigen Milligal.

Die Geometrie der im Rahmen dieser Modellierung erfaßbaren wesentlichen Krustenelemente wird dadurch nicht in Frage gestellt. Eine darüber hinaus gehende Verfeinerung des Modells ist angesichts der Undurchführbarkeit der topographischen Korrekturen allerdings nicht sinnvoll.

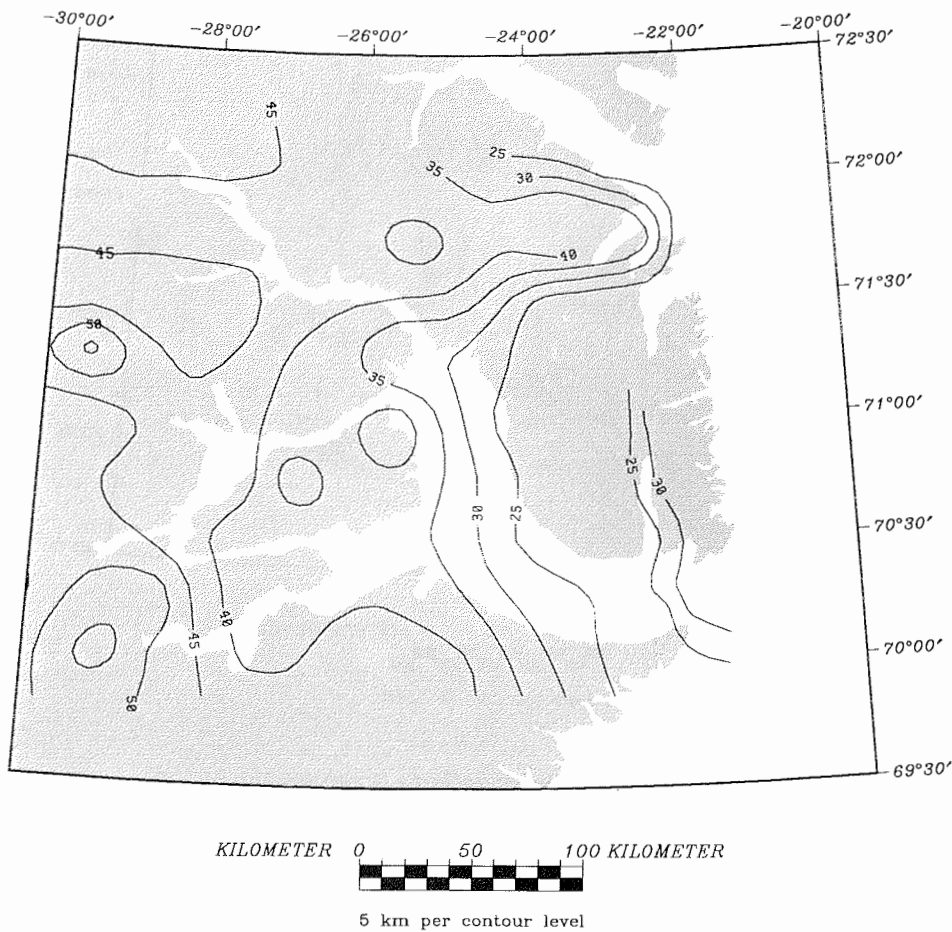


Abb. 8.7: Die Tiefenlage der aus der gravimetrischen Modellierung ermittelten Kruste- Mantelgrenze in der Scoresby Sund Region

Die wesentlichen Ergebnisse der Schwermodellierung sind die Tiefenlage der Kruste- Mantelgrenze sowie die Ausdehnung des Jameson Land Sedimentbeckens. In Abbildung 8.7 ist der Verlauf der Krustenmächtigkeit im modellierten Bereich dargestellt. Der Verlauf der Moho stimmt mit den Ergebnissen für die Krustenmächtigkeit aus der Seismik gut überein. Auch hier dominiert der starke Ost-West-Trend.

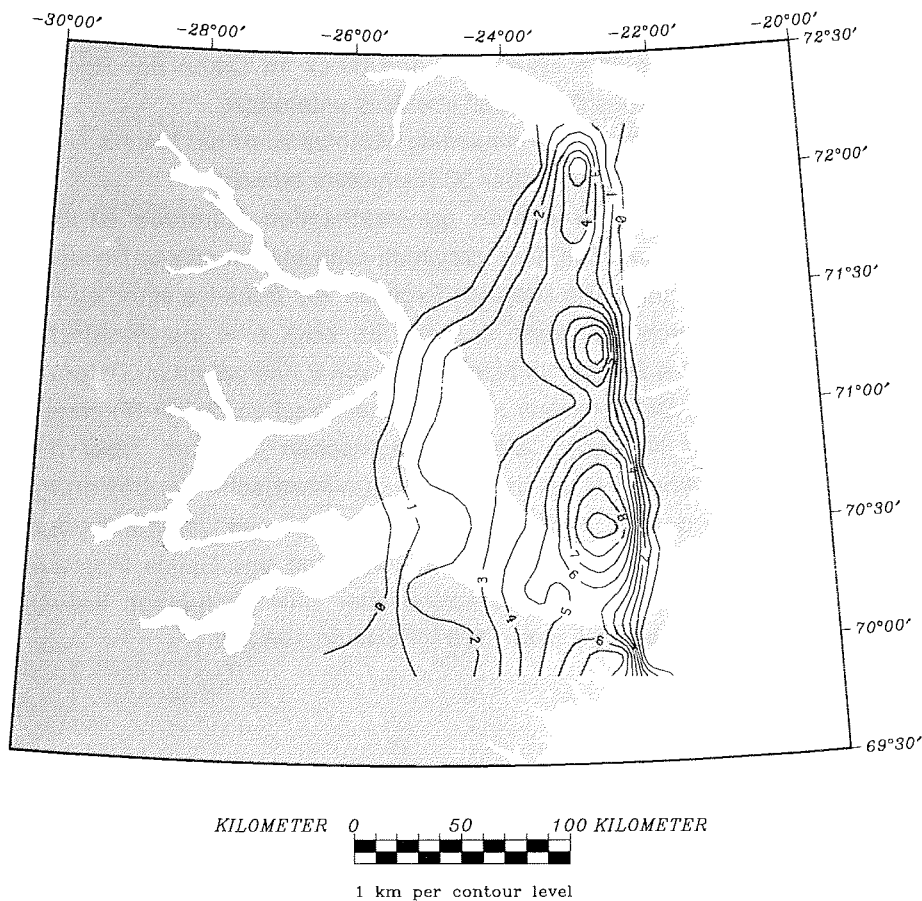


Abb. 8.8: Die Mächtigkeit des Jameson Land Sedimentbeckens aus der gravimetrischen Modellierung

Die Krustenmächtigkeit variiert zwischen Werten im Osten, unter Jameson Land, von 20 Kilometern und Maximalwerten von über 50 Kilometern im Westen der Region. Die stärkste Zunahme erfolgt im Norden bereits am Eingang des Nord Vest Fjordes, während im Bereich der südlichen seismischen Profile das Abtauchen der Moho über eine weitere Distanz verteilt erscheint. Die größten Werte werden, wie in der Seismik im Südwesten erreicht. Daß im Vergleich zur Seismik größere Maxima erreicht werden, ist dadurch zu erklären, daß die Information aus den Schweredaten etwa 100 Kilometer weiter in den Westen reicht als die seismischen Profile. Hinweise aus der Modellierung der Seismik auf eine Zunahme der Krustenmächtigkeit unter dem Liverpool Land Block im Osten der Region werden durch das gravimetrische Modell ebenfalls unterstützt.

Im gravimetrischen Modell werden maximale Mächtigkeiten der Kruste unter dem zentralen Liverpool Land von über 30 Kilometern erreicht.

Das Krustenelement mit der besten gravimetrischen Kontrolle ist das Jameson Land Sedimentbecken. Das gravimetrische Modell dieses Beckens ist in Abbildung 8.8 gezeigt. Die lateralen Grenzen des Beckens stimmen mit der Karte der Oberflächengeologie überein. Es zeigt eine assymetrische Struktur mit den größten Sedimentmächtigkeiten von 9 Kilometern im Osten.

Die Modellierung des Beckens aus refraktionsseismischen Daten (Fechner, 1994) paßt in guter Näherung zur gravimetrischen Struktur. Über die seismische Information hinaus liefert die gravimetrische Modellierung deutliche Hinweise darauf, daß sich die Sedimente des Jameson Land Beckens nach Süden unter den tertiären Flutbasalten des Geikie Plateaus fortsetzen, wie es im Zuge früherer seismischer Untersuchungen bereits vermutet wurde (Marcussen & Larsen, 1991, Fechner, 1994).

9. Diskussion

Die geophysikalische Untersuchung Ostgrönlands, welche vor erst 20 Jahren begann, beschränkte sich lange Zeit ausschließlich auf magnetische und gravimetrische Vermessungen. Nachdem vor dem konjugierenden Kontinentalrand Norwegens Erdöl gefunden worden war, wurden reflexionsseismische Untersuchungen auf dem der Küste vorgelagerten Schelf Ostgrönlands und in Bereichen mesozoischer Sedimentbecken für die Erdölprospektion durchgeführt. Ein Ziel der Expedition von 1990 war eine eingehende Untersuchung der älteren, kaledonischen Teile Ostgrönlands mit refraktionsseismischen Experimenten. Die Auswertung der Messungen liefert für dieses Gebiet folgende Aussagen:

Der obere Bereich der Kruste zeigt im kaledonischen Westteil der Scoresby Sund Region für alle untersuchten Profile ein einheitliches Bild. An der Oberfläche liegen hohe P-Wellengeschwindigkeiten um 5.5 km/s vor. Die seismischen Geschwindigkeiten der Kristallingesteine, die in den westlichen Gebieten an Land anstehen (Henriksen, 1985) korrespondieren mit diesem Befund (Gebrande, 1982). Die gemessenen P-Wellengeschwindigkeiten steigen stetig mit zunehmender Tiefe an. In etwa zwölf Kilometern Tiefe erreichen sie 6.6 km/s.

In keinem der westlichen Fjordarme konnte mit refraktionsseismischen Methoden eine Sedimentbedeckung festgestellt werden. Die Messungen mit dem Sedimentechoлот PARASOUND von FS "Polarstern" zeigen, daß in diesen Fjordarmen aufgrund der Steilheit der Hänge lediglich in Fjordmitte Sedimente anzutreffen sind. Ihre nachgewiesene Mächtigkeit liegt allgemein unter 70 m (Niessen, pers. Mitteilung). Aufgrund der Aufnahmegeometrie der kombinierten Weitwinkelmessungen, bei denen die minimalen Quelle-Empfängerabstände mehrere Kilometer betragen, sind diese Sedimente nicht aufzulösen. Das Fehlen mächtigerer Sedimentsequenzen ist auf die erodierende Wirkung der Gletscher zurückzuführen, die während der Eiszeiten die westliche Fjordregion bedeckten (Funder, 1972).

Im Gebiet der Kaledoniden Skandinaviens und der Britischen Inseln werden ähnliche Geschwindigkeitsverteilungen in der oberen Kruste angetroffen wie sie in dieser Arbeit für die Scoresby Sund Region bestimmt wurden. In zwölf Kilometern Tiefe werden dort um 0.1 bis 0.3 km/s geringere Werte angegeben (Hirschleber et al., 1975; Barton, 1992).

Dieser Unterschied liegt in der Größenordnung der Meßungenauigkeit.

In 20 bis 25 Kilometern Tiefe zeigen die seismischen Modelle einen Geschwindigkeitssprung von 6.8 auf 7.0 km/s. Für die skandinavischen Kaledoniden wird bei etwa 20 Kilometern Tiefe eine entsprechende Diskontinuität angegeben (Hirschleber et al., 1975). Die Symmetrie, die sich in der Oberflächengeologie von skandinavischen und ostgrönländischen Kaledoniden zeigt (Roberts et al., 1985) ist also auch für die Verteilungen der seismischen Geschwindigkeiten der oberen und mittleren Krustenbereiche zutreffend.

Im Gegensatz zur Analogie der oberen Krustenstruktur erreicht die Mächtigkeit der Erdkruste im westlichen Teil der Scoresby Sund Region ungewöhnlich hohe Werte. In Abbildung 9.1 ist die Tiefenlage der Kruste-Mantelgrenze dargestellt, wie sie aus den seismischen Untersuchungen resultiert. Im südwestlichsten Teil des seismisch erfaßten Gebietes ist eine maximale Krustenmächtigkeit von 48 Kilometern belegt. Die Ergebnisse der seismischen Modellierung werden durch das Schweremodell unterstützt (siehe Kapitel 8). Das gravimetrische Modell reicht dabei weiter nach Westen und gibt Hinweise auf eine Zunahme der Krustenmächtigkeit auf Werte bis über 50 km in den westlichsten Teilen der erfaßten Gebiete.

Hohe Mächtigkeiten im Westen der Region wurden in früheren Arbeiten als Gebirgs Wurzel der ostgrönländischen Kaledoniden diskutiert (Mandler, 1991). Die Existenz solcher Wurzeln auch unter alten Gebirgen, die lange Zeit umstritten war, ist inzwischen sowohl für paläozoische als auch für präkambrische Orogene seismisch nachgewiesen worden. So beschreiben Knapp et al. (1994) eine Gebirgs Wurzel unter dem Ural, einem Gebirge paläozoischen Alters. Unter dem frühproterozoischen Trans-Hudson Orogen wurde eine wurzelartige Struktur mit einer maximalen Krustenmächtigkeit von 48 km entdeckt (Lucas et. al, 1993 & 1994; Lewry et. al., 1994). Unter den Kaledoniden Skandinaviens und der Britischen Inseln wurden bisher allerdings keine Krustenstrukturen nachgewiesen, die auf die Existenz einer kaledonischen Wurzel schließen ließen (Hirschleber et al., 1975; Dyrelius, 1985; Barton, 1992). Im kaledonischen Bereich Skandinaviens, dem europäischen Pendant zu den Kaledoniden Ostgrönlands, erreicht die Erdkruste maximale Mächtigkeiten von 46 km (Balling, 1980).

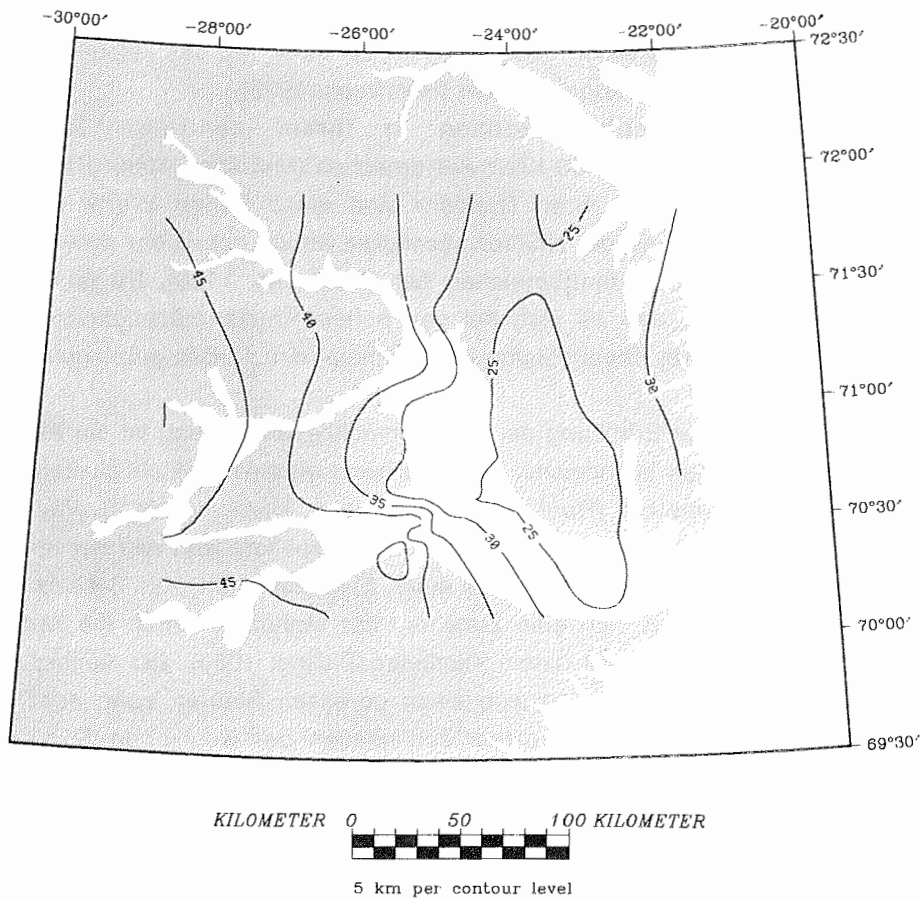


Abb. 9.1 : Die Tiefenlage der Kruste-Mantelgrenze in der Scoresby Sund Region. Die Karte basiert auf den Ergebnissen der seismischen Modellierung der vorliegenden Studie. Im Bereich Hall Brednings und auf Jameson Land wurde seismische Zusatzinformation von Fechner (1994) und Marcussen & Larsen (1991) verwendet.

Gegen eine Interpretation als kaledonische Wurzelstruktur auf ostgrönländischer Seite spricht die Tatsache, daß die größten, in dieser Arbeit erfaßten Krustenmächtigkeiten etwa 100 Kilometer westlich der inneren Fjordregion erreicht werden. Diese wird als zentraler Teil des kaledonischen Orogens Ostgrönlands angesprochen (Henriksen, 1973).

Präkambrische Schilde können in ihrem zentralen Bereich Krustenmächtigkeiten um 50 Kilometer erreichen (Meissner, 1986; Durrheim & Mooney, 1991). An ihren Rändern sind diese hohen Werte jedoch untypisch. Der Anstieg der Krustenmächtigkeit erfolgt mit einem schwachen Gradienten von den Randbereichen her (Meissner, 1986). Es ist daher unwahrscheinlich, daß es sich bei den hohen Krustenmächtigkeiten der westlichen Scoresby Sund Region um "normale" Kruste des grönländischen Kratons handelt.

Ein Faktor, der zur Erhöhung der Krustenmächtigkeit beiträgt, ist die Auflast des grönländischen Inlandeises. Dieses erreicht maximale Mächtigkeiten von 3.3 bis 3.4 Kilometern (Reeh, 1989; Hempel & Thyssen, 1992). Für den Bereich Skandinaviens wurde der Einfluß der Eisauflast während der letzten Eiszeit eingehend untersucht. Bei einer Eismächtigkeit von 3.4 bis 3.7 Kilometern errechnet sich eine Zunahme der Mohotiefe durch die Auflast zwischen 900 Metern und einem Kilometer (Balling, 1980). Die Auflast des Inlandeises Grönlands liefert also einen gewissen Beitrag, kann aber als Hauptursache der hohen Krustenmächtigkeiten der westlichen Scoresby Sund Region ausgeschlossen werden. Im Bereich der größten Krustentiefen sind am Rand des Inlandeises Decken archaischer Metasedimente aufgeschlossen, die während der kaledonischen Gebirgsbildung von Osten her aufgeschoben wurden (Henriksen, 1985). Sie liefern einen weiteren Beitrag zur hohen Gesamtmächtigkeit. Zwei weitere mögliche Ursachen sollen an dieser Stelle umrissen werden:

In der westlichen Fjordregion gibt es Hinweise auf mehrere präkaledonische orogene Phasen (Henriksen, 1985; Hambrey, 1989). Es kann vermutet werden, daß auch in größerer Tiefe strukturelle Relikte dieser Kompressionsphasen noch vorhanden sind und zu einer Verdickung der Kruste führen. Die zweite Hypothese hängt mit dem Island Hotspot zusammen. Die Spur dieses Hotspots führt von Osten her südlich an der Scoresby Sund Region vorbei (White & McKenzie, 1989; Lawver & Müller, 1994).

Auf diesem Weg ist auch in größerer Entfernung vom heutigen Kontinentalrand die Intrusion von Mantelmaterial in die Kruste denkbar. Für eine eingehende Überprüfung dieser spekulativen Hypothesen wird jedoch die Analyse weiterer geophysikalischer Daten aus dem Randbereich des Inlandeises notwendig sein.

Die gemessene Mächtigkeit der Erdkruste nimmt nach Osten hin stark ab. Sie erreicht minimale Werte von 22 Kilometern unter dem zentralen Jameson Land, wobei das untere Krustenstockwerk stärker ausdünnert, als die oberen. Unter Liverpool Land, östlich Jameson Lands gelegen, deutet die seismische Modellierung mit einer Krustenmächtigkeit von 25 Kilometern auf eine erneute Zunahme der Mohotiefe unter diesem isolierten kaledonischen Block hin. Dies wird durch die Schweremodellierung unterstützt. In einer früheren Arbeit wurden für die Krustenmächtigkeit unter dem südlichen Liverpool Land mit einer zweidimensionalen Schweremodellierung 20 Kilometer bestimmt (Hepper, 1991). Marcussen & Larsen (1991) geben dagegen auf der Basis reflexionsseismischer Messungen im nördlichen Bereich Liverpool Lands Werte um 30 Kilometer an.

Das Ausdünnen der Erdkruste und die Trennung Liverpool Lands vom übrigen Kaledonischen Gebiet ist im Zusammenhang mit einer Krustendehnung der gesamten Region durch ein extensives großtektonisches Regime und den Kollaps des kaledonischen Orogens ab dem Devon zu sehen (Henriksen, 1985; Surlyk, 1990; Larsen & Marcussen, 1992). Im Zuge dieser Extension fanden wiederholt Riftprozesse statt, in deren Verlauf im späten Paleozoikum und im Mesozoikum das Sedimentbecken Jameson Lands angelegt wurde (Surlyk, 1990). Die wiederholte Dehnung gipfelte im Tertiär in der Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See (Surlyk et al., 1981). Die Untersuchung der Übergangszone vom kaledonischen Bereich zum Sedimentbecken bildete ein weiteres Ziel der seismischen Messungen. Zur Krustenstruktur in diesem Bereich können folgende Aussagen gemacht werden:

Die Sedimentgesteine des Jameson Land Beckens setzen im Mündungsbereich von Nordvestfjord und Øfjord ein. Die P-Wellengeschwindigkeiten betragen im Becken an der Oberfläche zwischen 3.5 und 5.5 km/s (Fechner, 1994). Im Bereich des Gåsefjordes erstrecken sich die Sedimente weiter nach Westen in den Fjord hinein. Das Sedimentbecken beginnt hier etwa bei Danmark Ø.

Die dreidimensionale tomographische Inversion des Datensatzes aus dem Hall Bredning liefert strukturelle Merkmale im zentralen Bereich des Beckens, die durch bisherige seismische Analysen nicht aufgelöst wurden (Fechner, 1994). Bei etwa 71° Nord konnte mit dieser Methode vor der Küste Jameson Lands zwischen 2 und 5 Kilometern Tiefe eine lokale Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit nachgewiesen werden. Die wahrscheinlichste Erklärung für diese Beobachtung ist das Vorhandensein magmatischer Intrusionskörper. Auf Jameson Land selbst wurden solche sowohl geologisch kartiert (Henriksen, 1985) als auch mit reflexionsseismischen Methoden in allen Tiefenbereichen des Sedimentbeckens nachgewiesen (Marcussen & Larsen, 1991). Als Zeitraum der Intrusionstätigkeit wird für beide Beobachtungen das Tertiär angegeben. Die im Bereich Hall Brednings gefundenen Intrusionen werden daher der gleichen Periode zugeordnet.

Im einer Tiefe zwischen 6 und 7 Kilometern, dem basalen Bereich der Sedimente unter dem Hall Bredning, deutet die tomographische Inversion eine starke Nord-Süd-Variation des Überganges von Sediment zu Kristallin an, die bei früheren Untersuchungen ebenfalls nicht zu erkennen war (Fechner, 1994). Als Ursache für die hohe dreidimensionale Variabilität der tiefsten Beckenbereiche kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

Als erste Möglichkeit kommt wieder die tertiäre Intrusionstätigkeit in Frage. Eine Variation im Auftreten der Sills, die auf Jameson Land im basalen Bereich des Beckens gefunden werden (Marcussen & Larsen, 1991) kann ebenfalls zur beobachteten lateralen Variation der seismischen Geschwindigkeiten führen. Reflexionsseismische Profile auf Jameson Land zeigen allerdings keine hinreichend starken Unterschiede in der Konzentration der magmatischen Gänge (Marcussen & Larsen, 1991). Die im basalen Teil des Beckens beobachteten Strukturen wurden daher wahrscheinlich bereits im Devon während des Sedimentationsprozesses angelegt. Das Anfangsstadium des Extensionskollapses der Kaledoniden ist gekennzeichnet durch die unterschiedlichsten tektonischen und magmatischen Aktivitäten. Die dominierende Extension, die zur Bildung der ersten Becken führte wechselte mit kurzen kompressiven Phasen ab (Surlyk, 1990). Im mittleren bis späten Devon fanden abwechselnd Faltungen, Deckenbildung, Hebungen und vulkanische Ereignisse statt (Surlyk, 1990). Daß durch diese Einflüsse die ältesten Teile der Sedimentbecken sich nicht als reine nord-südstreichende Strukturen ausbildeten ist naheliegend.

Die gravimetrische Modellierung der Krustenstruktur liefert neben den bereits erwähnten Bestätigungen der seismischen Modelle deutliche Hinweise auf eine südliche Fortsetzung des Jameson Land Sedimentbeckens unter den Basalten des Geikie Plateaus, wie sie bereits in früheren Untersuchungen vermutet wurde (Marcussen & Larsen, 1991; Fechner, 1994).

Unter dem Sedimentbecken Jameson Lands liegen im Vergleich zur inneren Fjordregion in 12 Kilometer Tiefe etwas niedrigere Kristallin-geschwindigkeiten um 6.4 km/s vor. Dies kann auf die starke tektonische und magmatische Beanspruchung des Gebietes während der postkalkedonischen Dehnung zurückgeführt werden. Die Geschwindigkeiten, die für die kristalline Kruste bestimmt wurden, stimmen mit Werten einer Arbeit über das refraktionsseismische Experiment im äußeren Scoresby Sund (Hepper, 1991) überein.

Im Bereich der Abnahme der Krustentiefe wurden mit der vorliegenden Studie für die Kruste-Mantelgrenze folgende Charakteristika ermittelt:

Der Übergang von großer zu geringer Krustenmächtigkeit ist im Norden der Region im wesentlichen auf eine Zone von etwa 30 Kilometern Breite im Mündungsgebiet des Nordvestfjordes beschränkt. Hier verläuft auch eine Hauptstörungszone Ostgrönlands (Surlyk, 1990), welche die Kaledoniden von den mesozoischen Gebieten trennt. Im Süden vollzieht sich der Übergang mit geringeren Steigungen über einen Bereich von mehr als 100 Kilometern. Der Grund für diesen Unterschied könnte in der Abnahme der tertiären magmatischen Aktivität nördlich des Sundeinganges liegen, wie sie von Larsen & Marcussen (1992) angegeben wird.

Diese Vermutung wird unterstützt durch die Hinweise, die aus der Signatur der PmP-Phasen der südwestlichen Refraktionsprofile abgeleitet wurden. Diese Signatur wurde durch die Einführung einer Hochgeschwindigkeits-schicht (7.3 km/s für P-Wellen) an der Kruste-Mantelgrenze modelliert. Ihre Ausdehnung ist in Abbildung 9.2 dargestellt. Obwohl keine sicheren seismischen Geschwindigkeiten für diesen Bereich bestimmt werden konnten wird er als Zone starker Mantelintrusion interpretiert. Folgende Faktoren sprechen für diese Interpretation:

Die fragliche Zone ist auf ein Gebiet starker Krustendehnung in unmittelbarer Nähe der tertiären Basaltprovinz Ostgrönlands beschränkt. Intrusionstätigkeit an der Kruste-Mantelgrenze bei der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes vom vulkanischen Typ wird als "magmatisches Underplating"

bezeichnet (White & McKenzie, 1989). Für die Erklärung der Produktion großer Magmenmengen, die man an diesen Plattengrenzen beobachtet, werden zur Zeit mehrere Modelle diskutiert (Mutter, 1988; White & McKenzie, 1989; Griffiths & Campbell, 1991; Richards et al.; 1989). Es soll hier stellvertretend das Modell von White & McKenzie umrissen werden:

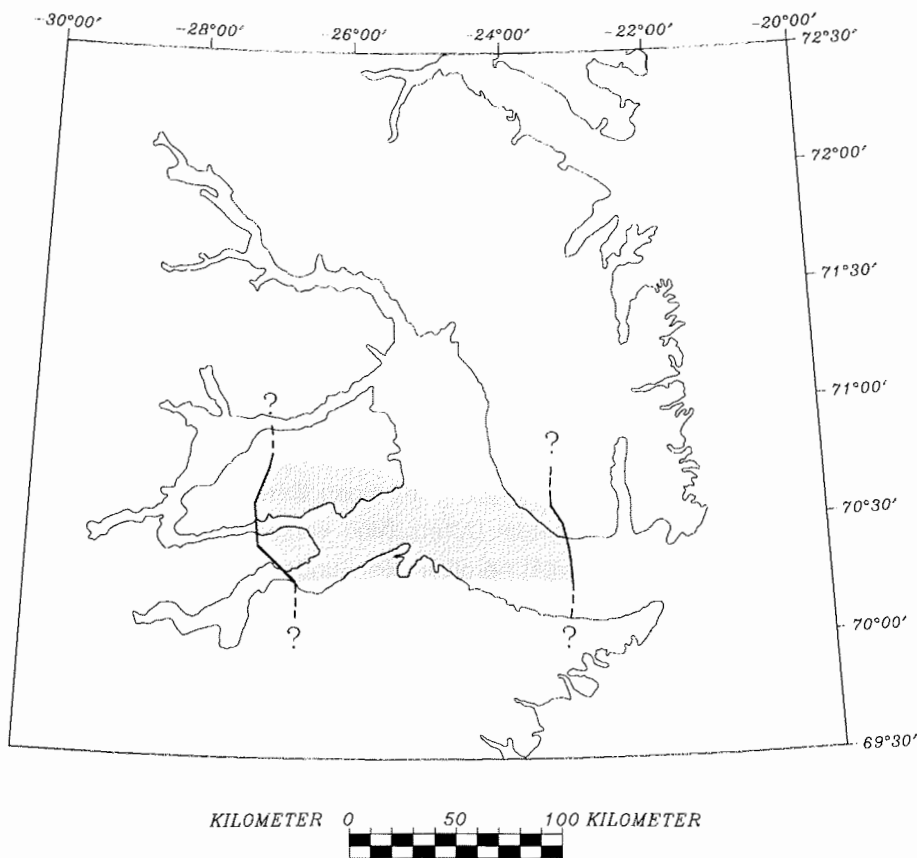


Abb. 9.2: Ausdehnung einer Zone erhöhter seismischer Geschwindigkeit (7.3 km/s) an der Kruste-Mantelgrenze auf der Basis der Modellierung der tiefenseismischen Daten

Die Produktion von Schmelzen wird durch eine Temperaturerhöhung des Erdmantels erklärt. Diese wird durch das Aufdringen eines sogenannten Mantelplumes (oder Hotspots) hervorgerufen. Im Falle Ostgrönlands handelt es sich dabei um den Island-Hotspot. Beim Riftprozess kommt es zur partiellen Dekompressionsschmelze von Mantelmaterial. Ein Teil der Schmelzen steigt auf und bildet an der Oberfläche basaltische Lagen. Im marinen Bereich entstehen dadurch bei der weiteren Entwicklung des Kontinentalrandes Schichtpakete von seewärts einfallenden Reflektoren (Seaward Dipping Reflectors), an Land Provinzen von Flutbasalten.

In Ostgrönland werden auf der Landseite die tertiären Flutbasalte südlich des Scoresby Sunds angetroffen. Auch "Dipping Reflectors" wurden für den Kontinentalrand Ostgrönlands nachgewiesen (Hinz, 1981; Hinz et al., 1987). Modellrechnungen und der weltweite Vergleich von Untersuchungen im Bereich passiver vulkanischer Kontinentalränder zeigen, daß ein größerer Teil der Schmelzen nicht die Oberfläche erreicht sondern in die Kruste intrudiert beziehungsweise von unten an die Moho angelagert wird (White & McKenzie, 1989). So entstehen dort Schichten mit erhöhter P-Wellengeschwindigkeit, deren Mächtigkeit mehrere Kilometer betragen kann (White & McKenzie, 1989; Hill, 1991). Im Gebiet der Hatton Bank, zwischen den britischen Inseln und Grönland gelegen, wurde eine solche Schicht mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 7.3 km/s seismisch erfasst (White et al., 1987). Auf norwegischer Seite wurde ebenfalls eine Hochgeschwindigkeitschicht von 7.3 km/s P-wellengeschwindigkeit mit refraktionsseismischen Methoden nachgewiesen (Kodaira et al., 1994; Mjelde et al., 1994). Die Auswertung refraktionsseismischer Daten aus dem äußeren Scoresby Sund enthielt Hinweise auf erhöhte seismische Geschwindigkeiten im Bereich der Moho unter Jameson Land (Hepper, 1991). Daß die Position der in dieser Arbeit vorgestellten intrudierten Zone relativ weit von der Kontinent-Ozeangrenze entfernt liegt (bis zu ca. 200 km), kann durch die komplizierte Öffnungsphase der Norwegisch-Grönländischen See erklärt werden. Während des Rifting ging der Produktion ozeanischer Kruste mehrere magmatische Phasen voraus, deren Zentren teilweise im Westen der Scoresby Sund Region lagen (Melchior Larsen & Watt, 1985). Der tertiäre Magmatismus trat daher auf ostgrönländischer Seite über ein wesentlich weiteres Gebiet verteilt auf als auf der europäischen Seite.

Die vorliegende Studie ist die erste Arbeit, die auf der Basis refraktionsseismischer und gravimetrischer Daten die kontinentale Kruste Ostgrönlands bis an den Rand des Inlandeises beschreibt. Sie setzt damit wichtige Rahmenbedingungen für die weitere geophysikalische Untersuchung der Erdkruste Ostgrönlands.

Im Gebiet des Jameson Land Beckens bilden die diversen Relikte tertiärer magmatischer Aktivität und die komplexe Struktur des basalen Sedimentbereiches wichtige Ergebnisse für das Verständnis der Beckenentwicklung.

Die Kruste der ostgrönländischen Kaledoniden zeigt bis in mittlere Tiefen zur europäischen Seite analoge Strukturen.

Die ungewöhnlich großen Krustenmächtigkeiten im Übergangsbereich zum grönländischen Kraton bilden das vielleicht überraschendste Ergebnis der Untersuchungen und werfen neue Fragen zur tektonischen Geschichte dieser Zone auf. Diese betreffen zum einen den Einfluß des Island-Hotspots auf die Erdkruste in diesem Übergangsbereich und zum anderen präkambrische orogene Phasen westlich des heutigen kaledonidschen Gebirges Ostgrönlands.

Literaturverzeichnis

- Bamford, D., Nunn, K., Prodehl, C. & Jacob, B** (1978): *LISPB-IV Crustal Structure of Northern Britain*, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 54, pp. 43-60.
- Balling, N.** (1980): *The Land Uplift in Fennoscandia, Gravity Field Anomalies and Isostasy*, in : Möner, N.A. (Ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, J. Wiley & Sons New York 1989, pp. 297.
- Barton, P. J.** (1992): *LISPB revisited: a new look under the Caledonides of northern Britain*, Geoph. J. Int., Vol. 110, pp. 371-391.
- Birch, F.** (1961): *The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, Pt. 2*, J. Geophys. Res., 66, pp. 2199-2224.
- Bodenseewerke Gerätetechnik GmbH** (1985): *Instruction Manual for Marine / Air Gravity Meter System KSS31, Description, Operation*, Meersburg.
- Boyle, A. P.** (1989): *The geochemistry of the Sulitjelma ophiolite and associated basic volcanics: tectonic implications*, in Gayer, R. A. (Ed.): *The Caledonide Geology of Scandinavia*, Graham & Trotman Ltd., London, pp. 153-165.
- Cerveny, V., Molotkov, I. A., Psencik, I.** (1977): *Ray Method in Seismology*, Charles University Press, Prag, pp. 214.
- Dehlinger, P.** (1978): *Marine Gravity*, Elsevier Oceanography Series, Vol. 22, Elsevier Publ. Comp. , pp. 148.
- Dewey, J. F.** (1988): *Extensional Collaps of Orogens*, Tectonics, Vol. 7, No. 6, pp. 1123-1139.
- Durrheim, R. J. & Mooney, W. D.** (1991): *Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology*, Geology, Vol. 19, pp. 606-609.
- Dyrelius, D.** (1985): *A geophysical perspective of the Scandinavian Caledonides*, Gee, D.G. & Sturt, B.A. (Eds.): *The Caledonide Orogen,- Scandinavia and Related Areas*, Wiley & Sons Ltd, pp. 185-194.
- Fechner, N.** (1994): *Detaillierte refraktionsseismische Messungen im inneren Scoresby Sund / Ostgrönland*, Berichte zur Polarforschung, Vol. 143, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.

- Forsberg, R.** (1991): *Gravity Measurements in East Greenland 1986-88*, National Survey and Cadastre - Denmark, Geodetic Division, Technical Report No. 4, København 1991.
- Funder, S.** (1972): *Remarks on the Quaternary geology of Jameson Land and adjacent areas, Scoresby Sund, East Greenland*, Rapports Grønlands Geologiske Undersøgelse, Vol. 48, pp. 93-98.
- Gebrande, H.** (1982): *3.1 Geschwindigkeiten elastischer Wellen und Elastizitätskonstanten von Gesteinen und gesteinsbildenden Mineralen*, Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, Band 1b, Hrsg. Angenheister, G., Springer-Verlag, Berlin.
- Götze, H.-J.** (1978): *Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen dreidimensionaler Modellkörper*. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 25, pp. 195-215.
- Griffiths, R. W. & Campbell, I. H.** (1991): *Interaction of Mantle Plume Heads With the Earth's Surface and Onset of Small-Scale Convection*, J. Geoph. Res., Vol. 96, No. B11, pp. 18, 295-18,310.
- Hambrey, J.** (1989): *The Late Proterozoic sedimentary record of East Greenland: its place in understanding the evolution of the Caledonide Orogen*, The Caledonide Geology of Scandinavia, Gasyer, R. A. (Ed.), Graham & Trotman, pp. 257-262.
- Haller, J.** (1971): *Geology of the East Greenland Caledonides*, Interscience, London, pp. 1-375.
- Haller, J.** (1985): *The East Greenland Caledonides - reviewed*, Gee, D.G. and Sturt, B.A. (1985): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd., pp. 1031.
- Hempel, L. & Thyssen, F.** (1992): *Deep Radio Echo Soundings in the Vicinity of GRIP and GISP2 Drill Sites, Greenland*, Polarforschung, Vol. 62, pp. 11-16.
- Henriksen, N.** (1973): *Caledonian Geology of Scoresby Sund Region, central East Greenland*, Pitcher, M. G. (Ed.): *Arctic Geology, Proceedings of the second int. symp. on arctic geology*, Memoir 19, AAPG, Tulsa, USA, pp. 440-452.
- Henriksen, N.** (1985): *The Caledonides of central East Greenland 70° - 76°N*, Gee, D.G. and Sturt, B.A. (1985): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd., pp. 1095.
- Henriksen, N.** (1985): *Geological map of Greenland (1:500000), sheet 12: Scoresby Sund*, Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen.

- Hepper, J.** (1991): *Refraktionsseismische Untersuchungen im Scoresby Sund, Ostgrönland*, unveröffentl. Diplomarbeit, Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- Higgins, A. K. and Phillips, W. E. A.** (1979): *East Greenland Caledonides - an extension of the British Caledonides*, in Harris, A. L., Holland, C. H. and Leake, B. E. (Eds.): *The Caledonides of the British Isles - reviewed*, Scottish Academic Press, Edinburgh, pp. 19 -32.
- Hill, R. I.** (1991): *Starting plumes and continental break-up*, Earth Planet. Sci. Let., Vol. 104, pp. 398.
- Hinz, K.** (1981): *A Hypothesis on Terrestrial Catastrophes, Wedges of very thick Oceanward Dipping Layers beneath Passive Continental Margins - their origin and paleoenvironmental significance*, Geol. Jahrb., E 22, pp. 3-28.
- Hinz, K., Mutter, J.C., Zehnder, C.M. & NGT Study Group** (1987): *Symmetric conjugation of continent-ocean boundary structures along the Norwegian and East Greenland Margins*, Mar. Petrol. Geol., Vol. 4, pp. 166-187.
- Hirschleber, H. B., Lund, C. E., Meissner, R., Vogel, A. & Weinrebe** (1975): *Seismic investigation along the Scandinavien 'Blue Road' traverse*, J. Geophys., Vol. 41, pp. 135-148.
- Hole, J. A.** (1992): *Nonlinear High-Resolution Three-Dimensional Seismic Travel Time Tomography*, J. Geophys. Res., Vol. 97 No. B5
- Hole, J. A.** (1993): *Structure of the Queen Charlotte Basin and Underlying Crust from Modelling and Inversion Of Three-Dimensional Seismic Refraction Data*, PhD-thesis, Department of Geophysics and Astronomy, University of British Columbia.
- Kearey, P.** (Ed., 1993): *The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences*, Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- Knapp, J. H., Bader, M. A., Steer, D. N., Brown, L. D.** (1994): *COCORP and Seismic Reflection Profiling of the Uralian Orogen, Russia*, Vortrag auf dem 6th International Symposium on Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins - Program and Abstracts, Budapest 12-17 September 1994, p. 33.
- Kodaira, S., Shimamura, H., Hirschleber, H. B., M. A. & Mjelde, R.** (1994): *Crustal Structure of the Ocean-Continental Transition Zone of the Lofoten, Margin, off N. Norway by OBS Refraction and Wide-Angle Reflection Studies* 6th International Symposium on Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins - Program and Abstracts, Budapest 12-17 September 1994, p. 29.

- Korn, M.** (1991): *Die Modellierung seismischer Wellen in heterogenen Medien - ein Überblick*, DGG-Seminar "Interpretationsmethoden der Krustenseismik", Neustadt/Weinstraße, 25.2. -1.3. 1991.
- Larsen, H. C.** (1984): *Project NAD-East Greenland - Pre-Final Report*, Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen.
- Larsen, H. C., Marcussen, C. & Thorning, L.** (1988): *Aeromagnetic Anomaly Map of Greenland, Sheet 4 (69°-74° N, 19°-27° W), 1: 1000000*, Grønlands Geologiske Undersøgelse, Copenhagen.
- Larsen, H.C.** (1990): *The East Greenland Shelf*, The Geology of North America Vol L, The Arctic Ocean region, Kap. 12, The Geological Society of America.
- Larsen, H. C. & Bengaard, H.-J.** (1991): *Devonian basin initiation in East Greenland: a result of sinistral wrench faulting and Caledonian extensional collapse*, Journ. Geol. Soc., London, Vol. 148, pp. 355.
- Larsen, H.C. & Marcussen, C.** (1992): *Sill-intrusion, flood basalt emplacement and deep crustal structure of the Scoresby Sund region, East Greenland*, Storey, B. C., Alabaster, T. & Pankhurst, R. J. (eds): *Magmatism and the causes of Continental Break-up*, Geol. Soc. Spec. Publ. No. 68, pp.365-386.
- Lawver, L. A. & Müller, D.** (1994): *Iceland hotspot track*, Geology, Vol. 22, pp. 311-314.
- Lewry, J.F., Hajnal, Z., Green, A., Lucas, S. B., White, D., Stauffer, M., Ashton, K., Weber, W. & Clowes, R.** (1994): *Structure of a Paleoproterozoic Continent-Continent Collision Zone: a LITHOPROBE Seismic Reflection Profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada*, Tectonophysics, Vol. 232, pp. 161-178.
- Lucas, S. B., Green, A., Hajnal, Z., White, D., Lewry, J. F., Ashton, K., Weber, W. & Clowes, R.** (1993): *Deep seismic profile across a Proterozoic collision zone: surprise at depth*, Nature, Vol. 363, Mai 1993, pp. 339.
- Lucas, S. B., White, D., Hajnal, Z., Lewry, J. F., Green, A., Clowes, R., Zwanzig, H., Ashton, K., Schledewitz, D., Stauffer, M., Norman, A., Williams, P. F., Spence, G.** (1994): *Three-dimensional collisional structure of the Trans-Hudson Orogen, Canada*, Tectonophysics, Vol. 232, pp. 161.
- Luetgert, J. H.** (1988): *User's manual for RAY86/RAY86PLT: Interactive twodimensional raytracing / synthetic seismogram package*, open file report 88-XX, US Geological survey, Menlo Park.

- Mandler, H. A. F.** (1991): *Auswertung land/see-seismischer Refraktionsmessungen im Scoresby Sund / Ostgrönland*, unveröffentl. Diplomarbeit am Inst. für allg. u. ang. Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität, München.
- Marcussen, C. & Larsen, H. C.** (1991): *Project "Dybseis": Deep seismic studies in the Jameson Land basin Final Report*, Grønlands Geologiske Undersøgelse.
- Mc Clay, K. R., Norton, M. G., Coney, P. & Davis, G. H.** (1986): *Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone*, Nature, Vol. 323, pp. 147-149.
- Melchior Larsen, L. & Watt, W. S.** (1985): *Episodic volcanism during break-up of the North Atlantic: evidence from the East Greenland plateau basalts*, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 73, pp. 105.
- Meissner, R.** (1986): *The Continental Crust, a Geophysical Approach*, International Geophysics Series Vol. 34, Academic Press Inc..
- Meyer, Uwe** (in prep.): *Untersuchung des südöstlichen Weddellmeeres anhand mariner Potentialfelddaten*, Berichte zur Polarforschung, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Mjelde, R., Sellevoll, M. A. & Kodaira, S.** (1994): *Crustal Structure of the Volcanic Margin off Lofoten, N. Norway, from Multichannel Reflection and Wide-Angle OBS-Data*, 6th International Symposium on Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins - Program and Abstracts, Budapest 12-17 September 1994, p. 30.
- Mutter, J. C., Buck, W. R., & Zehnder, C. M.** (1988): *Convective Partial Melting 1. A Model for the Formation of Thick Basaltic Sequences during the Initiation of Spreading*, Journ. Geoph. Res., Vol. 93, No. B2, pp. 1031-1048.
- Piper, J. D. A.** (1985): *Continental movements and breakup in Late Precambrian-Cambrian times: prelude to Caledonian orogenesis*, Gee, D.G. and Sturt, B.A. (1985): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd., pp. 19.
- Reeh, N.** (1989): *Dynamic and climatic history of the Greenland Ice Sheet, chapter 14*, Quaternary Geology of Canada and Greenland, Fulton, R. J. (ed.), Geol. Sur. Can., Geology of Canada, No. 1, pp.795.
- Richards, M. A., Duncan, R. A. & Courtillot, V. E.** (1989): *Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails*, Science, Vol. 24, pp. 103-107.

- Roberts, D, Sturt, B. A. and Furnes, H.** (1985): *Volcanite assemblages and environments in the Scandinavian Caledonides and the sequential development history of the mountain belt*, Gee, D.G. and Sturt, B.A. (1985): *The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd., pp. 919.
- Schmidt, S. & Götze, H. -J.**, (1993): *IGMAS 3-D Gravity Modelling Program Documentation*, Version 1.0.
- Sellevoll, M. A.** (1973): *Mohorovicic discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian Sea and the North Sea*, *Tectonophysics*, Vol. 20, pp. 359-366.
- Surlyk, F.** (1978): *Jurassic basin evolution of East Greenland*, *Nature*, Vol. 274, pp. 130.
- Surlyk, F., Clemmensen, L. B. and Larsen, H. C.** (1981): *Post-Paleozoic Evolution of the East Greenland Continental Margin*, *Mem. Can. Soc. Petr. Geol.*, Vol. 7, pp. 611.
- Surlyk, F.** (1990): *Timing, style and sedimentary evolution of Late Paleozoic-Mesozoic extensional basins of East Greenland*, Hardman, R.F.P. & Brooks, J. (Eds.): *Tectonic Events Responsible for Britain's Oil and Gas Reserves*, *Geol. Soc. Spec. Publ. No. 55*, pp. 107-125.
- Torge, Wolfgang** (1989): *Gravity*, De Gruyter Verlag, Berlin, p. 101.
- Uenzelmann-Neben, Gabriele, Jokat, W. & Vanneste, K.** (1991): *Quaternary sediments in Scoresby Sund, East Greenland: Their distribution as revealed by reflection seismic data*, Möller, P., Hjort, C. & Ingolfsson, O. (Ed.): *The Last Interglacial-Glacial Cycle: Preliminary report on the PONAM fieldwork in Jameson Land and Scoresby Sund, East Greenland*; *Lundqua report*, Vol. 33, pp. 139-148.
- Uenzelmann-Neben, Gabriele** (1993): *Sedimentstrukturen im Bereich des Scoresby Sund (Ost-Grönland)*, *DGG Mittlg.* 3-4, pp. 18-24.
- Vidale, J. E.** (1990): *Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions*, *Geophysics*, Vol. 55, pp. 521-526.
- Windley, B. F.** (1977): *The Evolving Continents*, second edition, J. Wiley & Sons, Chichester, p. 181.
- Weigel, W.** (1988): *Bericht über die Polarstern-Expedition ARK V/3b 2. August - 29. August 1988*, Uni. Hamburg, Inst. f. Geophysik.
- White, R. S., Spence, G. D., Fowler, S.R., McKenzie, D. P., Westbrook, G. K. & Bowen, A. N.** (1987): *Magmatism at rifted continental margins*, *Nature*, Vol. 330, pp. 439-444.

-
- White, R. S. & McKenzie, D.** (1989): *Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts*, Journ. Geoph. Res., Vol. 94, No. B6, pp. 7685-7729.
- White, R. S.** (1993): *Hot and Cold Rifts*, EOS, Februar 1993, pp. 57-58.
- Yilmaz, Ö.** (1987): *Seismic Data Processing*, Series: Investigations in Geophysics, Vol. 2, SEG, Tulsa.
- Ziegler, P. A.** (1985): *Late Caledonian framework of western and central Europe*, Gee, D.G. and Sturt, B.A. (1985): *The Caledonide Orogen-Scandinavia and Related Areas*, John Wiley & Sons Ltd., pp. 919.

Dank

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und für die Möglichkeit, die Arbeit am Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven anfertigen zu können. Für die Übernahme des Korreferats danke ich Herrn Prof. Dr. U. Bleil. Herrn Dr. W. Jokat danke ich für sein stetes Interesse am Fortgang der Arbeit und für viele Gespräche und Anregungen. Für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die Verbesserungsvorschläge danke ich Frau Dr. G. Uenzelmann-Neben, Herrn Dr. S. Neben, Herrn Dr. W. Jokat, Herrn Dr. K. Gohl, Herrn Dipl. Geophys. U. Meyer und Herrn Dipl. Geophys. C. Müller.

Den Offizieren und der Mannschaft von FS "Polarstern" danke ich für ihren großartigen Einsatz, ohne den 1990 die geophysikalischen Messungen im Scoresby Sund nicht möglich gewesen wären.

Herrn Dipl. Geophys. U. Meyer gilt mein besonderer Dank für die exzellente Unterstützung bei der Bearbeitung der gravimetrischen Daten. Herrn Dr. J. Hole danke ich für die Bereitstellung der Programme für die tomographische Inversion. Herr Dipl. Geophys. O. Novak ermöglichte die Berechnung synthetischer seismischer Amplituden auf dem Großrechner der Universität Karlsruhe, wofür ich ihm herzlich danke. Herr Dr. R. Forsberg stellte die Schweredaten des Kort- og Matrikelstyrelsen, Dänemark zur Verfügung. An dieser Stelle sei ihm dafür gedankt. Allen Mitarbeitern des AWI danke ich für ihre Unterstützung und Gesprächsbereitschaft und für die angenehme Arbeitsatmosphäre am Institut. Frau Dr. G. Uenzelmann-Neben gilt hier besonderer Dank für ihren kritischen Geist und ihre stetige Diskussionsbereitschaft.

Meiner Frau Reingard möchte ich an dieser Stelle besonders danken. Sie hat mich während der gesamten Zeit meiner Promotion großartig moralisch unterstützt und hat mir so den nötigen Rückhalt verschafft. Sie lektorierte das Manuskript, verbesserte geduldig die diversen Unzulänglichkeiten meiner Interpunktion und gab hilfreiche stilistische Hinweise.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern, die den Großteil meiner Ausbildung überhaupt ermöglichten und die mich während der gesamten Zeit meiner Promotion moralisch unterstützten.

**Anhang A: Geographische Position der seismischen
Landstationen der Expedition ARK VII/3b
mit FS "Polarstern"**

Geographische Breite und Länge werden in Dezimalgrad angegeben.
Soweit sie vor Ort bestimmt wurden sind die Stationshöhen über NN in
Metern angegeben.

Profil AWI 90300 / 90310

Station	Höhe	Latitude	Longitude
AWI-301 / 311			
Kanal : 0		70.04833	-28.52833
Kanal : 1		70.04833	-28.52833
Kanal : 2		70.04833	-28.52833
Kanal : 3		70.04986	-28.51600
Kanal : 4		70.04680	-28.54066
Kanal : 5		70.04833	-28.52833
Kanal : 6		70.04833	-28.52833
Kanal : 7		70.04833	-28.52833
AWI-302 / 312			
Kanal : 0		70.06333	-28.25333
Kanal : 1		70.06333	-28.25333
Kanal : 2		70.06333	-28.25333
Kanal : 3		70.06486	-28.24096
Kanal : 4		70.06180	-28.26567
Kanal : 5		70.06333	-28.25333
Kanal : 6		70.06333	-28.25333
Kanal : 7		70.06333	-28.25333
AWI-303 / 313			
Kanal : 0		70.05667	-27.53500
Kanal : 1		70.05667	-27.53500
Kanal : 2		70.05667	-27.53500
Kanal : 3		70.05514	-27.54734
AWI-304 / 314			
Kanal : 0	207	70.14931	-27.12096
Kanal : 1	207	70.14931	-27.12096
Kanal : 2	207	70.14931	-27.12096
Kanal : 3	207	70.15084	-27.10857

Profil AWI 90300

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-310	REFTEK	285	70.67475	-23.44378
AWI-314	REFTEK	620	70.72000	-22.94667

Profil AWI 90310

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-316	REFTEK	65	70.62064	-23.89528
AWI-318	REFTEK	109	70.66775	-23.71678
AWI-319	REFTEK	166	70.66503	-23.59917
AWI-323	REFTEK	551	70.70518	-23.02645
AWI-325	REFTEK	492	70.73194	-22.68956

Profil AWI 90320 / 90340

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-321 / 341				
	Kanal : 0	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 1	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 2	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 3	292	70.47025	-28.28277
	Kanal : 4	292	70.46971	-28.30951
	Kanal : 5	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 6	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 7	292	70.46998	-28.29614
AWI-322 / 342				
	Kanal : 0	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 1	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 2	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 3		70.43919	-27.64880
	Kanal : 4		-	-
	Kanal : 5	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 6	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 7	20	70.43880	-27.66212

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-323 / 343	Kanal : 0	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 1	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 2	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 3	60	70.49107	-27.03294
AWI-324 / 344	Kanal : 0		70.45139	-26.23806
	Kanal : 1		70.45139	-26.23806
	Kanal : 2		70.45139	-26.23806
	Kanal : 3		70.45178	-26.22473
AWI-325 / 345	REFTEK	54	70.55126	-25.91541
AWI-326 / 346	REFTEK	65	70.62064	-23.89528
AWI-328 / 348	REFTEK	109	70.66775	-23.71678
AWI-329 / 349	REFTEK	167	70.66503	-23.59917
AWI-333 / 353	REFTEK	551	70.70518	-23.02645
AWI-335 / 355	REFTEK	492	70.73194	-22.68956

Profil AWI 90360

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-361	Kanal : 0	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 1	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 2	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 3	292	70.47025	-28.28277
	Kanal : 4	292	70.46971	-28.30951
	Kanal : 5	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 6	292	70.46998	-28.29614
	Kanal : 7	292	70.46998	-28.29614

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-362				
	Kanal : 0	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 1	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 2	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 3	20	70.43919	-27.64880
	Kanal : 4		-	-
	Kanal : 5	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 6	20	70.43880	-27.66212
	Kanal : 7	20	70.43880	-27.66212
AWI-363				
	Kanal : 0	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 1	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 2	60	70.48991	-27.01999
	Kanal : 3	60	70.49107	-27.03294
AWI-364				
	Kanal : 0		70.45139	-26.23806
	Kanal : 1		70.45139	-26.23806
	Kanal : 2		70.45139	-26.23806
	Kanal : 3		70.45178	-26.22473
AWI-365	REFTEK	147	70.92310	-27.65653
Profil AWI 90380				
Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-381	REFTEK	55	71.87880	-28.05603
AWI-382				
	Kanal : 0	163	71.64769	-27.21051
	Kanal : 1	163	71.64769	-27.21051
	Kanal : 2	163	71.64769	-27.21051
	Kanal : 3	163	71.64481	-27.19962
AWI-383-3	REFTEK	130	71.59945	-26.50430
AWI-384				
	Kanal : 0	75	71.47292	-25.85030
	Kanal : 1	75	71.47292	-25.85030
	Kanal : 2	75	71.47292	-25.85030
	Kanal : 3	75	71.47158	-25.84298

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-385	REFTEK	120	71.44112	-25.35735
AWI-386				
	Kanal : 0	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 1	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 2	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 3	12	71.30150	-25.04128
	Kanal : 4	12	71.29702	-25.05525
	Kanal : 5	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 6	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 7	12	71.29702	-25.04128
AWI-387	REFTEK	105	71.40527	-24.69871
AWI-388	REFTEK	48	71.05070	-24.69871
AWI-389	REFTEK	65	70.62064	-23.89528

Profil AWI 90400

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-401	REFTEK	200	70.90380	-22.40323
AWI-402	REFTEK	65	70.44385	-22.64793
AWI-403	REFTEK	260	70.08800	-22.68233
AWI-404	REFTEK	220	70.15083	-22.07533
AWI-405				
	Kanal : 0	65	70.44385	-22.64793
	Kanal : 1	65	70.44385	-22.64793
	Kanal : 2	65	70.44385	-22.64793
	Kanal : 3	65	70.44206	-22.64793

**Die Landstationen der kombinierten seismischen Reflexions-
/Refraktionsprofile im Bereich Hall Brednings
(Profile AWI 90537 bis AWI 90558):**

Station		Höhe	Latitude	Longitude
AWI-501	Kanal : 0	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 1	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 2	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 3	12	71.30150	-25.04128
	Kanal : 4	12	71.29702	-25.05525
	Kanal : 5	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 6	12	71.29702	-25.04128
	Kanal : 7	12	71.29702	-25.04128
AWI-502	Kanal : 0	156	70.89628	-25.38018
	Kanal : 1	156	70.89628	-25.38018
	Kanal : 2	156	70.89628	-25.38018
	Kanal : 3	156	70.90074	-25.37899
	Kanal : 4	156	70.89706	-25.39366
	Kanal : 5	156	70.89628	-25.38018
	Kanal : 6	156	70.89628	-25.38018
	Kanal : 7	156	70.89628	-25.38018
AWI-503	Kanal : 0	54	70.77770	-25.48111
	Kanal : 1	54	70.77770	-25.48111
	Kanal : 2	54	70.77770	-25.48111
	Kanal : 3	54	70.77731	-25.49466
AWI-504	Kanal : 0		70.35287	-25.30962
	Kanal : 1		70.35287	-25.30962
	Kanal : 2		70.35287	-25.30962
	Kanal : 3		70.35326	-25.32289
AWI-506	REFTEK	65	70.62064	-23.89528
AWI-507	REFTEK	80	70.82603	-24.09793
AWI-508	REFTEK	48	71.0507	-24.24177
AWI-509	REFTEK	26	71.40527	-24.69871
AWI-510	REFTEK	92	70.21896	-24.32680

Anhang B: Seismische Sektionen / Raytracing

Dieser Teil des Anhangs enthält alle Seismogramm-Montagen der tiefenseismischen Profile mit dem zugehörigen Raytracing, die für die Entwicklung der in dieser Arbeit vorgestellten zweidimensionalen seismischen Geschwindigkeitsmodelle verwendet wurden, und die nicht in Kapitel 6. dargestellt sind.

Ebenfalls enthalten sind alle Raytracingdarstellungen für S-Wellen, die nicht in Kapitel 6. gezeigt werden.

Für die Bezeichnungen der seismischen Laufzeitäste wurde analog zu Kapitel 6. folgende Notation gewählt:

Kompressionswellen:

- P_g** Laufzeitast von in der oberen und mittleren Kruste refraktierten Einsätzen
- P_c** Laufzeitast intrakrustal reflektierter Einsätze
- P_mP** Laufzeitast von an der Moho reflektierten Einsätzen
- P_n** Laufzeitast von an der Moho refraktierten Einsätzen

Scherwellen:

- S_g** Laufzeitast von in der oberen und mittleren Kruste refraktierten Einsätzen
- S_c** Laufzeitast intrakrustal reflektierter Einsätze
- S_mS** Laufzeitast von an der Moho reflektierten Einsätzen
- S_n** Laufzeitast von an der Moho refraktierten Einsätzen

Die Raytracingabbildungen stellen in der oberen Hälfte den Vergleich berechneter Laufzeiten (Kreise) mit gemessenen Laufzeiten (Kreuze) in einem Laufzeitdiagramm dar. Die untere Hälfte zeigt die zugehörigen gerechneten Strahlwege im Geschwindigkeitsmodell. Die einzelnen Schichtgeschwindigkeiten der Modelle sind den Abbildungen in Kapitel 6. zu entnehmen.

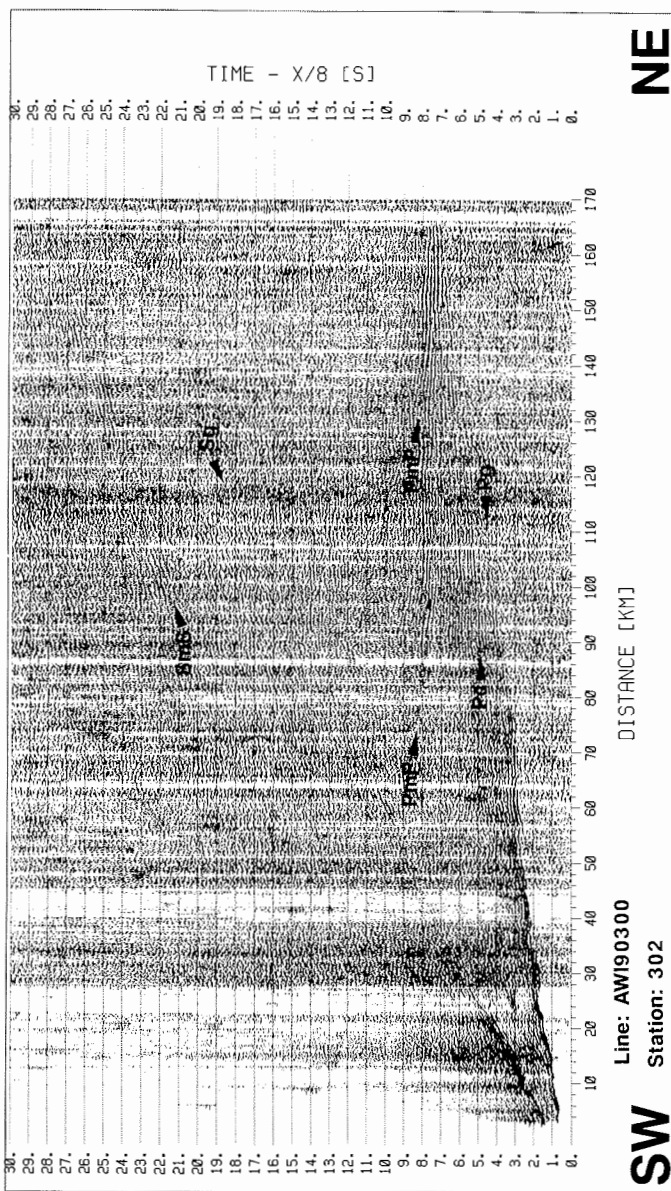


Abb. B 1 : Seismogramm-Montage der Station 302, Profil AWI 90300 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

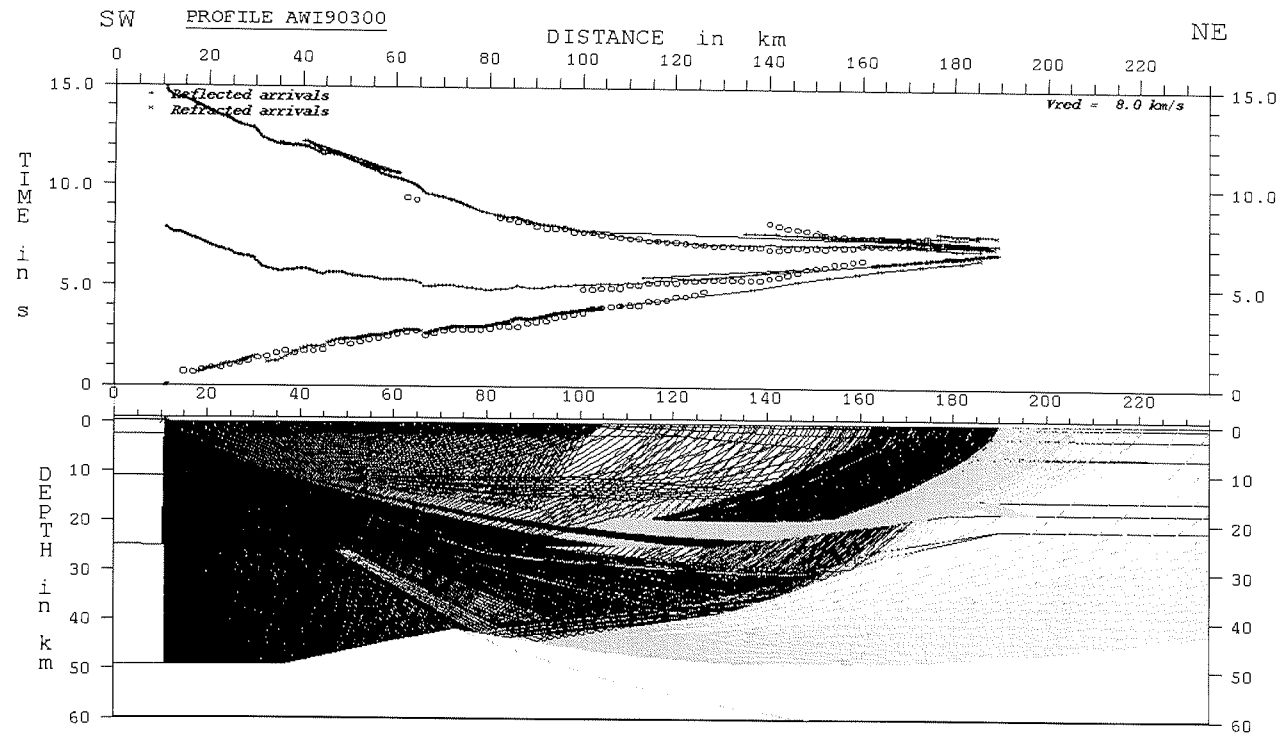


Abb. B 2: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 302

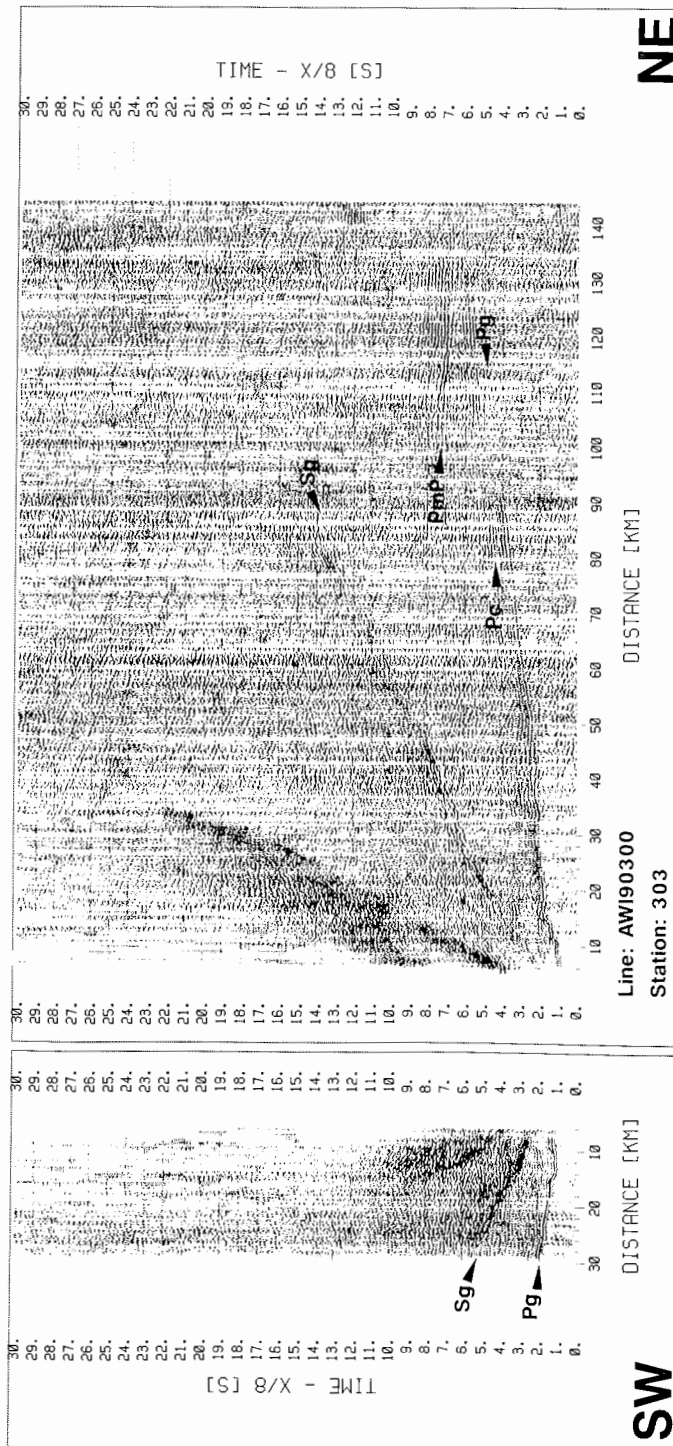


Abb. B 3: Seismogramm-Montage der Station 303, Profil AWI 90300 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

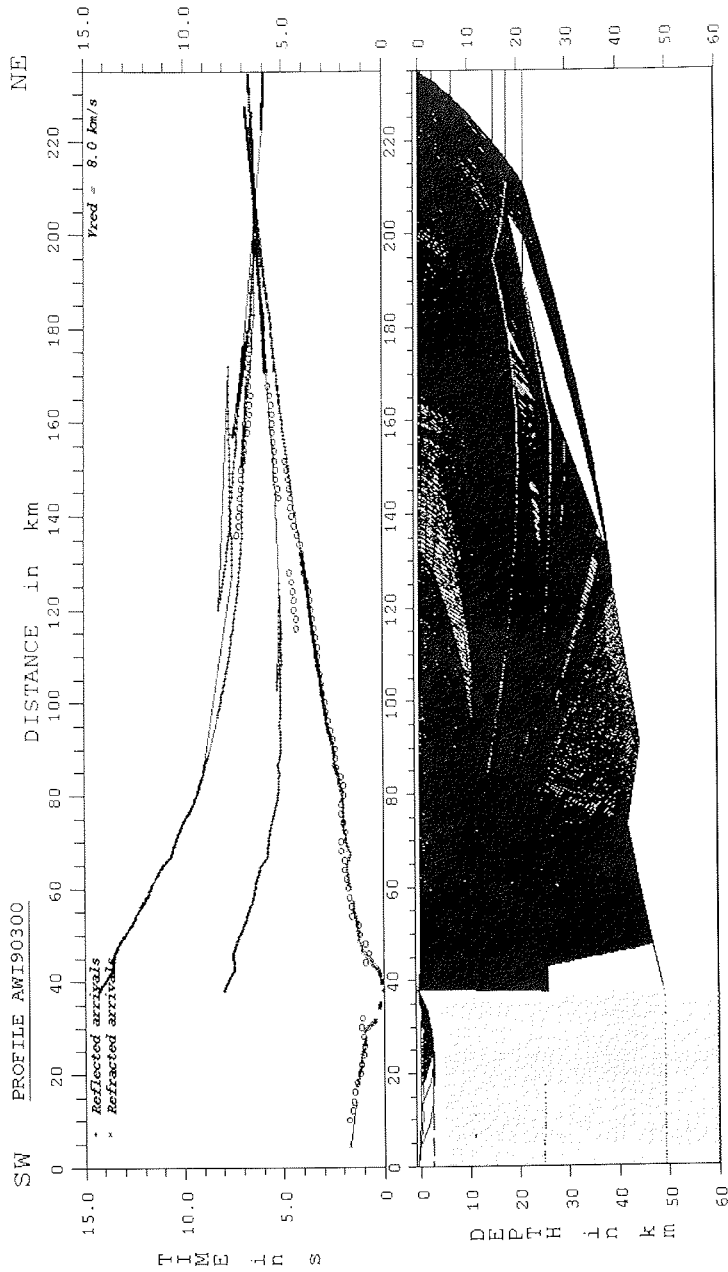


Abb. B 4 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 303

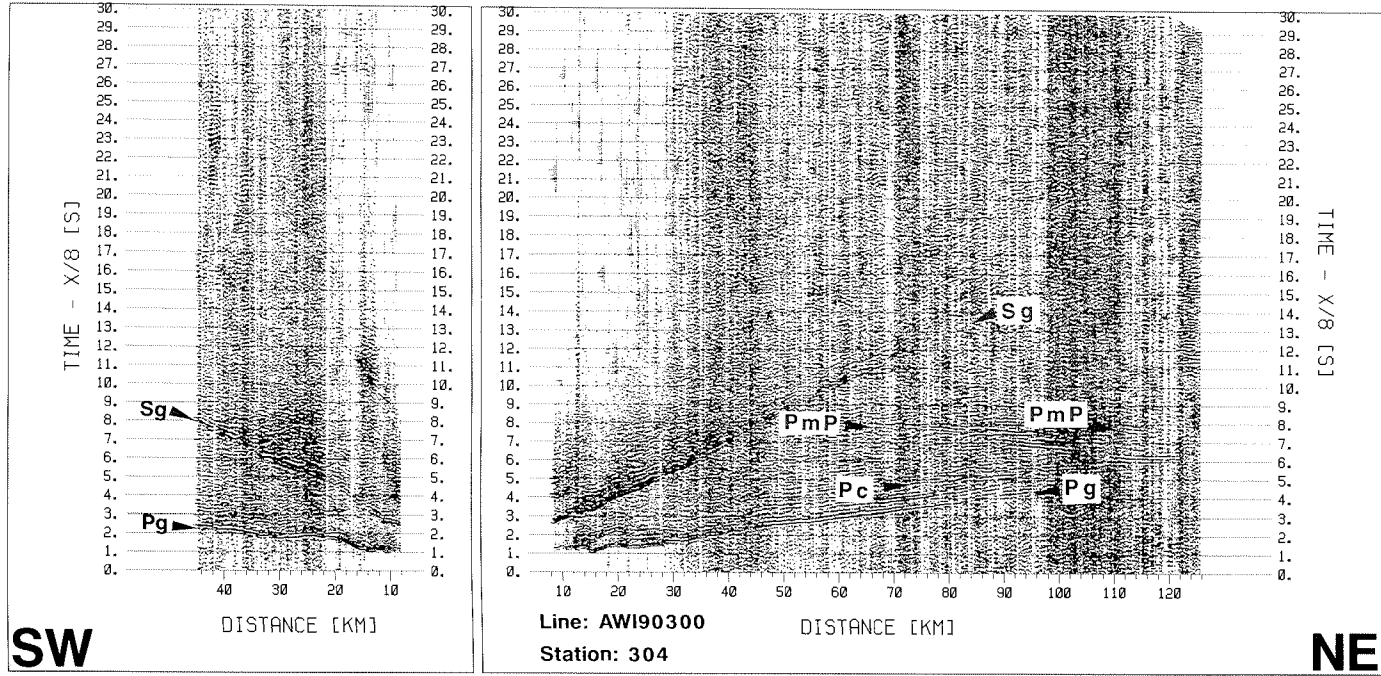


Abb. B 5 : Seismogramm-Montage der Station 304, Profil AWI 90300 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

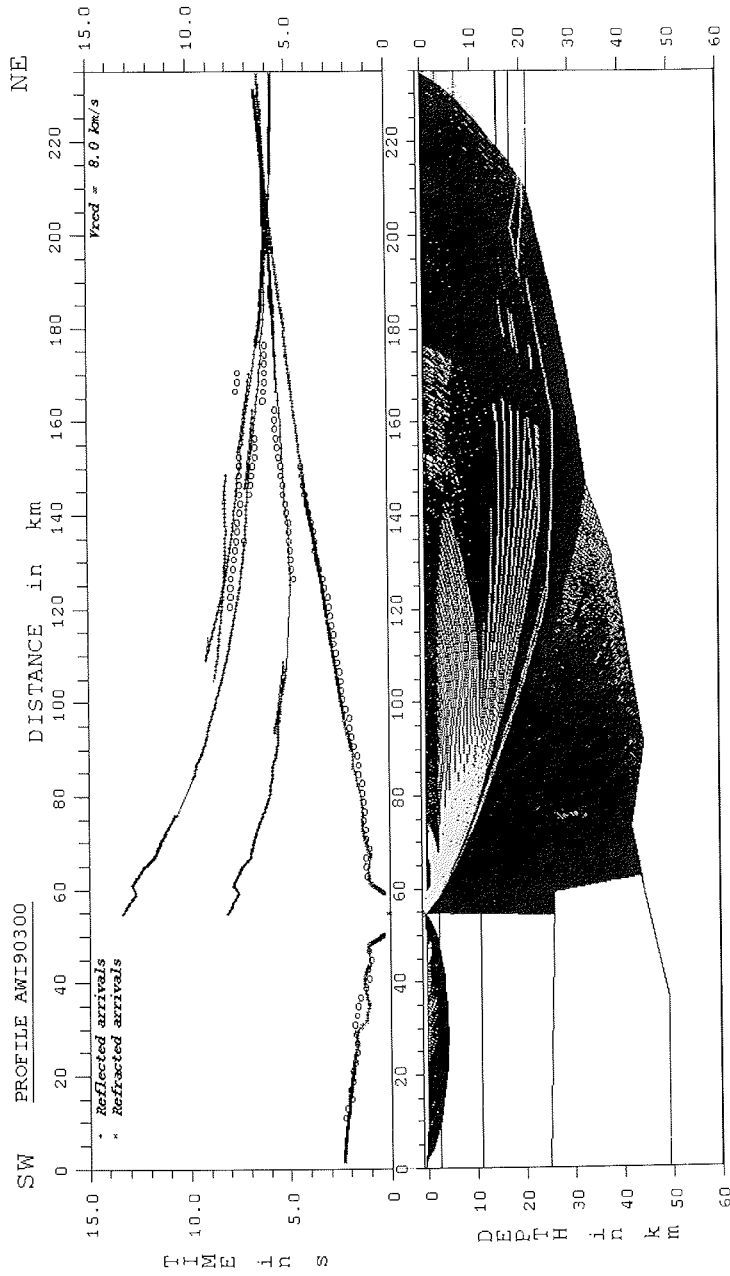


Abb. B.6 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 304

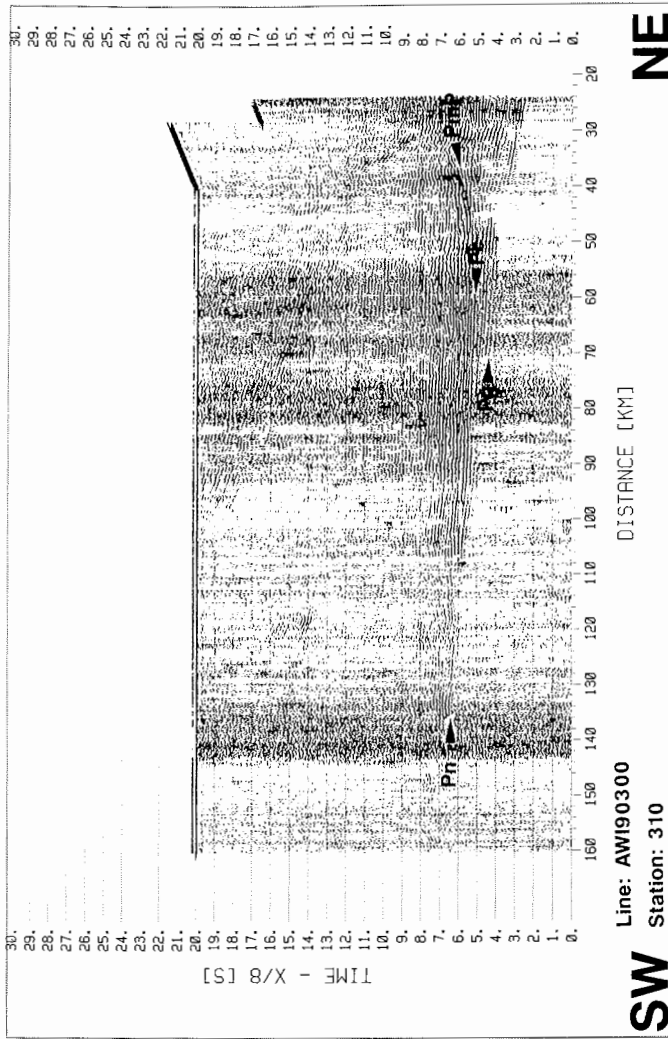


Abb. B 7: Seismogramm-Montage der Station 310, Profil AWI 90300 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

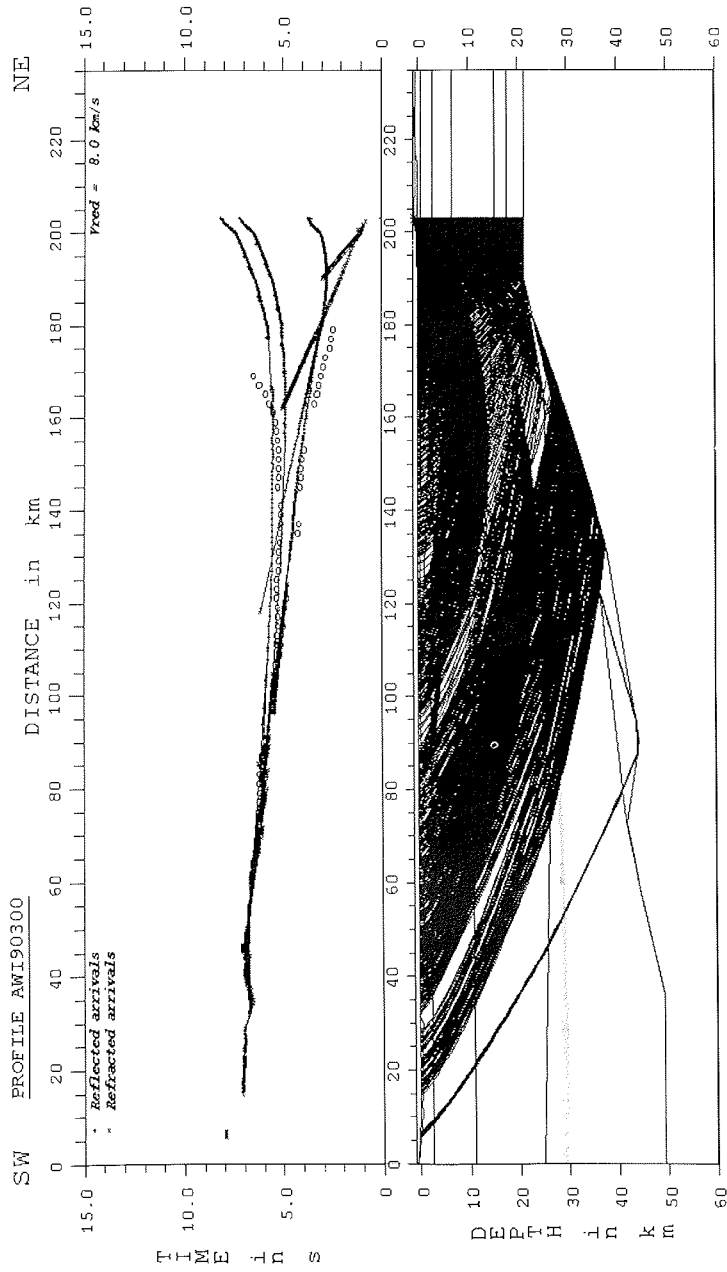


Abb. B 8: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 310

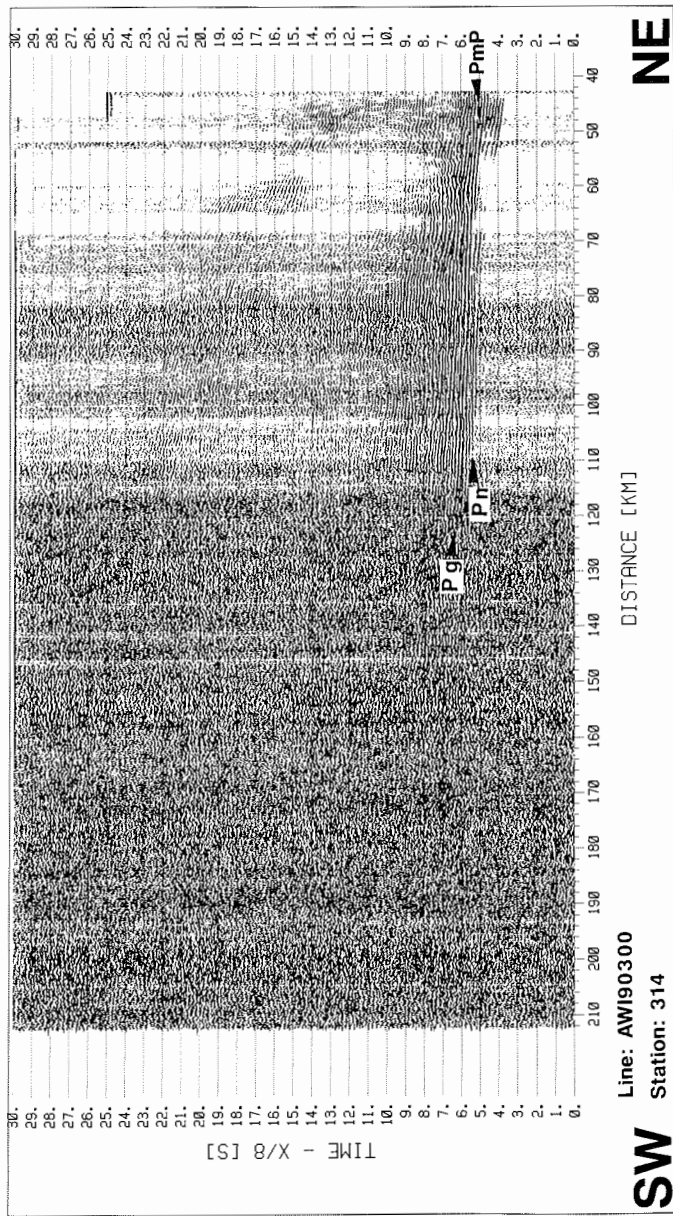


Abb. B 9 : Seismogramm-Montage der Station 314, Profil AWI 90300 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

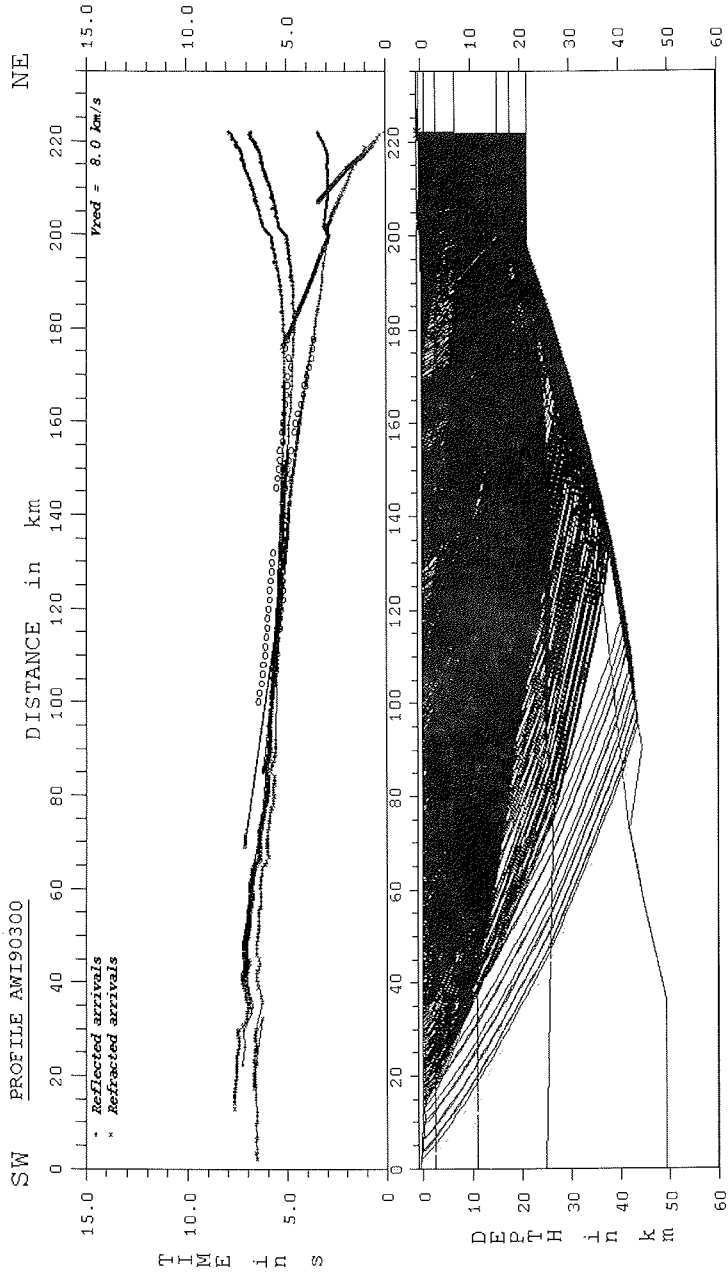


Abb. B 10: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 314

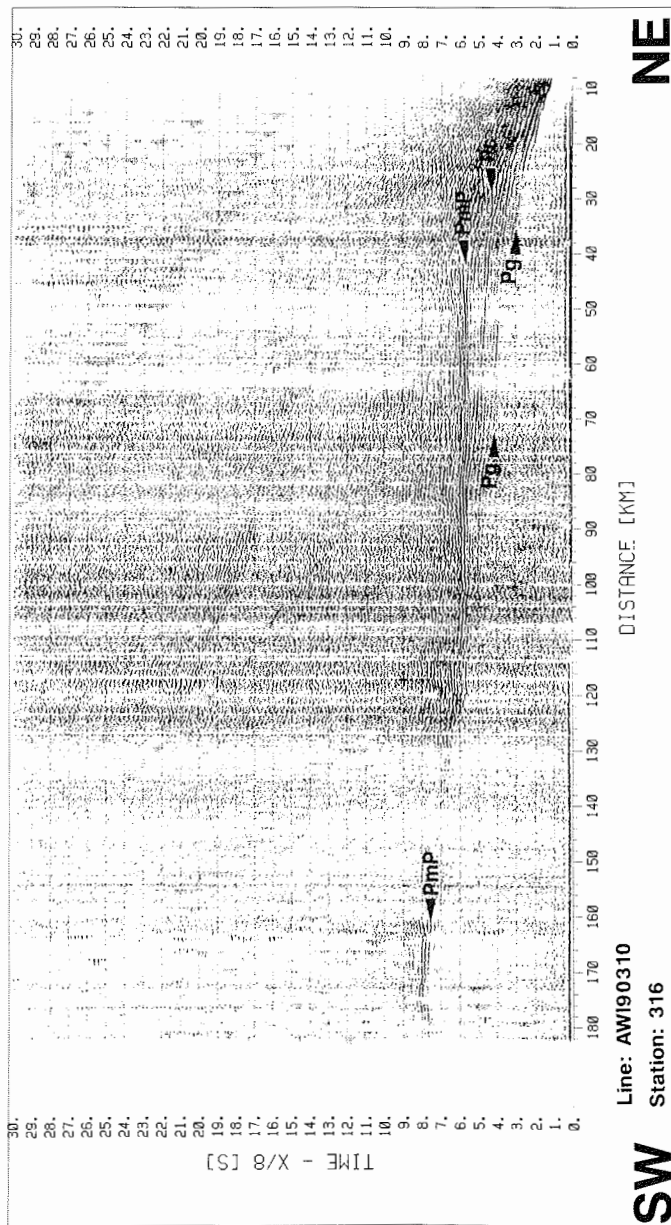


Abb. B 11 : Seismogramm-Montage der Station 316, Profil AWI 90310 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

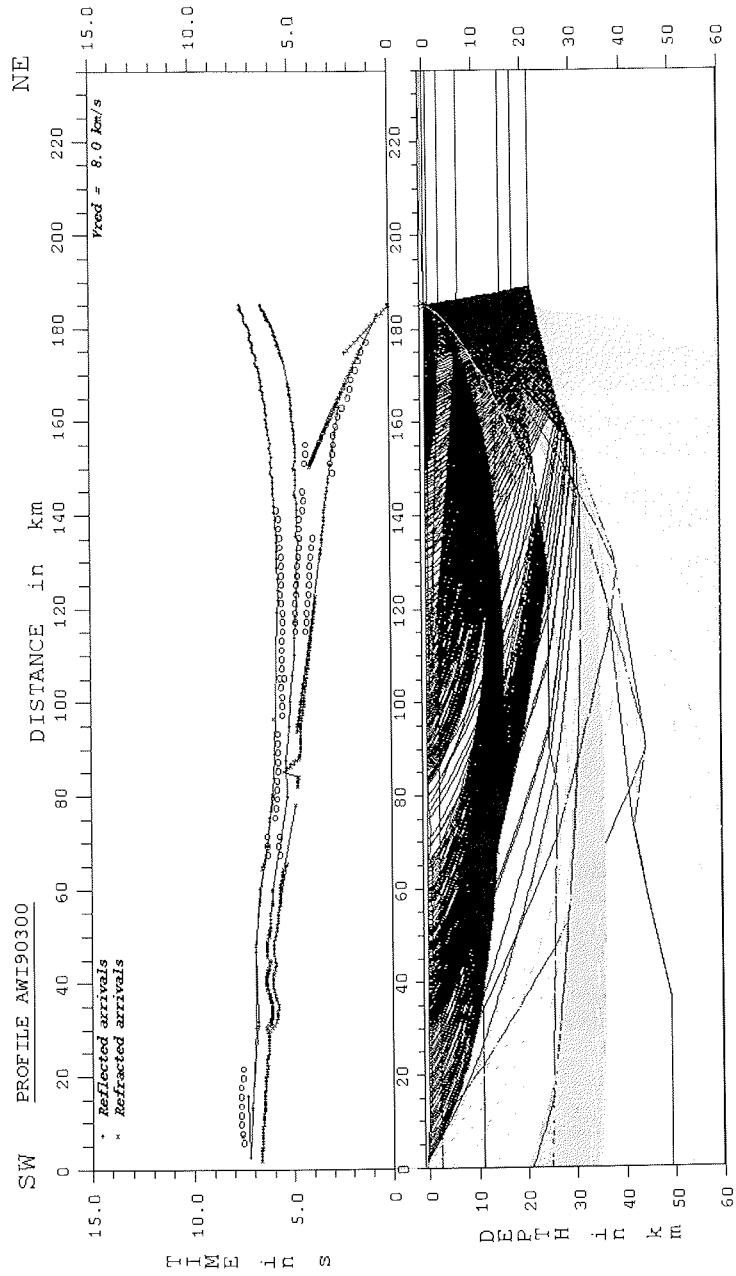


Abb. B 12: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 316

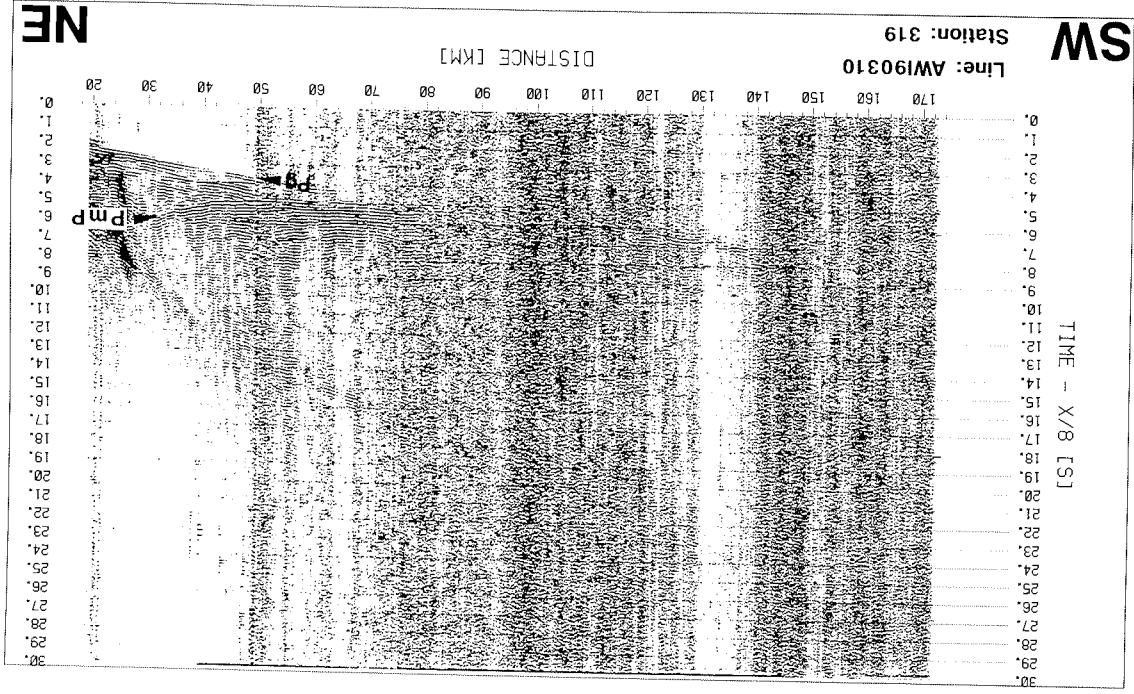


Abb. B 13 : Seismogramm-Montage der Station 319, Profil AWI 90310 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpassfilterung (3-17 Hz)

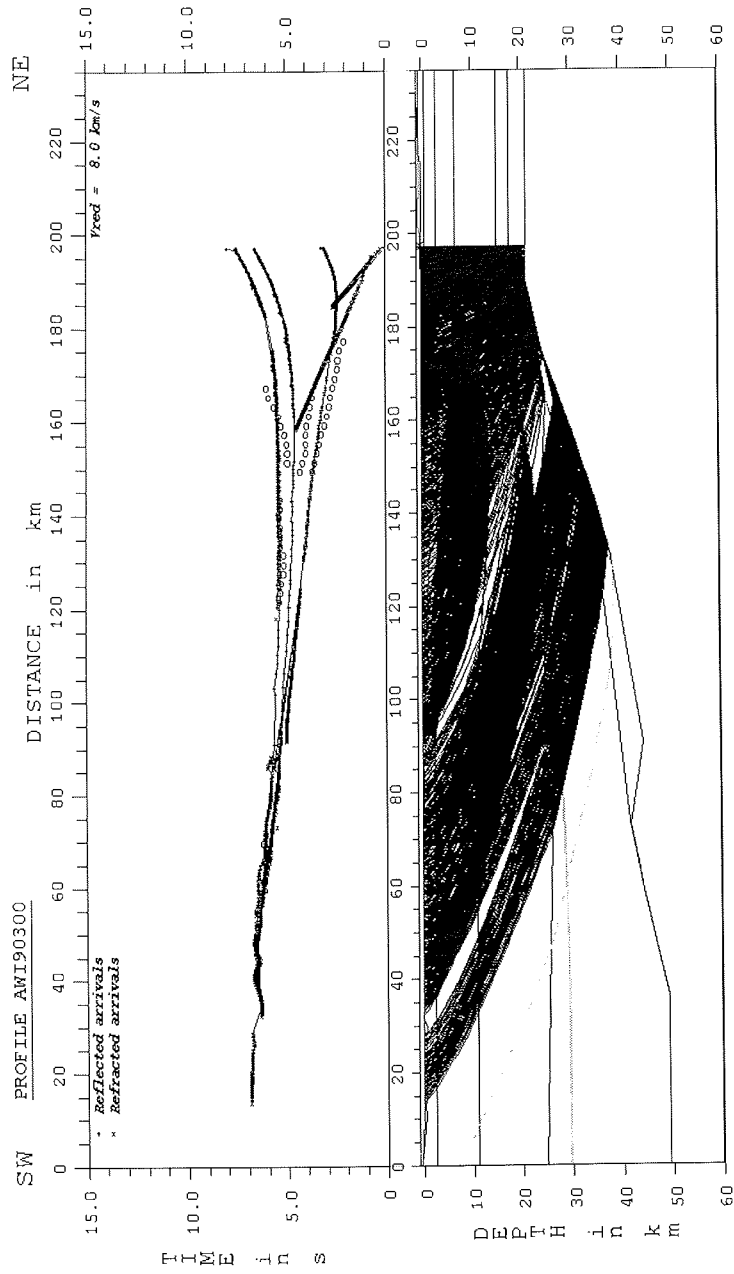


Abb. B 14: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 319

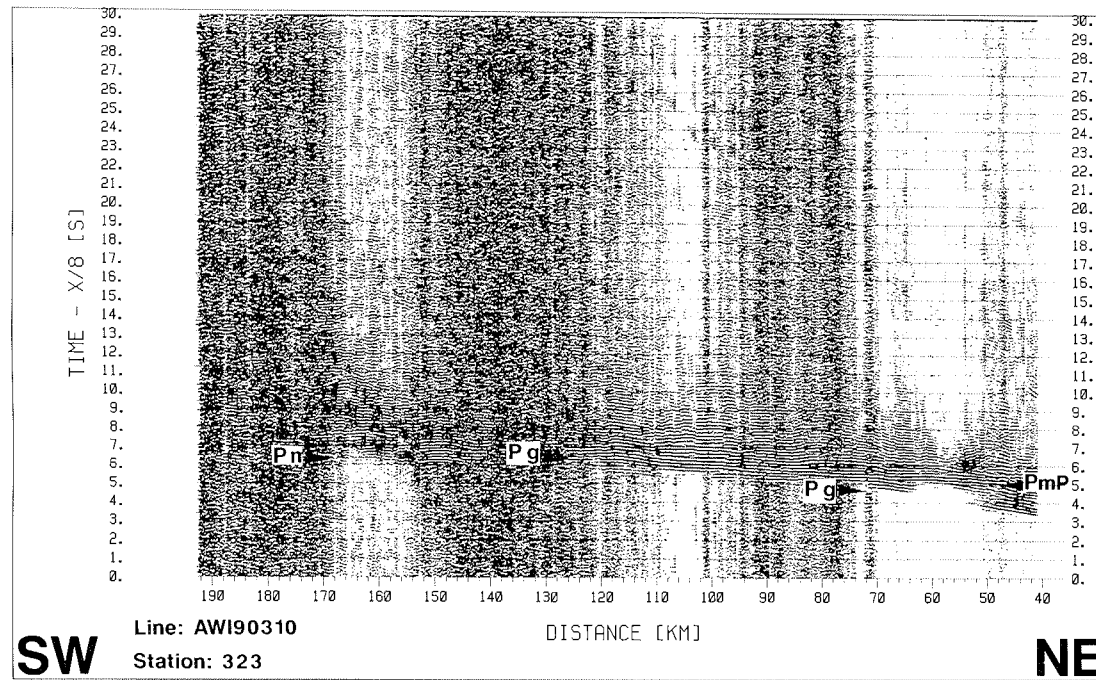


Abb. B 15: Seismogramm-Montage der Station 323, Profil AWI 90310 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

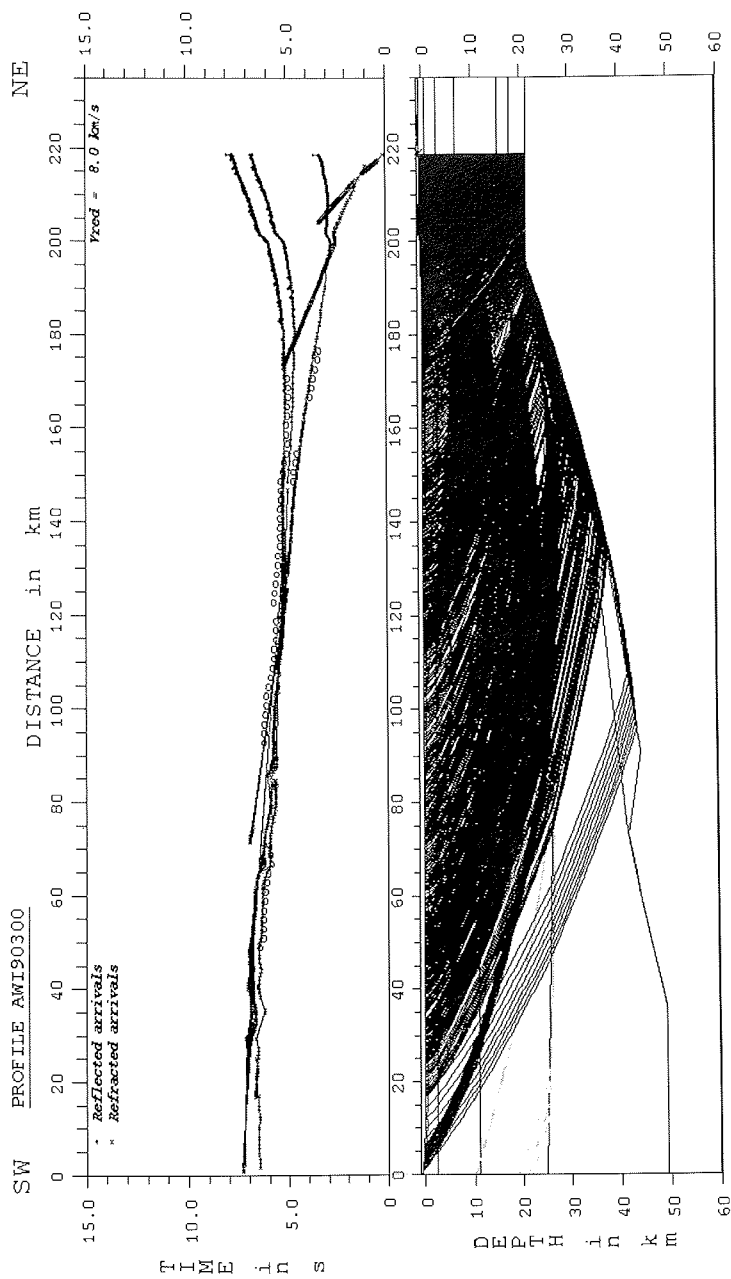


Abb. B 16: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 323

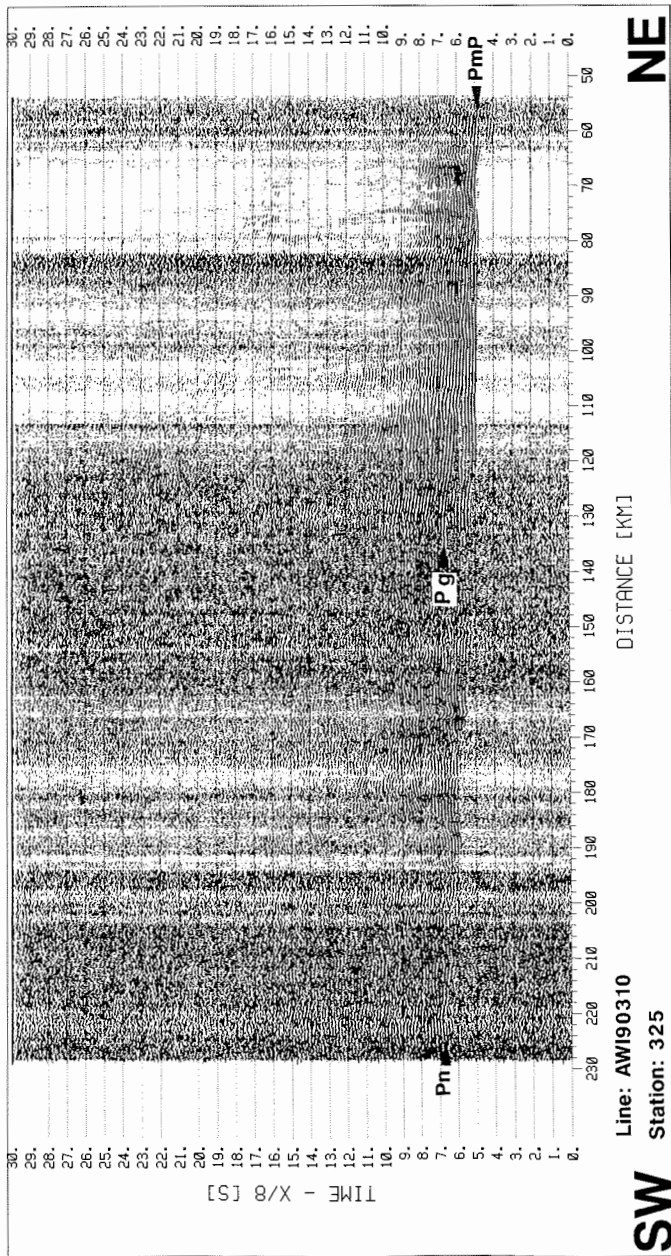


Abb. B 17: Seismogramm-Montage der Station 325, Profil AWI 90310 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

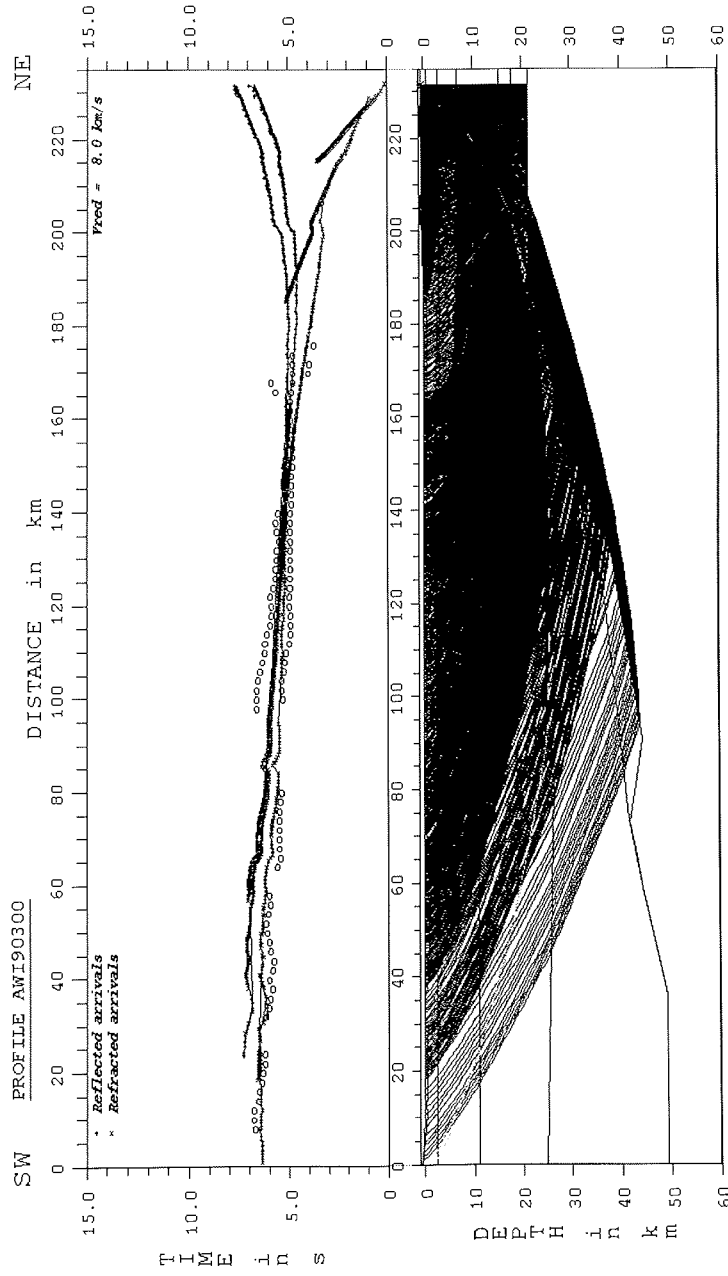


Abb. B 18 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 /310 für Station 325

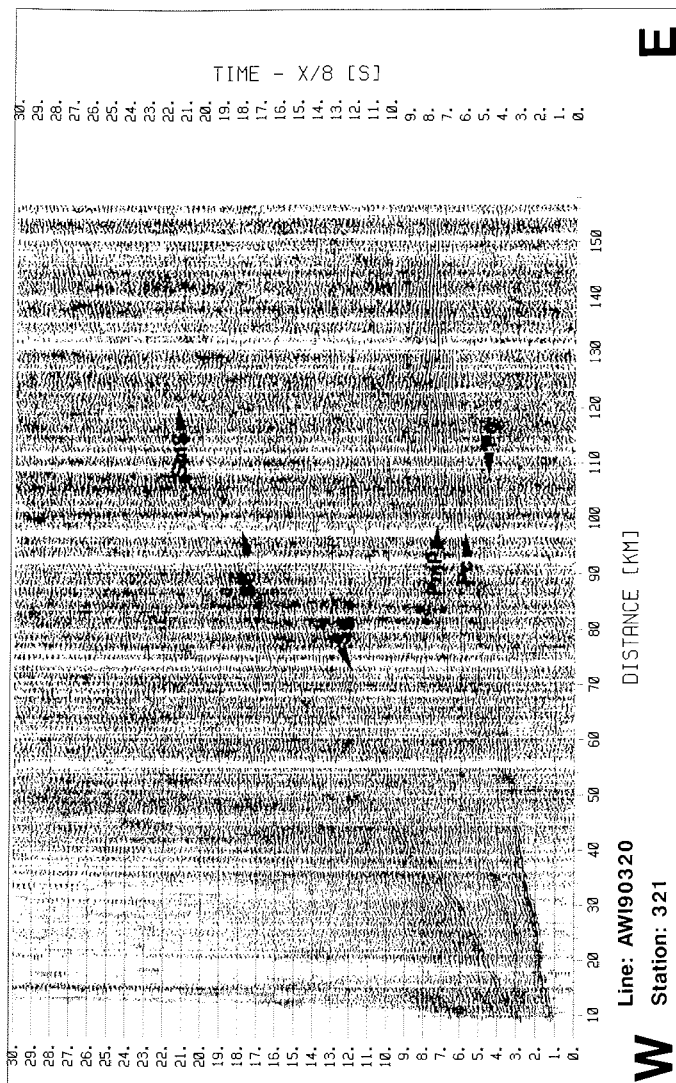


Abb. B 19 : Seismogramm-Montage der Station 321, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

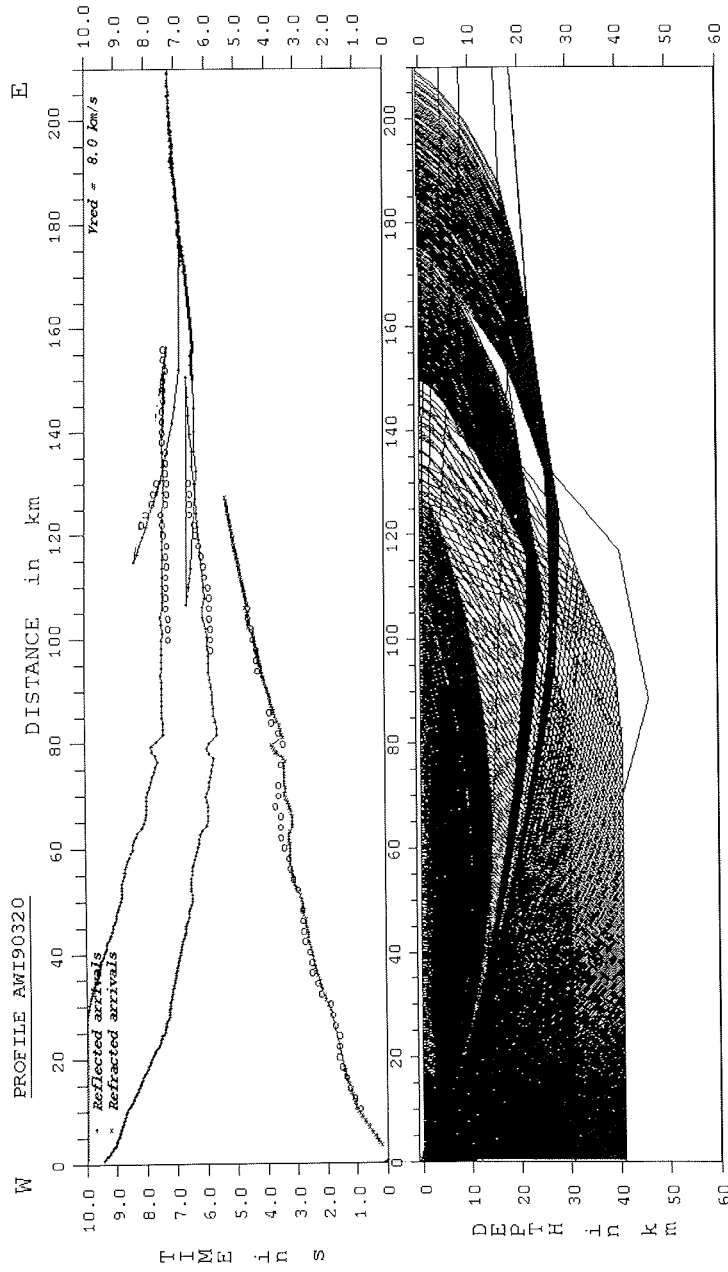


Abb. B 20 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 321

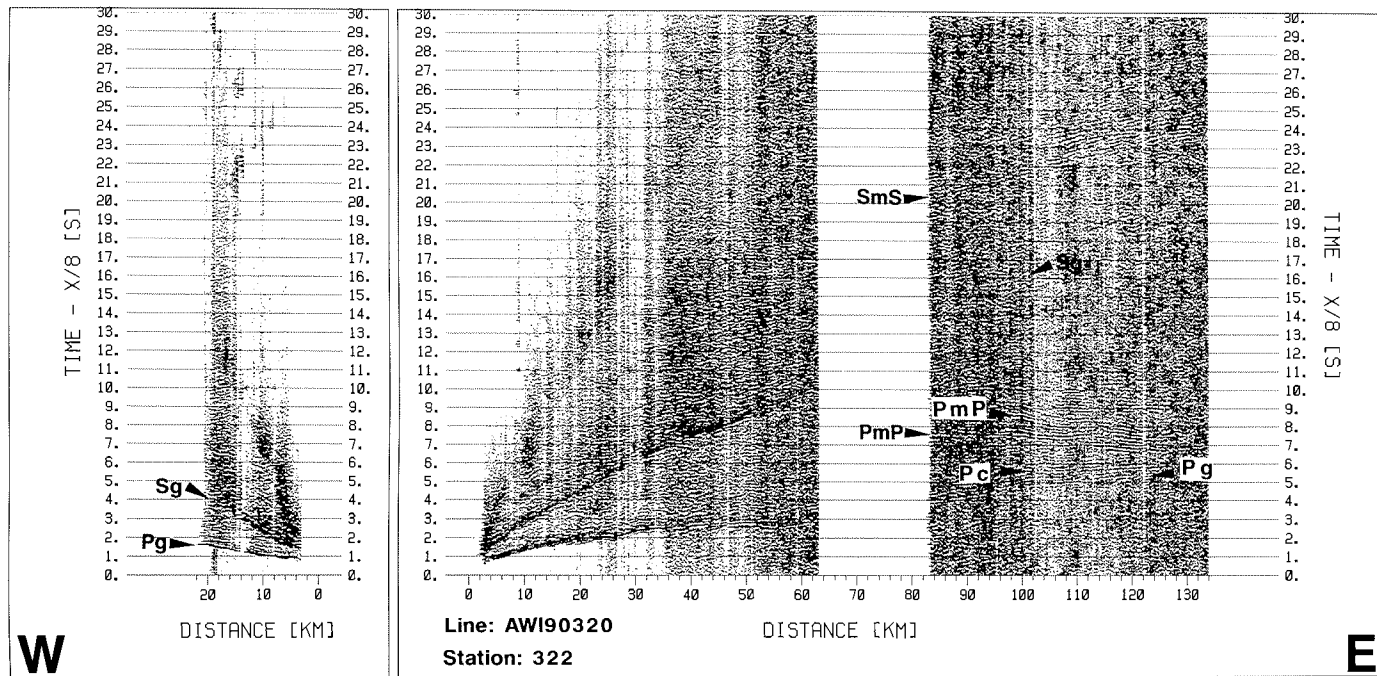


Abb. B 21 : Seismogramm-Montage der Station 322, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

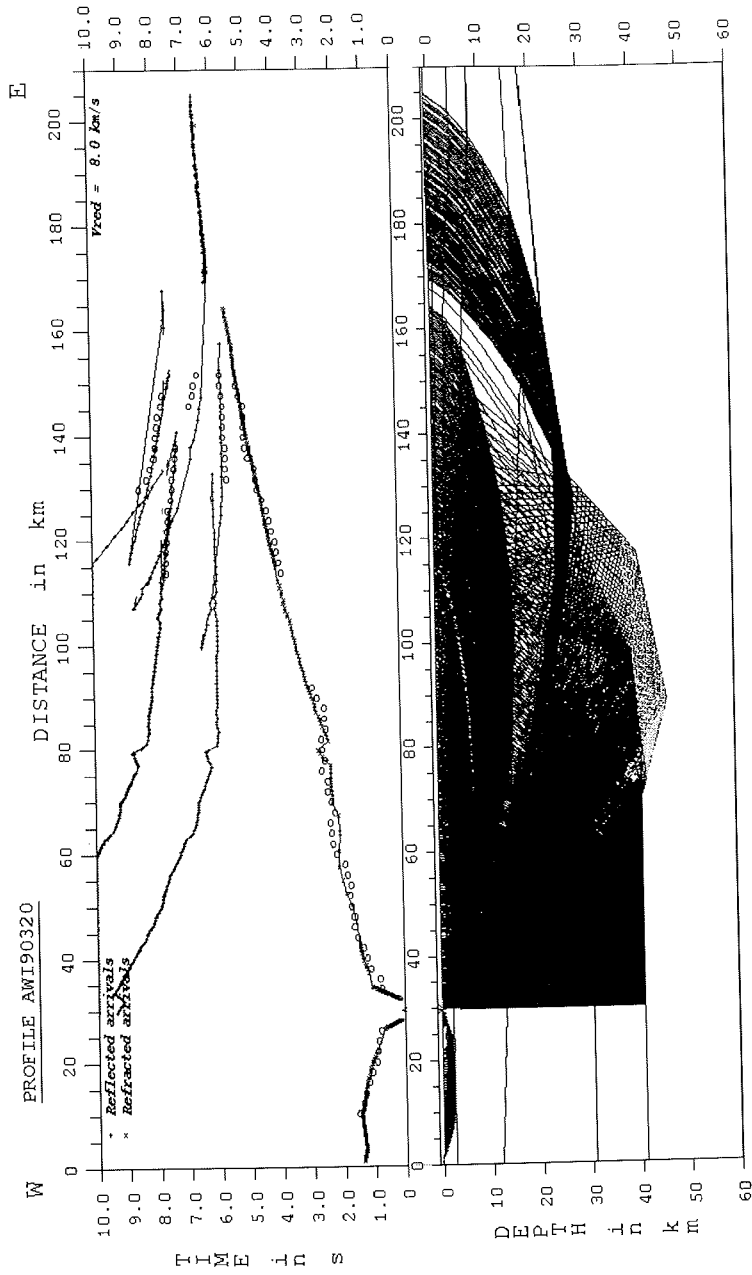


Abb. B 22 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWT 90320 für Station 322

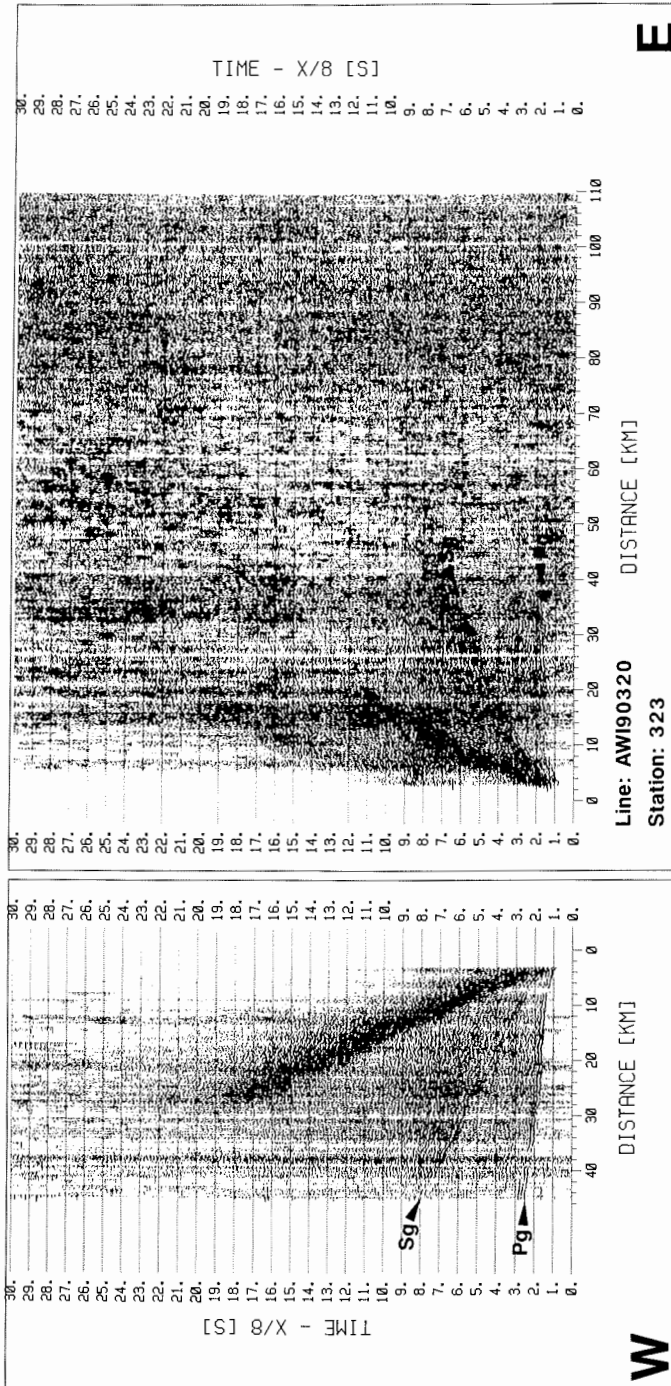


Abb. B 23: Seismogramm-Montage der Station 323, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

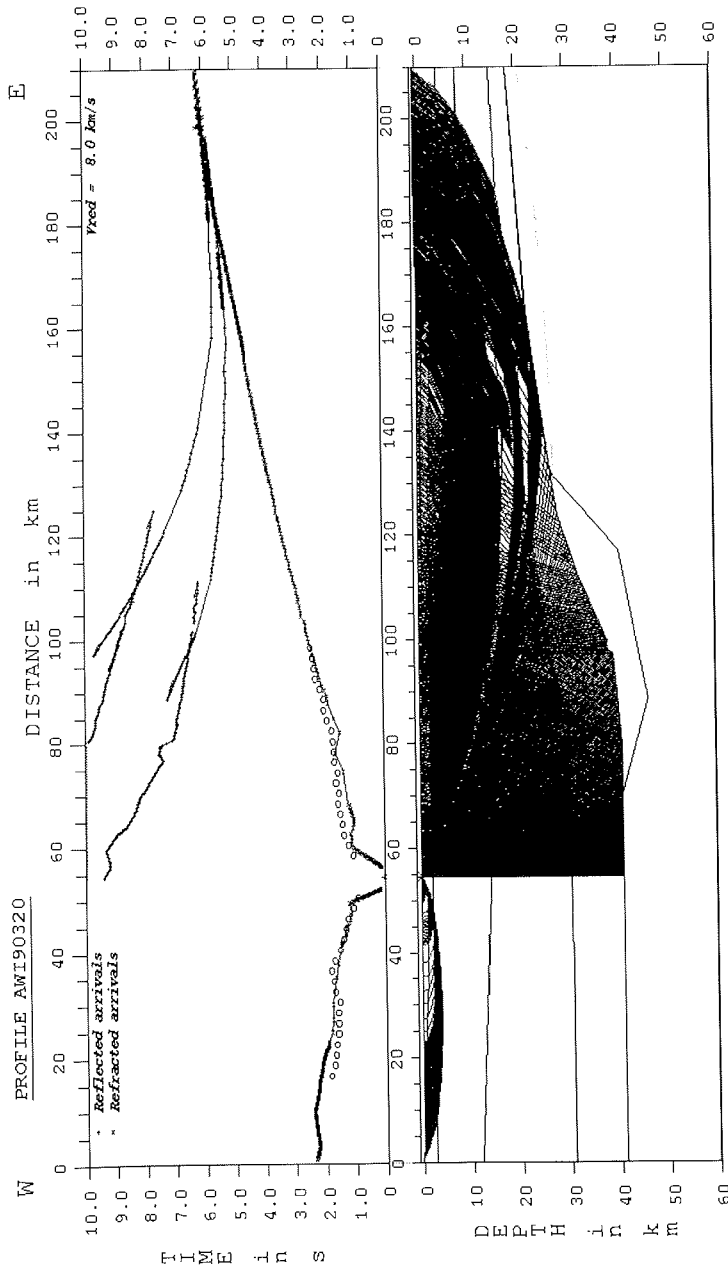


Abb. B 24 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 323

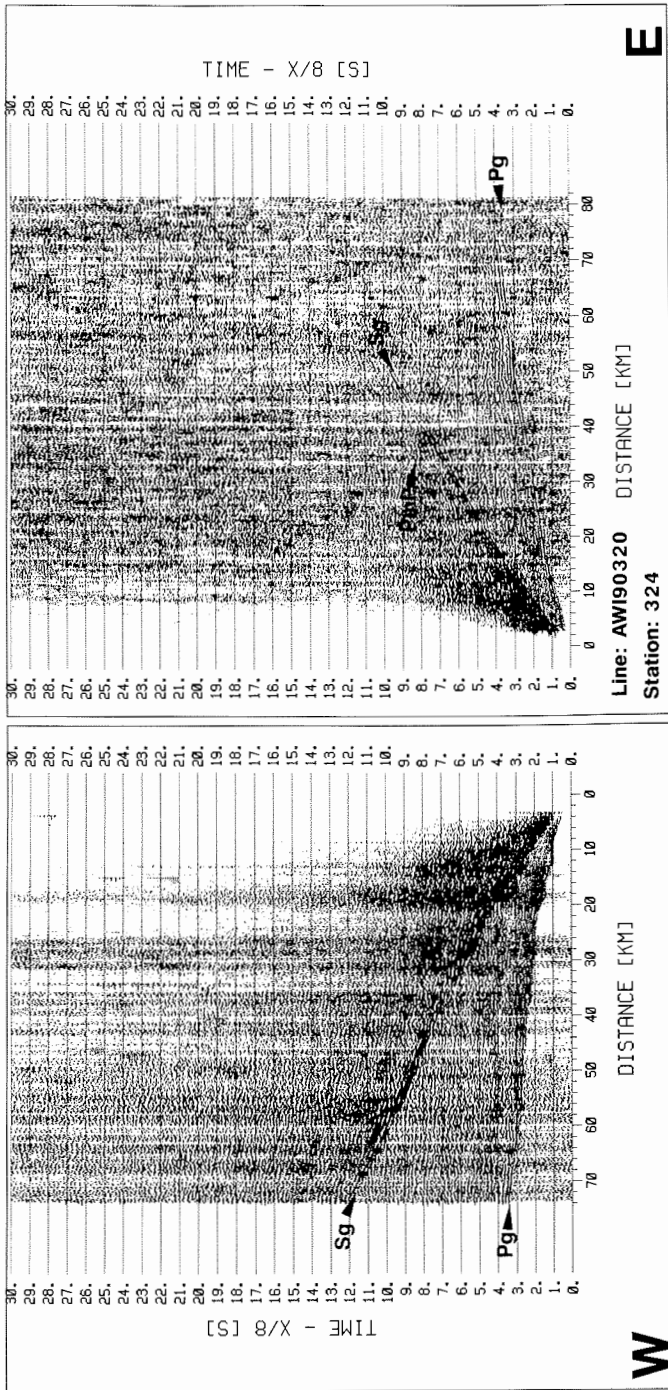


Abb. B 25 : Seismogramm-Montage der Station 324, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

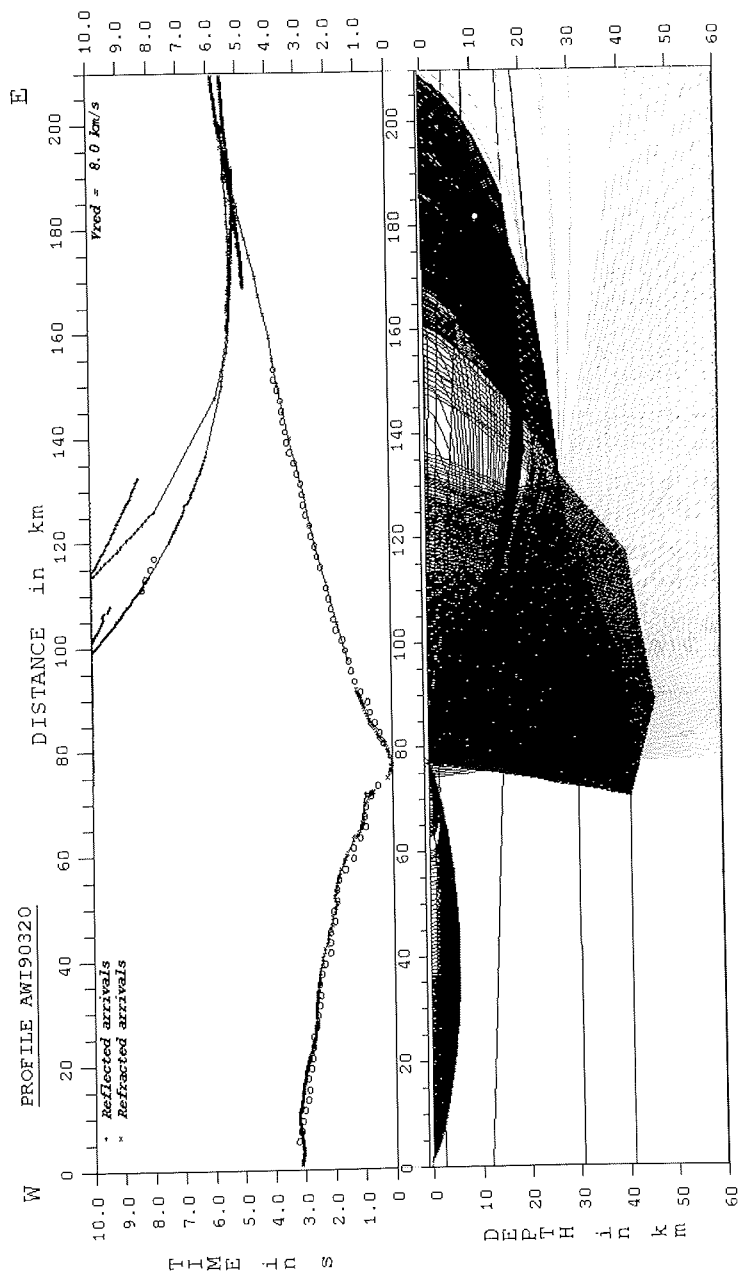


Abb. B 26 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 324

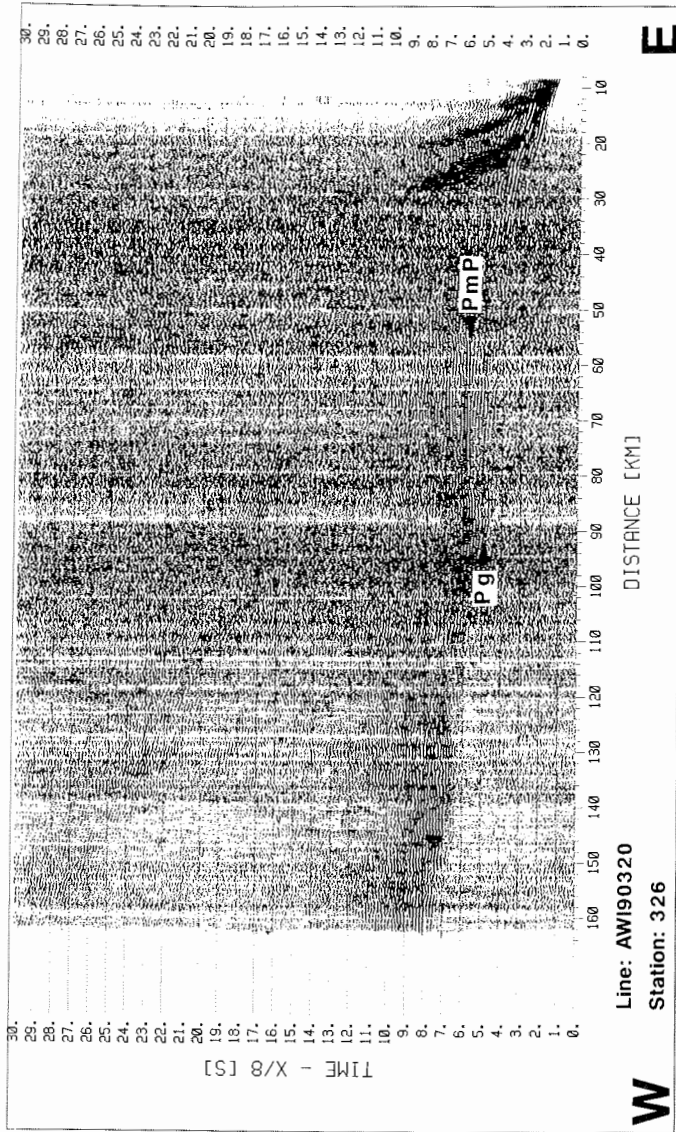


Abb. B 27 : Seismogramm-Montage der Station 326, Profil AWI 90320 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

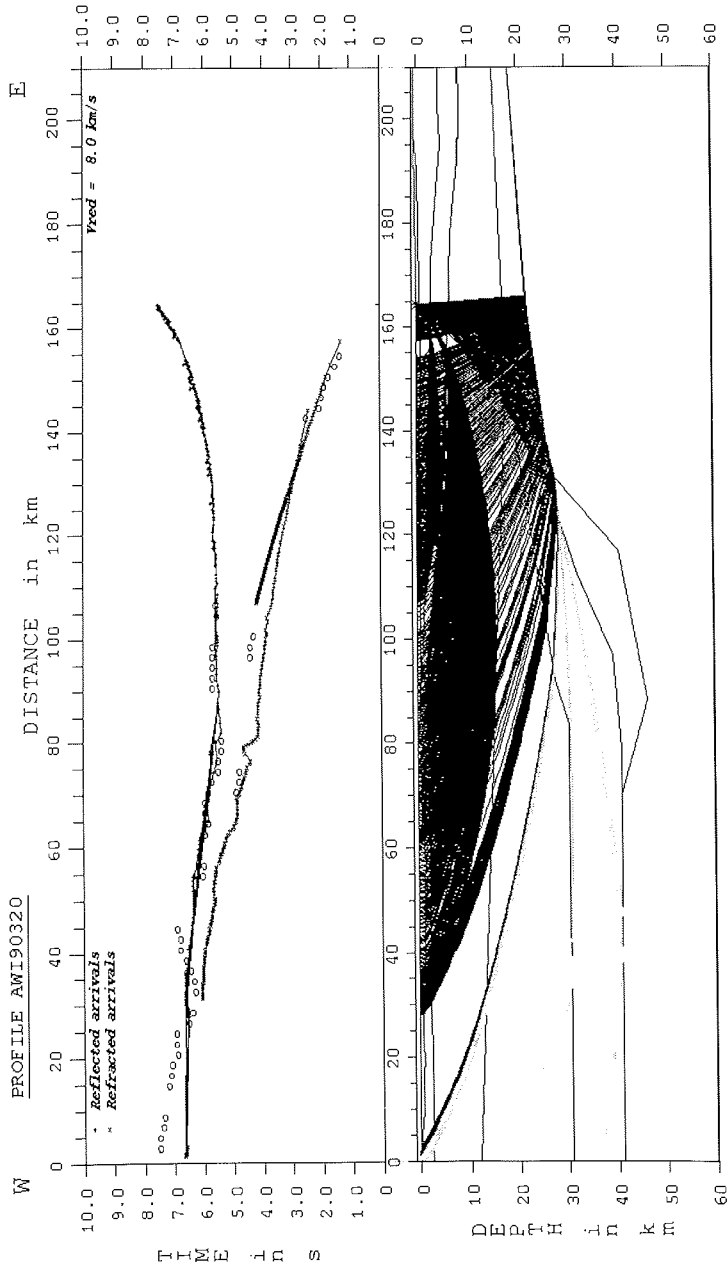


Abb. B 28 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 326

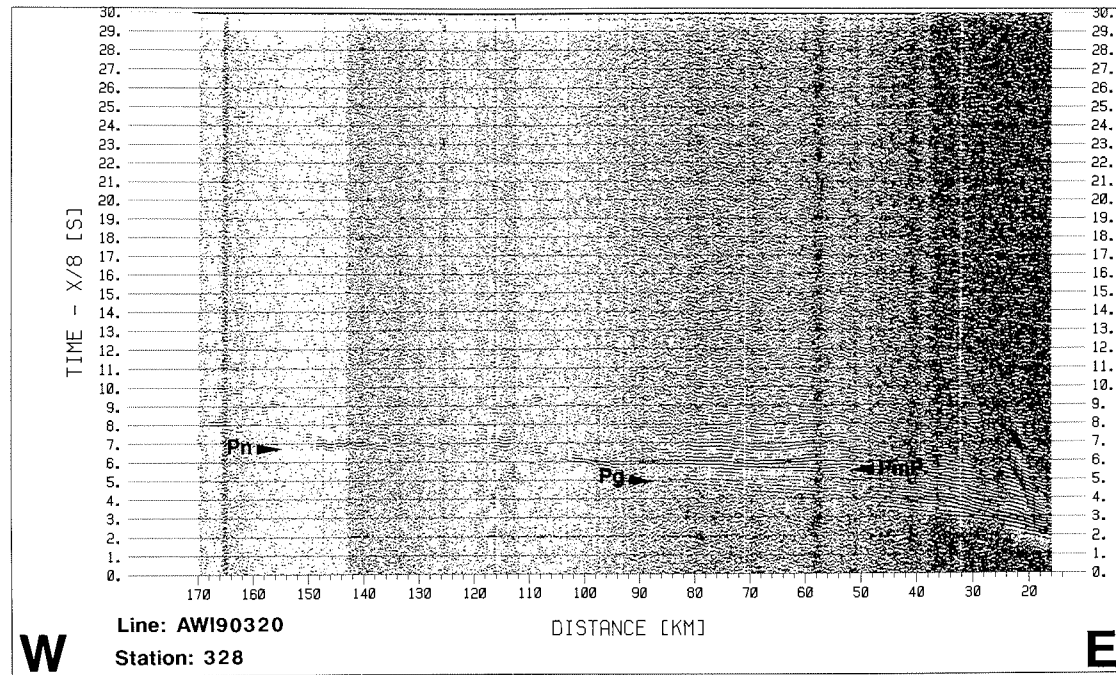


Abb. B 29 : Seismogramm-Montage der Station 328, Profil AWI 90320 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

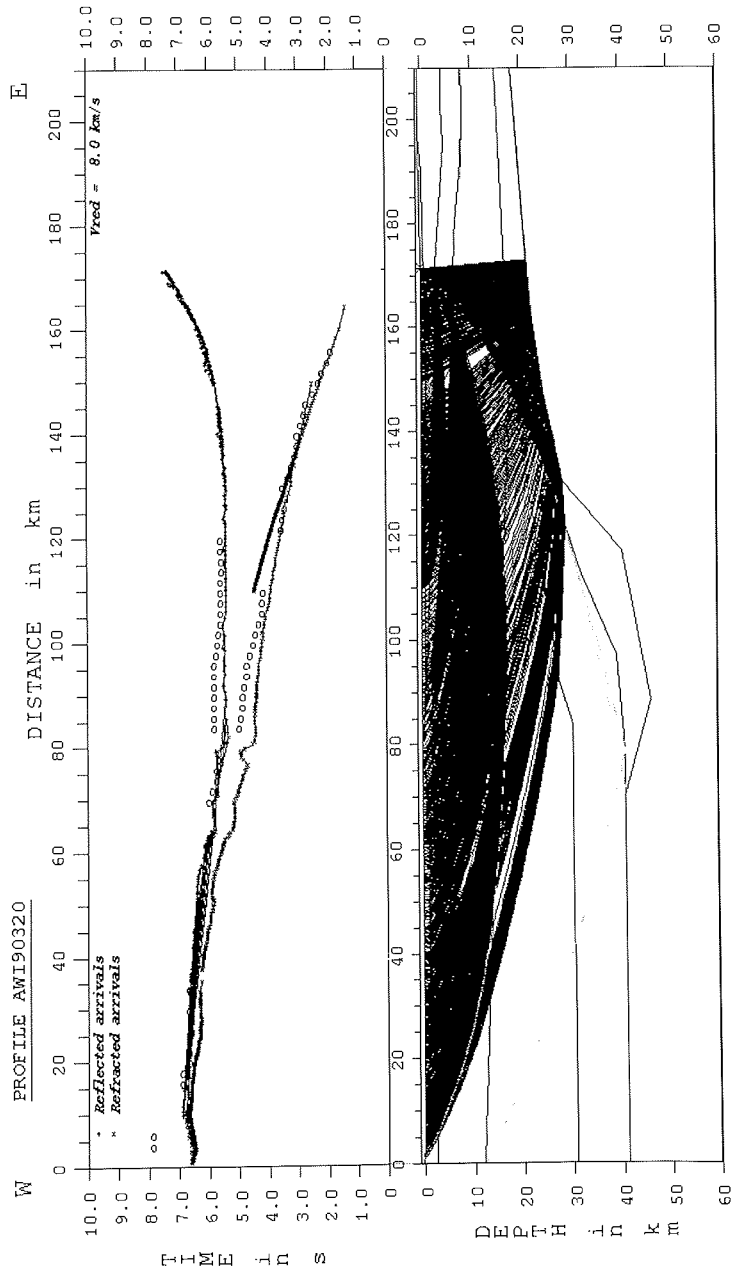


Abb. B 30 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 328

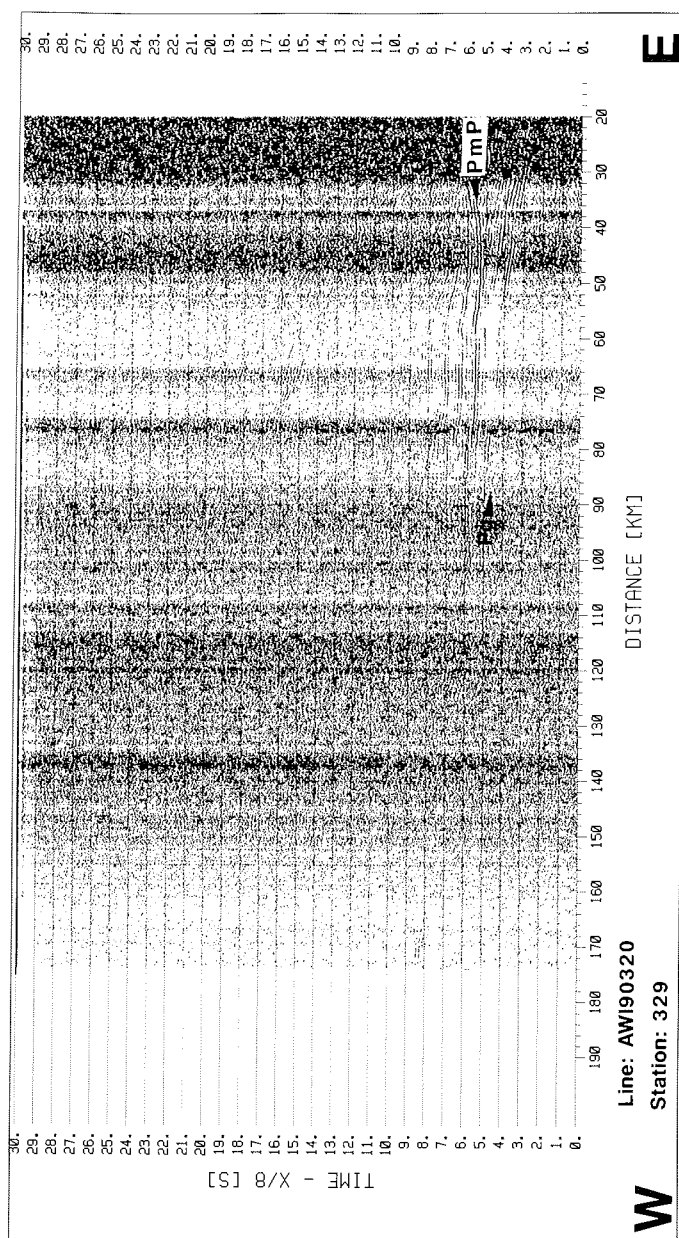


Abb. B 31 : Seismogramm-Montage der Station 329, Profil AWI 90320 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

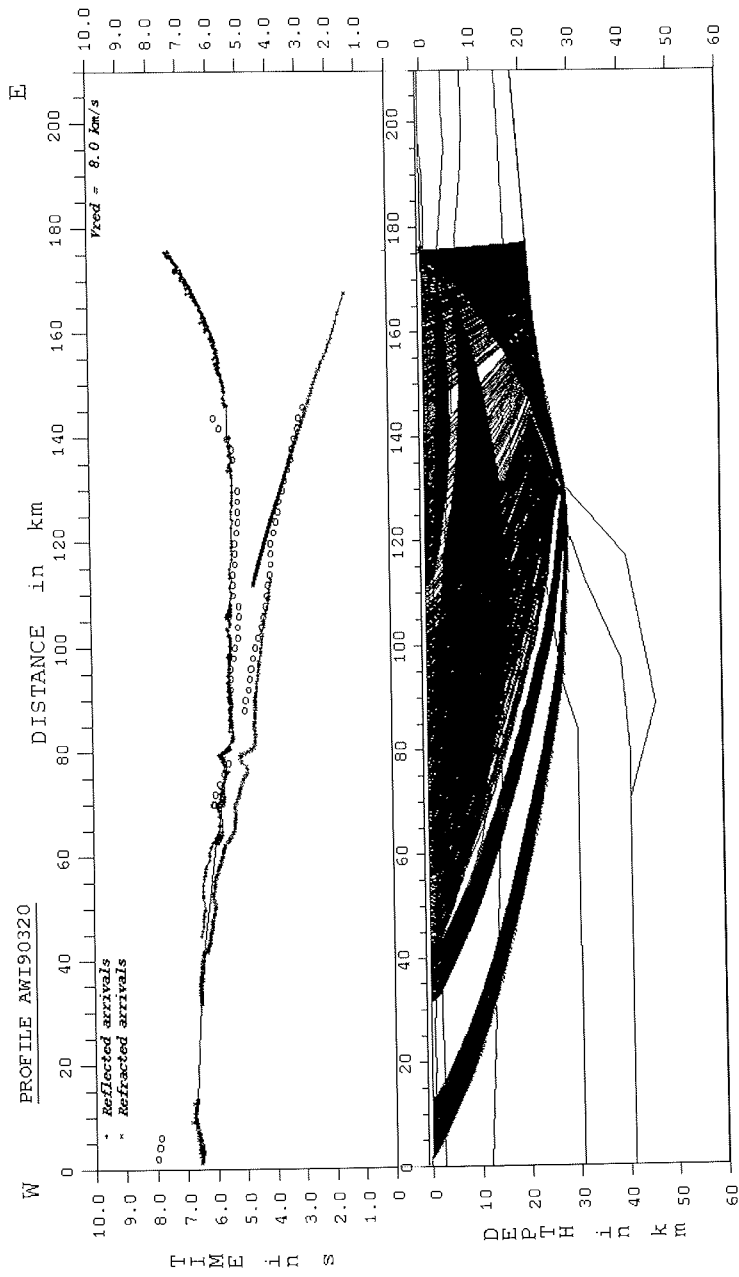


Abb. B 32 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 329

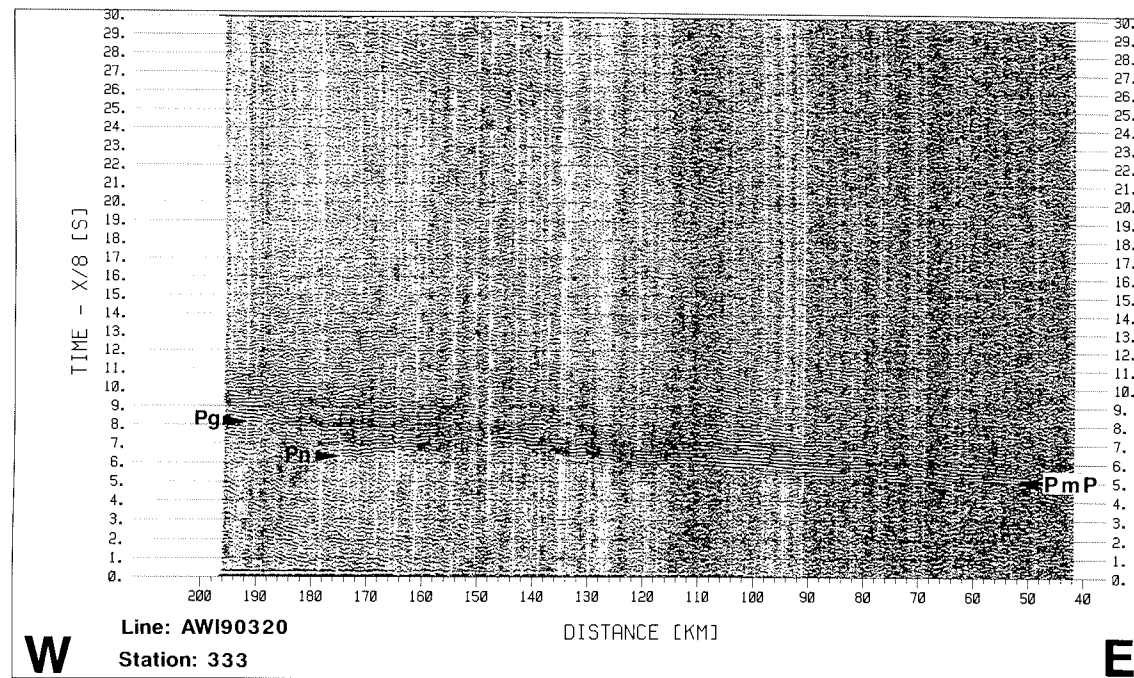


Abb. B 33: Seismogramm-Montage der Station 333, Profil AWI 90320 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

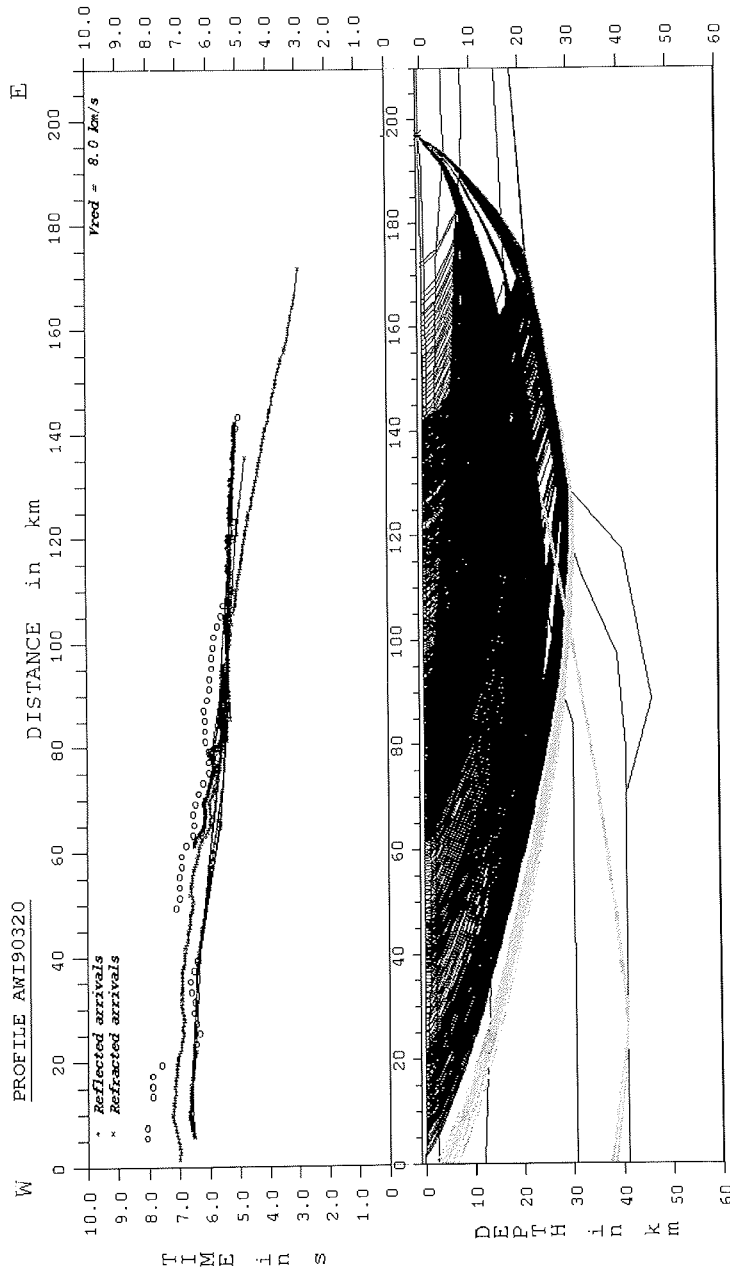


Abb. B 34: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für Station 333

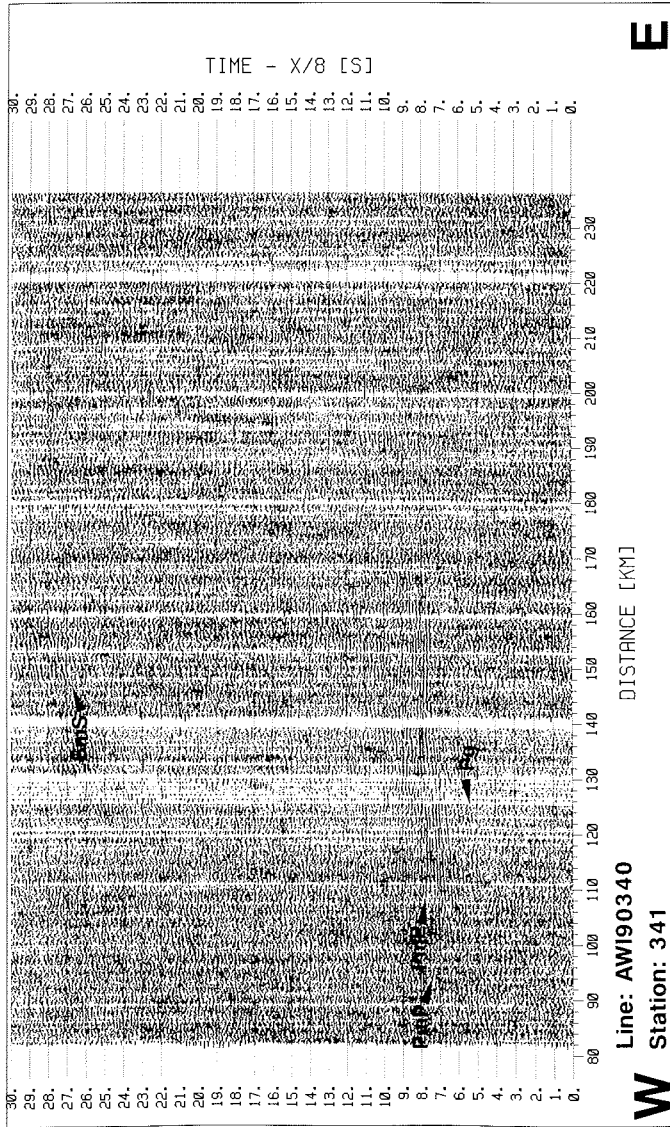


Abb. B 35 : Seismogramm-Montage der Station 341, Profil AWI 90340 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

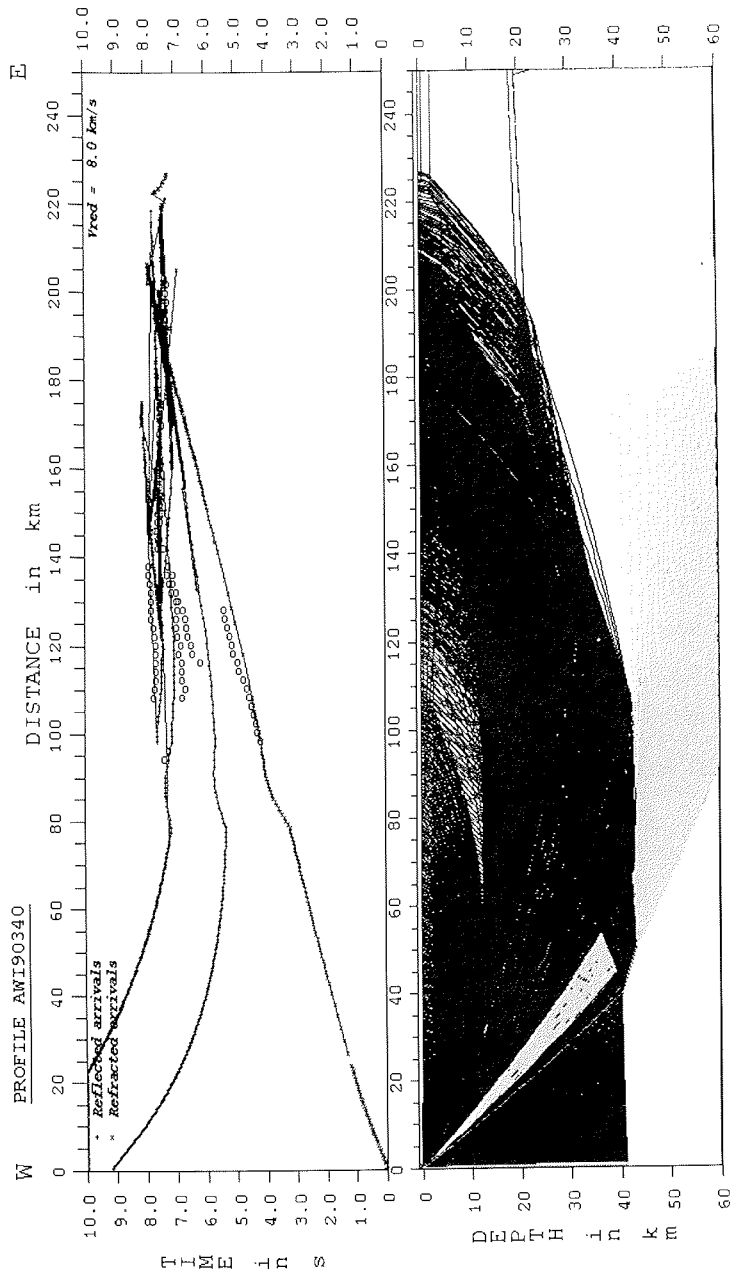


Abb. B 36: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90340 für Station 341

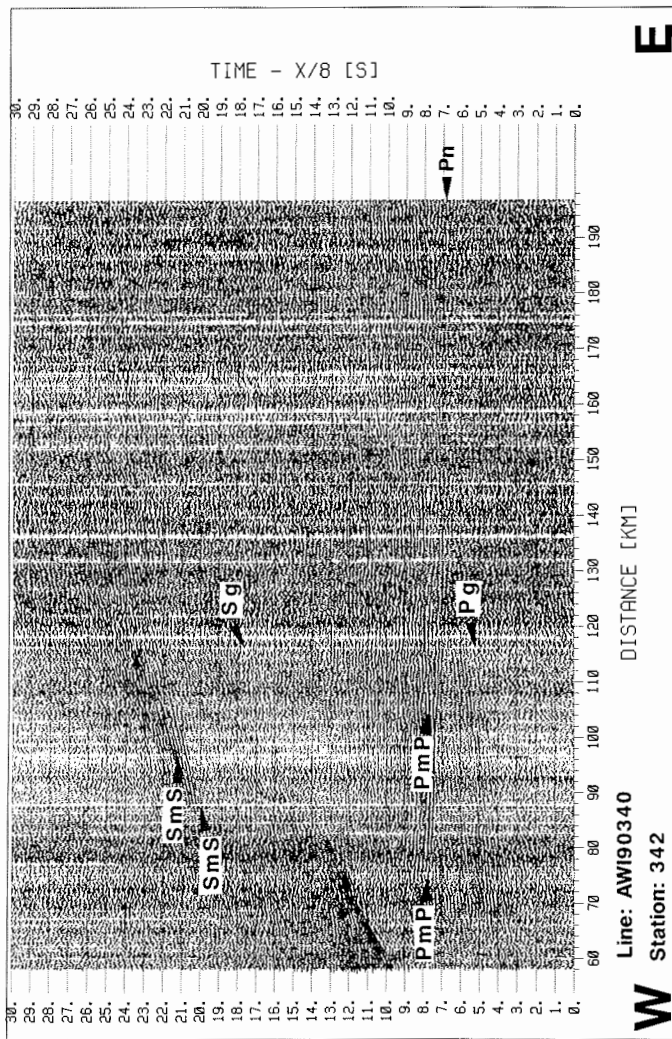


Abb. B 37 : Seismogramm-Montage der Station 342, Profil AWI 90340 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

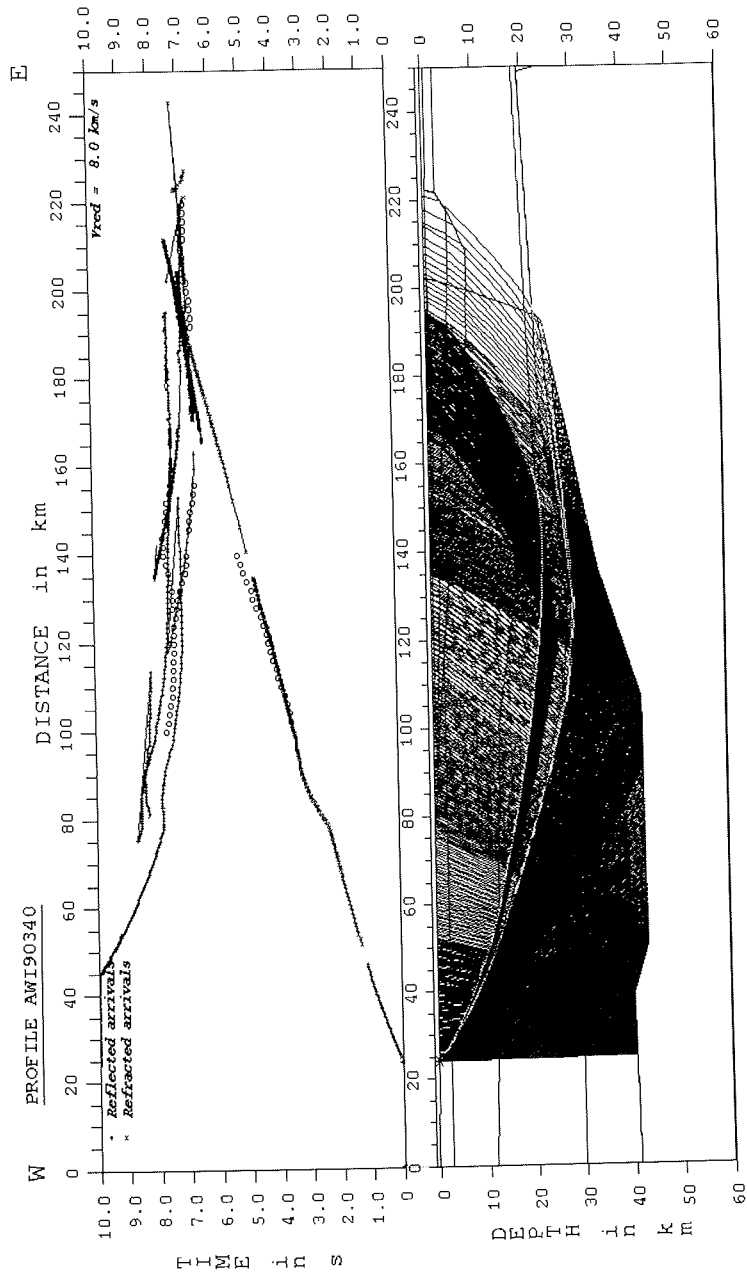


Abb. B 38: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90340 für Station 342

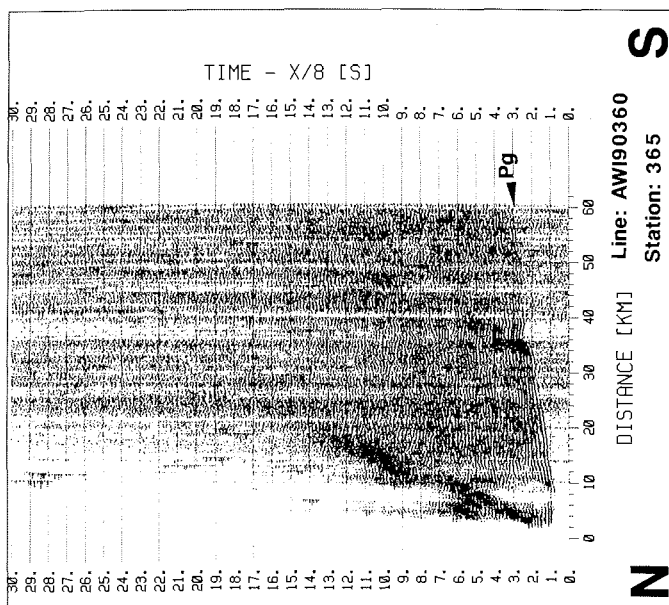


Abb. B.39 : Seismogramm-Montage der Station 365, Profil AWI 90360 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

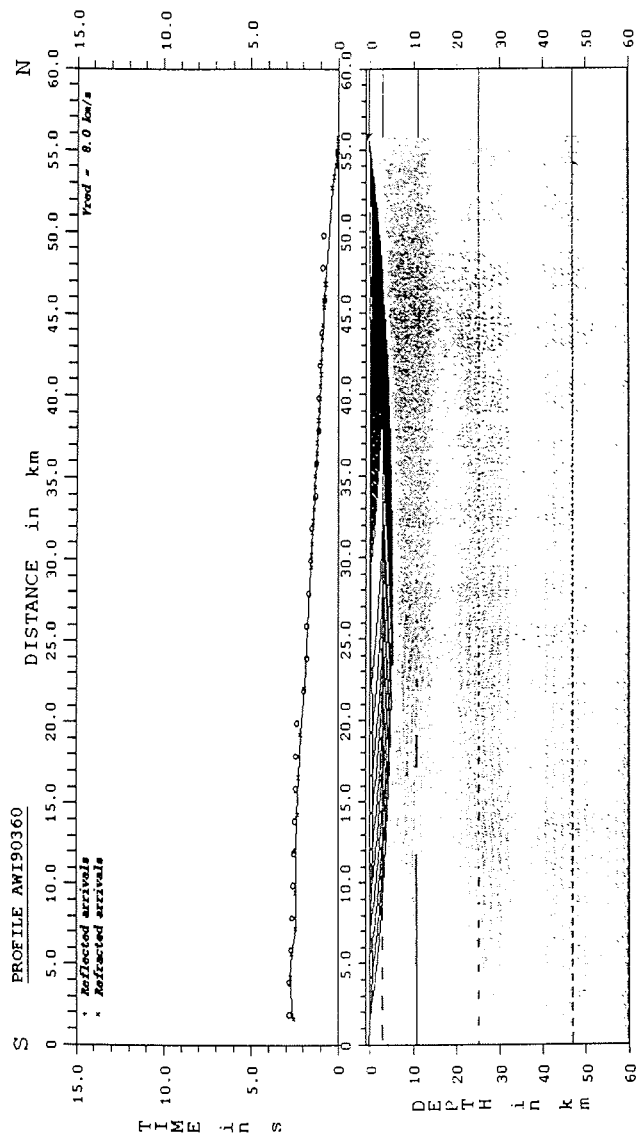


Abb. B 40: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90360 für Station 365

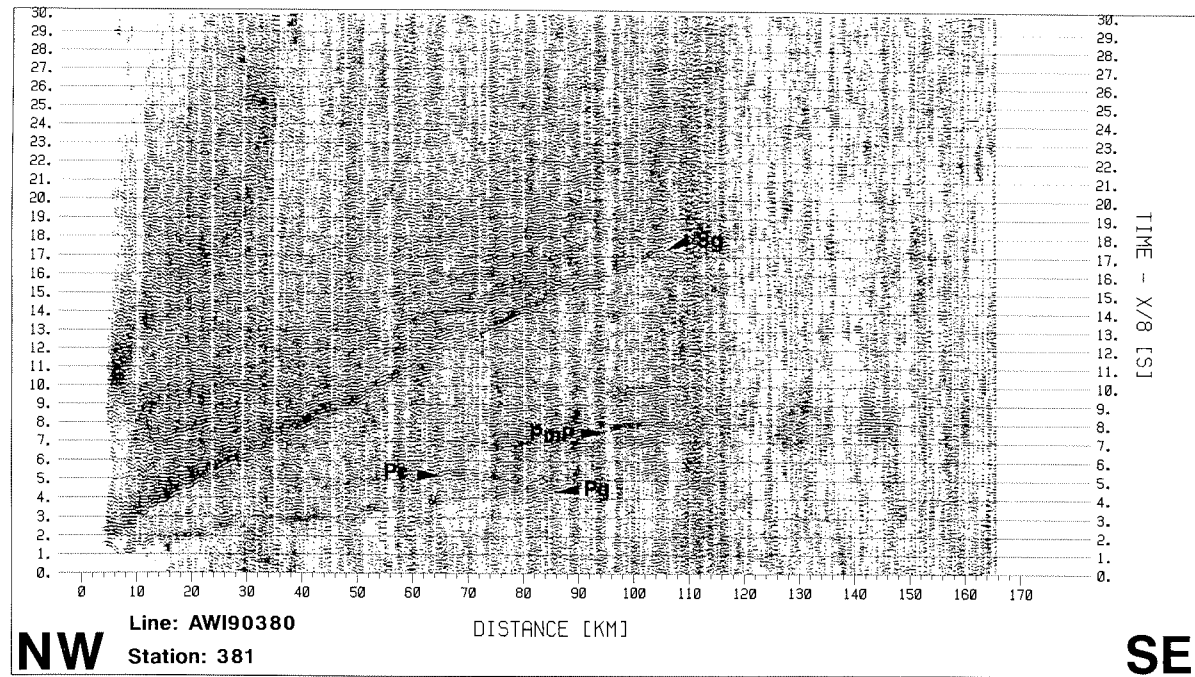


Abb. B 41 : Seismogramm-Montage der Station 381, Profil AWI 90380 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

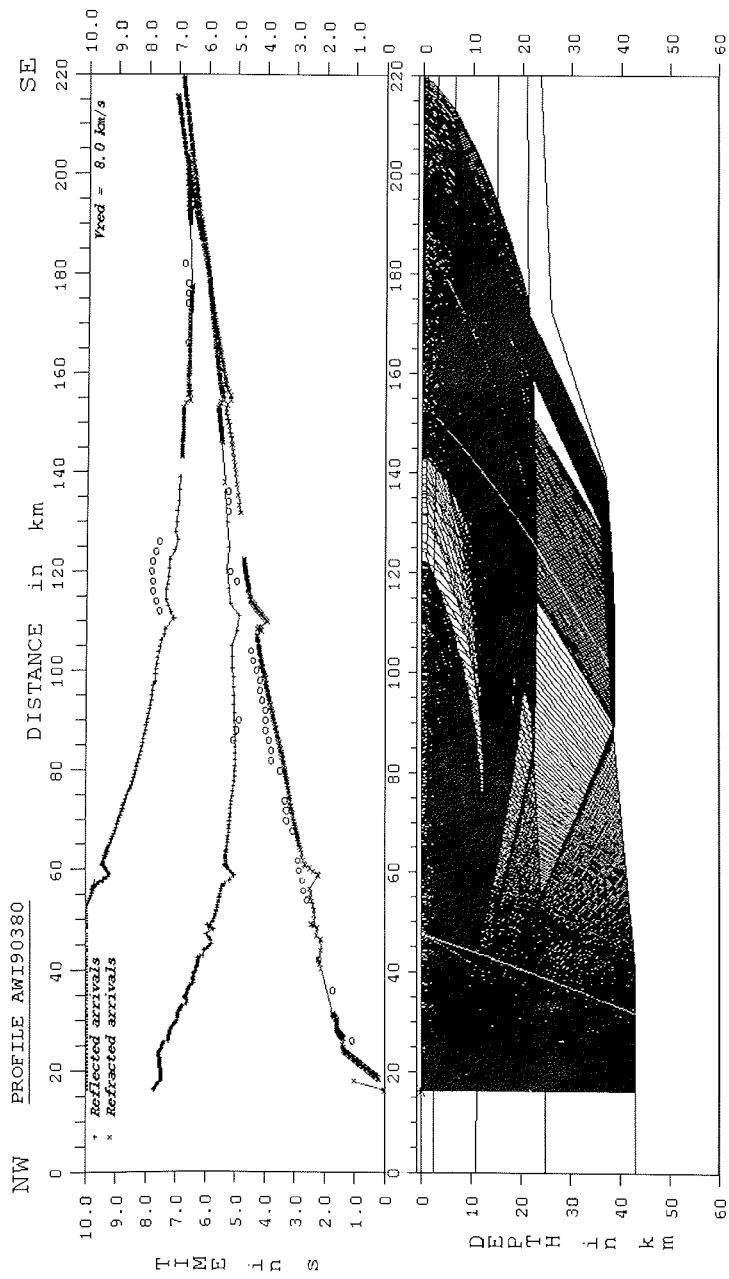


Abb. B 42: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 381

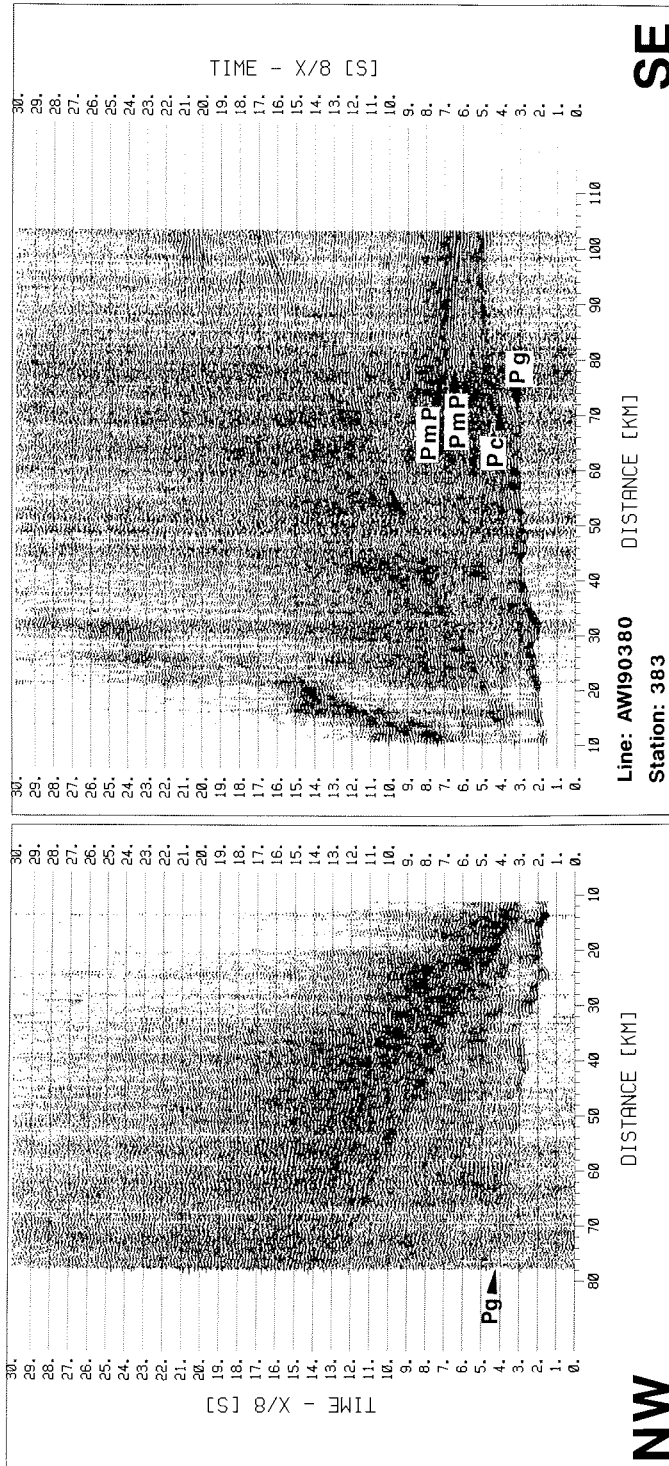


Abb. B 43 : Seismogramm-Montage der Station 383, Profil AWI 90380 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

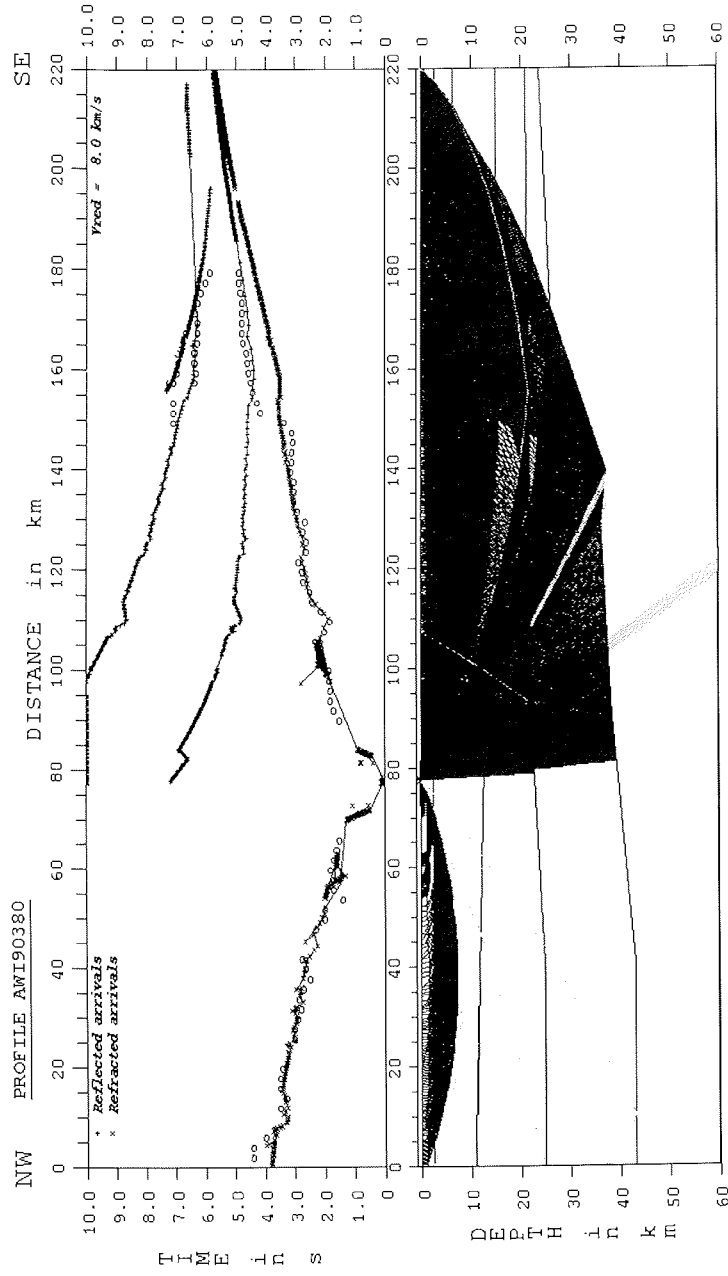


Abb. B 44 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 383

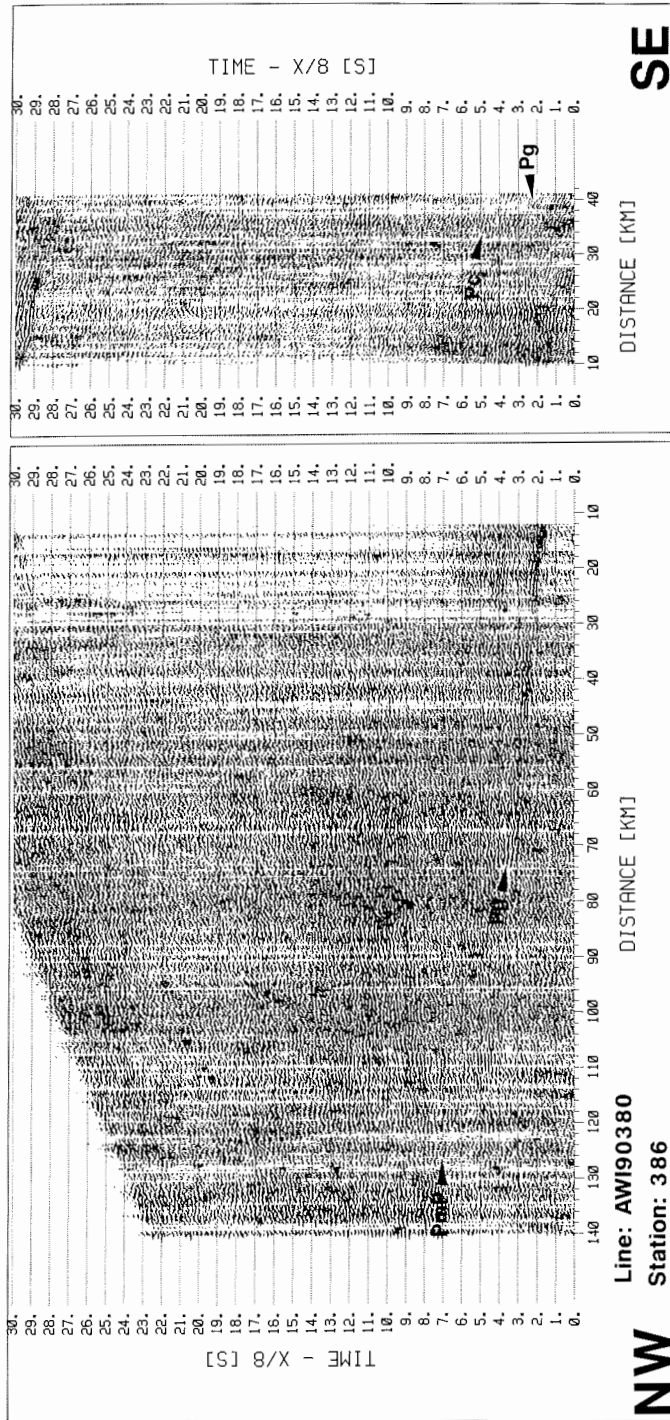


Abb. B 45 : Seismogramm-Montage der Station 386, Profil AW1 90380 nach Vorhersagedekonvolution, Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

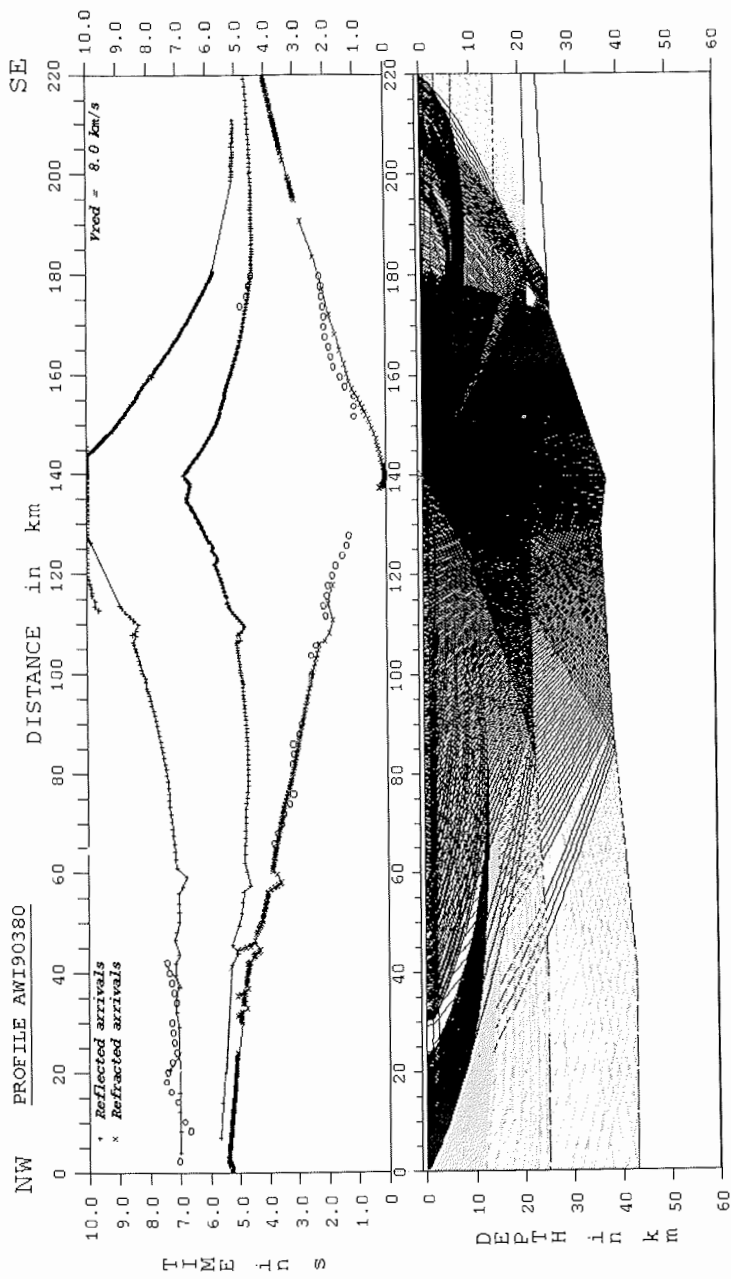


Abb. B 46: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 386

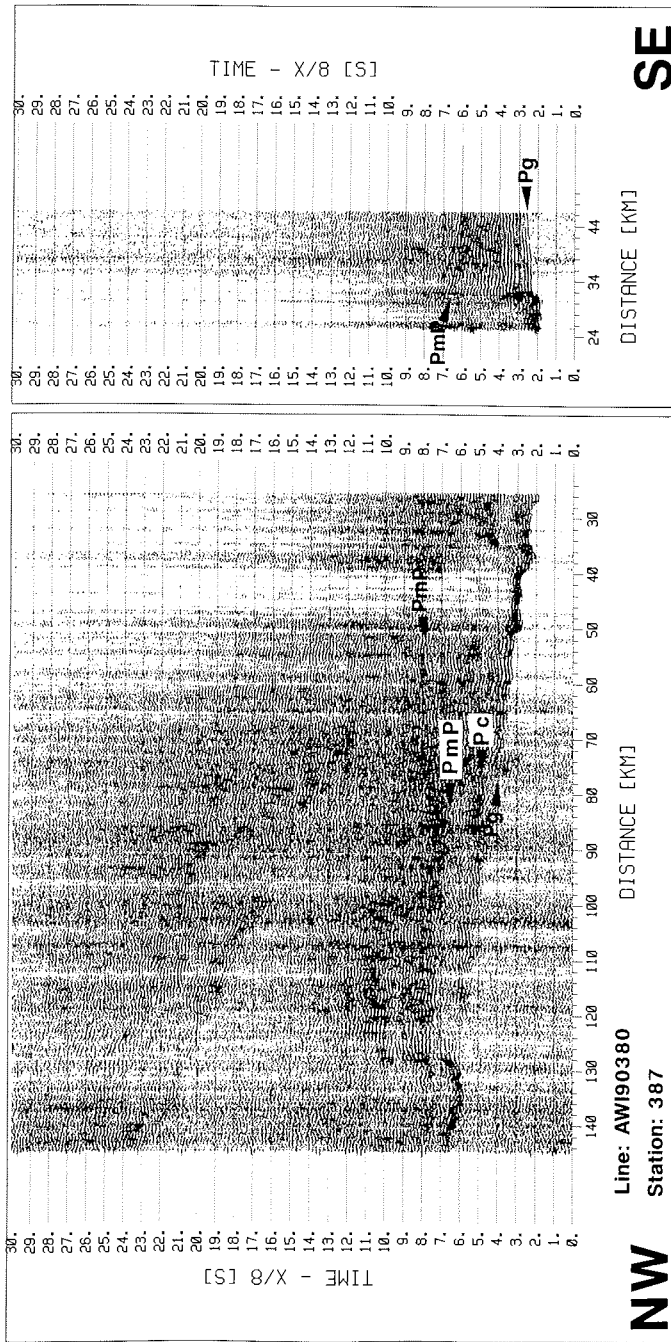


Abb. B 47 : Seismogramm-Montage der Station 387, Profil AWI 90380 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

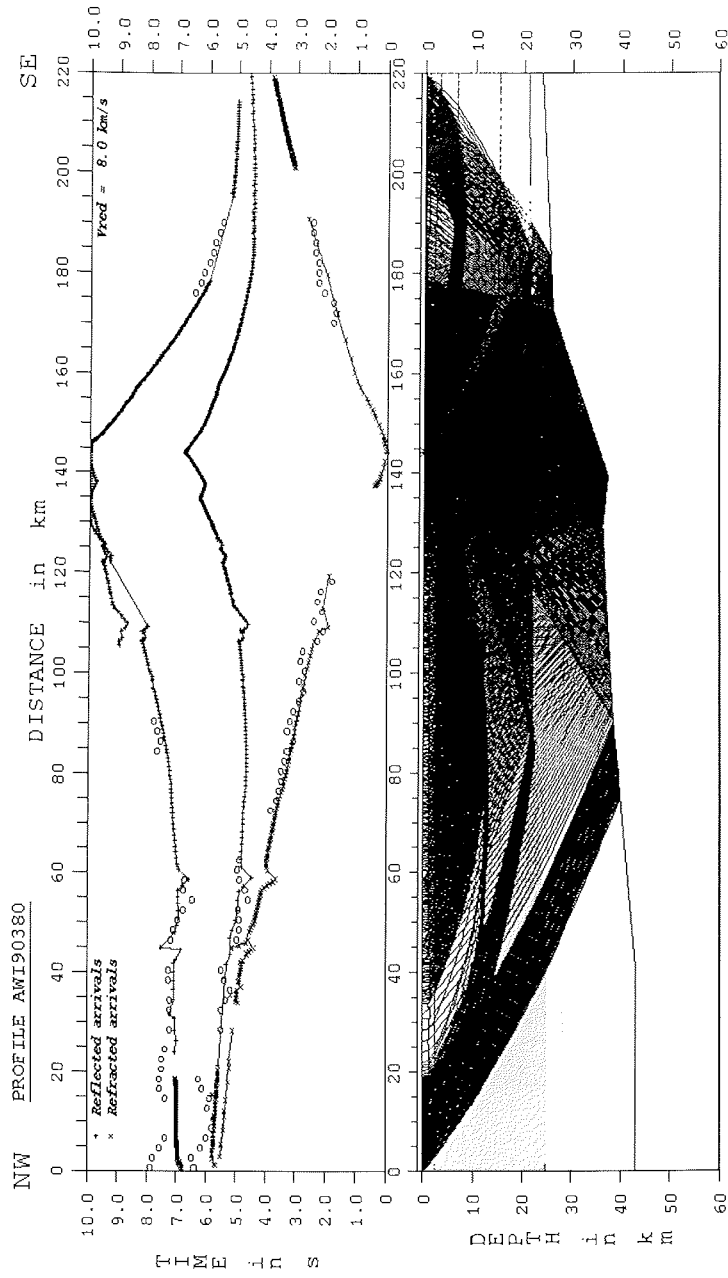


Abb. B 48: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 387

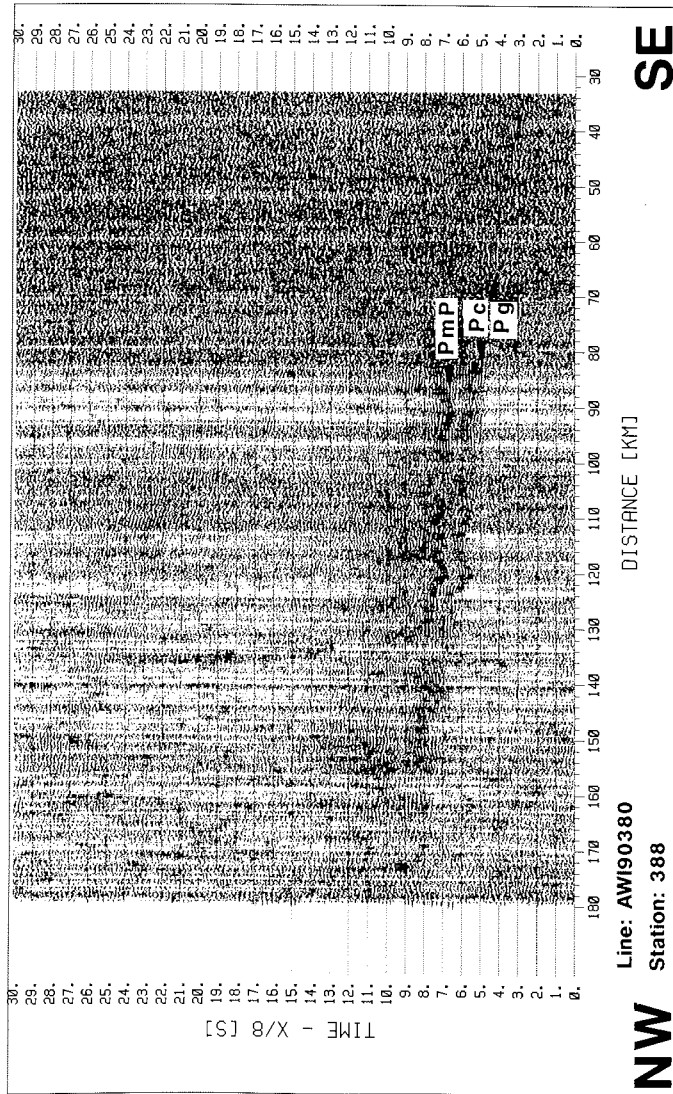


Abb. B 49 : Seismogramm-Montage der Station 388, Profil AWI 90380 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

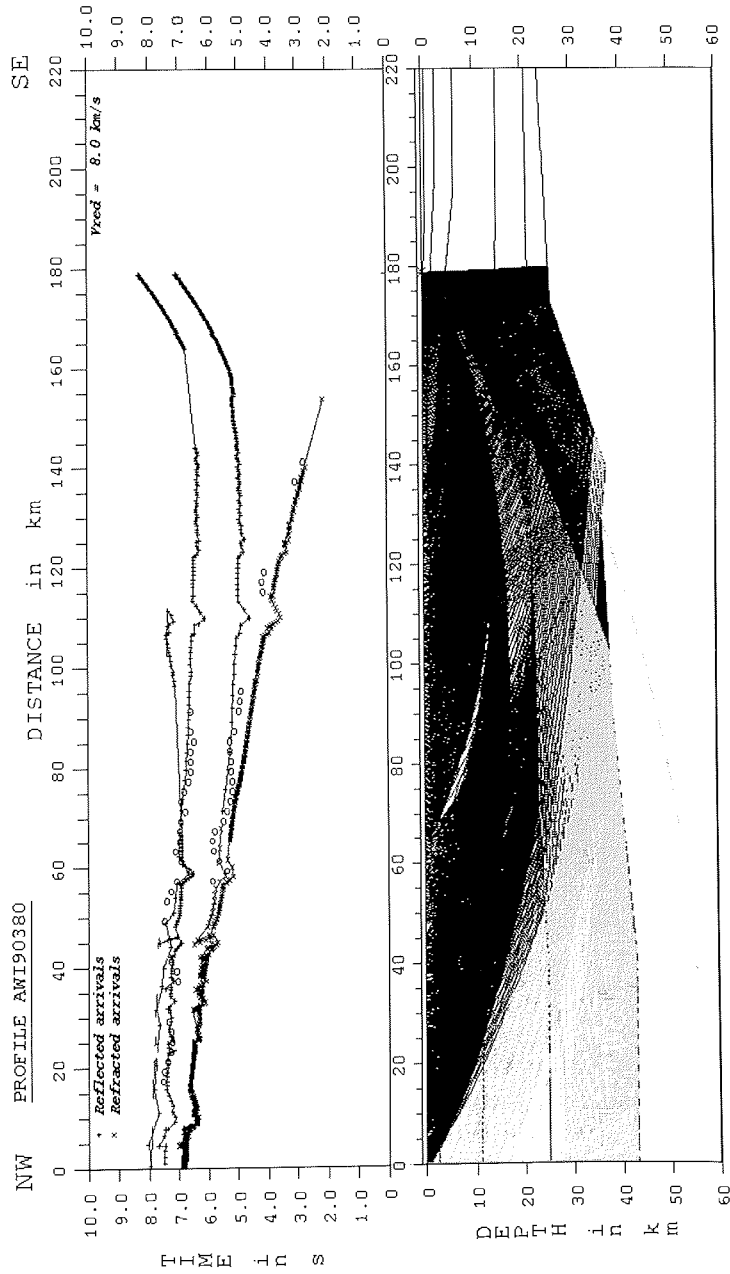


Abb. B 50: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 388

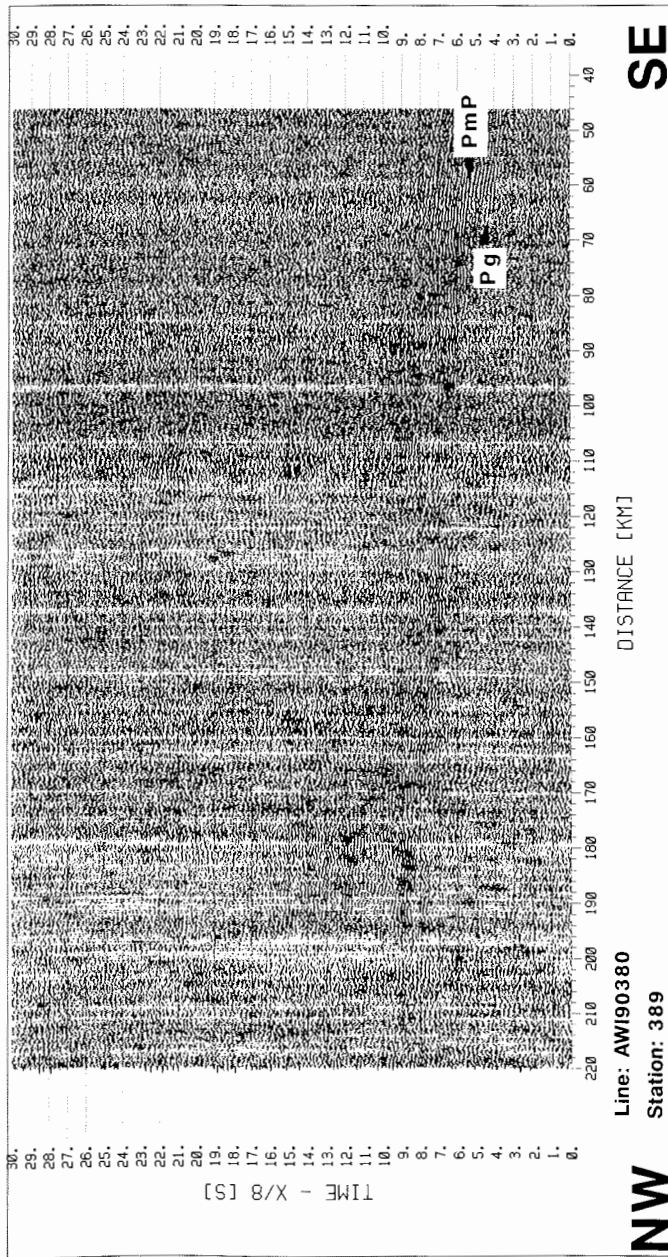


Abb. B 51 : Seismogramm-Montage der Station 389, Profil AWI 90380 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

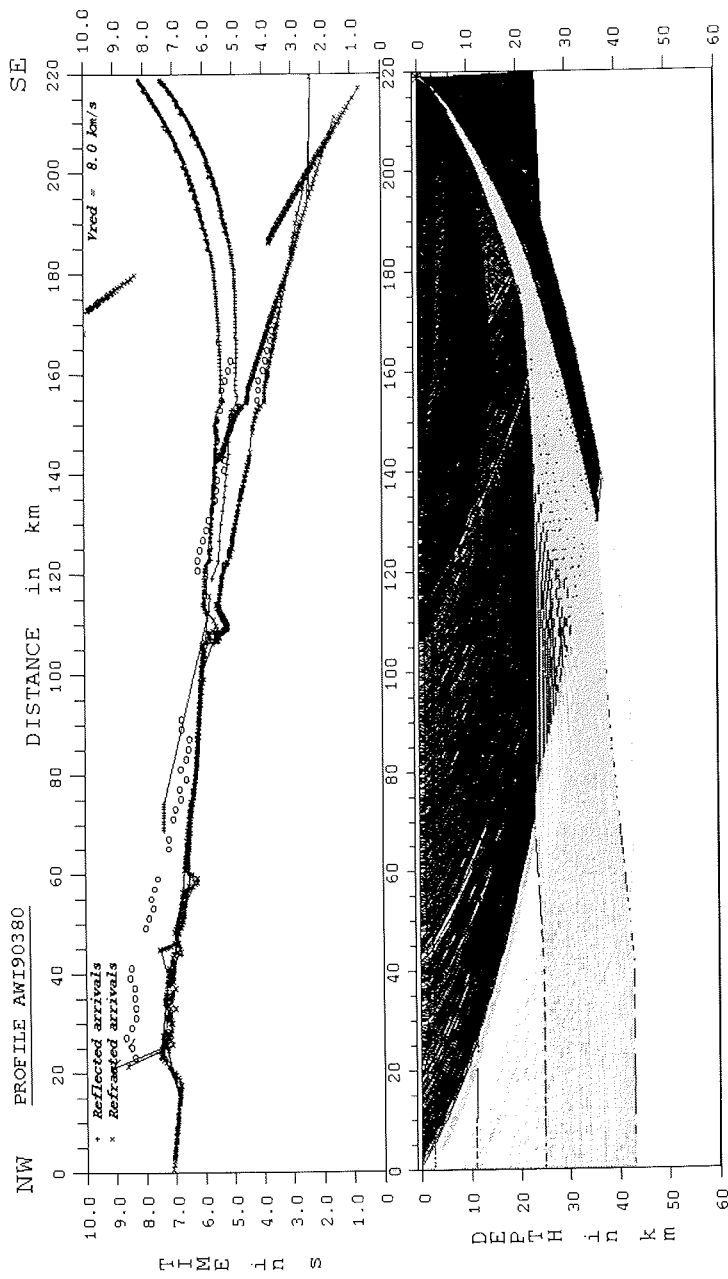


Abb. B 52: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für Station 389

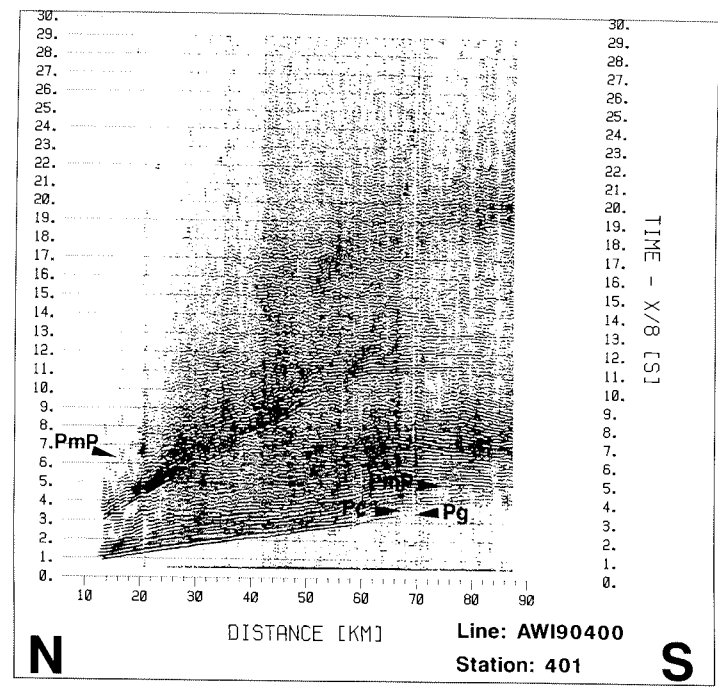


Abb. B 53: Seismogramm-Montage der Station 401, Profil AWI 90400 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

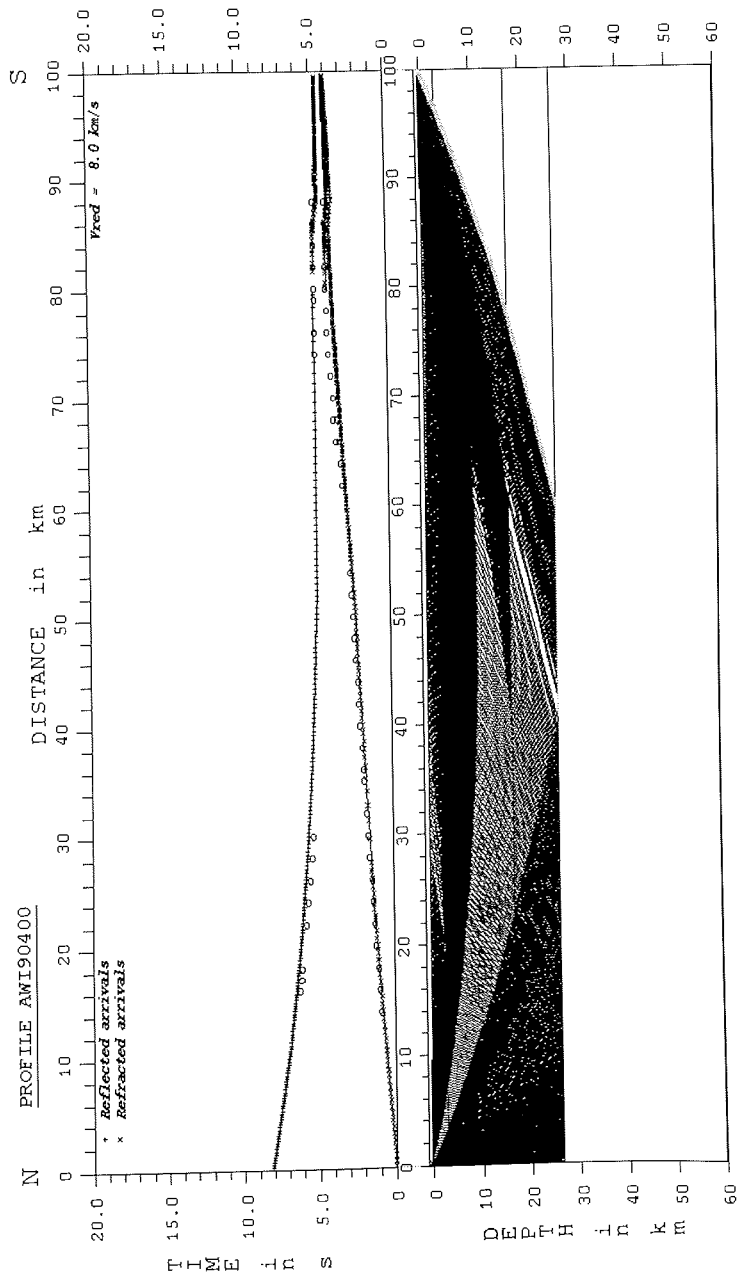


Abb. B 54 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90400 für Station 401

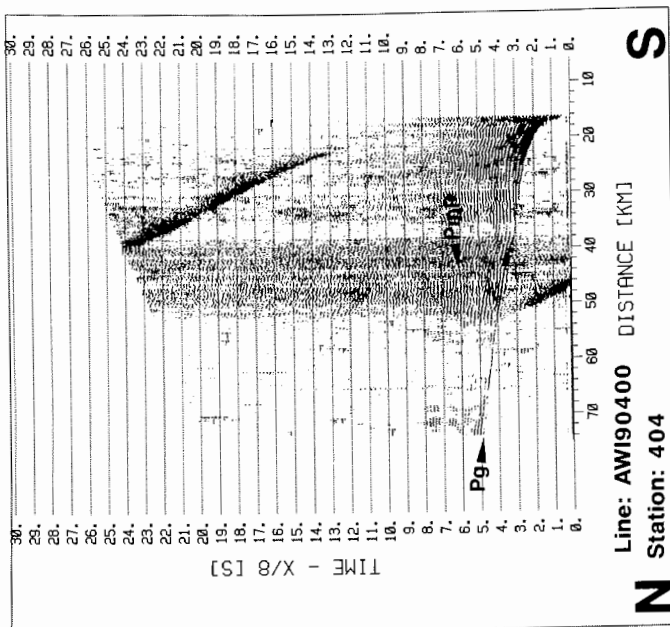


Abb. B 55 : Seismogramm-Montage der Station 404, Profil AWI 90400 nach Stapelung (200m-Bins) und Bandpaßfilterung (3-17 Hz)

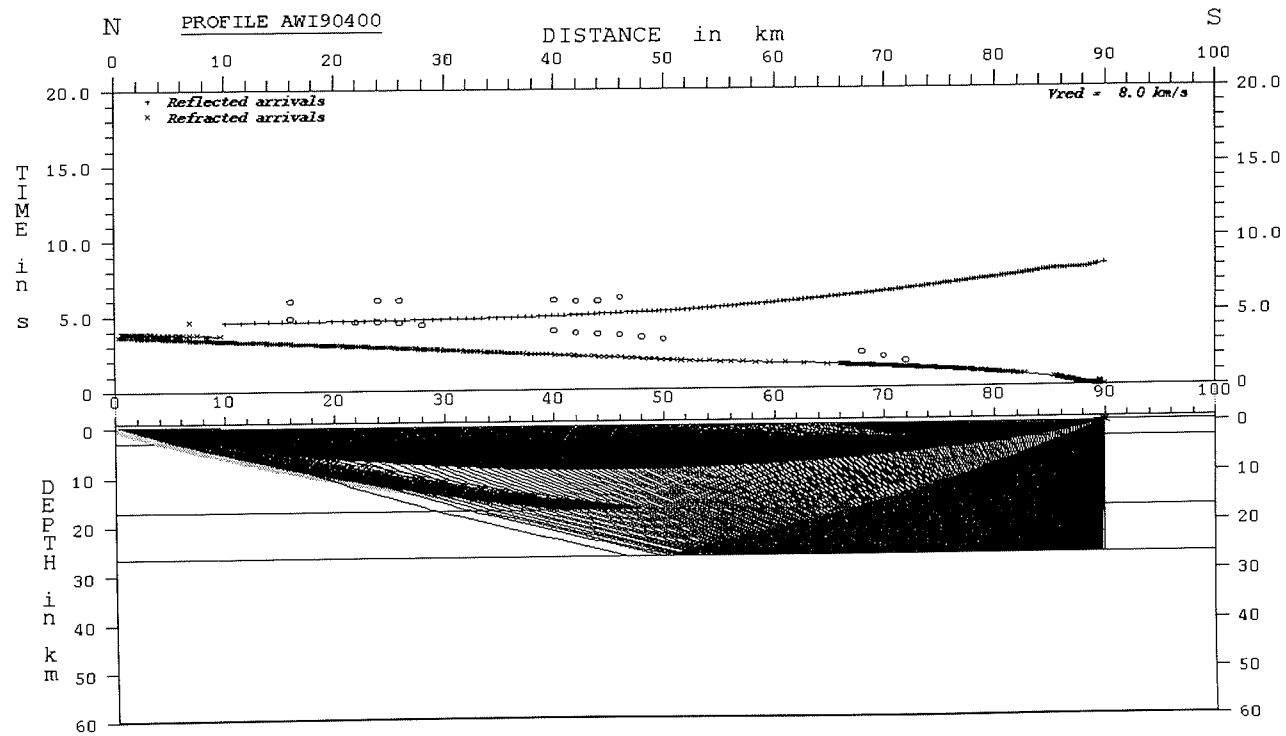


Abb. B 56: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90400 für Station 404

Raytracing der S-Wellenaufzeichnungen:

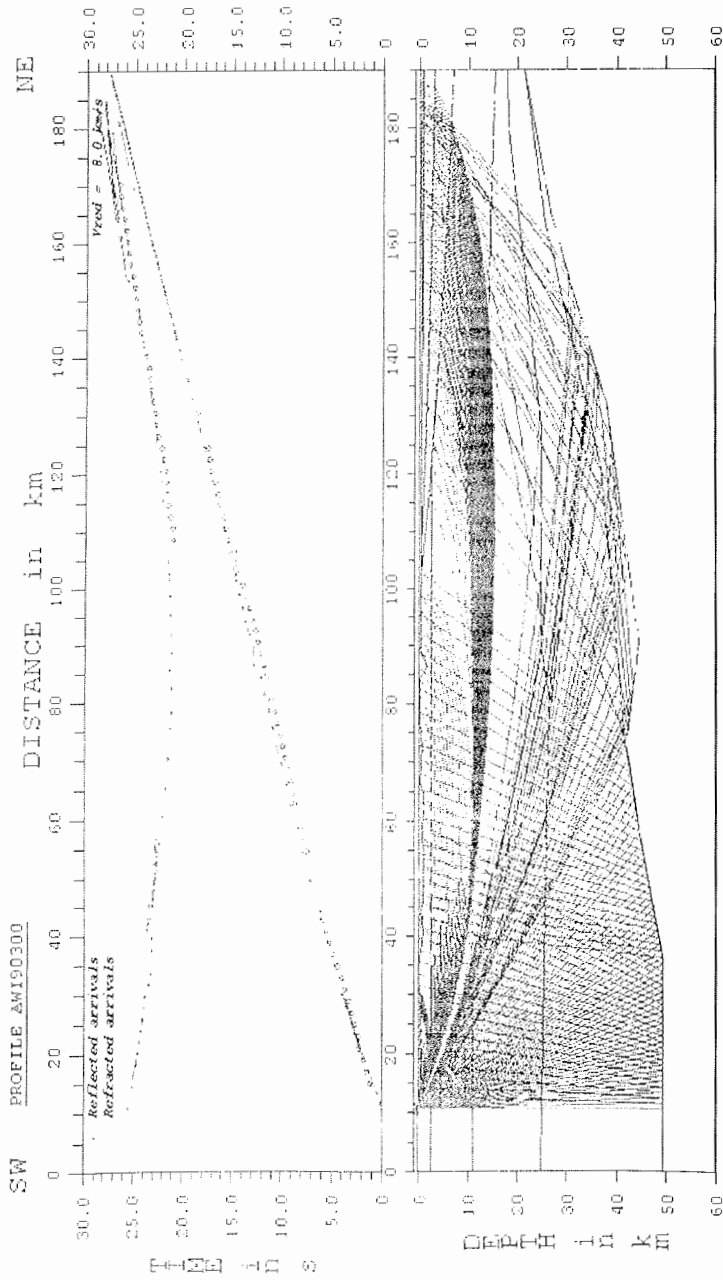


Abb. B 57 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 / 310 für S-Wellen an Station 302
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

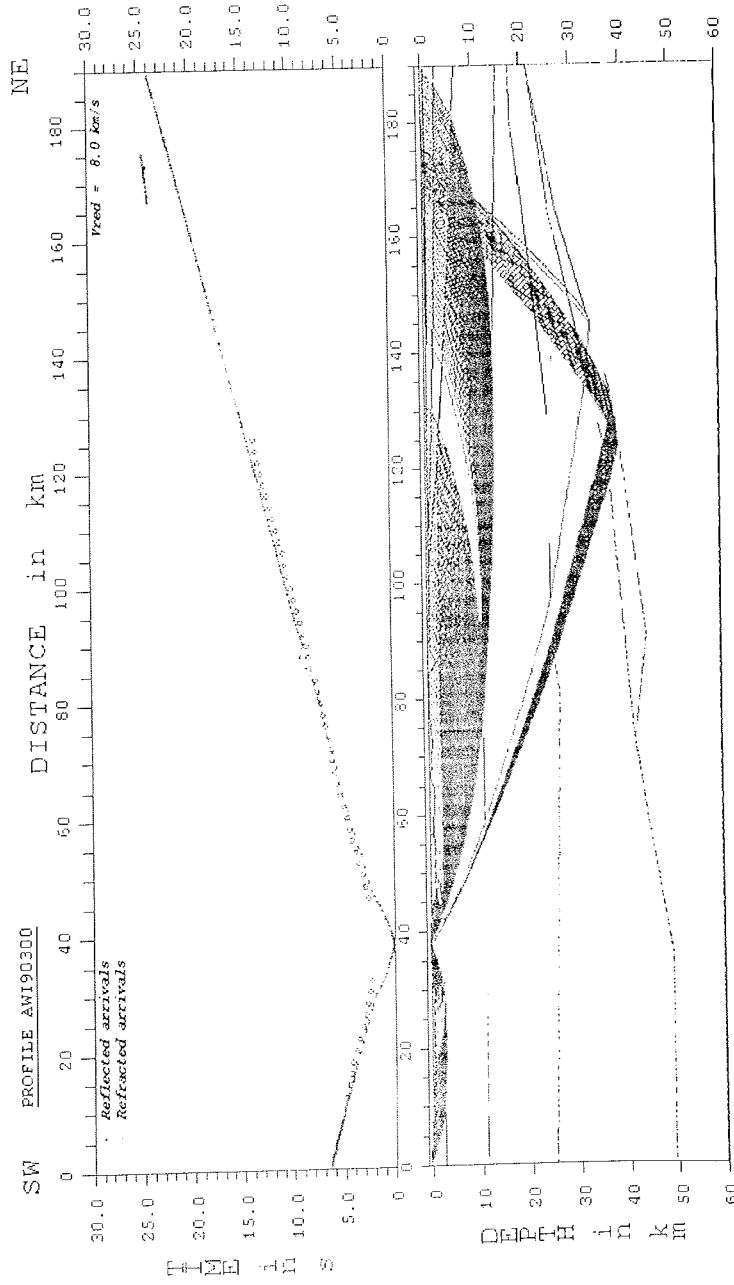


Abb. B 58 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 / 310 für S-Wellen an Station 303
 (Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

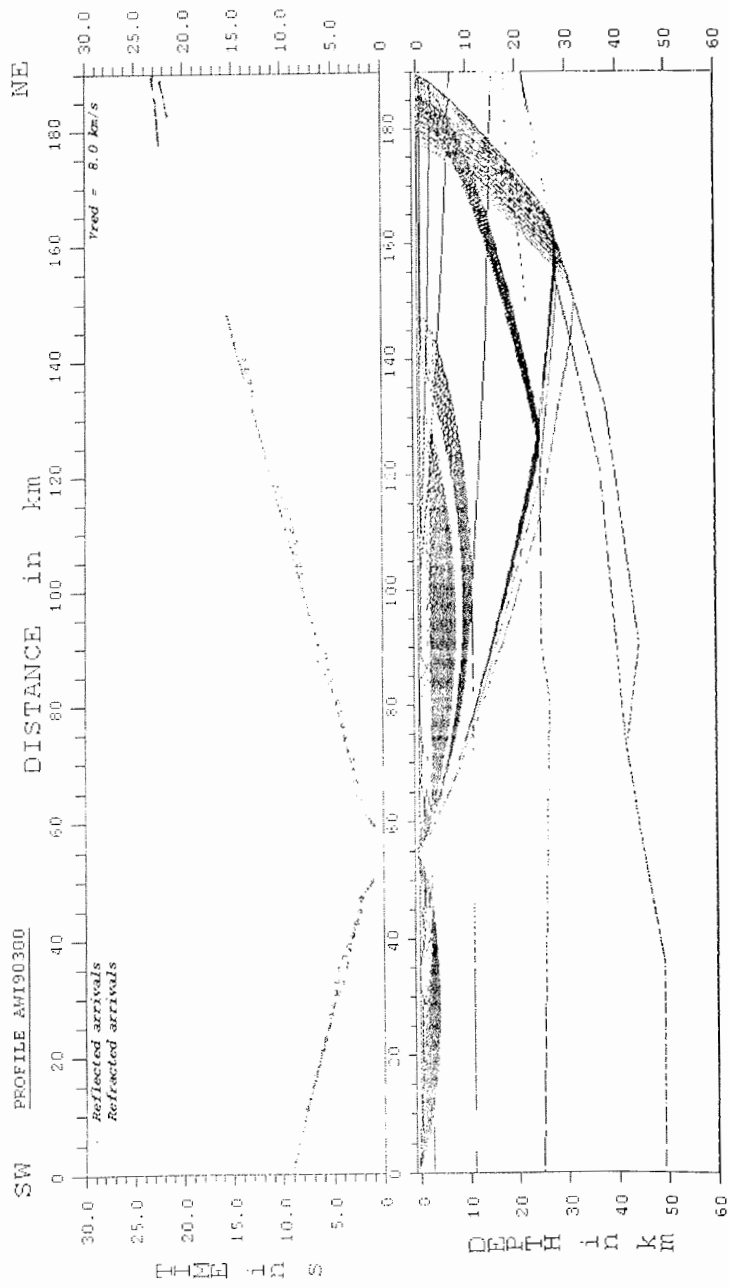


Abb. B 59 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 / 310 für S-Wellen an Station 304
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

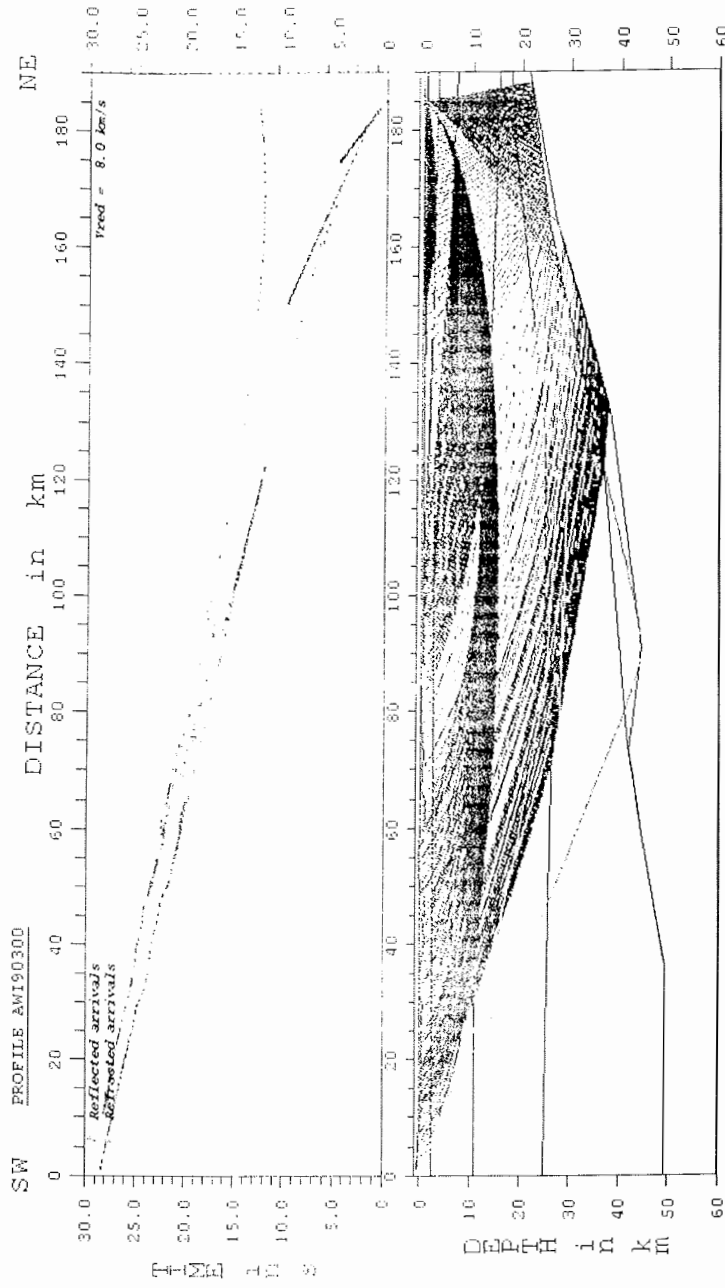


Abb. B 60 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90300 / 310 für S-Wellen an Station 306
 (Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

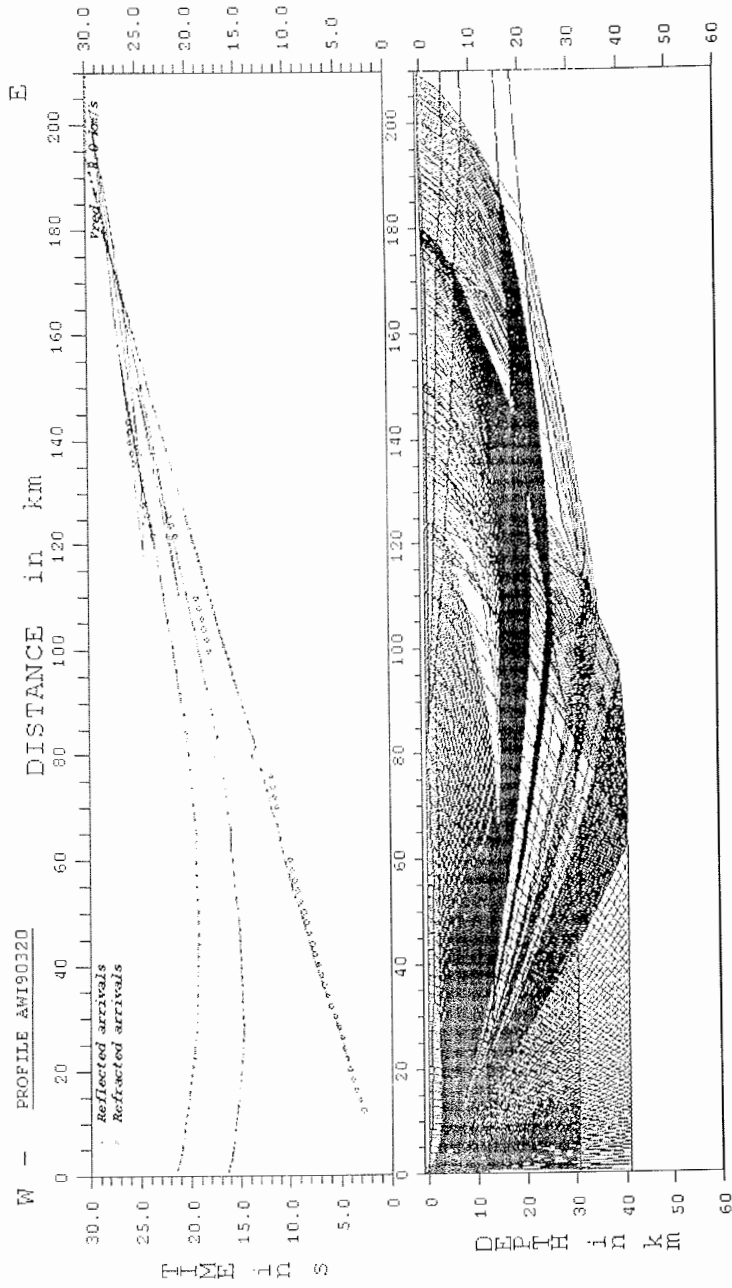


Abb. B 61 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für S-Wellen an Station 321
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

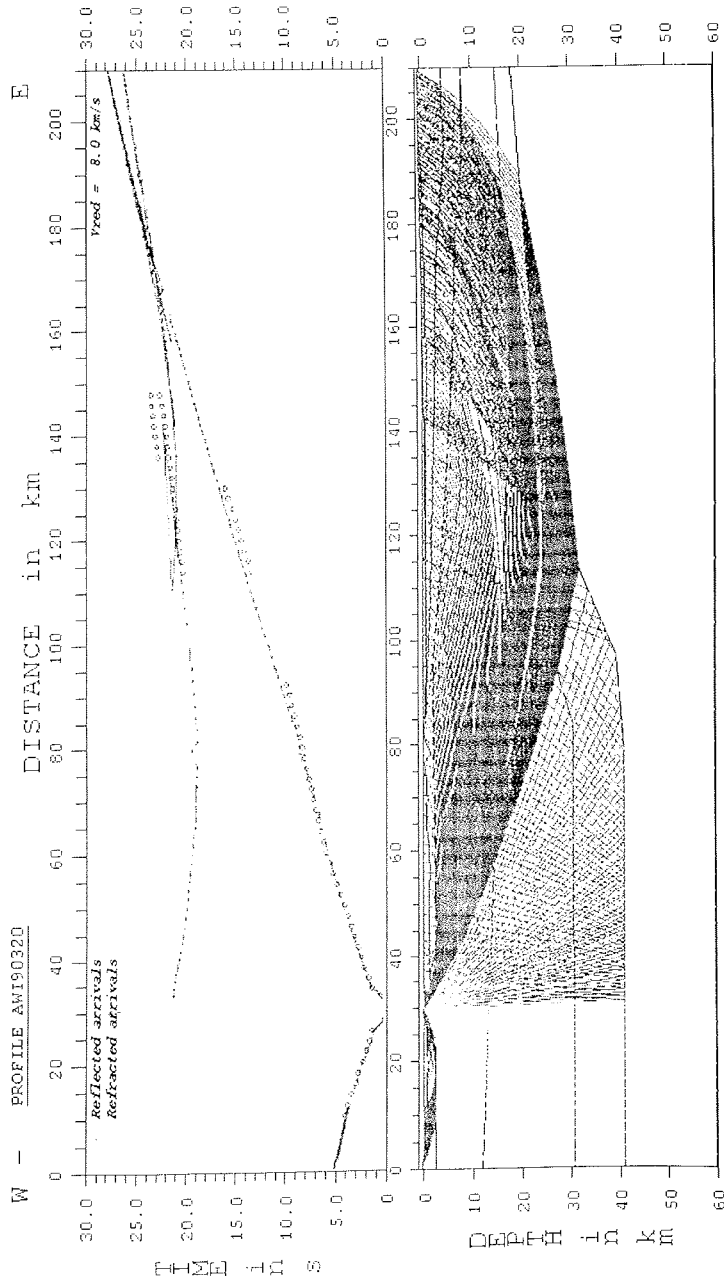
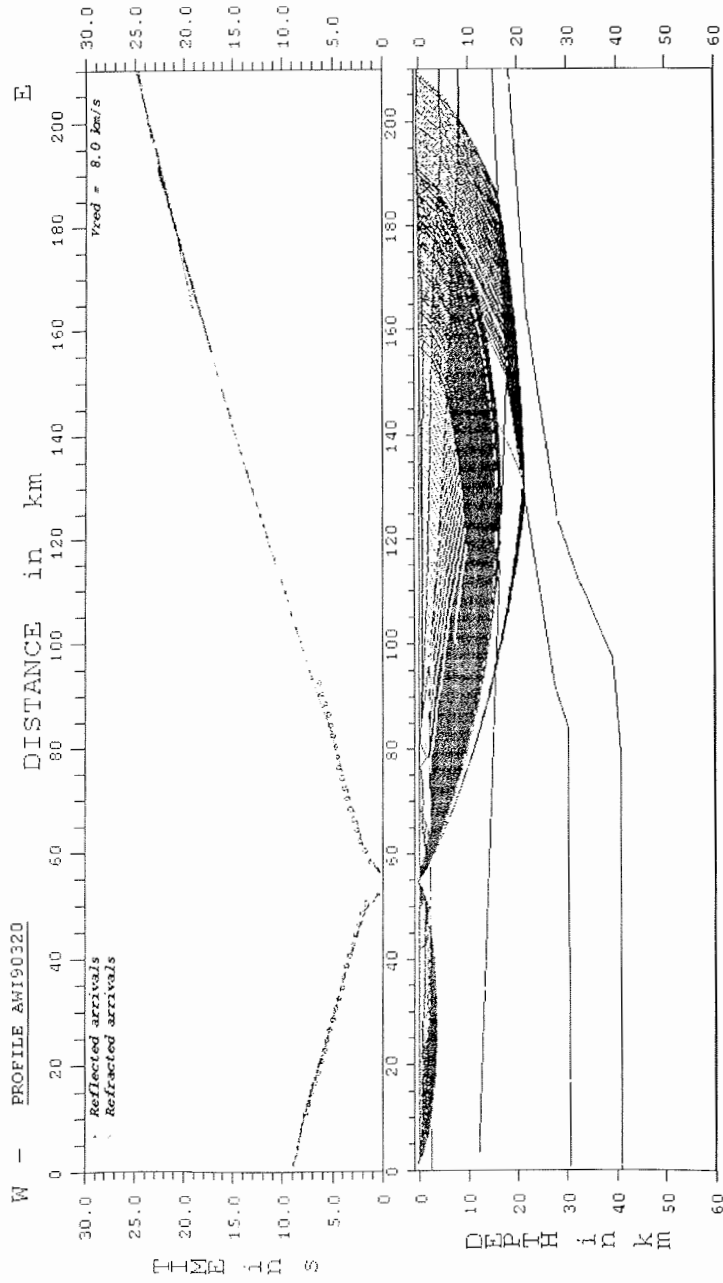


Abb. B 62 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für S-Wellen an Station 322
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)



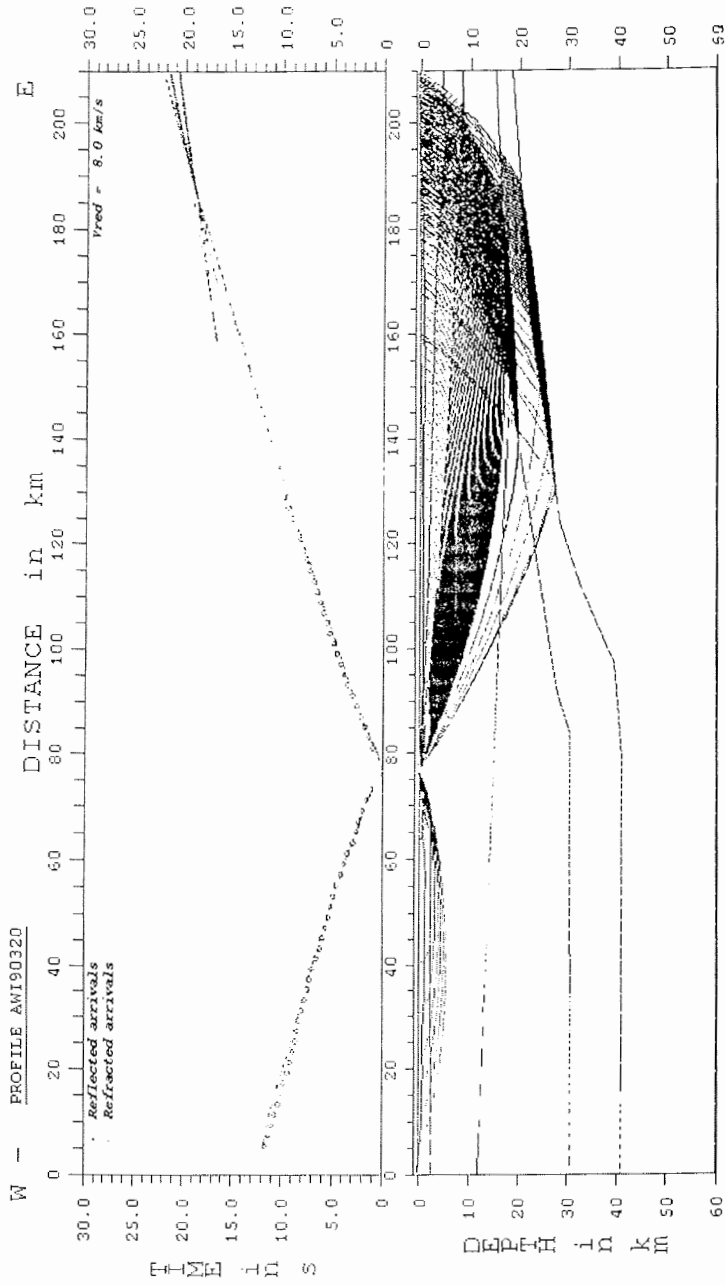


Abb. B 64 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90320 für S-Wellen an Station 324
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

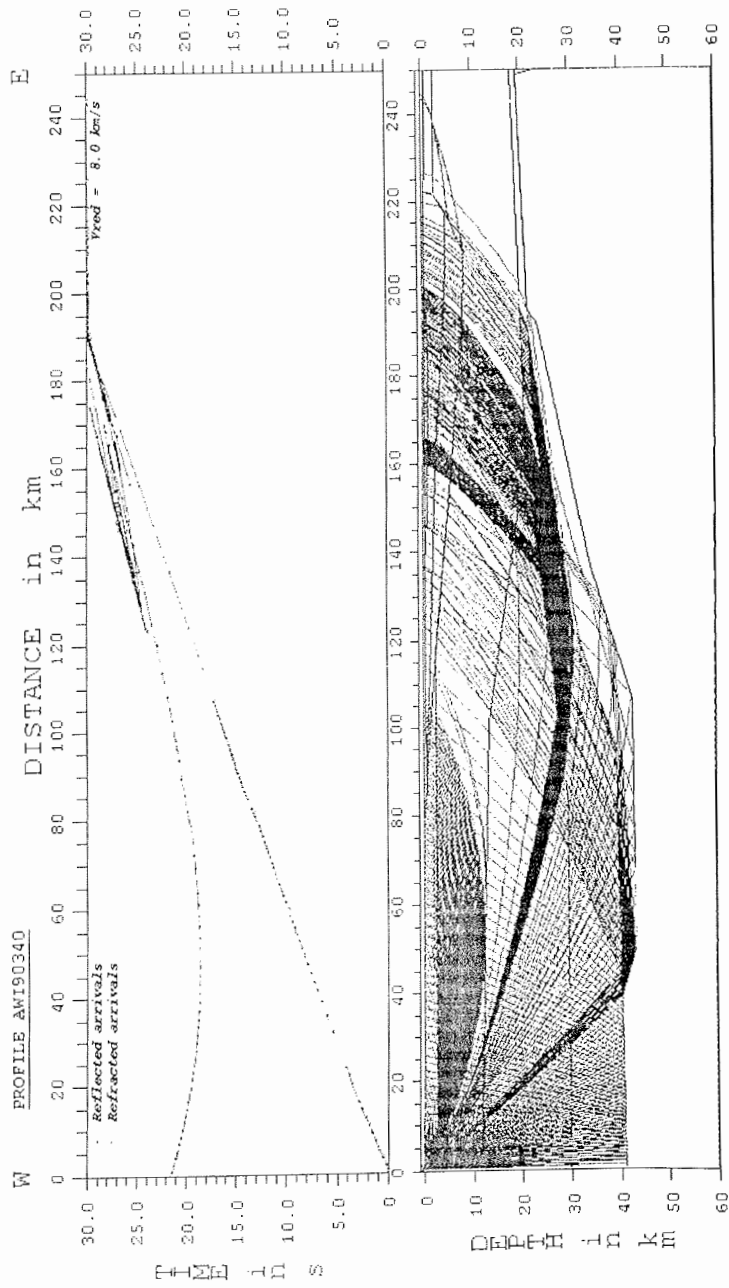


Abb. B 65: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90340 für S-Wellen an Station 341
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

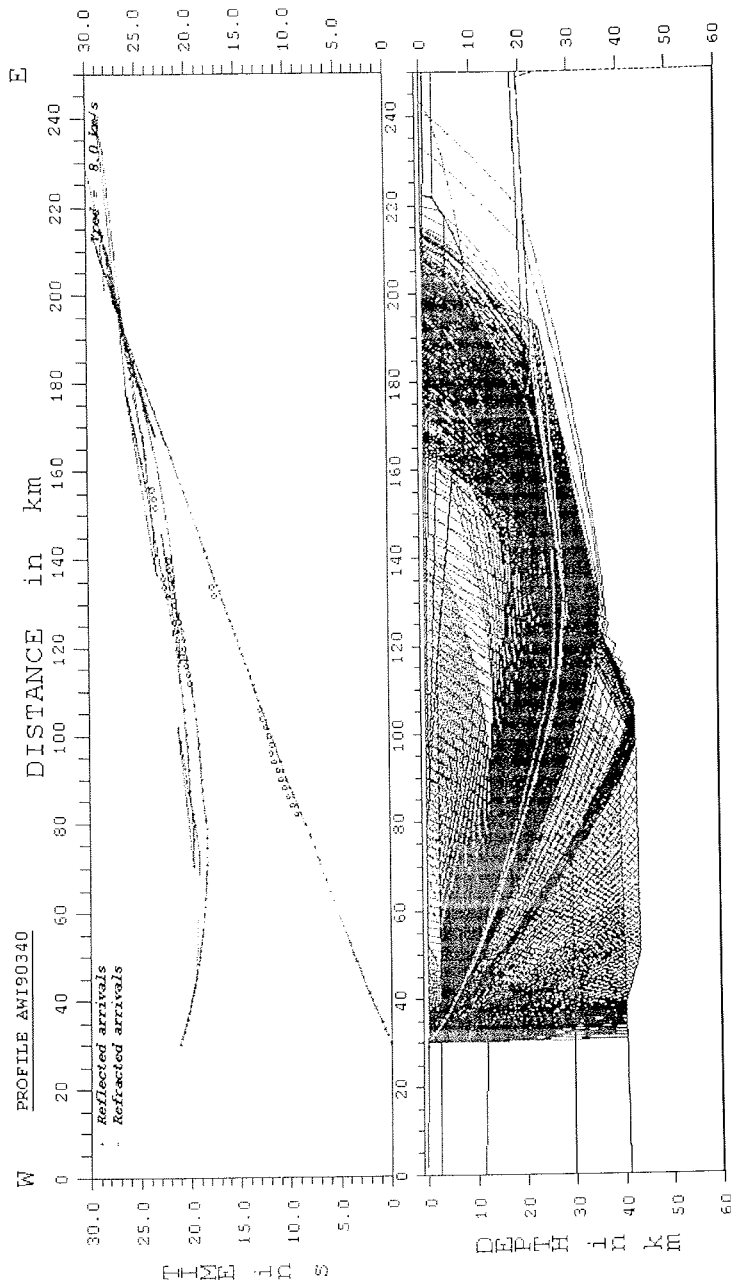


Abb. B 66 : Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90340 für S-Wellen an Station 342
 (Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

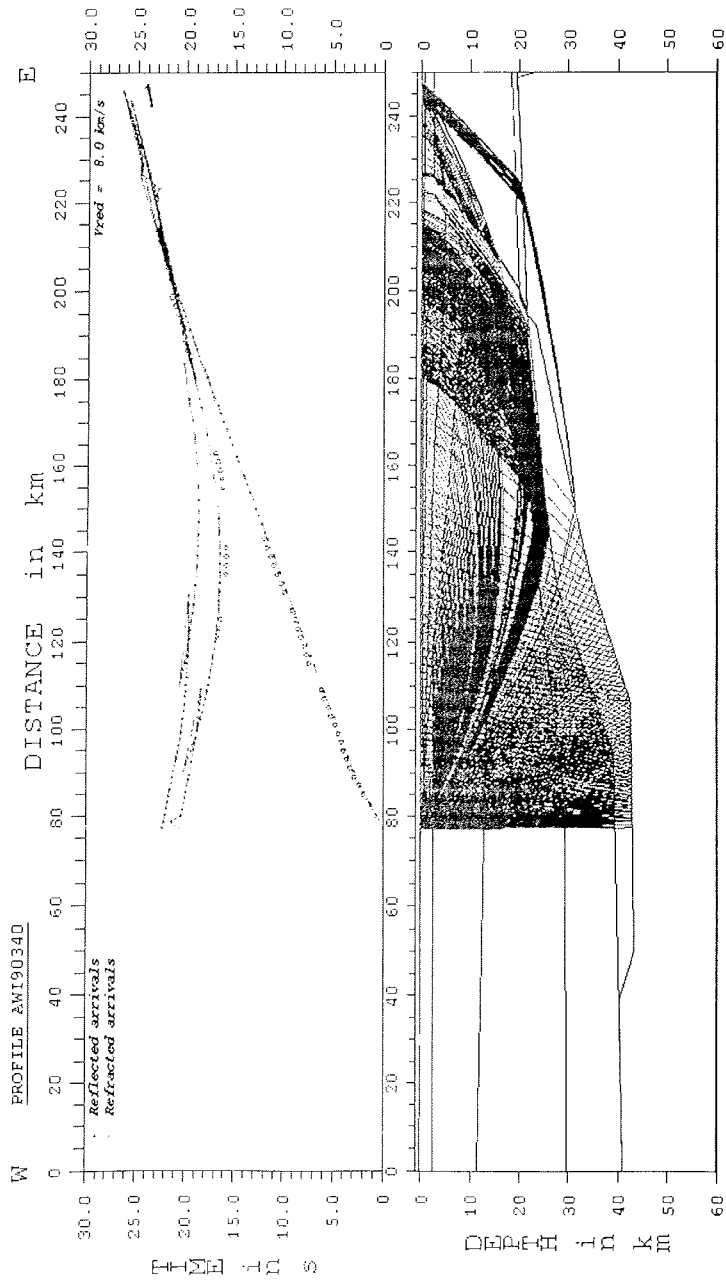


Abb. B 67: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90340 für S-Wellen an Station 344
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

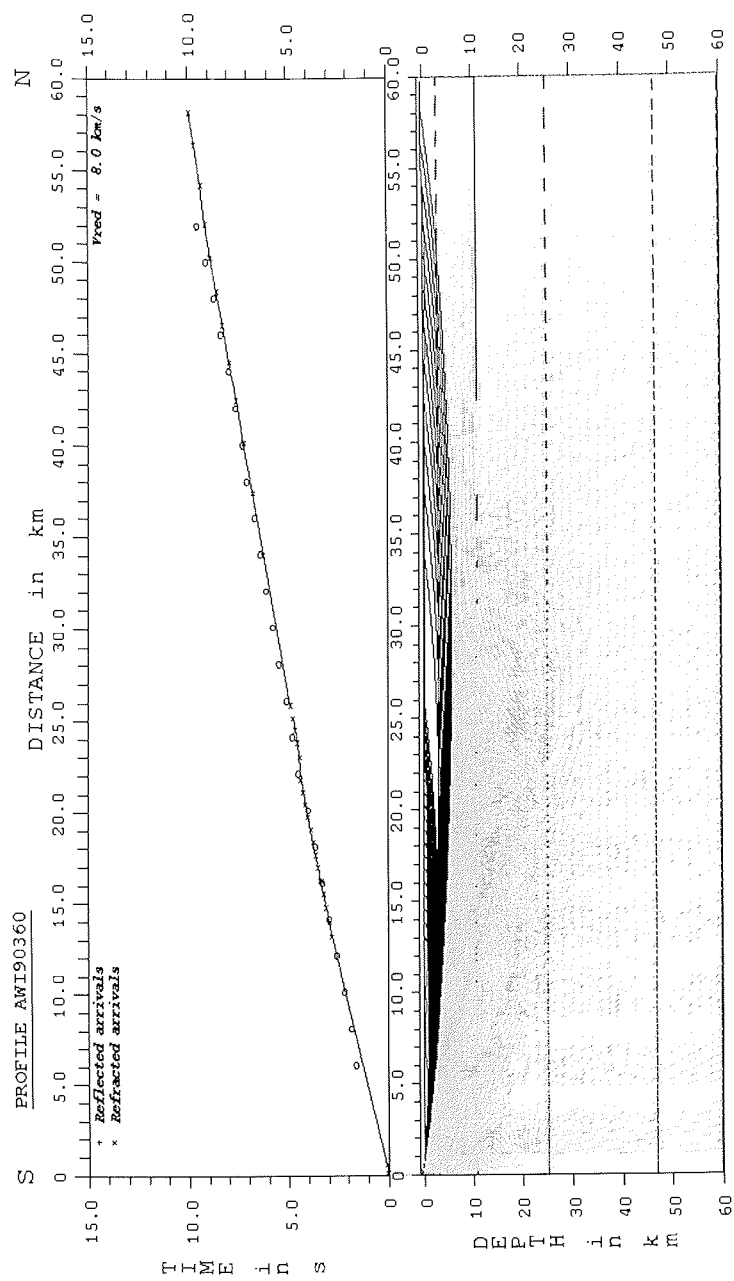


Abb. B 68: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90360 für S-Wellen an Station 361 (Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

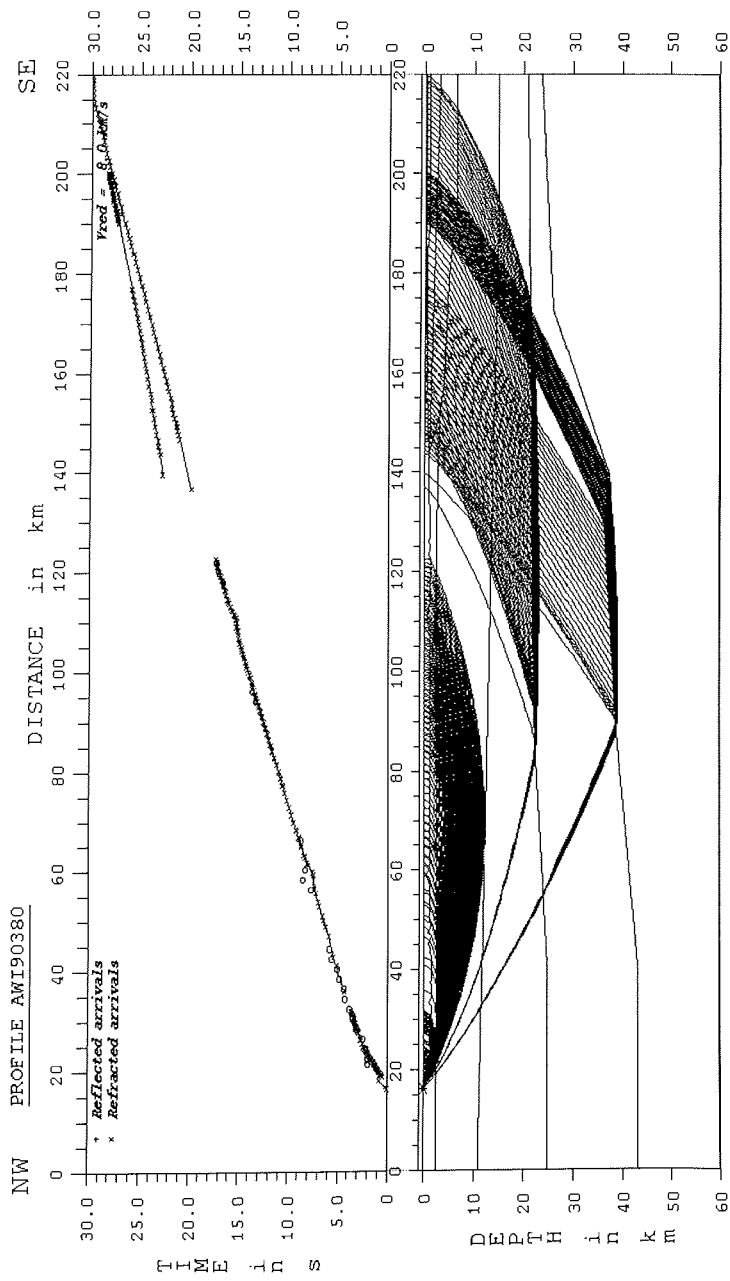


Abb. B 69: Raytracing des Geschwindigkeitsmodells von Profil AWI 90380 für S-Wellen an Station 381
(Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit = $\sqrt{3}$ für alle Modellschichten)

Anhang C: Der Schwerewert des AWI-Absolutpunktes

Der Absolutpunkt am Alfred-Wegener-Institutes in Bremerhaven befindet sich in Gebäude D (Columbusstr.), Raum 0082.

Der absolute Schwerewert beträgt an dieser Stelle:

981356.72 mgal (± 0.01 mgal)

Dieser Absolutwert wurde im November 1994 durch eine Schleifenmessung verifiziert (Christoph Mayer & Uwe Meyer).

