

**Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen
im inneren Scoresby Sund / Ost-Grönland**

**Detailed refraction seismic investigations in the
inner Scoresby Sund / East Greenland**

Notker Fechner

**Ber. Polarforsch. 143 (1994)
ISSN 0176 - 5027**

Notker Fechner

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

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1993 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Abstract	5
1 Einleitung und Fragestellung	7
2 Der Scoresby Sund	11
2.1 Geologie	13
2.1.1 Extensionskollaps von Orogenen	15
2.1.2 Die Kaledoniden Ost-Grönlands	17
2.1.3 Das Jameson Land Becken	18
2.1.4 Die Flutbasalte des Geikie Plateaus	21
2.1.5 Die Öffnung des Nordost-Atlantiks	23
2.1.6 Der zentral-ostgrönländische Schelf	24
2.2 Geophysikalische Untersuchungen	27
3 Datenerfassung	31
3.1 Meßprinzip	31
3.2 Durchführung der Messungen und verwendete Geräte	32
4 Datenbearbeitung und Auswertung	42
4.1 Datenbearbeitung	42
4.2 Auswertung	56
4.2.1 Laufzeitkurven	57
4.2.2 Geschwindigkeiten	59
4.2.3 Das Programmpaket IRIS	60
5 Interpretation	65
5.1 Ost-West-Profile	67
5.1.1 Profil 90546	68
5.1.2 Profil 90550	75
5.1.3 Profil 90545	78
5.1.4 Profil 90552	81
5.1.5 Profil 90544	86
5.1.6 Profil 90554	92
5.1.7 Profil 90555	95
5.1.8 Profil 90543	98
5.1.9 Profil 90542	100
5.1.10 Profil 90538	105

5.2	Nord-Süd-Profile	108
5.2.1	Profil 90537	108
5.2.2	Profil 90549	117
5.2.3	Profil 90540	122
5.2.4	Profil 90539	128
5.3	Das tiefenseismische Profil 90320	132
5.4	Zusammenfassung der Interpretation	146
6	Schlußfolgerungen	155
7	Literaturverzeichnis	159
	Danksagung	164
	Anhang Bedienungsanleitung für das Programm IRIS	165

Zusammenfassung

Der Scoresby Sund bildet mit seinen Haupt- und Nebenarmen das größte Fjordsystem der Welt. Dieses Fjordsystem, das im zentralen Bereich der Ostküste Grönlands liegt, war im Spätsommer 1990 Haupt-Einsatzgebiet während der "Polarstern"-Expedition ARK VII/3b. Geophysikalischer Schwerpunkt bei dieser Expedition waren seismische Messungen, die, je nach Fragestellung, mit unterschiedlichen Methoden durchgeführt wurden.

Die Scoresby Sund Region ist durch drei markante geologische Einheiten gekennzeichnet. Das Jameson Land Becken, ein über 200 km langes und ca. 100 km breites Sedimentbecken, das im Devon durch den Extensionskollaps der Kaledoniden als Intramontanbecken entstanden ist, wird im Westen und im Osten durch Störungszonen von metamorphen Gesteinen präkambrischen bis paläozoischen Alters getrennt. Im Süden wird das Gebiet von mächtigen Flutbasalten überlagert, die im Tertiär im Zuge der initialen Öffnung des Nordost-Atlantiks gebildet wurden.

Primäres Ziel kombinierter reflexions- und refraktionsseismischer Messungen im Hall Bredning, einem der Hauptarme des Scoresby Sund, war die Untersuchung der Verteilung rezenter Sedimente, der Struktur und der Mächtigkeit des Jameson Land Beckens sowie der Kontaktzone zwischen Sedimentbecken und metamorphen Gesteinen. Für die Untersuchungen wurden in dem Fjordarm insgesamt 22 Profile vermessen. Die refraktionsseismischen Messungen waren als Land-See-Experimente angelegt. Dabei wurden die Signale mit einem großvolumigen Luftpulser, der von Polarstern geschleppt wurde, erzeugt und von bis zu neun seismischen Registrierstationen aufgezeichnet, die um den Hall Bredning herum an Land aufgestellt waren.

Als Datenbasis für die vorliegende Arbeit wurden 29 Seismogramm-Montagen von 14 refraktionsseismischen Profilen herangezogen, bei denen mindestens eine Registrierstation in geradliniger Verlängerung eines Profils aufgestellt war. Die Gesamtlänge dieser Profile beträgt ca. 620 km. Zusätzlich wurden Daten von sechs Stationen eines ca. 165 km langen tiefenseismischen Refraktionsprofils herangezogen, das im Føn fjord, einem der langen westlichen Nebenarme des Scoresby Sund Systems, vermessen wurde. Bei diesem Profil waren fünf Registrierstationen auf Jameson Land aufgestellt. Dadurch bestand die Möglichkeit, auch im zentralen Bereich des Beckens Aussagen über dessen geologische Struktur zu treffen.

Bei der Auswertung der Seismogramm-Montagen konnten fünf Schichten im krustalen Bereich des Untersuchungsgebietes identifiziert werden, deren v_p -Geschwindigkeiten zwischen 3,5 und 8,0 km/s liegen. In vielen Montagen sind starke Einsätze von konvertierten Scherwellen zu erkennen, wodurch das v_p/v_s -Verhältnis für die meisten Schichten bestimmt werden konnte.

Die obersten drei Schichten, deren v_p -Geschwindigkeiten 3,5, 4,4 bzw. 5,5 km/s betragen, werden als Sedimente des oberen Jura bis Devon interpretiert. Die Geschwindigkeit der obersten Sedimentschicht konnte wegen des großen

Quelle-Empfänger-Abstandes nur abgeschätzt werden, die der mittleren und unteren Sedimentschichten sind dagegen durch mehrere Gegenschuß-Profile gut belegt.

Die darunterliegenden Schicht, deren v_p -Geschwindigkeit von 6,1 km/s sehr sicher bestimmt werden konnte, wird als kristalline Oberkruste interpretiert. Innerhalb dieser Schicht nimmt die Geschwindigkeit auf 6,5 km/s zu. Zahlreiche Seismogramm-Montagen belegen darunter eine weitere Schicht, deren v_p -Geschwindigkeit 7,0 km/s beträgt und die als Unterkruste interpretiert wird. Für den oberen Mantel wurde eine v_p -Geschwindigkeit von 8.0 km/s ermittelt.

Nach dieser Interpretation bildet das Jameson Land Becken ein asymmetrisches Sedimentbecken, das die Struktur eines Halbgrabens aufweist und unter dem zentralen Bereich von Jameson Land eine maximale Mächtigkeit von ca. 8 km erreicht. Seine Beckenachse verläuft ungefähr in Nord-Süd-Richtung. Das Sedimentbecken erstreckt sich über den gesamten Bereich des Hall Bredning mit nur langsam in westlicher Richtung abnehmender Mächtigkeit der Sedimentfüllung. Die ostwärts einfallende Störungszone, die das Sedimentbecken im Westen begrenzt, verläuft direkt vor der Küste von Milne Land und nicht, wie bisher angenommen, im zentralen Bereich des Hall Bredning. In südlicher Richtung setzt sich das Becken unterhalb der Flutbasalte des Geikie Plateaus fort. Die Sedimentmächtigkeit in diesem Bereich kann allerdings nicht genau bestimmt werden, da hierfür nicht ausreichend Daten vorliegen.

Die Kruste unterhalb des Sedimentbeckens ist in eine kristalline Ober- und eine Unterkruste untergliedert. Die Mächtigkeit der kristallinen Oberkruste beträgt an der Küste von Milne Land ca. 20 bis 22 km und nimmt unter Jameson Land auf ca. 12 bis 14 km ab. Die Unterkruste weist im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von ca. 5 bis 7 km auf. Die Kruste-Mantel-Grenze steigt von ca. 31 km Tiefe im Westen des Hall Bredning auf ca. 22 km Tiefe unter Jameson Land an und zeigt nur eine geringe Variation der Tiefenlage in Nord-Süd-Richtung.

In Bezug auf die Krustenstruktur unterscheiden sich diese Resultate deutlich von bisher veröffentlichten Ergebnissen. Nach der Interpretation reflexionsseismischer Messungen, die auf Jameson Land durchgeführt wurden, beträgt die maximale Mächtigkeit der Sedimentfüllung des Beckens 16 bis 18 km, und die kristalline Kruste dünnt unter Jameson Land auf ca. 7 km aus. Die aus den optimalen Stapelgeschwindigkeiten abgeleiteten Intervallgeschwindigkeiten und die Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze decken sich hingegen mit den Ergebnissen der refraktionsseismischen Untersuchungen im Hall Bredning. Die Interpretation von refraktionsseismischen Profilen, die 1988 im Scoresby Sund vermessen wurden, deuten auf eine maximale Mächtigkeit der Sedimentfüllung von ca. 15 km hin. Die gesamte kristalline Kruste dünnt danach auf weniger als 5 km Mächtigkeit unter der Beckenachse aus.

Auf Grund des Umfangs des refraktionsseismischen Datensatzes der im Hall Bredning vermessenen "in-line"-Profile sowie der lateral homogenen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion bilden die hier vorgestellten Ergebnisse das bisher beste geologische Modell des Untersuchungsgebietes.

Abstract

The Scoresby Sund is located on the central East Greenland coast between 70° to 72° N and 20° to 28° W and forms with its several branches the largest fiord system of the world. In summer 1990, this region was the primary area of interest during the expedition ARK VII/3b of the German research vessel "Polarstern". The main objective of geophysical activities during this cruise were seismic reflection and refraction measurements.

The Scoresby Sund region is characterized by three different geological units. The Jameson Land Basin, a more than 200 km long and approximately 100 km broad sedimentary basin formed in the Devonian as an intramontane basin by extensional collaps of the Caledonides, is separated from metamorphic rocks of Precambrian to Paleozoic age by major faults in the West and East. The area South of the Sund is covered by thick Tertiary flood basalts that were extruded during the initial phase of the opening of the North East Atlantic.

In Hall Bredning which is the North-South striking inner part of the Scoresby Sund, 22 combined reflection and refraction seismic profiles were measured to investigate the distribution of Quaternary sediments, the structure and thickness of the Jameson Land basin and the contact zone between the basin sediments and the metamorphic rocks. The refraction seismic measurements were designed as a land-sea experiment. Signals, generated by a large airgun towed from "Polarstern", were recorded by up to nine seismic recording stations deployed on land around Hall Bredning.

The data set of this study consists of 29 seismic sections from 14 refraction seismic profiles with at least one recording station of in-line spread geometry on land. The total length of these profiles is approximately 620 km. In addition, data of a 165 km long deep seismic refraction profile collected in the Fønfjord, which is one of the deep, small fiords in the West, were also modelled. Five recording stations were deployed on Jameson Land during this profile providing the opportunity to investigate the geological structure of the basin in its central part.

Five different layers in the crustal part of the area of interest with P-wave velocities between 3.5 and 8.0 km/s were identified by the modelling of the seismic sections. In a number of sections arrivals from shear waves have been observed providing the opportunity to calculate the v_p/v_s -ratios for most of the layers.

The three upper layers with P-wave velocities of 3.5, 4.4 and 5.5 km/s, respectively, are interpreted as Jurassic to Devonian sediments. Due to the large source-receiver offsets, the velocity of the top layer could only be estimated. The other two velocities are well determined by a number of reversed profiles.

The fourth layer has a well determined v_p -velocity of 6.1 km/s and is interpreted as crystalline upper crust. Within this layer the velocity increases with depth to 6.5 km/s at the bottom. A fifth layer with a v_p -velocity of 7.0 km/s was identified

in several seismic sections. It is interpreted as lower crust. A value of 8.0 km/s was derived for the v_p -velocity of the upper mantle.

Following this interpretation the Jameson Land basin forms an asymmetrical half-graben shape sedimentary basin with a maximum thickness of approximately 8 km underneath central Jameson Land and a North-East striking basin axis. The basin extends throughout the whole area of Hall Bredning with slowly decreasing thickness of the sediments in westward direction. The eastward dipping main fault zone that terminates the sedimentary basin to the West is located right in front of the coast of Milne Land and not in the central part of Hall Bredning as formerly assumed. The basin most likely extends in southern direction underneath the flood basalts of the Geikie Plateau. The thickness of the sediments in this area cannot be determined due to an insufficient quantity of seismic data.

The crystalline crust beneath the sediments is separated in an upper and a lower part. The thickness of the upper crystalline crust decreases from 20 to 22 km in the coastal area of Milne Land to 12 to 14 km underneath the central Jameson Land. The thickness of the lower crust varies between 5 and 7 km in the investigation area. The crust-mantle boundary (Mohorovicic discontinuity) shallows from approximately 31 km depth in the West of Hall Bredning to about 22 km underneath Jameson Land and shows a small depth variation in North-South direction.

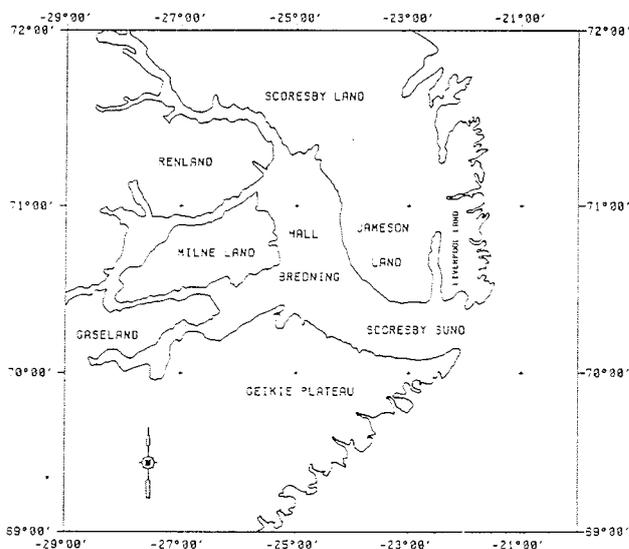
These described results concerning the crustal structure differ from formerly published results. According to the interpretation of reflection seismic measurements on Jameson Land the maximal thickness of the sediments is 16 to 18 km and the crystalline crust thins to about 7 km underneath central Jameson Land. The interval velocities which were determined from stacking velocities that gave the best stacking result and the depth of the Mohorovicic discontinuity are, on the other hand, in agreement with the results of the refraction seismic investigations in Hall Bredning. The interpretation of refraction seismic lines carried out in the (outer) Scoresby Sund in 1988 indicates a maximal thickness of the sediments of about 15 km and a minimal thickness of the crystalline crust of less than 5 km below central Jameson Land.

The amount of refraction seismic data collected in Hall Bredning, the in-line spread geometry of the refraction seismic lines and the lateral homogeneous velocity-depth-function provide so far the best model of the crustal structure in the investigated area.

1 Einleitung und Fragestellung

Der Scoresby Sund ist das größte Fjordsystem der Welt und liegt im zentralen Bereich der Ostküste Grönlands zwischen 70° und 72° N sowie 20° und 28° W (Abb. 1.1). Mit seinen langen Fjordarmen bietet er die Möglichkeit, den alten kontinentalen Schild Grönlands und den Übergangsbereich zur ozeanischen Kruste bis 200 km weit auf dem Kontinent mit marinen geophysikalischen Methoden zu untersuchen, die weniger logistischen Aufwand benötigen als Untersuchungen an Land. Dennoch wurden in diesem Gebiet auf Grund der Eisverhältnisse in und vor dem Sund erst wenige marine geophysikalische Messungen durchgeführt.

Abb. 1.1
Die Lage des Scoresby Sund an der Ostküste Grönlands (nach VOGT, 1986).



Übersichtskarte des Scoresby Sund Fjordsystems.

Das Scoresby Sund Fjordssystem besteht aus zwei flachen, breiten Hauptarmen, dem Scoresby Sund und dem Hall Bredning, und mehreren schmalen, sehr tiefen Nebenarmen, die bis zu 150 km lang sind. Geologisch ist die Scoresby Sund Region durch drei markante Einheiten gekennzeichnet (Kapitel 2, Abb. 2.3). Metamorphe Gesteine präkambrischen bis paläozoischen Alters stehen im Westen auf Milne Land, Renland und den Stauning Alper sowie im Osten auf Liverpool Land an. Dazwischen liegt das Jameson Land Becken, ein mächtiges Sedimentbecken, das im Devon durch den Extensionskollaps der Kaledoniden entstanden ist und im Westen und Osten durch Störungszonen von den angrenzenden Metamorphiten getrennt wird. Südlich des Scoresby Sund befindet sich das Geikie Plateau, das aus durchschnittlich 1500 bis 2000 m mächtigen Flutbasalten gebildet wird, die im Zuge der frühen Öffnungsphase des Nordost-Atlantiks im Tertiär gebildet wurden.

Im Sommer 1988 wurde während der "Polarstern"-Expedition ARK V/3b im zentralen Bereich Ost-Grönlands die Krustenstruktur des passiven Kontinentalrandes untersucht. Dabei wurden auch erste refraktionsseismische Untersuchungen im Scoresby Sund durchgeführt (WEIGEL, 1993 z. V. eingereicht). Diese deuten darauf hin, daß die Mächtigkeit der Kruste von ca. 35 km im inneren Sund auf ca. 10 km im Schelfbereich abnimmt.

Während der "Polarstern"-Expedition ARK VII/3b, die im Spätsommer 1990 vom Alfred-Wegener-Institut geleitet wurde, bildete das Scoresby Sund System das Haupt-Einsatzgebiet des Forschungsschiffes (MILLER, in Vorb.). Bei dieser Expedition standen geowissenschaftliche Fragestellungen im Vordergrund. Neben seismischen Messungen, die den Schwerpunkt der geophysikalischen Aktivitäten bildeten, wurden auch gravimetrische Messungen, bathymetrische Untersuchungen mit dem Hydrosweep-System, Aufzeichnungen mit dem Sedimentecholot Parasound sowie geologische Beprobungen der Sedimente vorgenommen.

Die seismischen Untersuchungen wurden je nach Fragestellung mit verschiedenen Methoden und Geräten durchgeführt:

Das Ziel tiefenseismischer Refraktionsprofile in den langen Fjorden der Scoresby Sund Region war die Untersuchung der Krustenstruktur im Bereich des kaledonischen Gebirgsgürtels von Ost-Grönland. In diesen kombinierten Land-See-Experimenten zeichneten bis zu neun Registrierstationen an Land die seismischen Signale eines großvolumigen Luftpulsers auf, der von "Polarstern" geschleppt wurde.

Mit hochauflösenden reflexionsseismischen Messungen wurde, insbesondere im marinen Vorfeld von Gletschern, die Verteilung rezenter Sedimente untersucht. Dabei gelangten mehrere hochfrequente seismische Quellen und zwei unterschiedlich lange Streamer zum Einsatz.

Die Daten, die die geophysikalische Grundlage dieser Arbeit bilden, wurden im Hall Bredning, einem ca. 40 km breiten und 100 km langen Hauptarm des Scoresby Sund Systems, aufgezeichnet. Diese Messungen waren als kombiniertes reflexions-refraktionsseismisches Experiment angelegt. Dabei wurden

die seismischen Signale sowohl von einem 800 m langen Streamer, der sich, wie die Quellen, im Schlepp der "Polarstern" befand, als auch von bis zu neun Registrierstationen aufgezeichnet, die um den Hall Bredning herum an Land aufgestellt waren.

Das Ziel der refraktionsseismischen Messungen dieses kombinierten Projektes war die Untersuchung der Kontaktzone zwischen dem Jameson Land Sedimentbecken im Osten und dem kaledonischen Gebirgsgürtel im Westen. Die Nord-Süd-streichende Störungszone, die diese beiden Komplexe voneinander trennt, wurde im zentralen Bereich des Hall Bredning vermutet (SURLYK, 1978, 1991). Mit der Untersuchung der Kontaktzone verbunden war auch die Frage nach der Struktur des Sedimentbeckens und der Mächtigkeit der Sedimentfüllung. Die in Form eines Gitters angelegten Profile sollten zeigen, wie viele Schichten sich mit den refraktionsseismischen Messungen auflösen lassen und wie hoch die seismischen Geschwindigkeiten in diesen Schichten sind. Neben diesen Fragestellungen sollte mit den Messungen auch untersucht werden, ob sich die Sedimente des Jameson Land Beckens in südlicher Richtung unter den Flutbasalten des Geikie Plateaus fortsetzen und wie die Krustenstruktur unterhalb des Beckens aussieht.

Die reflexionsseismischen Messungen sollten neben der Erkundung der Verteilung der rezenten Sedimente auch dazu dienen, ein möglichst gutes strukturelles Modell des Untergrundes zu erhalten, das als Randbedingung in die Modellierung der weitwinkelseismischen Daten eingehen sollte. Mit Ausnahme weniger Bereiche im Westen des Hall Bredning beträgt die Mächtigkeit der jungen Sedimente in den flachen Hauptfjorden weniger als 12 m und kann mit den verwendeten Quellen nicht aufgelöst werden (UENZELMANN-NEBEN et al., 1991). Die geringe Mächtigkeit der jungen, kiesreichen Sedimente (MARIENFELD, 1991) auf kompaktierten Sedimenten mesozoischen Alters bewirkt, daß der Sundboden einen sehr harten seismischen Reflektor bildet. In Verbindung mit den geringen Wassertiefen hat dies zur Folge, daß die Seismogramm-Montagen der reflexionsseismischen Messungen durch starke multiple Meeresbodenreflexionen geprägt sind, die das Erkennen tieferer Strukturen extrem erschweren oder unmöglich machen (Abb. 5.4).

Nach einer Einführung in das Untersuchungsgebiet werden im dritten Kapitel das Meßprinzip und die verwendeten Geräte beschrieben. Auf die Bearbeitung und die Auswertung der refraktionsseismischen Daten wird im vierten Kapitel eingegangen. Dabei erfolgt auch die Vorstellung des Programmpaketes IRIS (Interactive Refractionseismic Interpretation System), das für die Auswertung der Daten aus dem Scoresby Sund entwickelt und implementiert wurde. Im fünften Kapitel werden die aufgezeichneten Daten an Hand von Seismogramm-Montagen präsentiert und an gleicher Stelle auch interpretiert. Dabei wird zuerst jedes einzelne Profil behandelt und anschließend eine regionale Interpretation vorgenommen. Die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchungen werden zusammen mit einem Ausblick im sechsten Kapitel aufgeführt. Der Ausblick richtet sich auf weitere seismische Untersuchungen, die in der

Scoresby Sund Region vorgenommen werden sollten, sowie auf einen Ausbau des Auswertungsprogramms IRIS.

2 Der Scoresby Sund

Der Scoresby Sund liegt zwischen 70° und 72° N sowie 22° und 29° W an der Ostküste Grönlands (Abb. 2.1). Mit seinen bis zu 150 km langen, verzweigten Fjordarmen bildet er das größte Fjordsystem der Welt (SYVITSKI et al., 1987).

Wie viele Fjorde der nordost-grönländischen Fjordprovinz, zu der er gehört, umfaßt der Scoresby Sund einen flachen, breiten äußeren Fjordbereich und schmale, tiefe Fjorde, die sich weit ins Hinterland erstrecken.

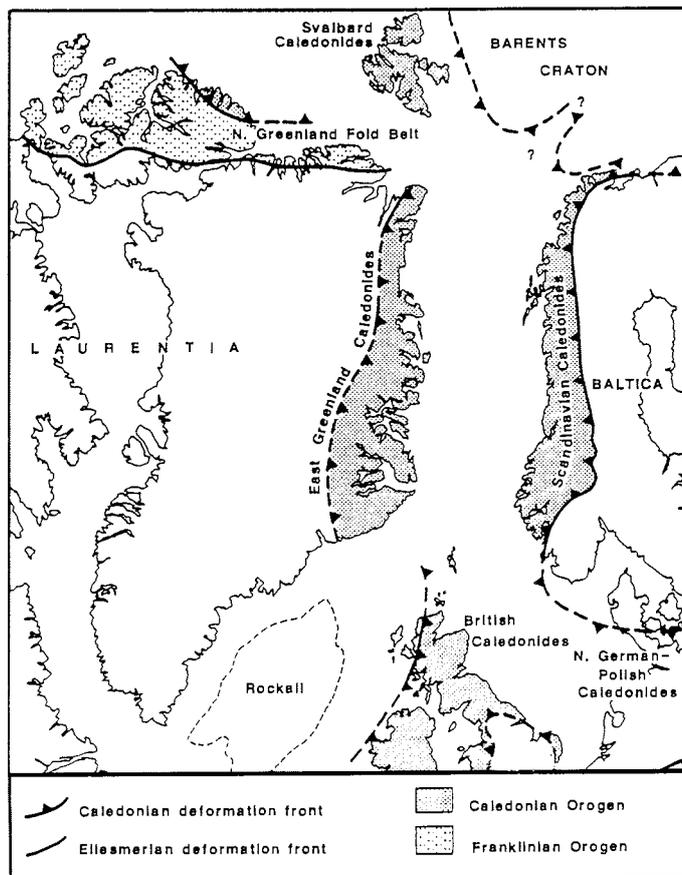


Abb. 2.1 Lage des Scoresby Sund im kaledonischen Gebirgsgürtel Ost-Grönlands.
(nach HAMBREY, 1989)

Der Scoresby Sund im engeren Sinne, auf Grönländisch Kangeritivaq genannt, erstreckt sich, leicht nach Norden geschwungen, ca. 140 km weit von der Küste aus ins Inland und hat eine Breite von ca. 40 km. Im Westen schließt der Hall Bredning an, der eine Nord-Süd-Ausdehnung von etwa 100 km und ebenfalls eine Breite von ca. 40 km aufweist. Die Abbildung 2.2 zeigt in einer Karte mit einem Tiefenlinienabstand von 50 m die während der Expedition ARK VII/3b aufgezeichneten bathymetrischen Daten nach einer vorläufigen Bearbeitung. Bei diesen Daten handelt es sich um den größten und detailliertesten bathymetrischen Datensatz, der von der Region vorliegt. Gut zu erkennen ist der asymmetrische Aufbau der beiden Hauptarme mit einem flachen Anstieg des Fjordbodens auf Jameson Land zu und einem sehr steilen Anstieg in westlicher und südlicher Richtung. Bis zu einer Wassertiefe von ca. 350 m verlaufen die Tiefenlinien parallel zur Küstenlinie von Jameson Land. Vor der Küste von Milne Land werden in einer Rinne Wassertiefen von ca. 550 m erreicht. Auch vor der Küste des Geikie Plateaus verläuft eine Rinne mit Wassertiefen von ca. 650 m (BENGAARD & HENRIKSEN, 1982), die in der bathymetrischen Karte allerdings nicht enthalten ist, da in diesem Bereich während der "Polarstern"-Expedition keine Daten aufgezeichnet wurden.

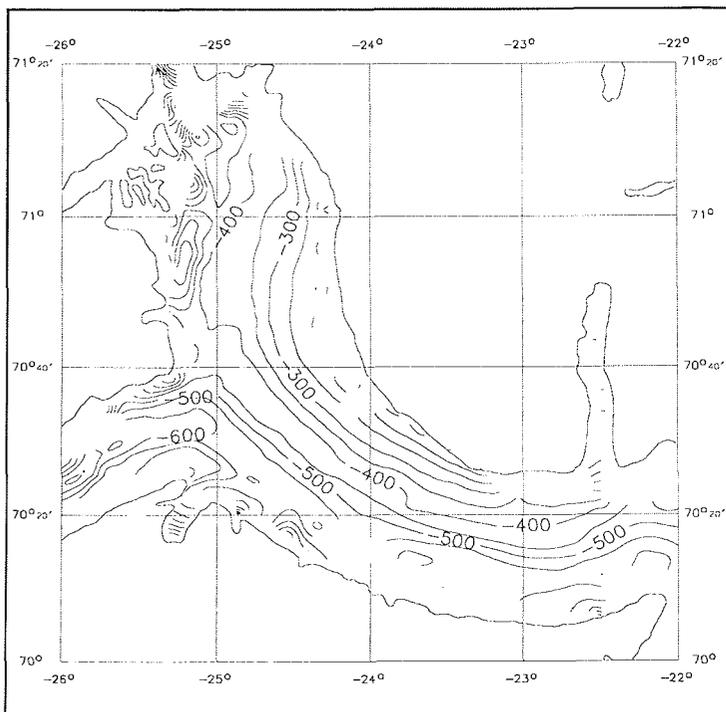


Abb. 2.2 Bathymetrische Karte der Hauptarme des Scoresby Sund Fjordsystems.
(Erstellt von J. Monk, Bathymetrie-Gruppe am Alfred-Wegener-Institut)

An der Mündung des Sundes gibt es keine ausgeprägte Schwelle; der Fjord geht in eine 400 bis 500 m tiefe Rinne über, die sich auf dem Schelf in südlicher Richtung fortsetzt.

Die schmalere Fjordarme im Westen, Nordvestfjord, Øfjord, Rødefjord, Fønfjord und Gåsefjord, unterscheiden sich grundsätzlich von den beiden Hauptarmen des Sundes. Ihre durchschnittliche Breite beträgt weniger als 10 km, dafür weisen sie Wassertiefen von bis zu 1500 m und eine sehr unruhige Topographie des Fjordbodens auf.

Der Schelfbereich vor dem Sund ist meistens ganzjährig mit einem dicken Gürtel aus Meereis bedeckt, das mit dem Ostgrönlandstrom entlang der Küste nach Süden transportiert wird. Die Fjorde des Scoresby Sund sind nur in den Monaten Juli bis September mit Schiffen befahrbar, da sie die übrige Zeit stark mit Eis bedeckt oder ganz zugefroren sind. Im gesamten Fjordsystem und vereinzelt auch auf dem Schelf treiben Eisberge, die von zahlreichen aktiven Gletschern in den Fjorden stammen.

Der Name Scoresby Sund kann leicht zu Verwechslungen führen, da er einerseits für das gesamte Fjordsystem, andererseits aber nur für einen der Hauptarme steht. Daher wird im folgenden mit diesem Namen nur der Hauptarm Kangertitivaq bezeichnet. Wenn das gesamte Gebiet gemeint ist, wird dies entsprechend erwähnt.

2.1 Geologie

Das Gebiet des Scoresby Sund läßt sich in drei verschiedene geologische Provinzen unterteilen (Abb. 2.3).

Metamorphe und magmatische Gesteine präkambrischen bis paläozoischen Alters bilden im Westen auf Renland und weiten Teilen Milne Lands sowie im Osten auf Liverpool Land die Begrenzungen des Untersuchungsgebietes.

Eine markante, Nord-Süd-streichende Störungszone trennt die metamorphen Gesteine im Westen von den östlich angrenzenden Sedimenten des Jameson Land Beckens. Dieses Becken wurde im Devon durch den Extensionskollaps der Kaledoniden als westwärts gekippter Halbgraben angelegt. Die Sedimente dieses Beckens haben paläozoisches bis mesozoisches Alter. Auf Jameson Land stehen im wesentlichen jurassische Sedimente an. Wie weit sich das Becken in südlicher Richtung fortsetzt, ist nicht bekannt, da Basaltlagen eine Kartierung unmöglich machen.

Das Gebiet südlich des Scoresby Sund wird von durchschnittlich 2000 m mächtigen Flutbasalten überlagert, die das Geikie Plateau bilden. Diese Basalte sind vor und während der frühesten Phase der Öffnung des Nordost-Atlantiks im Tertiär in drei Episoden ausgeflossen.

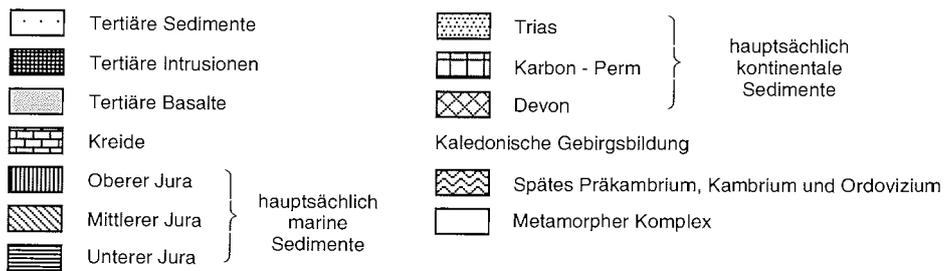
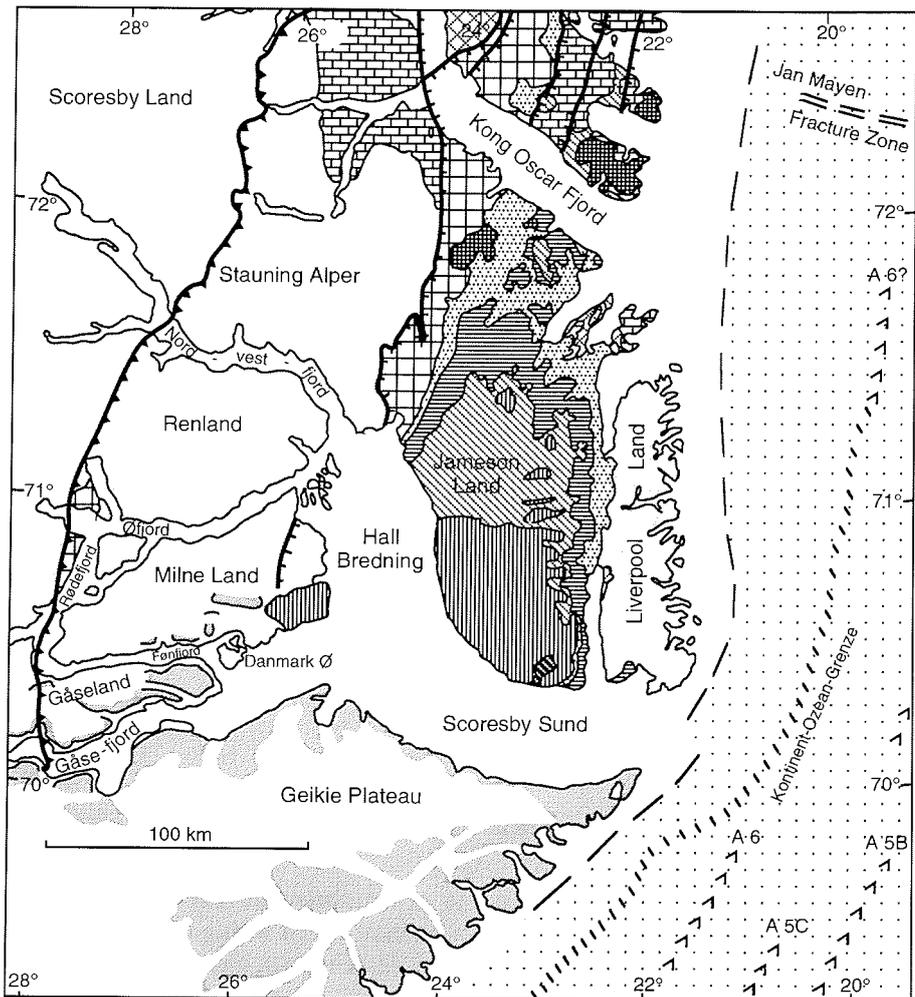


Abb. 2.3 Übersichtskarte der Oberflächengeologie der Scoresby Sund Region
(nach MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

Auf Grund der massiven vulkanischen Tätigkeit während der frühen Öffnungsphase des Nordost-Atlantiks, die sich vor der Küste Grönlands und an Land belegen läßt, gehört Ost-Grönland zu den passiven Kontinentalrändern vom vulkanischen Typ (BROOKS, 1989, MUTTER et al., 1988).

2.1.1 Extensionskollaps von Orogenen

Die Stabilität der kontinentalen Lithosphäre ist auf Grund ihrer größeren Mächtigkeit und ihrer stärkeren Heterogenität geringer als die der ozeanischen Lithosphäre. Diese Tendenz wird in Orogenen noch verstärkt. Zusätzlich führt der isostatische Ausgleich der Orogene durch eine Gebirgswurzel in der Kruste zu einer Verstärkung der vertikalen Spannung in den Orogenen, was deren Dehnung zur Folge hat (PARK, 1988).

Die Dehnung der kontinentalen Lithosphäre in Orogen-Gebieten wird als Extensionskollaps bezeichnet. Durch diesen Prozeß kann die Lithosphäre so weit gedehnt und ausgedünnt werden, daß es zur Bildung einer konvergenten Plattengrenze und eines neuen Ozeans kommt.

Nach DEWEY (1988) erfolgt die Entwicklung vieler Orogene von der Entstehung bis zum Zerfall in fünf Phasen. Dieser Zyklus ist ein Schlüssel für das Verständnis der Geologie der Scoresby Sund Region, da fast alle beschriebenen Phasen in den Kaledoniden Ost-Grönlands nachgewiesen werden können (SURLYK, 1990).

In der ersten Phase, der eigentlichen Gebirgsbildung, führt eine Riftinversion oder, wie im Falle der Kaledoniden, eine Kontinent-Kontinent-Kollision zu einer Stauchung von Kruste und Lithosphäre, was deren Verdickung und die Abnahme des geothermischen Gradienten in diesem Bereich zur Folge hat (HOUSEMAN et al., 1981). Durch die Kompression der Kruste kann deren Mächtigkeit auf mehr als 65 km anwachsen, und es entstehen terrestrische Überschiebungsdecken und Gebirgsgürtel mit Höhen von über 3 km, der kritischen Grenze für die Initialisierung des Extensionskollapses (DEWEY, 1988). Bereits während dieser Phase werden die Erhebungen durch Gebirgsurzeln in der Kruste isostatisch ausgeglichen, wodurch vertikale Spannungen im Gebirge entstehen (DEWEY, 1988, PARK, 1988). Die Verdickung von Kruste und Lithosphäre bewirkt ein Eindringen der vergleichsweise kalten, starren und dichten Lithosphäre in die Asthenosphäre (HOUSEMAN et al., 1981). Vulkanismus ist während dieser Phase nicht zu beobachten. An geologischen Strukturen entstehen Überschiebungen, Blattverschiebungen, Brüche und Intramontanbecken, an Gesteinen Hochdruck-Niedertemperatur Blauschiefer und saure Metamorphite.

In der zweiten Phase führt die Wiederherstellung des geothermischen Gleichgewichts zu einer langsamen Mächtigkeitsabnahme der thermischen Grenzschicht und somit wieder zu einer Erhöhung des geothermischen Gradienten. Die thermische Grenzschicht umfaßt die untersten 25 km der Lithosphäre und die obersten 25 km der Asthenosphäre und bildet den Übergangsbereich zwischen den beiden Schichten (FOWLER, 1990). Eine Folge

der Mächtigungsabnahme der thermischen Grenzschicht ist die langsame Hebung des Gebietes. Erosion, die zu kontinentalen Füllungen in sich bildenden "pull-apart"-Becken führt, kann diese Hebung noch verstärken.

Die zweite Phase kann, je nach Gebiet, eine sehr unterschiedliche zeitliche Ausdehnung haben. Dauert diese Phase lange an, führt die Wiederherstellung des thermischen Gleichgewichts zu progradierendem, post-tektonischen Metamorphismus durch Erwärmung der Kruste und der Bildung von post-tektonischen Graniten.

Während der dritten Phase, der morphotektonisch orogenen Phase, führt eine schnelle, konvektive Erosion der unteren Lithosphäre (HOUSEMAN et al., 1981) zu einer schnellen Hebung des Gebirges und zu einer schnellen Erhöhung des thermischen Gradienten. Die daraus resultierende, rapide isobare Erwärmung hat prograde Hochtemperatur-Metamorphose und die Bildung post-tektonischer Granitlagen zur Folge. Gleichzeitig beginnt die Ausdehnung des Gebirges.

In der vierten Phase findet der Extensionskollaps des Orogens statt. Lithosphärendehnung und -ausdünnung verursachen eine Beschleunigung der in der vorangegangenen Phase begonnenen Extension mit einer weiteren Erhöhung des geothermischen Gradienten, isothermem Druckabfall und der Bildung von Hochtemperatur-Niederdruck Metamorphiten. Die konvektive Mächtigungsabnahme der thermischen Grenzschicht führt zu einer partiellen Aufschmelzung des Mantels und somit zu einer erhöhten Menge von mafischen Magmen. Intrusionen gewaltiger Mengen mafischen Magmas in die Kruste bilden eine zusätzliche Wärmequelle, die lokal zu progradierender Hochtemperatur-Metamorphose und weiterem Aufschmelzen der Kruste führt. Die extensionsbedingte, schnelle Subsidenz des Gebietes verursacht die Ablagerung kontinentaler Sequenzen in Extensionsbecken. Die Subsidenz kann so weit fortgesetzt werden, bis die Becken unter Meeresniveau liegen, was zur Ablagerung mariner Sedimente führt.

Der Verlauf dieser vierten Phase ist abhängig von den Randkräften, die in dem Orogen-Gebiet wirken. Wenn das Gebiet unter Kompressionsspannung steht, wird die Extension durch Überschiebungen ausgeglichen. Liegen dagegen Dehungsbedingungen vor, kann der Extensionskollaps durch divergente Plattenbewegungen ausgeglichen werden, die bis zur Separation von Kontinenten führen können.

In den meisten Gebieten wird die Phase des Extensionskollapses stratigraphisch durch die Bildung von Evaporiten und Flutbasaltlagen beendet.

In der letzten Phase wird das thermische Gleichgewicht wiederhergestellt, und die Mächtigungszunahme der thermischen Grenzschicht bedingt wieder eine Abnahme des geothermischen Gradienten. Zu beobachten ist im gesamten Gebiet ein schneller Rückgang des Magmatismus und an Stellen, an denen die Kruste auf weniger als 30 km ausgedünnt wurde, eine isobare Abkühlung mit retrograder Metamorphose. Langsame, marine Transgression führt zur Flutung der gebildeten Becken und zu diskordanter Ablagerung mariner Sedimente auf den terrestrischen Riftsequenzen.

2.1.2 Die Kaledoniden Ost-Grönlands

Die markanteste Einheit Ost-Grönlands bildet der kaledonische Gebirgsgürtel, der den größten Teil des eisfreien Küstenstreifens einnimmt und sich vom Scoresby Sund aus über 1100 km nach Norden verfolgen läßt (Abb. 2.1, SURLYK et al., 1986, HENRIKSEN, 1973). Westlich davon befindet sich ein schmaler Streifen von proterozoischen und archaischen Gesteinen, der das Gebirge vom Inlandeis Grönlands trennt.

Die Kaledoniden wurden im Paläozoikum bei der Schließung des Iapetus Ozeans durch Kontinent-Kontinent-Kollision als Falten- und Deckengebirge gebildet und setzen sich im wesentlichen aus überprägten, metamorphisierten Komplexen prä-kaledonischen Alters zusammen (MARCUSSEN & LARSEN, 1991). An ihrem Rand im Westen und Osten bestehen sie aus Sedimentgesteinen des mittleren Proterozoikum bis unteren Paläozoikum, die gering oder nicht metamorph sind und den Gebirgsgürtel in Überschiebungsdecken teilweise überlagern (SURLYK et al., 1983).

Die Kaledoniden lassen sich in vier geologische Haupteinheiten unterteilen (HENRIKSEN, 1982, 1973). Die ersten beiden Einheiten, kristallines, präkambrisches Grundgebirge mit einer Decke aus präkambrischen Metasedimenten und Metavulkaniten und metamorphe, nicht-migmatisierte Beckenfüllungen des spätesten Präkambriums, bilden das Kaledonidenvorland im Westen. Die Gesteine zu beiden Seiten des Jameson Land Beckens, das östliche Gåseland, Milne Land, Renland, die Stauning Alper und Liverpool Land, bestehen im wesentlichen aus einem Komplex intrakrustaler Gneise und Migmatite (granitische Neubildungen und hochmetamorphe, nicht aufgeschmolzene Restbestände) sowie synkinematischen Gneisen, die durch die migmatisierten kaledonischen Beckenfüllungen entstanden sind. Intrusionen, die am Ende oder nach der Orogenese der Kaledoniden gebildet wurden, sind an der Ostküste Ren- und Milne Lands und in deren Fortsetzung nach Norden in den Stauning Alper zu finden.

Der Iapetus Ozean wird als Vorgänger des heutigen Nord Atlantiks angesehen und befand sich vor 900 bis 450 Ma an ähnlicher Stelle (WILSON, 1966).

Während einer "rifting"-Phase im späten Präkambrium wurde kontinentale Kruste gedehnt und ausgedünnt, wodurch große Extensionsbecken entstanden. In der darauffolgenden "post-rift"-Phase wurde der Iapetus Ozean durch die Separation von Laurentia und Baltika geöffnet, und an den passiven Kontinentalrändern entwickelten sich mächtige Sedimentbecken (GAYER, 1989). Die Gesamtmächtigkeit der mittel-proterozoischen bis unterpaläozoischen Sedimente betrug 15 bis 20 km (MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

An der Grenze von Kambrium zu Ordovizium begann die westwärts gerichtete Subduktion von ozeanischer Lithosphäre mit der Obduktion von Inselbögen auf Baltischer Seite (HOSSACK & COOPER, 1986). Die Schließung des Iapetus Ozeans erfolgte im Ordovizium bis frühen Silur durch nordwestwärts gerichtete Subduktion von Baltika unter Laurentia, wodurch der Nordkontinent Laurussia

gebildet wurde. Die Kontinent-Kontinent-Kollision hatte Hochdruckmetamorphose in der tiefen Kruste zur Folge (GAYER, 1989) und Obduktion von Ophiolithen und Inselbögen, die in Norwegen nachgewiesen sind (FRISCH & LOESCHKE, 1986). Es entstanden Vorlandbecken und allochthone (an anderer Stelle gebildete und verfrachtete) Überschiebungsdecken mit Verschiebungsraten von einigen 10er Kilometern, die auch das alte Grundgebirge mit einbezogen (HENRIKSEN, 1973, ZIEGLER, 1988). Die nordwärts gerichtete Subduktion von Baltika unter Laurentia führte zu einer sinistralen Blattverschiebung um 1300 - 1500 km entlang der Kollisionszone, die zum Teil eine dextrale Bewegung vor bzw. während der Schließung des Iapetus Ozeans ausglich (ZIEGLER, 1988, DEWEY & SHACKLETON, 1984). Der Zeitraum, in dem die sinistrale Verschiebung stattfand, ist nicht sicher. Nach DEWEY & SHACKLETON erfolgte die Bewegung zwischen mittlerem Ordovizium und mittlerem Devon, ZIEGLER gibt den Zeitraum von mittleren bis späten Devon nach Abschluß der kaledonischen Orogenese an. KENT & OPDYKE (1978) leiten aus paleomagnetischen Messungen ab, daß die sinistrale Verschiebung im Karbon stattgefunden hat, während DEWEY & SHACKLETON mit geologischen Befunden zur gleichen Zeit eine dextrale Verschiebung belegen.

Die Anordnung der en-echelon-Strukturen der Störungszone zwischen den metamorphen Gesteinen im Westen und den Sedimentbecken im Osten sowie die NW-SO-verlaufenden Querstörungen, die als sinistrale Riedel Sheers gedeutet werden und in deren Verlauf sich zahlreiche Fjorde gebildet haben, weisen auf eine sinistrale Bewegung innerhalb des kaledonischen Gebirgs-gürtels hin.

Die Hauptphase der kaledonischen Orogenese war im Silur. Nach Abschluß der Orogenese im Devon hatte der Gebirgszug eine maximale Breite von ca. 300 km. Bedingt durch den Extensionskollaps ist seine Breite inzwischen, ohne Berücksichtigung des Nordost-Atlantiks, auf ca. 1000 km angewachsen (PARK, 1988).

2.1.3 Das Jameson Land Becken

Das Jameson Land Becken bildet das südlichste und zugleich größte einer Reihe von spät-paläozoischen bis mesozoischen Sedimentbecken, die im Zuge der Öffnung des Nordost-Atlantischen Ozeans an der Ostküste Grönlands gebildet wurden (Abb. 2.4). Im Norden schließen sich das Wollaston und das Hochstetter Vorland an. Die in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Becken wurden im Paläozoikum bis Mesozoikum gebildet und weisen eine Kippung in westlicher Richtung auf. Eine markante Störungszone bildet im Westen die Grenze zu den metamorphen Gesteinen des kaledonischen Gebirgszuges. Der östliche Beckenrand wird, je nach Lage, von Gebirgsrücken, Inseln bzw. Halbinseln oder submarinen Schwellen gebildet.

Das Jameson Land Becken weist eine Breite von ca. 100 km und eine Länge von mindestens 200 km auf. Im Westen wird es durch die Nord-Süd-streichende Hauptstörungszone begrenzt, die mit einem Winkel von 45° bis 60° nach

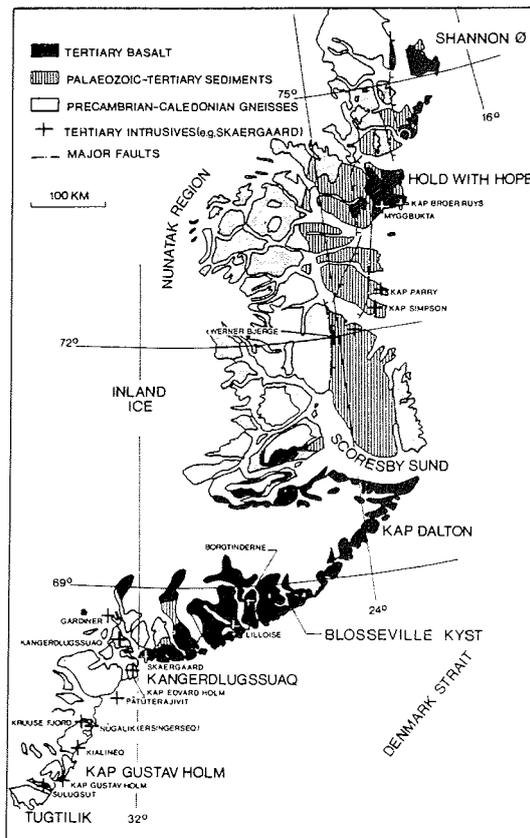


Abb. 2.4 Geologische Übersichtskarte mit den Sedimentbecken Ost-Grönlands (BROOKS, 1989).

Südosten einfällt (MARCUSSEN & LARSEN, 1991), und im Osten durch die metamorphen Gesteine von Liverpool Land. Die nördliche Grenze verläuft entlang der NW-SO-streichenden Störung, an der sich der Kong Oscar Fjord gebildet hat.

Wie weit sich das Becken in südlicher Richtung erstreckt, ist ungewiß, da die mächtigen Basaltlagen südlich des Scoresby Sund eine Kartierung unmöglich machen. Reflexionsseismische Untersuchungen deuten an, daß sich das Sedimentbecken unter den Flutbasalten des Geikie Plateaus in südlicher Richtung fortsetzt und an Mächtigkeit zunimmt (LARSEN & MARCUSSEN, 1992).

Über die maximale Mächtigkeit der Sedimentfüllung des Jameson Land Beckens finden sich in der Literatur sehr unterschiedliche Angaben, die von 7 km (ZIEGLER, 1988) bis 18 km (MARCUSSEN & LARSEN, 1991, LARSEN & MARCUSSEN, 1992) reichen.

Gebildet wurde das Jameson Land Becken als intramontanes Sedimentbecken im mittleren Devon durch den Extensionskollaps der Kaledoniden. Eine Reihe

von Hebungen und Senkungen des Gebietes führten zusammen mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Laufe der Entwicklung des Beckens zu sehr unterschiedlichen Sedimentationsverhältnissen, wodurch das Vorhandensein von terrestrischen bis zu Tiefsee-Sedimenten erklärt werden kann.

Sedimente des mittleren Devon bis unteren Karbon, bei denen es sich vor allem um kontinentale Rotsedimente handelt, bilden zusammen mit syn-sedimentär gebildeten vulkanischen Gesteinen die unterste Beckenfüllung (SURLYK, 1990, 1991). Die Vulkanite bestehen aus sauren Flutlaven und Tuffen, die nur lokal vorhanden sind, sowie aus weiter verbreiteten horizontalen und vertikalen basischen Gängen (SURLYK, 1990, SURLYK et al., 1986). Die Mächtigkeit dieser untersten Sequenz wird nördlich des Jameson Land Beckens mit ca. 6 bis 10 km angegeben. Auf Jameson Land sind die paläozoischen Sedimente zusammen mit den 1 km mächtigen Kap Fletcher Vulkaniten nur entlang der nordöstlichen und östlichen Grenze des Beckens aufgeschlossen (SURLYK, 1990).

Die Hebung der Riftschultern führte im Karbon zu einer Verkippung des Beckens in östlicher Richtung und der Bildung der Halbgraben-Struktur.

Die mesozoischen Beckenfüllungen entstanden im wesentlichen während drei großer Transgressionen vom späten Perm bis frühen Trias und im mittleren Jura (STEMMERIK et al., 1992). Detaillierte Beschreibungen der einzelnen, teilweise nur wenige Meter mächtigen Formationen sind vor allem bei SURLYK (1990) und SURLYK et al. (1981, 1986) zu finden. Die maximale Mächtigkeit der mesozoischen Sedimente wird mit ca. 5 km angegeben (MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

Die starke magmatische Tätigkeit während der frühen Öffnungsphase des Nordost-Atlantiks führte im Jameson Land Becken zur Bildung von zahlreichen horizontalen und vertikalen Basaltgängen, die das gesamte Becken durchqueren. Die meisten vertikalen Gänge sind relativ klein mit Durchmessern im Meterbereich. Die horizontalen Gänge sind in den oberen Kilometern im allgemeinen 10 bis 50 m mächtig und erreichen in Tiefen von 10 bis 15 km Mächtigkeiten von ca. 300 m (LARSEN & MARCUSSEN, 1992).

Vermutlich wurden auch weite Teile des Jameson Land Beckens mit den Flutbasalten bedeckt, die heute das Geikie Plateau im Süden des Scoresby Sund bilden. Diese Basalte erreichten im Süden eine Mächtigkeit von bis zu 1500 m und im Norden von einigen hundert Metern und wurden durch ein großes Flußsystem erodiert. Dieses Flußsystem befand sich im Paläogen nördlich des Scoresby Sund und verlagerte sich durch Hebung des nördlichen und Kippung des gesamten Jameson Land Beckens in südlicher Richtung bis zu seiner heutigen Lage. Die Hebung von Jameson Land erfolgte im Tertiär und wird mit einem Betrag von 1 bis 2 km angegeben (LARSEN, 1990, MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

Über die genaue Entwicklungsgeschichte der ostgrönländischen Becken finden sich in der Literatur unterschiedliche Angaben:

SURLYK et al. (1981, 1986) gehen davon aus, daß das "rifting", das mit der Bildung der Becken im Zusammenhang steht, vor etwa 330 Ma an der Grenze zwischen Unter- und Ober-Karbon im Nordosten begann und sich in südlicher Richtung fortsetzte. Die Riftbildung im Gebiet um Jameson Land setzte danach vor etwa 290 Ma ein, wobei die Entwicklung der Becken bis zum frühen Perm andauerte. Die Ablagerung der ersten, im wesentlichen fluviatilen Sedimente erfolgte entgegen der Fortschreitungsrichtung der Beckenbildung, also von Süd nach Nord (SURLYK et al., 1986).

Gestützt wird diese Annahme der Beckenbildung von Nord nach Süd auch dadurch, daß die Orogenese der Kaledoniden im Norden begann, was durch Aufschlüsse in der Finnmark, Nord-Skandinavien, belegt ist (GAYER, 1989). ZIEGLER (1988) geht von einer Beckenbildung durch ein "rifting" in südlicher Richtung aus, das möglicherweise bis in die nördliche Nordsee fortgesetzt wurde. Gleichzeitig sieht er aber in den nordwärts gerichteten Überschiebungen an den Rändern der ostgrönländischen Becken auch Anzeichen für ein Fortschreiten des "rifting" in nördlicher Richtung.

Andere Autoren (SURLYK, 1978, SURLYK & CLEMMENSEN, 1983) gehen davon aus, daß das "rifting" und die Entwicklung der Becken im Süden begann und in nördlicher Richtung fortgesetzt wurde. Entsprechend invertiert sich auch die Ablagerungsrichtung der Sedimente. Belegt wird diese Annahme damit, daß die Breite der Becken in nördlicher Richtung abnimmt (SURLYK & CLEMMENSEN, 1983). Auch begann die spätere Öffnung des Nordost-Atlantischen Ozeans vermutlich im Süden und verlief in nördlicher Richtung (LARSEN, 1988).

2.1.4 Die Flutbasalte des Geikie Plateaus

Die Öffnung des Nordost-Atlantiks war im frühen Tertiär mit intensivem Vulkanismus im Öffnungsgebiet verbunden, der zu der Bildung von vertikalen und horizontalen Gängen im Jameson Land Becken, Intrusionen und Flutbasalten führte. Noch heute sind 80000 km² Ost-Grönlands zwischen Kangerdlugssuaq und dem Scoresby Sund mit einer mächtigen Lage aus tholeiitischen Flutbasalten bedeckt. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Plateaubasalte wird mit 1500 m (LARSEN & WATT, 1984) bis 2000 m (LARSEN & MARCUSSEN, 1992) angegeben, die maximale Mächtigkeit beträgt bis zu 7 km (WHITE & MCKENZIE, 1984). Wie weit sich die Basallagen in nördlicher Richtung erstreckten, kann nicht belegt werden. LARSEN (1990) geht davon aus, daß auch weite Teile des Jameson Land Beckens mit den Flutbasalten bedeckt waren, die durch ein großes Flußsystem erodiert wurden, das sich durch die Hebung des nördlichen Jameson Land Beckens in südlicher Richtung verlagerte.

Die Plateaubasalte haben eine inverse Magnetisierung und sind innerhalb von drei Millionen Jahren ausgeflossen. Datiert wird die Bildung der Plateaubasalte je nach Zeitskala zwischen 53 und 57 Ma vor heute (LARSEN & WATT, 1984). Die unterste, mächtigste Sequenz endet mit einer "onlap"-Struktur an den höher gelegenen Gebieten im Westen. Die Flutbasalte weisen eine fast horizontale

Lage mit einer regionalen Neigung von 1° in südöstlicher Richtung auf und sinken im Osten unter Meeresniveau ab. Sie bestehen aus einzelnen Flutlaven, die subaerisch ausgeflossen sind und sich mit einer Mächtigkeit von 10 bis 50 m über weite Gebiete erstrecken.

Die Plateaubasalte des Geikie Plateaus lassen sich in sechs Formationen unterteilen, die in drei vulkanischen Episoden entstanden sind. Diese vulkanischen Episoden lassen sich wiederum "rifting"-Phasen zuordnen. Die ersten beiden Episoden, während derer die mächtigen Flutbasalte ausgeflossen sind, werden als sog. "failed rift"-Phasen interpretiert, d. h. als Zeiträume, in denen die kontinentale Kruste gedehnt und ausgedünnt wurde, es aber nicht zu einer Separation der Kontinente kam.

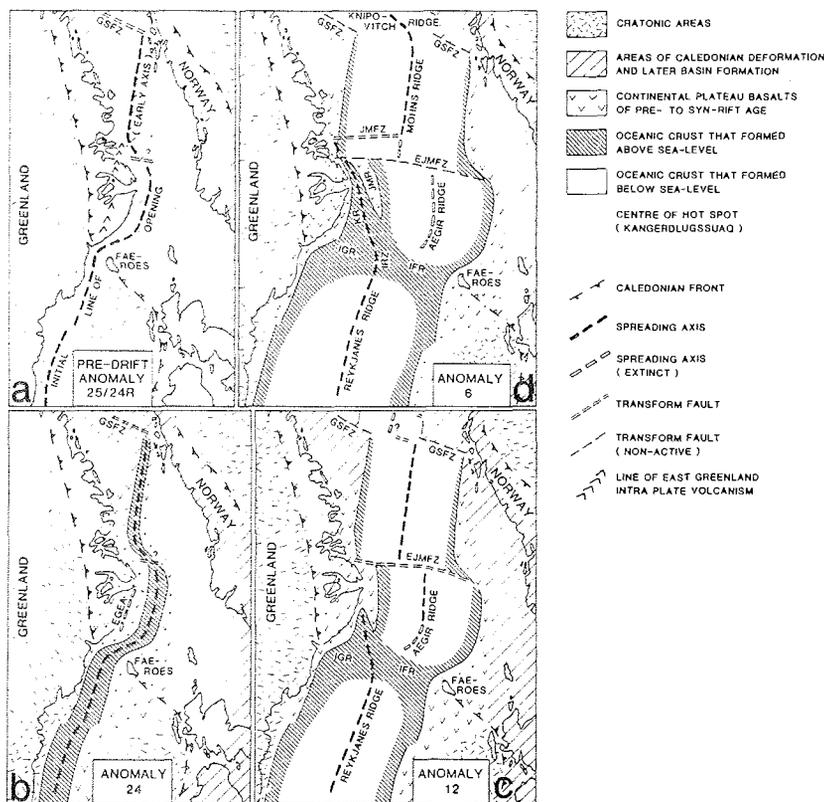


Abb. 2.5 Die Entwicklung des Nordost-Atlantiks (LARSEN, 1988).
 GSFZ: Greenland-Senja Fracture Zone; EGEA: East Greenland Extinct Axis; IGR: Iceland-Greenland Ridge; IFR: Iceland-Faeroe Ridge; EJMfZ: Early Jan Mayen Fracture Zone; JMfZ: Jan Mayen Fracture Zone; IRZ: Iceland Rift Zone; JMR: Jan Mayen Ridge; KR: Kolbeinsey Ridge.

Während der ersten Phase wird das Zentrum der vulkanischen Aktivitäten im Landesinneren von Grönland in der Nähe der südlichen Verlängerung der

Ostgrenze des Jameson Land Beckens vermutet (LARSEN & MARCUSSEN, 1992). Ein direkter Förderkanal für die Basalte ist nicht gefunden worden. Als Quelle werden NNE-SSW-verlaufende Gangscharen nördlich und südlich des Gåsefjordes angenommen, die mit Basalten gefüllt sind, deren chemische Zusammensetzung denen der Plateaubasalte gleicht.

Auch für die zweite Sequenz der Flutbasalte, die von der Küste bis ca. 55 km ins Inland reicht, ist kein Förderkanal nachgewiesen. Vermutet wird eine Quelle östlich der heutigen Küstenlinie. Damit verbunden wäre eine Verlagerung der Quelle um mehr als 100 km (LARSEN & MARCUSSEN, 1992).

Die beiden Sequenzen von Flutbasalten zeigen eine ähnliche chemische Zusammensetzung, die sich durch eine Magma-Entwicklung in einer offenen Magmakammer erklären läßt.

Angenommen wird ein subaerischer Austritt der Basalte, der aber nur knapp über dem Meeresspiegel stattfand. Marine Sedimente auf der zweiten Sequenz und der fehlende Nachweis für einen Erosionshorizont in der ersten Sequenz deuten darauf hin, daß das Geikie Plateau erst nach Austritt der Flutbasalte um ca. 2000 m angehoben worden ist (LARSEN & MARCUSSEN, 1992).

Während der dritten Episode wurden nahe der Küste parallel zu ihr verlaufende Gangscharen, aber vermutlich keine mächtigen Flutbasaltlagen gebildet. Die chemische Zusammensetzung der heute nur in einem kleinen Gebiet vorhandenen Gesteine dieser Sequenz haben Ähnlichkeiten mit der von Ozeanboden-Basalten. Die magmatische Aktivität der dritten Episode wird daher in Zusammenhang mit der Öffnung des Nordost-Atlantiks gesehen.

Nach WHITE & MCKENZIE (1989) stehen die Plateaubasalte in Beziehung zu einem großen Mantel-Plume, dessen Zentrum in der Nähe von Kangerdlugssuaq vermutet wird. Dieser pilzförmige Körper hat in einem Gebiet mit einem Durchmesser von 2000 km eine thermische Anomalie und die Bildung großer Mengen von Magma verursacht. Auf Grund der Subsidenzgeschichte der Scoresby Sund Region wird dieser These allerdings von LARSEN & MARCUSSEN (1992) widersprochen.

2.1.5 Die Öffnung des Nordost-Atlantiks

Die Öffnung des Nordost-Atlantiks erfolgte im Zeitraum zwischen den magnetischen Anomalien 25 und 24 und läßt sich in zwei Phasen untergliedern (ELDHOLM & SUNDVOR, 1980). Sie begann südlich von Grönland und setzte sich mit einer Geschwindigkeit von ca. 1 m pro Jahr in nördlicher Richtung entlang der in Abbildung 2.5 a markierten initialen Öffnungslinie fort (LARSEN, 1988). Die erste ozeanische Kruste wurde über dem Meeresspiegel (d. h. subaerisch) gebildet.

Die initiale Öffnungslinie zeigt in der Höhe der Scoresby Sund Region eine Auswölbung in östlicher Richtung. Die SSW-NNO-verlaufenden Gangscharen (Kapitel 2.1.4) bilden die Verbindung zwischen dem nördlichen und dem

südlichen Teil der Öffnungslinie und können möglicherweise mit dem Versuch der Öffnung entlang einer geradlinigen Achse korreliert werden.

Eine fast erfolgreiche geradlinigere Öffnung des Nordost-Atlantiks spiegelt sich in den küstenparallelen Gangscharen wider, die die erloschene ostgrönländische Achse bilden (EGEA, Abb. 2.5 b). Die eigentliche Öffnung erfolgte entlang der gebogenen Öffnungsachse.

Während der frühen Öffnungsphase wurde die Frühe Jan Mayen Fracture Zone als sinistrale Blattverschiebung gebildet (EJMFZ, Abb. 2.5 c). Diese führte zur Aufspaltung der initialen Öffnungslinie in den Reykjanes Rücken, den Aegir Rücken und den Mohns Rücken. Bis zur magnetischen Anomalie 6 öffnete sich der Reykjanes Rücken mit einer Geschwindigkeit von ca. 1 bis 2 cm pro Jahr weiter in nördlicher Richtung und kreuzte dabei auch die Frühe Jan Mayen Fracture Zone (Abb. 2.5 d). Während der Aegir Rücken als Öffnungsachse erlosch, ist der Kolbeinsey Rücken, der nördliche Ast des Reykjanes Rückens, bis heute aktiv.

Neben dieser These existieren auch andere Vorstellungen über die Öffnung des Nordost-Atlantiks. ZIEGLER (1988) geht von einer Öffnung in südlicher Richtung aus, die sich bis zum Färöer-Rockall Trog und möglicherweise auch bis in die nördliche Nordsee fortsetzte. SURLYK (1978) vermutet einen RRR-Tripelpunkt (ein Punkt, an dem drei Riftachsen zusammenstoßen) südlich des Scoresby Sund mit zwei erloschenen Armen entlang der Küstenlinien von Grönland und einem dritten Arm, der Teil des Nordsee-Grabenkomplexes ist.

2.1.6 Der zentral-ostgrönländische Schelf

Der Schelfbereich Ost-Grönlands (Abb. 2.6) läßt sich in fünf verschiedene geologische Provinzen unterteilen, die durch Ost-West-verlaufende Störungszonen voneinander getrennt werden (LARSEN, 1984, 1985, 1990). Diese Provinzen unterscheiden sich im Krustentyp und in der Senkungsrate der Sedimentbecken voneinander und weisen einen unterschiedlichen Verlauf der Entwicklungsgeschichte auf. Die Unterteilung erfolgte auf Grund diverser geophysikalischer Untersuchungen im Laufe der letzten Jahre.

Das gesamte Schelfgebiet weist relativ große Wassertiefen zwischen 250 und 350 m auf. In Rinnen kann die Wassertiefe mehr als 600 m betragen. Das Grundgebirge unter einem großen Teil des Schelfs wird aus vulkanischem Gestein gebildet. Der Verlauf der Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste kann nicht genau bestimmt werden. Es wird aber angenommen, daß die Grenze in der Nähe der heutigen Küstenlinie verläuft und ozeanische Kruste den größten Bereich unter dem Schelf bildet (LARSEN, 1984). Bei reflexionsseismischen Untersuchungen wurden in weiten Teilen des Gebietes seewärts einfallende Reflektoren unter dem Meeresboden ("dipping reflectors") entdeckt, die als subaerisch ausgeflossene Basaltlagen im frühen Öffnungsstadium des Nordost-Atlantiks gedeutet werden (LARSEN, 1990, LARSEN & JAKOBSDÓTTIR, 1988, PARSON et al., 1988).

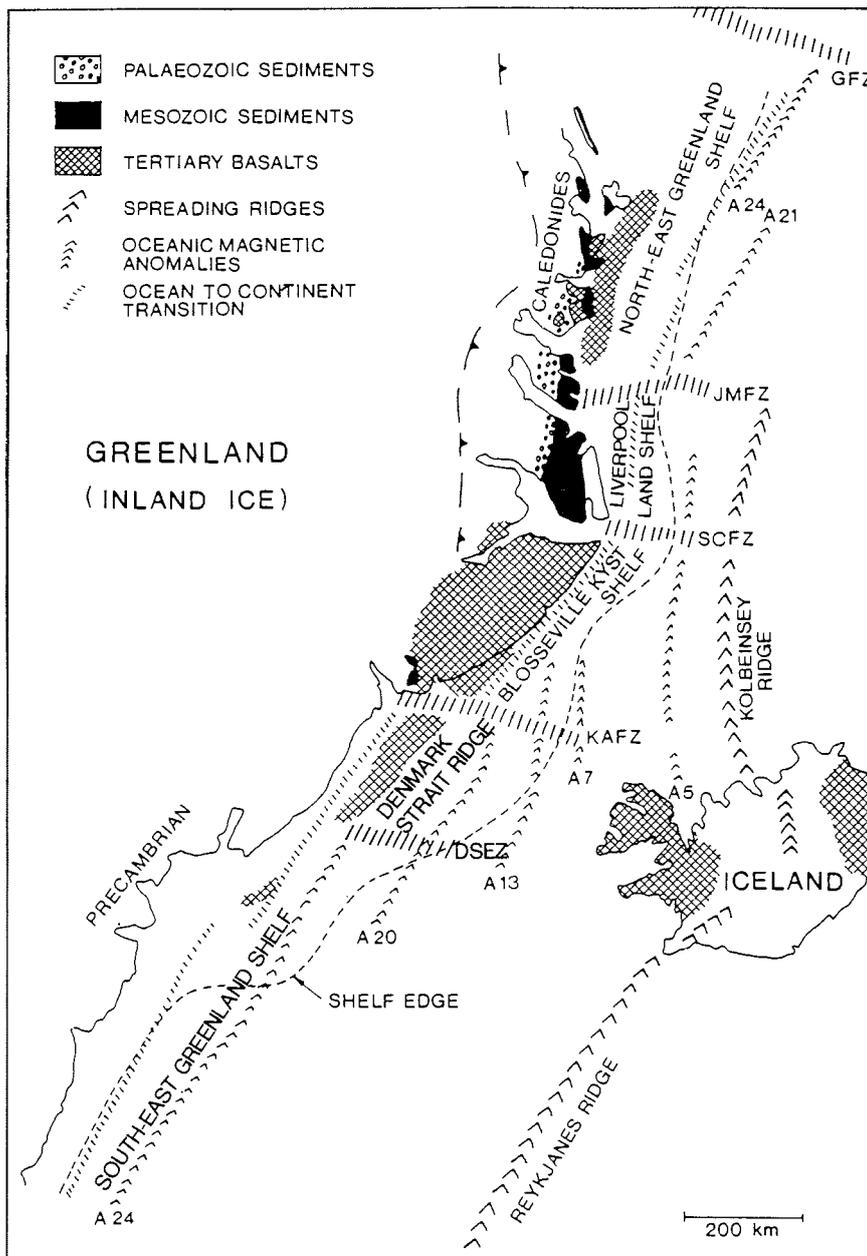


Abb. 2.6 Die Provinzen des ostgrönländischen Schelfs (nach LARSEN, 1984, 1990). DSEZ: Denmark Strait Escarpment Zone; KAFZ: Kangerdlugssuaq Fracture Zone; SCSF: Scoresby Sund Fracture Zone; JMFZ: Jan Mayen Fracture Zone; GFZ: Greenland Fracture Zone.

Im Untersuchungsgebiet können zwei Schelfprovinzen unterschieden werden, die durch die Scoresby Sund Fracture Zone, die möglicherweise ein Vorläufer der Spar Fracture Zone nördlich von Island ist (LARSEN, 1984), voneinander getrennt werden. Nördlich des Scoresby Sund befindet sich der Liverpool Land Schelf, dessen nördliche Grenze zum Nordost-Grönländischen Schelf durch die Kong Oscar Fjord Störungszone, die landwärtige Verlängerung der Jan Mayen Fracture Zone, gebildet wird. Im Süden grenzt der Blosseville Kyst Schelf an, der sich bis zum Denmark Strait Ridge erstreckt. Getrennt werden diese beiden Schelfprovinzen durch die Kangerdlugssuaq Fracture Zone.

Der Blosseville Kyst Schelf weist im Süden eine Breite von ca. 200 km auf und verjüngt sich in nördlicher Richtung auf ca. 100 km. Gebildet wird der Schelf hauptsächlich aus "post-rift"-Sedimenten, die vermutlich klastischen Ursprungs sind. In diesem Bereich sind aus seismischen Untersuchungen keine seewärts geneigten Reflektoren ("dipping reflectors") bekannt.

In weiten Teilen des Blosseville Kyst Schelfs sind tertiäre Basaltlagen vorhanden, die in der frühen Öffnungsphase des Nordost-Atlantiks ausgeflossen sind. Über diesen befindet sich ein Sedimentbecken, dessen Achse parallel zur Küste verläuft und das in Küstennähe mesozoische Sedimente mit einer Mächtigkeit von mindestens 10 km aufweist. Die darüber liegenden neogenen Sedimente haben eine Mächtigkeit von bis zu 4,5 km und sind hauptsächlich kontinentalen Ursprungs. Der Beginn der Sedimentation steht in Zusammenhang mit dem Beginn der Senkung des Schelfgebietes, die vermutlich im Oligozän begann und einen Betrag von bis zu 4 km aufweist (LARSEN, 1990). Das Grundgebirge unterhalb des Schelfs besteht hauptsächlich aus vulkanischem Gestein, dessen Ursprung nicht geklärt ist, da der Verlauf der Grenze zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste nicht sicher bestimmt werden kann.

Der Liverpool Land Schelf kann in zwei mächtige Sedimentbecken unterteilt werden, das küstennahe Innere sowie das Äußere Liverpool Land Becken. Die Mächtigkeit der Becken kann durch seismische Messungen nicht belegt werden und wird aus aeromagnetischen Beobachtungen auf ca. 10 km geschätzt. Das Innere Becken, in dem neben tertiären Sedimenten auch eine mächtige Sequenz von paläozoischen und mesozoischen Sedimenten abgelagert wurde, kann als paläogener Halbgraben gedeutet werden, während das Äußere Becken Ähnlichkeiten mit dem neogenen Blosseville Kyst Becken aufweist. Getrennt werden die beiden küstenparallel verlaufenden Becken durch ein Pseudo-"escarpment". Unter dem Äußeren Becken, in dem eine bis zu 6 km mächtige Sequenz neogener bis rezenter Sedimente abgelagert ist, befindet sich ein deutliches akustisches Grundgebirge, das als ozeanische Kruste interpretiert wird. Im Gegensatz zum Blosseville Kyst Schelf können auf dem Liverpool Land Schelf keine tertiären Basalte nachgewiesen werden (H. C. LARSEN, persönliche Mitteilung).

2.2 Geophysikalische Untersuchungen

Der Bereich des Scoresby Sund ist aus logistischen Gründen erst in den letzten Jahren intensiver geophysikalisch untersucht worden. Der Eisgürtel auf dem Schelf vor der Mündung des Sundes und die teilweise dichte Eisbedeckung in den Fjorden erfordern einen Eisbrecher oder wenigstens ein eisverstärktes Forschungsschiff für marine geophysikalische Messungen. Auch mit einem solchen Schiff sind die Fjorde nur wenige Monate im Jahr befahrbar.

Die steilen, unwegsamen Berge rings um Jameson Land machen Landexpeditionen mit schwerem Gerät ohne Einsatz von Helikoptern praktisch unmöglich. Am Harry Inlet zwischen Jameson Land und Liverpool Land ist der Flugplatz Constable Pynt errichtet worden, der aber auf Grund der relativ kurzen eisfreien Zeit nicht ganzjährig mit Treibstoff versorgt werden kann.

Die ersten Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen des Schelfgebietes wurden Ende der 70er Jahre veröffentlicht (LARSEN, 1990). Inzwischen sind auf dem ostgrönländischen Schelf zahlreiche seismische Profile vermessen worden. Allerdings weisen die meisten Profile eine schlechte Datenqualität auf (LARSEN, 1984, 1986). Der seismisch harte Meeresboden und die geringen Wassertiefen führen zu starken multiplen Reflexionen, die bereits bei kurzen Zweiweg-Laufzeiten in den Seismogramm-Montagen zu sehen sind und die Untersuchung tieferer Strukturen erschweren oder unmöglich machen. Dies gilt auch für die wenigen Profile, die im Scoresby Sund aufgezeichnet wurden.

Die Sedimentbecken Ost-Grönlands bilden das Pendant zu den Sedimentbecken vor Norwegen, in denen große Kohlenwasserstoff-Lagerstätten gefunden worden sind. Aus diesem Grunde wurden zwischen 1985 und 1989 von der Erdöl-Prospektionsfirma ARCO (Atlantic Richfield Company) in Zusammenarbeit mit dem Grönländischen Geologischen Dienst (GGU) umfangreiche, reflexionsseismische Messungen auf Jameson Land durchgeführt. Diese Messungen umfaßten auch das DYBSEIS-Programm des GGU, ein tiefenseismisches Projekt, bei dem die Registrierzeit der Daten 12 s betrug (MARCUSSEN & LARSEN, 1991, LARSEN & MARCUSSEN, 1992). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen deuten an, daß das Sedimentbecken eine Mächtigkeit von bis zu 18 km hat (MARCUSSEN & LARSEN, 1991) und sich in südlicher Richtung bis unter die Basalte des Geikie Plateaus fortsetzt. Die Hauptstörungszone, die die westliche Grenze des Beckens bildet, geht unter Jameson Land in eine Hauptabschiebung ("detachment zone") über, die bis in den oberen Mantel reicht. Im Osten sind antithetische Staffelbrüche zu erkennen (Abb. 5.46). Die kristalline Kruste dünnt unter dem Jameson Land Becken auf ca. 7 km aus, was einem β -Faktor von mindestens 4 entspricht (MCKENZIE, 1978).

Erste refraktionsseismische Untersuchungen im Scoresby Sund wurden mit dem Forschungsschiff "Polarstern" im Sommer 1988 durchgeführt (HILLERMANN, 1988). Dabei wurden neben Landstationen auch Ozeanboden-Seismometer

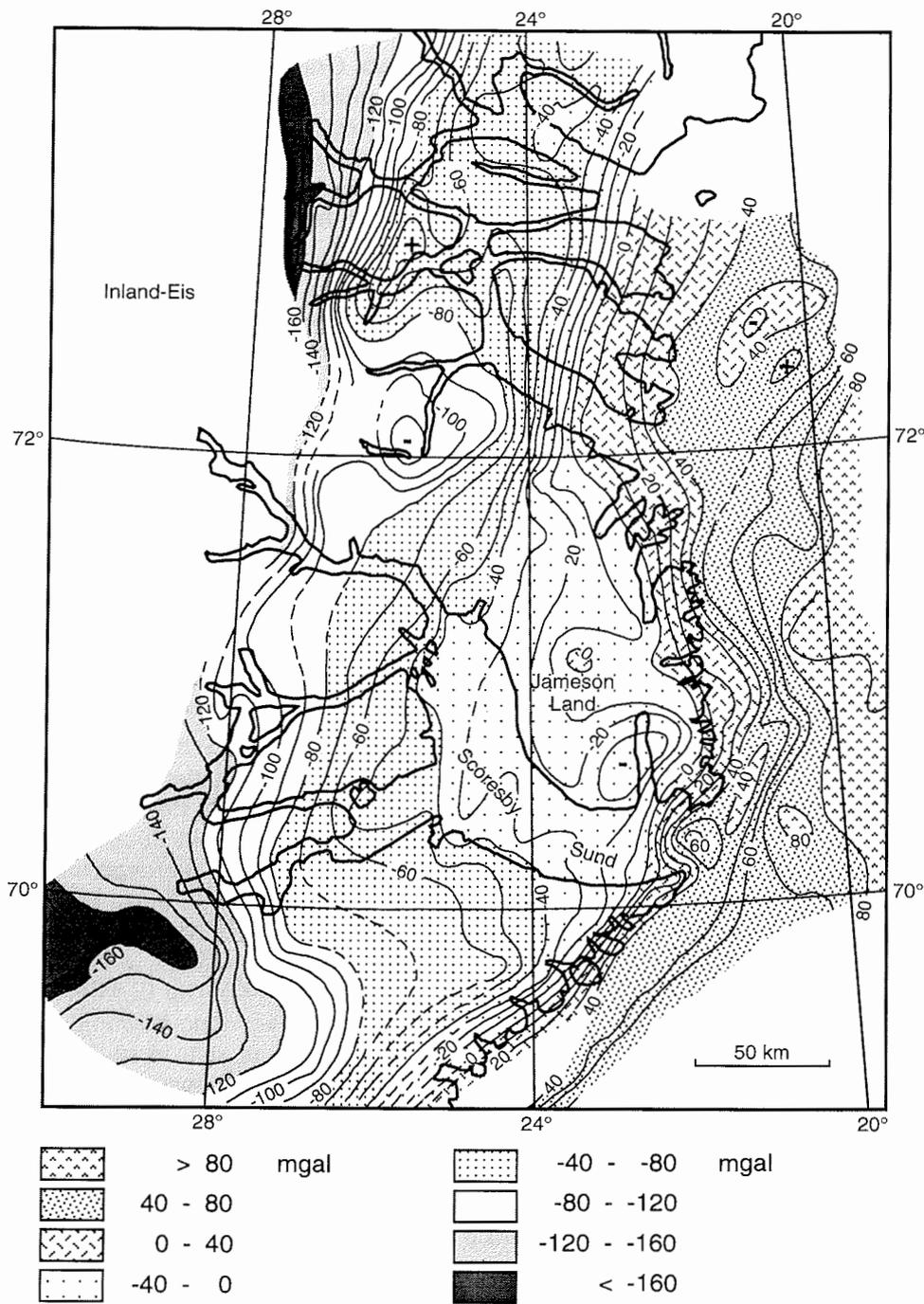


Abb. 2.7 Bouguer-Anomalie-Karte der Scoresby Sund Region
(nach MARCUSSEN & LARSEN, 1991, FORSBERG, 1986).

eingesetzt. Die Auswertung der Messungen deutet auf eine Mächtigkeit des Jameson Land Beckens von ca. 15 km unter dem Sund und einen Anstieg der Kruste-Mantel-Grenze von ca. 37 km Tiefe unter Danmark Ø auf ca. 22 km unter der südlichen Verlängerung der Westküste Jameson Lands hin, während die kristalline Kruste auf ca. 5 km Mächtigkeit ausdünn (HEPPER, 1991, WEIGEL et al., 1993 z. V. eingereicht).

Die Auswertung von zwei tiefenseismischen Profilen, die während der "Polarstern" Expedition im Sommer 1990 vermessen wurden, zeigt einen Anstieg der Kruste-Mantel-Grenze von fast 50 km Tiefe am westlichen Ende des Gåsefjordes auf ca. 22 km unter der Westküste Jameson Lands (MANDLER, 1991). Gesicherte Aussagen über die Mächtigkeit und Ausdehnung des Beckens konnten mit diesen Daten nicht gemacht werden.

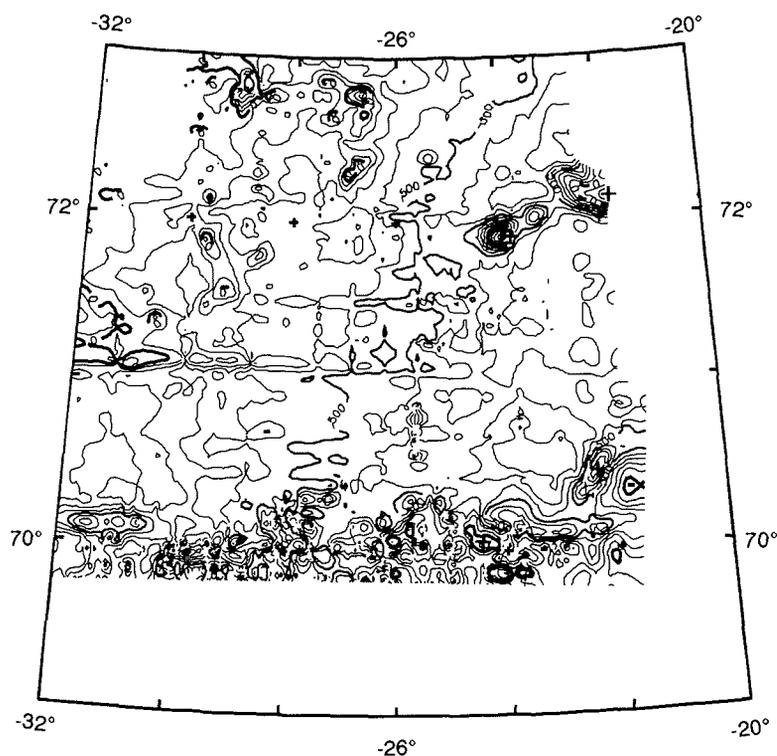


Abb. 2.8 Aeromagnetik-Anomalie-Karte der Scoresby Sund Region.
(Vorläufige Bearbeitung der Daten des AEROMAG'93 Projekts; Erstellt von U. Meyer, Alfred-Wegener-Institut).

Zwischen 1954 und 1988 sind in der Scoresby Sund Region gravimetrische Messungen durchgeführt worden (FORSBERG, 1986, 1991), deren Bouguer-Anomalie-Karte in Abbildung 2.7 dargestellt ist. Die Karte zeigt einen Anstieg

Mantel-Grenze korreliert. In der Scoresby Sund Region ist der Anstieg der Bouguer-Schwere zwischen 27° und 28° westlicher Länge und entlang der Küstenlinie am stärksten. Im Bereich des Jameson Land Beckens, des Hall Bredning und des Scoresby Sunds ist eine geringe Variation der Schwere in Ost-West-Richtung zu erkennen. Im Zentrum Jameson Lands befindet sich ein kleinräumiges Schwerehoch und in südlichen Bereich ein SW-NO-streichendes lokales Schweretief. Die Quellen für diese lokalen Extrema sind nicht bekannt.

Weite Teile des ostgrönländischen Küstenbereiches sind in den vergangenen Jahren vom GGU auch aeromagnetisch vermessen worden (LARSEN, 1975, LARSEN et al., 1988). Die Ergebnisse dieser Befliegungen liegen als Anomalie-Karte vor. Die Abbildung 2.8 zeigt einen Teil der aktuellsten aeromagnetischen Daten nach einer vorläufigen Bearbeitung. Die Aufzeichnung dieser Daten erfolgte im Sommer 1993 während einer Meßkampagne, die vom Alfred-Wegener-Institut in der Scoresby Sund Region durchgeführt wurde (AEROMAG'93 Group, 1993). Die Flughöhe betrug 9000 bis 11500 ft (3000 bis 3800 m), der Gitterabstand 5 nautische Meilen (ca. 8,5 km). Im westlichen Bereich, in dem sich beide Datensätze überschneiden, zeigen beide Karten die erwartete Übereinstimmung. Deutlich zu erkennen sind die starken positiven Anomalien, die durch die Flutbasalte des Geikie Plateaus (bei 70° N) und durch tertiäre Intrusionen (bei 72° N) verursacht werden. In dem Bereich, in dem in der Bouguer-Anomalie-Karte (Abb. 2.7) das lokale Minimum zu erkennen ist, zeigt die aeromagnetische Anomalie-Karte ein SW-NO-streichendes Maximum, dessen Quelle nicht bekannt ist.

3 Datenerfassung

Die Messungen im Hall Bredning, deren Daten die Grundlage dieser Arbeit bilden, waren als kombiniertes reflexions-refraktionsseismisches Experiment angelegt. Beschrieben werden im folgenden allerdings nur das Prinzip und die Durchführung des refraktionsseismischen Teils dieser Messungen und die dabei verwendeten Geräte.

3.1 Meßprinzip

Die refraktionsseismischen Messungen während des gesamten Fahrtabschnitts wurden als Land-See-Experiment durchgeführt. Mit einer pneumatischen Quelle, die sich im Schlepptau der "Polarstern" befand, konnten mit verhältnismäßig geringem logistischen Aufwand in kurzer Folge seismische Signale mit gleicher Charakteristik erzeugt werden. Diese Signale wurden nach Durchlaufen von Wasser- und Gesteinsschichten sowohl mit einem Streamer, ebenfalls von "Polarstern" gezogen, als auch mit Registrierstationen an Land aufgezeichnet. Die Abbildung 3.1 zeigt in einer Schemaskizze den Aufbau des refraktionsseismischen Land-See-Experiments und den Verlauf einiger seismischer Strahlen.

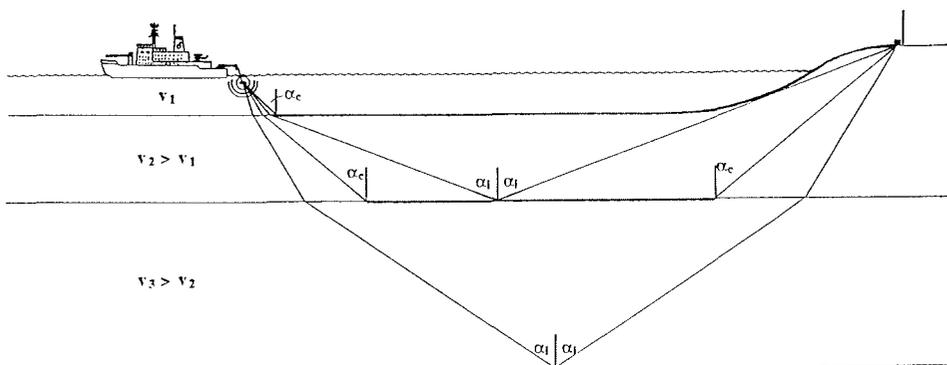


Abb. 3.1 Schematisierte Meßanordnung für das refraktionsseismische Experiment.

Von den Landstationen werden seismische Signale registriert, bei denen die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger relativ groß ist. Es handelt sich dabei im wesentlichen um die Einsätze refraktierter und überkritisch reflektierter Wellen. Unterkritisch reflektierte Wellen erreichen die Empfänger nur, wenn die reflektierenden Schichten in großer Tiefe liegen.

Bei der Abbildung 3.1 handelt es sich um eine Prinzipskizze, in der zur Vereinfachung von Schichten mit jeweils konstanten Geschwindigkeiten ausgegangen wurde, wobei tiefer liegende Schichten immer höhere Geschwindigkeiten aufweisen als die darüber liegenden. Unter diesen Voraussetzungen entsteht bei Einfall der Strahlen unter dem kritischen Winkel eine refraktierte Welle, die mit der Geschwindigkeit der unteren Schicht in der Schichtgrenze verläuft. Für den kritischen Winkel α_c gilt, bei söhlicher Lagerung:

$$\alpha_c = v_i / v_{i+1} \quad (3.1)$$

wobei v_i die Geschwindigkeit in der oberen und v_{i+1} die in der unteren Schicht bedeutet.

Liegt in den Schichten ein positiver Geschwindigkeitsgradient vor, verursacht dies eine kontinuierliche Brechung und damit eine Krümmung der seismischen Strahlen (GEBRANDE & MILLER, 1985).

An Schichtgrenzen kann es zu einer Konversion von Wellentypen kommen. Konvertierte Wellen, die sich im Medium mit einer geänderten Geschwindigkeit fortpflanzen und folglich andere Reflexions- bzw. Brechungswinkel als die einfallende Welle aufweisen, sind in der Skizze nicht enthalten. Für weitere Details und theoretische Grundlagen der seismischen Verfahren sei auf gängige Fachliteratur verwiesen, zum Beispiel die Lehrbücher von BENDER (1985) oder TELFORD et al. (1976).

3.2 Durchführung der Messungen und verwendete Geräte

Die Expedition der "Polarstern" in den Scoresby Sund im Spätsommer 1990 war die erste im großen Stile angelegte Land-See-Kampagne des Alfred-Wegener-Instituts. Daraus ergab sich, daß auch neue Geräte verwendet werden mußten, für die noch keine Felderfahrungen vorlagen. Hierzu zählen eine der seismischen Quellen und die automatischen Registrierstationen.

Bei dem kombinierten reflexions-refraktionsseismischen Experiment im Hall Bredning standen zwei verschiedene Quellen für die Anregung der seismischen Signale zur Verfügung. Auf den meisten Profilen erzeugte ein Luftpulser (Airgun) der Firma BOLT vom Typ 800CT die Signale. Diese Quelle hat ein Kammervolumen von 1940 l (31,8 l) und wird mit einem Betriebsdruck von ca. 130 bar gefahren. Um keine Energie durch das Ausblasen der Luftblase zu verlieren und die Energie des "bubbles", d. h. der Pulsation der Luftblase, mit ausnutzen zu können, wurde die Kanone in ca. 10 m Tiefe geschleppt.

Aus empirischen Formeln, in die das Kammervolumen, der Betriebsdruck und der hydrostatische Druck eingehen, läßt sich die Periode des "bubbles" berechnen. Vereinfacht, d. h. ohne gerätespezifische Konstanten, gilt für die "bubble"-Periode T (HARJES, 1985):

$$T = \frac{1}{2\pi} \sqrt[3]{\frac{4\pi}{3V}} \sqrt[3]{\frac{P_0}{P_1}} \sqrt{3P_0} \quad (3.2)$$

V : Volumen [m³]
 P_0 : hydrostatischer Druck [MPa]
 P_1 : Betriebsdruck [MPa]

bzw. (FORKMANN & SCHMÖLLER, 1987):

$$T = \frac{\sqrt[3]{PV}}{25 \left(1 + \frac{h}{10}\right)^{5/6}} \quad (3.3)$$

V : Volumen [l]
 P : Betriebsdruck [MPa]
 h : Wassertiefe [m]

Aus diesen Gleichungen folgt für die "bubble"-Periode T und -Frequenz f der BOLT Airgun:

$T = 154$ ms, entsprechend $f = 6,5$ Hz (Gl. 3.2) bzw.

$T = 169$ ms, entsprechend $f = 5,9$ Hz (Gl. 3.3).

Die Hauptfrequenz der erzeugten Signale liegt im Nahfeld bei 30 Hz (JOKAT, persönlich Mitteilung). Für die Untersuchung des Quellsignals im Fernfeld wurden die Aufzeichnungen einer Sonoboje herangezogen. Da der Absorptionskoeffizient von Wasser sehr gering ist, kann aus der Wasserwelle in guter Näherung das Fernfeld der Airgun bestimmt werden. 1990 wurden während der Grönland-Expedition der "Polarstern" allerdings keine Sonobojen eingesetzt. Aus diesem Grunde mußten für die Analysen Sonobojen von anderen Fahrtabschnitten verwendet werden, auf denen die seismischen Signale mit der gleichen Quelle angeregt wurden.

Amplitudenspektrum

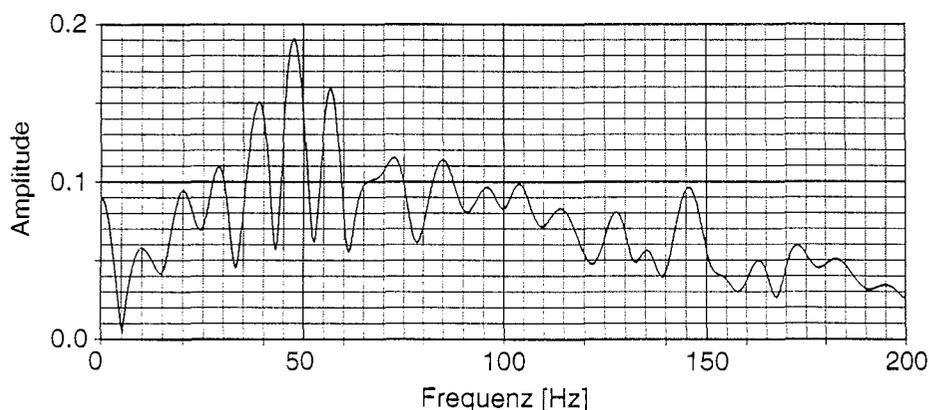


Abb. 3.2 Amplitudenspektrum der BOLT Airgun in 500 m Quellentfernung.

Für die BOLT Airgun handelt es sich dabei um die Sonoboje 9001, die während des Profils 90050 auf dem "Polarstern"-Fahrabschnitt ANT VIII/5 im südlichen Weddell Meer eingesetzt worden ist (MILLER & OERTER, 1991). Wegen der geringen Wassertiefe im Meßgebiet kann die Wasserwelle allerdings nur bis zu einer Entfernung von ca. 800 m untersucht werden.

Die Abbildung 3.2 zeigt das Amplitudenspektrum der von der BOLT Airgun angeregten Wasserwelle in einer Quellentfernung von 500 m. Untersucht wurde die Amplitudenverteilung in einem 200 ms langen Fenster. Die Berechnung des Spektrums erfolgte mit einer schnellen Fourier Transformation. Zu sehen ist ein breites Frequenzspektrum von ca. 20 bis 120 Hz mit einem Maximum zwischen 40 und 60 Hz.

Für hochauflösende, reflexionsseismische Untersuchungen der Sedimente wurde die Quelle gewechselt und erstmalig ein Airgun-Array mit einem Gesamtvolumen von 20,2 l eingesetzt (Abb. 3.3). Dieses Array besteht aus acht Luftpulsern der Firma Prakla-Seismos, Typ VLF, die mit Ketten in einen starren Rahmen eingehängt werden. Der Abstand untereinander beträgt etwa 1 m. Die einzelnen Kanonen haben Kammervolumina zwischen 1,2 und 3,0 l und werden mit einem Druck von ca. 145 bar betrieben.

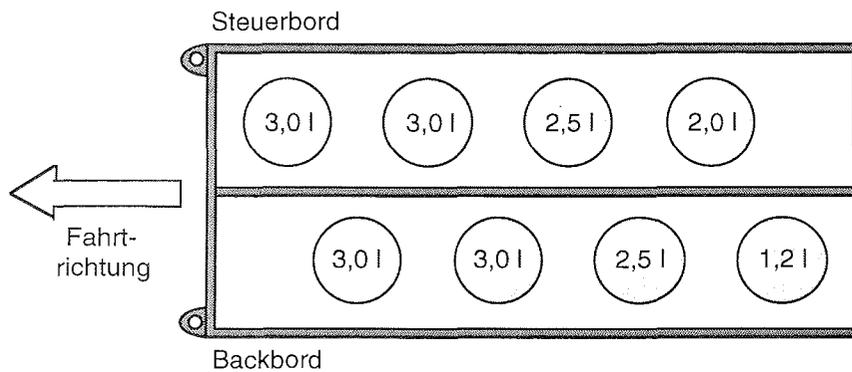


Abb. 3.3 Schematischer Aufbau des 20,2 l Airgun-Arrays.

Zur Kontrolle des "bubbles" und der erzeugten Quellsignale im Nahfeld sind am Array zwei Hydrophone angebracht, deren Signale zusammen mit den reflexionsseismischen Daten registriert wurden. Abbildung 3.4 zeigt im oberen Teil das sehr scharfe, fast "bubble"-freie Quellsignal und in den unteren Teilen die Amplitudenspektren der beiden Hydrophone. Deutlich zu erkennen ist, daß das Array Frequenzen bis über 100 Hz anregt, wobei das Amplitudenmaximum zwischen 35 bis 60 Hz liegt.

Die Amplitudenverteilung im Fernfeld der Quelle wurde wieder aus den Aufzeichnungen einer Sonoboje ermittelt. Zur Verwendung kamen die Daten der Sonoboje 9110 von Profil 91098, das während der Nordpol-Expedition

Amplitudenspektrum

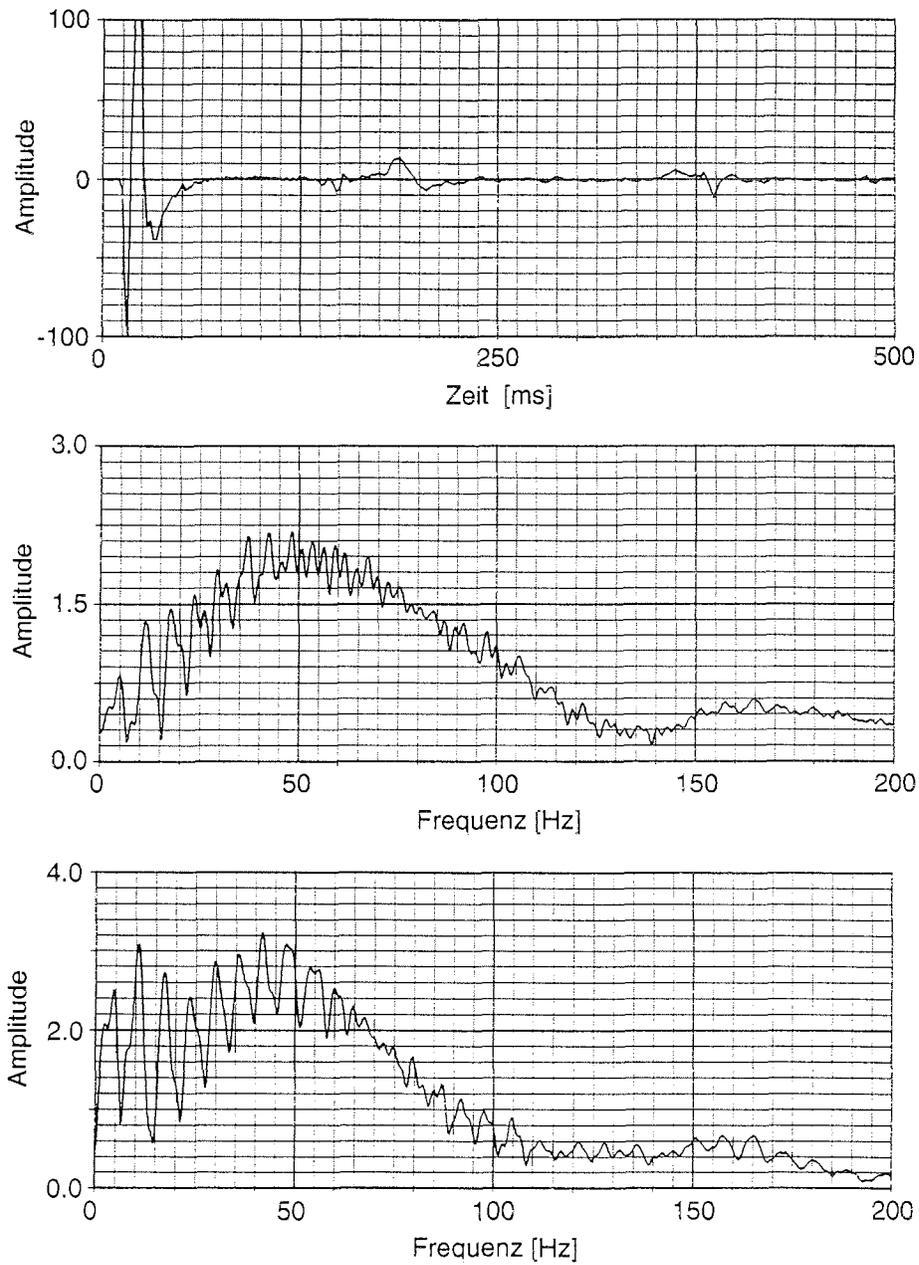


Abb. 3.4 oben: Seismisches Signal des Airgun-Arrays im Nahfeld;
Mitte und unten: Amplitudenspektrum des Airgun-Arrays im Nahfeld.

ARCTIC'91 von der "Polarstern" vermessen wurde (FÜTTERER, 1992). Die Abbildung 3.5 zeigt die Amplitudenspektren der Wasserwelle in einer Quellentfernung von 500 m (oben) und 1 km (unten), die in einem 200 ms langen Fenster berechnet wurden. Bei einer Quellentfernung von 500 m fallen ein steiler Anstieg der Amplituden bei 5 Hz und fast gleichbleibend starke Amplituden bis 140 Hz auf. Bei der Noise-Untersuchung der aufgezeichneten Sonobojen-Daten in einem 500 ms langen Fenster vor Einsatz der Wasserwelle fiel auf, daß der steile Anstieg bei 5 Hz vorwiegend durch starke Amplituden des Störsignals in diesem Bereich verursacht ist. Bei einer Quellentfernung von 1 km ist ein Maximum der Amplituden in einem breiten Bereich zwischen 50 und 140 Hz zu beobachten.

Amplitudenspektrum

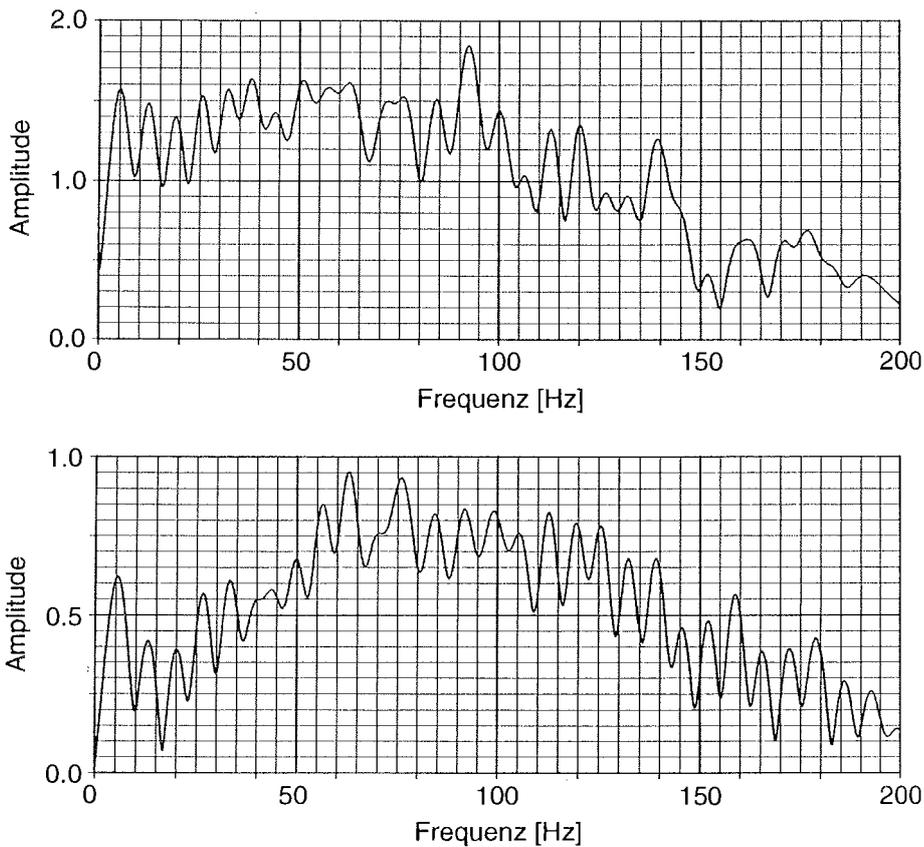


Abb. 3.5 oben: Amplitudenspektrum des Airgun-Arrays in 500 m Quellentfernung;
unten: Amplitudenspektrum des Airgun-Arrays in 1 km Quellentfernung.

Bei den Abbildungen muß berücksichtigt werden, daß das Array, im Vergleich zu dem im Scoresby Sund eingesetzten, leicht modifiziert war. Es bestand auf der ARCTIC '91-Expedition aus acht Kanonen mit je 3,0 l Kammervolumen.

Die Sonoboje 9110 stammt aus dem Tiefseebereich. Daher kann die Wasserwelle als Ersteinsatz bis in eine Entfernung von über 12 km untersucht werden. Das Amplitudenspektrum in einer Quellentfernung von 10 km zeigt zwei starke, schmalbandige Amplitudenmaxima bei 5 und 10 Hz, die von der Schraube der "Polarstern" verursacht wurden.

Der Rahmen und die Aufhängung des Airgun-Arrays sind eine Eigenkonstruktion des Instituts, und entsprechend mußte während der ersten Einsätze Lehrgeld gezahlt werden. Die niedrigen Wassertemperaturen von unter 0° C bewirkten, daß die Kabel für die Magnetventile der Kanonen und die Druckluftschläuche ihre Flexibilität verloren. Die massiven Bewegungen beim Auslösen der Schüsse führte daher zu Kabelbrüchen, und durch das Scheuern am Rahmen platzten mehrere Druckschläuche. So fiel bereits nach neunstündigem Einsatz die erste Kanone aus, und als das Array nach 33 Stunden wieder an Bord geholt wurde, waren nur noch vier Kanonen funktionsfähig.

Im Laufe der Fahrt ist viel an der Aufhängung und Kabelführung geändert worden, und inzwischen steht, nach dem Ersetzen der elektrischen Leitungen durch flexiblere Kabel und einer Änderung der Magnetventil-Köpfe, eine robuste seismische Quelle zur Verfügung.

Für kombinierte Land-See-Experimente müssen die Schußzeiten sehr genau bekannt sein, da sonst eine Auswertung der an Land aufgezeichneten Signale nicht möglich ist. Aus diesem Grunde wurde an Bord das DCF-Zeitzeichen empfangen. Die Triggerung der seismischen Quellen erfolgte nach diesem Zeitnormal. Dabei betrug das Schußintervall für die BOLT Kanone 20 s. Dies entspricht, bei einer angestrebten Schiffsgeschwindigkeit von 5 kn während der Messungen, einer Entfernung von ca. 50 m. Die Kanonen des Airgun-Arrays wurden alle 15 s gezündet, wodurch sich ein Schußpunktabstand von ca. 40 m ergibt.

Die Abbildung 3.6 zeigt die Lage der einzelnen reflexions-refraktions-seismischen Profile im Hall Bredning und die Lokationen der Registrierstationen an Land. Die beiden verwendeten Gerätetypen sind mit unterschiedlichen Symbolen markiert.

In der Tabelle 3.1 sind die Profile mit ihren Profilnummern, die verwendete Quelle, deren Schußfolge und die im Einsatz befindlichen Landstationen aufgelistet.

An den westlichen Standorten, auf Milne Land, am Kap Stevenson und am Sydkap, wurden Lennartz Apparaturen vom Typ PCM 5800 eingesetzt. Die beiden nördlichen Stationen, 501 und 502, waren für die Registrierung von acht Kanälen ausgerüstet. Ihre Abtastfrequenz betrug 222 Hz (4,5 ms Abtastrate). An den südlichen Stationen (503 und 504) wurden nur je 4 Kanäle mit einer Abtastfrequenz von 200 Hz (5,0 ms Abtastrate) registriert. Beide Geräte waren

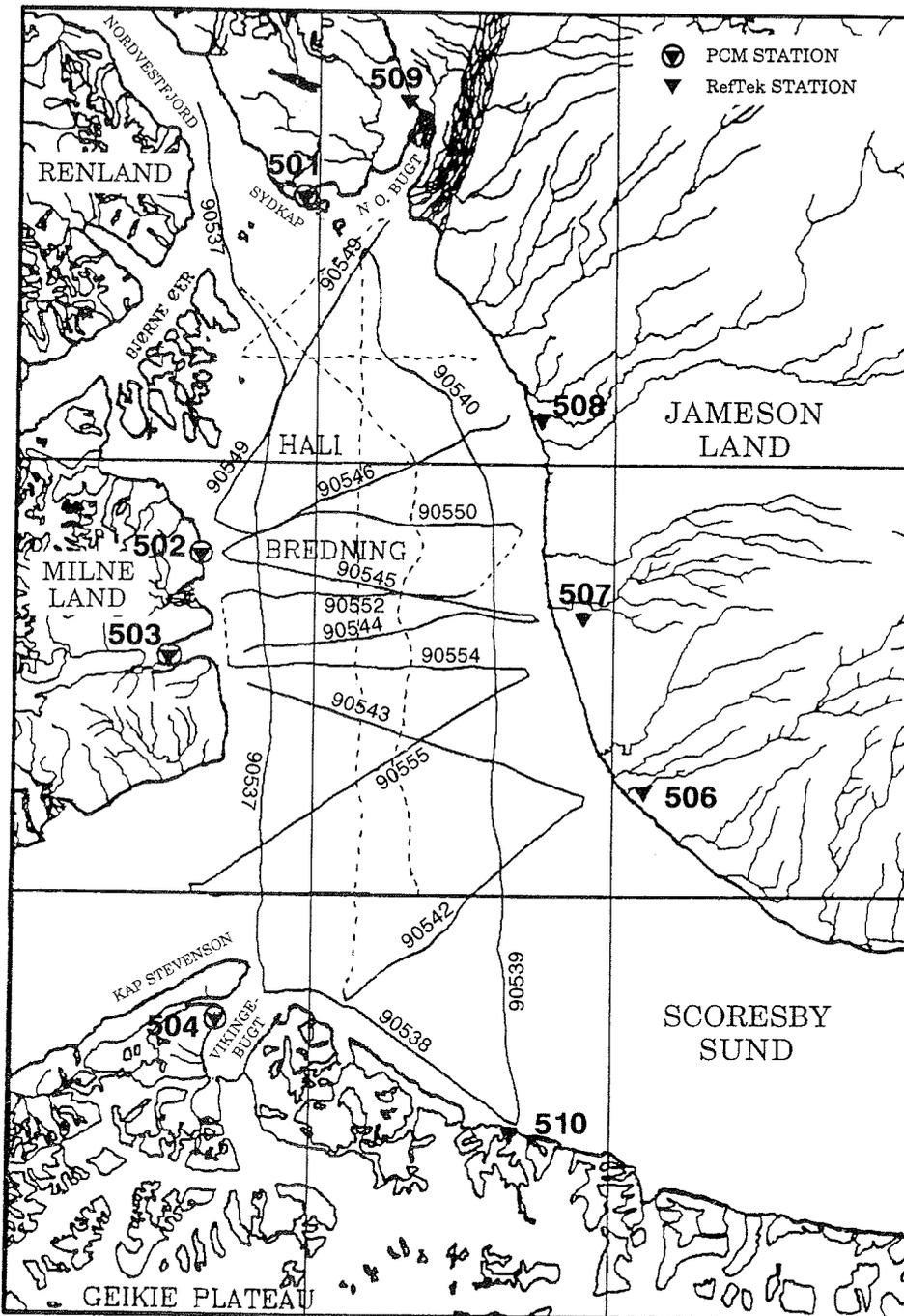


Abb. 3.6 Lageplan der kombinierten reflexions-refraktionsseismischen Profile im Hall Bredning und der Registrierstationen an Land. Die durchgezogenen Linien markieren die "in line"-Profile, deren Daten ausgewertet wurden.

mit einem Tiefpaß-Filter mit einer Eckfrequenz von 45 Hz ausgerüstet, um Aliasing-Effekte auszuschließen.

Die PCM-Apparaturen synchronisierten automatisch auf das empfangene DCF-Zeitzeichen. Als Speichermedium für die registrierten Daten dienten handelsübliche 2-Spur-Tonbänder, die eine Laufzeit von ca. 2 Stunden haben. Aus diesem Grunde mußten die Stationen auch mit zwei Personen für die Betreuung ausgebracht werden. Die Stationen wurden mit je zwei 12 V Autobatterien und einem Solarkollektor mit Energie versorgt.

Tab. 3.1 Refraktionsseismische Profile mit Landstationen in "in line spread"-Geometrie, jeweils verwendete seismische Quelle mit Schußfolge und eingesetzte Registrierstationen; Stationen, die nicht durchgehend aufgezeichnet haben, sind eingeklammert.

Profilnummer	Quelle	Schußfolge [s]	PCM-Stationen (Stationsnummer)	RefTek Stationen (Stationsnummer)
90537	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	(506), 507, 508, 509
90538	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509
90539	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90540	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90542	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, (507), 508, 509, 510
90543	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, (508), 509, 510
90544	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90545	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90546	BOLT Ag.	20	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90549	Ag.-Array	15	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90550	Ag.-Array	15	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90552	Ag.-Array	15	501, 502, 503, 504	506, 507, 508, 509, 510
90554	Ag.-Array	15	501, 502, 503	506, 507, 508, 509, 510
90555	Ag.-Array	15	501	(506), (507), 508, (509)

Auf Jameson Land und auf einem Felsvorsprung des Geikie Plateaus wurden Komponenten des Systems 72A der Firma RefTek zum Aufzeichnen der seismischen Daten eingesetzt. Die eigentliche Registrierapparaturen waren vom Typ DAS 72A-02. Dabei handelt es sich um automatische Stationen, die die registrierten Daten auf einer Festplatte mit einer Kapazität von 440 Mb abspeichern. Bei einer Abtastfrequenz von 100 Hz konnten jeweils ca. vier Tage lang kontinuierlich drei Kanäle aufgezeichnet werden. Über eine SCSI-Schnittstelle wurden die Daten noch im Feld auf eine EXABYTE (Video 8) Cassette ausgelesen. Die Programmierung der Geräte erfolgt mit einem kleinen EPSON Terminal. Mit diesem Terminal können auch während der Messungen der Gerätestatus, die Anzahl der aufgezeichneten Datensätze und ähnliches abgefragt werden. Die Apparaturen synchronisierten auf das OMEGA-Zeitzeichen, das sie mit einer Stabantenne vom norwegischen OMEGA-Sender empfangen. Versorgt wurden die Stationen mit je einer 12 V Autobatterie. Die

zusätzlich aufgestellten Sonnenkollektoren befanden sich beim Einholen der Stationen unter einer Schneedecke, so daß sie wenig zur Energieversorgung beitrugen.

Für die spätere Auswertung der refraktionsseismischen Signale ist es wichtig, daß Registrier- und Schußzeiten genau bekannt sind. Die Verwendung von zwei Zeitzeichen machte es notwendig, deren Abweichung zu ermitteln. Aus diesem Grunde ist an Bord auf einen Kanal einer RefTek Station das DCF-Zeitzeichen gespielt worden. Die Auswertung der Aufzeichnung ergab eine Abweichung von 16 ms zwischen dem DCF- und dem OMEGA-Zeitzeichen.

Die Registrierstationen waren mit drei verschiedenen Typen von Aufnehmern bestückt. Verwendet wurden 20 Geophonketten, vier sogenannte "Lippmann"-Geophone mit 3-Komponenten und sieben 1-Komponenten Vertikalgeophone dieses Typs. Die Geophonketten der Firma Sensor bestehen aus jeweils sechs einzelnen Vertikalgeophonen mit einer Eigenfrequenz von 4,5 Hz. Der maximale Abstand zwischen den einzelnen Aufnehmern beträgt 10 m. Die nach ihrem Erfinder benannten "Lippmann"-Geophone sind aktive Geophone, bei denen die Eigenfrequenz elektronisch auf 2 Hz (3K) bzw. 1 Hz (1K) gesenkt wurde. Diese Geophone sind mit einer 9V Batterie als Spannungsquelle versehen.

Die Belegung der Kanäle der einzelnen Stationen ist in Tabelle 3.2 aufgelistet. Eine Ausnahme bildet die Station 507 auf Jameson Land, bei der an die Langauslage ein 1-Komponenten (Z) "Lippmann"-Geophon statt der Kette angeschlossen war. Die Länge der Langauslagen, d.h. die Entfernung der Geophone von der Station, ist in der Tabelle angegeben. Die Auslagerichtung der Langauslagen und der Geophonketten war bei den Stationen auf Jameson Land jeweils vom Hall Bredning weg. Eine Ausnahme bilden die beiden 8-Kanal-Stationen, bei denen je eine Langauslage nach Norden und Westen ausgerichtet war.

Tab. 3.2 Geophon-Belegung der Kanäle der Registrierstationen. Die eingeklammerten Entfernungsangaben bezeichnen die Länge der Langauslage.

Stationsnummer	8 Kanal PCM			4 Kanal PCM		RefTek	
	501, 502			503, 504		506 - 510	
Kanal	Typ	Komponente	Typ	Komponente	Typ	Komponente	
0	3K Lippmann	H (Par.)	3K Lippmann	H (Par.)	Kette	Z	
1	3K Lippmann	Z	3K Lippmann	Z	Kette	Z	
2	3K Lippmann	H (Rad.)	3K Lippmann	H (Rad.)	Kette (200 m)	Z	
3	Kette (500 m)	Z	Kette (500 m)	Z			
4	Kette (500 m)	Z					
5	1K Lippmann	Z					
6	1K Lippmann	Z					
7	1K Lippmann	Z					

Neben der Uhrzeit sind die genauen Lokationen von Schuß und Empfänger für die Auswertung der Daten notwendig. Daher wurden die Stationen mit einem tragbaren GPS-Empfänger (ASHTECH L-XII) mit einer Genauigkeit von unter 20 m eingemessen. Ausgehend von dieser Position wurden die Lokationen der Langauslagen berechnet. Die Höhe der Stationen über dem Meeresspiegel, die ebenfalls in die Auswertung der Daten eingeht, wurde vom Höhenmesser der Helikopter abgelesen, die die Stationen ausgebracht und wieder aufgenommen haben.

Auch die Navigation der "Polarstern" erfolgte u. a. mit Hilfe des GPS-Systems. Um die Positionsbestimmung des Schiffes während der Fahrt zu verbessern, kam ein Relativverfahren ("Differential GPS") zur Anwendung. Dazu wurde für die Dauer der Forschungsarbeiten im Scoresby Sund Bereich eine Referenzstation auf Danmark Ø, einer Insel im Mündungsbereich des Gåsefjordes, aufgestellt.

4 Datenbearbeitung und Auswertung

Nach der Messung liegen die seismischen Daten, die von den Stationen aufgezeichnet wurden, auf handelsüblichen Tonbändern bzw. EXABYTE-Cassetten vor. Um von diesen Rohdaten auswertbare Seismogramm-Montagen zu erhalten, müssen einige Bearbeitungsschritte durchgeführt werden, auf die im ersten Teil dieses Kapitels näher eingegangen wird.

In den Seismogramm-Montagen werden die Einsatzzeiten der Signale bestimmt – ein Vorgang, der noch manuell und visuell erfolgen muß. Für das fehlerfreie Anreißern der seismischen Sektionen ist, speziell bei späteren Einsätzen, eine sehr gute Datenqualität erforderlich. Die ermittelten sogenannten Laufzeitkurven bilden die Grundlage für die Auswertung refraktionsseismischer Messungen, die im zweiten Teil des Kapitels beschrieben wird.

4.1 Datenbearbeitung

Die Bearbeitung der seismischen Daten erfolgte im wesentlichen auf einem CONVEX C201 Vektorrechner mit dem kommerziellen Programmpaket DISCO™ (Digicons Interactive Seismic Computer) der Firma CogniSeis Development. Die ersten Bearbeitungsschritte, das Konvertieren bzw. Kopieren der Felddaten, mußten für die PCM-Daten auf einem PDP 11-Rechner und für die RefTek-Daten auf einer SUN Workstation durchgeführt werden.

Das Programmpaket DISCO™ ist für die Bearbeitung reflexionsseismischer Daten entwickelt worden und somit nicht für alle Anwendungen in der Refraktionsseismik geeignet. Allerdings ist das modular aufgebaute System programmierbar. CogniSeis bietet den Quellcode der Module an, so daß die Möglichkeit besteht, existierende Programmteile den jeweiligen Bedürfnissen anzupassen. Zusätzlich können eigene Module in das Paket eingefügt werden. In den letzten Jahren sind am Institut mehrere Module geschrieben bzw. modifiziert worden, um das sehr leistungsfähige Programmpaket auch für die Bearbeitung refraktionsseismischer Daten nutzen zu können.

Die Abbildung 4.1 zeigt in einem Ablaufdiagramm die einzelnen Schritte bei der Standard-Bearbeitung der refraktionsseismischen Daten. Spezielle Anwendungen, die nur an ausgewählten Profilen vorgenommen wurden, sind in der Graphik nicht enthalten.

• Konvertieren / Kopieren

Bevor die Daten mit dem Programmpaket DISCO™ prozessiert werden können, sind Vorarbeiten notwendig, die nicht auf dem CONVEX Rechner durchgeführt werden können.

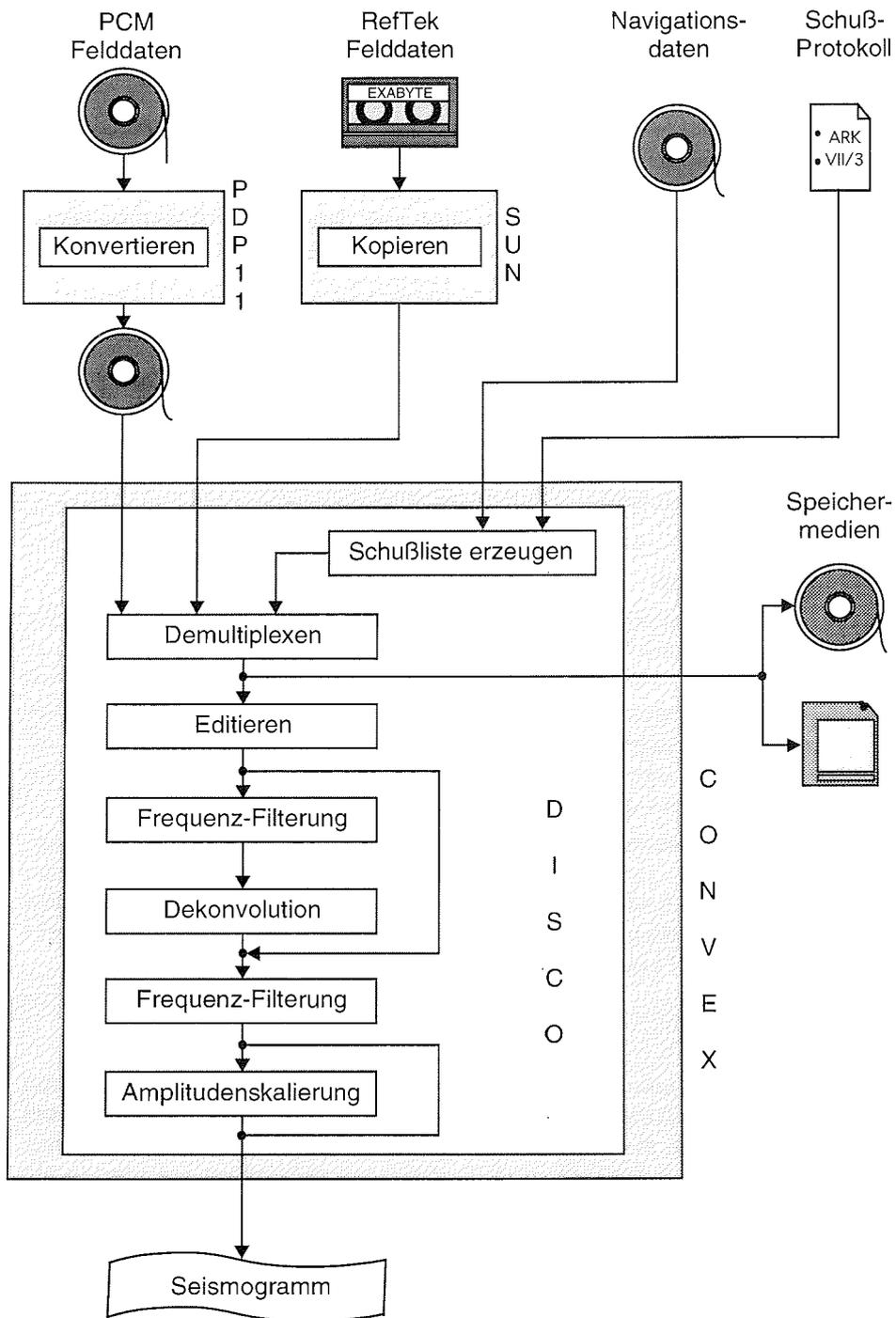


Abb. 4.1 Ablaufdiagramm für die Bearbeitung refraktionsseismischer Daten.

Die mit einer Lennartz PCM-Apparatur aufgezeichneten Daten müssen auf einem PDP 11-Rechner konvertiert werden. Die aufgezeichneten Signale stehen in PCM-kodierter Form auf handelsüblichen Tonbändern. Diese werden mit einem, ebenfalls handelsüblichen, Tonbandgerät abgespielt, an das ein PCM-Dekoder angeschlossen ist, dessen Analogon (PCM-Enkoder) in den PCM-Registrierapparaturen verwendet wird. Die dekodierten Daten werden im ESSTF-Format (European Seismological Standard Tape Format) auf 9-Spur-Bänder geschrieben. Dieses Format wird von dem Demultiplexprogramm unterstützt, das am Alfred-Wegener-Institut entwickelt und in DISCO™ eingebunden worden ist.

Aus gerätetechnischen Gründen ist es zur Zeit am Institut noch nicht möglich, die mit einer RefTek Apparatur aufgezeichneten Daten direkt von einer EXABYTE (Video 8) Cassette aus zu bearbeiten, auf der sie, im firmeneigenen Format abgespeichert, vorliegen. Aus diesem Grunde müssen die Daten erst mit einem EXABYTE-Laufwerk, das an eine SUN Workstation angeschlossen ist, eingelesen und auf eine Festplatte kopiert werden, die in den Rechnerverbund des Institutes integriert ist.

• **Schußliste erzeugen**

Vor dem Demultiplexen der seismischen Daten müssen mit Hilfe der protokollierten Schußzeiten aus den Navigationsdaten die Schußlisten erzeugt werden, die neben weiteren Informationen die Koordinaten für jeden Schuß enthalten. Im Meßprotokoll sind der erste Schuß jedes Profils, die Schußfolge und Unregelmäßigkeiten verzeichnet, woraus sich die Zeiten für jeden Schuß ermitteln lassen. Ausgehend von den Schußzeiten werden die Koordinaten durch Interpolation aus den Navigationsdateien berechnet.

Die verwendeten Navigationsdaten werden aus dem sogenannten Sekundentelegramm gewonnen, in das an Bord "Polarstern" jede Sekunde die wichtigsten Informationen wie Position, Geschwindigkeit und Wassertiefe abgespeichert werden. Die Bearbeitung, Korrektur und Reduktion auf 5-Sekunden-Datensätze erfolgt zum Teil bereits an Bord auf einem VAX Rechner.

• **Demultiplexen**

Die erzeugten Schußlisten, die korrigierten Navigationsdaten und die Lokationen der Registrierstationen an Land sind neben den aufgezeichneten seismischen Signalen die Eingabedaten für die beiden Demultiplexprogramme. Die unterschiedlichen Datenformate der beiden Stationstypen erforderten die Entwicklung von separaten Programmen, die sich in Byteoperationen und der internen Datenorganisation voneinander unterscheiden.

Neben dem eigentlichen Demultiplexen, d. h. dem Umsortieren der Daten von Zeit- in Kanalsequenzen, werden von den Programmen für jeden Schuß die Entfernungen zwischen Quelle und Empfänger berechnet und in den Datenheader eingetragen. Dabei können die Datenfenster für die Bearbeitung größer

sein als die Schußfenster. Bei den bearbeiteten Profilen wurden, je nach Profillänge, Datensätze mit einer Länge von 30 bis 40 s demultiplext, während das Schußintervall nur 15 bzw. 20 s betrug. Ferner bieten die Programme die Möglichkeit, die demultiplexten Daten ab einer vom Anwender gewählten Entfernung in reduzierter Form wegzuschreiben, was zu einer deutlichen Verringerung der Datenmenge führt.

Die bearbeiteten Daten können in einem DISCO-internen Format auf Festplatte, 9-Spur-Bänder oder Cartridges vom Typ 3480 abgespeichert werden.

• Editieren

Bei den Abspelungen der Daten von Lennartz PCM-Stationen wurden auf einigen Profilen Zeitversätze um eine Sekunde festgestellt, was auf einen schlechten Empfang des DCF-Zeitzeichens hindeutet. Sobald der Empfang wieder ausreichend war, haben die Stationen sich automatisch erneut synchronisiert, was einen weiteren Versatz in der Laufzeitkurve verursachte. Bei Daten von RefTek Stationen betrug der Zeitversatz sogar bis zu 10 Sekunden. Diese Zeitversätze in bestimmten Entfernungsbereichen mußten vor der weiteren Bearbeitung durch Anbringen einer statischen Korrektur eliminiert werden.

Für das Stapeln der Signale und spätere Anreißer der Seismogramm-Montagen, d. h. das Ablesen der Einsatzzeiten der seismischen Signale (siehe Kapitel 4,2), ist es wichtig, daß alle Geophone gleich gepolt sind und somit die gleiche Phasenlage aufweisen. Bei der Untersuchung der einzelnen Kanäle wurde festgestellt, daß die Geophonketten (systematisch) gegenüber den aktiven "Lippmann"-Geophonen verpolt waren (Abb. 4.2). Der positive Ersteinsatz des seismischen Signals beim aktiven Vertikalgeophon, zu erkennen an der Schwärzung im Seismogramm, deutet darauf hin, daß die Polung der Geophonketten falsch ist. Dieser Fehler läßt sich durch Konvertieren der Daten beheben.

Bei der Überprüfung der Phasenlage der Geophone fiel für eine Station bei gleicher Quelle-Empfänger-Entfernung ein zeitlicher Versatz von bis zu 200 ms zwischen den Einsätzen der einzelnen Kanäle auf. Detaillierte Untersuchungen zeigten, daß im Feld die Kanäle der beiden 500 m langen Geophonauslagen vertauscht worden waren. Entsprechend erfolgte das Demultiplexen mit falschen Koordinaten und mußte nach der Korrektur für alle Profile dieser Station wiederholt werden.

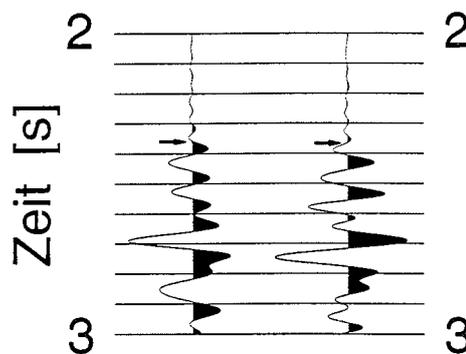


Abb. 4.2 Seismogramm eines "Lippmann"-Geophons (links) und einer Geophonkette (rechts).

• Dekonvolution

Während der Messungen ist die seismische Quelle bewußt tief geschleppt worden, um keine Energieverluste durch das Ausblasen der Luftblase zu haben. Die Pulsation der Luftblase, "bubble" genannt, führt allerdings zu zusätzlichen, periodischen Signalen. Aus empirischen Formeln (siehe Kapitel 3.2) folgt für die BOLT Airgun eine "bubble"-Periode von 150 bis 170 ms, die mit den seismischen Messungen bestätigt werden kann. Die Lesbarkeit vieler Seismogramm-Montagen ist durch ein starkes "ringing" (Zahlreiche Nachschwingungen) des Signals beeinträchtigt. Es ist besonders intensiv in den Sektionen der Stationen auf Jameson Land zu sehen, was durch eine Schichtung innerhalb des Sedimentbeckens zu erklären ist.

Um das seismische Signal wieder auf einen Wellenzug zu komprimieren, ist auf die Daten eine Vorhersagefilterung ("predictive deconvolution") angewandt worden. Die Vorhersagelänge ergibt sich dabei aus dem zweiten Nulldurchgang der Autokorrelationsfunktion, die für jede Spur berechnet wurde. Die Grundlagen der Dekonvolution, auf die hier nicht näher eingegangen wird, sind in YILMAZ (1987) und WEBSTER (1984) ausführlich beschrieben.

Zur Bestimmung der Operatorlänge sind umfangreiche Tests durchgeführt worden. Dabei hat sich eine Operatorlänge von 750 ms bei einer Fensterlänge von 2500 ms für die Berechnung der Koeffizienten als optimal erwiesen. Um zu verhindern, daß die Koeffizienten des Dekonvolutionsoperators maßgeblich durch Störsignale bestimmt werden, die nicht im Frequenzbereich des Nutzsignals liegen, wurde vor der Dekonvolution ein Bandpaß-Filter mit einer Durchlaß-Frequenz von 2 bis 20 Hz angewandt.

Die Abbildung 4.3 zeigt an einem Beispiel die deutliche Komprimierung des Signals durch Anwendung der Dekonvolution. Bei dem Beispiel handelt es sich um einen Ausschnitt aus der Sektion des Profils 90545 von der Station 507 auf Jameson Land. Nach der Dekonvolution sind auch die Einsätze zu erkennen, die zuvor von den Nachschwingungen der Pg-Phase (siehe Tab. 5.1) überlagert waren. Zusätzlich wurden die Einsätze des Luftschalls (Pa-Phase) fast vollständig herausgefiltert.

• Frequenz-Filterung

Bei den Messungen wurden zwei verschiedene Quellen und drei unterschiedliche Geophone mit Eigenfrequenzen zwischen 1 und 4,5 Hz verwendet. Für die sechs daraus resultierenden Quelle-Empfänger-Konstellationen (Abb. 4.4) wurden der Frequenzinhalt bestimmt (Abb. 4.5 und 4.6) und Filtertests durchgeführt (Abb. 4.7).

Die seismischen Signale im oberen Teil der Abbildung 4.4 wurden mit der BOLT Airgun, die im unteren Teil mit dem Airgun-Array erzeugt. Von links nach rechts dienten ein Z-"Lippmann"-Geophon mit 1 Hz Eigenfrequenz (a), ein 3-Komponenten-"Lippmann"-Geophon (H_{rad} Komponente) mit 2 Hz Eigenfrequenz (b) sowie eine Geophonkette mit sechs gebündelten 4,5 Hz Geophonen (c) als Aufnehmer. Die Daten stammen von der Station 502

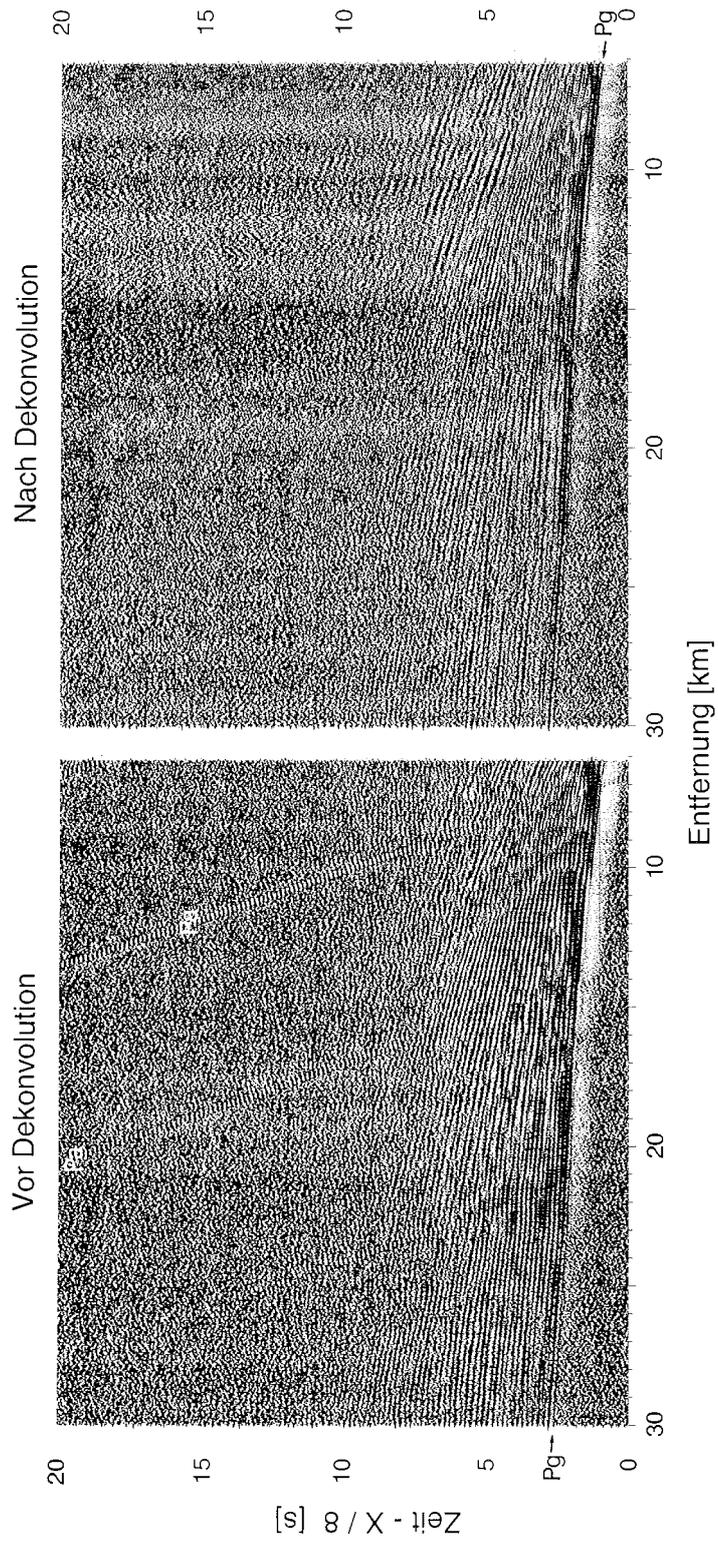


Abb. 4.3 Unterdrückung der Nachschwingungen der Quelle ("bubble") durch Anwendung einer Dekonvolution.

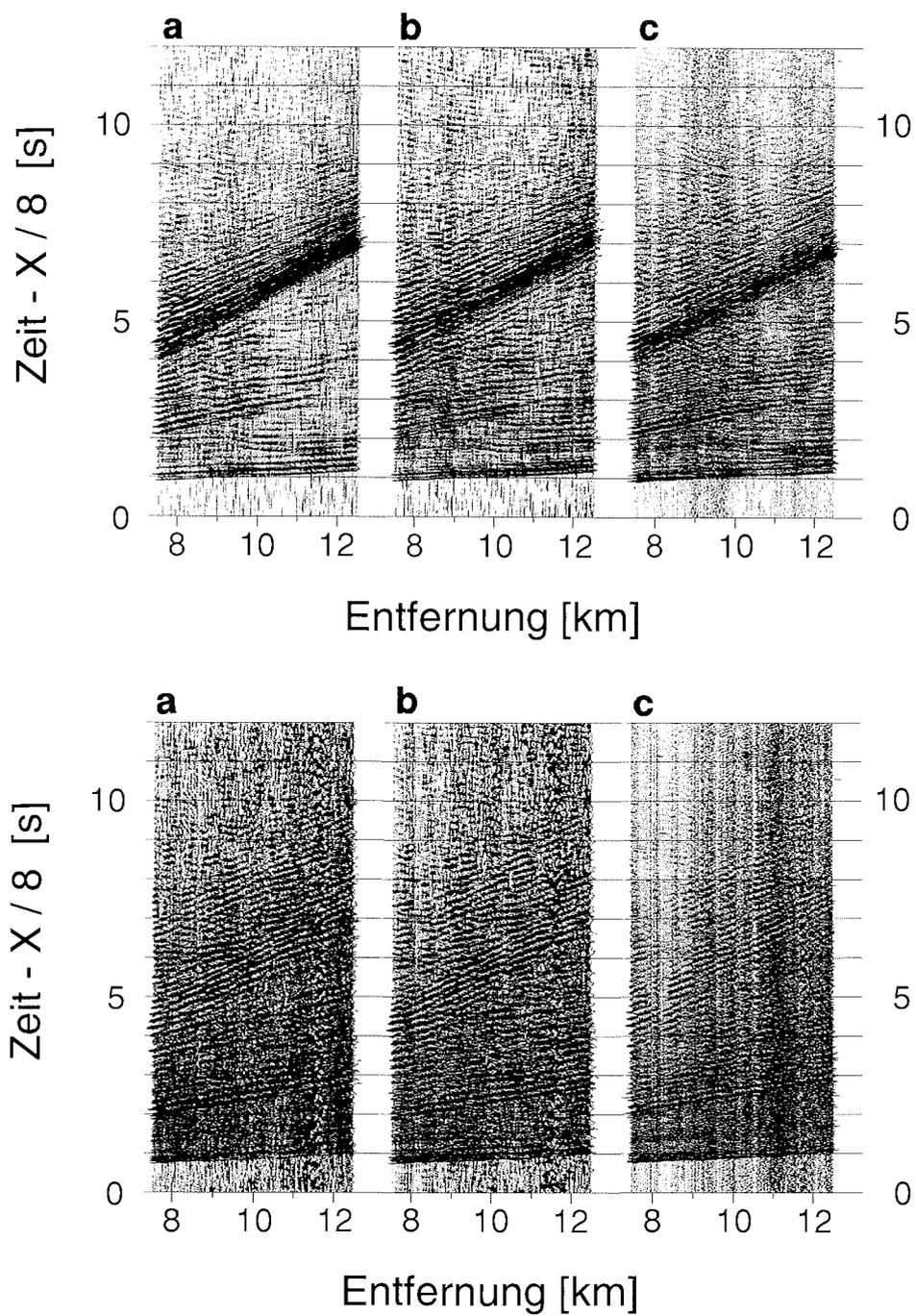


Abb. 4.4 Ungefilterte Sektionsausschnitte mit der BOLT Airgun (oben) bzw. dem Airgun-Array (unten) als Quelle und einem 1 Hz "Lippmann"-Geophon (a), einem 2 Hz "Lippmann"-Geophon (b) bzw. einer 4,5 Hz Geophonkette (c) als Aufnehmer.

Amplitudenspektrum

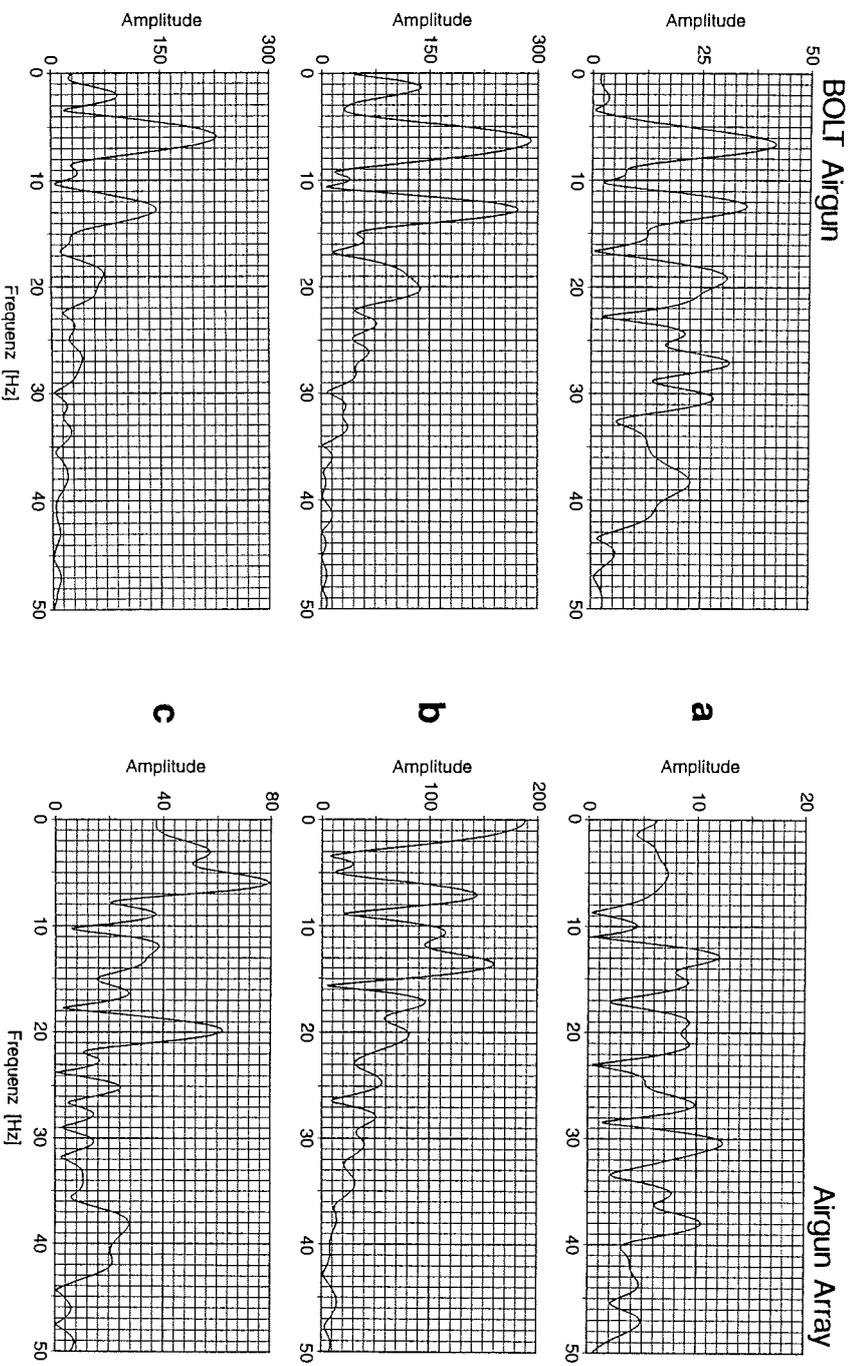


Abb. 4.5 Amplitudenspektren der 6 Quelle-Empfänger-Konstellationen, berechnet mit einer Fensterlänge von 1 s, an 4,5 Hz Vertikalgeophonkette; b: 2 Hz "Lippmann"-Horizontolgeophon; c: 1 Hz "Lippmann"-Vertikalgeophon.

aus den Profilen 90546 (oben) und 90549 (unten) und sind jeweils ungefiltert dargestellt.

Die Sektionsausschnitte zeigen, daß der Einfluß der Quelle auf das Aussehen der Seismogramm-Montagen größer ist als der der Empfänger. Das Signal der großvolumigen BOLT Airgun wirkt wesentlich tieffrequenter als das des Airgun-Arrays, dessen einzelne Kanonen ein um eine Zehnerpotenz kleineres Volumen aufweisen.

In den Abbildung 4.5 und 4.6 sind die Amplitudenspektren der sechs Quelle-Empfänger-Konstellationen dargestellt. Die Berechnung der Amplitudenverteilung erfolgte mit der schnellen Fourier Transformation. Die Entfernung zwischen der Quelle und den Empfängern beträgt jeweils 10 km. Dargestellt sind, von oben (a) nach unten (c), die Amplitudenverteilungen in den Aufzeichnungen mit der Geophonkette (sechs Vertikalgeophone mit 4,5 Hz Eigenfrequenz), der Radialkomponente des 3-Komponenten "Lippmann"-Geophons (2 Hz Eigenfrequenz) und dem "Lippmann"-Vertikalgeophon (1 Hz Eigenfrequenz). Im linken Teil wurden die Signale mit der BOLT Airgun, im rechten mit dem Airgun-Array angeregt. Die Skalierung der Amplitudenachse ist nicht einheitlich, sondern erfolgte in jedem Diagramm in Abhängigkeit von der individuellen Maximalamplitude.

Für die Abbildung 4.5 ist eine Fensterlänge von 500 ms zur Berechnung der Amplituden gewählt worden, wobei der Ersteinsatz (Pg-Phase) in den ersten 100 ms des Fensters liegt. Die Amplitudenspektren zeigen ein sehr unterschiedliches Aussehen. Der glatte Kurvenverlauf in den Diagrammen ist eine Folge der relativ kleinen Fensterlänge von 500 ms (entsprechend 101 Werten).

Die Aufzeichnungen mit der Geophonkette (Abb. 4.5 a) haben für beide Quellen ein breites Frequenzspektrum (bis ca. 45 Hz) ohne ausgeprägtes Minimum. Die Aufzeichnungen der Signale der BOLT Airgun (links) zeigen in den tieferen Frequenzen stärkere Amplituden als die des Arrays. Deutlich unterscheiden sich diese Spektren von denen der beiden "Lippmann"-Geophone darunter (Abb. 4.5 b und c). Die starken Amplituden sind dort im wesentlichen auf den Frequenzbereich bis ca. 20 Hz für die BOLT Airgun und ca. 30 Hz für das Airgun-Array konzentriert. Maxima sind in allen vier Spektren bei ca. 6 und 13 Hz zu sehen.

Für die Berechnung der Amplitudenverteilung in den Spektren der Abbildung 4.6 wurde ein Fensterlänge von 2,5 s verwendet. Wie der Abbildung 4.4 zu entnehmen ist, befinden sich auch die Einsätze der Scherwellen (Sg-Phase) in diesem Fenster. Insgesamt weisen die Spektren eine größere Ähnlichkeit auf. Alle zeigen ein Maximum der Amplituden bei ca. 6 Hz. Aber auch hier wird der systematische Unterschied zwischen der Geophonkette (Abb. 4.6 a) und den "Lippmann"-Geophonen (Abb. 4.6 b und c) deutlich. Die Aufzeichnungen der Ketten haben einen breiteren Frequenzinhalt als die der "Lippmann"-Geophone. Die Spektren der letztgenannten Empfänger sind, unabhängig von der verwendeten Quelle, durch das Maximum bei ca. 6 Hz geprägt und weisen nur stärkere Amplituden bis ca. 15 Hz auf.

Amplitudenspektrum

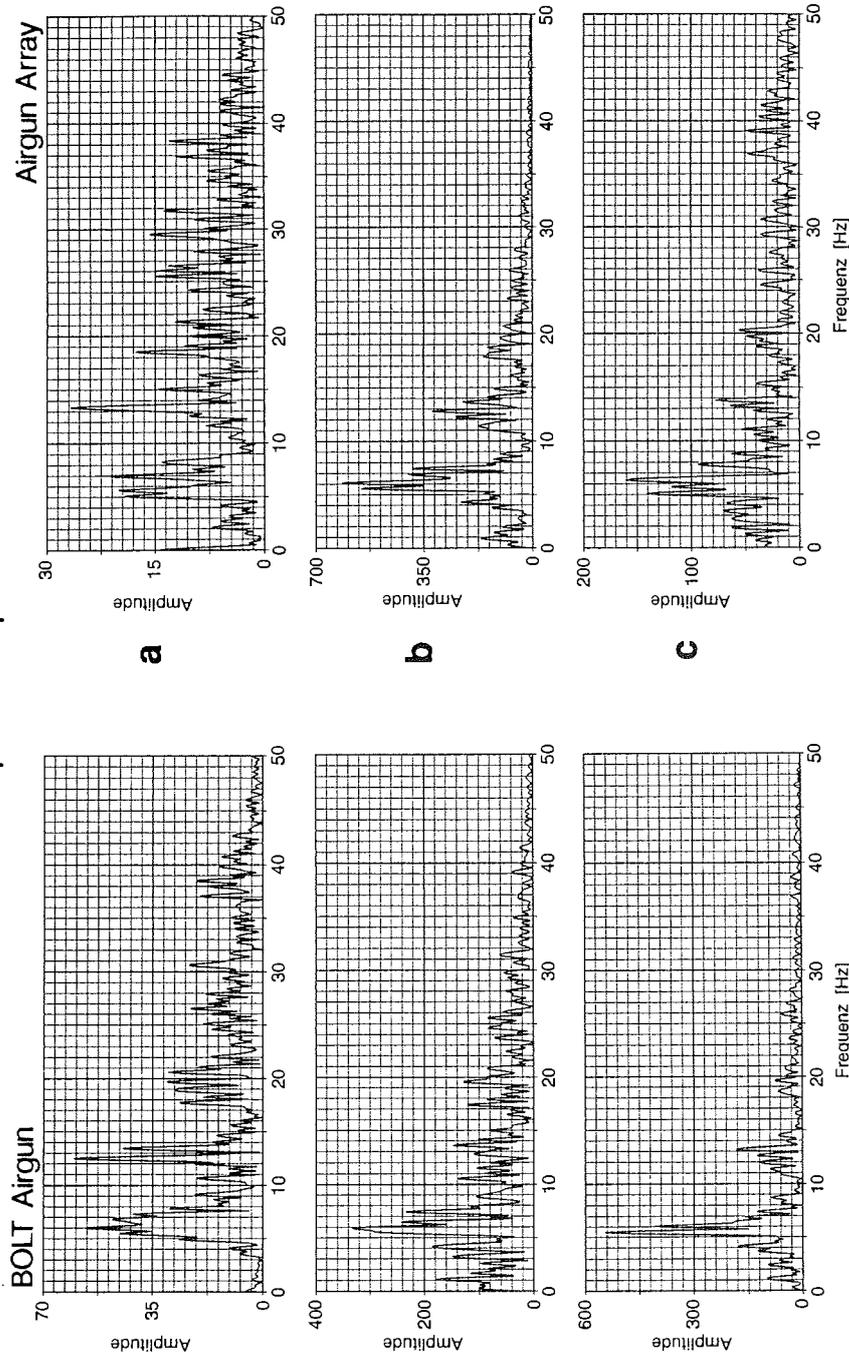


Abb. 4.6 Amplitudenspektren der 6 Quelle-Empfänger-Konstellationen, berechnet mit einer Fensterlänge von 2,5 s.
a: 4,5 Hz Vertikalgeophonkeite; b: 2 Hz "Lippmann"-Horizontolgeophon; c: 1 Hz "Lippmann"-Vertikalgeophon.

Unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Skalierung der Ordinate der Spektren ist in beiden Abbildungen (4.5 und 4.6) auch zu erkennen, daß die Signale der BOLT Airgun im allgemeinen mindestens doppelt so große Amplituden aufweisen wie die des Airgun-Arrays.

Die Amplitudenspektren zeigen, welche Frequenzen innerhalb des Fensters in dem Signal vorhanden sind. Aus den Spektren ist aber nicht zu ersehen, ob es sich um Nutz- oder um Störfrequenzen handelt.

Um die optimalen Grenzen eines Bandpaß-Filters zu bestimmen, wurden an einem Sektionsausschnitt Tests durchgeführt. Die Abbildung 4.7 zeigt die Ergebnisse der Tests für die beiden Quellen, im oberen Teil für die BOLT Airgun und im unteren für das Airgun-Array. Als Aufnehmer diente jeweils die Geophonkette. Die Eckfrequenzen der verwendeten, schmalbandigen Filter sind jeweils über der Sektion angegeben. Die ungefilterten Daten sind in dem ersten Ausschnitt, die mit dem subjektiv besten Filter bearbeiteten Daten im letzten Ausschnitt dargestellt. Die Tests zeigen, daß die Nutzfrequenzen primär im Bereich zwischen 4 und 12 Hz zu finden sind.

• **Amplitudenskalierung**

Um die Amplituden späterer Einsätze zu verstärken, ist vor dem Zeichnen der Sektionen eine automatische Amplitudenskalierung (AGC) durchgeführt worden. In Tests haben sich dabei Fensterlängen von 1300 bis 1600 ms als günstig erwiesen.

Bei schlechtem Nutz-/Störsignal-Verhältnis führt die Amplitudenskalierung allerdings zu einer starken Schwärzung der Seismogramm-Montagen. Aus diesem Grunde ist bei den Abbildungen der seismischen Sektionen in Kapitel 5, speziell bei den Profilen mit engem Schußpunktastand, häufig auf eine automatische Amplitudenskalierung verzichtet worden.

Im folgenden werden einige Anwendungen beschrieben, die nur an ausgewählten Profilen vorgenommen wurden und nicht in dem Ablaufdiagramm der Abbildung 4.1 enthalten sind.

• **Stapeln**

Um das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal zu verbessern, wurden für manche Profile die Kanäle einer Station gestapelt. Zuvor mußte allerdings sichergestellt werden, daß zwischen den Kanälen keine Phasenverschiebung bestand. Die stationsnahen Kanäle konnten anschließend direkt gestapelt werden, da ihre Geophone die gleiche Entfernung zur Quelle hatten und die Signale folglich auch gleichzeitig dort ankamen.

Um auch die Kanäle mit Längsauslagen berücksichtigen zu können, mußten die Kanäle nach ihrer Entfernung zur Quelle umsortiert werden. Addiert wurden anschließend die Daten von Spuren, die innerhalb eines 100 m breiten Fensters

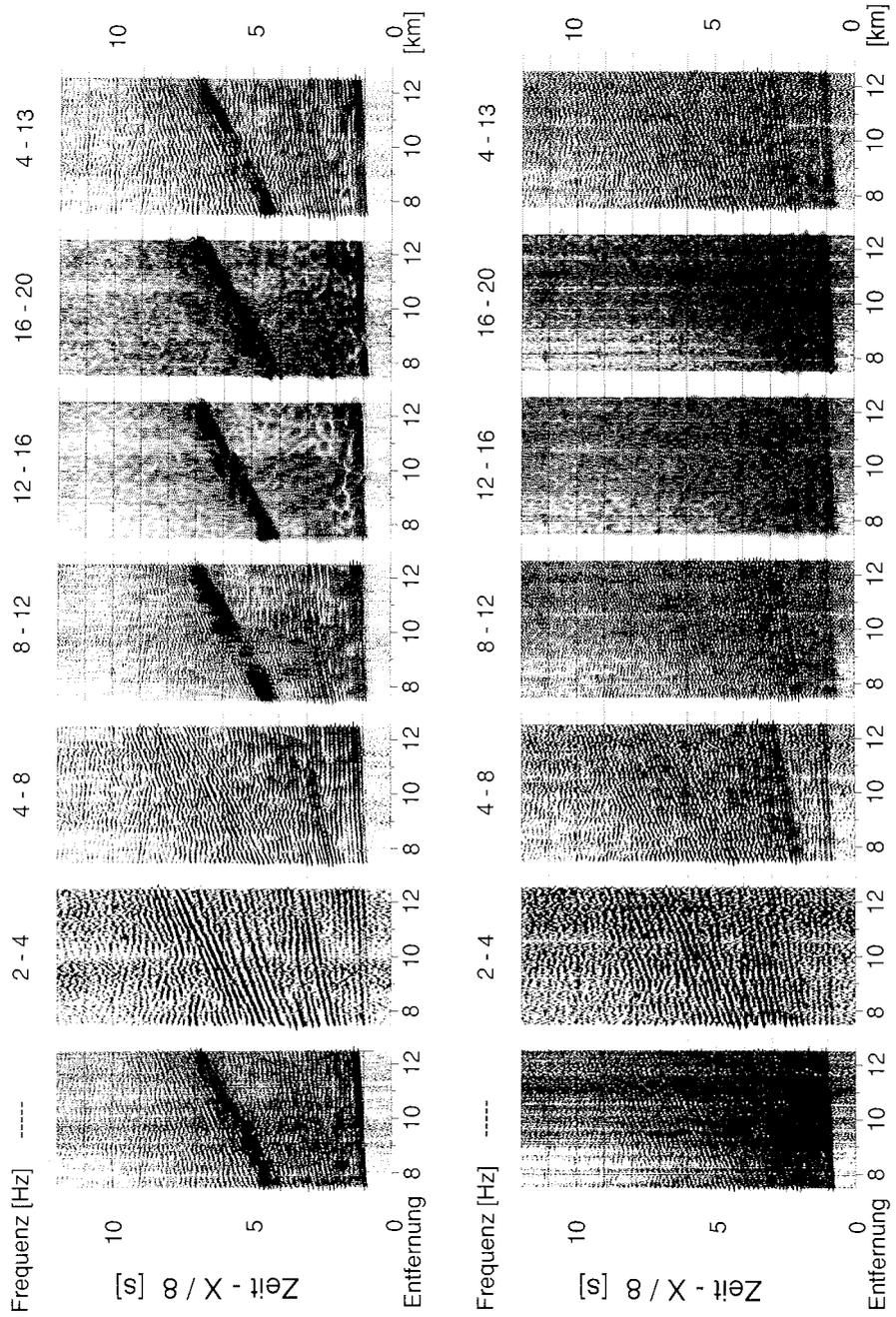


Abb. 4.7 Filtertest für die BOLT Airgun (oben) und das Airgun Array (unten) als Quelle und die Geophonkette als Empfänger.

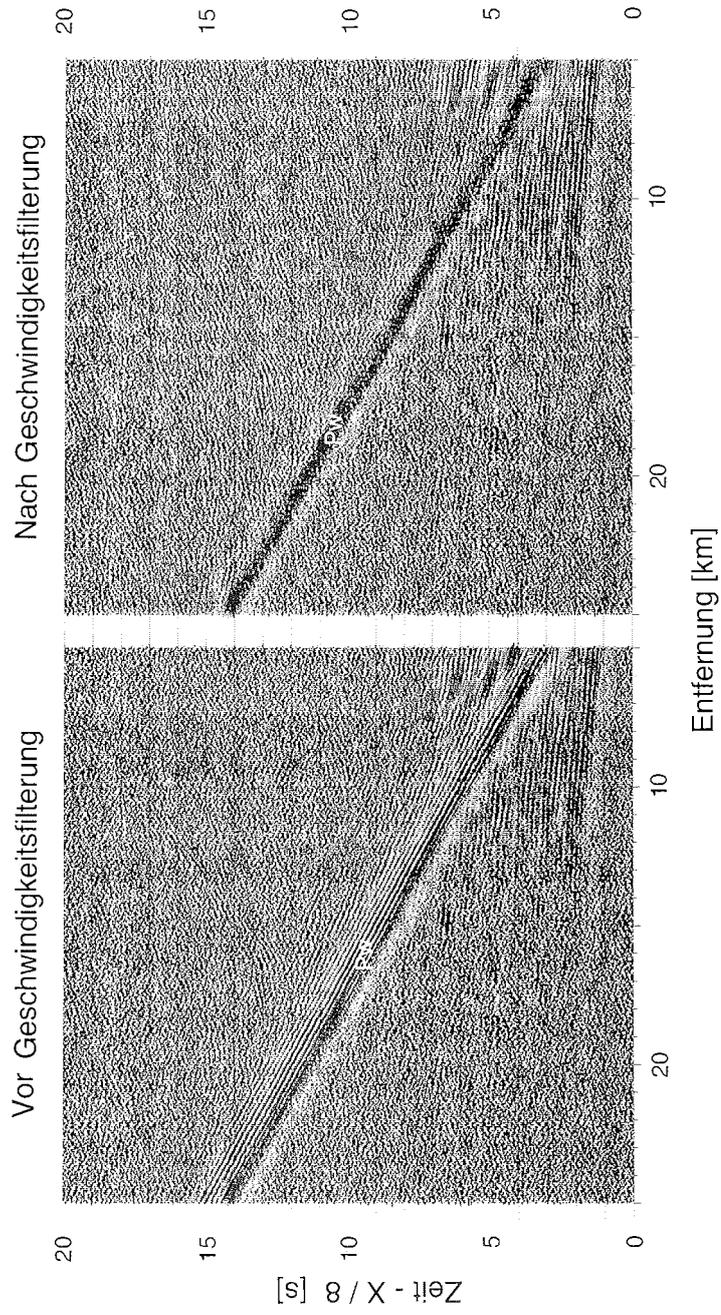


Abb. 4.8 Unterdrückung der Einsätze der Wasserwelle durch Anwendung einer Geschwindigkeitsfilterung.

lagen. Diese Art der Stapelung brachte gegenüber der konventionellen Stapelung subjektiv keine Verbesserung. Ein Grund dafür kann in der unterschiedlichen Signalform der Kanäle liegen, die mit verschiedenen Geophonen aufgezeichnet wurden.

• Geschwindigkeits-Filterung

Auf einigen Profilen überlagert die Wasserwelle mit sehr starken Amplituden die Signale der refraktierten und reflektierten Wellen. Um die Einsätze der Wasserwelle zu eliminieren, ist eine Geschwindigkeitsfilterung durchgeführt worden. Das DISCO™ Modul, das für diese Bearbeitung zur Verfügung steht, arbeitet spur- und nicht entfernungsabhängig. Aus dem vom Anwender eingegebenen zeitlichen Versatz zwischen den Spuren wird vom Programm eine Geschwindigkeit ausgerechnet, die im f - k -Bereich herausgefiltert wird.

Bei den refraktionsseismischen Daten liegt kein äquidistanter Spurabstand vor. Daher ist auch der zeitliche Versatz der Wasserwelle nicht für alle Spuren gleich. Um dennoch eine Geschwindigkeitsfilterung durchführen zu können, wurden die Daten in beschriebener Weise umsortiert und gestapelt. Als Fensterbreite wurde der mittlere Schußpunktabstand gewählt.

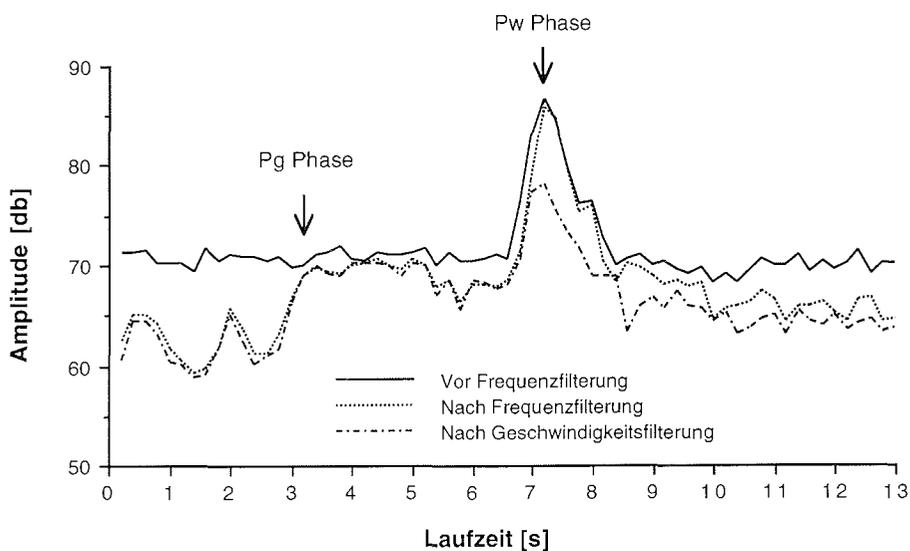


Abb. 4.9 Amplitudenspektrum eines Sektionsausschnitts vor und nach einer Frequenz- sowie nach einer Geschwindigkeitsfilterung.

Die Abbildung 4.8 zeigt einen Sektionsausschnitt vor (links) und nach der Geschwindigkeitsfilterung. Deutlich zu sehen ist, daß die Wasserwelle durch das Verfahren zwar abgeschwächt, aber nicht völlig herausgefiltert worden ist. Die Ursache liegt vermutlich darin, daß das verwendete Programm (COHERE) nur eine Fensterbreite von maximal 63 Spuren zuläßt.

Untersuchungen der Signalamplituden vor und nach der Geschwindigkeitsfilterung (Abb. 4.9) ergaben eine Abschwächung der Wasserwelle um bis zu 8 db. Sehr eindrücklich ist in diesem Diagramm auch der Einfluß der Frequenzfilterung auf die Signalamplituden zu sehen.

Mittels einer Geschwindigkeitsfilterung im $f-k$ -Bereich wurde auch versucht, Einsätze späterer Phasen (z. B. PmP-Phase), die eine andere (Schein-) Geschwindigkeit als der Ersteinsatz (Pg-Phase) haben, zu verstärken. Auf Grund der teilweise geringen Datenqualität führte das Verfahren dazu, daß diverse kohärente Signale im angegebenen Geschwindigkeitsbereich verstärkt wurden, was eine Identifikation der gesuchten Einsätze nicht erleichterte.

4.2 Auswertung

Die Abbildung 4.10 zeigt die Laufwege von Strahlen durch ein Modell und die daraus resultierenden Laufzeitkurven, die in unterschiedliche Äste unterteilt werden. Zur Vereinfachung ist auch bei dieser Abbildung von jeweils konstanten Schichtgeschwindigkeiten und deren Zunahme mit der Tiefe ausgegangen worden. Bei der Auswertung refraktionsseismischer Daten wird der umgekehrte Weg von den Laufzeitkurven zum Modell gegangen.

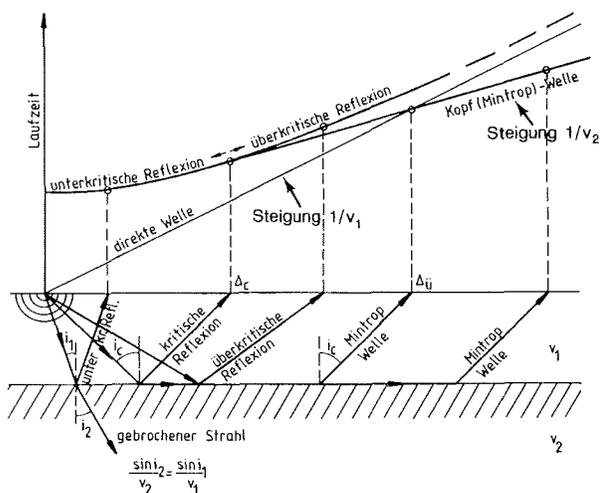


Abb. 4.10 Laufweg- und Laufzeitkurven-Schema für den horizontalen 2 Schichten Fall (nach GEBRANDE & MILLER, 1985).

Grundlage der Auswertung bilden die nach der Datenbearbeitung vorliegenden Seismogramm-Montagen. In diesen werden die Einsatzzeiten der kohärenten Signale bestimmt. Diese müssen anschließend den einzelnen Laufzeitästen bzw. Phasen zugeordnet werden. Die Zuordnung der Einsätze zu Laufzeitästen ist

ausschlaggebend für das Startmodell und muß mit der entsprechenden Sorgfalt vorgenommen werden. Eine falsche Zuordnung bewirkt beispielsweise eine falsche Anzahl von Schichten.

Wie aus der Abbildung 4.10 zu sehen ist, hat die Laufzeitkurve der refraktierten Welle die Steigung der reziproken Schichtgeschwindigkeit des unteren Mediums. Entsprechend können aus den beobachteten Laufzeitkurven der refraktierten Wellen die Geschwindigkeiten im Untergrund bestimmt werden. Dabei muß allerdings berücksichtigt werden, daß es sich um sogenannte Scheingeschwindigkeiten handelt, da Effekte von Schichtneigungen noch nicht berücksichtigt sind. Die "wahren" Geschwindigkeiten können nur bestimmt werden, wenn Informationen von Schuß und Gegenschuß vorliegen, die den gleichen Untergrundbereich abdecken. Für detaillierte Grundlagen der Auswertung refraktionsseismischer Daten und die Bestimmung von Geschwindigkeiten sei auf MEISSNER & STEGENA (1977) und BENDER (1985) verwiesen.

Verschiedene, im vorliegenden Fall eindimensionale, Inversionsverfahren liefern ein Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das als Startmodell für die weitere Auswertung dient. Für die Inversion verwendet wurden die Intercept- und die Knickpunktmethod sowie ein Verfahren von MOONEY (1973), das die besten Startmodelle lieferte.

Bei der weiteren Auswertung werden an einem Rechner mit Hilfe eines Raytracing-Programms die seismischen Messungen simuliert, d.h. es werden die Laufwege von Strahlen durch das Modell und die entsprechenden Laufzeiten berechnet. Das Modell wird so lange (geologisch sinnvoll) modifiziert, bis die berechneten Laufzeiten optimal an die gemessenen angepaßt sind. Ein so erhaltenes Untergrundmodell kann die gemessenen Seismogramme erklären, muß aber nicht zutreffend sein. Ohne einschränkende Randbedingungen sind Mehrdeutigkeiten möglich.

4.2.1 Laufzeitkurven

Mit dem Begriff Laufzeitkurve werden die über der Entfernung zwischen Quelle und Empfänger aufgetragenen Laufzeiten der seismischen Signale bezeichnet. Laufzeit wird die Zeit genannt, die das seismische Signal benötigt, um von der Quelle zum Empfänger zu gelangen.

Die Laufzeiten der Signale wurden in den Seismogramm-Montagen bestimmt. Durch die Betrachtung der Montagen und nicht der einzelnen Seismogramme besteht die Möglichkeit, Einsätze benachbarter Spuren zu korrelieren. Ohne eine Korrelation wäre, speziell für spätere Einsätze oder bei schlechter Datenqualität, das Anreißern der Laufzeitkurven oft nicht möglich.

Es wurde angestrebt, die Laufzeiten der Signale im Abstand von 1 km auf der Entfernungsachse in den Seismogramm-Montagen zu bestimmen, was auf Grund der unterschiedlichen Datenqualität nicht immer möglich war. Abgelesen wurde jeweils die Laufzeit des Nulldurchgangs zur positiven Amplitude, die in den Seismogrammen geschwärzt dargestellt ist.

Speziell beim Anreißen späterer Phasen, wie kohärente Einsätze auch genannt werden, war es oft hilfreich oder sogar notwendig, die seismische Sektion von der Seite zu betrachten. Dieser "seismische Blick" erleichtert die Korrelation der Einsätze.

Das Anreißen des Ersteinsatzes konnte im allgemeinen ohne Probleme vorgenommen werden. Der Fehler bei der Bestimmung der Laufzeiten wird auf maximal ± 25 ms geschätzt. Für spätere Einsätze wird der Ablesefehler auf ± 50 ms geschätzt. Bei dieser Fehlerabschätzung wird vorausgesetzt, daß die richtige Phase des Einsatzes erkannt wurde.

Neben diesen Fehlern beeinflussen auch gerätespezifische Faktoren die Laufzeitkurve, wie eine Untersuchung von vier seismischen Registrierapparaturen ergab, die vom Geo-Forschungs-Zentrum (GFZ) durchgeführt wurde (BAUMBACH & GROSSER, 1993). Im Test befanden sich zwei RefTek Apparaturen (72A-06 und 72A-07) sowie eine PDAS und eine MARS 88 Apparatur. Bei einem Hammerschlagseismik-Experiment wurden die Einsätze mit einer MARS 88 Apparatur, die auf das DCF-Zeitzeichen synchronisierte, ca. 50 ms früher registriert als mit einer RefTek 72A-07 Apparatur, die mit dem GPS-Zeitzeichen arbeitete. Bei dem Experiment wurde ein seismisches Ereignis (der Aufschlag eines Steines) von identischen Geophonen aufgenommen, die dicht beieinander standen. Die Geophone waren an die Registrierstationen angeschlossen, die kontinuierlich aufzeichneten. Der festgestellte Zeitversatz resultiert vermutlich einerseits aus der Ablage der Zeitzeichen und andererseits aus der unterschiedlichen internen Verarbeitung der Zeitzeichen (BAUMBACH, persönliche Mitteilung). Möglich ist auch, daß die Geräte unterschiedlich schnell ansprechen.

Ferner wurden bei allen Geräten Akausalitäten festgestellt. Die sogenannten Alias-Filter (Tiefpaß-Filter zur Unterdrückung des Aliasing-Effekts) bewirkten Vorläufer, die ca. 50 ms vor dem eigentlichen Signal mit bis zu 30 % der Amplitude des Testsignals einsetzten. Bei realen Daten können diese Vorläufer zu Fehlern bei der Bestimmung der Laufzeiten von Einsätzen führen.

Ergebnisse von detaillierten Untersuchungen der im Scoresby Sund verwendeten Geräte liegen nicht vor. Die Tests des GFZ lassen aber vermuten, daß auch bei diesen Geräten mit Effekten der internen Verarbeitung des Zeitzeichens und der eingebauten Alias-Filter zu rechnen ist. Überprüft wurde während der Expedition die Übereinstimmung der beiden verwendeten Zeitzeichen. Die Registrierung des DCF-Zeitzeichens auf einem seismischen Kanal einer RefTek Apparatur ergab eine Ablage von 16 ms zwischen dem OMEGA und dem DCF-Zeitzeichen.

Unter weiterer Berücksichtigung der Effekte der bei der Bearbeitung der Seismogramme verwendeten Bandpaß-Filter des Programmpaketes DISCO™, muß davon ausgegangen werden, daß die angerissenen Laufzeitkurven insgesamt mit einem Fehler von 40 bis 80 ms behaftet sind.

4.2.2 Geschwindigkeiten

Bei der Modellierung und Interpretation der Daten wurde davon ausgegangen, daß die seismischen Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten keine lateralen Änderungen aufweisen. Da es sich im Untersuchungsgebiet um ein Sedimentbecken handelt, das lokal unter quasi identischen Ablagerungs- und Kompaktionsbedingungen entstanden ist, ist diese Annahme für die oberen Schichten geologisch gerechtfertigt.

Bei Geschwindigkeiten, die aus den Steigungen der Ersteinsätze von einer einzelnen Station ermittelt werden, handelt es sich um sogenannte Scheingeschwindigkeiten, da eventuelle Neigungen im Untergrund nicht erkannt werden und die Ergebnisse verfälschen können. "Wahre" Geschwindigkeiten können nur bestimmt werden, wenn Informationen von Stationen an beiden Profildenden vorhanden sind (klassisch: Schuß und Gegenschuß), die den gleichen Bereich im Untergrund abdecken.

Für jedes ausgewertete Profil und jede Station sind aus den Steigungen der Ersteinsätze die Scheingeschwindigkeiten ermittelt worden. Anschließend wurde über alle Geschwindigkeiten, die einer bestimmten Schicht zugeordnet worden sind, gemittelt. So ließen sich aus den Steigungen der Ersteinsätze für drei Schichten Geschwindigkeiten ableiten, die mit einer groben Interpretation in Tabelle 4.1 aufgelistet sind. Eine geologische Zuordnung der Sedimentschichten findet im nächsten Kapitel statt.

Die Geschwindigkeit der obersten Sedimentschicht konnte mit Hilfe der refraktionsseismischen Messungen nicht bestimmt, sondern nur in ihrer Bandbreite eingegrenzt werden. Direkte Einsätze dieser Schicht, die nur eine geringe Mächtigkeit aufweist, konnten nicht als Ersteinsätze registriert werden, da die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger mindestens 6 km betrug. Auf Grund der geringen Wassertiefe und des großen Tiefgangs der "Polarstern" war es nicht möglich, mit dem Forschungsschiff direkt vor der Küste von Jameson Land zu operieren. Angenommen wurde eine v_p -Geschwindigkeit von 3,5 km/s für die oberste Sedimentschicht. Diese deckt sich gut mit der aus der Stapelgeschwindigkeit der reflexionsseismischen Messungen auf Jameson Land ermittelten Intervallgeschwindigkeit für diese Schicht (H. C. LARSEN, T. DAHL-JENSEN, persönliche Mitteilung).

In den Einsätzen sind keine Indizien für einen Geschwindigkeitsgradienten zu sehen. Auch in den langen Profilen (90537 und 90539) kann keine Krümmung der Laufzeitkurve für die Ersteinsätze beobachtet werden. Aus rechen-technischen Gründen ist aber für alle Schichten eine leichte Zunahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe angenommen worden. Ein Geschwindigkeitsgradient ist notwendig, um Tauchwellen berechnen zu können.

Die v_p -Geschwindigkeiten für die Unterkruste und den oberen Mantel konnten nur in dem ca. 100 km langen Profil 90537 bestimmt werden. Aus den Pc- und Pn-Phasen (Einsätze der Tauchwellen aus der Unterkruste bzw. dem oberen Mantel) wurden Werte zwischen 6,9 und 7,1 km/s für die Unterkruste und zwischen 7,6 und 7,9 km/s für den oberen Mantel ermittelt. Bei diesen Werten

muß allerdings berücksichtigt werden, daß es sich um Scheingeschwindigkeiten handelt. Die an beiden Stationen am nördlichen und südlichen Ende des Profils registrierten Signale decken nicht den gleichen Entfernungsbereich in der Unterkruste bzw. dem oberen Mantel ab. Bei der anschließenden Modellierung (Kapitel 5) wurde von einer v_p -Geschwindigkeit von 7,0 km/s für die Unterkruste und von 8,0 km/s für den oberen Mantel ausgegangen.

In vielen Seismogramm-Montagen sind starke Einsätze von unterkritischen Reflexionen an der Kruste-Mantel-Grenze zu sehen. Diese Einsätze deuten auf einen großen seismischen Impedanzkontrast zwischen den beiden Schichten hin. Ein Unterschied in der seismischen Impedanz, die definiert ist als Produkt zwischen seismischer Geschwindigkeit und Dichte, ist meist auch verbunden mit einer Geschwindigkeitsänderung.

Tab. 4.1 Die aus den Einsätzen von Tauchwellen abgeleiteten seismischen Geschwindigkeiten und ihre grobe Interpretation.

v_p -Geschwindigkeit [km/s]	Interpretation
3,5 *	Sediment
$4,4 \pm 0,1$	Sediment
$5,5 \pm 0,1$	Sediment
$6,1 \pm 0,1$	Kristalline Oberkruste
$7,0 \pm 0,2$	Unterkruste
$7,8 \pm 0,3$	Oberer Mantel

*: Bei diesem Wert handelt es sich um eine geschätzte Geschwindigkeit.

4.2.3 Das Programmpaket IRIS

Die Messungen im Scoresby Sund bildeten das erste große refraktionsseismische Projekt, das vom Alfred-Wegener-Institut durchgeführt wurde. Aus diesem Grunde waren noch keine ausreichenden Werkzeuge für die schnelle Auswertung großer Datenmengen vorhanden. Da die Refraktionsseismik in der Industrie eine untergeordnete Rolle spielt, existieren auch keine kommerziellen Auswerteprogramme für diese Daten. Folgerichtig wurde am Institut mit der Entwicklung und Implementation eines solchen Systems begonnen, das den Entwicklungsnamen IRIS (Interactive Refractionseismic Interpretation System) trägt.

IRIS ist ein interaktives Programmpaket zur Auswertung refraktionsseismischer Daten, das auf einer Fenster-Oberfläche (X-Window oder OpenWindows) unter dem Betriebssystem UNIX läuft. Das Programm ist menügesteuert und weitgehend selbsterklärend. Die Eingaben können im wesentlichen mit der Maus vorgenommen werden.

Das Konzept von IRIS sieht vor, daß sämtliche Arbeitsschritte bei der Auswertung refraktionsseismischer Daten vom Anreißen der Seismogramm-Montagen bis zur Modellierung mit diesem System durchgeführt werden können. In der letzten Ausbaustufe soll es über folgende Optionen verfügen:

- Darstellung der Seismogramm-Montagen.
- Bestimmung (Picken) der Einsatzzeiten am Bildschirm mit einer Maus.
- 1D-Inversion der angerissenen Laufzeitkurven.
- Manuelles Erstellen eines 2D-Modells (Geschwindigkeit - Tiefe) mit einer Maus.
- Automatisches Erstellen eines 2D-Startmodells (v-z) aus den 1D-Inversionen.
- Manuelles Ändern eines Modells am Bildschirm.
- Interaktives, kinematisches Raytracing (Strahlenmethode).
- Automatisches, kinematisches Raytracing mit Modell-Optimierung.
- Dynamisches Raytracing.
- Reflektivitätsmethode.

- Erzeugung von Postscript Dateien.
- Schnittstelle zu kartenerzeugendem Programm Zycor.
- Anschluß an Datenbank.

Realisiert wurden von dem Gesamtkonzept bisher die Implementierung der graphischen Oberfläche mit Menü-Steuerung, die vollständig interaktive Modelleingabe am Bildschirm mit einer Maus und ein kinematisches Raytracing. Dabei ist besonderer Wert auf die Bedienungsfreundlichkeit und Datensicherheit gelegt worden.

Zur Bedienungsfreundlichkeit gehört, daß das Programm weitgehend selbsterklärend ist. Kurze Hinweise in einem Mitteilungsfenster führen den Anwender durch das Programm und erläutern erwartete Eingaben, die überprüft und gegebenenfalls korrigiert werden. Ist die Korrektur einer fehlerhaften Eingabe nicht möglich, wird eine qualifizierte Fehlermeldung ausgegeben. Für detaillierte Betrachtungen eines kleineren Bildschirm-Bereiches, was vor allem bei der Erstellung und Änderung des Modells wichtig ist, existiert eine Zoom-Funktion.

Für die Erstellung der graphischen Oberfläche wurden, nach Absprache, Graphik-Primitive der Firma CogniSeis verwendet. Die graphische Oberfläche ist an die Oberfläche des Geschwindigkeitsanalyse-Programms IVIS (Interactive Velocity Interpretation System), das ebenfalls von der Firma CogniSeis stammt und am Institut vorhanden ist, angepaßt worden. So wird der Einstieg in die Arbeit mit dem Programm und der Wechsel zwischen den Programmen erleichtert.

Der Algorithmus für den Raytracing-Programmteil stammt von Cerveny (CERVENY et al., 1977) und wurde in der Fassung von LUETGERT (1988) dem

Programm RAY86 entnommen. Entsprechend ist auch die Modelleingabe an die Erfordernisse dieses Programms angepaßt worden.

Die Eingabe eines Modells erfolgt in zwei Schritten durch die Definition von Schichtgrenzen und anschließend von Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten.

Zulässig sind maximal 25 Schichtgrenzen, die sich jeweils vom linken bis zum rechten Modellende erstrecken müssen. Um auskeilende Schichten zu simulieren, ist es zulässig, daß Schichtgrenzen zusammenfallen. Sie dürfen sich aber nicht überschneiden. Die Definition der Schichtgrenzen erfolgt mit der Maus an jeweils bis zu 85 Stützstellen (Entfernung, Tiefe). Die Eingabe der Stützstellen wird dadurch erleichtert, daß am Cursor die Entfernungs- und Tiefenwerte der aktuellen Position angezeigt werden.

Die Definition der Geschwindigkeiten erfolgt entlang vertikaler Gitterlinien, die durch das gesamte Modell verlaufen. An diesen Linien werden die Geschwindigkeiten für jede Schicht bestimmt, und zwar jeweils an ihrer Ober- und der Unterkante. Bis zu 85 Gitterlinien sind zulässig. Zwischen diesen Gitterlinien werden die Geschwindigkeiten im Modell durch lineare Interpolation ermittelt. Bei der Eingabe der Geschwindigkeiten werden am Cursor die Werte der Geschwindigkeit und der Tiefe bzw. des entsprechenden Geschwindigkeitsgradienten angezeigt.

Jede Modelländerung wird automatisch in einer Datei abgespeichert, die mit Inkrementnummern von 01 bis 20 versehen wird. Diese Dateien können gegebenenfalls auch während des aktuellen Programmlaufes wieder eingeladen werden. Bei einem neuen Programmstart wird die zuletzt geänderte Modelldatei eingeladen. Gleichzeitig wird die Erstellung einer Sicherheitskopie dieser Datei angeboten, um ein Überschreiben zu verhindern. Denn nach Erreichen der Inkrementnummer 20 werden neue Modelldateien wieder mit der Inkrementnummer 01 beginnend weggeschrieben und alte Dateien überschrieben.

Der Raytracing-Programmteil verfügt nicht nur über den vollen Funktionsumfang des Programms RAY86 (LUETGERT, 1988), sondern auch über weitere Optionen, wie z. B. die Definition des Verhältnisses von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede einzelne Schicht und die Umrechnung von v_p - in v_s -Geschwindigkeiten zur Simulation von Scherwellen. Die Ein- und Ausgabedateien von IRIS sind kompatibel mit denen von RAY86, so daß ein problemloser Austausch dieser Dateien mit anderen Instituten gewährleistet ist.

Das Raytracing-Programm arbeitet nach der Strahlenweg-Methode. Bei dieser Methode wird das Wellenfeld in Elementarwellen entsprechend ihres Laufweges aufgespalten. Die Berechnung erfolgt unabhängig für jeden seismischen Strahl, d. h. für jeden Laufweg.

Die Laufzeit eines seismischen Strahls wird durch Integration der Eikonalgleichung entlang des Laufweges berechnet. Die Eikonalgleichung läßt sich aus der Variationsrechnung ermitteln und lautet:

$$(\nabla t)^2 = \frac{1}{v^2} \quad \text{mit: } v^2 = \begin{cases} \alpha^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho \\ \beta^2 = \mu/\rho \end{cases} \quad (4.1)$$

Dabei bezeichnen t die Laufzeit, λ und μ die Parameter von Lamé und ρ die Dichte. α gibt die Geschwindigkeit (v) der P- und β die der S-Wellen an.

Für die Laufzeit eines seismischen Strahls gilt:

$$t(s) = \int_s \frac{ds}{v(s)} \quad (4.2)$$

Dabei bedeutet s die Bogenlänge des Strahls.

Das Prinzip von Fermat besagt, daß in der Natur der Laufweg einer seismischen Welle stets so gewählt wird, daß die Laufzeit ein Minimum erreicht. Die Berücksichtigung des Prinzips von Fermat führt bei einer dreidimensionalen Geschwindigkeitsverteilung $v(x,y,z)$ im Modell zum sogenannte Raytracing-System, einem System von sechs gewöhnlichen Differentialgleichungen. Liegt, wie bei dem Programm RAY86, nur eine zweidimensionale Geschwindigkeitsverteilung $v(x,z)$ vor, vereinfacht sich dieses System zu:

$$\begin{aligned} \frac{dx(t)}{dt} &= v(x,z) \sin \vartheta \\ \frac{dz(t)}{dt} &= v(x,z) \cos \vartheta \\ \frac{d\vartheta(t)}{dt} &= \frac{\partial v}{\partial x} \cos \vartheta - \frac{\partial v}{\partial z} \sin \vartheta \end{aligned} \quad (4.3)$$

Dabei bezeichnet ϑ den Winkel des Strahls, gemessen von der Vertikalen, x die horizontale Entfernung von der Quelle und z die Tiefe.

Das Raytracing-System gilt streng genommen nur für die Hochfrequenzapproximation des Wellenfeldes. Für weitere Details der Strahlenweg-Methode sei auf CERVENY et al. (1977) verwiesen.

Die numerische Lösung der Differentialgleichungen erfolgt mit dem Runge-Kutta-Algorithmus (COLLATZ, 1981). Programmtechnisch werden für jeden Strahl in bis zu 600 Schleifendurchgängen Laufweg-Elemente und entsprechende Laufzeiten berechnet.

Das Programm RAY86, das dem Raytracing-Programmteil von IRIS zugrunde liegt, kann die Laufwege und -zeiten von steil- und weitwinkelreflektierten und von (refraktierten) Tauchwellen berechnen. Ferner können beliebige multiple Reflexionen berechnet werden. Das Programm ist aber nicht in der Lage, Kopfwellen zu berechnen. Für die Berechnung von Tauchwellen müssen in den

Schichten Geschwindigkeitsgradienten vorliegen. Bei auskeilenden Schichten muß darauf geachtet werden, daß in diesen Bereichen die Geschwindigkeiten an der Ober- und Unterkante der Schicht übereinstimmen, da der sonst daraus resultierende, unendlich große Geschwindigkeitsgradient zu numerischen Instabilitäten führen kann.

Bei allen Raytracing-Diagrammen, die in dieser Arbeit wiedergegeben werden, handelt es sich um Originalabbildungen des Programms IRIS. Eine Bedienungsanleitung des Programmpaketes ist im Anhang dieser Arbeit zu finden.

5 Interpretation

Bei dem kombinierten reflexions- refraktionsseismischen Experiment wurden insgesamt 14 Profile vermessen, bei denen die seismischen Signale von mindestens einer Landstation aufgezeichnet wurden, die in einer "in line spread"-Anordnung aufgestellt war (Abb. 3.6 und heraustrennbare Karte am Ende der Arbeit). Mit "in line spread"-Anordnung wird ein Aufbau bezeichnet, bei dem alle Quellen bzw. Quellokationen und Empfänger in einer Flucht aufgestellt sind und somit mit einer geraden Linie verbunden werden können.

Neben den Profilen aus dem Bereich des Hall Bredning wurden auch die Daten von sechs Stationen eines tiefenseismischen Profils, des Profils 90320, für die Interpretation herangezogen. Bei diesem rein refraktionsseismischen Profil waren fünf automatische Stationen auf Jameson Land aufgestellt (Abb. 5.42). Dies bietet die Möglichkeit, Aussagen über den Verlauf des Sedimentbeckens in östlicher Richtung zu machen und die refraktionsseismischen Messungen mit den auf Jameson Land aufgezeichneten reflexionsseismischen Daten zu verbinden.

In drei Unterkapiteln werden für jedes Profil die Seismogramm-Montagen vorgestellt und die Ergebnisse der Modellierung beschrieben. Dabei werden die Profile nicht in chronologischer Reihenfolge behandelt, sondern thematisch gruppiert. Den Anfang bilden die Ost-West-Profile, die quer zur Streichrichtung des Hall Bredning verlaufen. Mit diesen sollten in erster Linie die westliche Fortsetzung des Sedimentbeckens und die Lage der Nord-Süd-streichenden Hauptstörungszone untersucht werden. Die Nord-Süd-verlaufenden Profile (Kapitel 5.2) unterstützen diese Untersuchungen. Das tiefenseismische Profil wird in einem eigenen Unterkapitel (5.3) behandelt. Eine Diskussion und geologische Gesamtinterpretation aller Einzelergebnisse erfolgt im letzten Unterkapitel an Hand von Isolinienkarten.

Auf Grund der sehr unterschiedlichen Datenqualität konnte zur Erstellung der Seismogramm-Montagen keine einheitliche Bearbeitung der Daten vorgenommen werden. Daher werden die Bearbeitungsschritte bei der Beschreibung der seismischen Sektionen mit aufgeführt. Die Frequenzfilterung der Daten wird dabei nicht erwähnt, da dieser Bearbeitungsschritt für alle Seismogramme gleich war. Mit Ausnahme der langen Profile werden die einzelnen Seismogramme mit dem Wellenzug ("wiggles") und einer Schwärzung der positiven Amplituden ("variable area") dargestellt. Diese Darstellungsform hat sich für das Anreißen der Einsätze als optimal erwiesen. Sofern für die Abbildungen eine andere Darstellungsform gewählt wurde, ist dies ebenfalls bei der Beschreibung der Seismogramm-Montagen erwähnt.

Vor dem Anreißen der Laufzeitkurven wurden keine Korrekturen für die Wassertiefe und die Stationshöhe durchgeführt, da jede Korrektur mit Fehlern behaftet ist. Statt dessen wurden die Wasserschicht und die Stationshöhe mit in das Modell einbezogen. Dazu wurden die Informationen über den Verlauf des Meeresbodens den Montagen der reflexionsseismischen Daten und die Wasser-

tiefen den Navigationsdateien entnommen. Die Höhe der Landstationen über Meeresniveau ist beim Ausbringen oder Einholen der Geräte vom Höhenmesser der Helikopter abgelesen und in den Stationsprotokollen vermerkt worden.

Die Modellierung der Daten erfolgte unter der Annahme, daß die seismischen Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten keine lateralen Änderungen aufweisen. Diese sind in dem Sedimentbecken, das lokal unter quasi identischen Ablagerungs- und Kompaktionsbedingungen entstanden ist, auch nicht zu erwarten. Die einheitlichen Geschwindigkeiten ermöglichen es, alle Modelle im Bezug auf ihre Schichtmächtigkeiten und Tiefenlagen direkt miteinander zu vergleichen.

Auf vielen Seismogramm-Montagen sind die Einsätze von Scherwellen mit teilweise sehr großen Amplituden zu sehen, obwohl ausschließlich P-Wellen angeregt wurden. Die konvertierten S-Wellen entstehen durch Aufspaltung einer schräg einfallenden P-Welle an einer Schichtgrenze (AKI & RICHARDS, 1980). Die starken Amplituden der S-Wellen deuten auf einen hohen Geschwindigkeitskontrast hin (SPUDICH & ORCUTT, 1980). Reflexionsseismische und geologische Untersuchungen ergaben, daß im Hall Bredning eine sehr dünne, kiesreiche rezente Sedimentschicht (MARIENFELD, 1991) den durch Eisauflast verfestigten mesozoischen Sedimenten aufliegt. Die Mächtigkeit dieser rezenten Schicht beträgt, mit Ausnahme weniger Sedimenttaschen im Westen, weniger als 12 m (UENZELMANN-NEBEN, 1993).

Tab. 5.1 Phasenbezeichnungen der Einsätze der seismischen Signale und deren Bedeutung.

Phase	Bedeutung
Pg:	Einsätze der direkt gelaufenen P-Welle (Tauchwelle) aus den Sedimenten und der kristallinen Oberkruste (Ersteinsatz);
Sg:	Einsätze der direkt gelaufenen S-Welle aus den Sedimenten und der kristallinen Oberkruste;
PcP:	Einsätze der an der Unterkruste reflektierten P-Welle;
ScS:	Einsätze der an der Unterkruste reflektierten S-Welle;
Pc:	Einsätze der direkt gelaufenen P-Welle aus der Unterkruste;
PmP:	Einsätze der an der Kruste-Mantel-Grenze (Mohorovicic-Diskontinuität, kurz: Moho) reflektierten P-Welle;
PmS:	Einsätze der an der Kruste-Mantel-Grenze reflektierten und in eine S-Welle konvertierten einfallenden P-Welle;
SmS:	Einsätze der an der Kruste-Mantel-Grenze reflektierten S-Welle;
Pn:	Einsätze der direkt gelaufenen P-Welle aus dem oberen Mantel;
Sn:	Einsätze der direkt gelaufenen S-Welle aus dem oberen Mantel;
Pw:	Einsätze der Wasserwelle;
Pa:	Einsätze des Luftschalls.

Die Interpretation der Daten beruht primär auf der Untersuchung der Einsätze der P-Wellen. Scherwellen wurden nur in zwei Profilen angerissen und ausgewertet, um das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit zu bestimmen.

Bei der Beschreibung der seismischen Sektionen und der Raytracing-Diagramme werden im wesentlichen die in der Krustenseismik gebräuchlichen Bezeichnungen für die Einsätze der seismischen Signale verwendet. Manche dieser Bezeichnungen sind allerdings nicht eindeutig definiert, andere werden auch in der Seismologie verwendet, dort aber mit einer unterschiedlichen Bedeutung, und für einige Einsätze gibt es keine Phasenbezeichnung. Die Tabelle 5.1 listet auf, wie die Phasen in dieser Arbeit definiert sind.

5.1 Ost-West-Profile

Die zehn im folgenden beschriebenen Profile verlaufen in grober Näherung quer zur Streichrichtung des Hall Bredning. Nur wenige dieser Profile weisen dabei eine reine Ost-West-Richtung auf. Ziel der Untersuchungen mit diesen Profilen war es, die westliche Ausdehnung des Sedimentbeckens und die im zentralen Bereich des Hall Bredning vermutete, Nord-Süd-streichende Hauptstörungszone zu kartieren. Die Beschreibung der Seismogramm-Montagen und deren Auswertung beginnt mit dem nördlichsten Profil und wird in südlicher Richtung fortgesetzt.

Bemerkenswert sind auf vielen dieser Profile Einsätze der an der Kruste-Mantel-Grenze unterkritisch reflektierten P-Welle, die besonders auf den Seismogramm-Montagen der Stationen auf Milne Land deutlich zu sehen sind. Diese Einsätze deuten auf einen starken seismischen Impedanzkontrast zwischen Unterkruste und oberem Mantel hin.

In einigen seismischen Sektionen sind auch Einsätze zu erkennen, die als PmS-Phase interpretiert werden. Diese Phase wird generell selten beobachtet (FLUEH, 1990), ist aber in Ost-Grönland aus einem ca. 150 km langen refraktionsseismischen Profil bekannt, das von der Mündung des Kong Oscar Fjordes in WSW-Richtung auf dem Liverpool Land Schelf verläuft (YE & ANSORGE, 1990). Dieses Profil wurde während der "Polarstern"-Expedition ARK V/3b im Sommer 1988 im Rahmen des Projekts GRÖKORT (GRÖnland-KOlbainsey Rücken Traverse) aufgezeichnet (HILLERMANN, 1990) und stand als Datensatz für einen CCSS (Commission on Controlled Source Seismology) Workshop zur Verfügung. Auch die PmS-Phase deutet auf einen starken Geschwindigkeitskontrast zwischen Unterkruste und oberem Mantel hin.

Die durchschnittliche Geschwindigkeit für das gesamte Schichtpaket über der Moho, die mit der x^2-t^2 -Methode aus den Einsätzen der PmP-Phase errechnet wurde, ist relativ hoch. Für die Stationen auf Milne Land und Entfernungen ab ca. 30 km beträgt sie ca. 6,4 ($\pm 0,3$) km/s. Für den stationsnahen Bereich wurden Geschwindigkeiten von ca. 9,0 ($\pm 0,6$) km/s ermittelt, die auf eine westwärts

gerichtete Neigung der Moho hindeuten. Für die Stationen auf Jameson Land liegt die Durchschnittsgeschwindigkeit bei ca. 6,1 ($\pm 0,3$) km/s.

5.1.1 Profil 90546

Das Profil 90546 hat eine Länge von ca. 39 km und erstreckt sich in SW-NO-Richtung. In seiner geradlinigen Verlängerung liegen die Stationen 502 auf Milne Land und 508 auf Jameson Land. Bei der Vermessung des Profils diente die BOLT Airgun als seismische Quelle.

Der Verlauf der Profile im Hall Bredning und die Lokationen der Stationen sind in dem Lageplan (Abb. 3.6) dargestellt, der auch in einer heraustrennbaren Karte am Ende der Arbeit abgebildet ist.

Die Abbildung 5.1 zeigt im oberen Teil die Daten der Stationen 502 nach Dekonvolution und automatischer Amplitudenskalierung (AGC). Die Seismogramm-Montage ist, wie auch alle übrigen in dieser Arbeit, in reduzierter Form dargestellt. Die Reduktionsgeschwindigkeit beträgt einheitlich 8 km/s. Die Datenlücken bei 17 und 35 km Entfernung sind durch einen Bandwechsel am Aufzeichnungsgerät bedingt.

Die Pg-Phase ist über die gesamte Profillänge gut zu sehen, während die Sg-Phase zwischen ca. 17 und 34 km Entfernung nicht zu erkennen ist. Die PmP-Phase ist im Bereich zwischen 5 und 25 km Entfernung relativ deutlich zu sehen und läßt sich, in einzelnen Abschnitten, über die gesamte Profillänge korrelieren. Die Einsätze der PcP-Phase sind sehr schwach und entsprechend undeutlich. Dennoch lassen sie sich, wiederum nur stückweise, über die gesamte Länge des Profils verfolgen. Die Einsätze der Wasserwelle (Pw-Phase) sind mit großer Amplitude bis ca. 23 km Entfernung zu sehen.

Die seismischen Daten der Station 508 auf Jameson Land (Abb. 5.1 unten) haben eine signifikant schlechtere Qualität als die der Station 502 auf Milne Land. Die Ursache für diesen Qualitätsunterschied wird in der Ankopplung der Aufnehmer an den Untergrund und nicht in den verschiedenen verwendeten Aufzeichnungsgeräten gesehen. Während die Geophone der PCM-Station auf Milne Land (502) auf anstehendem Kristallingestein aufgestellt waren, standen die der RefTek Station (508) auf den Sedimenten des Jameson Land Beckens. Ein Einfluß der Geophone scheidet aus, da für beide Seismogramm-Montagen die Aufzeichnungen von identischen Geophonketten verwendet wurden.

In der seismischen Sektion der Station 508, die die Daten nach Dekonvolution, Stapelung der beiden stationsnahen Kanäle und AGC zeigt, läßt sich lediglich die Pg-Phase gut anreißen. Die Sg-Phase kann nicht identifiziert werden. Einsätze der PcP-Phase sind nur in einem kurzen Bereich bei ca. 25 km Entfernung schwach zu erkennen. Die PmP-Phase läßt sich von 5 bis 33 km Entfernung korrelieren, wobei sie nur im Entfernungsbereich zwischen ca. 10 und 20 km gut zu sehen ist. Die Einsätze der Wasserwelle sind bis ca. 23 km Entfernung zu erkennen.

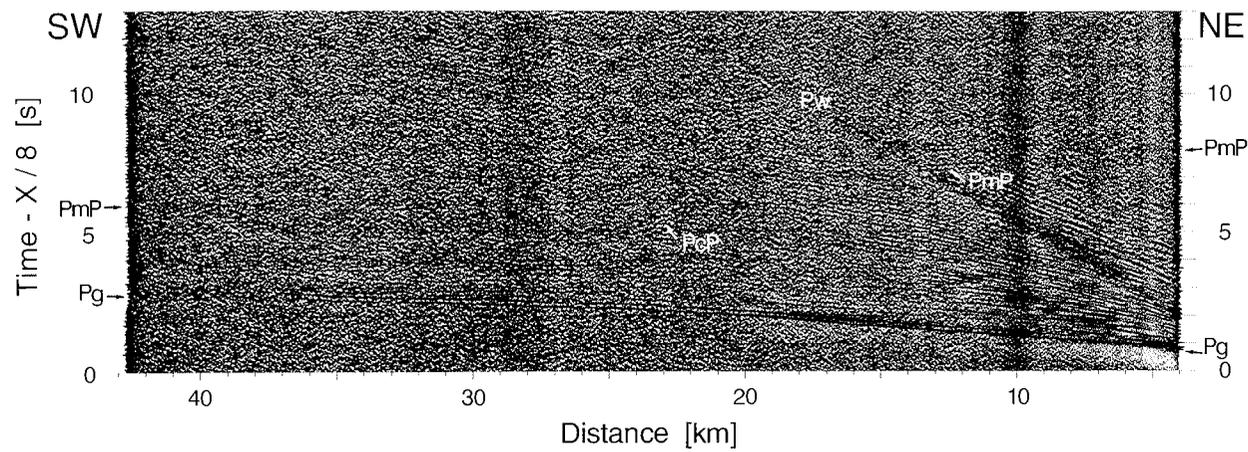
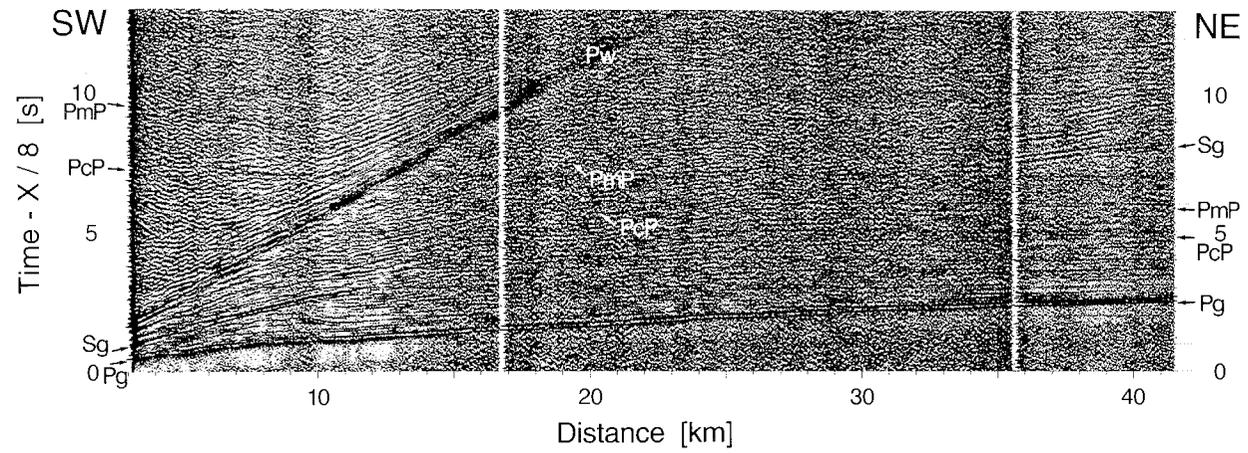


Abb. 5.1 Profil 90546: Seismogramm-Montagen der Stationen 502 (oben) und 508 (unten).

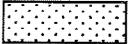
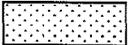
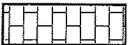
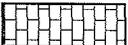
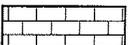
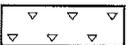
Die Abbildungen 5.2 und 5.3 zeigen die Ergebnisse der Modellierung der Daten mit dem Interpretationsprogramm IRIS. Im oberen Teil sind jeweils die Raytracing-Diagramme und im unteren das entsprechende Geschwindigkeits-Tiefen-Modell dargestellt. Die vertikalen Striche über dem Modell markieren die Lokationen, an denen Schnittpunkte mit anderen Profilen vorliegen. Die Nummern geben die Profilnummer des Querprofils an.

Wie bereits erwähnt (Kapitel 4.2.2), werden in den Modellen für das gesamte Meßgebiet keine lateralen Geschwindigkeitsänderungen angenommen. Aus diesem Grunde gilt die Legende zum unteren Teil der Abbildung 5.2 für alle in diesem Kapitel dargestellten Modelle. Sie ist auf dieser Seite und auch auf dem heraustrennbaren Blatt am Ende der Arbeit zu finden.

Der obere Teil der Raytracing-Diagramme zeigt die Anpassung der berechneten Laufzeitkurven, mit durchgezogenen Linien wiedergegeben, an die beobachteten Laufzeitkurven, deren einzelne Punkte abgebildet sind. Die Symbole in den durchgezogenen Laufzeitkurven markieren die Stellen, an denen die synthetischen Strahlen an der Oberfläche ankommen und die Laufzeiten berechnet wurden. Einsätze refraktierter Wellen werden mit einem "x", die reflektierter Wellen mit einem "+" bezeichnet. Die Quadrate markieren die beobachteten Laufzeitkurven der westlichen Station (502) und die Rauten die der Station auf Jameson Land im Osten (508). Die Höhe der Symbole beträgt ca. 150 ms.

Für die Berechnung der Laufwege und -zeiten der seismischen Strahlen wurden die Lokationen von Quelle und Empfänger vertauscht. Dadurch ist es für jeden betrachteten Wellentyp möglich, das gesamte Profil mit einem einzigen "Schuß" abzudecken. Diese Änderung hat keine Auswirkung auf die Laufzeiten, da die Laufwege seismischer Strahlen nach dem Fermat'schen Prinzip reversibel sind.

Der untere Teil des Raytracing-Diagramms zeigt die Schichtgrenzen des Modells und den Verlauf einiger seismischer Strahlen. An Hand dieser Abbildung ist auch ersichtlich, welche Teile des Modells durch Messungen bzw. deren Simulation, das Raytracing, belegt sind.

	v_p [km/s]	
	1,5	Wasser
	3,5	Sediment S3
	4,4	Sediment S2
	5,5	Sediment S1
	5,6 - 6,1	Kristalline Oberkruste (anstehendes Gestein)
	6,1 - 6,5	Kristalline Oberkruste
	7,0	Unterkruste
	8,0	Oberer Mantel

Legende zu den Abbildungen der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle.

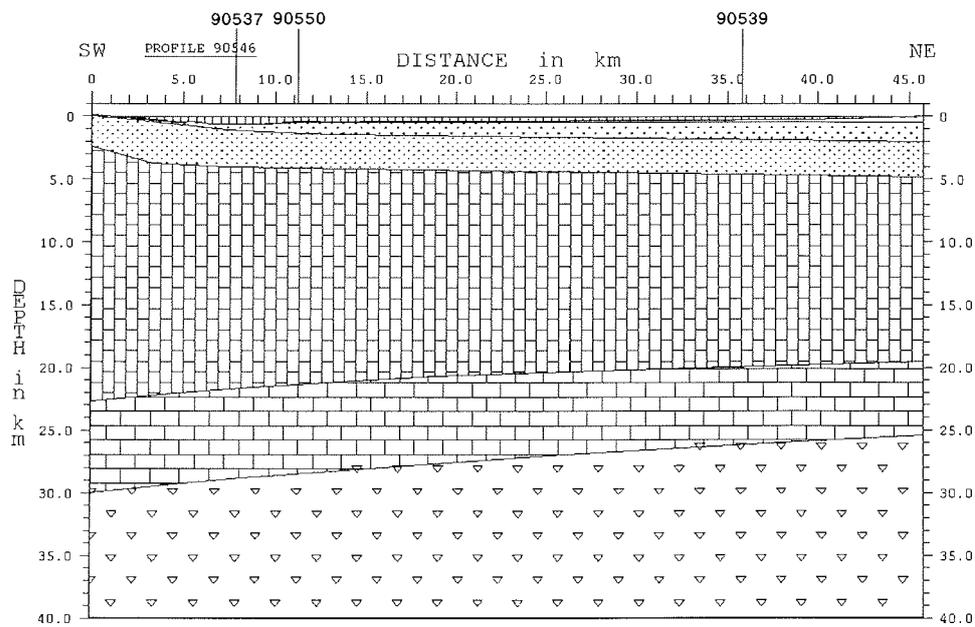
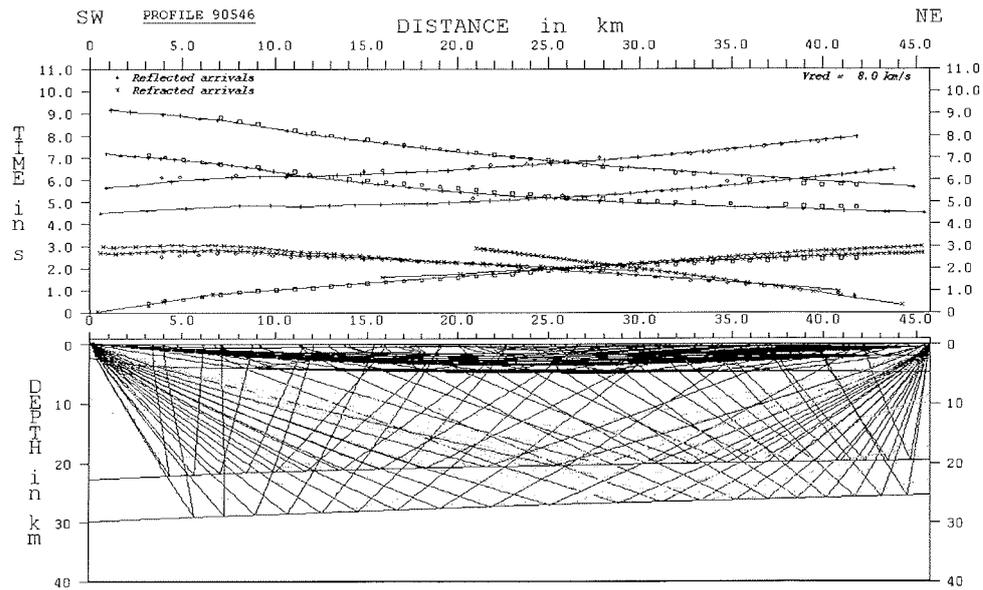


Abb. 5.2 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90546;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen;
unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

Die Abweichung der berechneten von den gemessenen Laufzeitkurven in der Abbildung ist, mit Ausnahme weniger Punkte, für die Pg-Phase kleiner als 100 ms und für die PcP- und PmP-Phasen kleiner als 150 ms.

Die Abbildungen 5.2 zeigen gleichzeitig die Grenzen des verwendeten Raytracing-Programms auf. Der Algorithmus von CERVENY et al. (1977) bzw. dessen Implementation von LUETGERT (1988), die dem Programm IRIS zugrunde liegt, läßt als refraktierte Strahlen nur die Strahlen von Tauchwellen, nicht aber die von Kopfwellen zu. Aus diesem Grunde ist die korrekte Modellierung der obersten ca. 3 km des westlichen Profilbereichs nicht möglich.

Die Stationen auf Milne Land waren auf anstehendem Kristallingestein und nicht auf Sedimentgestein aufgestellt. Eine stärkere Krümmung der Schichtgrenzen zwischen den untersten Sedimenten S1 (5,5 km/s) und dem kristallinen Grundgebirge (6,1 km/s) verursacht wegen des geringen Geschwindigkeitsgradienten in der kristallinen Oberkruste eine Schattenzone bis ca. 45 km Entfernung, da die Tauchwellen aus dieser Schicht nicht früher an die Oberfläche gelangen. Bereits die geringe Krümmung der Schichtgrenze zwischen den mittleren Sedimenten S2 (4,4 km/s) und den unteren Sedimenten S1 führt dazu, daß die Pg-Phase im Bereich zwischen 7 und 20 km Entfernung nicht durch synthetische Strahlen bzw. berechnete Laufzeiten belegt ist.

In der Abbildung 5.3 wird die Modellierung mit einem alternativen Modell vorgestellt, das der Geologie mehr entspricht. Im westlichen Teil ist eine ca. 3 km mächtige Schicht mit einer v_p -Geschwindigkeit von 5,6 km/s (oben) bis 6,1 km/s (unten) eingefügt worden, die das kristalline Gestein simuliert. Die Grenze zwischen dieser Schicht und der kristallinen Oberkruste ist keine geologische Grenze, sondern markiert die Änderung des Geschwindigkeitsgradienten, der in den obersten ca. 3 km deutlich größer ist als im übrigen Bereich des kristallinen Grundgebirges (MANDLER, 1991). Eine 10 m mächtige Deckschicht mit einer Geschwindigkeit von 5,5 km/s ermöglicht die Berechnung von refraktierten Strahlen (Tauchwellen) aus der eingefügten Schicht, deren Laufzeiten bis ca. 25 km Entfernung gut mit den gemessenen Werten für die Pg-Phase übereinstimmen. Allerdings entsteht auch hier eine Schattenzone zwischen ca. 7 und 21 km Entfernung. Der entscheidende Nachteil dieses Modells ist, daß die Tauchwellen aus der kristallinen Oberkruste nicht berechnet werden können, da der Geschwindigkeitsgradient in dieser Schicht zu gering ist. Folglich kann die Pg-Phase ab 25 km nicht belegt und somit die Grenze zwischen Sediment und kristallinem Grundgebirge von der westlichen Station aus nicht modelliert werden.

Auf die Anpassung der Einsätze der PcP- und PmP-Phasen von Station 502 im Westen sowie sämtlicher Phasen der Station 508 im Osten hat die Modelländerung keinen nennenswerten Einfluß. Dies rechtfertigt, daß für alle Profile mit Stationen auf Milne Land die Berechnungen mit der Modellvorstellung aus Abbildung 5.2 durchgeführt wurden – in dem Bewußtsein, daß damit die Geologie in den oberen Kilometern des westlichen Modellbereichs nicht richtig wiedergegeben wird.

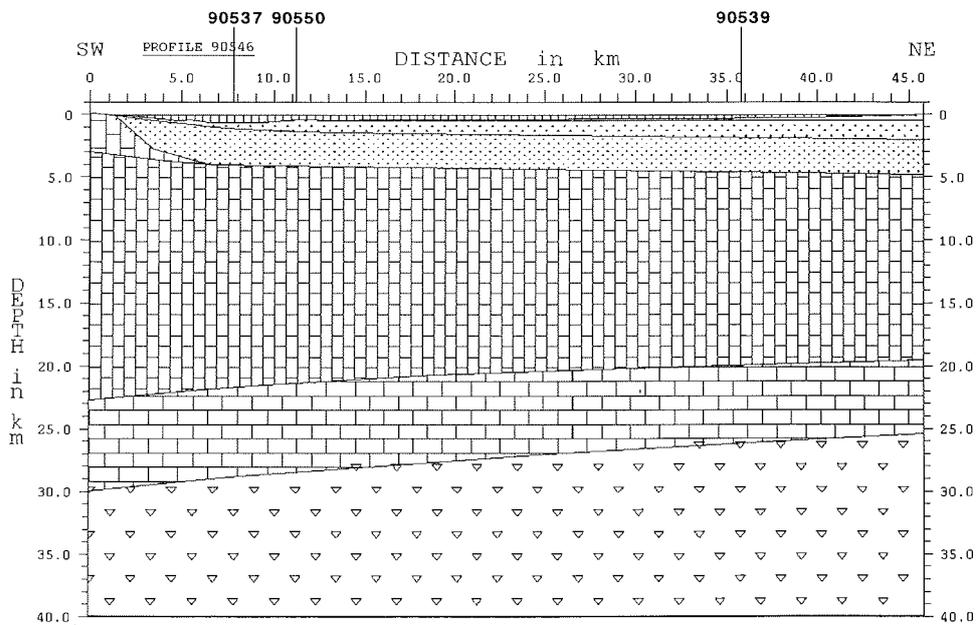
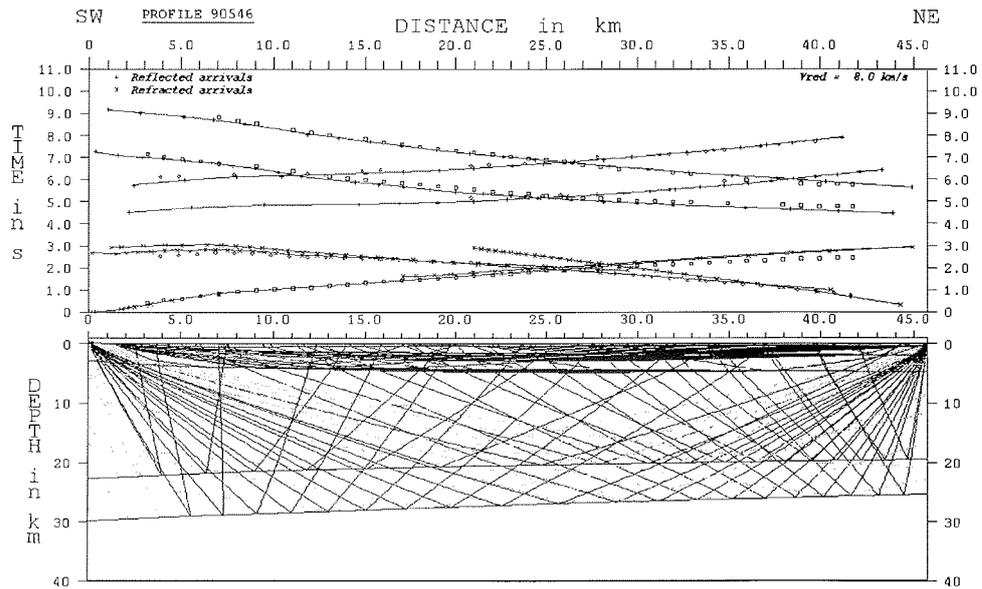


Abb. 5.3 Alternative Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90546;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen;
unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

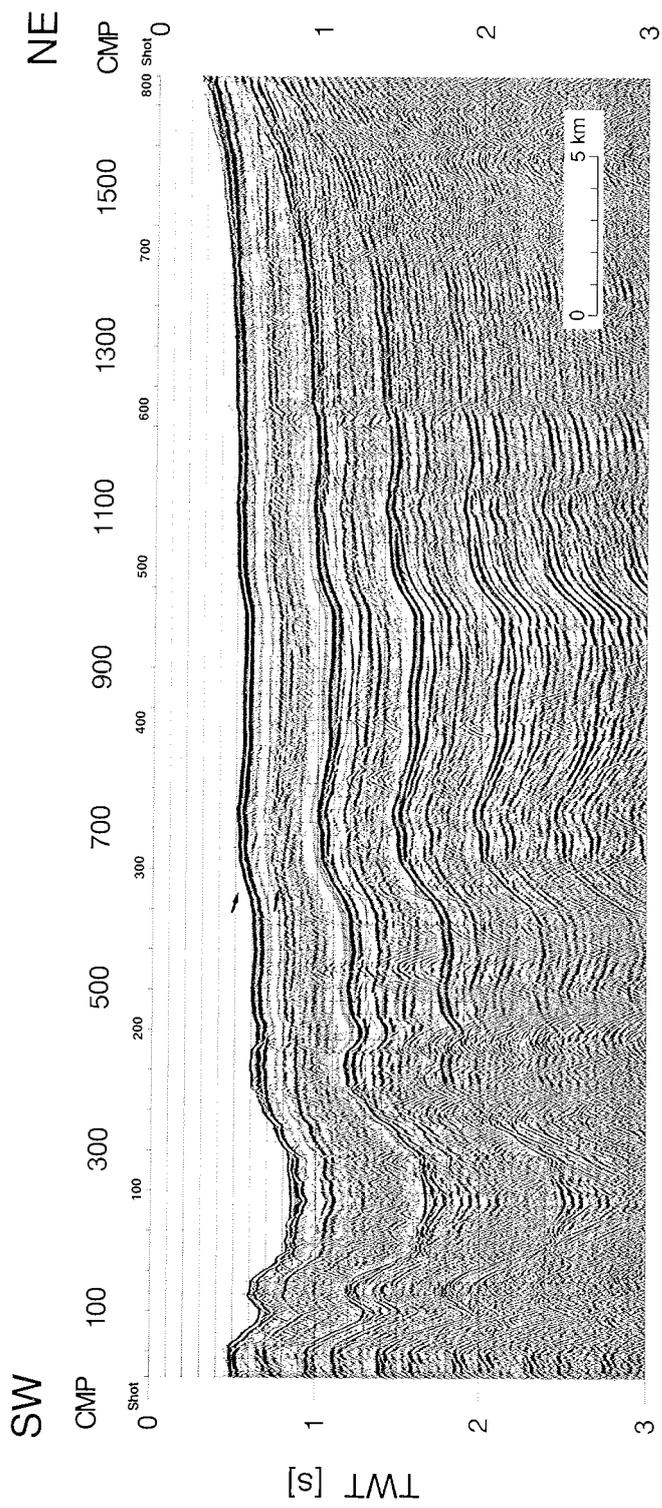


Abb. 5.4 Profil 90546: Seismogramm-Montage der gestapelten reflexionsseismischen Daten.

Die Modelle in den Abbildungen 5.2 und 5.3 zeigen eine Mächtigkeitszunahme des Sedimentbeckens in östlicher Richtung von 0 bis ca. 5 km. Von der obersten Sedimentschicht S3 (3,5 km/s) kann mit Hilfe der refraktionsseismischen Messungen nur die Mächtigkeit im Bereich der Station 508 auf Jameson Land, aber nicht der Verlauf der Schicht im Hall Bredning bestimmt werden. Es wird angenommen, daß diese Schicht bei ca. 12 km Entfernung an der östlichen Flanke des Grabens auskeilt. Der Verlauf der Schicht S3 ist auch in den reflexionsseismischen Daten (Abb. 5.4) nicht zu sehen. Die seismische Sektion, die die gestapelten Daten zeigt, ist geprägt durch extrem starke Meeresbodenmultiple. Im Bereich von CDP 650 bis 750 sind ostwärts einfallende Strukturen zu erkennen, die möglicherweise mit der obersten Sedimentschicht des Modells korreliert werden können.

Die Sedimentschichten mit einer v_p -Geschwindigkeit von 4,4 (S2) bzw. 5,5 km/s (S1) können über weite Bereiche des Profils von den Daten beider Stationen belegt werden. Die Mächtigkeit der Schicht S2 nimmt in östlicher Richtung fast kontinuierlich von 0 auf ca. 1,5 km zu, während die Mächtigkeit der untersten Sedimentschicht S1 bis auf wenige Kilometer vor der Küste von Milne Land fast konstant bei ca. 3 km bleibt. Das schnelle Ausdünnen der Sedimentschicht bzw. der steile Anstieg des kristallinen Grundgebirges wird im Zusammenhang mit der Nord-Süd-streichenden Hauptstörungszone gesehen. Diese ostwärts einfallende Störungszone bildet die westliche Begrenzung des Jameson Sedimentbeckens und ist mit einem Winkel von 45 bis 60° östlich des Sydkaps an Land aufgeschlossen (MARCUSSEN & LARSEN, 1991). Im Hall Bredning verläuft sie offensichtlich direkt vor der Küste Milne Lands.

Die Kruste-Mantel-Grenze (Mohorovicic-Diskontinuität, im weiteren kurz als Moho bezeichnet) steigt, leicht gewölbt, von ca. 30 km Tiefe im Westen auf ca. 25 km im Osten an. Die Unterkruste (7,0 km/s) verläuft fast parallel zur Moho und nimmt von Westen nach Osten in ihrer Mächtigkeit von ca. 7 auf ca. 6 km ab.

5.1.2 Profil 90550

Das Profil 90550 hat eine Länge von ca. 35 km und erstreckt sich in Ost-West-Richtung quer über den Hall Bredning. Für die Aufzeichnung der seismischen Signale, die auf diesem Profil mit dem Airgun-Array angeregt wurden, stand nur eine Station mit "in line spread"-Geometrie zur Verfügung, die PCM-Station 502 auf Milne Land.

Die Seismogramm-Montage der Station (Abb. 5.5) zeigt die aufgezeichneten Daten nach Dekonvolution und AGC. Die Datenlücken bei 6 und 26 km Entfernung sind wieder durch Bandwechsel am Aufzeichnungsgerät bedingt.

Die Pg-Phase ist deutlich über die gesamte Profillänge zu sehen. Die Sg-Phase ist nur bis ca. 18 km und ab ca. 30 km Entfernung gut zu erkennen. Sowohl die PcP- als auch die PmP-Phasen lassen sich über die gesamte Länge des Profils verfolgen, obwohl sie in einigen Bereichen nur sehr schwache Amplituden

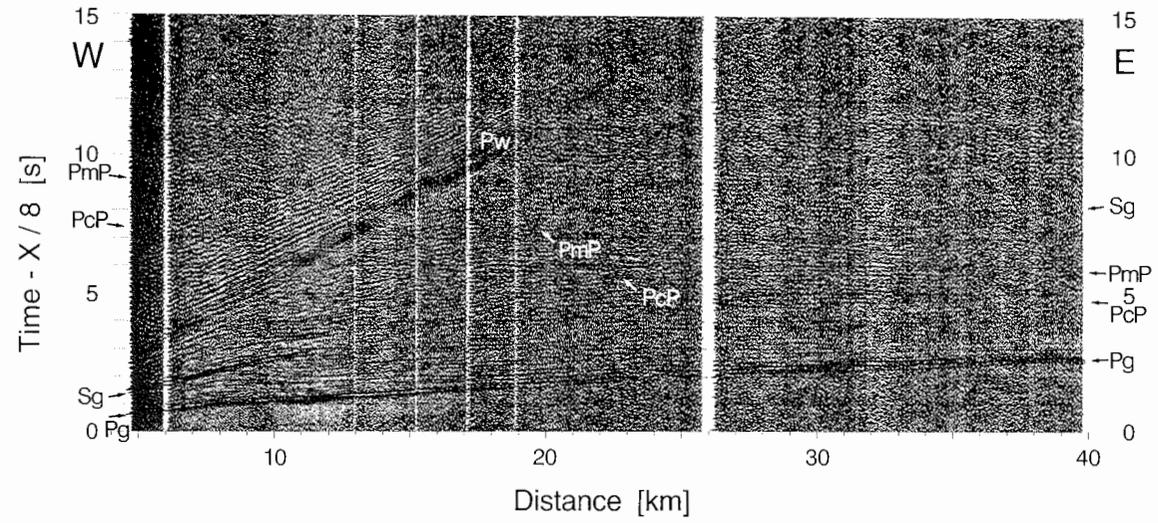


Abb. 5.5 Profil 90550: Seismogramm-Montage der Station 502.

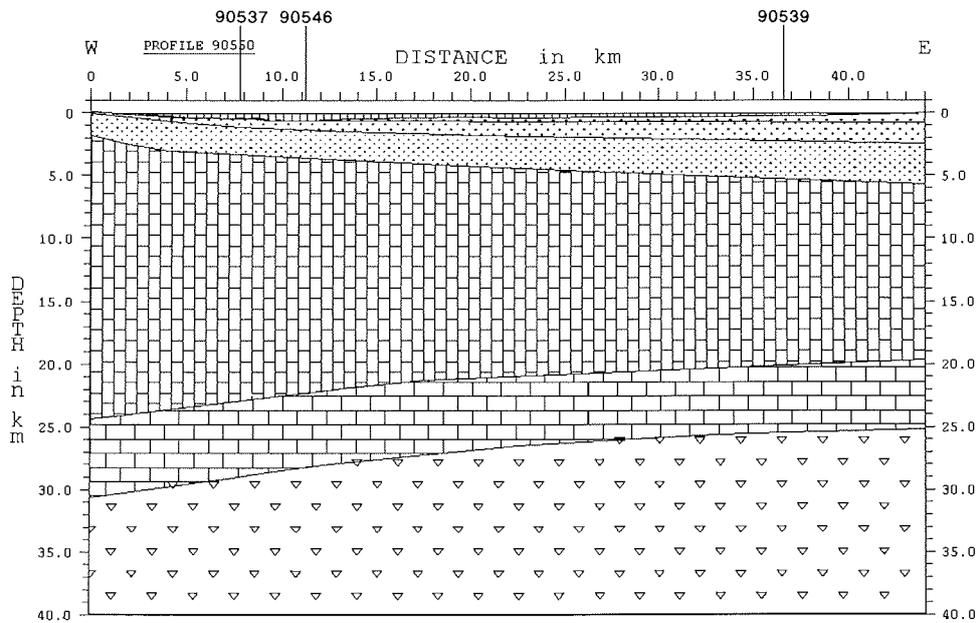
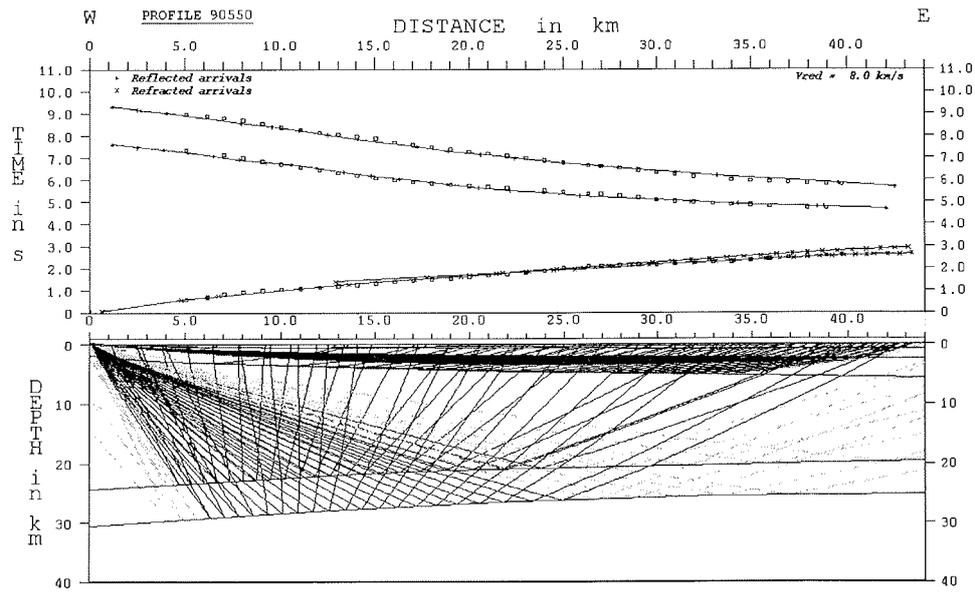


Abb. 5.6 Modellierung der Laufzeitkurve für das Profil 90550;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

aufweisen. Bis ca. 20 km Entfernung sind auch die Einsätze der Wasserwelle mit relativ starken Amplituden zu sehen.

Aus der Abbildung 5.6 (oben) geht hervor, daß die Anpassung der berechneten an die beobachteten Laufzeitkurven für alle Phasen sehr gut ist. Die Abweichung der beiden Kurven voneinander beträgt überall maximal ca. 100 ms.

Bei der Betrachtung des Modells (Abb. 5.6 unten) muß wieder berücksichtigt werden, daß der Verlauf des Sedimentbeckens im Westen mit dem verwendeten Raytracing-Algorithmus nicht korrekt modelliert werden kann. Ein Ausdünnen der Sedimentschichten mit entsprechend steilem Anstieg der Schichtgrenzen hätte zur Folge, daß die Tauchwellen aus dem kristallinen Grundgebirge nicht wieder an die Oberfläche gelangen.

Die Sedimentschichten des Beckens nehmen in östlicher Richtung von 0 bis knapp 6 km zu. Die oberste Schicht S3 hat im Osten eine Mächtigkeit von ca. 800 m und streicht bei ca. 12 km Entfernung aus. Die Mächtigkeit der mittleren Sedimentschicht S2 nimmt von ca. 1,5 km im Osten kontinuierlich in westlicher Richtung ab. Wo die Schicht genau ausstreicht, läßt sich mit den refraktions-seismischen Messungen nicht ermitteln. Die unterste Sedimentschicht S1 nimmt in ihrer Mächtigkeit von ca. 3 km im Osten auf ca. 2 km bei einer Entfernung von 10 km ab.

Die Moho steigt mit einer leichten Wölbung von ca. 30 km Tiefe im Westen bis ca. 25 km im Osten an. Ihr parallel verläuft die Unterkruste, deren Mächtigkeit von ca. 6 km im Westen in östlicher Richtung leicht abnimmt.

5.1.3 Profil 90545

Das Profil 90545 erstreckt sich mit einer Länge von ca. 39 km in WNW-OSO-Richtung. Die seismischen Signale wurden von der BOLT Airgun angeregt und von zwei Stationen aufgezeichnet, die in geradliniger Verlängerung des Profils aufgestellt waren. Es handelt sich dabei um die Stationen 502 auf Milne Land und 507 auf Jameson Land.

Die seismische Sektion der Station 502, im oberen Teil der Abbildung 5.7 dargestellt, zeigt die Daten nach Dekonvolution und AGC. Die Schußlücken sind wiederum bedingt durch einen Bandwechsel am Aufzeichnungsgerät. Sehr gut zu sehen sind die Pg-Phase im ganzen Entfernungsbereich und die Sg-Phase bis ca. 25 km Entfernung. In größeren Entfernungen kann diese Phase nicht mehr sicher angerissen werden. Die Pc-Phase ist nur sehr schwach zu sehen, kann aber dennoch über weite Bereiche des Profils verfolgt werden. Im Gegensatz dazu zeigen die Einsätze der PmP-Phase im Bereich zwischen 13 und 27 km Entfernung große Amplituden und lassen sich über die gesamte Profillänge anreißen. Die Einsätze der Wasserwelle sind bis ca. 23 km Entfernung deutlich zu sehen.

Die Daten der Station 507 (Abb. 5.7 unten) zeigen nach der Dekonvolution und Anwendung einer Amplitudenskalierung zahlreiche Einsätze, die eine

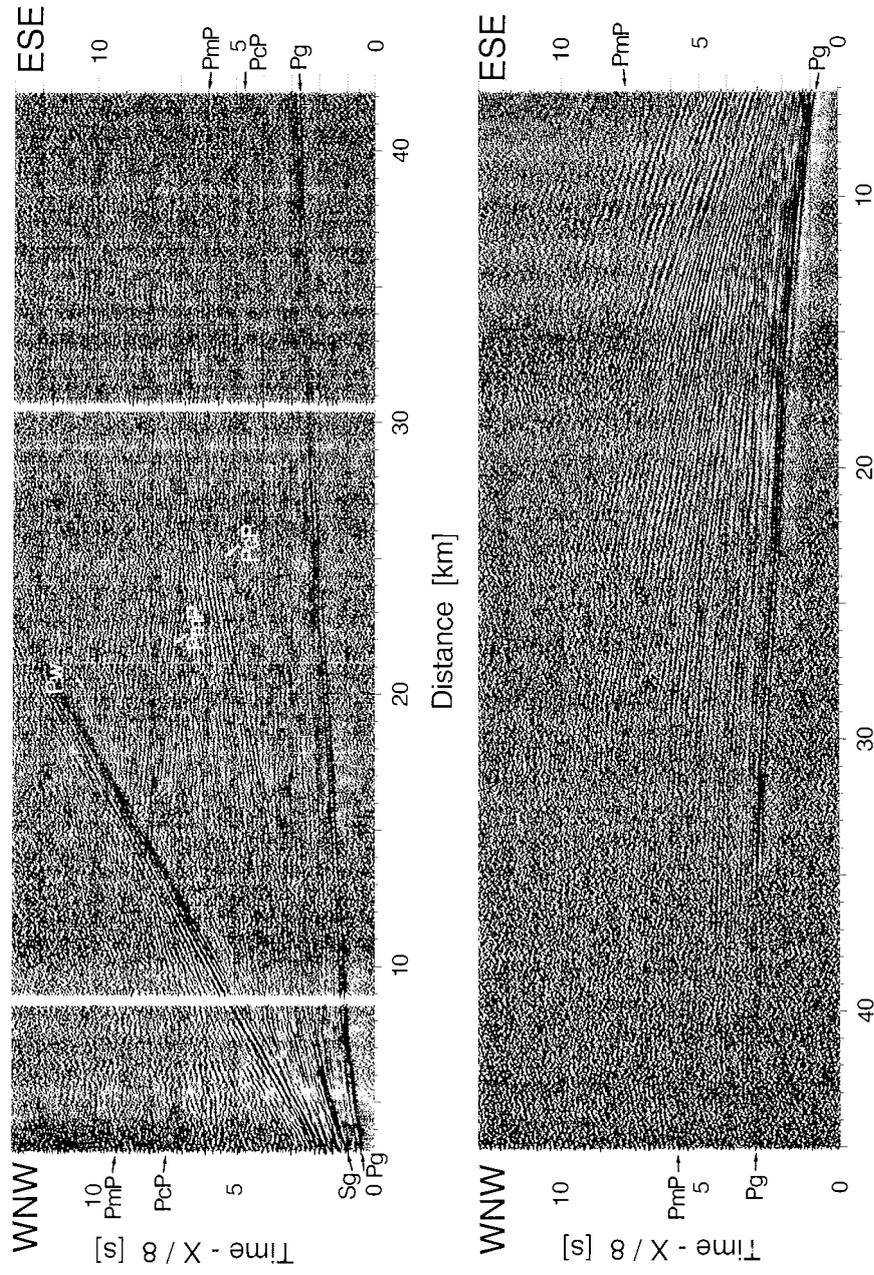


Abb. 5.7 Profil 90545: Seismogramm-Montagen der Stationen 502 (oben) und 507 (unten).

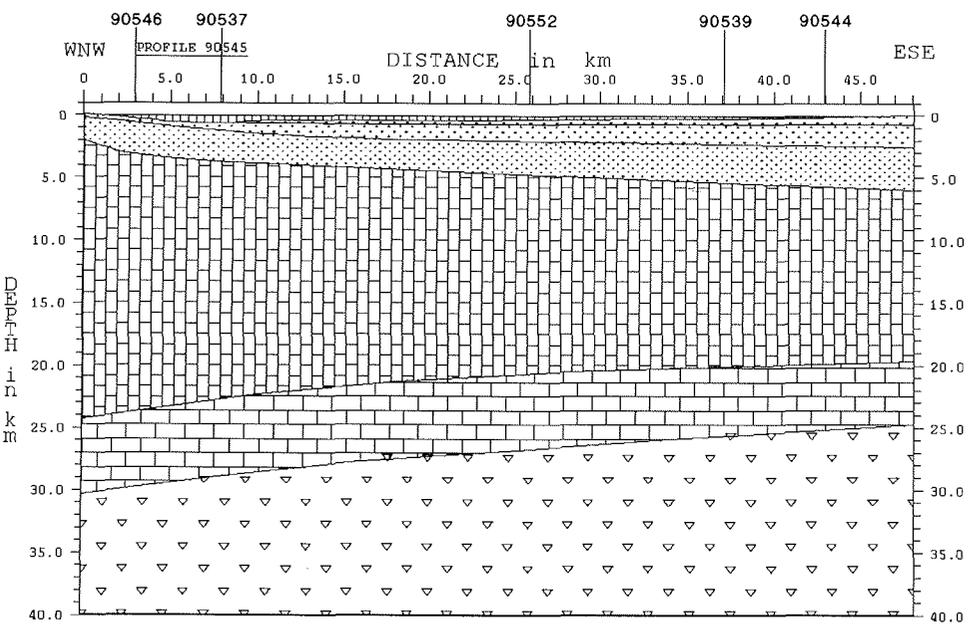
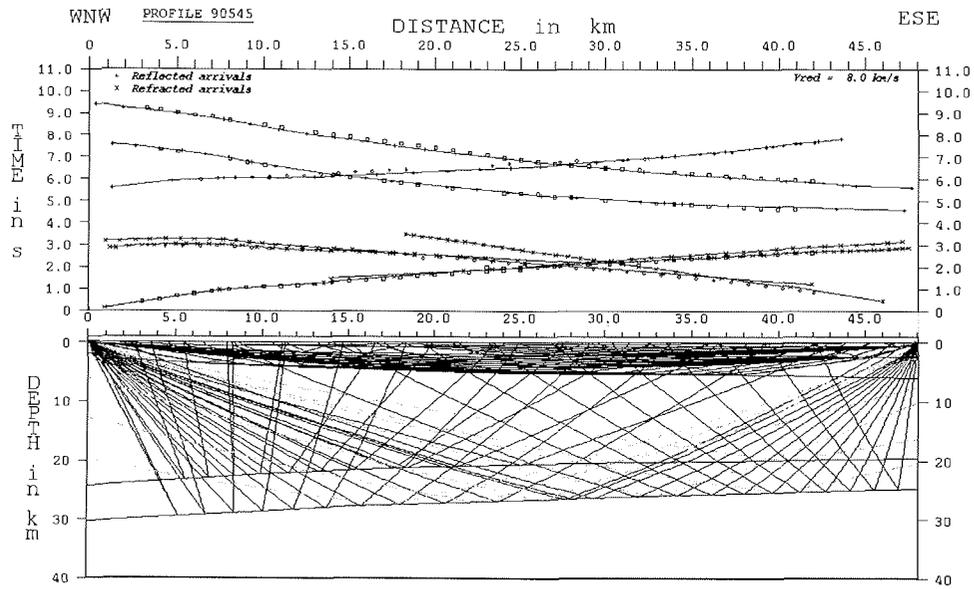


Abb. 5.8 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90545;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

ähnliche Scheingeschwindigkeit aufweisen wie die Pg-Phase. Dadurch wird das Anreißen späterer Phasen erschwert. Die Pg-Phase läßt sich über den gesamten Profilbereich anreißen, obwohl sie ab ca. 35 km Entfernung nur noch relativ schwach zu sehen ist. Eine sichere Identifizierung der Sg-Phase ist wegen der Vielzahl der korrelierbaren Einsätze mit ähnlicher Neigung kaum möglich. Auch reflektierte Einsätze von der Unterkruste sind nicht zu erkennen. Die PmP-Phase ist sehr schwach und nur durch seitliches Betrachten der Seismogramm-Montage mit dem sogenannten "seismischen Blick" zu sehen.

Bei der Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten (Abb. 5.8 oben) ist für die Pg-Phasen eine Genauigkeit von ca. ± 100 ms erreicht worden. Auch für die PcP-Phase, die nur auf der Sektion der Station 502 zu sehen ist, zeigen die Laufzeitkurven eine ähnlich gute Anpassung. Für die unterkritische Moho-Reflexion beträgt die maximale Abweichung ca. 200 ms.

Am mittleren Teil der Abbildung 5.8 kann wieder abgelesen werden, welche Teile des Modells durch synthetische Strahlen belegt sind.

Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das dem Raytracing zugrunde lag (Abb. 5.8 unten), zeigt eine große Ähnlichkeit mit dem des Profils 90550 (Abb. 5.6). Das Sedimentbecken erreicht im Osten eine Mächtigkeit von ca. 6 km. Die oberste Sedimentschicht S3, die unter der Station 507 eine Mächtigkeit von ca. 800 m aufweist, streicht im Westen bei ca. 8 km Entfernung aus. Die mittlere Sedimentschicht S2, die bei ca. 5 km ausstreicht, erreicht im Osten eine Mächtigkeit von ca. 1,8 km. Die Mächtigkeit der untersten Sedimentschicht S1 nimmt von ca. 3,5 km im Osten auf ca. 2 km bei 8 km Entfernung ab. Der Verlauf der Schichten in den westlichsten ca. 5 bis 10 km ist nicht korrekt modellierbar, aber auch in diesem Profil deutet sich ein steiler Anstieg des Grundgebirges vor der Küste von Milne Land an.

Die Moho steigt von ca. 30 km unter Milne Land auf ca. 25 km Tiefe unter Jameson Land an. Die nur durch die westliche Station belegte Unterkruste verläuft subparallel dazu mit einer Mächtigkeit von ca. 5 bis 6 km, die in östlicher Richtung leicht abnimmt.

5.1.4 Profil 90552

Auf dem Profil 90552, das eine Länge von ca. 31 km hat, wurden die seismischen Signale mit dem Airgun-Array angeregt. Für ihre Aufzeichnung stand nur eine Station zur Verfügung, die annähernd in "in line spread"-Anordnung aufgestellt war. Dabei handelt es sich um die Station 507 auf Jameson Land. Für die Interpretation wurden zusätzlich die Daten der Stationen 502 und 503 auf Milne Land herangezogen, obwohl sie nicht in direkter Verlängerung des Profils standen.

Die Abbildung 5.9 zeigt im oberen Teil die Seismogramm-Montage der Station 502 nach Dekonvolution der Daten mit deutlichen Einsätzen der Pg-Phase. Auf eine automatische Amplitudenskalierung, die die Phasen noch besser herausarbeitet, ist für diese Abbildung verzichtet worden. Sie führte, verstärkt durch den engen Schußpunktstand, zu einer zu starken Schwärzung der Sektion.

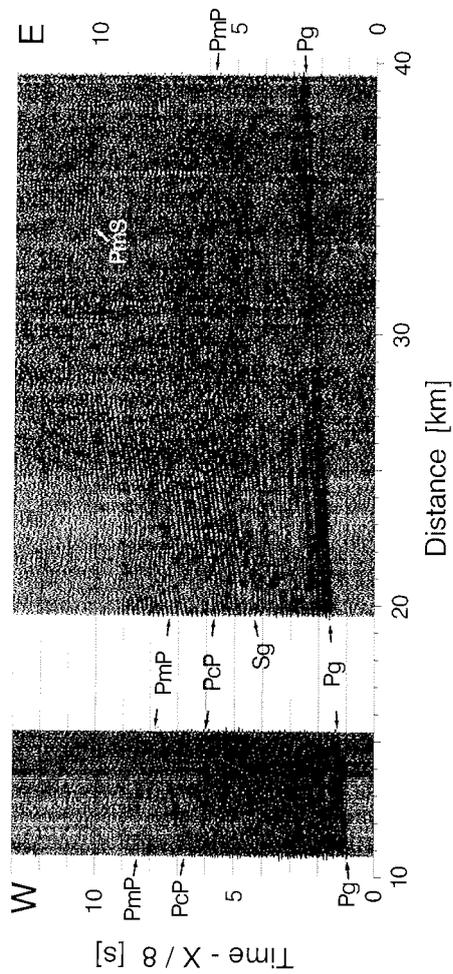
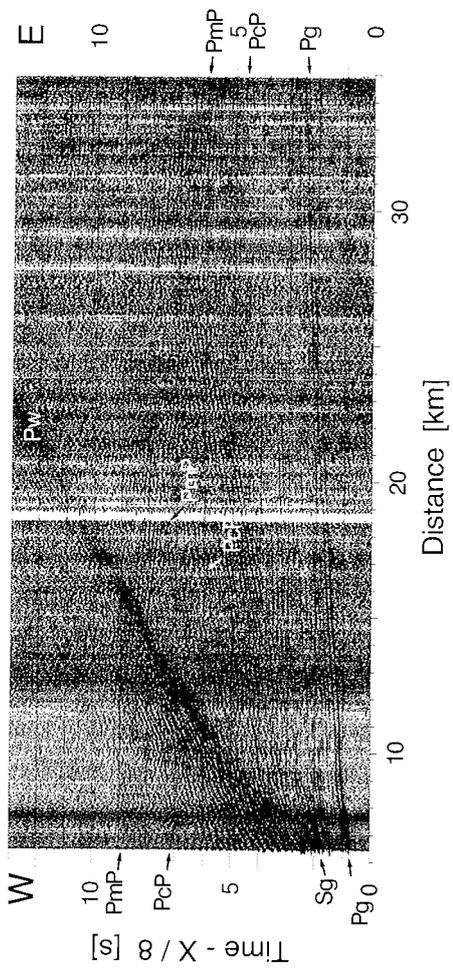


Abb. 5.9 Profil 90552: Seismogramm-Montagen der Stationen 502 (oben) und 503 (unten).

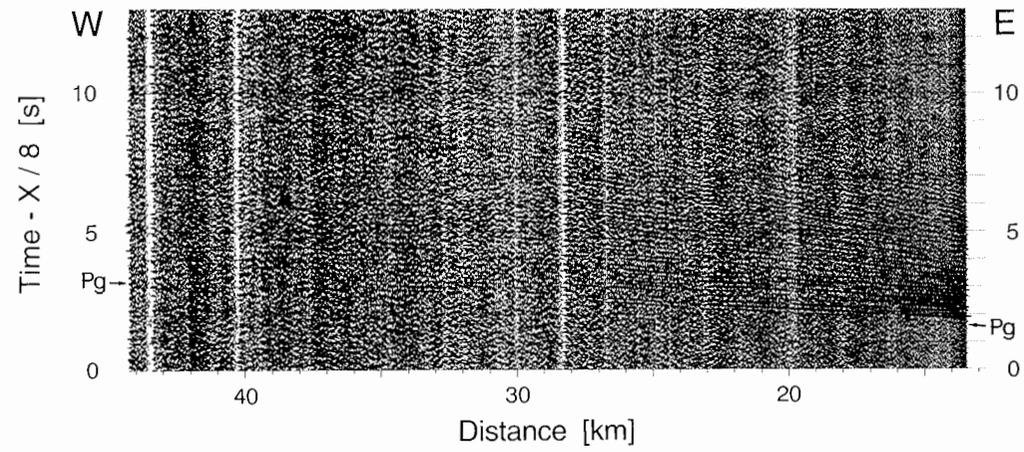


Abb. 5.10 Profil 90552: Seismogramm-Montage der Station 507.

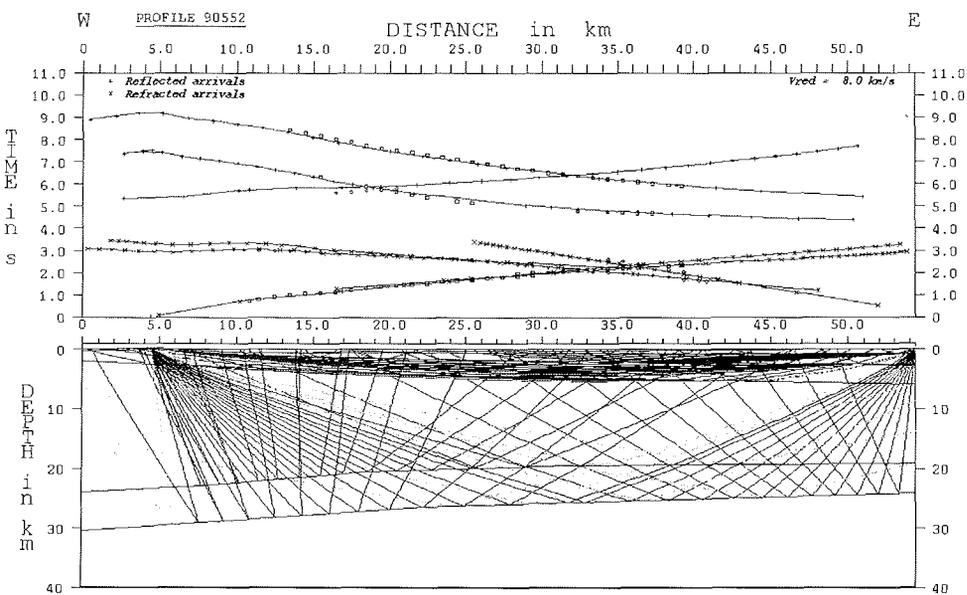
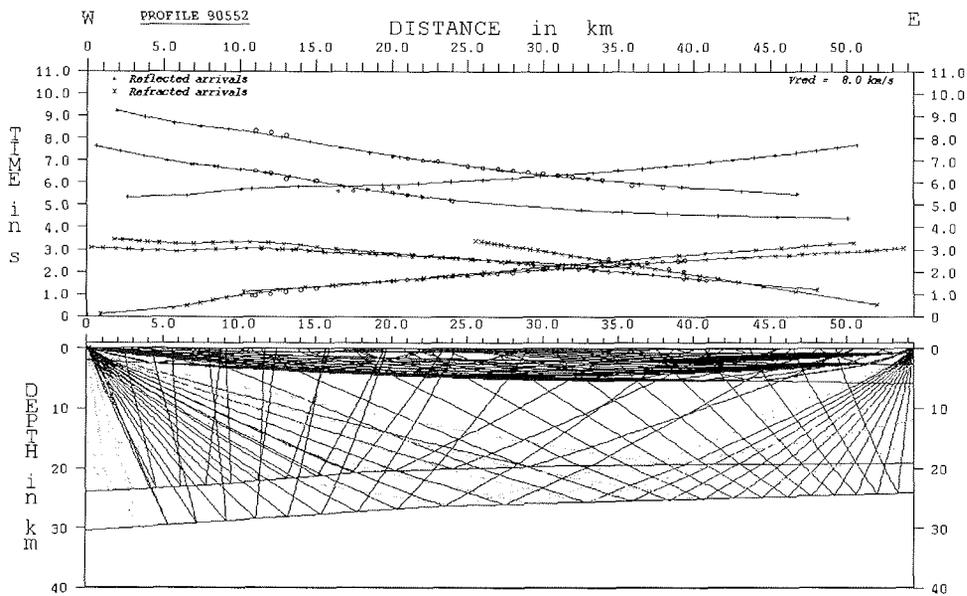


Abb. 5.11 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90552;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen für die Stationen 502 und 507;
unten: Analog zu oben, nur für die Stationen 503 und 507

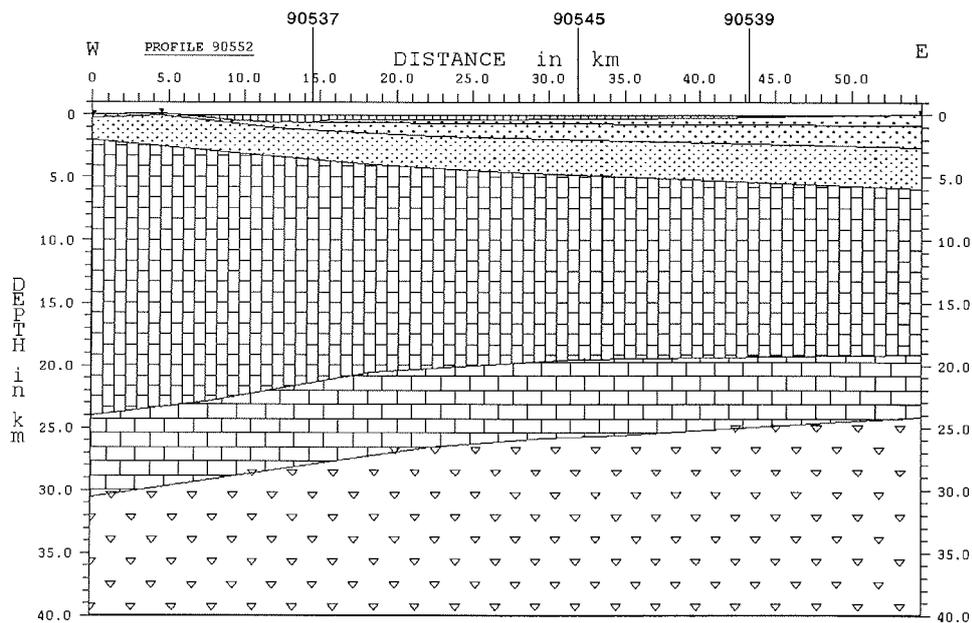


Abb. 5.12 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell für das Profil 90552.

Die Sg-Phase zeigt nur bis ca. 24 km Entfernung starke Amplituden, läßt sich aber bis zum Profilende anreißen. Auffällig sind die starken Einsätze der Moho-Reflexion im Entfernungsbereich zwischen ca. 12 und 25 km. Bei genauer Betrachtung ist aber zu sehen, daß die kräftigen Phasen nicht die ersten Einsätze der PmP-Phase sind. Die PcP-Phase ist nur schwach und nicht durchgehend zu sehen.

Im unteren Teil der Abbildung 5.9 sind die Daten der Station 503 nach identischen Bearbeitungsschritten dargestellt. Die ca. 4 km breite Datenlücke deutet auf Schwierigkeiten beim Bandwechsel an der PCM-Station hin. Über den gesamten Entfernungsbereich gut zu sehen sind die Pg- und die Sg-Phase. Auch die PmP-Phase ist recht deutlich zu erkennen, während die PcP-Phase nur sehr schwache Amplituden aufweist und entsprechend schwer anzureißen ist. Die starken Amplituden zwischen 10 und 12 s Laufzeit werden als Einsätze der PmS-Phase interpretiert.

Die Seismogramm-Montage der Station 507 (Abb. 5.10) zeigt trotz einer Stapelung eine sehr schlechte Datenqualität. Verwendet wurden die Aufzeichnungen der beiden Geophonketten, da das aktive Vertikalgeophon, dessen Daten in den Sektionen der Profile 90544 und 90545 (Abb. 5.7 und 5.13) zu sehen sind, während dieses Profils nicht mehr arbeitete. Vermutlich gab die 9V Batterie keine genügend große Spannung mehr ab.

Die Pg-Phase ist nur bis zu einer Entfernung von ca. 35 km gut zu sehen. Für größere Entfernungen ist bereits das Anreißen dieses Ersteinsatzes schwierig. Eine Sg- oder PcP-Phase ist nicht zu erkennen. Bei ca. 35 km Entfernung sind sehr schwach Einsätze zu sehen, die als PmP-Phase interpretiert werden.

Die Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten ist für die beiden Stationen auf Milne Land in separaten Diagrammen dargestellt worden (Abb. 5.11), da sonst die Laufzeitkurven kaum voneinander zu trennen wären. Die Laufzeiten für die Pg-Phasen weichen nur für die westlichste Station (Station 503, Abb. 5.11 oben) in den ersten Kilometern um mehr als 100 ms voneinander ab. Für die PcP-Phase, die nur von den beiden Stationen auf Milne Land aus belegt ist, beträgt die maximale Abweichung mit Ausnahme weniger Punkte weniger als 150 ms. Gleiches gilt für die PmP-Phase, wenn nur die Daten der beiden Stationen auf Milne Land betrachtet werden. Die angerissenen Einsätze der PmP-Phase der Station 507 liegen hingegen ca. 200 ms vor denen der berechneten Laufzeitkurve. Berücksichtigt werden muß dabei allerdings, daß die Datenqualität dieser Station sehr schlecht ist und die Phase nicht sicher angerissen werden konnte.

Das Modell (Abb. 5.12) zeigt wieder eine Zunahme der Mächtigkeit des Sedimentbeckens in östlicher Richtung bis ca. 6 km Gesamtmächtigkeit am Profilende. Die oberste Schicht S3, die bei ca. 15 km Entfernung auskeilt, erreicht im Osten eine Mächtigkeit von ca. 900 m. Die Mächtigkeit der mittleren Sedimentschicht S2 nimmt von 0 km bei ca. 9 km Entfernung auf ca. 1,9 km unter der Station auf Jameson Land zu, die der Schicht S1 von ca. 2,1 km bei 15 km Entfernung auf 3,3 km am Profilende. Die Moho steigt von ca. 30,5 km Tiefe im Westen auf ca. 25 km im Osten an. Ihr fast parallel verläuft die Schicht in der unteren Kruste, deren Mächtigkeit von ca. 6,5 km im Westen auf 5 km im Osten abnimmt. Der Verlauf diese Schicht ist allerdings nur bis ca. 25 km Entfernung belegt.

5.1.5 Profil 90544

Das Profil 90544 hat eine Länge von ca. 35 km und erstreckt sich in WSW-ONO-Richtung quer über den Hall Bredning. In seiner geradlinigen Verlängerung liegen die Stationen 503 auf Milne Land und 507 auf Jameson Land. Die Daten der beiden Stationen sind nach Dekonvolution und automatischer Amplitudenskalierung in Abbildung 5.13 zu sehen.

Die seismische Sektion der Station 503 ist im oberen Teil der Abbildung dargestellt. Die Datenlücke bei 26 km Entfernung ist durch einen Bandwechsel bedingt. Deutlich lassen sich die Pg- und Sg-Phase über die gesamte Profillänge verfolgen. Im Bereich zwischen 24 und 36 km Entfernung sind deutliche unterkritische Reflexionen von der Kruste-Mantel-Grenze zu sehen (PmP-Phase). Dieser Einsatz wird mit größerer Entfernung zur Quelle schwächer, läßt sich aber bis zum Profilende verfolgen. Auch mit kleinerer Entfernung wird der Einsatz der PmP-Phase schwächer und läßt sich nur schwer bis zum Profilanfang korrelieren. Im Bereich zwischen 10 und 25 km Entfernung ist eine Phase

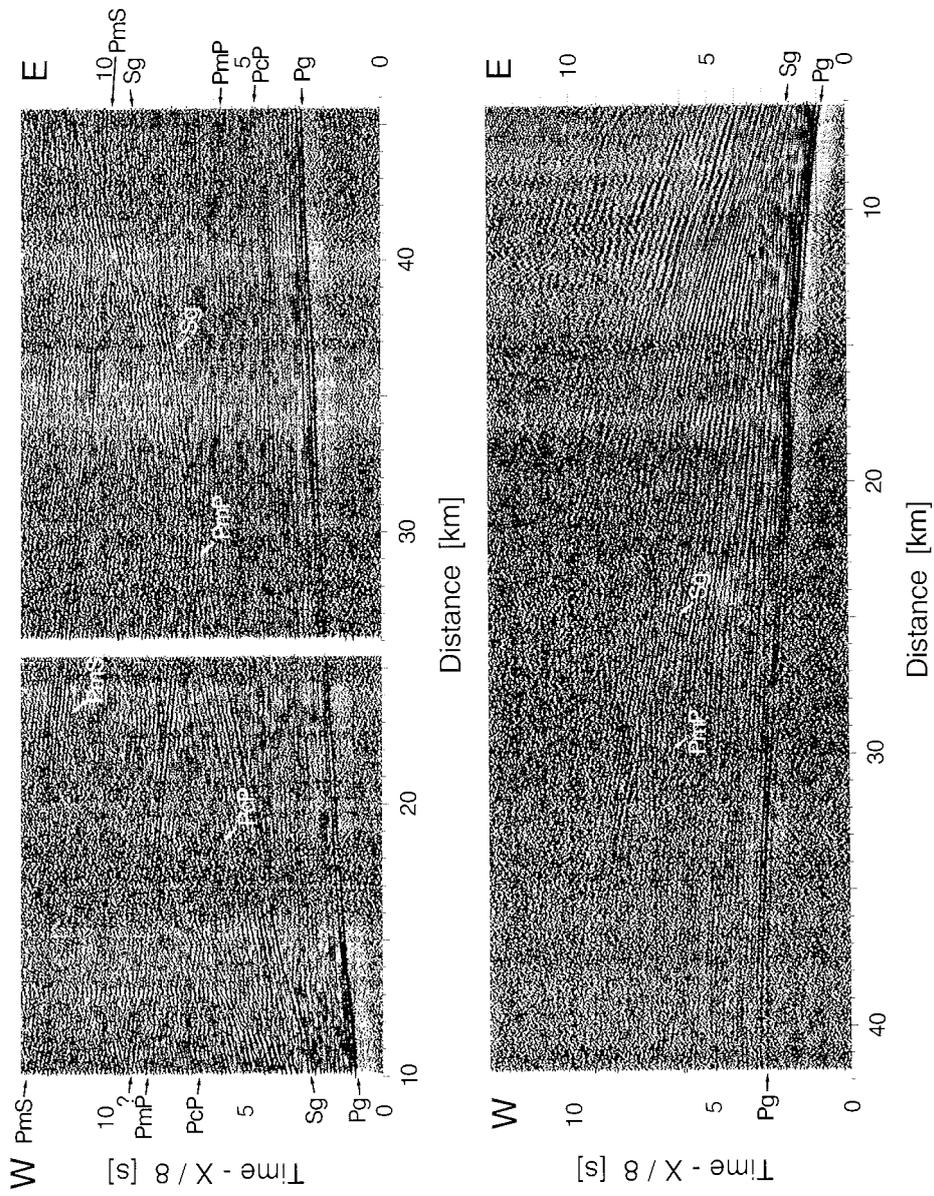


Abb. 5.13 Profil 90544: Seismogramm-Montagen der Stationen 503 (oben) und 507 (unten).

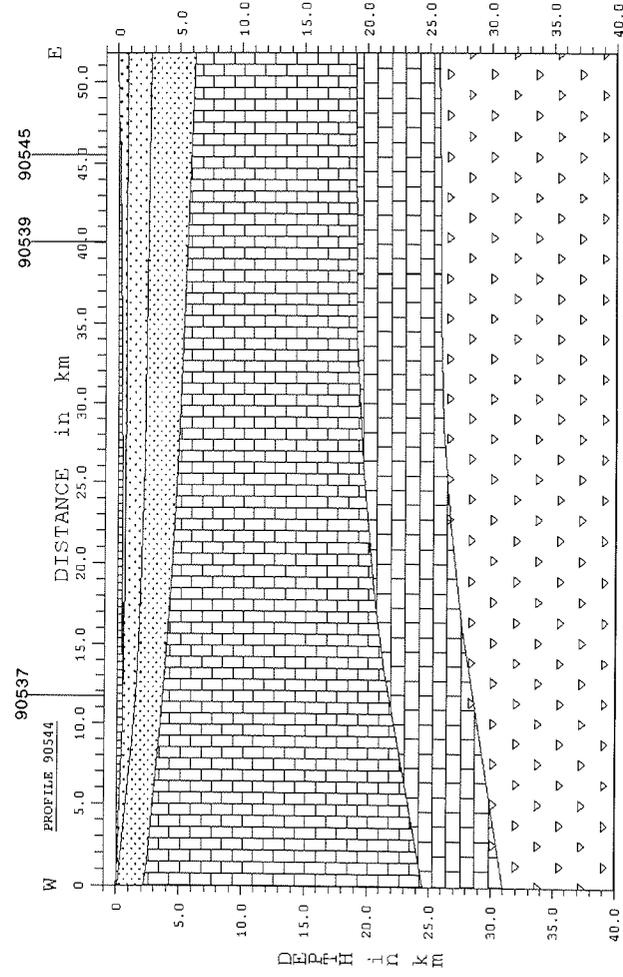
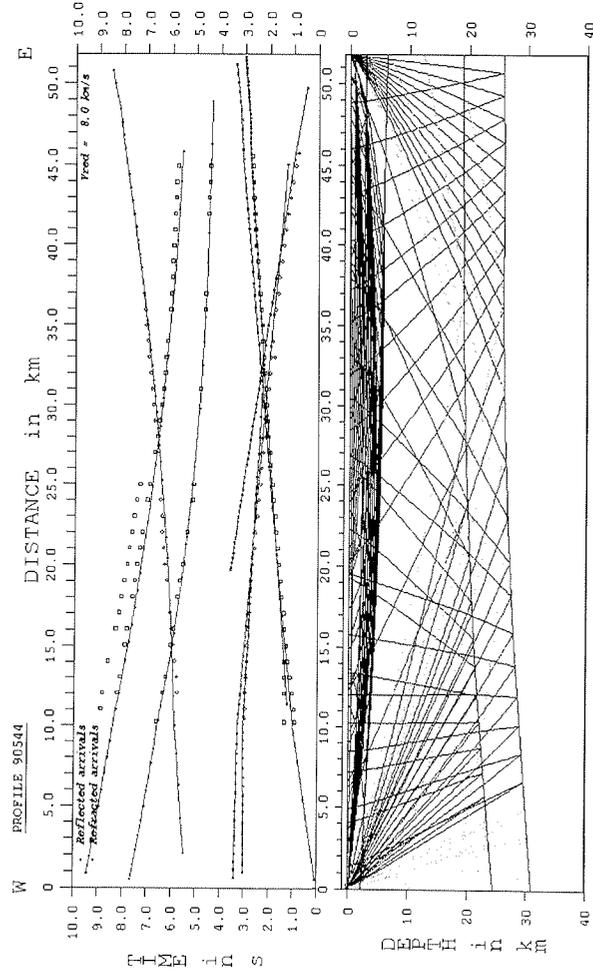


Abb. 5.14 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90544;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

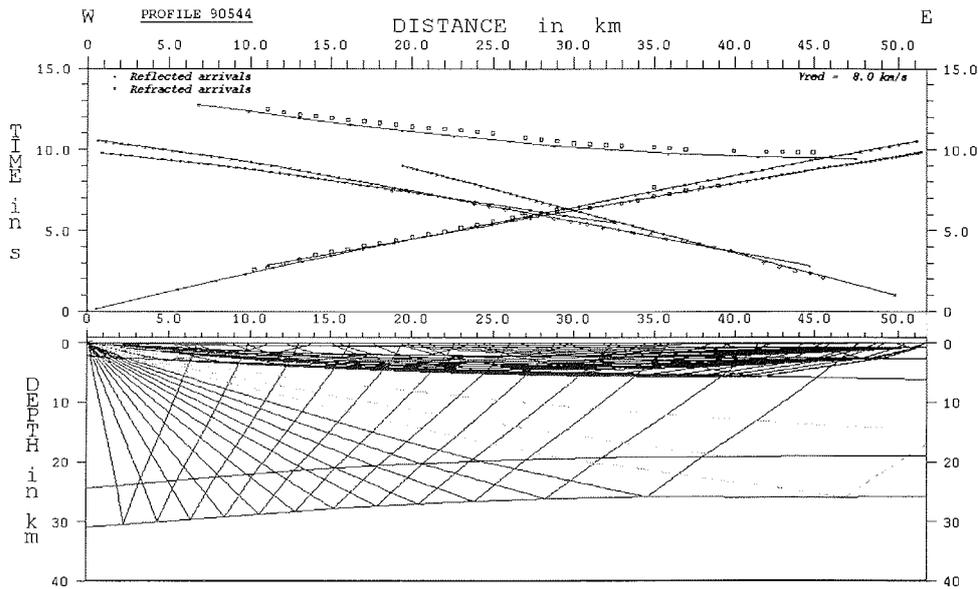


Abb. 5.15 Scherwellen-Modellierung für das Profil 90544;
Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und Verlauf
einiger seismischer Strahlen;

mit großer Amplitude zu sehen, die eine etwas stärkere Neigung als die PmP-Phase hat und bei 25 km Entfernung eine ca. 500 ms längere Laufzeit. Diese Phase ist auch auf den Seismogramm-Montagen der Profile 90543 und 90554 zu sehen, die von der Station 503 stammen. Um welche Einsätze es sich dabei handelt, konnte nicht geklärt werden. Die Lage der Station 503 am Ende eines kleinen Inlets und die Tatsache, daß diese Phase nur auf den Sektionen dieser Station zu sehen ist, deuten darauf hin, daß es sich um Seitenreflexionen der PmP-Phase an den Rändern dieses Inlets handelt. Eine andere Möglichkeit ist, daß Störungen im Bereich der nach Westen geneigten Moho diese Effekte verursachen. Ferner kann das Inlet durch eine Ost-West-streichende Störung entstanden sein, die die Ausbreitung der seismischen Signale beeinflußt.

Im Bereich zwischen 13 und 22 km Entfernung sind mit schwachen Amplituden Einsätze einer PcP-Phase zu sehen, die sich nicht bis zum Profilende verfolgen lassen. Fast über die gesamte Profillänge sind Einsätze zu erkennen, die als PmS-Phase interpretiert werden.

Die Seismogramm-Montage der Station 507 (Abb. 5.13, unten) zeigt trotz Dekonvolution eine signifikant schlechtere Datenqualität. Lediglich die Pg-Phase ist über die gesamte Profillänge gut zu erkennen. Die Sg-Phase ist nur schwer in den zahlreichen Phasen ähnlicher Neigung zu identifizieren, die besonders bis ca. 25 km Entfernung das Bild der Sektion prägen, und bei

Entfernungen über 33 km nicht mehr zu erkennen. Die Einsätze im Bereich zwischen 25 und 33 km Entfernung wurden als PmP-Phase interpretiert. Die Schwierigkeit beim Anreißen dieser Phase besteht, neben den insgesamt relativ schwachen Amplituden, darin, daß ihre frühesten Einsätze nicht die stärksten sind. Mit Mühe lassen sich die Einsätze dennoch von 15 bis 40 km Entfernung verfolgen. Die Unterkruste kann in dieser Sektion durch Einsätze einer PcP-Phase nicht belegt werden. Auch eine PmS-Phase ist nicht zu erkennen.

In Abbildung 5.14 sind im oberen Teil die beobachteten und die berechneten Laufzeitkurven dargestellt. Die Abweichung der Laufzeitkurven der Pg-Phasen betragen bis zu 100 ms, die der unterkritisch reflektierten PmP- und PcP-Phasen bis zu 200 ms.

Die Betrachtung der Scherwellen (Abb. 5.15) zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der beobachteten mit den berechneten Laufzeitkurven bei einem Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit von 1,73 ($\sqrt{3}$, gleichbedeutend mit einer Poisson-Zahl von 0,25) in den Sedimenten und von 1,72 in der kristallinen Oberkruste. Eine befriedigende Anpassung für die PmS-Phase wird erreicht, wenn in der Unterkruste ein Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit von 2,0 angenommen wird. Die berechneten Laufzeiten haben systematisch eine ca. 150 ms kürzere Laufzeit als die beobachteten. Eine Ursache könnte sein, daß nicht die ersten Einsätze der PmS-Phase erkannt worden sind. Möglich wäre auch, daß in der kristallinen Oberkruste das Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit mit der Tiefe zunimmt. Eine Zunahme dieses Verhältnisses mit steigendem Druck ist häufig bei Graniten und Gneisen, den vorwiegenden Bestandteilen des kristallinen Grundgebirges (BERCKHEMER, 1990), zu beobachten (GEBRANDE, 1982).

Das Modell zeigt wiederum eine Zunahme der Sedimentmächtigkeit in östlicher Richtung bis ca. 6 km unter der Station auf Jameson Land. Die Sedimentschicht S3 erreicht im Osten eine Mächtigkeit von ca. 800 m und streicht bei ca. 13 km Entfernung aus. Die mittlere Sedimentschicht S2 hat im Osten eine Mächtigkeit von ca. 2 km und dünnt kontinuierlich in westlicher Richtung aus, bevor sie vermutlich erst nahe der Station auf Milne Land ausstreicht. Die Mächtigkeit der Sedimentschicht S1 nimmt von ca. 2 km bei einer Entfernung von ca. 10 km auf ca. 3,5 am Profilende zu. Die Moho steigt von ca. 31 km Tiefe im Westen auf ca. 26 km bei einer Entfernung von ca. 35 km an und zeigt bis zum Modellende die gleiche Tiefenlage. Die Unterkruste verläuft parallel dazu mit einer Mächtigkeit von ca. 6 km.

Auch für dieses Profil ist eine korrekte Modellierung des westlichen Bereiches in den obersten ca. 3 km nicht möglich. Da die Station 503 auf anstehendem Kristallingestein aufgestellt war, muß das Sedimentbecken im Bereich zwischen dem Profilanfang und ca. 10 km Entfernung aufhören. Eine damit verbundene stärkere Krümmung der Schichtgrenze zwischen der Sedimentschicht S1 und der kristallinen Oberkruste führt wegen des geringen Geschwindigkeitsgradienten im Grundgebirge zu einer Schattenzone bis ca. 45 km Entfernung.

Analog zum Profil 90546 wurde auch hier, exemplarisch für die mit der Station 503 aufgezeichneten Profile, ein Alternativmodell erstellt, in dem die

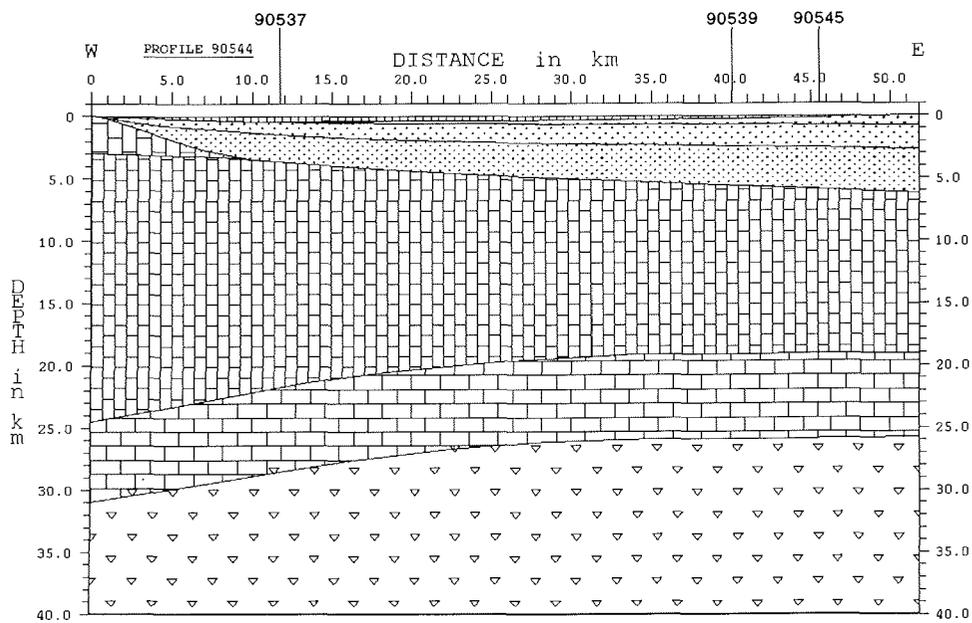
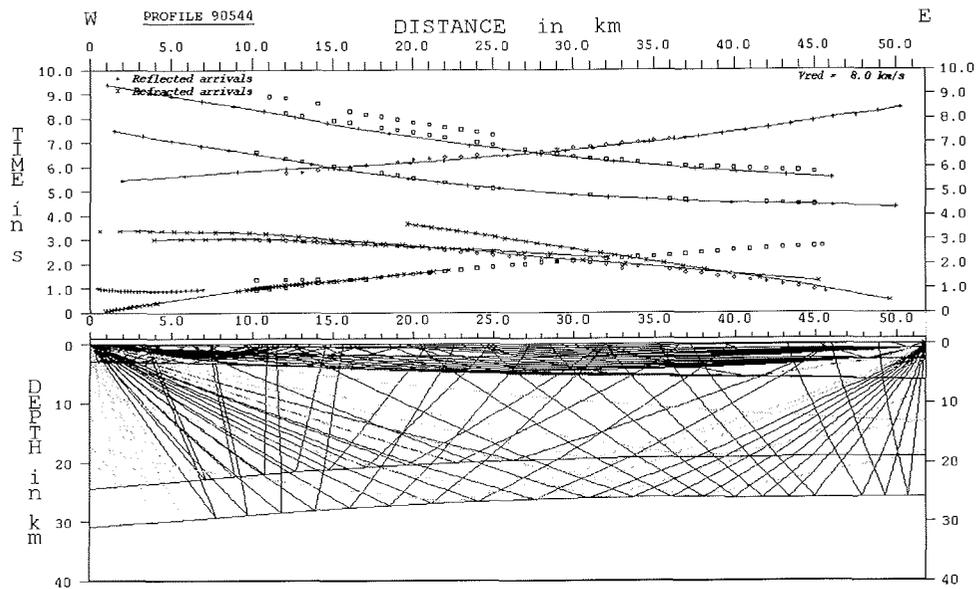


Abb. 5.16 Alternative Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90544;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

anstehenden Kristallingesteine modelliert wurden (Abb. 5.16). Durch die eingefügte Schicht mit einer Geschwindigkeit von 5,6 bis 6,1 km/s ließ sich bis 28 km Entfernung eine gute Anpassung der Laufzeiten für die Pg-Phase erreichen. Für größere Entfernungen ist die Modellierung der Pg-Phase auf Grund des zu geringen Geschwindigkeitsgradienten in der kristallinen Oberkruste nicht möglich. Auf die Anpassung späterer Einsätze hat die Modelländerung keinen nennenswerten Einfluß.

5.1.6 Profil 90554

Auf dem Profil 90554, das eine Länge von ca. 36 km hat und sich im West-Ost-Richtung quer über den Hall Bredning erstreckt, wurde das Airgun-Array als Quelle eingesetzt. Durch Ausfall von zwei Kanonen war das Gesamtvolumen dieser Quelle inzwischen auf 15,2 l gesunken. Ausgewertet wurden die Aufzeichnungen der Station 503 auf Milne Land und der Station 507 auf Jameson Land. Die letztgenannte Station liegt allerdings nicht in der geradlinigen Verlängerung des Profils.

Im oberen Teil der Abbildung 5.17 sind die Daten der Station 503 nach einer Dekonvolution dargestellt. Eine automatische Amplitudenskalierung wurde nur zum Anreißen der Laufzeiten durchgeführt, da sie noch dunklere Seismogramm-Montagen zur Folge hat.

Die Qualität der Daten ist im Entfernungsbereich von ca. 23 bis 33 km deutlich schlechter als im übrigen Teil des Profils. Als Ursache wird eine Änderung in den Wetterbedingungen angenommen. Während der Messungen herrschte häufig schlechtes Wetter mit stärkerem Wind oder Regen. Dies sind beides Faktoren, die den Anteil von Störsignalen in den Aufzeichnungen erhöhen. Die Pg-Phase ist dennoch über die gesamte Profillänge gut zu erkennen, die Sg-Phase dagegen nur bis zu einer Entfernung von ca. 25 km. Die PcP-Phase ist nur sehr schwach zu erkennen, läßt sich aber abschnittsweise bis zum Profilenende korrelieren. Die PmP-Phase ist im Bereich von ca. 18 bis ca. 32 km Entfernung gut zu erkennen und läßt sich mit schwachen Amplituden bis zum Ende des Profils verfolgen. Im Entfernungsbereich bis 18 km ist die PmP-Phase nicht zu erkennen.

Wie in den Seismogramm-Montagen der Profile 90544 und 90543, die von den Aufzeichnungen der Station 503 stammen, sind auch hier im Entfernungsbereich bis ca. 25 km Einsätze mit starken Amplituden zu sehen, die eine größere Scheingeschwindigkeit als die PmP-Phase und ca. 300 bis 700 ms längere Laufzeiten aufweisen. Die Herkunft dieser Einsätze ist nicht geklärt. Mögliche Ursachen sind in Kapitel 5.1.5 diskutiert.

Von ca. 20 bis 40 km Entfernung sind zwischen 10 und 11,5 s Laufzeit Einsätze mit starken Amplituden zu sehen, die als PmS-Phase interpretiert werden. Bis ca. 15 km Entfernung sind Einsätze mit einer Scheingeschwindigkeit von ca. 340 m/s zu erkennen, bei denen es sich um Einsätze des Luftschalls (Pa-Phase) handelt.

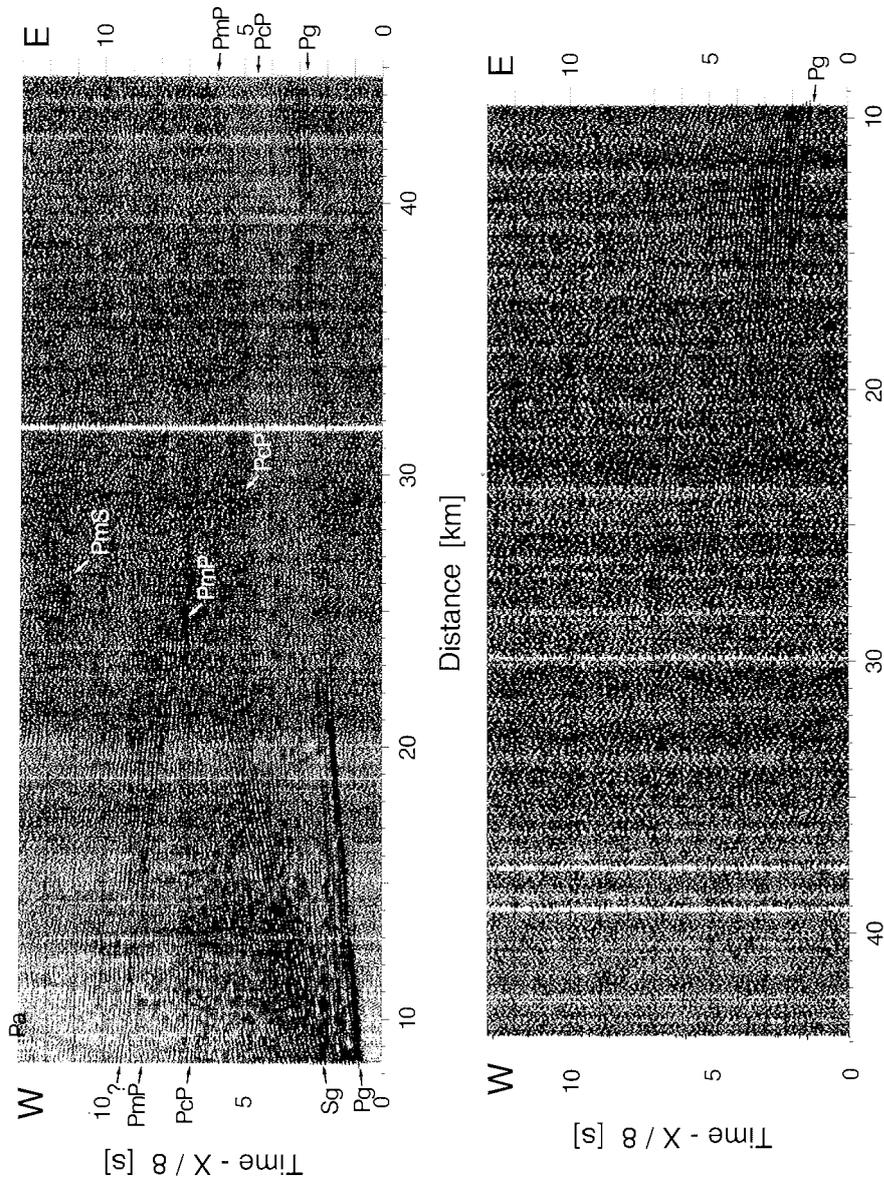


Abb. 5.17 Profil 90554: Seismogramm-Montagen der Stationen 503 (oben) und 507 (unten).

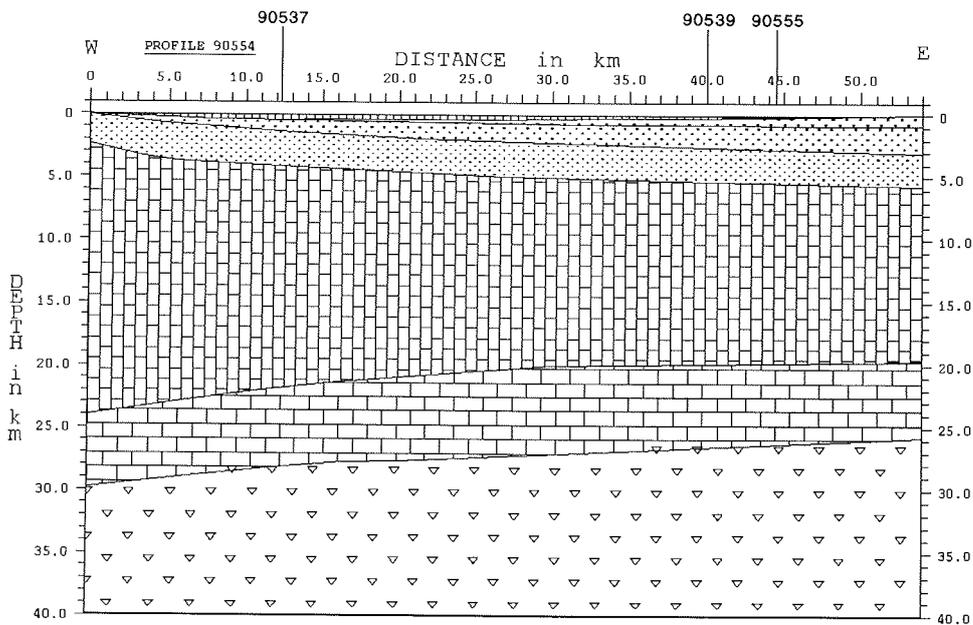
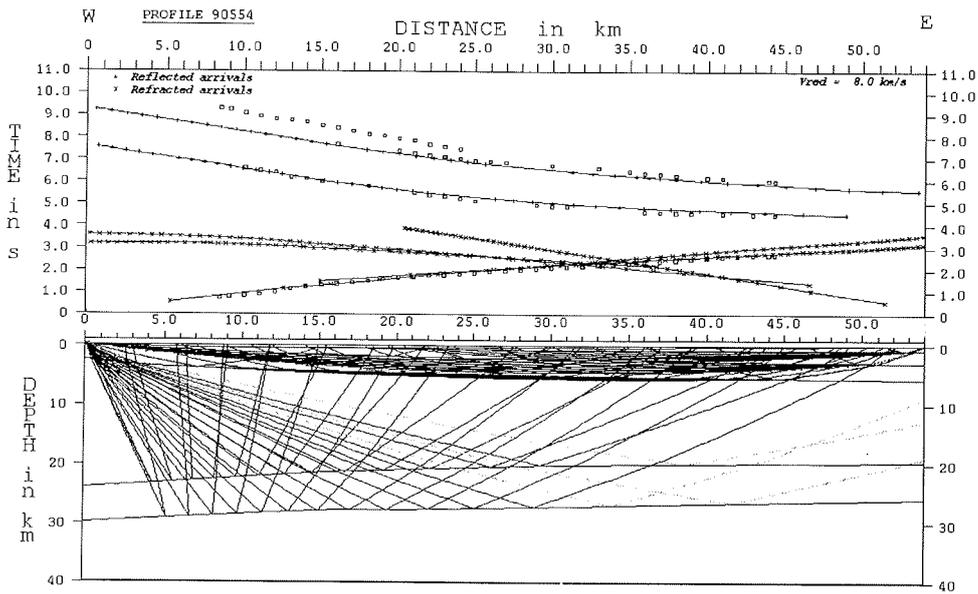


Abb. 5.18 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90554;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen;
unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

Die von der Station 507 aufgezeichneten Daten (Abb. 5.17 unten) zeigen trotz Stapelung der beiden stationsnahen Kanäle eine sehr schlechte Qualität. Lediglich die Pg-Phase ist bis ca. 35 km Entfernung zu erkennen.

Für die Pg-Phase wurde durch das Raytracing generell eine gute Anpassung der berechneten an die beobachteten Laufzeiten erreicht (Abb. 5.18). Nur bei größeren Entfernungen sind für die Laufzeiten der Station 507 Abweichungen festzustellen, die mehr als 100 ms betragen. Ein fehlerhaftes Anreißen der Laufzeitkurve kann in diesem Bereich wegen der schlechten Datenqualität nicht ausgeschlossen werden. Für die PcP- und PmP-Phasen, die beide nur an der westlichen Station beobachtet werden konnten, beträgt die Abweichung einiger Punkte bis zu ca. 200 ms.

Das Modell im unteren Teil der Abbildung 5.18 zeigt eine Sedimentmächtigkeit von ca. 6 km unterhalb der Station 507 auf Jameson Land. Die oberste Schicht streicht bei ca. 12 km Entfernung aus und erreicht im Osten eine Mächtigkeit von ca. 800 m. Die Mächtigkeit der mittleren Sedimentschicht nimmt von 0 km im Westen auf etwas über 2 km im Osten zu. Die Sedimentschicht S1 weist von 15 bis 55 km Entfernung eine konstante Mächtigkeit von ca. 2,5 km auf. Die Moho steigt von ca. 30 km Tiefe im Westen auf ca. 25,5 km im Osten an. Subparallel dazu verläuft die Unterkruste mit einer Mächtigkeit von ca. 6 km.

5.1.7 Profil 90555

Bereits während der Vermessung des Profils 90555 ist die Station 507, deren Lokation sich als einzige fast in "in line spread"-Anordnung befand, abgebaut und aufgenommen worden. Aus diesem Grunde liegen von dem Profil, das sich in SW-NO-Richtung von Jameson Land zum Mündungsbereich des Gåse- und Fønfjordes erstreckt, nur in einem ca. 34 km langen Abschnitt refraktionsseismische Daten vor. Angeregt wurden die Signale wie im vorhergehenden Profil mit dem Airgun-Array.

Die seismische Sektion der Station 507 ist nach Stapelung der beiden stationsnahen Kanäle in Abbildung 5.19 dargestellt und zeigt eine sehr schlechte Datenqualität. Als einzige Phase ist die Pg-Phase zu erkennen. Die Amplitude des Ersteinsatzes dieser Phase nimmt bei ca. 18 km so stark ab, daß zum Anreißen die zweite, parallele Phase herangezogen werden mußte. Anschließend wurde die Phasendifferenz von der Laufzeit abgezogen. So ließ sich die Pg-Phase bis ca. 34 km Entfernung anreißen.

Die Abbildung 5.20 zeigt als Ergebnis der Auswertung mit dem Raytracing-Programm eine gute Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeitkurven.

Da nur die Pg-Phase angerissen und modelliert werden konnte und keine Aufzeichnungen von einer Station am anderen Profilende vorliegen, können mit dem Modell (Abb. 5.20 unten) auch nur vage Aussagen über den Verlauf des Sedimentbeckens gemacht werden.

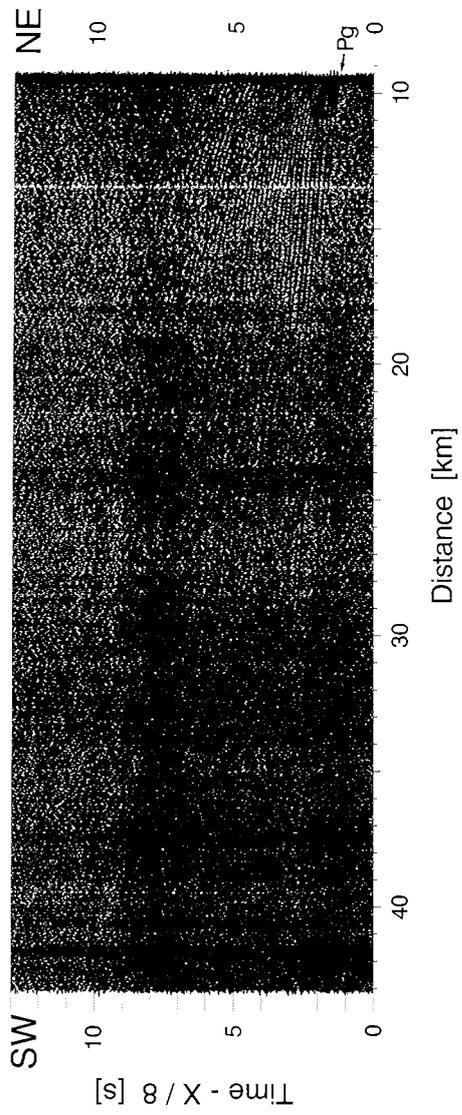


Abb. 5.19 Profil 90555: Seismogramm-Montage der Station 507.

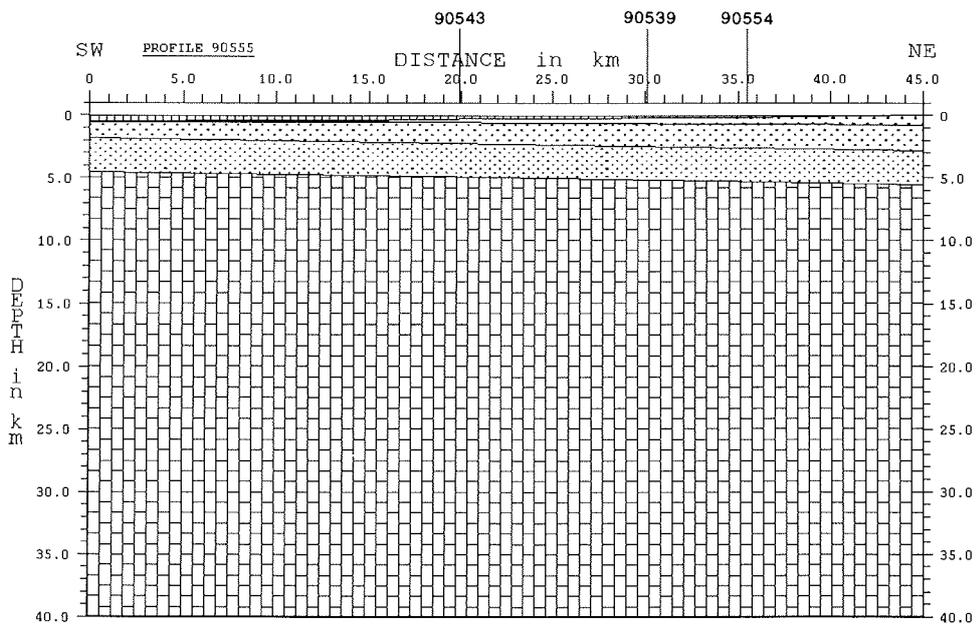
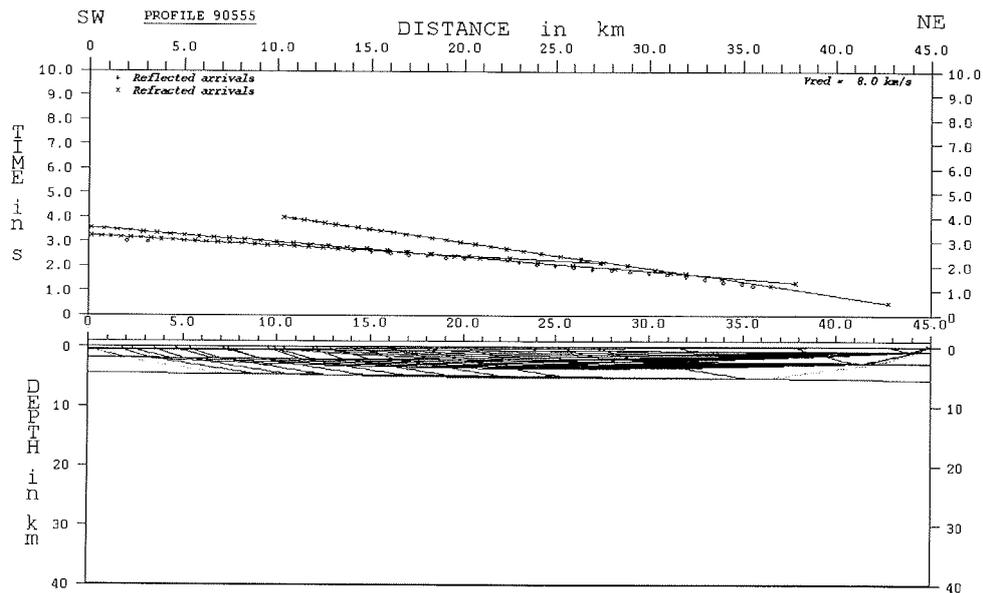


Abb. 5.20 Modellierung der Laufzeitkurve für das Profil 90555;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

Die oberste Sedimentschicht S3 dünnt im Südwesten fast vollständig aus und erreicht im Nordosten eine Mächtigkeit von ca. 800 m. Die Mächtigkeit der mittleren Schicht S2 nimmt von ca. 1,3 km im Südwesten auf ca. 2 km im Nordosten zu, während die der untersten Sedimentschicht in gleicher Richtung um nur etwa 100 m auf ca. 2,8 km zunimmt. Nochmal erwähnt sei, daß auf Grund der geringen Datenqualität und des Fehlens einer Station am südwestlichen Profilende der Verlauf des Beckens nicht genau belegt werden kann.

5.1.8 Profil 90543

Das Profil 90543 verläuft von Station 503 auf Milne Land in WNW-OSO-Richtung zur Station 506 auf Jameson Land und hat eine Länge von knapp 45 km. Als Quelle wurde die BOLT Airgun verwendet. Probleme mit den Kompressoren, die die Druckluft für die Kanone erzeugen, führten während der Vermessung dieses Profils zu zwei Schußlücken, die in beiden Seismogramm-Montagen (Abb. 5.21) zu erkennen sind.

Die von der Station 503 aufgezeichneten Daten sind im oberen Teil der Abbildung 5.21 nach einer Dekonvolution dargestellt. Auf eine AGC wurde verzichtet, weil sie eine zu stark geschwärzte Sektion zur Folge hatte. Da sie andererseits aber einige Phasen stärker hervorhebt, ist eine Seismogramm-Montage mit Amplitudenskalierung beim Anreißen der Laufzeitkurven verwendet worden.

Die Pg-Phase ist bis ca. 48 km Entfernung gut zu sehen und läßt sich, trotz schwacher Amplitude bei größeren Entfernungen, bis zum Profilende verfolgen. Die Sg-Phase ist dagegen nur bis ca. 20 km Entfernung zu erkennen. Einsätze der PmP-Phase sind bis zu einer Entfernung von ca. 40 km zu sehen, allerdings nur schwach und nicht durchgehend. Wie bei den Profilen 90544 und 90554 ist auch in dieser Seismogramm-Montage der Station 503 ca. 100 ms über der PmP-Phase ein weiterer Einsatz zu erkennen, der eine höhere Scheingeschwindigkeit aufweist und dessen Herkunft ungeklärt ist (s. Kapitel 5.1.5). Die Einsätze der PcP-Phase sind sehr schwach und lassen sich nur stückweise bis ca. 35 km Entfernung korrelieren.

Der untere Teil der Abbildung 5.21 zeigt die Daten der Station 506 nach dem Stapeln der beiden stationsnahen Kanäle (0 und 1). Wegen des geringen Verhältnisses von Nutz- zu Störsignal bewirkte eine Dekonvolution keine Verbesserung der Lesbarkeit der seismischen Sektion. Vielmehr war fast über die gesamte Profillänge der 2,5 s breite Streifen zu sehen, in dem die Koeffizienten des Dekonvolutionsoperators bestimmt wurden und das digitale Filter optimal arbeitete.

Die Pg-Phase läßt sich nicht durchgehend korrelieren. Die Amplitude der ersten Phase dieses Einsatzes wird bei ca. 15 km, die der zweiten bei ca. 20 km Entfernung stark abgeschwächt, während die parallelen Phasen deutlich langsamer an Energie verlieren. Beim Anreißen der Laufzeitkurve wurde davon ausgegangen, daß alle parallelen Phasen von einer Schicht stammen. Entsprechend wurde, sobald die erste Phase nicht mehr zu sehen war, eine

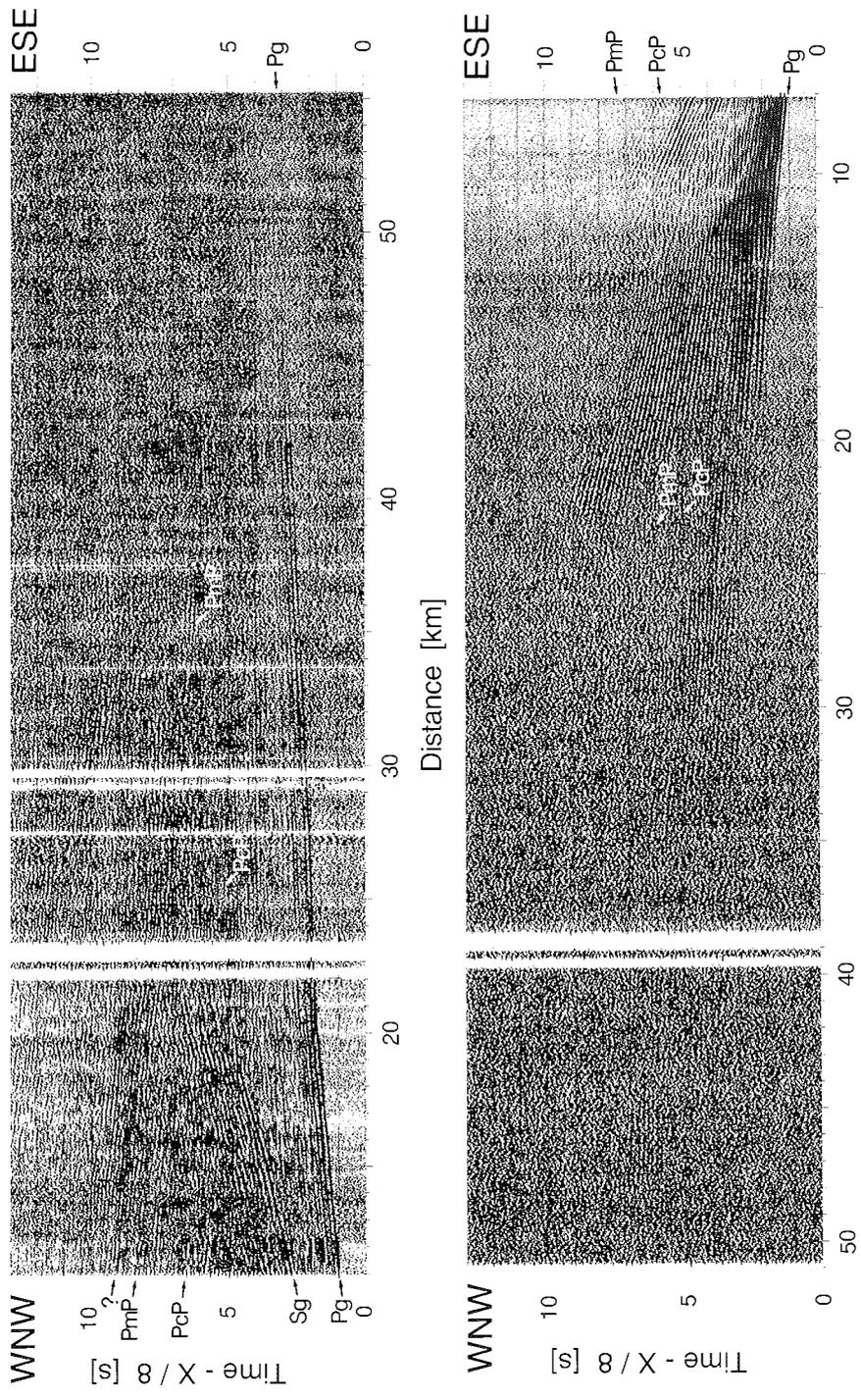


Abb. 5.21 Profil 90543: Seismogramm-Montagen der Stationen 503 (oben) und 506 (unten).

spätere Phase angerissen und der zeitliche Versatz von der abgelesenen Laufzeit abgezogen. Auf diese Weise läßt sich die Pg-Phase bis ca. 40 km Entfernung korrelieren. Vor dieser Phase sind im Entfernungsbereich von ca. 33 bis 38 km weitere, sehr schwache Einsätze zu erkennen. Wie das Raytracing-Diagramm (Abb. 5.22 oben) zeigt, handelt es sich bei diesem früheren, schwachen Einsatz um die Pg-Phase aus dem kristallinen Grundgebirge.

Die Einsätze der PcP- und PmP-Phasen sind nicht sicher zu bestimmen. Schwache, kohärente Einsätze zwischen 10 und 25 km Entfernung und 8 bis 5 s Laufzeit werden als PmP-Phase interpretiert. Weitere Belege dieser Phase sind bei fast 45 km Entfernung zu erkennen. Die Einsätze der PcP-Phase sind sehr schwach in einigen Abschnitten bis ca. 25 km Entfernung zu sehen.

Das Raytracing-Diagramm (Abb. 5.22 oben) zeigt für die Pg-Phase eine gute Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten. Nur am Ende der Laufzeitkurve der Station 503 (50 bis 55 km) sind die Abweichungen größer als ca. 75 ms. Da die Einsätze in diesem Bereich der Sektion sehr schwach sind, konnten die Laufzeiten dort nicht sicher bestimmt werden. Für die PmP- und PcP-Phasen ist die Abweichung der beiden Kurven voneinander kleiner als 150 ms.

Das verwendete Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (Abb. 5.22 unten) zeigt eine maximale Sedimentmächtigkeit von ca. 6 km unter der Station 506 auf Jameson Land. Die Mächtigkeit der obersten Schicht nimmt von 0 m bei ca. 15 km Entfernung auf ca. 900 m am Profilende zu, die der Schicht S2 von 0 km am westlichen Modellende auf ca. 2 km im Osten. Die Sedimentschicht S1 hat bei 15 km Entfernung eine Mächtigkeit von ca. 2 km, die bis zum Profilende auf ca. 2,5 km anwächst. Ihre Grenze zur kristallinen Oberkruste läßt sich im Westen auf Grund der Einschränkungen des Raytracing-Programms nicht belegen.

Die Moho steigt von ca. 31 km Tiefe im Westen auf ca. 24 km im Osten an. Subparallel dazu verläuft die Unterkruste, deren Mächtigkeit in östlicher Richtung von ca. 6,5 auf ca. 5,5 km abnimmt.

5.1.9 Profil 90542

Das Profil 90542, das eine Länge von ca. 37 km hat, verläuft in SW-NO-Richtung von Jameson Land zum westlichen Ende zur Vikingebucht (östlich von Kap Stevenson). Ausgewertet wurden die Daten der Station 506 auf Jameson Land, die annähernd in der Verlängerung des Profils liegt, und der Station 504 bei Kap Stevenson, obwohl diese deutlich von einer "in line spread"-Aufstellung abweicht. Auch auf diesem Profil wurden die Signale mit der BOLT Airgun angeregt.

Die Abbildung 5.23 zeigt im oberen Teil die Daten der Station 504 nach Dekonvolution und AGC. Deutlich anzureißen ist in dieser seismischen Sektion nur die Pg-Phase. Zahlreiche spätere Einsätze sind zu sehen, die allerdings nicht eindeutig der PmP- oder PcP-Phase zuzuordnen sind. Auffällig sind die beiden dicht beieinander liegenden Phasen mit starken Amplituden und leicht unterschiedlichen Neigungen bei ca. 5,5 s Laufzeit und 45 bis 55 km Ent-

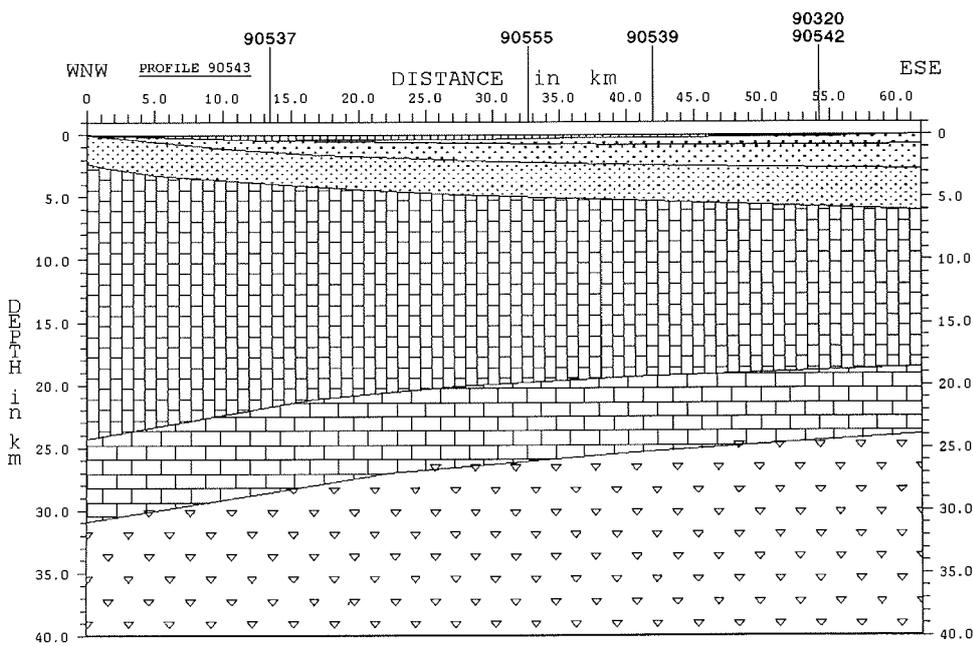
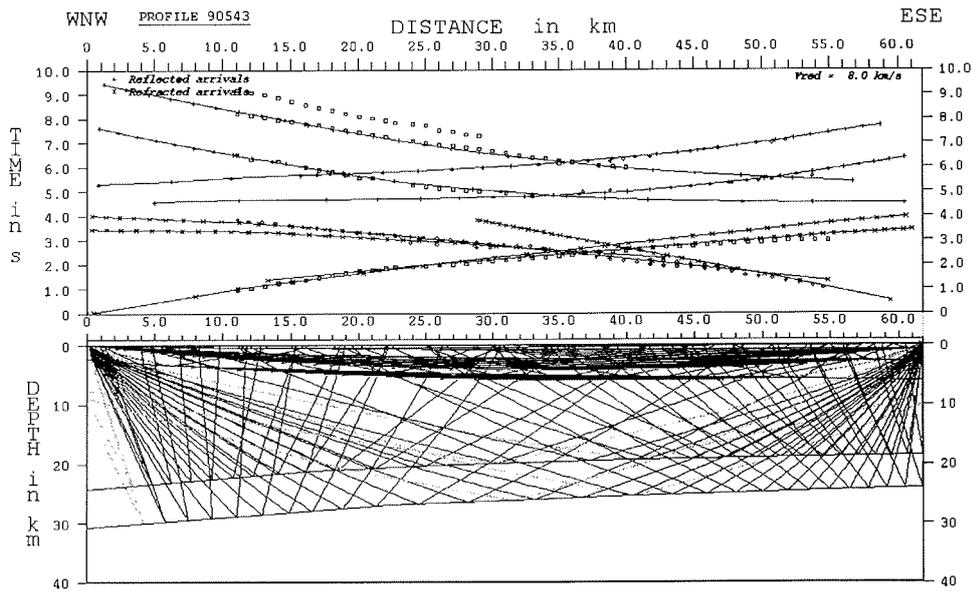


Abb. 5.22 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90543;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

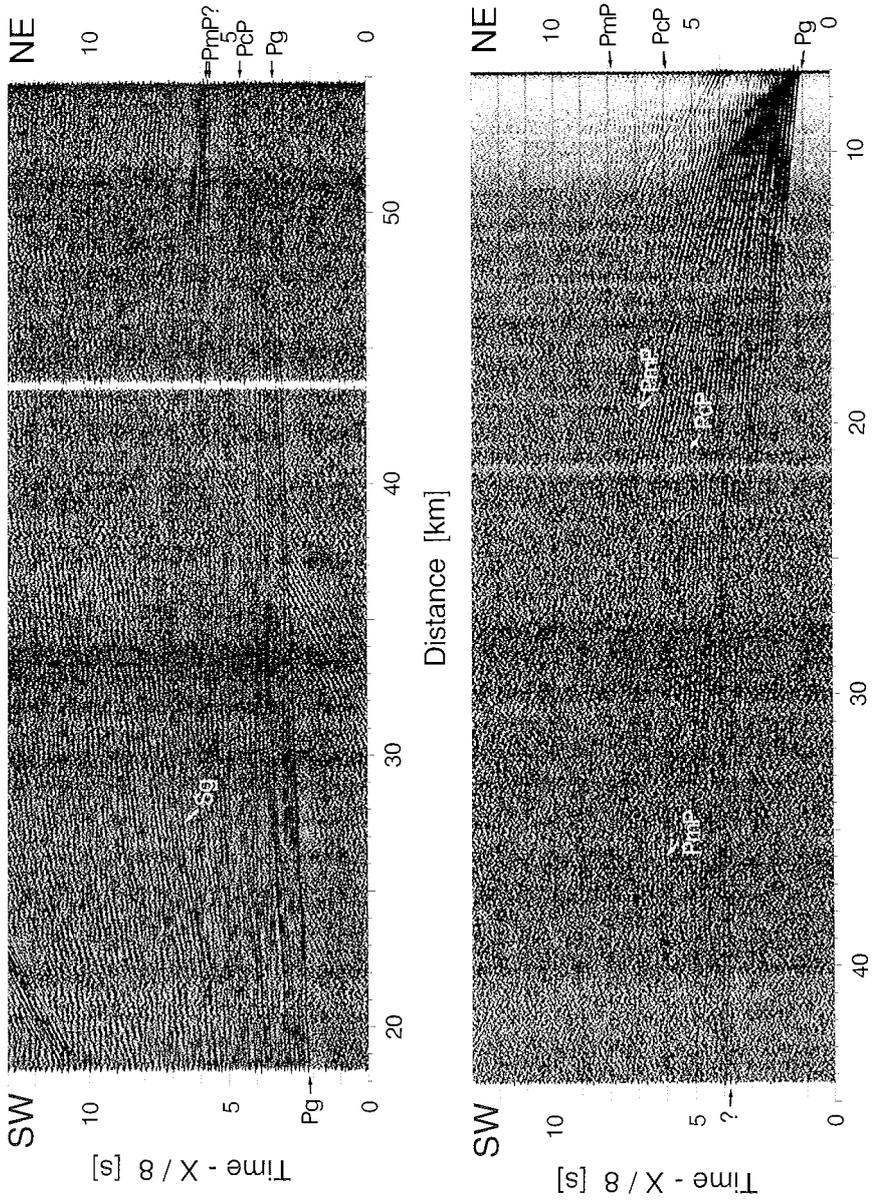


Abb. 5.23 Profil 90542: Seismogramm-Montagen der Stationen 504 (oben) und 506 (unten).

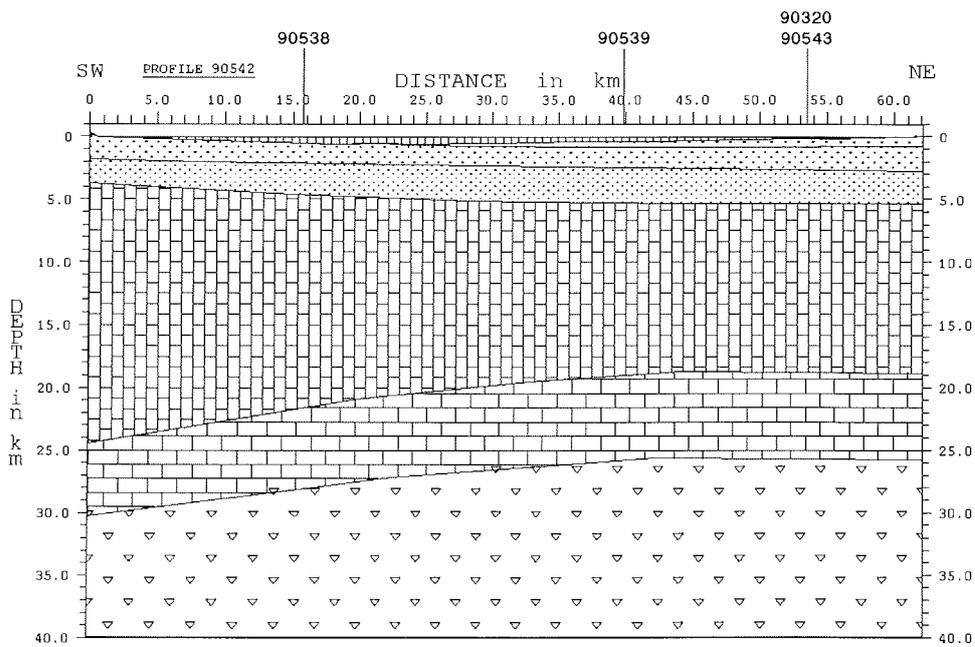
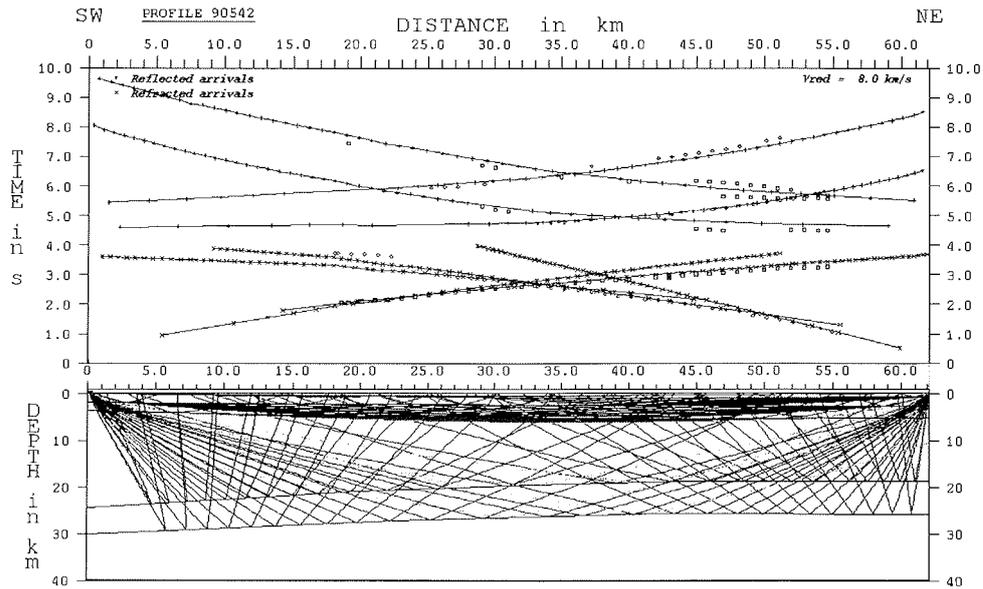


Abb. 5.24 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90542;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

fernung, deren Identität nicht geklärt ist. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Phasen um dreidimensionale Effekte, die durch das Geikie Plateau oder die Vikingebugt verursacht werden.

Im unteren Teil der Abbildung 5.23 sind die Daten der Station 506 dargestellt. Wie im Profil 90543 sind die Signale der beiden stationsnahen Auslagen gestapelt und anschließend gefiltert worden. Eine Dekonvolution bewirkte keine Verbesserung der Datenqualität.

Auch in dieser Seismogramm-Montage der Station 506 läßt sich die Pg-Phase nicht durchgehend verfolgen. Wieder nimmt die Amplitude des Ersteinsatzes bei ca. 13 km Entfernung stark ab, so daß zum Anreißen eine spätere, parallele Phase mit größerer Amplitude gewählt und die Laufzeit anschließend um den Phasenversatz korrigiert werden mußte. Auch mit Hilfe der späteren Einsätze ließ sich die Pg-Phase nur bis 35 km Entfernung korrelieren.

Die Einsätze mit relativ starken Amplituden bei einer Entfernung von 35 bis 45 km und einer Laufzeit von knapp 4 s lassen sich keiner Phase zuordnen. Ihre Scheingeschwindigkeit bzw. Steigung entspricht zwar annähernd der der Pg-Phase, aber die Einsätze kommen ca. 400 ms zu spät, um zu dieser Phase zu gehören.

Die Einsätze der PcP- und PmP-Phasen sind nur im stationsnahen Montagen-Abschnitt bis ca. 25 km Entfernung mit sehr schwachen Amplituden zu sehen.

Das Raytracing-Diagramm (Abb. 5.24 oben) zeigt nur für die Pg-Phasen eine relativ gute Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten. Doch bereits für diese Phase sind die Abweichungen für die Laufzeitkurve der Station 502 ab ca. 45 km Entfernung größer als 100 ms. Für spätere Phasen ist die Anpassung eher als schlecht zu bezeichnen.

Bei der Betrachtung des Raytracing-Diagramms muß berücksichtigt werden, daß die Lokationen beider Stationen keine direkte "in line spread"-Geometrie aufwiesen. Speziell für die Station 502 bei Kap Stevenson muß mit dreidimensionalen Effekten durch die Basalte des Geikie Plateaus, eine nördlich des Plateaus vermutete Störungszone und die Vikingebugt gerechnet werden. Außerdem ist die Datenqualität beider Seismogramm-Montagen nicht so gut, daß die späteren Phasen (PcP und PmP) sicher angerissen werden konnten.

Der unzureichenden Anpassung der Laufzeitkurven entsprechend muß auch das Modell als ungenau angesehen werden. Bei der Bearbeitung wurde als gültiges Modell eines angenommen, bei dem die Abweichungen der Laufzeiten für alle späteren Phasen etwa gleich groß sind.

Das Modell (Abb. 5.24 unten) zeigt eine Zunahme der Beckenmächtigkeit von ca. 3,7 km unter Kap Stevenson auf ca. 5,5 km an der Südwestküste Jameson Lands. Der Verlauf der obersten Sedimentschicht S3, die am nordöstlichen Ende des Profils eine Mächtigkeit von ca. 800 m erreicht, kann durch die refraktionsseismischen Messungen nicht bestimmt werden. Es wird angenommen, daß sie bei ca. 20 km Entfernung austreicht. Die Mächtigkeit der mittleren Sedimentschicht bleibt über die gesamte Länge des Modells fast konstant bei ca. 2 km. Die unterste Sedimentschicht S1 nimmt in ihrer Mächtigkeit von ca. 2 km im

Südwesten auf ca. 2,5 km im Nordosten zu. Damit deutet die Modellierung dieses Profil, wie die der Nord-Süd-verlaufenden Profile 90537 und 90539, darauf hin, daß sich die Sedimentschichten des Jameson Land Beckens unterhalb des Geikie Plateaus fortsetzen.

Die Moho zeigt einen Anstieg von ca. 30 km Tiefe im Südwesten auf ca. 26 km im Nordosten. Die Kruste-Mantel-Grenze liegt in diesem Profil unterhalb der Station 506 somit ca. 2 km tiefer als im Kreuzungsprofil 90543 an gleicher Stelle. Für beide Profile gilt, daß die Datenqualität der Station 506 sehr schlecht ist und daher ein sicheres Anreißen der Laufzeitkurven nicht möglich war. Bei der Interpretation ist dem Modell für das Profil 90543 aber wegen der insgesamt besseren Anpassung der Laufzeitkurven und der Belegung der Moho-Tiefenlage durch die Station auf Milne Land der Vorzug zu geben.

Die Unterkruste steigt von ca. 24,5 km Tiefe im Südwesten auf ca. 19 km im Nordosten an. Entsprechend nimmt ihre Mächtigkeit von ca. 5,5 auf knapp 7 km zu. Die Tiefenlage der Unterkruste entspricht damit der im Profil 90543 unter der Station 506 auf Jameson Land.

5.1.10 Profil 90538

Das Profil 90538 ist das südlichste der Profile, deren Richtung quer zum Hall Bredning liegt. Es verläuft von der Vikingebugt, die östlich an das Kap Stevenson grenzt, direkt vor der Küste des Geikie Plateaus in südöstlicher Richtung. Als Quelle diente die BOLT Airgun. Ausgewertet wurden die Daten der Station 504 am Kap Stevenson, die annähernd in Fortsetzung des Profils aufgestellt war. Die Station 510 am Rande des Geikie Plateaus zeichnete während des Profils keine Daten auf, da ihre Stromversorgung durch Wildbiß unterbrochen war.

Die Daten der Stationen 504 sind nach Dekonvolution und automatischer Amplitudenskalierung in Abbildung 5.25 zu sehen. Nur die Pg-Phase ist deutlich zu erkennen. Die Sg-Phase kann nicht identifiziert werden, und die PcP- und PmP-Phasen sind nur sehr schwach in mehreren Entfernungsbereichen in der Sektion zu erkennen.

Das Raytracing-Diagramm (Abb. 5.26 oben) zeigt für alle Phasen eine gute Übereinstimmung der berechneten mit den beobachteten Laufzeiten. Die Abweichungen liegen unter 100 ms.

Das Modell (Abb. 5.26 unten) kann nur bis ca. 30 km Entfernung als relativ sicher angesehen werden, da Informationen von der Station am südöstlichen Ende des Profils fehlen. Einschränkend muß auch bei diesem Profil erwähnt werden, daß dreidimensionale Effekte durch das Geikie Plateau, eine vor dem Plateau vermutete Störungszone und die Vikingebugt möglich sind, die das Modell verfälschen können.

Die Sedimentschicht S3 (3,5 km/s) kann im Bereich des Profils 90538 nicht nachgewiesen werden. Die beiden in Längsrichtung des Hall Bredning verlaufenden Profile 90537 und 90539 deuten an, daß die oberste Sediment-

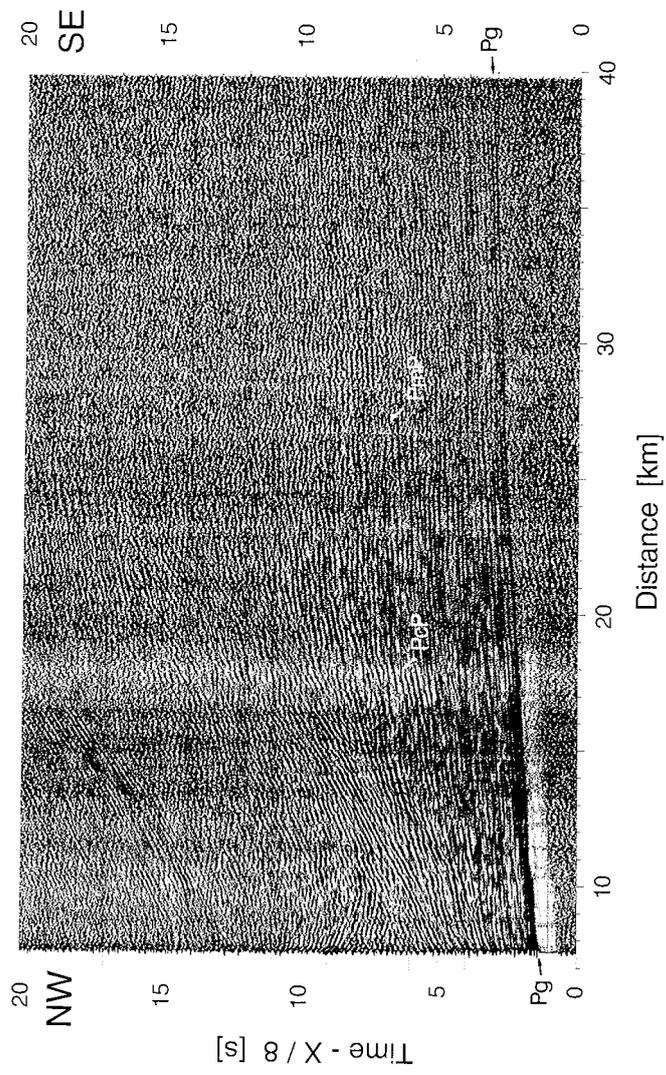


Abb. 5.25 Profil 90538: Seismogramm-Montage der Station 504.

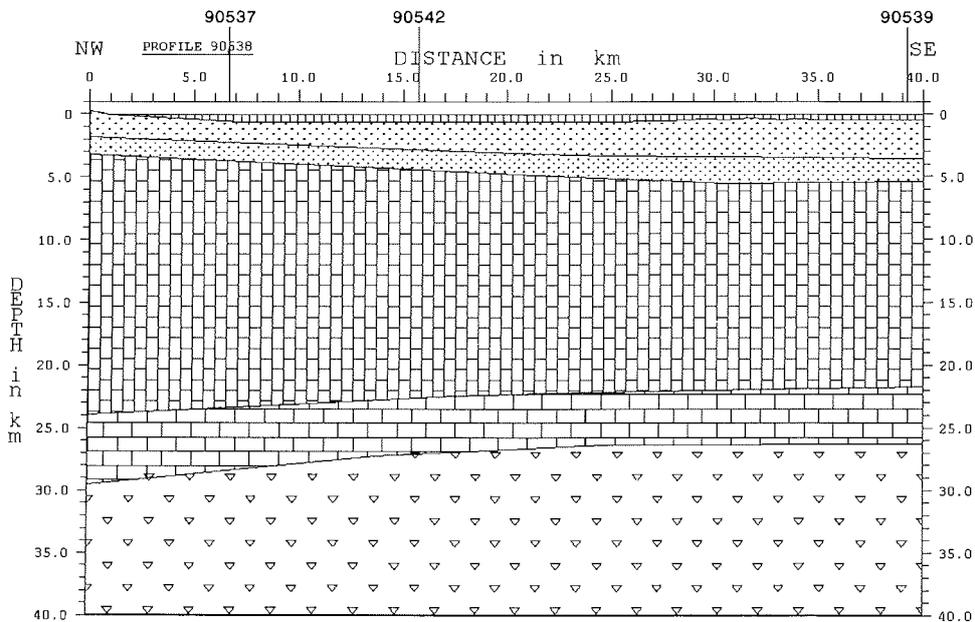
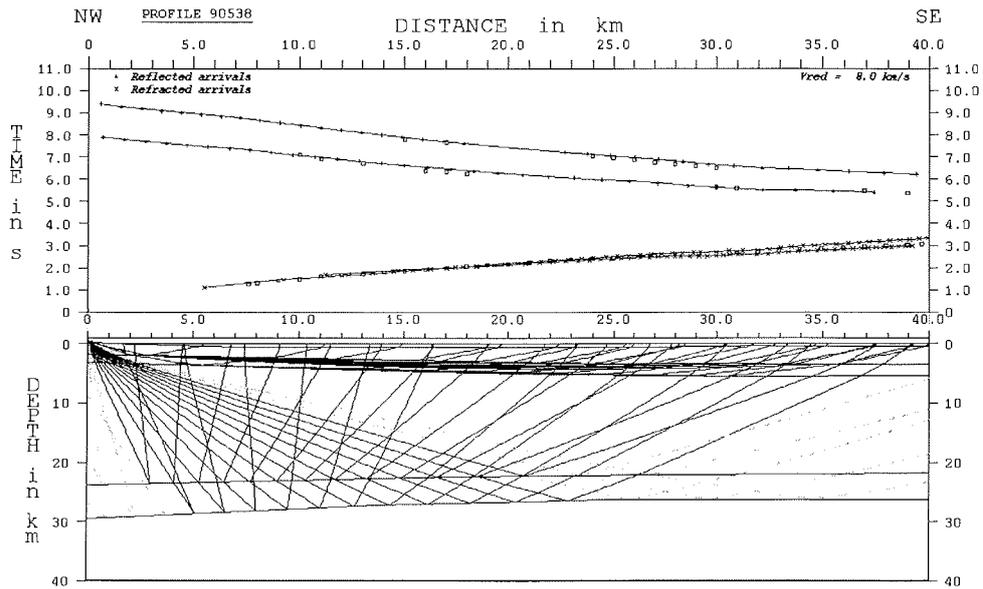


Abb. 5.26 Modellierung der Laufzeitkurve für das Profil 90538;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

schicht S3 unter Kap Stevenson nicht vorhanden ist, aber, mit geringer Mächtigkeit, unter der Station 510 am Geikie Plateau. LARSEN & MARCUSSEN (1992) leiten aus reflexionsseismischen Messungen im Scoresby Sund und auf Jameson Land eine Zunahme der jüngeren Sedimentschichten zum Geikie Plateau hin ab, die nicht bestätigt werden kann.

Die Mächtigkeit der mittleren Sedimentschicht nimmt von ca. 2 km im Nordwesten auf ca. 3 km bei einer Entfernung von 30 km zu und bleibt bis zum Profilende konstant. Die Sedimentschicht S1 weist im gesamten Profilbereich eine Mächtigkeit von ca. 1,6 km auf.

Die Mohorovicic-Diskontinuität zeigt einen Anstieg von ca. 30 km Tiefe im Nordwesten auf ca. 26 km im Südosten. Die Unterkruste verläuft etwa parallel dazu mit einer Mächtigkeit von ca. 4,5 km.

5.2 Nord-Süd-Profile

Vier der kombinierten reflexions-refraktionsseismischen Profile verlaufen annähernd in Nord-Süd-Richtung parallel zu der Streichrichtung bzw. den Küstenlinien des Hall Bredning.

Die beiden langen Profile (90537 und 90539) bilden mit den Profilen in Ost-West-Richtung ein Profiligitter. Die Übereinstimmungen bzw. Abweichungen der Modelle an den Schnittpunkten ist ein Maß für die Verlässlichkeit der Auswertung. Durch ihre Länge bieten diese Profile auch die Möglichkeit, die Geschwindigkeiten in der Unterkruste und im oberen Mantel zu bestimmen.

5.2.1 Profil 90537

Das Profil 90537 hat eine Länge von ca. 110 km. Es beginnt im Nordvestfjord und verläuft parallel zu den Küsten von Ren- und Milne Land bis zur Vikingebugt. Ausgewertet wurden die Daten der Stationen 501 am Sydkap und 504 bei Kap Stevenson. Angeregt wurden die seismischen Signale mit der BOLT Airgun.

Die Abbildungen 5.27 und 5.29 zeigen die Seismogramm-Montagen der Stationen 501 und 504. Auf Grund der Länge der Profile mußte ein kleinerer Maßstab für die Entfernungsachse gewählt werden als bei den in Kapitel 5.2 gezeigten Profilen. Um dennoch jede Spur abbilden zu können, sind nur die positiven Amplituden des Signals geschwärzt dargestellt, aber nicht die Wellenzüge. Dadurch ließ sich der Spurbestand ohne zu starke Schwärzung der Sektion halbieren. Zum Anreißen der Laufzeitkurven wurden seismische Sektionen mit der üblichen Darstellungsform verwendet, da einige Details in der komprimierten Abbildung schlechter oder gar nicht zu erkennen sind.

Die mit der Station 501 aufgezeichneten seismischen Signale sind in der Abbildung 5.27 zu sehen. Eine Dekonvolution bewirkte nur in den ersten

Kilometern der Sektion eine Verbesserung der Qualität. Die AGC verursachte eine zu starke Schwärzung der Sektion.

Die Pg-Phase läßt sich über die gesamte Profillänge (bis über 100 km Entfernung) gut verfolgen. Die Sg-Phase ist dagegen nur im Bereich zwischen 37 und 47 km Entfernung relativ deutlich zu sehen. Sowohl für kleinere als auch für größere Entfernungen ist das Anreißen sehr schwierig bis unmöglich. Die PmP-Phase ist im Entfernungsbereich von ca. 10 bis 22 km zu erkennen. In der Seismogramm-Montage dieses Kanals (Kanal 6) sind zwischen ca. 80 und 100 km Entfernung schwache Einsätze zu erkennen, die als Pn-Phase interpretiert werden. Deutlicher sind diese Einsätze auf der Ausspielung eines anderen Kanals (Kanal 4) zu sehen, die andererseits aber zwischen 40 und 75 km keine auswertbaren Signale zeigt. Aus den als Pn-Phase interpretierten Einsätzen folgt für den oberen Mantel eine Scheingeschwindigkeit von ca. 7,8 km/s.

Die PcP-Phase ist sehr schwach zwischen ca. 12 und 25 km Entfernung zu sehen. Einsätze, die in einer Entfernung von ca. 80 bis 95 km mit einer Laufzeit von ca. 5 s zu erkennen sind, werden als Einsätze refraktierter Strahlen aus der Unterkruste interpretiert. Aus der Steigung der Pc-Phase folgt für die Unterkruste eine Scheingeschwindigkeit von 7,1 km/s.

Die Abbildung 5.29 zeigt die Seismogramm-Montage der Station 504. Bis zu einer Entfernung von ca. 43 km ist eine Dekonvolution auf die Daten angewandt worden.

Die Pg-Phase ist bis ca. 80 km Entfernung gut zu sehen. Bei größeren Entfernungen erschweren Undulationen und schwache Amplituden das Anreißen. Die Undulationen aller Einsätze ab ca. 90 km Entfernung lassen sich gut mit der rauheren Meeresbodentopographie im Mündungsbereich des Nordvestfjordes korrelieren. Die Sg-Phase ist nur in wenigen Bereichen nicht gut zu erkennen und zeichnet sich zum Teil durch sehr große Amplituden aus. Zwischen 75 und 80 km Entfernung ist ein leichter Versatz in ihrer Laufzeitkurve zu beobachten.

Die PmP-Phase kann bis ca. 55 km Entfernung korreliert werden. Ab ca. 75 km Entfernung sind Einsätze zu sehen, die als Pn-Phase interpretiert werden. Auf Grund der Undulationen ist die Ermittlung der Scheingeschwindigkeit für den oberen Mantel schwierig. Je nach Entfernungsbereich ergeben sich Werte zwischen 7,6 und 7,9 km/s. Einsätze reflektierter und refraktierter Wellen von der Unterkruste sind stückweise bis ca. 90 km Entfernung zu erkennen. Aus der Pc-Phase wurde für die Unterkruste eine Scheingeschwindigkeit von 6,9 km/s ermittelt.

Zwischen ca. 65 und 105 km Entfernung sind Einsätze der SmS- bzw. Sn-Phase zu sehen. Einsätze, die mit etwas kürzeren Laufzeiten im Bereich zwischen 75 und 100 km zu erkennen sind, werden als ScS-Phase interpretiert. Die PmS-Phase kann nicht identifiziert werden.

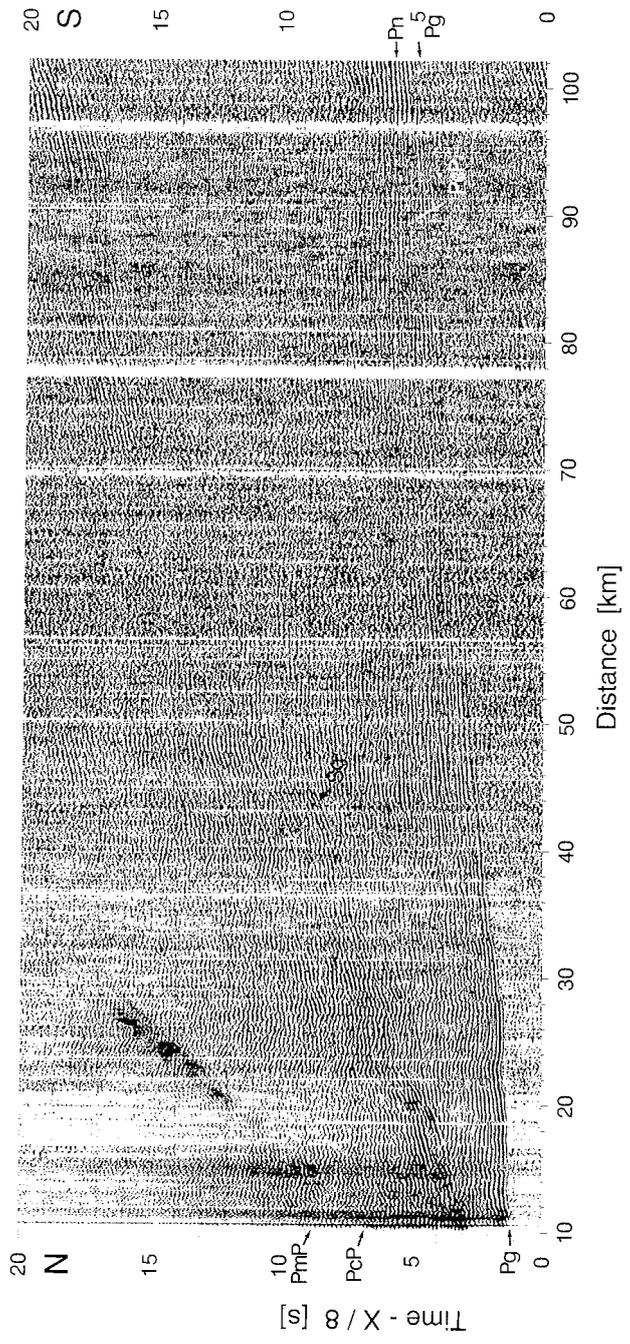


Abb. 5.27 Profil 90537: Seismogramm-Montage der Station 501.

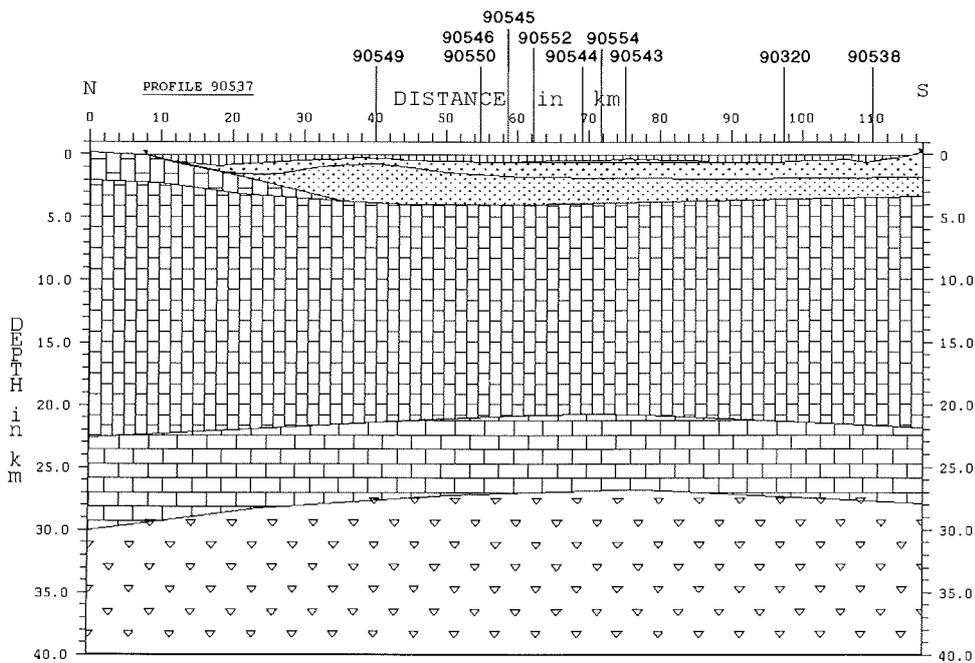
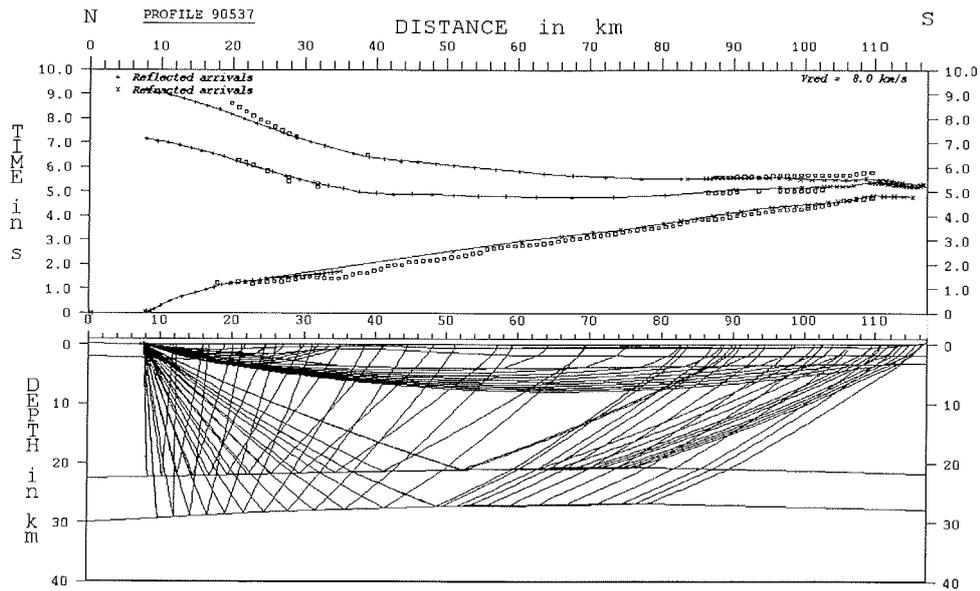


Abb. 5.28 Modellierung der Laufzeitkurve für das Profil 90537, Station 501;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

Wegen der Lage des Profils und der Stationen mußten für Schuß und Gegenschuß separate Modelle erstellt werden, die sich in den nördlichsten ca. 30 km voneinander unterscheiden. Das Profil beginnt im Nordvestfjord, einem der tief eingeschnittenen Fjordarme der Scoresby Sund Region, und verläuft westlich der Station 501 in den Hall Bredning. In Höhe der Station 501, die auf anstehendem Kristallingestein am Sydkap aufgestellt war, beträgt die Wassertiefe ca. 1000 m. Diese Unterschiede im Bereich der nördlichen Station können nicht mit einem einheitlichen Modell simuliert werden.

Für die nördliche Station sind die Ergebnisse der Modellierung in Abbildung 5.28 dargestellt. Die Undulationen der Pg-Phase in Bereich zwischen 30 und 60 km Entfernung können mit dem Modell nicht zufriedenstellend erklärt werden. Die Abweichung der berechneten von der beobachteten Laufzeit beträgt in diesem Bereich bis zu 300 ms. Bei größeren Entfernungen beträgt die Abweichung ca. 100 ms. Die schlechte Anpassung ist begründet durch die rauhe Meeresbodentopographie zwischen der Station und dem Profil und durch dreidimensionale Effekte, da die Lage der Station bei kurzen Entfernungen eher einer Fächer- als einer "in line spread"-Geometrie entspricht. Einen weiteren, gravierenden Einfluß wird die Nord-Süd-streichende Hauptstörungszone haben, die östlich der Station 501 an Land aufgeschlossen ist. Die Auswertung der Ost-West-Profile deutet aber darauf hin, daß diese Störungszone im Hall Bredning direkt vor der Küste Milne Lands verläuft. Demnach muß die Störungszone das Profil bei ca. 30 bis 40 km Entfernung schneiden.

Die Anpassung der Laufzeiten für die PmP- und die Pn-Phase ist mit Ausnahme der ersten Kilometer gut. Die Abweichungen betragen weniger als 100 ms. Für die stärkere Abweichung im Bereich von 20 bis 26 km Entfernung werden die oben genannten Gründe verantwortlich gemacht. Für die PcP- und die Pc-Phasen sind die Abweichungen kleiner als 200 ms.

Für die Station 504 am Kap Stevenson im Süden (Abb. 5.30) ist die Anpassung der berechneten an die beobachteten Laufzeiten für die Pg-Phase lediglich im Entfernungsbereich zwischen ca. 35 und 45 km größer als 100 ms. Das Modell kann die kleinräumige Undulation des Ersteinsatzes nicht befriedigend erklären. Die Gründe dafür wurden bereits diskutiert. Für die Einsätze der reflektierten und refraktierten Wellen aus dem oberen Mantel liegen die Abweichungen mit Ausnahme weniger Punkte bei ca. 150 ms. Die Laufzeiten für die stärker abweichenden Punkte konnten allerdings in der Seismogramm-Montage nicht genau abgelesen werden. Die PcP- und Pc-Phasen zeigen eine ähnlich gute Anpassung, aber auch hier liegen die Abweichungen im Entfernungsbereich zwischen 35 und 45 km unter 150 ms.

Bei der Modellierung der Scherwellen (Abb. 5.31) wurden die Daten der südlichen Station betrachtet. Für die Sedimente wurde der Standardwert von 1,73 ($\sqrt{3}$) für das Verhältnis von P- zu S-Wellengeschwindigkeit angenommen. Dies entspricht einer Poisson-Zahl von 0,25. Für die kristalline Oberkruste wurde dieses Verhältnis auf 1,715 verringert und für die Unterkruste auf 1,86 erhöht. Mit den genannten Werten für die Geschwindigkeitsverhältnisse wurde für die Sg-Phase eine Übereinstimmung der beobachteten mit den berechneten

Laufzeitkurven erreicht, die mit Ausnahme weniger Punkte im Rahmen der Darstellungsgenauigkeit liegt (ca. 200 ms). Die Abweichungen für die Sn- und die SmS-Phasen liegt bei ca. 250 bis 300 ms. Da diese beiden Phasen sehr dicht zusammen liegen, kann nicht entschieden werden, welche Phase in der Seismogramm-Montage angerissen wurde. Für die ScS-Phase beträgt die Abweichung im Bereich zwischen 15 und 25 km Entfernung bis zu ca. 300 ms und zwischen 40 und 45 km Entfernung weniger als 250 ms.

Bis ca. 45 km Entfernung wird eine optimale Anpassung der Laufzeitkurven (Abweichungen kleiner als 150 ms) für die Sg-Phase mit einem v_p/v_s -Verhältnis von 1,705 für das kristalline Grundgebirge erreicht und ab ca. 50 km Entfernung mit einem Verhältnis von 1,73. Das kann als Anzeichen dafür gewertet werden, daß sich die Poisson-Zahl für die kristalline Oberkruste im Bereich zwischen 45 und 50 km Entfernung leicht ändert. Hinweise auf eine laterale Änderung der Poisson-Zahl wurden auch bei der Auswertung des bereits erwähnten GRÖKORT Profils gefunden, das von der Mündung des Kong Oscar Fjordes in westlicher Richtung auf dem Schelf verläuft (MINSHULL, 1990). Da in dem Auswertungsprogramm IRIS keine lateralen Änderungen des Verhältnisses von P- zu S-Wellengeschwindigkeit vorgesehen sind, konnten keine weiteren Untersuchungen vorgenommen werden.

Die Geschwindigkeitsverhältnisse für die Sedimentschichten und die kristalline Oberkruste stimmen mit denen überein, die bei der Bearbeitung des Profils 90544 ermittelt wurden (s. Kapitel 5.1.5). Stärkere Abweichungen sind bei den Werten für die Unterkruste zu beobachten. Für diese Schicht wurde im Profil 90544 ein Geschwindigkeitsverhältnis von 2.0 gewählt.

Die Betrachtung der Scherwellen zeigt, daß die Poisson-Zahl im Untersuchungsgebiet für die Sedimentschichten und die kristalline Oberkruste nicht wesentlich vom Standardwert 0,25 abweicht.

Die Sedimentschicht S3 kann mit den refraktionsseismischen Messungen in diesem Profil nicht nachgewiesen werden. Dennoch wird diese Schicht zwischen ca. 60 und 85 km Entfernung mit einer geringen Mächtigkeit in den Modellen für beide Stationen (Abb. 5.28 und 5.30) angenommen. Hinweise dafür gibt es aus den Querprofilen und geologischen Untersuchungen. Die Sedimentschicht S2 zeigt von ca. 60 km Entfernung bis zum Modellende eine relativ konstante Mächtigkeit von ca. 1,3 km. Das deutet darauf hin, daß sich das Sedimentbecken unter dem Geikie Plateau im Süden fortsetzt. Im Norden streichen die Sedimente der Schicht S2 bei ca. 25 km aus. Die Mächtigkeit der Sedimentschicht S1 nimmt von ca. 1,6 km unter dem Geikie Plateau auf ca. 2 km bei einer Entfernung von 60 km zu. Bei 40 km Entfernung erreicht die Schicht eine Mächtigkeit von ca. 3 km, bevor sie bei einer Entfernung von ca. 12 km ausstreicht. Das anstehende Kristallingestein markiert das Ende des Sedimentbeckens in nordwestlicher Richtung.

Die Moho hat eine Tiefenlage zwischen ca. 28 und 30 km. Sie zeigt einen leichten Anstieg in südlicher Richtung und eine leichte Aufwölbung im Bereich zwischen 60 und 80 km Entfernung. Die Unterkruste verläuft fast parallel dazu mit einer Mächtigkeit von ca. 6 km. Die Mächtigkeit der Unterkruste deckt sich

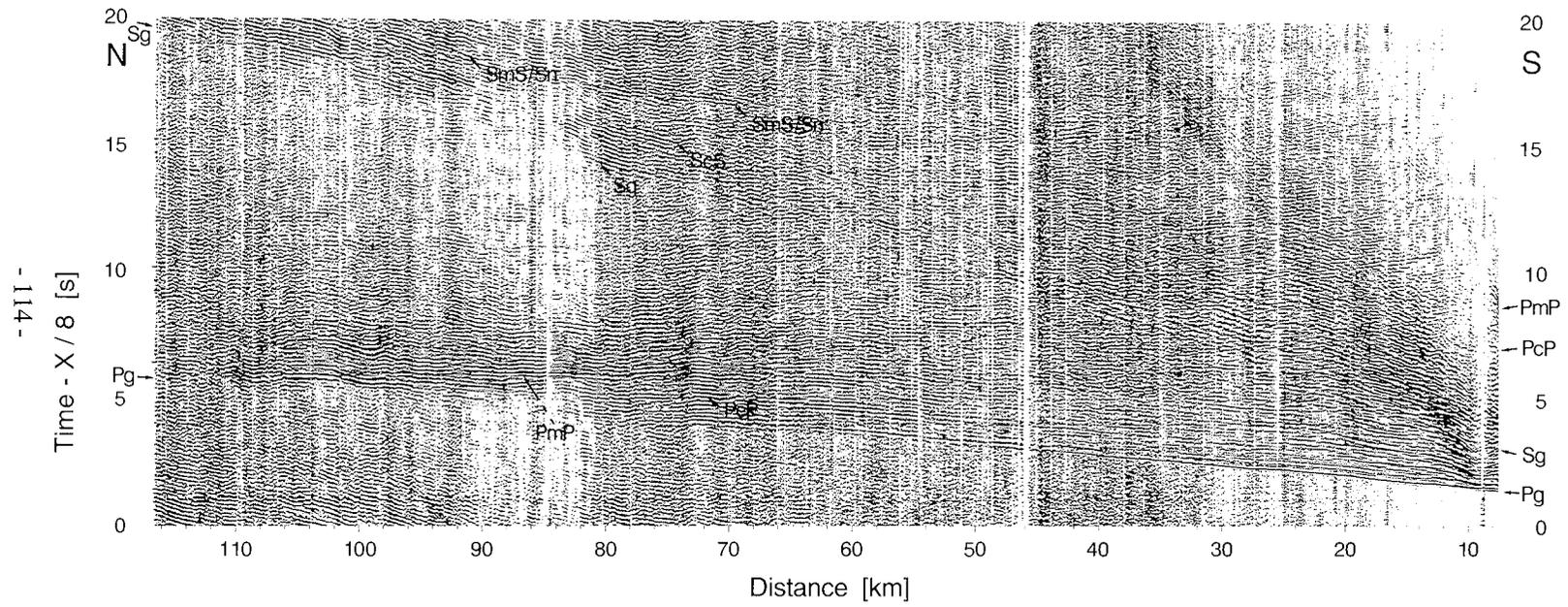


Abb. 5.29 Profil 90537: Seismogramm-Montage der Station 504.

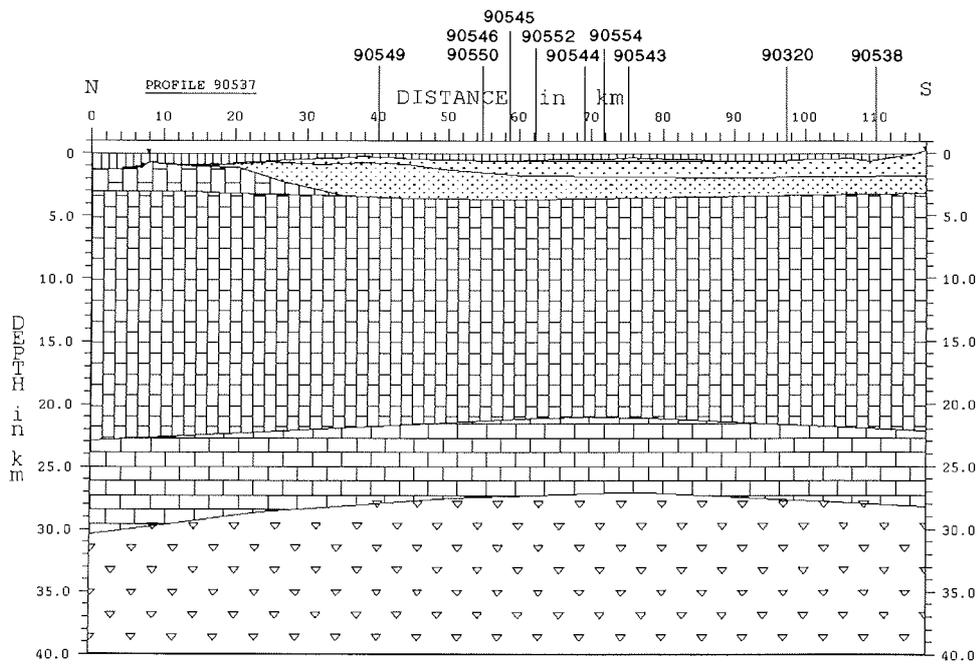
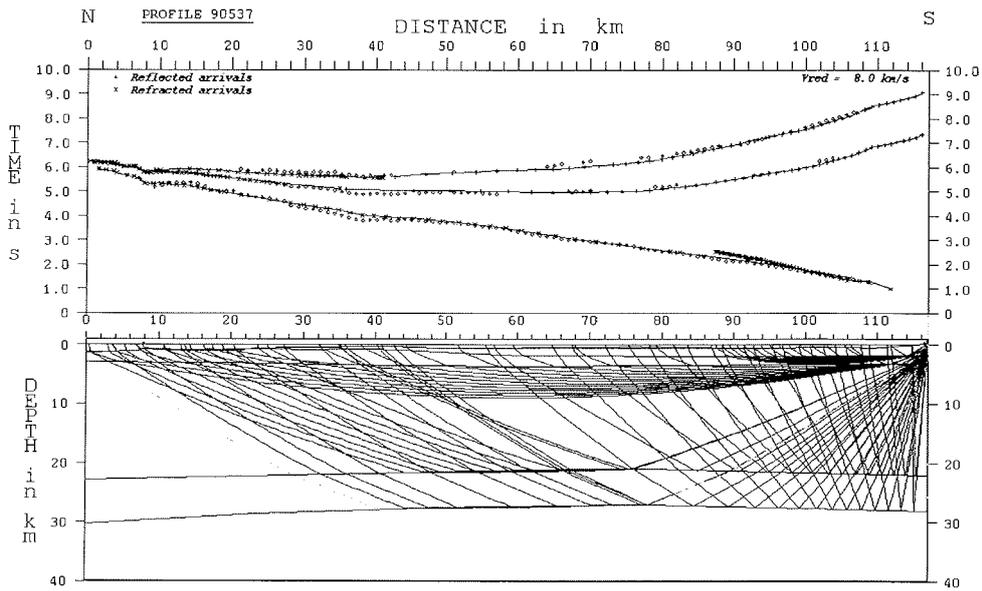


Abb. 5.30 Modellierung der Laufzeitkurve für das Profil 90537, Station 504;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

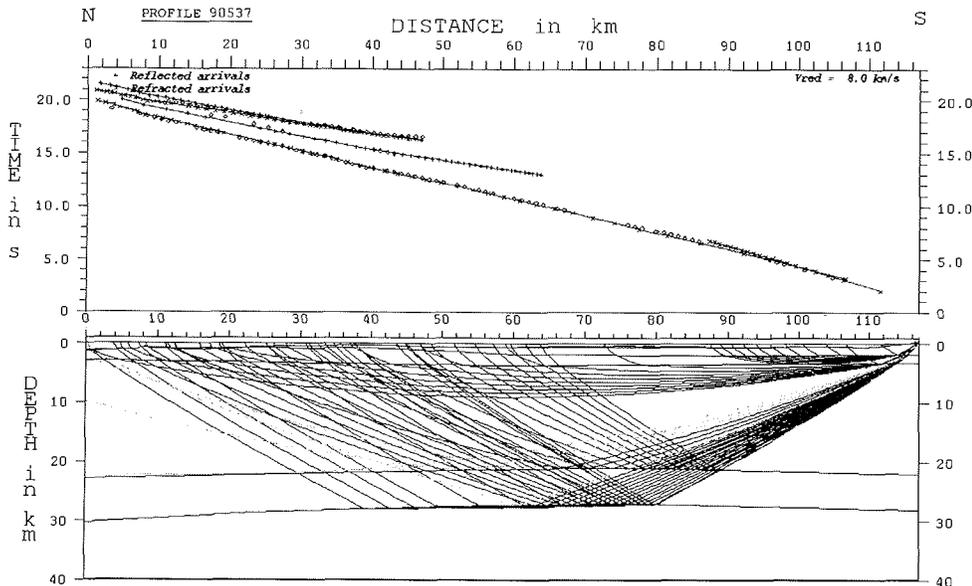


Abb. 5.31 S-Wellen Modellierung für das Profil 90537, Station 504;
Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen.

mit den Modellierungen der Ost-West-Profile. Allerdings liegen die Unterkruste und die Kruste-Mantel-Grenze ca. 1 bis 2 km höher als auf den Querprofilen. Ein Grund für diese Abweichung liegt in der hinreichend diskutierten schlechten Modellierbarkeit der Küstenregion von Milne Land auf den Ost-West-Profilen. Ein anderer wird in der in diesem Bereich verlaufenden Hauptstörungszone gesehen. Des weiteren können Anisotropie-Effekte für die Unterschiede in der Tiefenlage verantwortlich sein, da die Laufrichtung der Strahlen um ca. 90° unterschiedlich ist. Anisotropie-Effekte sind im Untersuchungsgebiet bekannt und werden in einer Auswertung des GRÖKORT Profils vor dem Kong Oscar Fjord sogar für eine Aufspaltung der S-Wellen (shear wave splitting) verantwortlich gemacht (SPAAGAREN, 1990). Auch laterale Inhomogenitäten können eine unterschiedliche Tiefenlage der Moho in den Modellen verursachen.

Anzeichen für eine Störungszone parallel zum Geikie Plateau sind im Modell nicht zu sehen.

5.2.2 Profil 90549

Das Profil 90549 hat eine Länge von 42 km und verläuft vom nördlichsten Ende des Hall Bredning in SSW-Richtung zur Nordostküste Milne Lands. Ausgewertet wurden die aufgezeichneten Signale der Stationen 502 und 503 auf Milne Land sowie der Station 509 an der Nordostbugt. Angeregt wurden die seismischen Signale mit dem Airgun-Array.

Die Daten der beiden Stationen auf Milne Land sind nach einer Dekonvolution in Abbildung 5.32 zu sehen. Der obere Teil zeigt die seismische Sektion der Station 502. Die undulierende Pg-Phase ist nur bis zu einer Entfernung von ca. 33 km gut zu erkennen, läßt sich aber bis zum Profilende verfolgen. In den ersten Kilometern der Aufzeichnung sind stärkere Vorläufer zu erkennen, die das Anreißen des Ersteinsatzes erschweren. Die Sg-Phase ist die amplitudenstärkste Phase in dieser Sektion. Wie bei der Pg-Phase ist bei ca. 33 km Entfernung ein rapider Abfall der Amplituden zu beobachten. Mehrere schwache Einsätze mit unterschiedlichen, hohen Scheingeschwindigkeiten erschweren die sichere Identifizierung der PmP- und PcP-Phasen. Die PcP-Phase kann nur bis ca. 23 km Entfernung korreliert werden, die PmP-Phase stückweise bis ca. 28 km Entfernung.

Auch die Seismogramm-Montage der Station 503 zeigt sehr deutlich die Sg-Phase, deren Amplituden ab ca. 47 km Entfernung schnell abnehmen. Die Pg-Phase ist nur bis zu einer Entfernung von ca. 54 km zu erkennen. Ebenfalls ab ca. 47 km Entfernung nimmt die Amplitude der ersten Phase dieses Einsatzes so stark ab, daß zum Anreißen die zweite Phase verwendet werden mußte. Wie in der Sektion der Station 502 können spätere Einsätze nur mit Mühe identifiziert werden. Die PmP-Phase ist zwischen ca. 30 und 54 km Entfernung und 6 bis 7 s Laufzeit zu erkennen. Einsätze, die stückweise über die gesamte Profillänge korreliert werden können, werden als PcP-Phase interpretiert.

Die Daten der Station 509 weisen ein sehr schlechtes Verhältnis von Nutz- zu Störsignal auf. Um überhaupt etwas erkennen zu können, wurden in Abbildung 5.33 nach der Stapelung aller drei Kanäle nur die positiven Amplituden der Seismogramme und nicht die Wellenzüge selbst dargestellt. Die Pg-Phase läßt sich stückweise über die gesamte Profillänge korrelieren. Allerdings ist eine sichere Bestimmung der ersten Phase dieser Einsätze nicht immer möglich. Zwischen 16 und 48 km Entfernung sind an drei Stellen Einsätze zu erkennen, die als PmP-Phase interpretiert werden. Ähnlich schwach können zwischen 28 und 37 km Entfernung Einsätze der PcP-Phase ausgemacht werden.

Die Anpassung der berechneten an die beobachteten Laufzeiten ist für die beiden Stationen auf Milne Land in zwei getrennten Diagrammen dargestellt. Der obere Teil der Abbildung 5.34 zeigt die Laufzeitkurven für die Stationen 502 und 509. Die von Station 502 aus beobachteten Undulationen der Pg-Phase können mit dem Modell nicht vollständig erklärt werden. Die berechnete Laufzeitkurve folgt zwar dem Trend der beobachteten, dennoch betragen die Abweichungen in diesem Bereich bis zu ca. 150 ms. Die Anpassung der Laufzeiten für die PmP-Phase ist gut. Ihre Abweichungen voneinander sind kleiner

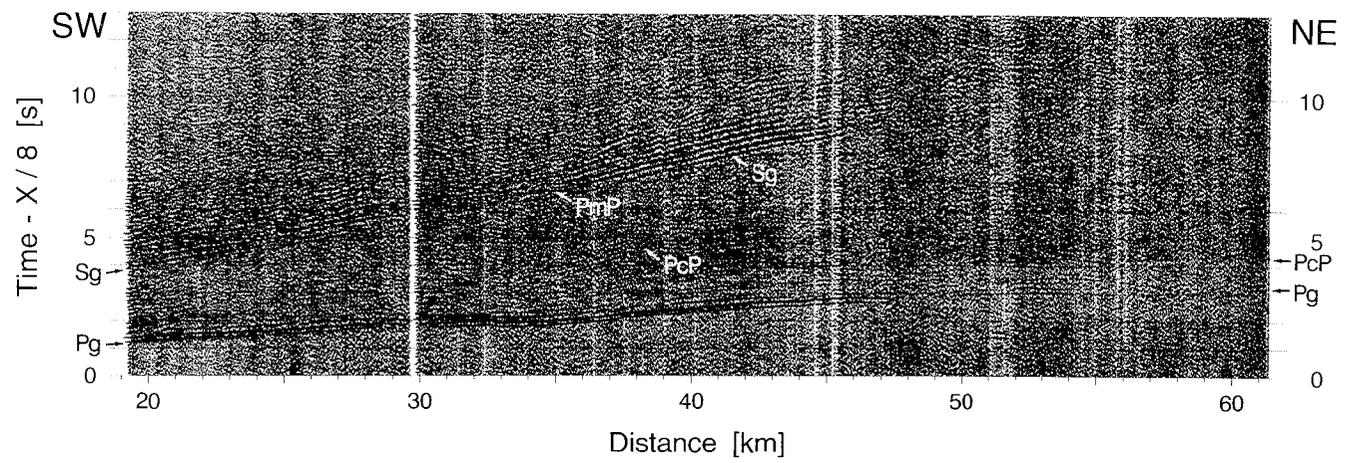
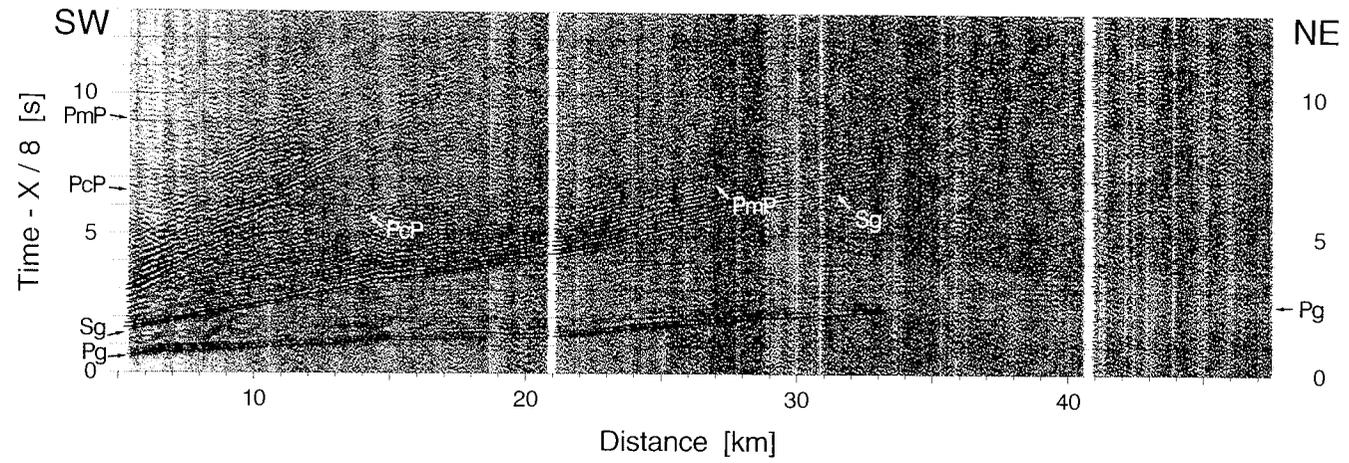


Abb. 5.32 Profil 90549: Seismogramm-Montagen der Stationen 502 (oben) und 503 (unten).

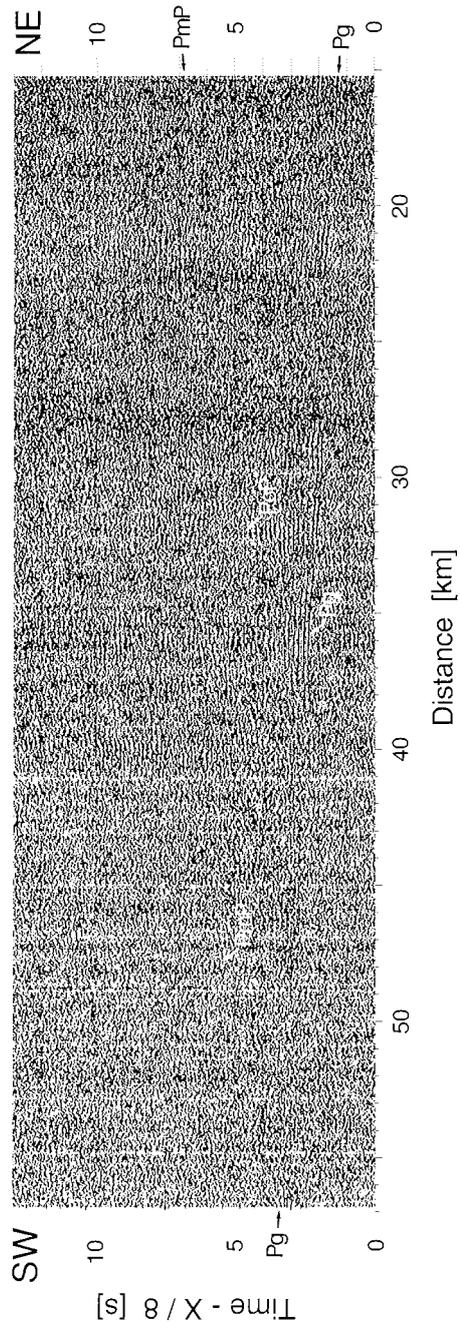


Abb. 5.33 Profil 90549: Seismogramm-Montage der Station 509.

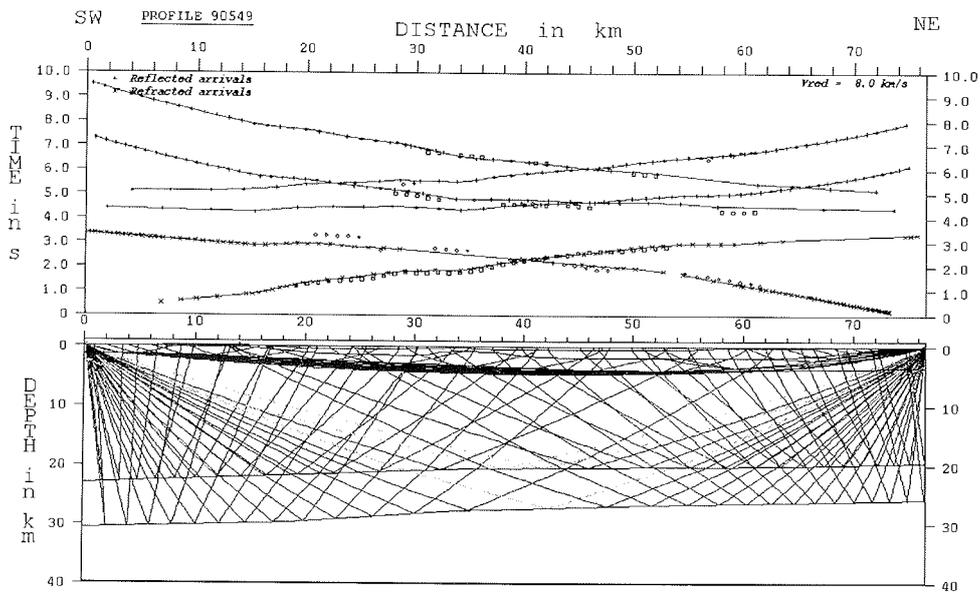
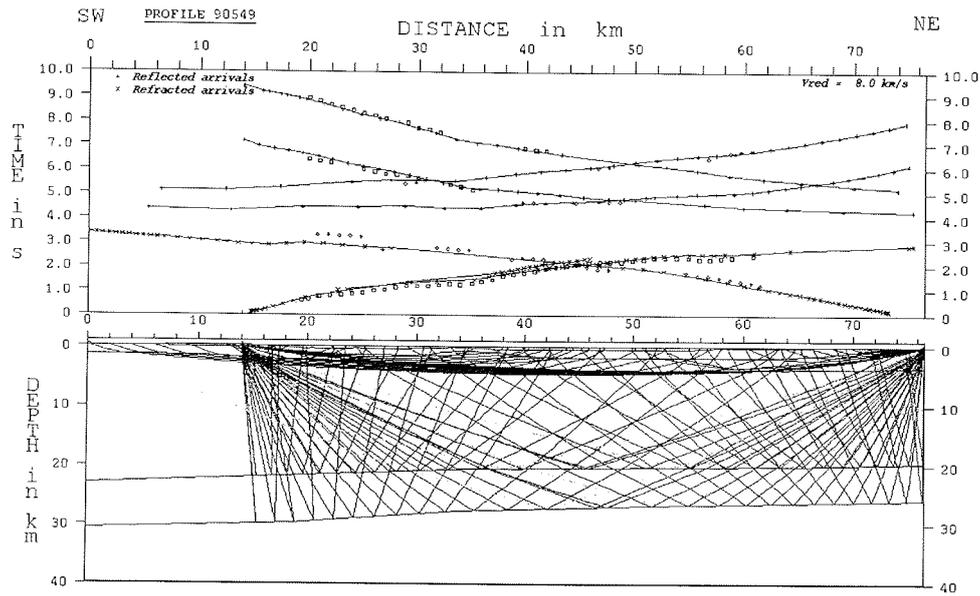


Abb. 5.34 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90549;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen für die Stationen 502 und 509;
unten: Analog zu oben, nur für die Stationen 503 und 509.

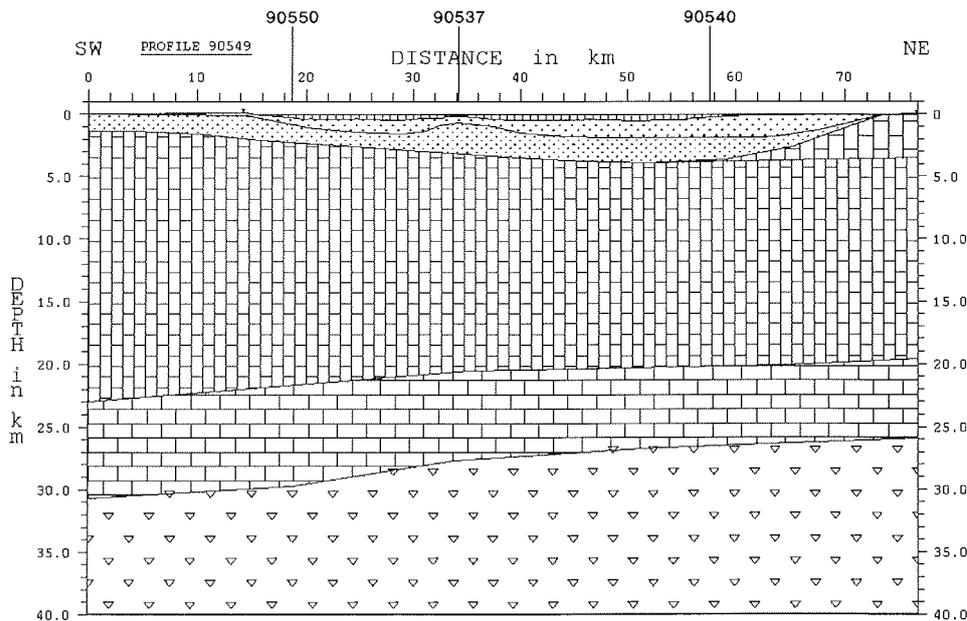


Abb. 5.35 Geschwindigkeits-Tiefen-Modell für das Profil 90549.

als 100 ms. Die Abweichungen für die Laufzeiten der PcP-Phase betragen bis zu ca. 150 ms.

Die Laufzeitkurven für die von Station 509 aus beobachtete Pg-Phase zeigen zwischen 20 und 25 km Entfernung Abweichungen von ca. 350 ms. Offensichtlich ist in diesem Bereich nicht der erste Einsatz dieser Phase erkannt worden, was auf die schlechte Datenqualität zurückzuführen ist. Die Anpassung der Laufzeiten für den stationsnäheren Teil der Pg-Phase und die späteren Einsätze ist, gemessen an der Datenqualität, gut. Die Abweichungen sind kleiner als 150 ms.

Im unteren Teil der Abbildung 5.34 sind die Raytracing-Diagramme für die Stationen 503 und 509 dargestellt. Die Laufzeitkurven für die Pg-Phase zeigen trotz der Undulation mit maximalen Abweichungen von ca. 100 ms eine gute Übereinstimmung. Auch die Laufzeiten für die PmP-Phase sind gut angepaßt. Lediglich bei den Laufzeitkurven für die PcP-Phase sind Abweichungen bis zu ca. 200 ms zu erkennen. Dabei muß aber berücksichtigt werden, daß die Phasen nicht sicher angerissen werden konnten.

Das Profil 90549 verläuft entlang der nordwestlichen Begrenzung des Sedimentbeckens, das in diesem Bereich eine maximale Mächtigkeit von ca. 4 km erreicht (Abb. 5.35). Die kleinen Dreiecke an der Modelloberkante markieren die Lokationen der Stationen. Die oberste Sedimentschicht S3 ist dort nicht vorhanden. Die Sedimentschicht S2 streicht bei ca. 15 km Entfernung im

Südwesten und bei ca. 73 km Entfernung im Nordosten aus. Sie erreicht im Nordosten eine maximale Mächtigkeit von knapp 2 km. Der Anstieg des Meeresbodens zwischen 30 und 40 km Entfernung paust sich auch auf die obere Grenze der Sedimentschicht S1 durch. Diese Schicht streicht wie die darüberliegende bei ca. 73 km Entfernung im Nordosten aus. Wie bei allen Profilen mit Stationen auf Milne Land ist das westliche Ende des Sedimentbeckens nicht modelliert worden. Allerdings dünnt die Sedimentschicht S1 am westlichen Modellende deutlich aus.

Die Moho steigt von ca. 30,5 km Tiefe unter Milne Land auf ca. 26 km am nördlichen Ende des Hall Bredning an. Im Bereich zwischen 20 und 35 km Entfernung zeigt die Moho eine deutlich stärkere Neigung als im übrigen Modell. Die Unterkruste hat einen gleichmäßigen Anstieg von ca. 23 km im Südwesten auf ca. 20 km im Nordosten. Die Mächtigkeit dieser Schicht ist damit im Südwesten ca. 1 bis 2 km größer als in den Querprofilen. Allerdings ist der Verlauf der Schicht bis ca. 15 km Entfernung nicht durch Messungen belegt, sondern aus dem Verlauf der Schicht im übrigen Bereich extrapoliert. Außerdem ließen sich die Einsätze der an dieser Schicht reflektierten Signale nicht sicher in den Seismogramm-Montagen anreißern.

5.2.3 Profil 90540

Das Profil 90540 beginnt ca. 5 km südlich der Station 508 an der Westküste Jameson Lands und endet in der Nähe der Station 501 an der Nordspitze des Hall Bredning. Es hat eine Länge von ca. 30 km und weist einen kurvigen Verlauf auf. Als seismische Quelle wurde die BOLT Airgun eingesetzt. Ausgewertet wurden die Daten der Stationen 501, 506 und 507, die in Verlängerung des Profils aufgestellt waren, sowie der Station 508, obwohl ihre Lokation eher einer Fächergeometrie entspricht.

Die Daten der Station 501 sind im oberen Teil der Abbildung 5.36 nach Dekonvolution und Amplitudenskalierung dargestellt. Die Pg-Phase läßt sich leicht über die gesamte Profillänge verfolgen. Auch die Sg-Phase ist bis ca. 35 km Entfernung gut zu erkennen. Spätere Einsätze sind dagegen schwer zu identifizieren. Bis 15 km Entfernung sind bei einer Laufzeit von ca. 7 s Einsätze unbekannter Herkunft zu erkennen. Die Auswertung zeigt, daß es sich dabei nicht um Einsätze der PmP-Phase handeln kann. Möglicherweise handelt es sich um Effekte der Hauptstörungszone, die im Norden des Hall Bredning verläuft und das Profil durchquert. Als PmP-Phase werden Einsätze interpretiert, die zwischen ca. 15 und 20 km Entfernung schwach zu sehen sind. Die PcP-Phase ist, ebenfalls sehr schwach, zwischen 33 und 40 km Entfernung zu erkennen.

Auf Grund der Lage der Station 508 relativ zum Profil ist die Seismogramm-Montage dieser Station, dargestellt im unteren Teil der Abbildung 5.36 nach einer Dekonvolution der Daten, ca. 10 km kürzer als die der anderen Stationen. Die Entfernungssachse gibt immer die direkte Entfernung zwischen Quelle und Empfänger wieder. Die Pg-Phase ist im gesamten Profilbereich gut zu sehen.

Auch die PmP-Phase läßt sich über die gesamte Profillänge verfolgen, während die PcP-Phase nicht zu erkennen ist.

Die Daten der Station 506 sind im oberen Teil der Abbildung 5.37 nach Stapelung der beiden stationsnahen Kanäle zu sehen. Die Pg-Phase läßt sich über die gesamte Profillänge verfolgen, obwohl das Anreißen mit Schwierigkeiten verbunden war, da die erste Phase dieses Einsatzes sehr schlecht zu erkennen ist. Schwache Einsätze zwischen 64 und 70 km Entfernung werden als PmP-Phase interpretiert. Weitere Phasen sind nicht zu erkennen.

Die Seismogramm-Montage im unteren Teil der Abbildung 5.37 zeigt die Daten der Station 507 nach Dekonvolution und AGC. Die Pg-Phase ist dort über die gesamte Länge des Profils gut zu sehen. Die PmP-Phase ist schwach und nicht durchgehend zwischen 38 und 53 km Entfernung zu erkennen und die PcP-Phase nur zwischen 44 und 46 km Entfernung.

Die Ergebnisse der Modellierung sind in den Abbildungen 5.38 und 5.39 dargestellt. Die Anpassung der Laufzeiten für die Pg-Phase der Station 501 ist, mit Ausnahme des ersten Punktes, gut (Abb. 5.38 und 5.39). Auch die wenigen Punkte, mit denen die PmP- und PcP-Phasen belegt sind, können mit Abweichungen unter 150 ms angepaßt werden. Die Einsätze zwischen 10 und 15 km Entfernung können nicht erklärt werden. Für die Pg-Phase der Station 506 (Abb. 5.38 oben) ist die Anpassung der Laufzeiten sehr gut, Abweichungen sind kaum zu erkennen. Die wenigen Einsätze der PmP-Phase können mit dem Modell auch gut erklärt werden.

Die berechneten Laufzeiten für die Pg-Phase der Station 507, dargestellt im unteren Teil der Abbildung 5.38, zeigen im Entfernungsbereich zwischen 10 und 20 km Abweichungen von den beobachteten Laufzeiten, die ca. 150 ms groß sind. Von 20 bis 40 km Entfernung ist die Anpassung hingegen sehr gut. Warum die Pg-Phase dieser einen Station in dem ca. 10 km langen Bereich nicht so gut mit dem Modell erklärt werden kann, ist nicht ersichtlich. Die Laufzeiten der PmP-Phase und der nur an wenigen Punkten bestimmten PcP-Phase können wiederum gut angepaßt werden.

Die Anpassung der Laufzeiten für die Pg- und die PmP-Phasen der Station 508 (Abb. 5.39 oben) ist im gesamten Profilbereich sehr gut.

Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell, das den Berechnungen der Laufwege und -zeiten der Strahlen zugrunde lag, ist im unteren Teil der Abbildung 5.39 dargestellt. Es zeigt eine Zunahme der Mächtigkeit der Sedimente in südlicher Richtung von ca. 3,5 km bei 20 km Entfernung auf ca. 6,5 km am südlichen Ende des Modells. Die Sedimentschicht S3 streicht bei ca. 28 km Entfernung aus und erreicht im Süden eine Mächtigkeit von ca. 800 m. Bei 41 km Entfernung mußte eine kleine "Insel" in das Modell eingefügt werden, um die Station 508 in die Profillinie projizieren zu können. Die Schicht S2 streicht bei ca. 6 km Entfernung aus. Ihre Mächtigkeit nimmt von ca. 1 km bei 10 km Entfernung gleichmäßig auf ca. 2 km im Süden zu. Die unterste Sedimentschicht S1 streicht ebenfalls bei ca. 6 km Entfernung aus und markiert damit das nordwestliche Ende des Sedimentbeckens. Ihre Mächtigkeit nimmt von ca.

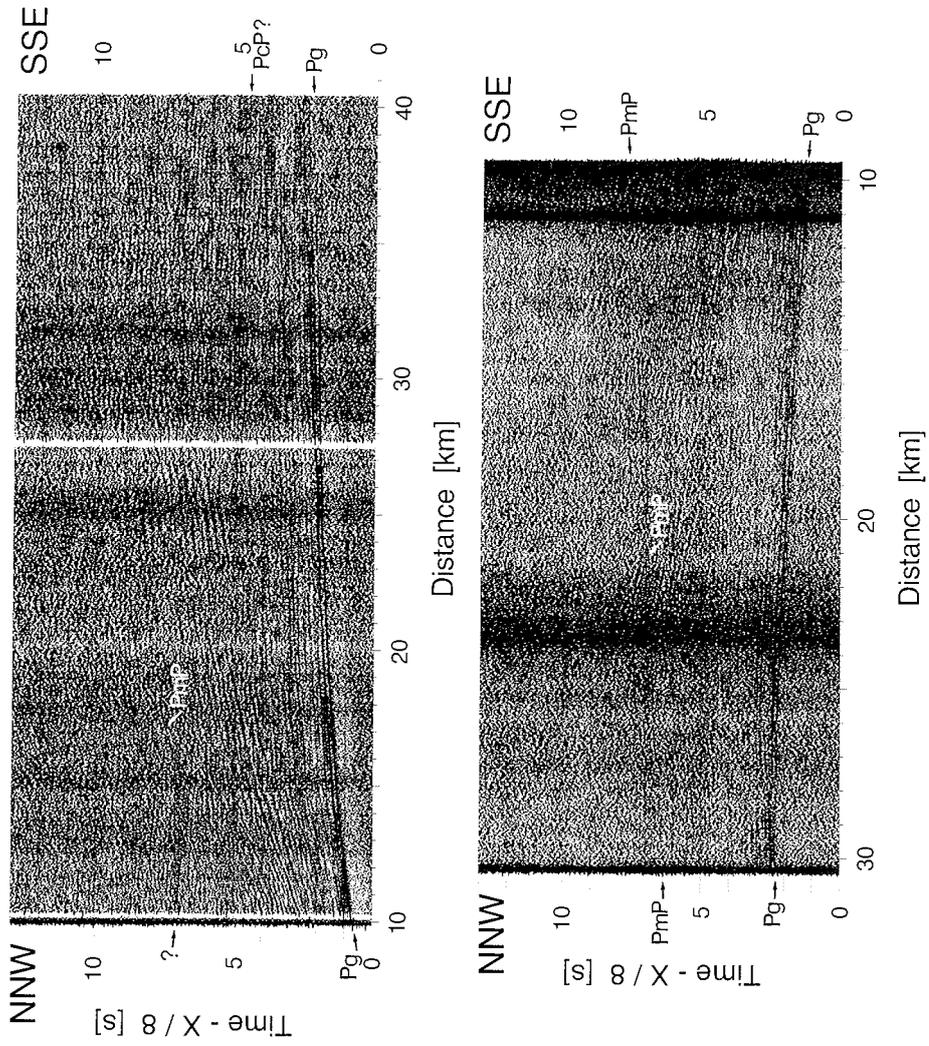


Abb. 5.36 Profil 90540: Seismogramm-Montagen der Stationen 501 (oben) und 508 (unten).

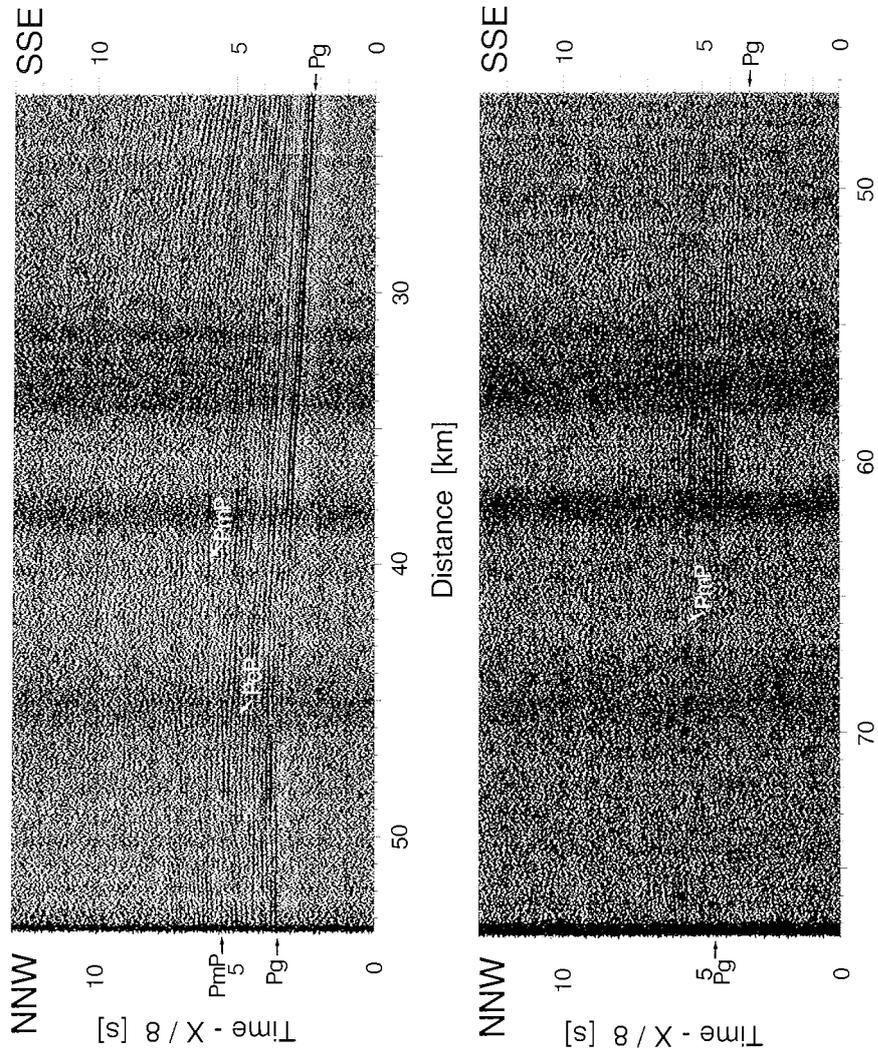


Abb. 5.37 Profil 90540: Seismogramm-Montagen der Stationen 506 (oben) und 507 (unten).

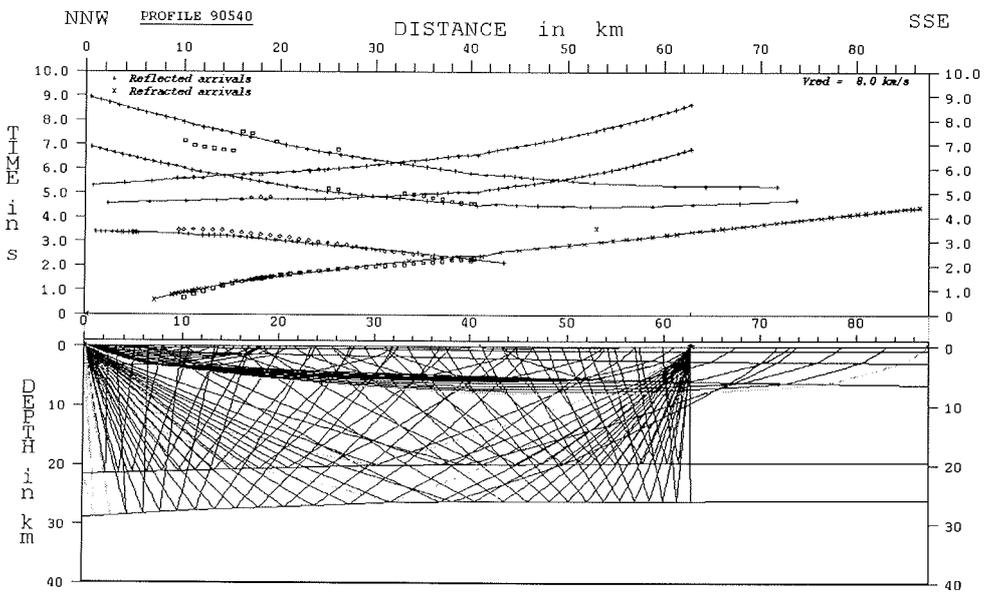
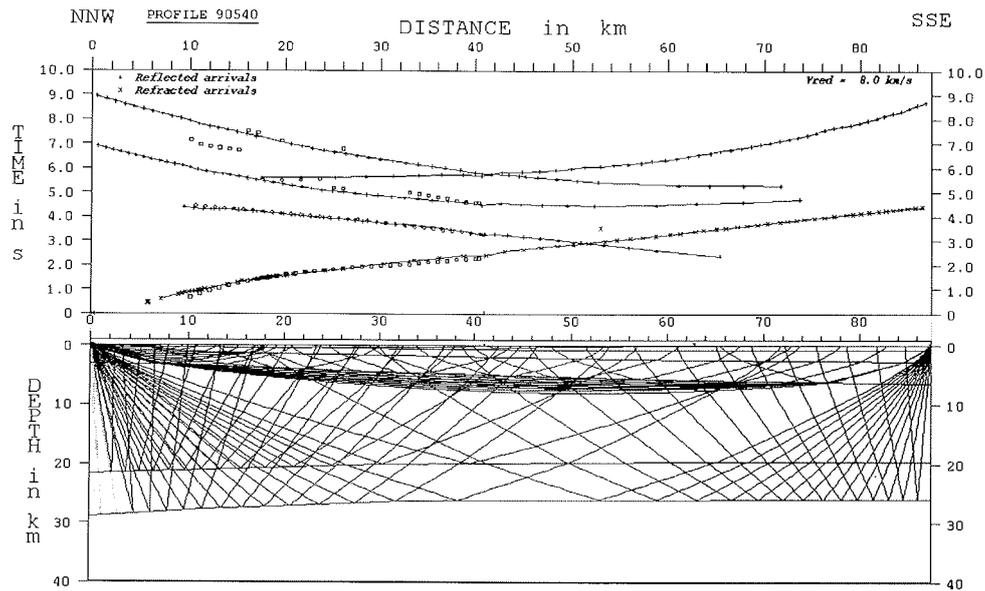


Abb. 5.38 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90540;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen für Station 501 und 506;
 unten: Analog zu oben, nur für Station 501 und 507.

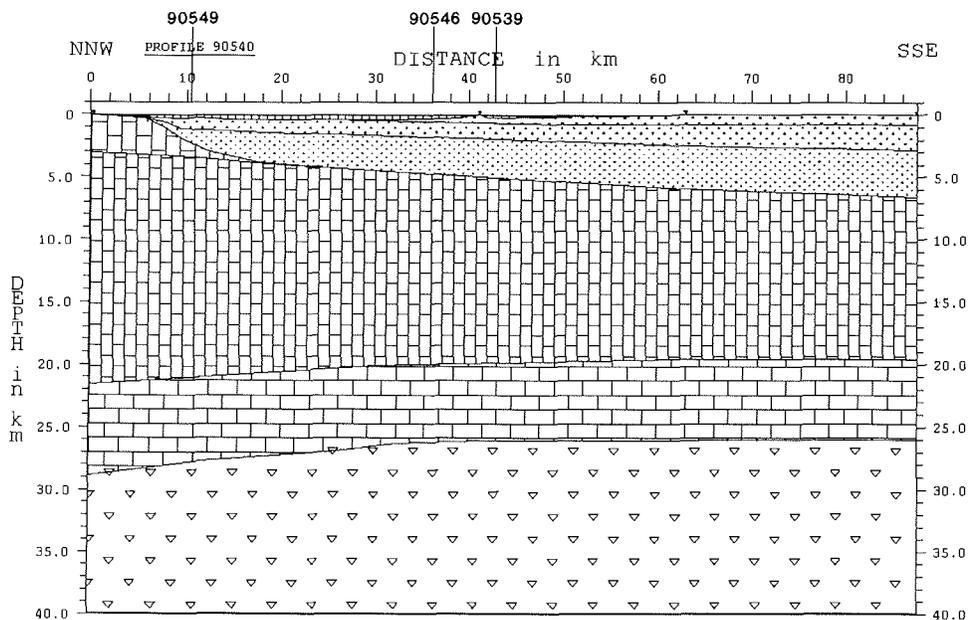
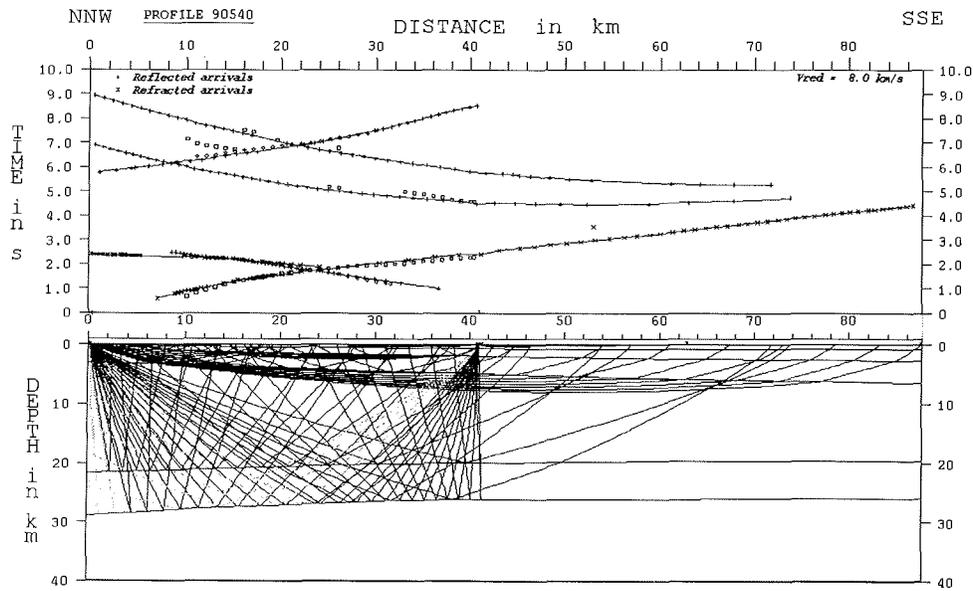


Abb. 5.39 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90540;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen für Station 501 und 508;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

2,5 km bei 20 km Entfernung auf ca. 3,5 km am südlichen Modellende zu. Die Moho steigt von ca. 29 km Tiefe im Nordwesten auf ca. 26 km Tiefe bei 32 km Entfernung an und zeigt bis zum Profilende keine weitere Variation in der Tiefenlage. Die Unterkruste verläuft subparallel zur Moho mit einer Mächtigkeit von ca. 6,5 km, die im nordwestlichen Teil auf ca. 7 km zunimmt. Der Verlauf der Moho und der Unterkruste im Bereich bis ca. 30 km ist allerdings nicht sehr sicher. Gut belegt ist die Kruste-Mantel-Grenze in diesem Bereich nur durch die PmP-Phase in der Seismogramm-Montage der Station 508, die nicht in geradliniger Verlängerung des Profils aufgestellt war. Im Bereich von 30 km Entfernung bis zum südlichen Ende zeigt das Modell große Übereinstimmung mit den Modellen der Querprofile.

5.2.4 Profil 90539

Das Profil 90539 ist das östlichste der Nord-Süd-streichenden Profile. Es beginnt am Geikie Plateau in Höhe der Station 510 und endet nach ca. 84 km in der Nähe der Station 508 vor der Westküste Jameson Lands. Als Quelle wurde die BOLT Airgun verwendet.

Die Abbildung 5.40 zeigt im oberen Teil die gefilterten und gestapelten Daten der Station 508. Wegen der Länge des Profils sind nur die positiven Amplituden des Signals geschwärzt dargestellt, aber nicht die Wellenzüge des Signals. Dadurch ließen sich der Spurbstand verringern und die Sektion komprimieren. Durch die Stapelung der stationsnahen Kanäle (0 und 1) ist eine Verbesserung der Datenqualität erreicht worden. Eine Dekonvolution bewirkte zwar in den ersten Profilkilometern eine Unterdrückung der Nachschwingungen, dafür war deutlich das 2,5 s lange Fenster zu sehen, in dem die Operatorkoeffizienten bestimmt worden waren.

Die Pg-Phase kann bis ca. 60 km Entfernung angerissen werden, die Sg-Phase ist nicht zu erkennen. Die Einsätze, die mit großen Amplituden zwischen 50 und 70 km Entfernung und einer Laufzeit von ca. 5,5 s zu sehen sind, wurden als PmP-Phase interpretiert. Im stationsnahen Bereich (10 bis 20 km Entfernung) ist diese Phase ebenfalls zu erkennen, allerdings nur sehr schwach. Belege für eine PcP-Phase sind im gesamten Profil nicht zu finden.

Der untere Teil der Abbildung 5.40 zeigt die Daten der Station 510. Auch hier sind nur die positiven Amplituden der Signale geschwärzt dargestellt, aber nicht die Wellenzüge. Auf die Daten ist eine Geschwindigkeitsfilterung angewandt worden, um die amplitudenstarken Einsätze der Wasserwelle herauszufiltern. Um eine optimale Wirkung dieses Filters zu erreichen, sind die Spuren zuvor in Raster umsortiert worden, deren Breite dem mittleren Schußpunktstand (70 m) entspricht. Anschließend ist eine AGC durchgeführt worden.

Bei einer Überprüfung der Station direkt vor Beginn des Profils 90539 ist der Wildbiß am Stromversorgungskabel festgestellt und behoben worden, aber der Wildbiß an zwei Geophonketten fiel auf Grund einer ca. 20 cm dicken Schneedecke nicht auf. Der verbliebene, dritte Kanal zeigt über die gesamte Profillänge im wesentlichen die sehr starken Einsätze der Wasserwelle (Pw-

Phase), die auch durch Anwendung der Geschwindigkeitsfilterung nicht eliminiert werden konnten (siehe Kapitel 4.1).

Die Pg-Phase ist nur in den ersten ca. 8 Profilkilometern gut zu sehen. Nach dem deutlichen Knickpunkt bei ca. 13 km Entfernung kann die Phase noch bis ca. 20 km Entfernung mit sehr schwachen Amplituden verfolgt werden. Bei den Einsätzen, die mit starken Amplituden zwischen 23 und ca. 40 km Entfernung und einer Laufzeit von ca. 3 bis 4 s zu sehen sind, handelt es sich vermutlich nicht um die Einsätze der Pg-Phase, da diese eine geringere Laufzeit aufweisen mußten. Weitere Phasen sind nicht zu erkennen.

Das Ergebnis der Modellierung (Abb. 5.41 oben) zeigt für alle Phasen der nördlichen Station (508) eine geringe Abweichung der berechneten Laufzeiten von den beobachteten. Für die Station 510 im Süden kann eine gute Anpassung für die Pg-Phase nur in den ersten Profilkilometern erreicht werden. Bei einer größeren Entfernung zur Station benötigen die berechneten Strahlen eine deutlich längere Laufzeit (ca. 250 ms), als in den Seismogramm-Montagen beobachtet werden kann. Die stärkeren Einsätze, die in den Sektionen der Station 510 zwischen 23 und ca. 40 km Entfernung (entsprechend 53 bis 70 km Entfernung im Raytracing-Diagramm) mit einer Laufzeit von ca. 3 bis 4 s zu sehen sind, verlaufen parallel zu den berechneten refraktierten Einsätzen aus dem kristallinen Grundgebirge, liegen aber ca. 500 ms später als diese.

Eine direkt nördlich des Geikie Plateaus vermutete, Ost-West-streichende Störungszone kann ein Grund für die schlechte Anpassung der Laufzeitkurven sein. Ein anderer Grund liegt darin, daß die Station 510 ca. 100 m über dem Meeresspiegel auf einem senkrecht abfallenden Vorsprung des Geikie Plateaus steht. Entsprechend müssen die seismischen Signale nach den Sedimentschichten noch eine mindestens 100 m mächtige Basaltschicht durchlaufen, um zu den Geophonen zu gelangen. Es ist anzunehmen, daß die Basalte eine höhere seismische Geschwindigkeit haben als die obersten Sedimente. Daraus folgt beim Übergang der Strahlen von den Sedimenten zu den Basalten eine Brechung vom Lot weg, wodurch sie erst bei größeren Entfernungen an der Oberfläche eintreffen. Das kann auch erklären, warum die Energie der Pg-Phase in der Seismogramm-Montage der Station 510 sehr schwach ist. Eine Überprüfung durch die Berechnung von Amplituden konnte nicht vorgenommen werden, da das verwendete Auswertungsprogramm IRIS bisher nur ein kinematisches Raytracing-Verfahren enthält.

Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (Abb. 5.41 unten) zeigt etwa in der Profilmitte eine maximale Mächtigkeit der Sedimente von ca. 6 km. Die oberste Sedimentschicht S3 ist im gesamten Profil mit Mächtigkeiten zwischen 300 und 600 m vorhanden. Die Mächtigkeit der mittlere Sedimentschicht erreicht bei ca. 50 km Entfernung ein Maximum von ca. 2 km und beträgt am Profilanfang wie am Profilende ca. 1,5 km. Die unterste Sedimentschicht S3 hat bis ca. 50 km Entfernung eine konstante Mächtigkeit von ca. 3 km und dünnt zum Profilende auf unter 2 km aus.

Die Tiefe der Moho liegt bei ca. 25,5 km und zeigt keine Variation in Nord-Süd-Richtung. Da in den Seismogramm-Montagen keine Einsätze der PcP-Phase zu

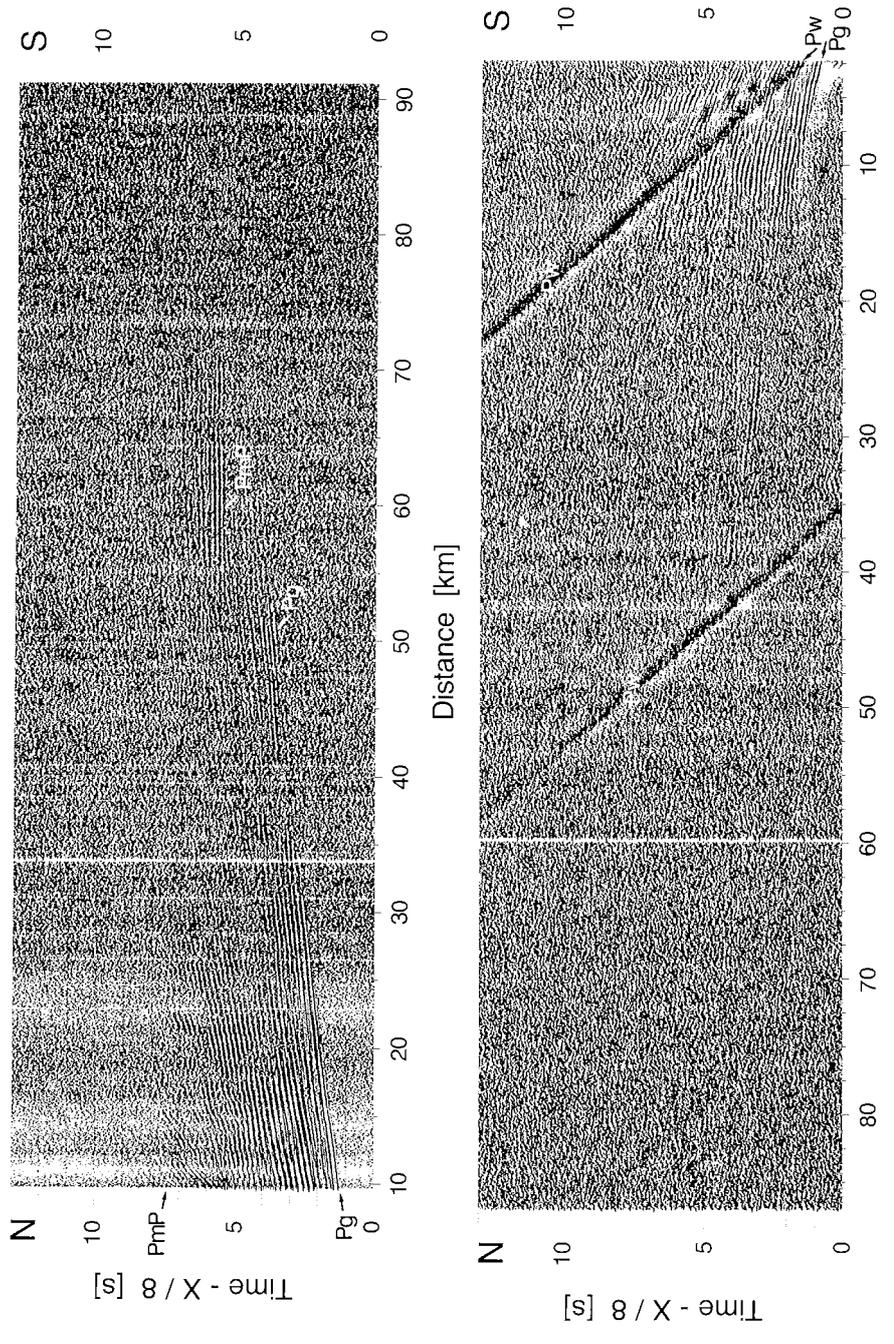


Abb. 5.40 Profil 90539: Seismogramm-Montagen der Stationen 508 (oben) und 510 (unten).

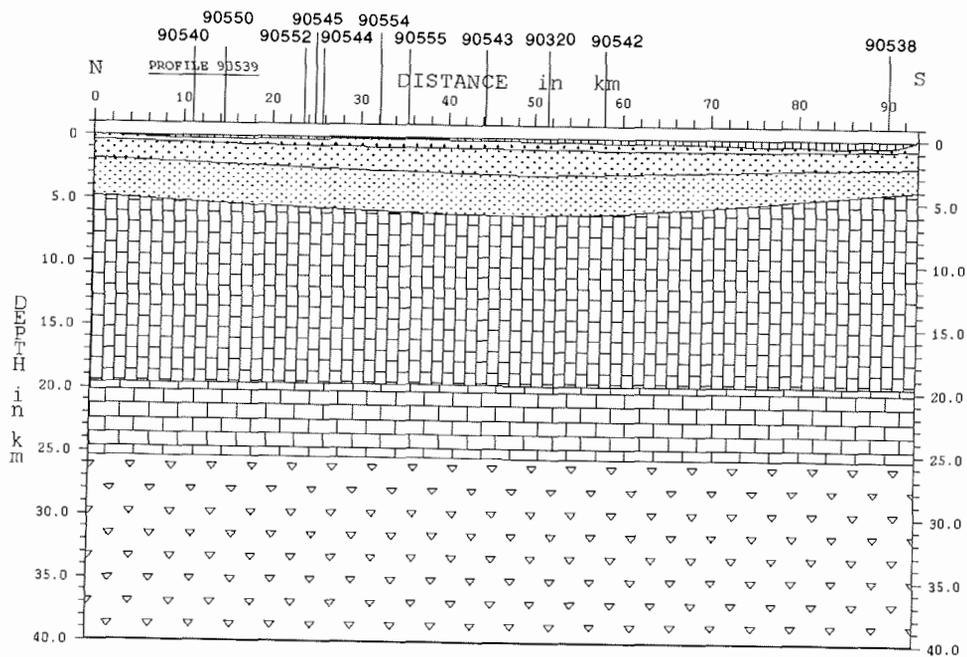
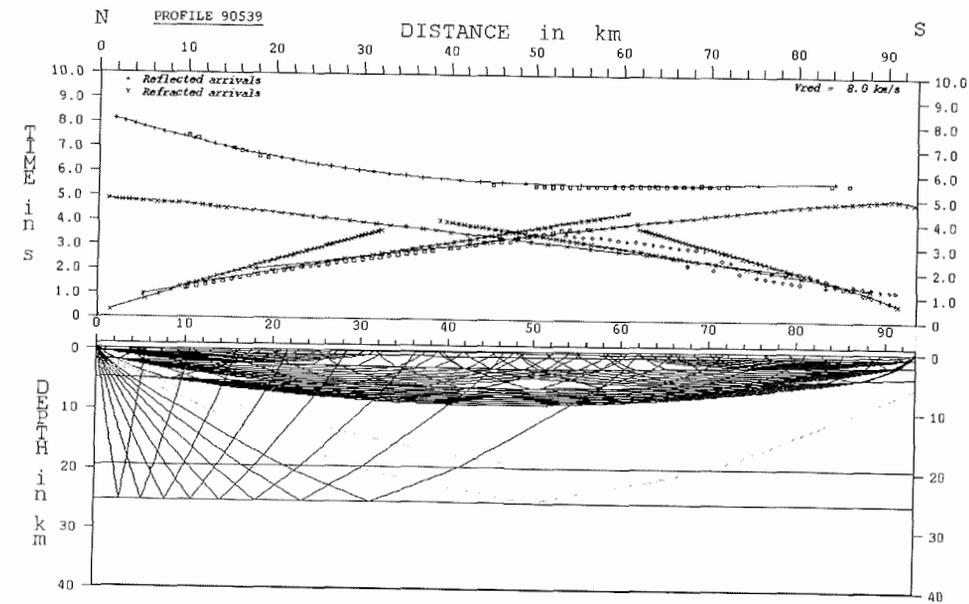


Abb. 5.41 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90539;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen;
unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

erkennen sind, läßt sich die Unterkruste in diesem Profil auch nicht belegen. Aus Plausibilitätsgründen ist diese Schicht dennoch mit einer Mächtigkeit von 6 km in das Modell übernommen worden.

Die Mächtigkeit der Sedimentschichten stimmt gut mit den Ergebnissen der Modellierung der Querprofile überein. Allerdings ist die Tiefenlage der Moho in diesem Profil ca. 1 km geringer als in den Querprofilen. Ursachen dafür können auch hier, wie im Profil 90537, Anisotropie-Effekte und laterale Inhomogenitäten sein.

Der südliche Bereich des Modells (60 bis 93 km) ist auf Grund der schlechten Datenqualität und der unzureichenden Anpassung der Laufzeitkurven nicht gesichert. Dennoch kann von einer Fortsetzung des Sedimentbeckens unterhalb der Plateaubasalte des Geikie Plateaus ausgegangen werden. Die aus reflexionsseismischen Messungen postulierte weitere Zunahme der Sedimentmächtigkeit in südlicher Richtung (LARSEN & MARCUSSEN, 1992) kann nicht bestätigt, aber auch nicht mit Sicherheit widerlegt werden.

5.3 Das tiefenseismische Profil 90320

Anschluß an die reflexionsseismischen Messungen auf Jameson Land

Bei dem Profil 90320 handelt es sich um eines der tiefenseismischen Profile, die in den langen Fjorden der Scoresby Sund Region vermessen wurden. Es beginnt am westlichen Ende des Fønfjordes, verläuft in östlicher Richtung an Danmark Ø vorbei und endet nach ca. 155 km vor der Küste von Jameson Land (Abb. 5.42). Aufgezeichnet wurden die Signale von vier Registrierstationen, die entlang des Fjordes aufgestellt waren, und von fünf Stationen auf Jameson Land. Als seismische Quelle wurde auf den langen Profilen die BOLT Airgun eingesetzt, von der bekannt war, daß sie eine große Reichweite hat (MILLER & OERTER, 1991, WEIGEL et al., 1993 z. V. eingereicht). Das Schußintervall betrug 30 s, was bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 kn einem Schußpunktabstand von ca. 75 m entspricht.

Die bis zu 200 km langen tiefenseismischen Profile dienen der Untersuchung der Krustenstruktur Zentral-Ost-Grönlands. Eine eingehendere Diskussion dieser Untersuchungen findet an anderer Stelle statt (MANDLER, in Vorb.). An dieser Stelle wird das Profil 90320 aufgegriffen, da mit den fünf Stationen auf Jameson Land Aussagen über die Struktur des Beckens unter Jameson Land gemacht werden können und die Möglichkeit besteht, die reflexionsseismischen Messungen in diesem Gebiet mit den refraktionsseismischen Messungen zu verbinden. Ausgewertet wurden daher auch nur die Daten der fünf Registrierstationen auf Jameson Land und die der östlichsten Station im Fjordbereich, der Station 324 auf Danmark Ø.

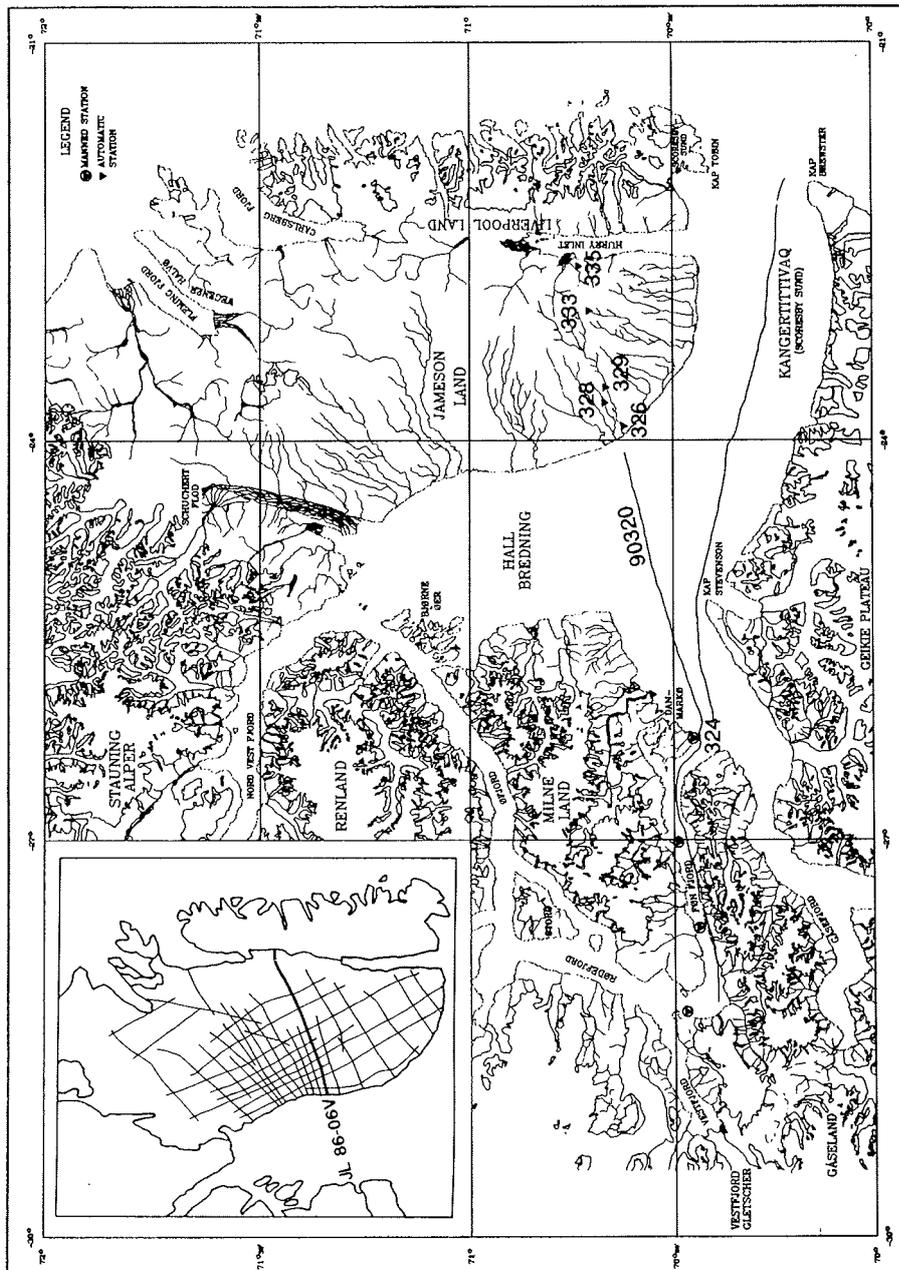


Abb. 5.42 Lageplan des tiefenseismischen Refraktionsprofils 90320 und der Lokationen der Registrierstationen. Die Indexkarte zeigt die Lage des tiefenseismischen Reflexionsprofils IL 86-06V auf Jameson Land.

Die Seismogramm-Montagen der Stationen weisen eine sehr unterschiedliche Qualität auf (Abb. 5.43 bis 5.45). Wegen der Länge der Profile wurde für die Abbildungen wieder die Darstellungsart gewählt, in der nur die positiven Amplituden der Seismogramme ohne den Wellenzug gezeichnet werden. Bei den Sektionen der Stationen auf Jameson Land wurde zusätzlich nur jede zweite Spur dargestellt. Alle Seismogramm-Montagen sind ohne Dekonvolution der Daten und, mit Ausnahme der Sektionen von Station 324 und 326, auch ohne automatische Amplitudenskalierung zu sehen.

Die Abbildung 5.43 zeigt im oberen Teil die Daten der Station 324, die auf Danmark Ø aufgestellt war. Gut zu erkennen sind über die gesamte Profillänge die Einsätze der Pg-Phase und bis ca. 55 km Entfernung auch die der Sg-Phase. Spätere Einsätze können nicht bestimmt werden.

Im unteren Teil der Abbildung 5.43 ist die Seismogramm-Montage der Station 326, der westlichsten Station auf Jameson Land, dargestellt. Trotz Stapelung der beiden stationsnahen Kanäle sind kaum kohärente Einsätze zu erkennen. Die Pg-Phase kann bis ca. 25 km Entfernung verfolgt werden und ist auch im Bereich zwischen ca. 55 und 65 km, dort allerdings sehr schwach, zu erkennen. Spätere Einsätze sind im Entfernungsbereich von ca. 70 bis 80 km zu sehen und werden als PmP-Phase interpretiert.

Bei den vier übrigen Stationen konnte durch Stapelung keine Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses erzielt werden, da jeweils nur ein Kanal auswertbare Daten lieferte. In der seismischen Sektion der Station 328 (Abb. 5.44 oben) ist die Pg-Phase bis 40 km Entfernung relativ gut und bis ca. 80 km Entfernung nur mit Mühe anzureißen. Im Entfernungsbereich zwischen 55 und 105 km sind bei einer Laufzeit von ca. 6 s zum Teil stärkere Einsätze zu erkennen, die der PmP-Phase zugeordnet werden.

Die Aufzeichnungen der Station 329 (Abb. 5.44 unten) haben eine sehr schlechte Qualität. Kohärente Signale können nur von ca. 95 bis 110 km Entfernung angerissen werden. Diese Einsätze werden als PmP-Phase interpretiert.

Im oberen Teil der Abbildung 5.45 sind die Daten der Station 333 dargestellt. Die Pg-Phase ist nur sehr schwach bis ca. 70 km Entfernung zu erkennen. Die Modellierung der Daten zeigt auch, daß es sich um Einsätze der Tauchwellen aus der Sedimentschicht S1 und nicht aus der kristallinen Oberkruste handelt. Die Einsätze aus der kristallinen Oberkruste müßten eine kürzere Laufzeit haben und sind in der Sektion nicht zu sehen. Deutlicher korreliert werden können Einsätze zwischen 45 und 105 km Entfernung, die als PmP-Phase interpretiert werden. Der Verlauf der ersten Phase dieses Einsatzes zwischen ca. 75 und 82 km Entfernung ist nicht gut zu erkennen. Möglicherweise nimmt die Amplitude des ersten Einsatzes dieser Phase in diesem Bereich so stark ab, daß nur noch die zweite Phase zu sehen ist. Die kohärenten Signale zwischen 115 und 145 km Entfernung werden als Einsätze von Tauchwellen aus dem kristallinen Grundgebirge interpretiert.

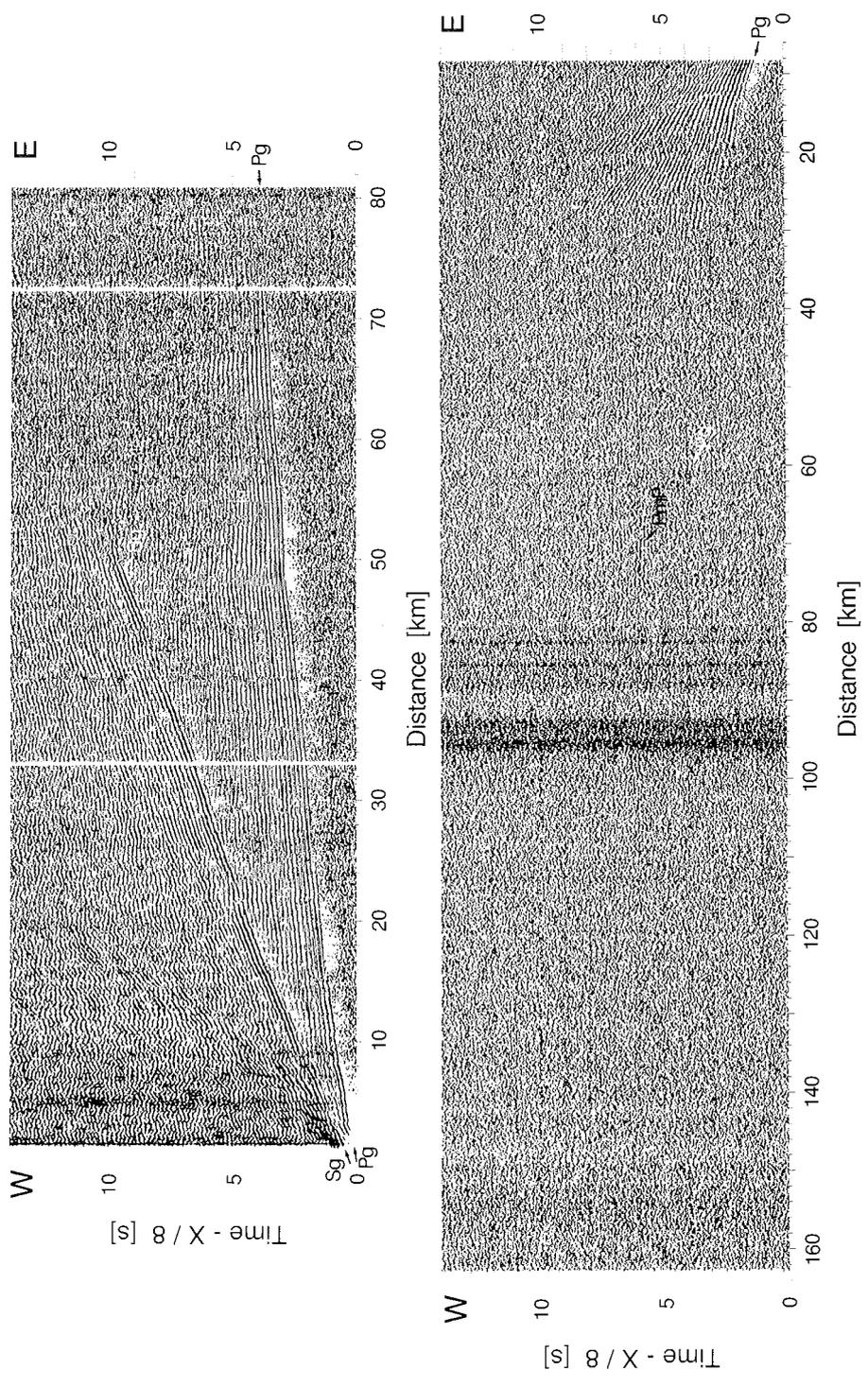


Abb. 5.43 Profil 90320: Seismogramm-Montagen der Stationen 324 (oben) und 326 (unten).

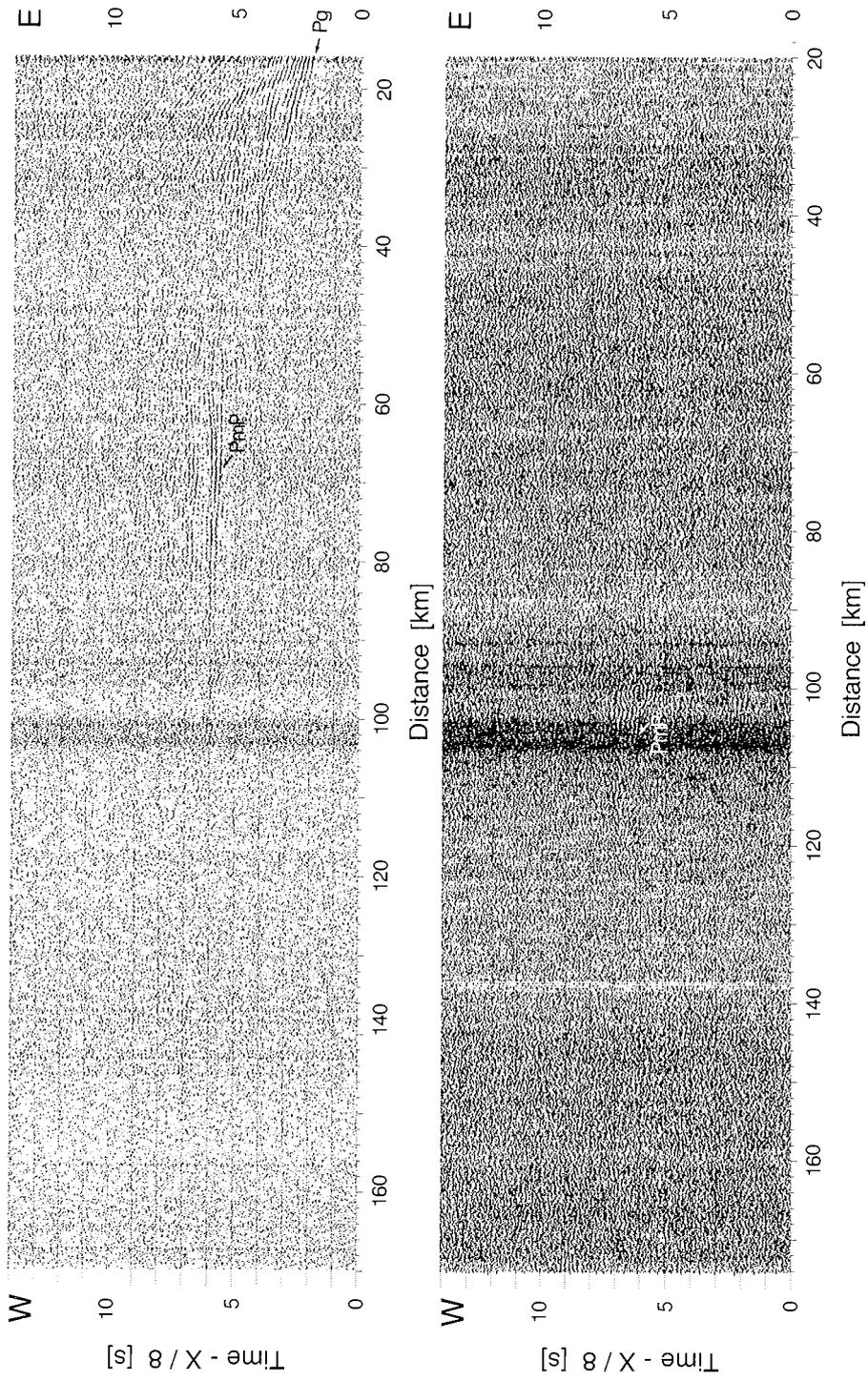


Abb. 5.44 Profil 90320: Seismogramm-Montagen der Stationen 328 (oben) und 329 (unten).

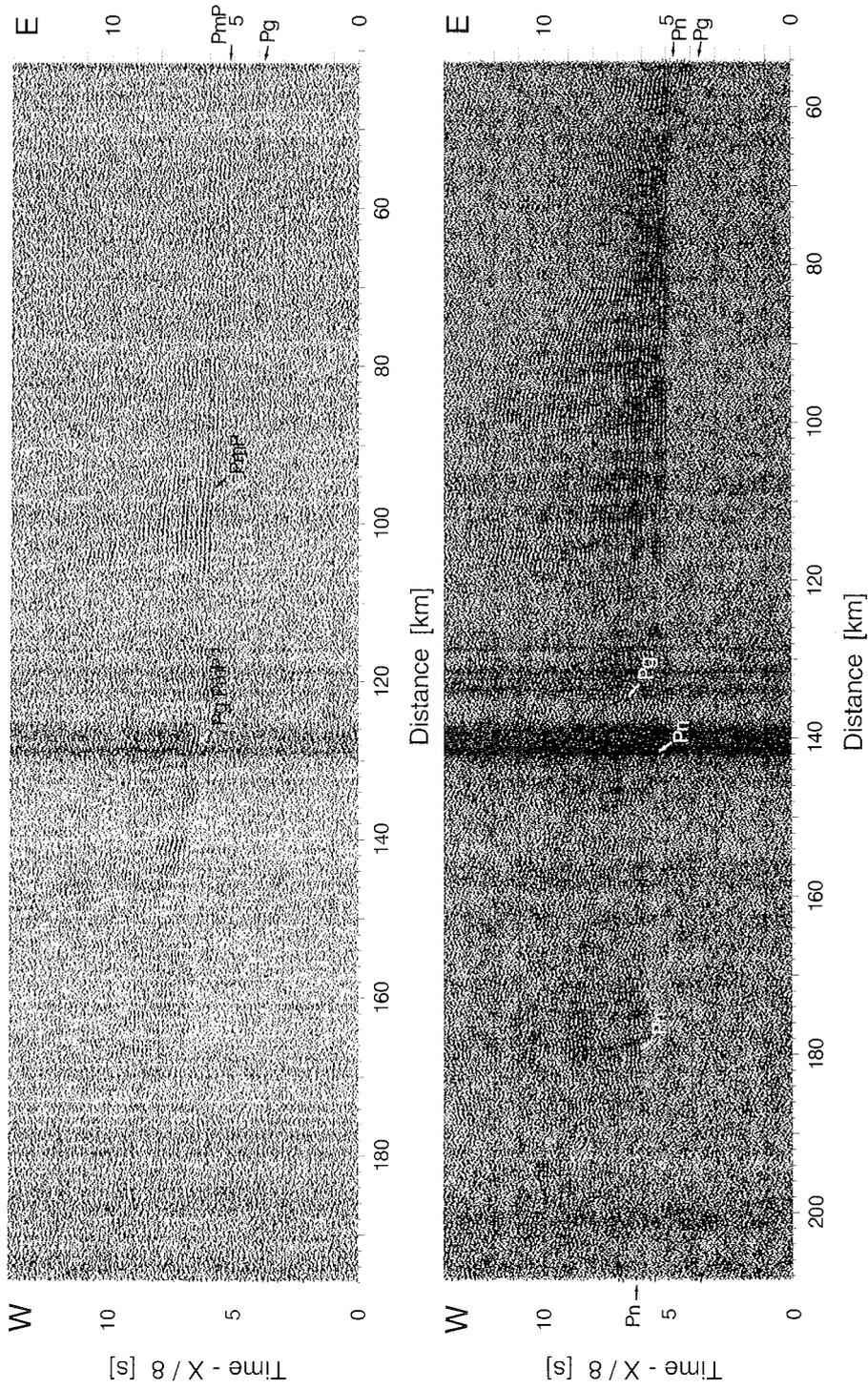


Abb. 5.45 Profil 90320: Seismogramm-Montagen der Stationen 333 (oben) und 335 (unten).

Die Station 335 (Abb. 5.45 unten) zeigt die beste Datenqualität der Aufzeichnungen von RefTek Stationen, obwohl diese Station die größte Entfernung zur Quelle hatte. Ein positiver Faktor ist sicher, daß die Station und vor allem die Geophone vermutlich bereits kurz nach dem Ausbringen von einer bis zu 50 cm dicken Schneedecke bedeckt wurden, die gut gegen Windeinflüsse und ähnliches abschirmte. Die Pg-Phase ist schwach bis 66 km Entfernung zu erkennen. Auch Einsätze, die zwischen ca. 95 und 115 sowie 120 und 150 km Entfernung zu sehen sind, werden als Pg-Phase interpretiert. Die Pn-Phase ist stückweise über die gesamte Profillänge, d. h. bis über 200 km Entfernung korrelierbar. Die PmP-Phase ist von dieser Station aus nicht zu beobachten. Möglicherweise können diese Einsätze wegen des "ringings" des seismischen Signals, das durch den "bubble" der Quelle erzeugt wurde, nicht erkannt werden.

In keiner der Sektionen sind deutliche Einsätze zu finden, durch die die Unterkruste belegt wird.

Für die Erstellung des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells dieses Profils sind die Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen mit einem tiefenseismischen Reflexionsprofil des Grönländischen Geologischen Dienstes (GGU) verbunden worden. Es handelt sich dabei um das Profil JL 86-06V, das sich von der Westküste Jameson Lands in ONO-Richtung bis zur westlichen Grenze Liverpool Lands erstreckt. Die Lage des Profils ist in der Indexkarte in Abbildung 5.42 verzeichnet. Die Abbildung 5.46 zeigt die Seismogramm-Montage des tiefenseismischen Reflexionsprofils mit der Interpretation der Daten, die vom GGU durchgeführt wurde (MARCUSSEN & LARSEN, 1991). Die Bearbeitung der Daten beinhaltet eine Dekonvolution und eine Stapelung, aber keine Migration. Links neben der seismischen Sektion sind die Zweiweg-Laufzeiten markiert, die aus den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen für die Profile 90543 und 90544 errechnet wurden. Diese Modelle stellen das Ergebnis der Bearbeitung der refraktionsseismischen Daten dar (Abb. 5.22 und 5.14). Die Geschwindigkeitsangaben beziehen sich auf die Schichtgeschwindigkeiten in den Modellen.

Die aus den Modellen berechnete Zweiweg-Laufzeiten für die Signale, welche an den Schichtgrenzen zwischen den Sedimenten reflektiert wurden, lassen sich mit Reflexionsmustern in der Seismogramm-Montage korrelieren. Allerdings beträgt die berechnete Zweiweg-Laufzeit der Reflexionen an der Unterkante der Sedimentschicht S1, d. h. am Übergang zur kristallinen Kruste, ca. 3 s, während aus der Interpretation der reflexionsseismischen Daten des GGU an gleicher Stelle eine Zweiweg-Laufzeit von ca. 4,5 s für die Reflexion von der Unterkante der Sedimente folgt. In dem Tiefenbereich, der bei der Interpretation der refraktionsseismischen Daten als kristalline Oberkruste gedeutet wird, sind in den reflexionsseismischen Daten noch deutliche Reflektoren zu sehen, die als Intrusionen in die Sedimentschichten interpretiert werden (MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

Für diese Diskrepanz in der Interpretation der Daten gibt es folgende mögliche Gründe:

- In den Modellen, die aus den refraktionsseismischen Daten abgeleitet wurden, handelt es sich im oberen Teil der Schicht mit der Geschwindigkeit

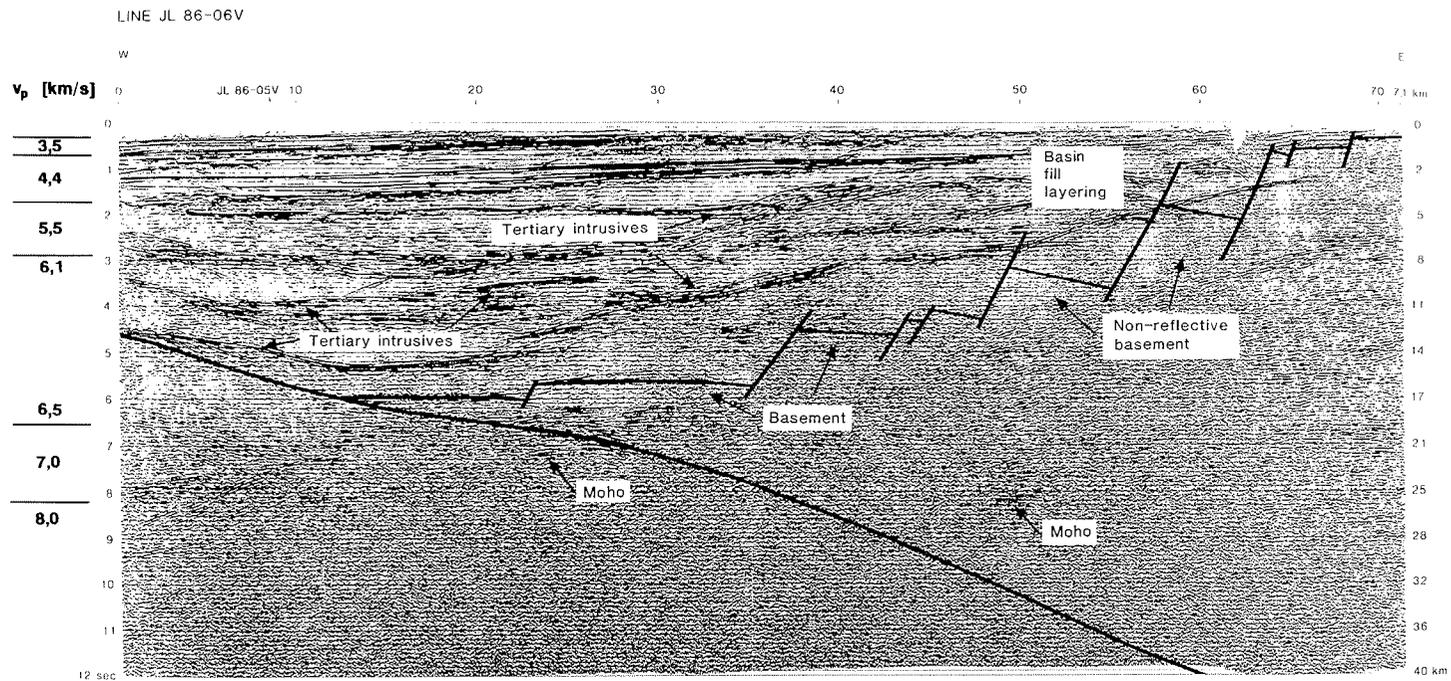


Abb. 5.46 Interpretierte Seismogramm-Montage des tiefenseismischen Reflexionsprofils JL 86-06V des GGU (MARCUSSEN & LARSEN, 1991). Links neben der Montage ist die Korrelation mit den Modellen dargestellt, die aus der Interpretation der refraktionseismischen Messungen im Hall Bredning erhalten wurden. Angegeben sind die v_p Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten und die berechneten Zweiweg-Laufzeiten der Reflexionen an den Schichtgrenzen.

von 6,1 bis 6,5 km/s nicht um die kristalline Oberkruste, sondern noch um stark konsolidierte Sedimente.

Dagegen spricht die hohe Geschwindigkeit, die sehr gut mit Einsätzen in allen Seismogramm-Montagen der Profile aus dem Hall Bredning belegt ist. Auch in den Seismogramm-Montagen der langen Profile sind keine weiteren Knickpunkte zu erkennen, die auf eine weitere Schicht mit einer höheren Geschwindigkeit hindeuten. Außerdem deckt sich diese Geschwindigkeit gut mit den Auswertungen der reflexionsseismischen Daten. Die Intervallgeschwindigkeit, die aus der NMO-Geschwindigkeit (Normal Move Out) errechnet wurde, die die besten Ergebnisse beim Stapeln erzielte, beträgt an fast allen ausgewerteten Punkten bei 3 s Zweiweg-Laufzeit deutlich über 6 km/s (T. DAHL-JENSEN, H. C. LARSEN, persönliche Mitteilung).

- Bei der Auswertung sowohl der reflexions- als auch der refraktionsseismischen Messungen wurden nicht die Geschwindigkeiten des Umgebungsgesteins, sondern die der Basaltlagen bestimmt. Im Devon wurden syn-sedimentär vulkanische Lagen gebildet, die bis zu 1 km Mächtigkeit aufweisen und aus sauren sowie basischen Gesteinen bestehen (Kap Fletcher Vulkanite, SURLYK, 1990, 1991). Die Mächtigkeit der im Tertiär intrudierten horizontalen Gänge wird in größeren Tiefen (10 bis 15 km) mit bis zu 300 m angegeben (LARSEN & MARCUSSEN, 1992).

In Labormessungen wurden für Basalte v_p -Geschwindigkeiten zwischen 5,0 und 6,7 km/s und ein Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit zwischen 1,73 und 1,92 ermittelt (GEBRANDE, 1982). Die für die kristalline Oberkruste ermittelte v_p -Geschwindigkeit von 6,1 km/s und das v_p/v_s -Verhältnis von 1,86 liegen in diesem Bereich.

Allerdings werden sowohl die syn-sedimentär gebildeten als auch die bis zu 300 m mächtigen im Tertiär intrudierten Basaltlagen in einer Tiefe von über 10 km vermutet, die in der Interpretation der refraktionsseismischen Daten bereits der kristallinen Oberkruste zugeordnet wird.

Die Auflösung seismischer Messungen ist abhängig von der Wellenlänge des seismischen Signals. Nur Schichten, deren Mächtigkeit mindestens die halbe Wellenlänge beträgt, können erkannt werden. Bei einer angenommenen Hauptfrequenz der Quelle von 10 Hz (s. Kapitel 4.1, Abb. 4.6) und einer Geschwindigkeit von 6 km/s beträgt die Wellenlänge 600 m. Das zeigt, daß die tertiären Intrusionen in den refraktionsseismischen Daten kaum aufgelöst werden können.

- Bei den Reflexionen, die in der Seismogramm-Montage zu sehen sind, handelt es sich um Signale von unbekanntem Reflektoren aus dem kristallinen Grundgebirge und nicht von horizontalen Gängen im Sedimentgestein.

Welche der genannten Gründe für die Abweichungen zwischen den Interpretationen der Daten verantwortlich sind, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Mit Hilfe der reflexionsseismischen Daten und der Korrelation mit den Geschwindigkeits-Tiefen-Modellen wurde ein Startmodell für die Interpretation der Daten erstellt. Die Abbildungen 5.47 bis 5.49 zeigen die Ergebnisse der Modellierung für die einzelnen Stationen. Obwohl die Unterkruste in keinem der Seismogramm-Montagen des Profils 90320 durch Einsätze belegt ist, ist sie in das Modell eingefügt worden, da diese Schicht auf anderen Profilen im Hall Bredning nachgewiesen ist.

Für die Pg-Phase der Station 326 (Abb. 5.47 oben) kann die Anpassung der berechneten an die beobachtete Laufzeitkurve mit Abweichungen unter 100 ms als gut bezeichnet werden. Die berechneten Einsätze der PmP-Phase dieser Station haben dagegen eine ca. 250 ms zu kurze Laufzeit. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß in der seismischen Sektion (Abb. 5.43 unten) nicht die erste Phase dieses Einsatzes erkannt wurde. Die Anpassung der berechneten Laufzeitkurve an die beobachtete ist für die westliche Station 324 nur mäßig. Die Abweichungen betragen bis zu 200 ms, da das Modell die Variationen der Laufzeitkurve nicht auflösen kann.

Die Anpassung der Laufzeiten für die Pg-Phase der Station 328 (Abb. 5.47 unten) ist nur im Entfernungsbereich von 130 bis ca. 160 km gut. Im Bereich zwischen 90 und 120 km Entfernung beträgt die Abweichung der Laufzeiten überall ca. 150 ms, was ungefähr einer "bubble"-Periode der seismischen Quelle entspricht. Die Einsätze sind in der Seismogramm-Montage nur sehr schwach zu erkennen, so daß vermutlich die zweite Phase des Signals angerissen wurde. Die Abweichungen der Laufzeiten für die PmP-Phase sind überall kleiner als 200 ms, meist sogar kleiner als 100 ms.

In der seismischen Sektion der Station 329 sind nur in einem kurzen Abschnitt kohärente Signale zu erkennen, die als PmP-Phase interpretiert werden. Auch diese beobachteten Einsätze können mit dem Modell erklärt werden (Abb. 5.48 oben).

Das Raytracing-Diagramm der Station 333 ist im unteren Teil der Abbildung 5.48 dargestellt. Die Einsätze, die in der Seismogramm-Montage bis ca. 70 km Entfernung schwach zu erkennen sind, können mit Tauchwellen aus der untersten Sedimentschicht S1 modelliert werden. Die Einsätze der Tauchwellen aus der kristallinen Oberkruste sind in den seismischen Daten nicht zu erkennen. Die Struktur des Beckens und der relativ geringe Geschwindigkeitsgradient in dem kristallinen Grundgebirge bewirken, daß im Bereich zwischen 100 und 170 km Entfernung im Modell nur wenige Strahlen an die Oberfläche gelangen. Das deutet darauf hin, daß die Energie der seismischen Signale in diesem Bereich auch relativ gering ist und die Einsätze aus diesem Grunde nicht zu sehen sind. Ein dynamisches Raytracing, d. h. die zusätzliche Berechnung und Darstellung der Amplituden, wäre hilfreich, diese Frage zu klären. Das Auswertungsprogramm ist bisher aber auf ein kinematisches Raytracing beschränkt. Die Anpassung der Laufzeiten für die PmP-Phase ist im Entfernungsbereich zwischen 105 und 155 km gut. Bis 105 km Entfernung betragen die Abweichungen allerdings bis zu 150 ms. Die Einsätze zwischen 50 und 80 km

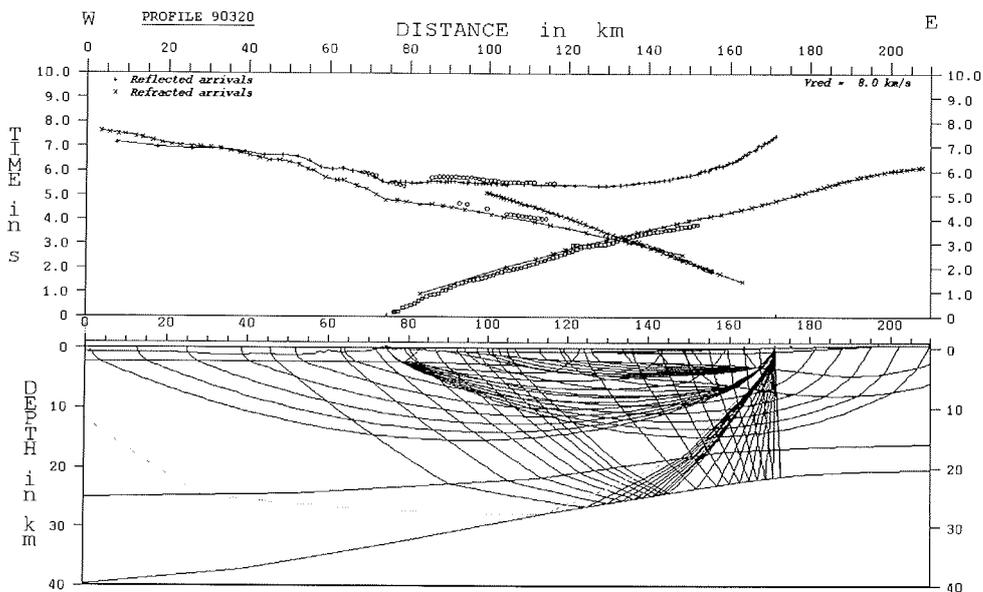
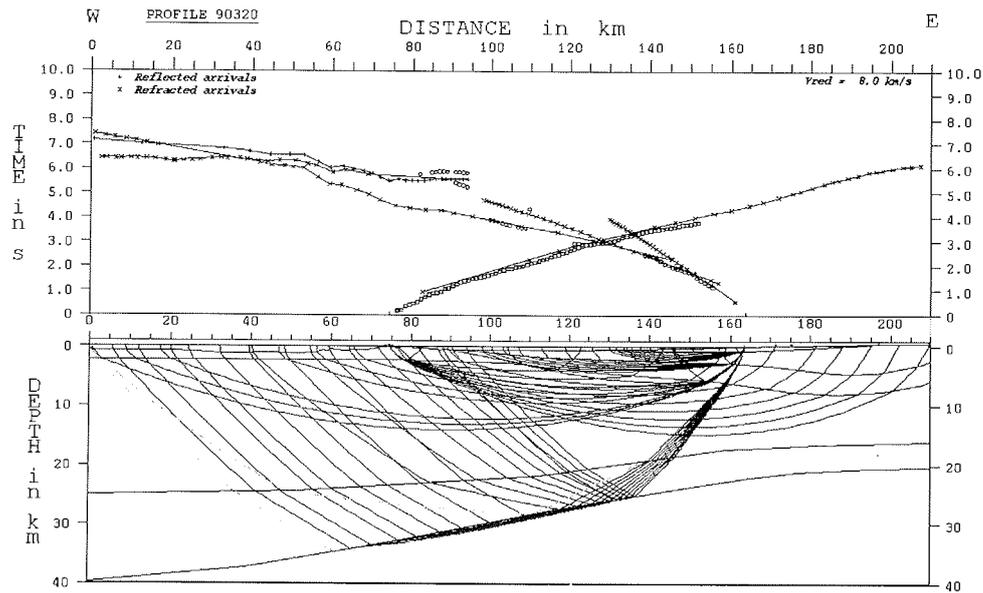


Abb. 5.47 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90320;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen für die Stationen 324 und 326;
 unten: Analog zu oben, nur für die Stationen 324 und 328.

Entfernung können mit denen von Tauchwellen aus der kristallinen Oberkruste angepaßt werden. Die maximale Abweichung liegt auch hier bei ca. 150 ms.

Die Laufzeitkurven für die Pn-Phase der Station 335 (Abb. 5.49 oben) stimmen in den Bereichen bis 50 km und von 135 bis 155 km Entfernung gut überein. In dem Bereich dazwischen benötigen die berechneten Strahlen ca. 150 bis 200 ms mehr Laufzeit als die beobachteten. Gründe für diese Abweichungen sind nicht bekannt. Auch die Anpassung der Pg-Phase ist nur im Bereich zwischen ca. 55 und 65 km sowie 140 und 155 km Entfernung gut. Dazwischen betragen die Abweichungen ca. 150 ms, wobei die berechneten Signale hier eine kürzere Laufzeit haben als die beobachteten. Möglicherweise ist auch in diesen Bereichen nicht die erste Phase der Einsätze erkannt worden.

Der untere Teil der Abbildung 5.49 zeigt das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell für das Profil 90320, das den Berechnungen zugrunde lag. Das Sedimentbecken beginnt darin bei 90 km Entfernung, ca. 15 km östlich von Danmark Ø, und erreicht unter Jameson Land eine maximale Mächtigkeit von ca. 8,5 km. Die Schicht S3 ist zwischen ca. 115 und 195 km Entfernung vorhanden und erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 800 m an der Westküste Jameson Lands. Die Mächtigkeit der Schicht S2, die bei ca. 95 km Entfernung ausstreicht, beträgt nach relativ kontinuierlicher Zunahme bei 165 km Entfernung ca. 2 km. Ihre maximale Mächtigkeit von ca. 5 km erreicht diese Schicht bei einer Entfernung von 190 km unter dem Zentrum Jameson Lands. Die unterste Sedimentschicht verläuft unter Jameson Land mit einer Mächtigkeit von ca. 3 km parallel zur Unterkante der Schicht S2 und streicht bei ca. 90 km aus.

Die Kruste-Mantel-Grenze steigt von 40 km Tiefe am westlichen Ende des Fønfjordes (linkes Modellende) auf ca. 23 km an der Westküste Jameson Lands (ca. 160 km Entfernung) an. Unter Jameson Land beträgt die Tiefenlage der Moho 21 bis 23 km. Die Auswertungen der tiefenseismischen Refraktionsprofile im Gåsefjord deuten an, daß die Kruste-Mantel-Grenze im Westen sogar tiefer als 45 km liegt (MANDLER, 1991 und persönliche Mitteilung). In der westlichen Hälfte des Profils wurde die Unterkruste, analog zu den Ergebnissen der Untersuchungen im Hall Bredning, mit einer Mächtigkeit von 5 bis 6 km angenommen. Im Osten nimmt die Mächtigkeit auf ca. 15 km zu. Der Verlauf der Unterkruste in diesem Teil des Modells wurde der Arbeit von MANDLER (1991) entnommen.

Die Mächtigkeit und der Verlauf der Sedimentschichten stimmt mit den Ergebnissen der refraktionsseismischen Untersuchungen im Hall Bredning überein. Allerdings zeigt die Moho eine um 1 bis 2 km geringere Tiefenlage. Die Laufrichtung der an der Moho reflektierten seismischen Signale ist bei diesem langen Profil eine andere als bei den kurzen innerhalb des Hall Bredning. Während dort die Laufwege primär vertikal waren, ist bei dem Profil 90320 eine stärkere Horizontalkomponente vorhanden. Anisotropie-Effekte und laterale Inhomogenitäten können daher für die Unterschiede in der Tiefenlage der Moho verantwortlich sein.

Die aus der Interpretation der reflexionsseismischen Profile auf Jameson Land postulierte ostwärts abtauchende Hauptabschiebung und die antithetischen

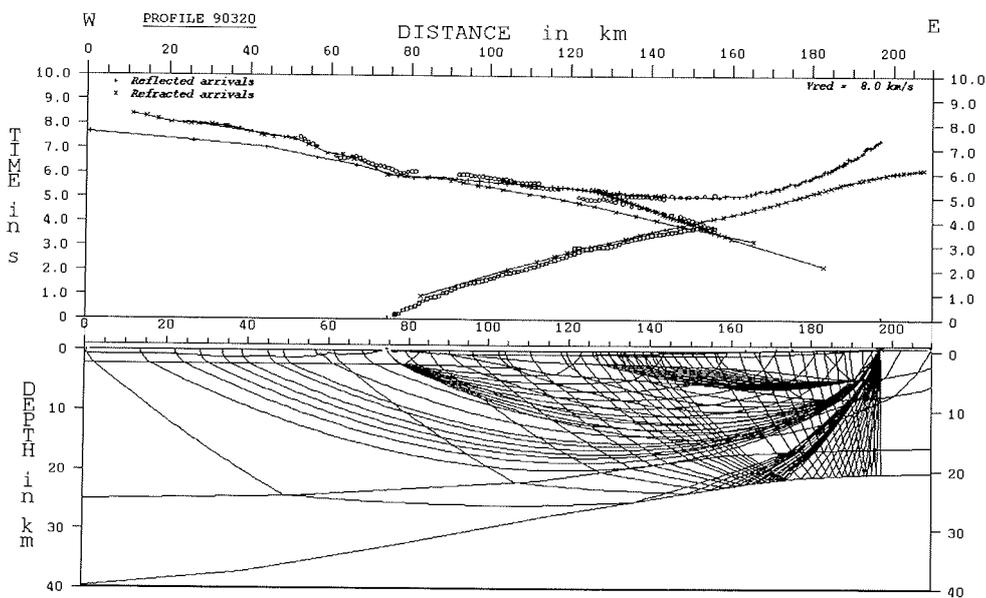
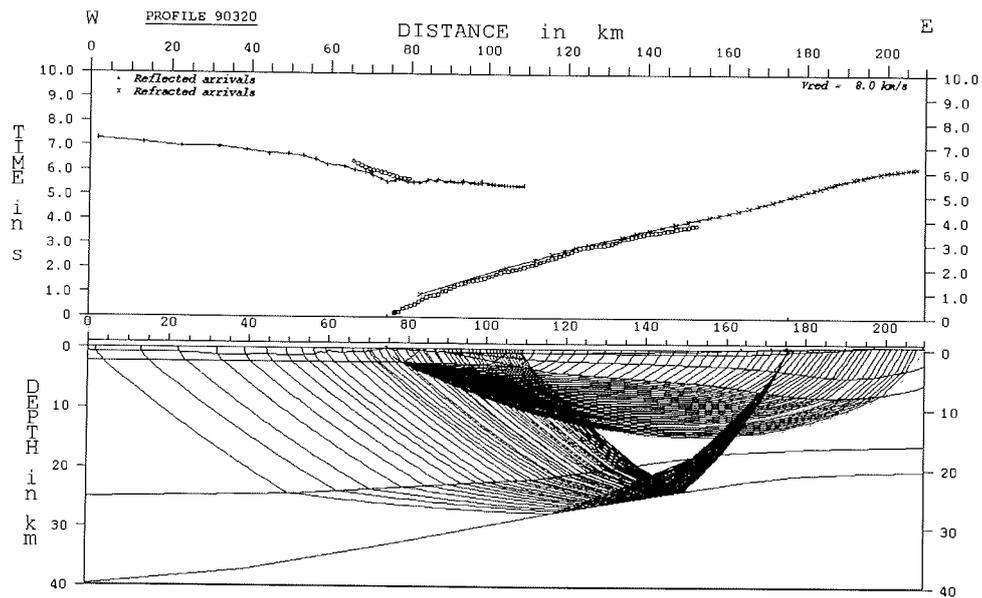


Abb. 5.48 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90320;
oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
Verlauf einiger seismischer Strahlen für die Stationen 324 und 329;
unten: Analog zu oben, nur für die Stationen 324 und 333.

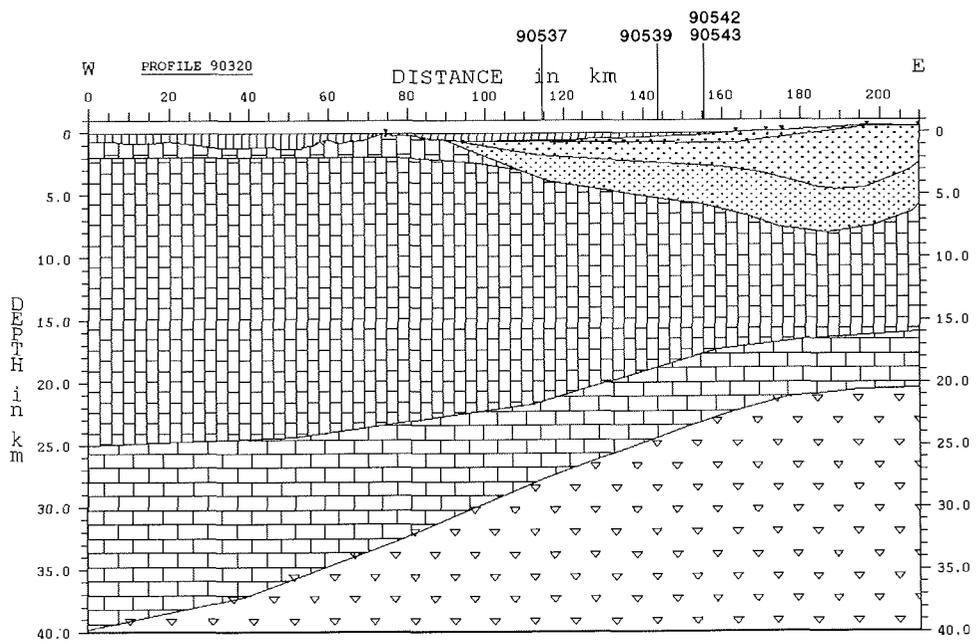
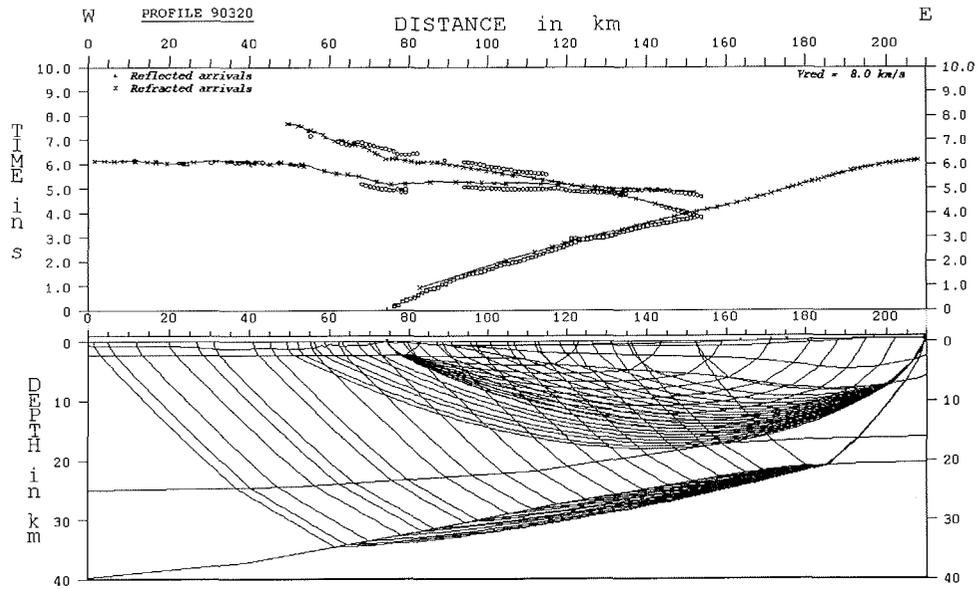


Abb. 5.49 Modellierung der Laufzeitkurven für das Profil 90320;
 oben: Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeiten und
 Verlauf einiger seismischer Strahlen für die Stationen 324 und 335;
 unten: Geschwindigkeits-Tiefen-Modell.

Staffelbrüche im Osten lassen sich mit Hilfe der refraktionsseismischen Daten nicht belegen. Die Struktur des Beckens als Halbgraben stimmt mit den Ergebnissen des GGU überein. Ein großer Unterschied besteht in der Mächtigkeit des Sedimentbeckens, die vom GGU mit 16 bis 18 km angegeben wird.

5.4 Zusammenfassung der Interpretation

Die Abbildungen 5.50 bis 5.53 stellen in Form von geglätteten Mächtigkeitskarten die Ergebnisse der Interpretation der einzelnen "in line"-Profile dar. Diese zeigen, daß die Hauptstörungszone, die das Sedimentbecken von den metamorphen Gesteinen im Westen trennt, direkt vor der Küste von Milne Land verläuft. Bisher ist der Verlauf der Störungszone im zentralen Bereich des Hall Bredning vermutet worden (SURLYK, 1978, 1990, 1991, SURLYK et al., 1981). Damit erstreckt sich das Jameson Land Sedimentbecken in westlicher Richtung bis wenige Kilometer vor die Küste von Milne Land.

Im Bereich des Hall Bredning zwischen 70° und $70^{\circ}30'$ N sind der Verlauf der Sedimentschichten und ihre seismischen Geschwindigkeiten durch 10 Profile und 5 Stationen sehr gut belegt. Im Norden und Süden des Untersuchungsgebietes sowie im Bereich von Jameson Land standen wesentlich weniger Daten zur Verfügung. Aus diesem Grunde können dort teilweise keine genauen Aussagen über die Strukturen im Untergrund gemacht werden. Die aus den refraktionsseismischen Messungen ermittelten v_p -Geschwindigkeiten für die Sedimentschichten S2 und S3 sowie das kristalline Grundgebirge decken sich mit den Intervallgeschwindigkeiten, die bei der Bearbeitung reflexionsseismischer Messungen auf Jameson Land ermittelt wurden (H. C. LARSEN, T. DAHL-JENSEN, persönliche Mitteilung).

Die Abbildung 5.50 zeigt die Mächtigkeitsverteilung der Schicht S3. Da die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger mindestens 6 km betrug, konnten keine direkten Einsätze aus dieser Schicht aufgezeichnet und somit die Geschwindigkeit nicht sicher bestimmt werden. Angenommen wird eine v_p -Geschwindigkeit von 3,5 km/s. Diese stimmt mit der Intervallgeschwindigkeit überein, die aus den optimalen Stapelgeschwindigkeiten für die Daten des tiefenseismischen Reflexionsprojekts DYBSEIS für die oberste Schicht ermittelt wurden (H. C. LARSEN, T. DAHL-JENSEN, persönliche Mitteilung). Die Gesteine dieser Schicht werden als Sedimente der oberen Jura interpretiert. Dabei handelt es sich primär um marine Sedimente (MARCUSSEN & LARSEN, 1991).

Die Sequenz S3 erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 800 m an der Westküste von Jameson Land. Der genaue Verlauf dieser dünnen Schicht kann nicht bestimmt werden. Angenommen wird, daß die Schicht im Westen an der östlichen Flanke der Rinne vor Milne Land ausstreicht. Für die Bereiche an Land ist das Ende der Schicht in nördlicher und östlicher Richtung aus der oberflächengeologischen Karte (Abb. 2.3) ersichtlich. Ein Ausdünnen in östlicher Richtung ist auch in den Seismogramm-Montagen der reflexions-

seismischen Messungen auf Jameson Land (Abb. 5.46) zu erkennen. Der Verlauf der Sedimentschicht in südlicher Richtung ist sehr unsicher, da die Daten der einzigen Station am Geikie Plateau eine schlechte Qualität aufweisen. LARSEN (1992) geht davon aus, daß die Sedimentschicht mit zunehmender Mächtigkeit nach Süden einfällt und von einer Schicht überlagert wird, die aus Sedimenten der Kreide besteht. Diese Annahme kann nicht bestätigt, aber auch nicht eindeutig widerlegt werden (Kapitel 5.2.3).

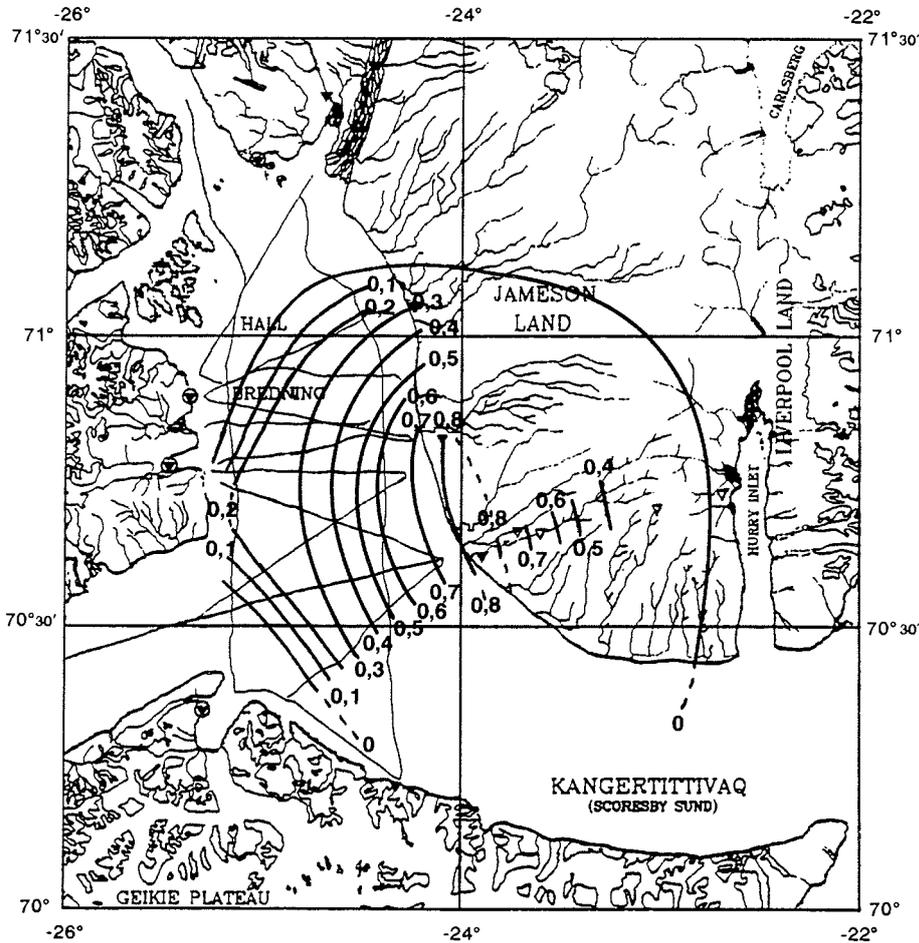


Abb. 5.50 Mächtigkeit der Sedimentschicht S3 (Oberer Jura) [km].

Die Karte der Mächtigkeitsverteilung der Schicht S2, für die eine v_p -Geschwindigkeit von 4,4 km/s ermittelt wurde, ist in Abbildung 5.51 dargestellt. Das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit beträgt hier ca. 1,73. Auch diese Schicht wird als Sedimentschicht interpretiert. Ihre Sedimente wurden im wesentlichen während der drei großen Transgressionen zwischen spätem Perm

und frühem Trias abgelagert (s. Kapitel 2.1.3). Auch die jüngeren Sedimente bis zur mittleren Jura werden zu dieser Schicht gerechnet.

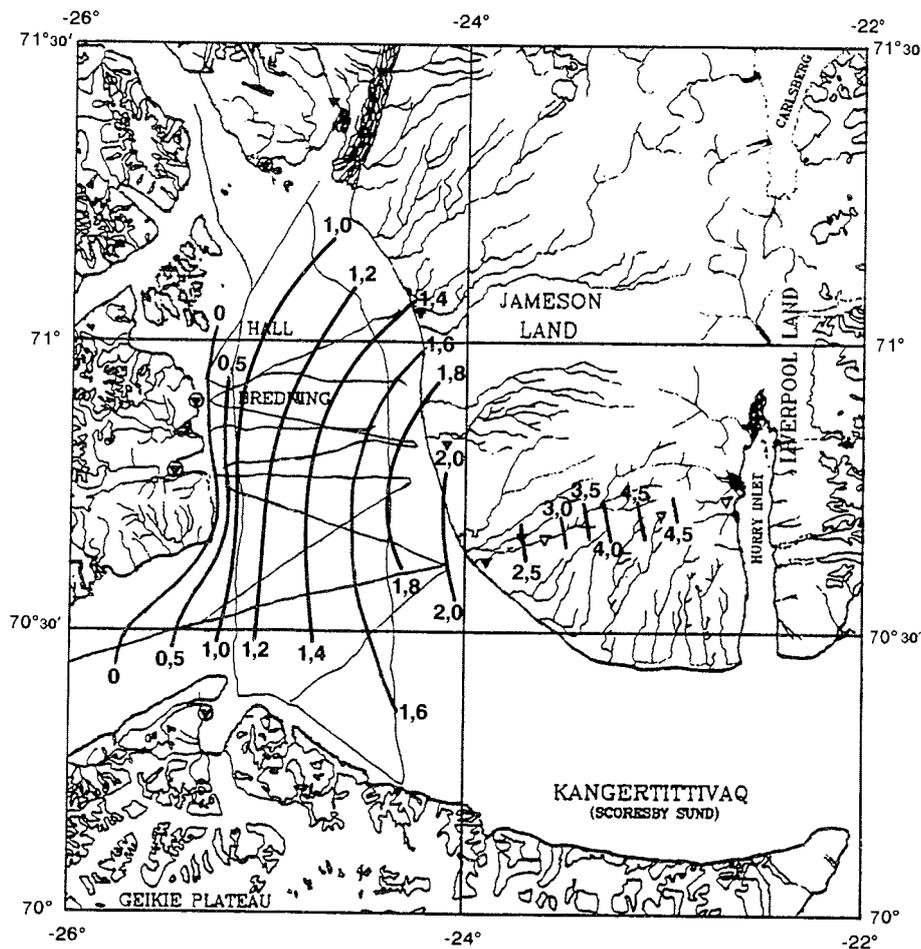


Abb. 5.51 Mächtigkeit der Sedimentschicht S2 (Perm bis Jura) [km].

Die Sequenz S2 erreicht eine maximale Mächtigkeit von knapp 5 km unter dem Zentrum von Jameson Land und dünnt in westlicher und östlicher Richtung schnell aus. An der Westküste ist die Schicht ca. 2 km mächtig. Unter dem Hall Bredning nimmt die Mächtigkeit nur langsam in westlicher Richtung ab und beträgt 10 km vor der Küste von Milne Land noch ca. 1 km. In südwestlicher Richtung reicht die Schicht vermutlich bis ca. 20 km in den Mündungsbereich des Føn- und des Gåsefjordes. In welchem Bereich die Schicht im Nordwesten auskeilt und die Hauptstörung verläuft, die die westliche Grenze des Jameson Land Beckens bildet, läßt sich nicht genau ermitteln. Zusätzliche Informationen darüber können die Auswertungen der Fächerbeobachtungen der Station 501 liefern. Der Verlauf der Schicht in südlicher Richtung läßt sich ebenfalls nicht

genau ermitteln. Die Auswertungen der Profile 90537 bis 90539 deuten aber darauf hin, daß sich die Schicht unterhalb der Flutbasalte des Geikie Plateaus fortsetzt. Hier können die Auswertungen der Fächerbeobachtungen der Station 504 zusätzliche Informationen liefern.

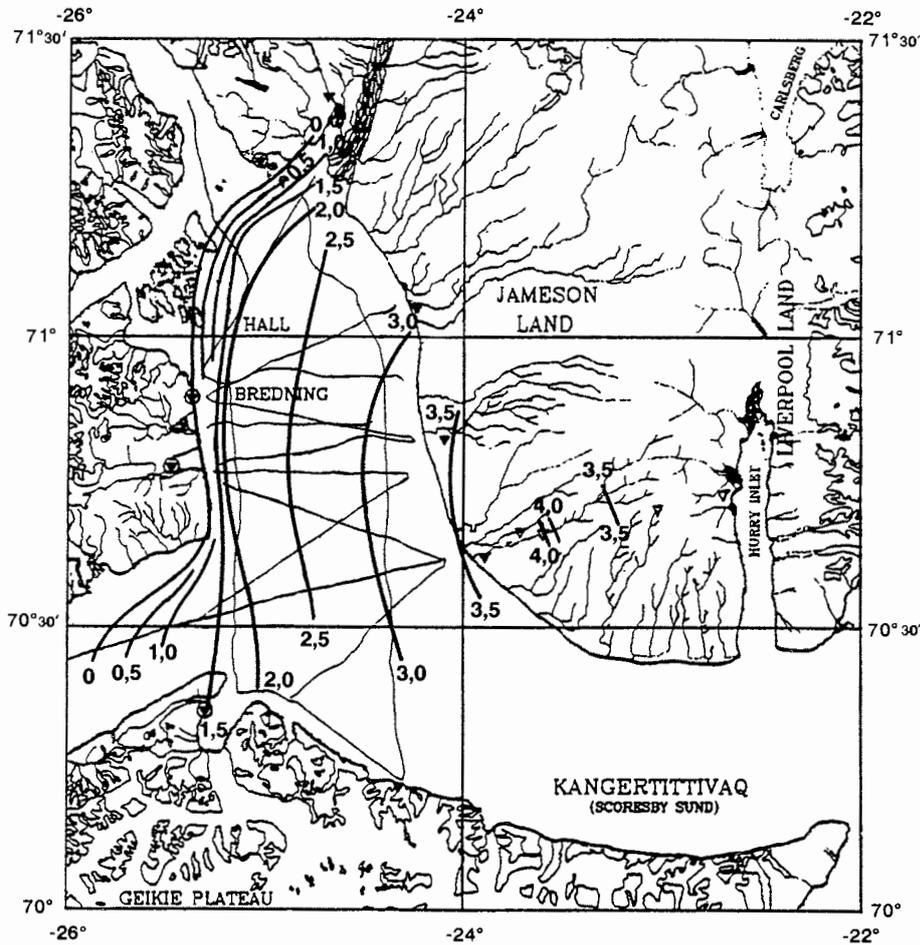


Abb. 5.52 Mächtigkeit der Sedimentschicht S1 (Devon) [km].

Für die Schicht S1, deren Mächtigkeitsverteilung in Abbildung 5.52 dargestellt ist, wurde eine v_p -Geschwindigkeit von 5,5 km/s ermittelt. Das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit beträgt ca. 1,73. Diese Schicht besteht hauptsächlich aus kontinentalen Sedimenten des mittleren Devon bis unteren Karbon und syn-sedimentär abgelagerten Vulkaniten (SURLYK, 1991).

Die Mächtigkeit der Schicht S1 nimmt von 1 km ca. 10 km vor der Küste von Milne Land auf ca. 3,5 km im Bereich der westlichen Küste von Jameson Land zu. Ihre maximale Mächtigkeit von ca. 4 km erreicht diese Sequenz ca. 15 bis

20 km östlich der Küstenlinie. Die Ergebnisse des Raytracing deuten an, daß die Schicht S1 erst am östlichen Rand des Beckens innerhalb von wenigen Kilometern ausdünn. Im Südwesten setzt sie sich ca. 20 km weit in den Mündungsbereich des Gåse- und Føn fjordes fort, im Nordwesten endet sie an der Mündung des Nordvestfjordes. Wie bei den Sequenzen S2 und S3 kann auch für diese Schicht der Verlauf in südlicher Richtung nicht genau bestimmt werden. Die Auswertung der Profile 90537 bis 90539 liefert aber Hinweise dafür, daß die Schicht unterhalb der Flutbasalte des Geikie Plateaus mit einer Mächtigkeit von 1,5 bis 2 km vorhanden ist.

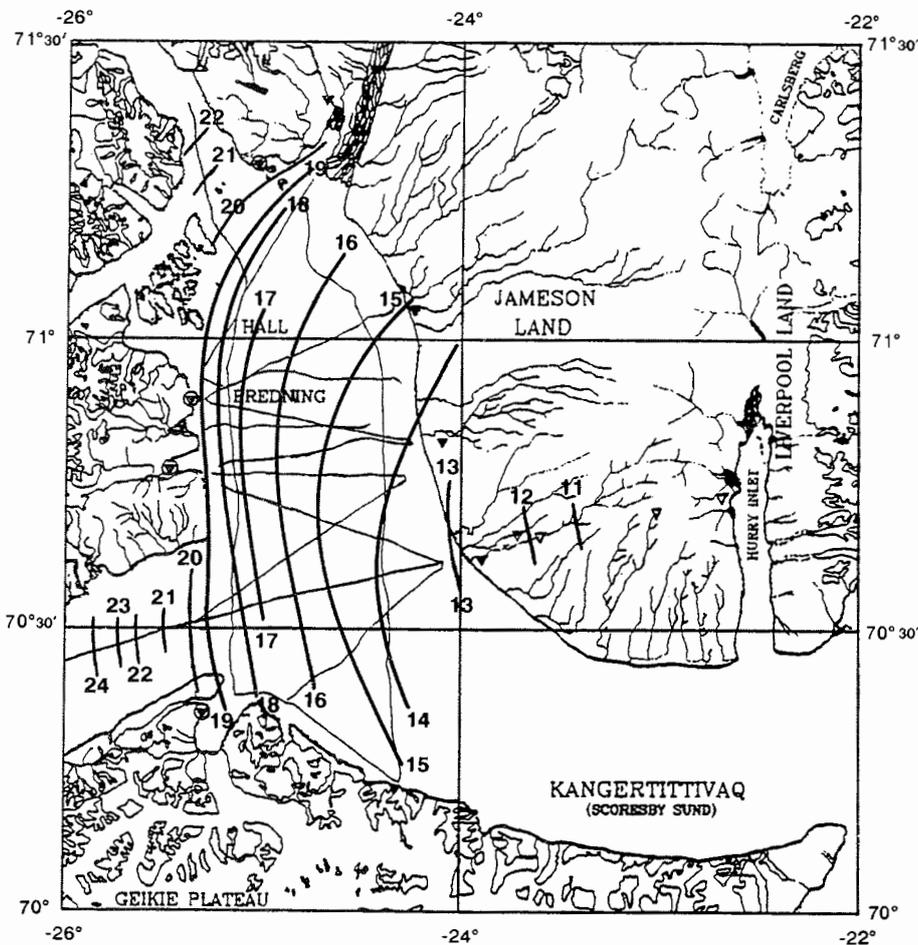


Abb. 5.53 Mächtigkeit der kristallinen Oberkruste [km].

Für die darunterliegende Schicht wurde eine v_p -Geschwindigkeit von 6,1 km/s ermittelt. Sie wird als kristalline Oberkruste interpretiert. Anzeichen für einen Geschwindigkeitsgradienten in dieser Schicht sind in den Seismogramm-Montagen nicht zu sehen. Für die Berechnung von Tauchwellen wurde eine

Zunahme der Geschwindigkeit von 6,1 km/s an der Oberkante auf 6,5 km/s an der Unterkante der kristallinen Oberkruste angenommen. Das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit beträgt ca. 1,70 bis 1,73.

Die kristalline Oberkruste erreicht im Westen in den Mündungsbereichen der Fjorde eine Mächtigkeit von ca. 25 km und dünnt unter Jameson Land vermutlich auf ca. 10 bis 12 km aus (Abb. 5.53). Im Bereich des Hall Bredning nimmt die Mächtigkeit von 13 bis 14 km an der Küste von Jameson Land auf 20 bis 22 km an der Küste von Milne Land zu. Im Westen folgen die Isolinien dem Küstenverlauf von Milne Land und den Bjørne Inseln und verlaufen im nördlichen Teil des Hall Bredning in östlicher Richtung.

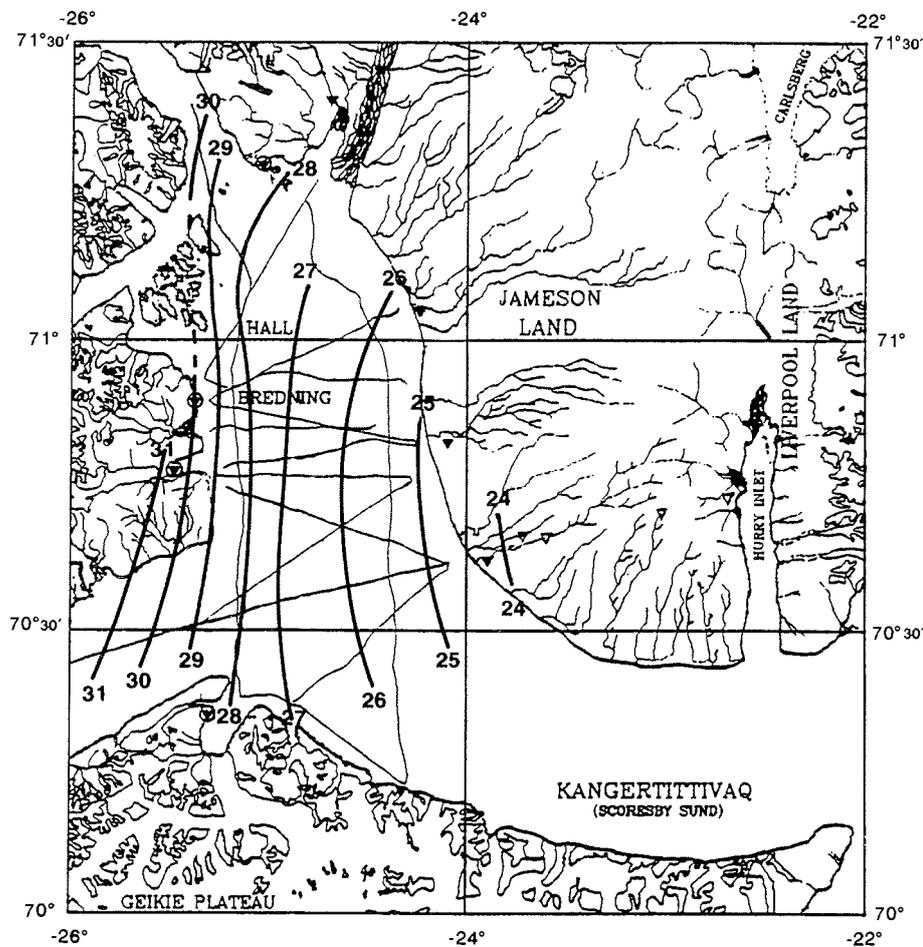


Abb. 5.54 Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze [km].

In den Seismogramm-Montagen der meisten Profile sind Einsätze zu finden, die auf eine Schicht in der unteren Kruste hindeuten. Aus diesen Einsätzen wurde eine v_p -Geschwindigkeit von ca. 7,0 km/s abgeleitet. Das Verhältnis von v_p - zu

v_s -Geschwindigkeit beträgt vermutlich ca. 1,85 bis 1,90. Die Einsätze in den Seismogramm-Montagen werden als Einsätze aus der Unterkruste interpretiert, obwohl synthetische Untersuchungen zeigen, daß häufig auch kleinräumige Heterogenitäten in der tiefen Kruste derartige Einsätze im gesamten Entfernungsbereich verursachen können (LEVANDER & HOLLIGER, 1992). Die Unterkruste scheint im Bereich des Hall Bredning eine relativ geringe Variation in der Mächtigkeit zu haben, die von ca. 6,5 km vor der Küste von Milne Land auf ca. 5 vor der Küste von Jameson Land abnimmt. Aus diesem Grunde ist keine Karte der Mächtigkeitsverteilung gezeichnet worden. Die Interpretation der tiefenseismischen Refraktionsprofile aus den langen Fjorden sowie der 1988 geschossenen Refraktionsprofile im Scoresby Sund deutet an, daß die Mächtigkeit der Unterkruste in westlicher Richtung auf ca. 30 km zunimmt (HEPPER, 1991, WEIGEL, et al., 1993 z. V. eingereicht, MANDLER, 1991 und persönliche Mitteilung). Ihre Mächtigkeit ist danach im Westen ca. 10 km größer als unter den Kaledoniden Norwegens (MEISSNER, 1986).

Die Abbildung 5.54 zeigt die Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze. Für den oberen Mantel wurde eine v_p -Geschwindigkeit von ca. 8,0 km/s angenommen. Die aus den Laufzeitkurven ermittelten Werte liegen zwischen 7,6 und 7,9 km/s. Allerdings handelt es sich bei diesen Werten um Scheingeschwindigkeiten. Das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit konnte nicht ermittelt werden.

Die Kruste-Mantel-Grenze steigt von ca. 31 km Tiefe im Mündungsbereich der Fjorde auf 24 bis 25 km Tiefe an der Küste von Jameson Land an. Unter dem Zentrum von Jameson Land liegt die Moho vermutlich in einer Tiefe von 20 bis 22 km. Die Tiefenlinien verlaufen nahezu parallel zur Küstenlinie von Milne Land. Das deutet an, daß die Tiefenlage der Moho nur eine geringe Variation in Nord-Süd-Richtung aufweist. Am westlichen Ende der schmalen Fjorde liegt die Kruste-Mantel-Grenze nach der Auswertung der tiefenseismischen Refraktionsprofile bei mindestens 45 km Tiefe (MANDLER, 1991 und persönliche Mitteilung).

Die Auswertung der refraktionsseismischen Daten aus dem Bereich des Hall Bredning deutet darauf hin, daß die Hauptstörungszone, die das Jameson Land Becken in westlicher Richtung begrenzt, direkt vor der Küste von Milne Land verläuft und nicht im zentralen Bereich des Fjordes (SURLYK, 1978, 1991). Hinweise auf eine Störungszone vor der Küste des Geikie Plateaus, die Scoresby Sund Fracture Zone, wurden in den Daten nicht gefunden.

Das Jameson Land Sedimentbecken erstreckt sich in westlicher Richtung bis zum östlichen Ufer des Hall Bredning und in östlicher Richtung ca. 20 km in den Mündungsbereich des Føn- und des Gåsefjordes. Im Süden setzen sich die Sedimentschichten offensichtlich unter den Flutbasalten des Geikie Plateaus fort. Eine Zunahme der Mächtigkeit der Sedimente in südlicher Richtung (LARSEN, 1992) kann aber nicht bestätigt werden.

Die Mächtigkeit der gesamten kristallinen Kruste beträgt vor der Küste von Milne Land ca. 30 km und dünnt unter Jameson Land auf ca. 13 bis 15 km aus. Wird eine ursprüngliche Mächtigkeit der kristallinen Kruste von mindestens 45 km angenommen (MANDLER, 1991 und persönliche Mitteilung), ergibt sich

daraus ein β -Faktor (MCKENZIE, 1978) von mindestens 3. Dies deutet auf eine starke Dehnung und Ausdünnung der kristallinen Kruste im Zuge der Öffnung des Nordost-Atlantiks bzw. des Extensionskollapses der Kaledoniden hin.

Die Ergebnisse der Untersuchungen unterscheiden sich deutlich von den Interpretationen reflexionsseismischer Messungen des GGU auf Jameson Land und der Auswertung refraktionsseismischer Profile aus dem Scoresby Sund, dem südlichen Hall Bredning sowie dem Schelfbereich vor dem Sund.

Nach der Interpretation der reflexionsseismischen Messungen erreicht das Sedimentbecken unter Jameson Land eine maximale Mächtigkeit von 16 bis 18 km. Entsprechend dünnt die kristalline Kruste, bei gleicher Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze wie in dem refraktionsseismischen Modell, auf ca. 7 km Mächtigkeit aus (MARCUSSEN & LARSEN, 1991). Mögliche Ursachen für die Unterschiede in der Interpretation wurden in Kapitel 5.3 diskutiert.

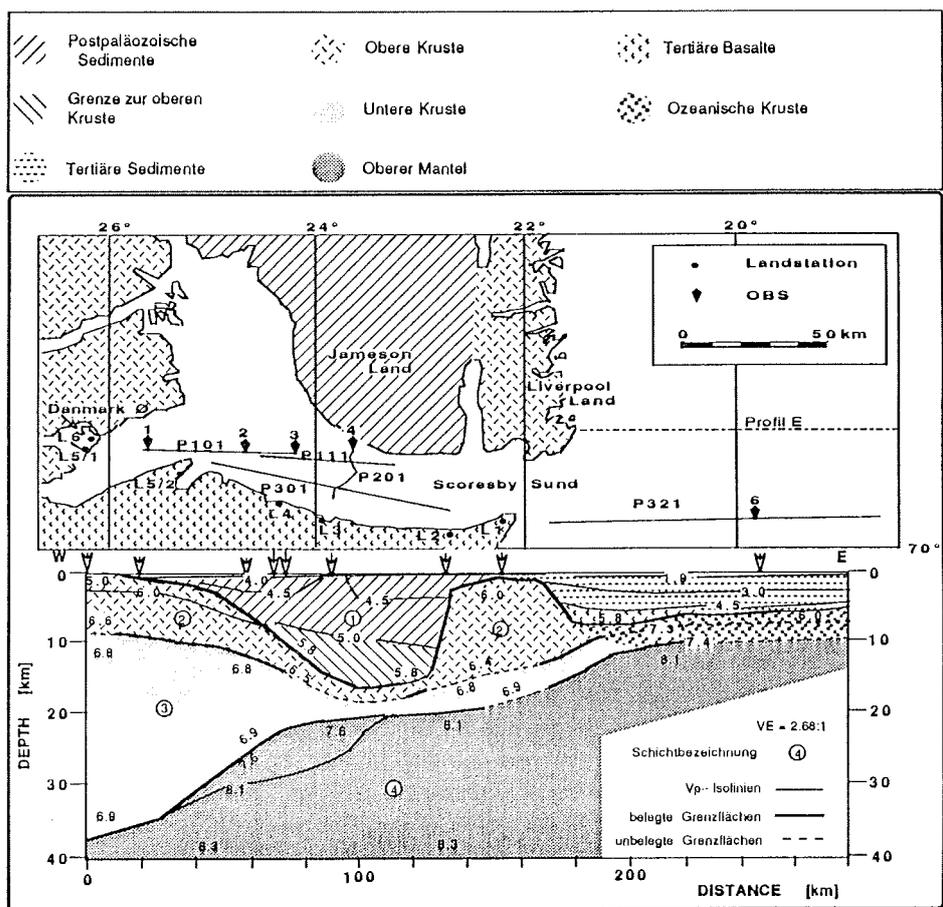


Abb. 5.55 Lageplan der 1988 geschossenen refraktionsseismischen Profile im Scoresby Sund und das ermittelte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell (HEPPER, 1991).

Die Abbildung 5.55 zeigt die Lage der vier refraktionsseismischen Profile, die im Sommer 1988 während der "Polarstern"-Expedition ARK V/3b vermessen wurden, sowie die Lokationen der Stationen und Ozeanboden-Seismometer (HILLERMANN, 1988). Für die Auswertung der Daten wurden die Profile zu einem langen Profil zusammengefügt und die Lokationen der Stationen in die Profillinie projiziert. Die Interpretation dieses langen Profils (Abb. 5.55 unten) deutet auf eine Mächtigkeit des Sedimentbeckens von ca. 15 km hin (HEPPER, 1991). Diese Mächtigkeit ist im wesentlichen durch die Stationen L2 und L3 belegt, die ca. 15 bzw. 20 km außerhalb der Profillinien aufgestellt waren. Unter dem Becken dünnt die Mächtigkeit der kristallinen Kruste auf weniger als 5 km aus.

Eine Voraussetzung für die Zusammenfassung der vier einzelnen Profile zu einem einzigen und die Projektion der Stationslokationen in die Profillinie ist, daß in dem Gebiet eine lateral homogene Geschwindigkeitsverteilung vorliegt. Speziell an den Rändern des Sedimentbeckens (Lokation der Station L2) ist diese Voraussetzung nicht erfüllt. Aus diesem Grunde muß berücksichtigt werden, daß das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell mit einem größeren Fehler behaftet ist als die Modelle der "in line"-Profile aus dem Hall Bredning.

Die in den Abbildungen 5.50 bis 5.53 vorgestellte Interpretation der refraktionsseismischen Daten aus dem Hall Bredning, die auf eine Mächtigkeit des Sedimentbeckens von maximal 8 km hindeutet, beruht auf der Annahme, daß die Grenze zwischen der untersten Sedimentschicht S1 und der kristallinen Oberkruste richtig erkannt worden ist.

Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß sich die Geschwindigkeit von 6,1 km/s nicht auf Gesteine der kristallinen Oberkruste bezieht, sondern auf syn-sedimentär gebildete Basaltlagen, die Bestandteil der devonischen Sequenz sind. Die ermittelte Geschwindigkeit liegt im Geschwindigkeitsbereich für Basalte, der von 5,0 bis 6,7 km/s reicht (GEBRANDE, 1982). Diese Basaltlagen müßten sich allerdings mit einer großen Mächtigkeit über das gesamte Sedimentbecken erstrecken. Die im Tertiär intrudierten Gänge scheiden als Ursache für eine mögliche falsche Interpretation aus, da sie nicht dem Verlauf des Beckens folgen.

Falls sich die Geschwindigkeit von 6,1 km/s auf die devonische Sequenz bezieht, hätte das zur Folge, daß die Grenze zwischen dem Sedimentbecken und dem kristallinen Grundgebirge mit den refraktionsseismischen Messungen nicht erkannt werden kann, da kein ausreichender Geschwindigkeitskontrast zwischen diesen Schichten vorliegt. Die Sequenz S1 wird dann aus den Sedimenten bestehen, die während der drei großen Transgressionen zwischen oberem Perm und unterer Trias abgelagert wurden. Entsprechend wird die Sequenz S2 dann aus den Sedimenten der mittleren Trias bis mittleren Jura gebildet.

Auf Grund der Notwendigkeit mächtiger Basaltlagen, die sich über das gesamte Becken erstrecken, ist diese Interpretation aber weniger plausibel als die bisher vorgestellte und in den Mächtigkeitskarten zusammengefaßte.

6 Schlußfolgerungen

Die Grundlage der hier vorgestellten Interpretation bildeten 29 Seismogramm-Montagen von 14 refraktionsseismischen Profilen aus dem inneren Scoresby Sund, dem Hall Bredning, bei denen mindestens eine Landstation in geradliniger Verlängerung eines Profils aufgestellt war. Die Gesamtlänge dieser Profile beträgt ca. 620 km. Zusätzlich wurden Daten eines ca. 165 km langen tiefenseismischen Refraktionsprofils herangezogen, das im Fønfjord, einem der langen westlichen Nebenarme des Scoresby Sund Systems, vermessen wurde. Von diesem Profil wurden die Aufzeichnungen von sechs Stationen ausgewertet, von denen fünf auf Jameson Land aufgestellt waren.

Die Seismogramm-Montagen, die eine sehr unterschiedliche Qualität aufweisen, deuten auf fünf Schichten im kristallinen Bereich des Untersuchungsgebietes hin, deren seismische Geschwindigkeiten in Tabelle 6.1 aufgelistet sind. In vielen Montagen sind auch starke Einsätze von konvertierten Scherwellen zu erkennen, so daß eine Bestimmung des v_p/v_s -Verhältnisses vorgenommen werden konnte.

Die obersten drei Schichten mit v_p -Geschwindigkeiten von 3,5, 4,4 bzw. 5,5 km/s werden als Sedimentschichten interpretiert (Tab. 6.1). Die Geschwindigkeiten der mittleren und unteren Sedimentschicht sind sehr gut durch mehrere Profile mit Stationen am Anfang und Ende des Profils (Gegenschuß-Profile) belegt. Die Geschwindigkeit der obersten Sedimentschicht konnte nur abgeschätzt werden, da Einsätze der direkten Welle wegen des großen Quelle-Empfänger-Abstandes in den Seismogramm-Montagen nicht zu erkennen sind. Alle drei v_p -Geschwindigkeiten stimmen mit den Intervallgeschwindigkeiten überein, die vom GGU bei der Bearbeitung reflexionsseismischer Messungen auf Jameson Land ermittelt wurden (T. DAHL-JENSEN, persönliche Mitteilung).

Tab. 6.1 Geschwindigkeiten, Mächtigkeiten und Interpretation der Schichten

v_p [km/s]	v_p/v_s	Mächtigkeit [km]	Interpretation
3,5*	1,73	0 - 0,8	Oberer Jura (hauptsächliche marine Sedimente)
4,4	1,73	0 - 5	Perm bis mittlerer Jura (marine Sedimente)
5,5	1,73	0 - 4	Devon (kontinentale Sedimente und Vulkanite)
6,1	1,70 - 1,73	13 - 22**	Oberkruste
7,0	1,85 - 1,90	5 - 6**	Unterkruste
8,0			Oberer Mantel

*: Geschätzte v_p -Geschwindigkeit

** : Mächtigkeit im Bereich des Hall Bredning

Auch die v_p -Geschwindigkeit der darunterliegenden Schicht konnte aus den refraktionsseismischen Messungen sehr sicher mit 6,1 km/s bestimmt werden. Innerhalb dieser Schicht, die als kristalline Oberkruste interpretiert wird, nimmt

die Geschwindigkeit auf 6,5 km/s zu. Zwischen der kristallinen Oberkruste und dem oberen Mantel, dessen v_p -Geschwindigkeit 8.0 km/s beträgt, liegt eine Schicht, die als Unterkruste interpretiert wird. Für ihre v_p -Geschwindigkeit wurde ein Wert von 7,0 km/s ermittelt.

Die Auswertung der "in line"-Profile ergab, daß das Jameson Land Becken ein asymmetrisches Sedimentbecken ist, dessen Beckenachse ungefähr in Nord-Süd-Richtung verläuft. Es weist die Struktur eines Halbgrabens auf und erreicht eine maximale Sedimentmächtigkeit von ca. 8 km unter dem zentralen Bereich von Jameson Land. Im Gebiet des Hall Bredning nimmt die Mächtigkeit der Sedimentfüllung des Beckens nur langsam in westlicher Richtung ab. Die ostwärts einfallende Störungszone, die das Sedimentbecken im Westen begrenzt, verläuft nicht im zentralen Bereich des Hall Bredning (SURLYK, 1978, 1991), sondern direkt vor der Küste von Milne Land. Die Auswertung der refraktionsseismischen Daten deuten an, daß sich die Sedimente des Jameson Land Beckens in südlicher Richtung auch unterhalb der Flutbasalte des Geikie Plateaus fortsetzen.

Die Mächtigkeit der kristallinen Oberkruste, die an der Küste von Milne Land ca. 20 bis 22 km beträgt, nimmt unter Jameson Land auf ca. 12 bis 14 km ab. Die Unterkruste hat eine in westlicher Richtung zunehmende Mächtigkeit von ca. 5 bis 7 km. Die Kruste-Mantel-Grenze steigt von ca. 31 km Tiefe im Westen des Hall Bredning auf 22 bis 23 km Tiefe unter Jameson Land an. In Nord-Süd-Richtung zeigt die Mohorovicic-Diskontinuität nur eine geringe Variation in der Tiefenlage.

Die Ergebnisse der detaillierten refraktionsseismischen Untersuchungen im Hall Bredning unterschieden sich von der Interpretation reflexionsseismischer Messungen, die auf Jameson Land durchgeführt wurden. Danach beträgt die maximale Mächtigkeit der Sedimentfüllung des Beckens 16 bis 18 km, und die kristalline Kruste dünnt unter Jameson Land auf ca. 7 km aus. Die Tiefenlage der Kruste-Mantel-Grenze stimmt mit der aus den Messungen im Hall Bredning ermittelten überein. Die Interpretation refraktionsseismischer Profile, deren Aufzeichnung 1988 im Scoresby Sund (im engeren Sinne) erfolgte, deuten auf eine maximale Sedimentmächtigkeit von ca. 15 km und eine Mächtigkeit der kristallinen Kruste von weniger als 5 km unter der Beckenachse hin. Bei diesen Profilen handelt es sich allerdings nicht um "in line"-Profile. Mögliche Ursachen für die abweichenden Interpretationen wurden in der Arbeit diskutiert.

Mit der Auswertung der refraktionsseismischen Daten konnten nicht alle gestellten Fragen vollständig beantwortet werden. Die Ursachen dafür liegen in der Struktur des Beckens, der teilweise geringen Datenqualität, der geringen Anzahl von Stationen im Norden und Süden des Hall Bredning sowie in den Einschränkungen des verwendeten Raytracing-Verfahrens.

Die Ergebnisse der Modellierung zeigen, daß die Nord-Süd-streichende Hauptstörungszone, die die westliche Begrenzung des Jameson Land Beckens bildet, direkt vor der Küste von Milne Land verläuft. Die genaue Struktur des

Beckens im westlichen Bereich läßt sich nicht ermitteln. Auch der Verlauf der Hauptstörungszone und die Mächtigkeit der Sedimentfüllung im Nordwesten des Hall Bredning konnten nicht sicher ermittelt werden, da in diesem Bereich nicht genügend "in line"-Profile vermessen wurden.

Zuverlässige Aussagen über die Struktur und Mächtigkeit des Jameson Land Beckens im Süden konnten auf Grund der geringen Anzahl der Stationen und Profile in diesem Bereich sowie der teilweise geringen Datenqualität nicht getroffen werden. Im zentralen und östlichen Bereich ist der Verlauf des Sedimentbeckens nur durch ein Profil belegt. Bei diesem Profil waren zwar fünf Registrierstationen auf Jameson Land aufgestellt, aber die meisten Aufzeichnungen dieser Stationen weisen ein geringes Nutz-/Störsignal-Verhältnis auf.

Die Analyse der Fächeraufzeichnungen der Station 504 am Sydkap und die Auswertung des tiefenseismischen Refraktionsprofils im Nordvestfjord können dazu beitragen, die Struktur des Sedimentbeckens im Nordwesten zu untersuchen. Auch die Auswertungen der Fächeraufzeichnungen der Station 501 am Kap Stevenson kann zusätzliche Informationen über den Verlauf des Beckens im Süden liefern. Um genaue Aussagen über die Struktur des Beckens vor der Küste von Milne Land und unter Jameson Land im Osten treffen zu können, müßten weitere Messungen vorgenommen werden.

- Durch den Einsatz von Ozeanboden-Seismometern (OBS) in der Nähe der Küste von Milne Land können die Mächtigkeit, die (Schein-) Geschwindigkeit sowie die Struktur der Sedimentfüllung in diesem Bereich des Beckens untersucht und damit der Verlauf der Störungszone weiter eingegrenzt werden. Im zentralen Bereich des Hall Bredning können durch das "Überfahren" von Ozeanboden-Seismometern die ("wahre") Geschwindigkeit und Mächtigkeit der obersten Sedimentschicht S3 ermittelt werden. Auch die Mächtigkeit der Sedimentschichten im Süden kann nur durch den Einsatz eines Ozeanboden-Seismometers vor der Küste des Geikie Plateaus sicher bestimmt werden.
- Um die Beckenstruktur östlich des Hall Bredning näher untersuchen zu können, müßten weitere Profile vermessen werden, bei denen auch mindestens fünf Stationen auf Jameson Lands aufgestellt werden. Allerdings sollten mehrere Geophonketten pro Kanal verwendet werden, um das Verhältnis von Nutz- zu Störsignal zu verbessern. Ein weiterer Einsatz von Ozeanboden-Seismometern vor der Küste von Jameson Land ist erstrebenswert. Für die Untersuchung der Begrenzung des Beckens im Osten sollte auch ein Profil auf dem Schelf angelegt werden, ohne die Lokationen der Stationen zu ändern. Bei allen Messungen sollten (zeitgleich) zwei BOLT Luftpulser verwendet werden, um die Energie des seismischen Signals zu erhöhen.

Für die Auswertung der refraktionsseismischen Daten ist ein interaktives Programm entwickelt worden, das den Entwicklungsnamen IRIS (Interactive Refractionseismic Interpretation System) trägt. Mit diesem menügesteuerten Programm kann im momentanen Entwicklungsstadium die interaktive Modell-

eingabe und -änderung sowie die Berechnung von Laufwegen und -zeiten seismischer Strahlen (kinematisches Raytracing) vorgenommen werden. Das Programm IRIS hat sich bei der Auswertung der Daten bewährt und wesentlich zu einer Beschleunigung und Verbesserung der kinematischen Interpretation beigetragen. Die Entwicklung des Programms ist allerdings noch nicht abgeschlossen. Um eine qualitative Verbesserung der Interpretation zu erreichen, ist ein Ausbau des Programms vorgesehen, der aus zeitlichen Gründen nicht im Zuge dieser Arbeit vorgenommen werden konnte.

- Bei der Auswertung der Daten des Profils 90537 sind Indizien für eine laterale Änderung der Poisson-Zahl gefunden worden. Das Programm IRIS läßt bereits eine individuelle Definition des Verhältnisses von P- zu S-Wellengeschwindigkeit für jede Schicht zu. Für weiter Untersuchungen ist es aber notwendig, das Programm so zu erweitern, daß eine laterale Änderung des Geschwindigkeitsverhältnisses möglich ist.
- Die Interpretation der refraktionsseismischen Daten beruht auf einer rein kinematischen Auswertung, d. h. ausschließlich auf der Betrachtung der Laufzeiten. Bei diesem Verfahren werden wichtige Informationen, die in den aufgezeichneten Signalen enthalten sind, nicht berücksichtigt. Eine Überprüfung der Ergebnisse der kinematischen Auswertung muß mit Hilfe der Amplituden vorgenommen werden. Daher ist es notwendig, das Programm um die Berechnung von Amplituden und die Darstellung synthetischer Seismogramme zu erweitern (dynamisches Raytracing). Für die Berechnung der Amplituden sollten mehrere Verfahren zur Verfügung stehen, da diese speziell im Bereich von Kaustiken unterschiedliche Ergebnisse liefern können.
- Das Programm sollte in der Lage sein, die registrierten Seismogramm-Montagen darzustellen. Das hätte den Vorteil, daß Einsätze direkt am Bildschirm angerissen und digital gespeichert werden könnten. Ferner wird dadurch eine Korrelation zwischen berechneten und gemessenen Laufzeiten für Phasen ermöglicht, die bis dahin noch nicht betrachtet und daher auch nicht angerissen wurden. Schließlich ließen sich die durch ein dynamisches Raytracing berechneten Seismogramme direkt mit den gemessenen vergleichen. Der Vergleich kann visuell und durch Berechnung des Residuums erfolgen.
- Eindimensionale Inversionsverfahren wären bei der Erstellung eines Startmodells hilfreich und könnten die Auswertung der Daten beschleunigen.
- Die im Hall Bredning vermessenen Profile bilden ein Profilgitter. Eine dreidimensionale Auswertung unter Berücksichtigung der Querprofile ließe sich erheblich vereinfachen, wenn nicht nur die Lokationen von Schnittpunkten mit Querprofilen, sondern auch die Schichtmächtigkeiten an diesen Stellen eingeblendet werden könnten.

7 Literaturverzeichnis

- AEROMAG '93 Group** (1993): *AEROMAG '93 Survey Report*; Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 48 S., unveröffentlicht.
- AKI, K. & RICHARDS, P. G.** (1980): *Quantitative Seismology; Theory and Methods*, Freeman and Co., New York, 932 S.
- BAUMBACH, M. & GROSSER, H.** (1993): *Erprobung von Registrierapparaturen für die Task Force Erdbeben*; Geo Forschungs Zentrum Potsdam, 25 S.
- BENDER, F.** (Hrsg.) (1985): *Angewandte Geowissenschaften*; Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften; Enke Verlag, Stuttgart, 766 S.
- BENGAARD, F. & HENRIKSEN, N.** (Hrsg.) (1982): *Geological Map of Greenland, Sheet 12, Scoresby Sund (69°-72° N, 21°-31° W, Maßstab 1:500,000)*; GGU, Kopenhagen.
- BERCKHEMER, H.** (1985): *Grundlagen der Geophysik*; Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 201 S.
- BROOKS, C. K.** (1989): The Geology of the East Greenland Margin; in: GREGERSEN, S. & BASHAM, P. W. (Hrsg.): *Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*; Kluwer Academic Publishers, S. 47-65.
- CERVENY, V., MOLOTKOV, I. A., PSENCIK, I.** (1977): *Ray Method in Seismology*; Charles University Press, Prague, 214 S.
- COLLATZ, L.** (1981): *Differentialgleichungen*; Teubner Studienbücher Mathematik, Teubner Verlag, Stuttgart, 287 S.
- DEWEY, J. F.** (1988): Extensional Collaps of Orogens; *Tectonics*, Vol. 7, No. 6, S. 1123-1139.
- DEWEY, J. F. & SHACKLETON, R. M.** (1984): A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachians; *Nature*, Vol. 312, No. 8, S. 115-121.
- ELDHOLM, O. & SUNDVOR, E.** (1980): The continental margins of the Norwegian-Greenland Sea: recent results and outstanding problems; *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, Vol. 294, S. 77-86.
- FLUEH, E. R.** (1990): Introduction to dataset III; in: THIEDE, J. (Hrsg.): *Seismic Studies of Laterally Heterogeneous Structures, Interpretation and Modelling of Seismic Data, Proceedings of the 8th Workshop Meeting Commission on Controlled Source Seismology (CCSS)*; *Geomar Report*, Vol. 6, Kiel, S. 239-260.
- FORKMANN, B. & SCHMÖLLER, R.** (1987): *Apparativ-methodische Grundlagen*; in: MILITZER, H. & WEBER, F. (Hrsg.): *Angewandte Geophysik*; Band 3, Seismik, Springer Verlag, Wien, Akademie Verlag, Berlin, S. 65-195.
- FORSBERG, R.** (1986): Gravity Measurements in Jameson Land and neighbouring parts of East Greenland; *Meddelser om Grønland, Geoscience*, Vol. 15, 24 S.
- FORSBERG, R.** (1991): Gravity Measurements in East Greenland 1986-88; Geodetic Division Technical Report No. 4, National Survey and Cadastre - Denmark, Kopenhagen, 32 S.
- FOWLER, C. M. R.** (1990): *The Solid Earth, An Introduction to Global Geophysics*; Cambridge University Press, Cambridge, 472 S.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.** (1986): *Plattentektonik*; Erträge der Forschung, Bd. 236, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 190 S.

- FÜTTERER, D. K.** (Hrsg.) (1992): ARCTIC '91: Die Expedition ARK-VIII/3 mit FS "Polarstern" 1991; *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 107, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 155 S.
- GAYER, R. A.** (Hrsg.) (1989): *The Caledonide Geology of Scandinavia*; Graham & Trotman, London, 267 S.
- GEBRANDE, H.** (1982): Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at room temperature and pressure up to 1 GPa; in: HELLWEGE, K. H. (Ges. Hrsg.), *LANDOLT-BÖRNSTEIN, Numerical Data and Functional Relationship in Science and Technology*; New Series, Group V: Geophysics and Space Research, Vol. 1, Physical Properties of Rocks, Subvol. b, ANGENHEISTER, G. (Hrsg.), Springer Verlag, Berlin, S. 35-99.
- GEBRANDE, H. & MILLER, H.** (1985): Refraktionsseismik; in: BENDER, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften*; Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften; Enke Verlag, Stuttgart, S. 226-260.
- HARJES, H.-P.** (1985): Reflexionsseismik; in: BENDER, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften*; Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften; Enke Verlag, Stuttgart, S. 173-194.
- HAMBREY, M. J.** (1989): The Late Proterozoic sedimentary record of East Greenland: its place in understanding the evolution of the Caledonide Orogen; in: GAYER, R. A. (Hrsg.): *The Caledonide Geology of Scandinavia*; Graham & Trotman, London, S. 257-262.
- HENRIKSEN, N.** (1973): Caledonian Geology of Scoresby Sund Region, Central East Greenland; in: PITCHER, M. G. (Hrsg.): *Arctic Geology, Proceedings of the second international symposium on Arctic Geology*; Memoir No. 19, AAPG, S. 440-452.
- HILLERAMNN, E.** (Hrsg.) (1988): *Bericht über die POLARSTERN-Expedition ARK V/3b 2. August - 29. August 1988*; Universität Hamburg, 139 S., unveröffentlicht.
- HEPPER, J.** (1991): *Refraktionsseismische Untersuchungen im Scoresby Sund, Grönland*; Diplomarbeit, angefertigt am Institut für Geophysik der Christian-Albrechts-Universität Kiel, 120 S., unveröffentlicht.
- HOSSACK, J. R. & COOPER, M. A.** (1986): Collision tectonics in the Scandinavian Caledonides; in: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (Hrsg.): *Collision Tectonics*; Spec. Publ. geol. Soc. London, Vol. 19, S. 287-304.
- HOUSEMAN, G. A., MCKENZIE, D. P. & MOLNAR, P.** (1981): Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 86, No. B7, S. 6115-6132.
- KENT, D. V. & OPDYKE, N. D.** (1978): Paleomagnetism of the Devonian Catskill Red Beds: Evidence for Motion of the Coastal New England-Canadian Maritime Region Relative to Cratonic North America; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 83, No. B9, S. 6115-6132.
- LARSEN, H. C.** (1975): *Aeromagnetic investigations in East Greenland*; Report of Activities, 1974, Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse, Vol. 75, S. 88-91.
- LARSEN, H. C.** (1984): *Project NAD - East Greenland: An integrated aeromagnetic and marine geophysical project off the east coast of Greenland*; Pre-Final Report No. 7, Geological Survey of Greenland, 44 S.

- LARSEN, H. C.** (1985): *Project NAD - East Greenland: An integrated aeromagnetic and marine geophysical project off the east coast of Greenland*; Petroleum Geological Assessment of the East Greenland Shelf, Final Report No. 8, Geological Survey of Greenland, 78 S.
- LARSEN, H. C.** (1988): A multiple and propagating rift model for the NE Atlantic; in: MORTON, A. C. & PARSON, L. M. (Hrsg.): *Early Tertiary Volcanism and Opening of the NE Atlantic*; Geological Society, London, Special Publications No. 39, S. 157-158.
- LARSEN, H. C.** (1990): The East Greenland Shelf; in: GRATZ, A., JOHNSON, L. & SWEENEY, J. F. (Hrsg.): *The Arctic Ocean region*; Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. L, S. 185-210.
- LARSEN, H. C. & JACOBSDÓTTIR, S.** (1988): Distribution, crustal properties and significance of seaward-dipping and sub-basement reflectors off E Greenland; in: MORTON, A. C. & PARSON, L. M. (Hrsg.): *Early Tertiary Volcanism and Opening of the NE Atlantic*; Geological Society, London, Special Publications No. 39, S. 95-114.
- LARSEN, H. C. & MARCUSSEN, C.** (1992): Sill-intrusion, flood basalt emplacement and deep crustal structures of the Scoresby Sund region, East Greenland; in: STOREY, B. C., ALABASTER, T. & PANKHURST, R. J. (Hrsg.): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*; Geological Society, London, Special Publications No. 68, S. 365-386.
- LARSEN, H. C., MARCUSSEN, C. & THORNING, L.** (1988): *Aeromagnetic anomaly map of Greenland, shelf 4 (69°-74° N, 19°-27° W, scale 1:1,000,000)*; Greenland Geological Survey, Copenhagen.
- LARSEN, L. M. & WATT, S. W.** (1985): Episodic volcanism during break-up of the North Atlantic: evidence from the East Greenland plateau basalts; *Earth and planetary science letters*, Vol. 73, S. 105-116.
- LEVANDER, A. R. & HOLLIGER, K.** (1992): Small-Scale Heterogeneity and Large-Scale Velocity Structure of the Continental Crust; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 97, No. B6, S. 8797-8804.
- LUETGERT, J. H.** (1988): *User's manual for RAY86 / R86PLT: Interactive two-dimensional raytracing / synthetic seismogram package*; open file report 88-XX, US Geological Survey, Menlo Park, 55 S.
- MANDLER, H.** (1991): *Auswertung land/see-seismischer Refraktionsmessungen im Scoresby Sund / Ostgrönland*; Diplomarbeit, angefertigt am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München, 80 S., unveröffentlicht.
- MARCUSSEN, C. & LARSEN, H. C.** (1991): *Project "DYBSEIS": Deep seismic studies in the Jameson Land Basin*; Final Report, Geological Survey of Greenland, 40 S.
- MARIENFELD, P.** (1991): Holozäne Sedimentationsentwicklung im Scoresby Sund, Ost-Grönland; *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 96, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 162 S.
- McKENZIE, D. P.** (1978): Some remarks on the development of sedimentary basin; *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 40, S. 25-32.
- MEISSNER, R. & STEGENA L.** (1977): *Praxis der seismischen Feldmessung und Auswertung*; Reihe: Studienhefte zur Angewandten Geophysik, Band 1, Gebrüder Bornträger, Berlin, 275 S.

- MILLER, H. & OERTER, H.** (Hrsg.) (1991): Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS "Polarstern" 1989/90, Bericht vom Fahrtabschnitt ANT-VIII/5; *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 86, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 155 S.
- MILITZER, H. & WEBER, F.** (1987): *Angewandte Geophysik*; Band 3, Seismik; Springer Verlag, Wien, Akademie Verlag, Berlin, 420 S.
- MINSHULL, T. A.** (1990): Crustal structure and anisotropy beneath the Liverpool Land Shelf of East Greenland; in: THIEDE, J. (Hrsg.): *Seismic Studies of Laterally Heterogeneous Structures, Interpretation and Modelling of Seismic Data, Proceedings of the 8th Workshop Meeting Commission on Controlled Source Seismology (CCSS)*; *Geomar Report*, Vol. 6, Kiel, S. 239-260.
- MOONEY, H. M.** (1973): *Handbook of engineering seismology*.
- 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; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 93, No. B2, S. 1031-1048.
- PARK, R. G.** (1988): *Geological Structures and Moving Plates*; Blackie & Son, Glasgow, 337 S.
- PARSON, L. M. & the ODP Leg 104 Scientific Party** (1988): Dipping reflector styles in the NE Atlantic Ocean; in: MORTON, A. C. & PARSON, L. M. (Hrsg.): *Early Tertiary Volcanism and Opening of the NE Atlantic*; Geological Society, London, Special Publications No. 39, S. 57-68.
- SPAAGAREN, B.** (1990): Evidence of shear wave splitting from a three component seismic refraction study of the East Greenland continental margin; in: THIEDE, J. (Hrsg.): *Seismic Studies of Laterally Heterogeneous Structures, Interpretation and Modelling of Seismic Data, Proceedings of the 8th Workshop Meeting Commission on Controlled Source Seismology (CCSS)*; *Geomar Report*, Vol. 6, Kiel, S. 201-212.
- SPUDICH, P. & ORCUTT, J.** (1980): Petrology and Porosity of an Oceanic Crustal Site: Results from wave form modeling of Seismic Refraction Data; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 85, No. B3, S. 1409-1433.
- STEMMERIK L., SCHOLLE, P. A., HENK, F. H., DI LIEGRO, G. & ULMER, D. S.** (1992): Sedimentology and diageneses of the Upper Permian Wegener Halvø Formation carbonates along the margin of the Jameson Land Basin, East Greenland; in: VORREN, T. O., BERGSAGER, E., DAHL-STAMMES, Ø. A., HOLTER, E., JOHANSEN, B., LIE, E. & LUND, T. B.: *Arctic Geology and Petroleum Potential*; NPF Special Publication No. 2, S. 107-119.
- SURLYK, F.** (1978): Jurassic basin evolution of East Greenland; *Nature*, Vol. 274, S. 130-133.
- SURLYK, F.** (1990): Timing, style and sedimentary evolution of Late Palaeozoic-Mesozoic extensional basins of East Greenland; in: HARDMANN, R. F. P. & BROOKS, J. (Hrsg.): *Tectonic Events Responsible for Britain's Oil and Gas Reserves*; Geological Society, London, Special Publication No. 55, S. 107-125.
- SURLYK, F.** (1991): Sequence Stratigraphy of the Jurassic-Lowermost Cretaceous of the East Greenland; *AAPG Bulletin*, Vol. 75, S. 1468-1488.
- SURLYK, F. & CLEMMENSEN, L. B.** (1983): Rift propagation and Eustaticy as controlling factors during Jurassic inshore and shelf sedimentation in North East Greenland; *Sedimentary Geology*, Vol. 43, S. 119-143.
- SURLYK, F., CLEMMENSEN, L. B. & LARSEN, H. C.** (1981): Post-Paleozoic evolution of the East Greenland continental margin; *Memmoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, Vol. 7, S. 611-645.

- SURLYK, F., HURST, J. M., PIASECKI, S., ROLLE, F., SCHOLLE, P. A., STEMMERIK, L. & THOMSEN, E.** (1986): The Permian of the Western Margin of the Greenland Sea—A Future Exploration Target; in: HALBOUT, M. T. (Hrsg): *Future Petroleum Provinces of the World*; AAPG Memoir, Vol. 40, S. 629-659.
- SYVITSKI, J. P. M., BURRELL, D. C. & SKEI, J. M.** (1987): *Fjords: Processes and Products*; Springer Verlag, New York, 379 S.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R. E. & KEYS, D. A.** (1976): *Applied Geophysics*; Cambridge University Press, Cambridge, London, 886 S.
- UENZELMANN-NEBEN, G.** (1993): *Auswertung hochauflösender Seismik im Scoresby Sund, Ost-Grønland*; Abschlußbericht des Projektes Nr. 2449 zwischen der Universität Bremen, Fachbereich 5 Geowissenschaften, und dem Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, 34 S., unveröffentlicht.
- UENZELMANN-NEBEN, G., JOKAT, W. & VANNESTE, K.** (1991): Quaternary sediments in Scoresby Sund, East Greenland: their distribution as revealed by reflection seismic data; in: MÖLLER, P., HJORT, C. & INGÓLFSSON, Ó. (Hrsg.): *The Last Interglacial-Glacial Cycle: Preliminary report on the PONAM fieldwork in Jameson Land and Scoresby Sund, East Greenland*; *Lundqua report*, Vol. 33, S. 139-148.
- VOGT, P. R.** (1986): The present plate boundary configuration; in: VOGT, P. R. & TUCHOLKE, B. E. (Hrsg.): *The Geology of North America*; Vol. M, The Western North Atlantic Region, The Geological Society of America, Boulder, S. 189-204.
- WEIGEL, W., FLÜH, E., MILLER, H. & GROEKORT Study Group** (1993): Investigations of the East Greenland Continental Margin between 70° and 72° N by Deep Seismic Sounding and Gravity Studies; zur Veröffentlichung eingereicht bei *Marine Geophys. Res.*
- WEBSTER, G. M.** (1978): *Deconvolution*; Reprint series Nr. 1, LEVIN, F. K. (Serien Hrsg.), SEG, Tulsa, 482 S.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D.** (1989): Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts; *Journal of Geophys. Res.*, Vol. 94, No. B6, S. 7685-7729.
- WILSON, J. T.** (1966): Did the Atlantic close and then re-open?; *Nature*, Vol. 211, S. 676-681.
- ZIEGLER, P. A.** (1988): *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Thethys*; AAPG Memoir No. 43.
- YE, S. & ANSORGE, J.** (1990): Processing and interpretation of refraction and wide-angle reflection data CCSS-90 data set III, (East Greenland); in: THIEDE, J. (Hrsg.): *Seismic Studies of Laterally Heterogeneous Structures, Interpretation and Modelling of Seismic Data, Proceedings of the 8th Workshop Meeting Commission on Controlled Source Seismology (CCSS)*; *Geomar Report*, Vol. 6, Kiel, S. 201-212.
- YILMAZ, Ö.** (1987): *Seismic data processing*; DOHERTY, S. M. (Hrsg.), Serie: Investigations in Geophysics, Vol. 2, NEITZEL, E. B. (Serien Hrsg.), SEG, Tulsa, 526 S.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich herzlich, daß ich diese Arbeit am Alfred-Wegener-Institut durchführen und die hervorragenden Möglichkeiten nutzen konnte, die dieses Institut bietet. Ferner danke ich ihm für Diskussionen, Anregungen und Interesse am Fortschritt der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. U. Bleil danke ich sehr für die Übernahme des Korreferates.

Herrn Dr. W. Jokat danke ich für zahlreiche Gespräche sowie für Unterstützung bei Problemen mit DISCO und UNIX.

Ich danke Herrn Dr. H. C. Larsen, Frau Dr. T. Dahl-Jensen und Herrn Dr. C. Marcussen für Diskussionen und Anregungen sowie die herzliche Aufnahme bei einem Besuch im Grönländischen Geologischen Dienst in Kopenhagen.

Herrn U. Meyer danke ich für die Erstellung der Aeromagnetik-Anomaliekarte (AEROMAG'93) und Herrn J. Monk für die Erstellung der Bathymetrie-Karte des Scoresby Sund und des Hall Bredning.

Herrn Dr. R. Stax danke ich für die kritische Durchsicht des Geologie-Kapitels und Herrn U. Meiring, Herrn Dr. K. Gohl sowie Herrn C. Hübscher für die Durchsicht diverser Teile des Manuskripts.

Frau A. Lambrecht danke ich für die Unterstützung bei der Erstellung der Abbildungen.

Herrn Dr. C. Wübber danke ich herzlich für seine Unterstützung in UNIX-Angelegenheiten, besonders für diverse System-Hilfeleistungen auch deutlich nach Feierabend.

Der Besatzung der Polarstern sei für ihre Unterstützung bei den seismischen Messungen auf dem Fahrtabschnitt ARK VII/3b im Scoresby Sund gedankt. Insbesondere danke ich dem Bordelektroniker und System-Manager K. Hoops für seinen unermüdlichen Einsatz.

Ich danke allen Anwendern des Programms IRIS, die durch konstruktive Kritik zu einer Verbesserung des Programms beigetragen haben.

Allen Mitarbeitern der Geo-Sektionen sei herzlich für das gute Arbeitsklima gedankt.

Meinen Eltern, meinem Bruder und den "Marburger" Freunden aus Bremerhaven und "um zu" danke ich für die moralische Unterstützung und für Aufbauhilfen während der "Durststrecken" der Arbeit.

Bedienungsanleitung für das Programm IRIS

IRIS (Interactive Refractionseismic Interpretation System) ist ein interaktives Programm zur Auswertung refraktionseismischer Daten, das am Alfred-Wegener-Institut entwickelt und implementiert wird. Es läuft auf einer Window-Oberfläche unter dem Betriebssystem UNIX. Das Programm wird über ein Menü gesteuert, ist weitgehend selbsterklärend und wird überwiegend mit einer Maus bedient. Der Aufruf der Menüs erfolgt über eine Auswahlleiste (Abb. 1).

Die Abbildung 1 zeigt den Aufbau der graphischen Oberfläche des Programms. Das größte Fenster ist das Graphikfenster, in dem z. B. die interaktive Modelleingabe erfolgt. Das Übersichtsfenster zeigt das komplette Modell und markiert den Bereich, der im Graphikfenster vergrößert dargestellt ist (Zoom-Bereich). Kurze Hinweise im Mitteilungsfenster leiten den Anwender durch das Programm oder machen auf Fehler bei der Eingabe bzw. der Bedienung aufmerksam.

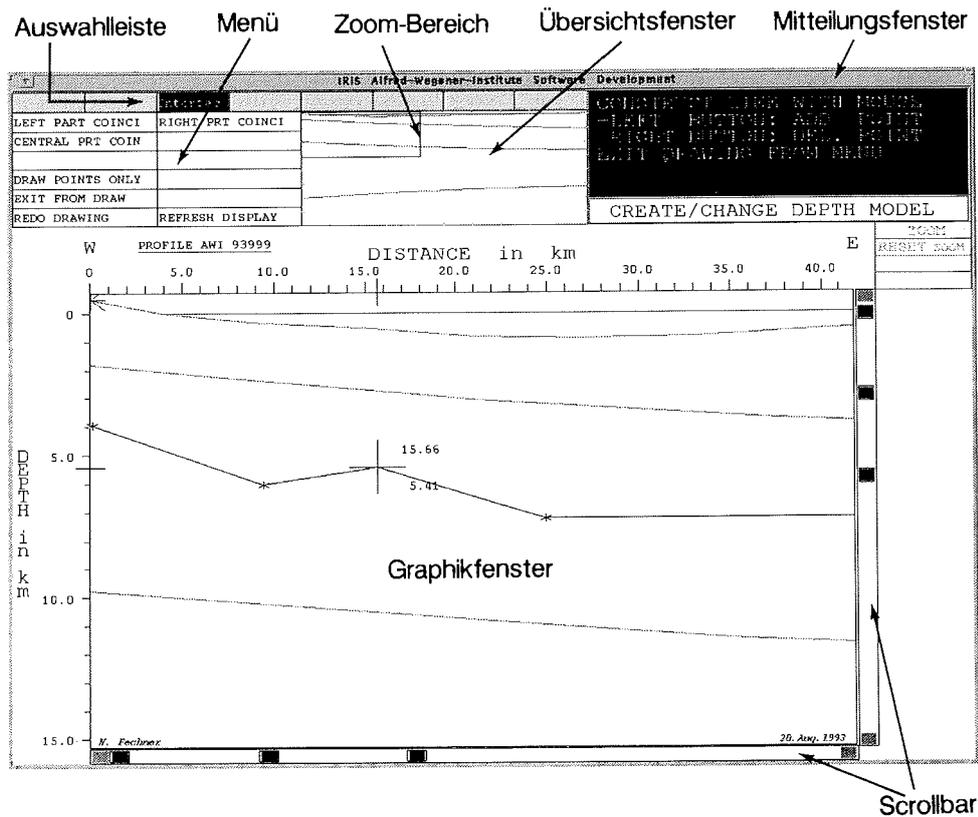


Abb. 1 Graphische Oberfläche des Programms IRIS

Der Aufruf des Programms IRIS erfolgt mit dem Befehl:

```
/sunsrv2/geosoft/awi/iris/bin/iris.
```

Zuvor muß der Aufruf

```
source /sunsrv2/geosoft/awi/iris/bin/iris.init
```

erfolgen, mit dem zwei Graphik-Environment-Variablen gesetzt werden, die das Programm benötigt. Dieser Aufruf kann auch in die .cshrc-Datei eingetragen werden.

Ein neuer Nutzer muß mit "account"- und Nutzernamen in die Datei

```
/sunsrv2/geosoft/awi/iris/bin/iris.users
```

eingetragen werden, damit der Nutzernamen auch im Graphikfenster erscheinen kann.

Das Programm besteht bisher aus zwei Hauptteilen, einem zum Erstellen des Geschwindigkeits-Tiefen-Modells, und einen zur Simulation seismischer Messungen, d. h. dem Raytracing. Der Algorithmus für den Raytracing Programmteil beruht auf CERVENY et al. (1977) und wurde dem Programm RAY86 von LUETGERT (1988) entnommen. Die Kenntnis des Programms RAY86 ist nicht notwendig, um mit IRIS zu arbeiten, aber hilfreich. Denn in dieser Bedienungsanleitung werden zwar alle Optionen, die das Programm IRIS z. Z. bietet, erläutert, aber nicht jedes Detail dieser Optionen. So wird beispielsweise erwähnt, wie ein Ray-Flag geändert wird, aber nicht, was ein Ray-Flag ist. In diesem Zusammenhang sei auf die Bedienungsanleitung des Programms RAY86 (LUETGERT, 1988) verwiesen oder auf die kurzen Informationen, die bei dem Aufruf der entsprechenden Option vom Programm gegeben werden.

Das Programm IRIS ist in Bezug auf die Ein- und Ausgabedateien kompatibel mit dem Programm RAY86. Das bedingt auch, daß die Parametrisierung der Modelle diesem Programm angepaßt wurde.

Das Programm IRIS arbeitet mit diversen Dateien. Näher beschrieben werden hier allerdings nur die beiden Dateien, die vom Anwender bereitgestellt werden müssen bzw. werden können (s. u.). Alle anderen Dateien werden während des ersten Programmlaufes erstellt und können bei einem späteren Programmlauf eingelesen werden.

Beim Aufruf werden die Namen folgender Dateien vom Programm angefordert:

- Control-File Diese Datei enthält neben einigen Steuerparametern, die von IRIS teilweise ignoriert werden, den Namen der Modell-Datei bzw. die Modell-Parameter und den Namen der Ray-Set-Datei bzw. deren Parameter (s. u.).
Unabhängig davon, ob bei dem Programmaufruf die Parameter oder die Dateinamen in der Datei stehen, legt IRIS separate Dateien für die Modell-Parameter und die Ray-Set-Parameter an.
Die Namen der Modell-Dateien lauten <Control-File-Name>.mi, wobei *i* für eine Inkrementnummer zwischen 01 und 20 steht.
- Listing-File In dieser Datei werden die Eingabe-Parameter und die wichtigsten Ergebnisse der Raytracings aufgelistet.
- Summary-File Zusammenfassung des Listing-Files.
- Observed Data-File Datei mit den beobachteten Laufzeitkurven.

Bereitgestellt werden müssen bzw. können folgende Dateien:

- **LZK-Datei** (Datei mit den angerissenen Laufzeitkurven).
Diese Datei besteht aus einer Parameterzeile am Anfang und den x-t-Werten der Laufzeitkurve.

Achtung: Bei der Eingabe der x-t-Wertepaare darf **nicht** mit dem Tabulator gearbeitet werden!

Die Parameterzeile hat folgendes Format:

```
Source F10.0 x-Lokation der Quelle im Modell [km].
Vred F10.0 Reduktionsgeschwindigkeit [km/s].
Tadd F10.0 Additive Laufzeit-Konstante [s].
Scaling F10.0 Multiplikative Entfernungs-Konstante.
Ichar I5 Symbol-Nummer für die Punkte der LZK (siehe Tabelle 1).
Icolor I5 Farb-Nummer für die Symbole der LZK (siehe Tabelle 2).
```

Die Datenzeilen haben folgendes Format:

```
X F14.0 Quelle-Empfänger-Entfernung [km].
T(red) F10.0 (Reduzierte) Laufzeit [s].
```

Kommentarzeilen sind zulässig und müssen mit dem Zeichen * beginnen.

Es können auch mehrere Laufzeitkurven in eine Datei eingetragen werden, wenn z. B. auf einem Profil mehrere Stationen im Einsatz waren. Direkt vor der neuen Parameterzeile muß dann ab der ersten Spalte das Wort **NEW** stehen.

- **<Control-File-Name>.etc-Datei.**

Diese Datei enthält derzeit erst, falls vorhanden, die Lokationen der Querprofile. Der Name <Control-File-Name>.etc deutet aber an, daß in diese Datei noch mehr Parameter eingetragen werden sollen, wie Quelllokationen, Empfängerlokationen oder Länge der Geschwindigkeits-Achse für die interaktive Eingabe der Geschwindigkeiten. Einige dieser Parameter werden z. Z. bereits von IRIS verwendet und sind, für RAY86 als Kommentare gekennzeichnet, in anderen Dateien untergebracht.

Die <Control-File-Name>.etc Datei hat folgendes Format:

```
Ncrs I3 Anzahl der Schnittpunkte mit Querprofilen.
Xcrs 8F8.0 Lokationen der Schnittpunkte mit Querprofilen [km].
```

Tab. 1 Symboltabelle

0	1	2	3	4	5	6	7
□	○	△	+	×	◇	⊕	⊗
8	9	10	11	12	13	14	15
∑	Y	⊗	*	⊗		◁	▽
16	17	18	19	20	21	22	23
▷	←	⇄	→	⊗	⊗	⊗	⊗
24	25	26	27	28	29	30	31
∧	∨	N	⊕	⊗	\	-	/

Tab. 2 Farbtabelle

Farbnr.	Farbe
1	Dunkelgrau
2	Hellgrau
3	Weiß
4	Magenta
5	Dunkelblau
6	Tief-Dunkelblau
7	Extrem-Dunkelblau
8	Blau
9	Blaugrün
10	Gelb
11	Rot
12	Türkis
13	Grün
14	Orange

- Geschwindigkeits-Tiefen-Modell

Das Modell für die Berechnung der Laufwege und -zeiten seismischer Strahlen besteht aus Schichtgrenzen und Geschwindigkeiten innerhalb der Schichten.

Zulässig sind maximal 25 Schichtgrenzen, die mit jeweils maximal 85 x-z-Stützstellen definiert werden können. Zwischen den Stützstellen wird linear interpoliert. Jede Schichtgrenze muß sich vom linken bis zum rechten Modellrand erstrecken. Schichtgrenzen dürfen sich nicht überschneiden, aber sie dürfen in Bereichen des Modells zusammenfallen, um auskeilende Schichten zu simulieren.

Die Geschwindigkeiten werden entlang vertikaler Gitterlinien definiert, deren Lage im Modell zuvor gewählt werden muß. Zulässig sind maximal 85 Gitterlinien. Definiert werden die Geschwindigkeiten an der Ober- und Unterkante jeder Schicht. Zwischen diesen Punkten (Gitterlinienentfernung-x) werden die Geschwindigkeiten linear interpoliert.

- Raytracing

Das Raytracing-Verfahren ist ein sogenanntes 1-Punkt-Raytracing-Verfahren. Bei diesen Verfahren werden die Quelllokation und die Winkel angegeben, unter denen Strahlen von der Quelle ausgesandt werden. Eine Empfängerlokation geht nicht in die Berechnungen ein. Der Raytracing-Algorithmus arbeitet nach der Strahlenweg-Methode (CERVENY et al., 1977).

Für die Berechnung der Laufwege und Laufzeiten der seismischen Strahlen stehen dem Anwender grundsätzlich zwei Möglichkeiten zur Verfügung: Es können entweder die (automatischen) Kommandos verwendet oder explizit die Laufwege mit einem Ray-Code vorgegeben werden. Ein Ray-Code besteht aus der Anzahl der zu durchlaufenden Schichten und der Reihenfolge, in der die Strahlen die Schichten durchlaufen sollen.

Bei der Berechnung der Laufwege und -zeiten mit Hilfe eines Ray-Codes wird bei jedem Aufruf (TRACE RAYS) das entsprechende Ray-Set in die Ray-Set-Ausgabedatei geschrieben. Ein Ray-Set besteht aus der Quelllokation, dem Winkelbereich, in dem die Strahlen von der Quelle ausgesandt werden, der Anzahl der zu berechneten Strahlen, dem Ray-Code und weiterer Parametern (für weitere Informationen sei auf die Bedienungsanleitung von RAY86 verwiesen).

Die folgende Auflistung stellt einen Leitfaden für die Interpretation refraktionsseismischer Daten und das Arbeiten mit dem Programm IRIS dar:

- 1) Laufzeiten anreißen und Laufzeitkurven-Datei schreiben. Für diese Datei gibt es keinen vorgeschriebenen Namen. Sinnvoll ist ein Name, der sich aus der Profilnummer und der Abkürzung LZK (LaufZeitKurve) zusammensetzt (z. B. LZK90546).
- 2) (Schein-) Geschwindigkeiten bestimmen.
- 3) IRIS aufrufen. Das Programm fragt nach einem Control-File-Namen. Auch für diese Datei gibt es (noch) keinen vorgeschriebenen Namen. Bei dem ersten Aufruf des Programms für ein bestimmtes Profil wird ein Name empfohlen, der die Profilnummer enthält und die Endung .c0 hat (z. B. R90546.c0).

Das Control-File wird vom Programm erstellt. Beim Verlassen des Programms wird dort der Name der zuletzt erzeugten Modell-Datei eingetragen, damit beim nächsten Programmstart automatisch das aktuelle Modell geöffnet wird. Bei weiteren Aufrufen des Programms wird die Inkrementnummer des Control-Files erhöht.

- a) Modell erstellen (CREATE/CHG MODEL)
 - Grenzen des Modells bzw. Längen der Achsen festlegen (AxRanges)
 - Schichtgrenzen definieren (Interfac)
 - Vertikale Geschwindigkeits-Gitterlinien festlegen (Velocity)
 - v_p -Geschwindigkeiten definieren (Velocity)
 - Quelllokation definieren (Source)
- b) Raytracing (RAYTRACING)
 - evtl. Reduktionsgeschwindigkeit ändern (Def.: $v_{red} = 8.0$ km/s) (Parametr)
 - evtl. Winkel ändern (Default: 1 bis 80) (Parametr)
 - evtl. Quelllokation festlegen / ändern (Parametr)
 - Seismische Strahlen und Laufzeiten berechnen
 - Interaktive Kommandos (Commands)
 - Ray-Code setzen (Parametr)
- 3) bis n-1) Modell ändern, erneut Raytracing ...
- n) Verlassen des Programms (MainMENU)

Auf den folgenden Seiten sind alle Optionen erklärt, die dem Anwender in den beiden Programmteilen zur Verfügung stehen.

Da das Programmpaket IRIS noch weiterentwickelt wird, handelt es sich bei dieser Bedienungsanleitung nicht um die endgültig Fassung. Sie entspricht dem Entwicklungsstand vom August 1993.

Menü-Übersicht für den Programmteil

CREATE/CHANGE MODEL

MainMENU	Display	Interfac	Source	Velocity	AxRanges	NewData	Misc
----------	---------	----------	--------	----------	----------	---------	------

MainMENU

CREATE/CHG MODEL	
RAYTRACING	
EXIT	

Display

SHOW GRID	REFRESH SCREEN
REDRAW MODEL	CURSOR CONTROL
	SH/HI CROSS LINE
	LAYER COLORS

Interfac

CHANGE INTERFACE	
DELETE INTERFACE	
DRAW INTERFACE	

Source

SET SOURCE LOCAT	SET RECEIV LOC'S

Velocity

	SET VpVs RATIO
MODIFY VEL GRID	CONVERT Vp -> Vs
	CONVERT Vs -> Vp
DEFINE VELOCITY	

AxRanges

TRVL TIME RANGE	
VELOCITY RANGE	
DEPTH RANGE	
DLSTANCE RANGE	

NewData

OLD MODEL FILE	
NEW CONTROL FILE	

Misc

WRITE ZYCOR FILE	LINE NAME ANNOT
WRT LAYER THICKN	DIRECTION ANNOT
SHOW/HIDE DATE	PREPARE SNAPSHOT
SHOW/HIDE NAME	COLORMAP (P B&W)
	COLORMAP (PAPER)
	COLORMAP (SLIDE)

Menü für **MainMENU** im Programmteil **Create/Change Model**

Von diesem Menü aus werden die einzelnen Programmteile von IRIS angesprochen. Zur Zeit gibt es zwei Module.

CREATE/CHG MODEL ---

RAY TRACING Wechsel zum Programmteil Raytracing (RAY86).
Von diesem Modul werden alle Raytracing Befehle gesteuert.

EXIT Verlassen des Programms

Menü für **Display** im Programmteil **Create/Change Model**

Von diesem Menü aus kann das Layout des Graphikfensters gesteuert werden.

SHOW GRID / HIDE GRID	Blendet ein Gitter im Graphikfenster ein. Blendet das Gitter wieder aus. Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
REDRAW MODEL	Zeichnet das Modell im Graphikfenster noch einmal. Der Aufruf dieser Option wird empfohlen, wenn das Bild "abfotografiert" werden soll.
REFRESH SCREEN	Zeichnet das gesamte IRIS Fenster neu. Diese Option ist notwendig, falls Teile des Fensters überschrieben bzw. verschoben wurden. Das kann geschehen, wenn beispielsweise eine Systemmeldung auf die Console geschrieben werden sollte, aber keine Console vorhanden ist.
CURSOR CONTROL	Ändert die Cursor-Einstellung (z. B. nur Fadenkreuz ohne Werte).
SH/HI CROSS LINE	Blendet über der Entfernungsachse vertikale Striche ein, die die Schnittpunkte mit anderen Profilen markieren. Die Daten müssen zuvor auf einer Datei mit dem Namen <Control-File-Name>.etc bereitgestellt werden. (Format: s. o.)
LAYER COLORS	Rudimentäre Option zum Einfärben der Schichten. Hiermit wird dem Anwender die Möglichkeit gegeben, die Schichten mit den 14 Basisfarben des Programms einzufärben.

Menü für **Interfac(e)** im Programmteil **Create/Change Model**

Dieses Menü ermöglicht die Eingabe des Tiefenmodells, d. h. das Zeichnen, Löschen und Ändern der Schichtgrenzen.
Das Modell kann aus maximal 25 Schichtgrenzen mit jeweils bis zu 85 Punkten bestehen.

CHANGE INTERFACE Ändert eine existierende Schichtgrenze, die mit der Maus angewählt werden muß.

Belegung der Maustasten bei dieser Menüoption:

Linke Taste: Ändert den Punkt auf der Schichtgrenze, der dem Cursor am nächsten liegt;
Mittlere Taste: Fügt einen neuen Punkt hinzu;
Rechte Taste: Löscht den am nächsten gelegenen Punkt.

Es besteht die Möglichkeit, alle Änderungen rückgängig zu machen. Die Änderung der Schichtgrenze muß bestätigt werden.

DELETE INTERFACE Löscht eine existierende Schichtgrenze, die mit der Maus angewählt werden muß. Das Löschen muß bestätigt werden.

DRAW INTERFACE Fügt eine neue Schichtgrenze (und damit eine neue Schicht) ein. Neue Schichtgrenzen dürfen mit bereits existierenden zusammenfallen, diese aber nicht schneiden.
Das Zeichnen einer neuen Schichtgrenze kann an beliebiger Stelle im Graphikfenster beginnen und ist in beliebiger Reihenfolge möglich. Um die Eingabe der Stützstellen am Rand zu erleichtern, ist ein Zeichnen bis ca. 1 mm außerhalb des Graphikfensters möglich (bis die X-Z-Werte am Cursor verschwinden). Falls keine Werte am Rand eingegeben werden, wird dem Punkt an der Modellgrenze die Tiefe des nächstgelegenen Punktes der neuen Schichtgrenze zugeordnet.
Bereiche, in denen die neue Schicht mit einer existierenden zusammenfallen soll, können mit der Maus angewählt werden.

Belegung der Maustasten bei dieser Menüoption:

Linke Taste: Fügt einen neuen Punkt in der Schichtgrenze ein;
Rechte Taste: Löscht den Punkt, der dem Cursor am nächsten liegt.

Es besteht die Möglichkeit, das Zeichnen rückgängig zu machen. Die neue Schichtgrenze muß bestätigt werden.

Menü für **Source** im Programmteil **Create/Change Model**

Von diesem Menü aus können die Lokationen der Quelle und, zu reinen Darstellungszwecken, der Empfänger geändert werden.

- SET SOURCE LOCAT** Definiert bzw. ändert die Quellokation mit der Maus. Fällt die neue Quellokation mit der rechten oder linken Modellgrenze zusammen, werden ggf. die Vorzeichen der Abstrahlwinkel umgekehrt. Liegt die neue Quellokation über der obersten Schicht, wird sie in die oberste Schicht verlegt. Aus der Quellokation und der mittleren Geschwindigkeit der obersten Schicht werden die Schrittweite für die Berechnung der Strahlen ermittelt und ggf. eine Änderung des Wertes vorgeschlagen.
- SET RECEIV LOC'S** Definiert bzw. ändert die Empfängerlokationen, die mit einem Dreieck im Modell und im Raytracing Diagramm markiert werden. Diese Lokationen haben keine Auswirkung auf die Berechnung der Strahlen!

Menü für Velocity im Programmteil Create/Change Model

Dieses Menü ermöglicht die Eingabe und Änderung der Geschwindigkeiten im Modell. Die Geschwindigkeiten werden jeweils an vertikalen Gitterlinien definiert, die durch das gesamte Modell laufen (d. h. von oberster bis unterster Schichtgrenze). Die Lage der Gitterlinien wird im Übersichtsfenster eingeblendet. Die Geschwindigkeiten können an maximal 85 Gitterlinien definiert werden.

Definiert wird für jede Schicht die Geschwindigkeit an der oberen und der unteren Schichtgrenze.

Bei austreichenden Schichten ist darauf zu achten, daß in den Bereichen, in denen die Schichtgrenzen zusammenfallen, die Geschwindigkeiten an der oberen und unteren Schichtgrenze identisch sind!

Es besteht die Möglichkeit, v_p - in v_s -Geschwindigkeiten umzurechnen. Abgespeichert werden in den Modelldateien jeweils die v_p -Geschwindigkeiten und die Verhältnisse von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede Schicht.

CREATE VEL GRID /	Definiert die Lage der Gitterlinien, an denen dann die Geschwindigkeiten definiert werden können. Es kann ein gleichmäßiger Abstand zwischen den Linien gewählt werden oder die Eingabe mit der Maus erfolgen.
MODIFY VEL GRID	Ändert die Lage der Geschwindigkeits-Gitterlinien bzw. fügt neue Linien hinzu oder löscht diese.
DEFINE VELOCITY	Definiert bzw. ändert die Geschwindigkeit entlang einer vertikalen Gitterlinie, die im Übersichtsfenster ausgewählt wird. Befindet sich der Cursor in der oberen Hälfte einer gewählten Schicht, wird die Geschwindigkeit an der oberen Schichtgrenze definiert und umgekehrt. Die entlang einer Gitterlinie definierten Geschwindigkeiten können auf alle Linien übertragen werden. Dies kann wahlweise für eine ausgewählte oder für alle Schichten erfolgen. Belegung der Maustasten bei dieser Menüoption: Linke Taste: Definieren einer Geschwindigkeit; Rechte Taste: Ändern einer Geschwindigkeit.
SET VpVs RATIO	Ändert das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede einzelne Schicht. Die gewünschte Schicht wird mit der Maus ausgewählt, der Wert über die Tastatur eingegeben.
CONVERT Vp -> Vs	Konvertiert für alle Schichten die v_p - in v_s -Geschwindigkeiten.
CONVERT Vs -> Vp	Konvertiert für alle Schichten die v_s - in v_p -Geschwindigkeiten.

Menü für **AxRanges** im Programmteil **Create/Change Model**

Von diesem Menü aus werden die Längen der verschiedenen Achsen definiert bzw. geändert. Die Eingabe der Längen erfolgt wahlweise mit der Maus oder über die Tastatur. Für die Längen der Achsen gibt es keine Default-Werte.

TRVL TIME RANGE	Ändert die Länge der Achse für das Laufzeitkurven-Fenster. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 1 s gerundet.
VELOCITY RANGE	Ändert die Geschwindigkeitsachse. Diese Achse wird benötigt, wenn im Modul Create/Change Model die Geschwindigkeiten definiert werden. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 0,2 km/s gerundet.
DEPTH RANGE	Definiert die vertikale Achsenlänge des Modell-Fensters. Diese Achsenlänge kann nicht mehr geändert werden, wenn bereits eine Grenzschicht definiert worden ist. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 1 km gerundet.
DISTANCE RANGE	Definiert die Länge der Entfernungssachse für das Modell- und das Laufzeitkurven-Fenster. Diese Achsenlänge kann nicht mehr geändert werden, wenn bereits eine Grenzschicht definiert worden ist. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 5 km gerundet.

Menü für **NewData** im Programmteil **Create/Change Model**

Dieses Menü bietet die Möglichkeit, ältere Modellversionen einzulesen oder ein anderes Profil zu bearbeiten, ohne das Programm zu verlassen.

OLD MODEL FILE

Öffnet existierende Modell-Datei. Das gibt die Möglichkeit, ältere Modellversionen einzulesen und weiter zu verändern. Wurde die Modell-Datei nicht während des aktuellen Programmlaufes erstellt, muß diese Option noch einmal bestätigt werden.

NEW CONTROL FILE

Schließt alle offenen Dateien und öffnet neues Control-File. Damit hat der Anwender die Möglichkeit, ein neues/anderes Profil zu bearbeiten, ohne das Programm verlassen zu müssen. Diese Option muß noch einmal bestätigt werden.

Menü für **Misc** im Programmteil **Create/Change Model**

Von diesem Menü aus können verschiedene Optionen aufgerufen werden. Viele davon sind Layout-Optionen für das Graphikfensters.

WRITE ZYCOR FILE	Schreibt die Geschwindigkeiten und die Stützstellen der Grenzschichten für die weitere Bearbeitung mit dem Programm ZYCOR in Dateien.
WRT LAYER THICKN	Berechnet und schreibt die Mächtigkeiten der Schichten in eine Datei mit dem Namen: <i><Control-File-Name>.THCK</i> .
SHOW/HIDE DATE	Blendet das Datum in der rechten, unteren Ecke des Graphikfensters aus bzw. ein.
SHOW/HIDE NAME	Blendet den Namen des Nutzers, unter dessen Account das Programm läuft, in der linken, unteren Ecke des Graphikfensters aus bzw. ein.
LINE NAME ANNOT	Schreibt den Profilnamen (max. 15 Buchstaben) links über das Graphikfenster.
DIRECTION ANNOT	Schreibt die Himmelsrichtungen zentriert über die vertikalen Achsen des Graphikfensters.
PREPARE SNAPSHOT /	Blendet die Scroll-Bars und die vier Felder für ZOOM etc. aus und zeichnet auch auf der rechten Seite eine Achse.
REDRAW PAN BARS	Blendet Scroll-Bars und Felder für ZOOM etc. ein und die Achse(n) auf der rechten Seite aus. Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (P B&W) /	Ändert die Farbtabelle für eine Schwarz-Weiß-Abbildung (Schwarz auf weißem Untergrund).
RESET COLORMAP	Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (PAPER) /	Ändert die Farbtabelle für eine Farb-Abbildung auf Papier (Farbig auf weißem Untergrund).
RESET COLORMAP	Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (SLIDE) /	Ändert die Farbtabelle für eine Farb-Abbildung auf blauem Untergrund.
RESET COLORMAP	Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.

Menü-Übersicht für den Programmteil

RAYTRACING (RAY86)

MainMENU	Display	Commands	Parametr	Velocity	AxRanges	NewData	Misc
----------	---------	----------	----------	----------	----------	---------	------

MainMENU

CREATE/CHG MODEL	
RAYTRACING	
EXIT	

Display

SHOW GRID	REFRESH SCREEN
REDRAW MODEL	CURSOR CONTROL
HIDE MODEL	ASPECT (T/Z)
HIDE RAYS	SH/HI CROSS LINE
HIDE TRAVELTIME	HSYMB CALC DATA
HIDE OBSERV DATA	HSYMB OBSRV DATA

Commands

AUTO	CRITICAL
REVIEW	PRE CRITICAL
READ OLD FLAGS	REFLECT
READ NEXT FLAGS	REFRACT
ERASE RAYS	DIRECT
TRACE RAYS	

Parametr

SET Vred	TR TIME SPECIFIC
SET SOURCE LOCAT	
SET RAY FLAGS	ERASE TRAVELTIME
SET No OF RAYS	ERASE RAYS
SET ANGLE RANGE	
SET RAY CODE	TRACE RAYS

Velocity

	SET VpVs RATIO
	CONVERT Vp -> Vs
	CONVERT Vs -> Vp

AxRanges

TRVL TIME RANGE	
VELOCITY RANGE	
DEPTH RANGE	
DISTANCE RANGE	

NewData

NEW OBSERV DATA	
OLD MODEL FILE	
NEW CONTROL FILE	

Misc

WRITE ZYCOR FILE	LINE NAME ANNOT
WRT LAYER THICKN	DIRECTION ANNOT
SHOW/HIDE DATE	PREPARE SNAPSHOT
SHOW/HIDE NAME	COLORMAP (P B&W)
	COLORMAP (PAPER)
SAVE TRAVELTIMES	COLORMAP (SLIDE)

Menü für **MainMENU** im Programmteil **Raytracing**

Von diesem Menü aus werden die einzelnen Programmteile von IRIS angesprochen. Zur Zeit gibt es zwei Module.

CREATE/CHG MODEL	Wechsel zum Programmteil Create / Change Model. In diesem Modul kann das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell interaktiv definiert und geändert werden.
RAY TRACING	---
EXIT	Verlassen des Programms

Menü für **Display** im Programmteil **Raytracing**

Von diesem Menü aus wird im wesentlichen das Layout des Graphikfensters gesteuert.

SHOW GRID / HIDE GRID	Blendet ein Gitter im Graphikfenster ein bzw. aus und ändert den Eintrag im Menüfeld.
REDRAW MODEL	Zeichnet das Modell im unteren Teil des Graphikfensters. Diese Option wird nach dem Raytracing empfohlen, um das Modell über die Strahlen zu legen, wenn das Bild "abfotografiert" werden soll.
HIDE MODEL / SHOW MODEL	Blendet das Modell aus bzw. ein und ändert den Eintrag im Menüfeld.
HIDE RAYS / SHOW RAYS	Blendet die Strahlen aus bzw. ein und ändert den Eintrag im Menüfeld.
HIDE TRAVELTIME / SHOW TRAVELTIME	Blendet die berechneten Laufzeitkurven aus bzw. ein und ändert den Eintrag im Menüfeld.
HIDE OBSERV DATA / SHOW OBSERV DATA	Blendet die beobachteten Laufzeitkurven aus bzw. ein und ändert den Eintrag im Menüfeld.
REFRESH SCREEN	Zeichnet das gesamte IRIS Fenster neu. Diese Option ist notwendig, falls Teile des Fensters überschrieben bzw. verschoben wurden. Das kann geschehen, wenn beispielsweise eine Systemmeldung auf die Console geschrieben werden sollte, aber keine Console vorhanden ist.
CURSOR CONTROL	Ändert die Cursor-Einstellung (z. B. nur Fadenkreuz ohne Werte).
ASPECT (T/Z)	Ändert Verhältnis zwischen den Fensterhöhen für Laufzeitkurven und Modell. Der Default-Wert beträgt 1, d. h. beide Fenster sind gleich hoch.
SH/HI CROSS LINE	Blendet über der Entfernungsachse vertikale Striche ein, die die Schnittpunkte mit anderen Profilen markieren. Die Daten müssen zuvor in einer Datei mit dem Namen <i><Control-File-Name>.etc</i> bereitgestellt werden. (Format: s. o.)
HSYMB CALC DATA	Ändert die Größe der Symbole für die berechneten Laufzeitkurven.
HSYMB OBSRV DATA	Ändert die Größe der Symbole für die beobachteten Laufzeitkurven.

Menü für **Commands** im Programmteil **Raytracing**

Von diesem Menü aus werden die interaktiven Raytracing Kommandos gesteuert. Bei den Kommandos, die aus dem Programm RAY86 stammen, wurden der Name und die Funktion beibehalten.

AUTO	Berechnet die refraktierten und überkritisch reflektierten Strahlen für alle Schichten.
REVIEW	Gibt eine kurze Übersicht der Resultate der Berechnungen mit dem letzten Ray-Set.
READ OLD FLAGS	Liest ein Ray-Set ein, mit dem im aktuellen Programm-lauf bereits Strahlen berechnet wurden.
READ NEXT FLAG	Liest ein Ray-Set vom Control-File oder einem separaten Ray-Set-File ein.
ERASE RAYS	Löscht die berechneten Strahlen im Graphikfenster.
TRACE RAYS	Berechnet die Strahlen mit dem aktuellen Ray-Set.
CRITICAL	Berechnet die kritischen Winkel, wahlweise für eine einzelne oder für alle Schichten.
PRE CRITICAL	Berechnet die unterkritisch reflektierten Strahlen, wahlweise für eine einzelne oder für alle Schichten.
REFLECT	Berechnet die überkritisch reflektierten Strahlen, wahlweise für eine einzelne oder für alle Schichten.
REFRACT	Berechnet die refraktierten Strahlen, wahlweise für eine einzelne oder für alle Schichten.
DIRECT	Berechnet die Strahlen der direkten Welle.

Menü für **Paramet(e)r** im Programmteil **Raytracing**

In diesem Menü wird die Möglichkeit gegeben, einige Parameter des Raytracing-Programms zu definieren bzw. zu ändern.

SET Vred	Ändert die Reduktionsgeschwindigkeit für die Laufzeitkurven.
SET SOURCE LOCAL	Ändert die Quellokation. Fällt die neue Quellokation mit der rechten oder linken Modellgrenze zusammen, werden ggf. die Vorzeichen der Abstrahlwinkel umgekehrt. Liegt die neue Quellokation außerhalb der horizontalen Modellgrenzen, wird eine Verschiebung in die Modellgrenze angeboten. Liegt sie über der obersten Schicht (aber innerhalb der Fenstergrenzen), wird sie in die oberste Schicht verlegt. Aus der Quellokation und der mittleren Geschwindigkeit der obersten Schicht werden die Schrittweite für die Berechnung der Strahlen ermittelt und ggf. eine Änderung des Wertes vorgeschlagen. Für die Quellokation gibt es keinen Default-Wert.
SET RAY FLAGS	Ändert die Ray-Flags, die bei dem Aufruf der Option kurz beschrieben werden. Diese geben z. B. an, ob und wie die berechneten Laufzeitkurven dargestellt werden sollen (siehe auch: RAY86 Manual).
SET No OF RAYS	Ändert die Anzahl der berechneten Strahlen.
SET ANGLE RANGE	Ändert die Abstrahlwinkel der Quelle.
SET RAY CODE	Ändert den Laufweg der berechneten Strahlen. Erwartet werden die Anzahl der durchlaufenen Schichten und die Reihenfolge der Schichten. Der Ray-Code wird nur aktiviert, wenn das Kommando "TRACE RAYS" aufgerufen wird.
TR TIME SPECIFIC	Ändert die Schrittweite bei der Berechnung der Strahlen und die Laufzeit, bis zu der eine Berechnung durchgeführt wird.
ERASE TRAVELTIME	Löscht die berechneten Laufzeiten im Graphikfenster. Wenn diese Laufzeiten in einer Datei gesichert wurden (siehe Misc-Menü), werden sie auch dort gelöscht.
ERASE RAYS	Löscht die berechneten Strahlen im Graphikfenster.
TRACE RAYS	Berechnet die Strahlen mit dem aktuellen Ray-Set.

Menü für **Velocity** im Programmteil **Raytracing**

In diesem Menü wird die Option angeboten, das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede einzelne Schicht einzugeben und v_p - in v_s -Geschwindigkeiten umzurechnen (bzw. umgekehrt).

Abgespeichert werden in den Modelldateien jeweils die v_p -Geschwindigkeiten und die Verhältnisse von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede Schicht.

- | | |
|---|---|
| SET $V_p V_s$ RATIO | Ändert das Verhältnis von v_p - zu v_s -Geschwindigkeit für jede einzelne Schicht. Die gewünschte Schicht wird mit der Maus angewählt, der Wert über die Tastatur eingegeben. |
| CONVERT $V_p \rightarrow V_s$ | Konvertiert für alle Schichten die v_p - in v_s -Geschwindigkeiten. |
| CONVERT $V_s \rightarrow V_p$ | Konvertiert für alle Schichten die v_s - in v_p -Geschwindigkeiten. |

Menü für **AxRanges** im Programmteil **Raytracing**

Von diesem Menü aus werden die Längen der verschiedenen Achsen definiert bzw geändert. Die Eingabe der Längen erfolgt wahlweise mit der Maus oder über die Tastatur. Für die Längen der Achsen gibt es keine Default-Werte.

TRVL TIME RANGE	Ändert die Länge der Achse für das Laufzeitkurven-Fenster. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 1 s gerundet.
VELOCITY RANGE	Ändert die Geschwindigkeitsachse. Diese Achse wird benötigt, wenn im Modul Create/Change Model die Geschwindigkeiten definiert werden. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 0,2 km/s gerundet.
DEPTH RANGE	Definiert die vertikale Achsenlänge des Modell-Fensters. Diese Achsenlänge kann nicht mehr geändert werden, wenn bereits eine Grenzschicht definiert worden ist. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 1 km gerundet.
DISTANCE RANGE	Definiert die Länge der Entfernungsachse für das Modell- und das Laufzeitkurven-Fenster. Diese Achsenlänge kann nicht mehr geändert werden, wenn bereits eine Grenzschicht definiert worden ist. Erfolgt die Eingabe mit der Maus, wird der Wert auf 5 km gerundet.

Menü für **NewData** im Programmteil **Raytracing**

Dieses Menü bietet die Möglichkeit, geänderte Laufzeitkurven oder ältere Modellversionen einzulesen oder ein anderes Profil zu bearbeiten, ohne das Programm zu verlassen.

- | | |
|-------------------------|--|
| NEW OBSERV DATA | Öffnet eine neue Laufzeitkurven-Datei. |
| OLD MODEL FILE | Öffnet eine existierende Modell-Datei. Das gibt die Möglichkeit, ältere Modellversionen einzulesen und weiter zu verändern. Wurde die Modell-Datei nicht während des aktuellen Programmlaufes erstellt, muß diese Option noch einmal bestätigt werden. |
| NEW CONTROL FILE | Schließt alle offenen Dateien und öffnet ein neues Control-File. Damit hat der Anwender die Möglichkeit, ein neues/anderes Profil zu bearbeiten, ohne das Programm verlassen zu müssen. Diese Option muß noch einmal bestätigt werden. |

Menü für **Misc** im Programmteil **Raytracing**

Von diesem Menü aus können verschiedene Optionen aufgerufen werden. Viele davon sind Layout-Optionen für das Graphikfensters.

WRITE ZYCOR FILE	Schreibt die Geschwindigkeiten und die Stützstellen der Grenzschichten für die weitere Bearbeitung mit dem Programm ZYCOR in Dateien.
WRT LAYER THICKN	Berechnet und schreibt die Mächtigkeiten der Schichten in eine Datei mit dem Namen: <i><Control-File-Name>.THCK</i> .
SHOW/HIDE DATE	Blendet das Datum in der rechten, unteren Ecke des Graphikfensters aus bzw. ein.
SHOW/HIDE NAME	Blendet den Namen des Nutzers, unter dessen Account das Programm läuft, in der linken, unteren Ecke des Graphikfensters aus bzw. ein.
SAVE TRAVELTIMES	Schreibt die berechneten Laufzeitkurven mit Zusatzinformationen (Ray Code etc.) reduziert und unreduziert in eine Datei mit dem Namen: <i><Control-File-Name>.TRT</i> .
LINE NAME ANNOT	Schreibt den Profilnamen (max. 15 Buchstaben) links über das Graphikfenster.
DIRECTION ANNOT	Schreibt die Himmelsrichtungen zentriert über die vertikalen Achsen des Graphikfensters.
PREPARE SNAPSHOT / REDRAW PAN BARS	Blendet die Scroll-Bars und die vier Felder für ZOOM etc. aus, zeichnet auch auf der rechten Seite eine Achse (bzw. umgekehrt) und ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (P B&W) / RESET COLORMAP	Ändert die Farbtabelle für eine Schwarz-Weiß-Abbildung (Schwarz auf weißem Untergrund). Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (PAPER) / RESET COLORMAP	Ändert die Farbtabelle für eine Farb-Abbildung auf Papier (Farbig auf weißem Untergrund). Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.
COLORMAP (SLIDE) / RESET COLORMAP	Ändert die Farbtabelle für eine Farb-Abbildung auf blauem Untergrund. Reaktiviert die Default-Farbtabelle (Farbig auf schwarzem Untergrund). Der Aufruf ändert den Eintrag im Menüfeld.

