

**Krustenstrukturen und Verlauf des Kontinentalran-
des im Weddell-Meer/Antarktis**

**Crustal structures and location of the continental
margin in the Weddell Sea/Antarctica**

Christian Hübscher

**Ber. Polarforsch. 147 (1994)
ISSN 0176 - 5027**

Christian Hübscher

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

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

INHALTSVERZEICHNIS	i
KURZFASSUNG	iv
SUMMARY	vi
0. VORWORT	1
1. ENTSTEHUNG UND GEOLOGISCHE EINORDNUNG DES WEDDELL MEERES UND SEINER BENACHBARTEN GEBIETE..	2
1.1 Begrenzung des Weddell Meeres.....	2
1.2 Der Urkontinent Gondwana und sein Zerfall.....	3
1.3 Die Öffnung des Weddell Meeres und die verursachenden Kräfte.....	8
1.3.1 Der initiale Riftprozeß.....	8
1.3.2 Die Öffnung des Weddell Meeres.....	10
1.4 Geologie und Tektonik des Weddell Meeres - ein Rückblick.....	11
1.4.1 Exkurs: Geophysikalische Messungen im Weddell Meer.....	11
1.4.2 Strukturelemente des Kontinentalrandes im Weddell Meer.....	14
1.4.3 Das kontinentale Hinterland des Weddell Meeres.....	20
1.4.4 Der Kontinentalrand des südlichen Afrikas.....	22
1.5 Zusammenfassung der Fragestellungen.....	24
2. GEWINNUNG UND VERARBEITUNG DER SEISMISCHEN DATEN	26
2.1 Datengewinnung.....	26
2.1.1 Seismische Quellen.....	26
2.1.2 Aufnahme seismischer Daten.....	28
2.1.3 Speicherung seismischer Daten.....	32
2.2 Datenaufbereitung.....	32
2.2.1 Aufbereitung refraktionsseismischer Daten.....	32
2.2.2 Aufbereitung reflexionsseismischer Daten.....	42
2.3 Datenauswertung.....	45
2.3.1 Auswertung refraktionsseismischer Seismogramm-Montagen.....	46
2.3.2 Auswertung von Sonarbojen-Daten.....	53
3. AUSWERTUNG DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN PROFILE ...	56
3.1 Die Profile vor dem Ronne-Schelfeis.....	56
3.1.1 Das refraktionsseismische Experiment von 1984 (ANT II/4).....	56

3.1.2	Das refraktionsseismische Experiment von 1992 (ANT X/2).....	64
3.1.3	Sonarbojen Auswertung.....	78
3.1.4	2D-Ray-Tracing des Profils AWI 92010.....	79
3.1.5	Die sowjetischen Experimente im südlichen Weddell Meer.....	82
3.1.6	2D-Ray-Tracing der AWI und SAE Profile.....	95
3.2	Die Profile vor dem Ekström-Schelfeis.....	98
3.2.1	Profil AWI 92120.....	100
3.2.2	Profil AWI 90100.....	117
3.2.3	Profile AWI 89020 und AWI 90220.....	121
3.2.4	Sonarbojen Auswertung.....	139
4.	INTERPRETATION DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN EXPERIMENTE IM SÜDLICHEN WEDDELL MEER.....	140
4.1	Zusammenfassung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen vor dem Ronne-Schelfeis.....	140
4.2	Interpretation des zentralen Krustenbereichs im südlichen Weddell Meer.....	144
4.2.1	Geologische Einordnung.....	145
4.2.2	Subsidenzmechanismen.....	151
4.2.2.1	Überblick über die Subsidenzmodelle.....	151
4.2.2.2	Subsidenz durch Sedimentauflast.....	153
4.2.2.3	Das McKenzie Modell für die thermo-tektonische Subsidenz....	155
4.2.2.4	Subsidenz durch Unterlagerung der Kruste.....	157
4.2.2.5	Subsidenz durch magmatische Intrudierung der Kruste.....	157
4.2.2.6	Subsidenz durch Phasenumwandlung in der Unterkruste.....	158
4.2.2.7	Subsidenz ozeanischer Kruste.....	159
4.2.2.8	Durchführung der Subsidenzrechnungen.....	159
4.2.2.9	Zusammenfassung und Ergebnisse der Modellrechnungen zur Subsidenz.....	165
4.2.3	Benachbarte Gebiete.....	166
4.3	Interpretation des westlichen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer.....	167
4.3.1	Ergebnisse der Refraktionsseismik.....	167
4.3.2	Ergebnisse der Reflexionsseismik.....	168
4.4	Interpretation des östlichen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer.....	174
4.5	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse.....	175

5.	INTERPRETATION DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN EXPERIMENTE IM ÖSTLICHEN WEDDELL MEER.....	179
5.1	Zusammenfassung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen im östlichen Weddell Meer.....	179
5.2	Interpretation der Krustenstruktur im östlichen Weddell Meer...	182
5.2.1	Interpretation der Sedimentschichten.....	183
5.2.2	Die Krustenstruktur parallel zum Kontinentalrand.....	184
5.2.3	Die Krustenstruktur senkrecht zum Kontinentalrand.....	185
5.3	Benachbarte Gebiete.....	186
5.4	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse.....	188
6.	KARTIERUNG UND STRUKTUREN DES KONTINENTALRANDES IM ÖSTLICHEN WEDDELL MEER.....	191
6.1	Tiefe des akustischen Grundgebirges und Sedimentmächtigkeit	191
6.1.1	Das akustische Grundgebirge.....	191
6.1.2	Bestimmung der Tiefe des akustischen Grundgebirges und der Sedimentmächtigkeiten.....	191
6.1.3	Tiefe des akustischen Grundgebirges und Sedimentmächtigkeiten im östlichen Weddell Meer.....	195
6.2	Strukturen des akustischen Grundgebirges.....	199
6.2.1	Der Verlauf des Explora-Escarments westlich von 18° W.....	199
6.2.2	Die Polarstern Bank.....	204
6.2.3	Das Andenes-Escarment.....	204
6.3	Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse.....	204
7.	SCHLUßFOLGERUNGEN.....	210
8.	AUSBLICK.....	213
	DANKSAGUNG.....	214
	LITERATURVERZEICHNIS.....	215
	ANHANG.....	228
A-1	Profilplan der refraktionsseismischen Profile vor dem Ronne- Schelfeis.....	228
A-2	Profilplan der refraktionsseismischen Profile vor dem Ekström- Schelfeis.....	229
A-3	Mathematische Formulierung des McKenzie-Modells.....	230
A-4	Subsidenz ozeanischer Kruste.....	232

KURZFASSUNG

Die Kenntnis von dem Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer liefert Randbedingungen für geodynamische Modelle über die Driftgeschichte der antarktischen Mikro-Platten. In dieser Arbeit wurde der Kontinentalrand im Weddell Meer anhand tiefenseismischer Datensätze untersucht. Der Schwerpunkt lag in der Interpretation refraktionsseismischer Profile, welche im südlichen und im östlichen Weddell Meer gewonnen wurden.

Bei der Bearbeitung der refraktionsseismischen Daten erwiesen sich sowohl das horizontale Stapeln ("binning") zur Herstellung äquidistanter Seismogramme als auch die fk-Filterung zur Unterdrückung der Wasser-Welle als wirkungsvolles Verfahren zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses. Die ein- und zwei-dimensionalen Krustenschnitte wurden durch Ray-Tracing verifiziert. Es konnte gezeigt werden, daß Modellrechnungen zur Subsidenz Hinweise darauf geben können, ob die Unterkruste magmatisch intrudiert und/oder unterlagert ist, oder ob sie durch Phasenumwandlung überprägt wurde. Dehnungsfaktoren, wie sie aus der Bestimmung der Krustenmächtigkeiten abgeschätzt werden können, lassen sich durch die Subsidenzbetrachtungen weiter einschränken.

Die Auswertungen der Refraktionsprofile des AWI und der früheren Sowjetunion im südlichen Weddell Meer zeigen eine gut 40 km mächtige Kruste nahe der Antarktischen Halbinsel, die sich nach Osten hin auf 32 km verjüngt. Sie ist von einem maximal 12 km mächtigen Sedimentpaket überlagert. In das Sedimentpaket ist eine Hochgeschwindigkeits-Schicht eingeschaltet, die P-Wellengeschwindigkeiten von knapp 5,0 km/s aufweist. Diese Geschwindigkeiten erlauben eine Interpretation als Karbonat-Riff oder magmatische Gesteine. P-Wellengeschwindigkeiten von über 7,2 km/s, wie sie in der Unterkruste gemessen wurden, sprechen für magmatische Intrusionen und/oder magmatische Unterlagerung. Subsidenzrechnungen machen Sedimentmächtigkeiten von über 20 km, wie sie von anderen Autoren im südlichen Weddell Meer vermutet werden, unwahrscheinlich. Gemeinsamkeiten zwischen der Oberkruste im südlichen Weddell Meer und der des Falkland-Plateaus bestätigen Gondwana-Rekonstruktionen, bei denen beide Gebiete in unmittelbarer Nachbarschaft liegen. Die Kruste ist höchstwahrscheinlich kontinentalen Ursprungs und um den Faktor 1,5 bis 2,9 gedehnt. Gondwana-Rekonstruktionen, die eine sinistrale Blattverschiebung von mehreren 100 km zwischen dem Ellsworth-Whitmore-Mountain-Block und Ost-Antarktika beinhalten, setzen ozeanische Kruste im südlichen Weddell Meer voraus. Diese Modelle können somit nicht bestätigt werden.

Der Kontinentalrand im östlichen Weddell Meer ist von dem initialen Rifting, das zum Zerfall Gondwanas führte, geprägt. Auswertungen refraktionsseismischer Profile führten zu dem Schluß, daß magmatisch intrudiertes und unterlagertes Grundgebirge von den vulkanischen Extrusiva der Explora-

Formation überlagert ist. Dies bestätigt die Vermutung, daß der antarktische Kontinentalrand über einem Manteldiapir entstanden ist. Die Kruste/Mantelgrenze steigt von etwa 40 km Tiefe Richtung Norden auf weniger als 30 km Tiefe an.

Eine Kartierung des akustischen Grundgebirges sowie die Analyse ausgewählter reflexionsseismischer Profile zeigten, daß das Andenes- und das Explora-Escarpment keine geologische Einheit bilden. Der Kontinentalrand vor dem Queen Maud Land verläuft von Osten nach Westen entlang des Explora-Escarpments und anschließend südlich der Polarstern Bank entlang der südlichen Rift-Schulter des "failed rifts". Die Diskussion der ausgewerteten Daten ermöglichte unter der Einbeziehung von weiteren, publizierten Daten die Erstellung eines neuen Modells über den Verlauf des Kontinentalrandes im gesamten Weddell Meer.

SUMMARY

The knowledge of the location of the continental margin in the Weddell Sea displays restrictions for geodynamic models concerning the drift history of the Antarctic micro-plates. This thesis includes a survey of the continental margin in the Weddell Sea by deep seismic soundings. The main part consists of interpretations of refraction data which were collected in the southern and eastern Weddell Sea.

Usefull processing techniques to increase the signal/noise ratio were horizontal stacking (binning) to obtain equidistant seismograms and *fk*-filtering to suppress the water wave. 1D- and 2D-crustal sections were varified by ray-tracing techniques. It could be shown that the modelling of the subsidence history leads to hints, whether the lower crust is magmatic intruded or underplated, or whether phase changes happened. Also, stretching factors estimated from the crustal thickness can be further constrained by subsidence modelling.

The analysis of the refraction seismic data from AWI and the former Soviet Union in the southern Weddell Sea reveals an about 40 km thick crust near the Antarctic Peninsula, which thins to 32 km towards east. The crust is superimposed by a sediment basin with a maximum thickness of 12 km. A high-velocity layer with a p-wave velocity of nearly 5.0 km/s is included in the basin. These velocities allow an interpretation as carbonate reef or igneous rocks. Velocities higher than 7.2 km/s are determined for the lower crust, which implies magmatic intrusions and/or underplating. Subsidence modelling shows, that a sediment basin thicker than 20 km, the way it is interpreted by other authors for the southern Weddell Sea, is very unlikely. Similarities between the velocity distribution of the upper crust in the Weddell Sea and the Falkland Plateau support Gondwana reconstructions, which place the southern Weddell Sea in the juxtaposition of the Falkland Plateau. The crust in the southern Weddell Sea is of continental origin and is stretched by a factor between 1.5 and 2.9. Gondwana reconstructions which include a sinistral strike-slip movement of a few 100 km between the Ellsworth Whitmore Mountains and East Antarctica assume oceanic crust in the southern Weddell Sea. Those models can not be supported by the results discussed above.

The continental margin in the eastern Weddell Sea is shaped by the initial rifting which caused the breakup of Gondwana. The analysis of refraction data leads to the interpretation that magmatic underplated and intruded basement is superimposed by the volcanic extrusions of the Explora Wedge. This supports the thesis that Antarctica's continental margin off Queen Maud Land was developed above a mantle plume. The crust/mantle boundary rises from 40 km depth northwards to less than 30 km.

The mapping of the acoustic basement as well as the analysis of reflection data show no link between the Andenes and Explora Escarpment. The continental margin off Queen Maud Land runs from East to West along the Explora Escarpment and then south of the Polarstern Bank towards the southern rift shoulder of the 'failed rift'. Including other published data a new model of the location of Antarctica's continental margin in the Weddell Sea is proposed.

0. VORWORT

Mit dem Begriff Antarktis¹ werden sämtliche um dem Südpol der Erde gelegenen Landgebiete und Meere südlich von 60° S bezeichnet. Der Südkontinent Antarktika ist mit über 13 Mio km² knapp doppelt so groß wie Australien und gut um ein Drittel größer als Europa. Wegen seiner isolierten geographischen Lage und seines rauhen Klimas ist dieser sechste Kontinent trotz aufwendiger Expeditionen in den letzten 150 Jahren nur wenig erkundet worden.

Die Erforschung der Antarktis unter geowissenschaftlichen, glaziologischen, Antarktis klimatologischen, ozeanographischen und biologischen Fragestellungen ist nicht nur von akademischen Interesse. So wird heute das gekoppelte System Meer-Eis-Atmosphäre sowohl als Generator als auch als Indikator für globale Klimaveränderungen angesehen. Für das Verständnis dieses Systems ist u.a. die Kenntnis seiner zeitlichen Veränderungen wichtig.

Das Wissen um die Entwicklung der kontinentalen Begrenzung Antarktikas liefert Randbedingungen für geodynamische Modelle, welche wiederum auf paläozeanographische und paläoklimatische Modelle reflektieren. Dies soll an zwei Beispielen erläutert werden.

Bis vor etwa 170 Ma war Antarktika zentraler Bestandteil des Urkontinentes Gondwana². Der Zerfall begann im heutigen Weddell Meer³ zwischen Afrika und Antarktika und schritt im Uhrzeigersinn um Antarktika voran. Das Rifting zwischen Afrika und Antarktika war von intensivem subärischen Vulkanismus begleitet. Demzufolge müssen damals große Gas- und Staubmengen freigesetzt worden sein, die zumindest das lokale Klima nachhaltig verändert haben. Die erstarrten Lavamassen bilden heute einen wichtigen Bestandteil des Grundgebirges im süd-östlichen Weddell Meer und sind wichtiger Gegenstand der Untersuchungen in dieser Arbeit.

Die Öffnung der Drake Passage zwischen Südamerika und Antarktika im Miozän war Voraussetzung für die Entstehung des zirkumantarktischen Ringstroms, was wiederum die klimatische Isolierung der Antarktis zur Folge hatte. Die klimatische Entwicklung Antarktikas ist also unmittelbar mit seiner Driftgeschichte verknüpft.

Das Verständnis der Weddell Meer Tektonik wird heute als grundlegend für alle Rekonstruktionen von Gondwana und seines Zerfalls angesehen. Ziel dieser Arbeit ist es, Verlauf und Strukturen des antarktischen Kontinentalrandes im Weddell Meer anhand von experimentell gewonnenen sowie aus der Literatur bekannten Daten und Modellen zu diskutieren.

¹Antarktis, dem Sternbild des Bären, griechisch Arktos, also dem Norden, entgegengesetzt.

²Der Name "Gondwana" geht auf das Königreich der Gonden in Zentralindien zurück und wurde erstmalig 1872 von H. B. Medlicott in einem Bericht verwendet (Murawski 1983).

³J. Weddell (1787*, 1834†) entdeckte das nach ihm benannte Meer im Jahre 1823.

1. ENTSTEHUNG UND GEOLOGISCHE EINORDNUNG DES WEDDELL MEERES UND SEINER BENACHBARTEN GEBIETE

Die tektonischen Einheiten und Strukturen des antarktischen Kontinentalrandes im Weddell Meer sind in erster Linie durch den Zerfallsprozeß des Urkontinentes Gondwana geprägt. Für das Verständnis der Weddell Meer Tektonik ist daher sowohl das Wissen um die wirkenden Kräfte, als auch die Kenntnis derjenigen Gebiete von Nöten, die zum Zeitpunkt des Bestehens von Gondwana Nachbargebiete des heutigen Weddell Meeres waren.

1.1 Begrenzung des Weddell Meeres

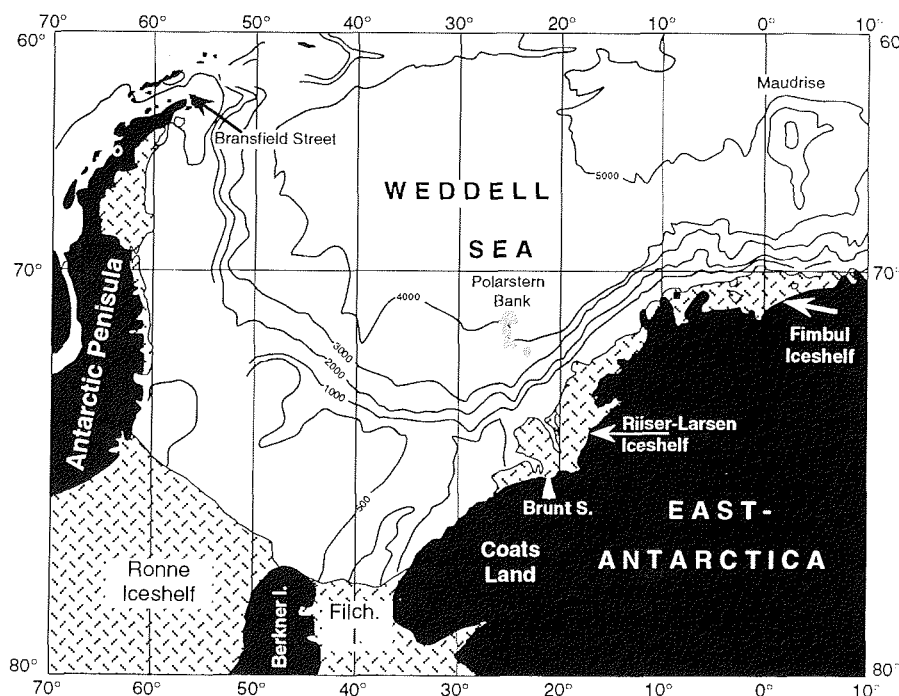


Abb. 1.1: Das Weddell Meer und die umliegenden terrestrischen Gebiete.

Das Weddell Meer repräsentiert den südlichen Ausläufer des Atlantiks ab etwa 60° S (s. Abb. 1.1). Es reicht bis etwa 60° W und ist dort durch die Antarktische Halbinsel begrenzt. Das Filchner- und das Ronne-Schelfeis im Süden, beide sind durch Berkner Island voneinander getrennt, stellen die südliche Umrandung dar. Die Schelfeiskante des Ronne-Schelfeises stößt bei der Lassiter Küste auf die Antarktische Halbinsel. Die östliche Grenze des Weddell Meeres bilden die

Schelfeise vor Coats- und Queen Maud Land. Die bei einer Länge von 0° beginnende Maudkuppe, eine topographische Erhöhung des Meeresbodens, stellt die westlichste Begrenzung des Weddell Meeres dar.

1.2 Der Urkontinent Gondwana und sein Zerfall

Nach der in erster Linie auf Alfred Wegener (1929) zurückzuführenden Theorie von der Wanderung der Kontinente bildeten die Südkontinente Antarktika, Afrika, Indien, Australien und Südamerika einst einen geschlossenen Urkontinent. Du Toit (1937) war einer der ersten Wissenschaftler, der diese Idee akzeptierte und eine detaillierte Gondwana-Rekonstruktion vorstellte. In Ermangelung der genauen Kenntnis der kontinentalen Begrenzungen wurden morphologische Größen, zumeist Isobathen, als Kontinentalränder angenommen. Smith und Hallam (1970) verwendeten ein Computerprogramm, um die 500 Faden (~900 m) Konturlinie der Südkontinente geometrisch einander anzupassen. Die unter Verwendung der 1000 Faden Isobathe (~1800 m) durchgeführte Gondwana-Rekonstruktion von Dietz und Sproll (1970) führte zu einer Überlappung der Antarktischen Halbinsel und Südafrika. Daher wurde die Antarktische Halbinsel von einigen Autoren als mesozoischer Akkretionsgürtel verstanden. Allen Gondwana-Rekonstruktionen war die Überlappung von der Antarktischen Halbinsel und dem Falkland-Plateau² gemein. Die im Rahmen des "Deep Sea Drilling Project" (DSDP) Leg 36 durchgeführte Beprobung des Grundgebirges auf dem Falkland-Plateaus erwies dessen kontinentalen Ursprung (Shipboard Scientific Party 1976), was die bisherigen Rekonstruktionen in Frage stellte. Barron et al. (1978) und Powell et al. (1980) veröffentlichten Modelle, in denen Antarktika in seiner heutigen Form in die Gondwana-Rekonstruktion eingepaßt wurde, ohne daß sich die Antarktische Halbinsel und das Falkland-Plateau überschneiden. Nachteilig bei diesen Modellen war, daß die zuvor geowissenschaftlich gut zu erklärende, enge Anpassung von Ost-Antarktika und dem südlichen Afrika verloren ging. Außerdem widersprachen diese Modelle den Randbedingungen, die sich aus der Identifizierung von Spreading-Anomalien ergaben (Norton und Sclater 1979)³.

Wegen des heterogenen geologischen Aufbaus West-Antarktikas vertraten Dalziel und Elliott (1982) die These, West-Antarktika als "kontinentales Mosaik" zu betrachten - eine These, die heute Konsens findet. Dalziel und Elliott (1982) unterteilten West-Antarktika in vier mobile, tektonische

²In einigen Literaturstellen, vor allem in der argentinischen Literatur wird der Name "Falkland Plateau" durch "Malvinas Plateau" ersetzt.

³Wegen der Anzahl der Probleme, die West-Antarktika bei den Gondwana Rekonstruktionen verursacht, betitelten Dalziel und Elliott (1982) eine Publikation mit "West Antarctica: Problem child of Gondwanaland".

Einheiten⁴, und zwar in die Antarktische Halbinsel, Thurston Island, Ellsworth Whitmore Mountains und Marie Byrd Land (s. Abb.1.2)⁵.

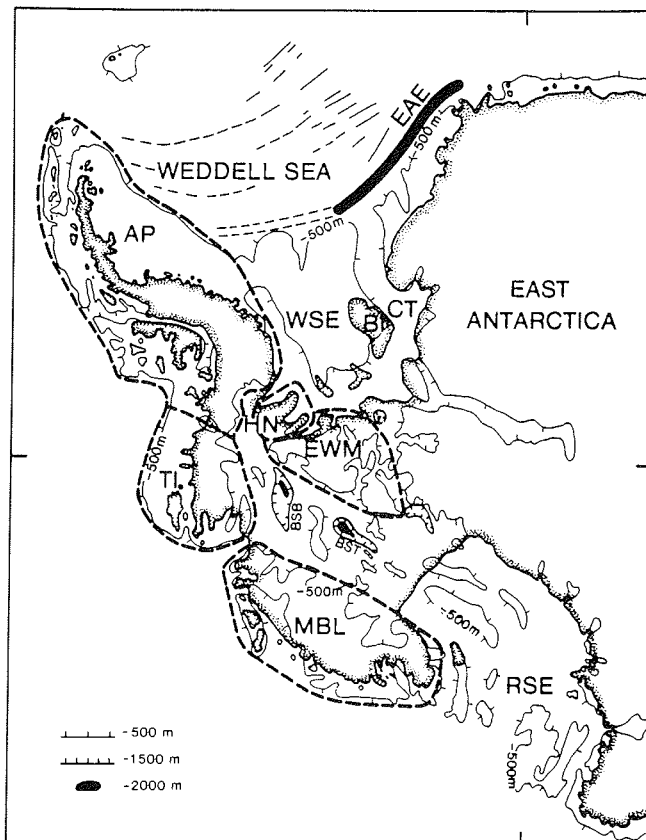


Abb. 1.2: Subeis Topographie (nach Drewry 1983) und Mikroplatten West-Antarktikas (Storey 1991).

AP: Antarktische Halbinsel; BI: Berkner Island; BSB: Byrd Subglacial Basin; BST: Bentley Subglacial Trench; CT: Crary Trog; EAE: Explora-Andenes-Escarpment; EWM: Ellsworth Whitmore Mountains; HN: Haag Nunataks; MBL: Marie Byrd Land; RSE: Ross Sea Embayment; TI: Thurston Island; WSE: Weddell Sea Embayment.

Den Autoren war hierbei bewußt, daß das Grundgebirge des Weddell- und Ross Meeres sowie des Byrd Subglacial Basins nicht interpretiert wird. Die Position dieser Mikroplatten zueinander und zu Ost-Antarktika soll nun zum Zeitpunkt des Bestehens von Gondwana eine andere als die heutige gewesen sein, und

⁴Heute werden solche tektonische Einheiten als Mikroplatten oder Terrane bezeichnet.

⁵Wegen der Vielzahl von Terranen in anderen Modellen veröffentlichten Dalziel und Grunow (1985) einen Artikel mit dem Titel: "The pacific margin of Antarctica: terranes within terranes within terranes".

zwar so, daß sich die Antarktische Halbinsel und das Falkland-Plateau nicht überlappten.

In der heutigen Literatur werden in erster Linie zwei Rekonstruktionen von Gondwana sowie der Driftgeschichte der beteiligten Kontinente und Mikroplatten favorisiert.

Das erste Modell wird im weiteren als Grunow-Modell bezeichnet, da dieses Modell auf mehrere Publikationen von Grunow (et al.) basiert (Grunow et al. 1987a,b, 1991; Grunow 1993a,b). Grundlage für dieses Modell bilden paläomagnetische Messungen, die an Proben von unterschiedlichen Mikroplatten durchgeführt wurden. Das Modell wurde mittlerweile von mehreren Autoren aufgegriffen (Dalziel 1992, Lawver et al. 1992). Die Subeis-Topographie Antarktikas dient als Begrenzungslinien der Mikroplatten.

Die Gondwana-Rekonstruktion für den Zeitraum vor 230 Ma zeigt Abb. 1.3a (Grunow et al. 1991). Der Ellsworth Whitmore Mountain-Block⁶ (EWM-Block) ist um 90° gedreht und liegt an der ost-antarktischen Küste (Coats Land). Entgegen der heutigen Position lag der EWM-Block nördlich von Berkner Island. Die schwarzen Balken markieren das permo-triassische Gondwana Orogen, welches sich von Süd-Amerika über den Cape Fold Belt (Südafrika), den EWM-Block bis zu den Pensacola Mountains (Ost-Antarktika) zieht. Der Abb. ist zu entnehmen, daß diese Position des EWM-Blocks eine größere Ausdehnung des Blocks als die angegebene ausschließt.

Für den Zeitraum von vor 155 Ma (Abb. 1.3b) ergibt sich das folgende Bild (Grunow 1993a): Der EWM-Block und die Antarktische Halbinsel waren einer Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn unterworfen. Eine Spreading-Achse zwischen Afrika und dem EWM-Block führte zu einer polwärtigen Drift des EWM-Blocks, die südlich gelegene ozeanische Kruste wurde dem Modell zufolge an der östlichen Flanke der Antarktischen Halbinsel subduziert. Vom Rocas Verdes Becken bis zum Somali Basin (SB) zieht sich ein Spreizungsrücken, der zur Öffnung des Weddell Meeres und Indischen Ozeans führte.

Die Rekonstruktion der Gondwana-Kontinente von vor 90 Ma zeigt Abb. 1.3c). Die Antarktische Halbinsel hat sich um ca. 30° im Uhrzeigersinn, Thurston Island um ca. 30° entgegen dem Uhrzeigersinn gedreht. Der EWM-Block hat sich um insgesamt ca. 750 km sinistral zu Ost-Antarktika verschoben. Die Antarktische Halbinsel und der EWM-Block haben etwa ihre heutige Position in Bezug auf Ost-Antarktika eingenommen.

Die sinistrale Blattverschiebung des EWM-Blocks ist nach Grunow et al. (1987a) kein zwingendes Ergebnis der von zwei Aufschlüssen her stammenden 76 paläomagnetischen Proben. Eine alternative Paläoposition, die gerade noch

⁶Wie in den meisten Rekonstruktionen des westantarktischen Terranensystems beinhaltet der EWM Block die Haag Nunataks. Diese Zusammenfassung muß jedoch auf Grund geologischer und geophysikalischer Studien (Garrett et al. 1987) als problematisch angesehen werden.

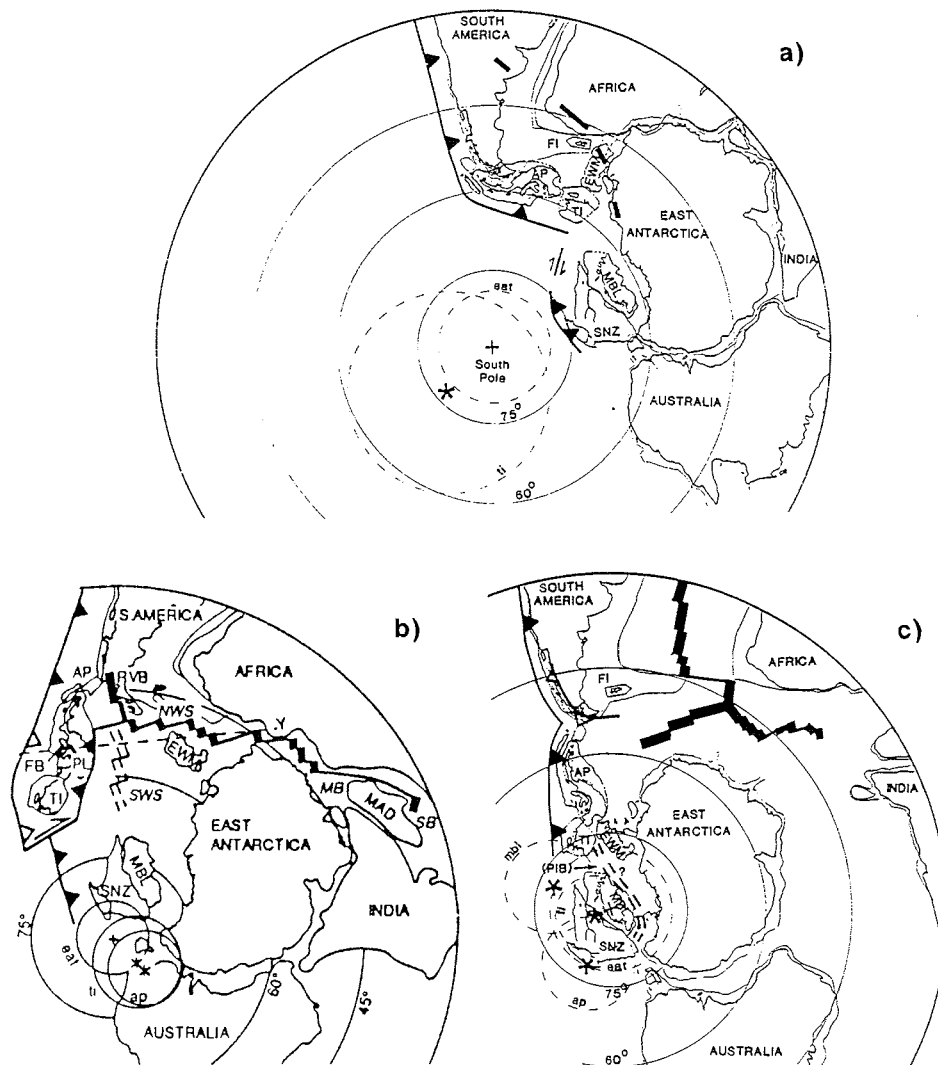


Abb. 1.3: Grunow Modell zur Rekonstruktion Gondwanas und der Driftgeschichte.

a) nach Grunow et al. (1991): Rekonstruktion für 230 Ma. AP: Antarktische Halbinsel; EWM: Ellsworth Whitmore Mountains; FI: Falkland Islands; MBL: Mary Byrd Land; SNZ: Süd Neuseeland; TI: Thurston Islands.

b) nach Grunow (1993a): Rekonstruktion für 155 Ma. Abk. wie a) sowie MAD: Madagaskar; PL: Palmer Land; RVB: Rocas Verde Becken; MB: Mozambique Becken; NWS: northern Weddell Sea; SB: Somali Becken; SWS: southern Weddell Sea

c) nach Grunow et al. (1991): Rekonstruktion für 90 Ma. Abk. wie a) und b) sowie: PIB: Pine Island Bay.

im Bereich der Fehlergrenzen der paläomagnetischen Messungen liegt, läßt Raum für kontinentale Kruste zwischen EWM-Block und Falkland-Plateau (s. Abb. 1.4). Eine exakte Fehlerangabe muß jedoch immer problematisch sein, da das Ausmaß der tektonischen Überprägungen der Aufschlüsse wie z.B. Verschiebungen und Faltungen nur unzulänglich bekannt sind. Dies gilt insbesondere in eisbedeckten Gebieten, wo die stratigraphische Verbindung zwischen den Aufschlüssen unbekannt ist.

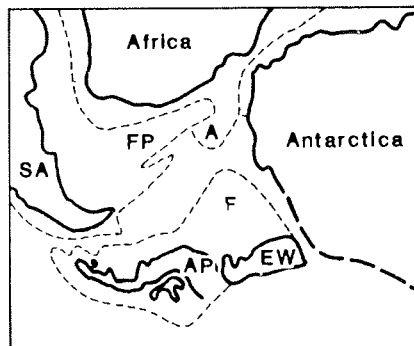


Abb. 1.4: Alternative Paläoposition für den EWM-Block innerhalb Gondwanas (nach Elliott 1991).

Als zweites Modell wird eine Gondwana-Rekonstruktion vorgestellt, die in dieser Arbeit als Storey-Modell bezeichnet wird (Storey 1991, Storey et al. 1992). Wesentliches Kennzeichen dieses Modells (s. Abb. 1.5) ist die dextrale Verschiebung des west-antarktischen Mikroplattensystems zur Ost-Antarktis. Diese Blattverschiebung vermeidet die Überlappung von Antarktischer Halbinsel und Falkland-Plateau. Anders als in dem Grunow-Modell beschreiben die Mikroplatten kaum die durch paläomagnetische Messungen belegten Rotationen.

Ein für die Untersuchungen in dieser Arbeit wesentlicher Unterschied zwischen den beiden vorgestellten Modellen besteht darin, daß das Grunow-Modell eine Blattverschiebung des EWM-Blockes an Ost-Antarktika bzw. Berkner Island vorbei postuliert. Somit wird die Existenz von kontinentaler Kruste im heute südlichen Weddell Meer ausgeschlossen. Das Storey-Modell dagegen impliziert für das südliche Weddell Meer die Existenz von gedehnter kontinentaler Kruste. Refraktionsseismische Untersuchungen, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, sollen helfen, die Krustenstruktur im südlichen Weddell Meer zu bestimmen und Hinweise für bzw. gegen die vorgestellten Gondwana-Rekonstruktionen liefern.

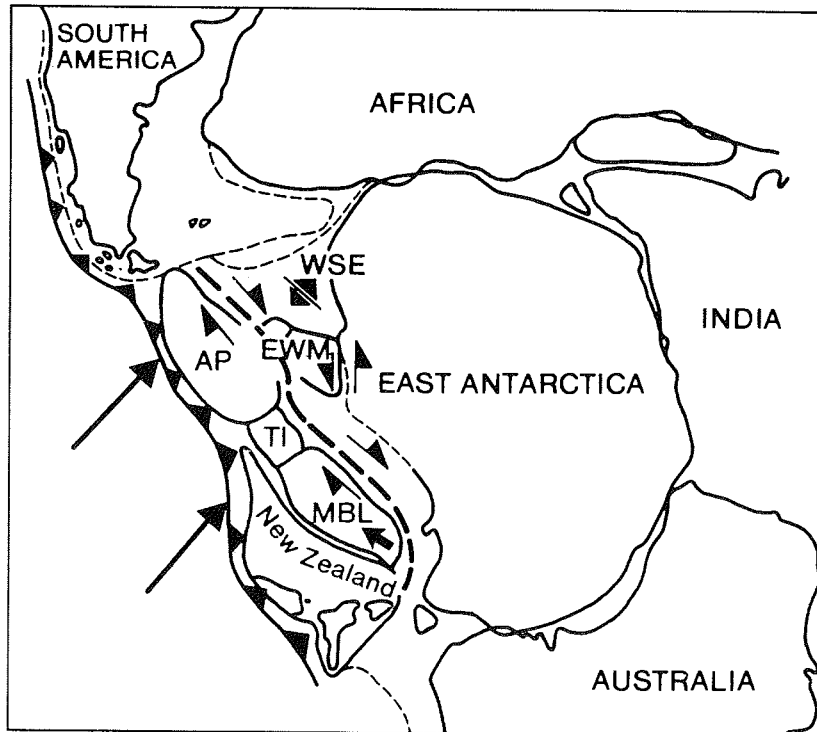


Abb. 1.5: Storey-Modell zur Gondwana-Rekonstruktion (Storey 1991). Die kurzen Pfeile innerhalb Antarktikas geben die relativen Bewegungsrichtungen an. Die langen Pfeile am linken Bildrand zeigen die Subduktionsrichtung der Pazifischen Platte an. AP: Antarktische Halbinsel; EWM: Ellsworth Whitmore Mountains; MBL: Mary Byrd Land; SNZ: Süd-Neuseeland; TI: Thurston Islands; WSE: Weddell Sea Embayment.

1.3 Die Öffnung des Weddell Meeres und die verursachenden Kräfte

1.3.1 Der initiale Riftprozess

Kontinentale Riftprozesse können in "aktives" und "passives" Rifting unterschieden werden (Sengör und Burke 1978). Danach verursacht im "aktiven" Fall ein Manteldiapir⁷ allein den Riftprozess, während im "passiven" Fall ein Manteldiapir das durch globale Plattenbewegungen initiierte Rifting nur verstärkt. In der Literatur wird die "passive" Rift Theorie favorisiert, da die verursachenden Kräfte beim "aktiven" Rifting noch unklar sind (Tatsumi und Kimura 1992).

⁷In der Literatur findet sich auch das englische Wort "Plume" für "Diapir"

Der Zerfall Gondwanas begann im Jura zwischen dem südlichen Afrika und Ost-Antarktika im Bereich des heutigen Weddell Meeres und schritt im Uhrzeigersinn um Ost-Antarktika voran (Lawver et al. 1992). Abb. 1.6 zeigt die Gondwana-Rekonstruktion nach Storey et al. (1992). Nach der "passiven" Rift Theorie hat die pazifische Subduktionszone das Intraplatten-Rifting initiiert. In der Karte in Abb. 1.6 ist die Umrandung des von White und McKenzie (1989) postulierten Manteldiapirs eingezeichnet, der das Rifting so verstärkte, daß der Urkontinent Gondwana zerfiel⁸.

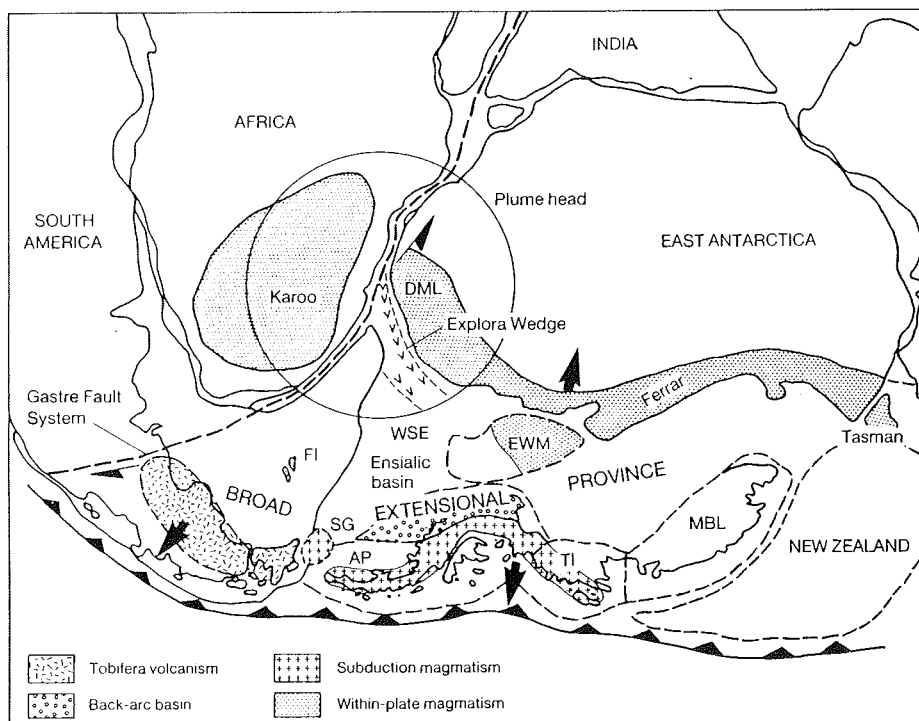


Abb. 1.6: Gondwana-Rekonstruktion mit White & McKenzie Manteldiapir (Kreis) und Intraplatten Magmatismus (punktiert) (Storey et al. 1992).

AP: Antarktische Halbinsel; BI: Berkner Insel; BSB: Byrd Subglacial Basin; BST: Bentley Subglacial Trench; DML: Dronning (Queen) Maud Land; EWM: Ellsworth Whitmore Mountains; MBL: Mary Byrd Land; TI: Thurston Island; WSE: Weddell Sea Embayment.

Eine weitere Möglichkeit zur Erklärung von intrakontinentalen Riftsystemen bietet die Theorie der Membrantektonik von Oxburgh und Turcotte (1974). Die grundlegende Idee der Membrantektonik ist, daß Translations- und

⁸Solche Manteldiapire sind nach White und McKenzie (1989) nicht nur für den Gondwana Zerfall, sondern z.B. auch für die Öffnung des Süd- und Nord-Atlantiks verantwortlich.

Rotationsbewegungen von Kontinenten auf der Erde zu Spannungen in den Kontinenten führen, da sich die Kontinente der breitenabhängigen Krümmung der Erde anpassen müssen. Freeth (1980) nennt die Membrantektonik als wesentliche Ursache für das Auseinanderbrechen Gondwanas.

In der Literatur finden sich prinzipiell weitere Mechanismen für Riftprozesse⁹, welche bisher aber nicht im Zusammenhang mit dem Gondwanazerfall diskutiert wurden.

Der initiale Riftprozess prägte nicht nur die entstehenden Kontinentalränder, sondern auch das kontinentale Hinterland. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse tiefenseismischer Messungen am ost-antarktischen Kontinentalrand vorgestellt, die die Auswirkungen des Rifting auf Grundgebirge und Deckschichten im Untersuchungsgebiet aufzeigen.

1.3.2 Die Öffnung des Weddell Meeres

Das Grunow-Modell (Abb. 1.3a-c) beinhaltet bereits Modelle über die Öffnung des Weddell Meeres. Eine detaillierte Rekonstruktion der Drift Ost-Antarktikas relativ zu Afrika ergibt sich aus den Spreading-Anomalien (s. Abb. 1.7). Bergh wies bereits 1977 anhand von magnetischen Untersuchungen das mesozoische Alter der ozeanischen Kruste vor Queen Maud Land nach. Nach unterschiedlichen Interpretationen ist die älteste (160 Ma) identifizierte Spreading-Anomalie im Weddell Meer M29 (LaBreque und Barker 1981), die jüngste (130 Ma) M10 (Martin und Hartnady 1986). LaBreque (1986) gibt M25 (156 Ma) als älteste Anomalie an. Er zeigt, daß unabhängig vom Alter der ältesten Spreading-Anomalie der Rotationspol Ost-Antarktikas westlich der Antarktischen Halbinsel liegt (s. Abb. 1.7).

Bei richtiger Datierung lassen sich aus den Spreading-Anomalien die Spreading-Raten berechnen. Ist die Entfernung zur Ozean/Kontinentgrenze bekannt, so kann mit der berechneten Spreading-Rate - unter der Annahme, die Rate ist konstant - das Alter der ältesten ozeanischen Kruste abgeschätzt werden. Wegen des nur ungenau bestimmten Verlaufes des Kontinentalrandes im Weddell Meer verwenden Lawver et al. (1991) die Spreading-Anomalien im Somali Basin. Cochran (1988) identifizierte dort M22 (152 Ma) als älteste Anomalie. Die Öffnung des Somali Beckens wird so auf mindestens 170 Ma geschätzt.

Als weitere Randbedingung für die Öffnung des Weddell Meeres wird in der Literatur das Explora-Andones-Escarpment (Kristoffersen und Haugland (1986) angeführt. Dieses Escarpment formt eine lineare Struktur und wird oft als Kontinent/Ozean Grenze angesehen. Nach dieser Theorie kann es nach der

⁹z.B. das auf Dewey (1988) zurückgehende Modell des Extensionskollapses von Orogenen. Danach sind als Ursache für das Rifting die zum isostatischen Ausgleich führenden gravitativen Kräfte zu nennen.

Anlage der Escarpments keine Bewegungen der angrenzenden Mikroplatten gegeben haben, da sonst die lineare Struktur zerstört worden wäre. Die reflexionsseismischen Untersuchungen des Alfred-Wegener-Instituts hatten u.a. das Ziel, den Übergang vom Explora- zum Andenes-Escarpment zu untersuchen. Ein Teil der Daten wird in dieser Arbeit vorgestellt. Die Ergebnisse haben starken Einfluß auf die Theorien über den Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer.

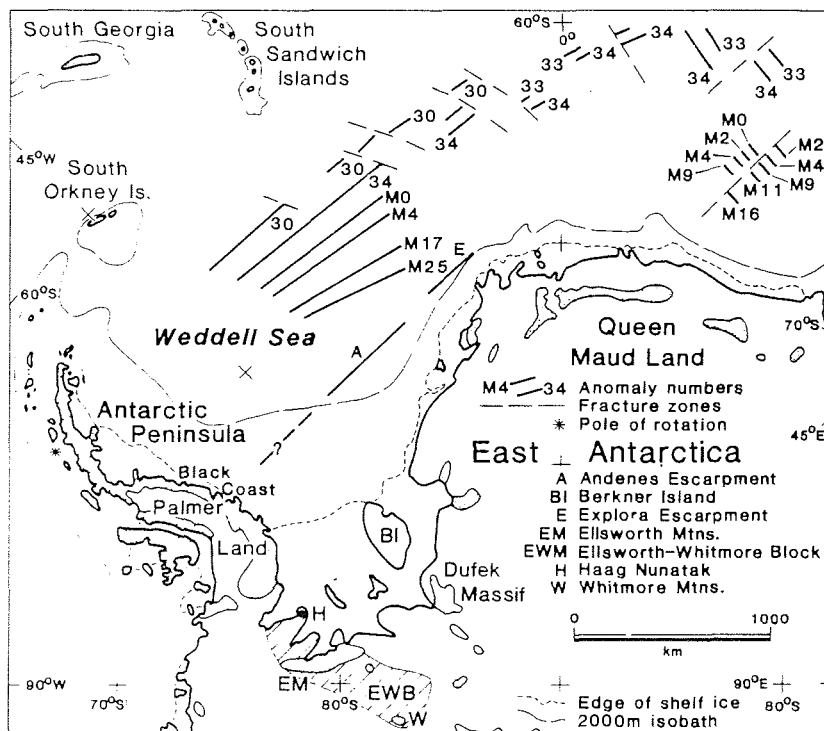


Abb. 1.7: Mesozoische Spreading-Anomalien im Weddell Meer und süd-west Indischen Ozean (Elliott 1991).

1.4 Geologie und Tektonik des Weddell Meeres - ein Rückblick

1.4.1 Exkurs: Geophysikalische Messungen im Weddell Meer

Das Weddell Meer ist mittlerweile von verschiedenen Nationen mit unterschiedlichen Verfahren erforscht worden. Im folgenden Abriß werden diejenigen Expeditionen beschrieben, auf deren Daten und Ergebnisse die Überlegungen und Diskussionen in dieser Arbeit beruhen.

Marin-reflexionsseismische Messungen:

Die geophysikalische Erforschung der Weddell Meer Tektonik begann im Südsommer 1976/77 mit reflexionsseismischen Messungen (ca. 1000 km, s. Tab. 1) im Rahmen der Norwegian Antarctic Research Expedition (NARE) (Fossum et al. 1980, Haugland 1982). Der Einsatz von Sonarbojen ergab erste Erkenntnisse über die seismischen Geschwindigkeiten der sedimentären Deckschichten.

Die Ergebnisse der BGR (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) Expedition 1978 (Hinz und Krause 1982), auf der knapp 6000 km reflexionsseismischer Daten gewonnen wurden, erlaubten eine erste Kartierung der Sedimentschichten und des Grundgebirges des ost-antarktischen Kontinentalsockels und der angrenzenden kontinentalen Kruste zwischen etwa 20° Ost und 30° West. Die Daten zeigen relativ ungestörte sedimentäre Stockwerke, die komplexe, konsolidierte Einheiten überlagern. Ein wesentlicher Bestandteil der unteren Stockwerke ist die Explora-Formation¹⁰ (Explora Wedge), die durch ozeanwärts geneigte (seismische) Reflektoren, sog. "dipping reflectors", gekennzeichnet ist.

1979 fand eine erneute NARE Expedition (Haugland 1982) statt (1000 km reflexionsseismische Profile). Ein wichtiges Ergebnis dieser Expedition war die Entdeckung von anstehendem Grundgebirge ("basement outcrop") vor Coats Land.

Im Rahmen der japanischen Antarktisexpedition (JARE) 1981/1982 wurden etwa 1100 km seismische Profile im nördlichen Weddell Meer vermessen (Okuda et al. 1982).

Die Entdeckung und reflexionsseismische Vermessung (2600 km) des Andenes-Escarpmnts¹¹ war Schwerpunkt der NARE Expedition 1984/1985 (Kristoffersen und Haugland 1986).

Unter der Leitung der BGR fand 1986 eine weitere intensive reflexionsseismische Vermessung (ca. 6300 km) des ost-antarktischen Schelfes statt (Hinz 1987, Hinz und Kristoffersen 1987). Die wichtigsten untersuchten tektonischen Strukturen waren das Explora-Escarpment sowie eine Grundgebirgsdepression, die als "failed rift" interpretiert wurde.

Die ersten reflexionsseismischen Messungen des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) fanden 1987 in Zusammenarbeit mit dem Renard Centre of Marine Geology (RCMG, Gent, Belgien) statt. Die für eine ODP-Bohrung als Pre-Site Survey gedachten Messungen am Wegener Canyon vor Kapp Norvegia zeigten den lateral heterogenen Aufbau des Explora-Escarpmnts westlich und östlich des Canyons.

Intensive seismische Vermessungen des Wegener Canyons war wesentlicher Bestandteil der AWI Expedition 1989/1990 (4100 km Mehrkanalseismik, Kaul 1991). Weiterhin wurde eine als Seamount interpretierte Struktur auf der postu-

¹⁰Benannt nach dem Expeditionsschiff RV Explora.

¹¹Benannt nach dem Expeditionsschiff RV Andenes.

lierten Verbindung von Explora- zu Andenes-Escarpment entdeckt, die sog. Polarstern Bank¹², was die einheitliche Interpretation von Explora- und Andenes-Escarpment in Frage stellte (Miller et al. 1990a).

Der Gunnerus Rücken bei ca. 35°W war vorrangiges Ziel einer BGR Expedition (3000 km Mehrkanalseismik) im selben Jahr (Hinz und Roeser 1991).

Die vorerst letzten Messungen des AWI im Weddell Meer fanden im Südsommer 1992 statt. Der Schwerpunkt der Messungen lag in der weiteren Erkundung der Polarstern Bank sowie der - inzwischen in Frage gestellten - Verbindung von Explora- und Andenes-Escarpment.

Die ehemalige UdSSR führte zwischen den Jahren 1980 und 1989 fünf Expeditionen (Sovjet Antarctic Expeditions, SAE) mit reflexionsseismischen Messungen im Weddell Meer aus (Leitchenkov, pers. Mitt) (s. Tab. 1.1). Die Messungen fanden auf dem Explora-Escarpment und im südlichen Weddell Meer statt. Die Daten sind bis dato nicht veröffentlicht.

Insgesamt sind im Weddell Meer 36530 km vermessen worden.

Jahr	Institut/ Projekt	Land	Profil- länge	Jahr	Institut/ Projekt	Land	Profil- länge
1977	NARE	Norwegen	1100 km	1985	NARE	Norwegen	2600 km
1978	BGR	BRD	5850 km	1986	BGR	BRD	6260 km
1979	NARE	Norwegen	1010 km	1987	AWI	BRD	2800 km
1981	SAE 26	UDSSR	750 km	1989	SAE 34	UDSSR	1340 km
1983	JARE	Japan	1500 km	1990	AWI	BRD	4100 km
1982	SAE 27	UDSSR	820 km	1990	BGR	BRD	3000 km
1983	SAE 28	UDSSR	700 km	1992	AWI	BRD	3900 km
1985	SAE 30	UDSSR	800 km				

Tab. 1.1: Reflexionsseismische Messungen im Weddell Meer (Summe = 36530 km)

Marin-refraktionsseismische Messungen:

Die ersten refraktionsseismischen Messungen im Weddell Meer wurden von sowjetischer Seite 1980 im südlichen Weddell Meer durchgeführt (s. Tab. 1.2). Mit den während weiterer Expeditionen in den Jahren 1982/83 und 1983/84 gewonnenen Daten konnte ein Profil von der Antarktischen Halbinsel bis zu Coats Land abgedeckt werden (Kudryavtzev et al. 1987). Die Daten selbst sind nicht veröffentlicht. Die Gesamtlänge der gemessenen Profile beträgt 800 km (Leitchenkov, pers. Mitt.).

Die ersten refraktionsseismischen Messungen des AWI (140 km) fanden 1984 ebenfalls im südlichen Weddell Meer nahe der Antarktischen Halbinsel statt (Miller et al. 1984).

¹²Benannt nach dem Expeditionsschiff RV Polarstern.

Untersuchungen vor dem Ekstroem Schelfeis während der Expedition 1990 lieferten ersten Aufschluß über die Struktur des dortigen Kontinentalrandes¹³. Diese Untersuchungen wurden 1992 fortgesetzt (180 km); außerdem fand eine Meßkampagne vor dem Filchner Schelfeis im südlichen Weddell Meer statt (360 km).

Jahr	Institut/ Projekt	Land	Profil- länge	Jahr	Institut/ Projekt	Land	Profil- länge
1980	SAE 25	UDSSR	270 km	1984	AWI	BRD	140 km
1983	SAE 28	UDSSR	230 km	1990	AWI	BRD	960 km ¹⁴
1984	SAE 29	UDSSR	300 km	1992	AWI	BRD	540 km

Tab. 1.2: Refraktionslinien im Weddell Meer

Weitere geophysikalische Untersuchungen:

Während verschiedener Expeditionen sind Potentialverfahren (marin- und aerogravimetrische sowie -magnetometrische Verfahren) im Weddell Meer eingesetzt worden. Die Gravimetriedaten können u.a. für das Abschätzen von Krustenmächtigkeiten verwendet werden. Eine Kompilation britischer, amerikanischer und sowjetischer Aeromagnetik-Daten findet sich bei Johnson et al. (1992). Eine Zusammenstellung gravimetrischer Modellrechnung der Krustenmächtigkeit am Kontinentalrand liefert Bell et al. (1990) Paläomagnetische Untersuchungen führten z.B. zur Entwicklung des Grunow-Modells.

Bisherige Publikationen über Satelliten-Messungen, z.B. mit GEOSAT, ließen wegen des verwendeten Orbits nur Aussagen nördlich von 72° S zu (Sandwell und McAdoo 1988, McAdoo und Marks 1992).

1.4.2 Strukturelemente des Kontinentalrandes im Weddell Meer

Das Hinz-Kristoffersen Modell:

Die Interpretation der NARE- und BGR Daten mündeten in einem Modell über den Verlauf des Kontinentalrandes vor Queen Maud Land, welches im weiteren als Hinz-Kristoffersen Modell bezeichnet wird (Hinz und Kristoffersen 1987, Kristoffersen und Hinz 1991). Die wesentlichen Elemente des Hinz-Kristoffersen Modells sind das Explora-Andenes-Escarpment und das "failed rift" (s. Abb. 1.8).

Das Explora-Escarpment ist eine in der Meeresboden Topographie zu erkennende Verwerfungszone. Das landseitige Grundgebirge repräsentiert zu weiten Teilen die "Weddell Sea Continental Margin Unconformity" (Hinz und Krause

¹³Messungen am Kap Norvegia und dem Drescher Inlet lieferten wegen technischer Schwierigkeiten keine auswertbaren Signale.

¹⁴Inklusive der nicht auswertbaren Profilkilometer (MARS88 Stationen).

1982), welche die Explora-Formation nach oben begrenzt. Das seewärtige Grundgebirge weist ein hügeliges und welliges Relief auf und zeigt ein für ozeanische Kruste typisches Reflexionsmuster.

Das Ost-Nordost ($60^\circ - 80^\circ$) streichende Explora-Andenes-Escarpment ist nach dem Hinz-Kristoffersen Modell etwa 1000 km lang und markiert den Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste. Signifikante Bewegungen der west-antarktischen Mikro-Platten nach Anlage der Escarpments sind unwahrscheinlich, da diese die Lineation der Escarpments zerstört haben müßten.

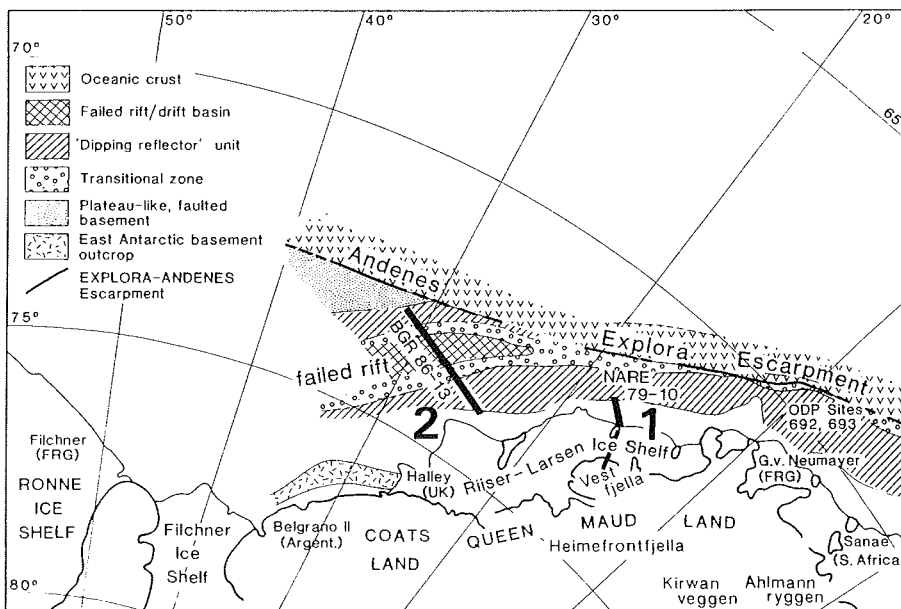


Abb. 1.8: Haupt-Strukturelemente des Ost-Antarktischen Kontinentalrandes im Hinz-Kristoffersen Modell (Kristoffersen und Hinz 1991).

Das Andenes-Escarpment selbst (Kristoffersen und Haugland 1986) ist eine vollständig von Sedimenten bedeckte, langgezogene tektonische Struktur, die das "failed rift" seeseitig begrenzt. Eine postulierte, geradlinige Fortsetzung des Andenes-Escarpments und damit der Ozean/Kontinentgrenze bis zur Antarktischen Halbinsel ist wesentlicher Bestandteil des Hinz-Kristoffersen Modells.

Die als "failed rift" interpretierte Grundgebirgsdepression zwischen Andenes-Escarpments und Ost-Antarktika wird von den Escarpments zwischen 19°W und 27°W beschnitten. An den Riftschultern sind zum "failed rift" hin geneigte "dipping reflectors" identifiziert worden.

Die Explora-Formation:

Die "dipping reflectors" der Explora-Formation (Hinz und Krause 1982) sind charakteristisch für passive Kontinentalränder vom vulkanischen Typ, wie sie sich über Manteldiapiren oder in deren Nachbarschaft herausbilden. Eine ähnliche Formation ist am Voering-Plateau erbohrt worden (ODP Leg 104), sie besteht dort vorrangig aus vulkanischen Lagen und vulkanoklastischen Sedimenten (Eldholm et al. 1986). Der verursachende prä- und syn-rift Vulkanismus verläuft subaerisch oder unter flach-marinen Bedingungen. Nach dem Modell von Hinz (1981) überlagern die "dipping reflectors" durch das Rifting gedehnte kontinentale Kruste; das Modell von Mutter (1985) beschreibt sie als Bestandteil derjenigen ozeanischen Kruste, der durch subaerischen Magmatismus entstand¹⁵. Nach Kristoffersen & Hinz (1991) ist die Explora Formation im mittleren Jura angelegt worden.

Die Entstehung der Magmen kann durch das "Convective Partial Melting"-Modell von Mutter et al. (1988) erklärt werden. Danach löst der Kontakt von heißem, aufwellenden Asthenosphärenmaterial mit kalter, kontinentaler Lithosphäre eine Konvektionswalze von geschmolzenem Mantelmaterial aus. Die durch das nachfolgende Rifting entstehenden passiven Kontinentalränder sind durch einen abrupten Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste gekennzeichnet.

Die Explora-Formation ist von einer positiven magnetischen Anomalie begleitet, die sich parallel zur Küste von Queen Maud Land und Coats Land hinzieht (Johnson et al. 1992).

Das Explora-Escarpment:

Das Explora-Escarpment ist eine topographische Stufe mit einer Sprunghöhe bis zu 2000 m (Miller et al. 1990a). Eine mit dem Hydrosweep-Fächersonar (Gutberlet und Schenke 1989) ausgeführte bathymetrische Kartierung zeigt eine Dreiteilung des Escarpments, wobei die einzelnen Abschnitte unterschiedliche Streichrichtungen aufweisen (s. Abb. 1.9). Zwischen 14° W und 15° W liegt der Wegener Canyon, der das Zielgebiet detaillierter seismischer Untersuchungen war (Kaul 1991). Westlich des Wegener Canyons dringt die Explora-Formation bis zum Escarpment vor, während im östlichen Teil die seewärtige Begrenzung durch einen seismisch undurchsichtigen Bereich, die sog. Barriere, erfolgt. Kaul (1991) schlägt magmatische Intrusionen als Interpretation für die Barriere vor. Henriot und Miller (1990) vermuten eine Zusammensetzung aus chaotisch lagernden Sedimentpaketen. Die Sedimentpakete seien durch eine mit Kompression einhergehenden, dextralen

¹⁵Reflexionsseismische Messungen der BGR im Südatlantik zeigen "dipping reflectors" auch auf ozeanische Kruste zwischen Kontinentalrand und Spreading-Achsen (Hinz, pers. Mitt.). Demnach sind "dipping reflectors" nicht mehr nur als Kontinentalrand begleitende Strukturen anzusehen. Dies deckt sich mit den Interpretationen von Schlich et al. (1993), nach denen "dipping reflectors" in reflexionsseismischen Messungen auf dem aus ozeanischer Kruste bestehenden Kerguelen Plateau identifiziert worden sind.

Scherbewegung parallel zum Escarpment von der ozeanischen Kruste "abgehobelt" und akkretiert worden.

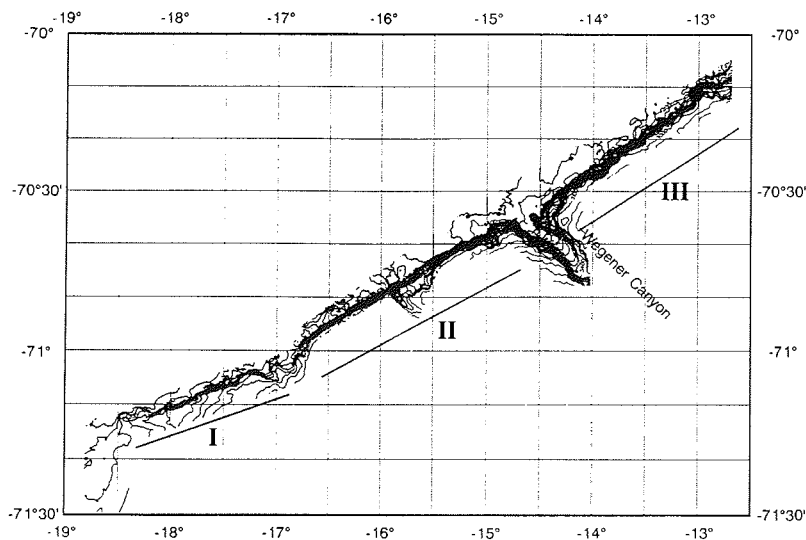


Abb. 1.9: Bathymetrische Karte des Explora-Escarpments. Die Streichrichtungen der drei Abschnitte sind: I: 70°, II: 60°, III: 55° (Miller et al. 1990a).

Lawver et al. (1991) diskutieren das Explora-Escarpment als konjugierten Teil des afrikanischen Mozambique-Escarpments, welches den Mozambique Rücken seeseitig begrenzt (s.u.). Weiterhin habe eine Scherbewegung parallel zum Explora-Escarpment erst nach einer Riftbewegung stattgefunden.

Bisher nur als Strichzeichnungen veröffentlichte, senkrecht zum Escarpment verlaufende Profile der BGR zeigen einen etwa 40 km breiten, dem Escarpment vorgelagerten Streifen mit deformierter, zum Ozean abfallender, vermutlich ozeanischer Kruste (Hinz 1987).

Ein gravimetrisches Modell von Kudrvtzev et al. (1991) zeigt einen Sprung der Kruste/Mantelgrenze am Escarpment von etwa 20 km im Süden auf 10-11 km im Norden (s. Abb. 1.13).

Andenes-Escarpment:

Die Weitmaschigkeit des Profilnetzes erlaubt keine detaillierte Interpretation des Andenes-Escarpments. Die publizierten Strichzeichnungen (Kristoffersen und Haugland 1986) lassen einen von Sedimenten bedeckten Grundgebirgsrücken erkennen, dessen Struktur sich lateral in Streichrichtung ändert. Zum "failed rift" hin sind "dipping reflectors" identifiziert worden. In gravimetrischen Modellen (Hinz und Kristoffersen 1987) ist eine bis zu 14 km mächtige Kruste unter 4 km tiefem Wasser zu erkennen (s. Abb. 1.10).

Nach den Rekonstruktionen von Lawver et al. bilden Andenes- und Explora-Escarpment nur zufällig eine Lineation. Die Genese der Escarpments habe zu verschiedenen Zeitpunkten stattgefunden - die des Explora-Escarpments vor 170 Ma, die des Andenes-Escarpments vor 130 Ma.

Das "failed rift":

Südlich des Andenes-Escarpments findet sich eine 50° N streichende Grundgebirgsdepression, die als ozeanische Kruste mittel-jurassischen Alters interpretiert wird. Diese Interpretation beruht auf dem seismischen Reflexionsmuster sowie gravimetrischen (Hinz und Kristoffersen 1987) und magnetischen Modellierungen (Roeser und Spieß 1987). In den seismischen Daten sind auf beiden Riftschultern zum Rift hin einfallende "dipping reflectors" kartiert worden (s. Abb. 1.10).

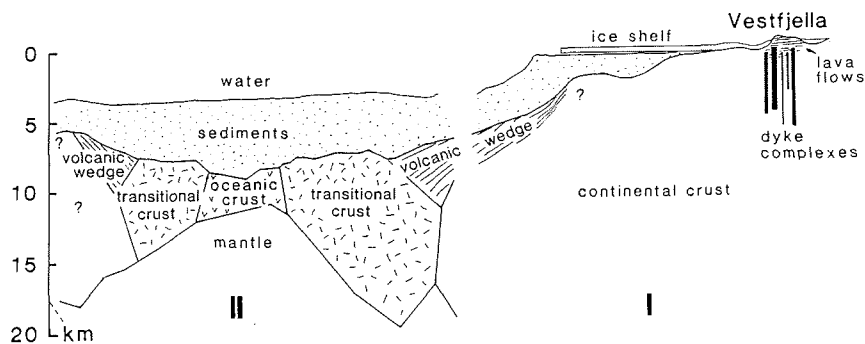


Abb. 1.10: Interpretation des Kontinentalhanges und "failed rift" (Kristoffersen und Hinz 1991). Die Profile I und II sind der Abb. 1.8 zu entnehmen.

Die Polarstern Bank:

Auf der postulierten Verbindung von Andenes- und Explora-Escarpment liegt eine Nord-Süd streichende, als Seamount interpretierte Struktur, die Polarstern Bank¹⁶ (Miller et al. 1990a). Bisher unveröffentlichte reflexionsseismische Daten zeigen weiter Seamounts etwa auf einer Linie senkrecht zum Kontinentalrand (s. Kapitel 6). Die stratigraphische Anbindung an das Explora-Escarpment läßt auf ein unteres Alter von später, unterer Kreide (Albium) schließen. Ältere Untersuchungen von Hinz (1987), die sich auf ein reflexionsseismischen Profil der BGR nahe der Polarstern Bank beziehen (Profil BGR 86-02), lassen auf ein jung-tertiäres Alter (22-30 Ma) schließen. Eine strukturelle Verknüpfung von der Polarstern Bank zum Andenes- oder Explora-Escarpment ist in dem vorliegenden Datenmaterial nicht zu erkennen.

¹⁶Die Bezeichnung "Polarstern Bank" für eine Seamount-Kette ist problematisch. Nach der Standardization of Undersea Feature Names (1989) bezeichnet der auf W. Shakespeare (Macbeth) zurückzuführende Begriff "Bank" eine Anhebung des Meeresbodens im flachen Schelfbereich. Die Bezeichnung "Polarstern Bank" wird im weiteren jedoch aus historischen Gründen beibehalten.

Die sedimentäre Bedeckung:

Kernpunkt der sedimentstratigraphischen Kartierungen im Weddell Meer sind die während des Fahrtabschnittes (Leg) 113 der SEDCO/BP 471 JOIDES¹⁷ RESOLUTION an den Lokationen (Sites) 691-693 am Wegener Canyon erbohrten Sedimentkerne (Shipboard Scientific Party 1988). Die ältesten erbohrten Schichten sind Tonsteine aus der unteren Kreide. Etwa 65% des Sedimentmaterials sind terrigenen Ursprungs. Es findet sich ein Hiatus vom unteren Oligozän bis in die untere Kreide (34 - 100 Ma).

Die erste umfassende Kartierung der Sedimente vor Queen Maud Land ist die von Hinz und Krause (1982). Kaul (1991) führte eine Kartierung am Wegener Canyon aus. Detaillierte Untersuchungen am vor Coats Land liegenden Crary Trough sind von DeBatist et al. (1991) und Moons et al. (1992) veröffentlicht.

Das südliche Weddell Meer:

Die Interpretationen der sowjetischen Untersuchungen münden in verschiedene Krustenmodellen. Die Annahme von gedehnter kontinentaler Kruste ist allen diesen Modellen gemein. Grikurov et al. (1991) postulieren ein bis zu 25 km mächtiges Sedimentbecken unter dem vor dem Filchner Schelfeis liegenden Profil; nach Ivanov (1991) ist das Sedimentbecken maximal 15 km mächtig.

Magnetische Anomalien:

Aeromagnetischen Messungen (Johnson et al. 1992, LaBreque et al. 1986) zeigen eine Vielzahl magnetischer Lineationen im Weddell Meer und in den terrestrischen Randgebieten (s. Abb. 1.11). Die prominentesten Anomalien sind die Explora-Anomalie und die Orion-Anomalie¹⁸.

Die Explora-Anomalie verläuft parallel zum Schelfbereich Ost-Antarktikas landseitig des Explora-Escarpments. Die Orion-Anomalie verläuft senkrecht zur Antarktischen Halbinsel. In einer Karte von LaBreque et al. (1986) zieht sich die Orion-Anomalie bis zum Andenes-Escarpment, zu dem sie parallel verläuft. Dies führte zu der These, daß das Andenes-Escarpment eine Verlängerung bis zur Antarktischen Halbinsel besitzt und die Kontinent/Ozeangrenze markiert. Satellitenmagnetometrische Daten wurden von Ghidella et al. (1991) mit einem 6 bis 15 km mächtigen magnetischen Störkörper modelliert, der unterhalb der Orion-Anomalie bis ca. 52°W reicht. In aero- und satellitengravimetrischen Auswertungen (Bell et al. 1990) finden sich jedoch keine Hinweise auf eine Fortsetzung des Andenes-Escarpments bis in das westliche Weddell Meer.

¹⁷JOIDES: Joint Oceanographic Institution for Deep Earth Sampling.

¹⁸Benannt nach dem Meßflugzeug, einer U.S. Navy P-3 Orion.

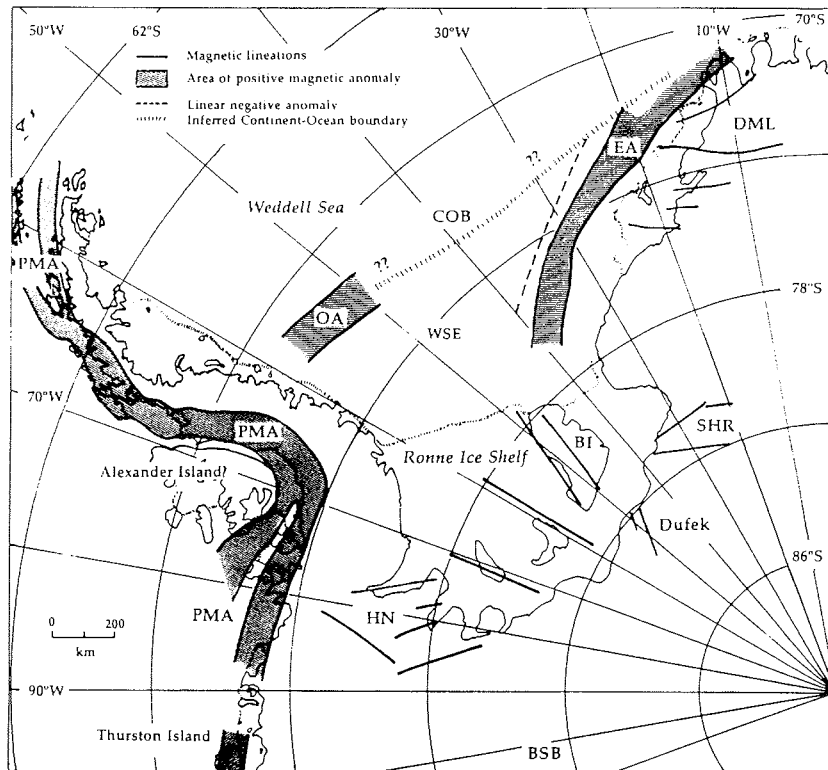


Abb. 1.11: Karte mit prominenten magnetischen-Anomalien (aus Johnson et al. 1992). BI: Berkner Island-Anomalie; BSB: Byrd-Subglacial-Basin-Anomalie; COB: continent-ocean boundary; DML: Dronning (Queen) Maud Land; HN: Haag Nunataks-Anomalie; EA: Explora-Anomalie; OA: Orion-Anomalie; PMA: Pazifische margin-Anomalie; WSE: Weddell Sea Embayment.

1.4.3 Das kontinentale Hinterland des Weddell Meeres

Ost-Antarktika (Queen Maud Land):

Der den Gondwana Zerfall begleitende Vulkanismus führte nicht nur zur Bildung der Explora-Formation, sondern auch zur Ausbildung von Vulkanlagen im Hinterland. Jurassische Vulkanite finden sich nach Peters (1989) in der Vestfjella und der Heimefrontfjella (s. Abb. 1.12). In der Heimefrontfjella überlagern die Vulkanite und permische Sedimentfolgen hochmetamorphes Grundgebirge proterozoischen Alters. Bei den proterozoischen Abfolgen handelt es sich um Beckenablagerungen auf einem stabilen Kratonfundament. In Annandagstoppane ist das 3200 Ma alte Grundgebirge aufgeschlossen, welches nach den Gondwanarekonstruktionen ein Fragment des afrikanischen Kaapvaal-Kratons bildet. In der Oberkreide - also post-rift - findet intensive

Blocktektonik in der Heimefrontfjella statt. Begleitet ist die Tektonik von einer Heraushebung von bis zu 8000 m (Jacobs 1991).

Nach Abb. 1.12 könnte das Explora-Escarpment den letzten kontinentalen Block einer Reihe von Abschiebungen repräsentieren.

Von der Universität Münster durchgeführten reflexionsseismische Messungen im Bereich der Heimefrontfjella deuten etwa 38 km mächtige, ungedehnte Kruste an (Hungeling und Thyssen 1991). Erste Auswertungen eines refraktionsseismischen Profils, welches 1990 im südlichen Queen Maud Land senkrecht zur Heimefrontfjella vermessen wurde, weisen auf ca. 40 km mächtige Kruste nördlich und ca. 50 km mächtige Kruste südlich der Heimefrontfjella hin (Eckstaller et al. 1991).

Refraktionsseismische Untersuchungen im landseitigen Küstenbereich des Queen Maud Landes (Kudryavtzev et al. 1991) zeigen eine zwischen 35 und 40 km mächtige Kruste, die leicht zum Kontinentalrand ansteigt.

Polnische refraktionsseismische Experimente an der nördlichsten Spitze der Antarktischen Halbinsel deuten auf eine dortige knapp 40 km mächtige Kruste (Birkenmajer et al. 1990, Guterch et al. 1990).

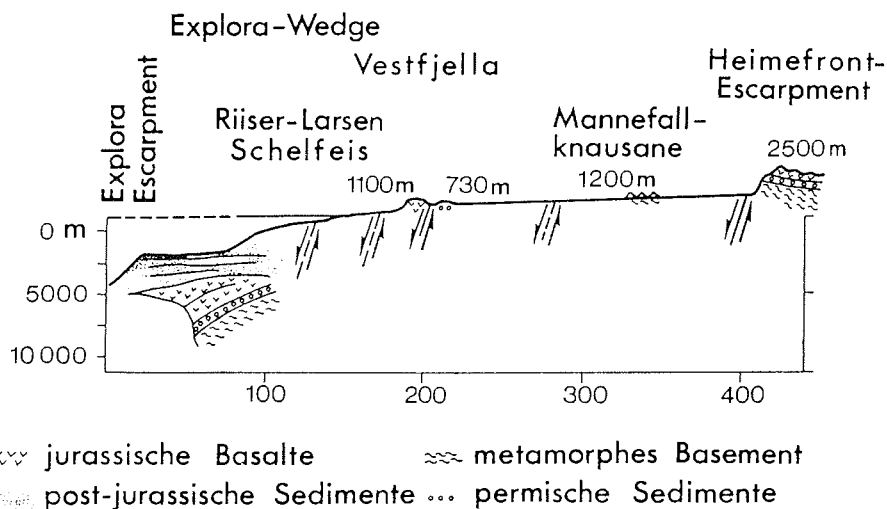


Abb. 1.12: Profilschnitt von der Heimefrontfjella über die Massive der Vestfjella bis zum Explora-Escarpment (Peters 1989).

West-Antarktika (Antarktische Halbinsel):

Die Subduktionstätigkeit an der vom Perm bis zum Jura bestehenden aktiven Plattengrenze Gondwanas prägte die Tektonik und Lithologie West-Antarktikas und des Transantarktischen Gebirges. Die Abb. 1.13a und 13b zeigen Antarktika mit ihrer heutigen Geographie. In die Abbildungen sind die tektonischen Zonierungen der aktiven Plattengrenze - Forearc- und Backarc Bereich sowie Magmatischer Bogen - sowohl für den Zeitbereich vom Perm bis zum Jura, als auch vom späten Jura bis frühe Kreide eingetragen (Elliott 1991).

Die Weddell Meer Flanke der Antarktischen Halbinsel hat sich vom Magmatischen Bogen zum Backarc Bereich entwickelt. Wegen der Intrudierung des Transantarktischen Gebirges und EWM-Blocks impliziert dieses Modell eine magmatische Prägung zumindest des südlichen Weddell Meeres.

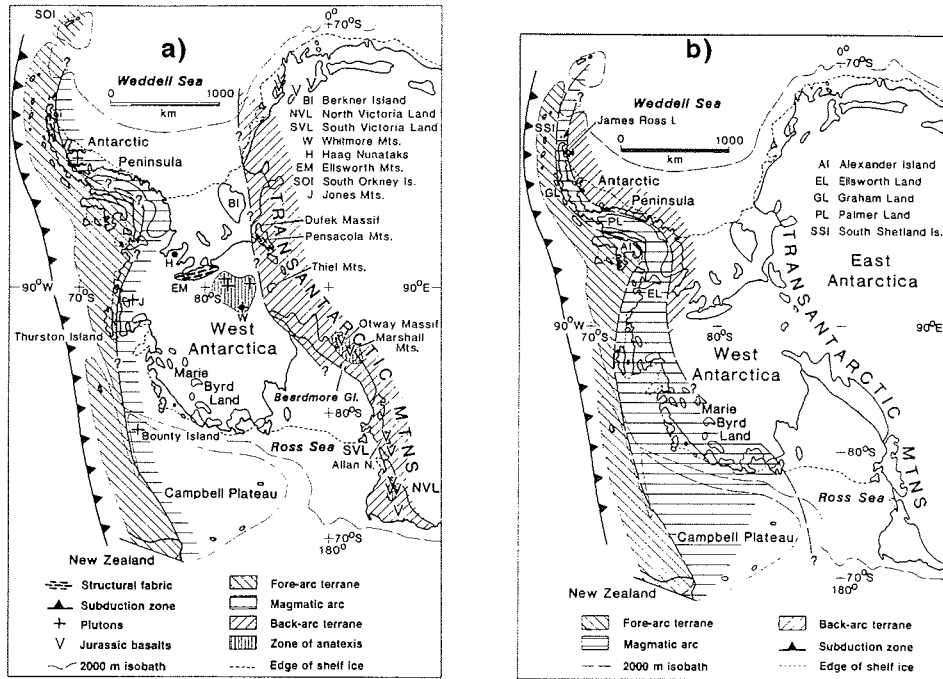


Abb. 1.13: Die Abbildungen a) und b) zeigen die Zonierung Ost- und West-Antarktikas in der Terminologie der Plattentektonik (Elliott 1991). a) zeigt die pazifische Gondwanagrenze, wie sie vom Perm bis zum frühen Jura bestand; b) wie sie im späten Jura bis zur frühen Kreide ausgebildet war.

1.4.4 Der Kontinentalrand des südlichen Afrikas

Die im Zeitraum von 198 Ma bis 173 Ma im afrikanischen Hinterland ausgeflossenen kontinentalen Flutbasalte (Karoobasalte, s. Abb. 1.6) sind eine Folge des Vulkanismus, der das initiale Rifting begleitete (Cox 1992). Kontinentale

Flutbasalte sind ein typisches Merkmal von Rifting über Manteldiapiren (White und McKenzie 1989)^{19,20}.

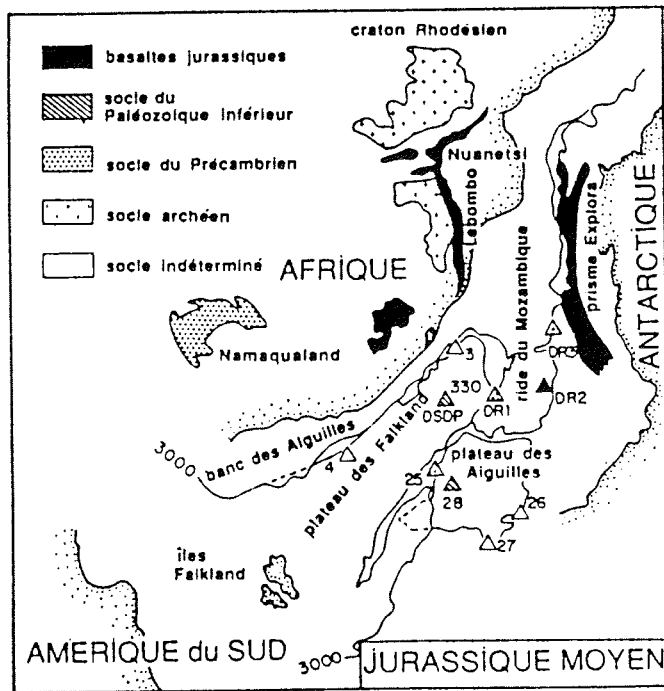


Abb. 1.14: Gondwana-Rekonstruktion für Afrika und Ost-Antarktika nach Mougénot et al. (1991). Der kontinentale Ursprung des Agulhas-Plateaus (Plateau des Aiguilles) und Mozambique Rückens (Ride du Mozambique) ist hierbei berücksichtigt.

Die geowissenschaftliche Erforschung der Kontinentgrenze des südöstlichen Afrikas ist bisher nur spärlich durchgeführt worden. Untersuchungen des Agulhas-Plateaus (Tucholke et al. 1981, Antoine und Moyes 1992) und des Mozambique Ridge (Chetty und Green 1977, Mougénot et al. 1991) zeigen deren kontinentalen Ursprung (s. Abb. 1.13). Dies widerspricht den meisten Gondwana-Rekonstruktionen, da diese Afrika und Ost-Antarktika zu eng aneinanderlegen (s. Abb. 1.3a). Im Falle des Grunow-Modells schließt obige Tatsache auch die Anlagerung des EWM-Blocks an Coats Land aus. Corner und Groenewald (1991) postulieren, daß die magnetische Beattie-Anomalie Südafrikas mit den magnetischen Anomalien des Falkland-Plateaus und westlichen Queen Maud Landes eine magnetische Lineation bilden. Daraus ergibt

¹⁹Andere Beispiele von kontinentalen Flutbasalten sind die indischen Deccan und südamerikanischen Paraná Basalte (White 1992b). Zu letzteren sind die afrikanischen Etendeka Basalte konjugiert,

²⁰In anderen Modellen (Alt et al. 1988, Oberbeck et al. 1993) werden Meteoriten Einschläge (Impaktkrater) für kontinentale Flutbasalte verantwortlich gemacht. Kontinentale Flutbasalte wären demnach mit den Maren des Mondes vergleichbar.

sich ebenfalls eine Gondwana-Rekonstruktion, die der von Mougnot et al. (1991) ähnlich ist (Abb. 1.14).

Magnetische Daten des MAGSAT-Satelliten zeigen eine starke Anomalie entlang der südafrikanischen Küste vor dem Kap der Guten Hoffnung bis Madagaskar, die als Relikt des Manteldiapirs gedeutet wird (Antoine und Moyes 1992).

Einige Ergebnisse der Untersuchungen am ost-antarktischen Kontinentalrand werden in dieser Arbeit mit Strukturen des afrikanischen Kontinentalrandes verglichen werden.

1.5 Zusammenfassung der Fragestellungen

Der in diesem Kapitel gegebene Überblick über verschiedene Modelle zur Gondwana-Rekonstruktion, zur Driftgeschichte der Kontinente und Mikroplatten sowie zum Verlauf und zu den Strukturen des Kontinentalrandes im Weddell Meer zeigt folgende Fragen auf:

1) Für welche Gondwana-Rekonstruktionen lassen sich Hinweise finden, welche Rekonstruktionen lassen sich ausschließen?

Diese Frage zielt in erster Linie auf die Untersuchung der Krustenstruktur des südlichen Weddell Meeres. Der wichtige Unterschied zwischen dem Grunow- und dem Storey-Modell war der, daß das Grunow-Modell wegen der sinistralen Blattverschiebung des EWM-Blocks an Berkner Island vorbei ozeanische Kruste zwischen Berkner Island und der Antarktischen Halbinsel impliziert. Das Storey-Modell dagegen fordert dort gedehnte, kontinentale Kruste.

2) Ist die Krustenstruktur des Kontinentalrandes vor Queen Maud Land typisch für passive Kontinentalränder vom vulkanischen Typ?

Wegen der weiten Verbreitung von "dipping reflectors" in den Deckschichten des Schelfes vor Queen Maud Land und wegen der Karoo-Basalte im südlichen Afrika wird als Mechanismus für das Rifting zwischen Afrika und Antarktika das Wechselspiel von Subduktionszonen getriggertem, initialem Rifting und einem Manteldiapir angenommen. Es ergibt sich die Frage, in wieweit dieser Prozeß die tiefere Kruste an den gegenüberliegenden Kontinentalrändern geprägt hat.

3) Bilden das Explora- und Andenes-Escarpment eine geologische und/oder strukturelle Einheit?

Wesentliche Aussage des Hinz-Kristoffersen Modells war, daß das Explora- und Andenes-Escarpment den Kontinentalrand markieren. Wenn gezeigt werden kann, daß die beiden Escarpments keine Einheit bilden, ergeben sich neue Freiräume für die Rekonstruktion der Driftgeschichte der west-antarktischen Terrane.

4) Welche Modelle über den Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer ergeben sich aus den Antworten der vorhergehenden Fragen?

Die Ergebnisse der Untersuchungen in dieser Arbeit bieten zusammen mit zuvor bekannten geowissenschaftlichen Erkenntnissen die Möglichkeit, Alternativen zum Hinz-Kristoffersen Modell vorzuschlagen.

2 GEWINNUNG UND VERARBEITUNG DER SEISMISCHEN DATEN

In diesem Kapitel werden die für die Gewinnung, Verarbeitung und Interpretation seismischer Daten verwendeten Methoden und Techniken beschrieben. Für die folgenden Ausführungen wird die Kenntnis von marinen und refraktionsseismischen Messungen vorausgesetzt. Die meisten der Verfahren sind weithin üblich und werden daher nur kurz umrissen.

Der Umstand, daß viele der marinen Messungen in Eis bedeckten Gebieten durchgeführt worden sind, führt zu Besonderheiten, auf die detaillierter eingegangen wird.

2.1 Datengewinnung

Der Bereich Datengewinnung umfaßt die Anregung, die Aufnahme und das Speichern von seismischen Signalen. Für allgemeine Ausführungen zu diesem Problemkreis sei auf Sheriff und Geldart (1985) oder Militzer und Weber (1987) verwiesen.

2.1.1 Seismische Quellen

Für ein 1984 vermessenes refraktionsseismisches Profil wurden 25 kg Ladungen Seismogelit-Sprengstoff als seismische Quelle verwendet; in allen anderen Fällen erzeugte eine BOLT-800CT Airgun mit 1940 in³ Kammervolumen (ca. 31,8 l) das seismische Signal für die refraktionsseismischen Messungen. Der Betriebsdruck betrug etwa 130 bar. Die Ausblas- bzw. Schlepptiefe ergab sich aus folgenden Überlegungen:

Die Hauptenergie der registrierten Signale liegt etwa zwischen 4 und 12 Hz. Um ein möglichst energiereiches Signal zu erhalten, sollte das Bubble-Signal ebenfalls in diesem Frequenzband liegen. Die empirische Rayleigh-Willis Beziehung (Forkmann und Schmöller 1987) stellt einen Zusammenhang von Ausblastiefe und Bubble-Frequenz her. Sie lautet:

$$F = \frac{25 \left(1 + \frac{h}{10}\right)^{\frac{5}{6}}}{\sqrt[3]{PV}},$$

mit: F: Frequenz des Bubble-Signals in 1/s,
P: Betriebsdruck in bar,
V: Kammervolumen der Airgun in l,
h: Ausblastiefe der Airgun,

Die praktikable Schlepptiefe ist durch zwei Faktoren limitiert. Bei einer zu flachen Schlepptiefe entsteht ein Energieverlust durch Ausblasen der injezierten Luftblase an der Wasseroberfläche. Da die Airgun mit dem Schiffsrumpf nicht starr, sondern mit Stahlseilen verbunden ist, bedeutet eine größere Ausblastiefe wegen der der Fahrtrichtung entgegengesetzten Verdriftung der Airgun eine größere Schleppentfernung vom Heck. Um jedoch keine Beschädigung der Airgun durch hinter dem Schiff in die Fahrtrinne driftendes Meereis zu verursachen (siehe auch Abb. 2.2b), sollte die Schleppentfernung je nach Meereisbedingungen maximal 20 m betragen. Für die Ausblastiefe wurde so ein Wert von etwa 10 m gewählt, was sowohl nach der Rayleigh-Willis Beziehung, als auch nach Experimenten der Fa. BOLT zu einer Bubble Frequenz von 6 Hz führt¹.

Wegen der Wellenlänge um 250 m muß die Interferenz des Primärsignals mit dem an der Wasseroberfläche reflektierten Signal, dem Ghost-Signal, nicht weiter berücksichtigt werden.

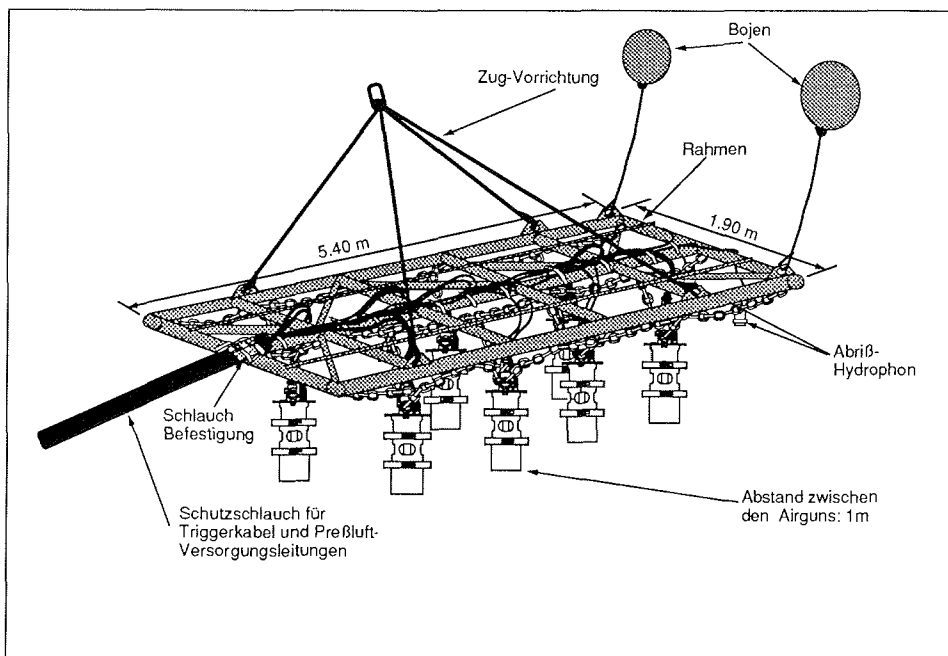


Abb. 2.1: Airgun-Array mit acht 3 l-Airguns (Jokat et al., eingereicht bei First Break).

Airgun-Arrays², also Bündelungen von Airguns (s. Abb. 2.1), dienen als seismische Quelle für die in dieser Arbeit ausgewerteten reflexionsseismischen

¹Eine Formel von Harjes (1985) liefert für diesen Fall etwa um 0,5 Hz höhere Werte.

²Im Gegensatz zu industriell eingesetzten Airgun-Arrays sind die Airguns an einem starren Gestell bzw. Rahmen aufgehängt. Dies soll verhindern, daß das Array über evtl. vorhandenes Meereis gezogen wird.

Daten. Die interferierenden Signale der einzelnen Airguns sollen zu einer Verstärkung der Primärsignale und zu einer Abschwächung des Bubble-Signals führen. Da hochauflösende Signale erzeugt werden sollen, muß in diesem Fall das Bubble-Signal unterdrückt werden, zumal das Bubble-Signal Reflexionen maskieren kann.

Während der Meßfahrt 1990 wurden zwei Arrays mit je 3 Prakla-Seismos Airguns (2,5, 2,0 und 1,2 l Kammervolumen) vom Typ VLF und 5,7 l Gesamtvolumen verwendet, von denen jeweils eines zur Zeit betrieben wurde. 1992 kam ein Array mit 8 x 3 l-Airguns des gleichen Typs zum Einsatz. (s. Abb. 2.1). Dieses Airgun-Array verfügt über 2 Abriß-Hydrophone, mit denen das Nahfeld des abgestrahlten Signals kontrolliert werden kann.

Um eine konstruktive Überlagerung von Primärsignal und Ghost-Signal zu erreichen, muß das Airgun-Array wegen der Phasendrehung um 180° bei der Reflexion an der Wasseroberfläche in einer Wassertiefe geschleppt werden, die einem Viertel der Wellenlänge der Hauptsignalenergie entspricht. Diese liegt etwa bei 75 Hz (s. Abb. 2.13), weshalb eine Ausblastiefe der Airguns von 5 m angestrebt wurde (s. Abb. 2.2a).

Das Airgun-Array ist wegen seiner Größe und der größeren Anzahl von Versorgungsleitungen anfälliger für durch Meereis verursachte Schäden. Daher wurde die Entfernung zum Schiff kleiner als 5 m gehalten (s. Abb. 2.2b). Durch Reflexionen des Signals am Schiffsrumpf verursachte Störungen mußten dabei in Kauf genommen werden.

2.1.2 Aufnahme seismischer Daten

Seismische Aufnehmer wandeln die eigene Schwingbewegungen, die durch das Eintreffen von seismischen Signalen entstehen, in dieser Schwingbewegung proportionale elektrische Spannungen um (Forkmann und Schmöller 1987).

Bei den 1990 und 1992 durchgeführten refraktionsseismischen Messungen kamen als seismische Aufnehmer sowohl die Seismometer des Observatoriums der Georg-von-Neumeyer Station als auch Geophonketten zum Einsatz.

Das Observatorium verwendet MARK L-IV 3-Komponenten Seismometer mit 1 Hz Eigenfrequenz. Seismometer des gleichen Typs fanden bereits 1984 auf dem Filchner-Schelfeis (Station GP 110) bzw. auf der angrenzenden Antarktischen Halbinsel (Station RB) Verwendung.

Bei den 1992 sowohl auf dem Filchner- als auch auf dem Ekström-Schelfeis verwendeten mobilen RefTek-Stationen (s. nächster Abschnitt) kamen Geophon-Ketten der Firma SENSOR zum Einsatz. Jede Geophon-Kette besteht aus 6 in Reihe geschalteten Vertikal-Geophonen mit 4,5 Hz Eigenfrequenz. Die Anordnung der Geophone wurde jeweils so gewählt, daß zwei Quadrate von ca. 40 m Seitenlänge entstanden (s. Abb. 2.3). Zur Unterdrückung nicht

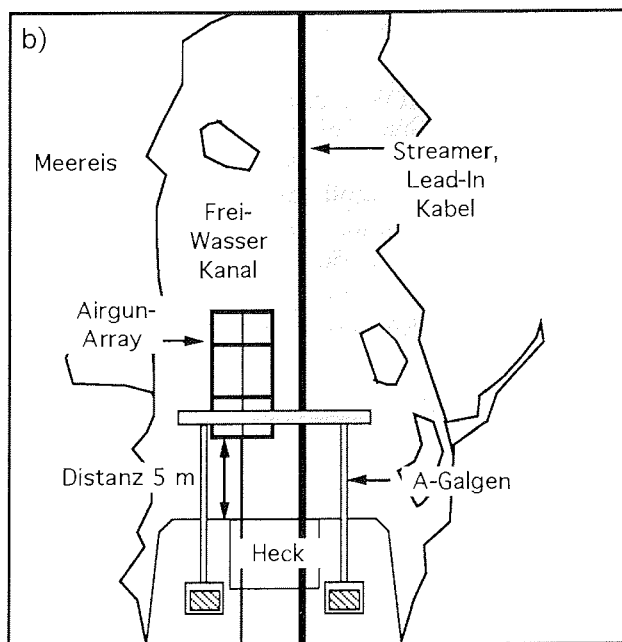
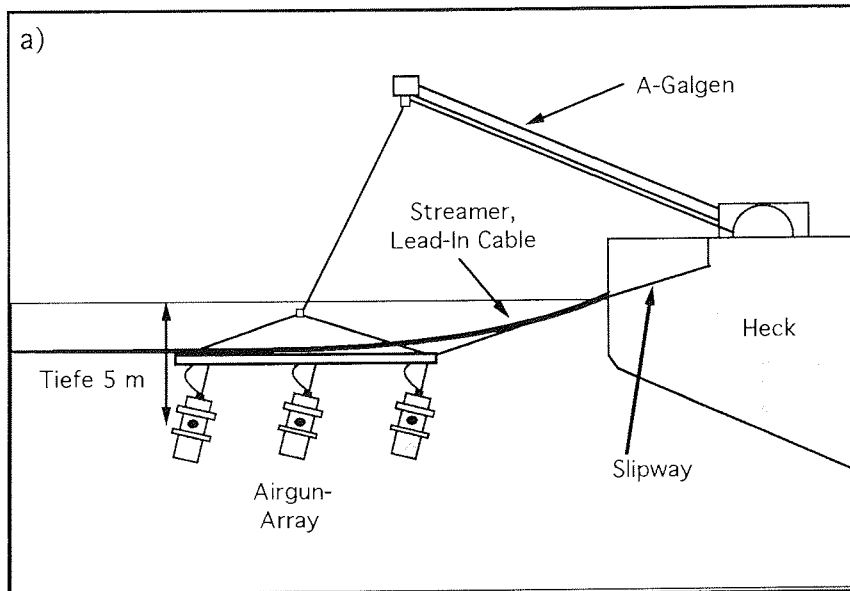


Abb. 2.2: a) Seitenansicht des Hecks von RV Polarstern mit Streamer und Airgun-Array (3 Airguns). b) Aufsicht auf das Heck von RVPolarstern mit Streamer und Airgun-Array (3 Airguns) (nach Jokát et al., eingereicht bei First Break).

kohärenten Rauschens betrug der Abstand zwischen beiden Geophon-Arrays 200 m. Ein Geophon-Array bestand aus sechs Ketten, die auf zwei Kanäle verteilt waren. Das zweite Geophon-Array mit vier Geophon-Ketten belegte einen dritten Kanal. Geophone und Geophonkabel waren im Firn vergraben und mit Schnee verdämmt, um die Ankopplung und den Schutz vor dem Wind zu verbessern.

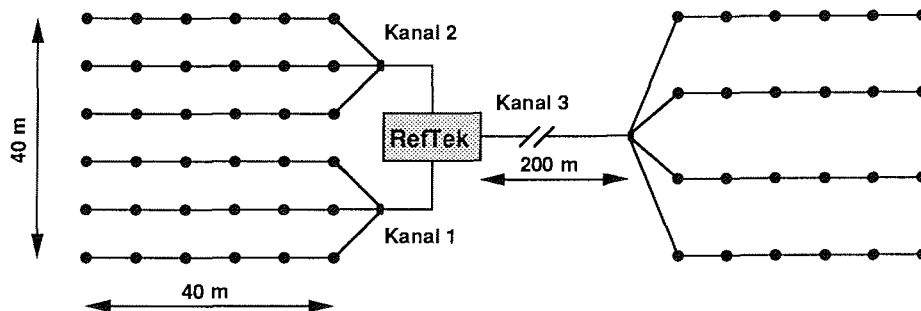


Abb. 2.3: Anordnung der Geophon-Ketten beim Einsatz der RefTek-Stationen. Die Geophone sind durch schwarze Punkte markiert.

Die Aufnahme der seismischen Signale bei reflexionsseismischen Messungen erfolgte mit Streamern.

Zur Verfügung stand ein Streamer des Typs SHHP der Firma Prakla-Seismos mit 12 aktiven Sektionen á 50 m Länge (zusammen also 600 m aktive Länge). Eine aktive Sektion umfaßt 8 Hydrophongruppen mit je 8 Einzelhydrophonen und 2 Hz Eigenfrequenz. Der Abstand zwischen den Mittelpunkten der Hydrophongruppen beträgt 6,25 m. Mit Lead-In Kabel (100 m) und 3 passiven, 50 m langen Stretch-Sektionen kann ein maximaler Offset von 850 m erzielt werden.

Der 1992 nur zeitweise verwendete Streamer der Firma SYNTRON besteht aus 24 jeweils 100 m langen aktiven Sektionen. Jede aktive Sektion beinhaltet 4 Hydrophongruppen mit 16 Einzelhydrophonen und 4 Hz Eigenfrequenz. Der Mittenabstand der Hydrophongruppen beträgt 25 m. Dem insgesamt 2400 m langen aktiven Teil waren ca. 20 m Lead-In Kabel und eine passive Stretch-Sektion von 50 m Länge vorgeschaltet.

Sonarbojen der Firma Fairfield-Technologie vom Typ SB89 dienen dazu, sowohl reflektierte als auch refraktierte Signale zu registrieren. Etwa 20 m unter der an der Wasseroberfläche schwimmenden Sonarboje hängt ein Hydrophon, welches Signale zwischen 4,5 und 1000 Hz empfangen kann. Eine im Sonarbojen Körper befindliche Salztablette löst sich im Wasser binnen 8 Stunden auf, was zum Absinken der Sonarboje führt. Die Boje wird nicht wieder eingesammelt, sie geht verloren.

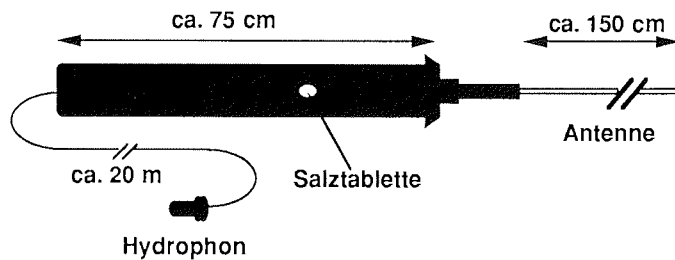


Abb. 2.4: Schema der Sonarboje vom Typ SB89 von Fairfield Technologies. Die Sonarboje ist liegend gezeichnet.

2.1.3 Speicherung seismischer Daten

Die am seismischen Aufnehmer entstehenden analogen Signale werden an der Registrierstation digitalisiert, eventuell vorprozessiert (Frequenz-Filterung, Vorverstärkung) und auf einem Speichermedium gesichert.

Die von den MARK-IV Seismometern aufgenommenen Signale wurden jeweils von PCM-Geräten (**P**uls **C**ode **M**odulation) der Serie 5000 (Lennartz Electronic) registriert und mit NAGRA-Tonbandgeräten gesichert. Die Zeitsynchronisation der auf dem Filchner-Schelfeis und der Antarktischen Halbinsel betriebenen PCM-Stationen erfolgte mit den geräteinternen Uhren. Die PCM-Geräte der Georg-von-Neumayer Station werden mit der dort vorhandenen, per Kurzwelle kalibrierten Stationsuhr gesteuert. Diese Geräte erhalten die Daten über Telemetrie-Stationen.

Die verwendeten RefTek-Stationen vom Typ 72A speichern die digitalisierten Daten auf einer magnetische Festplatte (440 Mbyte), von wo sie über eine SCSI-Schnittstelle mit Workstations der Firma SUN gelesen und auf EXABYTE (Video 8) Kassetten weggeschrieben werden. Die Zeitsynchronisation erfolgte über das OMEGA-Zeitzeichen.

Die Registrierung der von den Streamer-Hydrophonen empfangenen Signale erfolgte mit einer ES-2420 Apparatur (EG&G Geometrics). Gespeichert werden die Daten im SEG-D Format (Cavers et al. 1980) auf 9-Spur Magnetbändern (6250 bpi).

Die Sonarbojen senden die aufgenommenen Signale zu dem 2-Kanal Empfängersystem STR70 (Fairfield Technologies), von welchem die Signale der seismischen Registriereinheit zugeführt werden. Die digitalisierten Signale werden auf Hilfskanälen der SEG-D Feldbänder gespeichert.

2.2 Datenaufbereitung

Unter dem Begriff Datenaufbereitung sind alle diejenigen Verfahren zusammengefaßt, die nötig sind, um die Daten in eine Form zu bringen, aus der die jeweilig gewünschte Information extrahiert werden kann. Zum Thema der Verarbeitung digitaler Zeitreihen (Filtertheorie) siehe Kanasewich (1981). Yilmaz (1987) liefert eine detaillierte Abhandlung speziell über die digitale Verarbeitung seismischer Daten.

2.2.1 Aufbereitung refraktionsseismischer Daten

Die Bearbeitungsschritte lassen sich in zwei Kategorien einteilen. Die erste Kategorie umfaßt diejenigen Verfahren, welche der Geometrie der Meßanordnung Rechnung tragen. In der zweiten Kategorie finden sich die Bearbeitungsschritte, die mit Verfahren der digitalen Zeitreihenanalyse die Datenqualität verbessern sollen.

Die Datenverarbeitung fand in erster Linie auf einem Vektorrechner C201 der Firma CONVEX statt. Verwendet wurde das Programmpaket DISCO (Digicons Interactive Seismic COmputer), in das am Alfred-Wegener-Institut entwickelte Module zum Aufsetzen der Geometrie eingebunden wurden.

Ein Ablaufdiagramm für die Aufbereitung der Daten ist in Abb. 2.5 abgebildet. Die einzelnen Punkte dieses Diagramms werden im einzelnen besprochen.

Konvertieren / Kopieren:

Das Konvertieren / Kopieren der Felddaten in ein DISCO lesbares Format ist der erste Schritt der Datenaufbereitung. Die PCM-Felddaten werden mit einem PDP-11 Computer in das ESSTF-Format (European Seismological Standart Tape Format) konvertiert, welches wiederum von DISCO gelesen und weiterverarbeitet werden kann³.

Schußlisten erzeugen:

Mit den Navigationsdaten und protokollierten Schußzeiten werden die Schußlisten erzeugt, die für jeden Schuß die interpolierten Schußkoordinaten und Wassertiefen enthalten. Die Navigationsdaten des Schiffes werden von dem "Integrierten Navigationssystem mit Datenerfassung und automatischer Schiffssteuerung" (INDAS) erzeugt. Diesem System liegen die Satellitennavigationssysteme TRANSIT und GPS zu Grunde.

Demultiplexen:

Beim Demultiplexen werden die auf den Feldbändern in Form von Zeitsequenzen vorliegenden Daten nach Kanalsequenzen sortiert. In jeden

³Das DISCO Modul hierzu wurde am AWI entwickelt.

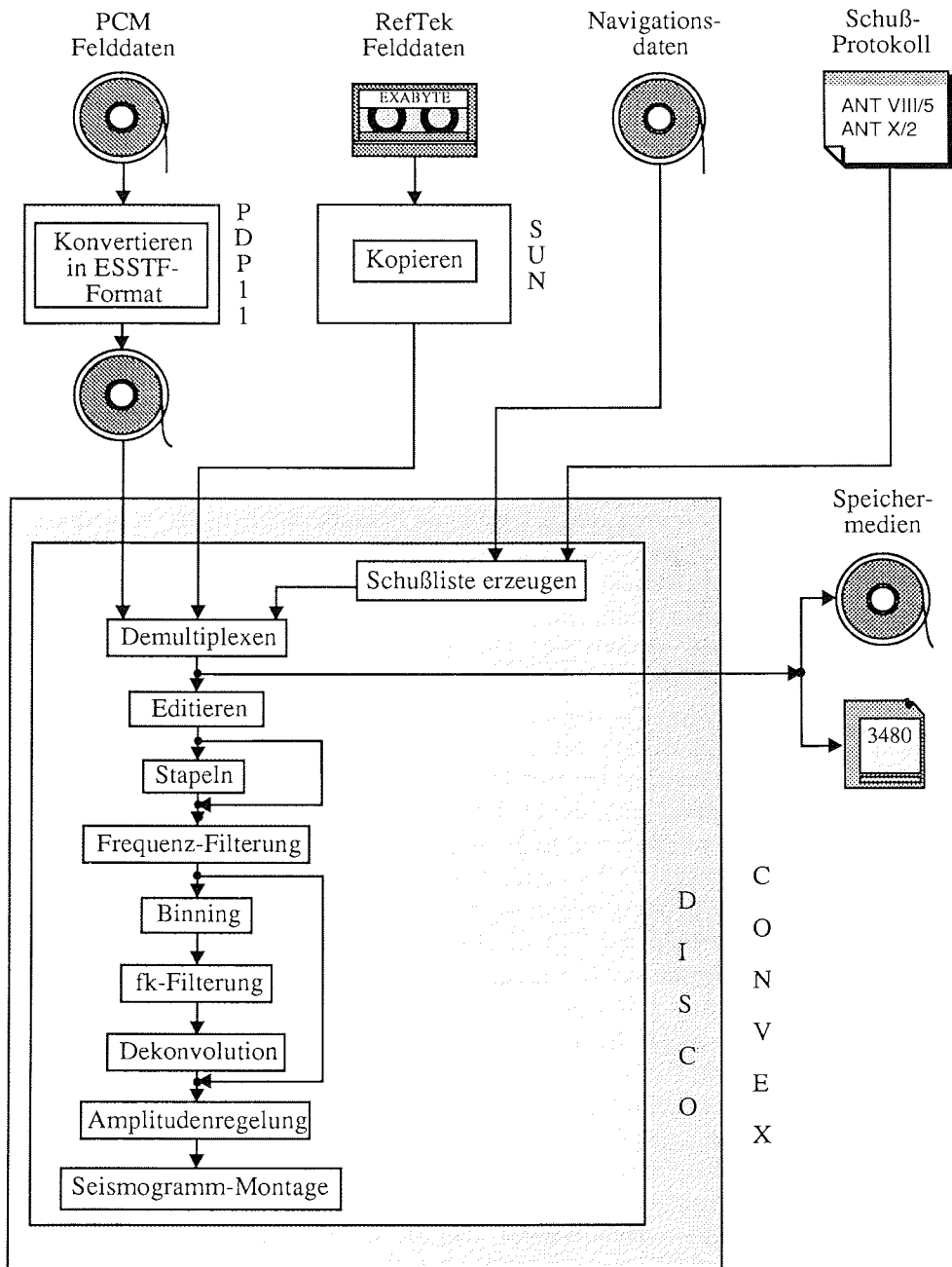


Abb. 2.5: Ablaufdiagramm für die Aufbereitung refraktionsseismischer Daten (Symbole aus Fechner 1994).

Trace-Header werden Geometrie-Informationen geschrieben. Die demultiplexten Daten werden auf 9-Spur Bändern oder 3480 Cartridges gesichert. Zur Verringerung der zu sichernden Datenmengen kann jedes Seismogramm beim Demultiplexen um den Faktor $t_{red}=x/v_{red}$ mit einer v_{red} verkürzt werden, wobei v_{red} für die Reduktionsgeschwindigkeit (8 km/s) steht.

Editieren:

Der Prozeß des Editierens beinhaltet das Entfernen von schlechten Datenkanälen und das Überprüfen der Kanäle hinsichtlich ihrer Polarität. Weiterhin werden Nadelimpulse, welche z.B. von elektrostatischen Entladungen herrühren, aus den Daten entfernt.

Stapeln:

Das Stapeln der drei Z-Komponenten der RefTek-Stationen erhöht das Signal/Rausch-Verhältnis und vermindert die zu bearbeitende Datenmenge.

Frequenz-Filterung:

Bei der Frequenz-Filterung sollen diejenigen Frequenzbereiche der registrierten Daten herausgefiltert werden, die keine signifikante Signalenergie beinhalten. Das von DISCO verwendete Filter ist ein null-phasiges FIR-Filter, d.h. der Filterprozeß ist immer stabil und es werden keine Phasenverschiebung durch den Filterprozess verursacht. Die Filtergrenzen werden anhand von Spektralanalysen festgesetzt.

Abb. 2.6a zeigt einen Ausschnitt eines Seismogramms, welches vor dem Filchner-Schelfeis gemessen wurde (Profil 92010, Station 11, s. Kapitel 3.1.2). Der Abstand von der Quelle zum Geophon-Array beträgt etwa 35 km. Das Geophon-Array befand sich nur etwa 200 m von der Schelfeiskante entfernt. Der Ersteinsatz der refraktierten Welle liegt bei 10,7 s. Wie zu erkennen ist, liegt die Amplitude der nach 10,7 s folgenden Signale nicht über denen des vorhergehenden Rauschens. Das dazugehörige Amplitudenspektrum (Abb. 2.6b) zeigt hohe Energie unterhalb der Eigenfrequenz der Geophone (4,5 Hz). Dieses Rauschen kann sowohl auf Geräterauschen, oder aber auf hochenergetisches Umgebungs-Rauschen zurückgeführt werden.

Der in Abb. 2.7a abgebildete Seismogramm-Ausschnitt stammt von einer RefTek-Station (Profil 92120, Station 122), die sich etwa 6 km im Inneren des Ekström-Schelfeises befand. Der Schußpunkt-Empfänger Abstand betrug ebenfalls 35 km. Der Ersteinsatz liegt bei 8,7 s. Das Amplitudenspektrum (Abb. 2.7b) weist im unteren Frequenzbereich - bis 3,5 Hz - erheblich weniger Energie auf als das im vorhergehenden Beispiel. Wegen des größeren Abstands zur Schelfeiskante kann vermutet werden, daß die Brandung an der Schelfeiskante für das starke niederfrequente Rauschen verantwortlich ist. In beiden Fällen herrschten geringe Windgeschwindigkeiten.

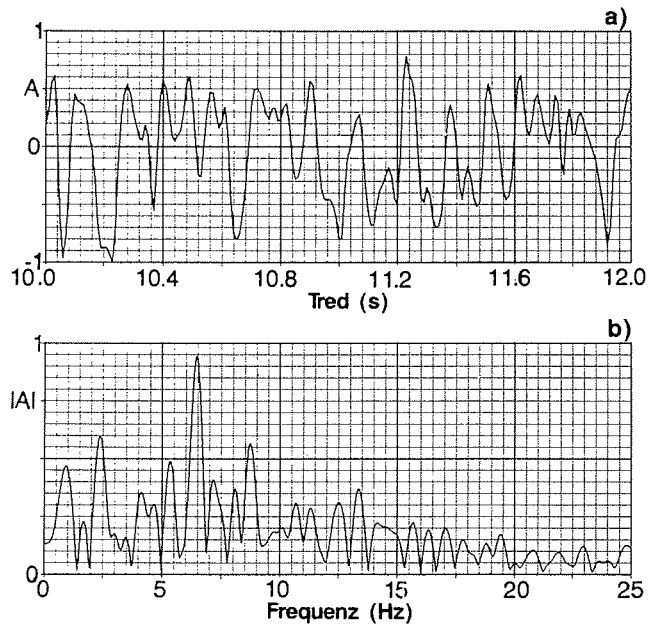


Abb. 2.6: a) zeigt den Seismogramm-Ausschnitt von Profil 92010, Station 11, von 10,0 - 12,0 s. Der Ersteinsatz liegt bei 10,7 s. b) zeigt das dazugehörige Amplitudenspektrum.

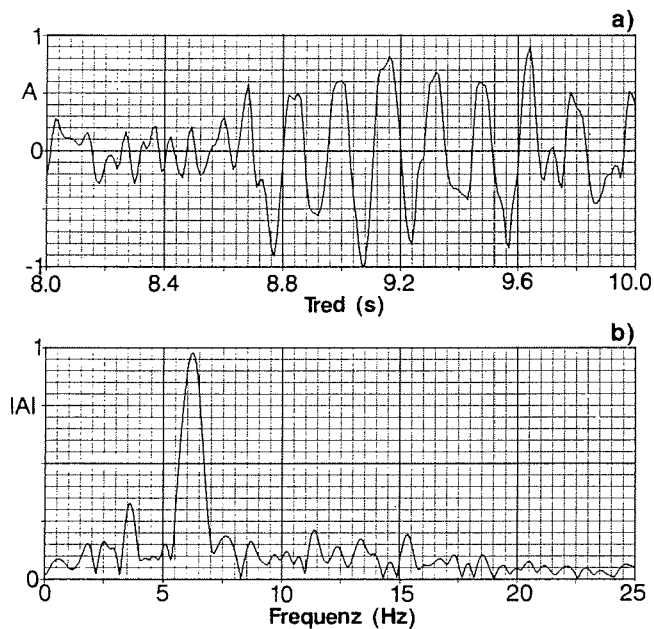


Abb. 2.7: a) zeigt den Seismogramm-Ausschnitt von Profil 92120, Station 122, von 8,0-10,0 s. Der Ersteinsatz liegt bei 8,7 s. b) zeigt das dazugehörige Amplitudenspektrum.

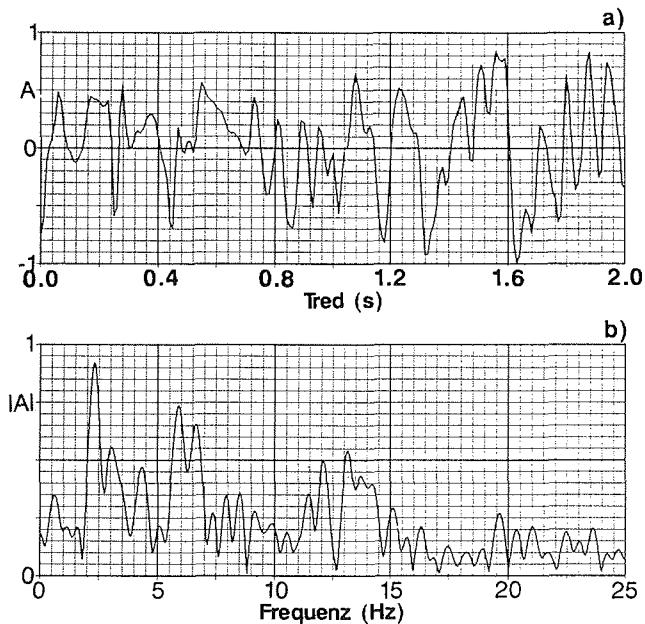


Abb. 2.8: a) zeigt den Seismogramm-Ausschnitt von Profil 92010, Station 11, von 0,0 - 2,0 s. b) zeigt das dazugehörige Amplitudenspektrum.

In den zwei Beispielen liegt das absolute Maximum zwischen 6,0 und 6,5 Hz, was der postulierten Bubble-Frequenz entspricht. Zwischen 2 und 14 Hz liegen jeweils etwa 80% der gesamten Energie.

In Abb. 2.8a ist der Bereich von 0 s bis 2 s des gleichen Seismogramms wie in Abb. 2.6a. Da dieser Zeitbereich vor dem eigentlichen Schuß liegt, ist das Amplitudenspektrum (Abb. 2.8b) repräsentativ für den Rauschpegel. Das Amplitudenspektrum weist eine ähnliche Einhüllende wie die vorhergehenden Beispiele auf. Das Spektrum ist also von dem "Nachhall", bestehend aus Multiplen und S-Wellen Einsätzen des 30 s zuvor ausgelösten seismischen Signales, geprägt. Es ist zu erwarten, daß eine Vergrößerung des Schußintervalls den "Nachhall" der vorhergehenden Schüsse vermindert und so das Verhältnis von Signal- zu Rauschenergie verbessert. Selbst eine Verdoppelung des Schußintervalls (160 m Schußabstand) zeigt keine signifikante Verschlechterung der Phasenkorrelation.

Als Eckfrequenzen für die Filterung hat sich als Durchlaß-Bereich das Intervall von 4 bis 10 oder 12 Hz bewährt. Der Übergang vom Durchlaßbereich (-3 db Dämpfung an den Anfangs- und Endpunkten des Durchlaßbereiches) zum vollständig unterdrückten Frequenzbereich wird mit einer Kosinus-Flanke von 2 bis 5 Hz Länge vollzogen.

Binning:

Unter Binning wird das vertikale Stapeln von Seismogrammen innerhalb bestimmter Offset-Intervalle verstanden. Hierzu wird das Profil in Abschnitte gleicher Länge (Bins) aufgeteilt. Alle Seismogramme innerhalb eines Bins werden gestapelt und im Mittelpunkt des Bins geplottet. Die Binweite soll dabei nur so groß sein, daß beim Stapelprozeß keine destruktiven Interferenzen auftreten. Diese treten auf, wenn sich einzelne Signalphasen innerhalb eines Bins um mehr als die Hälfte ihrer Wellenlänge verschieben. Einfache geometrische Überlegungen (Hepper 1991) führen zu der Beziehung für die maximale Binweite B_{\max} :

$$B_{\max} = \frac{1/2f}{\left| \frac{1}{v} - \frac{1}{v_{\text{red}}} \right|},$$

mit f: Hauptsignalfrequenz
v: Scheingeschwindigkeit der Signalphase
 v_{red} : Reduktionsgeschwindigkeit.

Ein wichtiges Ziel des Binnings ist die Erzeugung von äquidistanten Seismogramm-Abständen, was zwingende Voraussetzung für die f_k -Filterung ist (s.u.). Des weiteren kann das Signal/Rausch-Verhältnis erhöht oder die Datenmenge - z.B. für Abbildungen - verringert werden.

Wegen der Meereisbedingungen konnten die seismischen Signale oft nicht entlang eines geraden Profils angeregt werden. Beim Plotten der Seismogramm-Montagen findet eine Projektion der Schußpunkte auf eine Gerade statt, da der Azimut zwischen Schußpunkt- und Aufnehmer-Position nicht berücksichtigt wird. Fährt das Schiff z.B. senkrecht zur eigentlichen Profilrichtung, ändert sich der Abstand zwischen Aufnehmer und seismischer Quelle von Schuß zu Schuß kaum. In der Seismogramm-Montage werden dann mehrere Seismogramme so dicht beieinander geplottet, daß keine Identifizierung der Signalphasen erfolgen kann. Werden einzelne Seismogramme beim Plotten weggelassen, so geht Information verloren. Durch das Binning werden diese Seismogramme zusammengefaßt, so daß eine Auswertung der Daten erfolgen kann.

In Abb. 2.9. a) ist die Seismogramm-Montage (Profil 92011, Station 11) ohne Binning dargestellt (Schußpunkt Abstand knapp 80 m, zur Abbildungsform s. u.). Die Schwärzung der Seismogramm-Montage zwischen 85 und 95 km ist auf die Kursänderungen des Schiffes bei der Station 12 (s. Karte S. XX) zurückzuführen. In der gleichen Sektion sind nach dem Binning (Abb. 2.9b) deutlich die Signalphasen im entsprechenden Bereich zu verfolgen.

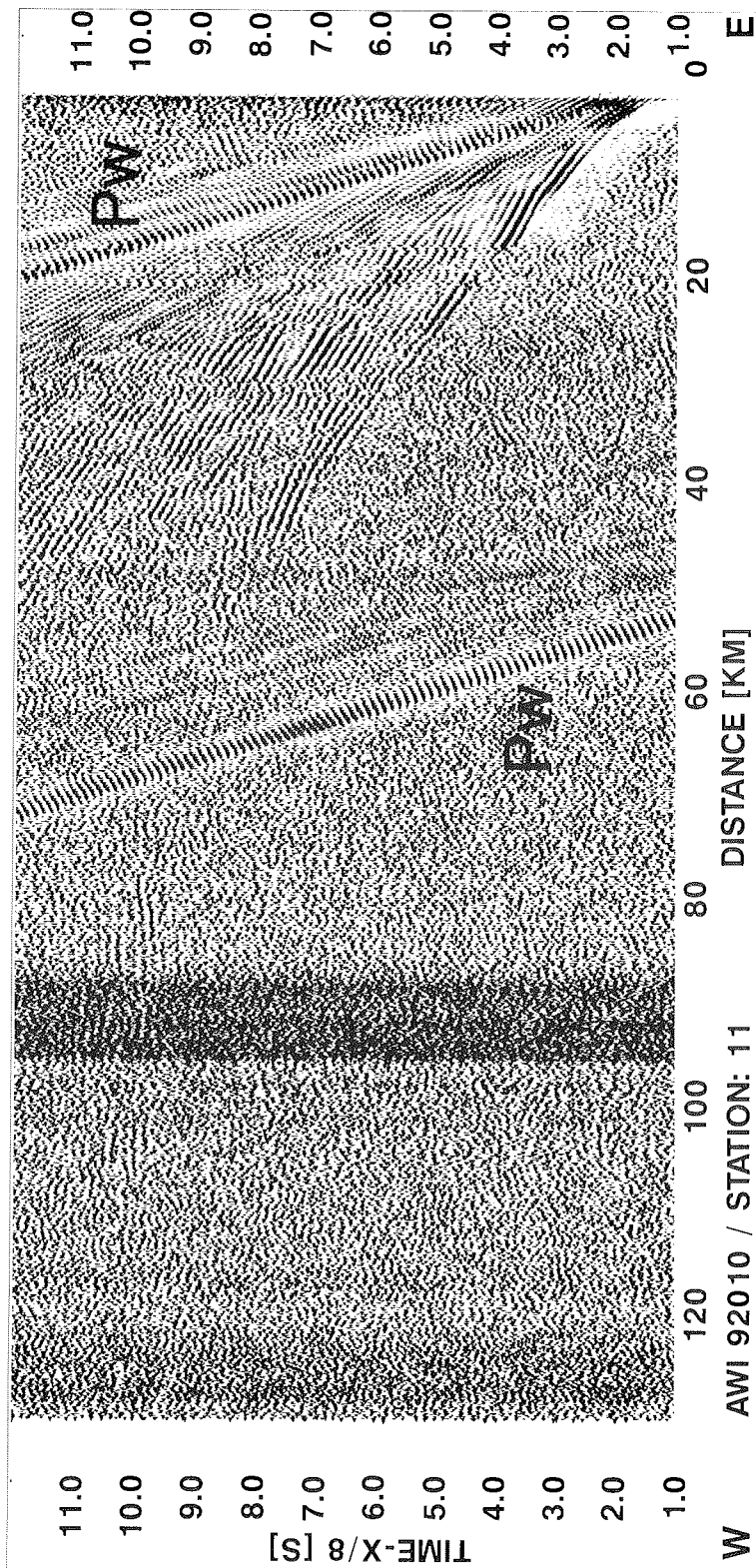


Abb. 2.9a: Darstellung der Seismogramm-Montage Profil 92010, Station 11 nach Frequenzfilterung und Amplitudenausgleich.

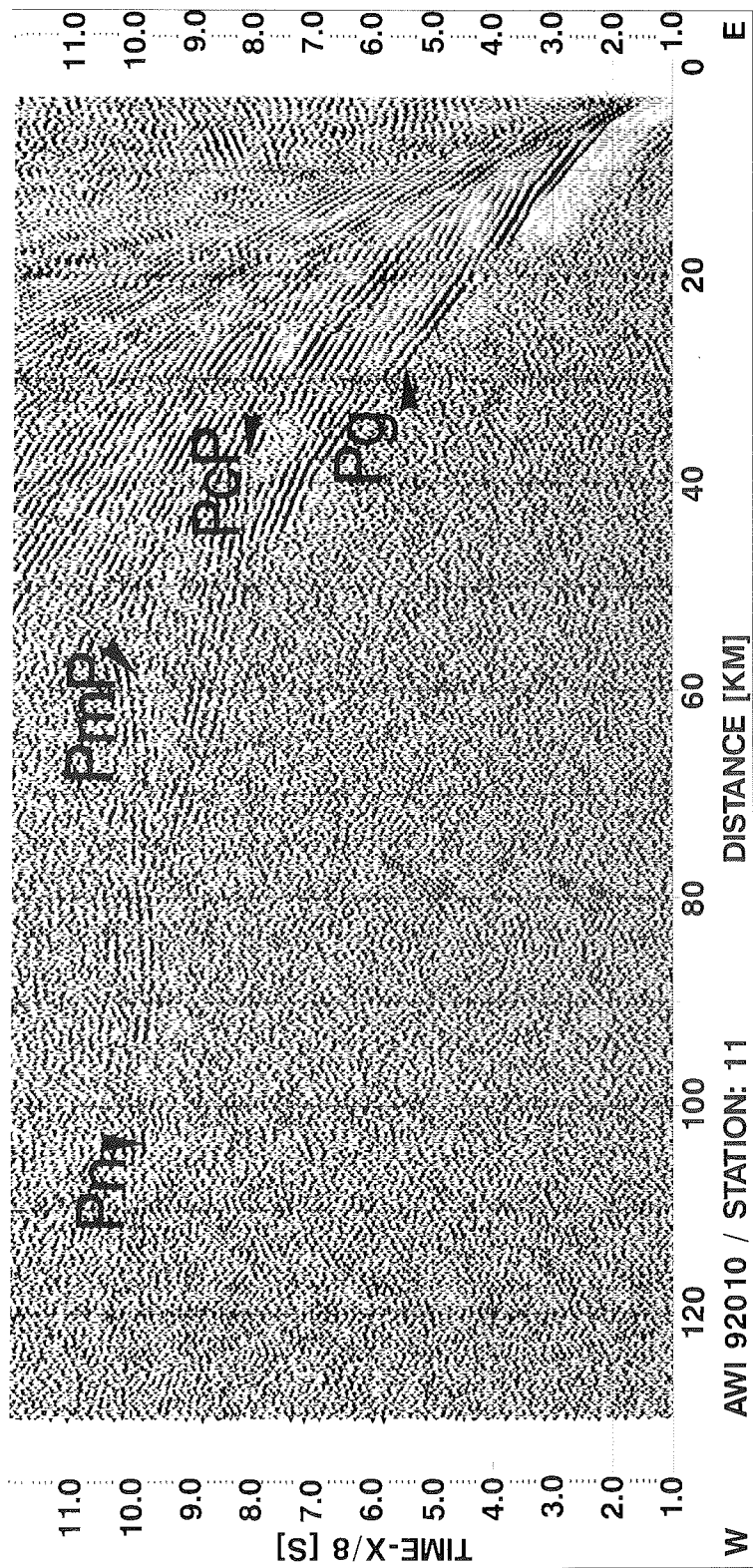


Abb. 2.9b: Darstellung der Seismogramm-Montage Profil 92010, Station 11 nach Binning und f_k -Filterung.

Frequenz-Wellenzahl- (fk-) Filterung:

Die fk-Filterung ist ein 2-dimensionaler Filterprozeß zur Unterdrückung oder Verstärkung von (Schein-) Geschwindigkeiten in Seismogramm-Montagen. Anwendung findet dieses Filterverfahren im folgenden zur Unterdrückung der direkten Wasser-Welle.

Bei der fk-Filterung wird durch Fourier-Transformation der Zeitbereich in den Frequenz-Bereich f und der Entfernungsbereich in den Wellenzahl-Bereich k transformiert. Wegen der Beziehung $v=f\lambda$, wobei v die Geschwindigkeit, f die Frequenz und λ die Wellenlänge ist, entspricht eine konstante Geschwindigkeit einer Geraden im fk-Raum.

Abb. 2.10a zeigt die fk-Analyse der Seismogramm-Montage aus Abb. 2.9a, und zwar aus dem Bereich zwischen 60 und 70 km. In den Daten maskiert dort die Wasser-Welle die Signalphasen ab 8,5 s. Vor der fk-Analyse ist ein Binning mit einer Binweite von 80 m durchgeführt worden, um die Äquidistanz der Seismogramme für die Fourier-Transformation herzustellen. Demnach beträgt die Nyquist-Wellenzahl $K_{Ny}=1/160m$. In der fk-Analyse entspricht eine dunkle Färbung hoher Signalenergie, eine helle Färbung geringerer Energie. Die fk-Funktion der Wasser-Welle (P_w) ist deutlich als lineare Struktur im Diagramm zu erkennen.

Nach der fk-Filterung - der Geschwindigkeitsbereich zwischen 1300 und 1600 m/s wurde unterdrückt - sind weitere Signalphasen (P_{mP} -Phase) in Abb. 2.9b im zuvor von der Wasser-Welle überdeckten Bereich zu erkennen. In der fk-Analyse (Abb. 2.10b) ist die der Wasser-Welle entsprechende fk-Funktion unterdrückt.

Bei einer Signalenergie von 10 Hz ist die Wellenzahl der Wasser-Welle ($v=1420$ m/s) $k=1/142$ m, also größer als die Nyquist-Wellenzahl. Der daraus resultierende Aliasing-Effekt macht sich im oben diskutierten Beispiel nicht bemerkbar. Aus der Diskussion der Spektren weiter oben ergibt sich wegen des "Nachhalls" des jeweils vorhergehenden Schusses die Forderung nach größeren Schußpunkt-abständen. Wegen der daraus resultierenden, kleineren Nyquist-Wellenzahl kann dies zu Aliasing-Problemen bei der fk-Filterung der Wasser-Welle führen.

Dekonvolution:

Die Unterdrückung von Multiplen sowie die Signalkompression zur Erzielung einer höheren vertikalen Auflösung ist das Ziel der Dekonvolution. Dabei wurde ein Vorhersage-Fehler Filter verwendet, dessen Vorhersagelänge dem zweiten Nulldurchgang der Autokorrelationsfunktion jedes Seismogramms entspricht. Wegen des meist sehr niedrigen Signal/Rausch-Verhältnisses (s. Abb. 2.6) führte die Dekonvolution häufig zu einer zu starken Signalabschwächung, weshalb dieses Filterverfahren nur in einzelnen Fällen angewendet wurde. Ein Beispiel hierzu wird weiter unten besprochen.

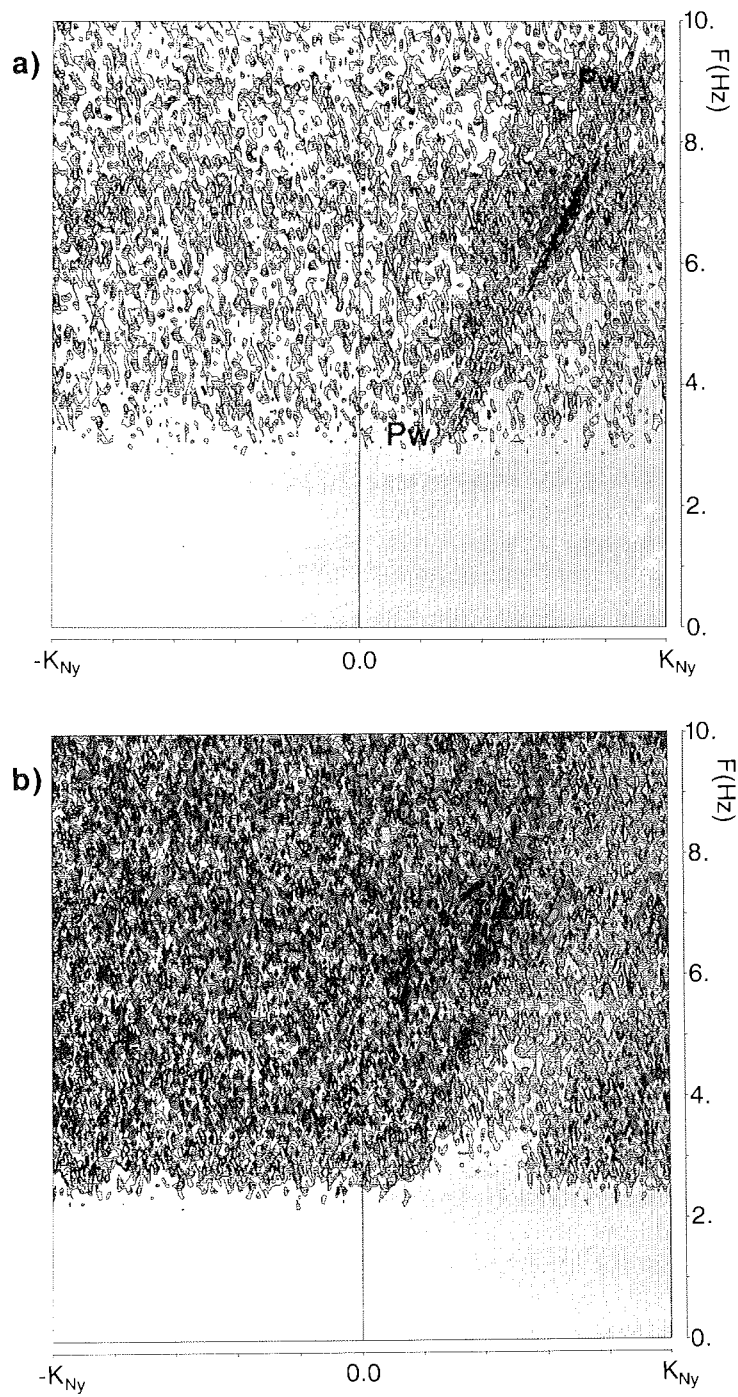


Abb. 2.10: a) fk -Spektrum der Seismogramm-Montage aus Abb. 2.9a (60-70 km). b) fk -Spektrum nach fk -Filterung.

Amplitudenausgleich:

Die Energieverluste durch Transmissionsverluste, sphärische Divergenz und Absorption werden durch einen Amplitudenausgleich (AGC⁴) ausgeglichen⁵. Weiterhin werden zeitunabhängige Differenzen in der mittleren Energie verschiedener Seismogramme aufgehoben. Hierbei werden zuerst die Beträge der Signal-Amplituden aller sich innerhalb eines Fensters befindlichen Stützstellen (Samples) aufsummiert. Das Sample in der Mitte des Fensters wird dann mit der Amplitudensumme, welche mit der Anzahl der Samples innerhalb des Fensters gewichtet wird, skaliert. Anschließend wird das Fenster um ein Sample verschoben und das Verfahren wiederholt sich. Als Fensterlänge haben sich Werte zwischen 1000 und 2000 ms bewährt.

Ein Beispiel für einige der Bearbeitungsschritte ist in Abb. 2.11 dargestellt. Die Abbildung beinhaltet eine Seismogramm-Montage nach den einzelnen Bearbeitungsschritten.

Abb. 2.11a zeigt die Seismogramm-Montage unbearbeitet nach dem Demultiplexen. Die Seismogramm-Montage beinhaltet refraktierte Signale (Pg, Ersteinsatz) und die langsamere Wasser-Welle (Pw) mit starker Amplitude.

Der Einfluß einer Amplitudenausgleich mit 1000 ms Fensterlänge wird in Abb. 2.11b deutlich sichtbar. Die Amplituden der verschiedenen Signalphasen sind ausgeglichen, es zeigt sich eine Folge von Reflexionen (PcP-Phasen) später als die Wasser-Welle.

Nach einer Frequenz-Filterung (4 - 12 Hz) treten die PcP-Phasen in Abb. 2.11c wegen des größeren Signal/Rausch-Verhältnisses deutlicher hervor.

Die Dekonvolution mit aus den Ersteinsätzen extrahierten Wavelets führt zu einer deutlichen Kompression des Ersteinsatzes und damit zu einer deutlicheren Abgrenzung zu den nachfolgenden Signalen (Abb. 2.11d).

Die Unterdrückung der Wasser-Welle durch eine fk-Filterung zeigt Abb. 2.11e.

2.2.2 Aufbereitung reflexionsseismischer Daten

Wie bei der Bearbeitung refraktionsseismischer Daten besteht die Aufbereitung reflexionsseismischer Daten aus Bearbeitungsschritten zur Aufsetzung der Geometrie und aus Verfahren der diskreten Zeitreihenbearbeitung. Die Verfahren sind in der Literatur vielfach beschrieben (z.B. Yilmaz 1987, Sheriff und Geldart 1985), weshalb hier nur ein prinzipieller Überblick über die angewendeten Verfahren gegeben wird. Ausführungen über die Bearbeitung der vom AWI gemessenen Daten finden sich bei Kaul (1991).

⁴Der Name AGC (Automatic Gain Control) entstammt der analogen Datenverarbeitung.

⁵Die Anwendung einer AGC stellt keinen Versuch zur "True Amplitude Recovery" dar; sie kompensiert nur die Amplitudenabschwächung entlang eines Seismogramms.

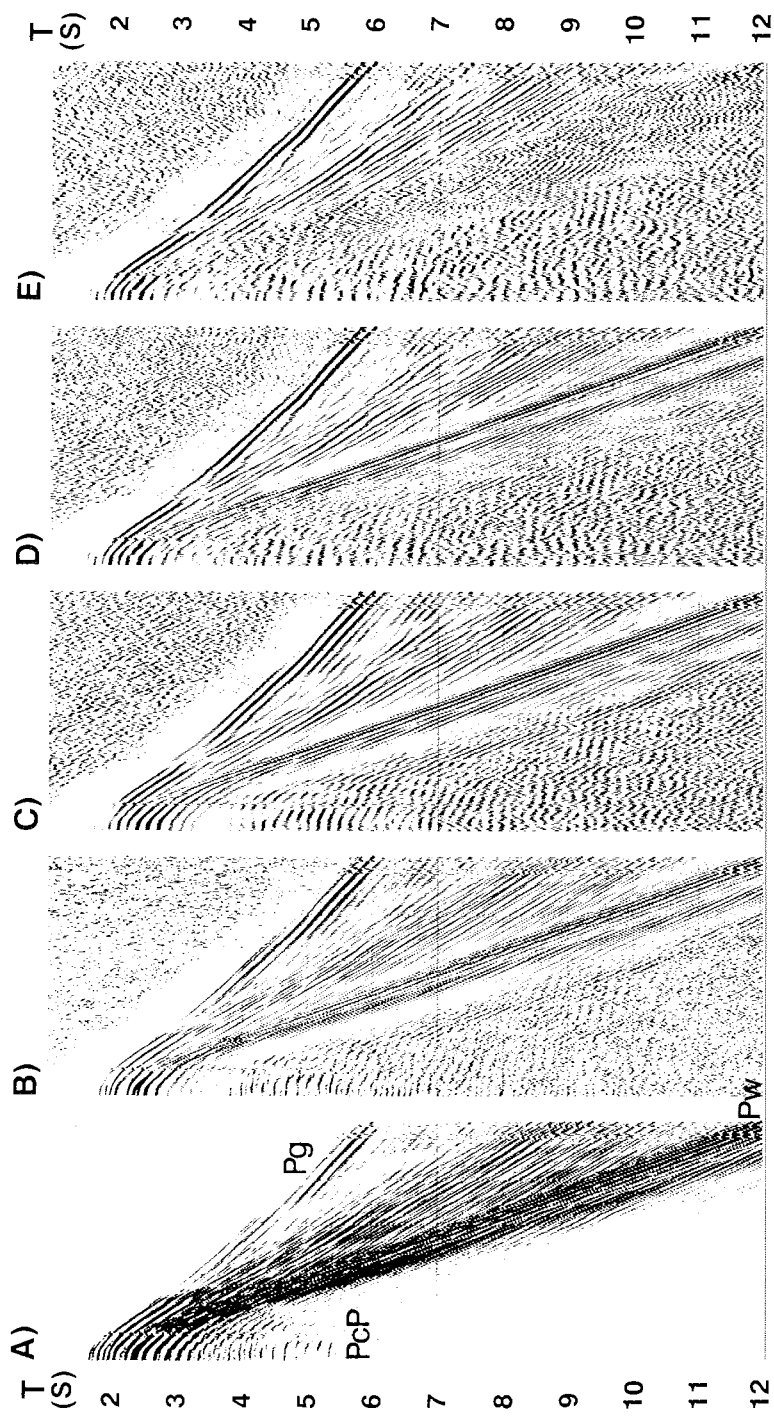


Abb. 2.11: Bearbeitungsbeispiele. a) Abspielung der unbearbeiteten Daten. b) AGC mit 1000 ms Fensterlänge. c) Frequenzfilterung (4 - 12 Hz), AGC (1000 ms). d) Dekonvolution, Frequenzfilterung (4 - 12 Hz), AGC (1000 ms). e) fk-Filterung (entsprechend 1400 - 1600 m/s), Frequenzfilterung (4 - 12 Hz), AGC (1000 ms).

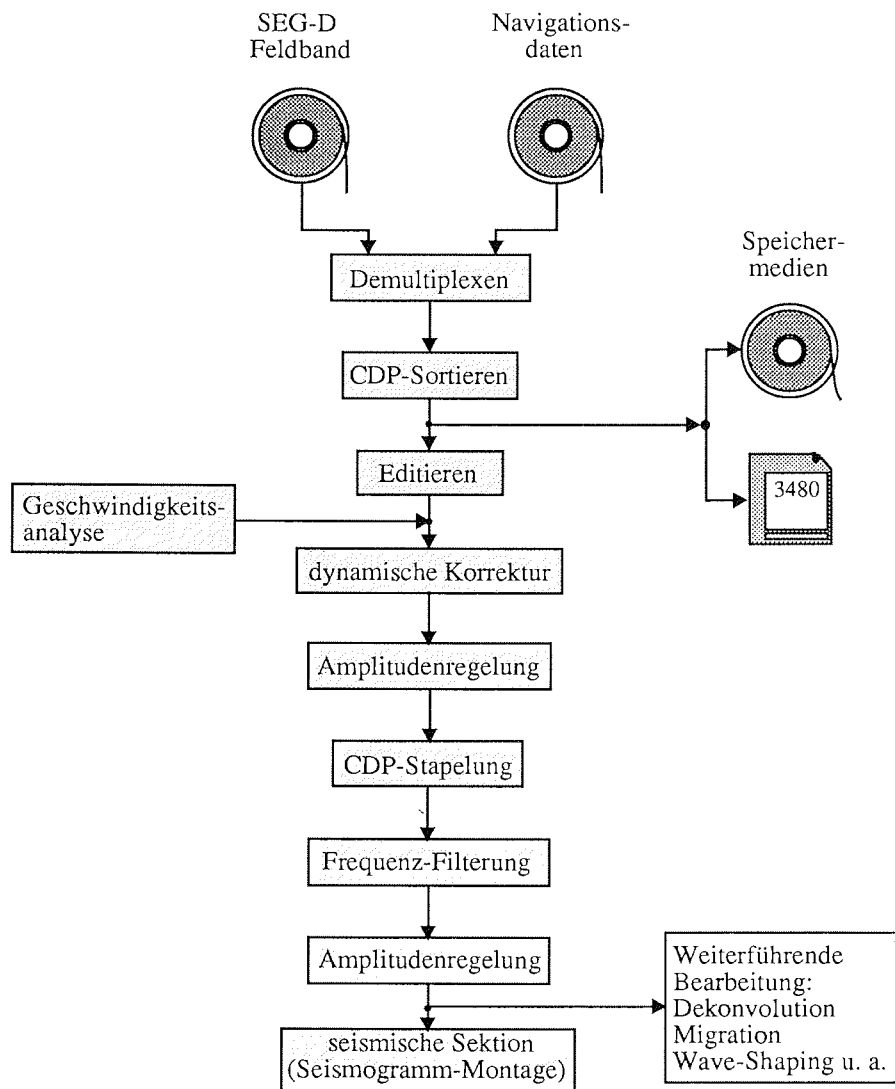


Abb. 2.12: Bearbeitung reflexionsseismischer Daten.

Einen Überblick über die verwendeten Verfahren gibt Abb. 2.12. Eine Besonderheit tritt beim CDP-Sortieren auf. Die Meereisbedingungen führen oft zu nichtlinearen Profilverläufen sowie zu unregelmäßigen Schuß- bzw. CDP-Abständen. Um diese Unregelmäßigkeiten auszugleichen, wird das Profil in äquidistante Intervalle (Bins) unterteilt. Alle Seismogramme, die innerhalb eines Bins liegen, werden einem zuvor definiertem CDP-Modell zugeordnet.

Im Gegensatz zu refraktionsseismischen Registrierungen weisen die reflexionsseismischen Daten ein wesentlich breitbandigeres Spektrum auf. Abb. 2.13 zeigt das Amplitudenspektrum einer Meeresbodenreflexion aus 4 km Tiefe. Die Hauptsignalenergie der mit dem 8x3 l Array angeregten seismischen Signals liegt zwischen 10 und 150 Hz. Als Filtergrenzen erwiesen sich 20 Hz und 120 Hz als günstige Frequenzstützstellen für den oberflächennahen Bereich.

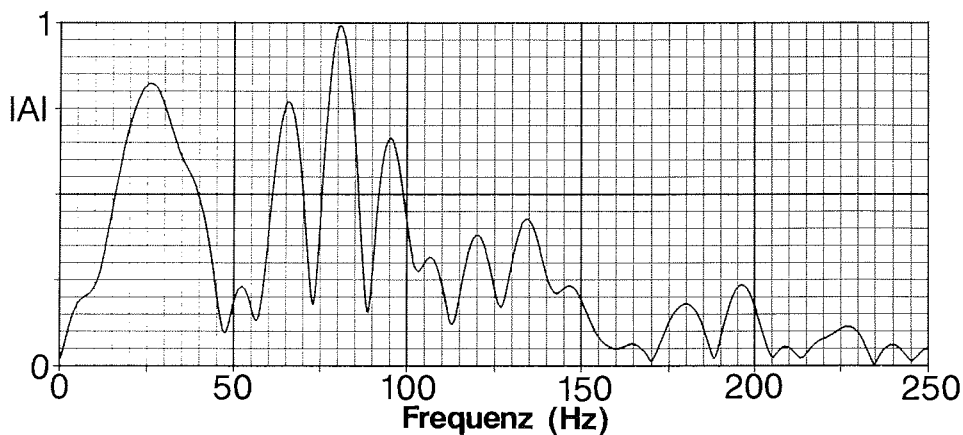


Abb. 2.13: Amplitudenspektrum einer Meeresbodenreflexion aus 4 km Wassertiefe. Das 8 x 3 l Airgun-Array war die seismische Quelle.

2.3 Datenauswertung

Bei der Datenauswertung werden die fertig aufbereiteten Seismogramm-Montagen auf ihren Informationsgehalt hin analysiert.

Ziel der Auswertung von refraktionsseismischen Seismogramm-Montagen ist die Erstellung von ein- oder zwei-dimensionalen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen. Diese Funktionen sind nicht direkt aus den Seismogramm-Montagen abzulesen, sondern sind das Resultat weiterer Auswertungs-Schritte. Die Auswertung der reflexionsseismischen Seismogramm-Montagen erfolgt durch das Kartieren von lateral korrelierbaren Reflexionshorizonten. In Verbindung mit der Geschwindigkeitsinformation erfolgt dann die geowissenschaftliche Interpretation.

2.3.1 Auswertung refraktionsseismischer Seismogramm-Montagen

Die Auswertung refraktionsseismischer Seismogramm-Montagen erfolgt nach dem in Abb. 2.14 dargestellten Ablaufdiagramm.

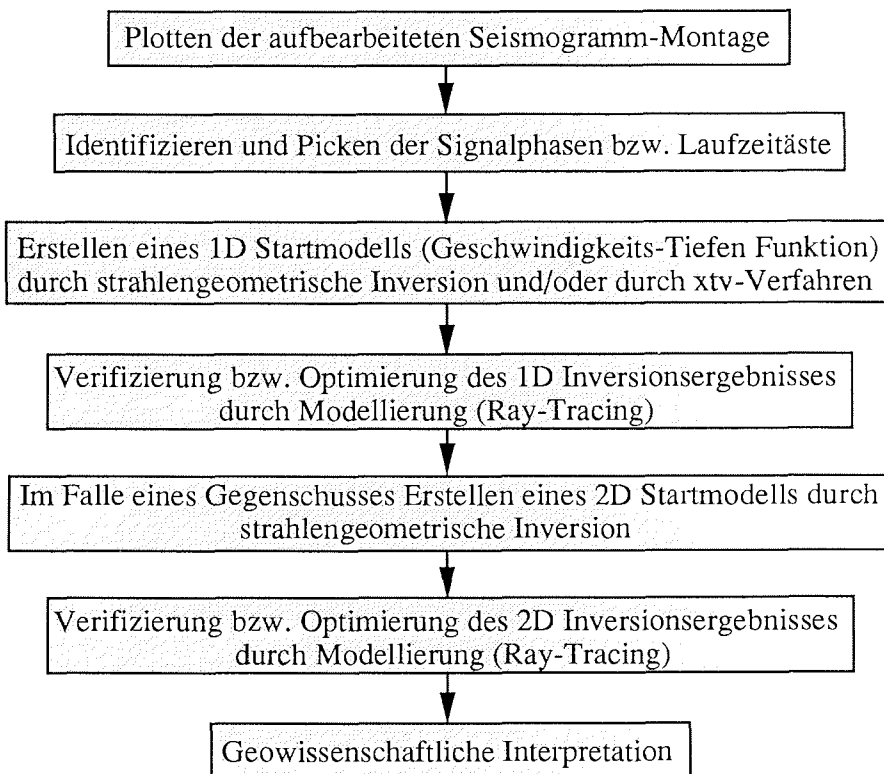


Abb. 2.14: Ablaufdiagramm für die Auswertung refraktionsseismischer Seismogramm-Montagen.

Plotten:

Für das Plotten der fertig aufbereiteten Seismogramm-Montagen wird jeder Zeitwert um den Faktor $t_{\text{red}}=x/v_{\text{red}}$ km reduziert.

Identifizierung von Signalphasen bzw. Laufzeitästen:

In den geplotteten Seismogramm-Montagen werden Signalphasen und Laufzeitäste identifiziert. Folgende Abkürzungen für Signalphasen werden verwendet (Tab. 2.1):

Pw:	Wasser-Welle
Pg / Sg:	in der Kruste refraktierte Welle (Kopf- oder Tauchwelle)
PcP:	intrakrustale Reflexion
Pn:	an der Kruste/Mantelgrenze refraktierte Welle
PmP:	von der Kruste/Mantelgrenze reflektiertes Signal

Tab. 2.1: Bezeichnung der Signalphasen und ihre Bedeutung.

Der Buchstabe P symbolisiert P-Wellen, der Buchstabe S kennzeichnet S-Wellen. Mit "Laufzeitast" werden die zu einer Schicht gehörenden Signalphasen bezeichnet. Die Abgrenzung der einzelnen Laufzeitäste erfolgt über deren unterschiedliche Scheingeschwindigkeiten. Dieser Vorgehensweise liegt die Modellvorstellung zu Grunde, daß der Untergrund durch geologische Schichten mit ebenen Schichtgrenzen parametrisiert werden kann. Jede Schicht wird durch die seismischen Geschwindigkeiten von P- und S-Wellen (v_p , v_s) charakterisiert, die sich von den angrenzenden Schichten unterscheiden.

Der Begriff Kruste/Mantelgrenze ist hier aus der "seismischen Sicht" zu verstehen. Gemeint ist der Anstieg der v_p mit der Tiefe von $\leq 7,6$ km/s auf $\geq 8,0$ km/s (Mohorovicic Diskontinuität)⁶, wie er bei den Auswertungen in dieser Arbeit beobachtet wurde.

Die Unterscheidung, ob eine Variation der Scheingeschwindigkeit auf eine neue geologische Schicht oder auf eine Änderung der Schichtneigung verursacht wird, kann nicht immer getroffen werden. Wenn die entsprechende Schichtgrenze von einem Gegenschuß überdeckt wird, kann diese Frage beantwortet werden. Wegen des großen Abstandes zwischen den Aufnehmern können laterale Variationen in der Erdkruste, vor allem im oberflächennahen Bereich, kaum oder nicht kontrolliert werden. Bei geneigten Schichtgrenzen können z.B. Änderungen des Schiffskurses, der sich nach den Meereisbedingungen richtet, Änderungen der Scheingeschwindigkeiten bewirken. Es hat sich als hilfreich erwiesen, mit der Seismogramm-Montage den Schiffskurs zwischen den Seismogrammen zu plotten. Als Näherung für den Schiffskurs wurde der Startwinkel α der Orthodrome⁷ gewählt. Mit den Koordinaten ϕ_1 , ϕ_2 (geographische Breite), λ_1 , λ_2 (geographische Länge) und dem Abstand x zwischen den Schußpunkten berechnet sich dieser nach Bartsch (1975)⁸ mit

⁶Meissner (1986) gibt einen Sprung von $< 7,8$ km/s auf $> 7,8$ km/s als Definition der Kruste/Mantelgrenze an.

⁷Die Orthodrome (Geradlaufende) ist auf der Kugel als Teil eines Großkreises die kürzeste Verbindungslinie zwischen zwei Punkten. Der Kurswinkel entlang der Orthodrome ist nicht konstant sondern variiert zunehmend mit wachsender Entfernung vom Anfangspunkt (Hake 1982).

⁸Diese Gleichung gilt strenggenommen nur auf einer Kugeloberfläche. Der Fehler kann hier wegen $x < 100$ m vernachlässigt werden.

$$x = \arccos \left(\sin(\phi_1) \sin(\phi_2) + \cos(\phi_1) \cos(\phi_2) \cos(\lambda_2 - \lambda_1) \right),$$

und

$$\alpha = \arcsin \left(\frac{\sin(\lambda_2 - \lambda_1) \sin(90^\circ - \phi_2)}{\sin(x)} \right).$$

Die Ablesegenauigkeit der Signaleinsätze ist abhängig von dem Signal/Rausch-Verhältnis, lag jedoch unterhalb von 50 ms. Der folgende wiederholt auftretender Effekt erschwert in einigen Fällen die exakte Bestimmung eines Pg-Laufzeitastes (s. Abb. 2.15). Mit wachsendem Offset verschwindet die erste Halbwellen des Ersteinsatz im gezeigten Beispiel bei etwa 14 km. Vermutlich handelt es sich hierbei um Interferenzerscheinungen in den obersten Sedimentschichten⁹. Dieser Effekt ist nicht auf Variationen des abgestrahlten Signals zurückzuführen. In solchen Fällen wurde die Laufzeit entlang der zweiten, durchgehenden Halbwellen gepickt und anschließend um eine Halbwellen reduziert.

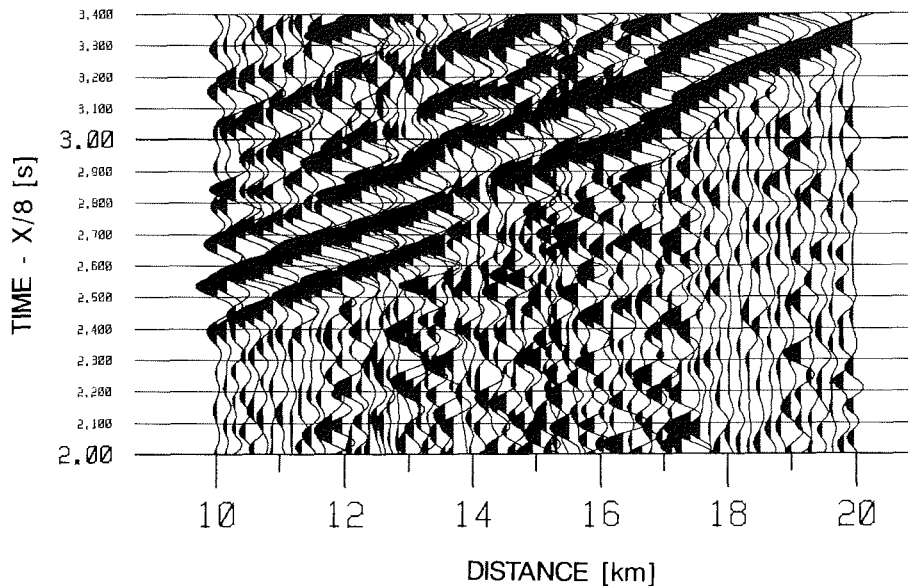


Abb. 2.15: Die erste Halbwellen der Pg-Phase verschwindet bei etwa 14 km.

⁹Das es sich bei dieser Erscheinung nicht um eine Folge des Stapelprozesses der drei RefTekKanäle handelt, ist überprüft.

Inversionsverfahren:

Mit analytischen Inversionsverfahren wird ein Startmodell für die Scheingeschwindigkeits-Tiefen-Funktion bestimmt, welches anschließend durch Modellrechnungen (Vorwärtsrechnung) optimiert bzw. verifiziert wird.

Es fanden zwei verschiedene Inversionsverfahren Anwendung. Das erste ist ein strahlengeometrisches Inversionsverfahren (Mooney 1973), welches die Laufzeitäste der Pg-Phase als Kopfwellen interpretiert. Die Eingabeparameter für die Inversion sind die durch Interzeptzeit und Scheingeschwindigkeit beschriebenen Laufzeitäste. Scheingeschwindigkeit und Interzeptzeit lassen sich durch lineare Regression bestimmen, wenn die einzelnen Laufzeitäste voneinander abgegrenzt sind. Die Geschwindigkeiten müssen von Schicht zu Schicht und von oben nach unten zunehmen. Innerhalb einer Schicht ist die Geschwindigkeit als konstant angenommen. Dieses Verfahren erlaubt die Inversion eines Profils inklusive dem Gegenschuß, also eine 2D-Inversion.

Ein anderes Verfahren ist die xtv-Inversion (Gebrande und Miller 1985). Für jedes Entfernungs (x) - Laufzeit (t) - Scheingeschwindigkeits (v) Trippel der als Tauchwelle interpretierten Pg-Phase wird, beginnend beim ersten Trippel, die Schichtmächtigkeit berechnet. Alle nachfolgenden t-Werte werden um die Laufzeit korrigiert (seismisches "stripping") und es folgt die Laufzeitberechnung für das nächste Trippel. Statt für jedes Trippel, also für die Pg-Phase eines jeden Seismogramms die Inversion durchzuführen - die Scheingeschwindigkeit kann aus den Laufzeitdifferenzen mit dem vorhergehenden oder nachfolgenden Trippel erfolgen - kann die Pg-Phase in Laufzeitäste unterteilt werden. Die Inversion erfolgt dann mit den Schwerpunkten der Laufzeitäste. Das xtv-Verfahren erlaubt Geschwindigkeitsinversionen mit der Tiefe.

Modellrechnungen:

Für die Modellierung wurde ein Ray-Tracing Verfahren verwendet, das auf Algorithmen von Cerveny et al. (1977) zurückzuführen ist. Die programmtechnische Realisierung der Algorithmen (das Programm RAY 86) stammt von Luetgert (1988), welche von Fechner (1994) mit einer interaktiven Benutzeroberfläche versehen wurde. Das erlaubt ein schnelles und effizientes Modellieren nach dem Trial-and-Error Verfahren. Bei dieser Ray-Tracing Methode werden Wellenfronten durch darauf senkrecht stehende Strahlen beschrieben. Das den Berechnungen der Strahlenwege und der Signallaufzeiten zugrundeliegende Prinzip besteht in der Minimierung der Signallaufzeit gemäß des Fermatschen-Prinzips. Aus programmtechnischen Gründen können keine Kopf-Wellen berechnet werden, sie können jedoch unter der Annahme eines geringen vertikalen, positiven Geschwindigkeitsgradienten durch Tauchwellen approximiert werden.

Das Modellieren zeigte, daß die identifizierten Phasen bestmöglich durch homogene Geschwindigkeitsverteilungen modelliert werden konnten. Die Modellierung der einzelnen Schichten mit einem signifikanten Geschwindigkeitsgradienten impliziert geologisch und petrologische Parameter.

Wegen der Unkenntnis der wahren Neigungen der Schichtgrenzen und wegen der zu vermutenden lateralen Variation der oberen Schichten kann die Abweichung der berechneten und modellierten Scheingeschwindigkeiten von den wahren Schichtgeschwindigkeiten nicht quantifiziert werden. Daher beinhaltet die Angabe eines Geschwindigkeitsgradienten zu viele Unabwägbarkeiten und birgt die Gefahr der Überinterpretation.

Erfahrungsgemäß lassen sich in den Ray-Tracing Modellen die Schichtgrenzen um maximal 0,1 km, die Schichtgeschwindigkeiten um maximal 0,1 km/s variieren, ohne daß die Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Laufzeitwerten signifikant verloren geht. Die Tiefen- und Geschwindigkeitswerte im nächsten Kapitel sind daher mit einer Dezimalstelle angegeben. Diese Genauigkeit entspricht nur der Genauigkeit des Modells im Hinblick auf die Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Laufzeitwerten. Aussagen über die Äquivalenz von Modell und geologischer Struktur des Untergrundes sind kaum quantifizierbar.

Die Modellierung von Laufzeitästen soll nicht nur die Anpassung von Scheingeschwindigkeit und Laufzeit leisten, sondern auch die Anpassung von der gemessenen an die berechnete kritische Entfernung. Die kritische Entfernung ist der Offset, bei dem eine überkritisch reflektierte (Weitwinkel-) oder eine refraktierte Welle zum ersten mal die Oberfläche erreicht. Da ab dem kritischen Winkel keine Energie mehr in die untere Schicht transmittiert wird, ist die Amplitude einer reflektierten Welle dort maximal, was in den Seismogramm-Montagen erkennbar ist. Die Anpassung gemessener und berechneter kritischer Entfernung ist aus zwei Gründen problematisch.

Zum einen wird ein Laufzeitast nur durch eine endliche Zahl von Strahlenwegen berechnet. Aus programmtechnischen Gründen fällt der erste, berechnete Strahlenweg von Tauchwellen nicht mit der kritischen Entfernung zusammen, sondern tritt erst später an die Oberfläche. Das zweite Problem resultiert aus der oft unterbestimmten Geschwindigkeitsverteilung in den oberen Schichten, welche den Strahlenweg und damit die kritische Entfernung mitbeeinflussen. Zwar können gemessene und berechnete kritische Entfernung durch Einführung von zusätzlichen Schichten oder eines Geschwindigkeitsgradienten zur Deckung gebracht werden, doch birgt dies oft die Gefahr der Überinterpretation (s. o.).

Liegen seismisches Profil und Registrierstation auf einer Geraden, stimmen auch im Fall von geneigten Schichtgrenzen gemessene und berechnete Signal-Laufzeit von Schuß und Gegenschuß wegen der Umkehrbarkeit des Strahlenweges überein. In diesem Fall ist eine 2D-Inversion (und 2D-Modellrechnung) unproblematisch. Liegen die Registrierstationen seitlich zum Profil versetzt, werden bei Hin- und Rückschuß trotz gleichem Offset unterschiedliche Wege im Untergrund von den Strahlen durchlaufen und eine 2D-Modellierung ist nicht mehr zwingend möglich.

Die Abb. 2.16 soll dies für eine reflektierte Welle verdeutlichen. Die Schüsse erfolgen entlang des seismischen Profils zwischen den Punkten P1 und P2; registriert werden die reflektierten Signale von den Stationen 1 und 2, die nicht in der Flucht des seismischen Profils liegen. Wegen der punktsymmetrischen Anordnung von Profil und Stationen sind die Abstände von P1 zu Station 2 und von P2 zu Station 1 an der Oberfläche gleich. Da der Reflektor im Untergrund geneigt ist, werden die reflektierten Strahlen, die von P1 zu Station 2 und von P2 zu Station 1 laufen, von unterschiedlichen Punkten in unterschiedlicher Tiefe reflektiert. Dies führt zu unterschiedlichen Laufzeiten für Schuß und Gegenschuß.

Der geschilderte Fall ist für die hier ausgewerteten Refraktionsprofile die Regel, da die Fahrtroute des Schiffes mit der seismischen Quelle von den Meeresbedingungen abhängig ist.

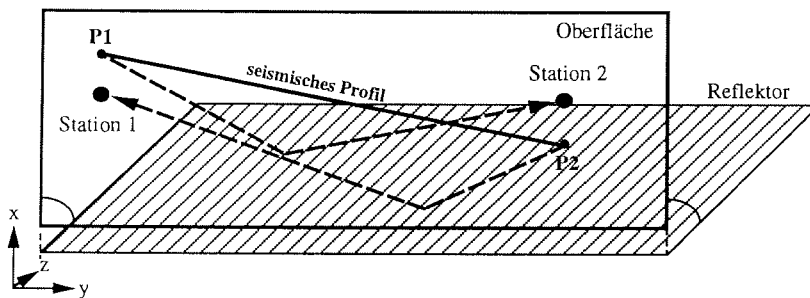


Abb. 2.16: Trotz gleichem Abstand von Schuß und Gegenschuß zu den Stationen sind die Laufzeiten unterschiedlich, da die Stationen nicht in Verlängerung des seismischen Profils liegen. P1/2: Schußpunkte; Station 1/2: Seismogramm-Stationen. Die Strahlenwege sind als gestrichelte Linien mit Pfeil gezeichnet.

Mit dem Ray-Tracing werden sowohl die 1D- und 2D-Modellierungen durchgeführt. Der Begriff 1D-Modell gegenüber 2D-Modellen meint, daß das Untergrundmodell durch eine einzige Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion beschrieben werden kann, Schichtmächtigkeiten und Geschwindigkeiten variieren hierbei lateral nicht.

Abb. 2.17a zeigt das Ray-Tracing der gepickten Signallaufzeiten der Seismogramm-Montage aus Abb. 2.9b. Die Pg, PcP, PmP und Pn-Phasen lassen sich mit der in Abb. 2.16a wiedergegebenen Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion modellieren. Die v_p von 6,5 km/s ist nur in der PcP-Phase, nicht aber in der Pg-Phasen erkennen. Es sind nur durch die Daten belegte Phasen modelliert. Abb. 2.17b zeigt das gleiche Modell, jedoch mit den Pg- und PcP-Phasen aller Schichtgrenzen. Die Abbildung verliert wegen der hohen Anzahl von Laufzeitästen und Signallaufwegen an Übersichtlichkeit, weshalb im folgenden nur solche Laufzeitkurven in den Abbildungen gezeigt werden, die sich in den

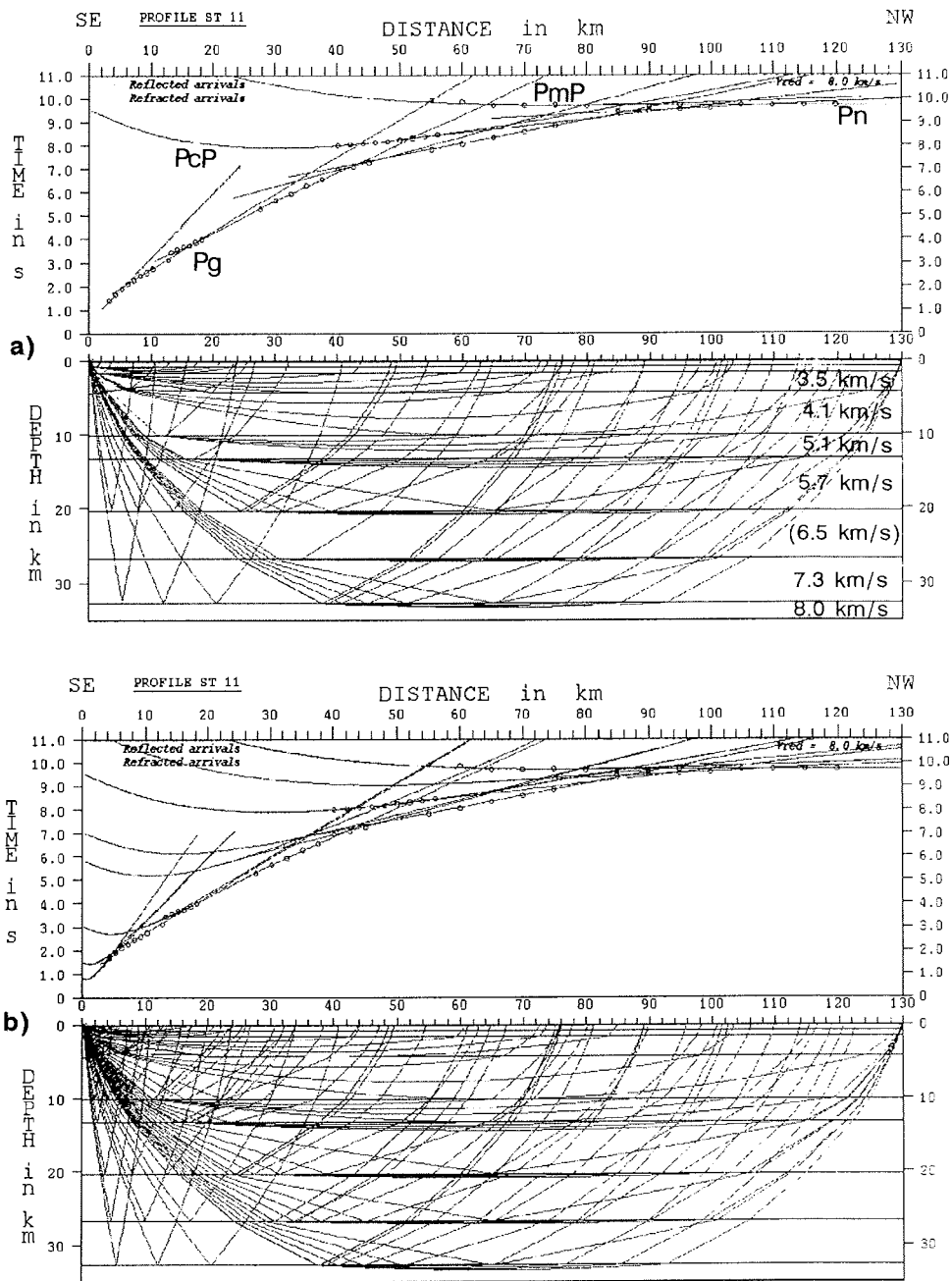


Abb. 2.17: a) Ray-Tracing der Signalphasen aus Abb. 2.9b. Die v_p der obersten beiden Schichten sind 2,2 km/s und 3,5 km/s. b) Ray-Tracing aller refraktierten und reflektierten Phasen des Modells aus Abb. 2.9a.

Daten wiederfinden. Die Berechnung der Laufzeitäste erfolgt jeweils mit der maximal möglichen Anzahl von Strahlenwegen (200), in den Abbildungen werden jedoch nur 5-10 Strahlenwege je Schicht und Phase verwendet, um das Untergrundmodell erkennbar zu lassen.

Die Beschreibung von Untergrundstrukturen mit den oben vorgestellten Modellvorstellungen wird i.A. nur eine grobe Näherung der geologischen Realität bedeuten. Für ungestört lagernde, marine Sedimentschichten treffen die Modellvorstellungen eher zu als für tektonisch überprägte Krustenstrukturen. Weiterhin werden Änderungen der spezifischen Dichte im Untergrund nur erfaßt, wenn sie mit einem Impedanzkontrast einhergehen¹⁰.

2.3.2 Auswertung von Sonarbojen-Daten

Die von Sonarbojen empfangenen Daten werden zusammen mit den reflexionsseismischen Daten auf SEG-D Feldbändern gesichert und anschließend demultiplext. Die Frequenz-Filterung und Amplitudenausgleich findet unter den selben Gesichtspunkten wie bei der Bearbeitung von reflexionsseismischen Daten statt.

Das Aufsetzen der Geometrie hat bei Sonarbojen-Daten einige Besonderheiten (s. Abb. 2.18). Nur wenn die genaue Zeit des Aussetzens der Sonarboje bekannt ist, kann der Anfangspunkt der Aufzeichnung den Schiffs Navigationsdaten entnommen werden. Die Verdriftung der Sonarboje durch Wind, Wellen oder auch durch den Streamer kann über die direkte Welle - der Wasser-Welle - kontrolliert werden. Der Nullpunkt der Seismogramm-Montage muß beim Nullpunkt-Durchgang der direkten Welle liegen. Ist die Laufzeit t' beim Offset x' ungleich x'/v_{Wasser} , liegt eine Verdriftung der Sonarboje vor ($v_{\text{Wasser}} \approx 1500$ m/s). Genügt die Verdriftung einer linearen Beziehung, kann der Korrekturwert für den Offset durch eine Geradengleichung bestimmt werden. Ist die Verdriftung nicht-linear, muß gegebenenfalls für jeden Schuß ein Korrekturwert bestimmt werden.

Bei der Geschwindigkeitsanalyse der reflektierten Signale wird die Sonarbojen Registrierung als CDP-Familie behandelt (Annahme söhlicher Lagerung).

¹⁰An dieser Stelle sei auf das Gleichnis vom Fischer und dem Physiker hingewiesen, welches sinngemäß lautet:

Die Modellvorstellungen des Physikers sind wie das Netz des Fischers, der nur solche Fische fangen kann, die nicht durch die Maschen seines Netzes entweichen (nach Ferber 1990).

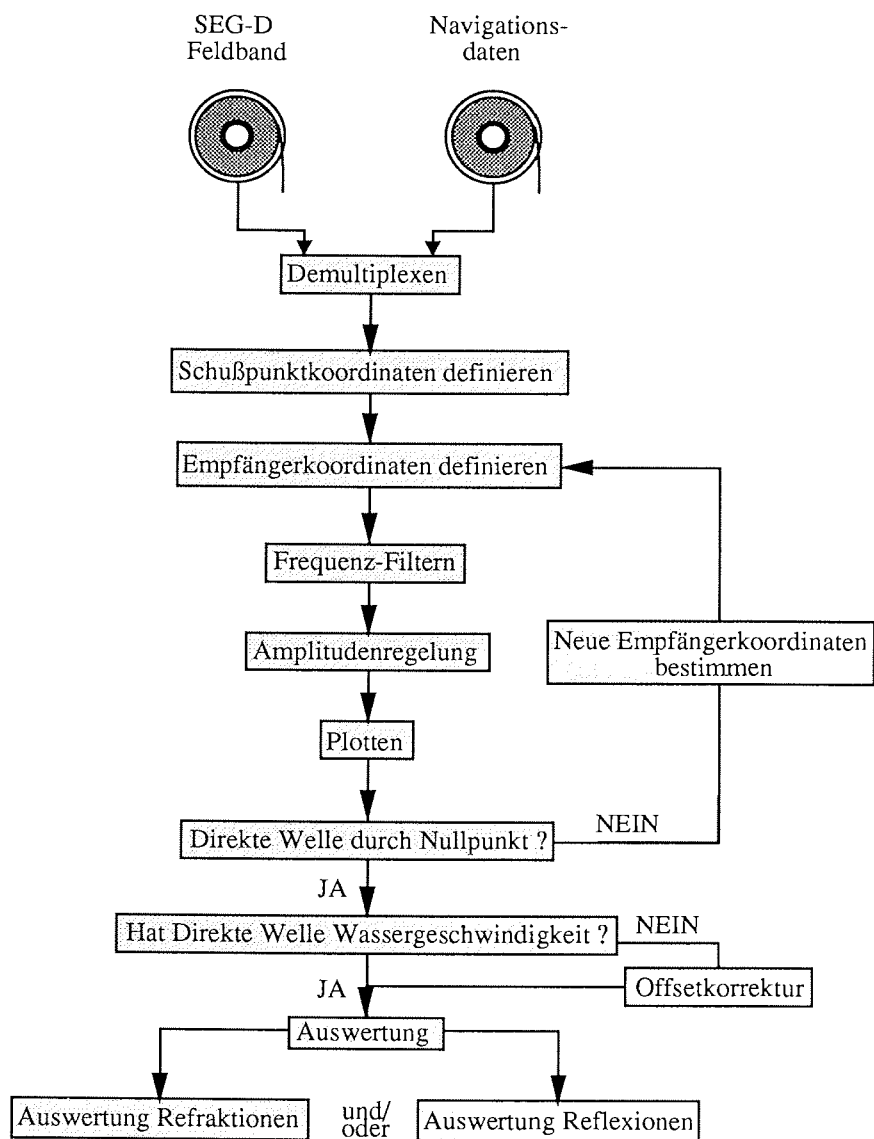


Abb. 2.18: Ablaufdiagramm für die Bearbeitung von Sonarbojen-Registrierungen.

In Abb. 2.19 ist eine Sonarbojen-Registrierung als Seismogramm-Montage dargestellt. Deutlich sind refraktierte (P_g) und reflektierte (P_cP) - vor allem überkritische - Signalphasen zu erkennen.

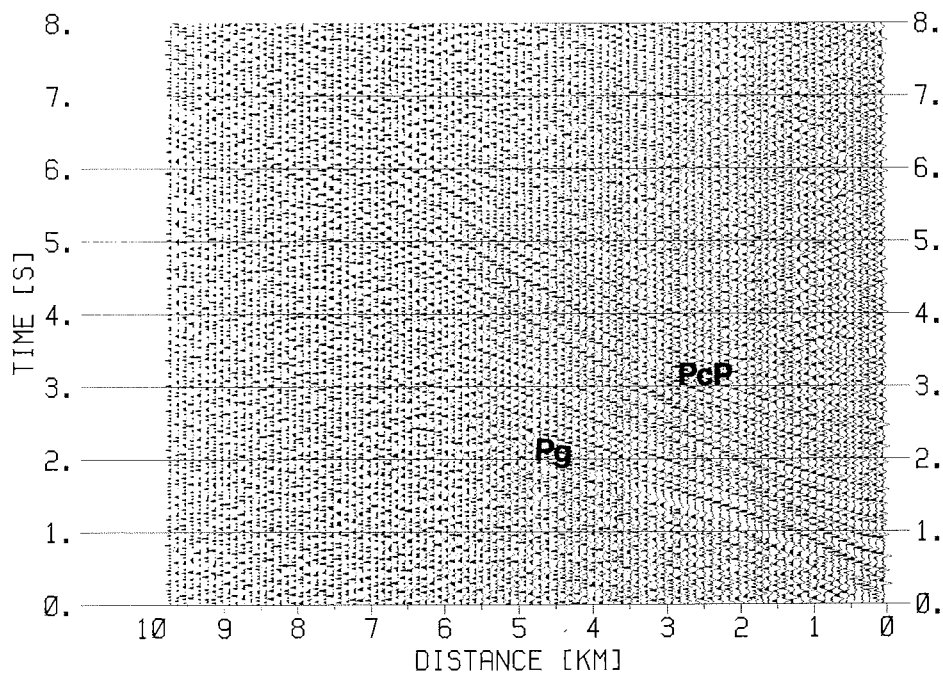


Abb. 2.19: Sonarbojen-Registrierung von SB 9026 (Position s. nächstes Kapitel).

3 AUSWERTUNG DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN PROFILE

In diesem Kapitel sind die refraktionsseismischen Profile, die zugehörigen Seismogramm-Montagen, sowie die modellierten 1D- und 2D-Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen katalogisiert. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse sowie die geowissenschaftliche Interpretation und Diskussion findet sich in den Kapiteln 4 und 5.

Für das Modellieren einzelner Seismogramm-Montagen werden in einigen Fällen Geschwindigkeiten aus anderen Modellen hinzugezogen, z.B. wenn die Geschwindigkeiten der oberen Schichten den Seismogramm-Montagen nicht zu entnehmen sind. In den Tabellen der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen sind solche Geschwindigkeits- oder Tiefenwerte mit einem Stern (*) gekennzeichnet. Die Herkunft dieser Werte wird dann im Text erläutert.

Um Überinterpretationen zu vermeiden, galt für das Ray-Tracing der Grundsatz, das Modell möglichst einfach zu halten, also von der Modellvorstellung söhlicher Schichten so selten wie möglich abzuweichen.

3.1 Die Profile vor dem Ronne-Schelfeis

Die refraktionsseismische Vermessung des südlichen Weddell Meeres vor dem Ronne-Schelfeis wurde in den Jahren 1984 - RV Polarstern Fahrtabschnitt ANT II/4 - und 1992 - Fahrtabschnitt ANT X/2 - durchgeführt. Den Profilplan zeigt Abb. 3.1 (ein herausnehmbarer Profilplan findet sich in Anhang 1). Die dort abgebildete Schelfeiskante entspricht dem Verlauf zu Beginn der 80er Jahre. Die beiden Profile sind von RV Polarstern in der eisfreien Zone (Polynia), die sich direkt vor der Schelfeiskante befindet, abgefahren worden.

Eine Zusammenstellung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen findet sich am Ende des Abschnitts.

3.1.1 Das refraktionsseismische Experiment von 1984 (ANT II/4)

Im Jahre 1984 ist das erste refraktionsseismische Experiment mit der Logistik des Alfred-Wegener-Institutes in der Antarktis durchgeführt worden (Miller et al. 1984). Für die Messungen wurden 49 Schüsse im Abstand von jeweils 1,5 sm mit je 25 kg Seismogelit ausgelöst. Auswertbare Registrierungen stehen von zwei Seismometer-Stationen (PCM) zur Verfügung.

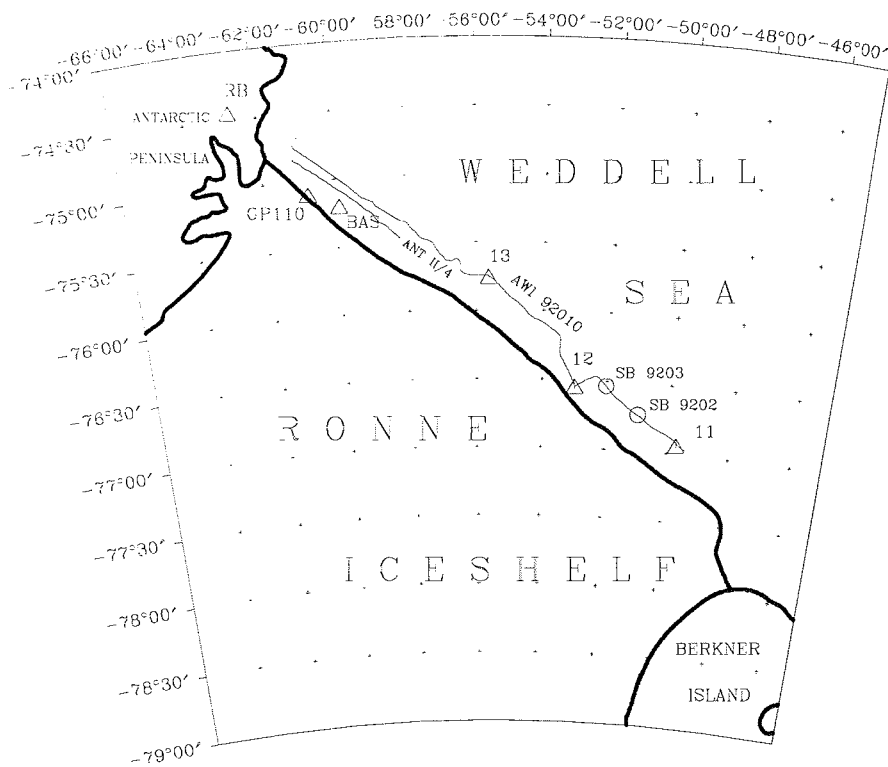


Abb. 3.1: Karte der refraktionsseismischen Profile ANT II/4 und AWI 92010 in der Polynia vor dem Ronne-Schelfeis (durchgezogene Linie). Die Seismometer-Stationen sind mit einem Dreieck gekennzeichnet. Der Verlauf der Schelfeiskante entspricht dem Verlauf in den 70er Jahren. Der heutige Verlauf liegt dicht am Profil AWI 92010.

Die mit RB (von Russen Biwak) gekennzeichnete Station stand auf der Antarktischen Halbinsel in direkter Verlängerung des Profils. Die zweite stand seitlich zum Profil versetzt auf dem Ronne-Schelfeis auf dem geodätischen Gitterpunkt 110, weshalb sie mit GP 110 bezeichnet wird. Die Koordinaten der Stationen waren:

Station:	Länge:	Breite:
RB	62,750° S	74,466° W
GP 110	60,775° S	75,118° W

Tab. 3.1: Positionen der Seismometer-Stationen (PCM) im Jahre 1984

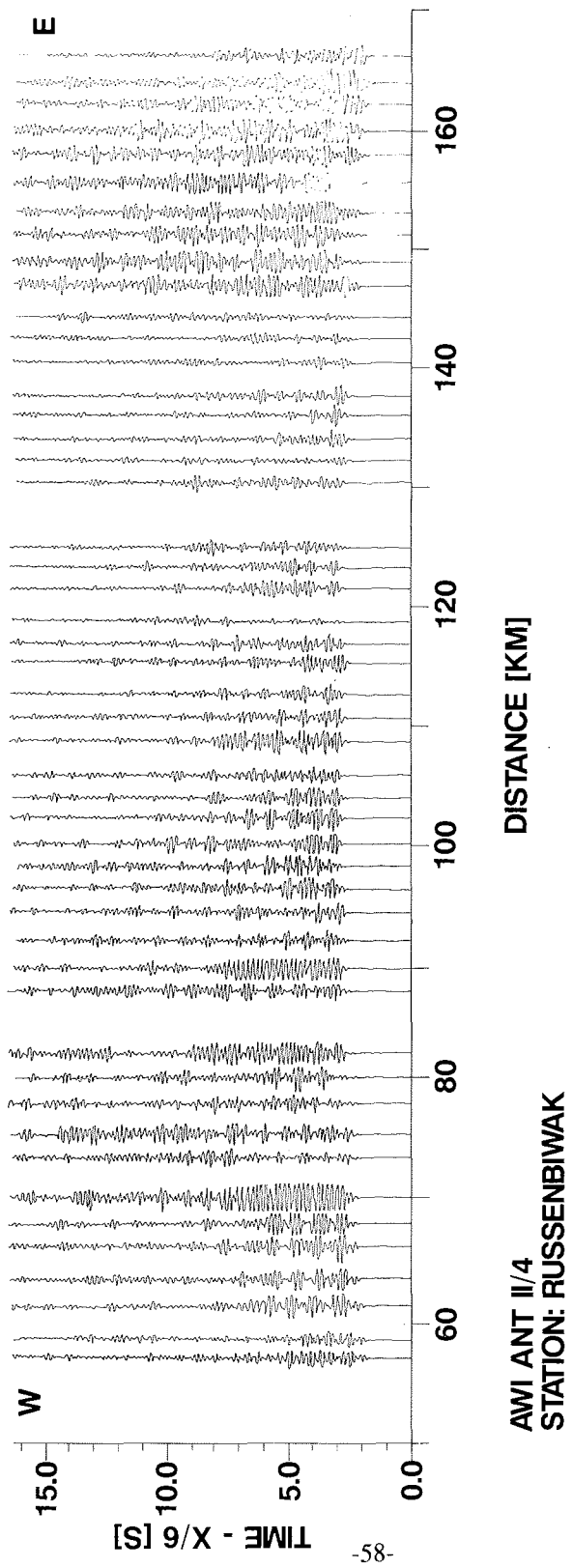


Abb. 3.2: Seismogramm-Montage von Profil ANT II/4, PCM-Station RB.

Die Daten stehen als Papierabspielungen zur Verfügung und wurden für die folgenden Abbildungen manuell reproduziert. Die Reduktionsgeschwindigkeit für die Seismogramm-Montagen beträgt 6 km/s.

Seismogramm-Montage: Profil ANT II/4, PCM-Station: RB (Abb. 3.2)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge (57 bis 167 km). Die Pn-Phase deutet sich in den letzten 4 Seismogrammen an (160-167 km).

Auswertung und Diskussion:

Die ersten vier Einsätze liegen entlang eines Laufzeitastes mit $v_p=4,8$ km/s und Interzeptzeit $T_i=-0,68$ s. Ursache für die negative Interzeptzeit können laterale Geschwindigkeitsänderungen im Untergrund sein (s. auch Abb. 3.6). Für das Ray-Tracing wurde eine P-Wellengeschwindigkeit von 5,1 km/s und $T_i=0,0$ s für die oberste Schicht angenommen, da der diesbezügliche Laufzeitast durch die ersten gepickten Einsätze verläuft. Langsamere P-Wellengeschwindigkeiten in der obersten Schicht führen zu einer Verschiebung der Überholentfernung zum Anfangspunkt des Profils.

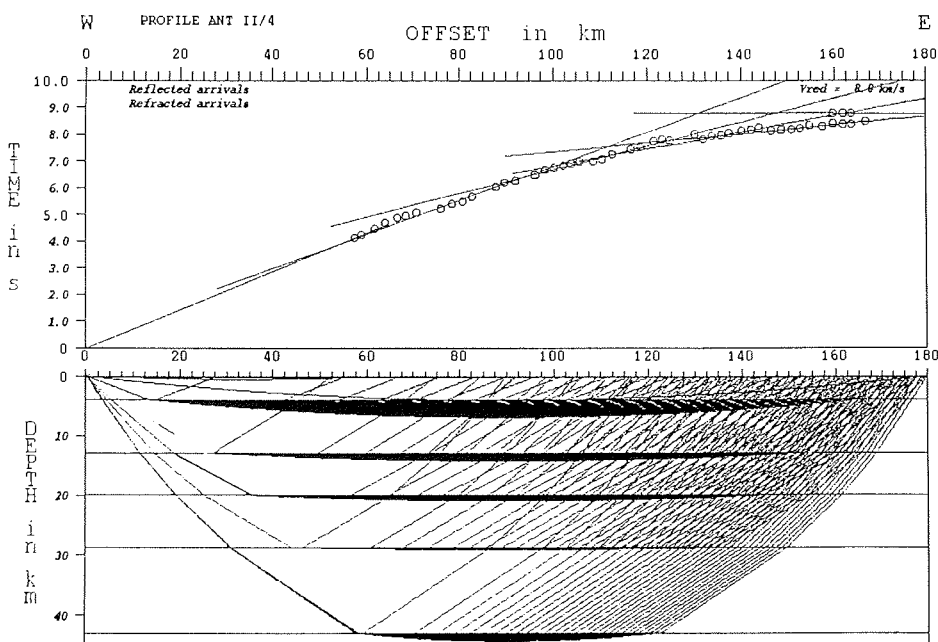


Abb. 3.3: Ray-Tracing Modell von Profil ANT II/4, PCM-Station RB.

Das 1D-Modell (Abb. 3.3) besteht aus folgender P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion (Tab. 3.2):

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km/s):	5,1*	5,3	5,9	6,4	7,1	8,0
Tiefe (km):	0,0	4,0	13,0	20,0	28,8	43

Tab. 3.2: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil ANT II/4, PCM-Station RB.

Seismogramm-Montage: Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil Ost
(Abb. 3.4)

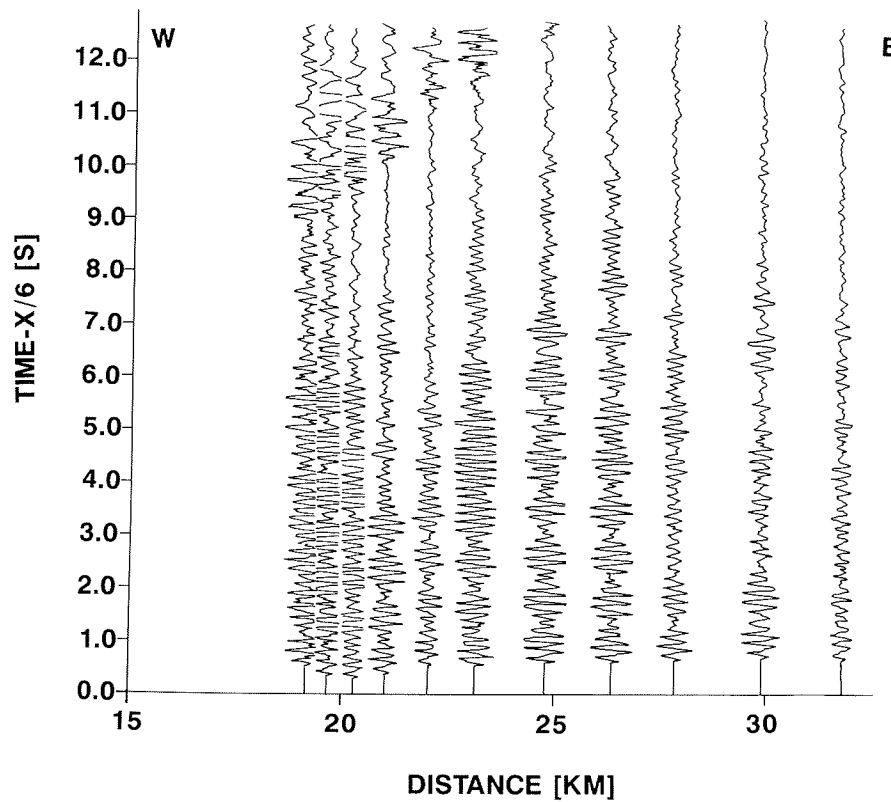


Abb. 3.4: Seismogramm-Montage Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil Ost.

Identifizierbare Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge (19-32 km). Die Sg-Phase beginnt bei 19 km und 9 s.

Auswertung und Diskussion:

Die Seismogramm-Montage beinhaltet Seismogramme von den östlich der PCM-Station GP110 ausgelösten Schüssen. Die ersten 4 Ersteinsätze sind nicht eindeutig als Laufzeitast interpretierbar. Die weiter entfernten Ersteinsätze liegen auf einem einzigen Laufzeitast mit $v=5,2$ km/s (s. Tab. 3.3), weshalb Ray-Tracing überflüssig ist. Die Interzeptzeit von kleiner als 0,1 s läßt auf eine dünne Deckschicht schließen.

Schicht:	1
v (km/s):	5,2
Tiefe (km):	$\approx 0,0$

Tab. 3.3: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil Ost.

Seismogramm-Montage: Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil West
(Abb. 3.5)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge (19 bis 57 km). Die Sg-Phase beginnt bei 20 km und $T_{red}=9,0$ s und ist bis 27 km und $T_{red}=12,5$ s erkennbar.

Auswertung und Diskussion:

Die Seismogramm-Montage beinhaltet Seismogramme von den westlich der PCM-Station GP110 ausgelösten Schüssen. Die Pg-Phase genügt bis 42 km einem Laufzeitast mit $v=4,3$ km/s und $T_i=-0,75$ s. Negative Interzeptzeiten können z.B. durch laterale Geschwindigkeitsvariationen im Untergrund hervorgerufen werden, wenn die Schichtgeschwindigkeit mit wachsendem Offset kleiner wird (s. Abb. 3.6). Der Ersteinsatz (Pg-Phase) zwischen 42 und 56 km entspricht einer P-Wellengeschwindigkeit von 5,2 km/s ($T_i=0,87$ s), die schon im vorhergehenden Modell (Tab. 3.3) beobachtet wurde.

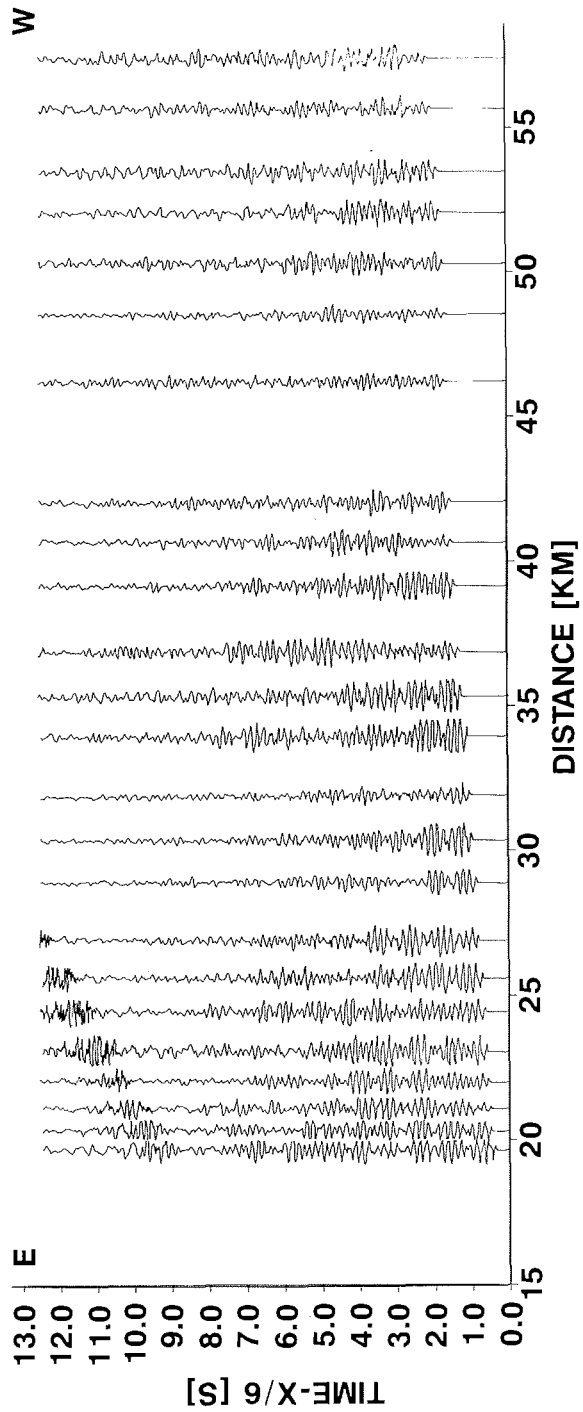


Abb. 3.5: Seismogramm-Montage von Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil West.

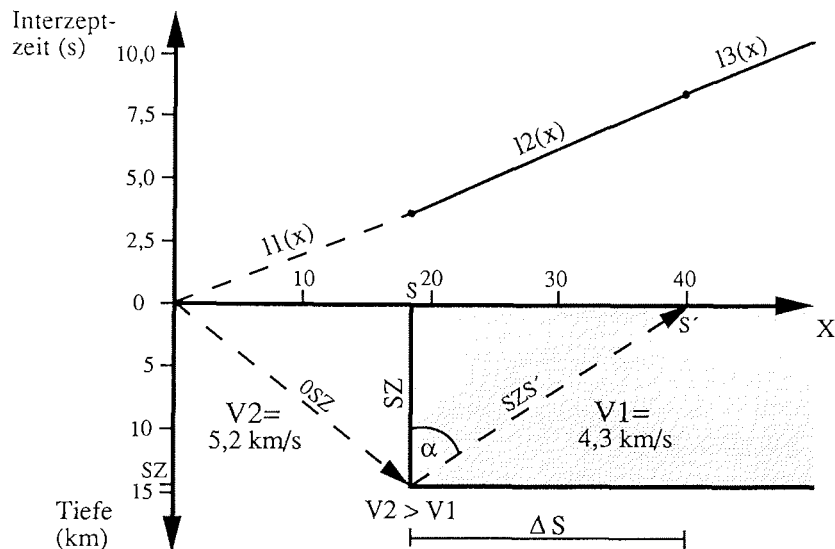


Abb. 3.6: Strahlengeometrisches Modell für Profil ANT II/4, PCM-Station GP110, Teil West. Die laterale Geschwindigkeitsvariation erklärt die negative Interzeptzeit des Laufzeitastes L2.

Die Auswertung erfolgt nach dem Modell in Abb. 3.6. In diesem Modell existiert bei $x=S$ eine vertikale Trennlinie zwischen zwei Schichten, die mit V_1 (4,3 km/s) und V_2 (5,2 km/s) charakterisiert werden. Für größere Tiefen als SZ ist die P-Wellengeschwindigkeit überall V_2 . Die direkte Welle mit dem Laufzeitast

$$L_1(x) = x/V_2, 0 \leq x \leq S,$$

findet sich nicht in den Daten, sondern sie resultiert aus dem Modell. Der erste gemessene Laufzeitast für $x \geq S$ genügt der Gleichung

$$L_2(x) = x/V_1 + Ti_1, (Ti_1 = -0,75 \text{ s})$$

und repräsentiert wie $L_1(x)$ die direkte Welle. Der vom Nullpunkt ausgehende Strahl OSZ initiiert eine Kopf-Welle am linken, unteren Eckpunkt der Schicht V_1 in der Entfernung S und der Tiefe SZ . Die Kopfwellen wird von der Schichtgrenze im kritischen Winkel α mit

$$\alpha = \arcsin (V_1/V_2)$$

abgestrahlt und trifft bei $x=S'$ an die Oberfläche.

In der Entfernung S' beginnt der beobachtete Laufzeitast

$$L_3(x) = x/V_2 + Ti_2 \quad (Ti_2 = 0,87 \text{ s}) .$$

Für die Entfernung S gilt $L_1(S)=L_2(S)$, woraus sich $S=18,6$ km ergibt. $S'=21,7$ km errechnet sich aus $L_2(S')=L_3(S')$. Die Gleichungen

$$\Delta S = S' - S,$$

$$\sin \alpha = V_1/V_2 = \Delta S/SZS'$$

und

$$SZ^2 + \Delta S^2 = SZS'^2$$

können nach SZ aufgelöst werden und es ergibt sich $SZ=14,7$ km. Wird also eine vertikale Schichtgrenze als Ursache für die negative Interzeptzeit angenommen, so hat die Schicht mit V_1 in Abb. 3.6 eine Mächtigkeit von etwa 15 km.

3.1.2 Das refraktionsseismische Experiment von 1992 (ANT X/2)

Während des Fahrtabschnitts ANT X/2 von RV Polarstern ist das Profil AWI 92010 vor dem Ronne-Schelfeis vermessen worden (s. Karte Abb. 3.1). Die Aufzeichnung der im 30 s Abstand ausgelösten seismischen Signale erfolgte mit drei RefTek-Stationen des AWI und einer PDAS-Station des British Antarctic Survey (BAS). Die Stationskoordinaten waren (Tab. 3.4):

Station:	Länge:	Breite:
11	49,699° W	76,955° S
12	53,007° W	76,567° S
13	55,639° W	75,772° S
BAS	59,916° W	75,216° S

Tab. 3.4: Positionen der 1992 auf dem Ronne-Schelfeis errichteten Seismometer-Stationen (s. auch die Karte in Abb. 3.1).

Auf den folgenden Seiten werden zunächst die Seismogramm-Montagen und die daraus entwickelten 1D-Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen dargestellt und diskutiert. Die Datenverarbeitungsschritte wurden in Kapitel 2 erläutert. Die Reduktionsgeschwindigkeit für alle Abbildungen beträgt 8 km/s, die Binweite 200 m und die AGC-Fensterlänge 1500 ms. Alle Seismogramme wur-

den mit einem Bandpaß von 4-12 Hz gefiltert, da in diesem Bereich das Signal/Störverhältnis am größten war. Die Wasser-Welle ist durch Frequenz-Wellenzahl Filterung unterdrückt. Für die Auswertung ist die zwischen 240 m und 610 m schwankende Wassertiefe durch statische Korrekturen aus den Seismogramm-Montagen entfernt worden, indem der Wasserkörper mit einer Schicht der P-Wellengeschwindigkeit 2,0 km/s substituiert wurde. Der Betrag von 2,0 km/s für die statische Korrektur wurde deshalb gewählt, da diese P-Wellengeschwindigkeit in den Sonarbojen Auswertungen von Haugland (1982) für die obersten Schichten gefunden wurde.

In den Seismogramm-Montagen konnten keine interpretierbaren S-Phasen festgestellt werden.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 1 (Abb. 3.7)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge (19-61 km und 19-30 km). Im westlichen Abschnitt ist ab 33 km und $T_{red}=5$ s eine weitere Phase zu erkennen, die je nach Modell als Pg- oder PcP interpretiert werden kann.

Auswertung und Diskussion:

Die beiden gezeigten Seismogramm-Montagen in Abb. 3.7 beinhalten die kontinuierlich registrierten Seismogramme der Schüsse, die westlich und östlich der BAS-Station abgetan wurden. Die kleinste Entfernung zwischen Schußpunkt und Seismometer beträgt 19 km.

Die Pg-Phase im westlichen Bereich beginnt mit $v=6,1$ km/s (20-30km) und genügt anschließend einem Laufzeitast mit $v=5,8$ km/s. Lineare Regressionsrechnung aller Ersteinsätze ab 20 km führt zu einer gemittelten P-Wellengeschwindigkeit von 5,8 km/s. Der zweite, ebenfalls als Pg-Phase interpretierte Laufzeitast entspricht $v_p=6,8$ km/s.

Im östlichen Bereich der Seismogramm-Montage ist der Ersteinsatz zwischen 18 und 20 km verzerrt. Beim Ray-Tracing (Abb. 3.8) lassen sich die späteren Ersteinsätze mit $v_p=4,9$ km/s modellieren.

Die unterschiedlichen Scheingeschwindigkeiten östlich und westlich der Seismometer-Station lassen sich nicht durch ebene, geneigte Schichtgrenzen erklären, da beiden Laufzeitästen die gleiche Interzeptzeit von 2,0 s zugeordnet ist.

Das Ray-Tracing für den östlichen Teil erfolgt zusammen mit dem 2. Teil der östlichen Registrierungen (nächster Abschnitt).

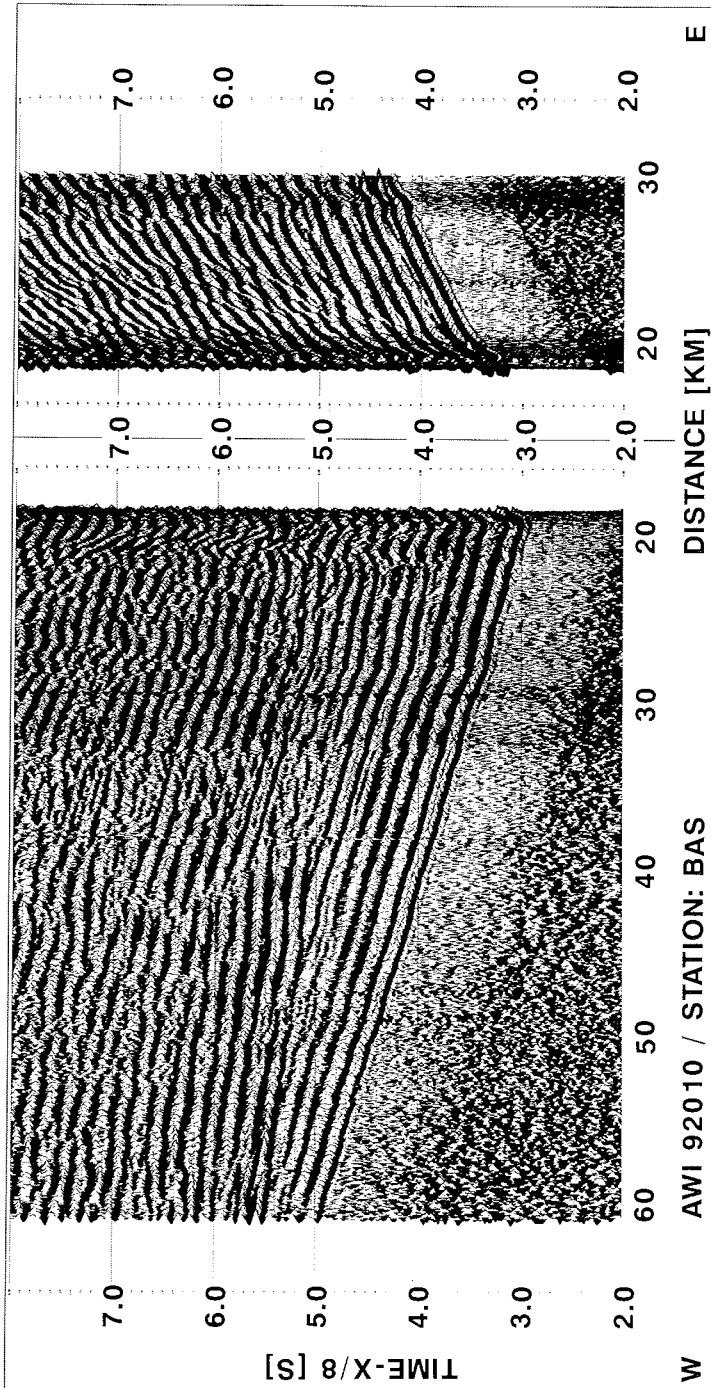


Abb. 3.7: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 1.

Für die oberste Schicht im Modell für den westlichen Teil ist eine P-Wellengeschwindigkeit von 3,5 km/s angenommen worden. Diese P-Wellengeschwindigkeit ergibt sich, wenn die Überholentfernung zwischen dem ersten, beobachteten Laufzeitast und der direkten Welle bei 19 km liegen soll. 3,5 km/s ist eine Maximalabschätzung für die nicht den Daten entnehmbare direkte Welle, da die Überholentfernung auch vor 19 km liegen kann. Die modellierte P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion stellt sich wie folgt dar (s. Tab. 3.5):

Schicht:	1	2	3
v (km/s):	3,5*	5,8	6,8
Tiefe (km):	0,0	4,1	15,0

Tab. 3.5: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion des westlichen Abschnittes, Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS.

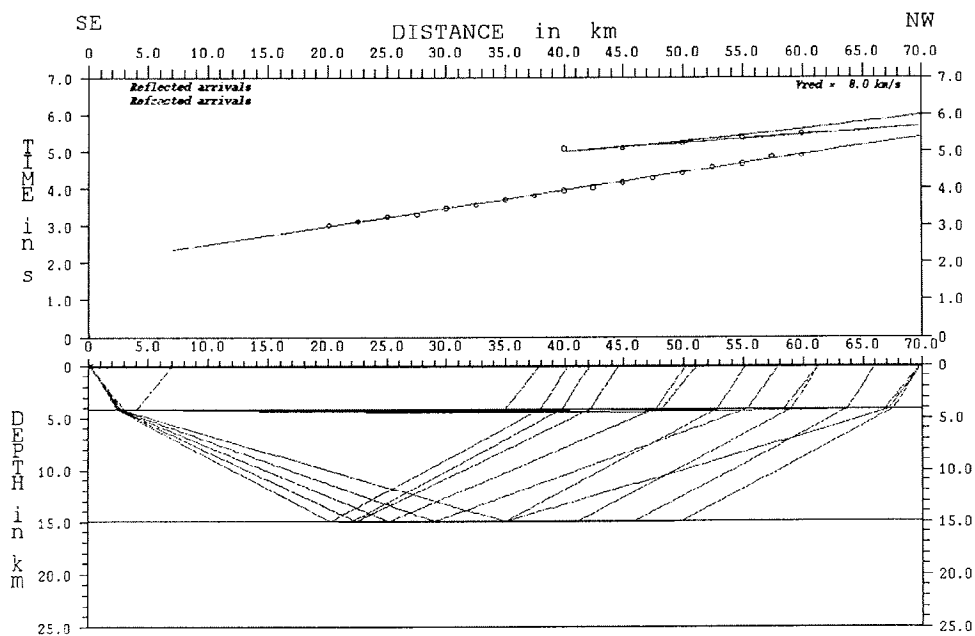


Abb. 3.8: Ray-Tracing Modell von Profil 92010, Station BAS, westlicher Teil.

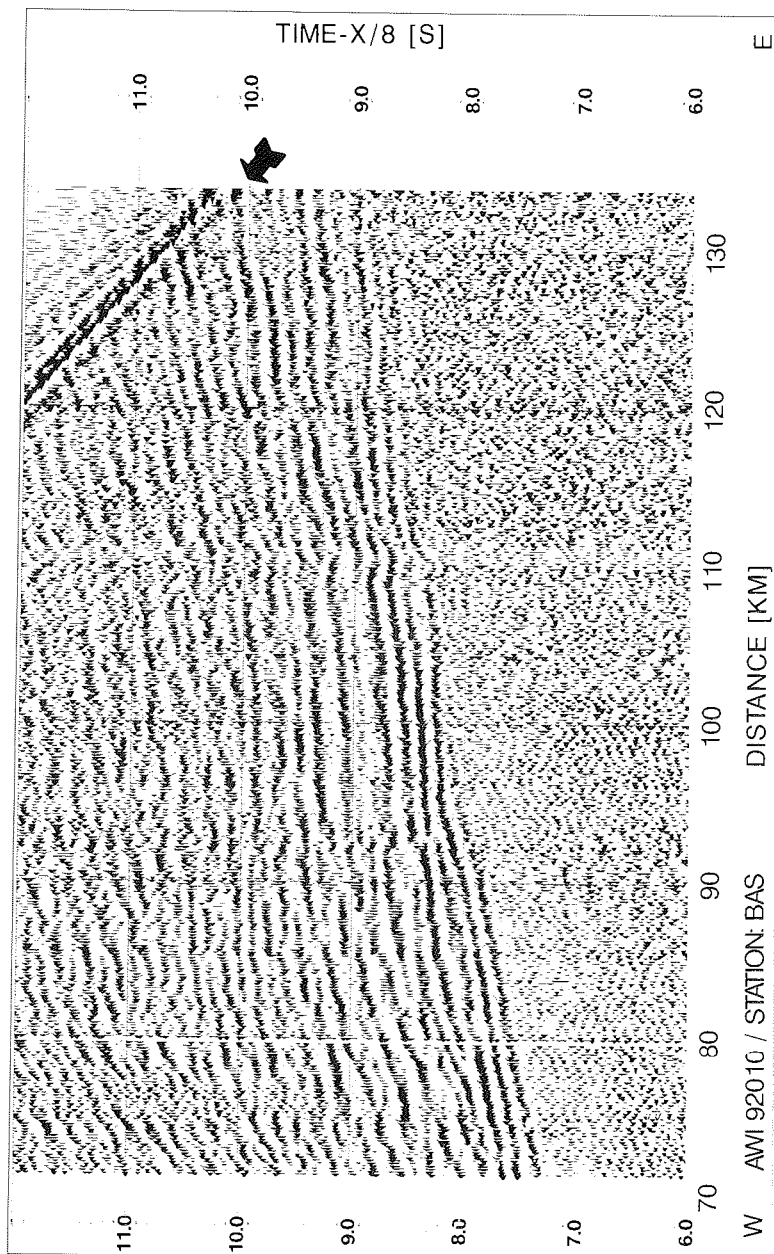


Abb. 3.9: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 2 (Ost). Die mit einem Pfeil gekennzeichnete Phase entsteht durch Frequenz-Filtrierung und Amplitudenregelung am Ende des Registrierfensters.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 2 (Ost) (Abb. 3.9)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge (70 - 133 km). Eine weitere Pg-Phase beginnt bei 75 km und $T_{red}=7,8$ s.

Die in Abb. 3.9 mit einem Pfeil gekennzeichnete Phase ist ein numerisches Artefakt. Die Phase entsteht durch Frequenz-Filterung und Amplitudenregelung am Ende des Registrierfensters.

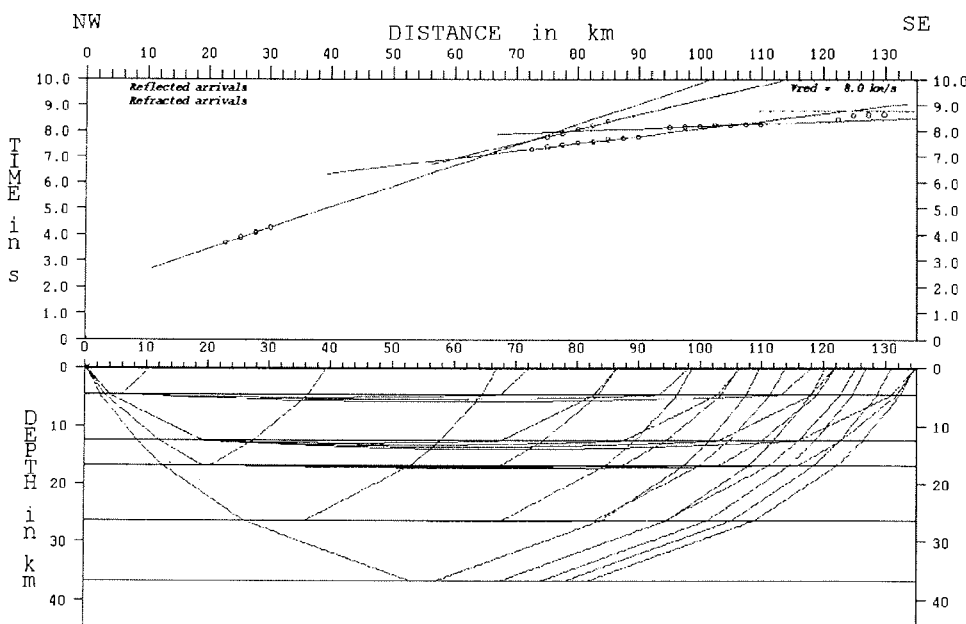


Abb. 3.10: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 1 und 2 (Ost). Die Einsätze zwischen 20 und 30 km sind aus Abb. 3.7,

Auswertung und Diskussion:

Ein temporärer Ausfall der registrierenden PDAS-Station führt zu der Schußlücke von etwa 40 km Länge.

Der Ersteinsatz verläuft zwischen 70 und 110 km entlang von zwei Laufzeitästen mit 6,5 km/s und 7,5 km/s. Die bei 75 km und $T_{red}=7,8$ s beginnende Pg-Phase entspricht $v=5,5$ km/s.

Kursänderungen von RV Polarstern und damit verbundene Azimut-Änderungen der seismischen Strahlen gehen mit den Undulationen des Ersteinsatzes nach 110 km einher, was auf Schichtneigungen im Untergrund schließen läßt. In das Ray-Tracing Modell (Abb. 3.10) ist der östliche Laufzeitast

(20-30 km) einbezogen worden. Wie im vorhergehenden Modell wurde für die oberste Schicht eine P-Wellengeschwindigkeit von 3,5 km/s angenommen. Unter der Annahme, daß die Pn-Phase bis 130 km nicht Ersteintritt ist, ist die modellierte Kruste/Mantelgrenze eine Minimalabschätzung, wobei 8,0 km/s als Mantelgeschwindigkeit angenommen wurde. Es ergibt sich folgendes Modell (Tab. 3.6):

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km/s):	3,5*	4,9	5,5	6,5	7,5	8,0*
Tiefe (km):	0,0	4,6	12,5	16,8	26,4	37*

Tab. 3.6: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92010, PDAS-Station BAS, Teil 1 und 2 (Ost).

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92010, RefTek-Station 13 (Abb. 3.11)

Identifizierte Phase:

Die Pg-Phase ist sicher identifiziert bis 30 km. Eine PcP-Phase ist zwischen 30 km (Tred=6 s) und 50 km (Tred=9 s) identifiziert.

Auswertung und Diskussion:

Wegen technischer Probleme liegen nur die Registrierungen der östlich von RefTek-Station 13 abgetanen Schüsse vor. Die auf mangelnde Ankopplung und hohe Windgeschwindigkeiten zurückzuführende schlechte Datenqualität erlaubt nur die sichere Identifizierung von Phasen bis 50 km. Wegen des Signal/Rausch-Verhältnisses von annähernd 1:1 arbeitet die Frequenz-Wellenzahl Filterung nur ungenügend. Für die oberste Sedimentschicht wird eine P-Wellengeschwindigkeit von 2,0 km/s angenommen (s.o.). Die Geschwindigkeitsinversion beim Übergang von Schicht 3 zu Schicht 4 ist von den Auswertungen der an RefTek-Station 12 (s. dort) gewonnenen Daten auf dieses Modell übertragen. Das durch Ray-Tracing verifizierte Modell (Abb. 3.12) stellt sich so dar (Tab. 3.7):

Schicht:	1	2	3	4
v (km/s):	2,0*	3,7	4,9	4,1*
Tiefe (km):	0,0	1,9	4,4	6,0*

Tab. 3.7: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92010, RefTek-Station 13, östlicher Teil.

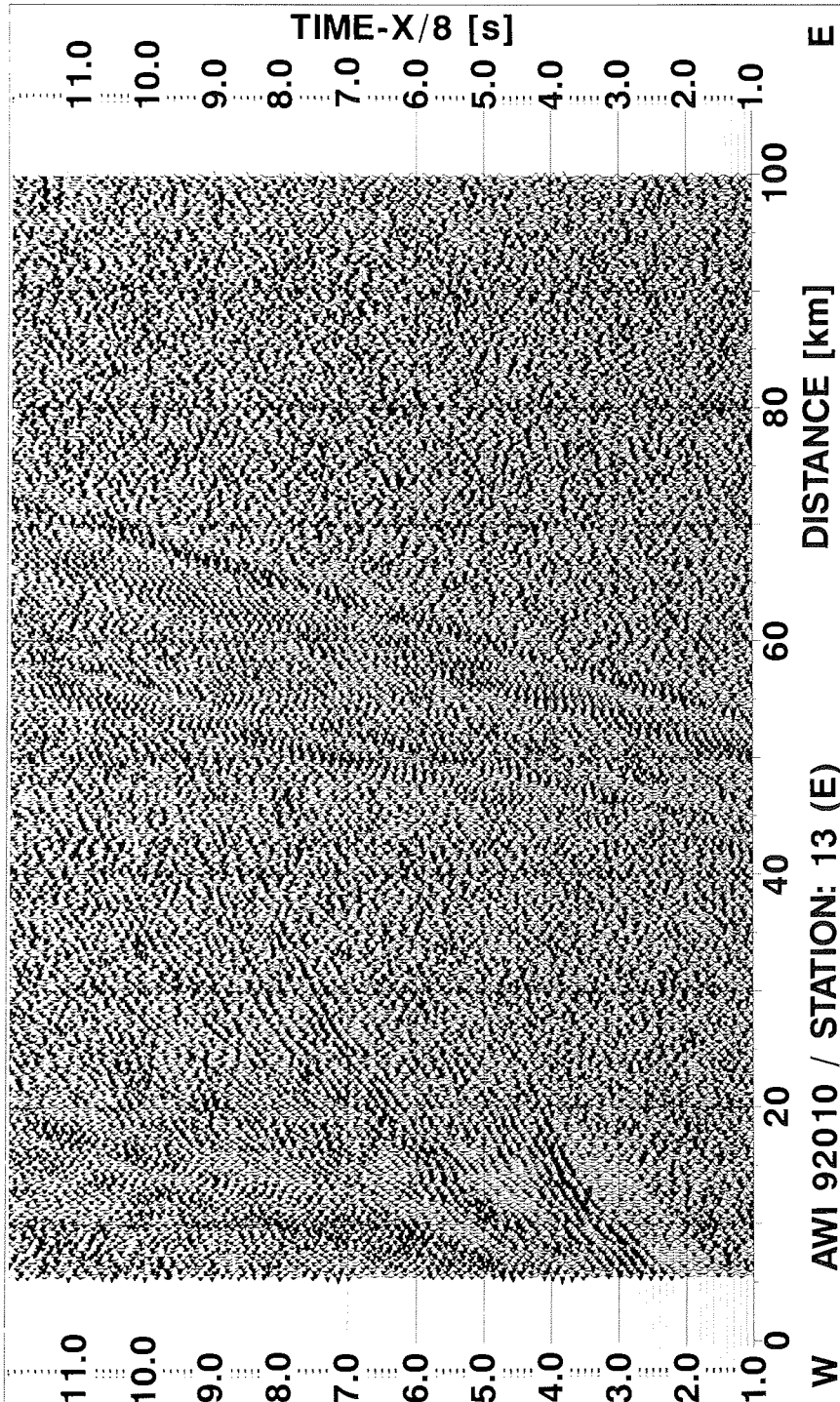


Abb. 3.11: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, RefTek-Station 13.

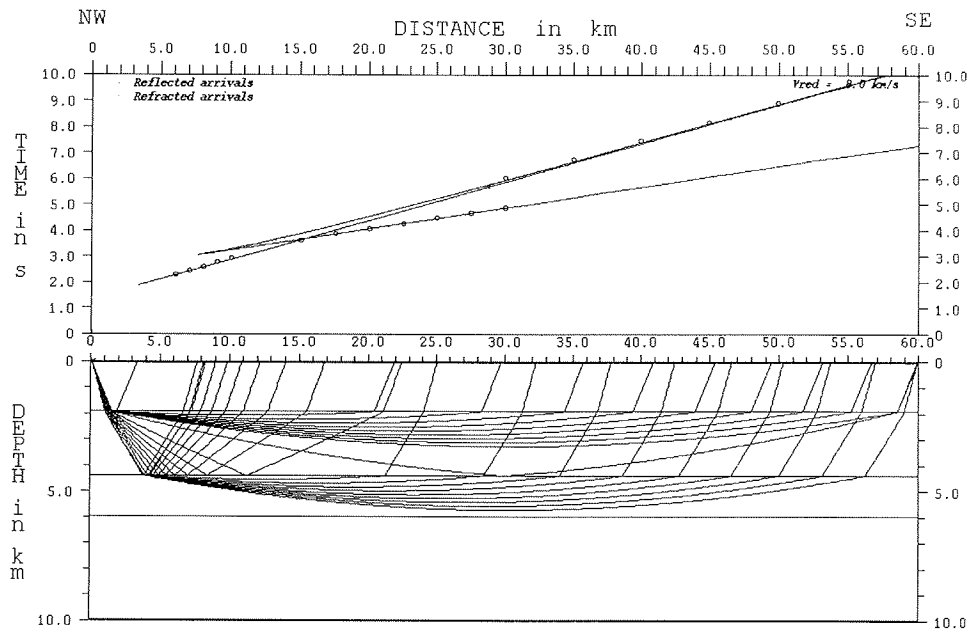


Abb. 3.12: Ray-Tracing Modell I von Profil 92010, RefTek-Station 13, östlicher Teil.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, westlicher Teil (Abb. 3.13)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz zwischen 2 und 105 km. Bei 35 km und $T_{red}=8,0$ s beginnt eine Pg- oder PcP-Phase. Die Pn-Phase ist der Ersteinsatz ab 110 km und $T_{red}=9,7$ s.

Auswertung und Diskussion:

Es lassen sich bis zum Offset von 130 km Laufzeitäste korrelieren. Die markanteste Struktur der Seismogramm-Montage ist der Versatz des Ersteinsatzes bei 30 km Offset zu späteren Laufzeiten hin. Da dieser Versatz ebenfalls im östlichen Teil zu beobachten ist (Abb. 3.15), wird als Ursache eine Geschwindigkeitsinversion in der Kruste angenommen. Die P-Wellengeschwindigkeit für die Niedriggeschwindigkeitsschicht ist in den Daten nicht belegt, weshalb diese mit der von RefTek-Station 11 (s. dort) bekannten P-Wellengeschwindigkeit von 4,1 km/s modelliert wird. Die Schicht mit $v=4,1$ km/s befindet sich bei RefTek-Station 11 in der entsprechenden Tiefe von 4 bis 10 km. Abhängig von der P-Wellengeschwindigkeit der Niedriggeschwindigkeitsschicht ist deren zu modellierende Mächtigkeit, was zu einer zusätzlichen Ungenauigkeit der Tiefenlage der darunterliegenden Schichtgrenzen führt. Die Phase bei 35 km und $T_{red}=8,0$ s ist als unterkritische PcP modelliert, die bei

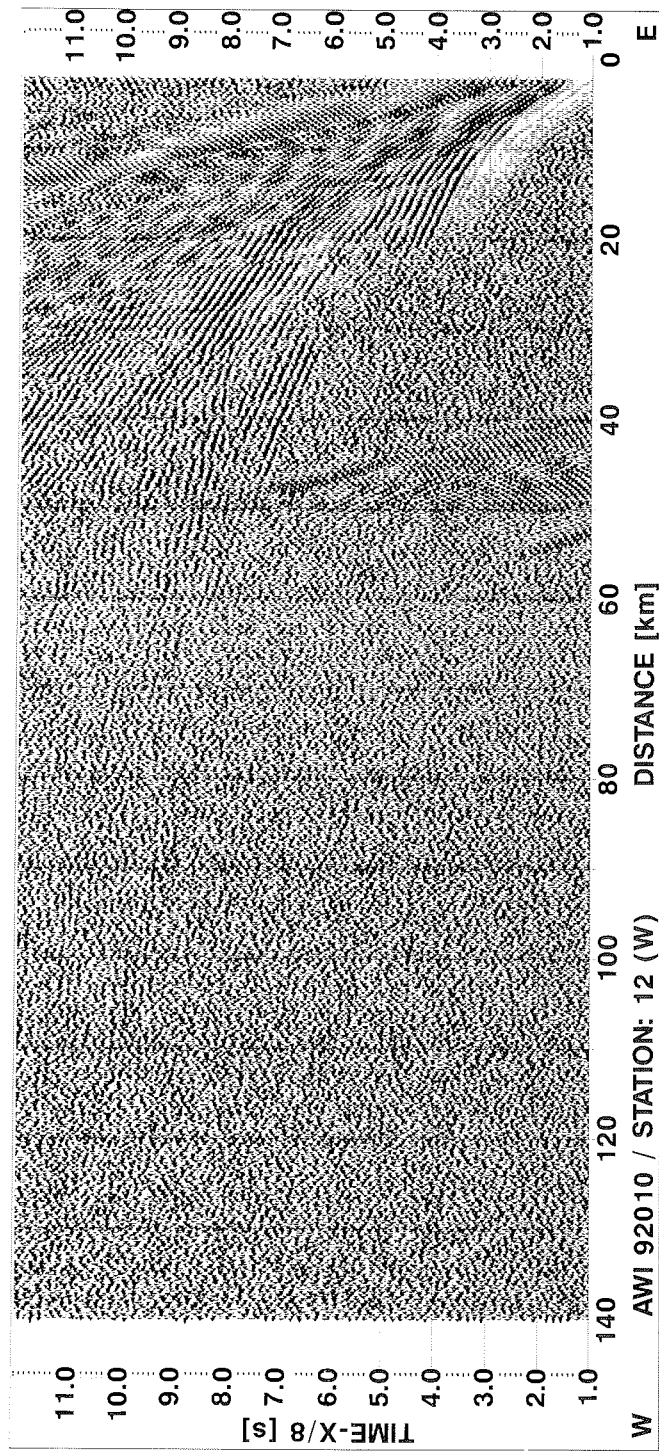


Abb. 3.13: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, westlicher Teil.

45 km in eine Pg-Phase mit $v=6,5$ km/s übergeht. Das Ray-Tracing (Abb. 3.14) ergibt folgendes Modell (Tab. 3.8):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
v (km/s):	2,0*	2,4	2,9	3,4	4,9	4,1*	5,0	5,5	6,5	7,1	8,0
Tiefe (km/s):	0,0	1,3	1,5	2,2	3,9	6,0*	10,1	12,7	19,8	24,0	31,8

Tab. 3.8: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, westlicher Teil.

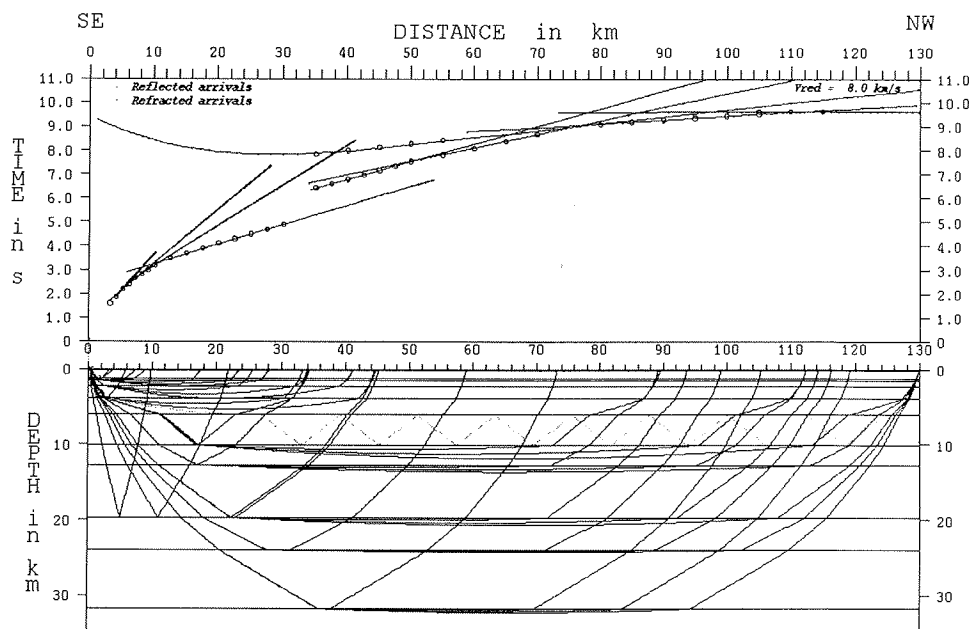


Abb. 3.14: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92010, RefTek-Station 12 West.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, östlicher Teil (Abb. 3.15)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz zwischen 2 und 22 km sowie zwischen 30 und 75 km. Die PcP-Phase ist der Ersteinsatz zwischen 22 und 30 km. Diese Phase nähert sich asymptotisch der Pg-Phase. Eine weitere PcP-Phase beginnt bei 40 km und $Tred=7,7$ s. Die Pn-Phase ist Ersteinsatz ab 80 km.

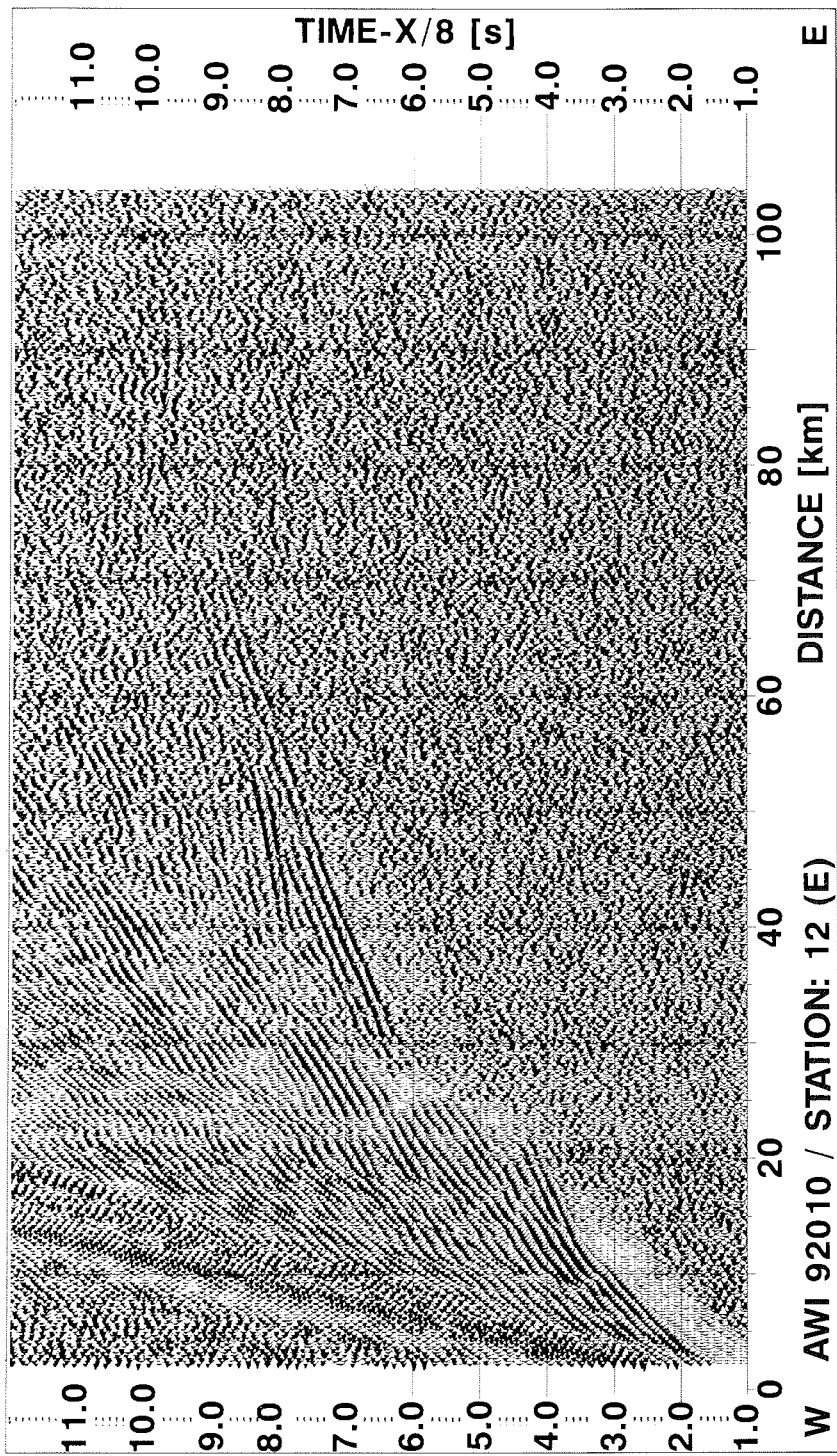


Abb. 3.15: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, östlicher Teil.

Auswertung und Diskussion:

Die Pn-Phase ist bis 100 km Offset korrelierbar. Wie bei der westlichen Seismogramm-Montage (Abb. 3.13) gibt es einen Versatz des Ersteinsatzes, hier zwischen 20 und 30 km, der auf eine Geschwindigkeitsinversion zurückgeführt wird. Die bei 40 km und $T_{red}=7,7$ s beginnende PcP-Phase deutet auf eine Schichtgrenze, die nicht durch eine Pg-Phase belegt ist. Für die darunterliegende Schicht wird in Anlehnung an die West-Schüsse und der östlichen BAS-Registrierung die P-Wellengeschwindigkeit 6,5 km/s verwendet. Folgendes Modell wurde durch Ray-Tracing bestimmt (Abb. 3.16, Tab. 3.9):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7	8	9
v (km/s):	2,0	3,0	3,6	4,8	4,1*	5,0	5,4	6,5*	8,0
Tiefe (km/s):	0,0	1,5	2,0	4,2	6,0*	10,4	11,6	18,3	28,8

Tab. 3.9: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92010, RefTek-Station 12 Ost.

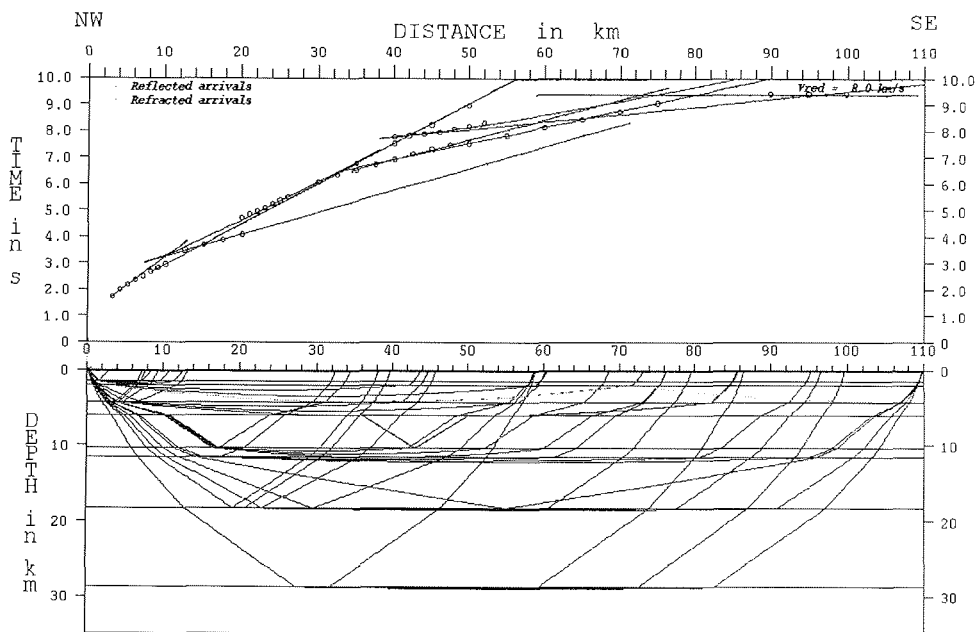


Abb. 3.16: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92010, RefTek-Station 12 Ost.

Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, RefTek-Station 11 (Abb. 2.9)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz zwischen 3 und 100 km. Die PcP-Phase beginnt bei 38 km und $T_{red}=8,0$ s. Die PmP-Phase setzt bei 55 km und $T_{red}=10,0$ s ein. Die Pn-Phase ist der Ersteinsatz ab etwa 100 km und $T_{red}=9,7$ s.

Auswertung und Diskussion:

Seismogramm-Montage und Ray-Tracing Modell sind schon im vorhergehenden Kapitel abgebildet worden (Abb. 2.17a,b).

Interpretierbare Phasen sind bis zu 120 km Offset korrelierbar. Zwischen 15 und 20 km deutet sich im Ersteinsatz eine Geschwindigkeitsinversion an. Variationen der PmP-Phase bei knapp 80 km und 90 km fallen mit Kursänderungen von RV Polarstern zusammen und sind somit ein Hinweis auf nicht-söhlige Lagerungen in der Kruste. Die Schichtgrenze, an der die PcP-Phase erzeugt wird, ist durch keine Pg-Phase belegt, weshalb für die P-Wellengeschwindigkeit der darunterliegenden Schicht die bereits bekannte P-Wellengeschwindigkeit von 6,5 km/s (PDAS-Station BAS, Tab. 3.6) verwendet wird. Das durch Ray-Tracing verifizierte Modell setzt sich folgendermaßen zusammen (Tab. 3.10):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7	8	9
v (km/s):	2,0*	2,5	3,5	4,1	5,1	5,7	6,5*	7,3	8,0
Tiefe (km):	0,0	0,8	1,7	4,4	10,1	13,2	20,4	26,8	32,8

Tab. 3.10: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92010, RefTek-Station 11.

In Tabelle 3.11 sind alle 1D-Auswertungen der AWI Profile zusammengefaßt.

Profil:	S 1:	S 2:	S 3:	S 4:	S 5:	S 6:	S 7:	S 8:	S 9:	S 10:	S 11:
Stat.:	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)	v (km/s) z (km)
ANTII/ 4 RB	5,1* 0,0	5,3 4,0	5,9 13,0	6,4 20,0	7,1 28,8	8,0 43,0					
ANTII/ 4 GP110 O	5,2 0,0										
92010 BAS W	3,5* 0,0	5,8 4,1	6,8 15,0								
BAS O	3,5* 0,0	4,9 4,6	5,5 12,5	6,5 16,8	7,5 26,4	8,0 37,0					
92010 13 O	2,0* 0,0	3,7 1,9	4,9 4,4	4,1 6,0							
92010 12 W	2,0* 0,0	2,4 1,3	2,9 1,5	3,4 2,2	4,9 3,9	4,1* 6,0*	5,0 10,1	5,5 12,7	6,5 19,8	7,1 24,0	8,0 31,8
92010 12 O	2,0* 0,0	3,0 1,5	3,6 2,0	4,8 4,2	4,1 6,0	5,0 10,4	5,4 11,6	6,5* 18,3	8,0 28,8		
92010 11 W	2,0* 0,0	2,5 0,8	3,5 1,7	4,1 4,4	5,1 10,1	5,7 13,2	6,5* 20,4	7,3 26,8	8,0 32,8		

Tab. 3.11: Tabelle der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der vor dem Ronne-Schelfeis gelegenen Refraktionsprofile.

3.1.3 Sonarbojen Auswertung

Von 3 Sonarbojen, die im südlichen Weddell Meer ausgesetzt wurden, liegen auswertbare Aufzeichnungen vor. Die Kennung einer Sonarboje setzt sich aus den Buchstaben SB sowie 4 Ziffern zusammen. Die ersten beiden Ziffern kennzeichnen das Jahr des Einsatzes, die letzten beiden die Nummer der im entsprechenden Jahr eingesetzten Sonarboje.

Die 3 Sonarbojen wurden an folgenden Koordinaten ausgesetzt (Tab. 3.12):

Sonarboje:	Länge:	Breite:
SB 9001	44,5714° W	76,5733° S
SB 9202	50,9881° W	76,7331° S
SB 9203	52,0256° W	76,5366° S

Tab. 3.12: Positionen der im südlichen Weddell Meer eingesetzten Sonarbojen, die auswertbare Registrierungen ergaben.

Die Auswertungen der Sonarbojen liefert folgende P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (Tab. 3.13):

Sonarboje:	Schicht 1:	Schicht 2:	Schicht 3:	Schicht 4:	Schicht 5:
	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)
SB 9001	0,0	0,4	1,3	1,9	
	1,5	2,6	2,9	3,4	
SB 9202	0,0	0,3	0,8	1,3	2,2
	1,5	2,1	2,8	3,1	4,0
SB 9203	0,0	0,5	1,5		
	1,5	2,7	3,4		

Tab. 3.13: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Sonarbojen im südlichen Weddell Meer.

Die Auswertung der PcP-Phasen zeigt jeweils P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 1,6 und 2,0 km/s für die obersten Lagen. Diese P-Wellengeschwindigkeiten sind durch die Pg-Phasen des tiefenseismischen Experiments nicht erfaßt.

3.1.4 2D-Ray-Tracing des Profils AWI 92010

Wegen des geringen Anfangsoffsets der an den RefTek-Stationen 11,12 und 13 gewonnenen Seismogramm-Montagen lassen sich die Schichtneigungen zwischen diesen Stationen auch für die oberen Schichten durch 2D-Ray-Tracing kontrollieren (s. Abb. 3.17). Nur in der untersten Schicht der Kruste variiert die P-Wellengeschwindigkeit in den Modellen lateral von 7,1 bis 7,4 km/s, in den anderen Schichten wurde die P-Wellengeschwindigkeit lateral konstant gehalten. Die P-Wellengeschwindigkeit der obersten Schicht ist als Durchschnittsgeschwindigkeit zu verstehen. Unterhalb der RefTek-Station 12 sind Stufen der Schichtgrenzen modelliert.

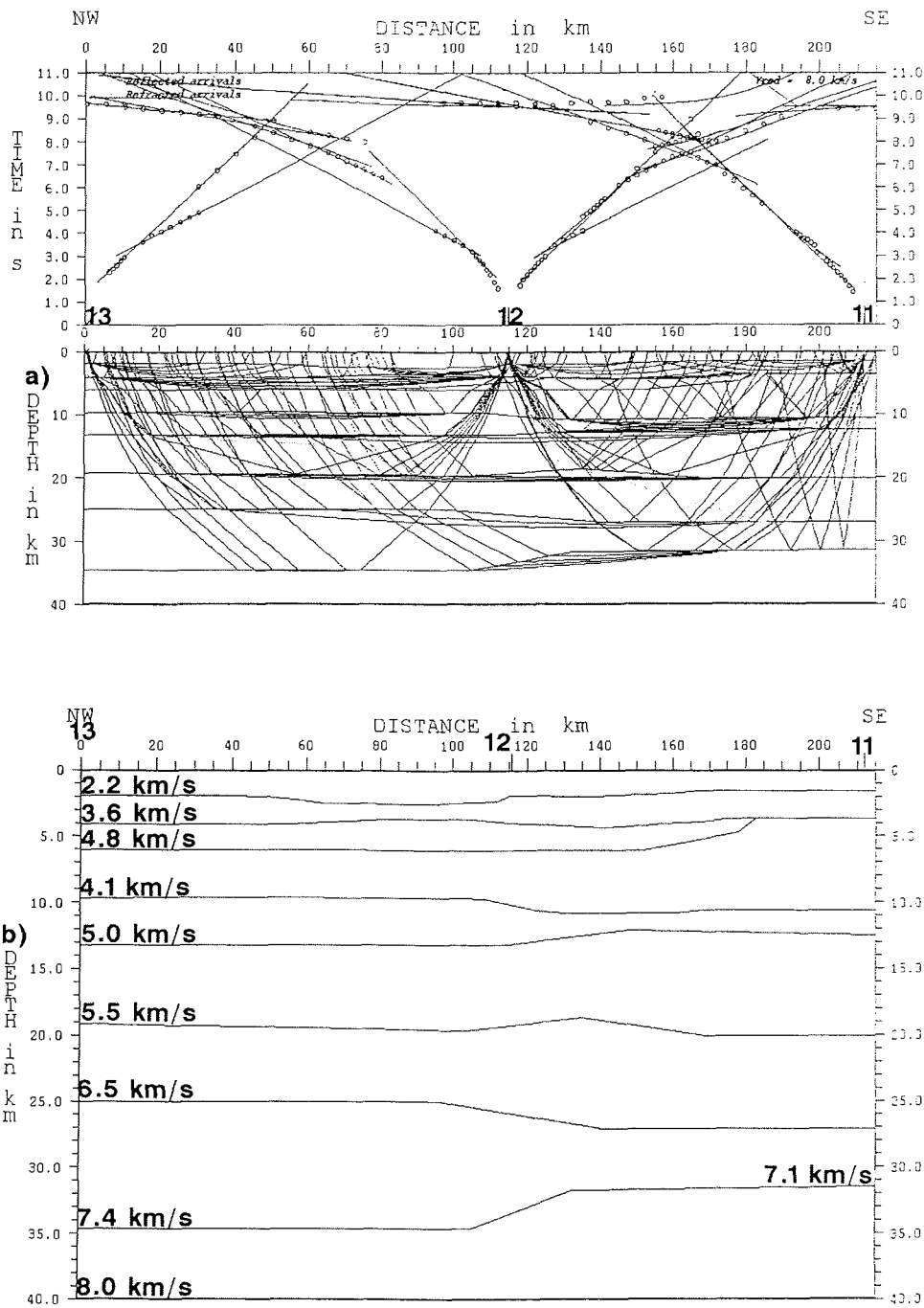


Abb. 3.17: a) 2D-Ray-Tracing zwischen den RefTek-Stationen 13 und 11. b) 2D-Ray-Tracing Modell der Erdkruste zwischen den RefTek-Stationen 13 und 11.

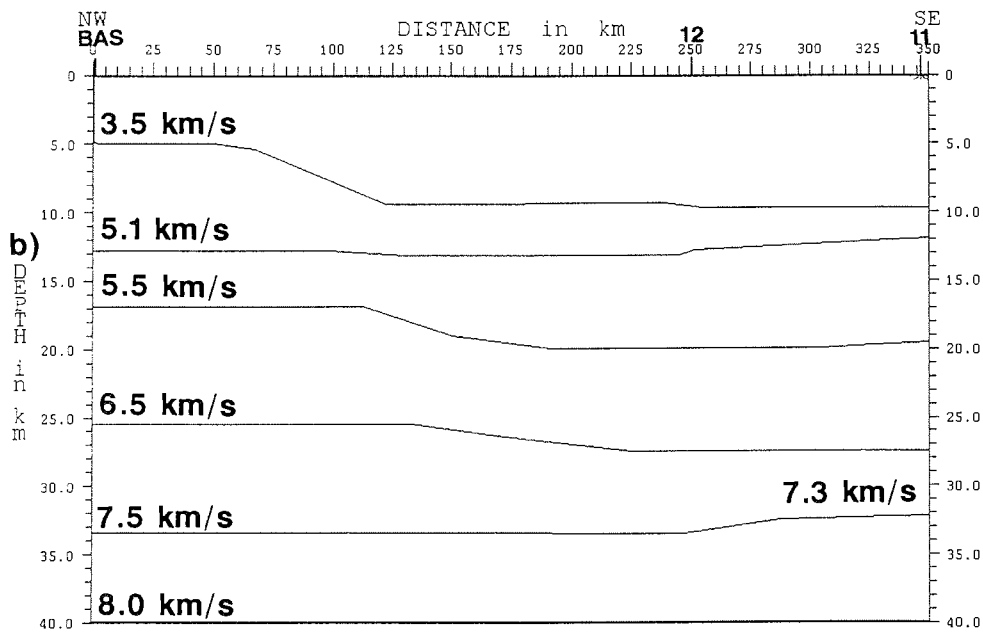
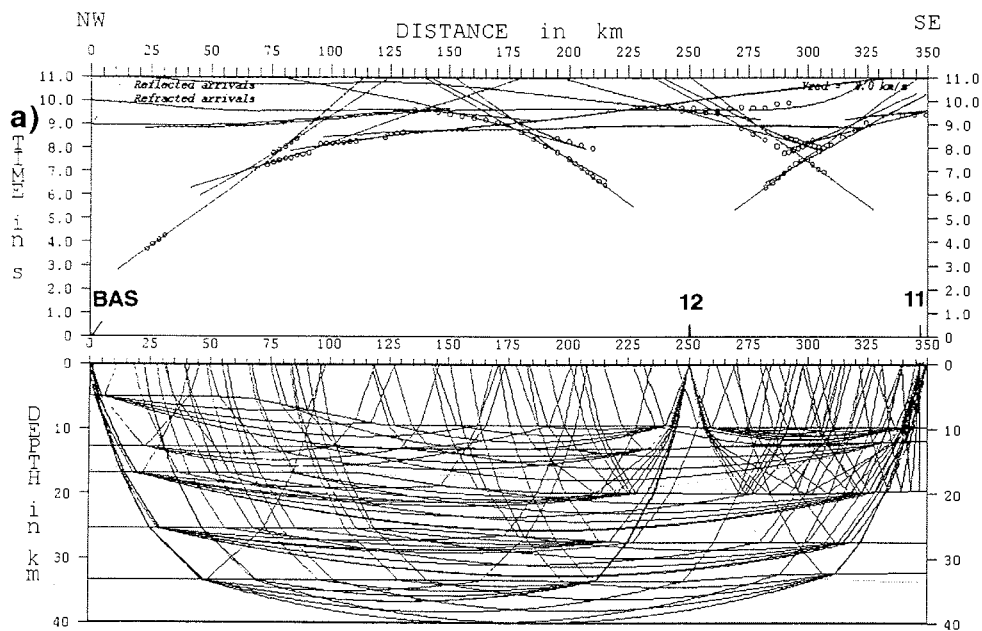


Abb. 3.18: a) 2D-Ray-Tracing zwischen den Stationen BAS (PDAS) und 11 (RefTek).
 b) 2D-Ray-Tracing Modell der Erdkruste zwischen den Stationen BAS (PDAS) und 11 (RefTek).

Es ist zu beachten, daß durch die Daten nur die Sprunghöhen, nicht aber der konkrete Verlauf der Stufen belegt ist. Dies gilt ebenfalls für das Auskeilen der Schicht mit $v=4,8$ km/s nach Osten.

Für die 2D-Modellierung des Bereichs zwischen der BAS-Station und RefTek-Station 11 (s. Abb. 3.18) sind die oberen Schichten bis inklusive der Schicht mit $v=4,1$ km/s zu einer Schicht zusammengefaßt worden. Berechnet man die Durchschnittsgeschwindigkeiten dieses Schichtpaketes für die RefTek-Stationen 11 und 12, so erhält man 3,4 km/s aus Tab. 3.8 (RefTek-Station 12 West) sowie 3,5 km/s aus den Tabellen 3.9 und 3.10 (RefTek-Station 12 Ost und RefTek-Station 11). Unter der Annahme einer etwa 4 km mächtigen Niedriggeschwindigkeitsschicht unter RefTek-Station 13 erhält man auch dort die Durchschnittsgeschwindigkeit 3,5 km/s. Dieselbe P-Wellengeschwindigkeit ist schon für die Modellierung des östlichen Teils der BAS Registrierungen verwendet worden. Aus diesen Gründen wird die P-Wellengeschwindigkeit von 3,5 km/s für die oberste Schicht der 2D-Modelle in Abb. 3.18 angenommen. Wie schon im vorhergehenden Modell variiert nur in der 5. Schicht v.o. die P-Wellengeschwindigkeit lateral, und zwar zwischen 7,5 km/s im Westen und 7,3 km/s im Osten.

Die Daten der RefTek-Station 13 geben keinen Beitrag für das Modell in Abb. 3.18b, weshalb der genaue Verlauf des Übergangs zum westlichen Teil in der dargestellten Form nicht belegt ist. Nur die Sprunghöhen der Schichtgrenzen ergeben sich aus den Daten.

In beiden 2D-Modellen ist die Modellierung der Pn-Phasen von RefTek-Station 11 und 12 Ost problematisch; die berechnete Pn-Phase von RefTek-Station 12 West liegt etwas später, die Pn-Phase von RefTek-Station 11 etwas vor den gepickten Laufzeitwerten. Die Ursache hierfür dürfte darin bestehen, daß Profil und Registrierstationen nicht auf einer Linie liegen (s. Kapitel 2.3.1).

3.1.5 Die sowjetischen Experimente im südlichen Weddell Meer

In den Südsommern 1979/80 (Profil SAE 25), 1982/83 (Profil SAE 28) und 1983/84 (SAE 29) vermaßen sowjetische Wissenschaftler des Sevmorgeologia-Institutes (St. Petersburg) drei refraktionsseismische Profile auf dem Ronne-Schelfeis, und zwar von der Antarktischen Halbinsel bis zu Coats Land (Kudrjavtzev et al. 1987) (Karte s. Abb. 3.19). Je Profil sind 9 Schüsse mit bis zu 1,4 t Sprengstoff abgetan worden, welche von jeweils 17 Taiga-2 Registrierstationen aufgezeichnet wurden. Die Stationen standen in einem Abstand von meist 10 km bis zu einem maximalen Offset von 260-300 km. Der Schußabstand betrug 20-60 km. Für diese Arbeit wurden die Schußpunkt- und

Seismometerkoordinaten sowie die Laufzeiten der Ersteinsätze für eigene Auswertungen zur Verfügung gestellt.

Die Daten selbst sind nicht veröffentlicht. Die Zeitsynchronisation zwischen Schußauslösung und Registrierung ist von Messung zu Messung unterschiedlich (Leitchenkov, pers. Mitt.). Aus beiden Gründen kann die Genauigkeit der Laufzeitwerte nicht beurteilt werden.

Wegen des Stationsabstandes von etwa 10 km sind zu einer Schichtgrenze gehörende Laufzeitäste nur durch wenige Einsätze belegt, was die Ungenauigkeit der bestimmten Geschwindigkeiten erhöht.

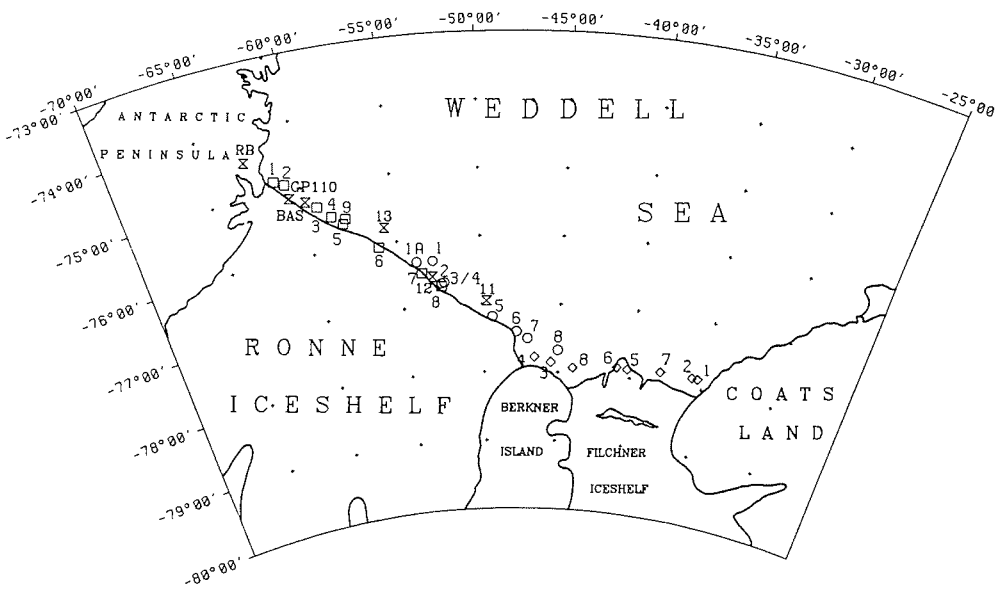


Abb. 3.19: Karte mit den Schußpunkten der sowjetischen refraktionsseismischen Profile SAE 25, 28, 29. Die Schußpunkte des Profils SAE 29 sind mit auf der Seite stehenden Quadraten, die des Profils 28 mit Kreisen, und die des Profils 25 mit auf der Spitze stehenden Quadraten gekennzeichnet. Die Schelfeiskante entspricht einem früheren Stand, die Schußpunkte liegen alle auf dem Schelfeis.

Problematisch für die Auswertung erwies sich die Frage der Mächtigkeit und P-Wellengeschwindigkeit der obersten Schichten, da diese in den Daten wegen des hohen Anfangsoffsets von mehreren Kilometern meist nicht belegt sind. Als Näherungslösung wurde folgender Weg beschritten:

Aus der Seismogramm-Montage von Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, westlicher Teil ergibt sich folgende Durchschnittsgeschwindigkeits-Tiefen-Funktion (Tab. 3.14):

v_p (km/s)	\bar{v} (km/s)	z (km)
2,0	2,0	0,0
2,4	2,1	1,3
2,9	2,3	1,5
3,4	2,6	2,3
4,9	3,2	3,9
4,1	3,5	6,1
5,0	3,7	10,1
5,5	4,2	12,7
6,5	4,5	19,8
7,3	4,9	24,0

Tab. 3.14: P-Wellengeschwindigkeits (v_p)- und Durchschnittsgeschwindigkeits (\bar{v})-Tiefen (z) Funktion aus Profil AWI 92010, RefTek-Station 12, West.

Die erste in den Daten erkennbare Scheingeschwindigkeit wird einer P-Wellengeschwindigkeit aus Tab. 3.14, linke Spalte zugeordnet. Der zu modellierenden, obersten Schicht wird dann die Durchschnittsgeschwindigkeit des darüberliegenden Schichtenpackets aus Tab. 3.14 zugeordnet.

Der jeweilige Name der Ray-Tracing Modelle setzt sich zusammen aus dem Profilnamen (SAE 25/28 oder 29), der Schußnummer, sowie aus dem Zusatz West oder Ost, jenachdem, ob die Schüsse westlich oder östlich der Registrierstation ausgelöst wurden. Die Reihenfolge ist so gewählt, daß der westlichste Schuß zuerst, der östlichste Schuß zuletzt besprochen wird (s. Karte Abb. 19).

Folgende Schüsse wurden ausgewertet (Buchstaben-Kennzeichnung wie in Abb. 3.20):

- a) SAE29, Schuß 1, Ost: 4 Schichtenfall. Der 2. modellierte Laufzeitast ist nur durch zwei Stützstellen belegt, seine P-Wellengeschwindigkeit von 6,6 km/s findet sich jedoch in benachbarten Schüssen wieder.
- b) SAE29, Schuß 2, Ost: 5 Schichtenfall. Die erste Schicht ist nur 0,4 km mächtig und im Modell nicht zu erkennen. Der erste, modellierte Laufzeitast ist nur durch zwei Stützstellen belegt.
- c) SAE29, Schuß 3, West: 2 Schichtenfall.
- d) SAE29, Schuß 3, Ost: 3 Schichtenfall.
- e) SAE29, Schuß 5, Ost: 2 Schichtenfall. Die letzten zwei Stützstellen werden nicht modelliert.

- f) SAE29, Schuß 9, West: 4 Schichtenfall.
- g) SAE29, Schuß 9, Ost: 2 Schichtenfall.
- h) SAE28, Schuß 1, Ost: 4 Schichtenfall.
- i) SAE29, Schuß 7, West: 7 Schichtenfall. Der Versatz zwischen dem ersten und dem zweiten Laufzeitast wird in Anlehnung an das Profil AWI 92010, RefTek-Station12, durch eine Geschwindigkeitsinversion (von 4,9 km/s auf 4,1 km/s) modelliert.
- j) SAE29, Schuß 8, West: 7 Schichtenfall. Wegen der Nähe zu Schuß 7 wurden die obersten Schichten von Schuß 7 in dieses Modell übertragen, ohne daß die Schichtgrenzen durch Stützstellen belegt sind.
- k) SAE28, Schuß 2, Ost: 4 Schichtenfall. Zwar deuten die Einsätze bis 60 km ebenfalls einen Versatz der Laufzeitäste an, doch könnten diese nur durch 2 Stützstellen belegt werden.
- l) SAE28, Schuß 6, West: 4 Schichtenfall. Auch hier verlaufen die Ersteinsätze un stetig, die Laufzeitäste lassen sich jedoch gut korrelieren.
- m) SAE28, Schuß 7, West: 6 Schichtenfall. Zwischen der ersten und zweiten durch Laufzeitäste belegten Schichtgrenze wurde eine Niedriggeschwindigkeitsschicht ($v=4,1$ km/s) eingefügt.
- n) SAE25, Schuß 8, Ost: 3 Schichtenfall.
- o) SAE25, Schuß 6, Ost: 2 Schichtenfall.
- p) SAE25, Schuß 2, West: 3 Schichtenfall.
- q) SAE25, Schuß 1, West: 2 Schichtenfall.

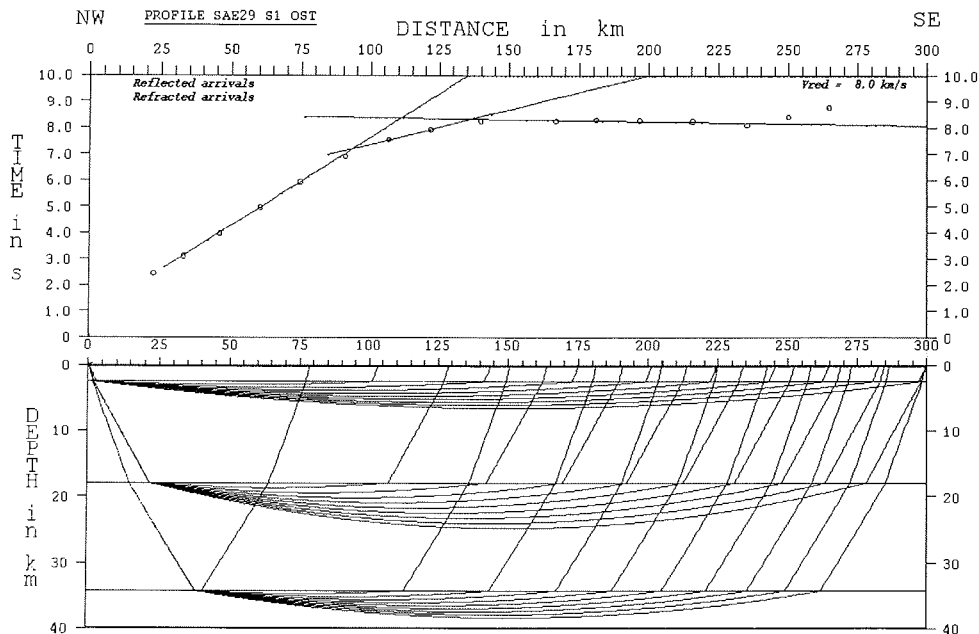


Abb. 3.20a: SAE29, Schuß 1, Ost.

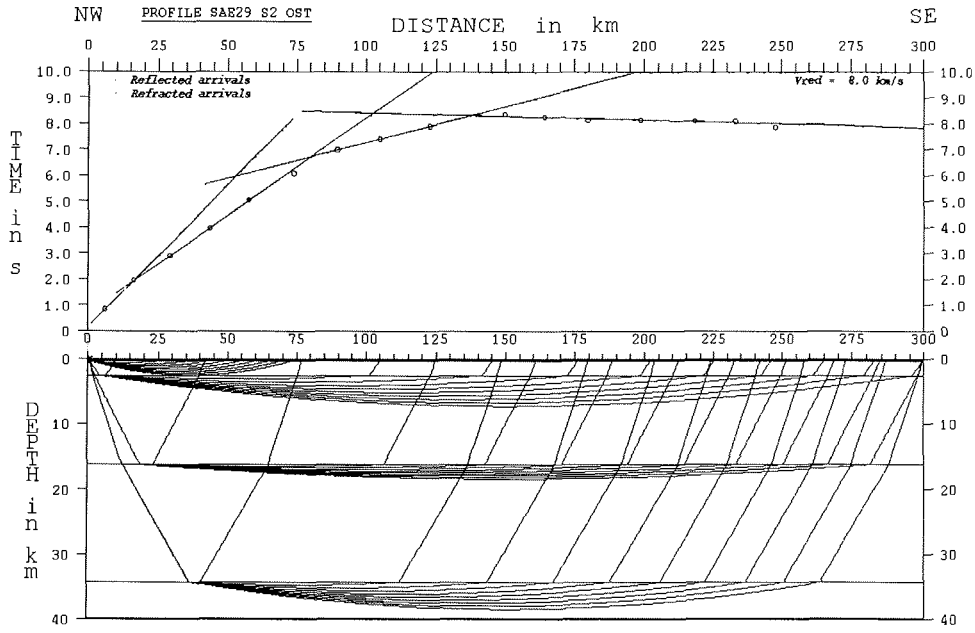


Abb. 3.20b: SAE29, Schuß 2, Ost.

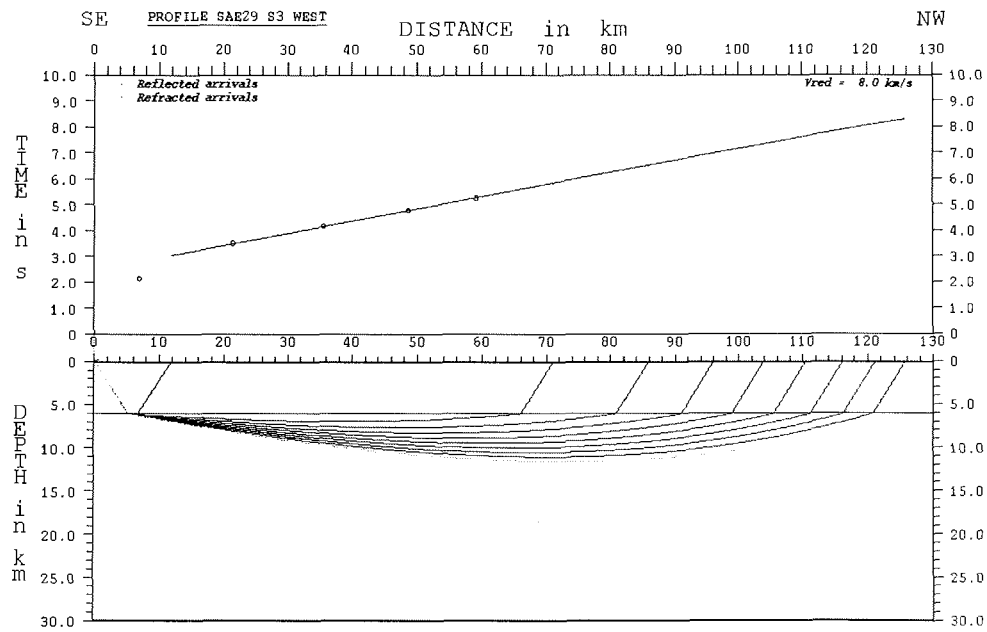


Abb. 3.20c: SAE29, Schuß 3, West.

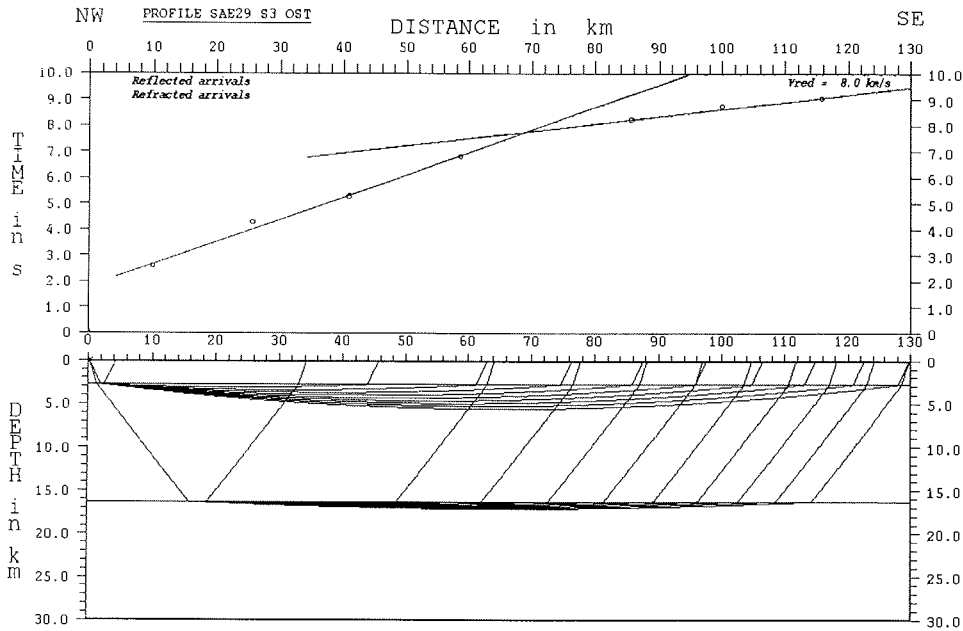


Abb. 3.20d: SAE29, Schuß 3, Ost.

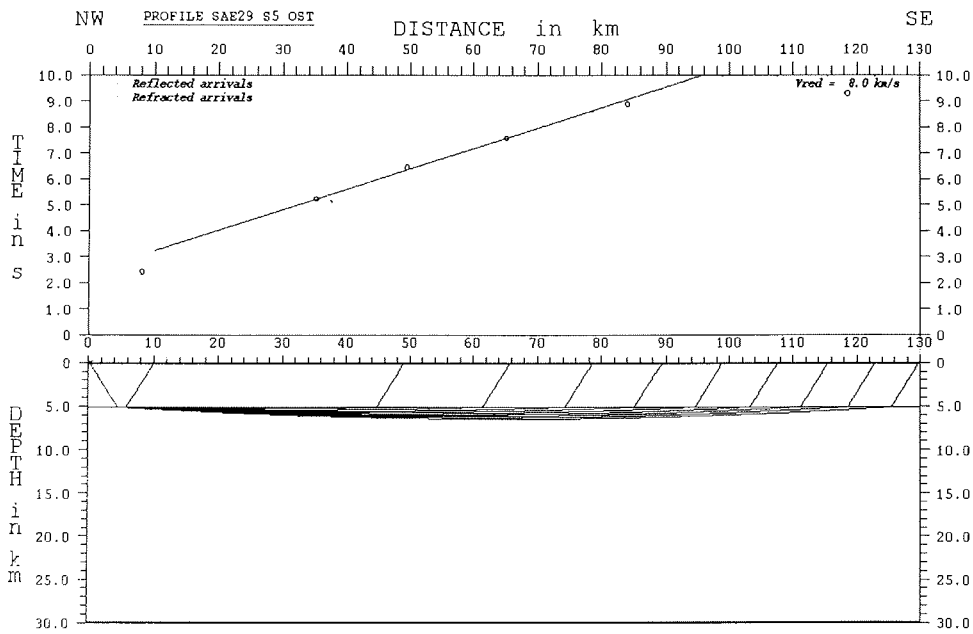


Abb. 3.20e: SAE29, Schuß 5, Ost.

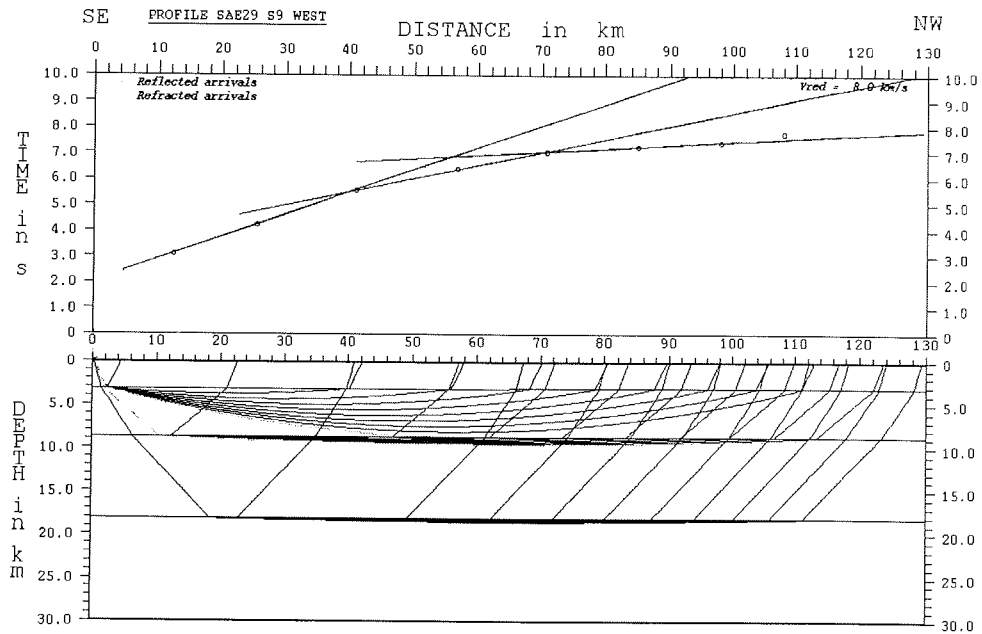


Abb. 3.20f: SAE29, Schuß 9, West.

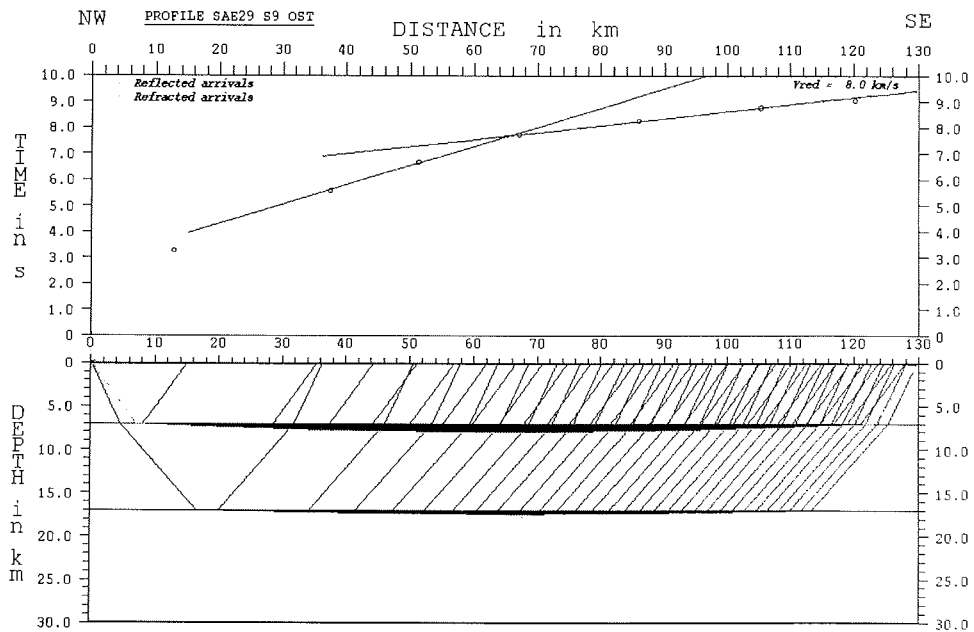


Abb. 3.20g: SAE29, Schuß 9, Ost.

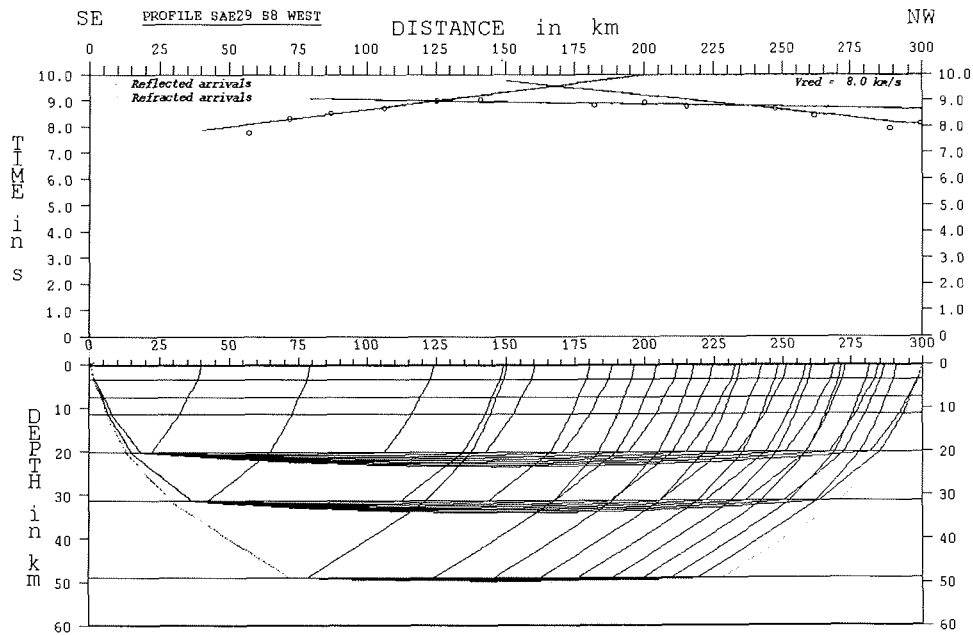


Abb. 3.20j: SAE29, Schuß 8, West.

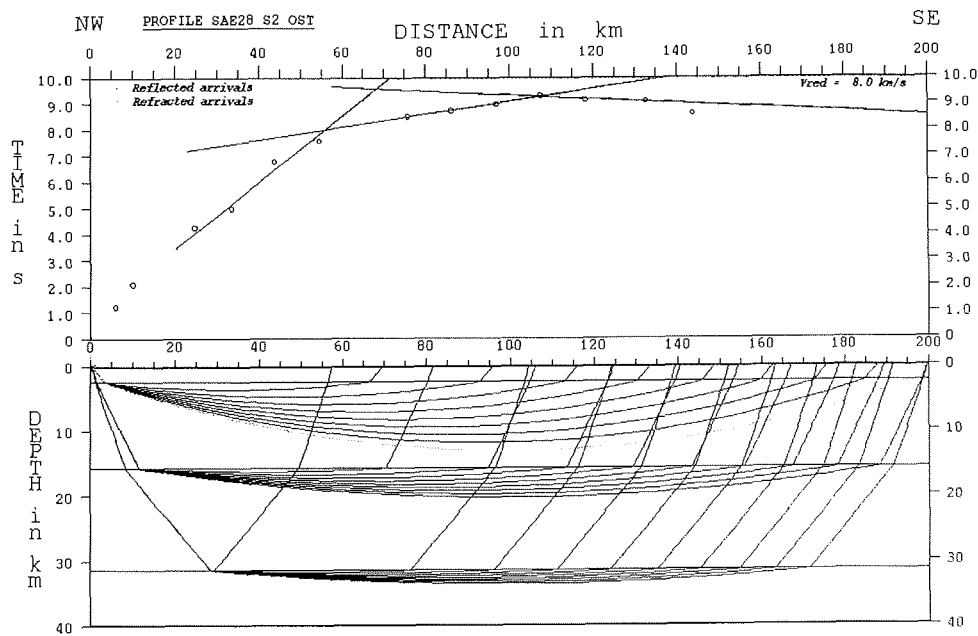


Abb. 3.20k: SAE28, Schuß 2, Ost.

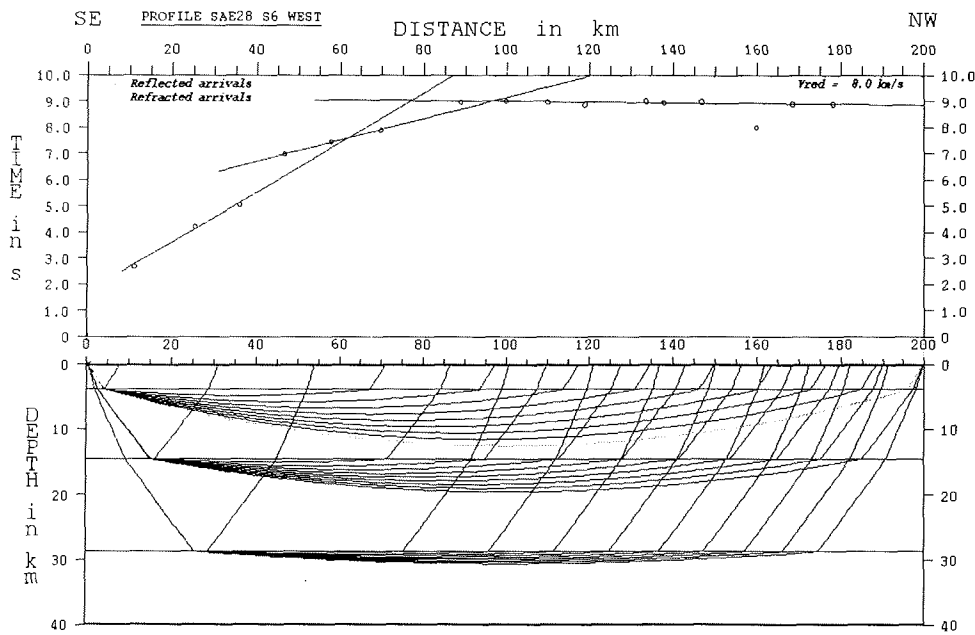


Abb. 3.20l: SAE28, Schuß 6, West.

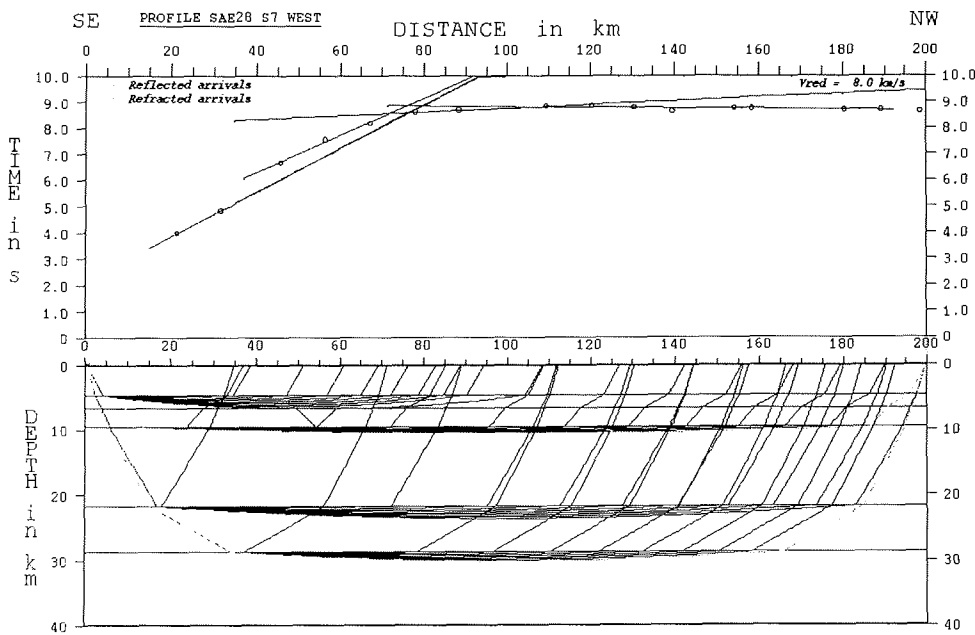


Abb. 3.20m: SAE28, Schuß 7, West.

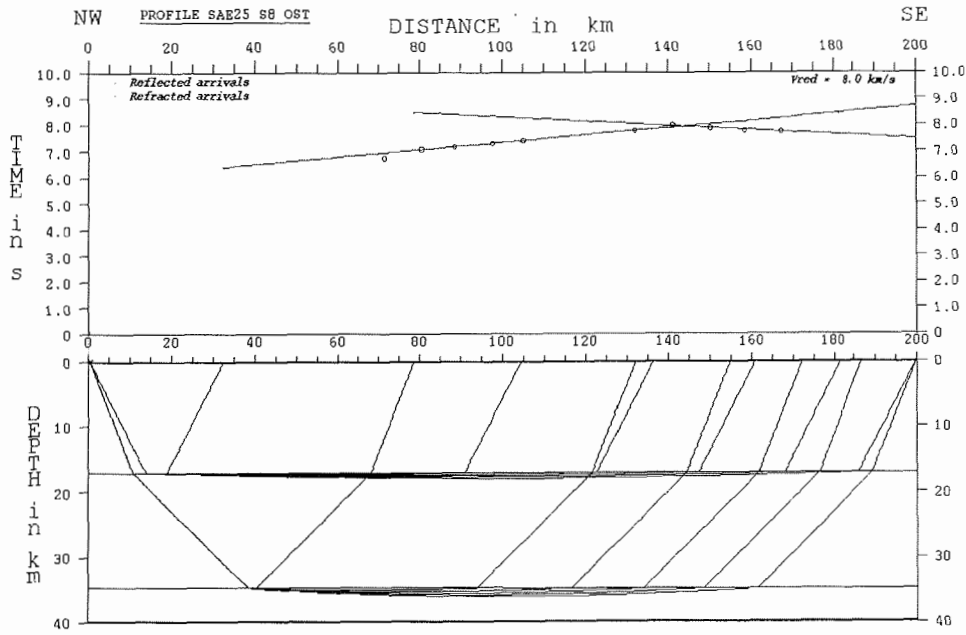


Abb. 3.20n: SAE25, Schuß 8, Ost.

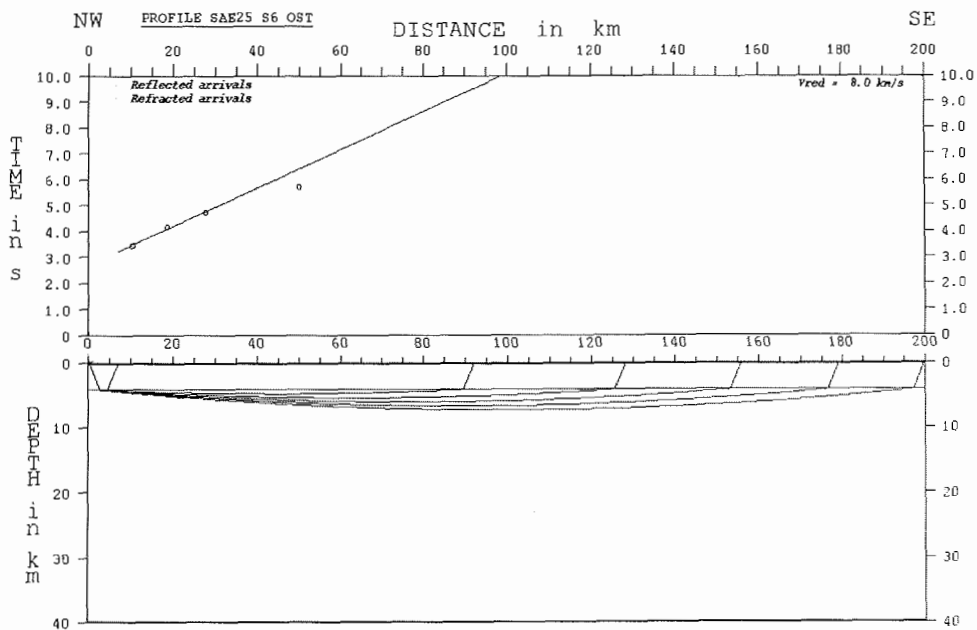


Abb. 3.20o: SAE25, Schuß 6, Ost.

Schuß:	Schicht 1	Schicht 2	Schicht 3	Schicht 4	Schicht 5	Schicht 6	Schicht 7
	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)
29 S1 O	0,0 3,7*	2,5 5,2	18,0 (6,6)	34,3 8,1			
29 S2 O	0,0 2,6*	0,4 4,3	2,6 5,0	16,2 6,6	34,3 8,2		
29 S3 W	0,0 3,7*	6,1 5,8					
29 S3 O	0,0 3,2*	2,8 4,8	16,3 6,6				
29 S5 O	0,0 2,6*	5,1 4,9					
29 S9 W	0,0 2,6*	3,2 4,8	8,8 5,7	18,8 7,2			
29 S9 O	0,0 3,5*	7,1 5,1	17,0 6,6				
28 S1 O	0,0 3,7*	11,5 5,4	21,1 7,1	33,1 8,5			
29 S7 W	0,0 2,6*	3,4 4,9	7,6 4,1*	11,5 5,5	19,2 7,0	31,4 8,2	42,9 8,9
29 S8 W	0,0 2,6*	3,4 4,9	7,6 4,1*	11,5 5,5	20,3 7,3	31,4 8,2	49,2 8,8
28 S2 O	0,0 3,2*	2,5 4,0	15,8 6,8	31,5 8,6			
28 S6 W	0,0 2,6*	3,9 4,6	14,5 6,1	28,8 8,1			
28 S7 W	0,0 2,6*	4,7 4,8	6,7 4,1	9,6 5,1	21,8 7,6	28,8 8,1	
25 S8 O	0,0 4,5*	17,1 7,2	34,9 8,6				
25 S6 O	0,0 3,5*	4,2 5,1					
25 S2 O	0,0 3,7*	1,2 5,4	7,5 6,1				
25 S1 W	0,0 3,7*	0,1 5,4	5,9 6,0				

Tab. 3.15: Tabelle der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der sowjetischen Profile SAE 25/28/29. Die Schußkennzeichnung setzt sich aus der Profilvernummer, der Schußnummer und der Himmelsrichtung (W für West, O für Ost) der Auslage zusammen.

Eine Zusammenfassung der bestimmten P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen findet sich in Tab. 3.15.

3.1.6 2D-Ray-Tracing der AWI und SAE Profile

Die Auswertungen der Schüsse SAE 29, Schuß 1 und 2 Ost, Schuß 3 West sowie der PDAS-Station BAS West (Tab. 3.5) zeigte P-Wellengeschwindigkeiten von 5,0 bzw. 5,2 km/s in den bezüglich der Stationen östlichen Auslagen sowie von 5,8 km/s in den westlichen Auslagen in etwa gleicher Tiefe. Dies ist als Hinweis für stark inhomogene Geschwindigkeitsverteilungen oder für Schichtneigungen mit einer Neigungskomponente in Profilrichtung zu werten. In Abb. 3.21 ist das Ray-Tracing Modell für die Daten der BAS-Station und der Station SAE29, Schuß 1 Ost, wiedergegeben. Die Scheingeschwindigkeiten von 5,8 km/s bzw. 5,2 km/s werden in dem Modell durch Tauchwellen erzeugt, die durch eine Schicht der P-Wellengeschwindigkeit mit 5,5 km/s gelaufen sind, eine Geschwindigkeit, die sich in vielen östlich gelegenen Registrierungen wiederfindet. Die an der BAS-Station (PDAS, westlicher Teil) registrierte PcP-Phase wird an einer weiteren Schichtgrenze erzeugt. Der darunter liegenden Schicht wird in Anlehnung an die PCM-Station RB die P-Wellengeschwindigkeit 5,9 km/s zugewiesen. Sowohl bei den westlichen als auch bei den östlichen Auslagen ergibt sich eine gute Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Daten.

Dieses Ergebnis ist in das folgende 2D-Modell (Abb. 3.22) eingeflossen, in dem alle Schichten mit einer P-Wellengeschwindigkeit kleiner als 5,4 km/s zu einer Schicht mit $v=3,7$ km/s zusammengefaßt sind. Die gemessenen Laufzeitkurven stammen von den Stationen 11, 12, 13, BAS, sowie SAE29, Schuß 1 Ost. Die Stufen in den Schichtgrenzen mußten eingeführt werden, um unterschiedliche Interzeptzeiten der Laufzeitäste auszugleichen. Wie bei den vorhergehenden 2D-Modellen können über die genauen Verläufe der Stufen keine Aussagen gemacht werden.

Je mehr oberflächennahe Schichten zu einer Schicht zusammengefaßt werden, um so größer ist die Gefahr, daß laterale Geschwindigkeits- und Schichtmächtigkeitsvariationen der oberen Schichten durch Variationen der unteren Schichten modelliert werden, weshalb die großskaligen Modelle, wie sie hier vorliegen, nur einen gemittelten Überblick über die Krustenstruktur geben können.

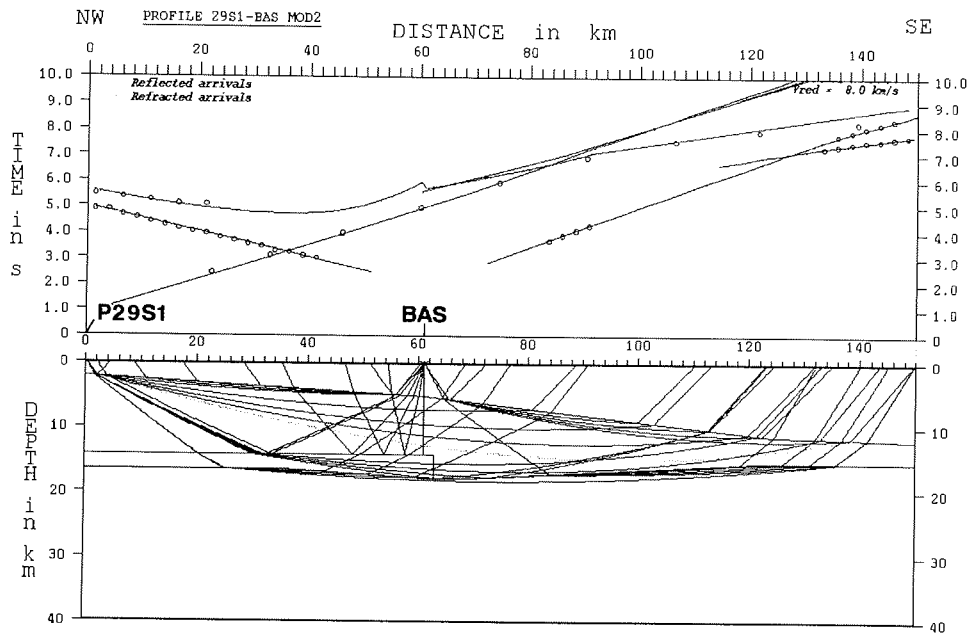


Abb. 3.21a: Ray-Tracing zwischen dem Schußpunkt SAE29, Schuß 1 Ost und der PDAS-Station BAS.

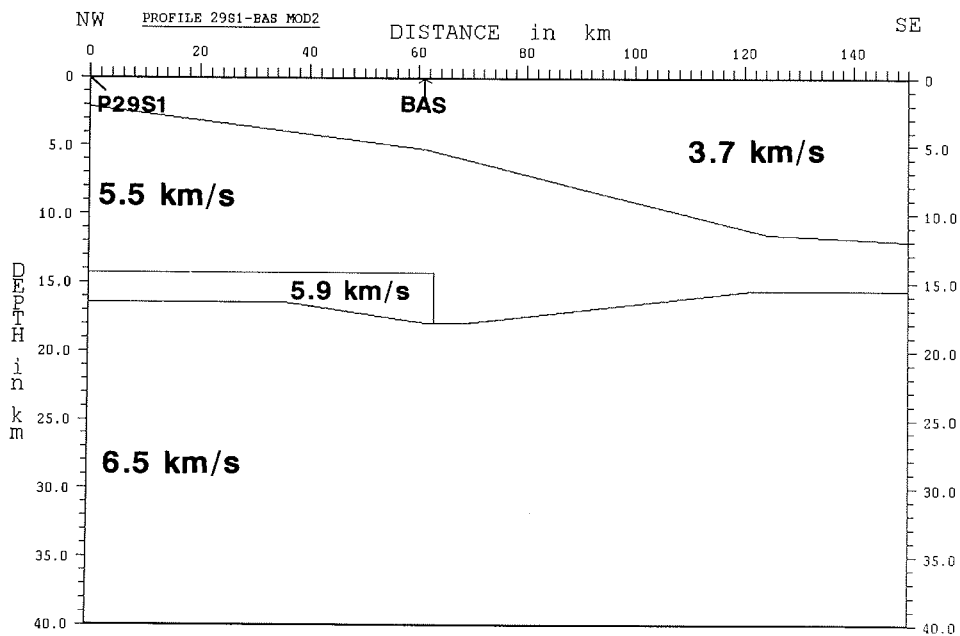


Abb. 3.21b: Ray-Tracing Modell zwischen dem Schußpunkt SAE29, Schuß 1 Ost und der PDAS-Station BAS.

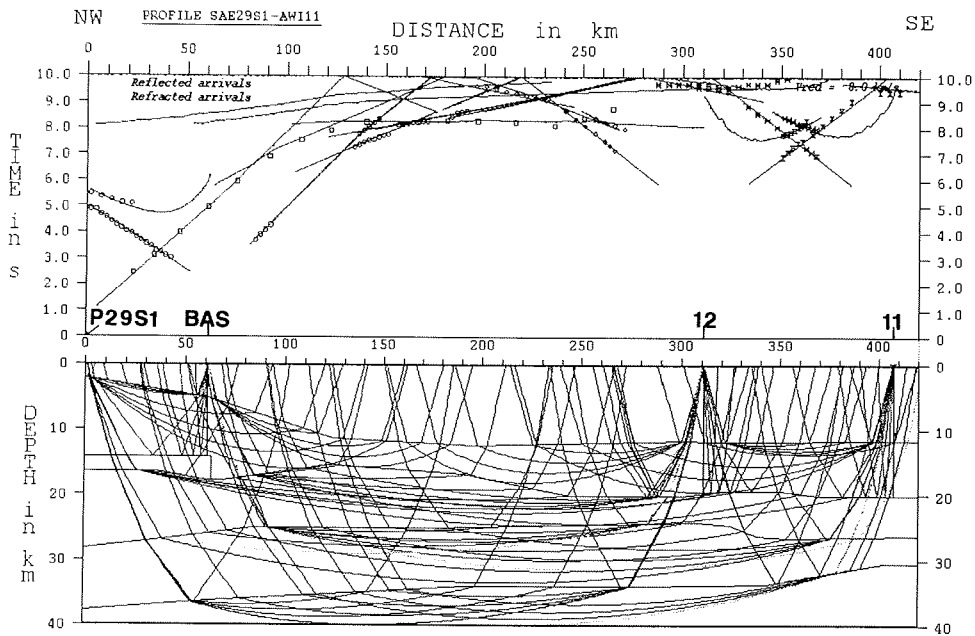


Abb. 3.22a: Ray-Tracing zwischen dem Schußpunkt SAE29, Schuß 1 Ost und der RefTek-Station 11.

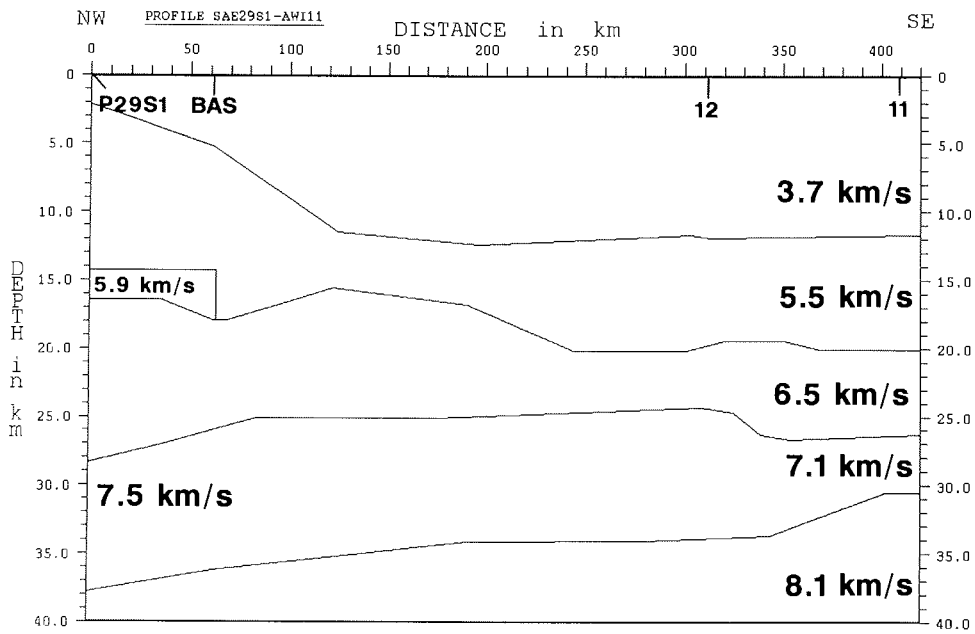


Abb. 3.22b: Ray-Tracing Modell zwischen dem Schußpunkt SAE29, Schuß 1 Ost und der RefTek-Station 11.

Eine Zusammenfassung aller P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen ist in Tab. 3.16 wiedergegeben.

Profil:	S 1:	S 2:	S 3:	S 4:	S 5:	S 6:	S 7 1:	S 8:	S 9:	S 10:	S 11:
Stat.:	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v	v
	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)	(km/s)
	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)	z (km)
ANTIII/ 4 RB	5,1* 0,0	5,3 4,0	5,9 13,0	6,4 20,0	7,1 28,8	8,0 43,0					
ANTIII/ 4 GP110 O	5,2 0,0										
92010 BAS W	3,5* 0,0	5,8 4,1	6,8 15,0								
BAS O	3,5* 0,0	4,9 4,6	5,5 12,5	6,5 16,8	7,5 26,4	8,0 37,0					
92010 13 O	2,0* 0,0	3,7 1,9	4,9 4,4	4,1 6,0							
92010 12 W	2,0* 0,0	2,4 1,3	2,9 1,5	3,4 2,2	4,9 3,9	4,1* 6,0*	5,0 10,1	5,5 12,7	6,5 19,8	7,1 24,0	8,0 31,8
92010 12 O	2,0* 0,0	3,0 1,5	3,6 2,0	4,8 4,2	4,1 6,0	5,0 10,4	5,4 11,6	6,5* 18,3	8,0 28,8		
92010 11 W	2,0* 0,0	2,5 0,8	3,5 1,7	4,1 4,4	5,1 10,1	5,7 13,2	6,5* 20,4	7,3 26,8	8,0 32,8		

Tab. 3.16: Tabelle der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der vor dem Ronne-Schelfeis gelegenen Refraktionsprofile.

3.2 Die Profile vor dem Ekström-Schelfeis

Insgesamt 4 refraktionsseismische Profile sind vom Alfred-Wegener-Institut in den Südsommern 1989/1990 - RV Polarstern Fahrtabschnitt ANT VIII/5 (Profile AWI 89020, 90100, 90220) - und 1991/1992 - Fahrtabschnitt ANT X/2 (Profil AWI 92120) - vor dem Ekström-Schelfeis vermessen worden (s. Karte Abb. 3.23 und herausnehmbare Karte Anhang 2). Die Profile AWI 89020 und 90220 ergänzen sich dabei zu einem langen Profil und werden gemeinsam ausgewertet.

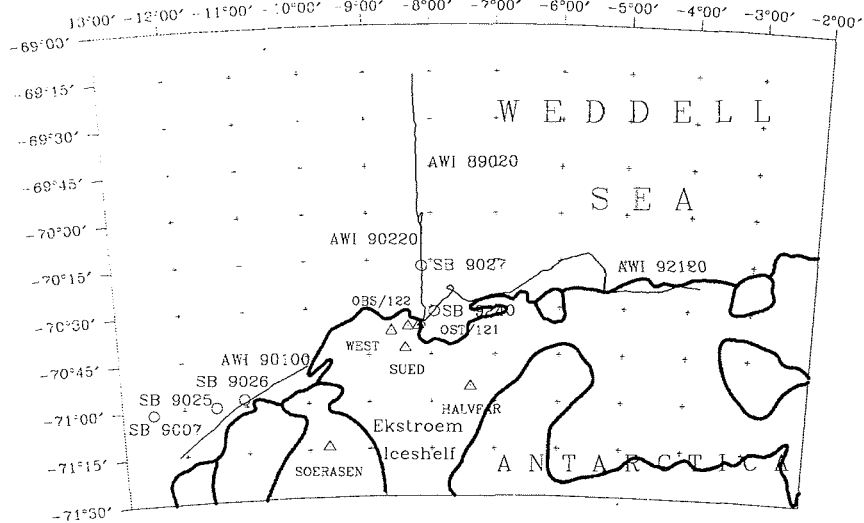


Abb. 3.23: Karte mit den refraktionsseismischen Profilen vor dem Ekström-Schelfeis. Die Seismometer-Stationen sind mit einem Dreieck gekennzeichnet.

Die Registrierungen erfolgten in beiden Kampagnen mit dem seismologischen Netz der Georg-von-Neumayer Station, wobei 1992 zusätzlich zwei RefTek-Stationen (Stationen 121 und 122) zum Einsatz kamen. Die Koordinaten der Stationen waren (Tab. 3.17 u. 3.18):

Station:	Länge:	Breite:
Observatorium	8,366° W	70,595° S
West	8,633° W	70,624° S
Süd	8,417° W	70,718° S
Ost	8,199° W	70,598° S
Halfvar	7,393° W	70,923° S
Soerasen	9,683° W	71,236° S

Tab. 3.17: Positionen der Seismometer-Stationen des geophysikalischen Observatoriums der Georg-von-Neumayer Station (1990).

Station:	Länge:	Breite:
121	8,156° W	70,587° S
122	8,373° W	70,602° S

Tab. 3.18: Positionen der 1992 auf dem Ekström-Schelfeis errichteten Geophon-Arrays der RefTek-Stationen.

Für einige Schichtgrenzen wurde eine 2D-Modellierung durchgeführt, und zwar unter der Annahme, daß alle für das Ray-Tracing signifikanten Schichten mit ihren Geschwindigkeiten bekannt sind, und daß Undulationen in den gemessenen Laufzeitästen auf Änderungen der Tiefe der Schichtgrenzen zurückzuführen sind. Dies ist problematisch, da für keines der Profile Gegenschüsse existieren und so die modellierten P-Wellengeschwindigkeiten und Schichtneigungen nicht kontrolliert werden können. Die erzielten Ergebnisse liefern zwar ein konsistentes, geowissenschaftlich "vernünftiges" Bild von den vorliegenden Krustenstrukturen, sie sollten aber nur als erste Näherung betrachtet werden.

Zuerst erfolgt die Auswertung der Profile parallel zum Kontinentalrand, da diese erwartungsgemäß in Streichrichtung der Krustenstrukturen liegen und so der Modellvorstellung söhligere Schichten näher kommen als die Profile senkrecht dazu. Die Durchschnittsgeschwindigkeiten der oberen Schichten, die aus den Daten des Profils AWI 92120 bestimmt werden, finden dann für die Modellierung des westlichen Profils AWI 90100 Verwendung, da bei letzterem Profil der Anfangsoffset zu groß für die Bestimmung der oberen Schichten ist.

Für die Bearbeitung der refraktionsseismischen Daten wurde ein Bandpaßfilter mit einem Durchlaßbereich zwischen 4 und 10 Hz gewählt, die Binweite beträgt 250 m, die Fensterlänge der AGC 2000 ms. Auf zusätzliche Bearbeitungsverfahren wird im Text hingewiesen.

Eine Zusammenstellung der P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen findet sich am Ende des Abschnitts.

3.2.1 Profil AWI 92120

Das 1992 vermessene Profil AWI 92120 erstreckt sich über eine Gesamtlänge von etwa 180 km. Bei etwa 7,7°W, 5,5°W und 5,2°W knickt das Profil jeweils um etwa 90° ab. Wegen des geringen Anfangsoffset zur RefTek-Station 121 eignet sich dieses Profil, um Informationen über die oberen Deckschichten zu erhalten. Die Auswertung der Seismogramm-Montage von RefTek-Station 122 erlaubt Aussagen bis zur Kruste/Mantelgrenze.

In die Modellierung der oberen Schichten fließen zusätzlich Geschwindigkeitsinformationen von dem parallel verlaufenden, reflexionsseismischen Profil BGR 78-18 ein. In diesem Profil ist eine 200 m mächtige Schicht mit $v=1,6$ km/s und eine 250 m mächtige Schicht mit $v=1,9$ km/s kartiert.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, RefTek-Station 121 (Abb. 3.24)

Identifizierte Phasen:

Der Ersteinsatz ist bis 60 km sicher als Pg-Phase zu interpretieren. Die Interpretation der nachfolgenden, bis 180 km erkennbaren Phasen als Pg-Phasen führt zu Inkonsistenzen mit anderen Seismogramm-Montagen, weshalb diese Phasen nicht weiter bearbeitet werden.

Auswertung und Diskussion:

Das Geophon-Array der RefTek-Station 121 wurde etwa 500 m von der Schelfeiskante errichtet. Die Brandung an der Schelfeiskante wird als Hauptursache für die mangelhafte Datenqualität angesehen, da die Registrierungen der RefTek-Station 122 (s.u.), die sich etwa 7 km von der Schelfeiskante entfernt befindet, eine signifikant bessere Qualität aufweisen.

Der Verlauf der korrelierbaren Laufzeitäste weist an verschiedenen Stellen Unstetigkeiten auf. Zwischen 17 und 21 km Offset erfolgen keine Kursschwankungen von RV Polarstern, weshalb die dortigen Variationen auf sich ändernde Schichtmächtigkeiten und/oder laterale Geschwindigkeitsänderungen zurückzuführen sind. Der Kurswechsel von RV Polarstern beim Offset von 28 km führt wegen der sich ändernden Wassertiefe zum Versatz des Ersteinsatzes zu früheren Laufzeiten hin.

Ein Vergleich mit der Seismogramm-Montage von der RefTek-Station 122 zeigt, daß die Interpretation der korrelierbaren Phasen mit einem Offset > 50 km problematisch ist.

Der Wasserkörper und die Schicht mit $v=1,6$ km/s ist nicht-söhlig modelliert (s. Ray-Tracing Abb. 3.25). Die erste in den Daten belegte P-Wellengeschwindigkeit ist 2,6 km/s. Die kritische Entfernung ist beim Ray-Tracing zu groß, was ein Anzeichen dafür ist, daß noch weitere Schichten darüber liegen. Dasselbe gilt für die Pg-Phase der untersten Schichtgrenze, der Tiefenbereich zwischen 2,6 und 6,0 km ist demnach nicht so homogen wie modelliert. Die gemessenen Einsätze zwischen 14 und 21 km werden von den Laufzeitästen nicht überdeckt, sie entsprechen jedoch in etwa der P-Wellengeschwindigkeit von 5,1 km/s (mit einem Versatz des Laufzeitastes bei 17,5 km).

In der Tabelle 3.19 werden gemittelte Werte für die Tiefen der entsprechenden Schichtgrenzen angegeben.

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	1,6*	1,9*	2,6	4,6	5,1	5,5
Tiefe (km):	0,0	0,1-0,6*	0,3-0,8*	1,0	1,6	2,6	6,0

Tab. 3.19: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, RefTek-Station 121.

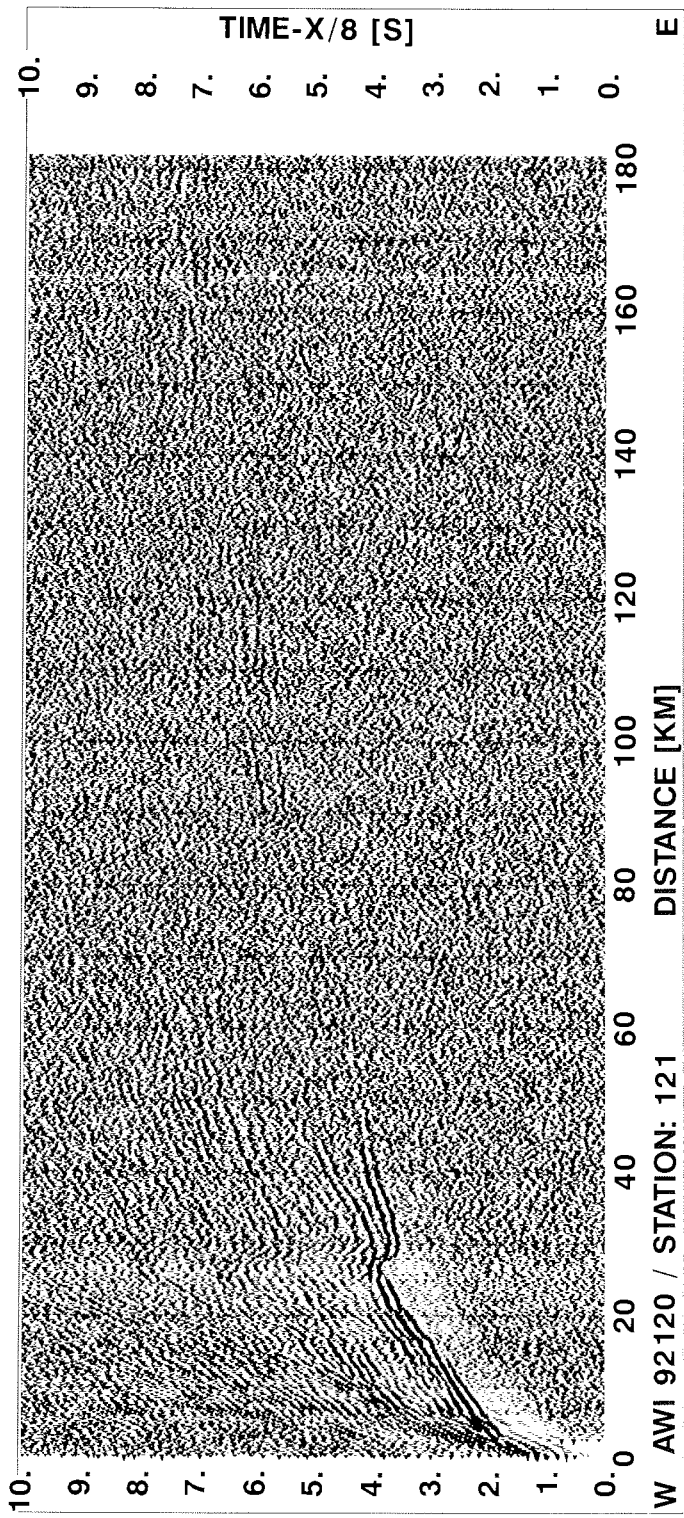


Abb. 3.24: Seismogramm-Montage von Profil AWI 92120, RefTek-Station 121.

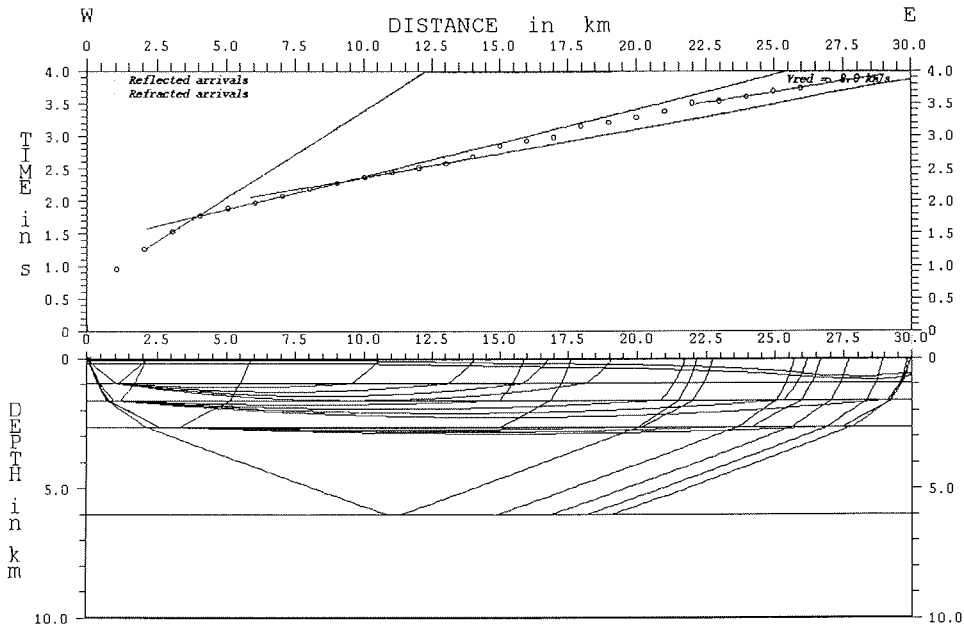


Abb. 3.25: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92120, RefTek-Station 121.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, RefTek-Station 122 (Abb. 3.26).

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz bis 150 km, anschließend ist es die Pn-Phase. Zwischen 35 und 80 km bzw. 6 und 9 s sind konvertierte Wellen zu beobachten.

Auswertung und Diskussion:

Für die Unstetigkeiten des Ersteinsatzes gelten dieselben Erklärungen wie bei der RefTek-Station 121. Die Unstetigkeiten zwischen 140 bis 150 km sind Folgen der Kurswechsel zwischen 5,5°W und 5,2°W. Die Auswertung erfolgt getrennt für den Offsetbereich bis 40 km und nach 40 km.

Für das Ray-Tracing des ersten Abschnitts (Abb. 3.27, Tab. 3.20) wurde die Schicht mit $v=2,6$ km/s von RefTek-Station 121 in dieses Modell übertragen, da wegen des größeren Anfangsoffsets diese Schicht nicht belegt ist. Zwischen 20 und 24 km werden die gemessenen Einsätze nicht von den modellierten Laufzeitästen überdeckt. Ab 25 km wird die Scheingeschwindigkeit wieder geringer, weshalb der Bereich zwischen 20 und 24 km nicht modelliert wird.

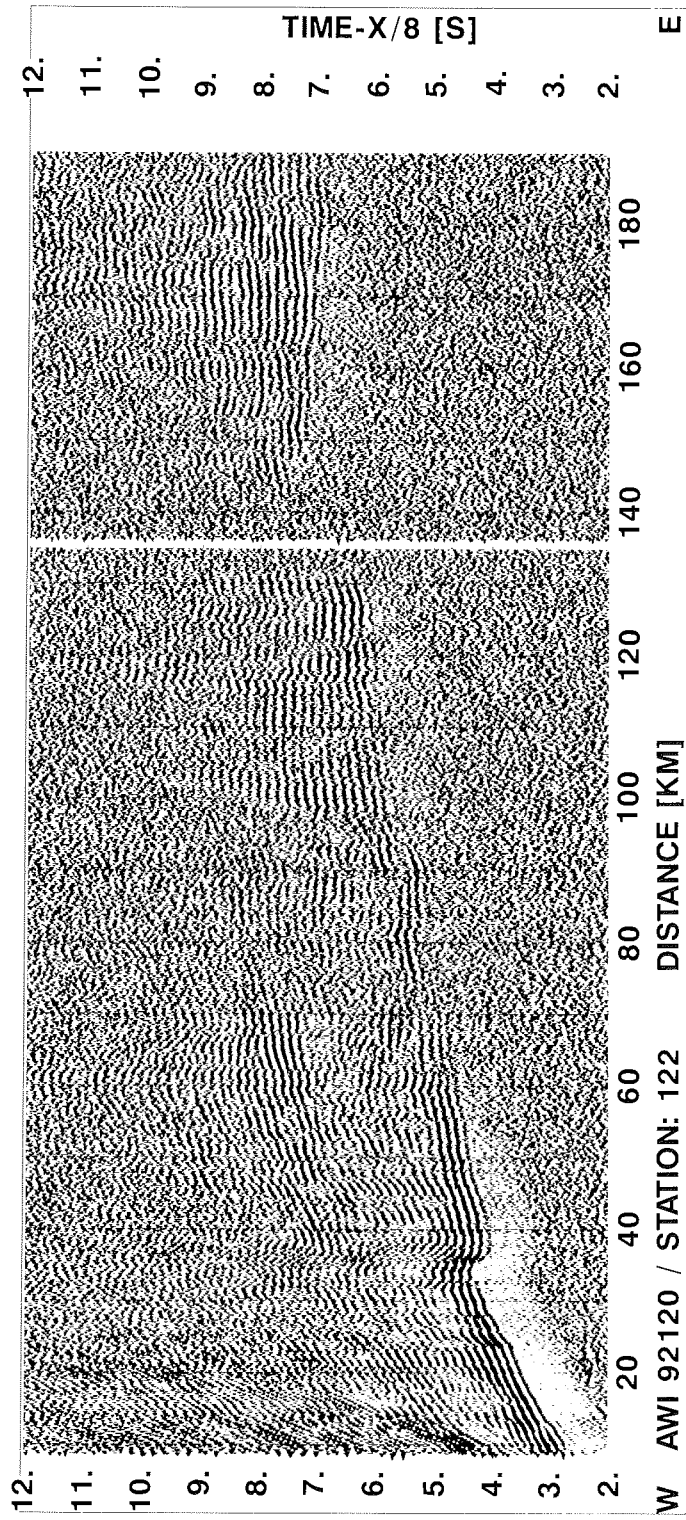


Abb. 3.26: Seismogramm-Montage Profil AWI 92120, RefTek-Station 122.

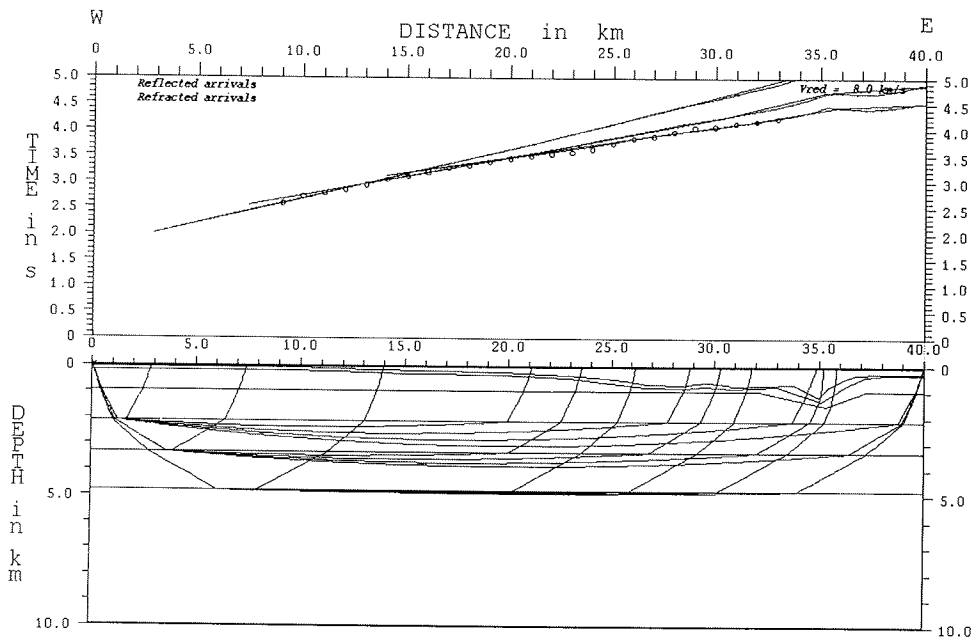


Abb. 3.27: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92120, RefTek-Station 122, Einsätze bis 40 km.

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	1,6*	1,9*	2,6	4,6	5,1	5,6
Tiefe (km):	0,0	0,1-0,8*	0,3-1,1*	≈1,3	2,1	3,5	4,8

Tab. 3.20: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, RefTek-Station 122, Offset < 40 km.

Für die Auswertung des hinteren Abschnitts ab 35 km müssen diese Schichten - bis auf den Wasserkörper - zu einer einzelnen Schicht zusammengefaßt werden, da die lateralen Änderungen der Schichten nicht bekannt sind. Die erste modellierte P-Wellengeschwindigkeit beträgt 6,6 km/s. Mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 3,5 km/s für die hangenden Schichten ergibt sich eine Mächtigkeit von 5,5 km für die so zusammengefaßte Schicht am Anfang des Modells (s. Abb. 3.27). Berechnet man die Durchschnittsgeschwindigkeit der Schichten aus Tabelle 3.20 (ohne Wasserkörper) bei 0,7 km (= 5,5 km - 4,8 km) Mächtigkeit für Schicht 7, ergibt sich die gewählte Durchschnittsgeschwindigkeit von 3,5 km, d.h. die so ermittelte Durchschnittsgeschwindigkeit ist konsistent mit dem Modell.

Es werden zwei alternative Modelle vorgestellt, die unterschiedliche Bereiche der Pg-Phasen berücksichtigen.

Modell 1 (Abb. 3.28, Tab. 3.21): Der modellierte Laufzeitast von Schicht 4 überdeckt die Einsätze zwischen 95 und 110 km in guter Näherung und läuft annähernd parallel zu den nicht überdeckten Einsätzen zwischen 80 und 90 km sowie zwischen 120 und 130 km, ein Anzeichen dafür, daß diese Schichtgrenze oder darüberliegende Schichtgrenzen von Verwerfungen (unbekannter Sprunghöhe) geprägt sind.

Modell 2 (Abb. 3.29, Abb. 3.30 Tab. 3.22): Der Laufzeitast von Schicht 4 approximiert die Einsätze zwischen 80 und 90 km sowie 120 und 130 km in guter Näherung.

Wegen der hohen Mantelgeschwindigkeit von 8,4 km/s wurde die Kruste/Mantelgrenze einmal eben (Abb. 3.29) und einmal ostwärts ansteigend modelliert (Abb. 3.30). Dies geschah unter der Annahme einer Mantelgeschwindigkeit von 8,1 km/s. In dem Modell ist der Anstieg der Kruste/Mantelgrenze zwischen 35 und 31 km in der Tiefe belegt.

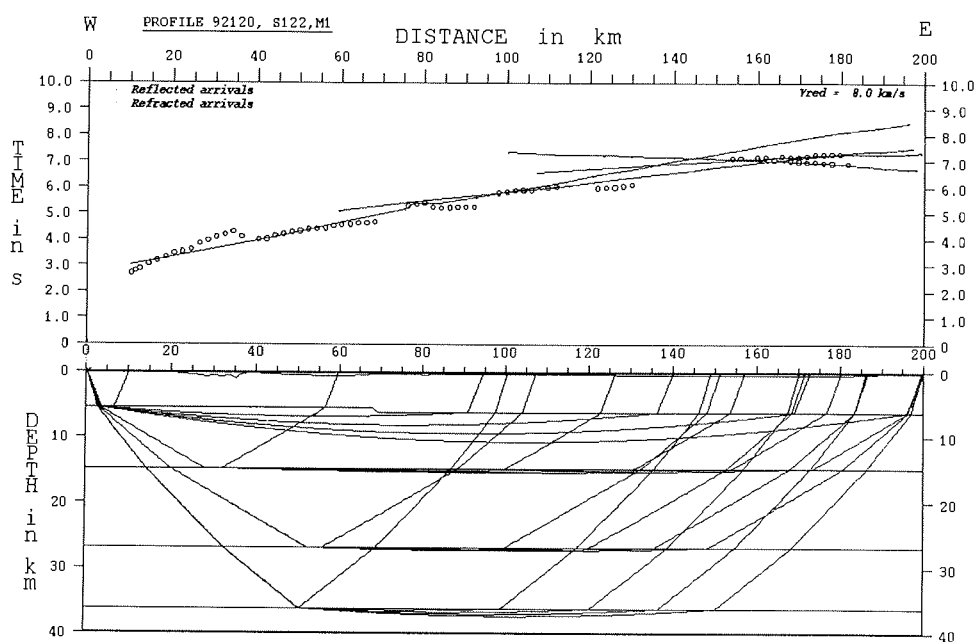


Abb. 3.28: Ray-Tracing Modell 1 von Profil AWI 92120, RefTek-Station 122.

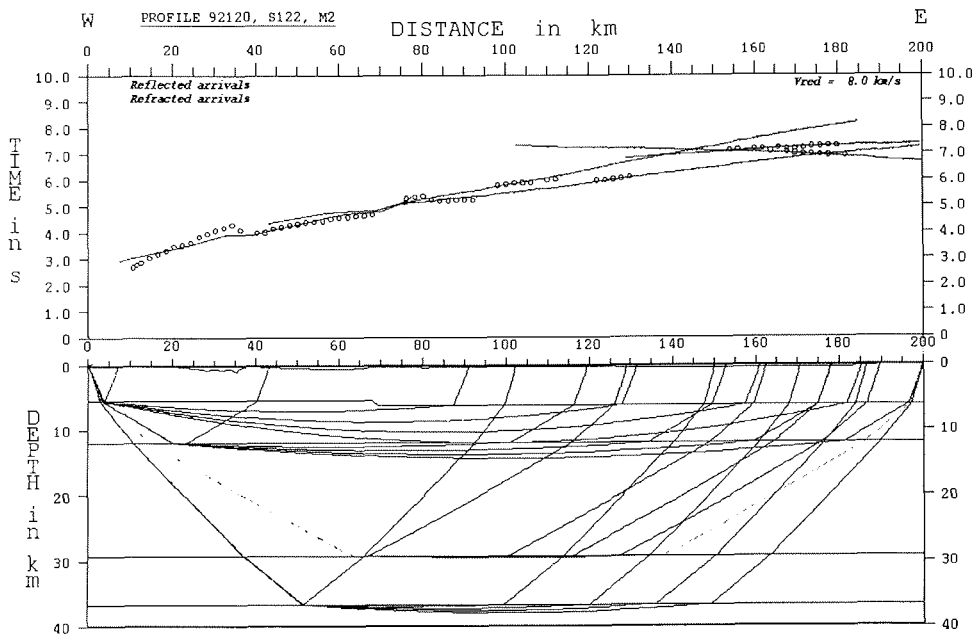


Abb. 3.29: Ray-Tracing Modell 2 von Profil AWI 92120, RefTek-Station 122.

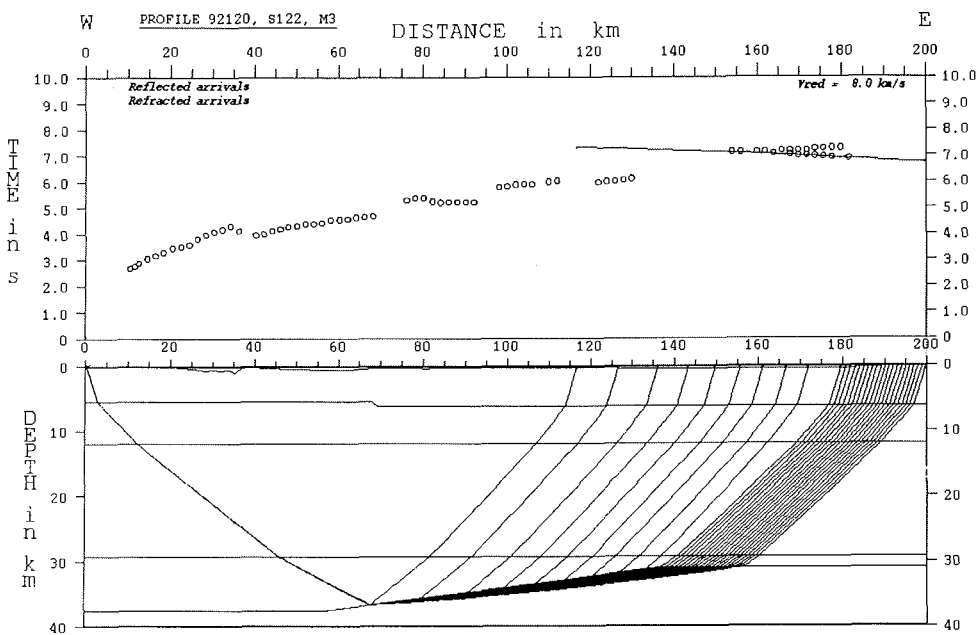


Abb. 3.30: Ray-Tracing Modell 2 von Profil AWI 92120, RefTek-Station 122 mit nordwärts ansteigender Kruste/Mantelgrenze.

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km):	1,5	3,5*	6,6	7,0	7,5	8,4
Tiefe (km):	0,0	0,1-1,3	5,6-6,2	14,8	27,0	36,2

Tab. 3.21: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, RefTek-Station 122, Modell 1.

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km):	1,5	3,5*	6,6	7,0	7,5	8,4 (8,1)
Tiefe (km):	0,0	0,1-1,3	5,6-6,2	12,0	29,3	36,7 (35 - 31)

Tab. 3.22: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, RefTek-Station 122, Modell 2.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, PCM-Station Observatorium (Abb. 3.31)

Identifizierte Phasen: Pg- und Pn-Phase wie RefTek-Station 122. Konvertierte Phasen dto.

Auswertung und Diskussion:

Da die RefTek-Station 122 exakt über der PCM-Station Observatorium errichtet wurde, erübrigt sich eine Auswertung der Pg-Phasen, da diese deckungsgleich mit denen der RefTek-Station 122 sind. Im Gegensatz zur RefTek-Station 122 enthalten die Aufzeichnungen der PCM-Station Observatorium korrelierbare S-Phasen (s. Abb. 3.31). Die Schußlücken sind jeweils durch Bandwechsel der PCM-Stationen verursacht. Die Registrierungen wurden für die Darstellung keinem Binning unterworfen.

Das Ray-Tracing (Abb. 3.32) wurde mit dem Modell 2 (s. Abb. 3.29) durchgeführt. Die S-Wellengeschwindigkeiten sind aus den P-Wellengeschwindigkeiten mit dem Faktor $1/\sqrt{3}$ berechnet worden.

Zwischen 35 und 100 km verlaufen die gemessenen und modellierten Daten parallel, überdecken sich jedoch nicht. Eventuell handelt es sich bei den S-Wellen um Wellen, die an einer tieferen Schichtgrenze als der Meeresboden konvertiert wurden, oder die fehlerhafte Überdeckung liegt an der falsch gewählten Durchschnittsgeschwindigkeit.

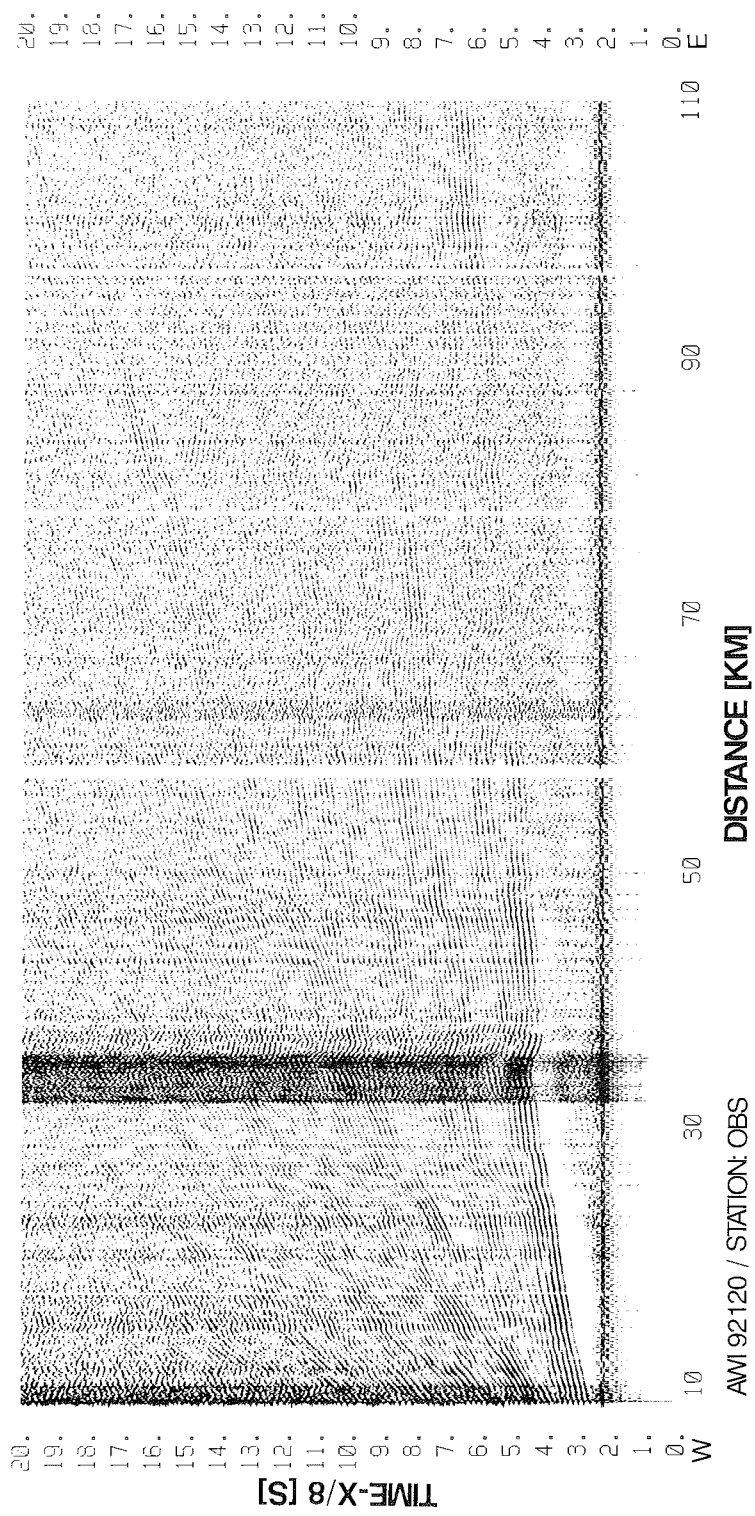


Abb. 3.31: Seismogramm-Montage Profil AWI 92120, PCM-Station Observatorium.

Die S-Phasen zwischen 10 und 25 km können mit dem verwendeten Modell nicht modelliert werden. Sie entsprechen einer Scheingeschwindigkeit von 2,8 km/s. Wird die S-Wellengeschwindigkeit der P-Wellengeschwindigkeit 5,1 km/s aus Tabelle 3.20 zugeordnet, wäre $v_p/v_s = 1,8 > \sqrt{3}$. Wegen des nicht-quantifizierbaren Fehlers in der Geschwindigkeitsabschätzung wird keine petrologische Interpretation vorgenommen.

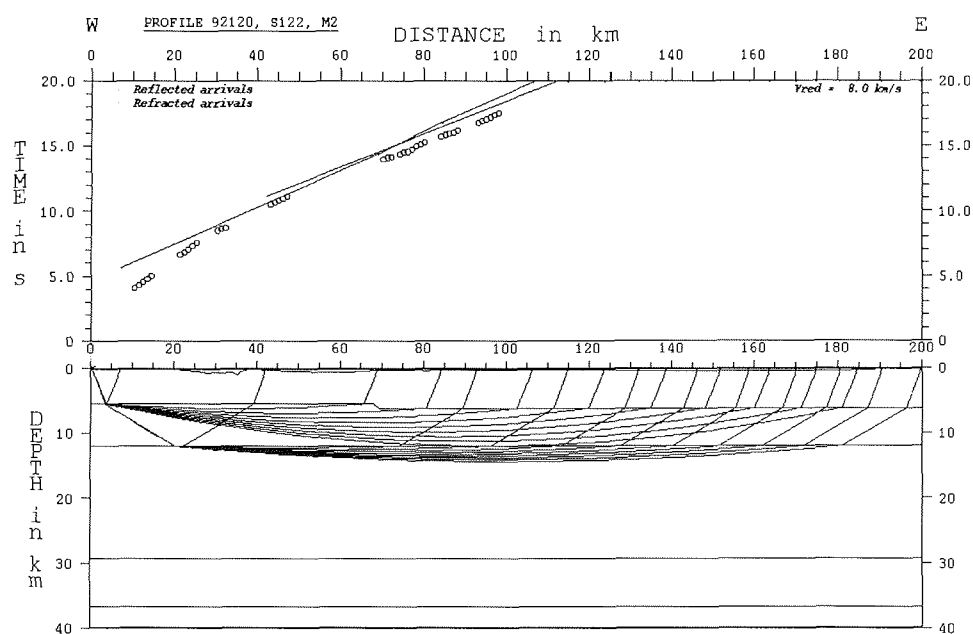


Abb. 3.32: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92120, PCM-Station Observatorium.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar (Abb. 3.33, 3.34)

Die beim Plotten stattfindende Projektion der registrierten Daten auf eine Gerade ist für die PCM-Station Halfvar besonders problematisch, da die Station seitlich versetzt vom Profilverlauf positioniert ist. Der Entfernungsgradient wechselt bis $7,4^\circ\text{W}$ mehrfach das Vorzeichen, weshalb nur die nachfolgenden Schüsse ausgewertet werden.

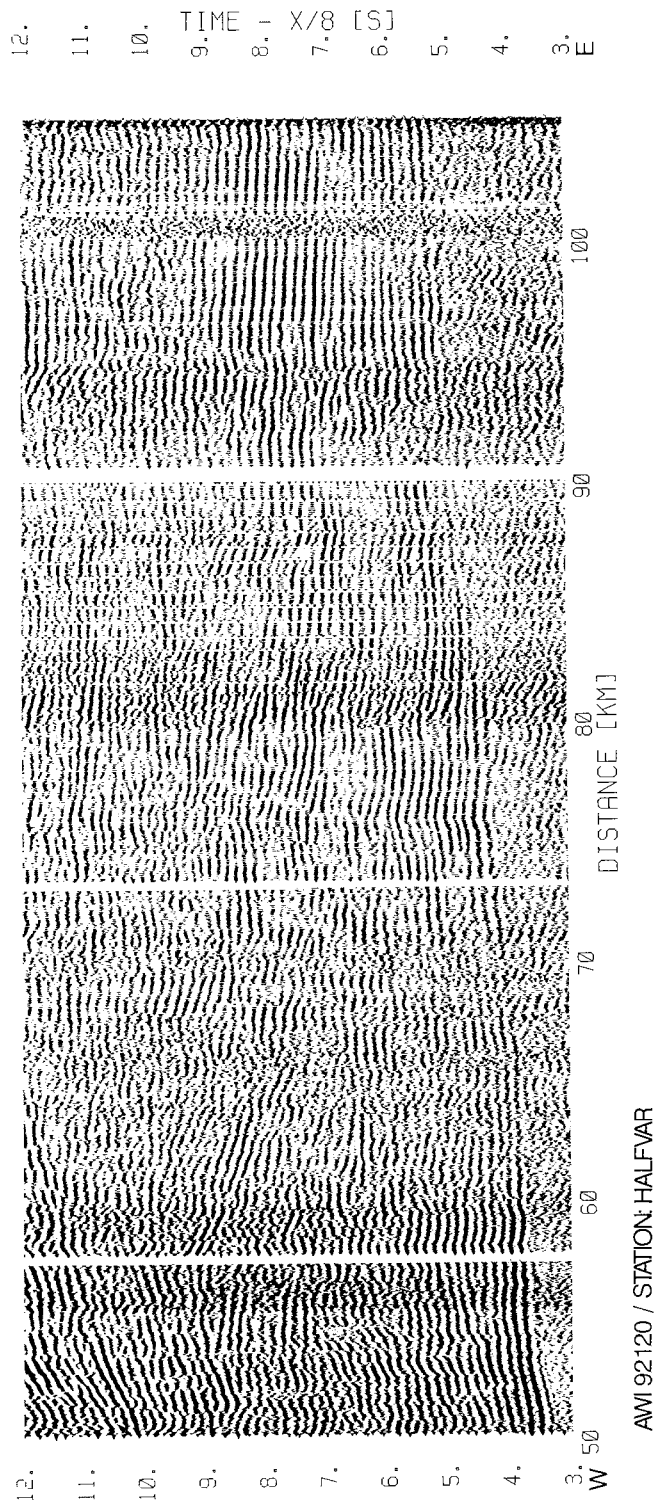


Abb. 3.33: Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Teil 1.

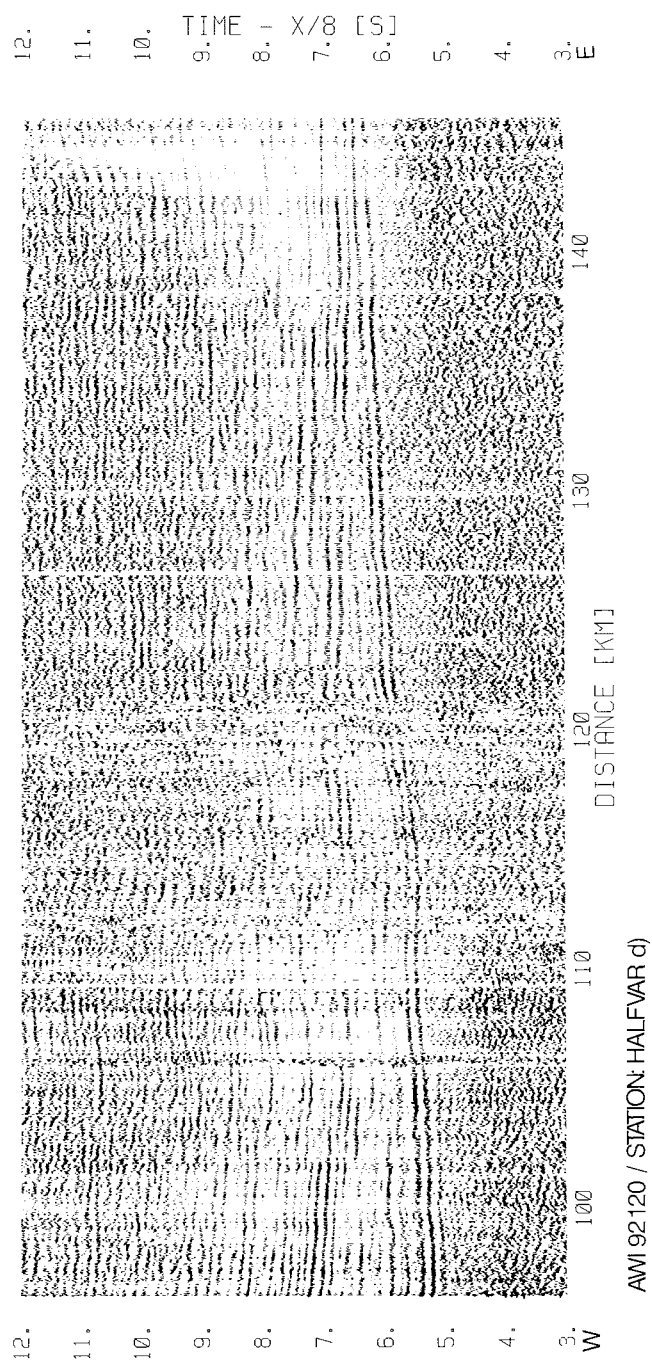


Abb. 3.34: Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Teil 2.

Für die Bearbeitung ist das Profil in zwei Abschnitte unterteilt worden, und zwar in einen Teil bis 5,5°W, und einen ab 5,3°W (Abb. 3.33 und 3.34 Seismogramm-Montagen). Der hintere Abschnitt ist zwecks besserer Separation von Pg- und PmP Phase dekonvolviert.

Identifizierte Phasen:

Pg-Phase ist der Ersteintritt über die volle Profillänge. Im ersten Abschnitt ist ab 75 km und $T_{\text{red}}=7,1$ s die unterkritische PmP-Phase sicher zu identifizieren, sie geht bei etwa 100 km in die Pn-Phase über.

Auswertung und Diskussion:

Das Ray-Tracing (Abb. 3.35) wurde für beide Abschnitte gemeinsam durchgeführt. Die gepickten Laufzeiten von Teil 2 sind als Kreuze dargestellt. In dem Bereich, wo sich beide Seismogramm-Montagen überlappen, entstammen die Laufzeitwerte der Pg-Phase dem vorderen Abschnitt, die der Pn-Phase dem hinteren Abschnitt. Die Undulationen der Pg-Phase bei 80 und 115 km sind nicht modelliert. Die Tiefenanpassung der Kruste/Mantelgrenze (unterste Schichtgrenze) erfolgte für den Bereich ab 120 km. Die Phase zwischen 60 und 70 km kann mit diesem Modell nicht erklärt werden, es wird sich dabei um eine Seitenreflexion oder um eine Reflexion an einer steilstehenden Schichtgrenze handeln. Das gerechnete Modell lautet (Tab. 3.23):

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km):	1,5	3,5*	6,0	6,6	7,1	8,6
Tiefe (km):	0,0	0,1-1,3	1,0	11,7	20,1	35,7

Tab. 3.23: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Modell 1.

Die sehr hohe Mantelgeschwindigkeit von 8,6 km/s läßt eine Neigung der Kruste/Mantelgrenze vermuten. Im zweiten Modell (Abb. 3.35, Tab. 3.24) verläuft die Kruste/Mantelgrenze nach Osten ansteigend, als Mantelgeschwindigkeit ist 8,1 km/s angenommen.

Schicht:	1	2	3	4	5	6
v (km):	1,5	3,5*	6,0	6,6	7,1	8,1
Tiefe (km):	0,0	0,1-1,3	1,0	11,7	20,1	36,1-30,8

Tab. 3.24: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Modell 1.

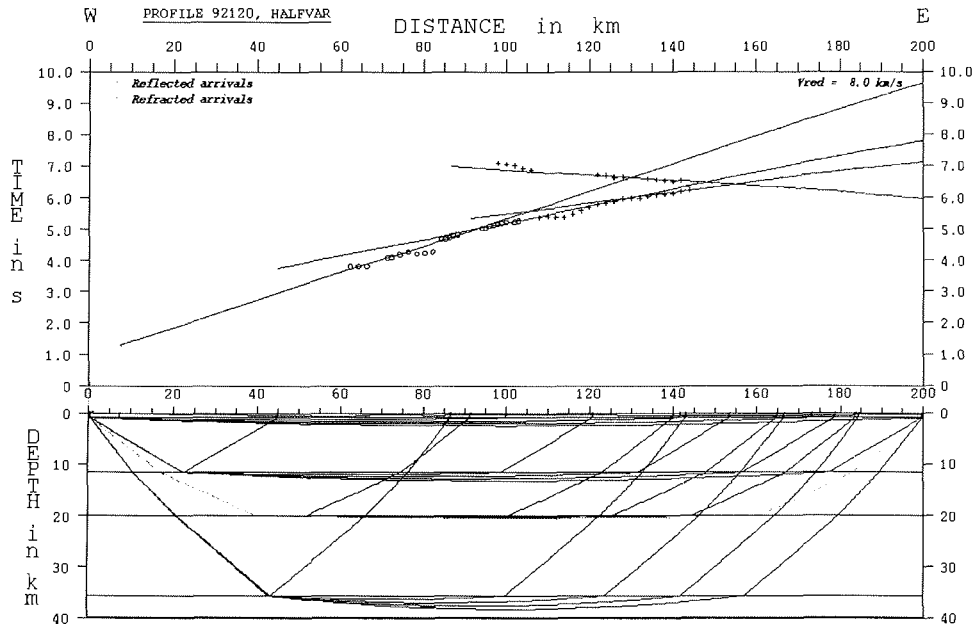


Abb. 3.35a: Ray-Tracing Modelle von Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Modell 1.

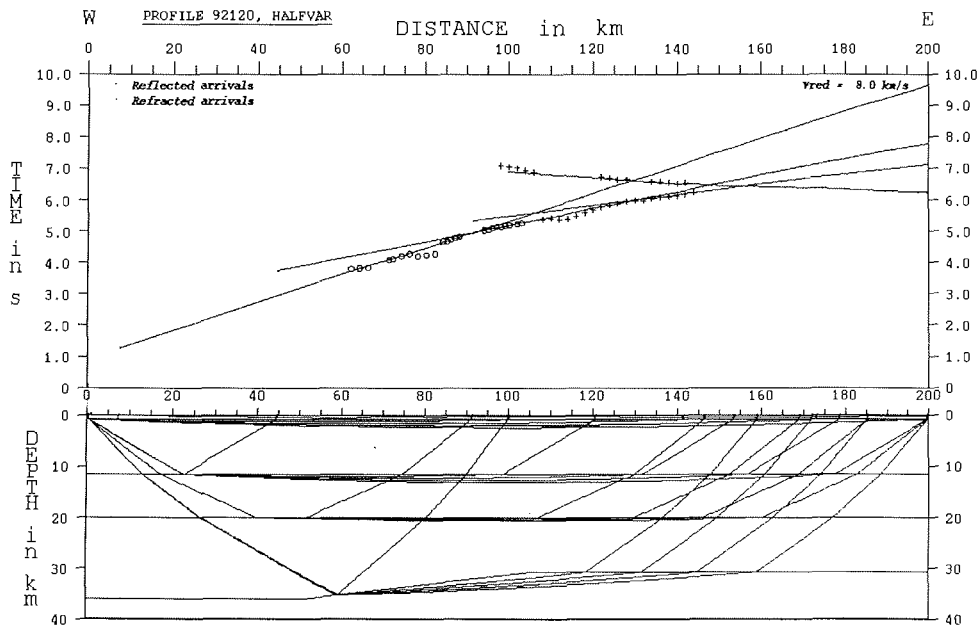


Abb. 3.35b: Ray-Tracing Modelle von Profil AWI 92120, PCM-Station Halfvar, Modell 2.

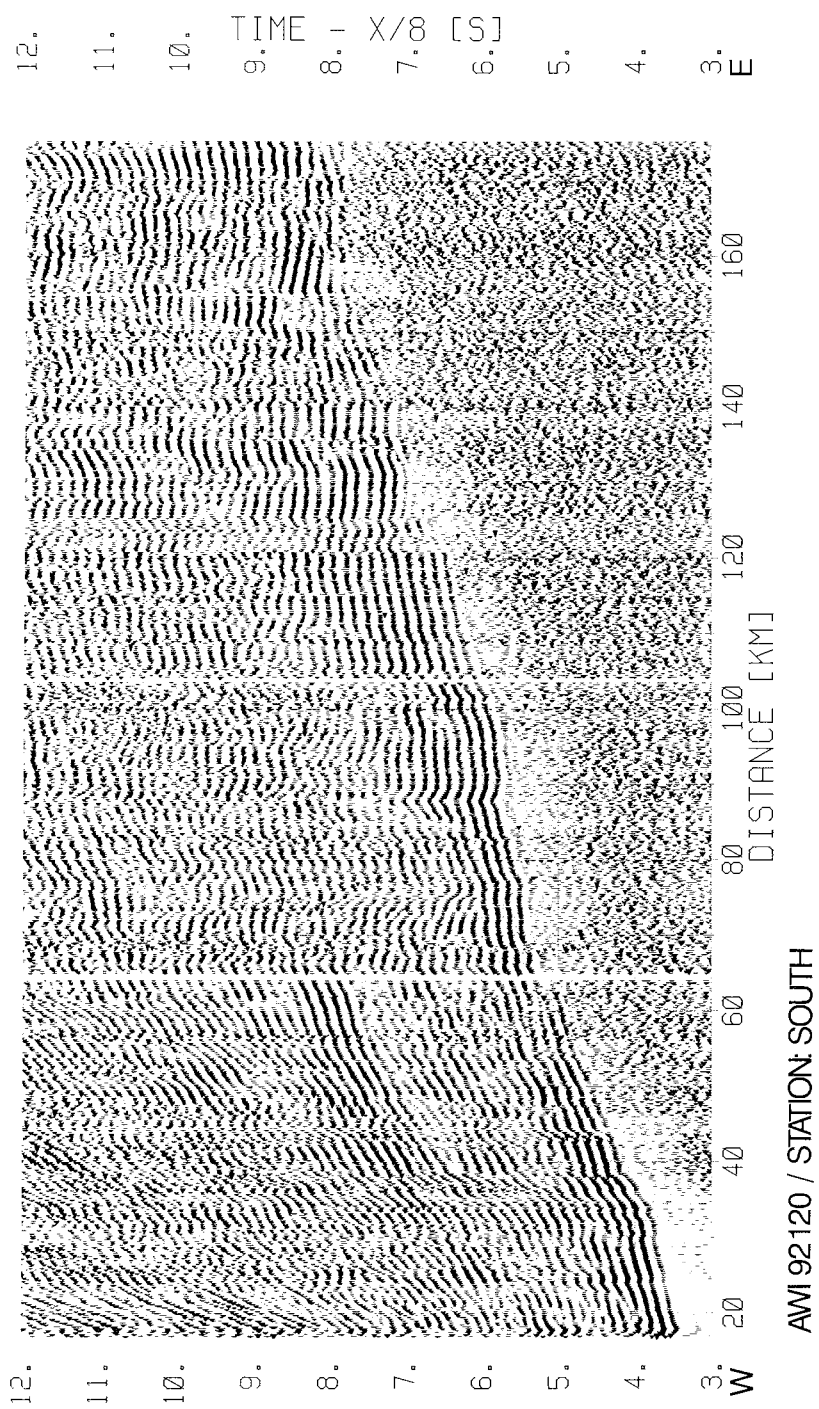


Abb. 3.36: Seismogramm-Montage Profil AWI 92120, PCM-Station Süd.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 92120, PCM-Station Süd (Abb. 3.36)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist Ersteinsatz bis 155 km, anschließend ist es die Pn-Phase. Eine konvertierte Welle beginnt bei 40 km und Tred=6,5 s.

Auswertung und Diskussion:

Die Ersteinsätze bis 38 km weisen eine höhere Scheingeschwindigkeit auf als die des nachfolgenden Abschnitts und wird nicht weiter berücksichtigt. Über den gesamten Verlauf ist der Ersteinsatz von Undulationen geprägt, was eine Auswertung und Modellierung der Seismogramm-Montage (Abb. 3.37) vor allem zwischen 60 und 100 km erschwert. Dieser Bereich wird von einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 6,1 km/s modelliert. Das gerechnete Modell lautet (Tab. 3.25):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5	2,8	5,2	6,1	6,7	7,5	8,1
Tiefe (km):	0,0	0,1-1,2	2,3	7,2	13,2	27,7	39,9

Tab. 3.25: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion von Profil AWI 92120, PCM-Station Süd.

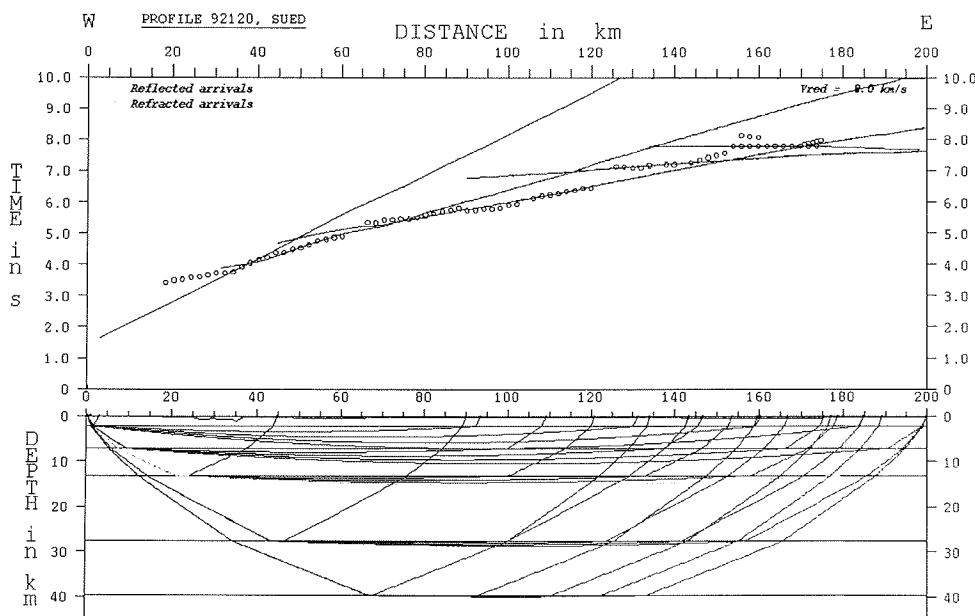


Abb. 3.37: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 92120, PCM-Station Süd.

3.2.2 Profil AWI 90100

Das 1990 vermessene Profil erstreckt sich zwischen dem Eckström-Schelfeis und dem östlich gelegenen Kap Norvegia über eine Länge von etwa 80 km. Verwertbare Registrierungen liegen nur von den PCM-Stationen Soerasen und Halfvar vor, die gemeinsam ausgewertet werden.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 90100, PCM-Stationen Soerasen und Halfvar (Abb. 3.38 und 3.39)

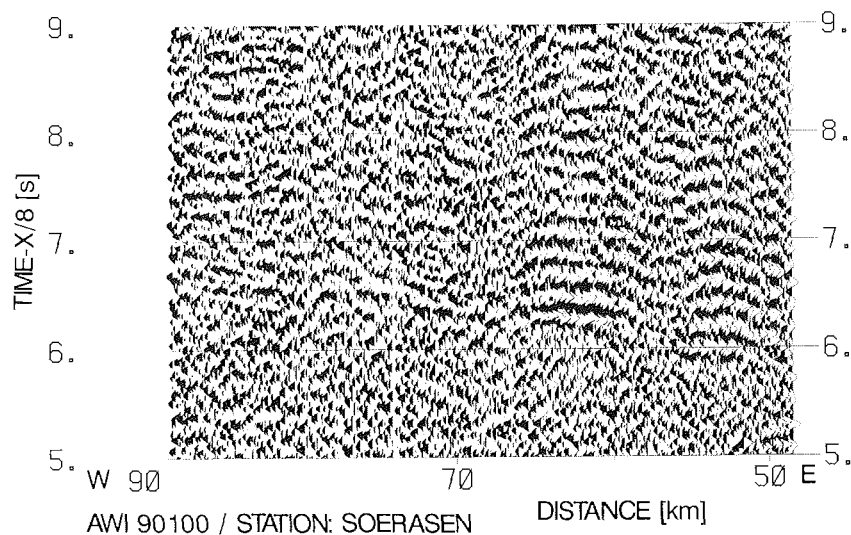


Abb. 3.38: Seismogramm-Montage: Profil AWI 90100, PCM-Station Soerasen.

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist Ersteinsatz über die volle Länge des Profils. Die Pn-Phase ist ab 160 km und $T_{red}=8,8$ s sicher zu identifizieren, setzt aber bereits ab etwa 110 km ein.

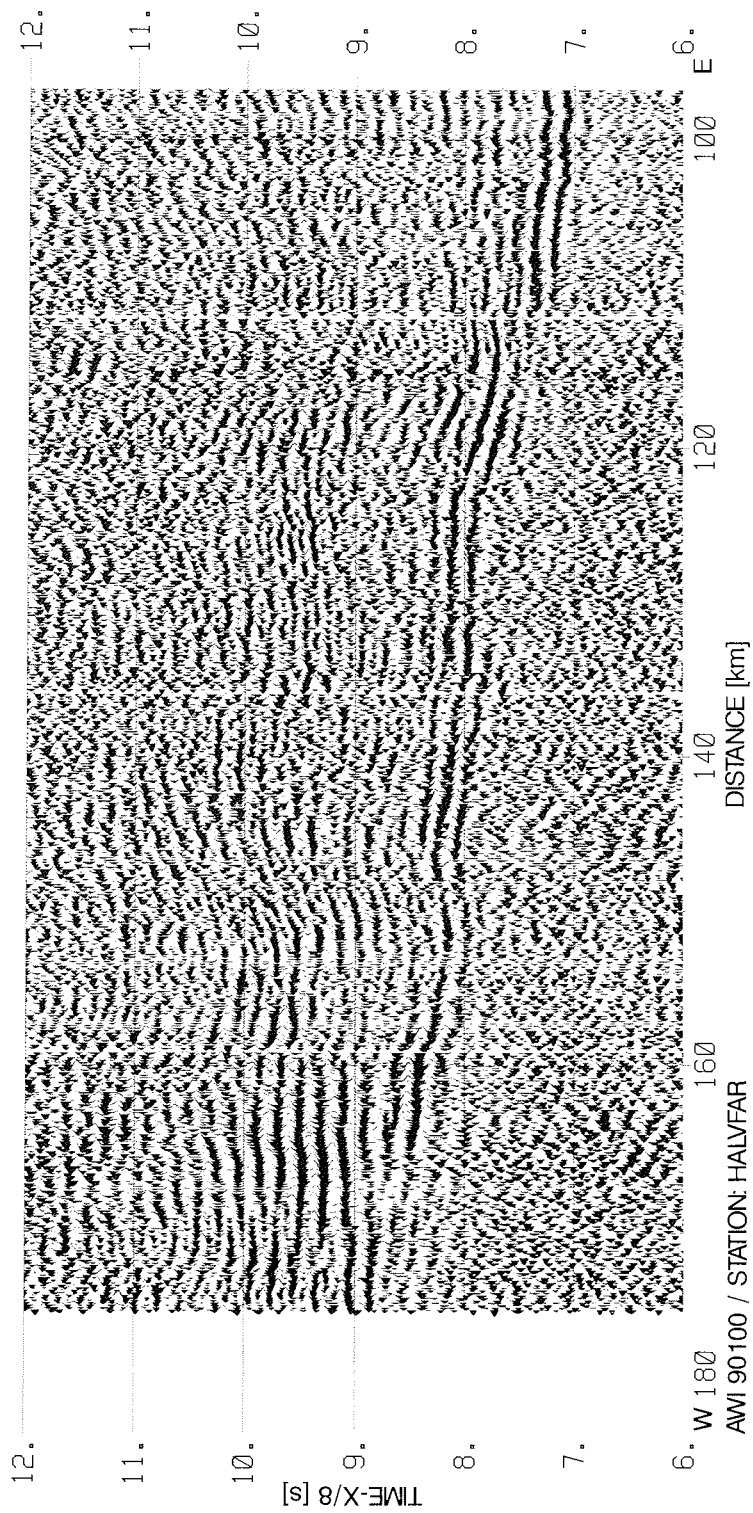


Abb. 3.39: Seismogramm-Montage: Profil AWI 90100, PCM-Station Halfvar.

Auswertung und Diskussion:

Die PCM-Station Soerasen liegt seitlich vom Profil versetzt, was die Modellvorstellungen für die Auswertung verletzt. Im Ray-Tracing Modell (Abb. 3.40) wird die Pg-Phase durch eine Geschwindigkeit modelliert, die ihre Entsprechung auch im vorderen Bereich der Halfvar Registrierung hat. Die modellierte Phase liegt bis 80 km etwas vor den gemessenen Phasen, bis 110 km dann etwas dahinter. Die kritische Entfernung der Pn-Phase entspricht den gemessenen 110 km, die gepickten Phasen sind jedoch erst ab 160 km dargestellt, da die Identifizierung erst dort sicher erfolgen kann. Das gerechnete Modell genügt folgender Tabelle (3.26):

Schicht:	1	2	3	4	5
v (km/s):	1,5	3,5*	6,6	7,2	8,2
Tiefe (km):	0.0	0,2-0,5	8,5	21,7	39,9

Tab. 3.26: P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion von Profil AWI 90100, PCM-Stationen Soerasen und Halfvar.

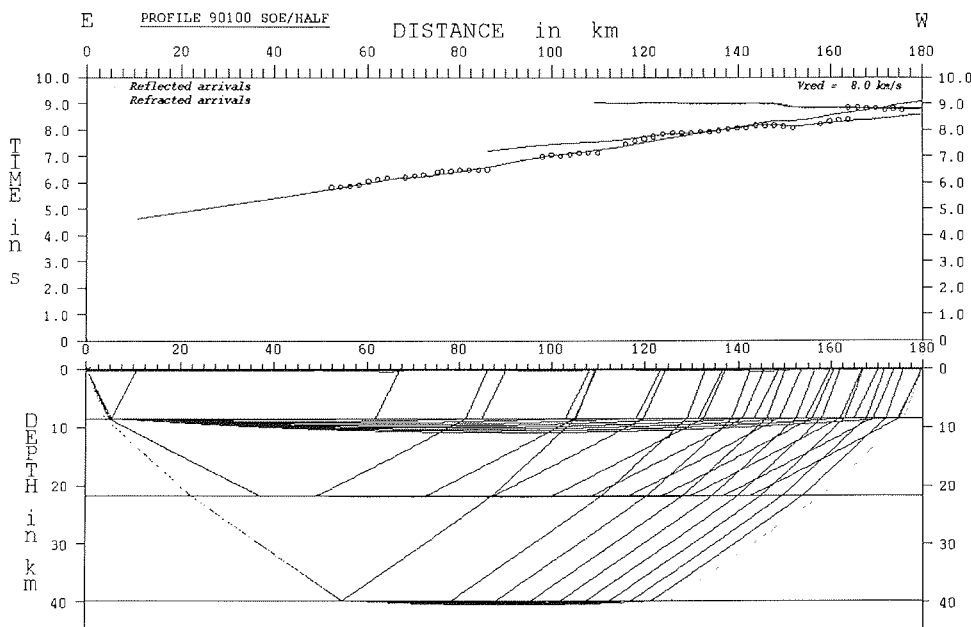


Abb. 3.40: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 90100, PCM-Stationen Soerasen und Halfvar.

Die Registrierungen der PCM-Station Halfvar beinhalten auswertbare Sg-Phasen (s. Abb. 3.41). Es ergeben sich etwas andere Tiefenlagen für die Schichtgrenzen 3 und 4 (Tab. 3.27):

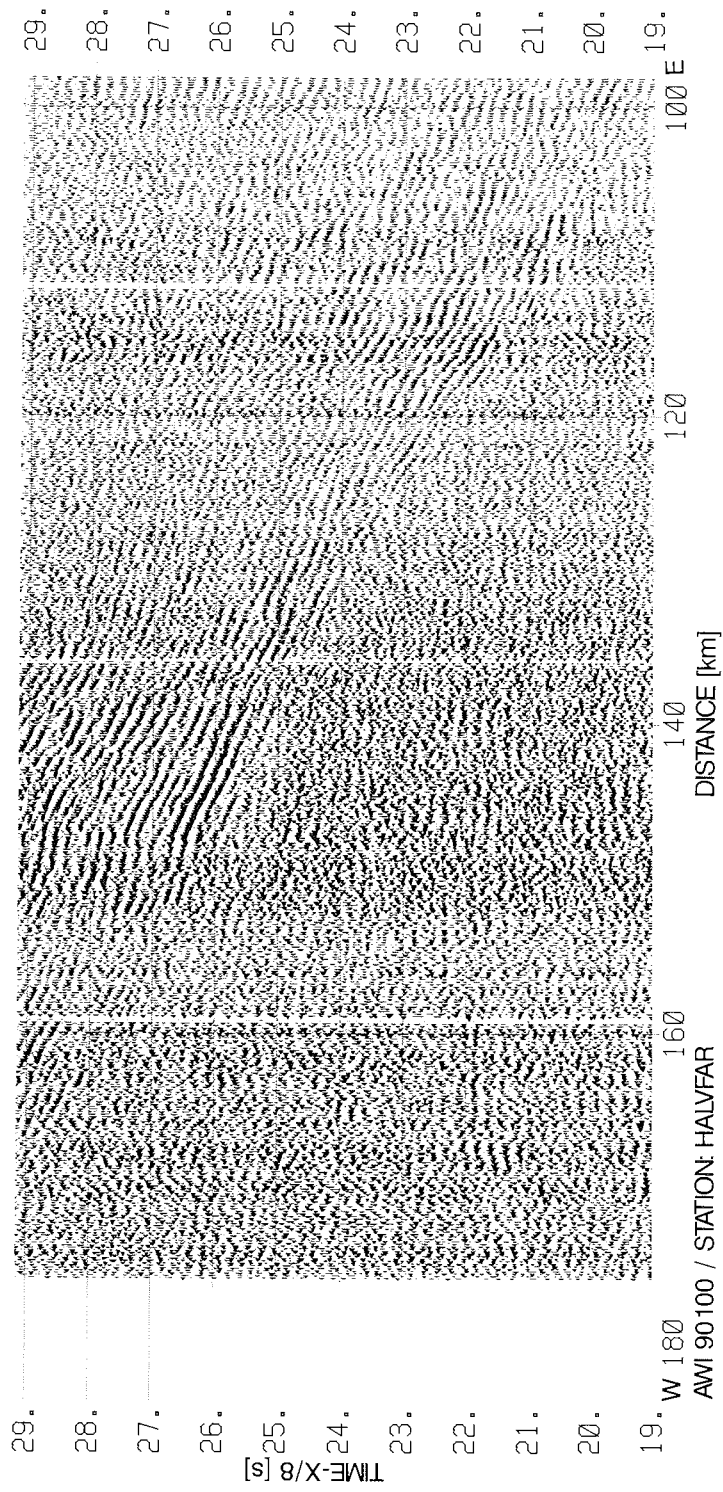


Abb. 3.41: Seismogramm-Montage von Profil AWI 90100, PCM-Station Halfvar mit S-Wellen.

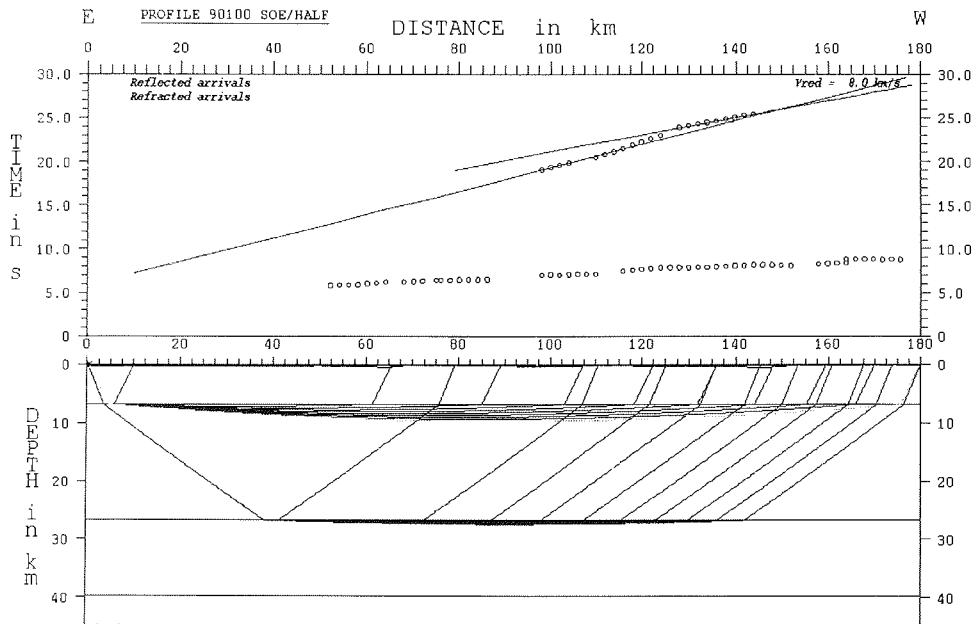


Abb. 3.42: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 90100, PCM-Station Halfvar (S-Wellen Einsätze).

Schicht:	1	2	3	4
v_s (km/s):	1,5 (v_p)	$3,5/\sqrt{3}$ *	3,9	4,5
Tiefe (km):	0.0	0,2-0,5	6,9	26,8

Tab. 3.27: S-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion von Profil AWI 90100, PCM-Stationen Soerasen und Halfvar, modelliert mit den S-Wellen Laufzeiten (v_p in Schicht 1 (Wasser)).

Das Verhältnis von P- und S-Wellengeschwindigkeiten ist in den Schichten 3 und 4 jeweils größer als $1/\sqrt{3}$.

3.2.3 Profile AWI 89020 und AWI 90220

Die Profile AWI 89020 und AWI 90220 ergänzen sich zu einem refraktionsseismischen Profil senkrecht zum Kontinentalrand. Die Registrierungen der beiden Profile wurden getrennt prozessiert, aber gemeinsam modelliert.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 90220, PCM-Station Observatorium
(Abb. 3.43)

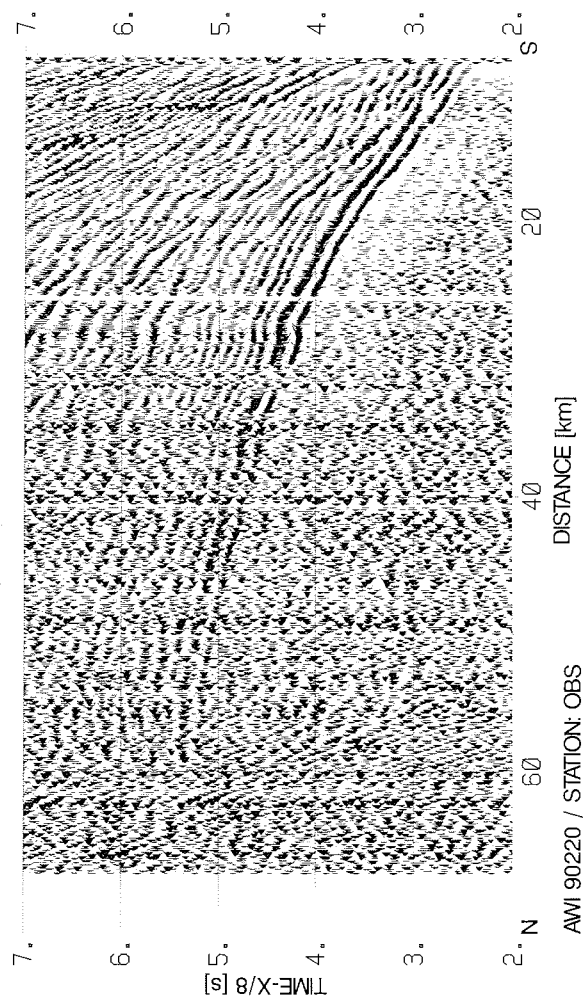


Abb. 3.43: Seismogramm-Montage Profil AWI 90220, PCM-Station Observatorium.

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz entlang des ganzen Profils. Auf den ersten 20 km sind zeitlich nachfolgend konvertierte Wellen und S-Wellen zu beobachten. Die Undulation bei 30 km ist auf Kursänderungen zurückzuführen.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station Observatorium
(Abb. 3.44)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz bis 130 km, die Pn-Phase ab 130 km. Bei 80 km und $T_{red} = 9$ s ist setzt eine Phase ein, die als an der Kruste/Mantelgrenze unterkritisch reflektierte Welle interpretiert wird.

Auswertung und Diskussion:

Die erste in der Seismogramm-Montage von Profil AWI 90220 belegte P-Wellengeschwindigkeit beträgt 4,4 km/s. Wird die entsprechende Schicht als das Äquivalent von Schicht 5 in Profil AWI 92120, RefTek-Station 121 angesehen, so ergibt sich als Durchschnittsgeschwindigkeit für die hangenden Schichten (ohne Wasserkörper) 2,1 km/s. Mit dieser P-Wellengeschwindigkeit werden die hangenden Schichten zusammengefaßt. Die Schichten 2 bis 4 werden nach Süden hin verjüngend modelliert, um die Undulationen der Pg-Phase zu erklären (Abb. 3.45). Folgende Tabelle (3.28) beschreibt das erste Ray-Tracing Modell.

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	2,1*	4,4	5,1	6,7	7,2	8,2
Tiefe (km):	0,0	0,1-3,5	1,8-4,3	3,8-5,7	7,6	11,6	30,3 bzw. 38,2-26,0

Tab. 3.28: Ray-Tracing Modelle, Profile AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Observatorium. Der Anstieg von 38,2 auf 26,0 km ist im Ray-Tracing Modell 2 modelliert.

Die gepickten Phasen zwischen 80 und 110 km werden von der berechneten PmP-Phase nicht überdeckt. Im zweiten Ray-Tracing Modell (Abb. 3.46) wird eine Überdeckung von berechneter und gemessener PmP-Phase durch einen modellierten Anstieg der Kruste/Mantelgrenze von 38,2 auf 26,0 km erreicht.

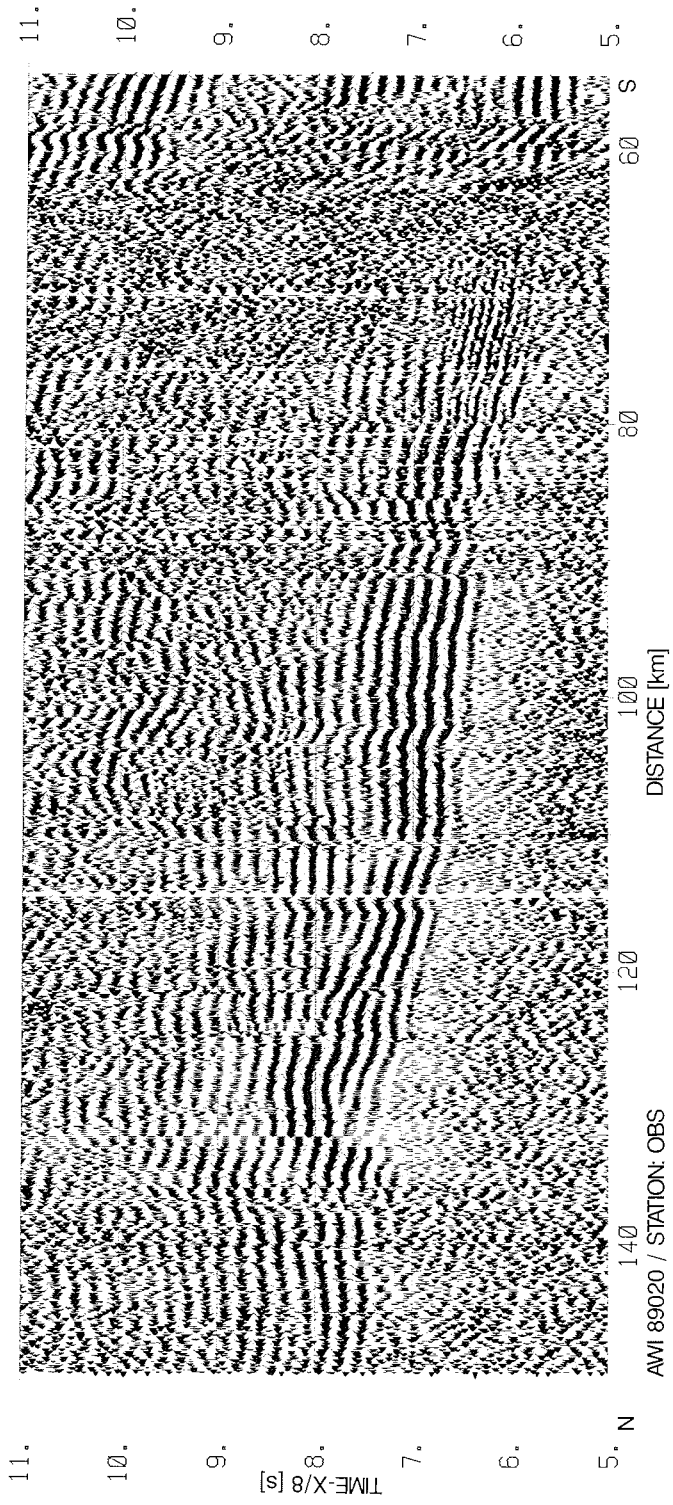


Abb. 3.44: Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station Observatorium.

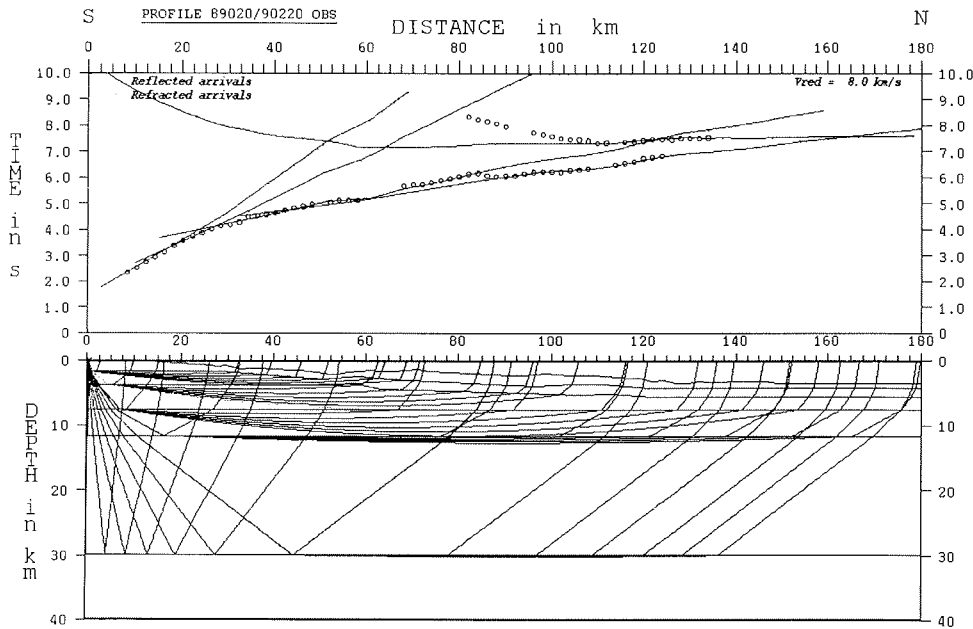


Abb. 3.45: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Observatorium. Die Kruste-Mantelgrenze ist als ebene Schichtgrenze modelliert.

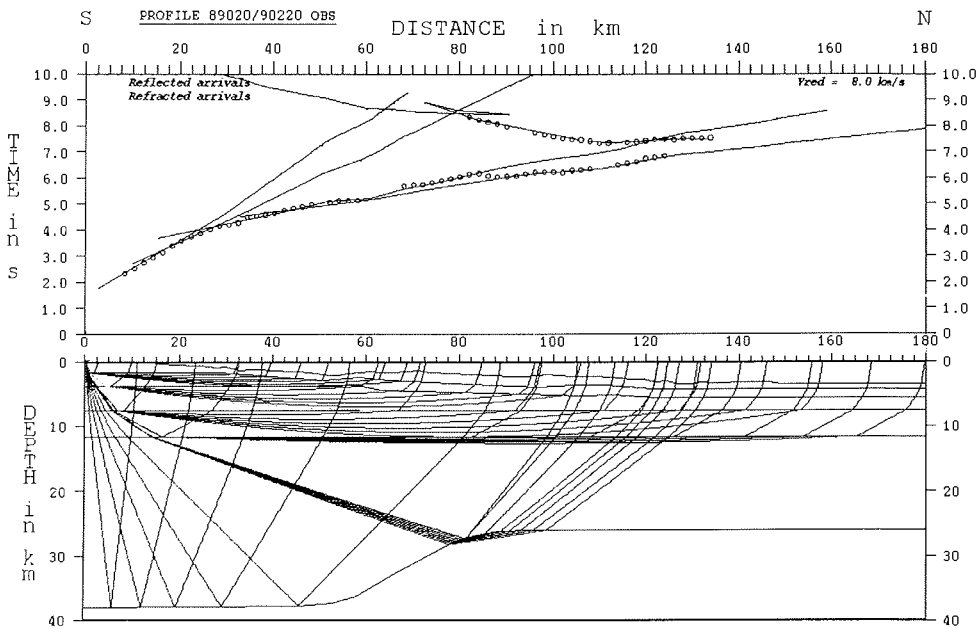


Abb. 3.46: Ray-Tracing Modell von Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Observatorium. Die Kruste-Mantelgrenze steigt nach Norden hin an.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 90220, PCM-Station West (Abb. 3.47)

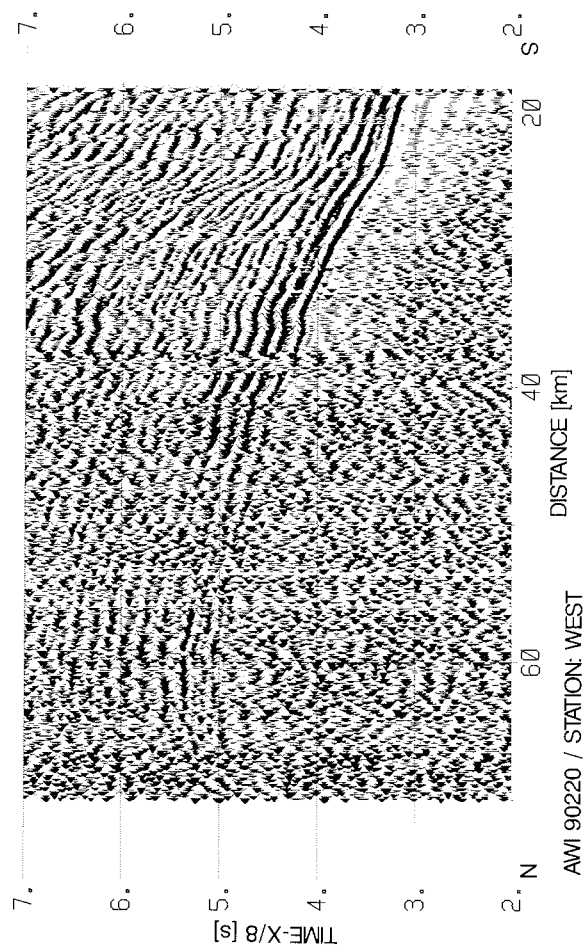


Abb. 3.47: Seismogramm-Montage Profil AWI 90220, PCM-Station West.

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge des Profils.

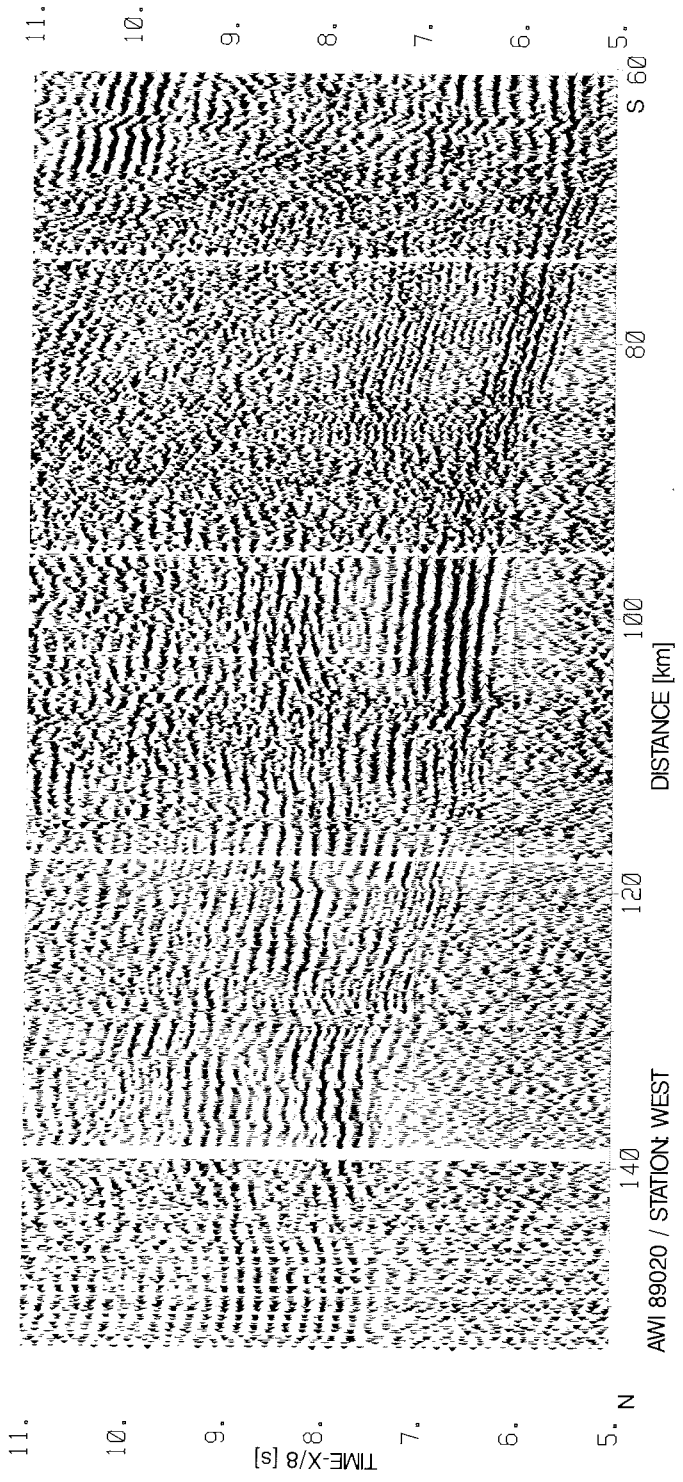


Abb. 3.48: Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station West.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station West (Abb. 3.48)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist Ersteinsatz bis etwa 140 km, ab 140 km ist es die Pn-Phase. Die PmP-Phase ist ab 90 km und $T_{red}=8,8$ s sicher zu identifizieren.

Auswertung und Diskussion:

Für das Ray-Tracing (Abb. 3.49) sind die Schichten 2 und 3 aus Tabelle 3.28 in das Modell übertragen. Die gepickte PmP-Phase wird analog zur vorhergehenden Auswertung durch einen Anstieg der Kruste/Mantelgrenze interpretiert. Das Modell beinhaltet folgende P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion (Tab. 3.29):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	2,1*	4,4*	5,1*	6,9	7,2	8,1
Tiefe (km):	0,0	0,1-3,5	1,8-4,3	3,8-5,7	8,1	13,1	39,2-22,8

Tab. 3.29: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station West.

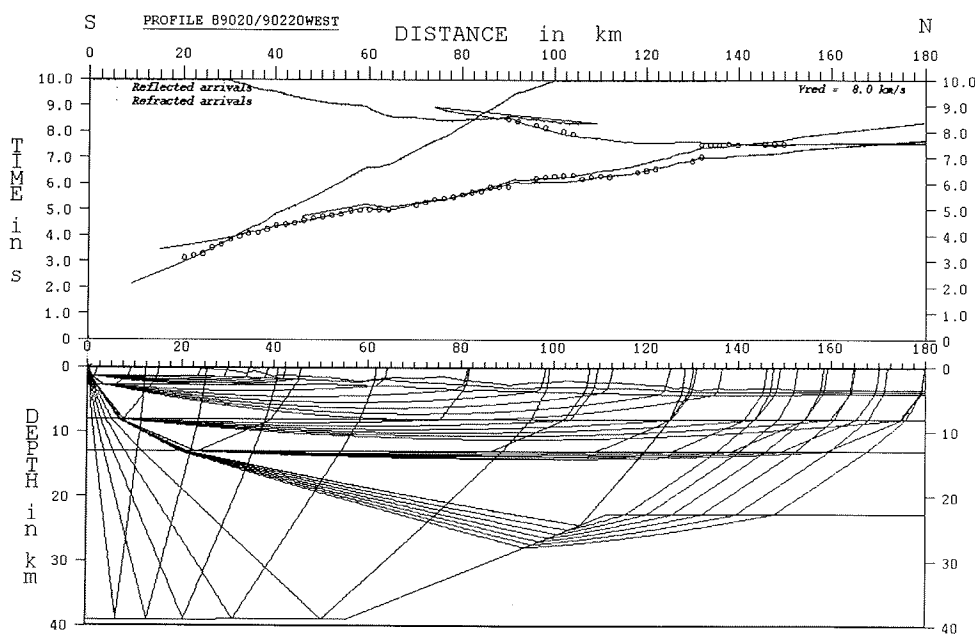


Abb. 3.49: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station West.

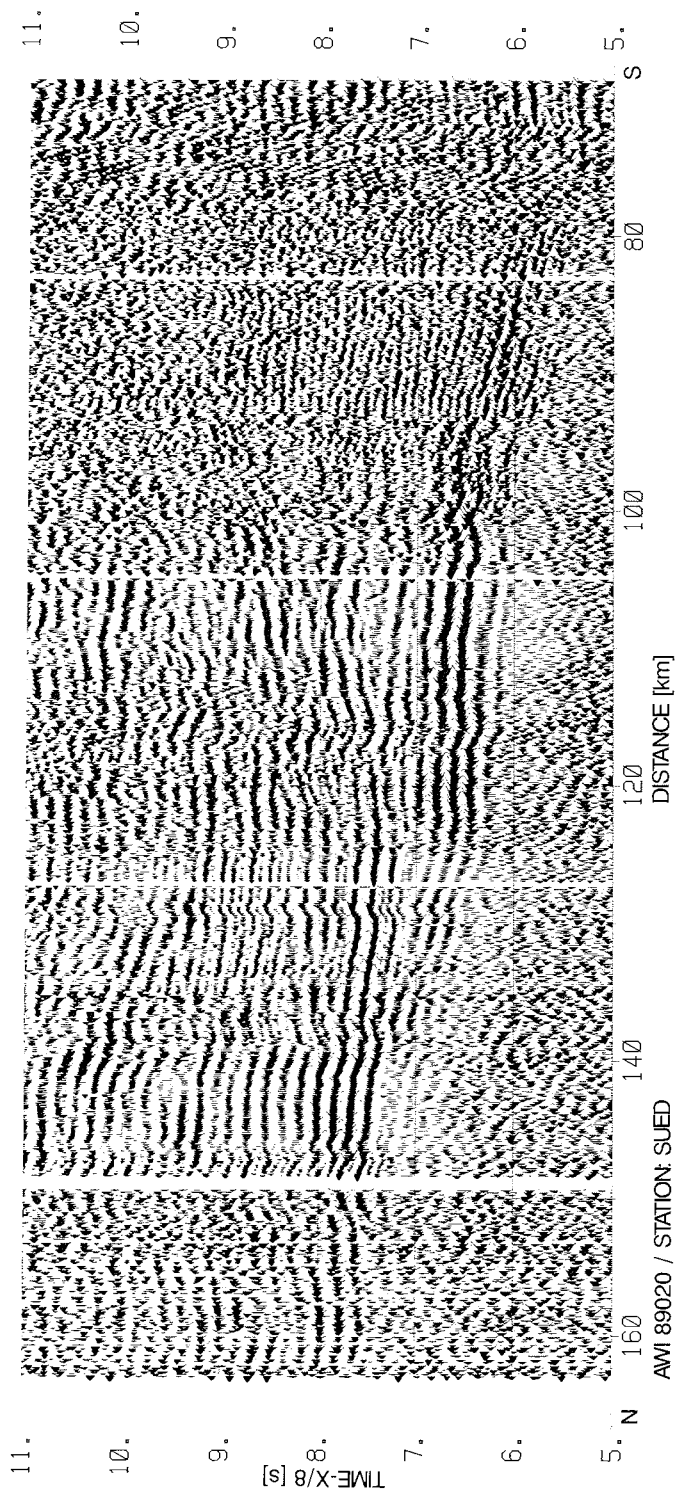


Abb. 3.50: Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station Süd.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station Süd (Abb. 3.50)

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteintritt bis 150 km, ab 150 km die Pn-Phase. Die PmP-Phase setzt bei 105 km und $T_{red}=7,7$ s ein und geht bei 125 km in die Pn-Phase über.

Auswertung und Diskussion:

An der PCM-Station Süd sind nur die Schüsse von Profil 89020 in auswertbarer Qualität registriert worden. Wegen des größeren Anfangsoffsets werden die Schichten 1 bis 5 von dem vorhergehenden Modell in das folgende übertragen, was mit der Nachbarschaft von PCM-Station Süd und West gerechtfertigt wird (Abb. 3.51). Die PmP-Phase läßt sich wiederum mit einem Ansteigen der Kruste/Mantelgrenze erklären. Das Modell lautet (Tab. 3.30):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	2,1*	4,4*	5,1*	6,9	7,3	8,1
Tiefe (km):	0,0	0,1-3,5	1,8-4,3	3,8-5,7	7,4	15,9	39,2-25,7

Tab. 3.30: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station Süd.

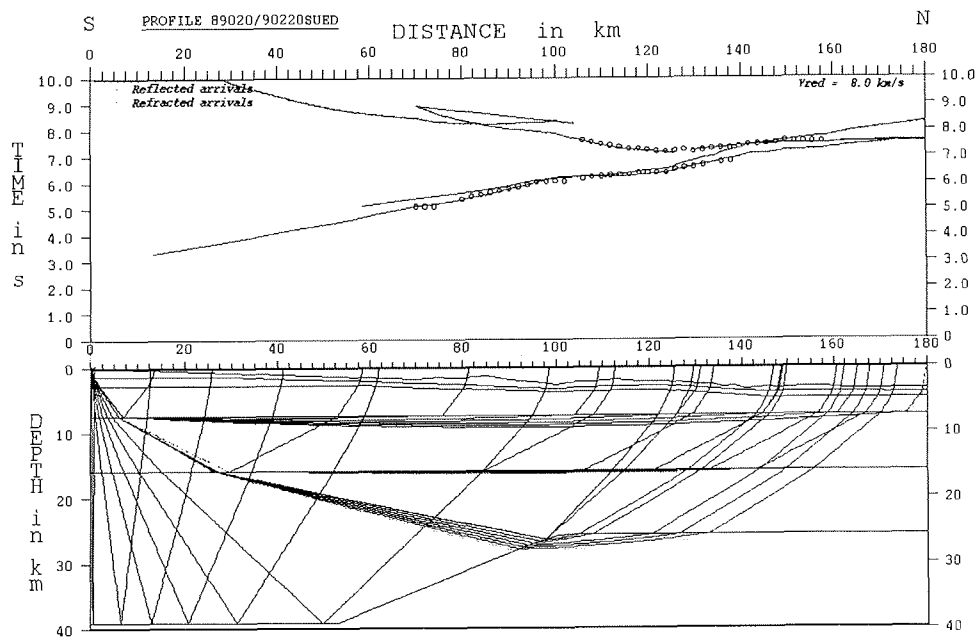


Abb. 3.51: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station Süd.

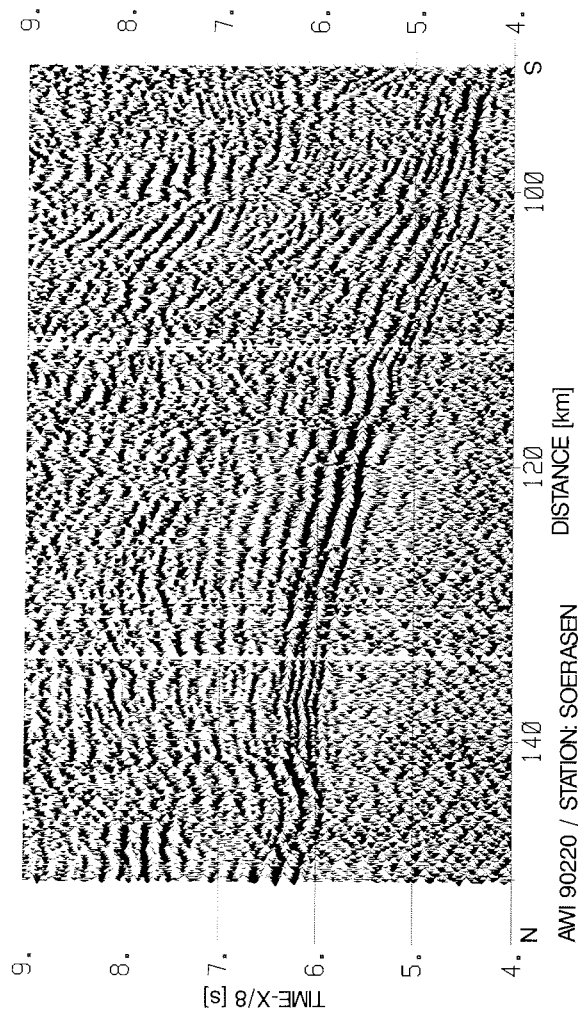


Abb. 3.52: Seismogramm-Montage: Profil AWI 90220, PCM-Station Sörasen.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 90220, PCM-Station Sörasen (Abb. 3.52).

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge. Bei etwa 135 km und $T_{red}=7,5$ s setzt eine Phase ein, die vermutlich der PmP-Phase entspricht.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station Sörasen (Abb. 3.53).

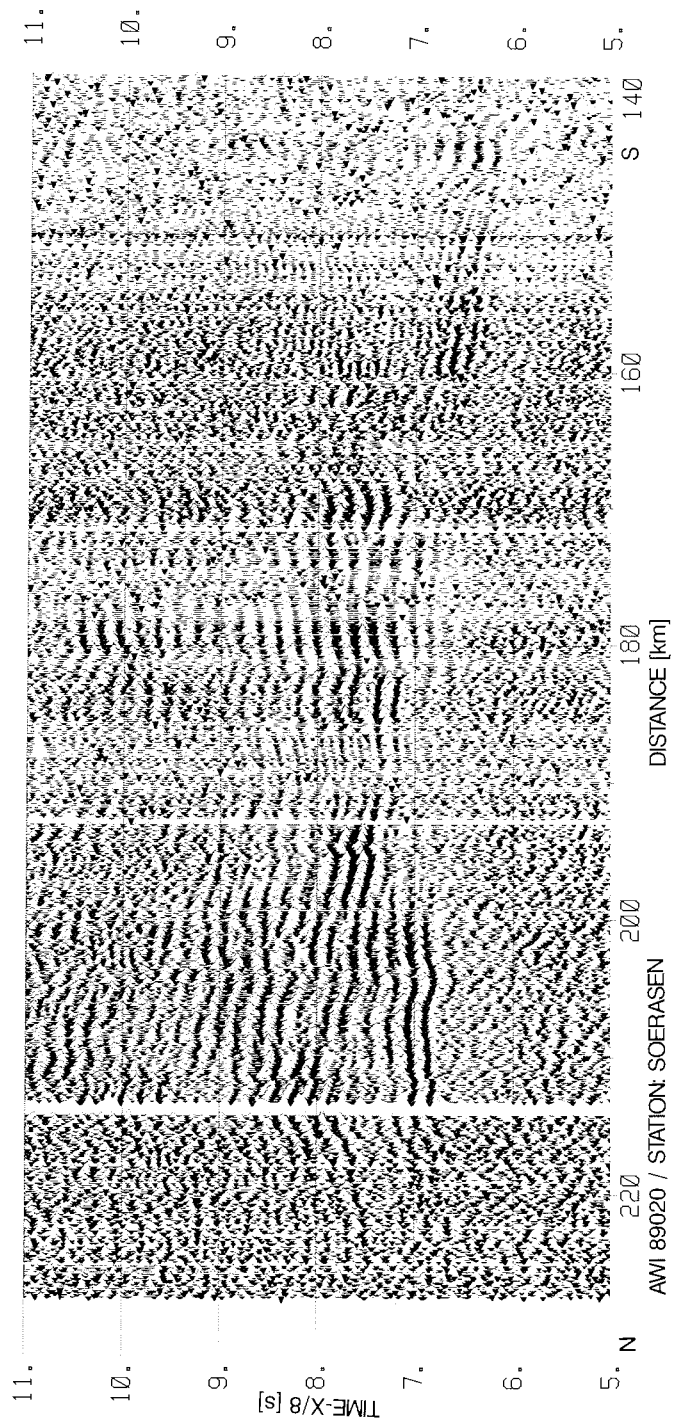


Abb. 3.53: Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station Sörasen.

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist Ersteinsatz bis 200 km, dann ist es die Pn-Phase. Es sind weitere korrelierbare Phasen bei 130 km und $T_{red}=7,2$ s zu beobachten.

Auswertung und Diskussion:

Die PCM-Station Sörasen liegt von den Seismometer-Stationen am weitesten außerhalb der Flucht des Profils.

Die Pn-Phase ist erst ab 200 km und $T_{red}=6,8$ s deutlich in der Seismogramm-Montage zu erkennen. Es erfolgt kein stetiger Übergang von der Pg-Phase zur Pn-Phase. Im Ray-Tracing Modell wird eine Erklärung der Art vorgeschlagen, daß dieser Effekt durch eine Schattenzone hervorgerufen wird, welche wiederum von einem Knick in der Kruste/Mantelgrenze erzeugt wurde.

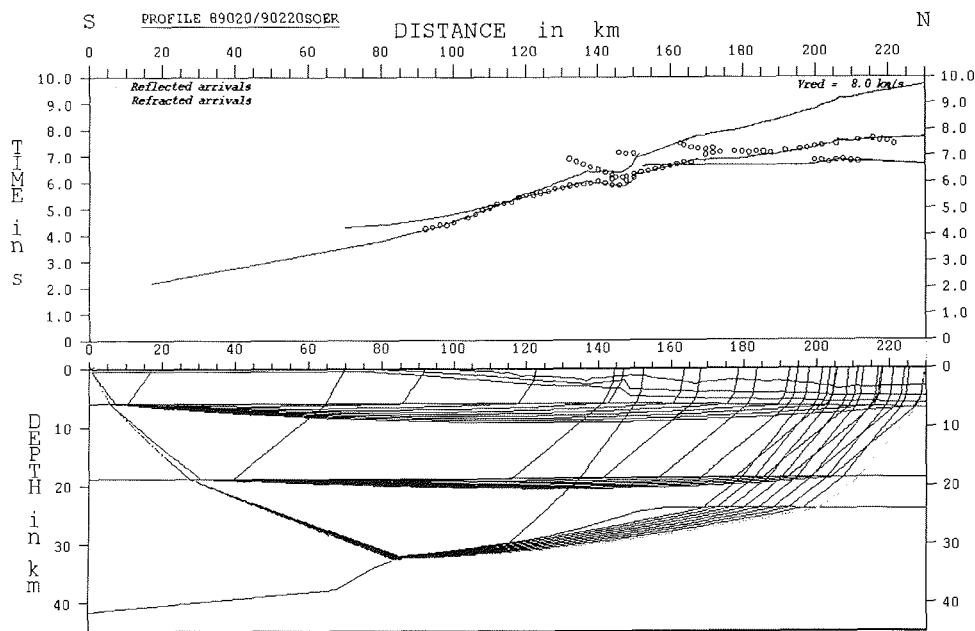


Abb. 3.54: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Sörasen.

Die Undulationen der Pg-Phase bei 140 km werden durch eine Verwerfung in den oberen, nach Süden hin ausstreichenden Schichtgrenzen modelliert. Das Ray-Tracing Modell ist (Abb. 3.54, Tab. 3.31):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	2,1*	4,4*	5,1*	6,7	7,5	8,3
Tiefe (km):	0,0	0,1-3,5	0,3-4,8	0,6-6,0	6,1	18,9	40,1-21,8

Tab. 3.31: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Sörasen.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 90220, PCM-Station Halfvar (Abb. 3.55).

Identifizierte Phasen:

Die Pg-Phase ist der Ersteinsatz über die volle Länge des Profils.

Seismogramm-Montage: Profil AWI 89020, PCM-Station Halfvar (Abb. 3.56).

Identifizierte Phasen:

Bis 180 km lassen sich die Pg-Phase als Ersteinsatz und die Pn-Phase ab 127 km und Tred=7,5 s sicher korrelieren.

Auswertung und Diskussion:

Bei 105 km und 130 km zeichnen sich in der Pg-Phase Geschwindigkeitsinversionen ab. Wegen des stetigen Übergangs wird jedoch keine Niedriggeschwindigkeitsschicht modelliert (Abb. 3.57). Statt dessen genügen leichte Variationen der Tiefe der oberen Schichten, die nach Süden hin ausstreichen. Die kritische Entfernung stimmt sowohl in den gemessenen als auch in den berechneten Laufzeiten in guter Näherung überein. Unter der Voraussetzung einer Mantelgeschwindigkeit von 8,1 km/s steigt die Kruste/Mantelgrenze nach Norden hin an, in den Daten ist der Anstieg zwischen 36 km und 27 km belegt. Der angedeutete Abfall nach Süden hin ist von den anderen Auswertungen her in das Modell übertragen. Das Modell lautet (Tab. 3.32):

Schicht:	1	2	3	4	5	6	7
v (km/s):	1,5*	2,1*	4,4*	5,1*	6,7	7,2	8,1
Tiefe (km):	0,0	0,3-4,3	0,3-4,8	0,6-5,7	5,0-5,9	11,9	36,5-27,0

Tab. 3.32: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und AWI 90220, PCM-Station Halfvar.

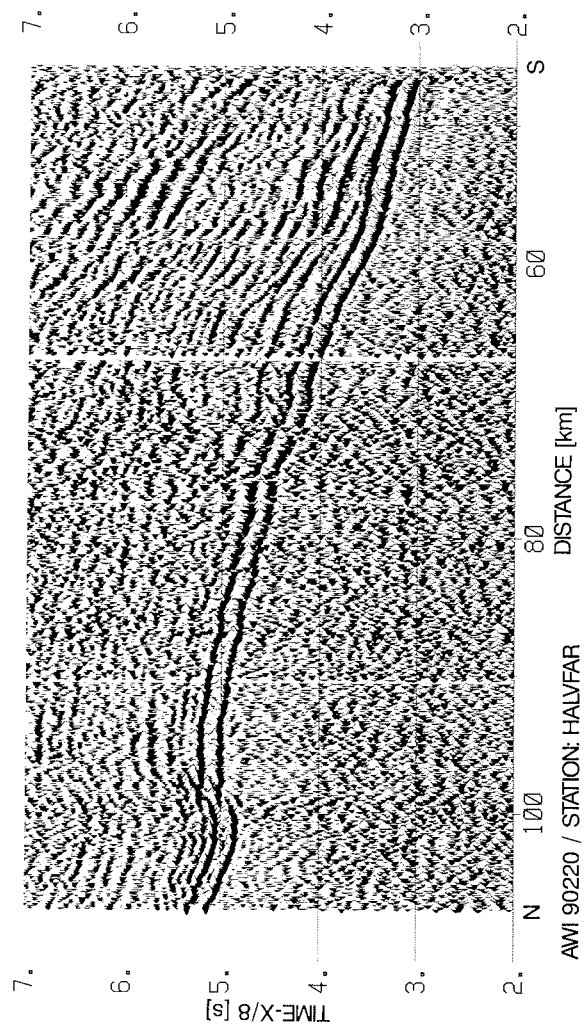


Abb. 3.55: Seismogramm-Montage Profil AWI 90220, PCM-Station Halfvar.

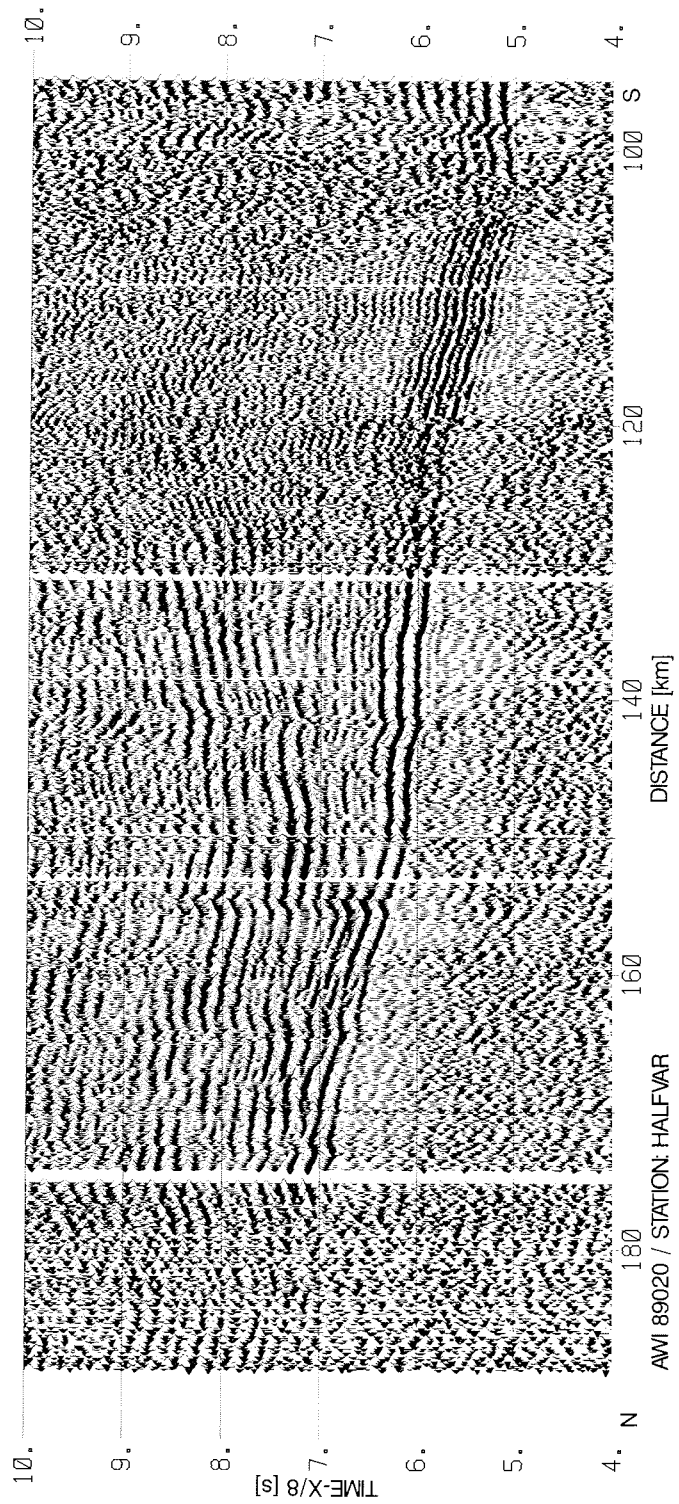


Abb. 3.56: Seismogramm-Montage Profil AWI 89020, PCM-Station Halfvar.

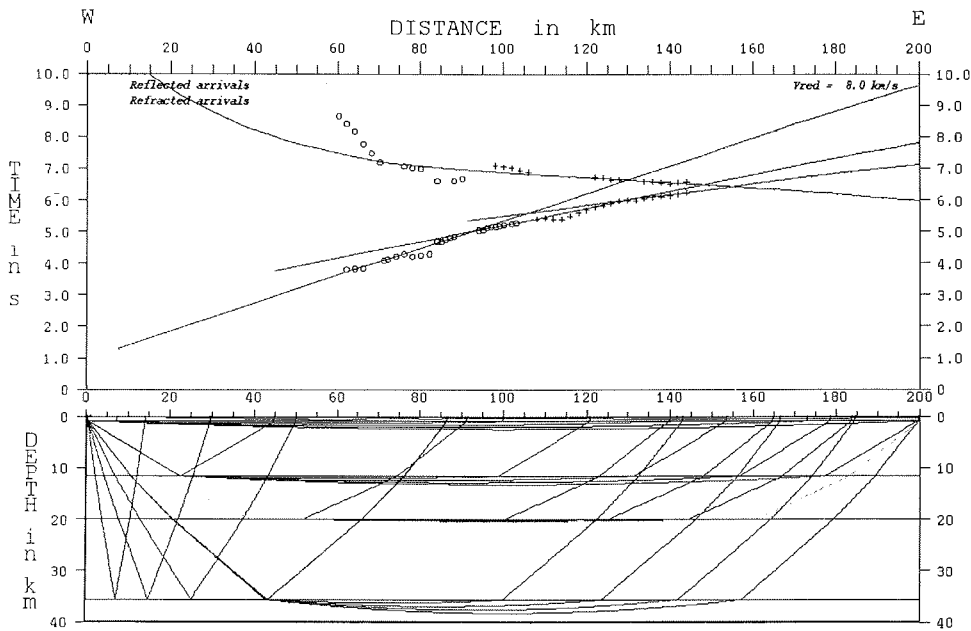


Abb. 3.57: Ray-Tracing Modell der Seismogramm-Montage Profil AWI 89020 und 90220, PCM-Station Halfvar.

In Tab. 3.33 sind alle 1D-Auswertungen der AWI Profile vor dem Ekström-Schelfeis zusammengefaßt.

Profil: Station:	Schicht 1 v (km/s) z (km)	Schicht 2 v (km/s) z (km)	Schicht 3 v (km/s) z (km)	Schicht 4 v (km/s) z (km)	Schicht 5 v (km/s) z (km)	Schicht 6 v (km/s) z (km)	Schicht 7 v (km/s) z (km)
92120 121	1,5 0,0	1,6* 0,1-0,6	1,9* 0,3-0,8	2,6 1,0	4,6 1,6	5,1 2,6	5,5 6,0
92120 122-1	1,5 0,0	1,6* 0,1-0,8	1,9* 0,3-1,1	2,6 1,3	4,6 2,1	5,1 3,5	5,6 4,8
92120 122-2a	1,5 0,0	3,5* 0,1-1,3	6,6 5,6-6,2	7,0 14,8	7,5 27,0	8,4 36,2	
92120 122-2b	1,5 0,0	3,5* 0,1-1,3	6,6 5,6-6,2	7,0 12,0	7,5 29,3	8,1 35-31	
92120 Halfvar	1,5 0,0	3,5* 0,1-1,3	6,0 1,0	6,6 11,7	7,1 20,1	8,1 36,1-30,8	
92120 Süd	1,5 0,0	2,8 0,1-1,3	5,2 2,3	6,1 7,2	6,7 13,2	7,5 27,7	8,1 39,9
90100 Soer/Half	1,5 0,0	3,5* 0,2-0,5	6,6 8,5	7,2 21,7	8,2 39,9		
89020/ 90220 Obs.	1,5* 0,0	2,1* 0,1-3,5	4,4 1,8-4,3	5,1 3,8-5,7	6,7 7,6	7,2 11,6	8,2 38,2- 26,0
89020/ 90220 West	1,5* 0,0	2,1* 0,1-3,5	4,4* 1,8-4,3	5,1* 3,8-5,7	6,9 8,1	7,2 13,1	8,1 39,2- 22,8
89020/ 90220 Süd	1,5* 0,0	2,1* 0,1-3,5	4,4* 1,8-4,3	5,1* 3,8-5,7	6,9 7,4	7,3 15,9	8,1 39,2- 25,7
89020/ 90220 Soerasen	1,5* 0,0	2,1* 0,1-3,5	4,4* 0,3-4,8	5,1* 0,6-6,0	6,7 6,1	7,5 18,9	8,3 40,1- 21,8
89020/ 90220 Halfvar	1,5* 0,0	2,1* 0,3-4,3	4,4* 0,3-4,8	5,1* 0,6-5,7	6,7 5,0-5,9	7,2 11,9	8,1 36,5- 27,0

Tab. 3.33: Tabelle der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der vor dem Ekström-Schelfeis gelegenen Refraktionsprofile.

3.2.4 Sonarbojen Auswertung

Folgende Sonarbojen, die vor dem Ekström-Schelfeis eingesetzt wurden, lieferten auswertbare Ergebnisse (s. Tab. 3.34):

Sonarboje: Profil:	Länge:	Breite:
SB 9007	-12,5038	-71,0206
SB 9025	-11,4897	-70,9985
SB 9026	-11,0372	-70,9620
SB 9027	-8,1410	-70,2806
SB 9240	-7,9561	-70,5214

Tab. 3.34: Positionen der vor dem Ekström-Schelfeis eingesetzten Sonarbojen, die auswertbare Registrierungen erzielten.

Die Auswertung der Registrierungen ergab folgende P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (Tab. 3.35):

Sonarboje:	Schicht 1:	Schicht 2:	Schicht 3:	Schicht 4:
	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)	z (km) v (km/s)
SB 9007	0,0	0,1	0,6	6,6
	1,5	2,9	3,2	6,6
SB 9025	0,0	0,6	1,0	1,1
	1,5	2,5	2,8	3,4
SB 9026	0,0	0,4	0,6	0,8
	1,5	2,2	2,5	3,3
SB 9027	0,0	1,3	4,1	
	1,5	3,2	4,8	
SB 9240	0,0	0,5	1,5	
	1,5	2,7	3,4	

Tab. 3.35: Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Sonarbojen im südlichen Weddell Meer.

4. INTERPRETATION DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN EXPERIMENTE IM SÜDLICHEN WEDDELL MEER

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der refraktionsseismischen Experimente vor dem Ronne-Schelfeis zusammengefaßt und unter geowissenschaftlichen Gesichtspunkten diskutiert und interpretiert (Profile und Seismometer-Stationen s. Karte in Anhang 1).

4.1 Zusammenfassung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen vor dem Ronne-Schelfeis

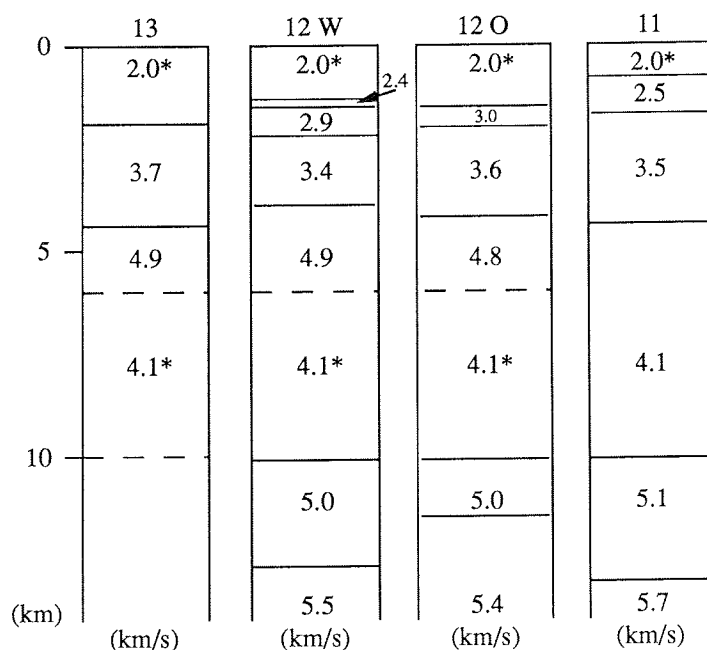


Abb. 4.1: 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Stationen 11-13.

Die oberflächennahen geologischen Schichten vor dem Ronne-Schelfeis sind nur von den RefTek-Stationen 11,12 und 13 aufgelöst. Die 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für den Tiefenbereich bis 14 km sind als Grafik in Abb. 4.1 zusammengefaßt. Die P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Stationen 11 und 12 beinhalten die detailliertesten Informationen über die Krustenstruktur bis zur Kruste/Mantelgrenze. Dies ist eine Folge des hohen Signal/Rausch-Verhältnisses, des geringen Anfangsoffsets und des geringen Schußabstandes.

Die oberste Schicht mit 2,0 km/s ist aus der statischen Korrektur hervorgegangen (s. Kap. 2). Für die an allen drei Stationen gemessene P-

Wellengeschwindigkeit um 3,5 km/s ergibt sich die Frage, ob die entsprechende Welle durch das parallel zum Profil verlaufende Schelfeis gewandert ist. Nach reflexionsseismischen Untersuchungen von Hoyer (1983) beträgt die P-Wellengeschwindigkeit im Eis mit Tiefen größer als 80 m 3,7 km/s. Ekstaller (1988) weist darauf hin, daß für niederfrequente Signale (< 10 Hz) die Wellenlänge vergleichbar oder gar größer als die Mächtigkeit des Schelfeises ist. Von Eckstaller durchgeführte theoretische Betrachtungen sowie refraktionsseismische Experimente ergeben eine durch den Platteneffekt bedingte P-Wellengeschwindigkeit von ca. 3,3 km/s für niederfrequente Signale. Somit liegen die hier ermittelten Werte über dem erwarteten Wert, was eine Interpretation der Scheingeschwindigkeit von 3,5 km/s als durch das Eis gelaufene Welle unwahrscheinlich macht. Geschwindigkeitsanalysen von reflexionsseismischen Messungen (z.B. Profil AWI 90200, Abb. 3.1) zeigen P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 3,2 und 3,5 km/s ab etwa 1,5 km Tiefe. Auswertungen einiger Registrierungen der während der NARE-Expeditionen (Haugland 1982) eingesetzten Sonarbojen sowie der Sonarboje SB 9001 (s. Tab. 3.12) ergeben ebenfalls eine P-Wellengeschwindigkeit von 3,5 km/s. Daraus kann geschlossen werden, daß die P-Wellengeschwindigkeit einer Schicht im Untergrund zugeordnet ist. Die Mächtigkeit der Schicht mit den P-Wellengeschwindigkeiten 4,8 bzw. 4,9 km/s (Stationen 12 und 13) ist wegen der Geschwindigkeitsinversion an der unteren Schichtgrenze durch keine Phase belegt. Die Schicht ist durchgehend bis zu einer Tiefe von 6 km modelliert. Die P-Wellengeschwindigkeit der nachfolgenden Niedriggeschwindigkeitsschicht ist von Station 11 übernommen. Reflexionsseismische Messungen in unmittelbarer Nähe der Filchner-Station (nahe Station 11) bestätigen P-Wellengeschwindigkeiten um 4,0 km/s in den oberen Lagen (Hungeling 1987). Für die Schicht mit 5,0 bzw. 5,1 km/s ergibt sich einheitlich eine Tiefe von etwa 10 km. Die Durchschnittsgeschwindigkeit des darüberliegenden Schichtpaketes beträgt 3,4 bzw. 3,5 km/s.

Eine Zusammenstellung der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen, wie sie in Kap. 3 bestimmt wurden, zeigt Abb. 4.2. Die 1D- und 2D-Auswertung hat ergeben, daß der durch die Messungen abgedeckte Bereich in einen westlichen, einen zentralen und einen östlichen Abschnitt unterteilt werden kann. Die Unterteilung ist in Abb. 4.2 durch die senkrechten, gestrichelten Linien wiedergegeben. Der östliche und westliche Abschnitt ist durch das Ausdünnen der Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten kleiner als 5,3 km/s zum Land hin charakterisiert.

Im zentralen Teil des Profils sind P-Wellengeschwindigkeiten kleiner als 5,1 km/s meist bis in etwa 12 km Tiefe zu beobachten. Zwischen den Stationen bzw. Schußpunkten 13 und SAE 29 S7W ist die Existenz einer Niedriggeschwindigkeitsschicht sicher belegt. Diese ist in Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 4,8-4,9 km/s (oberhalb) und 4,9-5,1 km/s (unterhalb) eingebettet. Es folgen P-Wellengeschwindigkeiten von 5,4-5,7 km/s

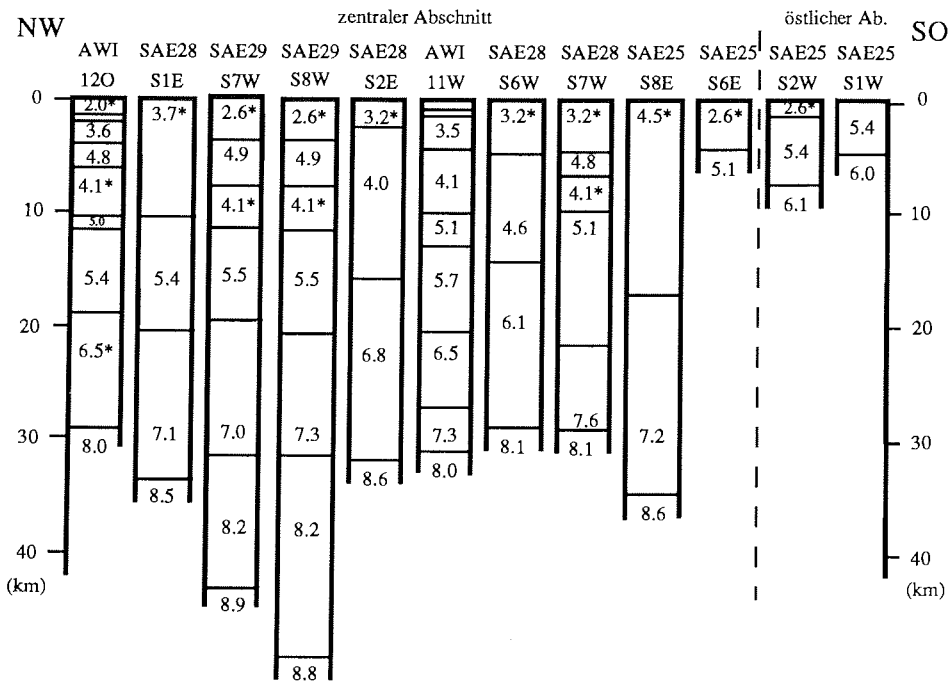
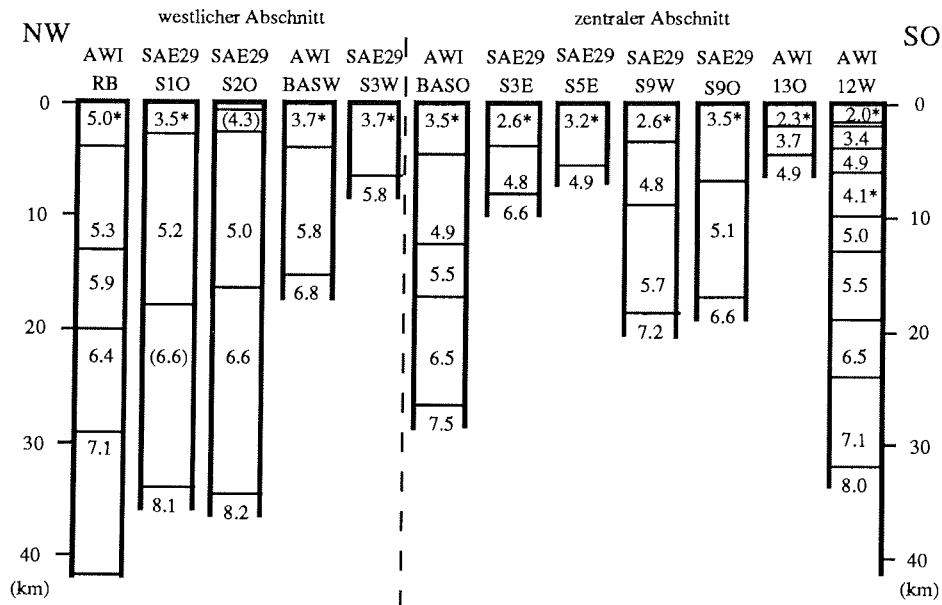


Abb. 4.2: Zusammenstellung aller in Kapitel 3 bestimmter 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen zwischen der Antarktischen Halbinsel (Westen) und Coats Land (Osten).

bis in etwa 20 km Tiefe. Nachfolgend sind häufig P-Wellengeschwindigkeiten von 6,5 und 6,6 km/s zu beobachten. Nur in etwa jeder zweiten P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion finden sich P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 7,0 und 7,6 km/s.

Werden diese P-Wellengeschwindigkeiten einer Schicht zugeordnet, so weist diese Schicht zusammen mit der folgenden Schicht mit P-Wellengeschwindigkeiten um 8 km/s die stärksten Streuungen in der P-Wellengeschwindigkeit auf (s. Abb. 4.3).

Die Mantelgeschwindigkeiten von 8,5-8,6 km/s sind jeweils in den ostwärtigen Auslagen der sowjetischen Profile (in Bezug auf die Registrierstationen) beobachtet. Benachbarte Westauslagen zeigen dagegen P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 8,0 und 8,1 km/s. Wird dieser Effekt auf ein ostwärtiges Ansteigen der Kruste/Mantelgrenze zurückgeführt und eine mittlere P-Wellengeschwindigkeit von 8,3 km/s für den Erdmantel gewählt, so ergibt sich mit der Gleichung $v_{\text{Schein}}=v/\cos(\alpha)$ für den Winkel α zwischen der Erdoberfläche und der Kruste/Mantelgrenze ein Wert von 15° . Diese Gleichung gilt nur für den 2-Schichtenfall und stellt daher eine grobe Näherung dar.

In zwei Auswertungen sind refraktierte Phasen aus Tiefen von über 40 km modelliert. Die Pn-Phasen genügen einer P-Wellengeschwindigkeit von 8,8 bzw. 8,9 km/s und weisen auf eine Schichtgrenze im oberen Mantel hin.

P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 5,9 und 6,1 km/s liegen nur ganz im Westen (Station RB) und ganz im Osten (SAE 25, Schuß 1 und 2 West sowie SAE28, Schuß 6 West) vor.

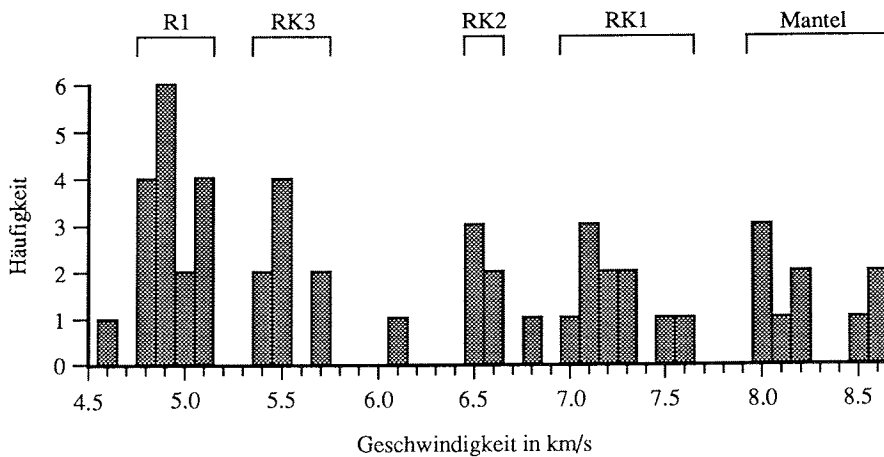


Abb. 4.3: Histogramm der Häufigkeits-Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten über 4,5 km/s in dem zentralen Bereich (zwischen den senkrechten, gestrichelten Linien) von Abb. 3.62. Die Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 7,6 und 5,4 km/s sind mit RK1-3 gekennzeichnet, wobei das R für "Ronne-Schelfeis" und das K das "kristallin" steht.

Die Häufigkeits-Verteilung der im zentralen Bereich auftretenden P-Wellengeschwindigkeiten über 4,5 km/s gibt Aufschluß über die Strukturierung der Kruste (Abb. 4.3). Deutlich sind die Häufungen zwischen 4,8 und 5,1 km/s, 5,4 und 5,7 km/s, 6,5 und 6,6 km/s, 7,0 und 7,6 km/s sowie zwischen 8,0 und 8,6 km/s zu erkennen, was auf fünf verschiedene Schichten hinweist.

Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten größer als 8,0 km/s werden dem Mantel zugeordnet. Die Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 7,6 und 5,4 km/s sind mit RK1-3 gekennzeichnet, wobei das R für "Ronne-Schelfeis" und das K das "kristallin" steht.

4.2 Interpretation des zentralen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer

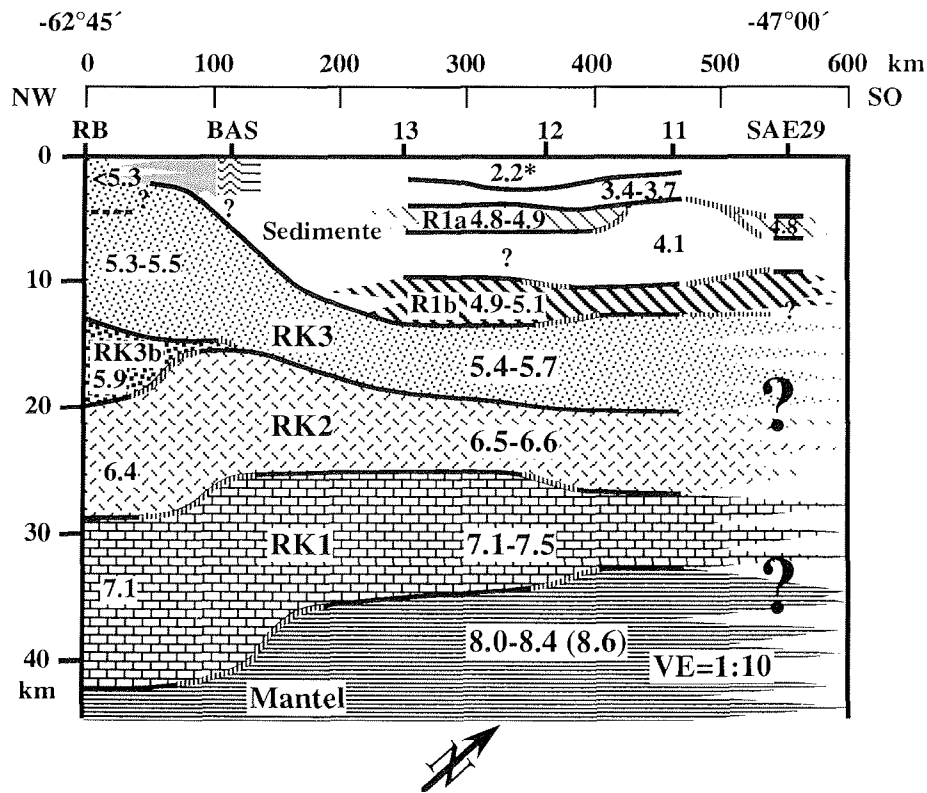


Abb. 4.4: Krustenschnitt zwischen Antarktischer Halbinsel und Berkner Island. An der Oberseite der Abbildung sind die Seismometer-Stationen RB, BAS, 13, 12, 11 und SAE29 eingezeichnet (Geschwindigkeiten in km/s).

Grundlage der Diskussion der Krustenstruktur des westlichen und zentralen Abschnitts bildet der Krustenschnitt in Abb. 4.4. Hier sind die Ergebnisse des 1D- und 2D-Ray-Tracings zusammengefaßt. Der abgebildete Krustenschnitt deckt etwa den Bereich zwischen Antarktischer Halbinsel und Berkner Island ab. Die schraffierten Abschnitte der die Schichtgrenzen markierenden Linien deuten Bereiche an, die nicht durch das Ray-Tracing belegt werden konnten.

4.2.1 Geologische Einordnung

Offensichtlich ist im südlichen Weddell Meer ein Becken (Grundgebirgsdepression) ausgeformt. In Anlehnung an die Absenkungsgeschichte des Falkland-Plateaus wird als das zur Bildung des Weddell Meer Beckens führende tektonische Ereignis der Gondwana-Aufbruch angesehen, womit sich für den Beginn der Beckenbildung ein mitteljurassisches Alter ergibt. Eine Absenkung von Krustenteilen, im folgenden als Subsidenz bezeichnet, führt immer zu einer erhöhten Sedimentationsrate aus den umliegenden Gebieten. Von daher ist ein erhöhter terrigener Eintrag von der Antarktischen Halbinsel, Coats Land und den Ellsworth-Whitmore Mountains zu vermuten. Von letzteren ist eine Anhebung in der frühen Kreide bekannt (Fitzgerald und Stump 1991), was wiederum zu verstärkter Erosion und zu verstärktem Sedimenteintrag in das Weddell Meere führte. Weiterhin ist ein Zutrag durch Back-Arc Sedimentation zu erwarten. Durch die vor der Vereisung Antarktikas bestehenden Paläoseewege, die vermutlich eine Strömung in Richtung Weddell Meer hatten (P. Webb, pers. Mitt.), können terrigene und marine Sedimente auch von weiteren Bereichen West-Antarktikas (Marie Byrd Land, Thurston Island) verfrachtet worden sein. Die wachsende Auflast durch die Deckschichten verstärkt die Subsidenz. Eine eingehende Diskussion der Subsidenzmechanismen und -raten findet sich in Abschnitt 4.2.2.

Zunächst muß die Frage der unteren Begrenzung der Deckschichten diskutiert werden. Aufgrund der P-Wellengeschwindigkeiten kann die mit R1b gekennzeichnete Schicht noch nicht zum Grundgebirge gerechnet werden. Als untere Grenze für die P-Wellengeschwindigkeit in kontinentaler Oberkruste werden i. A. Werte um 5,7 km/s (z. B. Meissner 1986) angegeben, die aber - vor allem in Regionen mit gedehnter und/oder verdünnter Kruste - auch darunter liegen kann. Grikurov et al. (1991) nehmen eine - im zentralen Teil des Weddell Meeres - bis zu 25 km mächtige Sedimentschicht an, deren untere Schichten aus nicht-marinen, vulkanoklastischen Sedimenten bestehen sollen. Diese Schichten entsprechen der Schicht RK3. Nach Abb. 4.4 ist diese Schicht bis zu 8 km dick, die Gesamtmächtigkeit der Deckschichten betrüge dann 20 km.

Für die obersten Sedimentschichten werden marine Sedimente, sowie glazial verfrachtete, terrigene und marine Sedimente angenommen. Die Zunahme von v_p mit der Tiefe liegt an der Kompaktion, also dem Auspressen von Wasser aus dem Porenvolumen, sowie an Änderungen der Schichtzusammensetzung.

Das besondere Merkmal der Deckschichten ist die Hochgeschwindigkeitsschicht R1a mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 4,8 und 4,9 km/s in ca. 4 km Tiefe. Diese Geschwindigkeiten erlauben eine Interpretation dieser Schicht als Salz oder Riff-Karbonat sowie als vulkanische Effusiva bzw. Deckenbasalte oder Intrusiva (Sill) (Harjes 1985, Christensen 1989, Hinz und Krause 1982). Für die nur um 0,2 km/s schnellere Deckschicht R1b gelten im Prinzip die gleichen Interpretationsmöglichkeiten.

Nach dem Modell von Kadmina et al. (1983) korrelieren die oberen Grenzen magnetischer Störkörper mit den Tiefen der Schichten R1a/b. Kadmina et al. postulieren dort das proterozoische bis untere paläozoische Grundgebirge überlagernde Prä-Rift Metamorphite. Eine andere Interpretation für R1b bieten die seismischen Daten der norwegischen Expedition von 1976-1977 (Haugland 1982, Haugland, Kristoffersen und Velde 1985). Auf einem reflexionsseismischen Profil vor dem östlichen Teil des Filchner-Ronne-Schelfeises, zwischen 35° und 40° W, wurde eine Schicht mit der Intervallgeschwindigkeit von 5,0 km/s kartiert, die eindeutig als auf dem Grundgebirge diskordant ausbeißende Sedimentschicht identifiziert werden konnte. In Übereinstimmung mit den hier diskutierten Refraktionsdaten beträgt die Intervallgeschwindigkeit des liegenden Grundgebirges 5,6-6,5 km/s. In den 50er und 60 er Jahren sind 38 refraktionsseismische Profile, die meisten im Zusammenhang mit dem U.S. Antarctic Research Program, in Antarktika vermessen worden, viele davon auf der Antarktischen Halbinsel (Bentley und Clough 1972). Auf keinem dieser Profile ist eine Deckschicht mit $v_p \approx 5,0$ km/s bestimmt worden, weshalb die Interpretation von Schicht R1b als syn- oder postrift abgelagerte Deckschicht näher liegt. Später publizierte Interpretationen des sowjetischen Datensatzes bestätigen letztere Interpretation, so postuliert z.B. Ivanov (1991) ein bis zu 14 km mächtiges Sedimentbecken ohne die oben erwähnte Prä-Rift Lage.

P-Wellengeschwindigkeiten von 4,7-5,0 km/s werden für die unteren Schichten des Explora-Wedge angegeben (Hinz und Krause 1982). "Dipping reflectors", wie sie für den Explora Wedge kartiert sind, treten an passiven Kontinentalrändern vom vulkanischen Typ häufig gemeinsam mit magnetischen Anomalien auf (Klitgord, Hutchinson und Schouten 1988). Dies stützt die Ansprache der Schichten R1a/b als magmatische bzw. vulkanische Lagen. R1a und R1b würden dann zwei verschiedene magmatische Ereignisse repräsentieren. In Bezug auf R1b deckt sich diese Interpretation mit den Ergebnissen Hauglands (1982). Weiterhin kann eine Korrelation von R1b mit der Chon Aike Formation, einer in Patagonien gefundenen, aus vulkanischen Extrusiva bestehende Schicht (Zambrano und Urien 1974), vorgeschlagen werden (s.u.).

Mit den herkömmlichen Termini für die Beschreibung kontinentaler Kruste stellt die Schicht RK3 kontinentale Oberkruste und RK1/2 kontinentale Unterkruste dar. Inklusiv RK1 hat die kristalline Kruste eine Mächtigkeit von ≈ 20 km im zentralen Teil, ist also um den Faktor 1,5 bis 2 dünner als "normale" kontinentale Kruste. Eine Ausdünnung der Kruste kann mit verschiedenen Prozessen einhergehen. Rift-Becken oder passive Kontinentalränder sind Beispiele für Regime mit stark ausgedünnter Kruste. Prominente Beispiele hierfür sind der Rheintalgraben (Prodehl et al. 1976) oder der atlantische Kontinentalrand Nordamerikas (Klitgord et al. 1988). Strukturen mit flächig ausgeprägter Krustenausdünnung sind z.B. die Basin und Range-Provinz (Meissner 1986), die Michigan-Depression (Haxby et al. 1976) oder das Schwarze Meer (Artyushkov und Sobolev 1982).

Wie bereits ausgeführt, ist ein Wert von $v_p=5,5$ km/s für die Oberkruste etwas gering, findet sich aber häufig in gedehnten Krustenbereichen, so z. B. in der Oberkruste des Rheintalgrabens. Allerdings ist dort die entsprechende Schicht als sialischer Niedriggeschwindigkeitskanal ausgewiesen. Für einen etwa 3 km mächtigen Teilbereich der Oberkruste in der nordwestlichen Basin und Range-Provinz werden ebenfalls P-Wellengeschwindigkeitswerte von 5,5-5,7 km/s angegeben (Holbrock 1990, Benz, Smith und Mooney 1990). Die geringe P-Wellengeschwindigkeit wird dort auf zerklüftetes Grundgebirge zurückgeführt, die Interpretation als das Grundgebirge überlagernde Deckschicht kann aber auch nicht ausgeschlossen werden. Wird die Schicht RK3 als zerklüftete Oberkruste verstanden, so muß die Beckenbildung mit einer starken Dehnung der Kruste verbunden gewesen sein. Damit wäre das Weddell Meer Becken kein Analogon zum Michigan See oder Schwarzen Meer, wo trotz der Grundgebirgsdepression keine Dehnungsstrukturen angetroffen werden (Artyushkov und Sobolev 1982). Weiterhin kann für RK3 eine ähnliche Zusammensetzung wie die des oberen Grundgebirges des Falkland-Plateaus vorgeschlagen werden (s. Abschnitt 4.2.3). Danach repräsentiert diese Schicht höchstwahrscheinlich granitisch intrudierte, präkambrische Metamorphite.

Die Interpretation von RK3 als Sedimente gemäß dem Modell von Grikurov et al. (1991) impliziert, daß die kristalline Oberkruste nicht mehr vorhanden ist. Modelle für die tektonische Prägung der Oberkruste durch Dehnung bieten die "detachment models" nach Lister, Etheridge und Symonds (1991), wonach Krustendehnung in der brüchigen Oberkruste zur Zerklüftung führt. Dieser Effekt führt zu einer Verringerung der Geschwindigkeiten. Der Zerklüftung kann so weit fortschreiten, daß in Teilbereichen die kristalline Oberkruste vollständig verschwindet. Die duktile Unterkruste dagegen wird nur gedehnt bzw. von aufsteigenden Magmen intrudiert. Der Vorgang läßt sich mit einem "detachment model" (simple shear) von Lister et al. (1991), dem sog. "delamination model", erklären (s. Abb. 4.5). Es ist so verändert, daß in dem Dehnungsbecken keine Oberkruste mehr vorhanden ist. Das Model berücksichtigt weder "detachment faults" noch andere rheologische Parameter, es stellt nur ein Schema dar.

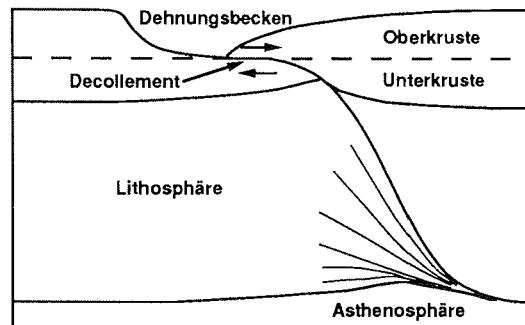


Abb. 4.5: Detachment Modell nach Lister et al. (1991), in dem durch Krustendehnung die Oberkruste in Teilbereichen vollständig verschwunden ist. Die Dehnung der Lithosphäre im rechten Bild Drittel wird durch aufsteigendes, heißes Asthenosphärenmaterial verursacht.

Die deutliche Ausprägung der an den RefTek-Stationen 11 und 12 (s. Kapitel 3) registrierten intrakrustalen Reflexion an der Unterkruste RK2 weist auf eine Schichtgrenze mit einem hohen Impedanzkontrast hin. Ein hoher Impedanzkontrast ist dann zu erwarten, wenn duktil gedehnte Unterkruste von brüchig gedehnter Oberkruste oder von Sedimenten überlagert wird.

Eine P-Wellengeschwindigkeit um 7,4 km/s, wie sie die unterste Schicht RK1 aufweist, ist typisch für rift-transformierte Kruste, besonders für passive Kontinentalränder vom vulkanischen Typ (White und McKenzie 1989). In der Literatur finden sich meist drei Erklärungen, und zwar magmatische Unterlagerung ("magmatic underplating"), magmatische Intrusionen und Phasenumwandlungen in der Unterkruste.

Magmatische Unterlagerung (Furlong und Fountain 1986) ist die Anlagerung von magmatischem Mantelmaterial an der Unterseite kontinentaler Kruste. Sie spielt eine wichtige Rolle bei der Diskussion um Wachstumsprozesse von kontinentaler Kruste. Meist wird eine mittlere Dichte des unterlagerten Materials um $3,0 \text{ Mg/m}^3$ angegeben. Die mineralogische Zusammensetzung hängt von den Druck- und Temperaturbedingungen ab und wird mit dem Gabbro-Eklogit Phasendiagramm erklärt. Für die P-Wellengeschwindigkeiten unterlagerter¹ Schichten gilt $7,1 \leq v_p \leq 7,8 \text{ km/s}$. Die magmatische Unterlagerung führt zu einer Anhebung der Erdkruste bzw. wirkt den Subsidenzprozessen entgegen. Magmatische Unterlagerung geht oft mit magmatischer Intrudierung der Kruste einher, so daß RK1 eine Kombination von unterlagerter als auch intrudierter Unterkruste repräsentieren kann.

¹Ein häufig zitiertes Beispiel ist die Basin und Range-Provinz. Unter den östlichen Bereichen nahe der Wasatch Front finden sich Werte zwischen 7,4 und 7,6 km/s (Braile et al. 1974; Keller et al. 1975).

Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten um 7,4 km/s können ebenfalls durch Phasenumwandlungen in der Unterkruste erzeugt werden (Artyushkov und Sobolev 1982, Artjushkov und Baer 1986a/b). So kann bei Anwesenheit geringer Mengen von Wasser an der Kruste/Mantelgrenze Mantelperidotit in Serpentin verwandelt werden, was zur Erhöhung der P-Wellengeschwindigkeit führt.

Bei einem anderen Prozeß wird im Falle eines Asthenosphären/Krustenkontakts über einem Manteldiapir das Gabbro der Unterkruste ($\rho = 3,0 \text{ Mg/m}^3$) bei Anwesenheit geringer Mengen Wasser zuerst in Granat-Granulit ($\rho > 3,2 \text{ Mg/m}^3$) und weiter in Eklogit ($\rho = 3,45\text{-}3,60 \text{ Mg/m}^3$) umgewandelt (s. Abb. 4.6). Der Dichtezuwachs in der Unterkruste führt zu deren Ausdünnung, da die Gesamtmasse der Unterkruste nicht größer wird. Das transformierte Material kann teilweise ausschmelzen und in den oberen Mantel sinken. Im oberen Mantel bildet sich eine Mantelanomalie mit leicht erhöhter Dichte. Nach Modellrechnungen (Artyushkov und Sobolev 1982) hat die so transformierte Unterkruste in 28 km Tiefe eine P-Wellengeschwindigkeit $\approx 7,4 \text{ km/s}$, was in Übereinstimmung mit der P-Wellengeschwindigkeit von RK1 liegt.

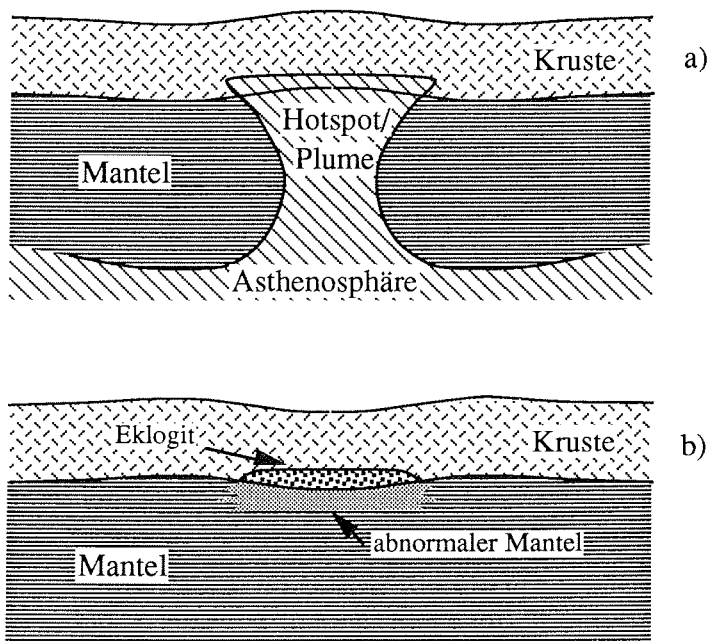


Abb. 4.6: Modell für Gabbro-Eklogit Phasenumwandlung durch Asthenosphären/Krustenkontakt. a) Ein Manteldiapir reicht bis zur Unterkruste und erzeugt dort die Metamorphose von Gabbro in Eklogit. b) Nach Rückbildung des Diapirs verbleibt ein Teil des Eklogits in der Kruste und erzeugt Subsidenz, ein Teil des Eklogits sinkt in den Mantel und bildet dort eine abnormale hohe Manteldichte (nach Keary und Vine 1990, Artyushkov und Baer 1986a).

Die Tatsache, daß in den o.a. Auswertungen keine Hinweise auf listrische Verwerfungen in der Oberkruste erkennbar sind, kann als vorläufiger Hinweis für dieses Modell gewertet werden. In der Basin und Range-Provinz z. B. führen die listrischen Verwerfungen zu einer horizontalen Periodizität von etwa 20 - 40 km für die Abfolge von Becken und Gebirgsrücken, Der Höhenunterschied beträgt ca. 1 km. Da die zur Oberkruste RK3 gehörigen Laufzeitäste in den Seismogramm-Montagen teilweise bis zu 40 km verfolgt werden können, sollten derartige Verwerfungen in der Pg-Phase zu erkennen sein. Grundsätzlich eignen sich refraktionsseismische Messungen jedoch nicht zur Auflösung von bruchtektonischen Strukturen.

Noch nicht diskutiert wurde die Interpretation der Kruste als ozeanische Kruste. RK1 würde die ozeanische Lage 3, RK2/3 die ozeanische Lage 2 repräsentieren.

Durchschnittliche ozeanische Kruste weist Mächtigkeiten zwischen 5,0 und 8,5 km auf (White et al. 1992). Ozeanische Kruste mit wesentlich höherer Mächtigkeit wurde z.B. in folgenden Gebieten gefunden:

Tamaki et al. (1992) postulieren 8 - 13 km mächtige ozeanische Kruste für das durch Back-Arc-Spreading entstandene (Tamaki 1988) Yamato- und Japan Becken.

Magmatische Unterlagerung (mit $v_p=7,4$ km/s) als Ursache für zusätzliche Verdickung älterer ozeanischer Kruste an dem östlichen Kontinentalrand Kanadas vermuten Reid und Keen (1990).

Lag die Spreading-Achse über einem Manteldiapir, so kann die ozeanische Kruste zwischen 18 und 20 km mächtig werden, wie White et al. (1992) sowohl an Hand seismischer Daten wie auch durch Inversionsrechnungen der Seltenen-Erden Bilanz zeigen. Beispiele dafür sind der Madagaskar-Rücken (Sinha, Loudon und Parsons 1981), die Kerguelen (Recq et al. 1990) oder Island (Gebrande et al. 1980, White et al. 1992). Im Gegensatz zu den P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenfunktionen in Abb. 4.4 ist in den angegebenen Beispielen eine Schicht mit $v_p=5,5$ atypisch. Außerdem gibt es keine Hinweise auf einen größeren Geschwindigkeitsgradienten, wie er nach Spudich und Orcutt (1980) für ozeanische Kruste mit einem Alter deutlich höher als 100 Ma zu erwarten ist.

Die in der aeromagnetischen Karte nicht erkennbaren Spreadinganomalien (Johnson et al. 1992) ließen sich durch die Entstehung der ozeanischen Kruste in der kretazischen oder jurassischen magnetisch ruhigen Zone erklären, auf die z. B. Handschuhmacher et al. (1988) hinweisen. Außerdem sind Spreading-Anomalien in Back-Arc Regimen in der Regel nur sehr schwach ausgeprägt (Frisch und Loeschke 1986).

Grundsätzlich sind in der Literatur keine Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen ozeanischer Kruste dokumentiert, die mit dem hier diskutierten Krustenschnitt vergleichbar sind².

In diesem Abschnitt sind folgende Interpretationsmöglichkeiten diskutiert worden:

- Schichten mit $v_p < 4,8$ km/s: Im wesentlichen Syn- und Post-Rift Sedimente, überlagert von marinen und glazial verfrachteten Sedimenten.
- Schicht R1a ($v_p = 4,8 / 4,9$ km/s): Riff-Karbonate / Salz / vulkanische Extrusiva. Diese Schicht ist als Hochgeschwindigkeitsschicht ausgebildet.
- Schicht R1b ($4,8 \leq v_p \leq 5,1$ km/s): Riff-Karbonate / Salz / vulkanische Extrusiva / Sedimente / Metamorphite.
Schicht RK3 ($5,4 \leq v_p \leq 5,7$ km/s): (brüchige) Oberkruste / Sedimente.
Schicht RK2 ($v_p = 6,5 / 6,6$ km/s): Unterkruste
Schicht RK1 ($7,0 \leq v_p \leq 7,6$ km/s): Unterkruste, magmatisch unterlagert und/oder intrudiert / Eklogit angereichert.

Die folgenden Betrachtungen sollen einzelne Interpretationsansätze stützen oder ausschließen.

4.2.2 Subsidenzmechanismen

In diesem Abschnitt werden Subsidenzmodelle vorgestellt. Die anschließend stattfindenden Modellrechnungen zur Subsidenz dienen dazu, weitere Argumente für oder gegen die oben angeführten Interpretationsansätze zu liefern.

4.2.2.1 Überblick über die Subsidenzmodelle

Der Begriff Subsidenz bezeichnet die Absenkung von Krustenteilen, die zur Bildung von intrakontinentalen oder -ozeanischen Becken führt. Im ersten Fall kann die Subsidenz soweit fortschreiten, daß die Kruste aufreißt und neue, ozeanische Kruste entsteht.

²Auf die prinzipielle Möglichkeit der Verdickung von ozeanischer Kruste durch Überschiebung oder Zusammenpressung ozeanischer Kruste verweist Artyushkov (1987). Da für das Weddell Meer keine Kompression in dem Umfang, wie sie zu einer solchen Überschiebung nötig wäre, zu vermuten ist, entfällt diese Möglichkeit. Außerdem ließe eine solche Kruste eine uneinheitlichere Strukturierung erwarten, als wie sie beobachtet wird.

Man unterscheidet prinzipiell die Subsidenz durch Sedimentauflast von der thermo-tektonischen Subsidenz³. Unter thermo-tektonischer Subsidenz versteht man die Absenkung von Krustenteilen durch Dehnung der Kruste wie auch durch Abkühlung und der damit verbundenen Verdichtung der Lithosphäre (s. Abb. 4.7). Flexuren sowie der Einfluß von Konvektionswalzen im Erdmantel werden im weiteren nicht berücksichtigt.

Zuerst wird der quantitative Einfluß eines Sedimentpaketes auf die Subsidenz der darunterliegenden Kruste bestimmt. Die Subsidenz durch Sedimentauflast wird zurückgerechnet, was im folgenden als Sedimententladung bezeichnet wird. Anschließend wird versucht, die Grundgebirgstiefe nach der Sedimententladung durch ein thermo-tektonisches Subsidenzmodell zu rekonstruieren. Stimmt die Grundgebirgstiefe nach der Sedimententladung mit der Grundgebirgstiefe nach der thermo-tektonischen Modellrechnung überein, ist eine im Hinblick auf die Subsidenzmodelle plausible Interpretation gefunden.

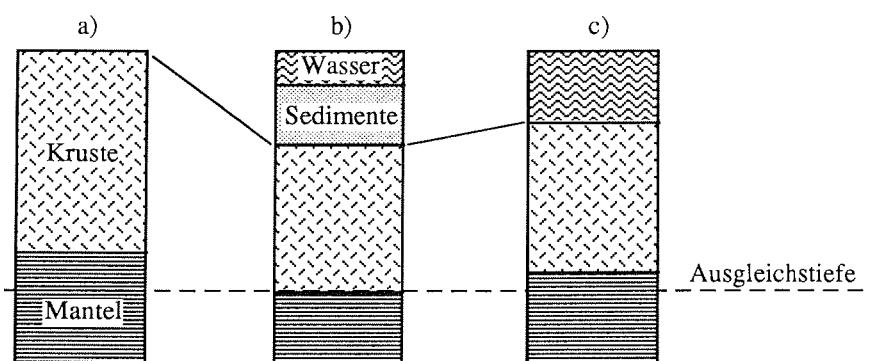


Abb. 4.7: Krustensubsidenz durch Krustendehnung und Sedimentauflast. a) Initiale Krustenstruktur. b) Submarine Krustenausdünnung und Sedimentauflast führen zur Subsidenz der Kruste. c) Nach der Sedimententladung ist die Kruste nur noch von einer Wassersäule bedeckt, die Kruste hebt sich wegen der geringeren Gewichtsaflast.

In den hier betrachteten Fällen wird angenommen, daß der isostatische Ausgleich vor und nach dem Rifting durch Airy-Kompensation vollständig erfolgt ist (s. Abb. 4.7). Dies ist auch der Grund dafür, daß keine Spekulationen über die Höhe der ungedehnten Prä-Rift Kruste über N.N. erfolgen müssen. Die Mantelstruktur unterhalb der Ausgleichstiefe wird als homogen angesehen. Alle Massenbetrachtungen beziehen sich im folgenden auf eine Einheitsgrundfläche, so daß quantitativ die Mächtigkeit einer Schicht, mit ihrer Dichte multipliziert, deren Masse ergibt.

³Sawyer (1985) führt die Variable TTS (Total Tectonic Subsidence) ein, die die Subsidenz ohne die sedimentationsbedingte Subsidenz beschreiben soll. In dieser Arbeit wird diese Variable nicht verwendet, da thermische Effekte incl. Phasenumwandlungen durch den Begriff "tektonisch" nicht erfaßt werden.

4.2.2.2 Subsidenz durch Sedimentauflast

Eine die Kruste überlagernde Sedimentschicht führt zur Subsidenz der Kruste. In dem hier verwendeten Modell wird die Sedimentsäule der Mächtigkeit d_s durch eine Wassersäule der Mächtigkeit d_w ersetzt, um den Vergleich der Ergebnisse mit dem McKenzie-Modell zur thermo-tektonischen Subsidenz (s.u.) und dem Modell zur Subsidenz ozeanischer Kruste (s.u.) zu ermöglichen. Isostatisches Gleichgewicht und homogene Dichten pro Schicht vorausgesetzt, gilt nach Allen und Allen (1990):

$$d_w \rho_w + (d_s - d_w) \rho_m = d_s \rho_s, \quad (4.1)$$

mit d_w : Mächtigkeit der Wassersäule (in km),
 d_s : Mächtigkeit der Sedimentsäule (in km),
 ρ_w : Dichte des Wassers (in Mg/m^3),
 ρ_m : Dichte des Erdmantels (in Mg/m^3),
 ρ_s : Dichte des Sedimentpaketes (in Mg/m^3).

Umstellen der Gleichung führt zu

$$d_w = d_s \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w}. \quad (4.2)$$

Für die Subsidenz durch Sedimentauflast⁴ S_s gilt $S_s = d_s - d_w$.

Im folgenden müssen die jeweiligen Dichten bestimmt werden. Eine Möglichkeit zur Abschätzung einer mittleren Dichte bietet die Nafe-Drake Kurve (Fowler 1990), die einen Bezug von Dichte zu den P- und S-Wellengeschwindigkeiten herstellt. Mit einer mittleren P-Wellengeschwindigkeit von 3,5 km/s ergibt sich so eine Dichte für die Sedimente von $\rho_s \approx 2,3 \pm 0,2 \text{ Mg/m}^3$.

Zum Abschätzen von mittleren Dichten bei großen Sedimentmächtigkeiten eignet sich eher ein Verfahren, daß der tiefenabhängigen Kompaktion der

⁴Waren die Sedimente zuvor mit einer Wasserschicht der Tiefe h_w bedeckt, so gilt

$$d_w = h_w + d_s \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w}.$$

Eustatische Meeresspiegelschwankungen um den Faktor h_e müssen ebenfalls berücksichtigt werden. Aus Gleichung 4.1 muß dann lauten: $d_w \rho_w + (d_s - d_w - h_e) \rho_m = d_s \rho_s$. Aus Gleichung 4.2 wird:

$$d_w = h_w + d_s \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} - h_e \frac{\rho_m}{\rho_w}.$$

Da die eustatischen Meeresspiegelschwankungen vor dem Jura nicht ausreichend bekannt sind, können diese hier nicht berücksichtigt werden.

Sedimente Rechnung trägt. Die Kompaktion von Sedimenten, die durch die wachsende Auflast zusätzlicher Sedimente entsteht, ist von den lithologischen Parametern, dem Diageneseegrad und anderen Faktoren abhängig. Ein einfaches Modell zur Beschreibung der tiefenabhängigen Kompaktion von Sedimenten ist die Beziehung (Sawyer 1985):

$$\Phi(z) = \Phi_0 e^{-cz},$$

mit z : Tiefe (in km)
 $\Phi(z)$: Porosität in der Tiefe z ,
 Φ_0 : Porosität an der Oberfläche, $0 < \Phi_0 < 1$,
 c : Kompaktionskoeffizient (in 1/km).

Für die tiefenabhängige Sedimentdichte $\rho_s(z)$ ergibt sich

$$\rho_s(z) = \Phi(z)\rho_w + (1 - \Phi(z))\rho_{sk},$$

mit ρ_{sk} : Korndichte des Sediments.

Die durchschnittliche Dichte ρ_s in einem Sedimentpaket, das in dem Tiefenintervall (z_1, z_2) liegt und eine einheitliche Korndichte hat, berechnet sich mit

$$\rho_s = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho_s}{z_2 - z_1} dz = \rho_{sk} + \frac{\rho_w - \rho_{sk}}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} \Phi(z) dz. \quad (4.3)$$

Lösen des Integrals führt zu der nicht-linearen Beziehung:

$$\rho_s = \rho_{sk} - \frac{\rho_w - \rho_{sk}}{z_2 - z_1} \frac{\Phi_0}{c} (e^{-cz_2} - e^{-cz_1}). \quad (4.4)$$

Sofern Korndichte, Porosität und Kompaktionskoeffizient bekannt sind, kann mit dieser Gleichung die durchschnittliche Dichte der Sedimentsäule berechnet werden. Die Sedimententladung erfolgt dann mit Gl. 4.2.

4.2.2.3 Das McKenzie Modell für die thermo-tektonische Subsidenz

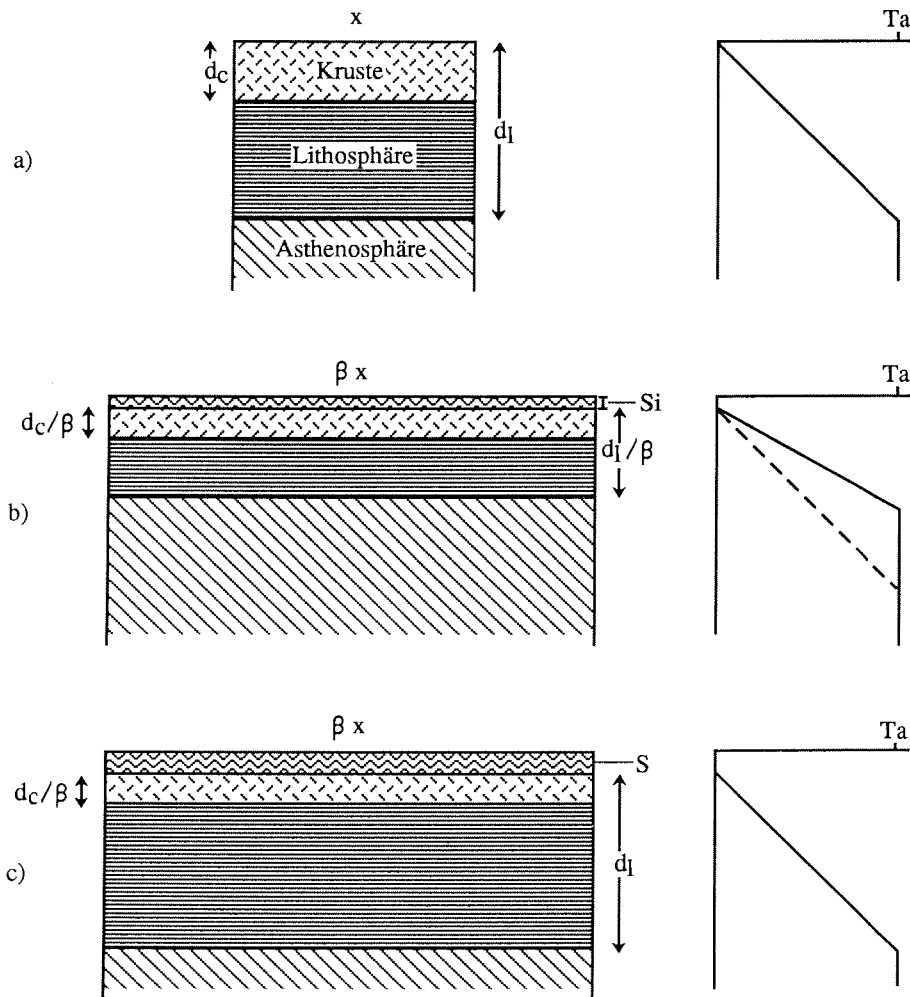


Abb. 4.8: McKenzie Modell zur thermo-tektonischen Subsidenz. a) zeigt das initiale Modell. In b) sind die Lithosphäre und die Kruste um den Faktor β gedehnt und der Temperaturgradient der Lithosphäre aus dem Gleichgewicht. c) Nach der Abkühlung der Lithosphäre hat diese ihre alte Mächtigkeit erreicht. Die Kruste ist um den Betrag S subsidiert.

Für die Diskussion der thermo-tektonischen Subsidenz wird das Modell von McKenzie (1978) herangezogen (s. Abb. 4.8). Vorteil dieses Modells ist, daß die benötigten Parameter aus den Meßdaten abgeschätzt werden können⁵.

Zum Zeitpunkt t_0 hat die kontinentale Lithosphäre die Mächtigkeit d_l und Dichte ρ_l . Der Krustenanteil hat die Mächtigkeit d_c , die Dichte ρ_c und Länge x (Abb. 4.8a). Aufsteigendes Asthenosphärenmaterial der Dichte ρ_a dehnt die Lithosphäre incl. der Kruste um den Dehnungsfaktor β (Abb. 4.8b). Die Temperatur der Lithosphäre wird in diesem Modell durch die Dehnung nicht beeinflusst, gerät aber aus dem thermischen Gleichgewicht (Abb. 4.8b gestrichelte Linie). Wegen der fortschreitenden Abkühlung sinkt die Lithosphäre so lange ab, bis sie die alte Mächtigkeit erreicht hat (Abb. 4.8c).

Der Begriff initiale Subsidenz S_i kennzeichnet diejenige Absenkung, die aus dem Ersetzen von leichtem Krustenmaterial durch schweres Mantelmaterial resultiert. Die Abkühlung der Lithosphäre bedingt die thermische Subsidenz S_t . Die endgültige Subsidenz S setzt sich aus initialer und thermischer Subsidenz zusammen. Die Subsidenzprozesse werden als submarin angenommen.

Die mathematische Formulierung des McKenzie Modells ist in Anlage 3 wiedergegeben. Die Rechnungen führen zu folgenden Ausdrücken:

$$\begin{aligned} S_i &= 3,61 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right), \\ S_t &= 4,22 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right), \\ S &= 7,83 \left(1 - \frac{1}{\beta}\right). \end{aligned} \quad (4.5)$$

Diese Ausdrücke sind linear mit $1 - (1/\beta)$. Mit ihnen läßt sich die thermo-tektonische Subsidenz eines Dehnungsbeckens oder eines passiven Kontinentalrandes leicht abschätzen, wenn der Dehnungsfaktor β bekannt ist⁶.

Der Dehnungsfaktor β ist von der initialen Grundgebirgsmächtigkeit und der gegenwärtigen Grundgebirgsmächtigkeit abhängig. Die initiale Grundgebirgsmächtigkeit d_c beschreibt die Grundgebirgsmächtigkeit vor der Dehnung. Die gegenwärtige Grundgebirgsmächtigkeit d_c/β ist die beobachtete Größe.

⁵Aufwendigere Modelle zur thermo-tektonischen Subsidenz setzen detailliertere Dichten- und Temperaturverteilungsmodelle für Kruste und Mantel bzw. Lithosphäre und Asthenosphäre voraus (z.B. Morgan 1983, Lachenbruch und Morgan 1990). Da für diese Parameter im Untersuchungsgebiet keine Werte dokumentiert sind, werden diese Ansätze nicht weiter verfolgt.

⁶Eine empirische Formel für die thermo-tektonische Subsidenz in Abhängigkeit von der Zeit t (in Ma) liefert Eisbacher (1991). Sie lautet: $S = k(t)^{1/2}$, mit $0,2 < k < 0,45$. Diese Formel hat jedoch nur für passive Kontinentalränder Gültigkeit, die nicht durch intensive tektonische oder magmatische Prozesse geprägt sind.

Das McKenzie Modell berücksichtigt keine Überprägung der Grundgebirges außer Dehnung. Im weiteren wird untersucht, welchen Einfluß magmatische Unterlagerung bzw. Intrusion sowie Phasenänderungen in der Unterkruste auf die Subsidenz haben. Ziel dieser Untersuchungen ist es, Erklärungen für die hohe P-Wellengeschwindigkeit von 7,1-7,5 km/s zu erhalten.

4.2.2.4 Subsidenz durch Unterlagerung der Kruste

Die Verdickung der Erdkruste durch magmatische Unterlagerung führt zu einer Anhebung der Kruste, wenn die Dichte des unterlagernden Materials zwischen der des Mantels und der der Kruste liegt (s. Abb. 4.9).

Der oberste Bereich des Mantels der Mächtigkeit d_v wird durch Material der Dichte ρ_v substituiert. Isostatischen Ausgleich vorausgesetzt, gilt:

$$d_{wv}\rho_w + d_c\rho_c + (d_v - d_{wv})\rho_v = d_c\rho_c + d_v\rho_v.$$

Umstellen der Gleichung liefert

$$d_{wv} = d_v \frac{\rho_m - \rho_v}{\rho_m - \rho_w} > 0 \text{ für } \rho_v < \rho_m. \quad (4.6)$$

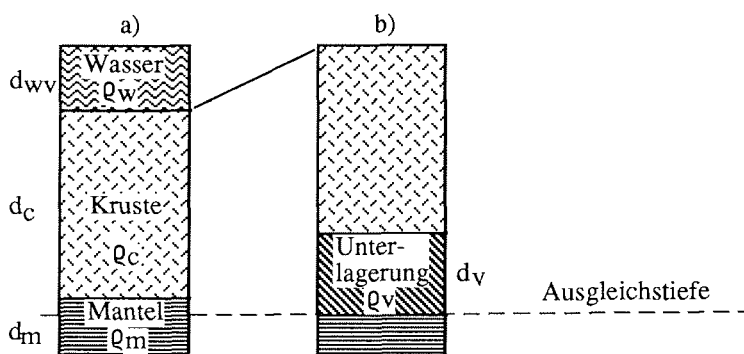


Abb. 4.9: Anhebung der Kruste durch Unterlagerung. a) zeigt den initialen Zustand. In b) ist die Kruste um den Faktor d_{wv} angehoben (wenn $\rho_v < \rho_m$).

4.2.2.5 Subsidenz durch magmatische Intrudierung der Kruste

Eine Schicht im untersten Bereich der Kruste mit der Mächtigkeit d_i und der Dichte ρ_i wird magmatisch intrudiert, sie hat anschließend die Dichte ρ_i' (s. Abb. 4.10).

Bei isostatischem Ausgleich gilt:

$$(d_c - d_i)\rho_c + d_i\rho_i + d_{wi}\rho_m = d_{wi}\rho_w + (d_c - d_i)\rho_c + d_i\rho_i',$$

und damit ist

$$d_{wi} = d_i \frac{\rho_i' - \rho_i}{\rho_m - \rho_w} > 0 \text{ für } \rho_i' > \rho_i. \quad (4.7)$$

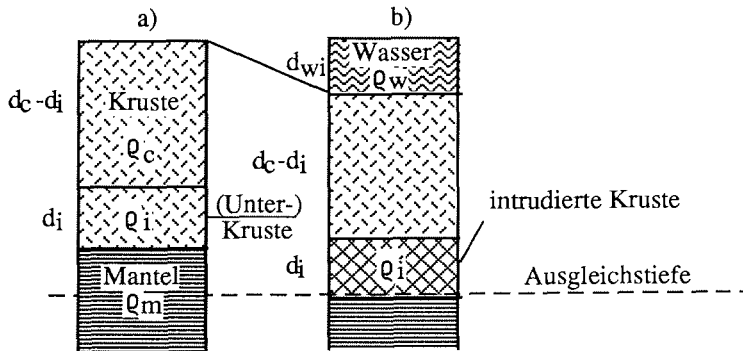


Abb. 4.10: Subsidenz durch Intrusion. a) zeigt den initialen Zustand. In b) ist die Kruste durch Intrudierung der untersten Schicht d_i subsidiert.

4.2.2.6 Subsidenz durch Phasenumwandlung in der Unterkruste

Ist die Unterkruste durch Phasenumwandlung von Gabbro in Eklogit überprägt, gelten folgende Zusammenhänge: Der aus Gabbro bestehende, untere Bereich der Erdkruste mit der Mächtigkeit d_g und der Dichte $\rho_g \approx 3,0 \text{ Mg/m}^3$ hat nach einer Metamorphose die Mächtigkeit d_e und die Dichte $\rho_e \approx 3,55 \text{ Mg/m}^3$ (s. Abb. 4.11). Da die Gesamtmasse der Unterkruste konstant bleibt, gilt für diese 4 Größen die Beziehung:

$$\frac{d_g}{d_e} = \frac{\rho_e}{\rho_g} > 1. \quad (4.8)$$

Bei isostatischem Ausgleich gilt:

$$(d_c - d_g)\rho_c + d_g\rho_g + (d_{we} + d_e - d_g)\rho_m = d_{we}\rho_w + (d_c - d_g)\rho_c + d_e\rho_e \quad (4.9)$$

Aus den Gleichungen (4.8) und (4.9) wird durch Umstellen

$$d_{we} = d_e \frac{\rho_m \rho_e - \rho_g}{\rho_g \rho_m - \rho_w}. \quad (4.10)$$

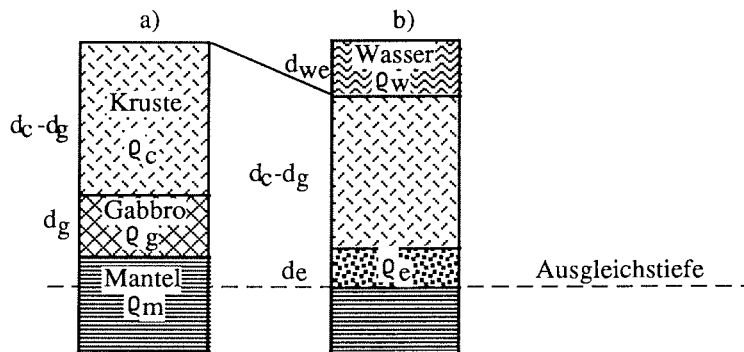


Abb. 4.11: Subsidenz durch Phasenumwandlung. a) zeigt die initiale Krustenmächtigkeit. In b) ist die Kruste durch Phasenumwandlung in der Unterkruste ausgedünnt und abgesunken.

4.2.2.7 Subsidenz ozeanischer Kruste

Die Subsidenz ozeanischer Kruste wird durch die folgenden Gleichungen 4.11 und 4.12 beschrieben (Parson und Sclater 1977, Fowler 1990). Die mathematische Formulierung des Modells ist in Anhang 4 wiedergegeben:

$$d_w = 2,5 + 0,36 \sqrt{t}, \quad (4.11)$$

wenn t in Ma angegeben wird. Diese Näherungslösung paßt zu weltweit beobachteten Tiefen von ozeanischer Kruste, solange die Kruste nicht älter als 70 Ma ist, was einer Tiefe von 5,5 km entspricht. Die Tiefenlage älterer ozeanischer Kruste genügt der empirischen Gleichung

$$d_w = 6,4 - 3,2 \exp\left(\frac{-t}{62,8}\right). \quad (4.12)$$

Diese Gleichungen beschreiben die Tiefenlage ozeanischer Kruste in Abhängigkeit von der Zeit, die über die Spreading-Rate mit der Entfernung von der Spreading-Achse verbunden ist.

4.2.2.8 Durchführung der Subsidenzrechnungen

Für die Subsidenzbetrachtungen wird das folgende, gemittelte 1D-Krustenmodell verwendet (s. Tab. 4.1).

Tiefe:	Schicht:	Interpretation:
0-10 km	$v_p < 5,0 \text{ km/s}$	Sedimente
10-12 km	R1b	vulk. Extrusiva / Metamorphite / Sedimente
12-20 km	RK3	brüchige Oberkruste / Sedimente
20-26 km	RK2	duktile Unterkruste
26-34 km	RK1	Unterkruste, magm. unterlagert / magm. intrudiert / Eklogit angereichert

Tab. 4.1: Gemittelttes 1D-Krustenmodell unter Station 12. In der dritten Spalte sind die verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten der einzelnen Schichten angegeben.

Die in Tab. 4.1 wiedergegebene P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenfunktion entspricht der geglätteten Funktion unterhalb der Station 12 in Abb. 4.3. Diese Station bietet sich für die Subsidenzbetrachtungen an, da hier der Einfluß von Flexuren wegen des Abstandes zu den Krustenverdickungen im Osten und Westen zu vernachlässigen und die Kruste detailliert aufgelöst ist.

Zuerst wird der Einfluß der Sedimentsäule auf die Subsidenz bestimmt. Für eine Abschätzung der durchschnittlichen Dichte ρ_s einer Sedimentsäule werden nach Sawyer (1985) folgende Werte angenommen:

$$\begin{aligned}
 2,50 &\leq \rho_{sk} \leq 2,70 \text{ Mg/m}^3, \\
 0,25 &\leq \Phi_0 \leq 0,75, \\
 0,30 &\leq c \leq 0,60 \text{ km}^{-1}, \\
 \rho_w &= 1,03 \text{ Mg/m}^3, \\
 \rho_m &= 3,3 \text{ Mg/m}^3.
 \end{aligned}$$

Mit Gl. 4.2 und 4.4 werden die folgenden, in Tab. 4.2 angeführten minimalen, maximalen und durchschnittlichen ρ_s und Wassersäulenmächtigkeiten d_w nach der Sedimententladung für Sedimentmächtigkeiten von 10, 12 und 20 km berechnet (s. Tab. 4.2):

d_s (km)	Q_s Min (Mg/m ³)	Q_s Max (Mg/m ³)	Q_{sa} (Mg/m ³)	d_w Min (km)	d_w Max (km)	d_{wa} (km)
10,0	2,15	2,63	2,43	3,0	5,1	3,8
12,0	2,20	2,64	2,46	3,5	5,8	4,4
20,0	2,32	2,67	2,51	5,6	8,6	7,0

Tab. 4.2: Mit Gleichung 4.2 und 4.4 berechnete minimale, maximale und Durchschnittswerte für Korndichte und Wassersäulenmächtigkeit nach der Sedimententladung. Der Index "a" markiert Durchschnittswerte.

Die gewählten Sedimentmächtigkeiten entsprechen den Interpretationsansätzen, daß RK2 ($d_s=20$ km), RK3 ($d_s=12$ km) oder R1b ($d_s=10$ km) die oberste Lage des Grundgebirges repräsentieren.

Es soll nun versucht werden, die so gefundene Wassertiefe durch ein Modell zur thermo-tektonischen Subsidenz zu reproduzieren. Dazu wird das McKenzie-Modell verwendet.

Zunächst werden für unterschiedliche Grundgebirgsmodelle die Dehnungsfaktoren β bestimmt, wobei initiale Grundgebirgsmächtigkeiten d_c von 35, 40 und 45 km angenommen werden. Mit Gleichung 4.5 wird anschließend die thermo-tektonische Subsidenz S berechnet und mit der mittleren Wassertiefe d_{wa} nach der Sedimententladung aus Tab. 4.2 verglichen (s. Tab. 4.3). Stimmen beide Werte überein, so ist im Sinne der oben dargestellten Modellvorstellungen eine plausible Interpretation der Krustenstruktur im Hinblick auf die Trennung von Sedimentschichten und Grundgebirge gefunden. Die Modellrechnungen können also Hinweise dafür geben, welche Schichten des Krustenschnitts in Abb. 4.4 zum Grundgebirge gehören und welche nicht.

Die möglichen Modelle für die Zusammensetzung des Grundgebirges sind in den beiden linken Spalten von Tab. 4.3 wiedergegeben. Die Sedimentmächtigkeit der Modelle ist davon abhängig, welche Schicht als oberste Schicht des Grundgebirges angesehen wird. Aus den Modellen 1 und 2 ergeben sich 10 km Sedimentmächtigkeit, 12 km aus den Modellen 3 und 4 sowie 20 km aus den Modellen 5 und 6. Von der Sedimentmächtigkeit ist wiederum die mittlere Wassertiefe d_{wa} nach der Sedimententladung abhängig, die in der rechten Spalte steht und Tab. 4.2 entnommen ist.

In den Modellen 2, 4 und 6 wird die Schicht RK1 als magmatisch unterlagerte Schicht interpretiert und liefert somit kein Beitrag zur beobachteten Grundgebirgsmächtigkeit d_c/β .

Die Subsidenzwerte S , die nicht mehr als 0,5 km von d_{wa} abweichen, sowie die zugehörigen β -Werte sind fett gedruckt. Da die zugehörigen Modelle im Rahmen der empirisch festgelegten Fehlergrenze von 0,5 km sowohl mit der

sedimentbedingten, als auch mit der thermo-tektonischen Subsidenz konsistent sind, können diese – das McKenzie Modell zugrunde gelegt – als plausible Interpretationen angesehen werden.

Modell	Grund- gebirge	d_c/β (km)	β $d_c=35\text{km}$	β $d_c=40\text{km}$	β $d_c=45\text{km}$	S (km) $d_c=35\text{km}$	S (km) $d_c=40\text{km}$	S (km) $d_c=45\text{km}$	d_{wa} (km)
1	R1b-RK1	24	1,5	1,7	1,9	2,6	3,2	3,7	3,8
2	R1b-RK2	16	2,2	2,5	2,8	4,3	4,7	5,0	3,8
3	RK3-RK1	22	1,6	1,8	2,1	2,9	3,5	4,1	4,4
4	RK3-RK2	14	2,5	2,9	3,2	4,7	5,1	5,4	4,4
5	RK2-RK1	14	2,5	2,9	3,2	4,7	5,1	5,4	7,0
6	RK2	6	5,8	6,7	7,5	6,5	6,7	6,8	7,0

Tab. 4.3: Die verschiedenen Dehnungsfaktoren β errechnen sich aus dem Quotienten von initialer Krustenmächtigkeit d_c und der, je nach Modell variierenden, beobachteten Krustenmächtigkeit. Als initiale Krustenmächtigkeiten d_c werden 35, 40 und 45 km angenommen. Die Subsidenz S ist nach Gl. 4.5 berechnet. Die Modelle, bei denen die berechnete Subsidenz um nicht mehr als 0,5 km von der mittleren Wassersäulenmächtigkeit d_{wa} abweicht, werden als mit dem McKenzie Modell konsistent angesehen und stellen somit plausible Interpretationen dar.

RK1: Unterkruste, RK2: Unterkruste, RK3: Oberkruste od. Sedimente, R1b: Vulkanische Extrusiva oder Metamorphite.

Solche Übereinstimmungen finden sich bei allen Modellen außer bei Modell 5. LePichon et al. (1982) führen aus, daß eine initiale Subsidenz von 2,5 km oder mehr zur Bildung von ozeanischer Kruste führt und das an alten Kontinentalrändern (> 120 Ma) keine kontinentale Kruste in Tiefen von mehr als 5,5 km (nach Sedimententladung) zu erwarten sei. Ein β -Faktor von 5,8, wie er für das Modell 6 als minimaler Wert aus Tab. 4.3 zu entnehmen ist, führt zu einer initialen Subsidenz von 3 km und zu 6,5 km totaler Subsidenz. Damit wäre weder das Modell 5, nach dem nur die untersten beiden Schichten RK1 und RK2 als Grundgebirge angesehen werden, noch das Modell 6, in dem nur die Schicht RK2 das ursprüngliche Grundgebirge repräsentiert, mit dem McKenzie Modell konsistent.

Somit ergibt sich die Aussage, daß die Annahme eines 20 km mächtigen Sedimentbeckens, das von gedehnter, kontinentaler Kruste unterlagert ist, mit dem McKenzie-Modell nicht konsistent ist. Dies wiederum bedeutet, daß die 8 km mächtige, in einer Tiefe von 12 bis 20 km liegende Schicht RK3 zur kristallinen Kruste, also zum Grundgebirge, gehört.

Wegen der hohen P-Wellengeschwindigkeit von 7,1 bis 7,5 km/s wurde ausgeführt, daß die Unterkruste RK1 entweder aus magmatisch intrudierter oder Eklogit-reicher Unterkruste, oder daß diese Schicht aus magmatisch unterlager-tem Material besteht. Der Einfluß dieser Überprägungen der Unterkruste auf die

Subsidenz des Grundgebirges wird im weiteren rückgängig gemacht. Dazu wird ein Korrekturwert mit den in den Gleichungen, die in den vorhergehenden Abschnitten entwickelt wurden, für die mittlere Wassertiefe d_{wa} berechnet. Anschließend wird die korrigierte mittlere Wassertiefe mit der nach dem McKenzie-Modell errechneten, thermo-tektonischen Subsidenz verglichen. Bei Übereinstimmung beider Werte ist eine plausible Interpretation für die unterste Schicht RK1 im Hinblick auf ihre Überprägung gefunden.

Zunächst wird angenommen, daß RK1 durch magmatische Unterlagerung entstanden ist. Mit einer Dichte $\rho_v=3,0 \text{ Mg/m}^3$ für die unterlagerte Schicht und einer Mächtigkeit von $d_v=8 \text{ km}$ (s. Tab. 4.1) führt die magmatische Unterlagerung nach Gl. 4.6 zu einer Anhebung von 1,1 km. Um die Anhebung durch die magmatische Unterlagerung rückgängig zu machen, wird der Wert von 1,1 km zu der mittleren Wassertiefe in Tab. 4.3 addiert (s. Tab. 4.4).

Modell	Grundgebirge	d_v/β (km)	β $d_c=35\text{km}$	β $d_c=40\text{km}$	β $d_c=45\text{km}$	S (km) $d_c=35\text{km}$	S (km) $d_c=40\text{km}$	S (km) $d_c=45\text{km}$	d_{wa} (km)
2	R1b-RK2	16	2,2	2,5	2,8	4,3	4,7	5,0	4,9
4	RK3-RK2	14	2,5	2,9	3,2	4,7	5,1	5,4	5,5
6	RK2	6	5,8	6,7	7,5	6,5	6,7	6,8	8,1

Tab. 4.4: Für die Modelle 2, 4 und 6 ist der mit dem Wert 1,1 km korrigierte Wert der mittleren Wassertiefe d_{wa} wiedergegeben, um die Anhebung des Grundgebirges durch Unterlagerung rückgängig zu machen. Subsidenzwerte S sowie die zugehörigen β -Faktoren, die um nicht mehr als 0,5 km von d_{wa} abweichen, sind fett gedruckt.

RK2: Unterkruste, RK3: Oberkruste od. Sedimente, R1b: Vulkanische Extrusiva oder Metamorphite.

Es sind nur die Modelle 2, 4 und 6 zu diskutieren, da nur in diesen RK1 als nicht zum Grundgebirge gehörend verstanden wird, also keinen Beitrag zur initialen Krustenmächtigkeit d_c liefert. Nur für die Modelle 2 und 4 finden sich Subsidenzwerte, die um nicht mehr als 0,5 km von der korrigierten mittleren Wassertiefe d_{wa} differieren.

Demnach kann die Schicht RK1 nur durch magmatische Unterlagerung erklärt werden, wenn die initiale Grundgebirgsmächtigkeit d_c 40 km betrug und RK3 zur kristallinen Oberkruste gehört. Der Dehnungsfaktor β liegt zwischen 2,5 und 2,9.

Ist die unterste Schicht RK1 durch magmatische Intrusionen überprägt, ergeben sich folgende Auswirkungen für die Subsidenz. Für die Dichte ρ_i' der intrudierten Schicht wird ein Wert zwischen der Dichte des oberen Mantels ($3,3 \text{ Mg/m}^3$) und der (unteren) Kruste ($2,78\text{-}3,0 \text{ Mg/m}^3$) angenommen. Somit ist $3,1 \text{ Mg/m}^3$ ein mittlerer Wert für ρ_i' . Mit der Mächtigkeit der intrudierten Schicht $d_i=8 \text{ km}$

(RK1, s. Tab. 4.1) und $\rho_i=2,9 \text{ Mg/m}^3$ (mittlerer Wert) ergibt sich nach Gl. 4.7 ein Mittelwert für d_{wi} von 0,7 km. Dieser Wert ist zu der gemittelten Wassertiefe aus Tab. 4.2 zu subtrahieren, um den Einfluß der magmatischen Intrusionen auf die Subsidenz zu eliminieren.

Modell	Grundgebirge	d_c/β (km)	β	β	β	S (km)	S (km)	S (km)	d_{wa} (km)
			$d_c=35\text{km}$	$d_c=40\text{km}$	$d_c=45\text{km}$	$d_c=35\text{km}$	$d_c=40\text{km}$	$d_c=45\text{km}$	
1	R1b-RK1	24	1,5	1,7	1,9	2,6	3,2	3,7	3,1
3	RK3-RK1	22	1,6	1,8	2,1	2,9	3,5	4,1	3,7
5	RK2-RK1	14	2,5	2,9	3,2	4,7	5,1	5,4	6,3

Tab. 4.5: Für die Modelle 1, 3 und 5 ist von dem Wert der mittleren Wassertiefe d_{wa} aus Tab. 4.3 der Wert 0,7 km subtrahiert, um die Subsidenz des Grundgebirges durch Intrudierung auszugleichen. Subsidenzwerte sowie die zugehörigen β -Faktoren, die um nicht mehr als 0,5 km von d_{wa} Wert abweichen, sind fett gedruckt.

RK1: Unterkruste, RK2: Unterkruste, RK3: Oberkruste od. Sedimente, R1b: Vulkanische Extrusiva oder Metamorphite.

Analog zum Modell der magmatischen Unterlagerung wird die korrigierte Wassertiefe mit der thermo-tektonischen Subsidenz S verglichen. Im Rahmen der Fehlergrenze von 0,5 km ergeben sich nur für die Modelle 1 und 3 plausible Modelle.

Ist also die unterste Schicht RK1 durch magmatische Intrusionen überprägt, so lag die initiale Krustenmächtigkeiten zwischen 35 und 45 km, wobei die β -Faktoren zwischen 1,5 und 2,1 liegen. Die Schicht RK3 ist Bestandteil des kristallinen Grundgebirges, da sich die Wassertiefe durch die thermo-tektonische Subsidenz nicht reproduzieren ließ.

Ist die 8 km mächtige, unterste Schicht der Kruste RK1 durch Phasenumwandlung entstanden, so ist nach Gl. 4.8 RK1 aus einer 9,5 km mächtigen Schicht gabbroider Unterkruste hervorgegangen. Somit können Phasenumwandlungen in der Unterkruste nicht allein die Krustenausdünnung erklären, da die kristalline Kruste nach Addition der 1,5 km nur maximal 25,5 km beträgt (wenn R1b-RK1 das Grundgebirge repräsentieren, s. Tab. 4.1)

Die aus der Krustenausdünnung und dem Dichtezuwachs in der Kruste resultierende Subsidenz beträgt nach Gleichung (4.10) 2,1 km.

Der Ausgleich der Subsidenz durch Phasenumwandlung ist für d_{wa} in Tab. 4.6 berücksichtigt. Einzig das Modell 5 liefert im Rahmen der Fehlergrenze von 0,5 km konsistente Werte für die thermo-tektonische Subsidenz S und die korrigierte, mittlere Wassertiefe.

Ein Sedimentbecken von 20 km Mächtigkeit ist demnach durch eine initiale Krustenmächtigkeit von 35-45 km und Gabbro-Eklogit Phasenumwandlung in der Unterkruste zu erklären. Die β -Faktoren liegen zwischen 2,5 und 3,2.

Modell	Grund- gebirge	d_c/β (km)	β $d_c=35\text{km}$	β $d_c=40\text{km}$	β $d_c=45\text{km}$	S (km) $d_c=35\text{km}$	S (km) $d_c=40\text{km}$	S (km) $d_c=45\text{km}$	d_{wa} (km)
1	R1b-RK1	24	1,5	1,7	1,9	2,6	3,2	3,7	1,7
3	RK3-RK1	22	1,6	1,8	2,1	2,9	3,5	4,1	2,3
5	RK2-RK1	14	2,5	2,9	3,2	4,7	5,1	5,4	4,9

Tab. 4.6: Für die Modelle 1, 3 und 5 ist von dem Wert der mittleren Wassertiefe d_{wa} aus Tab. 4.3 der Wert 2,5 km subtrahiert, um die Subsidenz des Grundgebirges durch Phasenumwandlungen auszugleichen. Subsidenzwerte sowie die zugehörigen β -Faktoren, die um nicht mehr als 0,5 km von diesem Wert abweichen, sind fett gedruckt. RK1: Unterkruste, RK2: Unterkruste, RK3: Oberkruste od. Sedimente, R1b: Vulkanische Extrusiva oder Metamorphite.

Ozeanische Kruste mit einem Alter von 175 Ma ließe nach Gl. 4.12 eine Tiefe von $\approx 6,3$ km erwarten. Entspricht RK2 dem ozeanischen Layer 2, so liegt die erwartete Tiefe von 6,3 km nur wenig über dem Minimum der Grundgebirgstiefe nach der Sedimententladung (s. Tab. 4.2). Mit RK3 als Layer 2 ergäbe sich ein Alter zwischen 8 und 105 Ma, was mit den existierenden Modellen zur Entstehung des Weddell Meer Beckens inkonsistent ist.

Die Interpretation des Krustenschnittes in Abb. 4.4 als ozeanische Kruste ist nach den hier verwendeten Modellrechnungen zur Subsidenz nicht wahrscheinlich.

4.2.2.9 Zusammenfassung und Ergebnisse der Modellrechnungen zur Subsidenz

Die Grundlage für die Modellrechnungen zur Subsidenz war eine 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktion (Tab. 4.1). Für die Rückrechnung der sedimentbedingten Subsidenz wurden allein Modellrechnungen für die Sedimentparameter verwendet, da keine in situ Messungen vorliegen.

Bei der Bestimmung des Dehnungsfaktors β sind initiale Krustenmächtigkeiten zwischen 35 und 45 km angenommen worden. Diese Werte sind zwar geowissenschaftlich plausibel, jedoch nicht überprüfbar. Weitere Dehnung durch magmatische Intrusionen oder Block-Kippungen in der spröden Oberkruste konnten ebenfalls nicht berücksichtigt werden, da sie durch keine Daten quantifiziert werden können. Desweiteren wurde für den Dehnungsfaktor keine Tiefenabhängigkeit angenommen.

Über die Manteltemperatur und den Wärmegradienten in der Lithosphäre lassen sich keine Aussagen machen, weshalb die Gültigkeit des McKenzie-Modells nicht kontrolliert werden kann. Den Einflüssen von metamorphen oder magmatischen Überprägungen der Unterkruste auf die Subsidenz wurde durch Modelle Rechnung getragen, die voneinander getrennt diskutiert wurden. Da sich die beschriebenen Prozesse gegenseitig nicht ausschließen, können sich die einzelnen Prozesse überlagern.

Die durchgeführten Subsidenzrechnungen stützen die folgenden Krusten-Modelle im Sinne der angegebenen Modellvorstellungen zur Subsidenz:

Ist die unterste krustale Schicht RK1 durch magmatische Unterlagerung entstanden, so betrug die initiale Krustenmächtigkeit vor dem Rifting etwa 40 km und ist heute um den Faktor 2,5 bis 2,9 gedehnt.

War RK1 bereits vor dem Rifting Bestandteil des Grundgebirges und wurde sie magmatisch intrudiert, so war die Kruste vor dem Rifting 35-45 km mächtig und ist heute um den Faktor 1,5 bis 2,1 gedehnt.

Eine Entscheidung, ob R1b die oberste Schicht des Grundgebirges ist, kann allein durch die Subsidenzrechnungen nicht getroffen werden.

Ein Sedimentbecken von 20 km Mächtigkeit kann nur erklärt werden, wenn RK1 durch Gabbro-Eklogit Phasenumwandlung überprägt wurde.

Die These, daß es sich bei der untersuchten Kruste um ozeanische Kruste handelt, kann durch die Subsidenzrechnungen nicht bestätigt werden.

4.2.3 Benachbarte Gebiete

Abhängig von den verschiedenen Rekonstruktionen lagen vor dem Zerfall Gondwanas Patagonien und das Falkland-Plateau in unmittelbarer Nachbarschaft des heutigen Weddell Meer Beckens. Der Falkland-Trog begrenzt das Falkland-Plateau zur südlich gelegenen Scotia See.

Zambrano und Urien (1974) beschreiben das Grundgebirge Patagoniens und des argentinischen Schelfs als sauer intrudierte, präkambrische Metamorphite mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 5,5 und 6,0 km/s. Das Grundgebirge überlagernd finden sich saure und intermediäre Extrusiva mitteljurassischen Alters mit einer P-Wellengeschwindigkeit zwischen 4,8 und 5,1 km/s, die sog. Chon Aike Formation. Die obersten Deckschichten mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 4,2-4,6 km/s werden als Syn-Rift Sedimente und Pyroklastika angesehen.

1972 bis 1974 wurden weitere seismische Untersuchungen der Deckschichten mit insgesamt 165 Sonobojen auf dem südlichen argentinischen Schelf durchgeführt (Ludwig et al. 1979). Sie zeigen etwa 5 km mächtige Sedimentlagen mit P-Wellengeschwindigkeiten von 1,8 bis 5,2 km/s, wobei ein Zusammenhang zwischen der untersten Schicht mit 5,0 bis 5,2 km/s und der Chon Aike Formation zu vermuten ist. Es kann spekuliert werden, daß die Schicht R1b mit der Chon Aike Formation zu korrelieren ist.

Die ersten Untersuchungen der Krustenstruktur des Falkland-Plateaus wurden 1958 und 1959 durch refraktionsseismische Messungen durchgeführt (Ewing et al. 1971, Ludwig et al. 1986). Demnach ist das Grundgebirge durch eine P-

Wellengeschwindigkeit von ca. 5,0-6,3 km/s charakterisiert. Es wird als südwärts gekippter Krustenblock interpretiert. Darüber liegen zwei jeweils etwa 2 km mächtige Sedimentschichten mit $v_p \approx 2,5$ km/s im Hangenden und $\approx 4,2$ km/s im Liegenden. Von Zambrano und Urien (1974) publizierte Krustenschnitte zeigen präkambrisches bis früh-paläozoisches Grundgebirge mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 5,4 und 5,9 km/s. Im Rahmen des DSDP erbohrte Kerne (Leg 36) enthielten käno- und mesozoische Sedimente über kontinentalem, aus Graniten und Metagneisen bestehenden Grundgebirge (Shipboard Scientific Party 1976). Die direkt auf dem Grundgebirge aufliegenden Sedimente sind hier fluviatile Ablagerungen mitteljurassischen Alters, was eine Korrelation dieser Schichten mit der Chon Aike Formation ausschließt.

Der mit Sedimenten verfüllte, bis zu 7 km tiefe Falkland-Trog⁷ begrenzt das Falkland-Plateau nach Süden (Ludwig et al. 1986). Das Grundgebirge weist tektonische Verwerfungen auf und ist durch eine P-Wellengeschwindigkeit von 5,1-5,3 km/s charakterisiert.

Die angeführten Betrachtungen legen den Schluß nahe, daß die Oberkruste RK3 (und RK3b) des südlichen Weddell Meeres die südliche Entsprechung des Grundgebirges des Falkland-Plateaus repräsentiert und demnach aus präkambrischen, granitisch intrudierten Metagneisen bestehen.

4.3 Interpretation des westlichen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer

4.3.1 Ergebnisse der Refraktionsseismik

Nur die Registrierungen der PCM-Station RB erlauben Aussagen über die tiefere Krustenstruktur nahe der Antarktischen Halbinsel. Die auftretenden P-Wellengeschwindigkeiten entsprechen zwar zum Teil denen im zentralen Teil, doch liegen die Schichtgrenzen in unterschiedlichen Tiefen (s. Abb. 4.4). Die mit RK3b bezeichnete Schicht in 13 km Tiefe kann die ungedehnte Entsprechung von RK3 repräsentieren.

Polnische tiefenseismische Experimente, die zwischen 1979 und 1988 im Norden und Nordwesten der Antarktischen Halbinsel durchgeführt wurden (Guterch et al. 1990, Birkenmajer et al. 1990), liefern eine ähnliche Struktur des unteren Grundgebirges für den nördlichen Bereich der Halbinsel. Es wird dort eine ca. 15 km mächtige Oberkruste mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 6,0 und 6,4 km/s - entsprechend RK3b - gefunden. Es folgt eine ca. 12 km mächtige Schicht mit 6,4 bis 6,8 km/s, welche RK2 entspricht. Die unterste Schicht mit ca. 7,2 km/s ist - äquivalent zu RK1 - ebenfalls etwa 12 km mächtig,

⁷Der Falkland-Trog wird bei Ludwig et al. (1986) als Malvinas Basin bezeichnet.

so daß die Kruste/Mantelgrenze in etwa 40 km Tiefe liegt. Eine zu RK3 äquivalente Schicht mit v_p um 5,5 km/s ist für die Antarktische Halbinsel nicht dokumentiert.

Zwar weisen die Refraktionsdaten auf Differenzen in der Krustenstruktur nahe der Antarktischen Halbinsel zu der im zentralen Weddell Meer hin, jedoch sind keine Hinweise für eine frühere Subduktionszone zu erkennen, wie sie das Grunow-Modell fordert.

4.3.2 Ergebnisse der Reflexionsseismik

Von reflexionsseismischen Messungen her ist eine oberflächennahe Störungszone bekannt, die den Übergangsbereich von Weddell Meer Becken zur Antarktischen Halbinsel hin markiert. Diese Störungszone ist vom AWI 1984 (Miller et al. 1984) und 1990, von der BGR (Hinz 1987) und dem BAS 1992 (Ed King, pers. Mitt.) vermessen worden. AWI und BGR haben die Profile mit Methodiken der marinen Seismik vermessen. Der BAS verwendete einen sog. Snowstreamer auf dem Schelfeis. Die Abb. 4.13 zeigt einen Ausschnitt des Profils AWI 90200; die Profillage ist der Karte Abb. 4.12 zu entnehmen.

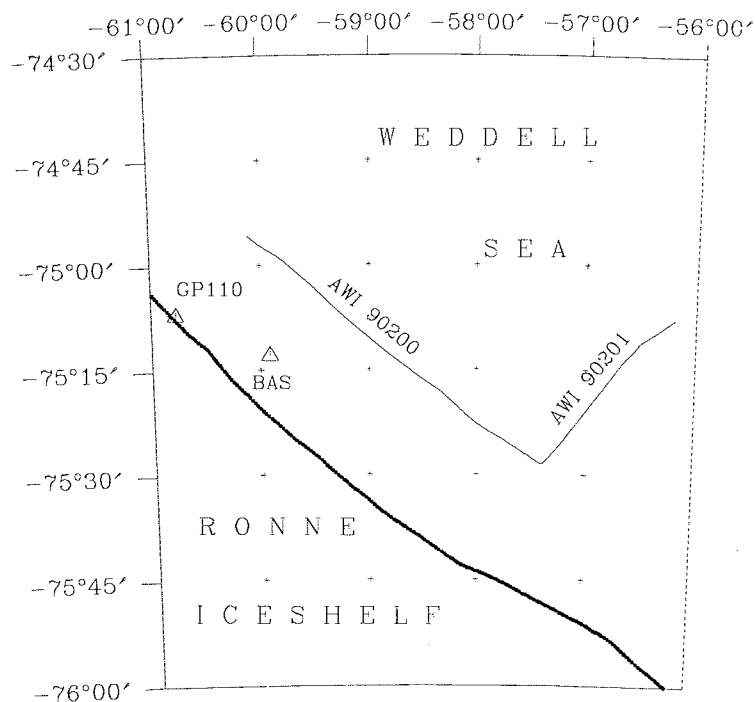


Abb. 4.12: Lage der reflexionsseismischen Profile AWI 90200 und AWI 90210. Die Seismometer-Stationen GP110 und BAS sind als Dreiecke eingezeichnet.

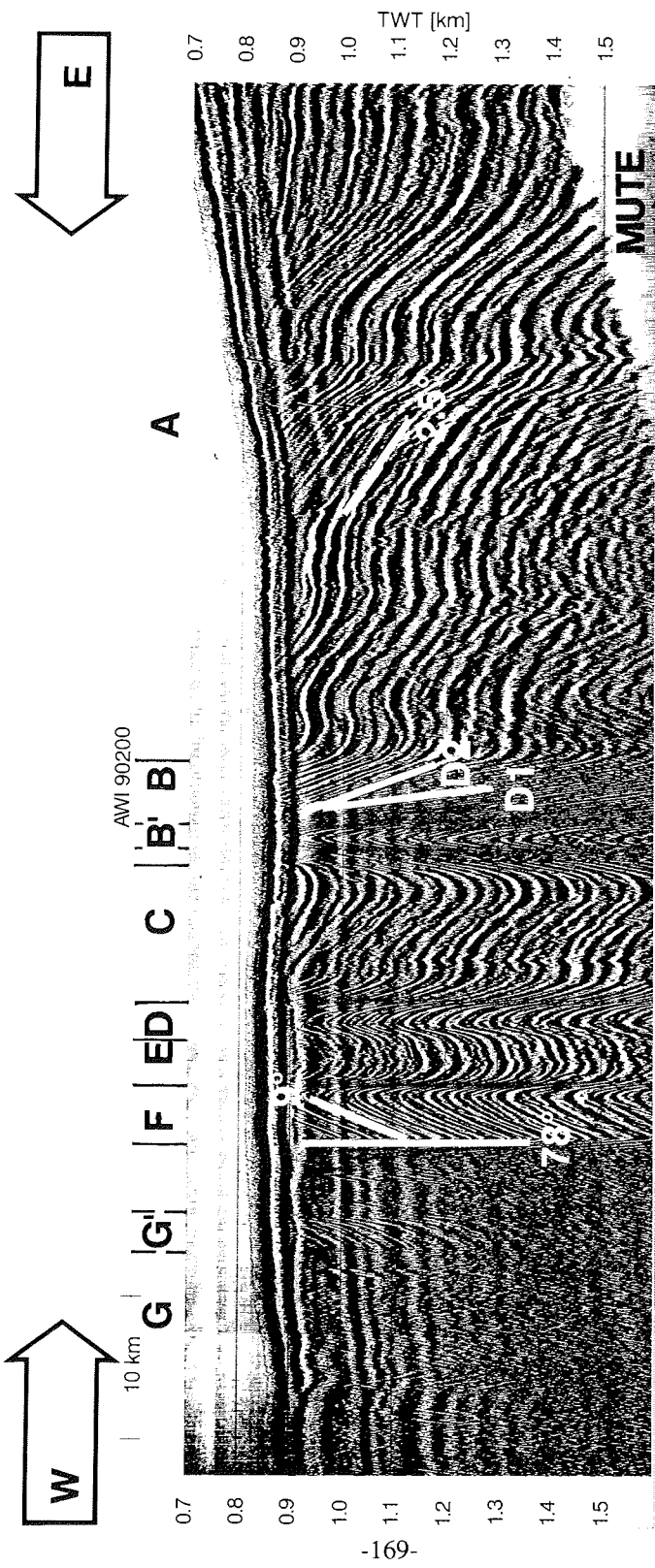


Abb. 4.14: Ausschnitt der Seismogramm-Montage des Profils AWI 90200.

In der gezeigten Sektion wird der Zeitbereich von der Meeresbodenreflexion bis zur ersten Meeresbodenmultiplen dargestellt; die Multiple selbst ist durch Muten unterdrückt. Das Bubble-Signal des Airgun-Arrays verläuft parallel zur Meeresbodenreflexion im Abstand von etwa 130 ms und überlagert einzelne Reflexionen.

Im Osten (Abschnitt A) lassen die Reflexionshorizonte deutlich einen Lagenbau erkennen, wobei das Hangende nach oben durch eine Erosionsdiskordanz - dem Meeresboden - begrenzt ist. Geschwindigkeitsanalysen zeigen eine Zunahme der Intervallgeschwindigkeiten von 1,9 km/s im oberen Bereich bis 3,5 km/s im unteren Bereich. Letzterer Wert ist am östlichen Ende in etwa 1,5 km Tiefe erreicht. Zum Abschnitt B hin steigen die Reflektoren um 2 - 3° an, im Übergangsbereich zu B mit etwa 10°, wobei einzelne Reflektoren zum Meeresboden hin auskeilen. Kurz vor dem Übergang von Abschnitt A zu B ist bei ca. 1,4 s eine Antiklinalstruktur zu erkennen, die darüber liegenden Schichten sind ebenfalls nach oben gewölbt.

Abschnitt B zeigt ein schwach ausgeprägtes Reflexionsmuster, was als Folge der extrem steil stehenden Reflexionshorizonte zu werten ist. Nur im mittleren Bereich B' sind Schichtungen zu erkennen.

Die Reflektoren in Abschnitt C zeigen im Übergangsbereich B/C Synklinalstrukturen, steigen dann jedoch in westliche Richtung um ca. 4° an.

Die mit ca. 9° ostwärts ansteigende Schichtung in Abschnitt F formt mit den Abschnitten D und E eine Antivergenz, wobei die Scheitelung in der Mitte von E zu sehen ist.

Im seismisch transparenten Abschnitt G, der durch eine 78° steile Störung verbunden ist, ist der Bubble das vorherrschende Signal, nur in G' sind ostwärts ansteigende Reflektoren zu erkennen.

Der Meeresboden stellt eine Erosionsdiskordanz dar, die während des letzten Vereisungsmaximums im späten Weichselglazial (31.000 bis 14.000 J.v.h.) angelegt wurde (Melles 1991). Die Schelfeiskante und die Groundingline lagen einige 100 km weiter nördlich, das aufliegende Eis kompaktierte die oberen Sedimente, weshalb der Meeresboden eine große Schallhärte aufweist (Melles 1991).

Die seismischen Schichten im Osten des Profils repräsentieren marine und terrigene, glazial verfrachtete Sedimente. Begründet wird dies mit den seismischen Geschwindigkeiten, die typisch für submarin lagernde, metamorph nicht überprägte Sedimente sind. Geschwindigkeitsanalysen geben Hinweise auf häufige Geschwindigkeitsinversionen, was durch wechselnde Ablagerungsbedingungen erklärt werden kann. Ursache dafür dürften Glazial/Interglazialwechsel sein, die eustatische Meeresspiegelschwankungen bewirken und dann einen Wechsel zwischen marinen und terrigenen Ablagerungsbedingungen verursachen. Weiterhin können Änderungen der

Eisauflast zur unterschiedlichen Kompaktion einzelner Sedimentschichten führen.

Wegen der niedrigen Geschwindigkeiten kann ausgeschlossen werden, daß vor der glazialen Erodierung die Sedimente von Schichten größerer Mächtigkeit überlagert waren. In diesem Fall hätten die Sedimentschichten irreversibel kompaktiert und diagenetisiert werden müssen und müßten höhere Geschwindigkeiten aufweisen.

Auf Grund der steil stehenden Schichten in Abschnitt B können dort auch ältere Gesteine dicht unterhalb des Meeresbodens liegen. Wird auch Abschnitt G wegen seiner seismischen Transparenz als ein Gebiet mit sehr steil stehenden Schichtgrenzen angesehen, gilt gleiches für diesen Abschnitt.

Eine alternative Interpretation für den seismisch transparenten Bereich G ist die Annahme von Metamorphiten oder kristallinen Gesteinen. Es liegt nahe, einen Vergleich zu den aufgeschlossenen Gesteinen der Ostküste der Antarktischen Halbinsel auf Höhe der Schelfeiskante (Lassiter Küste) zu ziehen. Dort finden sich Lavaströme und Tuffe der Mount-Poster-Formation sowie die unter Back-Arc Bedingungen abgelagerte Latady-Formation. Die im Rahmen der sowjetischen Antarktisexpeditionen SAE 27/28 untersuchte Latady-Formation wird von Stanek (1987) als eine marine Sedimentfolge mit eingeschalteten vulkanogenen Horizonten beschrieben. Kellog und Rowley (1991) beschreiben sie weiter als Silt-/Schluffsteine und Schiefer. Die Schichtfolge ist 5-6 km mächtig und überlagert einen etwa 240 Ma alten Gneiskomplex. Während des oberen Jura bis zur unteren Kreide wurde die Latady-Formation intensiv verfaltet, was zu SO-vergenten, NO-streichenden Faltenbau führt. Die Latady-Formation bietet sich wegen ihrer intensiven Verfaltung und Schichtung als Interpretation für den Abschnitt G an. Konsequenterweise müßte die Faltung im selben Zeitraum wie die Faltung der Latady-Formation stattgefunden haben. Zumindest die verfalteten Sedimente der Abschnitte B bis F müssen dann syn- oder präkinematisch abgelagert worden sein.

Die an der PCM-Station GP110 gemessenen hohen P-Wellengeschwindigkeiten von 4,3 und 5,2 km/s sowie die senkrechte Zonierung der Kruste, wie sie an der BAS-Station gemessen wurde (s. Kapitel 3.1.1 und Abb. 4.12), bestätigen die These von einem Fazieswechsel entlang des Profils AWI 90200 von Sedimenten zu Metamorphiten bei etwa 60° W.

Die Faltenstruktur der Schichten repräsentiert eine nach oben durch eine Erosionsdiskordanz begrenzte Kompressionsstruktur. Die Kompressionsbewegung ist in Abb. 4.13 durch die Pfeile angedeutet. Das Ansteigen der Reflexionshorizonte nach Westen spricht für eine Überschiebung von Osten nach Westen. Die durch die Kompression verursachten Vertikalbewegungen bedingen die vertikale Zonierung und gehen mit Schleppungen an den Verwerfungen einher. Der in Abb. 4.13 mit D1 und D2 gekennzeichnete Winkel zwischen zwei Diskordanzen weist auf zumindest zwei Faltungsphasen hin. Während der ersten Faltungsphase wurden söhliche Schichten, die heute parallel zu D1 liegen, gekippt. Die heute parallel zu D2 lie-

genden Schichten lagerten söhlig und wurden während der zweiten Faltungsphase geneigt.

Weitere, bisher unveröffentlichte Daten des AWI zeigen daß die wahren Faltungsachsen in der seismischen Sektion annähernd senkrecht zur Profilrichtung liegen. Analog dazu finden sich in den Aufschlüssen an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel (Orville und Lassiter Küste) Faltungsachsen, die annähernd in Nord/Süd-Richtung, also parallel zum Küstenverlauf streichen (Kellog und Rowley 1991).

Als Ursache für die Kompression kann die von Kellog und Rowley (1991) beschriebene dextrale Blattverschiebung vorgeschlagen werden, die entlang der bereits von Garrett et al. (1987) erwähnten Ellsworth Verwerfung verläuft. Letztere trennt die Antarktische Halbinsel vom Ellsworth Withmore Block. Die Ellsworth Verwerfung, ein etwa 1 km hohes topographisches Escarpment unter dem Eis, wird als kontinentale Verlängerung der pazifischen Tharp-Transformstörung angesehen.

Wenn das Weddell Meer Becken durch Dehnung entstanden ist, muß die Kompression dieser Dehnung überlagert sein oder anschließend folgen, es sei denn, die Dehnung hat allein in NO/SW Richtung, also senkrecht zur Faltenstruktur, stattgefunden. Im letzteren Fall muß für die tektonische Geschichte eine Blattverschiebung parallel zur Antarktischen Halbinsel angenommen werden, da für die Antarktische Halbinsel keine intensive Dehnung dokumentiert ist. Ein von Schmidt und Rowley (1986) vorgestelltes, geodynamische Modell beinhaltet eine dextrale Blattverschiebung des Weddell Meer Beckens zur Antarktischen Halbinsel entlang einer Störungszone, die als Verlängerung des transantarktischen Riftsystems angesprochen wird (s. Abb. 4.14). Das Modell von Storey (1991) zur geodynamischen Entwicklung West-Antarktikas (s. Kap. 1) beinhaltet ebenfalls letztere Blattverschiebung sowie eine Nord-Süd Bewegung des Ellsworth Whitmore Blocks, was die ausgedünnte, kontinentale Kruste im Weddell Meer erklären kann. Der "Motor" für die Blattverschiebung wird von Storey und Nell (1988) in der bereits im Mesozoikum aktiven, pazifischen Subduktionszone entlang der Antarktischen Halbinsel gesehen. Die Autoren stützen sich auf Untersuchungen von Jarrard (1986), nach denen Blattverschiebungen mit etwa 50% aller Subduktionszonen einhergehen. Ein typisches Merkmal von reflexionsseismischen Seismogramm-Montagen, die Blattverschiebungen zeigen, sind sog. "flower structures". Die Tatsache, daß keine "flower structures" in den seismischen Daten zu erkennen sind, muß als wichtiges Argument gegen die Interpretation als Blattverschiebung gewertet werden⁸.

⁸Auf der anderen Seite finden sich Einzelfälle, wo das Reflexionsmuster einer bekannten Blattverschiebung dem des Profils 90200 ähnelt, siehe z.B. die Blattverschiebung in Palawan/Philippinen (Roberts 1983)

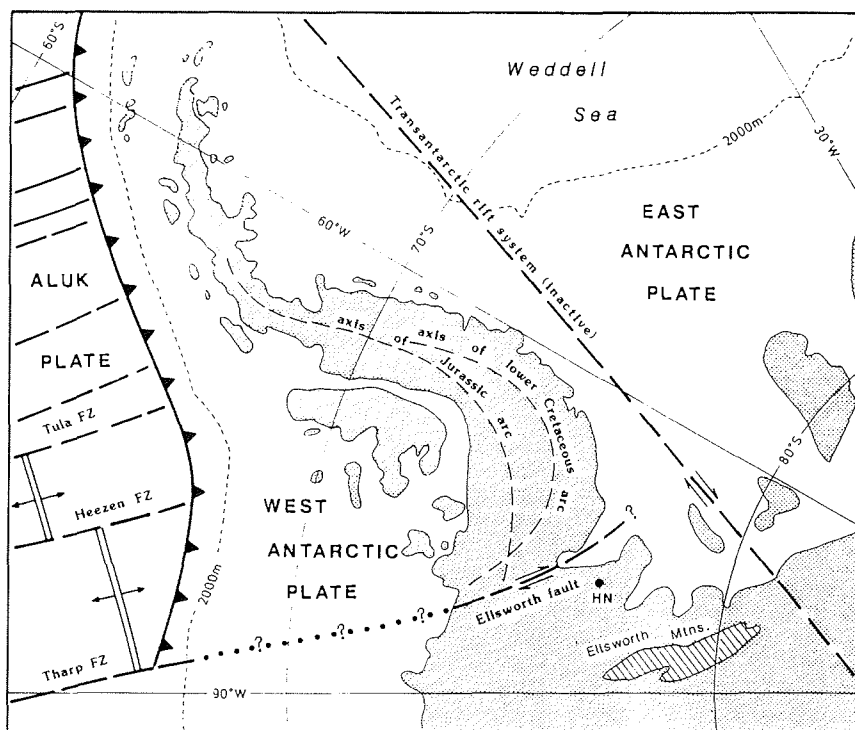


Abb. 4.14: Die Antarktis-Karte von Kellog und Rowley (1991) zeigt dextrale Blattverschiebungen, und zwar eine parallel zum transantarktischen Riftsystem und eine zwischen Antarktischer Halbinsel und Ellsworth Whitmore Block.

Die Nord-Süd Bewegung der Ellsworth Whitmore Mountains sowie die daraus resultierende Kompression an der südlichen Ostküste der Antarktischen Halbinsel findet sich auch im Grunow-Modell (Abb.1.3 , Kapitel 1). Grunow (1993a/b) postuliert hier eine im Mesozoikum aktive Subduktionszone, die Kompression im diskutierten Gebiet erzeugt hätte. Das westwärtige Ansteigen läßt die Interpretation der Kompressionsstrukturen als Akkretionskeil zu. Eine Subduktionszone an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel ließe ein Schwereminimum wegen der abtauchenden kristallinen Kruste erwarten. In vorläufigen Ergebnissen mariner Schweremessungen ist dies jedoch nicht zu erkennen (Meyer, pers. Mitt.).

Ein alternatives Modell zu den tektonischen Prozessen im Mesozoikum ergibt sich aus folgenden Überlegungen. Auf Grund von mineralogischen Untersuchungen von känozoischen Vulkaniten sowie von topographischen Betrachtungen kommen Behrendt et al. (1992) zu dem Schluß, daß ein

Manteldiapir unterhalb West-Antarktikas liegt⁹. Das Zentrum des Manteldiapirs soll unterhalb von Mary Byrd Land bzw. dem Byrd Subglacial Basin liegen¹⁰. Der Rand des Manteldiapirs soll nach Behrendt et al. (1992) bis an das Filchner-Ronne-Schelfeis heranreichen und könnte so zu einer Anhebung der Kruste im südlichen Weddell Meer führen. Die Anhebung der Kruste kann sowohl zur Krustendehnung als auch zu einer Blattverschiebung führen. Das in Nord/Süd streichende Profil AWI 90201 (Abb. 4.15) zeigt einen horizontalen Meeresboden mit darunterliegenden, nach Süden hin ansteigenden Sedimentschichten mit einzelnen, diskordant austreichenden Reflektoren und Onlap-Strukturen.

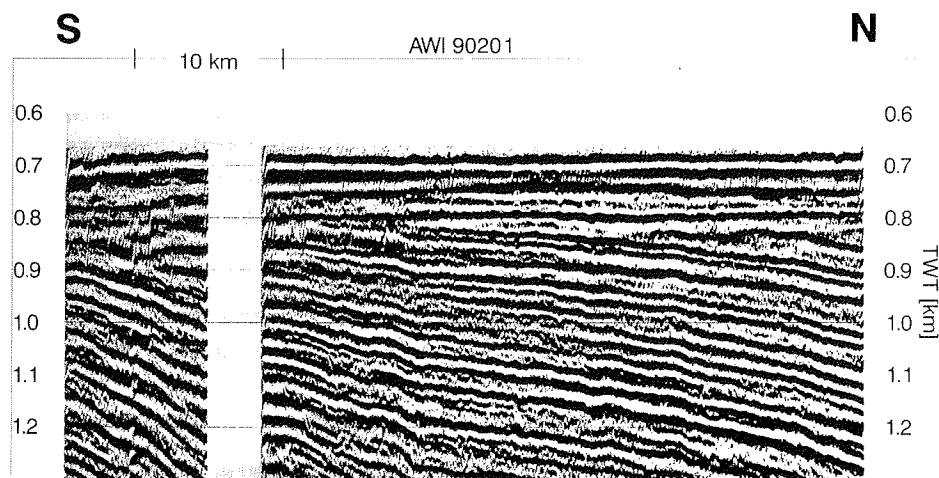


Abb. 4.15: Ausschnitt der Seismogramm-Montage von Profil AWI 90201.

4.4 Interpretation des östlichen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer

Wie anhand der P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (s. Abb. 4.2) zu erkennen ist, streicht das Sedimentbecken nach Osten hin aus. Unterhalb einer Schicht mit $v_p=5,4$ km/s, die RK3 zuzuordnen ist, hat das Grundgebirge P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 6,0 und 6,1 km/s. Hinweise auf eine Grabenstruktur unterhalb des Filchner-Schelfeises, wie sie Kadmina et al. (1983) aus den Daten herauslesen, können nicht erkannt werden.

⁹Blankenship et al. (1993) vermuten am südlichen Rand des Byrd Subglacial Basins, nahe den Whitmore Mountains, unter dem Eis aktiven Vulkanismus. Die von Behrendt et al. (1992) vorgeschlagene Manteldiapir könnte die Ursache für diesen Vulkanismus sein.

¹⁰Die Existenz eines Manteldiapirs könnte die "langsamen" Terme der Residuenauswertung erklären, wie sie Eckstaller (1988) für an der Amundsen-Scott-Base (Südpol) aufgezeichnete Erdbebenwellen durchführte.

Die in der aeromagnetischen Karte von Johnson et al. (1992) zu erkennende Explora-Anomalie, die sich vor der Küste von Queen Maud Land bis über Berkner Island zieht, stellt die markanteste geophysikalische Struktur dieses Gebietes dar (s. Abb. 1.11). Im östlichen Weddell Meer korreliert die Anomalie mit dem Kontinentalrand (s. Kapitel 5). Konsequenterweise kann diese Interpretation auf den Schelfbereich vor Coats Land übertragen werden, was ozeanische Kruste im südlichen Weddell Meer impliziert. Eine einheitliche Interpretation für die Explora-Anomalie ist jedoch nicht zwingend. So kann die Anomalie ebenfalls von magmatischen Intrusionen herrühren, die im Zusammenhang mit dem mitteljurasischen Ferrar-Magmatismus (Pankhurst et al. 1986) stehen. Geochemische Untersuchungen von Brewer und Brook (1991) geben Hinweise darauf, daß die Entstehung der Tholeiit-Basalte von Coats Land und Queen Maud Land vor etwa 1000 Ma stattfand. Somit kann die Explora-Anomalie auch vor dem Zerfall Gondwanas angelegt worden sein und einen Paläo-Kontinentalrand repräsentieren.

4.5 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Interpretation der Krustenstruktur im südlichen Weddell Meer fand anhand von Krustenschnitten, Modellrechnungen zur Subsidenz und unter Einbeziehung weiterer geowissenschaftlicher Untersuchungen und Thesen statt.

Für die Existenz ozeanischer Kruste im betrachteten Gebiet gibt es keine Hinweise. Weder P-Wellengeschwindigkeiten noch Schichtmächtigkeiten entsprechen dokumentierten Merkmalen ozeanischer Kruste. Somit muß die Blattverschiebung des Ellsworth Whitmore Mountain Blocks, die das Grunow-Modell beinhaltet, ausgeschlossen werden. Daraus folgt, daß die Paläoposition des EWM Blocks von vor 230 Ma vor Coats Land (s. Abb. 1.3a) so nicht gewesen sein kann. Als Alternative bietet sich die Paläoposition weiter südlich an (Grunow 1987a, s. Abb. 1.4).

Die in diesem Kapitel geführte Diskussion führte zu dem Schluß, daß das südliche Weddell Meer von gedehnter, kontinentaler Kruste unterlagert ist. Das Grundgebirge ist von maximal 12 km mächtigen Deckschichten überlagert. Ein Vergleich mit dem Falkland-Plateau/Patagonien erlaubt die Interpretation der kristallinen Oberkruste RK3 als präkambrische, granitisch intrudierte Metamorphite. Mit den Ergebnissen der Subsidenzrechnung ergibt sich eine Interpretation der untersten Krustenschicht RK1 als magmatisch intrudierte Unterkruste und/oder als magmatisch unterlagerte Schicht. Direkt über dem Grundgebirge liegen vulkanische Extrusiva. Als Dehnungsfaktor ergibt sich je nach Menge des unterlagerten Materials und je nach Mächtigkeit der Prä-Rift Kruste ein Wert zwischen 1,8 und 2,9.

Das vorliegende Sedimentbecken kann als intrakontinentales Riftbecken oder als Kontinentalrandbecken gedeutet werden. Wie paläomagnetische Untersuchungen zeigen, ist die Dehnung des Weddell Meer Beckens sowohl durch Rifting zwischen der Antarktischen Halbinsel und Ost-Antarktikas, als auch zwischen dem Falkland-Plateau und der kontinentalen Kruste im südlichen Weddell Meer entstanden (Grunow 1993a/b).

Der Krustenschnitt in Abb. 4.4 würde demnach parallel zu dem Kontinentalrand verlaufen, der die ozeanische Kruste im nördlichen Weddell Meer von der kontinentalen Kruste im Süden trennt. Aerogravimetrische Daten (Bell et al. 1990) lassen den Kontinentalrand etwa zwischen der 1000 m und 2000 m Tiefenlinie vermuten, womit diese südlich der magnetischen Orion-Anomalie (LaBreque et al. 1986) läge.

Es kann spekuliert werden, daß das Weddell Meer Becken ein Analogon zu den Sedimentbecken des atlantischen Kontinentalrandes Nordamerikas ist. Dort finden sich parallel zum Kontinentalrand Sedimentbecken mit Mächtigkeiten bis zu 20 km (Klitgord et al. 1988, Bott 1992). Die Sedimentbecken überlagern den Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste. Da der Übergang noch im Schelfbereich stattfindet, beträgt die Wassertiefe, je nach Profil, nur einige 100 m, so z.B. am Baltimore Canyon Trough. Am Carolina Trough beträgt die Wassertiefe oberhalb der Ozean/Kontinentgrenze 2-3 km.

Maringravimetrischen Daten (Rodriguez et al. 1985) zeigen am Schelfrand des südlichen Weddell Meeres zwischen 30° und 40° W eine positive Freiluft-Anomalie von 75 mgal, am nord-ost-amerikanischen Kontinentalrand geht der Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste mit Amplituden von ≈50 mgal einher (Sheridan et al. 1988). Nach Dehlinger (1978) sind höhere Amplituden für Kontinentalränder jedoch nicht ungewöhnlich.

Einen spekulativen Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer zeigt die Abb. 4.16. Der Krustenschnitt ist in Anlehnung an die Ozean/Kontinentgrenze des nordamerikanischen Kontinents nach White und McKenzie (1989) wiedergegeben. Die in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profile verlaufen senkrecht zu dem in Abb. 4.16 dargestellten Krustenschnitt, der Schnittpunkt ist durch einen Pfeil markiert.

Die Orion-Anomalie wäre als Analogie zur East Coast Magnetic Anomaly zu betrachten, verursacht durch magmatische Intrusionen und/oder Extrusiva¹¹.

¹¹Eine weitere Erklärung für magnetische Kontinentalrand Anomalien, die jedoch in der Literatur wenig zitiert wird, liefert Roots (1976). Er erklärt die Anomalien anhand von geometrischen Modellrechnungen für Kontinentalränder, bei denen die Transformstörungen nicht senkrecht zum Kontinentalrand verlaufen.

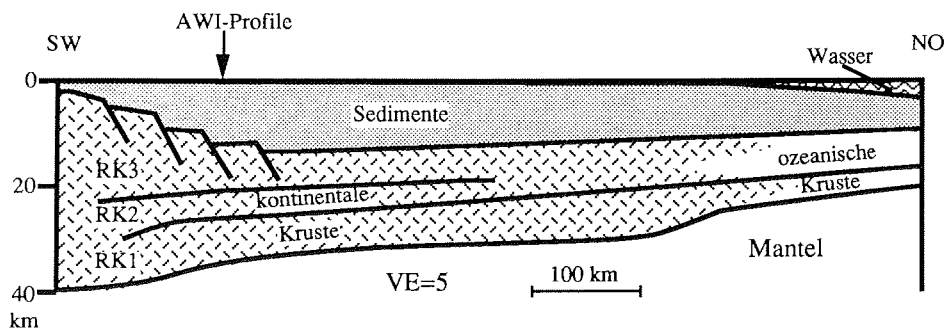


Abb. 4.16: Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer. Das Modell stellt ein Analogon zum atlantischen Kontinentalrand Nordamerikas dar. Der Kreuzungspunkt mit den in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profilen ist durch einen Pfeil markiert.

Im Gegensatz zum nordamerikanischen Kontinentalrand erstreckt sich im obigen Modell das Sedimentbecken über etwa 700 km von der kontinentalen bis zur ozeanischen Kruste; es ist damit etwa 2-3 mal so lang wie im nordamerikanischen Analogon. Es muß in der Zukunft untersucht werden, ob die Annahme eines solch großvolumigen Sedimentbeckens realistisch ist.

Die aerogravimetrischen Daten (Bell et al. 1990) deuten auf eine ca. 30 km mächtige Kruste bis zum Kontinentalrand. Marin-gravimetrische Daten vor dem Filchner-Schelfeis zeigen dort einen Anstieg der Schwere nach Norden hin (Rodrigues et al. 1985). Dies kann durch ein Ausstreichen des Sedimentbeckens zum Kontinentalrand hin erklärt werden, ohne daß die Gesamtmächtigkeit der Kruste signifikant abnimmt. Als Analogon bietet sich der Tucano-Graben Südamerikas an. Der Tucano-Graben ist ein im Hinterland gelegenes, parallel zum Kontinentalrand verlaufendes Sedimentbecken (Ussami et al. 1986, Castro 1987), daß zum Zeitpunkt des Auseinanderbrechens von Afrika und Süd-Amerika entstanden ist. Die Entfernung des Beckens zum eigentlichen Kontinentalrand beträgt dort über 300 km. Eine Übertragung dieses Beckenmodells auf das Weddell Meer zeigt Abb. 4.17.

Die Entstehung eines solchen Beckens im Hinterland des Kontinentalrandes läßt sich durch zuvor angelegte Schwächezonen und asymmetrisches Rifting erklären (s. Abb. 4.18). In dem abgebildeten Modell findet das Rifting zwischen Falkland-Plateau (FP) und dem EWM Block statt und ist eine Folge von aufsteigendem heißen Asthenosphärenmaterials (Pfeil). Das Rifting führt zur Anlage des Falkland-Troges (FT) und des Weddell Meer Beckens (WMB). Letzteres entsteht im südlichen Hinterland der Kontinentalgrenze.

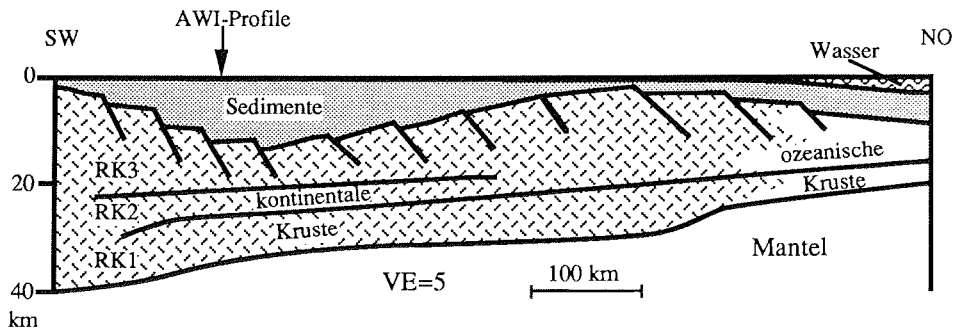


Abb. 4.17: Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer. Das Modell stellt ein Analogon zum Tucano-Graben Südamerikas dar. Der Kreuzungspunkt mit den in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profilen ist durch einen Pfeil markiert.

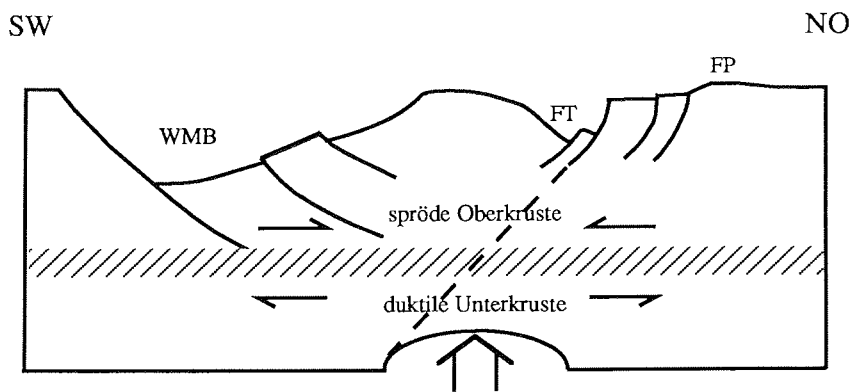


Abb. 4.18: Modell zur Entstehung des Weddell Meer Beckens im Hinterland des Kontinentalrandes (Abbildung vertikal überhöht, ohne Maßstab). Aufsteigendes heißes Asthenosphärenmaterial (Pfeil) führt zu brüchiger Dehnung der Oberkruste und zu duktiler Dehnung der Interkruste. Es bildet sich das Weddell Meer Becken (WMB) und der Falkland-Trog (FT) am Rande des Falkland-Plateaus (FP).

Eisauflast zur unterschiedlichen Kompaktion einzelner Sedimentschichten führen.

Wegen der niedrigen Geschwindigkeiten kann ausgeschlossen werden, daß vor der glazialen Erodierung die Sedimente von Schichten größerer Mächtigkeit überlagert waren. In diesem Fall hätten die Sedimentschichten irreversibel kompaktiert und diagenetisiert werden müssen und müßten höhere Geschwindigkeiten aufweisen.

Auf Grund der steil stehenden Schichten in Abschnitt B können dort auch ältere Gesteine dicht unterhalb des Meeresbodens liegen. Wird auch Abschnitt G wegen seiner seismischen Transparenz als ein Gebiet mit sehr steil stehenden Schichtgrenzen angesehen, gilt gleiches für diesen Abschnitt.

Eine alternative Interpretation für den seismisch transparenten Bereich G ist die Annahme von Metamorphiten oder kristallinen Gesteinen. Es liegt nahe, einen Vergleich zu den aufgeschlossenen Gesteinen der Ostküste der Antarktischen Halbinsel auf Höhe der Schelfeiskante (Lassiter Küste) zu ziehen. Dort finden sich Lavaströme und Tuffe der Mount-Poster-Formation sowie die unter Back-Arc Bedingungen abgelagerte Latady-Formation. Die im Rahmen der sowjetischen Antarktisexpeditionen SAE 27/28 untersuchte Latady-Formation wird von Stanek (1987) als eine marine Sedimentfolge mit eingeschalteten vulkanogenen Horizonten beschrieben. Kellog und Rowley (1991) beschreiben sie weiter als Silt-/Schluffsteine und Schiefer. Die Schichtfolge ist 5-6 km mächtig und überlagert einen etwa 240 Ma alten Gneiskomplex. Während des oberen Jura bis zur unteren Kreide wurde die Latady-Formation intensiv verfaltet, was zu SO-vergenten, NO-streichenden Faltenbau führt. Die Latady-Formation bietet sich wegen ihrer intensiven Verfaltung und Schichtung als Interpretation für den Abschnitt G an. Konsequenterweise müßte die Faltung im selben Zeitraum wie die Faltung der Latady-Formation stattgefunden haben. Zumindest die verfalteten Sedimente der Abschnitte B bis F müssen dann syn- oder präkinematisch abgelagert worden sein.

Die an der PCM-Station GP110 gemessenen hohen P-Wellengeschwindigkeiten von 4,3 und 5,2 km/s sowie die senkrechte Zonierung der Kruste, wie sie an der BAS-Station gemessen wurde (s. Kapitel 3.1.1 und Abb. 4.12), bestätigen die These von einem Fazieswechsel entlang des Profils AWI 90200 von Sedimenten zu Metamorphiten bei etwa 60° W.

Die Faltenstruktur der Schichten repräsentiert eine nach oben durch eine Erosionsdiskordanz begrenzte Kompressionsstruktur. Die Kompressionsbewegung ist in Abb. 4.13 durch die Pfeile angedeutet. Das Ansteigen der Reflexionshorizonte nach Westen spricht für eine Überschiebung von Osten nach Westen. Die durch die Kompression verursachten Vertikalbewegungen bedingen die vertikale Zonierung und gehen mit Schleppungen an den Verwerfungen einher. Der in Abb. 4.13 mit D1 und D2 gekennzeichnete Winkel zwischen zwei Diskordanzen weist auf zumindest zwei Faltungsphasen hin. Während der ersten Faltungsphase wurden söhliche Schichten, die heute parallel zu D1 liegen, gekippt. Die heute parallel zu D2 lie-

genden Schichten lagerten söhlig und wurden während der zweiten Faltungsphase geneigt.

Weitere, bisher unveröffentlichte Daten des AWI zeigen daß die wahren Faltungsachsen in der seismischen Sektion annähernd senkrecht zur Profilrichtung liegen. Analog dazu finden sich in den Aufschlüssen an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel (Orville und Lassiter Küste) Faltungsachsen, die annähernd in Nord/Süd-Richtung, also parallel zum Küstenverlauf streichen (Kellog und Rowley 1991).

Als Ursache für die Kompression kann die von Kellog und Rowley (1991) beschriebene dextrale Blattverschiebung vorgeschlagen werden, die entlang der bereits von Garrett et al. (1987) erwähnten Ellsworth Verwerfung verläuft. Letztere trennt die Antarktische Halbinsel vom Ellsworth Withmore Block. Die Ellsworth Verwerfung, ein etwa 1 km hohes topographisches Escarpment unter dem Eis, wird als kontinentale Verlängerung der pazifischen Tharp-Transformstörung angesehen.

Wenn das Weddell Meer Becken durch Dehnung entstanden ist, muß die Kompression dieser Dehnung überlagert sein oder anschließend folgen, es sei denn, die Dehnung hat allein in NO/SW Richtung, also senkrecht zur Faltenstruktur, stattgefunden. Im letzteren Fall muß für die tektonische Geschichte eine Blattverschiebung parallel zur Antarktischen Halbinsel angenommen werden, da für die Antarktische Halbinsel keine intensive Dehnung dokumentiert ist. Ein von Schmidt und Rowley (1986) vorgestelltes, geodynamische Modell beinhaltet eine dextrale Blattverschiebung des Weddell Meer Beckens zur Antarktischen Halbinsel entlang einer Störungszone, die als Verlängerung des transantarktischen Riftsystems angesprochen wird (s. Abb. 4.14). Das Modell von Storey (1991) zur geodynamischen Entwicklung West-Antarktikas (s. Kap. 1) beinhaltet ebenfalls letztere Blattverschiebung sowie eine Nord-Süd Bewegung des Ellsworth Whitmore Blocks, was die ausgedünnte, kontinentale Kruste im Weddell Meer erklären kann. Der "Motor" für die Blattverschiebung wird von Storey und Nell (1988) in der bereits im Mesozoikum aktiven, pazifischen Subduktionszone entlang der Antarktischen Halbinsel gesehen. Die Autoren stützen sich auf Untersuchungen von Jarrard (1986), nach denen Blattverschiebungen mit etwa 50% aller Subduktionszonen einhergehen. Ein typisches Merkmal von reflexionsseismischen Seismogramm-Montagen, die Blattverschiebungen zeigen, sind sog. "flower structures". Die Tatsache, daß keine "flower structures" in den seismischen Daten zu erkennen sind, muß als wichtiges Argument gegen die Interpretation als Blattverschiebung gewertet werden⁸.

⁸Auf der anderen Seite finden sich Einzelfälle, wo das Reflexionsmuster einer bekannten Blattverschiebung dem des Profils 90200 ähnelt, siehe z.B. die Blattverschiebung in Palawan/Philippinen (Roberts 1983)

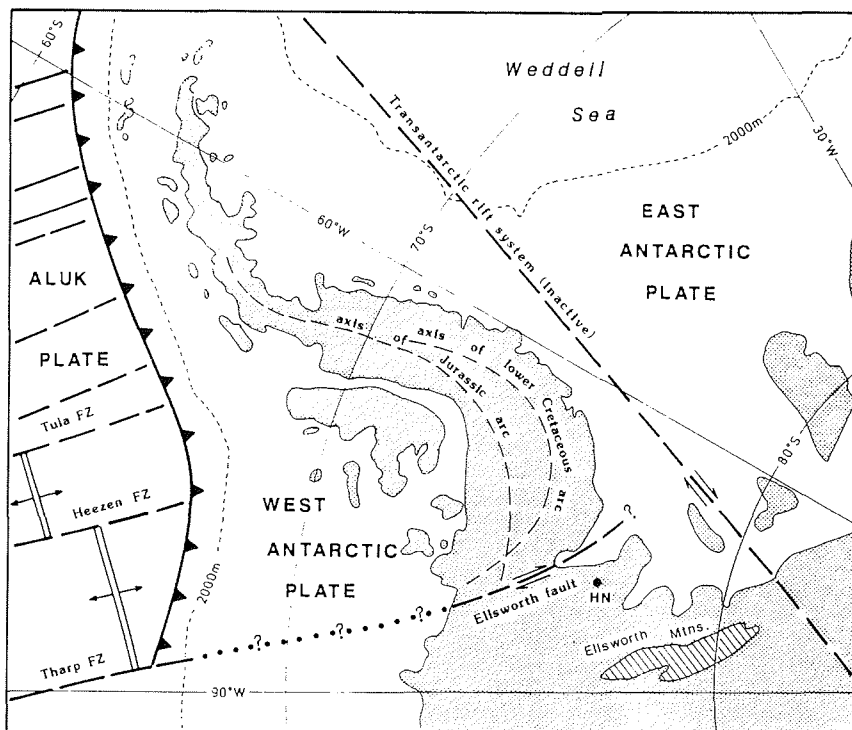


Abb. 4.14: Die Antarktis-Karte von Kellog und Rowley (1991) zeigt dextrale Blattverschiebungen, und zwar eine parallel zum transantarktischen Riftsystem und eine zwischen Antarktischer Halbinsel und Ellsworth Whitmore Block.

Die Nord-Süd Bewegung der Ellsworth Whitmore Mountains sowie die daraus resultierende Kompression an der südlichen Ostküste der Antarktischen Halbinsel findet sich auch im Grunow-Modell (Abb.1.3 , Kapitel 1). Grunow (1993a/b) postuliert hier eine im Mesozoikum aktive Subduktionszone, die Kompression im diskutierten Gebiet erzeugt hätte. Das westwärtige Ansteigen läßt die Interpretation der Kompressionsstrukturen als Akkretionskeil zu. Eine Subduktionszone an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel ließe ein Schwereminimum wegen der abtauchenden kristallinen Kruste erwarten. In vorläufigen Ergebnissen mariner Schweremessungen ist dies jedoch nicht zu erkennen (Meyer, pers. Mitt.).

Ein alternatives Modell zu den tektonischen Prozessen im Mesozoikum ergibt sich aus folgenden Überlegungen. Auf Grund von mineralogischen Untersuchungen von känozoischen Vulkaniten sowie von topographischen Betrachtungen kommen Behrendt et al. (1992) zu dem Schluß, daß ein

Manteldiapir unterhalb West-Antarktikas liegt⁹. Das Zentrum des Manteldiapirs soll unterhalb von Mary Byrd Land bzw. dem Byrd Subglacial Basin liegen¹⁰. Der Rand des Manteldiapirs soll nach Behrendt et al. (1992) bis an das Filchner-Ronne-Schelfeis heranreichen und könnte so zu einer Anhebung der Kruste im südlichen Weddell Meer führen. Die Anhebung der Kruste kann sowohl zur Krustendehnung als auch zu einer Blattverschiebung führen. Das in Nord/Süd streichende Profil AWI 90201 (Abb. 4.15) zeigt einen horizontalen Meeresboden mit darunterliegenden, nach Süden hin ansteigenden Sedimentschichten mit einzelnen, diskordant austreichenden Reflektoren und Onlap-Strukturen.

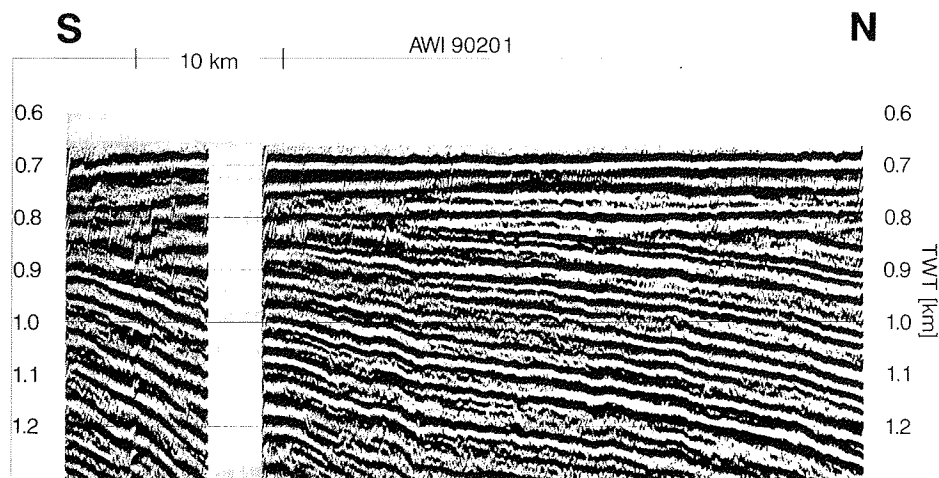


Abb. 4.15: Ausschnitt der Seismogramm-Montage von Profil AWI 90201.

4.4 Interpretation des östlichen Krustenbereiches im südlichen Weddell Meer

Wie anhand der P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen (s. Abb. 4.2) zu erkennen ist, streicht das Sedimentbecken nach Osten hin aus. Unterhalb einer Schicht mit $v_p=5,4$ km/s, die RK3 zuzuordnen ist, hat das Grundgebirge P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 6,0 und 6,1 km/s. Hinweise auf eine Grabenstruktur unterhalb des Filchner-Schelfeises, wie sie Kadmina et al. (1983) aus den Daten herauslesen, können nicht erkannt werden.

⁹Blankenship et al. (1993) vermuten am südlichen Rand des Byrd Subglacial Basins, nahe den Whitmore Mountains, unter dem Eis aktiven Vulkanismus. Die von Behrendt et al. (1992) vorgeschlagene Manteldiapir könnte die Ursache für diesen Vulkanismus sein.

¹⁰Die Existenz eines Manteldiapirs könnte die "langsamen" Terme der Residuenauswertung erklären, wie sie Eckstaller (1988) für an der Amundsen-Scott-Base (Südpol) aufgezeichnete Erdbebenwellen durchführte.

Die in der aeromagnetischen Karte von Johnson et al. (1992) zu erkennende Explora-Anomalie, die sich vor der Küste von Queen Maud Land bis über Berkner Island zieht, stellt die markanteste geophysikalische Struktur dieses Gebietes dar (s. Abb. 1.11). Im östlichen Weddell Meer korreliert die Anomalie mit dem Kontinentalrand (s. Kapitel 5). Konsequenterweise kann diese Interpretation auf den Schelfbereich vor Coats Land übertragen werden, was ozeanische Kruste im südlichen Weddell Meer impliziert. Eine einheitliche Interpretation für die Explora-Anomalie ist jedoch nicht zwingend. So kann die Anomalie ebenfalls von magmatischen Intrusionen herrühren, die im Zusammenhang mit dem mitteljurasischen Ferrar-Magmatismus (Pankhurst et al. 1986) stehen. Geochemische Untersuchungen von Brewer und Brook (1991) geben Hinweise darauf, daß die Entstehung der Tholeiit-Basalte von Coats Land und Queen Maud Land vor etwa 1000 Ma stattfand. Somit kann die Explora-Anomalie auch vor dem Zerfall Gondwanas angelegt worden sein und einen Paläo-Kontinentalrand repräsentieren.

4.5 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Die Interpretation der Krustenstruktur im südlichen Weddell Meer fand anhand von Krustenschnitten, Modellrechnungen zur Subsidenz und unter Einbeziehung weiterer geowissenschaftlicher Untersuchungen und Thesen statt.

Für die Existenz ozeanischer Kruste im betrachteten Gebiet gibt es keine Hinweise. Weder P-Wellengeschwindigkeiten noch Schichtmächtigkeiten entsprechen dokumentierten Merkmalen ozeanischer Kruste. Somit muß die Blattverschiebung des Ellsworth Whitmore Mountain Blocks, die das Grunow-Modell beinhaltet, ausgeschlossen werden. Daraus folgt, daß die Paläoposition des EWM Blocks von vor 230 Ma vor Coats Land (s. Abb. 1.3a) so nicht gewesen sein kann. Als Alternative bietet sich die Paläoposition weiter südlich an (Grunow 1987a, s. Abb. 1.4).

Die in diesem Kapitel geführte Diskussion führte zu dem Schluß, daß das südliche Weddell Meer von gedehnter, kontinentaler Kruste unterlagert ist. Das Grundgebirge ist von maximal 12 km mächtigen Deckschichten überlagert. Ein Vergleich mit dem Falkland-Plateau/Patagonien erlaubt die Interpretation der kristallinen Oberkruste RK3 als präkambrische, granitisch intrudierte Metamorphite. Mit den Ergebnissen der Subsidenzrechnung ergibt sich eine Interpretation der untersten Krustenschicht RK1 als magmatisch intrudierte Unterkruste und/oder als magmatisch unterlagerte Schicht. Direkt über dem Grundgebirge liegen vulkanische Extrusiva. Als Dehnungsfaktor ergibt sich je nach Menge des unterlagerten Materials und je nach Mächtigkeit der Prä-Rift Kruste ein Wert zwischen 1,8 und 2,9.

Das vorliegende Sedimentbecken kann als intrakontinentales Riftbecken oder als Kontinentalrandbecken gedeutet werden. Wie paläomagnetische Untersuchungen zeigen, ist die Dehnung des Weddell Meer Beckens sowohl durch Rifting zwischen der Antarktischen Halbinsel und Ost-Antarktikas, als auch zwischen dem Falkland-Plateau und der kontinentalen Kruste im südlichen Weddell Meer entstanden (Grunow 1993a/b).

Der Krustenschnitt in Abb. 4.4 würde demnach parallel zu dem Kontinentalrand verlaufen, der die ozeanische Kruste im nördlichen Weddell Meer von der kontinentalen Kruste im Süden trennt. Aero gravimetrische Daten (Bell et al. 1990) lassen den Kontinentalrand etwa zwischen der 1000 m und 2000 m Tiefenlinie vermuten, womit diese südlich der magnetischen Orion-Anomalie (LaBreque et al. 1986) läge.

Es kann spekuliert werden, daß das Weddell Meer Becken ein Analogon zu den Sedimentbecken des atlantischen Kontinentalrandes Nordamerikas ist. Dort finden sich parallel zum Kontinentalrand Sedimentbecken mit Mächtigkeiten bis zu 20 km (Klitgord et al. 1988, Bott 1992). Die Sedimentbecken überlagern den Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste. Da der Übergang noch im Schelfbereich stattfindet, beträgt die Wassertiefe, je nach Profil, nur einige 100 m, so z.B. am Baltimore Canyon Trough. Am Carolina Trough beträgt die Wassertiefe oberhalb der Ozean/Kontinentgrenze 2-3 km.

Maringravimetrischen Daten (Rodriguez et al. 1985) zeigen am Schelfrand des südlichen Weddell Meeres zwischen 30° und 40° W eine positive Freiluft-Anomalie von 75 mgal, am nord-ost-amerikanischen Kontinentalrand geht der Übergang von ozeanischer zu kontinentaler Kruste mit Amplituden von ≈50 mgal einher (Sheridan et al. 1988). Nach Dehlinger (1978) sind höhere Amplituden für Kontinentalränder jedoch nicht ungewöhnlich.

Einen spekulativen Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer zeigt die Abb. 4.16. Der Krustenschnitt ist in Anlehnung an die Ozean/Kontinentgrenze des nordamerikanischen Kontinents nach White und McKenzie (1989) wiedergegeben. Die in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profile verlaufen senkrecht zu dem in Abb. 4.16 dargestellten Krustenschnitt, der Schnittpunkt ist durch einen Pfeil markiert.

Die Orion-Anomalie wäre als Analogie zur East Coast Magnetic Anomaly zu betrachten, verursacht durch magmatische Intrusionen und/oder Extrusiva¹¹.

¹¹Eine weitere Erklärung für magnetische Kontinentalrand Anomalien, die jedoch in der Literatur wenig zitiert wird, liefert Roots (1976). Er erklärt die Anomalien anhand von geometrischen Modellrechnungen für Kontinentalränder, bei denen die Transformstörungen nicht senkrecht zum Kontinentalrand verlaufen.

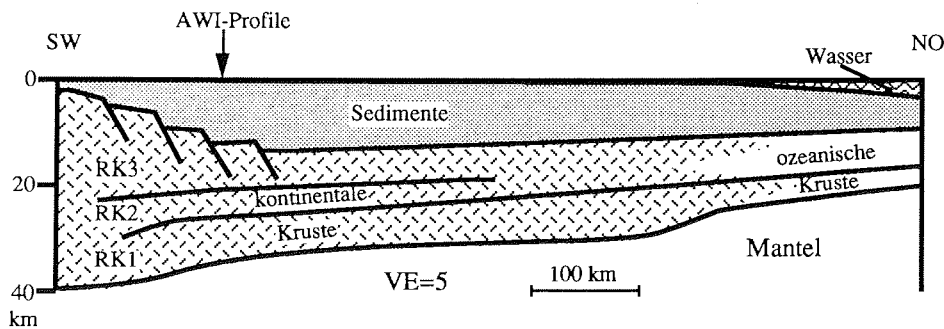


Abb. 4.16: Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer. Das Modell stellt ein Analogon zum atlantischen Kontinentalrand Nordamerikas dar. Der Kreuzungspunkt mit den in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profilen ist durch einen Pfeil markiert.

Im Gegensatz zum nordamerikanischen Kontinentalrand erstreckt sich im obigen Modell das Sedimentbecken über etwa 700 km von der kontinentalen bis zur ozeanischen Kruste; es ist damit etwa 2-3 mal so lang wie im nordamerikanischen Analogon. Es muß in der Zukunft untersucht werden, ob die Annahme eines solch großvolumigen Sedimentbeckens realistisch ist.

Die aerogravimetrischen Daten (Bell et al. 1990) deuten auf eine ca. 30 km mächtige Kruste bis zum Kontinentalrand. Marine-gravimetrische Daten vor dem Filchner-Schelfeis zeigen dort einen Anstieg der Schwere nach Norden hin (Rodrigues et al. 1985). Dies kann durch ein Ausstreichen des Sedimentbeckens zum Kontinentalrand hin erklärt werden, ohne daß die Gesamtmächtigkeit der Kruste signifikant abnimmt. Als Analogon bietet sich der Tucano-Graben Südamerikas an. Der Tucano-Graben ist ein im Hinterland gelegenes, parallel zum Kontinentalrand verlaufendes Sedimentbecken (Ussami et al. 1986, Castro 1987), das zum Zeitpunkt des Auseinanderbrechens von Afrika und Süd-Amerika entstanden ist. Die Entfernung des Beckens zum eigentlichen Kontinentalrand beträgt dort über 300 km. Eine Übertragung dieses Beckenmodells auf das Weddell Meer zeigt Abb. 4.17.

Die Entstehung eines solchen Beckens im Hinterland des Kontinentalrandes läßt sich durch zuvor angelegte Schwächezonen und asymmetrisches Rifting erklären (s. Abb. 4.18). In dem abgebildeten Modell findet das Rifting zwischen Falkland-Plateau (FP) und dem EWM Block statt und ist eine Folge von aufsteigendem heißen Asthenosphärenmaterials (Pfeil). Das Rifting führt zur Anlage des Falkland-Troges (FT) und des Weddell Meer Beckens (WMB). Letzteres entsteht im südlichen Hinterland der Kontinentalgrenze.

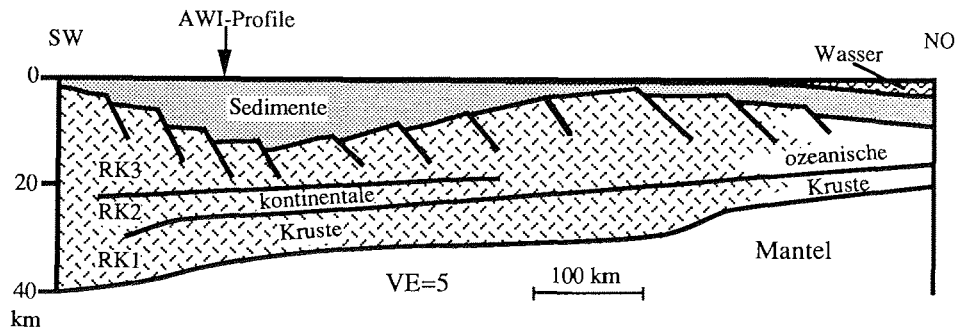


Abb. 4.17: Krustenschnitt senkrecht zum Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer. Das Modell stellt ein Analogon zum Tucano-Graben Südamerikas dar. Der Kreuzungspunkt mit den in diesem Kapitel diskutierten refraktionsseismischen Profilen ist durch einen Pfeil markiert.

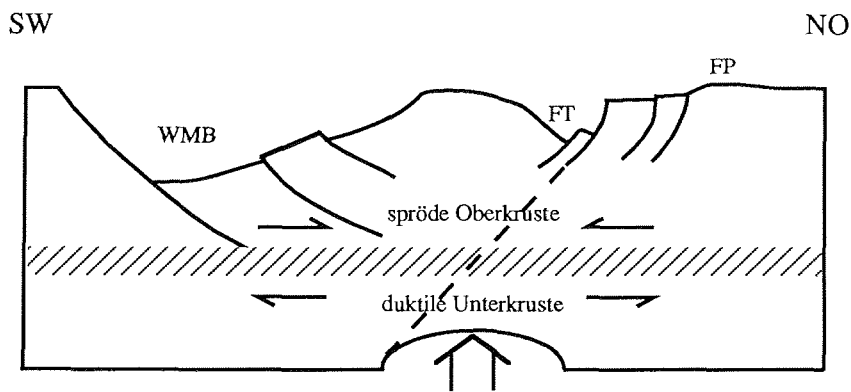


Abb. 4.18: Modell zur Entstehung des Weddell Meer Beckens im Hinterland des Kontinentalrandes (Abbildung vertikal überhöht, ohne Maßstab). Aufsteigendes heißes Asthenosphärenmaterial (Pfeil) führt zu brüchiger Dehnung der Oberkruste und zu duktiler Dehnung der Unterkruste. Es bildet sich das Weddell Meer Becken (WMB) und der Falkland-Trog (FT) am Rande des Falkland-Plateaus (FP).

5. INTERPRETATION DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN EXPERIMENTE IM ÖSTLICHEN WEDDELL MEER

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der refraktionsseismischen Experimente im östlichen Weddell Meer aus Kapitel 3 zusammengefaßt und unter geowissenschaftlichen Gesichtspunkten interpretiert (Profilplan s. Anhang 2).

5.1 Zusammenfassung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen im östlichen Weddell Meer

Informationen über die oberflächennahen Schichten sind aus den Registrierungen der Sonarbojen und der Seismometer-Stationen zu entnehmen, deren Anfangsoffset nur wenige Kilometer beträgt. Eine Zusammenfassung der P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen bis 7 km Tiefe ist in Abb. 5.1 als Säulendiagramm wiedergegeben. Die gestrichelten Linien kennzeichnen modellierte Schichtgrenzen mit sich ändernder Tiefe. Die Anfangs- und Endpunkte geben jeweils den maximalen und minimalen Tiefenwert wieder. Die Linien sind kein Ausdruck für einen geradlinigen Verlauf der Schichtgrenzen. Die Stufen in einigen Querlinien markieren alternative Schichtgrenzen, wenn für eine Seismogramm-Montage zwei Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen bestimmt wurden. Die mit einem Stern (*) gekennzeichneten Geschwindigkeiten sind entweder abgeschätzte Durchschnittsgeschwindigkeiten oder Auswertungen benachbarter Seismogramm-Montagen entnommen (s. Kapitel 3). Neben der P-Wellengeschwindigkeit des Wassers von 1,5 km/s treten P-Wellengeschwindigkeiten von 2,4-2,6 km/s, 3,2-3,3 km/s, 4,4-4,8 km/s und 5,1-5,2 km/s wiederholt auf, was als Hinweis auf entsprechende wahre P-Wellengeschwindigkeiten gewertet wird.

Die P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen bis zur Kruste/Mantelgrenze sind in Abb. 5.2 zusammengefaßt. Die Auswertungen der Profile parallel zum Schelf (AWI 90100/92120, Abb. 5.2a) sind von denen der Profile senkrecht dazu (AWI 89020/90220) getrennt wiedergegeben (Abb. 5.2b).

In den P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen Funktionen der Profile parallel zum Kontinentalrand sind an der Station Süd, der östlichsten Station Halfvar und der Sonarboje SB 9240 (s. Karte Anhang 2) P-Wellengeschwindigkeiten von 6,0 km/s unter einer dünnen Schicht mit langsameren Geschwindigkeiten beobachtet. Alle anderen P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen weisen Geschwindigkeiten von 6,6 km/s und mehr bereits ab einer Tiefe von 9 km auf. Darunter liegt eine 6 bis 18 km mächtige Schicht mit P-Wellengeschwindigkeiten zwischen 7,1 und 7,5 km/s.

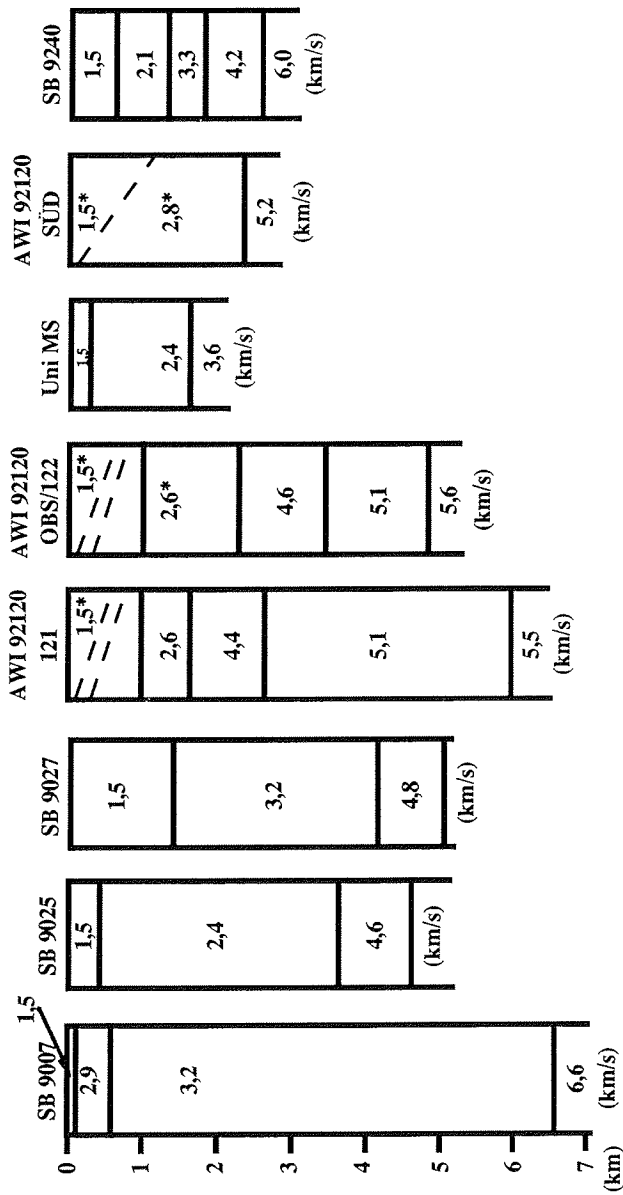


Abb. 5.1: Zusammenstellung der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen für den oberflächennahen Bereich bis 7 km Tiefe. Die Profilnummern der Stationen sind oberhalb der Stationskennzeichnungen angegeben. Die Ergebnisse des Experiments der Universität Münster sind von Hungeling (1987). Profilplan s. Anhang 2).

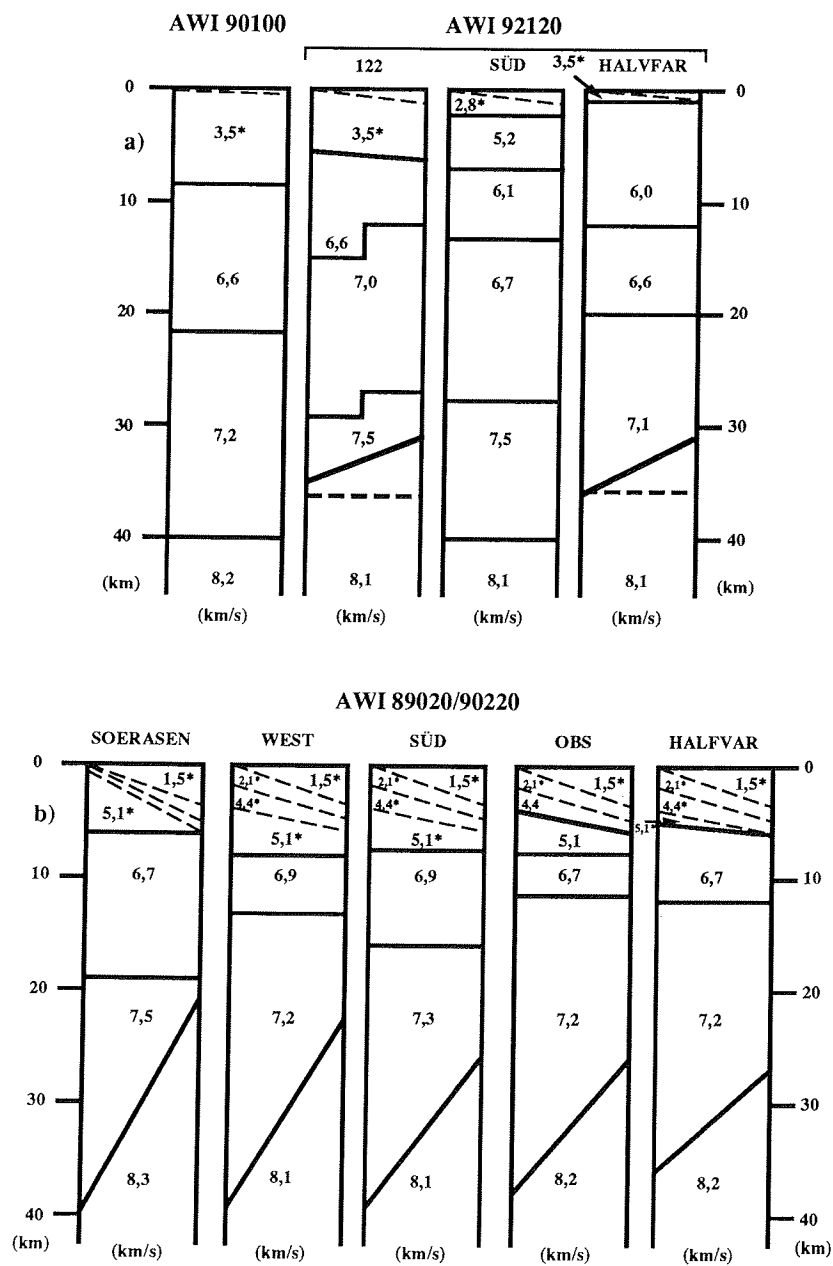


Abb. 5.2: Zusammenstellung der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen bis zur Kruste/Mantelgrenze. Die Profilnummern der Stationen sind oberhalb der Stationskennzeichnungen angegeben. a) Ergebnisse der Profile parallel zum Kontinentalrand. b) Ergebnisse der Profile senkrecht zum Kontinentalrand. Profilplan s. Anhang 2).

Die modellierte Tiefe der Kruste/Mantelgrenze bei ebener Schichtgrenze ist in den jeweiligen Diagrammen gestrichelt abgebildet.

Bei Station 122 ist noch eine Schicht mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 7,0 km/s zwischengeschaltet. Die Kruste/Mantelgrenze liegt in einer Tiefe von etwa 40 km. Sie steigt in 2 Modellen nach Westen hin auf etwas mehr als 30 km an.

Die Auswertung der Profile senkrecht zum Kontinentalrand zeigen ein einheitliches Bild. P-Wellengeschwindigkeiten von 6,7 bis 6,9 km/s treten ab einer Tiefe von 6 km auf. Die nachfolgende Schicht mit 7,2 bis 7,5 km/s stellt die unterste Schicht der Erdkruste dar. Die Kruste/Mantelgrenze steigt von etwa 40 km Tiefe im Süden nach Norden hin auf 22 bis 27 km an.

Die Häufigkeitsverteilung der P-Wellengeschwindigkeiten über 4,5 km/s (s. Abb. 5.3) zeigt die Strukturierung der Kruste unterhalb der Sedimente auf. Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten von 6,0 km/s und mehr werden als kristallines Grundgebirge interpretiert und sind mit WK1-3 gekennzeichnet (s. auch Abb. 5.3). Da nach Miller et al. (1990b) die sedimentären, seismostratigraphischen Sequenzen mit W1-W7 bezeichnet werden, sind die kristallinen Krustenschichten mit WK1-3 benannt, wobei das "K" auf "kristallin" hinweisen soll. Die langsameren, mit EF gekennzeichneten P-Wellengeschwindigkeiten werden der Explora-Formation (EF) zugeschrieben (s. Kapitel 1). P-Wellengeschwindigkeiten über 8,0 km/s sind dem Mantel zugeordnet.

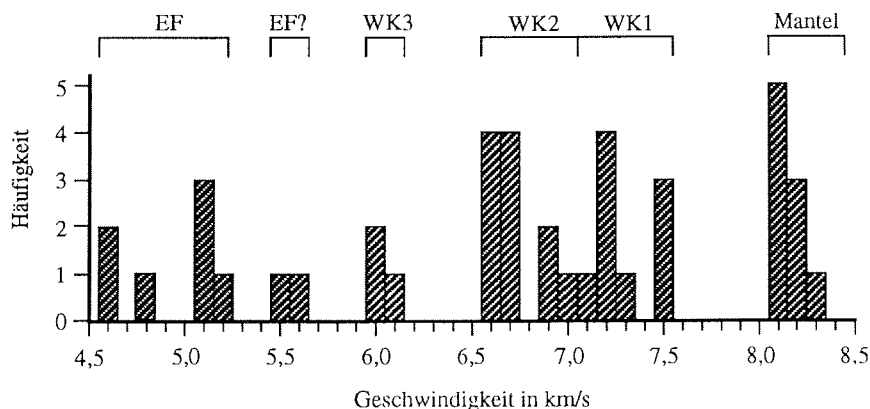


Abb. 5.3: Histogramm der Häufigkeits-Verteilung der P-Wellengeschwindigkeiten über 4,5 km/s. EF: Explora-Formation, WK1-3: kristalline Krustenschichten.

5.2 Interpretation der Krustenstruktur im östlichen Weddell Meer

In den folgenden Abschnitten werden die P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen interpretiert und diskutiert. Die Diskussion für die

Sedimentschichten und die Struktur des Grundgebirges wird getrennt geführt. Grundlage der Diskussion der Krustenstruktur sind zwei Krustenschnitte (s.u.). Da für keines der ausgewerteten refraktionsseismischen Profile ein Gegenschuß vorliegt, können die Krustenschnitte nur als Abschätzung der wahren Verhältnisse gewertet werden.

5.2.1 Interpretation der Sedimentschichten

Bei der Zuordnung der Geschwindigkeiten zu bestimmten Schichten wird der seismostratigraphischen Terminologie von Miller et al. (1990b) gefolgt. Wie ein Vergleich von reflexionsseismischen Untersuchungen (Hinz und Krause 1982, Miller et al. 1990b) mit Kernbohrungen (ODP Leg 113, Site 693, Shipboard Scientific Party 1988) zeigt, sind P-Wellengeschwindigkeiten kleiner 2,0 km/s känozoischen Sedimenten zuzuordnen (seismostratigraphische Einheiten W4-W7). Sedimentschichten mit höheren P-Wellengeschwindigkeiten haben mesozoisches Alter (seismostratigraphische Einheiten W1-W3). Die känozoischen Schichten sind demnach in den vorliegenden Daten nicht aufgelöst worden. Die den mesozoischen Schichten zugeordneten P-Wellengeschwindigkeiten und Bezeichnungen sind Tab. 5.1 zu entnehmen (nach Miller et al. 1990b, Hinz und Krause 1982).

Stratigraphische Einheit	P-Wellengeschwindigkeit
W3	2,0-2,4 km/s
W2	2,4-3,0 km/s
W1	2,8-4,0 km/s
Explora-Formation (EF)	3,6-5,4 km/s

Tab. 5.1: Seismostratigraphische Einheiten mesozoischen Alters und ihre P-Wellengeschwindigkeiten (nach Hinz und Krause 1982, Miller et al. 1990b).

Auf die Charakterisierung der Explora-Formation durch die "dipping reflectors" und deren Interpretation als vulkanische Extrusiva wurde bereits in Kapitel 1 hingewiesen. Die Zuordnung der Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten von 5,5-5,6 km/s zur Explora-Formation ist wegen ihrer hohen Geschwindigkeit problematisch. Alternative Interpretationen wäre die Ansprache dieser Schichten als metamorphe, permische Sedimente, wie sie Peters (1989) postuliert. Eine weitere Möglichkeit stellt die Interpretation dieser Schicht als zerklüftete, kristalline Oberkruste (Schicht WK3, s. nächster Abschnitt) dar.

5.2.2 Die Krustenstruktur parallel zum Kontinentalrand

Eine Interpretation der Auswertungen der Profile AWI 90100 und 92120 ist als Krustenschnitt in Abb. 5.4 abgebildet. Sie beinhaltet die wesentlichen Krustenstrukturen parallel zum Kontinentalrand zwischen 12° W und 4° W.

Unter bzw. vor dem Ekström-Schelfeis liegt die bis zu 7 km mächtigen Explora-Formation, deren ost- und westliche Ausbreitung in den vorliegenden Daten nicht aufgelöst werden ist.

Die im Osten vor dem Halfvar-Rücken interpretierte Schicht WK3 mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 6,0-6,1 km/s findet sich in sowjetischen Daten weiter westlich (Kudryavtzev et al. 1991, s.u.) wieder, wo sie als präkambrische, kristalline Kruste interpretiert wird. Das Ausdünnen dieser Schicht nach Westen, wie sie der Krustenschnitt zeigt, ist durch die Registrierungen der Station Süd belegt.

Die kristalline Oberkruste WK2 weist eine erhöhte P-Wellengeschwindigkeit von 6,6-7,0 km/s auf, was auf magmatische Intrusionen zurückgeführt werden kann.

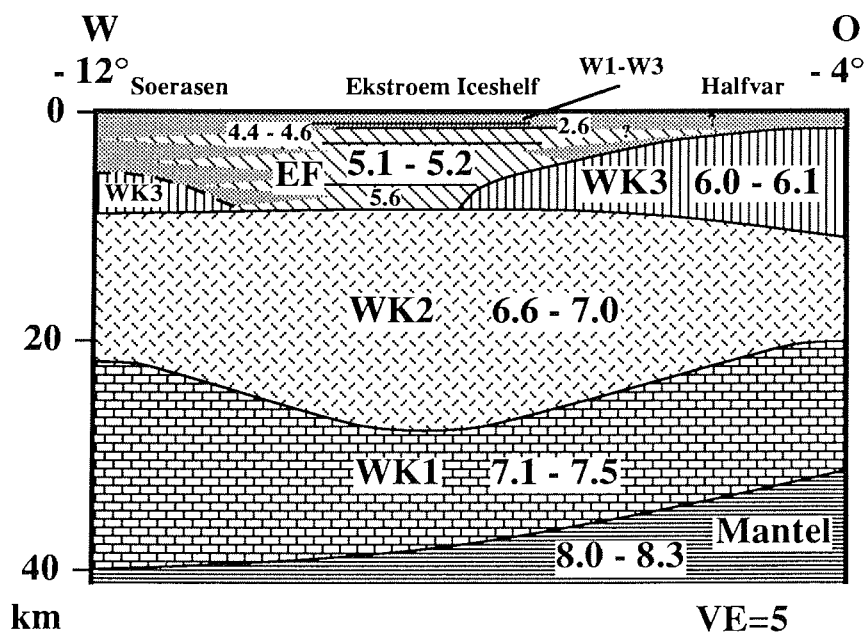


Abb. 5.4: Krustenschnitt parallel zum antarktischen Kontinentalrand zwischen 4° W und 12° W. Die Schichten WK1-3 repräsentieren kristalline Kruste, EF bezeichnet die Explora-Formation. WK3 im Westen ist aus Kudrjavytzev et al. (1991). P-Wellengeschwindigkeiten in km/s.

Die hohen P-Wellengeschwindigkeit der Unterkruste WK1 sind typisch für Kontinentalränder vom vulkanischen Typ. Sie werden durch magmatische Unterlagerung und/oder Intrusionen erklärt (White and McKenzie 1989).

Es kann spekuliert werden, daß das Ansteigen der Kruste/Mantelgrenze nach Osten hin mit der "Mozambique Thinned Zone" (MTZ), einem gedehnten Krustenbereich am Kontinentalrand von Mozambique, in Verbindung steht. Nach Cox (1992) lag zum Zeitpunkt Gondwanas die MTZ in östlicher Nachbarschaft zum hiesigen Untersuchungsgebiet.

5.2.3 Die Krustenstruktur senkrecht zum Kontinentalrand

Einen Krustenschnitt, dem die Interpretationen der Profile AWI 89020 und 90220 zugrunde liegen, zeigt Abb. 5.5.

Die Tiefe des Meeres beträgt unterhalb des Ekström-Schelfeises nur wenige hundert Meter. Diese Schicht liegt daher innerhalb der Strichdicke der Zeichnung.

Die obersten, aus mesozoischen Sedimenten bestehenden Schichten, sind zu einer Schicht zusammengefaßt.

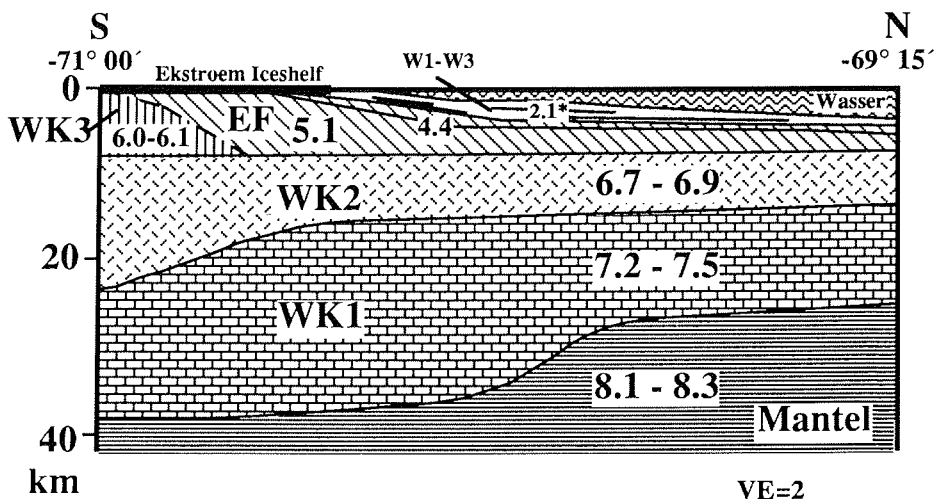


Abb. 5.5: Krustenschnitt senkrecht zum antarktischen Kontinentalrand bei ca. 8° W. Die Schichten WK1-3 repräsentieren kristalline Kruste, EF bezeichnet die Explora-Formation. P-Wellengeschwindigkeiten in km/s.

Die Explora-Formation mit P-Wellengeschwindigkeiten von 4,4 und 5,1 km/s ist im Süden bis zu 8 km mächtig und dünnt nach Norden hin aus. Dies ist konsistent mit Modellrechnungen von Schweredaten bei ca. 13° W (Hinz und Krause 1982). Ein Indiz für das Ausstreichen der die Explora-Formation überlagernden

Sedimente unter dem Ekström-Schelfeis findet sich in den reflexionsseismischen Messungen der Universität Münster, die 1988 auf dem Ekström-Schelfeis durchgeführt wurden (Degutsch et al. 1988). Die Daten zeigen seewärts geneigte Horizonte, die am Meeresboden auskeilen. Ein Krustenmodell von Wüster et al. (1992), das u.a. auf seismologischen Registrierungen an der Georg-von-Neumayer-Station beruht, beinhaltet ebenfalls die am Meeresboden anstehende Explora-Formation unterhalb des Ekström-Schelfeises.

In etwa 8 km Tiefe beginnt die kristalline Kruste mit P-Wellengeschwindigkeiten von 6,7-6,9 km/s. Die Unterkante dieser ca. 8 km mächtigen Schicht steigt Richtung Norden etwas an, was durch einen Vergleich der 1D-P-Wellengeschwindigkeits-Tiefen-Funktionen der Sektionen AWI 89020 / 90220 Station Süd und Station Obs, sowie der parallel zur Küste streichenden Profile mit den der senkrecht dazu streichenden Profilen deutlich wird.

Den Profilen AWI 90100 und 92120 ist zu entnehmen, daß die ca. 20 km mächtige Unterkruste, charakterisiert durch eine P-Wellengeschwindigkeit von 7,2-7,5 km/s, nahe der Eiskante in knapp 40 km Tiefe an den Erdmantel grenzt. Der Anstieg der Moho auf 23 bis 27 km Tiefe ca. 50 km nördlich der Eiskante ist durch intrakrustale Reflexionen belegt. Der Anstieg des Mantels zum Explora-Escarpment hin deckt sich mit Modellrechnungen von Schweredaten (Kudryavtzev et al. 1991, Hinz und Krause 1982). Die hohe P-Wellengeschwindigkeit der Unterkruste ist typisch für Kontinentalränder vom vulkanischen Typ und wird durch magmatische Unterlagerung und/oder Intrusionen erklärt (White and McKenzie 1989). Der geringe Geschwindigkeitskontrast von Unter- zu Oberkruste ist ein Hinweis auf das hohe Alter des Kontinentalrandes (White 1992). Es gibt erwartungsgemäß keinen Hinweis auf den Übergang zur ozeanischen Kruste; dieser erfolgt vermutlich erst am Explora-Escarpment (s. Kapitel 1).

5.3 Benachbarte Gebiete

Ein 320 km langes refraktions- / reflexionsseismisches Profil ist 1988 im Rahmen einer sowjetischen Expedition (SAE) zwischen etwa 11° W, 71° S und 5° W, 73° S senkrecht zum Kontinentalrand vermessen worden (s. Karte Abb. 5.6a). Dieses Profil kann trotz seines Versatzes nach Westen als landseitige Verlängerung des Krustenschnittes senkrecht zum Kontinentalrand (Abb. 5.5) angesehen werden. Die P-Wellengeschwindigkeiten der kristallinen Schichten WK1-3 stimmen gut überein (s. Tab. 5.2).

Die etwas geringeren Geschwindigkeiten in der Oberkruste WK2 können auf geringere magmatische Intrusionen zurückgeführt werden. Im SAE-Profil erstreckt sich die in 18-20 km beginnende Schicht WK1 über die volle Länge des Profils. Demnach ist das Grundgebirge Queen Maud Landes zwischen Explora-Escarpment und Kirwanveggen, also über eine Länge von ca. 500 km, magmatisch intrudiert.

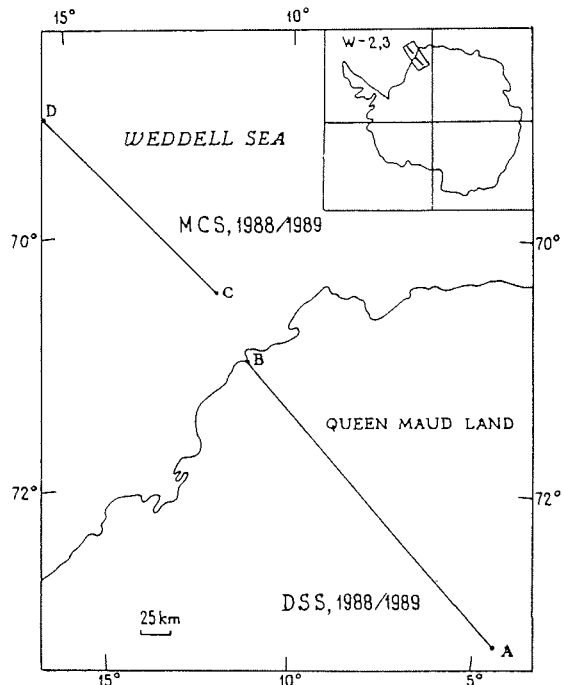


Abb. 5.6a: Karte mit dem eingezeichneten, tiefenseismischen SAE-Profil entlang der Linie A-B. Die Linie C-D kennzeichnet ein hier nicht besprochenes reflexionsseismisches Profil.

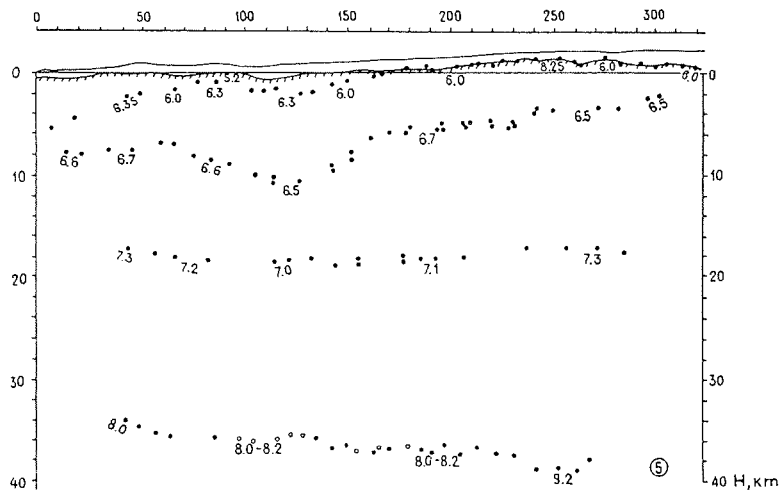


Abb. 5.6a: Interpretierte Krustenstruktur des SAE-Profiles (Kudryavtzev et al. 1991). Daß die magmatischen Ereignisse mit dem Gondwanazerfall koinzidieren, bezeugen die jurassischen Basalte der Heimefrontjella (Peters 1989), die in westlicher Verlängerung Kirwanveggens liegt.

Schicht	AWI-Profil v_p (km/s)	SAE-Profil v_p (km/s)
WK3	6,0-6,1	6,0-6,4
WK2	6,6-7,0	6,5-6,7
WK1	7,1-7,5	7,1-7,3

Tab. 5.2: Vergleich der P-Wellengeschwindigkeiten der kristallinen Schichten WK1-3 der AWI-Profile und des SAE-Profiles.

Zwischen Küste und Wohltatmassiv weiter im Osten sind bereits 1969 erste tiefenseismischen Experimente von sowjetischer Seite ausgeführt worden (Kogan 1972). Die dort etwa 40 km mächtige Kruste weist keine P-Wellengeschwindigkeiten über 6,8 km/s auf. Die untere Hälfte der Unterkruste ist durch eine niedrigere Geschwindigkeit gegenüber der oberen Hälfte charakterisiert. Störungen in der Kruste und Stufen in der Kruste/Mantelgrenze können aus heutiger Sicht als Übergang vom Antarktischen Fragment des Kaapvaal Kratons zur ost-antarktischen Plattform angesehen werden (Hunter et al. 1991).

Untersuchungen zur Struktur des Kaapvaal Kratons sind kaum dokumentiert. Durrheim und Green (1992) verwendeten Bergsturzbeben als Quelle für tiefenseismische Messungen. Sie wiesen eine für archaische Kratone typische Krustenstruktur mit P-Wellengeschwindigkeiten von 6,4-6,7 km/s für die Unterkruste nach. Im Verhältnis zu den P-Wellengeschwindigkeiten im Grundgebirge Queen Maud Landes sind die P-Wellengeschwindigkeiten im Grundgebirge generell geringer. Von den seismischen Messungen her gibt es demnach keine Bestätigung für die Fortsetzung des Kaapvaal Kratons innerhalb Ost-Antarktikas. Ursache dafür kann eine unterschiedliche Überprägung der konjugierten Krustenbereiche durch den Riftprozeß sein.

5.4 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

Mittelpunkt der in diesem Kapitel durchgeführten Diskussion waren zwei Krustenschnitte (Abb. 5.4, 5.5). Ein Krustenschnitt verläuft parallel vor der Küste zwischen 12° W und 4° W, der andere steht senkrecht dazu bei ca. 8° W. Diesen Krustenschnitten liegen die P-Wellengeschwindigkeits-Tiefenfunktionen zugrunde, wie sie sich aus den Auswertungen der refraktionsseismischen Profile ergaben (s. Kapitel 3). Da für keines der Profile ein Gegenschuß vorliegt, können die Krustenschnitte nur als Abschätzung der Krustenstrukturen bewertet werden. Vorbehaltlich dieses Umstandes ergeben sich folgende Modellvorstellungen:

Der in dieser Studie betrachtete Kontinentalrand ist ein geodynamisches Analogon zum ost-grönländischen Kontinentalrand zwischen Grönland und Nordeuropa. White und McKenzie (1989) postulieren, daß das initiale Rifting zwischen Afrika und Antarktika, wie auch das zwischen Grönland und Nordeuropa, über einem sog. Manteldiapir stattfand. Das Analogon bezieht sich nur auf das initiale Rifting über einem Manteldiapir und die Krustenstruktur, nicht auf die subsequente Rift- bzw. Driftgeschichte. Die Abb. 5.7 zeigt einen Krustenschnitt der Hatton Bank Plattengrenze (aus White 1992). Die untersten Schichten der Kruste mit P-Wellengeschwindigkeiten von 7,3 km/s oder mehr werden als akkretierte, unterlagerte magmatische Gesteine angesehen. Ähnlich wie in den Krustenschnitten in Abb. 5.4 und 5.5 weist die Kruste direkt unterhalb den "dipping reflectors" P-Wellengeschwindigkeiten von 7,0 km/s auf. Außerdem ist ein Anstieg der Kruste/Mantelgrenze unterhalb der magmatisch intrudierten und/oder unterlagerten Unterkruste zur ozeanischen Kruste zu beobachten.

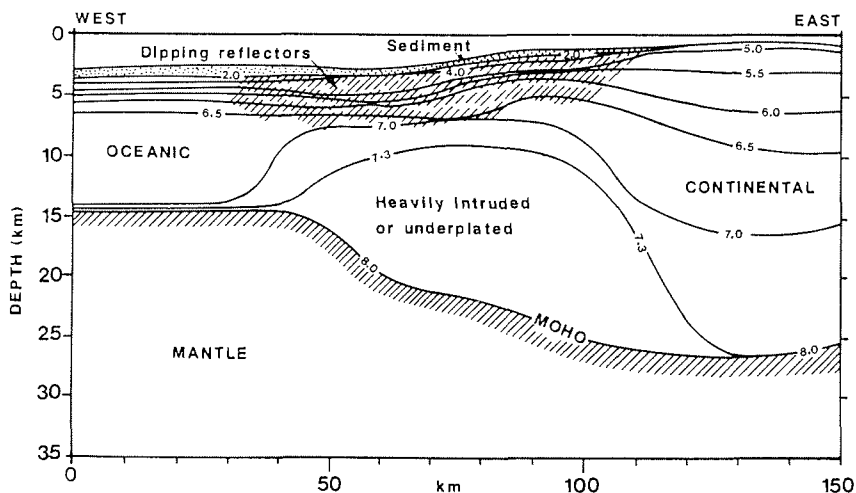


Abb. 5.7: Krustenschnitte des ost-grönländischen Kontinentalrandes, Hatton Bank (aus White 1992a).

Wie bereits erwähnt, sind in südlich des Explora-Escarpments gewonnenen reflexionsseismischen Daten "dipping reflectors" kartiert worden (Hinz und Krause 1982, Kaul 1991). Nach einem Modell von Mutter et al. (1988) überlagern die "dipping reflectors" an Kontinentalrändern vom vulkanischen Typ abnormal mächtige, ozeanische Kruste. Nach diesem Modell könnte der Schelfbereich südlich des Explora-Escarpments als ozeanische Kruste angesprochen werden. Gegen diese These spricht jedoch die Tatsache, daß sich die Krustenstruktur zwischen Explora-Escarpment und Kirwanveggen nur unwesentlich verändert, also keine signifikante, laterale Zonierung der Kruste erkennbar ist.

Im Gegensatz zur Hutton Bank ist die magmatisch intrudierte Unterkruste knapp 300 km ins Hinterland hinein zu verfolgen (Abb. 5.6b). Dies ist zu erwarten, da bis zur Heimefrontfjella hin vulkanische Lagen kartiert wurden, die mit dem Gondwana-Zerfall in Verbindung gebracht werden.

In der Literatur ist bisher kein passiver Kontinentalrand vom vulkanischen Typ dokumentiert, bei dem die magmatisch unterlagerte und/oder intrudierte Unterkruste über mehrere hundert Kilometer in den Kontinent hinein verfolgt werden kann. Da im Hinterland des südlichen Afrikas ebenfalls vulkanische Extrusiva, die sog. Karoo-Basalte, im Zusammenhang mit dem Zerbrechen Gondwanas entstanden sind, ist für die dortige Kruste eine ähnliche magmatische Überprägung zu erwarten.

Die magmatische Überprägung des Grundgebirges sowie die Interpretation der Schichten mit P-Wellengeschwindigkeiten von 4,4 und 5,1 km/s als Explora-Formation erklärt den Verlauf der magnetischen Explora-Anomalie (Johnson and Smith, 1992, Johnson et al. 1992). Eine vom AWI 1987 durchgeführte magnetische Kartierung des Ekström-Schelfeises (Reiprich und Brodscholl 1991) liefert Tiefenlagen von magnetischen Störkörpern zwischen 3 und 6 km sowie 13 und 18 km, was als weitere Hinweise für die magmatische Prägung der Kruste und den magmatischen Ursprung der Explora-Formation zu werten ist.

Eine Korrelation dieser Ergebnisse mit den Resultaten seismologischer Untersuchungen, wie sie Eckstaller (1988) und Eckstaller und Miller (1992) beschreiben, ist problematisch. Die mit den seismologischen Netzen verschiedener, sich im Queen Maud Land befindender Antarktis-Stationen ausgeführten Messungen weisen auf eine erhöhte Anisotropie und verringerte seismische Geschwindigkeiten im oberen Erdmantel unterhalb des Queen Maud Landes hin. Es kann spekuliert werden, daß zwischen diesen Ergebnissen und einer magnetischen Anomalie von -6 nT unterhalb Queen Maud Landes ein Zusammenhang besteht (Eckstaller und Miller 1992). Eine Korrelation dieser magnetischen Anomalie mit den magmatischen Intrusionen oder Extrusiva ist nicht herzustellen, da letztere in den Aeromagnetik-Daten eine positive Anomalie erzeugen (Johnson et al. 1991).

Ein Zusammenhang dieser Phänomene mit den lateralen Krustenvariationen, wie sie die Abb. 5.4 und 5.5 zeigen, kann nur hergestellt werden, wenn weitere, detailliertere Untersuchungen zur Krustenstruktur vorgenommen werden.

6. KARTIERUNG UND STRUKTUREN DES KONTINENTALRANDES IM ÖSTLICHEN WEDDELL MEER

In diesem Kapitel wird eine Kartierung der Sedimentmächtigkeiten und der Tiefe des akustischen Grundgebirges vorgestellt. Weiterhin werden Strukturen des Kontinentalrandes anhand ausgewählter reflexionsseismischer Profile beschrieben und diskutiert. Das Ziel dieser Untersuchungen ist, Randbedingungen für den Verlauf des Kontinentalrandes im östlichen Weddell Meer zu erhalten. Die Diskussion findet vor allem unter der Fragestellung statt, ob das Explora- und Andenes-Escarpment eine geologische Einheit bilden und den Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste markieren (s. Kap. 1).

6.1 Tiefe des akustischen Grundgebirges und Sedimentmächtigkeit

6.1.1 Das akustische Grundgebirge

In den vorhergehenden Abschnitten wurde der Begriff "Grundgebirge" im geologischen Sinne zur Bezeichnung der kristallinen Kruste verwendet. Der aus der Seismik stammende Begriff "akustisches Grundgebirge" beschreibt den energetisch nicht mehr erfaßbaren Bereich in reflexionsseismischen Seismogramm-Montagen bzw. den tiefsten, mehr oder weniger kontinuierlichen Reflektor (Sheriff 1984). In der marinen Seismik sind dies meist Schichten, welche die marinen und terrigenen Sedimente unterlagern. Bei ozeanischer Kruste ist das akustische Grundgebirge demnach der ozeanische Layer 2, bei kontinentaler Kruste sind es zumeist Metamorphite oder kristalline Lagen¹.

Die in dieser Arbeit durchgeführte Kartierung bezieht sich auf die Oberkante der vulkanischen Extrusiva, also auf die Explora-Formation, oder auf den ozeanischen Layer 2. Da die Explora-Formation südlich des Explora-Escarpments vermutlich kontinentale Kruste überlagert, können sich zwischen der Explora-Formation und der kristallinen Kruste durchaus noch Sedimente befinden (Peters 1989).

6.1.2 Bestimmung der Tiefe des akustischen Grundgebirges und der Sedimentmächtigkeiten

Der erste Schritt der Kartierung ist das Bestimmen der Zwei-Wege-Laufzeit des seismischen Signals zwischen Meeresboden und akustischem Grundgebirge. Das

¹Grundsätzlich ist die Interpretation des seismisch undurchsichtigen Bereichs bzw. des untersten, erkennbaren Reflektors eine Frage der Eindringtiefe der seismischen Signale und damit der verwendeten Anregungsenergie. Die Verwendung des Begriffs "akustisches Grundgebirge" ist nur sinnvoll, wenn er im gerade beschriebenen Sinne verwendet wird.

vorhandene Datenmaterial besteht aus gestapelten, reflexionsseismischen Seismogramm-Montagen des AWI und der BGR.

Der horizontale Abstand zwischen den kartierten Zwei-Wege-Laufzeiten, im folgenden mit TWT bezeichnet (von dem englischen Begriff "two way travelttime"), war nicht äquidistant, sondern wurde von der Topographie des Meeresbodens bzw. des akustischen Grundgebirges abhängig gemacht. Der Abstand schwankte zwischen 10 und 100 CDP-Punkten bei 25 m CDP-Abstand. Im flachen Schelfbereich wird das akustische Grundgebirge meist von Meeresbodenmultiplen maskiert, weshalb die Kartierung nur für die tieferen Bereiche durchgeführt werden konnte. Insgesamt wurden an 4925 Punkten Werte genommen.

Um aus den TWT-Werten die Wassertiefe und die Sedimentmächtigkeiten zu erhalten - beides zusammen ergibt die Tiefe des Grundgebirges - müssen P-Wellengeschwindigkeits-TWT-Funktionen bestimmt werden.

Als P-Wellengeschwindigkeit für die Wasser-Schicht wurde konstant ein Wert von 1500 m/s verwendet. Für die Sedimentschichten wurde folgendermaßen eine Durchschnittsgeschwindigkeits-TWT-Funktion erstellt:

Die von der TWT abhängige Durchschnittsgeschwindigkeits-Funktion wurde anhand der Stapelgeschwindigkeits-Analysen der BGR-Daten aus dem Jahre 1986 durchgeführt. Da diese Daten mit einem Streamer mit der Länge von knapp 1700 m gewonnen wurden, sind die Analysen gerade in Bereichen mit größeren Wassertiefen (>3000 m) zuverlässiger als die der AWI-Daten, welche meist mit dem 800 m Streamer gemessen wurden.

Zuerst wurde für alle Geschwindigkeitsanalysen eine gemittelte Stapelgeschwindigkeits-TWT-Funktion ermittelt, wobei sich die TWT nur auf die Laufzeiten im Sedimentpaket beziehen. Die Mittelung war derart, daß alle Stapelgeschwindigkeiten, die zu bestimmten TWTs auftraten, aufsummiert und gemittelt wurden. Die Berechnung der Intervallgeschwindigkeiten aus den Stapelgeschwindigkeiten geschieht mit der Dix'schen Formel (Hubral 1985), bei der die RMS-Geschwindigkeit für die Stapelgeschwindigkeit verwendet wird. Dies gilt nur für söhliche Lagerung. Die Formel lautet:

$$v_{pn}^2 = \frac{v_{rmsn}^2 \sum_{i=0}^n \Delta TWT_i - v_{rmsn-1}^2 \sum_{i=0}^{n-1} \Delta TWT_i}{\Delta TWT_n},$$

mit v_{pn} : P-Wellen-Intervallgeschwindigkeit in Schicht n (in km/s),
 v_{rmsn} : RMS-Geschwindigkeit in Schicht n (in km/s),
 ΔTWT_n : $\Delta TWT_n = TWT_n - TWT_{n-1}$ (in s),
 TWT_n : Zwei-Wege-Laufzeit zu Reflektor (Schicht) n (in s).

Da nur Geschwindigkeitsanalysen für Sedimentschichten einbezogen werden sollten, wurden für die Berechnung der Durchschnittsgeschwindigkeiten nur Intervallgeschwindigkeiten kleiner oder gleich 4,0 km/s berücksichtigt. Die Berechnung der Durchschnittsgeschwindigkeit v_{pav_n} für eine Schicht n erfolgt nach Hubral (1985) mit $\Delta T_i = \Delta TWT_i / 2$ und der Gleichung :

$$v_{pav_n}^2 = \frac{\sum_{i=0}^n v_{pi} \Delta T_i}{\sum_{i=0}^n \Delta T_i} ,$$

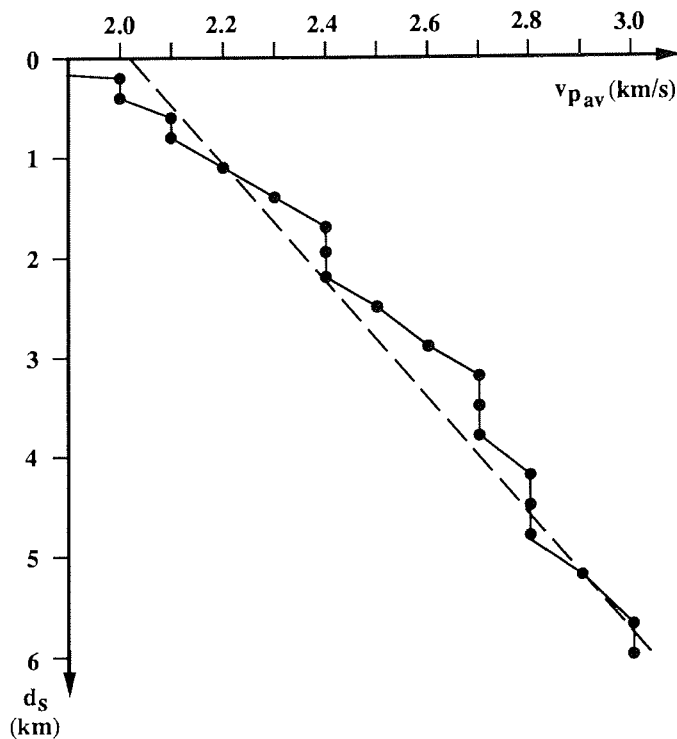


Abb. 6.1: Abhängigkeit der Durchschnitts-P-Wellengeschwindigkeit v_{pav} von der Sedimentmächtigkeit d_s . Die Punkte geben die $v_{pav}(d_s)$ -Werte aus Tab. 6.1 an, zwischen denen linear interpoliert wurde (durchgezogene Linie). Zwischen 0,0 und 0,2 km Sedimentmächtigkeit wächst von 1,5 km/s auf 2,0 km/s. Die gestrichelte Linie entspricht der Regressionsgeraden (Gl. 6.1).

Die so ermittelte Funktion ist in Tab. 6.1 wiedergegeben. Zusätzlich ist die Anzahl der Stützstellen, die Varianz σ^2 und Standardabweichung σ für jeden

v_{pav} (km/s)	T (s)	TWT (s)	d_s (km)	σ^2 (km ² /s ²)	σ (km/s)	Anzahl
2,0	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	151
2,0	0,2	0,4	0,4	0,1	0,3	210
2,1	0,3	0,6	0,6	0,1	0,3	170
2,1	0,4	0,8	0,8	0,1	0,3	179
2,2	0,5	1,0	1,1	0,1	0,3	160
2,3	0,6	1,2	1,4	0,1	0,3	170
2,4	0,7	1,4	1,7	0,1	0,3	140
2,4	0,8	1,6	1,9	0,1	0,3	100
2,4	0,9	1,8	2,2	0,1	0,3	87
2,5	1,0	2,0	2,5	0,1	0,3	61
2,6	1,1	2,2	2,9	0,0	0,2	56
2,7	1,2	2,4	3,2	0,1	0,3	67
2,7*	1,3	2,6	3,5	0,0	0,0	0
2,7	1,4	2,8	3,8	0,1	0,3	27
2,8	1,5	3,0	4,2	0,0	0,1	18
2,8	1,6	3,2	4,5	0,1	0,3	10
2,8	1,7	3,4	4,8	0,1	0,4	9
2,9	1,8	3,6	5,2	0,1	0,3	6
3,0*	1,9	3,8	5,7	0,0	0,0	0
3,0	2,0	4,0	6,0	0,2	0,4	4

Tab. 6.1: Abhängigkeit der mittleren P-Scheingeschwindigkeit v_{pav} von der Laufzeit T, Zwei-Wege-Laufzeit TWT und der Sedimentmächtigkeit d_s . Weiterhin sind Varianz σ^2 , Standardabweichung σ und die Anzahl der v_{pav} -Werte für einen TWT-Wert angegeben. Für die TWTs, für die es keine Geschwindigkeitswerte gab, ist die Geschwindigkeit mit Gl. 6.1 berechnet worden. Solche Geschwindigkeiten sind mit einem Stern markiert.

TWT-Wert angegeben. Die Abhängigkeit der Durchschnittsgeschwindigkeit von der Sedimentmächtigkeit zeigt Abb. 6.1.

Durch lineare Regression ergeben sich folgende Gleichungen für die Durchschnittsgeschwindigkeits-Funktionen:

$$v_{pav}(TWT) = 0,27 \text{ (km/s}^2\text{)} TWT(\text{s}) + 1,95 \text{ (km/s)}, \quad (6.1)$$

$$v_{pav}(T) = 0,53 \text{ (km/s}^2\text{)} T(\text{s}) + 1,95 \text{ (km/s)},$$

$$v_{pav}(d_s) = 0,17 \text{ (1/s)} d_s \text{ (km)} + 2,02 \text{ (km/s)},$$

wobei T die Einweg-Laufzeit und d_s die Sedimentmächtigkeit beschreibt. Die Korrelationskoeffizienten betragen jeweils 0,99. Für Sedimentmächtigkeiten größer 4,0 s TWT wurde die Durchschnittsgeschwindigkeit mit der Regressionsgeraden Gl. 6.1 berechnet. Die Abhängigkeit der Durchschnittsgeschwindigkeit von der Sedimentmächtigkeit zeigt Abb. 6.1.

Sind Wassertiefe und Sedimentmächtigkeit für einen Stützpunkt bestimmt, ergibt sich die Tiefe des akustischen Grundgebirges aus der Addition beider Werte. Die so gefundenen Werte können nur als erste Schätzung gewertet werden, da keine regionalen Schwankungen der Durchschnittsgeschwindigkeits-Funktion berücksichtigt wurden. Genauere Werte lassen sich erst angeben, wenn die einzelnen Sedimentschichten flächig kartiert worden sind.

Die Isolinien-Karten sind durch Gridding-Verfahren erstellt worden. Sowohl das Gridding als auch die Erstellung der Karten wurde mit dem ZYCOR-Programmpaket erstellt. Der genaue Verlauf der Isolinien ist abhängig von der Dichte der seismischen Profile. Da das Profilnetz in weiten Gebieten sehr weitmaschig ist, kann der Verlauf der Isolinien nur eine erste Näherung an den tatsächlichen Sachverhalt darstellen.

6.1.3 Tiefe des akustischen Grundgebirges und Sedimentmächtigkeiten im östlichen Weddell Meer

Eine Karte mit den Sedimentmächtigkeiten im östlichen Weddell Meer ist in Abb. 6.2 abgebildet. Die von dem Gridding verursachte Glättung der kartierten Werte läßt die Abwesenheit der Sedimente am Explora-Escarpment und an den Flanken der Polarstern Bank nicht mehr erkennen. Grundsätzlich ist eine Zunahme der Sedimentmächtigkeiten von Osten nach Westen zu beobachten. Östlich von 15° W beträgt die Sedimentmächtigkeit überwiegend weniger als 1000 m. Dies gilt ebenfalls für die Polarstern Bank. Über dem Andenes-Escarpment liegen bis zu 3000 m mächtige Sedimente. Die größten Sedimentmächtigkeiten treten im Westen in der Grundgebirgsdepression des "failed rift" auf. Dort steigt die Sedimentmächtigkeit auf teilweise über 5000 m an. Die Sedimente dort gehen in die des Crary-Fans (Kuvaas und Kristoffersen 1991) über.

Die Tiefe bis zum akustischen Grundgebirge schwankt zwischen 2400 m nahe des Schelfbereiches und 9200 m im "failed rift" (s. Abb. 6.3). Die Hochlage des akustischen Grundgebirges an der Polarstern Bank ist deutlich zu erkennen, die Tiefelage ist dort geringer als 4 km. Die Polarstern Bank ist als langgestreckte Struktur ausgeprägt, die senkrecht zur Küste verläuft. Nach Westen hin steigt das akustische Grundgebirge zum Andenes-Escarpment auf Werte zwischen 4500-5000 m an. Das akustische Grundgebirge ist im Osten nahe der Küste flacher als

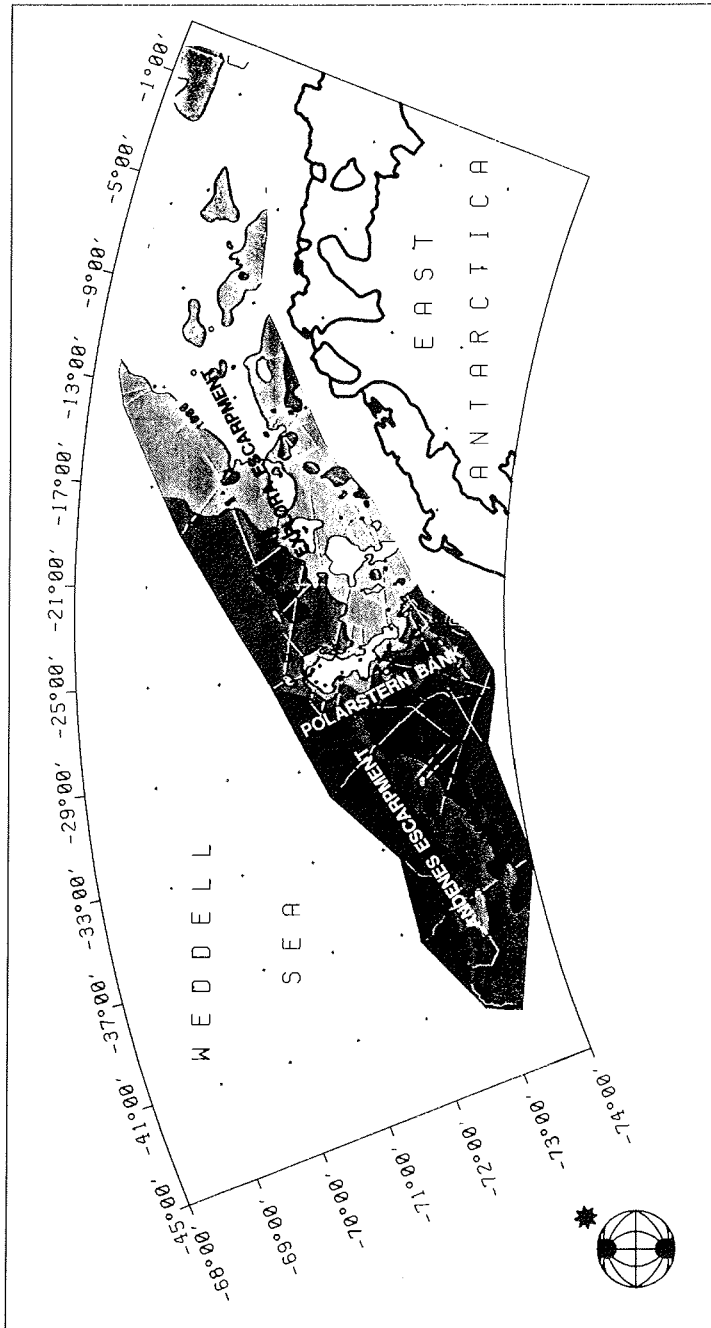


Abb. 6.2: Isolinien-Karte der Sedimentmächtigkeiten im östlichen Weddell Meer. Das Konturintervall beträgt 1000 m.

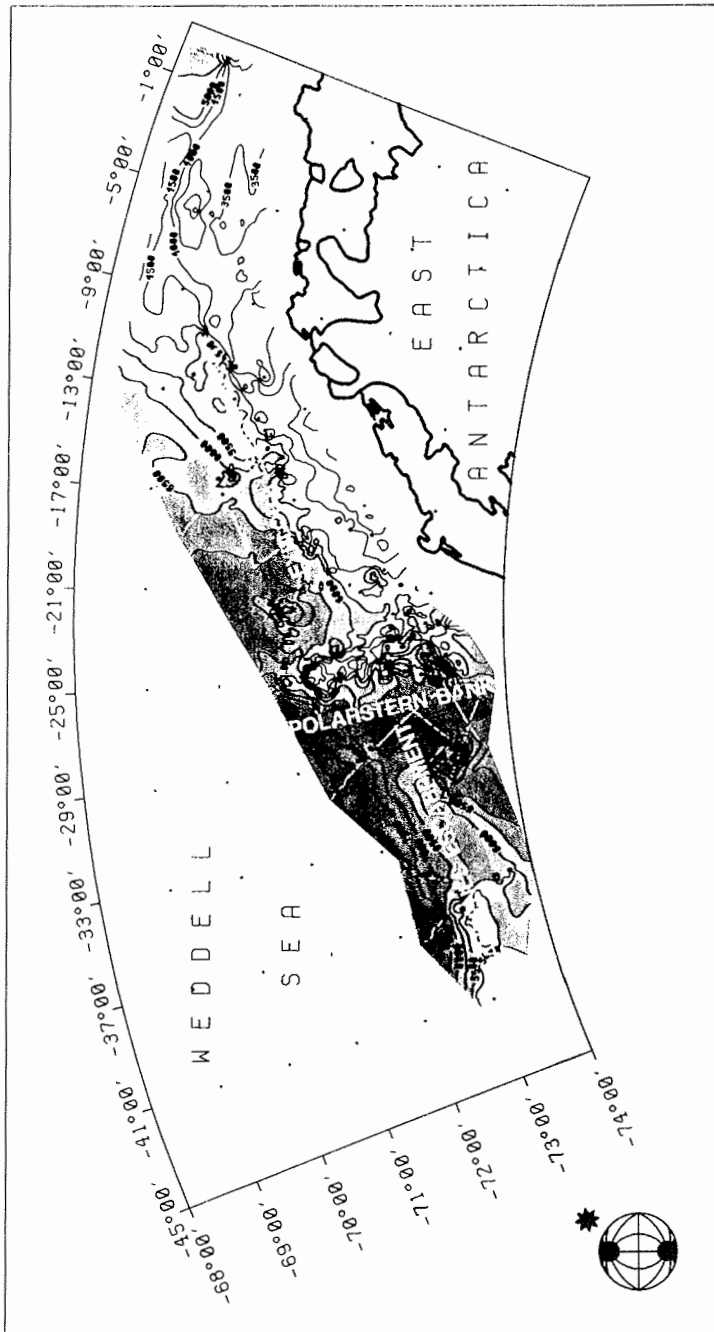


Abb. 6.3: Isolinien-Karte der Tiefe des akustischen Grundgebirges im östlichen Weddell Meer. Das Konturintervall beträgt 500 m.

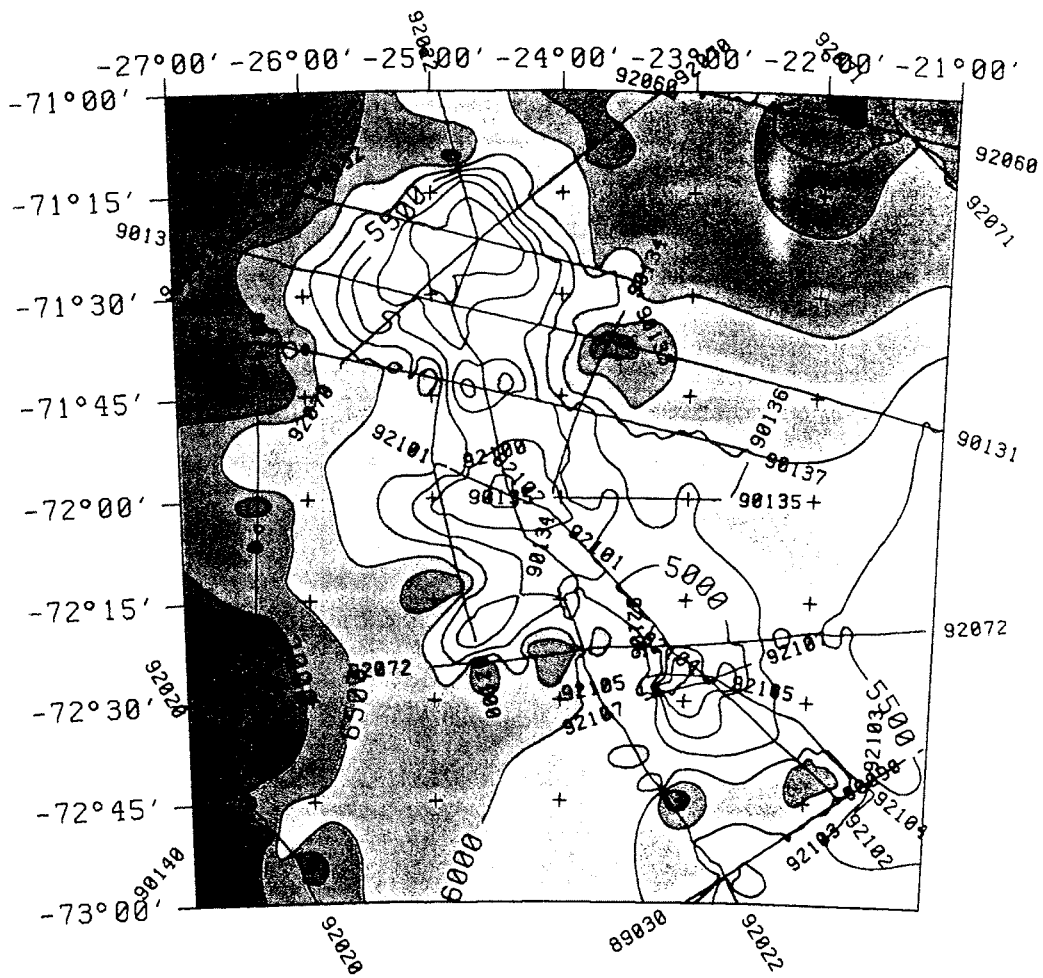


Abb. 6.4: Isolinien-Darstellung der Tiefe des akustischen Grundgebirges der Polarstern Bank. Das Konturintervall beträgt 500 m.

im Westen. Dies ist ein Anzeichen dafür, daß der Kontinentalrand im Westen näher an der Küste liegt als im Osten. Der Wegener-Canyon (s. Kapitel 1) ist in der Karte zwischen 15° - 17° W und $70^{\circ}30'$ - 71° S zu erkennen.

Eine Verbindung von der Polarstern Bank zum Andenes- oder Explora-Escarpment ist nicht zu erkennen. Dies bestätigt die bereits von Miller et al. (1990a) aufgestellte These, daß es sich bei den beiden Escarpments um zwei unabhängige Strukturen handelt. Eine Detail-Studie der Polarstern Bank zeigt, daß das akustische Grundgebirge von 7000 m Tiefe zur Polarstern Bank hin auf weniger als 4000 m Tiefe ansteigt (s. Abb. 6.4). Es sind 4 lokale Hochlagen zu erkennen. Die nördlichsten drei Seamounts liegen auf einer Geraden. Der südlichste, bei 23° W und $72^{\circ} 30'$ S liegende Seamount ist etwas nach Osten hin versetzt. Vereinzelt kreisförmige Strukturen, die nur durch ein Profil belegt sind, müssen als numerische Artefakte angesehen werden.

6.2 Strukturen des akustischen Grundgebirges

Die These, daß sich das Explora-Escarpment nicht zum Andenes-Escarpment fortsetzt, wird anhand einiger Ausschnitte reflexionsseismischer Profile dokumentiert.

6.2.1 Der Verlauf des Explora-Escarpments westlich von 18° W

Die Tiefenlage des akustischen Grundgebirges (s. Abb. 6.3) sowie die Existenz der Polarstern Bank zwischen Andenes- und Explora-Escarpment weisen darauf hin, daß es keine strukturelle Verbindung von Andenes- und Explora-Escarpment gibt. Da westlich von 18° W das Explora-Escarpment nicht mehr als topographische Stufe ausgeprägt ist, ergibt sich die Frage nach dessen westlicher Fortsetzung. Reflexionsseismische Messungen, die das AWI 1992 mit FS Polarstern im östlichen Weddell Meer durchführte, sollten diese Frage klären. Es werden drei Seismogramm-Montagen gezeigt, die diesen Verlauf zeigen (s. Abb. 6.5)

Das NW-SO streichende Profil AWI 92043 (Abb. 6.6) zeigt deutlich die Struktur eines Escarpments. Das akustische Grundgebirge steigt vom Süd-Osten her um etwa 0,5 s TWT zum Escarpment hin an und formt dort ein sog. "outer high". Der Abfall des akustischen Grundgebirges um etwa 2 s TWT findet in zwei Stufen statt. Oberhalb des Escarpments ist das akustische Grundgebirge als scharfe Linie ausgeprägt. Unterhalb des Escarpments ist das Reflexionsmuster wellig und ist charakteristisch für ozeanische Kruste.

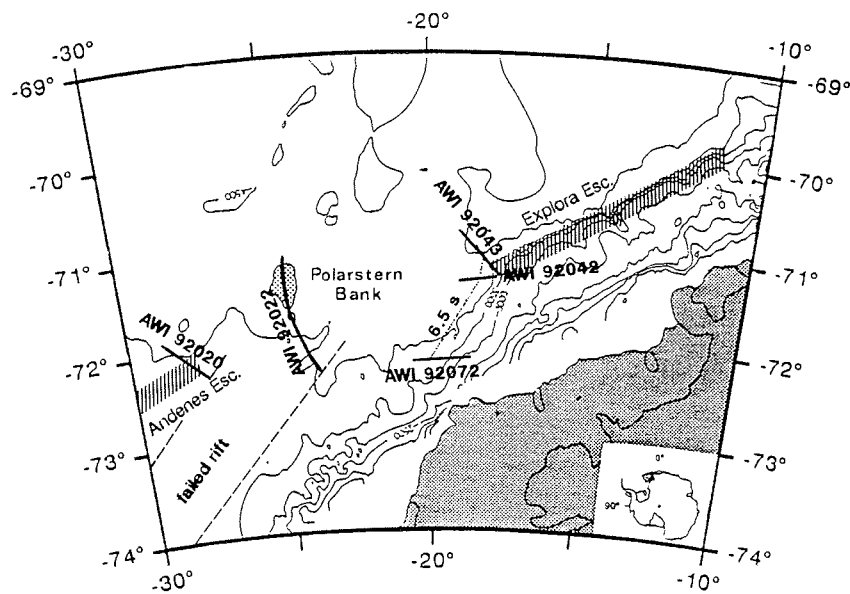


Abb. 6.5: Karte des östlichen Weddell Meeres mit Ausschnitten der reflexionsseismischen Profile AWI 92042, 92043, 92072, 92022, 92020. Die gepunktete Linie deutet den Verlauf der 6,5 s TWT Laufzeit zum akustischen Grundgebirge an (modifiziert nach Miller et al. 1990a)

Im Profil AWI 92042 (Abb. 6.7) ist der Abfall des akustischen Grundgebirges nicht mehr als Escarpment ausgeprägt sondern bildet einen Hang. Das Reflexionsmuster im westlichen Drittel des Profils zeigt wieder die Struktur ozeanischer Kruste. Allerdings liegt das akustische Grundgebirge etwa 1 s TWT flacher als im Profil AWI 92043. Profil AWI 92043 liegt senkrecht zur Streichrichtung des Escarpments. Da die Streichrichtung des Escarpments bei Profil AWI 92042 nicht bekannt ist, kann über die tatsächliche Hangneigung nichts ausgesagt werden.

Weiter süd-westlich liegt das Profil AWI 92072 (Abb. 6.8). Auch hier ist deutlich der Abfall des akustischen Grundgebirges zu erkennen. Die Tiefe des akustischen Grundgebirges ist am Fuße des Hanges wieder geringer als bei den Profilen AWI 92042 und 92043.

Der Verlauf der 6,5 s TWT Linie, die in allen drei Profilen entlang des Hanges bzw. Escarpments verläuft, ist in der Karte in Abb. 6.5 eingezeichnet. Wird der Abfall des akustischen Grundgebirges als Charakteristikum der Ozean/Kontinentalgrenze interpretiert, verläuft die Kontinentalgrenze annähernd parallel zur 3,5 km Tiefenlinie des Meeresbodens. Es sind keine Daten bekannt, aus denen eine Anbindung des Kontinentalrandes süd-westlich von Profil AWI 92072 an die nördliche Riftschulter des "failed rifts", dem Andenes-Escarpment, abzulesen wäre. Von daher muß geschlossen werden, daß sich der Kontinentalrand nach Westen hin bis zur südlichen Riftschulter des "failed rift" fortsetzt.

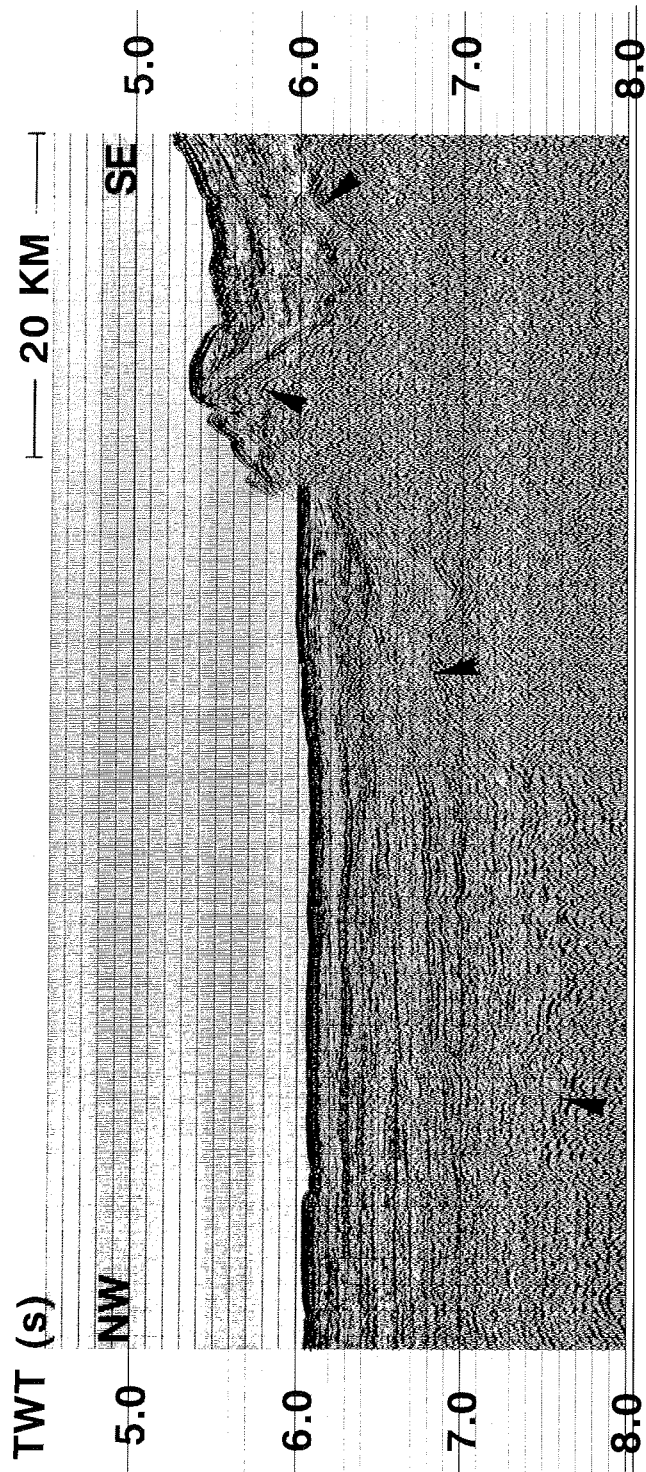


Abb. 6.6: Ausschnitt des reflexionseismischen Profils AWI 92043. Das interpretierte, akustische Grundgebirge ist durch schwarze Pfeile markiert.

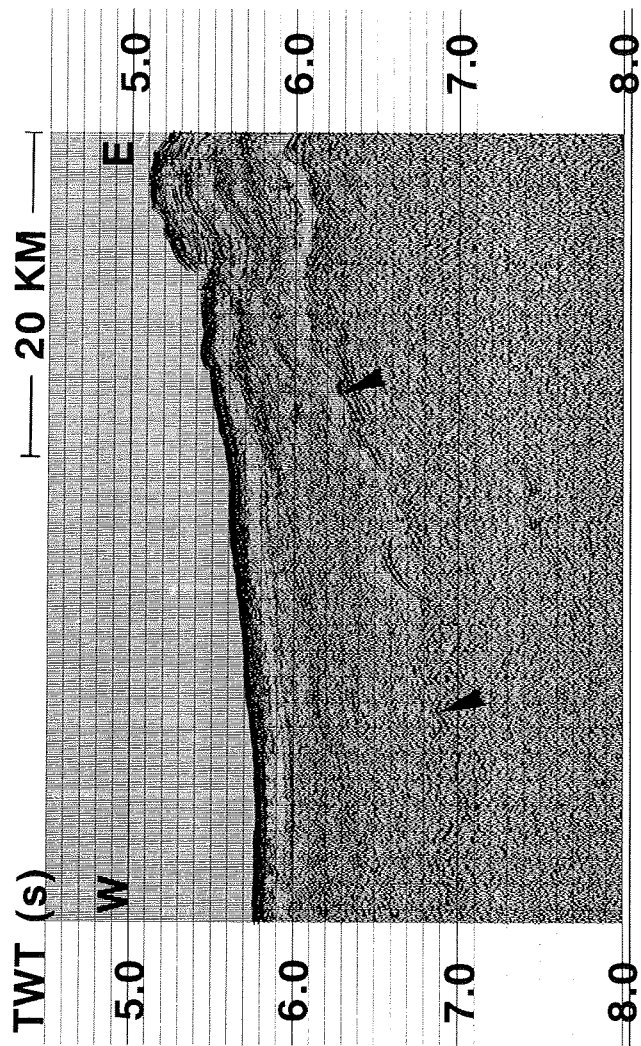


Abb. 6.7: Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils AWI 92042. Das interpretierte, akustische Grundgebirge ist durch schwarze Pfeile markiert.

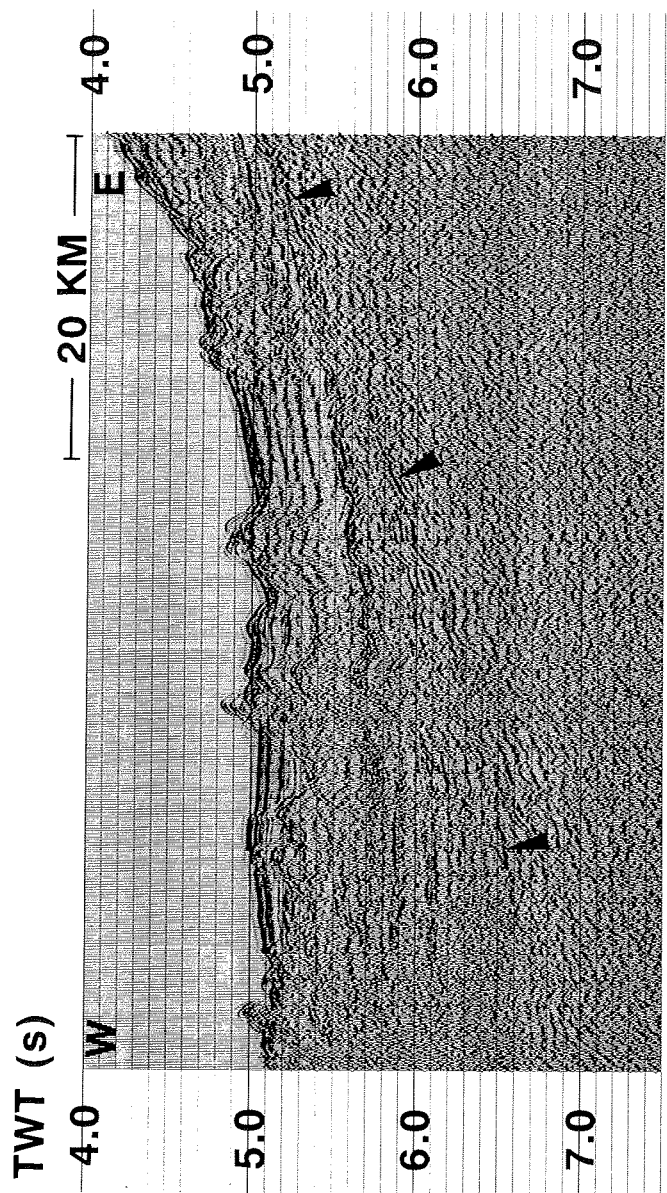


Abb. 6.8: Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils AWI 92072. Das interpretierte, akustische Grundgebirge ist durch schwarze Pfeile markiert.

6.2.2 Die Polarstern Bank

Zwischen Explora- und Andenes-Escarpment liegt zwischen 23° W und 25 °W sowie 71° S und 73° S eine Seamount-Kette, die Polarstern Bank. Nach Miller et al. (1990a) und DeBatist et al. (1991) hat die Anhebung der Polarstern Bank in der späten, unteren Kreide (Albium, 100 Ma) stattgefunden. Mit dem Grundgebirge sind prä-rift Sedimente angehoben worden. Das in Nord-Süd-Richtung über die Polarstern Bank verlaufende Profil AWI 92022 (s. Abb. 6.9) zeigt drei der vier bekannten Seamounts. Das akustische Grundgebirge des nördlichsten Seamounts ist an der Oberkante als Erosionsfläche ausgebildet. Demnach wurde das akustische Grundgebirge über das Meeresniveau angehoben und subsidierte anschließend.

Der mittlere Seamount im Profil AWI 92022 ist von der Meeresboden-Topographie als kreisförmige Struktur ausgebildet (s. Abb. 6.4). In dem 2D-Schnitt des Profils wirkt er jedoch eher wie eine in nördliche Richtung gekippter Krustenblock.

6.2.3 Das Andenes-Escarpment

Von den AWI-Profilen verläuft nur das Profil AWI 92020 über das Andenes-Escarpment (Abb. 6.10). Es ist das östlichste aller Profile über dem Andenes-Escarpment. Die Kartierung des akustischen Grundgebirges ist in Abb. 6.10b als Strichzeichnung wiedergegeben. Das akustische Grundgebirge steigt nach Nord-Westen hin um etwa 0,5 s TWT auf 7,4 s TWT an, um nach ca. 30 km auf 8,5 s TWT abzufallen. Der Anstieg und der Abfall ist vermutlich mit Störungszonen verbunden (gestrichelte Linien in Abb. 6.10b). Die NARE-Profile, auf denen das Andenes-Escarpment zu sehen ist (Kristoffersen und Haugland 1986), zeigen einen Grundgebirgsrücken von 50-120 km Breite.

6.3 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse

In den vorhergehenden Abschnitten wurde der Verlauf des Kontinentalrandes im östlichen Weddell Meer untersucht. Es konnte anhand reflexionsseismischer Profile gezeigt werden, daß sich das Explora-Escarpment westlich von 18° W von einer Stufe im akustischen Grundgebirge zu einer Hangstruktur zurückbildet und parallel zum Kontinentalhang verläuft. In der Kartierung des akustischen Grundgebirges (Abb. 6.3) ist keine Verbindung zwischen westlichem Explora-Escarpment und dem Andenes-Escarpment zu erkennen. Konsequenterweise müssen das Explora-Escarpment und die südliche Rift-Schulter des "failed rift" eine Einheit bilden, nämlich den Kontinentalrand Ost-Antarktikas.

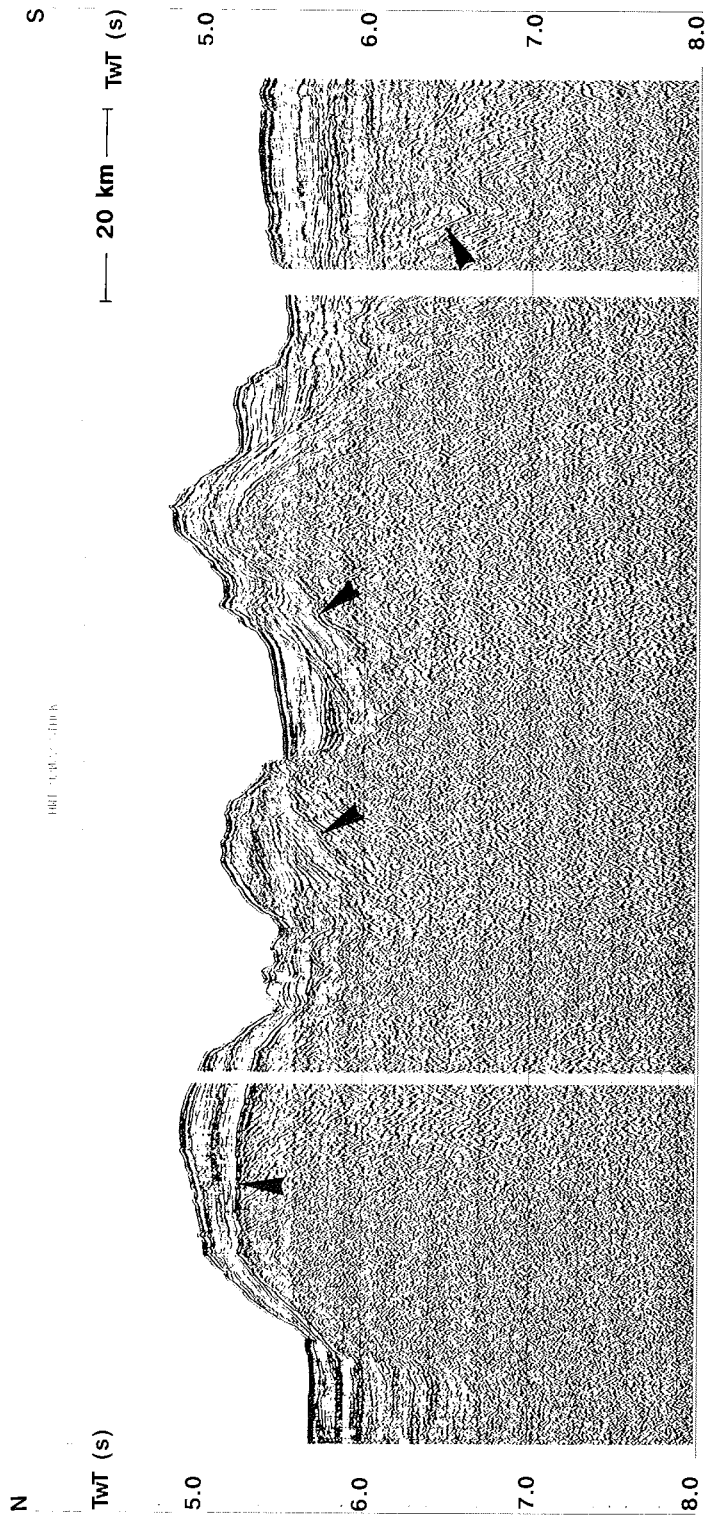


Abb. 6.9: Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils AWI 92022. Das interpretierte, akustische Grundgebirge ist durch schwarze Pfeile markiert.

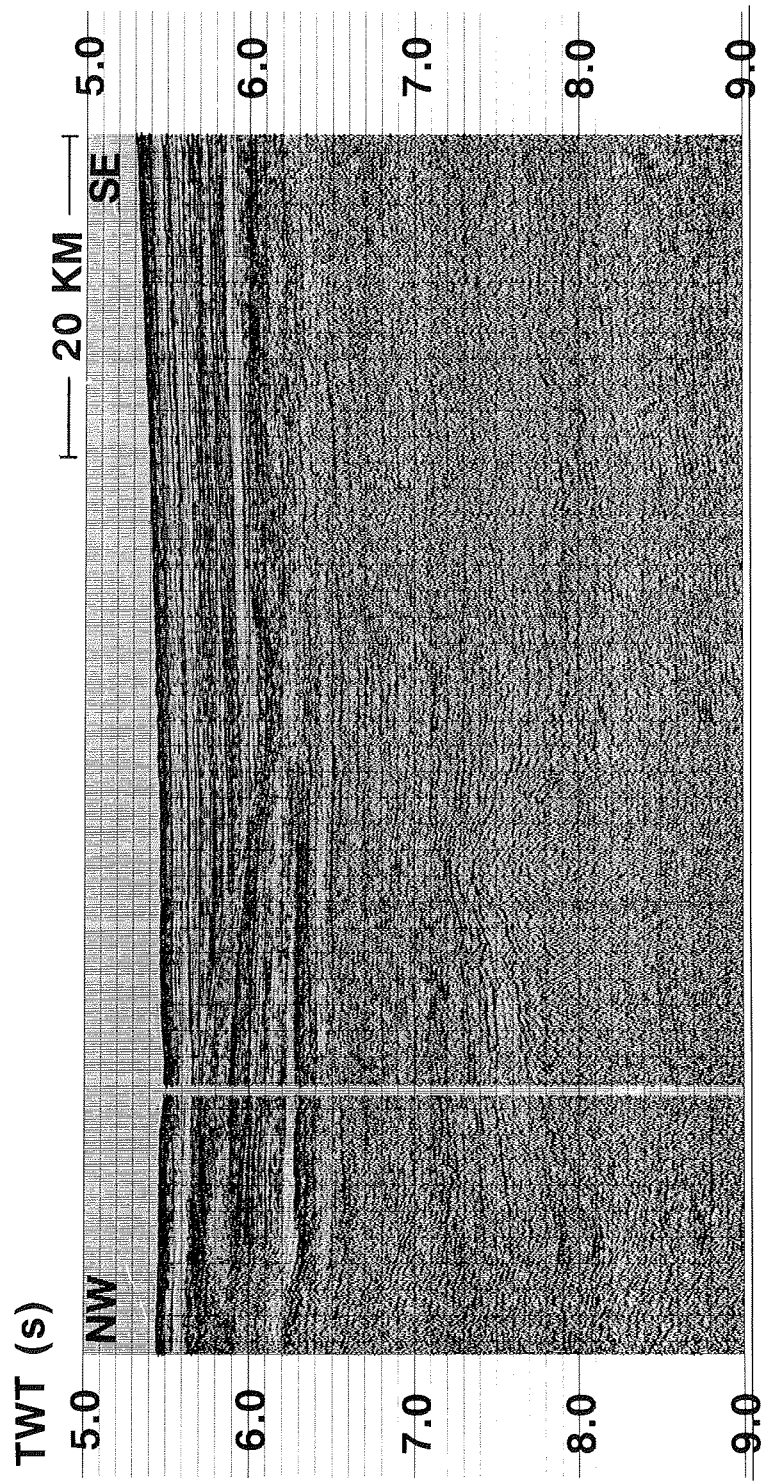


Abb. 6.10a: Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils AWI 92020.

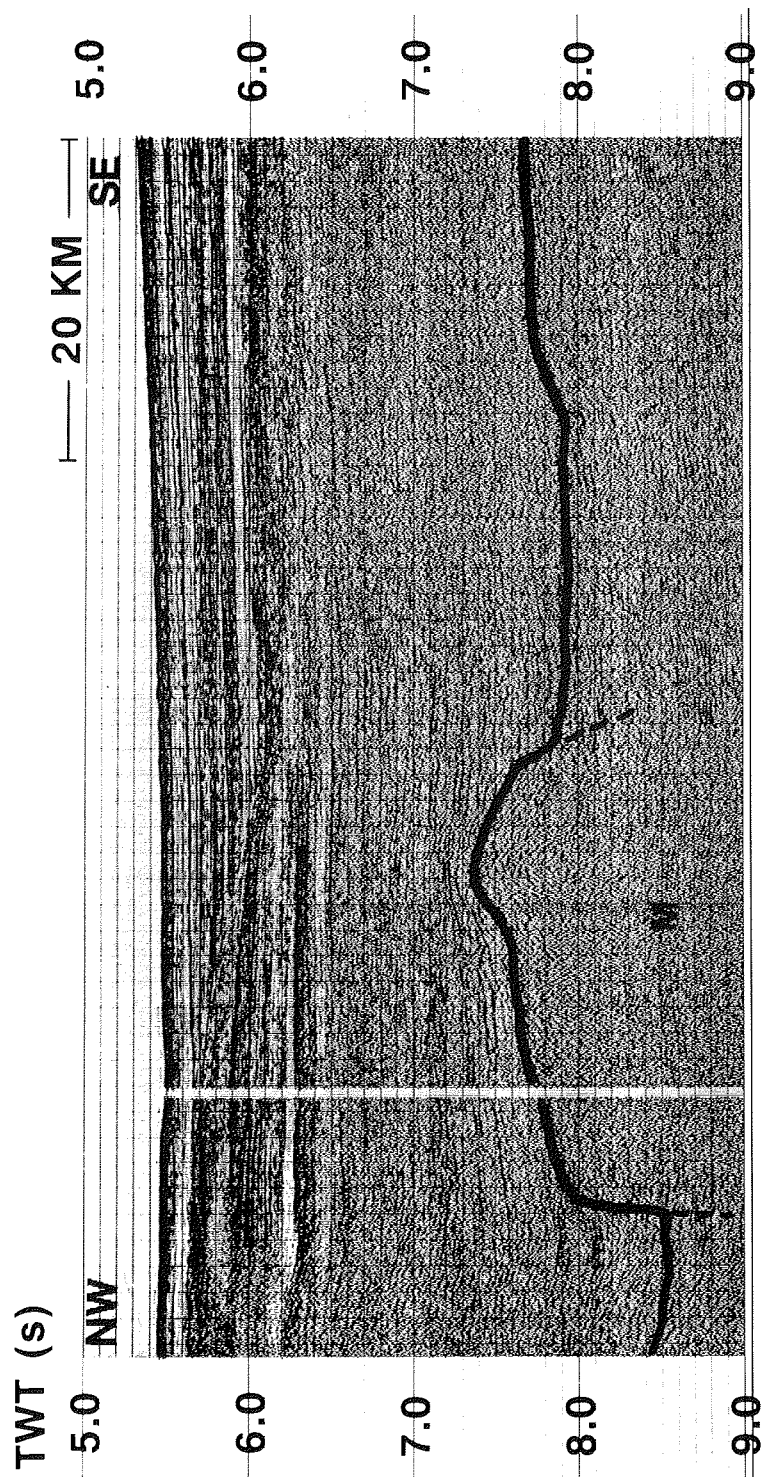


Abb. 6.10b: Ausschnitt des reflexionsseismischen Profils AWI 92020 mit eingezeichnetem akustischem Grundgebirge. "M" kennzeichnet eine Multiple.

Damit verläuft der Kontinentalrand entlang der magnetischen Explora-Anomalie (s. Abb. 1.11).

Repräsentiert die südliche Rift-Schulter und nicht das Andenes-Escarpment den antarktischen Kontinentalrand, ist der Begriff "failed rift" nicht mehr passend, da er eine intra-kontinentale Struktur impliziert. Das "failed rift" stellt in diesem Fall eine Grundgebirgsdepression parallel zum Kontinentalrand dar.

Weiterhin stellt sich die Frage nach dem Ursprung des Andenes-Escarpments. Struktur und Ausdehnung des Andenes-Escarpments sind nur unzureichend bekannt. Weder die westliche Erstreckung noch die nördliche Begrenzung sind durch seismische Profile erfaßt. Setzt sich das Andenes-Escarpment aus kontinentaler Kruste zusammen, wie es Hinz und Kristoffersen (1987) aufgrund gravimetrischer Modellrechnungen vermuten, so bildet das Escarpment entweder doch den Kontinentalrand, oder es repräsentiert ein langgezogenes kontinentales Fragment, daß sich bei der Öffnung des Weddell Meeres vom Kontinent abgespalten hat. Nach Bell et al. (1990) ist in aerogravimetrischen Daten eine westliche Erstreckung des Andenes-Escarpments bis in das westliche Weddell Meer nicht zu erkennen. Da es mit dem Explora-Escarpment keine geologische Einheit bildet, ist somit die Interpretation des Andenes-Escarpments als Kontinentalrand auszuschließen.

Weil das Andenes-Escarpment mit "dipping reflectors" (Kristoffersen und Haugland 1986) und magnetischen Anomalien einhergeht (Ghidella et al. 1991, LaBrequé et al. 1986), ist sein vulkanischer Ursprung wahrscheinlich. Am atlantischen Kontinentalrand Kanadas vor den Grand Banks wird eine ähnliche Struktur beobachtet (Keen und de Voogd 1988). Dort ist dem Kontinentalrand ebenfalls ein Grundgebirgs-Hoch (ca. 2 s TWT) vorgelagert, welches land- und seewärtsgeneigte "dipping reflectors" aufweist. Keen und de Voogd vermuten, daß diese Struktur mit dem Kontinentalrand einhergeht. Schlich et al. (1993) haben "dipping reflectors" auf dem Kerguelen-Plateau studiert. Da das Kerguelen-Plateau ähnlich wie Island als vulkanisches Plateau auf ozeanischer Kruste gedeutet wird, können also "dipping reflectors" auch auf ozeanischer Kruste vorkommen. Nach einem Modell von Mutter et al. (1988) zur Entstehung von "dipping reflectors" kann das Andenes-Escarpment aus extrem mächtiger, ozeanischer Kruste bestehen.

Die Ausprägung des Andenes-Escarpments als von Sedimenten begrabener Rücken läßt auch eine Interpretation als Paläo-Spreading-Achse zu. In diesem Fall wäre das Andenes-Escarpment in einer stark-magmatischen Phase des Aufbrechens von Gondwana entstanden (Hinz, pers. Mitt.).

Mit der Trennung von Andenes- und Explora-Escarpment ist die von Kristoffersen und Haugland (1986) formulierte Beschränkung hinfällig geworden, nach der keine größeren Mikro-Platten Bewegungen nach der Anlage der Escarpments stattgefunden haben können.

Die wegen der postulierten Verbindung zum Explora-Escarpment verwendete Bezeichnung "Andenes-Escarpment" ist wegen der Trennung beider Strukturen

problematisch geworden. So verwendeten bereits DeBatist et al. (1989) den Ausdruck "Andenes Chain". Wegen seiner langgezogenen Struktur wird hier der Begriff "Andenes-Rücken" oder "Andenes Ridge" vorgeschlagen.

Als Interpretationsansatz für die Polarstern Bank kann eine lineare Schwächezone in der Erdkruste - z.B. eine Transformstörung - dienen. Durch diese Schwächezone wäre dann Magma intrudiert und ausgeflossen. Die von Kristoffersen und Haugland (1986) angeführten Lava-Flows sind im Zusammenhang mit diesen magmatischen Aktivitäten zu sehen. Auch eine Hotspot-Spur kann nicht ausgeschlossen werden². Da das Grundgebirge des mittleren Seamounts eine Interpretation als gekippten Block zuläßt, kann dieser Seamount als Kesselbruch (Einsturz-Caldera) interpretiert werden. Bei einem Kesselbruch stürzt die eine Magmakammer überlagernde Kruste in die Magmakammer ein.

Da die nördlichsten drei Seamounts entlang einer Lineation entstanden sind, muß eine Blattverschiebung parallel zum Kontinentalrand nach ihrer Entstehung ausgeschlossen werden. Ist die Datierung der Polarstern Bank richtig, so muß bei Drift-Rekonstruktionen für die west-antarktischen Mikro-Platten das Albium als obere Grenze solcher Blattverschiebungen berücksichtigt werden.

²Eine weitere Möglichkeit zur Erklärung von senkrecht zum Kontinentalrand stehenden Schwächezonen bietet die Theorie der Membrantektonik (s. Kapitel 1.3.1). Freeth (1980) führt aus, daß Plattenrotationen zu Schwächezonen führen können, die senkrecht zu den Plattenrändern verlaufen.

7. SCHLUßFOLGERUNGEN

Die vorliegende Studie hatte Untersuchungen zur Krustenstruktur und zum Verlauf des antarktischen Kontinentalrandes zum Inhalt. Der Schwerpunkt wurde dabei auf die Interpretation refraktionsseismischer Profile aus dem südlichen und im östlichen Weddell Meer gelegt.

Die Auswertung der Refraktionsprofile des AWI und der früheren Sowjetunion im südlichen Weddell Meer führte zu einem Krustenschnitt, der die Krustenstruktur zwischen Berkner Island und der Antarktischen Halbinsel wiedergibt. Der Krustenschnitt zeigt eine gut 40 km mächtige Kruste nahe der Antarktischen Halbinsel, die sich auf 32 km nach Osten hin verjüngt. Das kristalline Grundgebirge ist höchstwahrscheinlich kontinentalen Ursprungs. Es ist von einem maximal 12 km mächtigen Sedimentpaket überlagert, in dem eine Hochgeschwindigkeits-Schicht festgestellt wurde. Auswertungen der P-Wellengeschwindigkeiten und Modellrechnungen zur Subsidenz zeigten, daß das kristalline Grundgebirge magmatisch unterlagert und/oder intrudiert wurde. Plausible Werte für den Dehnungsfaktor liegen zwischen 1,5 und 2,9. Es gibt Gemeinsamkeiten zwischen der Oberkruste im südlichen Weddell Meer und auf dem Falkland-Plateau. In der vorliegenden Arbeit wird postuliert, daß der gezeigte Krustenschnitt parallel zu der Ozean/Kontinentgrenze verläuft, die die ozeanische Kruste des nörd-östlichen Weddell Meeres von der kontinentalen Kruste im Süd-Westen trennt. Das Sedimentbecken kann analog zum atlantischen Kontinentalrand Nordamerikas als Kontinentalrand-Becken verstanden werden.

Für den Kontinentalrand im östlichen Weddell Meer konnten nach der Auswertung der refraktionsseismischen Profile zwei Krustenschnitte erstellt werden. Einer verläuft parallel zum Kontinentalrand, der andere senkrecht dazu. Geschwindigkeitsbetrachtungen führten zu dem Schluß, daß magmatisch intrudiertes und unterlagertes Grundgebirge von den vulkanischen Extrusiva der Explora-Formation überlagert ist. Da nach White und McKenzie (1989) das initiale Rifting zwischen Afrika und Antarktika als auch zwischen Grönland und Skandinavien über einem Manteldiapir stattfand, werden beide Kontinentalränder wegen ihrer ähnlichen Geschwindigkeits-Tiefenverteilung in der Kruste als Analogon angesehen.

Eine Kartierung des akustischen Grundgebirges sowie die Analyse ausgewählter reflexionsseismischer Profile zeigten, daß das Andenes- und das Explora-Escarpment keine geologische Einheit bilden. Das Andenes-Escarpment kann als vulkanisches Plateau angesehen werden. Dieser Interpretationsansatz bietet eine Erklärung für die magnetische Orion-Anomalie, die parallel zum Andenes-Escarpment verläuft. Auf den Untersuchungen und Diskussionen der vorhergehenden Kapitel aufbauend, ergibt sich folgendes Modell über den Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer (Abb. 7.1):

Der Verlauf des Kontinentalrandes zwischen 5° W und 18° W entlang des Explora-Escarpmnts kann als gesichert angesehen werden. Es ist zu vermuten, daß der Kontinentalrand nach Osten hin dem Kontinentalhang folgt. Wie im vorhergehenden Kapitel diskutiert, knickt der Kontinentalrand westlich von 18° W nach Süden ab und verläuft südlich der Polarstern Bank, und zwar entlang der südlichen Riftschulter des "failed rift" und der Explora-Anomalie bis etwa 35° W. Im Kapitel 4 wurde vorgeschlagen, den Kontinentalrand im südlichen Weddell Meer zwischen der kontinentalen Kruste im Süd-Westen und der ozeanischen Kruste im Nord-Osten als Analogon zum atlantischen Kontinentalrand Nord-Amerikas zu betrachten. Demzufolge knickt der Kontinentalrand bei ca. 74° S / 35° W nach Nord-Westen ab und verläuft entlang der 1000-2000 m Isobathe. Dies ist konsistent mit aerogravimetrischen Daten. Der östliche Kontinentalrand der Antarktischen Halbinsel verläuft annähernd parallel des Kontinentalhanges. Dieses Modell ist eine Alternative zu früheren Modellen, bei denen der Kontinentalrand westlich der Polarstern Bank entlang des Andenes-Escarpmnts verläuft.

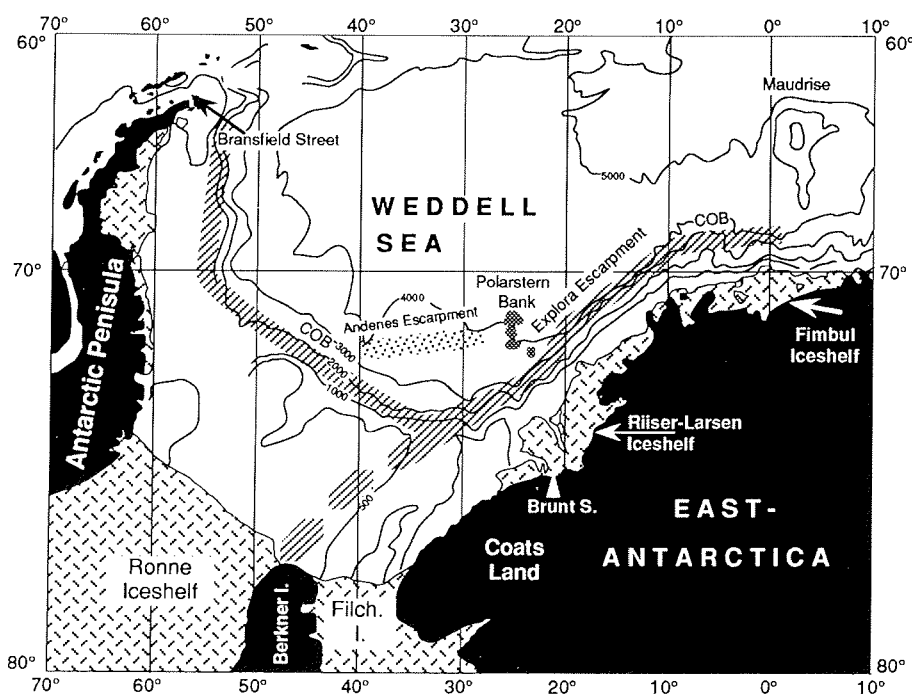


Abb. 7.1: Modell über den Verlauf der Kontinentalgrenze (COB: continent/ocean boundary) im Weddell Meer (diagonal gestrichelte Linie).

Alle zur Zeit in der Literatur diskutierten geodynamischen Modelle über die Driftbewegungen des west-antarktischen Mikro-Plattensystems beinhalten Bewegungen der Mikro-Platten relativ zur Ost-Antarktis. Als Grenze zum

stabilen Kraton wird die gestrichelte Linie zwischen Berkner Island und 35° W und 74° S vorgeschlagen. Für eine Plattengrenze zwischen südlicher Antarktischen Halbinsel und der kontinentalen Kruste im südlichen Weddell Meer konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden.

Das Modell über den Verlauf des Kontinentalrandes im Weddell Meer schließt solche geodynamischen Modelle über die Driftgeschichte der west-antarktischen Mikro-Platten aus, die ozeanische Kruste im südlichen Weddell Meer implizieren, so z.B. das Grunow-Modell (s. Kapitel 1).

8. AUSBLICK

In dieser Arbeit wurden wichtige Randbedingungen für die geodynamische und tektonische Entwicklung des Weddell Meer Beckens und der terrestrischen Randgebiete aufgestellt. Über den Verlauf des Kontinentalrandes westlich von 35° W konnte jedoch nur spekuliert werden. Weiterhin ist Natur und Ursprung des Andenes-Escarpments und der Grundgebirgsdepression, des "failed rifts", unklar. Hier können zukünftige tiefenseismische Experimente, insbesondere refraktionsseismische Messungen unter dem Einsatz von Ozean-Boden-Seismometern, weiteren Aufschluß geben. Die Erkundung der Anbindung der kontinentalen Kruste im südlichen Weddell Meer an die Antarktische Halbinsel und an Coats Land, wie sie für eine Polarstern-Expedition 1995 geplant ist, wird weitere Randbedingungen für mögliche Relativbewegungen des antarktischen Mikroplattensystems liefern.

Von der Auswertung flächenhaft kartierender Potentialverfahren, insbesondere sind die altimetrischen Messungen mit dem ERS-1 Satelliten zu erwähnen, sind genauere Erkenntnisse über den Verlauf des Kontinentalrandes und die Ausdehnung des Sedimentbeckens im Weddell Meer zu erwarten.

Detaillierte Kartierungen des mittlerweile über 36.000 km umfassenden reflexionsseismischen Profilnetzes im Weddell Meer im Hinblick auf seismostratigraphische Einheiten und deren tektonischen Störungen werden helfen, die Trennung Ost-Antarktikas vom südlichen Afrika und die anschließenden Driftbewegungen besser zu verstehen. Es muß jedoch gesehen werden, daß für genauere Altersangaben und sedimentologische Interpretationen zumindest eine Kernbohrung bis zum Grundgebirge, z.B. im Rahmen des Ocean-Drilling-Programs, unabdingbar ist.

DANKSAGUNG

Herr Prof. H. Miller ermöglichte diese Arbeit . Dafür wie für seine wertvollen Diskussionsbeiträge sei Ihm herzlichst gedankt.

Für die Übernahme des Co-Referats bin ich Herrn Prof. U. Bleil äußerst dankbar.

Die intensive Zusammenarbeit mit Herrn Dr. W. Jokat war eine wesentliche Hilfe.

Prof. K. Hinz stellte freundlicherweise teilweise unveröffentlichten Daten zur Verfügung und gab wichtige Anregungen, wofür ich ihm danke.

Für die Bereitstellung russischer Datensätze schulde ich den Herren Dr. G. Kudrjavtzev und Dr. G. Leitchenkov ebenfalls Dank.

Die Herren Dr. E. King und Dr. T. Bell stellten die britischen Aufzeichnungen des AWI Refraktionsprofils freundlicherweise bereit.

Für die vielen hilfreichen Anregungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts schulde ich Frau C. Kintrup A. Hübscher großen Dank.

Den Mitarbeitern des AWI, insbesondere den Herren Dr. K. Gohl, Dr. R. Stax und Dr. N. Fechner sowie Frau E. Weigelt sei für Rat und Tat, aber auch für die moralische Unterstützung herzlichst gedankt.

Bei der Lösung geodätischer Probleme war Herr T. Schöne als wichtiger Gesprächspartner jederzeit ansprechbar und eine große Hilfe.

Offiziere und Besatzungsmitglieder von RV POLARSTERN trugen wesentlich zum Gelingen der vielfältigen Meßvorhaben auf See bei. Ihr Einsatz war großartig.

Ohne die Unterstützung meiner Familie wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Allen, P.A., Allen, J.R., 1990:** Basin analysis - principles & applications, Blackwell Scientific Publications
- Alt, D., Sears, M., Hyndam, D.W., 1988:** Terrestrial Maria: The origin of large basalt plateaus, hotspot tracks and spreading ridges, *J. Geol.*, Vol. 96, 647-662
- Antoine, L.A.G., Moyes, A.B., 1992:** The Agulhas Magsat anomaly: implications for continental break-up of Gondwana, *Tectonophysics*, Vol 212, 33-44
- Artyushkov, E.V., Sobolev, S.V., 1982:** Mechanism of passive margins and inland seas formation, in: Watkins, J.S., Drake, C.L., *Studies in continental margin geology*, AAPG Memoir No. 34, 689-702
- Artyushkov, E.V., Baer, M., 1986:** Mechanisms of formation of deep basins on continental crust in the Verkhojansk fold belt: miogeosynclines and caratonic basins, *Tectonophysics*, Vol. 122, 217-245
- Artyushkov, E.V., Baer, M., 1986:** Mechanism of formation of hydrocarbon basins: the west Siberia, Volga-Urals, Timan-Pechora basins and the permian basin of Texas, *Tectonophysics*, Vol. 122, 247-281
- Artyushkov, E.V., 1987:** The forces driving plate motions and compression of the crust in fold belts, in: Fuchs, K. (ed.): *Composition, structure and dynamics of the lithosphere-asthenosphere system*, Geodynamics Series, Vol. 16, 175-188
- Barron, E.J., Harrison, C.G.A., Hay, W.W., 1978:** A revised reconstruction of the southern continents, *EOS Trans. AGU*, 436-449
- Bartsch, H.-J., 1975:** *Mathematische Formeln*, Buch- und Zeit-Verlagsgesellschaft mbH, Köln, 205
- Behrendt, J.C., LeMasurier, W., Cooper, A.K., 1992:** The West Antarctic rift system-A propagating rift 'captured' by a mantle plume, in: Yoshida, Y., Kaminuma, K., Shiraishi, K. (eds.): *Recent progress in Antarctic Earth Science*, Tokyo, 1992, 315-322
- Bell, R.E., Brozena, J.M., Haxby, W.F., LaBreque, J.L., 1990:** Continental margins of the western Weddell Sea: insights from airborne gravity and GEOSAT-derived gravity, *Contributions to Antarctic Research I*, Ant. Res. Series, Vol. 50, 91-102
- Bentley, C., Clough, J.W. 1972:** Antarctic subglacial structure from seismic refraction measurements, in: Adie, R.J. (ed.): *Antarctic geology and geophysics*, Oslo, 683-691
- Benz, H.M., Smith, R.B., Mooney, W.D., 1990:** Crustal structure of the northwestern Basin and Range Provinz from the 1986 program for array seismic studies of the lithosphere seismic experiment, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, No. B13, 21823-21842
- Bergh, H.W., 1977:** Mesozoik sea floor off Dronning Maud Land, Antarctica, *Nature*, Vol. 269. 686-687

- Birkenmajer, K., Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchuc, E., 1990:** Lithospheric transect Antarctic Peninsula - South Shetland Islands, West Antarctica, Polish Polar Res., Vol. 11, No. 3-4, 241-258
- Blankenship, D.D., Bell, R.E., Hodge, S.M., Brozena, J.M., Behrendt, J.C., Finn, C.A., 1993:** Active volcanism beneath the West Antarctic ice sheet and implications for ice-sheet stability, Nature, Vol. 361, 526-529
- Bott, M.H.P., 1976:** Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. Tectonophysics, Vol. 36, 77-86
- Bott, M.H.P., 1992:** Passive margins and their subsidence, J. Geol. Soc., Vol. 149, 805-812
- Braile, L.W., Smith, R.B., Keller, G.R., Welch, R.M., 1974:** Crustal structure across the Wasatch Front from detailed seismic refraction studies, J. Geophys. Res., Vol. 79, No.17
- Brewer, T.S., Brook, D., 1991:** The geochemistry of mesozoic tholeiites from Coats Land and Dronning Maud Land, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 569-572
- Cavers, D.A., Carroll, P.E., Meiners, E.P., Racer, C.W., Siems, L.E., Sojourner, M.G., Twombly, J.L., Weigand, J.A., 1980:** SEG-D - Digital field tape format standards, in: Digital tape standards, Society of Exploration Geophysicists, 31-65
- Castro, A.C.M., Jr., 1987:** The northeastern Brazil and Gabon basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces, Tectonics, Vol. 6, 727-671
- Cervený, V., Molotkov, I.A., Psenick, I., 1977:** Ray method in seismology, Charles University Press, Prag, 214 ff.
- Chetty, P., Green, R.W.E., 1977:** Seismic refraction observations in the Transkei Basin and adjacent areas, Mar. Geophys. Res., Vol. 3, 197-208
- Christensen, N.I., 1989:** Seismic velocities, in: Carmichael, R.S. (ed.): Physical properties of rocks and minerals, CRC Press, 429-546
- Cochran, J.R., 1988:** The Somali Basin, chain ridge and the origin of the northern Somali Basin gravity and geoid low, J. Geophys. Res., Vol. 93, No. B10, 11985-20008
- Corner, B., Groenewald, P.B., 1991:** Gondwana reunited, S. Afr. T., Nav. Antarkt., Vol. 21, No.2, 172
- Cox, K.G., 1992:** Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J., (eds.): Magmatism and the causes of continental break-up, Geological Society Special Publication No. 68, 137-148
- Dalziel, I.W.D., Grunow, A.M., 1985:** The Pacific margin of Antarctica: terranes within terranes within terranes, in: Howell, D.G. (ed.): Tectonostratigraphic terranes of the circum Pacific region, Vol. 1, Earth Science Series, 555-564, Houston

- Dalziel, I.W.D., Elliott, D.H., 1982:** West Antarctica: Problem child of Gondwanaland, *Tectonics*, Vol. 1, No. 1, 3-19
- Dalziel, I.W.D., 1992:** Antarctica; a tale of two supercontinents?, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol. 20, 501-526
- DeBatist, M., Henriot, J.P., Miller, H., Moons, A., Dennielou, B., Kaul, N., Maes, E., Jokat, W., Schulze, B., Uenzelmann-Neben, G., Versteeg, W., and the GRAPE Team, 1991:** High-resolution seismic investigation of the evolution (stratigraphy and structure) of the continental margins of the eastern Weddell Sea and of the Antarctic Peninsula, Final Report, Science Policy Office, Belgian Scientific Research Programme on Antarctica, Project ANTAR/II09
- Degutsch, M., Boldt, G., Kreutzer, H., Lintker, S., 1988:** Reflexionsseismische Untersuchungen auf dem Ekström Schelfeis, *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 58, 148-152
- Dehlinger, P., 1978:** Marine gravity, Elsevier Oceanography Series 22
- Dewey, J.F., 1988:** Extensional collapse of orogens, *Tectonics*, Vol. 7, No. 6, 1123-1139
- Dietz, R.S., Sproll, W.P., 1970:** Fit between Africa and Antarctica: A continental drift reconstruction, *Science*, Vol. 167, 1612-1614
- Drewry, D.J., 1983:** Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio 2, Cambridge
- Durrheim, R.J., Green, R.W.E., 1992:** A seismic refraction investigation of the archean Kaapvaal craton, South Africa, using mine tremors as the energy source, *Geophys. J.Int.*, Vol. 108, 812-832
- Du Toit, A.L., 1937:** Our wandering continents, Oliver and Boyd, Edinburgh
- Eckstaller, A., 1988:** Seismologische Untersuchungen mit Daten der Georg-Von-Neumeyer Station, Antarktis, 1982-1984, Dissertationsschrift, Universität München
- Eckstaller, A., Brodscholl, A., Mandler, H., Miller, G., Nixdorf, U., Patzelt, G., Pietschmann, M., Rott, H., 1991:** Refraktionsseismik, in, *Berichte zur Polarforschung*, Vol. XX, 108-122
- Eckstaller, A., Miller, H., 1992:** Seismological research at Georg-von-Neumayer Base, Antarctica. Part II: The Analysis of travel time residuals, *Polarforschung*, Vol. 1: 39-50
- Eldholm, O., Thiede, J., Leg 104 Shipboard Scientific Party, 1986:** Ocean Drilling at the Voering Plateau in the Norwegian Sea, *Nature*, Vol. 319, 360-361
- Elliot, D.H., 1991:** Triassic-early cretaceous evolution of Antarctica, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 541-548
- Eisbacher, G.H., 1991:** Einführung in die Tektonik, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart

- Ewing, J.I., Ludwig, W.J., Ewing, M., Eittreim, S.L., 1971:** Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau, *J. Geophys. Res.*, Vol. 76, No. 29, 7118-7137
- Fechner, N. 1994:** Detaillierte refraktionsseismische Untersuchungen im inneren Scoresby Sund / Ost-Grönland, *Berichte zur Polarforschung*, im Druck
- Ferber, R.G., 1990:** Modelle des Untergrundes und ihre Bedeutung für seismische Aufschlußarbeiten, 10. Mintrop Seminar: Modelle und Modellverfahren in der Angewandten Geophysik, 11-42
- Fitzgerald, P.G., Stump, E., 1991:** Early cretaceous uplift in the Ellsworth Mountains of West Antarctica, *Science*, Vol. 254, 92-93
- Forkmann, B., Schmöller, R.: 1987:** Apparativ-methodische Grundlagen, in: Militzer, H., Weber, F. (eds.): *Angewandte Geophysik*, Bd. 3, Seismik, Springer Verlag, Wien, Akademie Verlag, Berlin, 65-105
- Fossum, B.A., Maisey, G.H., Tossen, H.O., 1980:** Marine geophysical research in the Weddell Sea during the Norwegian Antarctic Research Expedition 1976-1977, in: Oliver, James, Jago (eds.): *Antarctic Earth Science*, Australian Acad. Sc., Canberra, 397-405
- Fowler, C.M.R., 1990:** *The solid earth*, Cambridge University Press, Cambridge
- Freeth, S.J., 1980:** Can membrane tectonics be used to explain the break-up of plates?, in: Davies, P.A., Runcorn, S.K. (eds.): *Mechanisms of continental drift and plate tectonics*
- Frisch, W., Loeschke, J., 1986:** *Plattentektonik*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt
- Furlong, K.P., Fountain, D.M., 1986:** Continental crustal Underplating: Thermal considerations and seismic-petrologic consequences, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. B8, 8285-8294
- Garrett, S.W., Herrod, L.D.B., Mantripp, D.R., 1987:** Crustal structure of the area around Haag Nunataks, West Antarctica: implications of rifting for Gondwana reconstructions, in: McKenzie (ed.): *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*, Geophysical Monography 40, Washington D.C., 109-115
- Gebrande, H., Miller, H., Eiparrson, 1980:** Seismic structure of Iceland along RRISP-Profile I, *J. Geophys.*, Vol. 47, 239-249
- Gebrande, H., Miller, H., 1985:** Refraktionsseismik, in: Bender, F. (ed.): *Angewandte Geowissenschaften*, Bd. 2., Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, Enke Verlag, Stuttgart, 257
- Ghidella, M.E., Raymond, C.A., LaBreque, J.L., 1991:** Verification of crustal sources for satellite elevation magnetic anomalies in West Antarctica and the Weddell Sea and their tectonic implications, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 243-250

- Grikurov, G.E., Ivanov, V.L., Traube, V.V., Leitchenkov, G.L., Aleshkova, N.D., Golynsky, A.V., Kurinin, R.G., 1991:** Structure and evolution of sedimentary basins in the Weddell province, in: Abstracts - Sixth international Symposium on Antarctic earth science, Japan, 185-190
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Kent, D.V., 1987a:** Ellsworth Whitmore Mountains crustal block, western Antarctica: new paleomagnetic results and their tectonic significance, in: Gondwana six: structure, tectonics and geophysics, McKenzie, G.D. (ed.), Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 40, 161-172
- Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1987b :** Mesozoic evolution of West Antarctica and the Weddell Sea Basin: new paleomagnetic constraints, Earth Planet. Sci. Lett., Vol. 86, 16-26
- Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1991:** New paleomagnetic data from Thurston Island: Implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea opening, J. Geophys. Res., Vol. 96, No. B11, 17935-17954
- Grunow, A.M., 1993a:** New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications, J. Geophys. Res., Vol. 98, No. B8, 13815-13833
- Grunow, A.M., 1993b:** Creation and destruction of Weddell Sea floor in the Jurassic, Geology, Vol. 21, 647-650
- Gutberlet, M., Schenke, H.W., 1989:** HYDROSWEEP: A new era in high precision bathymetric surveying in deep and shallow water, Marine Geodesy, Vol. 13, 1-23
- Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchu`c, E., 1990:** Deep crustal structure in the region of the Antarctic Peninsula from seismic refraction modelling (next step of data discussion), Polish Polar Res., Vol. 11, No. 3-4, 215-239
- Hake, G., 1982:** Kartographie I - Allgemeines, Erfassung der Informationen, Netzentwürfe, Gestaltungsmerkmale, topographische Karten, Walter de Gruyter, Berlin, 134
- Handschuhmacher, D.W., Sager, W.W, Hilde, T.W.C., Bracey, D.R., 1988:** Pre-cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the jurassic 'quiet zone', Tectonophysics, Vol 155, 365-380
- Harjes, H.-P., 1985:** Reflexionsseismik, in: Bender, F. (ed.): Angewandte Geowissenschaften, Bd. 2., Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, Enke Verlag, Stuttgart, 174
- Haugland, K., 1982:** Seismic reconnaissance survey in the Weddell Sea, in: Craddock, C., (ed.): Antarctic geoscience, University of Wisconsin Press, Madison, Wisconsin, Vol.4, 405-413
- Haugland, K., Kristoffersen, Y., Velde, A., 1985:** Seismic investigations in the Weddell Sea Embayment, Tectonophysics, Vol. 114, 293-313

- Haxby, W.F., Turcotte, D.L., Bird, J.M., 1976:** Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin, *Tectonophysics*, Vol. 36, 57-76
- Henriet, J.P., Miller, H., 1990:** Some speculations regarding the nature of the Explora-Andenes Escarpment, in: Bleil, U., Thiede, J., (eds.): *Geologic history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 163-172
- Hinz, K., 1981:** A hypothesis of terrestrial catastrophes - wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive margins - their origin and paleoenvironmental significance, *Geol. Jahrb.*, E22, 3-28
- Hinz, K., Krause, W., 1982:** The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica : Seismic sequences, structural elements and geological development, *Geol. Jahrb.*, E23, 17-41
- Hinz, K., 1987:** Interpretation and discussion of seismic lines collected during ANT-IV/3, in: Fütterer, K. (ed.): *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 33, 35-54
- Hinz, K., Kristoffersen, Y., 1987:** Antarctica-recent advances in the understanding of the continental shelf, *Geol. Jahrb.* E37
- Hinz, K., Roeser, H.A., 1991:** Targets of the new investigations, in: *Die Expedition ANTARKTIS-VIII mit FS POLARSTERN 1989/90, Bericht von den Fahrabschnitten ANT-VIII/6-7, Berichte zur Polarf.*, No. 90, 18-19
- Holbrook, W. S., 1990:** The crustal structure of the northwestern Basin and Range Province, Nevada, from wide-angle seismic data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, No. B13, 21843-21869
- Hoyer, M., 1983:** Auswertung glaziologisch-geophysikalischer Messungen auf dem Ekström-Schelfeis, Diplomarbeit, Münster
- Hubral, P., 1985:** Reflexionsseismische Inversions- und Interpretationsverfahren, in: Bender, F. (ed.): *Angewandte Geowissenschaften*, Bd. 2., Methoden der angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, Enke Verlag, Stuttgart, 195-219
- Hungeling, A., 1987:** Reflexionsseismik auf Schelf- und Inlandeisen mit Ergebnissen zum Krustenaufbau im Bereich der Weddell See und des westlichen Neuschwabenlandes/Antarktis. Dissertation am Institut für Geophysik, Universität Münster
- Hungeling, A., Thyssen, F., 1991:** Reflection seismic measurements in western Neuschwabenland, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 73-76
- Hunter, D.R., Krynow, J.R., le Roex, A., Groenewald, P.B., Harris, C., Corner, B., Grantham, G.H., Bergh, H.W., Moyes, A.B., 1991:** A recent history of South African earth science research in Antarctica and adjacent regions, *S.Afr. J. Antarct. Res.*, Vol. 21, No. 2

- Ivanov, V.L., 1991:** Major cover sequences in the Antarctic sedimentary basins and approach to their correlation, in: Abstracts - Sixth international Symposium on Antarctic earth science, Japan
- Jacobs, J., 1991:** Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land / Antarktika), Berichte zur Polarforschung, Vol. 97
- Jarrard, R.D., 1986:** Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers, *Geology*, Vol. 14, 780-783
- Johnson, A.C., Aleshkova, N.D., Barker, P.F., Golynsky, A.V., Masolov, V.N., Smith, A.M., 1992:** A preliminary aeromagnetic anomaly compilation map for the Weddell Province of Antarctica, in: Yoshida, Y., Kaminuma, K., Shiraishi, K. (eds.): Recent progress in Antarctic Earth Science, Tokyo, 1992, 545-553
- Johnson, A.C., Smith, A.M., 1992:** New aeromagnetic map of West Antarctica (Weddell Sea Sector): Introduction to important features, in: Yoshida, Y., Kaminuma, K., Shiraishi, K. (eds.): Recent progress in Antarctic Earth Science, Tokyo, 1992, 555-562
- Jokat, W., Buravtsev, V.Y., Miller, H., : Marine seismic profiling in ice covered regions, Eingereicht nach First Break**
- Kadmina, , I.N., Kurinin, R.G., Masolov, V.N., Grikurov, G.E., 1983:** Antarctic crustal structure from geophysical evidence: A review, in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B., Antarctic Earth Science, University Press, Canberra, 498-502
- Kanasewich, E.R., 1981:** Time sequence analysis in geophysics, The University of Alberta
- Kaul, N., 1991:** Detaillierte seismische Untersuchungen am östlichen Kontinentalrand des Weddell Meeres vor Kap Norvegia, Antarktis, Berichte zur Polarforschung, No. 89
- Keary, P., Vine, F.J., 1990:** Global Tectonics, Blackwell Scientific Publications, Oxford
- Keen, C.E., de Voogd, B., 1988:** The continent-ocean boundary at the rifted margin off eastern Canada: New results from deep seismic reflection studies, *Tectonics*, Vol. 7, No. 1, 107-124
- Keller, G.R., Smith, R.B., Braile, L.W., 1975:** Crustal structure along the Great Basin - Colorado Plateau Transition from seismic refraction studies, *J. Geophys. Res.*, Vol. 80, No. 8, 1093-1098
- Kellog, K.S., Rowley, P.D., 1991:** Tectonic evolution of the south-eastern Antarctic Peninsular, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 461-465
- Klitgord, K.D., Hutchinson, D.R., Schouten. H., 1988:** U.S. Atlantic continental margin; Structural and tectonic framework, in: Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (eds.), The geology of North America, Vol I-2, The Atlantic continental margin, The geological society of America, 19-55

- Kogan, A.L., 1972:** Results of deep seismic soundings of the earth's crust in East Antarctica, in: Adie, R.J. (ed.): Antarctic Geology and Geophysics, Universitetsforlaget, Oslo, 485-489
- Kristoffersen, Y., Haugland, K., 1986:** Geophysical evidence for the East Antarctic plate boundary in the Weddell Sea, *Nature*, Vol. 322, 538-541
- Kristoffersen, Y., Hinz, K., 1991:** Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 225-230
- Kudryavtzev, G.A., Smirnova, E.A., Schumilov, V.A., Poselov, V.A., 1987:** Deep structure of the earth crust in the southern part of the Weddell Sea (by data of the DSS line), in: Ivanov, V.L., Grikurov, G.E., (eds.): The geological and geophysical research in Antarctica, Leningrad, Sevmorgeologia, 99-108 (in Russian)
- Kudryavtzev, G.A., Butzenko, V.V., Kadmina, I.N., 1991:** Crustal section across the western Queen Maud Land continental margin from geophysical data, Abstracts, Sixth international symposium on Antarctic earth sciences, Tokyo, 330-335
- Kuvaas, B., Kristoffersen, Y., 1991:** The Crary Fan: A trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica, *Mar. Geol.*, Vol. 97, 345-362
- LaBrecque, J.L., Barker, P.F., 1981:** The age of the Weddell basin, *Nature*, Vol. 290, 489-492
- LaBrecque, J.L. 1986:** South Atlantic ocean and adjacent continental margin, Atlas 13, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series, Woods Hole, Marine Science International
- LaBrecque, J.L., Cande, S., Bell, R., Raymond, C., Brozena, J., Keller, M., Parra, J.C., Yanez, G., 1986:** Aerogeophysical survey yields new data in the Weddell Sea, *Ant. J. U.S.*, Vol. 21, No. 5, 69-71
- Lachenbruch, A.H., Morgan, P., 1990:** Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb, *Tectonophysics*, Vol. 174, 39-62
- Lawver, L.A., Sclater, J.G., Meinke, L., 1985:** Mesozoic and Cenozoic reconstruction of the South Atlantic, *Tectonophysics*, Vol. 114, 233-254
- Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T., Scotese, C.R., 1991:** Evolution of the continental margins, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 533-539
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Coffin, M.F., 1992:** The development of paleoseaways around Antarctica, in: Kennett, J.P. (ed.): AGU Spec. Ant. Vol., *Ant. Res. Series*, Vol. 56, 7-30
- LePichon, X., Sibuet, J.C. 1981:** Passive margins: A model of formation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, No. B5, 3708-3720

- LePichon, X., Angelier, J., Sibuet, J.-C., 1982:** Subsidence and stretching, in: Watkins, J.S., Drake, C.L., Studies in continental margin geology, AAPG Memoir No. 34, 731-741
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A. 1991:** Detachment models for the formations of passive continental margins, *Tectonics*, Vol. 10, No. 5, 1038-1064
- Ludwig, W.J., Windisch, C.C., Houtz, R.E., Ewing, J.I., 1979:** Structure of Falkland Plateau and offshore Tierra del Fuego, Argentina, in: Watkins, J.S., Montadert, L., Dickerson, P.W. (eds.): Geological and geophysical investigations of continental margins. AAPG Memoir 29, Tulsa, Oklahoma, 125-137
- Ludwig, W.J., Ewing, J.I., Ewing, M., 1986:** Structure of Argentine continental margin, *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.*, Vol. 52, No. 12, 2337-2368
- Luetgert, J.H., 1988:** User's manual for RAY86/RAY86PLT: interactive two-dimensional raytracing / synthetic seismogram package, open file report 88-XX, US Geological Survey, Menlo Park
- Martin, A.K., Hartnady, C.J.H., 1986:** Plate tectonic development of the southwest Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, No. B5, 4767-4786
- McAdoo, D.C., Marks, K.M., 1992:** Gravity fields of the southern ocean from Geosat data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. B3, 3247-3260
- McKenzie, D.P., 1978:** Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth planet. Sci. Lett.*, Vol. 40, 25-33
- Meissner, R., 1986:** The continental crust - a geophysical approach, Academic Press, London
- Melles, M., 1991:** Paläoglazologie und Paläozeanographie im Spätquartär am Kontinentalrand des südlichen Weddellmeeres, Antarktis, *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 81
- Militzer, H., Weber, F., (eds.) 1987:** *Angewandte Geophysik*, Bd. 3, Seismik, Springer Verlag, Wien-New York-Berlin
- Miller, H., Lippmann, E., Kallerhoff, W., 1984:** Marine geophysical work during Antarctic II/4, in: Kohnen, H. (ed.): *Berichte zur Polarforschung*, Vol. 19, 116-128
- Miller, H., DeBatist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, S., Uenzelmann-Neben, G., Versteeg, W., 1990 a:** New tectonic features in the Weddell Sea, *Deutsche Polarf.*, Nr. 1, 33-38
- Miller, H., Henriot, J.P., Kaul, N., Moons, A., 1990 b:** A fine scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea, in: Bleil, U., Thiede, J., (eds.): *Geological History of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 131-161
- Mooney, H.M., 1973:** *Handbook of engineering seismology*, Bison Instruments, Minneapolis

- Moons, A., DeBatist, M., Henriot, J.P., Miller, H., 1992:** Sequence stratigraphy of the Crary Fan, southeastern Weddell Sea, in: Yoshida, Y., Kaminuma, K., Shiraishi, K. (eds.): Recent progress in Antarctic Earth Science, Tokyo, 1992, 613-618
- Morgan, P., 1983:** Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift, *Tectonophysics*, Vol. 94
- Mougenot, D., Gennesseaux, M., Hernandez, J., Lepvrier, C., Malod, J.A., Raillard, S., Vanney, J.R., Villeneuve, M., 1991:** La ridge du Mozambique (Océan Indien): un fragment continental individualisé lors du coulissement de l'Amérique et de l'Antarctique le long de l'Afrique de l'Est?, *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, 655-662
- Murawski, H., 1983:** *Geologisches Wörterbuch*, 8. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 87
- Mutter, J.C. 1985:** Seaward dipping reflectors and the continent-ocean boundary at passive continental margins, *Tectonophysics*, Vol. 114, 117-131
- Mutter, J.C., Buck, W.R., Zehnder, C.M. 1988:** Convective partial melting, I. A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading, *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, 1031-1048
- Norton, I.O., Sclater, J.G., 1979:** A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland, *J. Geophys. Res.*, Vol. 84, No. B12, 6803-6830
- Oberbeck, V.R., Marshall, J.R., Aggarwal, H., 1993:** Impacts, tillites, and the breakup of Gondwana, *J. Geol.*, Vol. 101, 1-19
- Okuda, Y., Yamazuki, T., Sato, S., Saki, T., Okinawa, N., 1982:** Framework of the Weddell Basin inferred from the new geophysical and geological data, *National Inst. of Polar Res., Memoirs*, Oct. 1983, Tokyo, Spec. Iss. No. 28, Symposium on Antarctic Geoscience, 3rd, 1982, Proceedings, 93-114
- Oxburgh, E.R., Turcotte, D.L., 1974:** Membrane tectonics and the East African Rift, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 22, 133-140
- Pankhurst, Storey, B.C., R.J., Millar, I.L., 1991:** Magmatism related to the break-up of Gondwana, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): *Geological evolution of Antarctica*, Cambridge University Press, 573-579
- Parson, B., Sclater, J.G., 1977:** An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *J. Geophys. Res.*, Vol. 82, No. 5, 803-827
- Peters, M., 1989:** Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. *Petrographie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen. Berichte zur Polarforschung*, Vol. 61
- Powell, C.M., Johnson, B.D., Veevers, J.J., 1980:** The fit for East and West Gondwanaland, *Tectonophysics*, Vol. 63, 13-29

- Prodehl, C., Ansorge, J., Edel, J.B., Emter, K., Fuchs, K., Mueller, S., Peterschmitt, E., 1976:** Explosion-seismology research in the central and southern Rhine Graben - A case history, in: Giese, P., Prodehl, C., Stein, A.(eds.): Explosion seismology in central Europe, Springer-Verlag, Berlin, 313 -328
- Recq, M., Brefort, D., Malod, J., Veinante, J.L., 1990:** The Kerguelen Isles (southern Indian Oceans): new results on deep structure from refraction profiles, *Tectonophysics*, Vol. 182, 227-247
- Reid, I.D., Keen, C.E., 1990:** High seismic velocities associated with reflections from within the lower oceanic crust near the continental margin of eastern Canada, *Earth, Planet. Sci. Lett.*, Vol. 99, 118-126
- Reiprich, S., Brodscholl, A.L., 1991:** Magnetic investigations on the Ekström Ice Shelf, Antarctica, *Polarforschung*, Vol. 61, 113-129
- Roberts, M.T., 1983:** Seismic example of complex faulting from northwest shelf of Palawan, Philippines, in: Bally (ed.): Seismic expressions of structural styles, Vol.3
- Rodrigues, E., LaBreque, J.L., Kristoffersen, Y., 1985:** Gravity anomalies from shipborn measurements, south, in: LaBreque, J.L. (ed.): South Atlantic Ocean and adjacent antarctic continental margin, Atlas 13, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series
- Roeser, H.A., Spieß, V., 1987:** Geomagnetic investigations and interpretation, in: Fütterer, K. (ed.): Berichte zur Polarforschung, Vol. 33, 64-66
- Roots, W.D., 1976:** Magnetic smooth zones and slope anomalies: a mechanism to explain both, *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 31, 113-118
- Sandwell, D.T., McAdoo, D.C., 1988:** Marine Gravity of the southern ocean and Antarctic margin from Geosat, *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, No. B9, 10389-10396
- Sawyer, D.S., Toksoz, M.N., Sclater, J.G., Swift, B.A., 1982:** Thermal evolution of the Baltimore Canyon Trough and Georges Bank Basin, in: Watkins, J.S., Drake, C.L., Studies in continental margin geology, AAPG Memoir No. 34
- Sawyer, D.S., 1985:** Total Tectonic Subsidence: A parameter for distinguishing crust type at the U.S. Atlantic continental margin, *J. Geophys. Res.*, Vol. 90, No. B9, 7751-7769
- Schlich, R., Rotstein, Y., Schaming, M., 1993:** Dipping basement reflectors along volcanic oassive margins - new insight using data from Kerguelen Plateau, *Terra Nova*, Vol. 5, 157-163
- Schmidt, D.L., Rowley, P.D., 1986:** Continental rifting and transform faulting along the jurassic Transantarctic Rift, Antarctica, *Tectonics*, Vol. 5, No.2, 279-291
- Sengör, A.M.C., Burke, K., 1978:** Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, 419-421
- Sheridan, R.E., Grow, J.a., Klitgord, K.D., 1988:** Geophysical data, in: Sheridan, R.E., and Grow, J.A. (eds.), *The geology of North America*, Vol

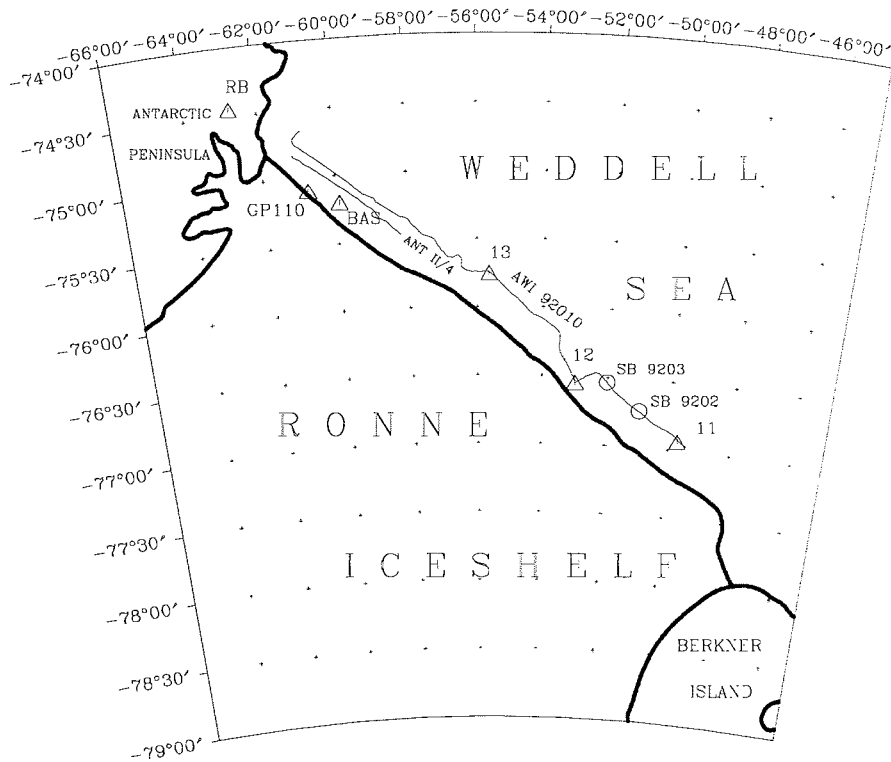
- I-2, The Atlantic continental margin, The geological society of America, 1, 177-196
- Sheriff, R.E., 1984:** Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, Society of Exploration Geophysicist
- Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1985:** Exploration Seismology, Vol. 1 u. 2, Cambridge University Press, Cambridge
- Shipboard Scientific Party together with Harris, W., Sliter, W., 1976:** Evolution of the southwestern Atlantic ocean basin: Results of leg 36, DSDP, in: Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. et al, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol 36, Washington, 993-1014
- Shipboard Scientific Party, 1988:** Sites 691 and 692, Site 693, in: Barker, P.F., Kennett, J.P., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 113: College Station, TX, (Ocean Drilling Program)
- Sinha, M.C., Loudon, K.E., Parsons, B., 1981:** The crustal structure of the Madagascar Ridge, Geophys. J. R. astr. Soc., Vol 66, 351-377
- Smith, A.G., Hallam, A., 1970:** The fit of southern continents, Nature, Vol. 225, 139-144
- Spudich, P., Orcutt, J., 1980:** A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust, Rev. Geophys., Vol. 18, No. 3, 627-645
- Standardization of Undersea Feature Names, 1989:** Guidelines proposal form Terminology, International Hydrographic Bureau, Monaco
- Stanek, K.-P., 1987:** Beitrag zur Geologie der südlichen Lassiter-Coast und der östlichen Orville-Coast (Antarktische Halbinsel), Freiburger Forschungshefte, Vol. C412, 4-50
- Storey, B.C., Nell, P.A.R., 1988:** Role of strike-slip faulting in the tectonic evolution of the Antarctic Peninsular, J. Geol. Soc, London, Vol. 145, 333-337
- Storey, B.C., 1991:** The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (eds): Geological evolution of Antarctica, Cambridge University Press, 587-592
- Storey, B.C., Alabaster, T., 1991:** Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-pacific margin of Antarctica, Tectonics, Vol. 10, No. 6, 1274-1288
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M.J., Pankhurst, R.J., Wever, H.E., 1992:** Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from proto-Pacifik margin of Antarctica, in: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (eds.): Magmatism and the causes of continental break-up, Geological Society Special Publications No. 68, London, 149-163
- Tamaki, K., 1988:** Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implication, Bull. Geol. Surv. Jpn., Vol. 39 (5), 269-365
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J.C. (Jr.), Pisciotto, K.A., 1992:** Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling, in: Tamaki,

- K., Suyehiro, K., McWilliams, A.J., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 127/128, 1333-1348
- Tatsumi, Y., Kimura, N., 1992:** Backarc extension versus continental breakup: petrological aspects for active rifting, *Tectonophysics*, Vol. 197, 127-137
- Tucholke, B.E., Houtz, R.E., Barrett, D.M., 1981:** Continental crust beneath the Agulhas Plateau, southwest Indian Ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 86, No. B5, 3791-3806
- Ussami, N., Karner, G.D., Bott, M.H.P., 1986:** Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system, *Nature*, Vol. 322, 629-632
- Wegener, A., 1929:** The origin of continents and oceans, Dover, New York
- White, R.S., Spence, G.D., Fowler, S.R., McKenzie, D.P., Westbrook, G.K., Bowen, A.N., 1987:** Magmatism at rifted continental margins, *Nature*, Vol. 330, 439-444
- White, R., McKenzie, D., 1989:** Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.*, Vol. 94, No. B6, 7685-7729
- White, R.S., 1992a:** Magmatism during and after continental break-up, in: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J., (eds.): *Magmatism and the causes of continental break-up*, Geological Society Special Publication No. 68, 1-16
- White, R.S., 1992b:** Crustal structure and magmatism of North Atlantic continental margins, *J. Geol. Soc.*, Vol. 149, 841-854
- White, R.S., McKenzie, D., O'Nions, K., 1992:** Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. B13, 19683-19715
- Wüster, J., Eckstaller, A., Miller, H., 1992:** Seismological research at Georg-von-Neumayer base, Antarctica-Part I: the seismological observatory, *Polarforschung* Vol. 62 (1): 27-38
- Yilmaz, Ö., 1987:** Seismic data processing, *Investigations in Geophysics*, Vol. 2, SEG, Tulsa
- Zambrano, J.J., Urien, C.M., 1974:** Pre-Cretaceous basins in the Argentine continental shelf, in: Burke, C.A., Drake, C.L.(eds.): *The geology of continental margins*, Springer-Verlag, 463-470
- Zatsepin, E.N., Poselov, V.A., Kadmina, I.N., 1987:** Geotranssect in the Weddell Sea, in: Ivanov, V.L., Grikurov, G.E., (eds.): *The geological and geophysical research in Antarctica*, Leningrad, *Sevmorgeologia*, 137-142 (in Russian)

ANHANG

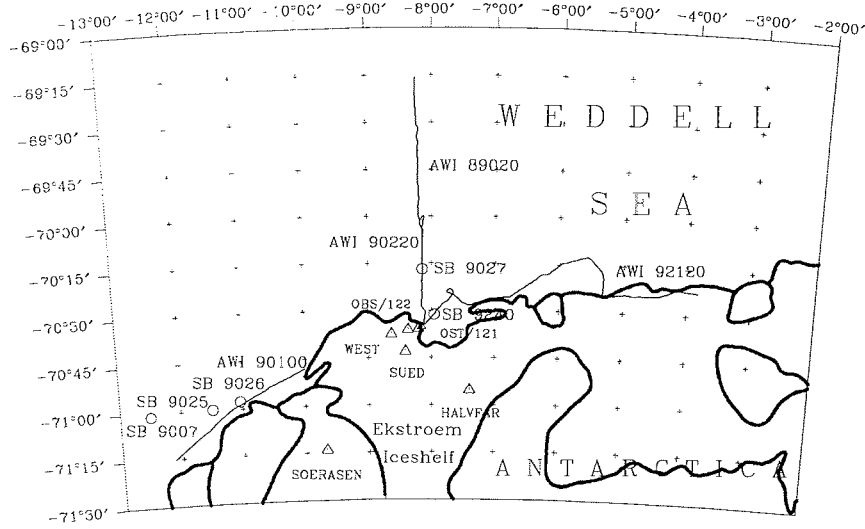
A-1

Karte der refraktionsseismischen Profile ANT II/4 und AWI 92010 in der Polynia vor dem Ronne-Schelfeis (durchgezogene Linie). Die Beobachtungspunkte sind mit einem Dreieck gekennzeichnet. Der Verlauf der Schelfeiskante entspricht dem Verlauf in den 70er Jahren. Der heutige Verlauf liegt dicht am Profil AWI 92010.



A-2

Karte mit den refraktionsseismischen Profilen vor dem Ekström-Schelfeis. Die Seismometer-Stationen sind mit einem Dreieck gekennzeichnet.



A-3 MATHEMATISCHE FORMULIERUNG DES MCKENZIE-MODELLS

Die mathematische Herleitung des McKenzie Modells folgt Allen und Allen (1990) und Fowler (1990). Folgender Ansatz führt zu einer Formel für die initiale Subsidenz S_i . Die Säulen in Abb. 4.7a) müssen vor und nach der Dehnung die gleiche Masse haben. Es gilt

$$d_c \rho_c + (d_l - d_c) \rho_l = \frac{d_c}{\beta} \rho_c + \frac{d_l - d_c}{\beta} \rho_l + \left(d_l - \frac{d_l}{\beta} - S_i \right) \rho_a + S_i \rho_w .$$

Umstellen der Gleichung führt zu

$$S_i = \left(\frac{d_l(\rho_a - \rho_l) + d_c(\rho_l - \rho_c)}{\rho_a - \rho_w} \right) \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) .$$

Der Temperaturgradient in der Lithosphäre sei linear und die Temperatur in der Asthenosphäre T_a konstant; weiter gelten folgende Beziehungen für die Dichten:

$$\rho_a = \rho_{m0} (1 - \alpha T_a) ,$$

$$\rho_c = \rho_{c0} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{d_c}{d_l} \right) ,$$

$$\rho_l = \rho_{m0} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{d_c}{d_l} \right) ,$$

mit ρ_{c0} : Dichte der Kruste bei 0° C,
 ρ_c : Dichte der Kruste,
 ρ_{m0} : Dichte des Erdmantels bei 0°C,
 ρ_a : Dichte der Asthenosphäre,
 ρ_l : Dichte der Lithosphäre,
 α : Thermischer Expansionskoeffizient.

Als abschließenden Ausdruck für die initiale Subsidenz ergibt sich

$$S_i = \frac{d_l((\rho_m - \rho_{c0})(d_c/d_l)(1 - (\alpha/2)T_a(d_c/d_l)) - \rho_m(\alpha/2)T_a)}{(\rho_m(1 - \alpha T_a) - \rho_w)} \left(1 - \frac{1}{\beta} \right) .$$

Die totale Subsidenz S nach unendlich langer Zeit ist

$$S = \frac{d_l(\rho_l' - \rho_l) + d_c(\rho_l - \rho_l'/\beta + \rho_c'/\beta - \rho_c)}{(\rho_l' - \rho_w)},$$

mit

$$\rho_c' = \rho_{c0} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{d_c}{\beta d_l} \right)$$

und

$$\rho_l' = \rho_m \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a - \frac{\alpha}{2} T_a \frac{d_c}{\beta d_l} \right).$$

Die thermische Subsidenz S_t kann mit

$$S_t = S - S_i$$

berechnet werden.

Um obige Formeln auf die hier zu interpretierenden Krustenschnitte anzuwenden, müssen die benötigten Parameter vor Einsetzen des Riftings abgeschätzt werden. Ob die von ANT II/4 bekannte, eindimensionale Krustenstruktur die Werte für Krusten- und Lithosphärenmächtigkeit liefern kann, muß bezweifelt werden. Wie Story und Alabaster (1991) ausführen, ist die Antarktische Halbinsel von granitischen Intrusionen durchdrungen. Ebenfalls kann magmatische Unterlagerung unter der Antarktischen Halbinsel nicht ausgeschlossen werden. In der Literatur wird immer wieder die galizische Küste im nördlichen Golf von Biscaya angegeben (LePichon und Sibuet 1981). Der Modellcharakter dieser Region besteht darin, daß der dortige Kontinentalrand frei von magmatischen und vulkanischen Prägungen ist, die Auswirkungen der Dehnung also unverfälscht studiert werden können. Folgende Werte werden verwendet: $\rho_m = 3,3 \text{ Mg/m}^3$, $\rho_{c0} = 2,78 \text{ Mg/m}^3$, $\rho_w = 1,03 \text{ Mg/m}^3$, $\alpha = 3,28 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, $T_a = 1300^\circ\text{C}$, $d_c = 30 \text{ km}$ und $d_l = 125 \text{ km}$. Die Krustenmächtigkeit erscheint für die Anwendung hier zu klein, allerdings ist nur das Verhältnis von d_c zu d_l für die Berechnung der Subsidenz relevant. Für die Subsidenzanteile gilt somit:

$$S_i = 3,61 \left(1 - \frac{1}{\beta} \right),$$

$$S = 7,83 \left(1 - \frac{1}{\beta} \right),$$

$$S_t = 4,22 \left(1 - \frac{1}{\beta} \right).$$

A-4 SUBSIDENZ OZEANISCHER KRUSTE

Die Subsidenz ozeanischer Kruste wird durch die folgenden Gleichungen beschrieben (Parson und Sclater 1977; Fowler 1990).

Ozeanische Kruste entsteht an der Riftachse zur Zeit $T=0$. Dort ist die Lithosphärenmächtigkeit $d_l=0$. Ist D die Kompensationstiefe bei der die Masse M der darüberliegenden Schichten unabhängig von der Entfernung von der Spreading-Achse konstant ist, so ist

$$M = \int_0^D \rho(z) dz.$$

Isostasie bedeutet, daß M für jedes Alter konstant ist. Über der Spreading-Achse gilt

$$M = \int_0^{d_r} \rho_w dz + \int_{d_r}^D \rho_a dz,$$

wobei d_r die Wassertiefe über der Spreading-Achse angibt. Ist d_l die Lithosphärenmächtigkeit zum Zeitpunkt $t > 0$, gilt

$$\int_0^{d_r} \rho_w dz + \int_{d_r}^D \rho_a dz = \int_0^{d_w} \rho_w dz + \int_{d_w}^{d_w+d_l} \rho(z) dz + \int_{d_w+d_l}^D \rho_a dz,$$

wobei d_w die Wassertiefe oberhalb der Lithosphäre ist. Es ergibt sich weiter

$$(d_w - d_r)(\rho_a - \rho_w) = \int_{d_w}^{d_w+d_l} \rho(z) dz - d_l \rho_a = \int_0^{d_l} \rho(z) dz - \int_0^{d_l} \rho_a dz = \int_0^{d_l} (\rho(z) - \rho_a) dz$$

$\rho(z)$ ist eine Funktion der Tiefe, der Temperatur und a . Sei T_a die Anfangstemperatur an der Spreizungsachse und es gelte

$$\rho(T) = \rho_a(1 - \alpha(T - T_a)).$$

Der Temperaturverlauf in der Lithosphäre genügt dem Ausdruck

$$T(z,t) = T_a \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2\sqrt{\kappa t}}\right)$$

mit der thermischen Diffusivität κ sowie der Fehlerfunktion $\operatorname{erf}(x)$:

$$\operatorname{erf}(x) := \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-y^2} dy.$$

Mit diesen Gleichungen ergibt sich der Ausdruck

$$d_w = d_r + \frac{2\rho_a a T_a}{\rho_a - \rho_w} \sqrt{\frac{\kappa t}{\pi}}.$$

Mit $d_r = 2,5$ km, $a = 3 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ und $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}$ wird daraus die abschließende Formel

$$d_w = 2,5 + 0,36 \sqrt{t},$$

wenn t in Ma und d in km angegeben wird. Diese Näherungslösung stimmt mit der beobachteten Tiefe von ozeanischer Kruste gut überein, solange die Kruste nicht älter als 70 Ma ist, was wiederum einer Tiefe von 5,5 km entspricht.

Die Tiefenlage älterer ozeanischer Kruste genügt der empirischen Gleichung

$$d_w = 6,4 - 3,2e^{-\frac{t}{62,8}}.$$

