

**Untersuchung der Lithosphäre
des Dronning Maud Landes, Antarktis,
mit geophysikalischen Methoden**

DISSERTATION

zur Erlangung des Grades Dr. rer. nat.
vorgelegt dem Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

von

BETTINA BAYER

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Bremerhaven

17. Oktober 2008

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	iii
Kurzfassung	v
Summary	vii
1 Einleitung	1
1.1 Das VISA-Projekt	3
1.2 Geologie und Tektonik des Dronning Maud Landes (DML)	4
1.3 Seismische Datensätze	7
1.3.1 Temporäre und permanente seismologische Stationen	7
1.3.2 Refraktionsseismisches Profil Kottas	15
1.4 Publikationen	15
2 Seismische Anisotropie des Oberen Mantels	17
2.1 Methode	18
2.2 Daten und deren Bearbeitung	20
2.3 Interpretation und Diskussion	22
2.3.1 Heimefrontfjella, westliches DML	22
2.3.2 Novolazarevskaya (Novo), zentrales DML	24
2.3.3 Sanae IV (SNAA)	25
2.4 Zusammenfassung	28
3 Bestimmung der Krustenstruktur	31
3.1 Receiver Funktionen	33
3.1.1 Berechnung von Receiver Funktionen	33
3.1.2 Ergebnisse: Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnisse	37
3.2 Refraktionsseismik	41
3.2.1 Refraktionsseismische Vorarbeiten	41
3.2.2 Ergebnis: Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges	42
3.3 Vergleich mit Krustenmächtigkeiten anderer Kontinente	43
3.4 Zusammenfassung	45
4 Modellierung des Schwerefeldes	47
4.1 Grundlagen	48
4.2 Datenbasis	49
4.2.1 Kompilation der Schwerekarte	49
4.2.2 Seismische und seismologische Daten als Randbedingungen	54
4.3 3D-Modellierung der Potentialfelddaten mit IGMAS	55

INHALTSVERZEICHNIS

4.4	3D-Schwermodellierung des DML	57
4.4.1	Unsicherheiten	58
4.5	Ergebnisse der 3D-Schwermodellierung	59
4.5.1	Krusten- bzw. Dichtemodell des westlichen und zentralen DML	59
4.5.2	Bougueranomalien und Residuen	62
4.5.3	Krustenmächtigkeiten	66
4.6	Zusammenfassung	68
5	Zusammenfassung	71
	Ausblick	75
	Literatur	77
	Danksagung	83
	Lebenslauf	85
	Anhang	87
A	Publikation I - Seismische Anisotropie	87
B	Publikation II - Krustenstruktur	103

Abbildungsverzeichnis

1.2-1 Übersicht der geologischen Strukturen des DML	5
1.3-2 Exemplarischer Aufbau einer temporären seismographischen Station . . .	9
1.3-3 Temporäre und permanente seismologische Stationen innerhalb des DML	11
1.3-4 Seismogrammbeispiel	12
1.3-5 Temporäre Stationen am Weigel-Nunatak und auf Novo	13
1.3-6 Permanentstation Sanae IV (SNAA)	14
2.0-1 Sketch seismische Anisotropie	18
2.1-2 Beispiel für seismische Anisotropie beobachtet an der Station SNAA . . .	19
2.3-3 Magnetische Anomalien und Anisotropie	23
2.3-4 Beispiele für SKS-Phasen	26
2.3-5 Teilchenbewegungen von SKS-Phasen aus der Region Fidschi	27
2.3-6 Zeitverzögerungen zwischen der radialen und vertikalen Komponente . .	28
3.0-1 Vereinfachte Darstellung einer Receiver Funktion	32
3.1-2 Synthetische Receiver Funktion	36
3.1-3 Summenspuren aller Stationen	38
3.1-4 Krustenmächtigkeiten (in km) des DML	39
3.2-5 Krustenmodelle mit unterschiedlicher Mohotopographie	44
4.2-1 Freiluftanomalie des DML	50
4.2-2 Schwerewirkungen der Wasser-, Eis- und Gesteinsmassen	51
4.2-3 Einfache Bougueranomalie des DML	53
4.2-4 Krustenquerschnitt des Weddell Meeres	54
4.2-5 Krustenquerschnitt des Grunehogna-Kratons	55
4.3-6 Krustenaufbau einer Ebene	56
4.5-7 Dichtemodell des westlichen DML	60
4.5-8 Dichtemodell des zentralen DML	61
4.5-9 Bougueranomalien und Residuum	64
4.5-10 Häufigkeitsverteilung	65
4.5-11 Karte der Krustenmächtigkeiten des DML	67

Kurzfassung

Das Untersuchungsgebiet Dronning Maud Land (DML) umfasst einschließlich des Weddell Meeres und der Lazarev See in etwa das Gebiet zwischen der geographischen Länge 15°W und 15°E und der geographischen Breite 68°S und 75°S - eine Fläche von über 1.500.000 km². Geologisch und tektonisch betrachtet prägten drei markante Ereignisse das heutige DML: Erstens die Grenvillische Orogenese vor ca. 1.1 Ga, verursacht durch die Bildung des Großkontinentes Rodinia, zweitens die Panafrikanische Orogenese vor ca. 500 Ma, die durch den Zusammenstoß von West- und Ostgondwana den Großkontinent Gondwana formte, und drittens der Zerfall Gondwanas vor ca. 180 Ma, der in der heutigen Lazarev See initiiert worden war.

Die Grundlage dieser Arbeit bilden seismologische, refraktionsseismische und aerogravimetrische Datensätze, durch deren Kombination sich der strukturelle Aufbau ebenso wie die räumliche Variation der Lithosphärenmächtigkeit untersuchen lässt. Letztere ist essentiell für die Bestimmung des regionalen Geoids, welches das Hauptziel des VISA-Projektes ist. Im Rahmen dieses Projektes wurden unter anderem flugzeuggestützte Potentialfeld-, Eisradar- und GPS-Messungen durchgeführt und zudem an ausgewählten Orten im DML seismographische Stationen temporär ausgebracht. Mithilfe der an diesen seismographischen Stationen aufgezeichneten Erdbebenwellen konnten trotz der sehr kurzen Registrierzeiten mit seismologischen Methoden Rückschlüsse über Struktur und Dynamik des tieferen Untergrundes erhalten werden.

Durch eine Analyse der seismischen Anisotropie, welche die Aufspaltung von Scherwellen beim Durchgang durch ein anisotropes Medium untersucht (sog. *shear wave splitting*), konnte auf vergangene und rezente großflächige Deformationsprozesse im Oberen Erdmantel geschlossen werden. Die Ergebnisse dieser Analyse sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich, gemeinsam haben sie jedoch ihre Ursache in den vergangenen Deformationsprozessen und nicht in einer rezenten Plattenbewegung. Im Speziellen verweist die abrupte Richtungsänderung der Schnellen Achsen im Bereich der Heimefront Scherzone (westliches DML) auf eine Suturzone, die die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem südlich angrenzenden Ostantarktischen Kraton trennt. Die beobachtete Aufspaltung der Scherwellen in den Aufzeichnungen der russischen Station Novolazarevskaya (Novo, zentrales DML) kann mit einem doppelschichtigen Anisotropiemodell des Oberen Mantels erklärt werden. Inkonsistente Ergebnisse für die südafrikanische Station Sanae IV (SNAA) verweisen auf eine kompliziertere Struktur des tieferen Untergrundes.

Mithilfe der Berechnung von Receiver Funktionen, die auf der Konversion von teleseismischen P- zu S-Wellen an seismischen Diskontinuitäten beruhen, konnten neben der Bestimmung der Krustenmächtigkeiten auch die v_p/v_s -Verhältnisse ermittelt werden. Letztere sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich und klassifizieren die Krustenzusammensetzung des zentralen DML als felsisch und die des westlichen DML als mafisch. Basaltische Intrusionen, die vermutlich auf den Gondwanazerfall im Jura zurückzuführen sind, erklären das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis für die Station SNAA. Die ermittelten Krustenmächtigkeiten zeigen, wie auch bereits publizierte refraktionsseismische Krustenquerschnitte im Untersuchungsgebiet, einen Kruste-Mantel-Übergang (Moho), der von der Küste ausgehend in südliche Richtung kontinuierlich abfällt. Unter den Gebirgszügen der Heimefrontfjella und des Wohlthat-Massives nimmt die Krustenmächtigkeit einen maximalen Wert von 50 km an. Orogene Wurzeln deuten sich zwar an, sie sind aber aufgrund fehlender Randbedingungen vor allem südlich der Gebirgszüge nicht mit Bestimmtheit zu identifizieren. Ein Vergleich der Mohotiefen mit anderen Fragmenten Gondwanas, z.B. mit dem südlichen Afrika, zeigt eine große Ähnlichkeit.

Im Kottasgebirge (westliches DML) wurde im Südsommer 1989/90 ein refraktionsseismisches Experiment durchgeführt. Das Profil verlief vom nördlichen Vorland über das Escarpment der Heimefrontfjella bis zum südlich anschließenden Plateau. In der Mohotopographie zeigt sich eine Stufe, die mehrere Kilometer hoch ist und als eine Suturzone interpretiert wird. Sie trennt das kibarische Kottasgebirge vom südlich anschließenden Ostantarktischen Kraton.

Diese lokalen Informationen mündeten als Randbedingungen in eine 3D-Schweremodellierung, die schließlich eine flächendeckende Kartierung der Moho ermöglichte.

Summary

The area of investigation, Dronning Maud Land (DML), comprises with the Weddell Sea and the Lazarev Sea approximately the region between 15°W and 15°E longitude and 68°S and 75°S latitude - a surface area of more than 1.500.000 km². Three major events formed the present-day geology and tectonic settings of DML: (1) the Grenvillian Orogeny, ca. 1.1 Ga ago, caused by the formation of the supercontinent Rhodinia, (2) the Panafrican Orogeny 500 Ma ago, forming the supercontinent Gondwana due to the collision of West and East Gondwana, and (3) the break-up of Gondwana 180 Ma ago, which started in the present-day Lazarev Sea.

Seismological, refraction seismic and aerogravity data-sets form the basis of this thesis. The combination of these data-sets allows to investigate the structural composition and the spatial variation of the lithospheric thickness. The latter is essential for the determination of the regional geoid, which is the main objective of the VISA-project. Within the framework of this project airborne measurements of the potential field as well as ice-penetrating radar and GPS-measurements have been carried out. Moreover, seismographic stations were temporarily deployed in various parts of DML. Despite their very short operation time, applications of seismological methods to the recorded teleseismic events yielded conclusions about the structure and dynamic of the deeper subsurface.

By analyses of seismic anisotropy, which investigates the splitting of shear waves traversing an anisotropic medium (so-called shear wave splitting) conclusions were drawn about past and recent regional deformation processes in the upper mantle. The results of this study differ widely across the area of investigation, but share in common that observed anisotropy originates in past deformation processes rather than in recent plate motion. In particular, the abrupt change of the direction of the fast axis in the vicinity of the Heimefront shear zone (western DML) refers to a suture separating the Mesoproterozoic Maudheim province from the more southern juxtaposed East Antarctic craton. The observed shear wave splitting from recordings of the Russian base Novolazarevskaja (Novo, central DML) can be explained with a double layered anisotropic model of the upper mantle. Inconsistent results for the South African base Sanae IV (SNAA) refer to complicated deeper structures.

By calculations of receiver functions, which are based on the conversion of teleseismic P- to S-waves at seismic discontinuities, crustal depths and v_p/v_s -ratios could be estimated. The latter are not uniform within the study area and classify the crustal composition

of the central DML as felsic and that of the western DML as mafic. Basaltic intrusions, probably originating from the jurassic Gondwana break-up, explain the higher v_p/v_s -ratio for station SNAA.

The estimated crustal depths show a similar behaviour as formerly published refraction seismic experiments of the study area: a crust-mantle-transition (Moho) that decreases stepless from the coast towards the south. Underneath the mountain ranges Heimefrontfjella and Wohlthat Massif, the crustal depth approaches a maximum of 50 km, indicative for an orogenic root. However, such an orogenic root cannot be identified unambiguously due to the lack of boundary conditions especially south of the mountain ranges. A comparison with the Moho depths from other fragments of Gondwana, e.g. the southern Africa, shows high similarity.

In the Antarctic summer season 1989/90 a seismic refraction experiment was conducted at the Kottas mountains (western DML). The profile spanned the northern foreland, the entire escarpment of the Heimefrontfjella and the adjacent southern plateau. The Moho topography shows an offset of several kilometers, which is interpreted as a suture. It separates the Kibarian Kottas mountains from the adjacent southern East Antarctic craton.

These local information served as boundary conditions for a 3D-gravity model, which finally allowed the spatial mapping of the Moho.

1 Einleitung

Die Antarktis nimmt unter allen Kontinenten eine Sonderstellung ein. Nicht nur, weil sie heute nahezu vollständig mit Eis bedeckt ist, sondern weil sie zu anderen Kontinenten eine besondere Lage einnimmt. Gegenwärtig ist die Antarktis von anderen Kontinenten isoliert, zu Zeiten der Existenz beider Großkontinente Rodinia vor ca. 1.1 Ga und Gondwana vor ca. 500 Ma war sie der einzige Kontinent, der von anderen Landmassen umgeben war. Sie nahm daher eine zentrale Position ein. Das Untersuchungsgebiet Dronning Maud Land (DML) liegt am Rande der Antarktis zwischen ca. 15°W-15°E und 68°S-75°S und wurde durch diese markanten geologischen und tektonischen Veränderungen stark geprägt. Heute finden sich beispielsweise Hinweise auf starken Vulkanismus bedingt durch den Zerfall Gondwanas im Jura oder Hinweise auf Kontinent-Kontinent-Kollisionen, als die beiden Großkontinente sich formten und infolgedessen die Gebirgszüge im Untersuchungsgebiet entstanden. Die oberflächennahen geologischen Strukturen und Gesteine können einen Aufschluss über die bis ins Archaikum zurückgehende Entwicklungsgeschichte geben, allerdings ist aufgrund der nahezu vollständigen Eisbedeckung eine flächendeckende Kartierung geologischer Strukturen ausgeschlossen.

Parallel zu den geologischen Strukturuntersuchungen wurde in den vergangenen Jahren mit einer Vielzahl an geophysikalischen Methoden versucht, neben der Entwicklungsgeschichte Antarktikas auch ihre lithosphärische Struktur zu verstehen. So erzielten die ersten refraktionsseismischen Experimente im Jahre 1969 einen Einblick in lokale Krustenstrukturen (z.B. Kogan, 1992), Untersuchungen von teleseismischen Oberflächenwellen erlaubten eine regionale Aussage über die Lithosphärenstruktur (z.B. Roult & Rouland, 1994), und die ersten aerogravimetrischen Messungen im Jahre 1978 führten im Bereich des Weddell Meeres zu der ersten flächendeckenden Karte gravimetrischer Anomalien

(Aleshkova et al., 2000). Obwohl sich mehr und mehr seismische Detailinformationen durch die Anwendung unterschiedlicher geophysikalischer Methoden ermitteln lassen, ist im Vergleich zu anderen Kontinenten nach wie vor wenig bekannt.

Mit verhältnismäßig geringem Aufwand lassen sich tieferliegende Strukturen des Untergrundes mit den Aufzeichnungen portabler seismographischer Stationen untersuchen. Mit Hilfe von Erdbebenwellen können diese Strukturen durch die Anwendung seismologischer Methoden abgebildet werden. Im Rahmen des **VISA-Projektes**, das als ein typisches Beispiel für interdisziplinäre Zusammenarbeit angesehen werden kann, wurde ein temporäres seismographisches Netzwerk im DML installiert.

Die Datensätze wurden in dieser Dissertation unter anderem dazu verwendet, rezente oder vergangene tektonische Vorgänge im Oberen Erdmantel durch die Untersuchung **seismischer Anisotropie** zu erfassen (siehe **Kapitel 2**). Das Prinzip der seismischen Anisotropie beruht auf der Aufspaltung einer linear polarisierten Scherwelle in zwei orthogonal zueinander polarisierte Teilwellen beim Durchgang eines anisotropen Mediums (Silver & Chan, 1991). Dieses Phänomen wird auch *shear wave splitting* genannt und geschieht vorzugsweise im Oberen Erdmantel. Dessen anisotrope Minerale (z.B. Olivin) werden/wurden durch Deformationsvorgänge eingeregelt. Solche großräumigen Deformationen können in der Vergangenheit stattgefunden haben (*fossile Anisotropie*) oder durch rezente Plattenbewegung erzeugt worden sein. Die Frage, welche Art des Deformationsprozesses - rezent oder fossil - die seismische Anisotropie im Untersuchungsgebiet verursacht(e), wird in Kapitel 2 beantwortet.

Eine weitere seismologische Methode verhalf zu neuen Erkenntnissen. Durch die Berechnung von **Receiver Funktionen** konnten Krustenmächtigkeiten unterhalb der seismographischen Stationen bestimmt werden (siehe **Kapitel 3**). Das Prinzip der Receiver Funktion basiert auf der Konversion einer teleseismischen Kompressionswelle (P-Welle) zur Scherwelle (S-Welle) an Diskontinuitäten, z.B. am Übergang von Kruste zum tieferliegenden Mantel (Moho). Da beide Wellen unterschiedliche Wellengeschwindigkeiten haben, kann aus ihrem Zeitversatz auf die Tiefe der Diskontinuität, welche die Konversion erzeugte, geschlossen werden. Eine alternative Methode zur Bestimmung von Krustenstrukturen bildet die **Refraktionsseismik**. Im Südsommer 1989/90 fand im Kottasgebirge eines der wenigen in der Antarktis durchgeführten refraktionsseismischen Experimente statt (siehe **Kapitel 3.2**). Mit Hilfe der Laufzeiten der durch Sprengungen erzeugten Wellen wurde ein Untergrundmodell erstellt, das den Aufbau der Kruste einschließlich der Mohotopographie unterhalb des Kottasgebirges zeigt.

Die durch die geophysikalischen Disziplinen Seismologie und Refraktionsseismik erhaltenen Informationen über lokale Krusteneigenschaften bildeten schließlich die Voraussetzung für eine flächenhafte Bestimmung der Krustenmächtigkeit mit Hilfe einer **3D-Schweremodellierung** (siehe **Kapitel 4**). Mit dieser Dissertation wurde erstmalig ein großräumiges Krustenmodell erstellt, das sowohl den kontinentalen als auch den marinen Teil des DML umfasst. Grundlage für die Schweremodellierung bildete neben den seismischen Detailinformationen die sogenannte *einfache Bougueranomalie*, die kontinentalseitig durch aerogravimetrische Messungen als Teil des VISA-Projektes erzeugt wurde. Die flächendeckende Karte mit Krustenmächtigkeiten zeigt, dass neue Erkenntnisse nur durch eine disziplinübergreifende Zusammenarbeit erhalten werden können und sich nur auf diesem Wege der Kontinent Antarktis nach und nach erschließen lässt.

1.1 Das VISA-Projekt

Die vorliegende Arbeit wurde innerhalb des VISA-Projektes angefertigt. VISA ist die Abkürzung für *Validation, densification, and interpretation of satellite data in Antarctica using airborne and groundborne measurements for the determination of gravity field, magnetic field, ice-mass balance, and crustal structure* und beinhaltet eine interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen der TU Dresden und dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Die Inhalte dieses Projektes sind wie folgt definiert:

- Validierung und Verdichtung der Schwerefeldmissionen CHAMP, GRACE und GOCE in der Antarktis
- Detaillierte Erfassung von Eisdicken, Untergrundtopographie sowie Variation der Schneeakkumulationsrate mit geophysikalischen und glaziologischen Methoden
- Detailuntersuchungen auf dem Eis zu Höhen-, Schwere- und Massenänderungen: glaziologische, geophysikalische und geodätische Feldarbeiten in drei Testgebieten
- Potentialfelder: flugzeuggestützte Bestimmungen von Schwere- und Magnetfeld
- Untersuchung der Lithosphärendynamik: geodätische Bestimmung von Höhen- und Schwereänderungen auf Fels, Abschätzung der Seismizität und Ableitung von Herdmechanismen

Den Rahmen dieser Arbeit gab der zuletzt aufgeführte Punkt vor. Die Geoidbestimmung ist das Hauptziel dieses Projektes. Voraussetzung dafür ist die möglichst genaue Erfassung und Quantifizierung aller Signale, die den gemessenen integralen Schwerewert beeinflussen. Nicht nur die derzeitigen Veränderungen des antarktischen Eisschildes müssen erfasst

werden, sondern darüber hinaus muss die Kenntnis der regionalen Lithosphärenstruktur und insbesondere der Krustenstruktur bekannt sein, um deren Massenwirkung bei der Geoidbestimmung zu berücksichtigen.

1.2 Geologie und Tektonik des Dronning Maud Landes (DML)

Die gegenwärtige Geologie und Tektonik des DML wurden durch die drei markanten tektonischen Ereignisse geprägt:

1. Die Grenvillische Orogenese vor ca. 1.1 Ga, die während der Bildung des Großkontinentes Rodinia stattfand.
2. Die Panafrikanische Orogenese vor ca. 500 Ma, die durch den Zusammenstoß von Westgondwana (Afrika, Südamerika) und Ostgondwana (Indien, Ostantarktis, Sri Lanka, Madagaskar und Australien) den Großkontinent Gondwana formte. Es entstand an der Kollisionszone das sog. *East-African-Antarctic-Orogen* (EAAO).
3. Den Zerfall Gondwanas vor ungefähr 180 Ma, der von Vulkanismus, Magmatismus sowie dem Ausstoß großer Mengen an Flutbasalten begleitet war.

Das westliche DML setzt sich aus verschiedenen Fragmenten zusammen (siehe Abb. 1.2-1). Im Norden befindet sich der archaische Grunehogna-Kraton, von dem anzunehmen ist, dass er ein Teil des Kalahari-Kaapvaal-Kratons war und während des jüngsten Gondwanaaufbruchs im Jura von diesem abgetrennt und an den Ostantarktischen Kraton angelagert wurde. Es finden sich dort granitische Gneise aus dem Archaikum sowie mesoproterozoische Sedimente, die ein ähnliches Alter aufweisen wie Gesteine des südafrikanischen Kalahari-Kaapvaal-Kratons (Groenewald et al., 1991). Der südliche Rand des Grunehogna-Kratons wird über die gesamte Länge begrenzt durch die mesoproterozoische Maudheim-Provinz, die durch hochgradig metamorphe Gesteine von grenvillischem Alter (~1.2-1.0 Ga) aufgebaut ist und als östliche Fortsetzung des Namaqua-Natal-Gürtels in Südafrika angesehen wird. Die Maudheim-Provinz schließt nach Süden hin an den Ostantarktischen Kraton an und ist durch die Nunatakgruppen Sverdrupfjella, Kirvanveggan und Heimefrontfjella aufgeschlossen.

Die Heimefrontfjella bildet einen 130 km langen SW-NE orientierten Gebirgszug, der sich wiederum zusammensetzt aus einzelnen Blöcken (Tottanfjella, Sivorgfjella, XU-Fjella und Kottasberge, siehe Abb. 1.2-1), die durch Gletscher getrennt werden. Innerhalb der Heimefrontfjella verläuft die gleichnamige grenvillische Heimefront Scherzone (HSZ). Diese trennt den stark panafrikanisch überprägten Teil im Osten von dem weniger bis nicht überprägten Gebiet im Westen (Jacobs et al., 1996).

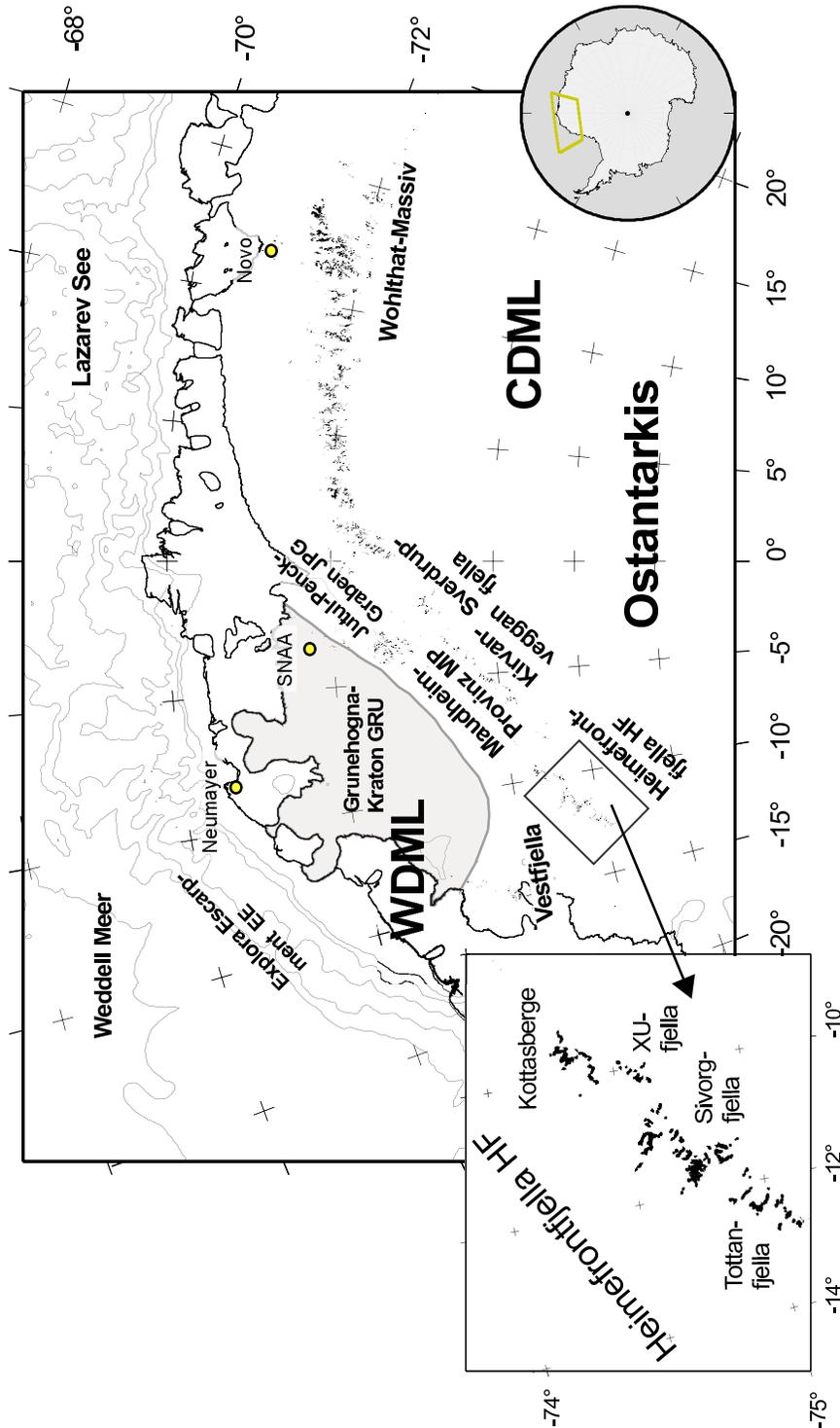


Abbildung 1.2-1: Übersicht der geologischen Strukturen, die das Dronning Maud Land (DML) kennzeichnen. Im westlichen DML (WDML) ist der Grunehogna-Kraton (GRU) an seinem südlichen Ende umgeben von der mesoproterozoischen Maudheim-Provinz (MP). Innerhalb der MP sind einzelne Nunatakgruppen aufgeschlossen: Heimfrontfjella (HF), Kirvanveggen, Sverdrupfjella. Die HF wird aufgeteilt in die Nunatakgruppen Kottasberge, Tottan-, Sivorg- und XU-Fjella. Das zentrale DML (CDML) wird vom Wohlthat-Massiv dominiert.

Das zentrale DML wurde durch die Bildung von Gondwana stark überprägt. Das kristalline Grundgebirge schmolz auf, und grenvillische Strukturen wurden durch das thermotektonische Ereignis überprägt oder zumindest stark intrudiert (Jacobs et al., 1998). Das zentrale DML gilt als die südliche Fortsetzung des *East-African-Orogens*, das bei der Bildung von Gondwana entlang der Kollisionszone entstand und mit seiner 8000 km langen Ausdehnung zu einem der längsten Orogene dieser Erde zählt. Die Sutur beider Teilkontinente kennzeichnet den Mozambique-Gürtel, der in seiner Gesteinszusammensetzung den Subduktionsprozess des Mozambique-Ozeanes widerspiegelt (Dalziel, 1991). Innerhalb des DML ist diese Sutur von Eis überdeckt, und deren Lage kann daher nur spekulativ angegeben werden. Es wird vermutet, dass die Heimefront Scherzone einen Teil dieser Sutur bildet. Im zentralen DML kann es als Wirkung der Kollision zu einer Verdickung der Kruste, einem Ablösen der Gebirgswurzel durch einen Delaminationsprozess, einem Anheben der Topographie und einem finalen orogenen Zusammenbrechen gekommen sein (Jacobs et al., 2003a). Vom westlichen Madagaskar und dem nördlichen Arabian-Nubian-Schild, beides Teile des Orogens, wird Ähnliches berichtet.

Als jüngstes tektonisches Ereignis prägte der Gondwanaaufbruch im Jura das Untersuchungsgebiet. Als Folge des kontinentalen Auseinanderbrechens entstand der passive vulkanische Kontinentalrand. Ferner wurde das Weddell Meer, welches der vorgelagerte ozeanische Bereich des westlichen DML ist, sowie die Lazarev See, welche das zentrale DML begrenzt, durch einen Riftprozess gebildet. Durch die Kartierung des Meeresbodens mittels geomagnetischer Daten lässt sich der Zerfall sehr gut rekonstruieren. Auch die Gebiete HF, Kirvanveggan und Vestfjella waren von dem Aufbruch betroffen, was durch die Präsenz von jurassischen Vulkaniten belegt wird (Peters, 1989). Eine bis zu drei Kilometer mächtige Lavaschicht soll das westliche DML zwischen dem Jura (ca. 180 Ma) und der frühen Kreidezeit (ca. 140 Ma) bedeckt haben. Diese Lavaschicht erodierte in der anschließenden Phase intensiver Blocktektonik, die vertikale Hebungen bis zu 8 km verzeichnete (Jacobs, 1991).

Nach Cox (1992) erfolgte das initiale Aufbrechen des Großkontinentes Gondwana innerhalb zweier Phasen. In der ersten Phase wurden vor ca. 200-190 Ma alte permtriassische Scherzonen reaktiviert, wodurch es zwischen Afrika und Antarktika zu einer *strike-slip* Bewegung unter Ausstoß großer Mengen an Mantelmaterial kam. Es wurde jedoch noch keine ozeanische Kruste gebildet, sondern es kam vermutlich lediglich zu einer Ausdünnung der kontinentalen Kruste und der Bildung von Riftbecken (Jacobs, 1991). In dieser Phase wurde ein prägnantes tektonisches Strukturelement im heutigen Weddell Meer zwischen 30°W und 10°W gebildet - das Explora Escarpment (Hinz & Krause, 1982). Dieses wird als konjugierender Teil des Lebombos, der durch den Karoo-Vulkanismus

in Südafrika entstand, angesehen und stellt mit ihren seewärts geneigten Reflektoren (*seaward dipping reflectors*) eine bathymetrische Steilstufe von bis zu 2000 m Höhe dar (Miller et al., 1991). Es markiert heute die kontinentale Grenze der Antarktis. Zwar findet das Explora Escarpment seine Fortsetzung in der Lazarev See, allerdings unterscheiden sich beide Kontinentalgrenzen signifikant in ihrer jeweiligen geologischen Evolutionsgeschichte (Jokat et al., 2004).

Die zweite Phase begann vor ca. 170 Ma mit einem Spreizen des Meeresbodens (*seafloor spreading*), infolgedessen sich die beiden Kontinente Ostgondwana und Westgondwana voneinander entfernten und sich das Somalische Becken, das Mozambique Becken und das Weddell Meer bildeten (Lawver et al., 1991). Als sich Südamerika von Afrika unter Entstehung des Südatlantiks vor ca. 130 Ma trennte, wurde nördlich des Explora Escarpments die erste ozeanische Kruste gebildet. Vor ca. 120 Ma löste sich schließlich Indien von der Antarktis. Hierbei entstand der Indische Ozean (Lawver et al., 1991).

1.3 Seismische Datensätze

Innerhalb der vorliegenden Arbeit wurden refraktionsseismische Daten und Aufzeichnungen seismographischer Stationen herangezogen, um den Aufbau der Lithosphäre zu verstehen. Die durch Erdbeben freigesetzte Energie wird in Form von seismischen Wellen, die durch den Erdkörper laufen, transportiert. Sie tragen neben Herdinformationen auch Informationen über den zurückgelegten Weg mit sich. Durch Analyse der Wellenform(daten) kann ein Modell der Erde und ihrer Struktur abgeleitet werden.

Die Refraktionsseismik hingegen bedient sich der von Sprengungen generierten Wellen, um die Untergrundstruktur aufzulösen. Um jedoch eine Auflösung der Krustenstruktur bzw. -tiefe zu erhalten, muss unter anderem die Ladung ausreichend groß sein, damit die Wellen die gesamte Kruste durchlaufen und an der Kruste-Mantel-Grenze (Moho) reflektiert werden können. Aus den Laufzeiten der reflektierten Wellen kann ein Krustenmodell erstellt werden. Ein solches refraktionsseismisches Experiment wurde im polaren Sommer 1989/90 im Kottasgebirge mit dem Ziel durchgeführt, Informationen über die Krustenstruktur unterhalb des Gebirgszuges zu erhalten. Die Durchführung dieses Experimentes wird in Kapitel 1.3.2 beschrieben.

1.3.1 Temporäre und permanente seismologische Stationen

Die Untersuchung der Lithosphärenstruktur mit Methoden der Seismologie benötigt die Registrierung von Erdbebenwellen. Hierzu wurden innerhalb des VISA-Projektes (siehe Abschnitt 1.1) während vergangener Messkampagnen Seismometer an ausgesuch-

Tabelle 1.3-T1: Stationsdaten der temporären seismologischen Stationen. Die letzte Spalte gibt an, durch welche seismologische Methode eine Information über den Untergrund erhalten wurde (RF=Receiver Funktion, Ani=seismische Anisotropie).

Station	Longitude [°]	Latitude [°]	Höhe [m]	Messzeitraum Jahr:Julianischer Tag	Samplerate [Hz]	Analyse [RF/Ani]
SNAA	-02.838	-71.671	846	1997 - 2005	20	RF+Ani
NOVO	11.835	-70.776	155	2005:035 - 2005:308	50	RF+Ani
Weigel	-09.622	-74.275	1512	2005:019 - 2005:278	50	RF+Ani
WM72	11.524	-72.144	2787	2003:324 - 2003:362	20	RF
WM73	11.562	-71.437	1424	2003:345 - 2004:011	20	RF
WM79	13.215	-72.040	2576	2004:001 - 2004:026	20	RF
KOH1	-09.310	-72.648	965	2002:355 - 2003:049	20	Ani
KOH2	-09.713	-73.563	1381	2002:356 - 2003:049	20	Ani
KOH4	-08.794	-74.713	2494	2002:359 - 2003:046	20	Ani
KOH5	-06.055	-75.004	2696	2002:360 - 2003:046	20	Ani
KOH6 (Kohnen)	00.075	-75.002	2900	2002:360 - 2003:046	20	Ani
KOT1	-11.337	-74.908	2220	2004:361 - 2005:018	20	Ani
KOT3	-11.920	-74.680	1306	2004:362 - 2005:013	20	Ani
KOT4	-11.258	-74.553	1244	2004:363 - 2005:014	20	Ani
KOT5	-12.785	-75.013	1520	2004:362 - 2005:006	-	-
KOT6	-05.909	-73.887	2038	2005:001 - 2005:019	-	-

ten Lokalisationen temporär aufgestellt. Abbildung 1.3-3 zeigt alle permanent und temporär installierten seismologischen Stationen, deren Registrierungen im Rahmen dieser Arbeit ausgewertet wurden. Tabelle 1.3-T1 gibt einen Überblick über diverse Stationsinformationen wie beispielsweise die Registrierzeit, sämtliche Stationskoordinaten etc.

Aufbau der temporären seismologischen Stationen

Jede temporäre Station bestand aus einem Seismometer, einer Registriereinheit, einer GPS-Antenne und einer solaren Stromversorgung. Ein exemplarischer Aufbau wird in Abb. 1.3-2 dargestellt. Es kamen (fast)-breitbandige Seismometer der Fa. Lennartz mit einer Eigenperiode von 5 oder 20 Sekunden zum Einsatz. Mit diesem Seismometertyp besteht die Gewähr, auch Scherwellen in ausreichender Bandbreite zu erfassen. Dies ist besonders für die Analyse der seismischen Anisotropie wichtig (siehe Kap. 2.2).

Die Registriereinheit bestand aus einem Reftek DAS-130 Rekorder (*Fa. Refraction Technologies*), an die das Seismometer und die GPS Antenne angeschlossen wurden. Die Daten wurden auf einer *Compact Flash*-Karte (CF) abgespeichert, die eine maximale Kapazität von 2 GB hatte. Die CF-Karten wurden vom Hersteller für die Verwendung in einem Temperaturbereich von -40°C bis +80°C zertifiziert. Die verwendeten GPS Antennen gehörten zum Reftek-System. Die Spannungsversorgung der einzelnen Stationen erfolgte

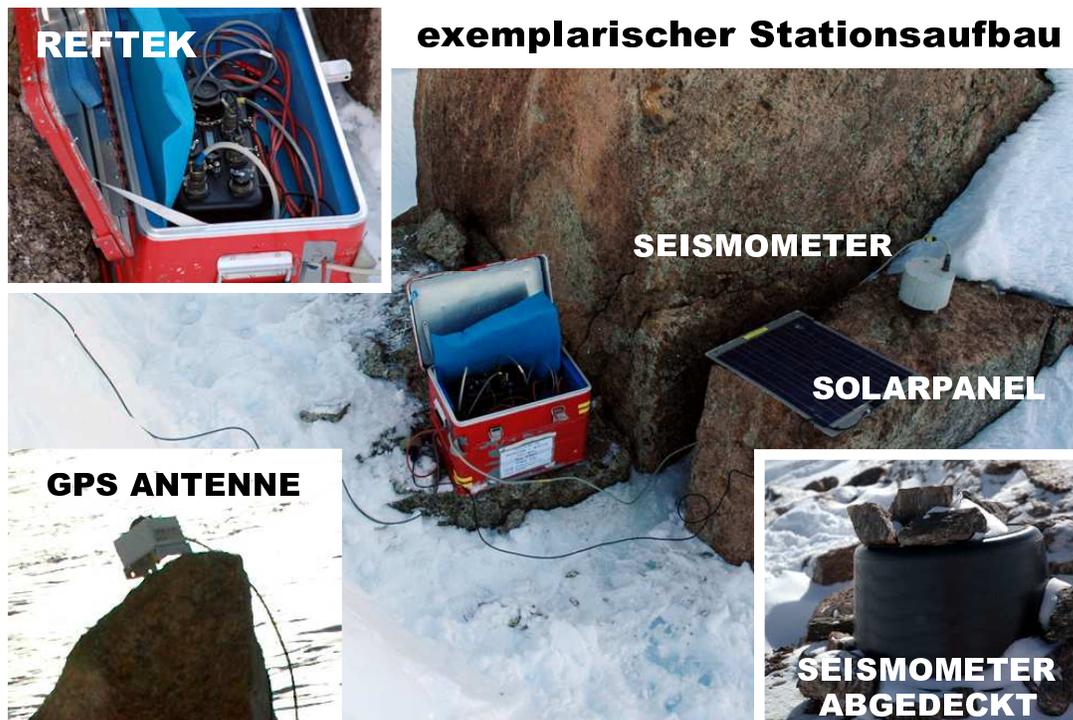


Abbildung 1.3-2: Typischer Aufbau einer temporären Station, bestehend aus Seismometer, Reftek (Registriereinheit), GPS Antenne, Solarpanel und Akku, der während der Messzeit zusammen mit der Reftek in einer Zargeskiste untergebracht wurde.

durch einen Akku (12V, 80/65 Ah), der durch ein Solarpanel (25W, 12V) aufgeladen wurde. Um die Ausrüstung vor Witterungseinflüssen zu schützen, wurde der Akku sowie die Reftek in einer Zargeskiste untergebracht. Das Seismometer wurde zum Schutz vor Windeinflüssen durch einen Eimer bedeckt.

Die temporären Stationen entlang der Kohnentraverse

Entlang der markierten Traversenroute in Richtung der Sommerstation Kohnen wurden im Südsommer 2002/2003 fünf Stationen aufgestellt und bei der Rückfahrt wieder abgebaut. Diese Stationen tragen auf Abb. 1.3-3 das Stationskürzel KOH. Die gesamte Registrierdauer betrug maximal acht Wochen, wobei das auf der Sommerstation Kohnen aufgebaute Seismometer aufgrund eines technischen Defektes am Seismometer nur partiell Daten aufzeichnete. Die Zeitreihen des Seismometers am Weigel-Nunatak stellten sich ebenso aufgrund eines technischen Defektes als unbrauchbar heraus.

Bei der Auswertung der Daten zeigte sich, dass das bis zu drei Kilometer mächtige Inlandeis einen sehr nachteiligen Einfluss auf die Berechnung der Receiver Funktionen hatte (siehe Kap. 3.1). Es zeigt sich in den Receiver Funktionen ein von der Eisschicht

erzeugtes, sehr ausgeprägtes Signal, welches im gleichen Zeitraum an der Station eintrifft wie das an der Moho direkt konvertierte Signal - lediglich Letzteres ist von Interesse für die Untersuchung von Krustenstrukturen. Eine Trennung dieser beiden Signale ist nicht möglich. Mithilfe der Registrierungen konnte jedoch eine Analyse der seismischen Anisotropie durchgeführt werden (siehe Kap. 2.2). Die Wellenlänge der hier untersuchten Scherwellen ist größer als 5 km, so dass die Eisschicht keinen störenden Faktor darstellt und die Scherwellen nach wie vor nur Informationen über ihren Laufweg durch den tieferen Untergrund enthalten.

Die temporären Stationen des Wohlthat-Massives

Im Südsommer 2003/2004 wurden im Wohlthat-Massiv (zentrales DML, siehe Abb. 1.3-3) drei Seismometer auf anstehendem Gestein aufgestellt: ein Seismometer im Humboldtgebirge (Station WM72), eines in Skeidshovden (WM73) und ein weiteres in den Weybrechtbergen (WM79). Die Registrierzeit war lediglich auf drei Wochen beschränkt. An der russischen Überwinterungsstation Novo wurde ebenfalls ein Seismometer aufgestellt, das allerdings durch einen technischen Defekt keine brauchbaren Registrierungen aufzeichnete.

Für die Analyse der seismischen Anisotropie konnte aus den Datensätzen der drei Seismometer des Wohlthat-Massives keine geeignete Scherwelle detektiert werden, da die im Zeitraum registrierten Erdbeben aus einer *'falschen'* Entfernung die Stationen erreichten (siehe Kap. 2.2). Es konnten jedoch P-Wellen von stärkeren Erdbeben detektiert werden, welche die Ermittlung der Krustenmächtigkeit durch Berechnung von Receiver Funktionen ermöglichten (siehe Kap. 3.1).

Die temporären Stationen in der Heimefrontfjella

Im polaren Sommer 2004/2005 wurden sechs Stationen in der Heimefrontfjella für ca. drei Wochen auf anstehendem Gestein aufgestellt (Stationskürzel KOT in Abb. 1.3-3). Die Expeditionsvorbereitung und Durchführung erfolgte im Rahmen der vorliegenden Promotion. Zwei der sechs Stationen hatten leider einen technischen Defekt. Die Station KOT5 zeichnete nach nur drei Tagen fehlerfreier Registrierung aus nicht direkt ersichtlichen Gründen nur noch einen permanenten Vollausschlag auf. In den Registrierungen der östlichst gelegenen Station KOT5 in Kirvanveggan ist ein regelmäßiger Sekundenimpuls zu sehen, der die eigentliche Bodenbewegung überdeckt. Er wurde durch den internen 1-Hz-Oszillator

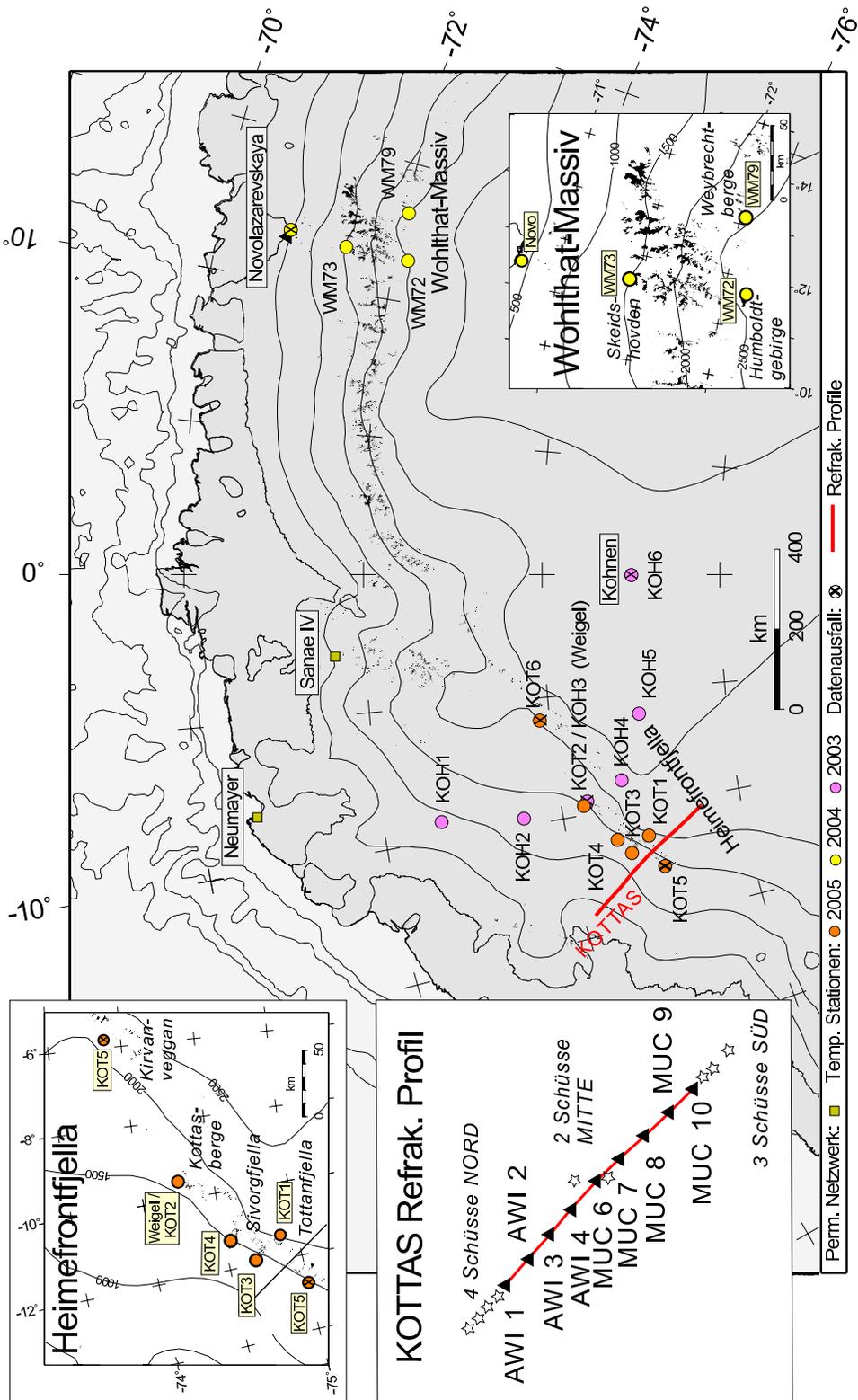


Abbildung 1.3-3: Temporäre und permanente seismologische Stationen innerhalb des DML. Die farblichen Punkte zeigen die Orte auf, an denen die Seismometer temporär aufgestellt wurden. In der Heimfrontfjella wurde ein refraktionsseismisches Experiment im Südsommer 1989/90 durchgeführt (rote Linie). Aus diesen Daten wurde im Rahmen dieser Dissertation ein Krustenmodell erstellt.

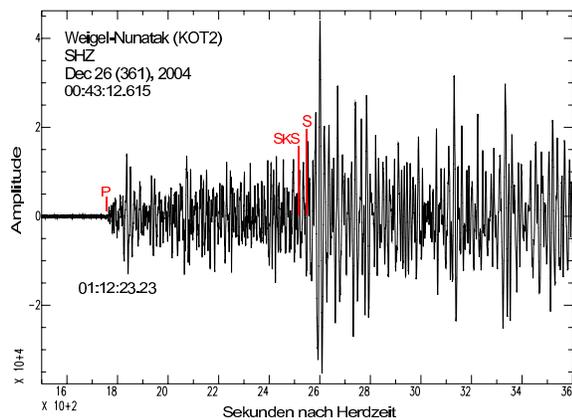


Abbildung 1.3-4: Am Weigel-Nunatak registrierte vertikale Bodenbewegung, die durch das starke Sumatra-Andaman Erdbeben vom 26. Dezember 2004 verursacht wurde. Der direkte P-Welle erreichte die Station um 01:12:23.23.

Aufgrund der dichten Abfolge von Erdbeben waren die einzelnen Phasen nicht zu unterscheiden. Anhand von Registrierungen der Stationen KOT1 und KOT4 konnte jedoch ein geeignetes Beben detektiert werden, mit dem die anisotrope Struktur des Oberen Mantels unterhalb dieser Stationen untersucht wurde.

Die Stationen auf Novolazarevskaya (Novo) und am Weigel-Nunatak

Am Weigel-Nunatak und an der russischen Überwinterungsstation Novolazarevskaya (Novo) wurde jeweils eine seismographische Station für einen ganzjährigen Betrieb über die polare Winterzeit 2004/2005 aufgestellt. Während auf Novo die Ausrüstung geschützt in einer Hütte aufgestellt und an das Stromnetz der Station angeschlossen werden konnte, blieb das Seismometer am Weigel-Nunatak relativ ungeschützt zurück. Die Abbildung 1.3-5 zeigt beide Stationen. Die Station am Weigel-Nunatak wurde mittels zwei parallel geschalteten Akkus, die bis zur Polarnacht durch zwei Solarpanels aufgeladen wurden, mit Spannung versorgt. Dieses Experiment diente auch als erster Versuch, die Messreihen zukünftig über den polaren Sommer hinaus fortzusetzen. Als Resultat konnte eine ca. drei Monate lange Registrierung am Weigel-Nunatak und eine ca. sieben Monate lange Registrierung auf Novo erzielt werden. Beide Datenreihen wurden sowohl für die Untersuchung der seismischen Anisotropie als auch für die Bestimmung der Krustenmächtigkeit verwendet.

Die Permanentstation Sanae IV

Seit März 1997 wird an der südafrikanischen Überwinterungsstation Sanae IV (SNAA) in Kooperation zwischen dem Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ), dem Alfred-Wegener-

der Reftek übertragen. Die verbleibenden Datensätze konnten nur partiell für die Berechnung von Receiver Funktionen und der Untersuchung seismischer Anisotropie verwendet werden, da das starke Sumatra-Andaman Erdbeben vom 26. Dezember 2004 und die zahlreichen starken Nachbarbeben über Stunden und Tage hinweg zu starke Störsignale erzeugten. Darüber hinaus war der Herdmechanismus aufgrund der langen Ausdehnung der Bruchfläche zu komplex. Die Abbildung 1.3-4 zeigt die an der Station am Weigel-Nunatak aufgezeichnete vertikale Bodenbewegung, die durch das Erdbeben verursacht wurde.

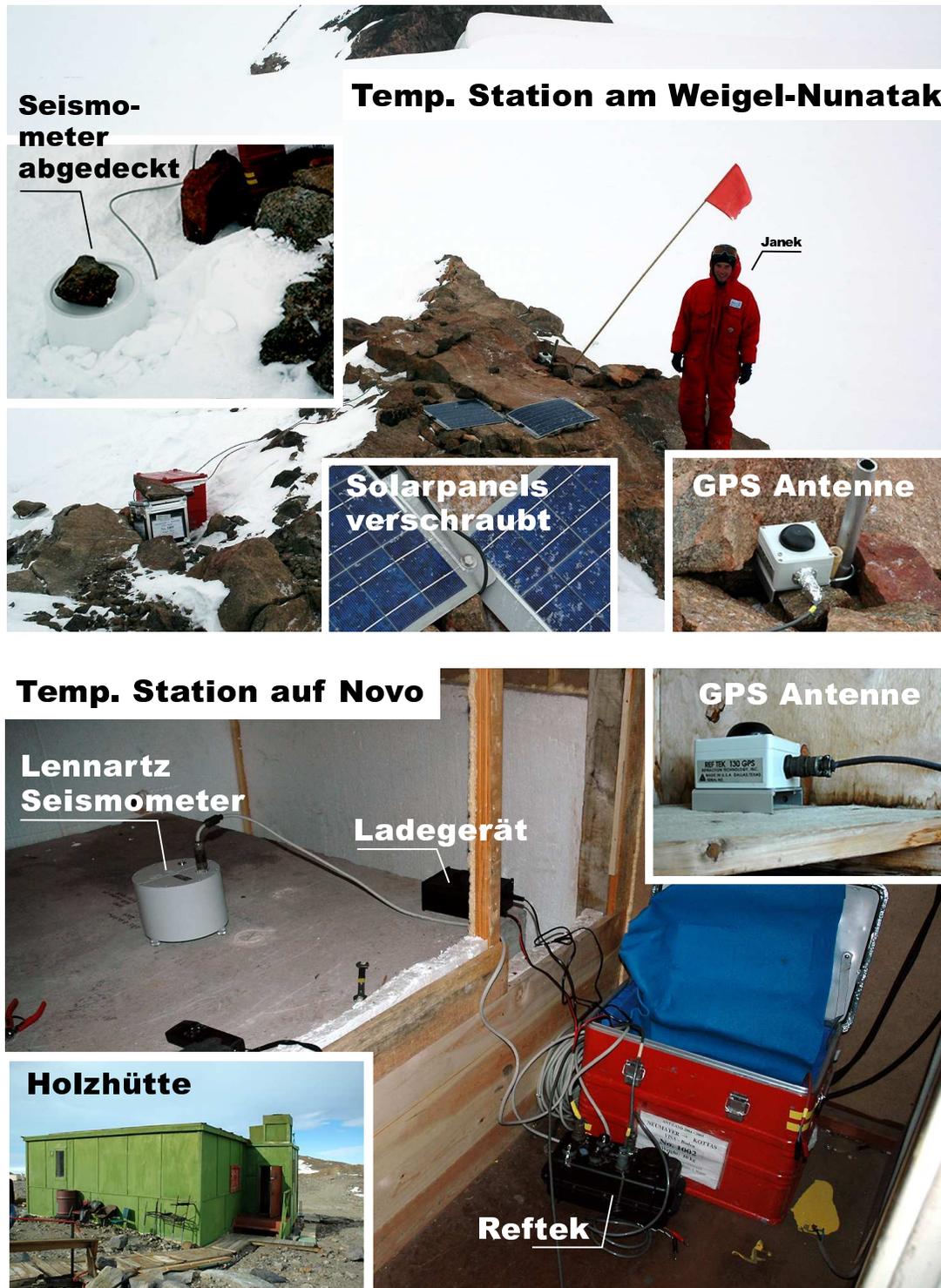


Abbildung 1.3-5: Temporäre Stationen am Weigel-Nunatak und auf Novo. Die Stationen operierten über den polaren Winter 2004/2005. Auf Novo wurde das Seismometer in einer Holzhütte auf einen Betonsockel gestellt, der ehemals für die Messung der absoluten Schwere errichtet wurde. Die Spannungsversorgung erfolgte über einen Laderegler, der an das Stationsnetz angeschlossen worden war. Das Seismometer am Weigel-Nunatak wurde auf gegründetem Fels aufgestellt und mit einem Eimer als Windschutz abgedeckt. Zwei mit Schrauben am Nunatak befestigte Solarpanels luden die Akkus bis zur Polarnacht auf.

Permanentstation Sanae IV

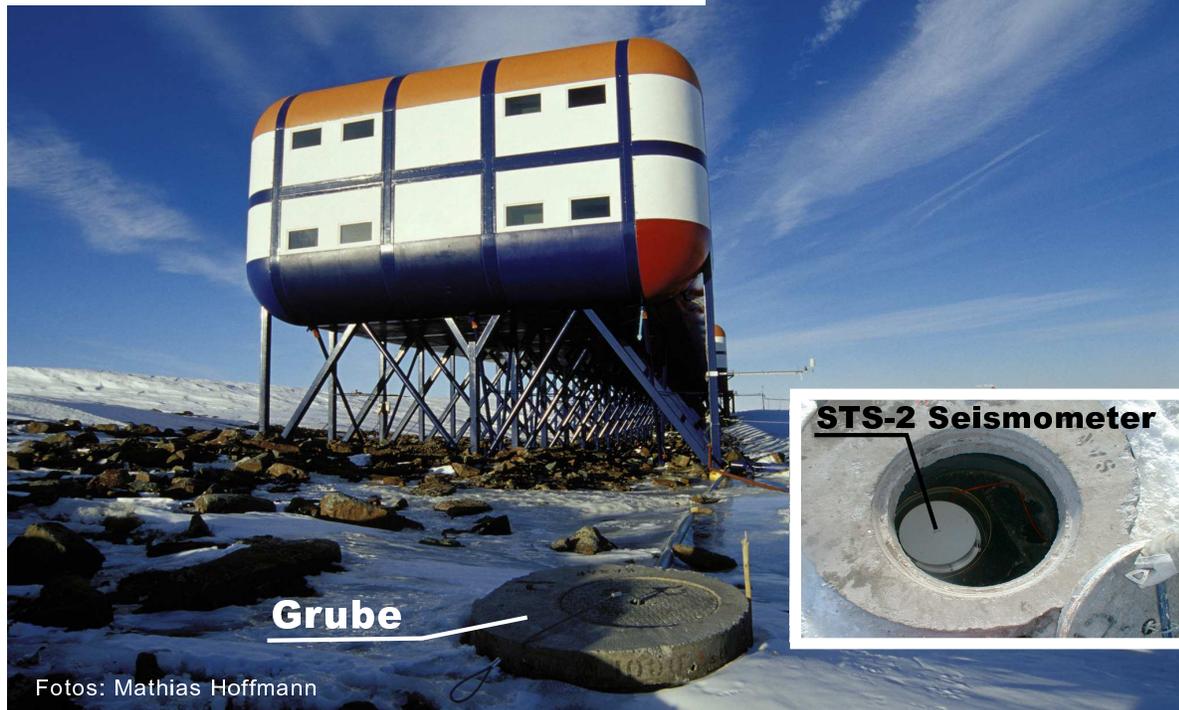


Abbildung 1.3-6: Permanentstation Sanae IV (SNAA). Ungefähr 15 m von der Station entfernt ist in einem Betonschacht das STS-2 Seismometer aufgestellt. Die Daten werden per Kabel in das Labor übertragen.

Institut (AWI) und dem *Council of Geoscience of South Africa* ein Seismometer vom Typ Streckeisen STS-2 betrieben. Die Station gehört dem GEOFON-Netzwerk des GFZ an. Das breitbandig aufzeichnende Drei-Komponenten-Seismometer ist in einem 1.2 m tiefen Schacht installiert, der ca. 15 m von der Forschungsstation entfernt steht. Die Datenübertragung erfolgt über eine Satellitenverbindung zum Geoforschungszentrum Potsdam im *mseed*-Format (siehe Abb. 1.3-6).

Der langjährige Datensatz wurde nach geeigneten Erdbeben durchgesehen, um die seismische Anisotropie und die Krustenmächtigkeit durch Berechnung von Receiver Funktionen zu ermitteln. Dies ist der umfangreichste Datensatz dar, der im Rahmen dieser Dissertation verwendet werden konnte.

1.3.2 Refraktionsseismisches Profil Kottas

Während der Expedition ANT-VIII/5 im Südsommer 1989/90 wurde ein refraktionsseismisches Experiment in der Heimefrontfjella durchgeführt (siehe Abb. 1.3-3). Das NE-SW ausgerichtete Profil hatte eine Länge von ca. 200 km und verlief vom nördlichen Vorland über das Escarpment der Heimefrontfjella bis zum südlich anschließenden Plateau. Neun Datenerfassungssysteme vom Typ Lennartz PCM-5800 wurden im Abstand von ungefähr 20 km aufgestellt (Stationsbezeichnung MUC und AWI in der Abb. 1.3-3). Davon wurden zwei Stationen mit je vier Kanälen durch vertikal aufzeichnende Seismometer ausgestattet. Sechs Stationen verfügten über acht Kanäle, an die ein Drei-Komponenten-Seismometer vom Typ Geosource PE-6 angeschlossen wurde. Eine Station zeichnete die durch die Schüsse verursachte Bodenbewegung mit einem Lippmann Drei-Komponenten-Seismometer auf.

Insgesamt neun Schüsse mit einer maximalen Ladung von bis zu 800 kg Dynamit wurden wie folgt abgetan: vier am nördlichen Profilende, drei am südlichen und zwei in der Mitte des Profils. Die nördlichen Schüsse lagen von der nächstgelegenen Station AWI-1 drei, acht, dreizehn und achtzehn Kilometer entfernt. MUC-10, die südlichst gelegene Station, war drei, acht, und achtzehn Kilometer von den südlichen Schusspunkten entfernt. Zwischen den beiden Stationen AWI-4 und MUC-7 wurden die beiden mittleren Schüsse abgetan.

An dieser Stelle sei auf die Publikation von Miller & Oerter (1991) verwiesen, in welcher eine detaillierte Beschreibung des Experiments nachzulesen ist.

1.4 Publikationen

Im Rahmen dieser Dissertation wurden zwei Publikationen in der Fachzeitschrift *Geophysical Journal International* veröffentlicht. Zum einen erschien *'Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting'*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und zum anderen *'Seismic imaging of the Crust beneath Dronning Maud Land, Antarctica'*.

Die Publikationen werden in Kapitel 2 (Seismische Anisotropie des Oberen Mantels) und Kapitel 3 (Bestimmung der Krustenstruktur) kurz vorgestellt und sind jeweils im Anhang A und B aufgeführt.

2 Seismische Anisotropie des Oberen Mantels

Anisotropie ist im Allgemeinen die Richtungsabhängigkeit physikalischer Parameter. Als seismische Anisotropie wird die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen als eine Funktion der Ausbreitungsrichtung und/oder der Polarisationsrichtung bezeichnet. Die Minerale Olivin und Orthopyroxen sind Hauptbestandteile des Oberen Erdmantels und von Natur aus anisotrop (Montagner, 1994). Olivin besitzt eine Geschwindigkeitsanisotropie für Scherwellen von 22%, wohingegen olivinreiche, ultramafische Mantelgesteine einen Wert unter 10% aufweisen (Babuska & Cara, 1991). Unter Deformation regeln sich die Kristalle der anisotropen Minerale ein und verursachen eine residuale Anisotropie. Beim Durchgang einer Scherwelle durch dieses residuale anisotrope Medium wird sie in zwei Teilwellen aufgespalten, die sich mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ausbreiten und orthogonal zueinander polarisiert sind. Diese Aufspaltung von teleseismischen Scherwellen wird auch *Scherwellen-Splitting* genannt und kann auf den horizontalen Komponenten eines Drei-Komponenten-Seismometers beobachtet werden. Vereinfacht ist dies in Abb. 2.0-1 dargestellt.

Das anisotrope Medium wird anhand der sogenannten *splitting parameter* beschrieben. Diese setzen sich zum einen aus dem Zeitversatz der beiden Teilwellen und zum anderen aus der Polarisationsrichtung der schnelleren Welle (auch Schnelle Achse genannt) zusammen. Letztere repräsentiert die kristalline *a*-Achse der Minerale, die sich unter Deformation in einem von außen angelegten mechanischen Spannungsfeld orthogonal zur Hauptspannungsrichtung orientiert. Nach derzeitigen Erkenntnissen können solche mechanische Spannungen im Erdinnern durch folgende Prozesse erzeugt werden: zum einen durch eine vertikal kohärente Deformation der Lithosphäre (*vertical coherent deformation* - *VCD*), verursacht durch Deformationsprozesse wie beispielsweise Gebirgsbildung (Silver, 1996). Dies wird im Allgemeinen unter dem Begriff der *fossilen Anisotropie* verstanden. Zum anderen durch eine viskose Zugspannung an der unteren Lithosphäre aufgrund

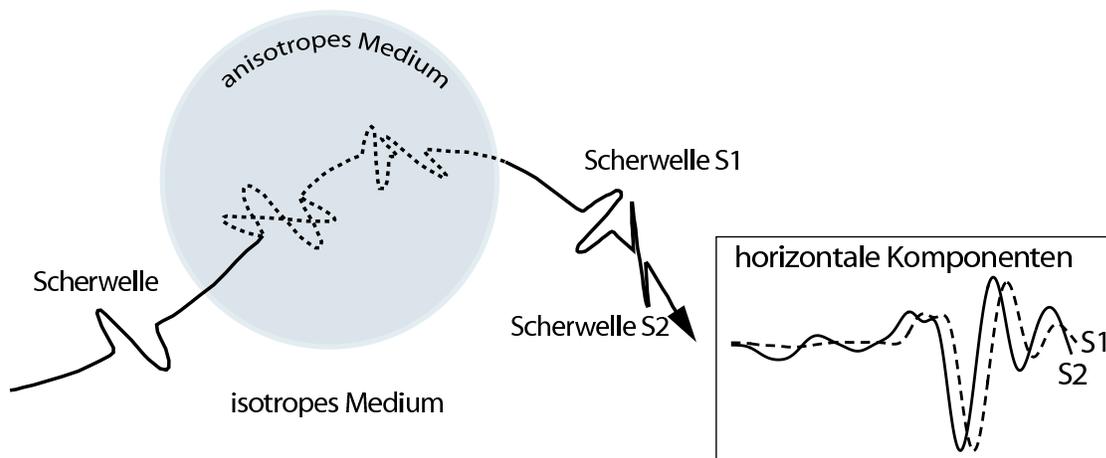


Abbildung 2.0-1: Seismische Anisotropie: Durchläuft eine Scherwelle ein anisotropes Medium, wird sie in zwei Teilwellen aufgespalten, die unterschiedliche Geschwindigkeiten haben und orthogonal zueinander polarisiert sind. Die aufgespaltenen teleseismischen Wellen sind auf den Horizontalkomponenten zu beobachten.

der absoluten Plattenbewegung (*absolute plate motion - APM*) (Vinnik et al., 1992). In Regionen mit geringer APM resultiert das *Scherwellen-Splittung* eher aufgrund vergangener Deformationsvorgänge innerhalb der Lithosphäre. Die Untersuchung der seismischen Anisotropie erlaubt daher Aussagen über tektonische Deformationsprozesse, die in der Vergangenheit das jeweilige Untersuchungsgebiet prägten.

Im folgenden Abschnitt 2.1 wird eine kurze Einführung in die Methode zur Bestimmung der *splitting parameter* gegeben. Hieran anschließend werden in Abschnitt 2.2 die Daten und deren Bearbeitung vorgestellt. Der darauf aufbauende Abschnitt 2.3 stellt die erzielten Resultate für verschiedene Untersuchungsregionen vor.

Die Veröffentlichung '*Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting*' erschien in der Zeitschrift *Geophysical Journal International*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und ist im Anhang A aufgeführt.

2.1 Methode

Die oben vorgestellten *splitting parameter* werden durch ein Inversionsverfahren bestimmt. Nach Silver & Chan (1991) wird ein inverser *splitting operator* ermittelt, der den Aufspaltungseffekt rückgängig macht. Zwei Kriterien können dafür angewandt werden: zum einen die Minimierung der Energie auf der transversalen Komponente (vorzugsweise für

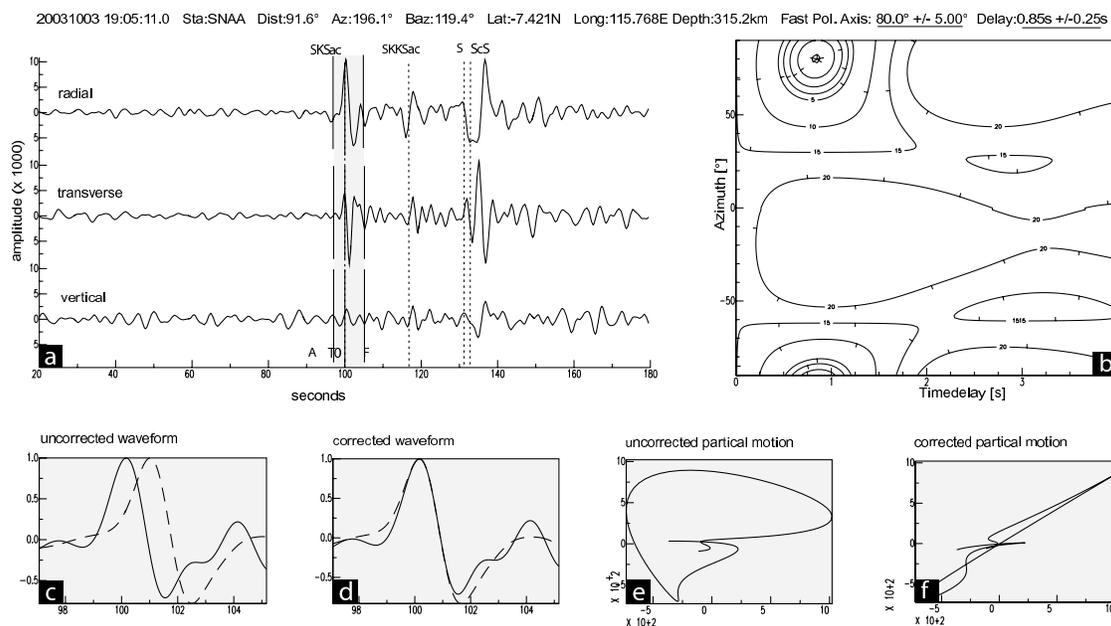


Abbildung 2.1-2: Beispiel für seismische Anisotropie beobachtet an der Station SNAA. (a) zeigt deutliche Energie auf der radialen und transversalen Komponente. (b) zeigt die transversale Energie in Abhängigkeit der *splitting parameter* (Zeitversatz und Polarisationsrichtung der Schnellen Achse) als Konturgraphik. (c) Vor der Minimierung der transversalen Energie sind die beiden Horizontalkomponenten zeitlich getrennt, wobei die Wellenformen ähnlich sind. (d) zeigt die beiden Wellen nach der Inversion. Sie wurden um den ermittelten Zeitversatz von 0.85 s gegeneinander verschoben. Es wird nun ein isotropes Medium simuliert. (e) zeigt die typische elliptische Teilchenbewegung der Horizontalkomponenten vor der Inversion, wohingegen (f) die durch die Inversion rückgeführte lineare Teilchenbewegung veranschaulicht.

SK(K)S-Phasen) und zum anderen die Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix der Horizontalkomponenten. Bildlich gesprochen wird die durch Anisotropie verursachte elliptische Partikelbewegung in eine lineare rücktransformiert. Die Abbildung 2.1-2 zeigt ein Beispiel für eine aufgesplante SKS-Phase und deren Rückführung in den isotropen Raum durch eine Inversion.

Für die Analyse seismischer Anisotropie werden vorzugsweise diejenigen Scherwellen verwendet, die den Erdkern durchlaufen haben. Ihr Vorteil besteht darin, dass durch das Eindringen in den flüssigen äußeren Erdkern der Einfluss einer möglichen quellseitigen Anisotropie durch die Konversion zur Kompressionswelle entfernt wird. Ein Spezialfall unter den teleseismischen Phasen bezüglich Richtung und Polarisation ist die SKS-Phase. Sie wird beim Eintritt in den flüssigen äußeren Kern in eine Kompressionswelle konvertiert und bei ihrem Eintritt in den Mantel wiederum in eine Scherwelle. Zusätzlich ist die SKS-Phase in einer sphärisch symmetrischen und isotropen Erde in der radialen Ebene polarisiert, die transversale Komponente ist gleich null. Von Vorteil ist ihr nahezu senk-

rechter Einfall mit einem Inzidenzwinkel $\leq 10^\circ$, was zu einer hohen lateralen Auflösung führt. Auf SK(K)S-Phasen wird vorzugsweise die Inversion mittels Minimierung der transversalen Energie angewandt, da die Polarisationsrichtung dem (bekannten) Backazimuth (= Winkel zwischen Station und Erdbeben bezogen auf geographisch Nord) entspricht. Eine Inversion durch Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix wird im Allgemeinen auf einen anderen Scherwellentyp (S oder ScS) angewandt. Erdbeben, bei denen diese Phasen zur Analyse herangezogen werden, müssen eine große Herdtiefe haben, um Einflüsse quellseitiger Anisotropie auszuschließen.

Im einfachsten Fall verursacht eine einzige anisotrope Schicht zwischen Kern und Empfängerstation die Aufspaltung. Die *splitting parameter* sind dann von der Richtung der einfallenden Scherwelle unabhängig (im Falle einer SK(K)S Welle entspricht dies dem Backazimuth). Liegen jedoch zwei anisotrope Schichten innerhalb des Laufweges, dann wird eine Abhängigkeit der *splitting parameter* vom Backazimuth mit einer typischen $\pi/2$ -Periodizität erwartet (Silver & Savage, 1994). Diese kann aber nur dann nachgewiesen werden, wenn der zu untersuchende Datensatz ausreichend Scherwellen aus unterschiedlichen Richtungen enthält. Eine alternative Methode, die beobachtete Aufspaltung einem Zwei-Schicht-Fall zuzuordnen, beruht auf der direkten Inversion der Wellenform (Özalaybey & Savage, 1994). Ähnlich wie das weiter oben vorgestellte Verfahren von Silver (1996) werden zwei inverse *splitting Operatoren* durch Minimierung der transversalen Energie ermittelt. Die hieraus resultierenden *splitting parameter* charakterisieren die obere und darunter liegende anisotrope Schicht. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, dass nur eine kleine Anzahl an Wellenformen ausreichend ist, um einen potentiellen Zwei-Schicht-Fall nachzuweisen.

Als ergänzende Literatur sei verwiesen auf den dritten Abschnitt '*data and method*' der durch diese Dissertation entstandenen Veröffentlichung '*Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting*' aufgeführt in Anhang A. Alternativ dazu könnten die allgemein gehaltenen Beiträge von Savage (1999), Silver (1996) oder Fouch & Rondenay (2006) von Interesse sein.

2.2 Daten und deren Bearbeitung

Im Rahmen dieser Dissertation wurde das Ziel verfolgt, den Charakter der beobachtbaren seismischen Anisotropie zu beschreiben. Wie bereits in Kapitel 1.1 näher erläutert, wurden hierfür die Aufzeichnungen von sowohl temporär ausgebrachten als auch permanent aufzeichnenden Seismometern in einem ersten Schritt nach vorhandenen Scherwellen untersucht. Der Schwerpunkt lag dabei auf SKS-, SKKS-, S- und ScS-Phasen von Erdbeben, deren Magnitude größer als 5.3 war. Für die ScS- und S-Phasen galt als ein

zusätzliches Kriterium eine Herdtiefe der Erdbeben von mindestens 300 km, um quellseitige Anisotropieeinflüsse auszuschließen. Die Informationen der Herddaten der im Aufzeichnungszeitraum generierten Erdbeben wurden durch die Website des Erdbebencenters NEIC ermittelt¹. Dessen speziell formatierte Listen dienten als *input*-Dateien für weitere Bearbeitungsschritte, die durch ein umfangreiches, im Rahmen dieser Dissertation entwickeltes Softwarepaket (Skriptsprache Perl) automatisiert wurden.

Folgende Bearbeitungsschritte waren notwendig:

1. Umwandeln der Rohdaten in das SAC-Format (*Seismic Analysis Code*²). Grund für die Wahl dieses Formates waren die frei verfügbaren Fortranprogramme von Paul G. Silver, welche die finalen *splitting parameter* aus den Scherwellen ermitteln. Die Programme waren teilweise zur verwendeten Rechnerarchitektur nicht kompatibel und mussten in ihrem Quellcode erheblich modifiziert werden.
2. Setzen von Informationen wie Herddaten, Stationsdaten, Samplerate etc. im Header der Datenfiles.
3. Ausschneiden eines definierten Zeitfensters um die zu untersuchende Scherwelle. Für alle in der NEIC-Liste aufgeführten Ereignisse wurden mittels der Stations- und Herdkoordinaten und unter Zuhilfenahme des Programmes *Onset* (Schweitzer, 2001) die theoretischen Laufzeiten ermittelt.
4. Optionales Filtern der Zeitreihe mit einem Bandpass zwischen 0.05 Hz und 0.5 Hz.
5. Bestimmung der finalen *splitting parameter* der ausgeschnittenen Scherwellen durch Minimierung der Energie der transversalen Komponente oder durch Minimierung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix (siehe Kapitel 2.1).

In den Registrierungen der drei im Wohlthat-Massiv aufgestellten Stationen konnte kein für die Untersuchung seismischer Anisotropie geeignetes Beben gefunden werden. Zwar trat während des kurzen Aufzeichnungszeitraumes ein Erdbebenschwarm bei den Loyalty-Inseln auf, allerdings erwies sich deren Epizentraldistanz von ca. 85° als nicht geeignet, um die SKS-Phase und die kurz darauf folgende direkte S-Phase deutlich voneinander zu trennen. Die SKS-Phase ist zwischen einer Epizentralentfernung von 86° und 110° frei von der Interferenz anderer Phasen. Dies macht deutlich, wie wichtig lange Beobachtungszeitreihen sind, vor allem wenn die Untersuchungen auf Erdbeben basieren.

¹<http://earthquake.usgs.gov>

²<http://iris.edu/manuals/sac/>

2.3 Interpretation und Diskussion

Die komplexe tektonische und geologische Geschichte des Untersuchungsgebietes - wie sie in Kapitel 1.2 näher beschrieben wurde - spiegelt sich auch in der seismischen Anisotropie wider. Eine einheitliche, für das gesamte DML gültige Lösung kann nicht angegeben werden. Ausgeschlossen werden kann jedoch ein rezenter Beitrag zur Anisotropie, der durch die Absolute Plattenbewegung hervorgerufen wird. Nach dem Modell HS2-NUVEL1 (Gripp & Gordon, 1990) bewegt sich die antarktische Platte innerhalb eines Jahres um 1.15 cm in eine Richtung von 170°. Diese Geschwindigkeit ist zu gering, als dass sie eine Scherdeformation in der unteren Lithosphäre erzeugen könnte, die die Mantelminerale schließlich ausrichtet. Zudem korreliert die Richtung der Plattenbewegung nicht mit der Orientierung der Schnellen Achsen, was auf Abb. 2.3-3 zu sehen ist. Vielmehr sind die Beobachtungen konsistent mit einem Modell fossiler Anisotropie innerhalb des Oberen Mantels, die durch vertikal kohärente Deformation erzeugt wurde. Silver et al. (2004) hält ein Modell fossiler Anisotropie für das südliche Afrika, der konjugente Teil von Antarktika während der Existenz des Großkontinentes Gondwana, ebenfalls für plausibel.

Da im großräumig ausgedehnten Messgebiet die Ergebnisse nicht konsistent sind, erfolgt deren Beschreibung im Folgenden nach einer regionalen Aufteilung.

2.3.1 Heimefrontfjella, westliches DML

Das westliche Ende des Ost-Afrikanischen Orogens (~ 500 Ma), auch Ost-Antarktisches Orogen genannt, ist in der Heimefrontfjella mit der grenvillischen Heimefront Scherzone (HSZ) aufgeschlossen. Ein Vergleich der Orientierung der Schnellen Achsen mit den beiden verfügbaren Karten magnetischer Anomalien - EMAGE und ADMAP (Jokat et al. (2003) und Golynsky et al. (2001)) - zeigt eine deutliche Korrelation zwischen der Ausrichtung der magnetischen Anomalien und der Richtung der Schnellen Achsen (siehe Abbildung 2.3-3). Mit dieser Beobachtung kann eine Verbindung zwischen krustalen und anisotropen Strukturen im Oberen Mantel hergestellt werden. Die magnetischen Anomalien repräsentieren den krustalen Beitrag zum gemessenen Magnetfeld, wohingegen die beobachtete Anisotropie im Oberen Mantel ihre Ursache hat. Da die Schnellen Achsen annähernd parallel sind und mit der Ausrichtung der magnetischen Anomalien korrelieren, liegt der Schluss nahe, dass eine vertikal kohärente Deformation der Lithosphäre die Mantelminerale in der beobachteten Orientierung ausgerichtet hat. Das wiederum impliziert eine sowohl kohärente Deformation von Kruste und dem darunter liegenden Oberen Mantel als auch eine starke Verbindung zwischen Kruste und Mantel während der Orogenesen im späten Proterozoikum/frühen Paleozoikum.

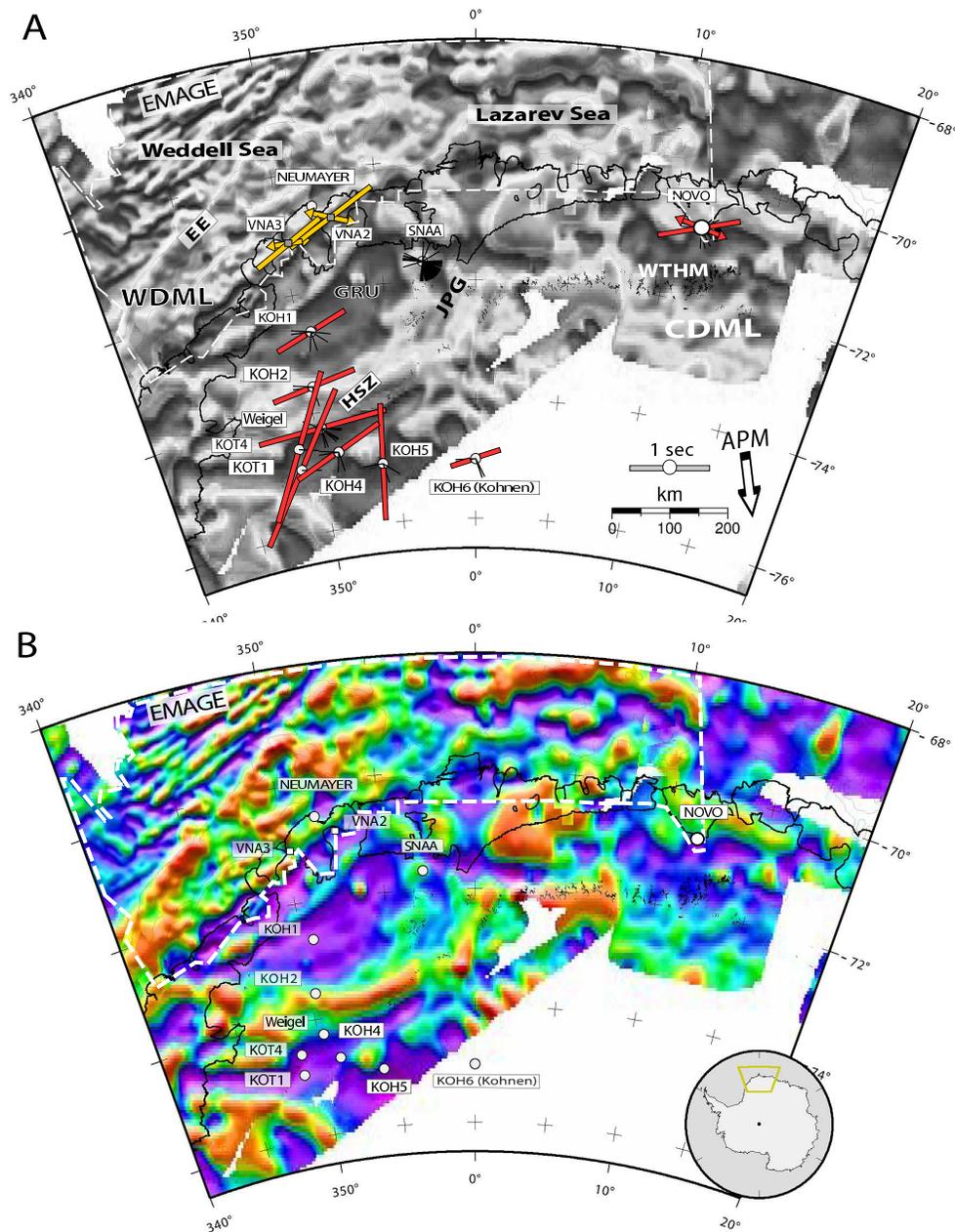


Abbildung 2.3-3: A: Splitting Parameter im Vergleich mit den aeromagnetischen EMAGE- (Jokat et al., 2003) und ADMAP-Datensätze (Golynsky et al., 2001) des DML. Rote Balken zeigen die Orientierung der Schnellen Achsen an, die Balkenlänge ist proportional zum Zeitversatz. Für die küstennahen Stationen Novo und Neumayer (Müller, 2001) konnten Modelle mit zwei anisotropen Schichten gefunden werden. Die untere Schicht wird durch Pfeile dargestellt. Die dünnen schwarzen Linien deuten die Richtungen der innerhalb der Untersuchung verwendeten Erdbeben an. B: aeromagnetische Anomalien in einer farblichen Skalierung. Die Schnellen Achsen der Stationen innerhalb der Heimefront Scherzone (HSZ), Novo und Neumayer sind parallel zu den kleinräumigen magnetischen Anomalien ausgerichtet. Abkürzungen sind: EE, Explora Escarpment; JPG, Jutul-Penck-Graben; GRU, Grunehogna-Kraton; CDML, Zentrales Dronning Maud Land; WDML, Westliches DML; WTHM, Wohlthat-Massiv; APM, Absolute Plattenbewegung.

Als auffällig erweist sich die plötzliche Änderung der Orientierung der Schnellen Achsen im Bereich der HSZ (siehe Abbildung 2.3-3). Diese abrupte Änderung spricht ebenfalls für eine Fortsetzung der Scherzone von der Kruste in den Oberen Mantel hinein. Babuska & Plomerova (2006) interpretieren die für die Europäische Landmasse festgestellte abrupte Richtungsänderung der Schnellen Achsen als die Erhaltung von fossilen anisotropen Strukturen. Die Ausrichtung der Kristalle wurde selbst während der Vereinigung einzelner kontinentaler Fragmente zur Europäischen Platte nicht zerstört. Werden diese Erkenntnisse als ein Analogon angesehen und auf das DML übertragen, so repräsentiert die HSZ eine fossile Suturzone zwischen der Maudheim-Provinz und dem weiter südlich gelegenen panafrikanischen Teil des Ostantarktischen Kratons. Die durch die Eisschicht überdeckte Suturzone zeigt sich heute in einer abrupten Änderung der seismischen Anisotropie.

2.3.2 Novolazarevskaya (Novo), zentrales DML

Die beobachtete Anisotropie lässt sich für Novo durch einen Zwei-Schicht-Fall erklären (siehe theoretische Aspekte in Kapitel 2.1). Die Orientierung der Schnellen Achse der oberen Schicht folgt zum einen der Streichrichtung des ca. 100 km südwärts gelegenen Wohlthat-Massives. Es kann daher angenommen werden, dass diese obere anisotrope Schicht fossilen Charakter hat und auf Deformationsprozesse im späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum zurückzuführen ist. Die Schnelle Achse der unteren Schicht orientiert sich parallel zum Kontinentalrand (siehe Abbildung 2.3-3).

Drei Erklärungen lassen sich für das zu einem Kontinentalrand parallele Ausrichten der Mantelminerale angeben:

1. Bei *strike-slip*-Systemen orientieren sich die Kristalle in Richtung dieser Bewegung. Dies wurde auch beim Moma Rift beobachtet (Vinnik et al., 1992). Eine solche *strike-slip*-Deformation wird im Zusammenhang mit dem Gondwanaaufbruch in Form einer Reaktivierung von alten Verwerfungszonen vor dem Zerfall des Großkontinentes diskutiert (Jokat et al., 2003). Konsequenterweise unterstützt unsere Untersuchung Modellvorstellungen des Gondwanazerfalles für die Region um Novo, die ein *strike-slip*-System berücksichtigen.
2. Als sich die Lazarev See, der vorgelagerte ozeanische Bereich von Novo, durch den Gondwanazerfall öffnete, kam es zu einem großräumigen Ausströmen von Mantelmaterial. Für Riftsysteme ist die Ausrichtung der Schnellen Achsen mehrdeutig und abhängig von der Geschwindigkeit der Öffnungsrate. Eignet sich eine Öffnung sehr schnell, richten sich die Schnelle Achsen senkrecht zum entstehenden Kontinentalrand bzw. parallel zur Öffnungsrichtung aus. Für den Fall eines

sich langsam öffnenden Systems wird eine zum Rand hin parallele Ausrichtung der kristallinen *a*-Achsen beobachtet. Als Beispiel sei hier auf das Ostafrikanische Rift verwiesen (Gao et al., 1997). Die *spreading rate* zum Zeitpunkt der Öffnung wurde durch eine Untersuchung aeromagnetischer Datensätze von Jokat et al. (2003) auf eine Geschwindigkeit von 3 cm/Jahr bestimmt, was im Allgemeinen einer langsamen Öffnungsrate entspricht und daher mit den Beobachtungen hier konsistent ist.

3. Ein verbleibender Rest subduzierten Materials, das entweder ozeanischen oder kontinentalen Ursprungs ist, könnte die untere anisotrope Schicht bilden. Die letzte nachweisbare Kollision zweier kontinentaler Fragmente geht auf die Bildung von Gondwana im späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum zurück. Bei Kontinent-Kontinent-Kollisionen ist unter anderem zu beobachten, dass sich die jeweiligen Lithosphären übereinander schieben und sich dabei der Krustenanteil der unten liegenden Schicht absichert (z.B. Fowler, 1990). Diese mögliche Erklärung ist jedoch eher spekulativ, da erstens bis dato eine Suturzone durch die mächtige Eisbedeckung nicht identifiziert werden konnte und zweitens der Gondwanazerfall von einer enormen Wärmeproduktion begleitet war, die ältere Strukturen höchstwahrscheinlich durch ein Aufschmelzen zerstörte.

Müller (2001) hat aus den Daten der Neumayer Station ebenfalls einen Zwei-Schicht-Fall nachweisen können. Bemerkenswert ist, dass die Richtungen beider Schneller Achsen für Neumayer und Novo bis auf wenige Grad identisch sind. Der Autor zeigt durch eine Rekonstruktion des Großkontinentes Gondwana, dass die Orientierung der Schnellen Achse der oberen Schicht (von Neumayer) mit der Richtung der Schnellen Achsen vom südlichen Afrika (Silver et al., 2004) korreliert. Er führt die anisotropen Strukturen der unteren Schicht auf Prozesse während des Gondwanaaufbruches im Jura zurück.

2.3.3 Sanae IV (SNAA)

Die Station SNAA befindet sich am Rande des Grunehogna-Kratons, der beim Zerfall von Gondwana ein Teil Antarktikas wurde (siehe Abb. 1.2-1). An seiner östlichen Begrenzung liegt der Jutul-Penck-Graben, ein altes Riftsystem, das durch den Jutulstraumengletscher komplett mit Eis bedeckt ist. An den Grunehogna-Kraton schließt sich die mesoproterozoische Maudheim-Provinz an. Es wird vermutet, dass der Graben eine lithosphärische Grenze darstellt (Groenewald et al., 1991).

Die Ergebnisse zeigen keinen einheitlichen Konsens, und auch die Einzelmessungen sind untereinander nicht konsistent. Während ein Großteil der Beobachtungen keine Aufspaltung aufweist und daher ein isotroper Untergrund zu vermuten wäre, zeigen azimutal

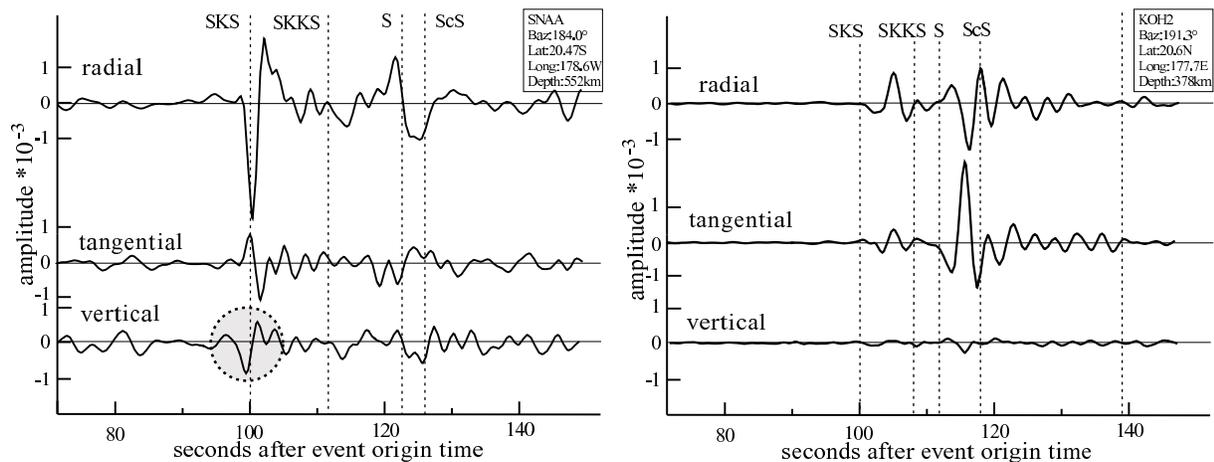


Abbildung 2.3-4: Zwei Beispiele für SKS-Phasen erzeugt durch ein Erdbeben aus der Region Fidschi. Links eine Aufzeichnung aus den Registrierungen der Station SNAA, rechts von der Station KOH2. Auf der vertikalen Komponente der SNAA-Registrierung ist ein deutlicher Energieanteil zu beobachten (grauer Kreis). Diese Beobachtung wurde für alle SKS-Phasen gemacht, die aus der Region Fidschi kamen. Dies steht im Widerspruch zu der Annahme einer radialen Polarisierung der SKS-Phasen. Als Vergleich zeigt die rechte Graphik eine SKS-Phase für KOH2. Auf der vertikalen Komponente ist kein Signal zu beobachten.

benachbarte Segmente anisotropes Verhalten. Weiter vorne in Abbildung 2.1-2 ist eine der wenigen aufgespaltenen Scherwellen zu sehen. Dass der Untergrund eher heterogen als homogen aufgebaut ist und dadurch auch eine komplizierte Anisotropie vorhanden sein kann, zeigt folgende interessante Beobachtung:

Bei allen SKS-Phasen, die die Station aus südlicher Richtung und im Speziellen aus der Region Fidschi mit Backazimuth von ca. 180° erreichen, ist auf der vertikalen Komponente ein deutlicher Energieanteil zu sehen (siehe obere Abbildung 2.3-4).

Dies steht im Widerspruch zu der Annahme, dass radial-polarisierte SK(K)S-Phasen durch die bereits erwähnte Konversion am Kern-Mantel-Übergang ihre Energie ausschließlich in der horizontalen Ebene haben. Werden geometrische Aspekte in Betracht gezogen, dann könnte eine geneigte Schicht als lateral geologische Inhomogenität eine solch deutlich refraktierte vertikale Phase erzeugen. Die Mächtigkeit der Schicht kann in erster Näherung durch die Wellenlänge der SKS-Phasen bestimmt werden. Sie ist demnach zwischen 7 und 70 km mächtig. Wird die elliptische Partikelbewegung in eine lineare überführt (durch sukzessives Neigen der Vertikalkomponente), dann resultiert daraus ein Neigungswinkel der Schicht gegenüber der Vertikalen von ca. 10°.

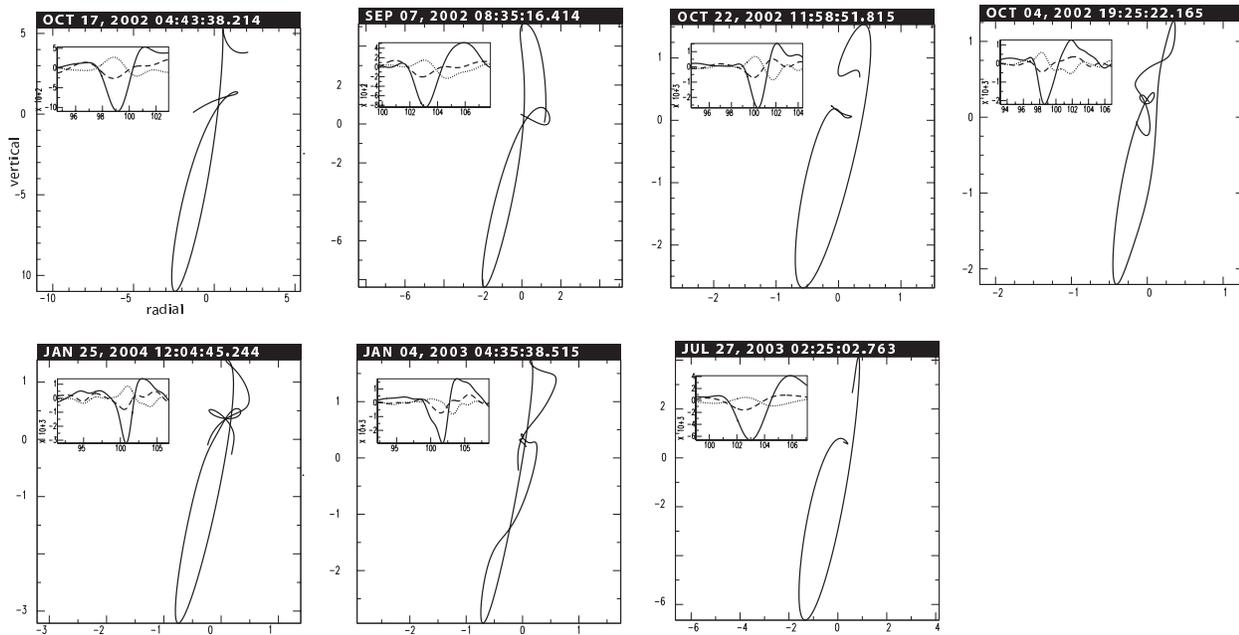


Abbildung 2.3-5: Teilchenbewegungen von SKS-Phasen aus der Region Fidschi. Die leicht elliptische Teilchenbewegung erfolgt in der Ebene, die durch die radiale und vertikale Komponente eines Drei-Komponenten-Seismometers aufgespannt wird. Die zu jeder Partikelbewegung gehörende SKS-Phase ist im Seismogramm links oben dargestellt. Dort zeigt die durchgezogene Linie die radiale Bodenbewegung an, die gestrichelte die vertikale und die gepunktete die transversale.

Abbildung 2.3-5 zeigt die Teilchenbewegungen von SKS-Phasen in derjenigen Ebene, die durch die radiale und vertikale Komponente aufgespannt wird. Sie sind leicht elliptisch - dies darf allerdings nicht verwechselt werden mit der elliptischen Partikelbewegung der Horizontalkomponenten, die auf seismische Anisotropie zurückzuführen ist. Eine weitere Abbildung 2.3-6 zeigt den Zeitversatz zwischen der radialen und vertikalen Phase in Abhängigkeit des Backazimuthes. Die radiale Phase erreicht ca. 0.3 s vor der vertikalen die Station. Für weitere Betrachtungen bezüglich der seismischen Anisotropie werden diese anomalen Phasen aus der Region Fidschi nicht mehr berücksichtigt, da lediglich ein komplexes Untergrundmodell, das laterale Heterogenitäten einschließt, eine zufriedenstellende Erklärung geben kann.

Werden nur die Vielzahl an (scheinbar-)isotropen Beobachtungen betrachtet, so können diese wie folgt erklärt werden:

1. Ein nahezu vertikales Fließen von Mantelmaterial zu Zeiten des Gondwanazerfalles. Bei vertikaler Fließrichtung orientieren sich die a -Achsen der Mantelminerale vertikal. Wellen, die heute diese "erstarrte" Schicht durchlaufen, erfahren keine Aufspaltung und simulieren daher einen isotropen Mantel. Ein nahezu vertikaler Aufstrom

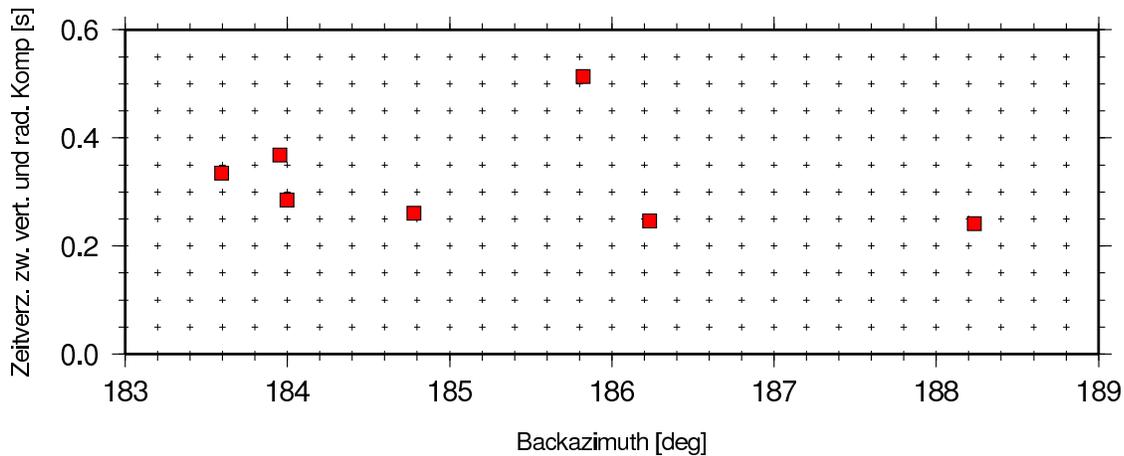


Abbildung 2.3-6: Zeitverzögerungen zwischen der radialen und vertikalen Komponente für SKS-Phasen aus der Region Fidschi.

von Mantelmaterial unterhalb der Station SNAA könnte seine Ursache in einem Mantelplume haben, der als Initiator für den Gondwanazerfall in Jokat et al. (2003) diskutiert wird.

2. Theoretisch ist eine Aufspaltung der Scherwellen nicht zu beobachten, wenn zwei oder mehr anisotrope Schichten mit unterschiedlichen Symmetrieachsen vorliegen und sich deren anisotropes Verhalten gegenseitig aufhebt (Silver & Savage, 1994). Für einen Zwei-Schicht-Fall mit einer Differenz von 90° zwischen den beiden Schnellen Achsen ist nach Silver & Savage (1994) die Aufspaltung nicht mehr nachzuweisen. Es bleibt zu erwähnen, dass für die Nachbarstationen Novo und Neumayer ein geschichteter Aufbau des Mantels die beobachtete Aufspaltung von Scherwellen sehr gut erklärt.
3. Eine weit kompliziertere anisotrope Charakteristik des Untergrundes, der nicht durch einen einfachen Ein- oder Mehr-Schicht-Fall beschrieben werden kann.

Um die Struktur des Oberen Mantels unterhalb von SNAA mit Hilfe der seismischen Anisotropie detaillierter erfassen zu können, sollten mehr Seismometer in der Umgebung der Station (auch temporär) ausgebracht werden.

2.4 Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich anhand der Untersuchung seismischer Anisotropie Folgendes ableiten:

1. Das im Untersuchungsgebiet beobachtete Muster seismischer Anisotropie kann mit dem Modell einer sich auf einem stationären Mantel bewegenden starren

Lithosphärenplatte nicht erklärt werden. Die Geschwindigkeit der Antarktischen Platte von 1.15 cm pro Jahr erzeugt ein zu geringe Scherspannung, um die Mantelminerale auszurichten. Ferner sind die *spitting parameter* im Vergleich untereinander zu inkonsistent. Das alternative Modell der vertikalen koheränten Deformation erklärt jedoch sehr gut die beobachtete Anisotropie.

2. Im Allgemeinen folgen die anisotropen Strukturen der Lithosphäre den Richtungen der Gebirgszüge. Des Weiteren orientieren sich die Schnellen Achsen in Richtung der magnetischen Anomalien. Daraus kann abgeleitet werden, dass der Obere Mantel und die Kruste bei Deformationsprozessen wie z.B. Orogenesen stark miteinander verbunden gewesen waren.
3. Die abrupte Änderung der Richtungen der Schnellen Achsen im Bereich der Heimefront Scherzone impliziert eine Scherzone, die sich in den Oberen Mantel hinein fortsetzt. Zusätzlich verbindet die Scherzone Mantelstrukturen, die jeweils für sich ihre eigene tektonische Entwicklung und Geschichte aufweisen. Infolgedessen kann ein Hinweis auf eine Suturzone gegeben werden, welche die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem panafrikanisch überprägten Teil des Ostantarktischen Kratons trennt. Diese Suturzone dehnt sich durch die gesamte Lithosphäre aus.
4. Für die Station Novo, die nahe am Kontinentalrand liegt, erklärt ein doppelschichtiges Mantelmodell mit fossiler Anisotropie die Aufspaltung der Scherwellen. Die untere Schicht zeigt eine Charakteristik, die mit dem Gondwanazerfall und im Speziellen mit einer *strike-slip*-Deformation vor der finalen Öffnung der Lazarev See in Verbindung steht. Die obere Schicht repräsentiert einen Deformationsprozess aus dem späten Neoproterozoikum/frühen Paleozoikum, in der das benachbarte Wohlthat-Massiv bei der Bildung des Großkontinentes Gondwana durch Orogenese entstand.
5. Die Aufzeichnungen der Stationen, die im Landesinnere aufgestellt wurden, geben durch Inversion von Wellenformen keinen Hinweis auf ein geschichtetes anisotropes Medium.
6. Für die Station SNAA wurden inkonsistente Ergebnisse erzielt. Es wird für bestimmte Azimute Anisotropie beobachtet, jedoch zeigt ein Großteil der Messungen über einen weiten azimutalen Bereich keine Aufspaltung und verweisen demnach auf einen scheinbar isotropen Untergrund. Eine Aufspaltung unterbleibt, wenn sich die *a*-Achsen der Kristalle vertikal ausrichten, z.B. durch eine vertikale Fließbewegung von Mantelmaterial. Diese Beobachtung stellt eine Verbindung zu der Mantelplume Hypothese als Initiator des Gondwanazerfalles her. Dass der Untergrund als heterogen anzunehmen ist und daher auch komplizierte

Anisotropie vorliegen kann, zeigt die Beobachtung des ausgeprägten Energieanteils auf der vertikalen Komponente der Seismogramme für SKS-Phasen, die durch Erdbeben aus der Region Fidschi erzeugt wurden.

3 Bestimmung der Krustenstruktur

Die Kruste der Ostantarktis und besonders die Struktur der Unterkruste ist im Gegensatz zur Kruste der Westantarktis weitestgehend unbekannt. Untersuchungen der Dispersion von Oberflächenwellen (z. B. Ritzwoller et al., 2001), Schwerefeldmessungen und tiefenseismische Experimente ergaben eine durchschnittliche Mächtigkeit der ostantarktischen Kruste von ca. 40 km, wohingegen die der Westantarktis bei ca. 30 km liegt (Bentley, 1983). Der eben zitierte Autor berichtet über eine Krustenstruktur, die einen typischen kontinental geschichteten Aufbau mit einer bis zu 20 km mächtigen Oberkruste hat, in der seismischen Geschwindigkeiten leicht erhöht sind. Dies ist konsistent mit einer kristallinen Kruste hohen Alters.

Zur Darstellung krustaler Strukturen stehen geophysikalische Methoden zur Verfügung. Mit Potentialfeldverfahren wie Aerogravimetrie oder Aeromagnetik können oberflächennahe Strukturen erfasst und so beispielsweise einzelne geologische Provinzen oder Terrane kartiert werden. Potentialfeldverfahren sind jedoch von Natur aus nicht eindeutig. Im Gegensatz dazu ermöglichen tiefenseismische Experimente oft eine relativ genaue Bestimmung der seismischen Geschwindigkeitsstruktur und auch der Mohotiefe. Nachteilig sind allerdings die hohen Kosten und der große logistische Aufwand, der für diese sogenannte aktive Seismik betrieben werden muss. Diese beide Faktoren spielen bei der passiven Seismik mit portablen breitbandigen Seismometerstationen eine eher untergeordnete Rolle. Ein großer Nachteil liegt bei diesen seismologischen Methoden jedoch darin, dass im vorgegebenen Messzeitraum an der Registrierstation nicht zwingend ausreichend auswertbare Erdbeben registriert werden. Allerdings erhöht sich mit zunehmender Registrierdauer die Wahrscheinlichkeit, genügend geeignete Erdbeben-Aufzeichnungen zu erhalten.

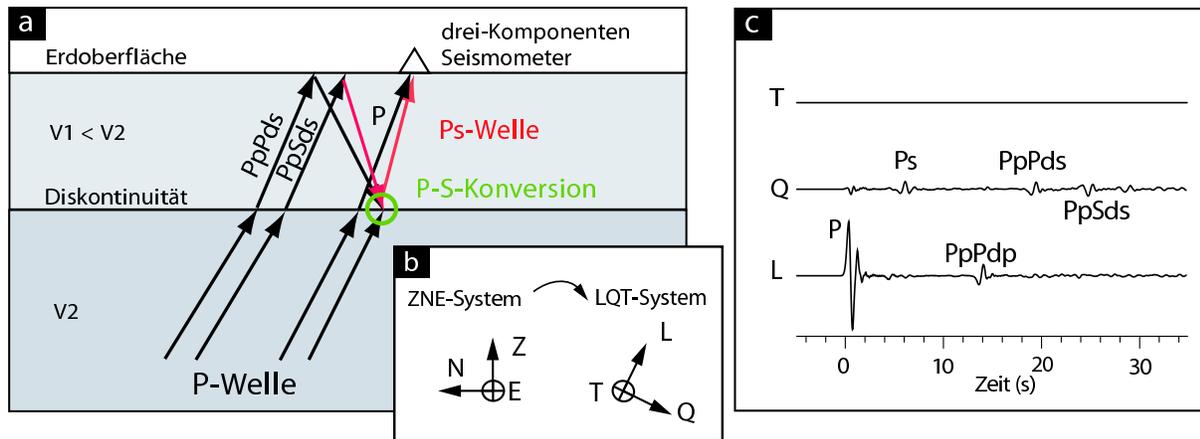


Abbildung 3.0-1: Vereinfachte Darstellung einer Receiver Funktion. Bild (a) zeigt die direkte Ps-Konversion und die stärksten Multiplen $PpPdS$ und $PpSds$. In Bild (b) ist skizzenhaft das lokale Strahlkoordinatensystem LQT dargestellt, welches definiert wird durch die Richtung des einfallenden P-Strahles (= L-Achse), der durch Station und Quelle aufgespannten vertikalen Ebene (= Q-Achse) und der T-Achse, die mit der L- und Q-Achse ein rechtshändiges System bildet. Bild (c) zeigt ein synthetisches Seismogramm, auf dessen Q-Komponente (= Receiver Funktion) sich die Energien der direkt konvertierten Phase Ps und der Multiplen konzentriert.

Ein erprobtes Auswerteverfahren stellt die Berechnung von Receiver Funktionen dar (z.B. Langston, 1979). Diese seit ungefähr zwei Jahrzehnten angewandte Methode basiert auf der Konversion von Kompressionswellen in Scherwellen an seismischen Diskontinuitäten, z. B. der Moho. Da die teleseismische P-Wellen einen relativ breiten Periodenbereich umfassen (ca. 0.5 bis 20 s), können mit ihnen die grundlegenden Strukturen der Erdkruste und auch des Oberen Erdmantels abgeleitet werden. Modellierung oder Inversion der ein-dimensionalen Geschwindigkeitsstruktur der Kruste, Abschätzung von Krustenmächtigkeiten und des durchschnittlichen Verhältnisses aus Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit (v_p/v_s) sind heute standardmäßig eingesetzte Verfahren, mit denen im Rahmen dieser Dissertation versucht wurde, die Krustenstruktur des DML zu untersuchen.

Im Folgenden wird auf die eigentliche Berechnung von Receiver Funktionen, ihrer Inversion, der Bestimmung der Krustenmächtigkeit sowie des v_p/v_s -Verhältnisses eingegangen. Im Abschnitt 3.2 wird ein refraktionsseismisches Experiment vorgestellt, das ausgewertet wurde, um eine Vorstellung von der Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges zu erhalten.

Die Ergebnisse sind in der Publikation *'Seismic imaging of the Crust beneath Dronning Maud Land, Antarctica'* zusammengefasst (siehe Anhang B).

3.1 Receiver Funktionen

Die Berechnung von Receiver Funktionen (RF) basiert darauf, dass eine teleseismische Kompressionswelle auf ihrem Laufweg an Diskontinuitäten gebrochen und Teile ihrer Energie in Scherwellenenergie konvertiert wird (siehe Abb. 3.0-1). Da diese Wellen unterschiedliche Wellengeschwindigkeiten und infolgedessen unterschiedliche Laufzeiten haben, kann aus dem ermittelten Zeitversatz auf die Tiefe der Grenzfläche, die diese Konversion verursachte, rückgeschlossen werden.

Wird der einfache Fall einer horizontalen Schicht über einem Halbraum angenommen, dann können die Zeitverzögerungen der direkt konvertierten Phase (P_s) und der multiplen Phasen ($PpPds$ und $PpSds$) relativ zur P-Welle unter Berücksichtigung des *Snellius'schen Brechungsgesetzes* nach Zandt & Ammon (1995) angegeben werden zu

$$\begin{aligned}\Delta T_{P_s} &\equiv T_{P_s} - T_P = H[\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)} - \sqrt{(v_p^{-2} - p^2)}] \\ \Delta T_{PpPds} &\equiv T_{PpPds} - T_P = H[\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)} + \sqrt{(v_p^{-2} - p^2)}] \\ \Delta T_{PpSds} &\equiv T_{PpSds} - T_P = 2H(\sqrt{(v_s^{-2} - p^2)}).\end{aligned}\tag{1}$$

Die relativen Laufzeiten hängen nach diesen Gleichungen von der Tiefe der Diskontinuität (H), den seismischen Geschwindigkeiten der oberen Schicht (v_p und v_s) und dem Strahlparameter (p , *slowness*) ab.

3.1.1 Berechnung von Receiver Funktionen

Um einen kurzen Überblick vom Ablauf der Berechnung einer RF zu geben, werden die wichtigsten Schritte erläutert:

Restitution: Mit einem Restitutionsfilter wird die Instrumentencharakteristik berücksichtigt. Dies ist vor allem für kurzperiodische Seismometer notwendig, um die Abnahme der Empfindlichkeit zu tieferen Frequenzen hin zu berücksichtigen.

Rotation: Ziel ist die Zerlegung des Wellenfeldes, um die konvertierte S-Welle von der direkten P-Welle zu isolieren. Dazu werden die originalen Z-, N- und E-Komponenten durch eine Rotation in das LQT-System transformiert (siehe Abb. 3.0-1b). Während die L-Komponente die P-Energie beinhaltet, weist die Q-Komponente die SV-Energie und die T-Komponente die SH-Energie auf. Dabei zeigt L in Richtung der P-Welle, während Q rechtwinklig zu L und T rechtwinklig zu den beiden L- und Q-Komponenten ist. Die Rotation kann in der horizontalen Ebene über den theoretischen Backazimuth und in der vertikalen um den theoretischen Inklinationswinkel der P-Welle erfolgen. Alternativ können die beiden Rotationswinkel über ei-

ne Berechnung der Eigenwerte der Kovarianzmatrix eines Zeitfensters, welches die P-Wellenenergie enthält, bestimmt werden (Vinnik, 1977).

Dekonvolution: Die aufgezeichnete Bodenbewegung D ist mathematisch betrachtet die Faltung von Instrumentenantwort I , einfallender Welle S und empfängernaher Struktur E . Im Signal S , das beim Durchlaufen des Untergrundes verändert wird, sind alle Einflüsse zwischen Quelle und Seismometerstation enthalten.

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t) \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t) \end{aligned} \quad (2)$$

Nach Langston (1979) sind die Funktionen $S(t)$ und $I(t)$ für die drei Komponenten gleich. Für den Fall eines von unten steil einfallenden Signals kann die vertikale Übertragungsfunktion der Untergrundstruktur $E_V(t)$ als *Dirac'sche Deltafunktion* $\delta(t)$ angenommen werden. Somit vereinfacht sich Gl. 2 zu

$$\begin{aligned} D_R(t) &\simeq D_V(t) * E_R(t) \\ D_T(t) &\simeq D_V(t) * E_T(t). \end{aligned} \quad (3)$$

Mit der inversen Operation $D_V(t) * D_V^{-1}(t) = \delta(t)$ im Zeitbereich gilt für die empfangernahe Struktur

$$\begin{aligned} E_R(t) &\simeq D_V^{-1}(t) * D_R(t) \\ E_T(t) &\simeq D_V^{-1}(t) * D_T(t). \end{aligned} \quad (4)$$

Wird Gl. 4 in den Frequenzbereich transformiert, wird aus der Faltung eine einfache Multiplikation:

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &\simeq D_V^{-1}(\omega) \cdot D_R(\omega) \\ E_T(\omega) &\simeq D_V^{-1}(\omega) \cdot D_T(\omega) \end{aligned} \quad (5)$$

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass durch die Dekonvolution der Q- und T-Komponente mit der L-Komponente Herd- und Ausbreitungseffekte aus dem Signal entfernt werden. Im Idealfall enthält dann die Q-Komponente (= Receiver Funktion) lediglich die direkt konvertierte Phase P_s und die Multiplen $PpPds$ und $PpSds$, während die T-Komponente (= transversale Receiver Funktion) null ist (siehe Abb. 3.0-1c). Im Falle einer geneigten Schicht oder eines anisotropen Mediums sind auch auf der transversalen Receiver Funktion Signale enthalten. Die L-Komponente enthält nach der Dekonvolution einen spike-ähnlichen seismischen

Wellenzug, ansonsten aber keine weiteren Informationen über den tieferen Untergrund.

Die durchgeführte Dekonvolution entspricht einer *Spiking-Dekonvolution* im Zeitbereich. Mittels eines *Spike-Dekonvolution-Operators* wird die Energie der direkten P-Welle auf der Q-Komponente entfernt (Kind et al., 1995). Der *Spike-Dekonvolution-Operator* ist ein inverses Filter, der mit Hilfe eines Wiener Optimalfilters (Berkhout, 1977) durch Minimierung der kleinsten Fehlerquadrate zwischen dem realen Seismogramm (= extrahiertes P-Signal) und einer $\delta(t)$ -Funktion realisiert wird.

Moveout-Korrektur: Aus den Gleichungen (1) geht hervor, dass unterschiedliche Einfallswinkel bzw. Strahlparameter (p) zu unterschiedlichen Differenzen-Laufzeiten konvertierter Phasen führen. Um RF aus verschiedenen Epizentralentfernungen vergleichen und stapeln zu können, werden diese *moveout*-korrigiert. Dabei wird die Energie jeder Komponente entlang ihrer Zeitachse dahin verschoben, wo sie beobachtet werden würde, wenn das zugrunde liegende Wellenfeld mit einem bestimmten Referenz-Strahlparameter p_0 einfiel. Per Konvention wird dieser entsprechend einer Herdentfernung von 67° gewählt, was einem Strahlparameter p_0 von 6.4 s° entspricht (z.B. Vinnik, 1977).

Krustenmächtigkeit und v_p/v_s -Verhältnis

Aus dem Zeitversatz zwischen der am Übergang vom Mantel zur Kruste direkt konvertierten Phase P_s und den Multiplen $PpPs$ und $PpSs$ kann die Krustenmächtigkeit folgend den Gleichungen (1) ermittelt werden. Das durchschnittliche v_p/v_s -Verhältnis oberhalb der Diskontinuität genügt nach Zandt & Ammon (1995) der mathematischen Beziehung

$$\frac{v_p}{v_s} = \left\{ (1 - p^2 v_p^2) \left[2 \left(\frac{t_{P_s} - t_p}{t_{PpPs} - t_{P_s}} \right) + 1 \right]^2 + p^2 v_p^2 \right\}^{\frac{1}{2}} . \quad (6)$$

Zhu & Kanamori (2000) entwickelten ein mittlerweile etabliertes *Gridsearch*-Verfahren, welches aus der Konvertierten und den Multiplen die Krustenmächtigkeit und das v_p/v_s -Verhältnis ermittelt. Für inkrementell variierende Wertepaare (= Krustenmächtigkeit H und v_p/v_s -Verhältnis) und einer als konstant angenommenen P-Wellengeschwindigkeit werden die theoretischen Laufzeiten der konvertierten P_s sowie der Multiplen $PpPs$ und $PpSs$ berechnet und die (gewichteten) Amplituden der einzelnen RF aufsummiert. Hierbei wird als Messwert derjenige Wert akzeptiert, bei dem die Amplitude der gewichteten Summe ein Maximum erzielt (siehe Abb. 6 der Publikation in Anhang B).

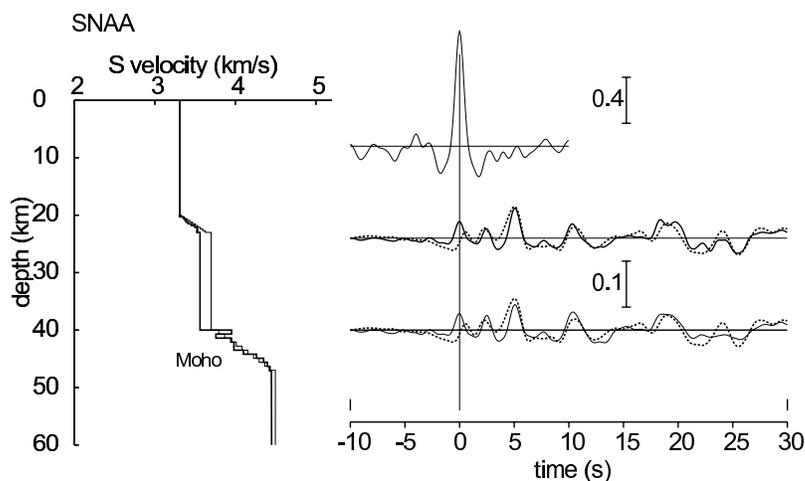


Abbildung 3.1-2: Synthetische RF für die Station SNAA berechnet, durch eine Vorwärtsmodellierung (Kind et al., 1995). Start- und Endmodell sind links in jeweils dünner und dicker Linie dargestellt. Die gestrichelte Linie rechts zeigt die reale RF (Q-Komponente), die durchgezogenen Linien sind die berechneten RF für das Startmodell (unten) und das Endmodell (mittig) nach vier Iterationen. Der obere Wellenzug entspricht dem P-Welleneingangssignal (L-Komponente). Zwischen den Schichten wurde ein gradueller Übergang modelliert, so dass sich die Moho zwischen ca. 40 und 48 km Tiefe befindet.

Unsicherheiten

Es gehen in die Berechnungen von RF einige Annahmen ein, die jede für sich wiederum zu Unsicherheiten führt. Ändert sich beispielsweise die P-Wellengeschwindigkeit um 0.1 km/s, führt dies zu einer Unsicherheit in der Krustenmächtigkeit von einem halben Kilometer. Signifikant wirkt sich dagegen eine Änderung der S-Wellengeschwindigkeit bzw. des v_p/v_s -Verhältnisses aus, da diese auch ohne nennenswerte Modifikation der P-Wellengeschwindigkeit stark variieren kann. Wird zum Beispiel das v_p/v_s -Verhältnis um 0.1 variiert, so ergibt das eine Änderung der Krustenmächtigkeit von ca. 4 km (Zhu & Kanamori, 2000).

Inversion von Receiver Funktionen

Wie Eingangs erwähnt, werden RF oft in ein S-Wellengeschwindigkeitsmodell invertiert, mit dem die Struktur der Scherwellen unter der Empfängerstation beschrieben wird. Die Resultate einer solchen Inversion sind allerdings nicht eindeutig, da die Methode die Differenzen zwischen beobachteter und synthetischer RF optimiert. Es ist daher zwingend notwendig, a priori Informationen des zu untersuchenden Gebietes in das vorwärtsmodellerte Untergrundmodell einzubinden. Die Inversion selbst basiert auf der Annahme ebener Wellen (Kind et al., 1995). Es wird weiterhin angenommen, dass sich die Kruste als eine Abfolge von homogenen horizontalen Schichten über einem homogenen Halbraum modellieren lässt. Die Inversionsmethode ist eine nichtlineare Anpassung, bei der

ein Startmodell durch eine Reihe von relativ dünnen Schichten mit negativem oder positivem Geschwindigkeitsgradienten iterativ angepasst wird.

Für die Station SNAA zeigt Abbildung 3.1-2 ein Beispiel. Theoretische RF werden für das Start- und Endmodell nach vier Iterationen berechnet. Der obere *spike*-ähnliche Wellenzug entspricht der P-Wellenform nach dem Dekonvolutions- und Stackingprozess.

3.1.2 Ergebnisse: Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnisse

Um die Ergebnisse untereinander vergleichbar zu machen, wurde für die Berechnung der RF eine P-Wellengeschwindigkeit von 6.45 km/s angenommen. Dieser Wert entspricht dem globalen Mittelwert der krustalen Kompressionswellengeschwindigkeit (Christensen & Mooney, 1995). Auch das refraktionsseismische Profil KOTTAS (siehe dazu Abschnitt 3.2.2) und das in der Nähe der russischen Überwinterungsstation Novolazarevskaya (Novo) durchgeführte Experiment (Kogan, 1992) stützen diesen Wert. Durch ein refraktionsseismisches Experiment wurde eine Geschwindigkeit von 6.5 km/s für den südafrikanischen Kaapvaal-Kraton ermittelt (Durrheim & Green, 1992).

Wie auch für die Untersuchung der seismischen Anisotropie (siehe Kapitel 2.2) wurden die Registrierungen der in Abschnitt 1.3.1 beschriebenen temporären und permanenten Seismometerstationen nach starken Erdbeben im jeweiligen Aufzeichnungszeitraum untersucht. Dabei wurde nach Ereignissen gesucht, deren P-Wellen Ersteinsätze ein ausreichend hohes *signal-noise*-Verhältnis hatten. Da die Registrierzeiten der temporären Stationen sehr kurz waren, wurden die Zeitreihen noch zusätzlich nach PcP-, PKiKP-, PP- und PKP-Phasen untersucht.

Die konvertierten Signale Ps sind im ganzen Untersuchungsgebiet sehr gut zu beobachten (siehe Abb. 3.1-3), was auf einen hohen Impedanzkontrast zwischen Kruste und darunter liegendem Mantel hinweist. Die Mächtigkeit der Kruste nimmt von der Küste aus in Richtung der beiden Gebirgszüge Wohlthat-Massiv im zentralen DML und Kottas im westlichen DML zu (siehe Abb. 3.1-4). Diese Krustenzunahme deckt sich mit den Modellen der Refraktionsseismik. Innerkrustale Strukturen, zu erkennen an Signalen, die vor der direkt konvertierten Phase Ps liegen, können für die temporären Stationen nicht in Betracht gezogen werden. Aufgrund der geringen Anzahl an RF, die für die Stapelung verwendet wurden, können diese Signale durch Rauschen erzeugt worden sein. Anders verhält es sich für die Stationen Novo und SNAA. Für Letztere kann durch die Stapelung von 138 einzelnen RF davon ausgegangen werden, dass zufallsbedingtes Rauschen minimiert wurde und nur noch "echte" Signale auf der Summenspur zu finden sind.

Die Seismometerstationen sind im Untersuchungsgebiet weit verteilt, deshalb werden die Krustentiefen und v_p/v_s -Verhältnisse nach Regionen getrennt vorgestellt.

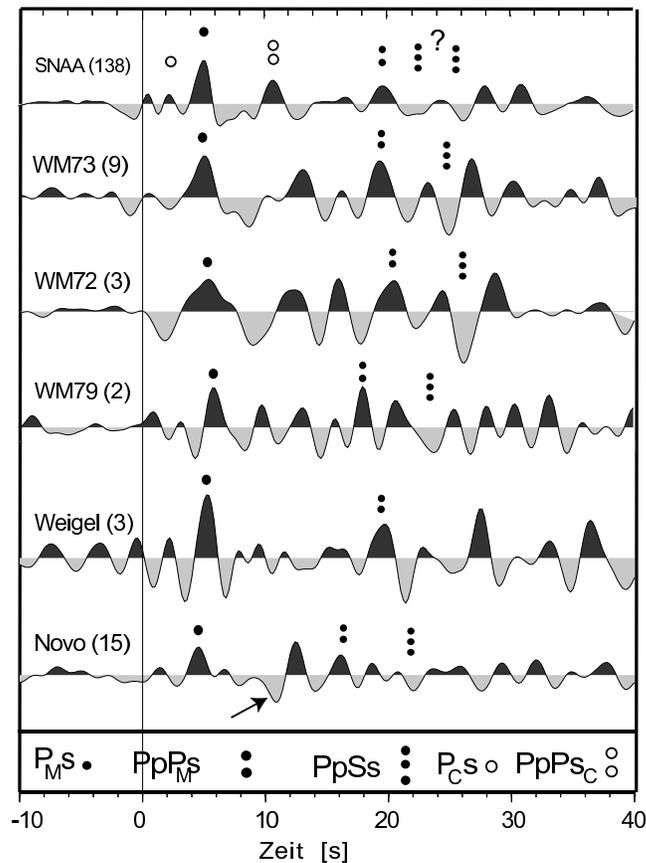


Abbildung 3.1-3: Summenspuren aller Stationen, für die eine RF berechnet werden konnte. Die direkt an der Moho konvertierte Phase ($P_M s$) wurde mit einem schwarzen Kreis gekennzeichnet. Die möglichen krustalen Multiplen ($PpPs$ und $PpSs$) wurden mit jeweils zwei bzw. drei schwarzen Punkten markiert. Für die Station SNAA konnte eine innerkrustale Struktur identifiziert werden, die sowohl eine direkt konvertierte Phase als auch eine Multiple erzeugt (offene Kreise). Die Einsatzzeit des $PpSs$ -Signals für die Station SNAA ist nicht eindeutig. Für die Station Novo deutet ein Pfeil auf die negative Phase bei ca. 10 s, die auf eine Schicht erniedrigter Geschwindigkeit hinweist, evtl. im Mantel liegend. Die dem Stationsnamen folgende Zahl gibt die Anzahl der Einzelspuren an, aus denen die Summenspur resultiert.

Novo und das Wohlthat-Massiv im zentralen DML

Die Krustenmächtigkeit unterhalb der Station Novo beträgt 42 km (siehe Abb. 3.1-4). Dies deckt sich ungefähr mit den 40 km, die Kogan (1992) durch die Interpretation eines refraktionsseismischen Experimentes ermittelte. Bemerkenswert ist ein negatives Signal auf der Summenspur, das ungefähr 10 Sekunden nach der P-Welle die Station erreicht (siehe Abb. 3.1-3, durch einen Pfeil gekennzeichnet) und auf eine Zone mit erniedrigter Geschwindigkeit hinweist (*low velocity zone, LVZ*). Eine LVZ innerhalb des Mantels könnte dieses Signal erzeugt haben, wie durch eine Vorwärtsmodellierung gezeigt werden konnte (siehe Abb. 8 der Publikation in Anhang B). Wie in Abschnitt 3.1.1 erwähnt

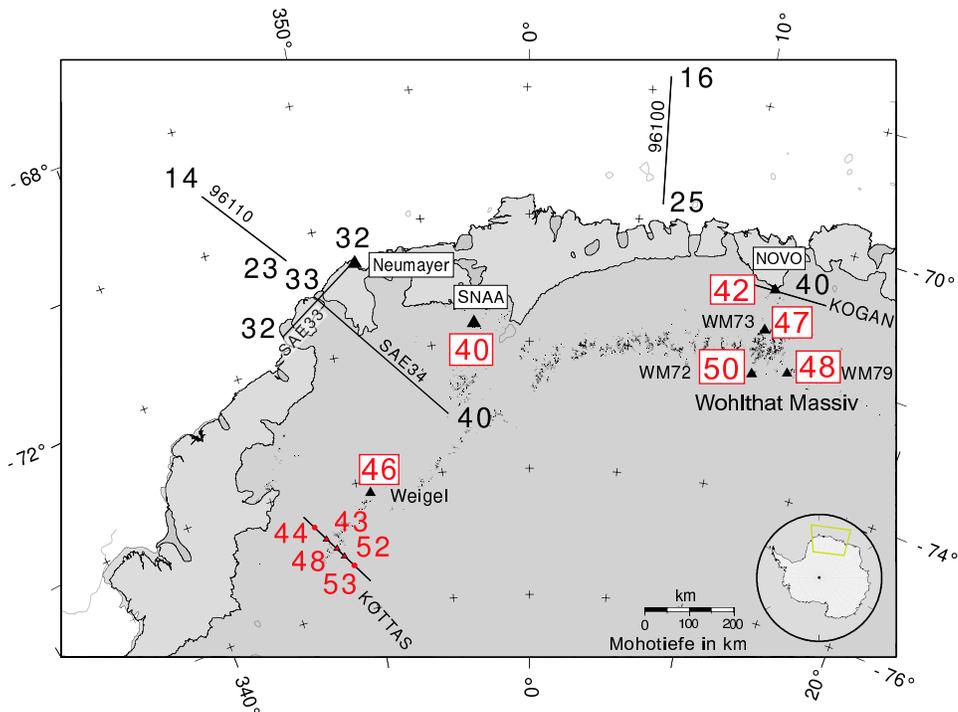


Abbildung 3.1-4: Krustenmächtigkeiten (in km) des Dronning Maud Landes. Die Kruste nimmt von der Küste gen Inland zu, mit Maxima unter den Gebirgen Wohlthat-Massiv und Kottas. Krustentiefen, berechnet durch Receiver Funktionen, sind rot umrandet. Die neu ermittelten Krustentiefen im Kottasgebirge, bestimmt durch das refraktionsseismische Experiment KOTTAS, sind in Rot dargestellt. Schwarze Werte repräsentieren bereits veröffentlichte Krustentiefen von Kogan (1992) (Profilkennungen KOGAN), Kudryavtzev et al. (1991) (Profilkennung SAE33, SAE34) und Jokat et al. (2004) (Profilkennungen 96110, 96100).

wurde, ist das Modell ohne zusätzliche Informationen allerdings nicht eindeutig. Die im Rahmen dieser Dissertation durchgeführte Untersuchung seismischer Anisotropie gibt jedoch durch die Präsenz eines geschichteten anisotropen Mediums im Oberen Mantel einen Hinweis darauf (siehe Kapitel 2.3.2).

Die Krustenmächtigkeit in Richtung des weiter südlich gelegenen Wohlthat-Massives (WTHM) nimmt bis zur nördlichen Station WM73 (siehe Abb. 3.1-4) um fünf Kilometer zu. Mit Hilfe der RF konnte eine Krustenmächtigkeit von 47 km ermittelt werden. Bis zum südlichen Ende des WTHM lässt sich eine orogene Wurzel vermuten, da unterhalb der Station WM72 die Kruste eine Mächtigkeit von 50 km annimmt. Weiter östlich unter der Station WM73 erreicht die Kruste eine Tiefe von 48 km. Die Zunahme der Krustenmächtigkeit resultiert vermutlich aus der Panafrikanischen Kollision zwischen den Kontinenten Ost- und Westgondwana vor ~ 500 Ma. Die ermittelten Tiefenangaben stimmen in ihrer Größenordnung mit dem Durchschnittswert der Krustenmächtigkeit von 46 km unterhalb von Gebirgen gut überein (Christensen & Mooney, 1995).

Das v_p/v_s -Verhältnis für die drei Stationen Novo, WM72 und WM73 ist relativ einheitlich und zeichnet sich durch einen niedrigen Wert von 1.67 ± 0.02 aus. Dies spricht für eine Kruste, deren Komposition quarzreich (felsisch) ist (Zandt & Ammon, 1995) und gegen eine mafische Kruste. Der Durchschnittswert für eine kontinentale Kruste liegt bei 1.76 (Christensen & Mooney, 1995). Für die östlichst gelegene Station WM79 wurde dieser Wert ermittelt. Es sei darauf hingewiesen, dass der verlässlichste Wert angegeben werden kann, wenn die direkt konvertierte Phase P_s und die zwei Multiplen in die Berechnungen eingehen. Für die Station WM79 wurde die Multiple $PpPs$ nicht berücksichtigt, da sich diese durch eine Vorwärtsmodellierung eines IASPEI-Modelles nicht eindeutig identifizieren ließ (siehe Abb. 7 der Publikation in Anhang B).

Das erniedrigte v_p/v_s -Verhältnis im zentralen DML könnte die Idee einer Ablösung (Delamination) der dichteren Unterkruste aufgrund von Krustenzunahme während der Panafrikanischen Orogenese unterstützen. Dies wird in Roland (2002) diskutiert. Allerdings ist diese Aussage zum gegenwärtigen Zeitpunkt spekulativ, da eine sehr geringe Anzahl an Receiver Funktionen insbesondere für die Stationen im Wohlthat-Massiv für die Bestimmung des v_p/v_s -Verhältnis verwendet werden konnte.

Weigel-Nunatak und SNAA im westlichen DML

Die Krustentiefe unterhalb der Seismometerstation Weigel-Nunatak im Kottasgebirge wurde auf 46 km bestimmt. Das v_p/v_s -Verhältnis beträgt 1.73 und liegt innerhalb des Toleranzbereiches, der für den Durchschnittswert einer kontinentalen Kruste von Christensen & Mooney (1995) mit 1.76 angegeben wird. Eine Projektion der Station auf das in der Nähe liegende Refraktionsprofil KOTTAS zeigt in ihren Krustenmächtigkeiten eine gute Übereinstimmung (siehe Abb. 11 der Publikation in Anhang B).

Durch die große Anzahl an individuellen RF für die Station SNAA kann auf der Summenspur ein positives Signal bei ca. zwei Sekunden einer innerkrustalen Struktur zugeordnet werden (siehe Abb. 3.1-3, gekennzeichnet als offener Kreis). Die Multiple dieser Struktur bei ca. elf Sekunden ließ sich durch die Berechnung von synthetischen RF für ein einfaches Erdmodell mit graduellem Übergang der Diskontinuitäten identifizieren (siehe Abb. 7 der Publikation in Anhang B). Das Wertepaar Krustentiefe und v_p/v_s -Verhältnis kann mit dem Verfahren nach Zhu & Kanamori (2000) nicht eindeutig bestimmt werden (siehe Abb. 6 der Publikation in Anhang B). Es wurde eine Krustentiefe von 52 km mit korrespondierendem v_p/v_s -Verhältnis von 1.61 ermittelt. Das zweite Wertepaar beträgt 40 km und 1.80. Diese Zweideutigkeit beruht auf der Doppeldeutigkeit der Multiplen $PpSs$, was in Abb. 3.1-3 durch ein Fragezeichen angedeutet wird. Für das Wertepaar mit

der größeren Krustenmächtigkeit wurde das negative Signal bei 26 Sekunden innerhalb des Summierungsalgorithmus nach Zhu & Kanamori (2000) berücksichtigt, während das alternative Wertepaar durch das Signal bei 22 Sekunden ermittelt wurde. Diese Doppeldeutigkeit weist auf einen komplexeren Untergrund unterhalb SNAA hin, der nicht durch ein einfach geschichtetes Erdmodell beschrieben werden kann. Die Untersuchung seismischer Anisotropie aus den Registrierungen für SNAA deckt sich mit dieser Aussage (siehe Kapitel 2.3.3).

Die Krustentiefe von 40 km liegt in der Größenordnung derjenigen Werte, die für das südliche Afrika angegeben werden. Nguuri et al. (2001) folgend liegt die durchschnittliche Krustenmächtigkeit des Kalahari-Kaapvaal-Kratons bei 38 km. In Anlehnung an diesen Wert ist eine 40 km mächtige Kruste unterhalb SNAA realistischer. Das zu diesem Wert gehörige v_p/v_s -Verhältnis von 1.80 deutet auf eine mafische Kruste hin. Durch den Gondwanaaufbruch im Jura, der im Küstenbereich des DML initiiert wurde, könnte es zu Intrusionen von basaltischem Magma in die Kruste gekommen sein, was sich heute in einem höheren v_p/v_s -Verhältnis widerspiegelt. Solche basaltische Intrusionen wurden auch von Ferraccioli et al. (2005) durch eine Auswertung eines aerogravimetrischen Datensatzes in Erwägung gezogen. Die Station SNAA liegt auf dem Felsplateau Vesleskarvet, der aus Gabbro besteht. Für dieses magmatische Gestein plutonischen Ursprungs wurde durch Laboruntersuchungen ein höheres v_p/v_s -Verhältnis von 1.87 ermittelt (Tarkov & Vavakin, 1982). Ein weiteres Argument für die Wahl des zweiten Wertepaares liefert eine Untersuchung von Nair et al. (2006). Er zeigt, dass sich sowohl das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis als auch der diffuse Charakter der Moho unterhalb des Bushvelt-Komplexes (~ 2 Ga) in Südafrika eventuell auf basaltische Intrusionen in der Kruste zurückführen lassen.

3.2 Refraktionsseismik

Eines der wenigen refraktionsseismischen Experimente in der Antarktis wurde während des polaren Sommers 1989/1990 im Kottasgebirge über die Heimefront Scherzone hinweg durchgeführt. Das Profil hat eine Auslage von rund 200 km und wird in Kapitel 1.3.2 näher vorgestellt. Die Auswertung dieses Profils und insbesondere die Erstellung eines Krustenmodells durch Modellierung der direkten P-Wellen und der an der Moho reflektierten Wellen (PmP) wird im Folgenden vorgestellt. Die Modellierung erfolgte durch ein *ray tracing* mit dem Programm RAYINVR von Zelt & Smith (1992).

3.2.1 Refraktionsseismische Vorarbeiten

Refraktionsseismische Experimente wurden in den vergangenen Jahrzehnten in der Antarktis see- und landseitig durchgeführt. Begonnen wurde 1969 mit zwei sich kreuzenden

seismischen Weitwinkelprofilen von insgesamt 430 km Länge nahe der russischen Station Novolazarevskaya (Novo) im zentralen DML (siehe Abb. 3.1-4, Profilkennung KOGAN). Hierbei wurde eine nach Süden hin zunehmende Krustenmächtigkeit ermittelt. Nahe der Küste beträgt die Krustentiefe rund 29 km, wohingegen kontinenteinwärts Mächtigkeiten von 40 km ermittelt wurden (Kogan, 1992).

1985/86 wurden die ersten refraktions-/reflektionsseismischen Messungen im westlichen DML durchgeführt (Hungeling & Tyssen, 1991). Mit den relativ kurzen Profilen nahe der Kottasberge wurde lediglich die obere Kruste mit einer permischen Sedimentschicht von 1-2 km Mächtigkeit erfasst.

Kudryavtzev et al. (1991) publizierten einen Schnitt durch die Kruste des Grunehogna-Kratons (Profilkennungen SAE33, SAE34). Senkrecht zum Kontinentalrand und ausgehend von der Küste, wo die Krustenmächtigkeit 33 km vorweist, zeigt sich auch hier eine Zunahme der Krustenmächtigkeit auf 40 km in Richtung der südwärts gelegenen Gebirgszüge (siehe Abb. 4.2-5 in Kap. 4.2.2).

In direkter Verlängerung zu diesem Profil wurde im Südsommer 1996/1997 ein refraktionsseismisches Experiment im Weddell Meer durchgeführt (Jokat, 2004). Entlang dieses Profils (Profilkennung 96100) zeigt sich der Übergang zwischen kontinentaler und ozeanischer Kruste zwischen Profilkilometer 150 und 210. Modelliert wurde eine kontinentale Kruste mit 23 km Mächtigkeit und eine ozeanische Kruste von 15 km Dicke. Die gedehnte kontinentale Kruste ist höchstwahrscheinlich von vulkanischem Material intrudiert worden (Jokat, 2004, siehe Abb. 4.2-4 in Kap. 4.2.2).

In der Lazarev See, im zentralen DML, zeigt ein weiteres refraktionsseismisches Experiment (Profilkennung 96100) eine leicht verdickte ozeanische Kruste, die eine Mächtigkeit von 10 km annimmt. Der weiter südwärts gelegene geriftete Kontinentalrand erreicht eine Krustendicke von ca. 25 km (Jokat, 2004).

3.2.2 Ergebnis: Krustenstruktur unterhalb des Kottasgebirges

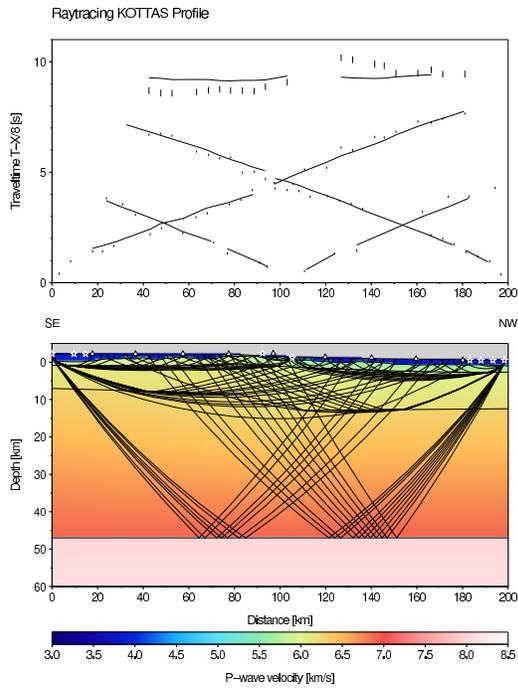
Durch Modellierung der Ersteinsatzzeiten der direkten Welle (P_g) und der an der Moho reflektierten (P_mP) wurde ein Krustenmodell erstellt, das sich im Modell insbesondere durch einen Sprung der Mohotiefe von ca. 7 km auszeichnet (siehe Abb. 10 der Publikation in Anhang B). Wie dort auf dem oberen Bild zu sehen ist, werden die gepickten Einsatzzeiten innerhalb ihrer Unsicherheiten von ± 50 ms für die P_g und ± 150 ms für die P_mP vom theoretischen Modell gut getroffen. Die Mächtigkeit der Kruste ist für den südlichen Bereich mit über 50 km ausgeprägter als für den nördlichen Profilbereich, wo sie ca. 45 km annimmt. Aus dem Verlauf der P_mP -Laufzeitkurven kann auf eine leichte Krustenzunahme ab ungefähr Profilkilometer 110 in nördliche und südliche Richtung ge-

geschlossen werden. Die Stufe wird mit einer Suturzone in Verbindung gebracht, welche das Kottasgebirge vom weiter südlich gelegenen panafrikanisch überprägten Ostantarktischen Kraton trennt. Mit der Pg-Phase konnte die Suturzone aufgrund des zu großen Stationsabstand nicht modelliert werden.

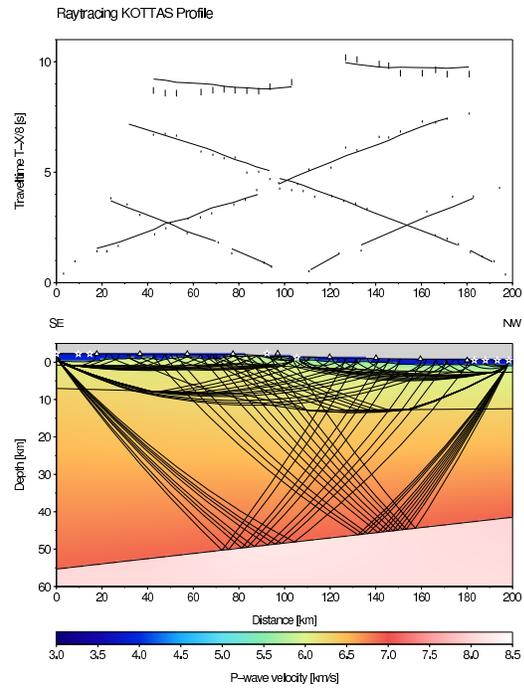
In den Abbildungen 3.2-5 a-d werden Modelle gezeigt, die die Charakteristik des Krustenverlaufs zeigen. Deutlich wird, dass ein geneigter Kruste-Mantel-Übergang die beobachteten Laufzeiten erklärt. Auch die Lage der Laufzeitkurven, deren Niveau sich um ca. eine Sekunde unterscheidet, lässt diese Folgerung zu. Im Folgenden wird die Diskussion beschränkt auf die PmP-Phasen und deren Laufzeitkurven, da sich lediglich aus ihnen eine Vorstellung des Krustenverlaufs ableiten lässt. Abbildung 3.2-5a zeigt ein Modell mit horizontal verlaufender Kruste. Die gepickten Laufzeiten und Modellwerte stimmen unzureichend überein. Für das Modell in Abb. 3.2-5b ist durch die geneigte Schicht der rechte Laufzeitast, der den südlichen Krustenverlauf widerspiegelt, relativ gut angepasst, wohingegen der linke Laufzeitast (nördlicher Krustenbereich) sich nicht mit den gepickten Einsatzzeiten deckt. In Abb. 3.2-5c wurde ein Modell mit einer zu b) umgekehrt geneigten Schicht angenommen. Der linke Laufzeitast (dieser entspricht dem nördlichen Bereich der Kruste) trifft die gepickten PmP-Einsätze der im Norden des Profils durchgeführten Schüsse, während der rechte Laufzeitast nicht deckungsgleich mit den PmP-Einsätzen der Südschüsse ist. Für das Modell in Abb.3.2-5d werden durch die Modellierung einer Stufe in der Mitte des Profils beide Laufzeitkurven sehr gut angepasst. Der Nachteil dieses Modells gegenüber dem Modell der Publikation (Abb. 10 der Publikation in Anhang B) liegt in der mangelnden Strahl-Überdeckung, da der südliche Bereich lediglich durch zwei einzelne Strahlwege getroffen wird.

3.3 Vergleich mit Krustenmächtigkeiten anderer Kontinente

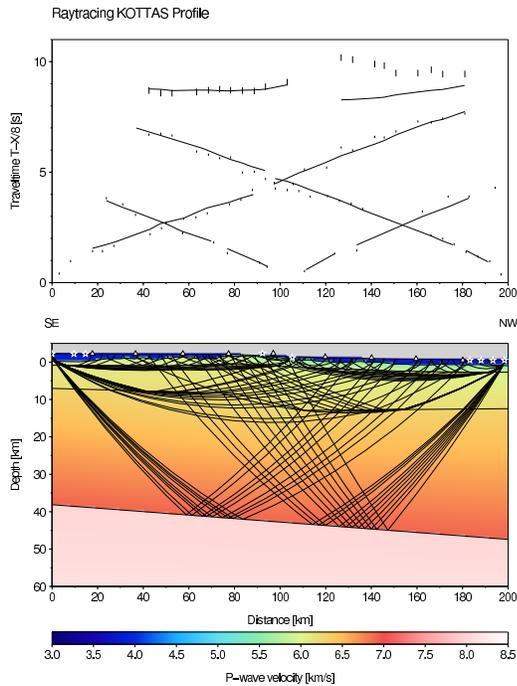
Durch die vorliegende Arbeit können erstmalig die Krustenmächtigkeiten des Untersuchungsgebietes mit denen der Fragmente Gondwanas verglichen werden (siehe Abb. 13 der Publikation in Anhang B). Die krustale Struktur unterhalb des südlichen Afrikas wurde durch zwei voneinander unabhängige Studien ermittelt (Nair et al., 2006, Nguuri et al., 2001), die bis auf wenige Ausnahmen gut übereinstimmen. Die Tiefe der Moho liegt zwischen 40 und 50 km unterhalb des mesoproterozoischen Namaqua-Natal-Gürtels. Diese geologische Formation wird im Untersuchungsgebiet in der Maudheim-Provinz fortgesetzt. Der Weigel-Nunatak und das refraktionsseismische Profil KOTTAS liegen dicht bei bzw. am südlichen Ende der Maudheim-Provinz. Ihre Krustenmächtigkeiten sind somit mit denen des Namaqua-Natal-Gürtels vergleichbar. Der Limpobo-Gürtel, die proterozoische Kollisionszone zwischen dem Zimbabwe-Kraton und dem weiter südwärts gelegenen Kaapvaal-Kraton, zeigt einen Übergang von einer undeformierten Kruste zu



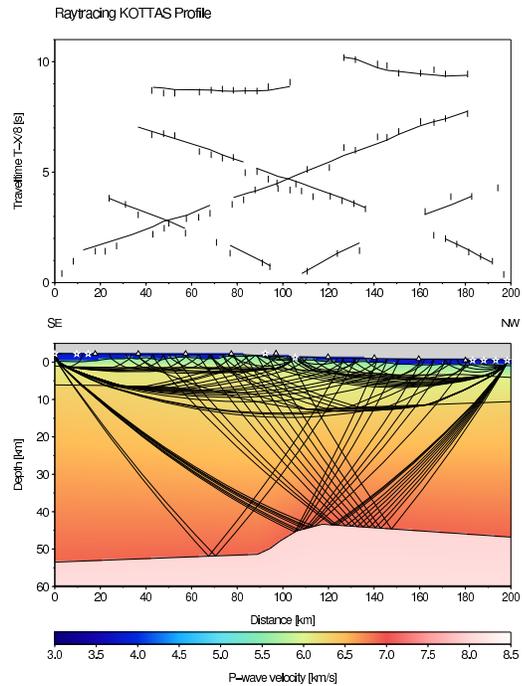
(a) Modell mit horizontaler Moho. Die oberen PmP-Laufzeitkurven decken sich nicht mit den gepickten Einsatzzeiten.



(b) Modell mit geneigter Moho. Der rechte PmP-Laufzeitast, der die Kruste unterhalb der südlichen Stationen widerspiegelt, passt im Gegensatz zum linken die gepickten PmP-Ersteinsätze gut an.



(c) Modell mit geneigter Moho. Der linke PmP-Laufzeitast, der die Kruste unterhalb der nördlichen Stationen widerspiegelt, passt im Gegensatz zum rechten die gepickten Ersteinsätze gut an.



(d) Modell mit einer Stufe in der Moho. Die gepickten PmP-Ersteinsätze der nördlichen und südlichen Schüsse treffen die beiden Laufzeitkurven. Der südliche Teil wird nur durch zwei Strahlwege abgedeckt.

Abbildung 3.2-5: Krustenmodelle mit unterschiedlicher Mohotopographie

einer deformierten. Die Mohotiefe liegt zwischen 40 und 42 km unter dem Limpobogürtel, während weiter nördlich in Richtung des Zimbabwe-Kratons eine Krustentiefe von 37 km ermittelt wurde. Diese Abnahme der Krustenmächtigkeit zeigt sich ebenso in einem refraktionsseismischen Tiefenexperiment (Stuart & Zengeni, 1987). Variable Krustentiefen kennzeichnen auch das zentrale DML. Von der Station Novo aus, wo die Kruste eine Mächtigkeit von 42 km hat, nimmt die Krustenmächtigkeit in Richtung des südlich gelegenen Wohlthat-Massives bis auf 50 km zu. Das Wohlthat-Massiv wird als ein Teil des panafrikanischen *East African Antarctic Orogen* (EAAO) angesehen, das im Mozambique-Gürtel (südöstliches Afrika) fortgesetzt wird. Das mesoproterozoische Grundgestein (*Basement*) des Wohlthat-Massives wurde durch die panafrikanische Bildung von Gondwana überprägt (Jacobs et al., 2003b). Die verdickte Kruste des Gebirges entstand vermutlich durch diese Kollision.

Ein weiteres Gebiet in der Nähe des Untersuchungsgebietes, der Lützw-Holm-Komplex im westlichen Enderby Land, wurde durch die Panafrikanische Kollision beeinflusst. Die Krustendicke unterhalb der Station Syowa (SYO, 39°E, 69°S) wurde durch Berechnung von Receiver Funktionen auf 36 km bestimmt (Kanao et al., 2002). Durch Refraktionsseismik konnte eine leicht geneigte Mohotopographie ermittelt werden. An der Küste liegt die Moho 32 km tief, während sie im Inland 10 km tiefer liegt (Tsutsiu et al., 2001). Für das südliche Indien, das erst in der Kreidezeit von Gondwana abgetrennt worden war, wurde an der Station Trivandrum (TRVM) durch eine Analyse von Receiver Funktionen eine 39 km mächtige Kruste ermittelt (Kumar et al., 2001).

Die eben vorgestellten Krustenmächtigkeiten einiger Fragmente Gondwanas nehmen Werte zwischen 35 und 42 km für eine undeformierte Kruste an, während unterhalb von Orogenen die Krustenmächtigkeit zwischen 45 bis 52 km variiert. Diese Angaben decken sich mit den Werten, die mit Hilfe einer Dispersionsuntersuchung von Oberflächenwellen erzielt wurden (Ritzwoller et al., 2001). Die durchschnittliche Krustenmächtigkeit des Ostantarktischen Kratons wurde mit dieser Dispersionsuntersuchung auf ~ 40 km bestimmt, maximal erreicht sie 45 km.

3.4 Zusammenfassung

Aus der Berechnung von Receiver Funktionen und der Modellierung eines refraktionsseismischen Experimentes zeigt sich eine Kruste, die von der Küste in Richtung der weiter südlich gelegenen Orogene zunimmt. Die küstennahe Station Novo im zentralen DML hat eine 42 km mächtige Kruste, die bis zum Wohlthat-Massiv auf 47 km zunimmt. Über dieses Gebirge hinaus nimmt die Kruste innerhalb von ca. 100 km auf 50 km zu, so dass eine orogene Wurzel vermutet werden kann.

Die konvertierten Signale P_s der Receiver Funktionen sind für alle Gebiete gut zu identifizieren, was auf einen hohen Impedanzkontrast zwischen Kruste und darunterliegendem Mantel schließen lässt.

Bemerkenswert ist ein Offset von ca. 7 km in der Mohotopographie unterhalb des Kottasgebirges. Dieser wurde durch die Ersteinsätze der an der Moho reflektierten Welle (P_mP) des refraktionsseismischen Experimentes KOTTAS modelliert und wird interpretiert als eine Suturezone zwischen dem Kottasgebirge und dem im Süden anschließenden Ostantarktischen Kraton.

Da auch die multiplen Signale der Receiver Funktionen (P_pP_s und P_pS_s) größtenteils identifiziert werden konnten, wurden mit der Methode nach Zhu & Kanamori (2000) die v_p/v_s -Verhältnisse unter den Seismometerstationen bestimmt. Das zentrale DML mit den Stationen Novo und den im Wohlthat-Massiv aufgestellten Stationen WM72 und WM73 zeichnet sich durch ein niedriges v_p/v_s -Verhältnis von 1.67 aus. Die Zusammensetzung der Kruste ist daher felsischer Natur und deutet auf eine Kruste mit einem hohen Quarz-Anteil hin.

Im westlichen DML wurde für die Kruste unterhalb der Station am Weigel-Nunatak ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.72 und eine Krustenmächtigkeit von 46 km ermittelt. Die Krustentiefe stimmt gut überein mit einer Projektion der Seismometerstation auf das in der Nähe gelegene refraktionsseismische KOTTAS-Profil. Aus den Registrierungen der Station SNAA kann die Krustentiefe zu 40 km und das v_p/v_s -Verhältnis zu 1.80 festgelegt werden. Das höhere v_p/v_s -Verhältnis deutet eine mafische Zusammensetzung der Kruste an und kann mit basaltischen Intrusionen erklärt werden, die in Verbindung stehen mit dem jurassischen Gondwanaaufbruch.

Ein Vergleich mit publizierten Krustenmächtigkeiten und v_p/v_s -Verhältnissen vom südlichen Afrika zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den Werten, die im Rahmen dieser Dissertation ermittelt wurden.

4 Modellierung des Schwerefeldes

Für die Modellierung von Potentialfeldern stehen zwei Methoden zur Verfügung, die sich bereits in ihren Ansätzen unterscheiden. Zum einen können sie direkt, ohne vorab die Parametrisierung für beispielsweise Dichten oder Krustenstrukturen festzulegen, interpretiert werden. Die Methoden der direkten Interpretation, unter die beispielsweise die Tiefenabschätzung von Körpern, die Feldfortsetzung oder Wellenlängenfilterung der Potentialfelddaten fallen, basieren häufig auf einer Wellenzahlanalyse (z.B. Degro, 1986). Zum anderen können Potentialfelder durch eine Vorwärtsmodellierung unter Berücksichtigung möglichst vieler Randbedingungen modelliert werden. Diese Randbedingungen legen den Aufbau des Grundmodells fest und sind eine notwendige Voraussetzung, um aufgrund der Mehrdeutigkeit in den Lösungen der Potentialfelder ein realistisches Modell zu erhalten.

Die Methode der Vorwärtsmodellierung in drei Dimensionen wird in diesem Kapitel vorgestellt. Sie wurde auf die aus aerogravimetrischen Messungen erzeugte einfache Bougueranomalie (BA) angewandt. Der Schwerpunkt lag dabei auf der Modellierung des regionalen langwelligen Anteiles der BA, welche die Krustenmächtigkeit bzw. die Tiefenlage der Moho bestimmt (z.B. Torge, 1986, Seite 105). Die geringe Anzahl an Randbedingungen, die innerhalb des großen Untersuchungsgebietes vorliegen, schließen die Modellierung kleinräumiger oberflächennaher Strukturen aus und legen ein einfaches Krustenmodell fest. Damit wird eine Überinterpretation des Modells vermieden. Die seismischen Detailinformationen, welche dem Modell seine Grenzen vorgaben, waren die durch Berechnung von Receiver Funktionen ermittelten Krustenmächtigkeiten (siehe Kapitel 3.1) und die aus refraktionsseismischen Messungen abgeleiteten Krustenstrukturen.

4.1 Grundlagen

Der Ausgangspunkt der Modellierung bildete die Freiluftanomalie (FA). Sie ist die Differenz zwischen der Freiluftschwere in einem bestimmten Punkt und der Normalschwere auf dem Bezugsellipsoid. Die Freiluftreduktion (δ_{FA}) geht von der Annahme aus, dass sich zwischen dem Beobachtungspunkt und dem Bezugsniveau keine Massen befinden. Näherungsweise kann sie durch

$$\delta_{FA} = 0.3086 \left[\frac{\text{mGal}}{\text{m}} \right] \cdot h \quad (7)$$

angegeben werden (z.B. Torge, 1986). Dabei ist h die Höhe des Messpunktes über dem Bezugsniveau in Metern.

Durch eine Subtraktion der Wirkung von Gesteinsmassen mit vertikaler Ausdehnung (δ_{BA}), die zwischen der Messtation und dem Bezugsniveau (im Allgemeinen der Meeresspiegel) liegen, wird die *einfache Bougueranomalie* (BA) errechnet. Diese Bouguerreduktion (δ_{BA}) berücksichtigt zum einen ein Massendefizit unterhalb des Bezugsniveaus, indem fehlende Massen mit einer fiktiven Masse, die eine sog. Reduktionsdichte erhält, aufgefüllt werden. Zum anderen werden für Messpunkte, die über dem Bezugsniveau liegen (z.B. Gebirge), Massenüberschüsse abgetragen. Die Wirkung wird dabei unter Annahme einer unendlich ausgedehnten Platte mit horizontalen oberen und unteren Begrenzungsflächen bestimmt, wodurch sich der Begriff der *Bouguerplattenreduktion* etablierte.

Allgemein kann mit folgender mathematischer Beziehung die Schwerewirkung δ_M einer unendlich ausgedehnten Platte der Masse M errechnet werden, wobei G der Gravitationskonstanten, ρ_M der Massendichte und h_M der vertikalen Ausdehnung der Masse entspricht (z.B. Berckhemer, 1990):

$$\delta_M = 2\pi G \rho_M h_M \quad (8)$$

Das Modell einer unendlich ausgedehnten, homogenen Platte für den tatsächlichen Geländeverlauf ist nur in flachem Gebiet eine ausreichende Näherung, so dass vor allem bei steiler Topographie eine sog. topographische bzw. Terrainkorrektur angebracht werden muss. Eine zusätzliche Reduktion um diesen Terraineffekt führt zur *vollständigen Bougueranomalie*.

Neben den Gesteinsmassen wurden noch zusätzlich die im Untersuchungsgebiet vorhandenen Wasser- und Eismassen berücksichtigt, so dass die einfache Bougueranomalie folgendermaßen errechnet wurde (z.B. Studinger, 1998):

$$BA = FA - \delta_{BA} - \delta_{EIS} - \delta_{WASSER} \quad (9)$$

Dabei entspricht FA der Freiluftanomalie, δ_{BA} berücksichtigt die Schwerewirkung der Gesteinsmassen, die ober- oder unterhalb eines Bezugsniveaus liegen, δ_{EIS} ist die Schwerewirkung des Eises und δ_{WASSER} die des Wassers.

4.2 Datenbasis

4.2.1 Kompilation der Schwerekarte

Freiluftanomalie

Für den kontinentalen Bereich zwischen ca. 15°W und 15°E und ca. 70°S und 78°S stand eine hochaufgelöste Freiluftanomalie zur Verfügung (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*), die aus verschiedenen aerogravimetrischen Messungen als Teil des VISA-Projektes (siehe Kapitel 1.1) gewonnen wurde.

Für den ozeanischen Bereich wurde auf die Freiluftanomalie nach Laxon & McAdoo (1998) zurückgegriffen. Dieser Datensatz hat eine Auflösung von 7.5' in der Länge und 3.75' in der Breite und basiert auf satellitengestützten Messungen (GEOSAT und ERS-1). Das Zusammenfügen beider Datensätze zu einem einheitlichen mit gleichmäßigem Gitterpunktabstand von 2' erfolgte durch den *surface*-Interpolationsalgorithmus (Smith & Wessel, 1990) unter Anwendung der freien Software GMT (Wessel & Smith, 1991). Die resultierende Karte der Freiluftanomalie des Untersuchungsgebietes, die in Abb. 4.2-1 in einem polarstereographischen Koordinatensystem gezeigt wird, war der Ausgangspunkt zur Bestimmung der einfachen Bougueranomalie.

Sämtliche Abbildungen werden im Folgenden in einer konisch-konformen Lambertprojektion gezeigt, die zwei Standardparallele bei -75° und -69° und einen Zentralmeridian bei 0° hat.

Wasser- und Eismächtigkeiten

Mit Hilfe des bathymetrischen Datensatzes ETOPO2 (Sloss, 2001) und durch Anwendung der Gleichung (8) wurde die Schwerewirkung des Wassers (δ_{WASSER}) bestimmt. Sie nimmt einen maximalen Wert von 221 mGal bei einer Standarddichte von $1.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ im nordöstlichen Weddell Meer an (siehe Abb. 4.2-2a).

Mit größerem Aufwand war die Generierung einer Eismächtigkeitskarte verbunden. Sie wurde unter Verwendung mehrerer Quellen kompiliert (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Ein Datensatz wurde durch flugzeuggestützte EMR-Messungen (*electro magnetic radar*) im Rahmen des VISA-Projektes (siehe Kapitel 1.1) gewonnen. Datenlücken innerhalb dieses Datensatzes wurden aufgefüllt mit (1) BEDMAP-Daten (Lythe & Vaughan, 2001), (2) AWI internen Datensätzen (Steinhage, 2001) und (3) Daten, die der BAS (*British*

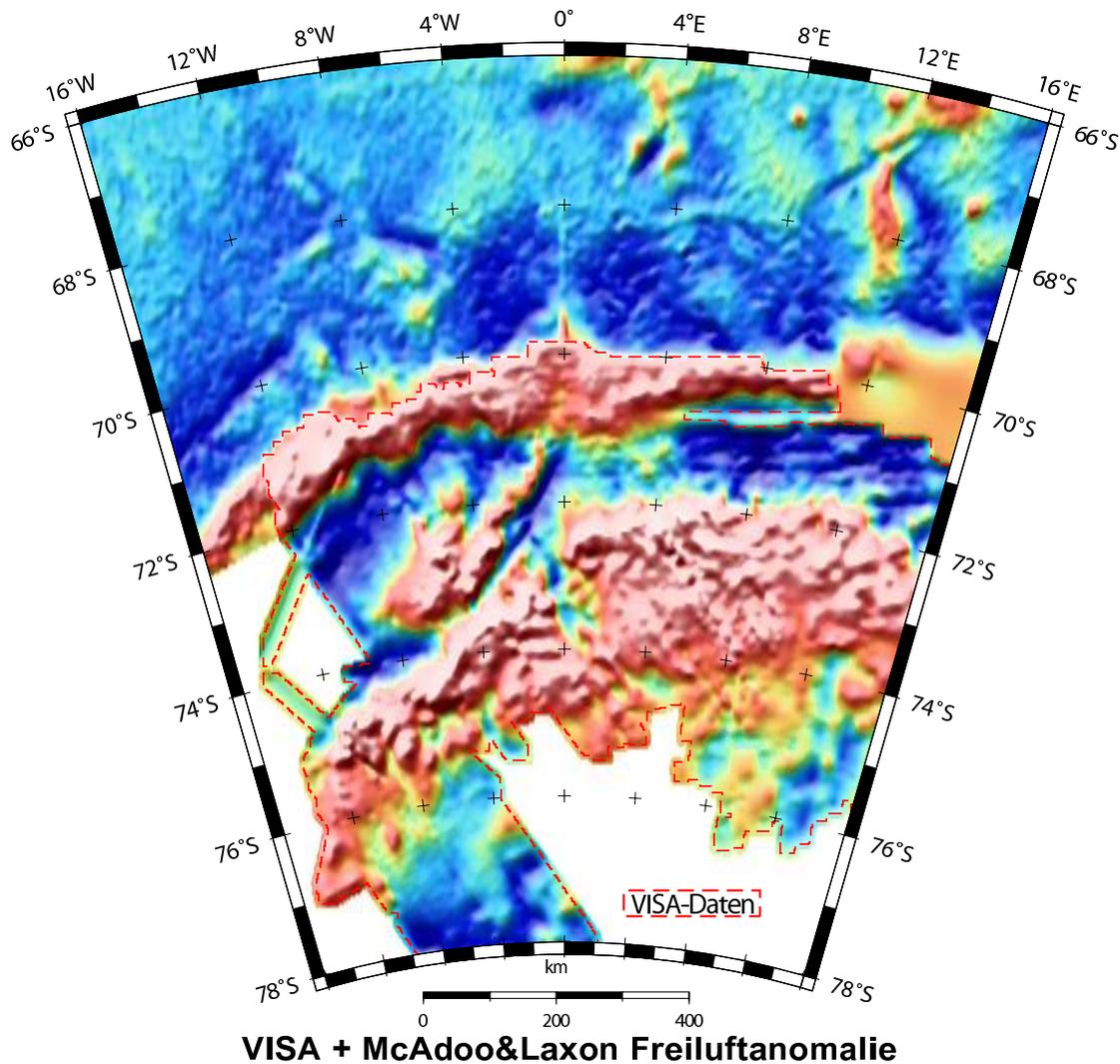


Abbildung 4.2-1: Freiluftanomalie des Untersuchungsgebietes. Ozeanseitig wurden Daten nach Laxon & McAdoo (1998) verwendet, während kontinentalseitig eine hochauflösende Freiluftanomalie (markiert durch eine rot gestrichelte Umrandung) zur Verfügung stand (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*).

Antarctic Survey) erhoben und zur Verfügung stellte. Durch eine Kreuzungspunktanalyse dürfte sich der Fehler in der Bestimmung der Eismächtigkeit auf ca. 30 m belaufen (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Die maximale Schwerewirkung des Eises (δ_{EIS}) beträgt ca. 142 mGal, was in der Abb. 4.2-2b gezeigt wird.

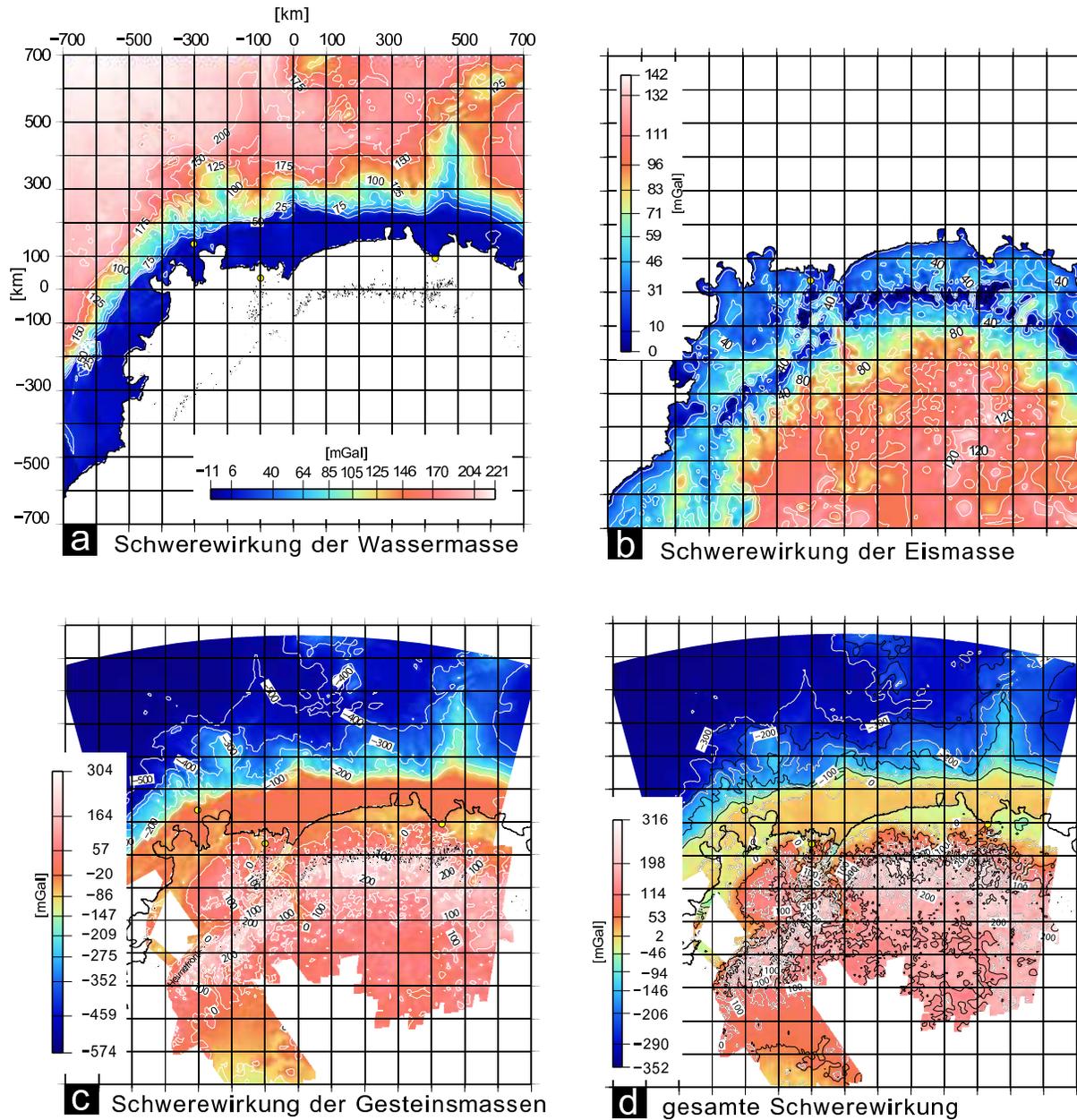


Abbildung 4.2-2: Schwerwirkungen, um die die Freiluftanomalie zur Berechnung der einfachen Bougwerschwere korrigiert wurde. (a) zeigt die Schwerwirkung des Wassers, welche einen maximalen Betrag von 221 mGal annimmt. (b) stellt die Schwerwirkung des Eises dar. Im südlichen Teil des Messgebietes beträgt sie maximal 142 mGal. (c) veranschaulicht die Schwerwirkung der Gesteinsmassen, die zwischen ca. -570 mGal im ozeanischen Bereich und 300 mGal für Gebirgsgegenden variiert. (d) zeigt den gesamten Reduktionsbetrag, der einen Wertebereich von ca. ± 320 mGal annimmt

Topographie

Um die Schwerewirkung der Gesteinsmassen über bzw. unter dem Bezugsniveau zu ermitteln, wurde ein Höhenmodell erstellt, das sich aus verschiedenen Quellen zusammensetzt. Der marine Teil des Grids bestand aus dem bereits erwähnten bathymetrischen Datensatz ETOPO2 (Sloss, 2001). Der kontinentale Teil wurde aus den bereits vorgestellten Eismächtigkeiten und einem Datensatz erzeugt, der die Eisoberfläche enthält. Letzterer basiert auf dem digitalen Geländemodell RAMP (*Radarsat Antarctic Mapping Project*, Liu et al., 2001). Durch Subtrahieren der Eismächtigkeiten vom Höhenwert der Eisoberfläche entstand das subglaziale Relief. Dieses wurde mit den Daten des marinen Höhenmodells zusammengefügt und anschließend mit der 'surface'-Interpolation unter Anwendung der freien Software GMT geglättet.

In Abb. 4.2-2c ist die Gesteinsmassenreduktion (δ_{BA}) dargestellt, die mit einer Reduktionsdichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ berechnet wurde. Innerhalb des Messgebietes variiert der Wert zwischen ca. -570 mGal im ozeanischen Bereich und 300 mGal für Regionen mit ausgeprägter, über dem Meeresniveau liegender Topographie. Interessanterweise liegen weite Teile des Ostantarktischen Kratons im westlichen DML (ab ca. südlich der Kottasberge) unter dem Meeres- bzw. Bezugsniveau.

Einfache Bougueranomalie

Die einfache Bougueranomalie (BA) wurde unter Anwendung der Gleichung (9) im Rahmen dieser Dissertation deshalb erzeugt, weil durch ihre Verwendung die eigentliche 3D-Schweremodellierung effizienter zu bewerkstelligen war und sie zum Zeitpunkt der Modellierung noch nicht vorlag. Sie wurde ohne die sog. Terrainkorrektur bestimmt, welche den Einfluss der Topographie in der näheren Umgebung des Messpunktes berücksichtigt. Für ihre Berechnung ist ein digitales Geländemodell notwendig, welches im Messgebiet jedoch nicht vorliegt.

Abbildung 4.2-3 zeigt die ermittelte einfache BA und die Randbedingungen, die in Abschnitt 4.2.2 vorgestellt werden. Sie nimmt Werte zwischen ca. 350 mGal für das ozeanische Gebiet und ca. -250 mGal für den kontinentalen Bereich des Untersuchungsgebietes an. Im Speziellen unterscheidet sich der Ostantarktische Kraton in seinem Schwereniveau für das westliche DML und zentrale DML um ca. -100 mGal. Während im zentralen DML ca. -160 mGal erreicht werden, nimmt die BA im westlichen DML ca. -60 mGal an. Im marinen Bereich erreicht die BA des Weddell Meeres mit ca. 300 mGal einen um 50 mGal größeren Wert als für die Lazarev See des zentralen DML. Entlang der Gebirgszüge erreicht die BA ca. -100 mGal. Ein Vorzeichenwechsel in der BA findet im Übergang vom Kontinent zum marinen Bereich statt.

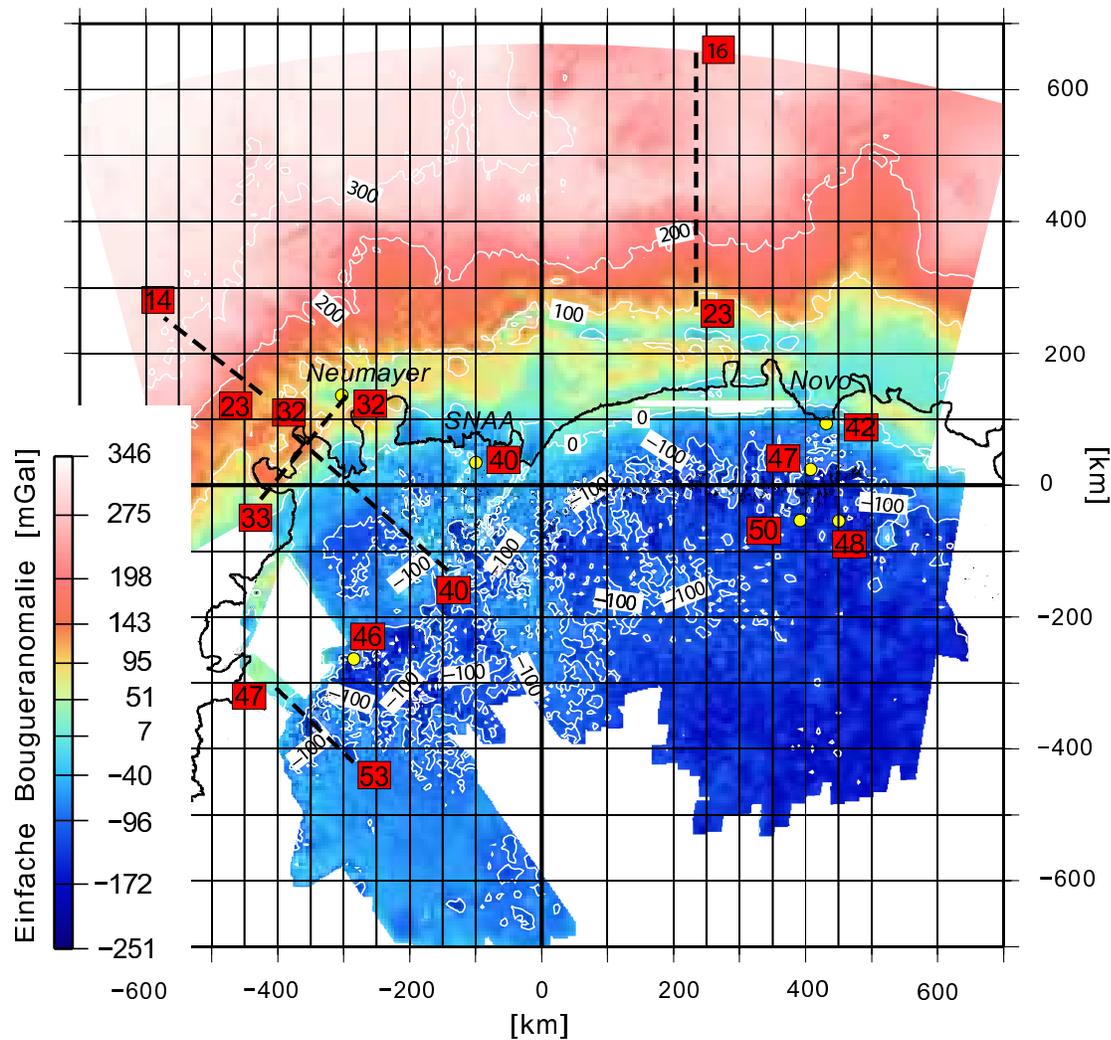


Abbildung 4.2-3: Einfache Bougueranomale des Untersuchungsgebietes. Sie umfasst einen Wertebereich von ca. 350 mGal im ozeanischen Bereich und -250 mGal für den Kontinent. Die tot unterlegten Zahlenwerte entsprechen den Krustenmächtigkeiten in km, die durch Berechnung von Receiver Funktionen und aus der Refraktionsseismik bekannt sind und als Randbedingungen bei der Modellierung eingingen. Für alle senkrechten Linien des Koordinatensystems wurde eine Ebene mit einem Dichtemodell erstellt. Die schwarz gestrichelten Linien sind publizierte refraktionsseismische Experimente, von denen ein Krustenquerschnitt existiert.

Im Untersuchungsgebiet gibt es zwei veröffentlichte Karten der BA. Zum einen wurde im Bereich der russischen Station Novo im zentralen DML im Rahmen der GeoMaud-Expedition 1995/96 an ca. 170 Punkten der Schwerwert gemessen und die BA ermittelt (Reitmayr, 2005). Zum anderen wurde eine BA von Ferraccioli et al. (2005) aus aerogravimetrischen Daten für das Gebiet um den Jutul-Penck-Graben nahe der südafrikanischen Station Sanae IV bestimmt. Ein Vergleich mit diesen beiden BA, die jedoch im Gegensatz zu dem vorliegenden Datensatz nur kleinräumig existieren, zeigt eine gute Übereinstimmung mit der im Rahmen dieser Dissertation ermittelten.

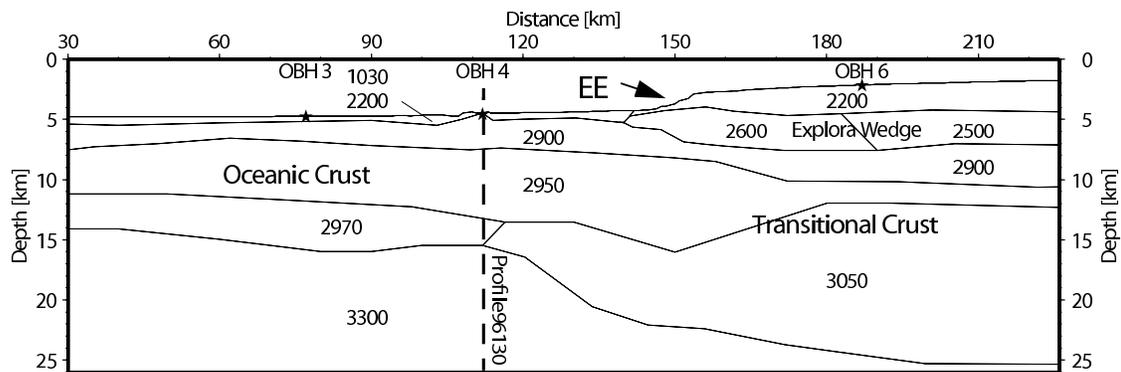


Abbildung 4.2-4: Schnitt durch die ozeanische Kruste des Weddell Meeres entlang des refraktionsseismischen Profils 96100. Die Tiefenlage der Moho verläuft zwischen ca. 15 und 25 km (Abbildung entnommen aus Jokat et al. (2004)). Profillage siehe Abb. 3.1-4.

4.2.2 Seismische und seismologische Daten als Randbedingungen

Insbesondere die Detailinformationen und Ergebnisse aus der Seismologie und Seismik lieferten die Randbedingungen für die Modellierung. In Abbildung 4.2-3 ist die einfache BA mit den Randbedingungen dargestellt. Die rot unterlegten Zahlenwerte entsprechen den Krustentiefen, die im Rahmen dieser Dissertation aus der Berechnung von Receiver Funktionen ermittelt wurden (siehe Kapitel 3.1) und aus refraktionsseismischen Experimenten bekannt sind. Im marinen Teil des Untersuchungsgebietes stand jeweils für das Weddell Meer und die Lazarev See ein Krustenquerschnitt zur Verfügung, die beide aus refraktionsseismischen Messungen resultieren (für einen Überblick siehe Kapitel 3.2.1). Die dort angegebenen Dichten und die vorgestellten Krustenstrukturen dienten der Implementierung des Startmodells. Der Krustenquerschnitt des Weddell Meeres, das durch das seismische Profil 96100 beschrieben wird, ist in Abb. 4.2-4 mit dem Kontinent-Ozean-Übergang zu sehen (Jokat et al., 2004).

Kontinentalseitig dienten zwei refraktionsseismische Profile als Grundlage. Zum einen wurde das Krustenmodell berücksichtigt, das in direkter Verlängerung zum oben erwähnten Profil 96100 liegt (dargestellt in Abb. 4.2-5). Es verläuft über den Grunehogna-Kraton und hat eine Länge von ca. 320 km (Profilkennung SAE34, Kudryavtzev et al., 1991). Die Tiefenlage des Kruste-Mantel-Überganges nimmt von der Küste ausgehend von ca. 33 km auf ca. 40 km unterhalb des Profildendes zu. Das zweite seismische Profil wurde in Kapitel 3.2.2 vorgestellt und bildet die Krustenstruktur des Kottasgebirges im westlichen DML ab. Wie auch im marinen Teil dienten die publizierten seismischen Geschwindigkeiten der kontinentalseitigen Profile, die unter Anwendung der empirischen Beziehung nach

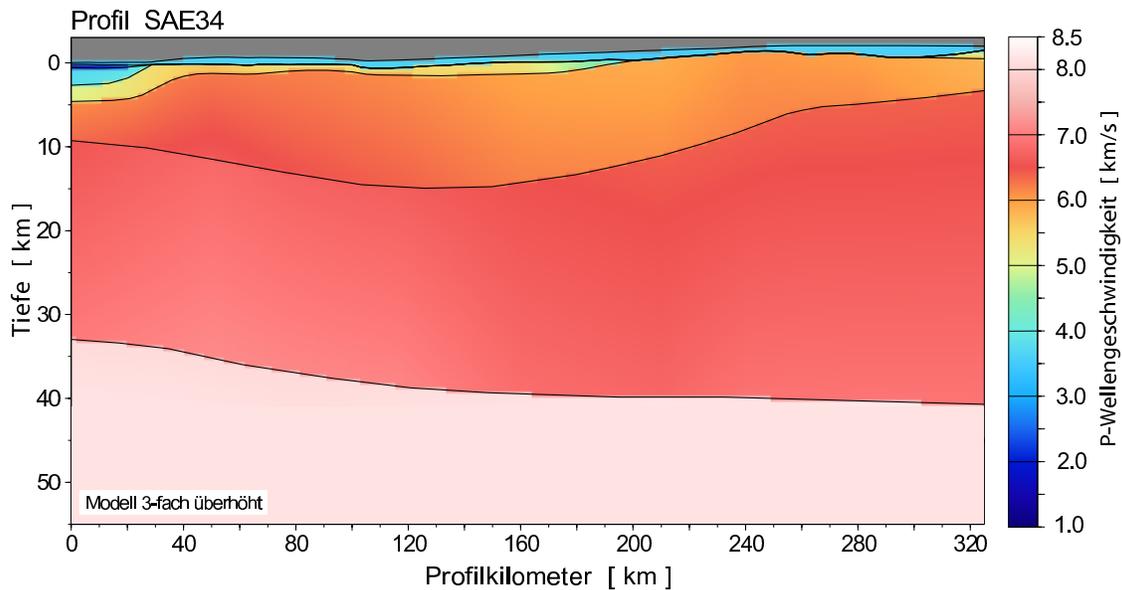


Abbildung 4.2-5: Schnitt durch die Kruste des Grunehogna-Kratons (Kudryavtzev et al., 1991). Die Tiefenlage der Moho unterhalb des Profiles SAE34 nimmt von der Küste ausgehend in Richtung Landesinnere zu. Profillage siehe Abb. 3.1-4

Christensen & Mooney (1995) in Dichtewerte umgerechnet wurden, als erste Datenbasis.

4.3 3D-Modellierung der Potentialfelddaten mit IGMAS

Für die dreidimensionale Modellierung des Schwerepotentials wurde das Programmpaket IGMAS (*Interaktives Gravimetrisches und Magnetisches Auswertesystem*) verwendet (z.B. Götze & Lahmeyer, 1988). IGMAS beinhaltet ein interoperables 3D-Geoinformationssystem (IOGIS) um Zusatzinformationen als Randbedingungen für das Modell zur Verfügung zu stellen (z.B. Schmidt & Götze, 1998). Mit IGMAS wird die Schwerewirkung im Stationsniveau eines geologischen Untergrundmodells durch eine numerische Vorwärtsmodellierung berechnet. Das Untersuchungsgebiet wird in parallele Ebenen aufgeteilt, die möglichst senkrecht zur Streichrichtung der geologischen Hauptanomalien verlaufen. Basierend auf den Randbedingungen werden entlang der Ebenen Vertikalschnitte erstellt, die über alle Ebenen hinweg verbunden werden (siehe Abb. 4.3-6). Dies erfolgt durch Triangulation zusammenhängender Körper, die sich mindestens über zwei Ebenen hinweg erstrecken. Die Oberfläche der einzelnen Körper wird dabei durch Dreiecke angenähert. Mittels des *Gauß'schen Intergralsatzes des Raumes* und dem *Satz von Green* wird die Schwerewirkung der Dreieckskanten in eine Schwerewirkung dreidimensionaler Körper transformiert (Götze, 1978).

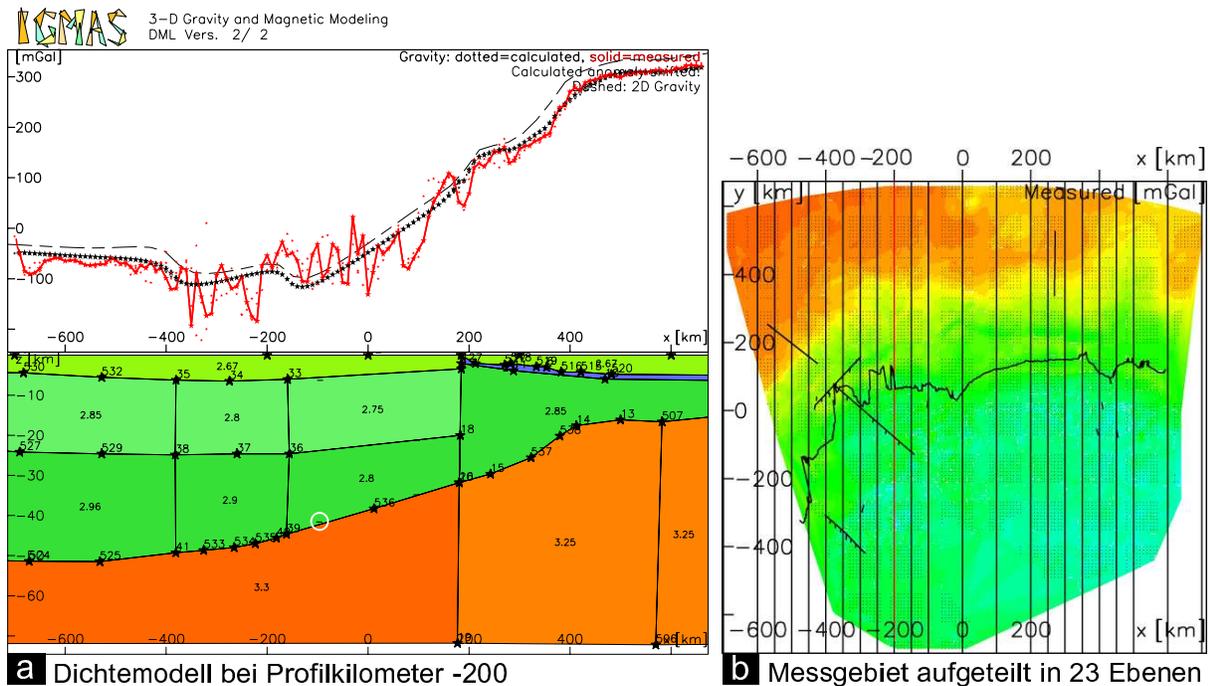


Abbildung 4.3-6: Krustenaufbau einer Ebene. (a) zeigt ein Schnitt durch die Kruste bei Profilkilometer -200, wie er durch das Programm IGMAS am Bildschirm ausgegeben wird. Die Kruste ist durch Körper konstanter Dichte aufgebaut. Die beiden oberen Kurven sind die gemessenen Schwerewerte (rote Linie) und die aus dem Krustenmodell berechnete (schwarze Linie). Die kleinen waagrechten Striche (markiert durch einen weißen Kreis) sind Krustentiefen des seismischen Profils 96100. (b) zeigt die Bougueranomalie des modellierten Gebietes mit seinen 23 Ebenen (senkrechte Ordinatenachsen).

Um eine möglichst gute Anpassung an das tatsächliche Schwerfeld zu erhalten, werden unter Berücksichtigung der Randbedingungen, die im Rahmen der oben erwähnten IOGIS-Funktionalität bereitgestellt werden, interaktiv sowohl Geometrie als auch Dichtewerte der Modellkörper angepasst. Als Randbedingungen für das Modell können Geschwindigkeitsparameter, Datensätze geologischer Einheiten, Oberflächengeologie, Ergebnisse aus Bohrlochmessungen, reflexions- bzw. refraktionsseismische und seismologische Resultate implementiert werden. Die Integration von Randbedingungen verbessert die Plausibilität des Modells.

Die Abbildung 4.3-6a zeigt die IGMAS-Bildschirmausgabe eines vertikalen Krustenquerschnittes, der durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaut wird. Die darüberliegenden Kurven zeigen zum einen die (ungefilterten) gemessenen Schwerewerte (in Rot) und zum anderen die aus dem Dichtemodell durch Triangulation berechneten Schwerewerte (in Schwarz). Durch die Modellkörper wurde das langwellige Signal der Bougueranomalie angepasst, das durch die Tiefenlage der Moho verursacht wird. Rechts daneben in

Abb. 4.3-6b ist das Untersuchungsgebiet, das durch 23 parallele Ebenen aufgeteilt wird, mit der gemessenen Bougueranomalie dargestellt.

4.4 3D-Schweremodellierung des DML

Für die 3D-Modellierung wurde das Messgebiet, das ca. 1.500.000 km² umfasst³, in 23 Nord-Süd orientierte parallele Ebenen mit einer Länge von 1400 km unterteilt. Im zugrunde liegenden Lambert-Koordinatensystem wurden die Ebenen ausgehend vom Koordinatenursprung, der in der Mitte des Messgebietes bei der geographischen Länge 0° und der geographischen Breite -72° liegt, von Osten nach Westen gleichmäßig verteilt. Die senkrechte Ebene bei Profilkilometer Null trennt in etwa das westliche DML vom zentralen DML. Wo Randbedingungen vorlagen, wurde ein Ebenenabstand von 50 km gewählt, ansonsten wurde ein Abstand von 100 km als ausreichend erachtet (siehe Abb. 4.3-6b), um den langwelligen Anteil der Bougueranomalie zu modellieren. Somit verteilen sich die Ebenen bezüglich ihres Lambert-Koordinatensystems in Ebenen mit negativen und positiven Abszissen- und Ordinatenwerte.

Ausgehend von der Ebene -300 im westlichen DML, welche vier Randbedingungen beinhaltet, wurden die Dichten und Geometrien der Körper sukzessive modifiziert. An der Tiefenlage der Moho wurde weitestgehend festgehalten, so dass eine Variation der Dichte notwendig war, um die Abweichung zwischen gemessenem und modelliertem Schwerfeld zu minimieren. Die durch die Seismik abgeleitete Krustenstruktur ist lediglich linienhaft und repräsentiert im Vergleich zu der großen Ausdehnung des zu modellierenden Gebietes nur einen kleinen Bereich. Das Geschwindigkeits- bzw. Dichtemodell, das den Schwerewerten entlang des seismischen Profils genügt, muss nicht zwingend zu der Schwere der benachbarten Ebene passen, die immerhin 50 bzw. 100 km entfernt liegt. Die Modifikation der Dichte stellt somit ein Kompromiss zwischen der linienhaften Abbildung und der Erweiterung in den 3D-Raum unter Berücksichtigung der gegebenen Krustenmächtigkeiten dar.

Die Kombination aus Größe des Messgebietes und geringer Anzahl an Randbedingungen erlaubt nur einen sehr einfach geschichteten Aufbau des Dichtemodells, deren einzelne Modellkörper sich über das gesamte Messgebiet erstrecken. In Abbildung 4.3-6a ist exemplarisch ein Schnitt durch die Kruste bei Profilkilometer -200 dargestellt, wie er durch die graphische Oberfläche von IGMAS dargestellt wird.

³Die Fläche der BRD beträgt ca. 357.000 km²

4.4.1 Unsicherheiten

Als Datenbasis diente die Freiluftanomalie, die aus verschiedenen Datensätzen kompiliert wurde. Die kontinentale Freiluftanomalie setzt sich aus vier aerogravimetrischen Datensätzen unterschiedlicher Qualität zusammen. Sie weist einen Kreuzungspunktfehler von 4.5 mGal mit einer Standardabweichung von 7.3 mGal auf (S. Riedel, 2007, *pers. Mitt.*). Für den ozeanischen Bereich wird eine Genauigkeit von ± 20 mGal für den verwendeten Datensatz von Laxon & McAdoo (1998) angegeben. Auf der Freiluftanomalie aufbauend wurde die einfache Bougueranomalie unter Verwendung mehrerer Datensätze berechnet, für die wiederum unterschiedliche Toleranzen angegeben werden.

Für den Datensatz ETOPO2 wird beispielsweise über kontinentalem Gebiet ein maximaler Höhenfehler von 18 m und für den ozeanischen Bereich von maximal 200 m angegeben, woraus unter Anwendung der Gleichung (8) mit der Dichte für Wasser von $1.03 \cdot 10^3$ kg/m³ ein maximaler Fehler von ca. 1 mGal bzw. 9 mGal resultieren kann. Für die Berechnung der Wirkung der Gesteinsmassen kann bei der Annahme einer Gesteinsdichte von $2.67 \cdot 10^3$ kg/m³ ein maximaler Fehler von 2 mGal bzw. 22 mGal angegeben werden.

Die verwendeten RAMP-Daten geben offiziell die Eisoberfläche mit einer Genauigkeit von 1 m für Schelfeisbereiche, 7.5 m für kontinenteinwärts gelegene Gebiete, 15 m für den Küstenbereich, 17.5 für eine rauhe Eisoberfläche und für rauhe Gebirgsflächen von 100 m an (Liu et al., 2001). Entsprechend der Gleichung (8) variiert die Schwerewirkung für Eis mit einer Dichte von $0.91 \cdot 10^3$ kg/m³ zwischen 0.04 und 4 mGal. Da dieser Datensatz auch für die Berechnung der Topographie verwendet wurde, kann sich der Fehler bei der Bestimmung der Gesteinsmassen um den Faktor drei erhöhen. Ein Vergleich mit AWI-internen GPS-Messungen für den Küstenbereich zeigte jedoch, dass sich eine Höhendifferenz von bis zu 300 m ergeben kann (C. Wesche, 2007, *pers. Mitt.*).

Durch eine Kreuzungspunktanalyse dürfte sich der Fehler in der Bestimmung der Eismächtigkeit auf ca. 30 m belaufen (D. Steinhage, 2007, *pers. Mitt.*). Unter Anwendung der Gleichung (8) mit einer Standarddichte für Eis von $0.91 \cdot 10^3$ kg/m³ beläuft sich die Unsicherheit in der Schwere auf ca. 1 mGal.

Ein weiterer Aspekt soll kurz vorgestellt werden. Die vollständige Bouguerreduktion ist für viele Regionen der ideale Ausgangspunkt für eine 3D-Schweremodellierung. Sie berücksichtigt neben der Schwerewirkung von Gesteinsmassen (= einfache BA) noch zusätzlich den Einfluss der Topographie bzw. des Terrains in der unmittelbaren Umgebung eines Messpunktes. Um diese jedoch zu erfassen, ist ein digitales Geländemodell nötig, das z.B. Höhenblockmittelwerte in einem Rechteckgitter angibt. Damit lässt sich das Gelände als Säulenmodell mit konstantem Dichtewert darstellen und die Vertikalanziehung einer Säule errechnen (Tsoulis, 1999). Ein solches digitales Höhenmodell liegt kontinentalseitig in der dafür nötigen Genauigkeit nicht vor. Studinger (1998) gibt eine

Abweichung von 2 mGal zwischen vollständiger und einfacher BA für den Bereich des Weddell Meeres an, wobei dieser Wert die ausgeprägte bathymetrische Steilstufe des Explora Escarpments repräsentiert. Für Hochgebirgsregionen gibt Torge (1986, Seite 101) einen messbaren topographischen Effekt an, der zwischen 10 und 100 mGal liegen kann. Da in der Karte der einfachen BA die Gebirgszüge immer noch hervortreten, was allerdings auch isostatisch bedingt sein kann, könnte eine Terrainkorrektur für das vorliegende Untersuchungsgebiet eine Verbesserung bringen.

Durch den Modellierprozess zeigte sich, dass sich Toleranzbereiche der Krustentiefen durch leichte Variation der Dichten bestimmen ließen. Wurden beispielsweise kontinentalseitig die Dichte eines Körpers um ca. $\pm 50 \text{ kg/m}^3$ geändert, verursachte dies eine Niveaushiftung der modellierten Schwere um ca. $\pm 50 \text{ mGal}$. Unter Anwendung der Gleichung (8) mit einer mittleren Krustendichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ würde sich die Lage der Moho um ca. $\pm 5 \text{ km}$ verschieben. Dieser Wert wird für den kontinentalen Bereich als maximaler Fehler betrachtet. Ozeanseitig wirkte sich dagegen eine Änderung der Krustendichte von ca. $\pm 50 \text{ kg/m}^3$ weniger gravierend auf die Lage der Moho aus, so dass hier eine Toleranz von $\pm 2\text{-}3 \text{ km}$ angemessen ist. Wurde die Manteldichte in der gleichen Größenordnung variiert, verschob sich das Niveau der modellierten Schwere signifikanter, da durch den größeren Mantelkörper auch eine größere Schwerewirkung resultiert. Eine Dichteänderung der Kruste ist jedoch angesichts der Präsenz von vulkanischem Material, das sich beispielsweise in der Explora Wedge zeigt (Miller et al., 1991), wahrscheinlicher als die des Mantels, so dass für den ozeanischen Bereich des Untersuchungsgebietes eine Toleranz von $\pm 2\text{-}3 \text{ km}$ für die Krustenmächtigkeiten angegeben werden kann.

4.5 Ergebnisse der 3D-Schweremodellierung

4.5.1 Krusten- bzw. Dichtemodell des westlichen und zentralen DML

Es zeigte sich während der Modellierung, dass das gesamte Untersuchungsgebiet nicht durch einen einheitlichen Krustenaufbau dargestellt werden konnte. Das Dichtemodell, welches den Schwerewerten des zentralen DML genügte, konnte nicht das Schwereniveau des westlichen DML erreichen und umgekehrt. Infolgedessen wurden zwei Krustenmodelle erstellt, die sich in ihren Dichten leicht unterscheiden, jedoch in der Anzahl der einzelnen Modellkörper identisch sind. Die modellierten Dichten liegen innerhalb von jenen Wertebereichen, die in der Literatur für eine ozeanische oder kontinentale Ober-/Unterkruste angegeben werden (z.B. Torge, 1986, Seite 106). Die Modellkörper repräsentieren einzelne markante geologische Einheiten wie den Grunehogna-Kraton, den Ostantarktischen Kraton oder das Wohlthat-Massiv. Tabelle 4.5-T1 gibt einen Überblick über die bei der Modellierung verwendeten Dichten der einzelnen Körper.

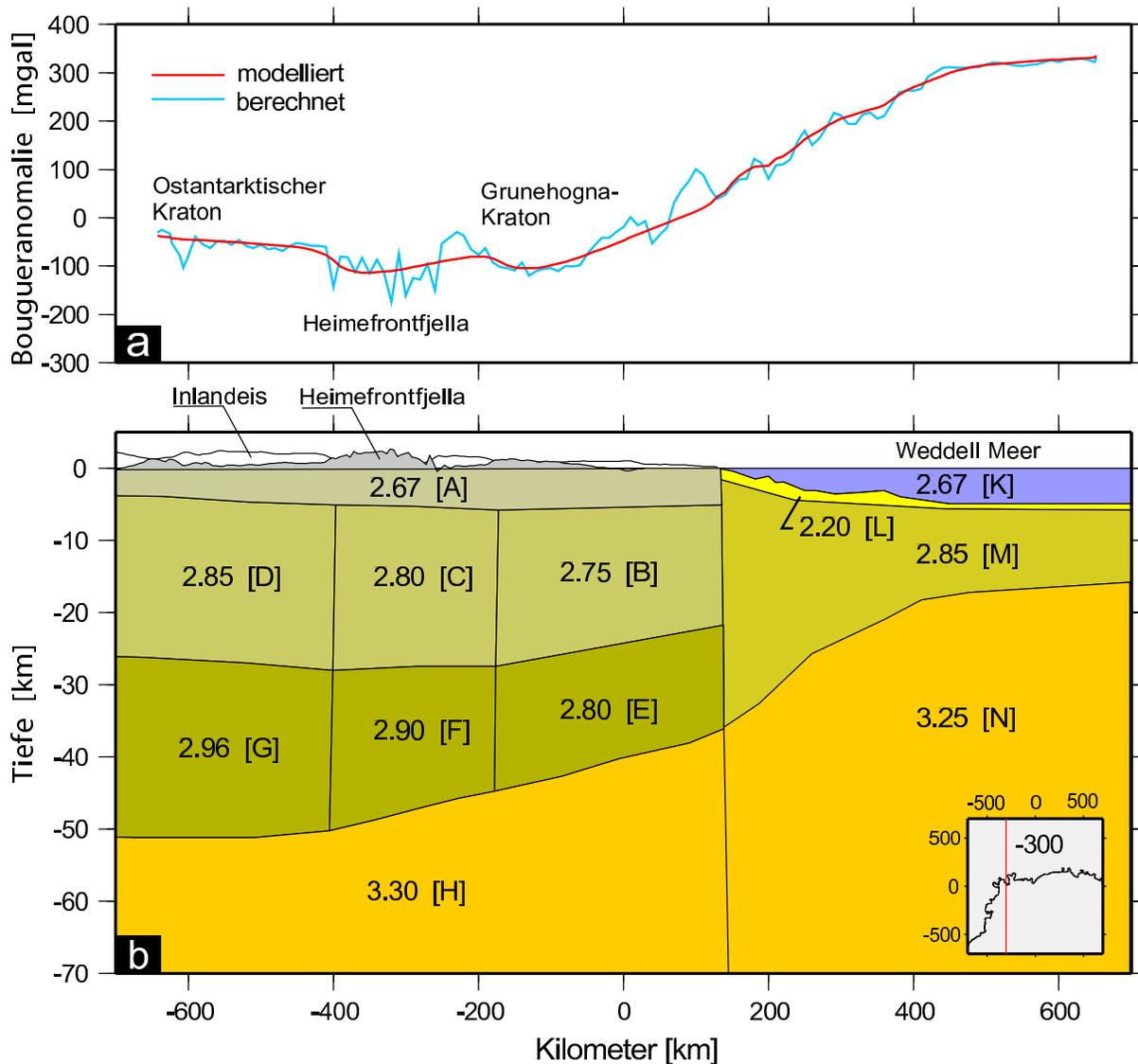


Abbildung 4.5-7: Dichtemodell des westlichen DML. (a) zeigt die gemessene (blaue Kurve) und berechnete (rote Kurve) Schwerewerte entlang der Ebene bei Profilkilometer -300. Die geologischen Einheiten zeigen sich durch unterschiedliche Signale. b) zeigt die durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaute Kruste. Geklammerte Buchstaben sind Abkürzungen für die einzelnen Modellkörper, deren Eigenschaften in Tabelle 4.5-T1 aufgelistet sind.

In den Abbildungen 4.5-7 und 4.5-8 werden die berechnete BA (blaue Kurve) und die durch Triangulation modellierte (rote Kurve) entlang zweier ausgesuchter Ebenen dargestellt. In den einzelnen Körpern ist der für diesen Körper als konstant angenommene Dichtewert angegeben. Es zeigt sich vor allem über den Gebirgszügen ein hochfrequentes Signal mit ausgeprägten Amplituden. Zurückzuführen ist dieses Signal auf die während den aerogravimetrischen Messungen konstante Flughöhe und der damit verbundenen Nähe zum

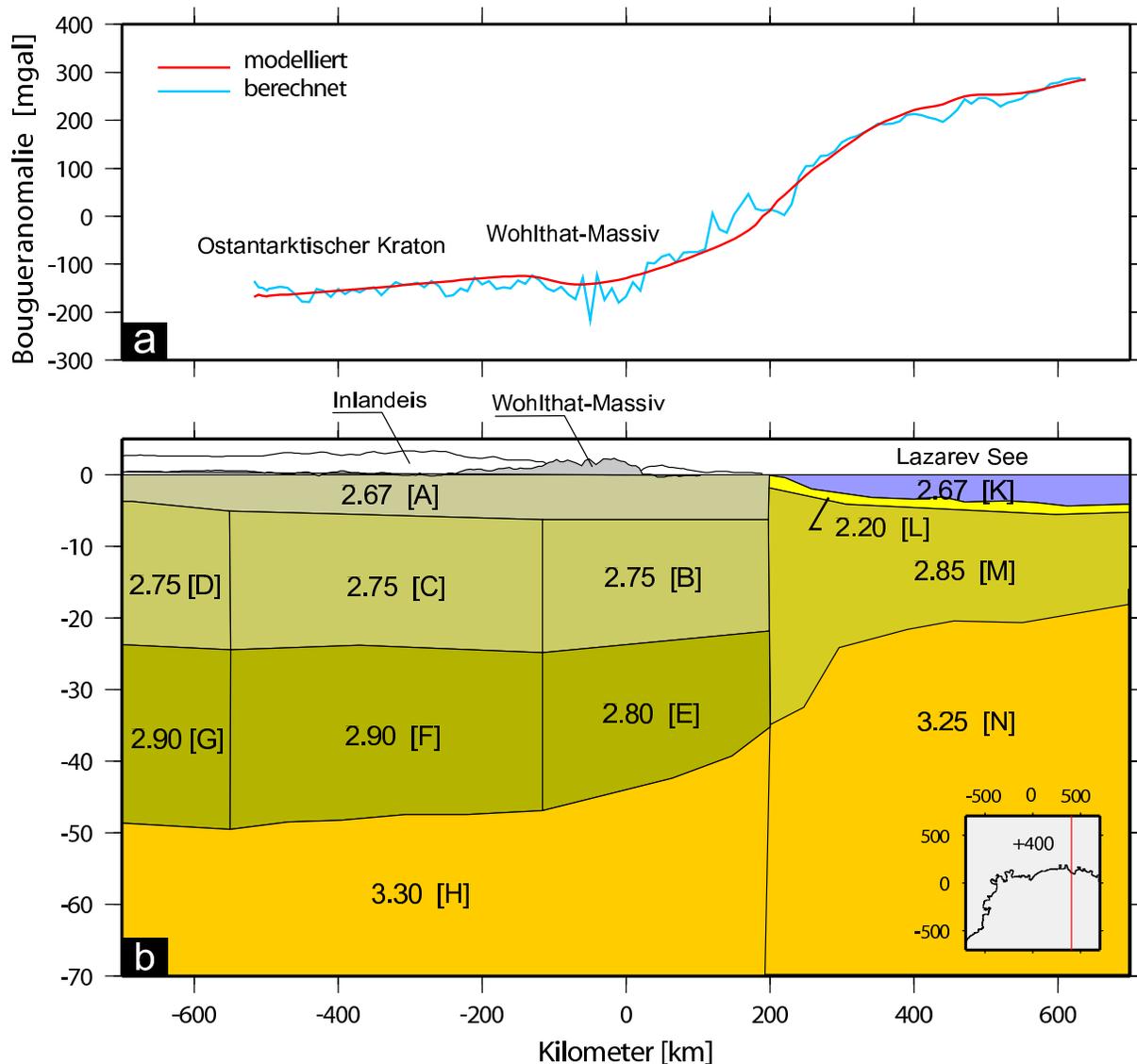


Abbildung 4.5-8: Dichtemodell des zentralen DML. (a) zeigt die gemessene (blaue Kurve) und berechnete (rote Kurve) Schwerewerte entlang der Ebene bei Profilkilometer +400. Die geologischen Einheiten zeigen sich durch unterschiedliche Signale. b) zeigt die durch Modellkörper konstanter Dichte aufgebaute Kruste. Geklammerte Buchstaben sind Abkürzungen für die einzelnen Modellkörper, deren Eigenschaften in Tabelle 4.5-T1 aufgelistet sind.

Quellkörper. Die hochfrequenten Anteile des Potentialfeldes spiegeln die lokalen Anteile wider. Da zu wenige kleinräumige geologische und seismische Detailinformationen vorliegen, können diese lokalen Anteile nicht modelliert werden. Zudem wäre ein komplizierteres Krustenmodell nötig, als es in der vorliegenden Modellierung verwendet werden konnte. Die modellierte BA passt bei beiden Krustenmodellen mit dem langwelligen Anteil der berechneten Bouguerschwere relativ gut überein.

Die kontinentale Dichtestruktur beginnt für beide Modelle mit einer Deckenschicht, die aufgrund der Bouguerreduktion mit einer Hintergrunddichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert wurde. Für die Oberkruste des westlichen DML nehmen die drei Modellkörper Werte zwischen $2.75 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und $2.85 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ an, wobei der niedrigere Wert den küstennahen Modellkörper repräsentiert. Die Dichte der Unterkruste des westlichen DML steigt von $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für den küstennahen Bereich auf $2.96 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für das südliche Untersuchungsgebiet. Leicht unterschiedliche Dichteangaben lassen sich für das zentralen DML angeben. Die Oberkruste wurde durchgehend mit $2.75 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert, während die Dichte der Unterkruste ausgehend von der Küste in Richtung Süden von $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ auf $2.90 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ leicht zunimmt. Für den gesamten kontinentalen Bereich wurde der Mantel mit der Standarddichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert (z.B. Berckhemer, 1990).

Der marine Teil beider Krustenmodelle wurde mit den gleichen Dichten und der gleichen Anzahl an Modellkörpern modelliert. Ausgehend von der Wasserschicht, die aufgrund der Bouguerreduktion mit einer Hintergrunddichte von $2.67 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert und deren Meeresbodentopographie durch den Datensatz ETOPO2 (siehe Abschnitt 4.2.1) realisiert wurde, gliedert sich das ozeanische Dichtemodell in (1) eine Sedimentschicht, die in Anlehnung an das vorhandene Dichtemodell des Weddell Meeres eine Dichte von $2.20 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ zugewiesen wurde (Jokat et al., 2004), (2) eine ozeanische Kruste mit der Dichte $2.85 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und (3) einem Mantel, der mit $3.25 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert wurde und somit leichter ist als der kontinentale Mantel. Durch diese Manteldichte konnte das Niveau der Schweremesswerte angeglichen werden. Eine Dichte von $3.30 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ für den ozeanischen Mantel hätte zu einer verhältnismäßig größeren ozeanischen Krustenmächtigkeit geführt, die nicht mit den Randbedingungen aus der Refraktionsseismik vereinbar gewesen wäre.

Für die Modellierung des Kontinent-Ozean-Überganges (*continent-ocean-transition*, COT) wurde auf die Implementierung mehrerer kleiner Körper mit unterschiedlichen Dichten zur Simulation eines horizontalen Geschwindigkeitskontrastes verzichtet. Es lagen auch hier zu wenig Detailinformationen vor. Die Zahl der Freiheitsgrade wurde dadurch nicht unnötig erhöht. Der COT wurde durch direkt angrenzende Modellkörper realisiert, die jeweils konstante, aber unterschiedliche Dichten hatten.

4.5.2 Bougueranomalien und Residuen

Die gemessene und modellierte BA sind in den Abb. 4.5-9a+b dargestellt. Der Unterschied zwischen beiden Anomalien wird in der Residuenkarte in Abb. 4.5-9c verdeutlicht. Es

Tabelle 4.5-T1: Tabellarische Übersicht der modellierten Dichten (siehe auch Abb. 4.5-7+4.5-8). Abkürzungen der geologischen Einheiten sind: GRU, Grunehogna-Kraton; MP, Maudheim-Provinz; ANT, Ostantarktischer Kraton.

	Schicht	Modellkörper	Dichte westl.DML [·10 ³ kg/m ³]	Dichte zentr.DML [·10 ³ kg/m ³]
Kontinent	Kristallin	A	2.67	
	Oberkruste	B (GRU)	2.75	2.75
		C (MP)	2.80	
		D (ANT)	2.85	
	Unterkruste	E (GRU)	2.80	
		F (MP)	2.90	
		G (ANT)	2.96	2.90
Mantel	H	3.30		
Ozean	Wasser	K	2.67	
	Sediment	L	2.20	
	Kruste	M	2.85	
	Mantel	N	3.25	

zeigen sich großflächige Bereiche mit sowohl positiven als auch negativen Residuen, die in der Größenordnung von ± 60 -80 mGal liegen. In Abschnitt 4.4.1 wurden bereits mögliche Fehlerquellen erläutert, die ein höheres Residuum erwarten lassen.

Ein ausgeprägtes positives Residuum erstreckt sich entlang der Küste bis zum vorgelagerten Schelfeisbereich, dessen nördliche Grenze sich im Verlauf dieses Residuum abzeichnet. Es kann durch die verwendeten Datensätze ETOPO2 und RAMP, die in Abschnitt 4.2.1 vorgestellt wurden, erklärt werden. Beide Datensätze basieren auf satellitengestützten Messungen, für die im Schelfeisgebiet durch die gezeitenabhängige kontinuierliche vertikale Bewegung eine dynamische Korrektur notwendig wäre. Südlich der *grounding line*⁴ wurde für das Erstellen der kontinentalseitigen Topographie der RAMP-Datensatz verwendet. Dieser hat allerdings im Bereich der Küste einen Höhenfehler von bis zu 300 m (Ch. Wesche, 2007, *pers. Mitt.*), da dort die Höhenwerte von altem Kartenmaterial abdigitalisiert und mit den gemessenen Satellitendaten kombiniert wurden.

Ein negatives Residuum der Größenordnung von -40 mGal erstreckt sich entlang der Gebirgszüge. Zum einen kann diese durch den hochfrequenten Anteil des Potentialfeldes erklärt werden, der sich durch eine Messung in Quellnähe erfassen lässt. Um diese lokalen Anteile zu modellieren, ist ein komplizierteres Krustenmodell notwendig, welches

⁴Aufsetzlinie des Eises

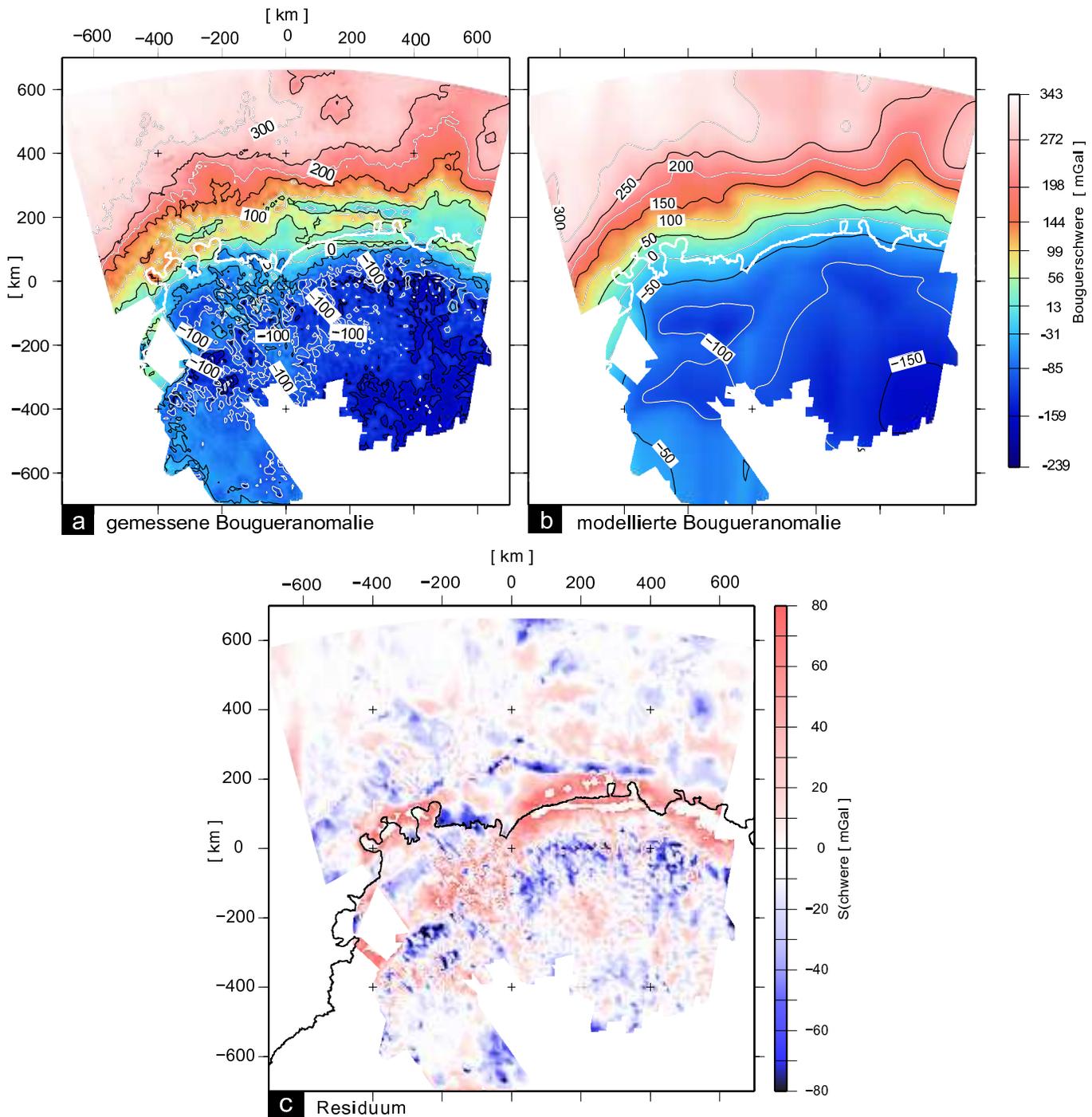


Abbildung 4.5-9: Gemessene und modellierte Bougueranomalie sowie deren Residuum. a) zeigt die gemessene Bougueranomalie für das Untersuchungsgebiet, in b) ist die durch Triangulation ermittelte Bougueranomalie abgebildet. Unterschiede zwischen beiden Datensätzen zeigt das Residuum in c). Es zeigen sich großflächige Bereiche mit positiven (entlang der Küste) und negativen (entlang der Gebirgszüge) Residuen.

auch oberflächennahe Strukturen berücksichtigt. Mit den wenigen vorliegenden Randbedingungen lässt sich das allerdings nicht realisieren. Zum anderen kann die fehlende Terrainkorrektur einen Beitrag zum Residuum geleistet haben (siehe Abschnitt 4.4.1).

Für den ozeanischen Bereich kann - abgesehen von Gebieten mit Schelfeis - eine Genauigkeit über ca. ± 20 mGal erreicht werden. Für den kontinentalen Bereich - exklusive den Küsten- und Gebirgsregionen - beträgt das Residuum ebenfalls ca. ± 20 mGal. Eine Häufigkeitsverteilung der auftretenden Abweichungen für das gesamte Modell zeigt Abb. 4.5-10. Beinahe die Hälfte aller Messwerte (45%) weichen um höchstens ± 10 mGal von der modellierten Bouguerschwere ab. Mehr als 72% der gemessenen Schwerewerte haben ein Residuum von höchstens ± 20 mGal. Für einen einzelnen Messwert kann eine Standardabweichung von 29 mGal angegeben werden.

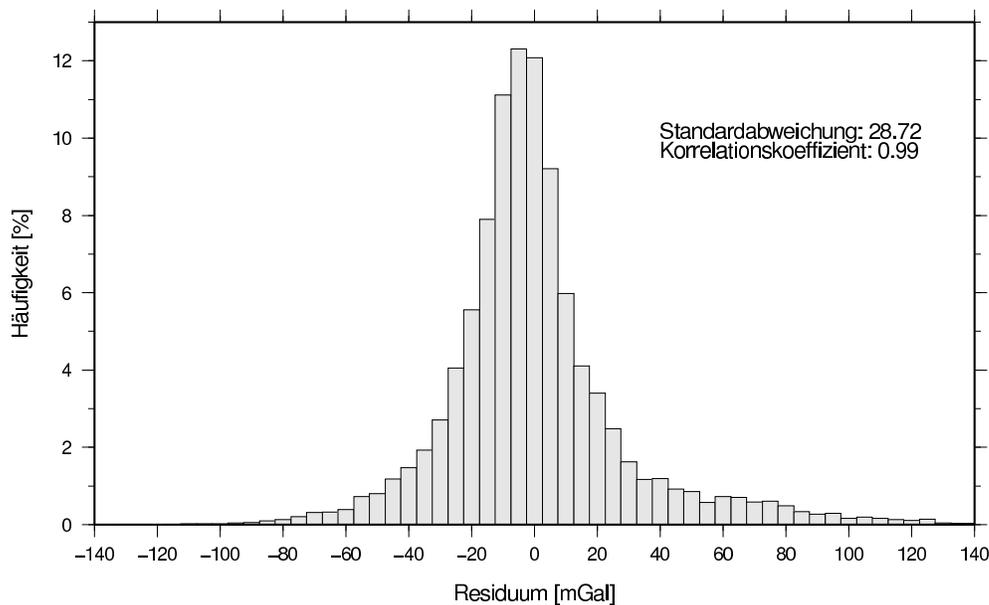


Abbildung 4.5-10: Häufigkeitsverteilung. Mehr als 72% aller modellierten Bouguerschwerewerte weichen um höchstens ± 20 mGal von dem gemessenen Schwerewert ab.

4.5.3 Krustenmächtigkeiten

Das Ziel dieser 3D-Modellierung war, durch den regionalen Anteil der Bougueranomalie eine Aussage über die Krustenmächtigkeiten des DML zu erhalten. Sie sind in Abbildung 4.5-11 dargestellt. Durch die zwei seismischen Profile im marinen Bereich konnte der Übergang von der kontinentalen Kruste zur ozeanischen festgelegt werden. Er verläuft in etwa zwischen den Isolinien 20 und 16 km. Die Krustenmächtigkeit des Weddell Meeres erreicht im nordwestlichen Teil mit 10 km ein Minimum und nimmt in Richtung des Kontinents kontinuierlich zu. Die verdickte Kruste, die als Randbedingung in das Modell einging (Jokat et al., 2004), konnte mit der Schweremodellierung bestätigt werden. Am nördlichen Ende des seismischen Profiles 96100 erreicht die Kruste eine Mächtigkeit von 10 km. Wie von Mutter & Mutter (1993) bereits angedeutet, ist sie im Vergleich mit anderen ozeanischen Krustenmächtigkeiten um 2-3 km ausgeprägter.

Die Kruste der Lazarev See ist im Vergleich zu der des Weddell Meeres mächtiger. Besonders auffallend zeichnet sich der Astrid-Rücken ab, der im östlichen Teil der Lazarev See liegt. Hier nimmt die Krustenmächtigkeit von 32 km (kontinentalseitig) über eine Distanz von ca. 200 km auf ungefähr 16 km ab, was einer Steigung von 8% an der Moho-Topographie entspricht.

Ein Vergleich mit globalen Mächtigkeiten für eine ozeanische Kruste, die sich zwischen 6-8 km bewegen (Solomom & Toomey, 1992), zeigt, dass der gesamte ozeanische Bereich des DML durch eine mächtigere Kruste charakterisiert wird. Die voneinander abweichenden Krustenmächtigkeiten für das westliche und zentrale DML weisen auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte hin.

Kontinentalseitig nimmt die Krustenmächtigkeit vom Küstenbereich in südliche Richtung kontinuierlich zu. Die Krustenmächtigkeit des Ostantarktischen Kratons unterscheidet sich leicht für das westliche und zentrale DML. Im zentralen DML erreicht sie eine Dicke von ca. 48 km, wohingegen im westlichen DML ca. 50 km erreicht werden. Diese Werte sind jedoch (vor allem südlich der Gebirgszüge) durch keine Randbedingungen belegt. Für die geologischen Einheiten Plattformen und Schilde wird von Christensen & Mooney (1995) eine durchschnittliche Krustenmächtigkeit von 41.5 km angegeben. Ein Versuch, diese Werte als Randbedingungen für den Ostantarktischen Kraton anzunehmen und damit das Niveau der Schwerewerte anzupassen, führte auf eine unrealistisch niedrige Dichte der Unterkruste von kleiner $2.80 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$.

Die Krustenmächtigkeit unterhalb der Orogene im gesamten Untersuchungsgebiet nehmen Werte zwischen 46 und 50 km an. Sie sind somit vergleichbar mit der durch-

schnittlichen Krustenmächtigkeit unterhalb von Orogenen, die nach Christensen & Mooney (1995) bei 46.3 km liegt. Es deutet sich für das Wohlthat-Massiv und die Heimefrontfjella eine Gebirgswurzel an, die jedoch aufgrund der in Abschnitt 4.4.1 dargelegten Unsicherheiten und der fehlenden Randbedingung südlich der Gebirgszüge eher spekulativ ist.

Festzuhalten bleibt, dass sich mit den beiden Dichtemodellen für das westliche und zentrale DML das Niveau der gemessenen Schwerewerte sehr gut angleichen lässt. Die gewählten Dichtewerte liegen in realistischen Wertebereichen.

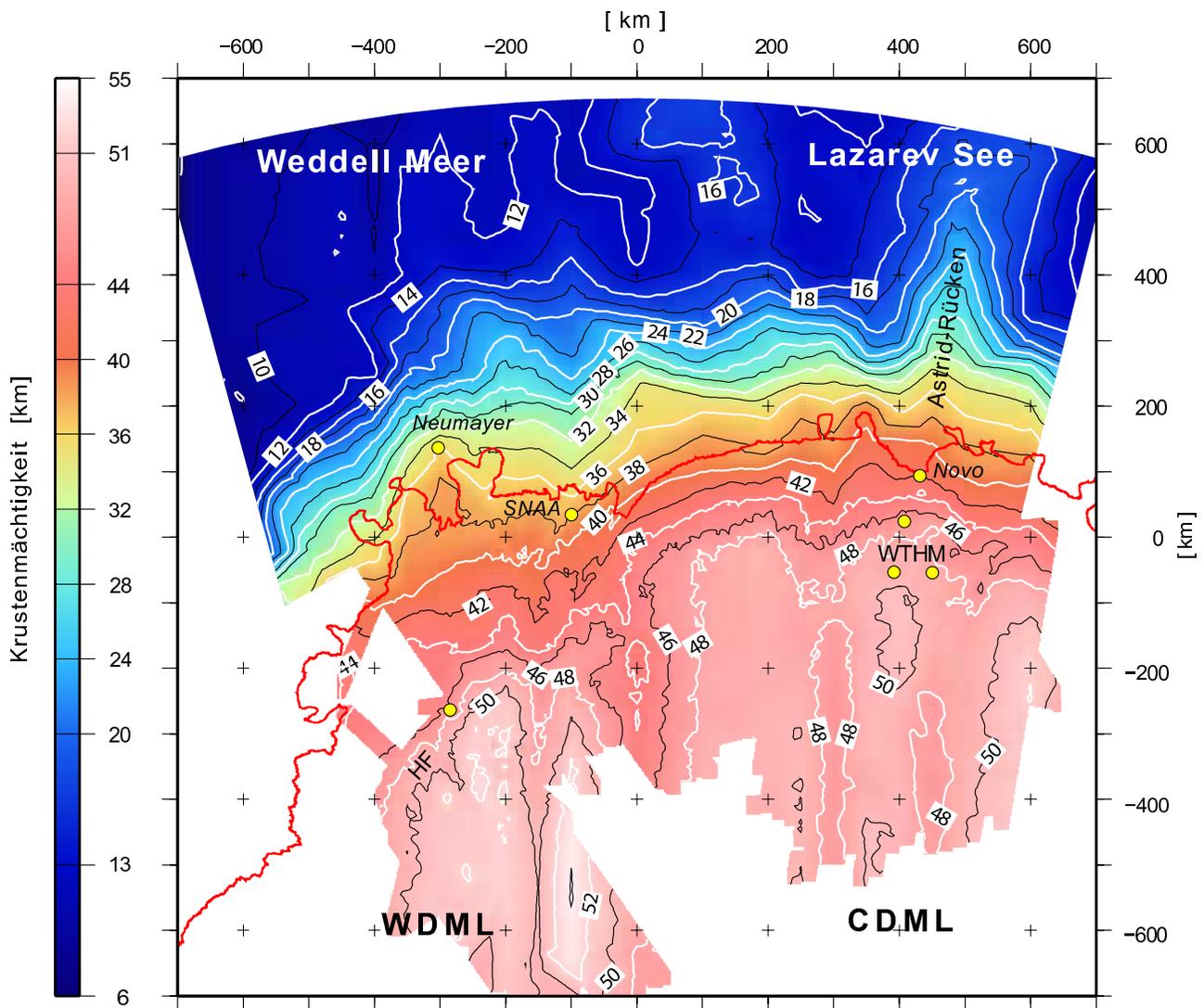


Abbildung 4.5-11: Karte der Krustenmächtigkeiten des Dronning Maud Landes (DML). Abkürzungen sind: CDML, zentrales DML; WDML, westliches DML; HF, Heimefrontfjella; WTHM, Wohlthat-Massiv.

4.6 Zusammenfassung

Mithilfe der Bougueranomalie wurde der kontinentale und ozeanische Bereich des Dronning Maud Landes hinsichtlich der Krustenmächtigkeiten modelliert. Dazu wurde das Messgebiet in 23 vertikale von Nord nach Süd orientierte Ebenen aufgeteilt. Für das westliche und zentrale DML wurden Ebenenmodelle verwendet, die sich in ihren Dichten leicht unterscheiden. Der strukturelle Aufbau der Ebenen wurde aufgrund der geringen Anzahl an Randbedingungen sehr einfach gehalten, wobei alle angenommenen Dichten in realistischen Größenordnungen liegen.

Als Randbedingungen standen für den marinen Teil zwei seismische Profile zur Verfügung. Eines für das Weddell Meer und ein weiteres für die Lazarev See. Kontinentalseitig wurden seismische Detailinformationen berücksichtigt, die aus refraktionsseismischen Experimenten und durch die Berechnung von Receiver Funktionen resultierten.

Die als Randbedingung angenommene verdickte ozeanische Kruste konnte mit den einfachen Krustenmodellen gut modelliert werden. Die Mächtigkeit der ozeanischen Kruste ist daher für den gesamten marinen Bereich des DML um wenige Kilometer ausgeprägter als die in der Literatur zitierten Werte von 6-8 km (Solomon & Toomey, 1992). Für das Weddell Meer liegt die Krustenmächtigkeit bei ca. 10 km, wohingegen die ozeanische Kruste der Lazarev See ca. 12 km mächtig ist. Der Unterschied weist auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte hin.

Kontinentalseitig nimmt die Krustenmächtigkeit im gesamten DML von der Küste aus in Richtung Süden kontinuierlich zu. Im Küstenbereich wurde eine ca. 32 km mächtige Kruste modelliert. Unterhalb der Gebirgszüge der Heimfrontfjella und des Wohlthat-Massives erreicht die Kruste eine Mächtigkeit zwischen 46 und 50 km. Damit werden die Gebirge des DML mit anderen vergleichbar. Christensen & Mooney (1995) geben eine mittlere Krustenmächtigkeit unterhalb Orogene von 46.3 km an. Der südlich an die Orogene anschließende Ostantarktische Kraton hat im gesamten DML eine Krustenmächtigkeit von ca. 48 bis 50 km. Diese Mächtigkeiten liegen über dem Durchschnittswert, der für Plattformen/Schilde mit 41.1 km angegeben wird (Christensen & Mooney, 1995).

Für die Berechnung der Bougueranomalie, die Werte zwischen 350 mGal im kontinentalen Bereich und -250 mGal im ozeanischen Teil des Untersuchungsgebietes annimmt, wurden Datensätze verwendet, die größere Unsicherheiten aufweisen. Durch eine Abschätzung der Fehler kann die kontinentale Krustenmächtigkeit auf ± 5 km und die ozeanische auf $\pm 2-3$ km angegeben werden. Es bleibt festzuhalten, dass die verwendeten Dichtemodelle das Niveau der gemessenen Schwerewerte zwar gut anpassen, jedoch aufgrund der

geringen Anzahl an Randbedingungen nicht eindeutig sind. Eine beispielsweise niedrigere Manteldichte hätte bei gleichzeitiger Erhöhung der Dichte von Ober- und/oder Unterkruste zur gleichen errechneten Schwere geführt.

5 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde durch die Kombination der geophysikalischen Disziplinen Seismologie, Refraktionsseismik und Gravimetrie dazu beigetragen, den tieferen Untergrund sowie die tektonische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsgebietes Dronning Maud Land, Antarktis, besser zu verstehen. Die extrem rauen klimatischen Bedingungen erschweren nicht nur die Datenerhebung im Feld, sondern wirken sich zudem auf die Auswertung aus. Beispielsweise ist für die Seismologie (noch) nicht geklärt, welchen Einfluss die mächtige Eisschicht vor allem auf die höher frequenten Signale wie beispielsweise P-Wellen hat. Hinsichtlich der Modellierung von Schwerewerten sind höhere Fehler aufgrund des fehlenden digitalen Höhenmodells, das für eine Terrainkorrektur benötigt wird, anzusetzen. Die Unsicherheiten sind allerdings bei weitem nicht so groß, als dass sie die Interpretation regionaler, großräumiger Strukturen in der Lithosphäre ausschließen - vor allem dann nicht, wenn eine Kombination der vorliegenden geophysikalischen Daten und deren gemeinsame Interpretation sich gegenseitig (unter)stützen.

Zwei seismologische Methoden wurden erstmalig auf einen Datensatz angewendet, der durch ein temporäres seismographisches Stationsnetz im Dronning Maud Land erhoben worden war. Zum einen erfolgte eine Untersuchung der seismischen Anisotropie und zum anderen wurden Receiver Funktionen für die Bestimmung von Krustenmächtigkeiten berechnet. Vor allem die Auswertung der seismischen Anisotropie wurde dahingehend eingerichtet, dass sie zukünftig im Routinebetrieb auf weitere Datensätze eingesetzt werden kann.

Im Speziellen wurde durch die Untersuchung **seismischer Anisotropie** auf vergangene und rezente großflächige Deformationsprozesse im Oberen Erdmantel geschlossen. Die

Ergebnisse sind im großräumig ausgedehnten Untersuchungsgebiet nicht einheitlich und zeigen unterschiedliche Charakteristika. Gemeinsam haben sie jedoch ihre Ursache in den vergangenen Deformationsprozessen und nicht in rezenter Plattenbewegung. Die Untersuchung zeigte weiterhin:

1. Die anisotropen Strukturen der Lithosphäre folgen den Gebirgszügen, was auf eine starke Verbindung zwischen dem Oberen Mantel und der Kruste während der Orogenesen schließen lässt.
2. Die abrupten Richtungsänderungen der Schnellen Achsen in der Umgebung der Heimefront Scherzone verweisen auf eine Suturzone, welche die mesoproterozoische Maudheim-Provinz von dem panafrikanisch überprägten Teil des Ostantarktischen Kratons durch die gesamte Lithosphäre hindurch trennt.
3. Für die russische Station Novolazarevskaya (Novo) im zentralen DML erklärt ein doppelschichtiges Anisotropiemodell des Oberen Mantels die beobachtete Aufspaltung der Scherwellen. Die Minerale der oberen Schicht wurden bei der Bildung des Großkontinentes Gondwana im Mesoproterozoikum eingeregelt, während die Charakteristik der unteren Schicht eine Verbindung zum Zerfall Gondwanas im Jura herstellt.
4. Die Aufzeichnungen von Stationen, die weiter südlich im Landesinneren aufgestellt wurden, geben durch eine Inversion von Wellenformen keinen Hinweis auf ein doppelschichtiges Anisotropiemodell des Oberen Mantels.
5. Inkonsistente Einzelmessungen und eine Vielzahl an nicht aufgespaltenen Scherwellen (= scheinbare Isotropie) in den Aufzeichnungen der südafrikanischen Station Sanae IV (SNAA) verweisen auf einen komplizierten Untergrund.

Durch die Kombination aus **Refraktionsseismik** und der Berechnung von **Receiver Funktionen** konnten neue Erkenntnisse zum Aufbau der kontinentalen Kruste ermittelt werden. Erstmals wurde im Untersuchungsgebiet die seismologische Methode der Berechnung von Receiver Funktionen angewandt. Hierdurch wurden Krustenmächtigkeiten sowie Verhältnisse aus Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeit (v_p/v_s) unterhalb seismologischer Stationen bestimmt. Folgendes lässt sich ableiten:

1. Die Kruste nimmt im DML von der Küste ausgehend in Richtung der südlich gelegenen Gebirgszüge von ca. 40 km bis auf ca. 50 km kontinuierlich zu. Die einzelnen geologischen Formationen wie beispielsweise Gebirgszüge oder Bereiche undeformierter Kruste nehmen Größenordnungen an, die mit anderen Kontinenten vergleichbar sind.

2. Die v_p/v_s -Verhältnisse sind im Untersuchungsgebiet nicht einheitlich. Für das Wohlthat-Massiv und Novo (zentrales DML) weist ein niedriges v_p/v_s -Verhältnis von 1.67 auf eine quarzreiche (felsische) Kruste hin, während die Kruste unterhalb des Weigel-Nunataks (westliches DML) durch das höhere v_p/v_s -Verhältnis von 1.72 dem Durchschnittswert einer kontinentalen Kruste nahe kommt. Für die Station SNAA erklären jurassische Intrusionen aus Basalt in der Kruste das erhöhte v_p/v_s -Verhältnis von 1.80.
3. Ein Vergleich der ermittelten Krustenstrukturen mit denen anderer Fragmente Gondwanas zeigt eine starke Ähnlichkeit.
4. Ein Krustenmodell senkrecht zum Kottasgebirge, das durch die Auswertung eines refraktionsseismischen Experimentes ermittelt wurde, zeigt durch eine 7 km hohe Stufe in der Mohotopographie eine deutliche Trennung zwischen dem Kottasgebirge und dem südlich anschließenden Ostantarktischen Kraton. Die Beobachtung einer Suture ist konsistent mit den Ergebnissen der seismischen Anisotropie.

Mithilfe einer **3D-Schwermodellierung** konnte erstmalig eine flächendeckende Kartierung des Überganges von der Kruste zum tiefer liegenden Mantel durch Modellierung des langwelligen Anteiles der Bougueranomalie erstellt werden. Das modellierte Gebiet umfasst sowohl den kontinentalen als auch marinen Teil des Dronning Maud Landes. Die neuen Erkenntnisse der Krustencharakteristik, insbesondere die ermittelten Krustenmächtigkeiten und bereits publizierte Krustenquerschnitte, begrenzten die Modellierung in ihrem Freiheitsgrad. Da das modellierte Gebiet sehr groß ist und nur eine geringe Anzahl an Randbedingungen vorlag, erfolgte die Modellierung mit einem sehr einfach gehaltenen Krustenmodell. Dadurch wurde die Zahl der Freiheitsgrade eingeschränkt um eine Überinterpretation zu vermeiden. Gleichzeitig verbietet es allerdings eine detaillierte Modellierung lokaler (auch oberflächennaher) Krustenstrukturen. Folgendes bleibt festzuhalten:

1. Die Kruste der Lazarev See ist um ca. 2 km mächtiger als die des Weddell Meeres, wo eine ca. 10 km mächtige Kruste ermittelt wurde. Die unterschiedlichen Krustenmächtigkeiten verweisen auf eine unterschiedliche tektonische Entwicklungsgeschichte der marinen Gebiete.
2. Unterhalb der Gebirgszüge Heimefrontfjella im westlichen DML und Wohlthat-Massiv im zentralen DML ist die Kruste zwischen 46 und 50 km mächtig. Diese Größenordnung verweist auf eine durchschnittliche orogene Krustenmächtigkeit. Unter den Gebirgszügen befinden sich zwar verdickte Krusten, sie lassen sich allerdings aufgrund fehlender seismischer Detailinformationen nicht zweifelsfrei als klassische Gebirgsurzeln definieren. Sie können jedoch auch nicht ausgeschlossen werden.

3. Den Ostantarktischen Kraton kennzeichnet eine Krustenmächtigkeit von 48 bis 50 km. Diese Werte sind im Vergleich mit dem Durchschnittswert für Plattformen/Schilde zu hoch. In der Angleichung des Schwereniveaus durch Variation der Mohotiefe des Ostantarktischen Kratons gingen jedoch keine Randbedingungen ein.

Abschließend lässt sich sagen, dass die gewählten Dichten alle in realistischen Wertebereichen liegen und sich der langwellige Anteil der Bougueranomalie mit dem einfach gehaltenen Aufbau des Krustenmodells sehr gut modellieren ließ.

Ausblick

Die Erforschung Antarktikas geht nur langsam voran, was hauptsächlich an den extremen Klimabedingungen liegt, die den weißen Kontinent unzugänglich machen. Da im Vergleich mit anderen Kontinenten sehr wenig über Antarktika bekannt ist, ist natürlich der Bedarf umso größer, mit etablierten Anwendungen und Methoden den Kontinent zu erschließen. Es würde den Rahmen dieses Kapitels sprengen, all das potentiell Machbare aufzuzählen, daher beschränkt sich dieser Ausblick auf ein paar wesentliche Punkte, die zum grundsätzlichen Verständnis beitragen könnten.

Als große Einschränkung ist die zeitliche Begrenzung der temporären Datenaufzeichnungen anzusehen, die dieser Dissertation zur Verfügung standen. Die Auswertung der Daten der temporären seismographischen Stationen zeigte, dass eine dreiwöchige Registrierung lediglich ausreicht, um erste Ergebnisse zu erhalten und diese mit vorhandenem Wissen in Verbindung zu bringen. Es ist jedoch für das Aufstellen neuer Theorien/Aspekte oder eine Erweiterung der Grundlagen nicht ausreichend. Mit verhältnismäßig geringem Aufwand ließen sich weitere seismographische Stationen aufstellen, die jedoch mindestens ein halbes Jahr lang - besser ganzjährig - in Betrieb sein sollten, um eine ausreichende Anzahl an Erdbeben aufzuzeichnen. Neben der längeren Registrierzeit ist ein dichteres Stationsnetz wünschenswert, um gegebenenfalls die Diskussion auf lokale Strukturen zu erweitern.

Im Hinblick auf die Berechnung von Receiver Funktionen in der Antarktis muss grundlegend geklärt werden, in welcher Form die Eisschicht auf die teleseismischen Wellen einwirkt. Auch wenn seismographische Stationen auf Fels aufgestellt werden, so ist die nähere Umgebung nicht eisfrei. Von Bedeutung ist dies für die (schwachen) Multiplen, die abseits der Registrierstation reflektiert werden und dort eventuell mit Eiswellen interferieren. Dieser methodische Aspekt könnte beispielsweise durch Modellierung des Wellenfeldes mit Hilfe finiter Elemente untersucht werden.

Einem kritischen Blick blieb nicht verborgen, dass an Stellen, die eine genaue Kenntnis physikalischer Parameter erforderten, Annahmen gemacht werden mussten. Beispielsweise wurde bei der Bestimmung von Receiver Funktionen die globale durchschnittliche Kompressionswellengeschwindigkeit der Kruste angenommen, die jedoch nicht mit der lokalen übereinstimmen muss. Mit einer dichteren Verteilung von refraktionsseismischen Expe-

rimenten ließe sich die Geschwindigkeitsstruktur für P- und sogar S-Wellen erschließen, die dann wiederum zur Berechnung von Receiver Funktionen verwendet werden könnten.

Vielversprechend zur Kartierung von Mantel-Diskontinuitäten (z.B. 410-km und 660-km) und auch der Moho ist die Anwendung von Sp-Receiver Funktionen. Diese nutzen die Konversion einer S-Welle zur P-Welle. Die Eisschicht beeinträchtigt die S-Wellen aufgrund ihrer größeren Wellenlänge nicht. Da die konvertierten Signale jedoch noch schwächer sind als die der Ps-Receiver Funktion, kann eine Aussage über den tieferen Untergrund nur dann gemacht werden, wenn viele einzelne Sp-Receiver Funktionen gestapelt werden. Das wiederum ist untrennbar verbunden mit längeren Registrierzeiten.

Literatur

- Aleshkova, N., Golynsky, A., Kurinin, R., & Mandrikov, V., 2000. Gravity mapping in the southern Weddell Sea region (explanatory note for free-air and Bouguer anomaly maps), *Polarforschung*, **63**.
- Babuska, V. & Cara, M., 1991. Seismic anisotropy in the earth, vol. 10, Kluwer, Boston.
- Babuska, V. & Plomerova, J., 2006. European mantle lithosphere assembled from rigid microplates with inherited seismic anisotropy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **158**(2-4), 264–280.
- Bentley, C., 1983. Crustal structure of Antarctica from geophysical evidence - a review, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Oliver, P. James, & J. Jago, pp. 491–497, Aust. Acad. of Sci.
- Berckhemer, H., 1990. *Grundlagen der Geophysik*, Wiss. Buchges., Darmstadt.
- Berkhout, A. B., 1977. Least-squares inverse filter and wavelet inverse, *Geophysics*, **42**, 1369–1383.
- Christensen, N. I. & Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *Journal of Geophysical Research*, **100**(B6), 9761–9788.
- Cox, K. G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland, in *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, edited by B. C. Storey, T. Alabaster, & R. J. Pankhurst, Special Publication 68, pp. 137 – 148, Geological Society London.
- Dalziel, I. D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent, *Geology*, **19**, 598–601.
- Degro, T., 1986. *Zur Interpretation gravimetrischer und magnetischer Feldgrößen mit Hilfe von Uebertragungsfunktionen*, Dissertation, TU Clausthal.
- Durrheim, R. & Green, R., 1992. A seismic refraction investigation of the Archean Kaapvaal Craton, South Africa, using mine tremors as the source energy, *Geophys. J. Int.*, **108**, 812–832.
- Ferraccioli, F., Jones, P., Curtis, M., Leat, P., & Riley, I., 2005. Tectonic and magmatic patterns in the Jutulstraumen rift (?) region, East Antarctica, as imaged by high-resolution aeromagnetic data, *Earth Planets and Space*, **57**(8), 767–780.
- Fouch, M. & Rondenay, S., 2006. Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **158**(2-4), 292–320.
- Fowler, C., 1990. *The Solid Earth: an introduction to global geophysics*, Cambridge University Press.

- Gao, S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P. D., Rigor, A. W., Zorin, Y. A., Mordvinova, V. V., Kozhevnikov, V. M., & Logatchev, N. A., 1997. S K S splitting beneath continental rift zones, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **102**(B10), 22781–22797.
- Golynsky, A. V., Chiappini, M., Damaske, D., Ferraccioli, F., Ferris, J., Finn, C., Ghidella, M., Isihara, T., Johnson, A., Kim, H. R., Kovacs, L., LaBrecque, J. L., Masolov, V. N., Nogi, Y., Purucker, M., Taylor, P., & Torta, M., 2001. ADMAP - Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1:10000000 scale map, in *BAS (Misc.) 10*, edited by P. Morris & R. von Frese, British Antarctic Survey.
- Götze, H.-J., 1978. Ein numerisches Verfahren zur Berechnung der gravimetrischen Feldgrößen drei-dimensionaler Modellkörper, *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, **25**(A), 195–215.
- Götze, H.-J. & Lahmeyer, B., 1988. Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics*, **8**(53), 1096–1108.
- Gripp, A. & Gordon, R., 1990. Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophysical Research Letters*, **17**(8), 1109–1112.
- Groenewald, P., Grantham, G., & Watkeys, M., 1991. Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica, *Journal of Geological Society in London*, **148**, 1115 – 1123.
- Hinz, K. & Krause, W., 1982. The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development, *Geologisches Jahrbuch*, **E 23**, 17–41.
- Hungeling, A. & Tyssen, F., 1991. Reflection seismic measurements in western Neuschwabenland, in *Geological evolution of Antarctica*, edited by M. Thomson, J. Crame, & J. Thomson, pp. 73–76, Cambridge University Press.
- Jacobs, J., 1991. Strukturelle Entwicklung und Abkühlungsgeschichte der Heimefrontfjella (Westliches Dronning Maud Land, Antarktika), *Berichte zur Polarforschung*, **97**.
- Jacobs, J., Bauer, W., Spaeth, G., Thomas, R. J., & Weber, K., 1996. Lithology and structure of the Grenville-aged (? 1.1 Ga) basement of Heimefrontfjella (East Antarctica), *Geologische Rundschau*, **85**(4), 800–821.
- Jacobs, J., Fanning, C. M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M., & Paech, H. J., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land, *Journal of Geology*, **106**(4), 385–406.
- Jacobs, J., Bauer, W., & Fanning, C. M., 2003. New age constraints for Grenville-age metamorphism in western central Dronning Maud Land (East Antarctica), and implications for

- the palaeogeography of Kalahari in Rodinia, *International Journal of Earth Sciences*, **92**(3), 301–315.
- Jacobs, J., Klemd, R., Fanning, C. M., Bauer, W., & Colombo, F., 2003. Extensional collapse of the late Neoproterozoic-early Palaeozoic East African-Antarctic Orogen in central Dronning Maud Land, East Antarctica, *Geological Society Special Publication*, **206**, 271–287.
- Jokat, W., 2004. East Antarctic tectonics and sedimentation history from 40W to 60E, *Marine Geophysical Researches*, **25**(3-4), 181–182.
- Jokat, W., Böbel, T., König, M., & Meyer, U., 2003. Timing and geometry of early Gondwana break-up, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **108**(9), 2428.
- Jokat, W., Ritzmann, O., Reichert, C., & Hinz, K., 2004. Deep crustal structure of the continental margin off the Explora Escarpment and in the Lazarev sea, East Antarctica, *Marine Geophysical Researches*, **25**(3-4), 283–304.
- Kanao, M., A., K., Shibutani, T., Negishi, H., & Tono, Y., 2002. Crustal structure around the Antarctic margin by teleseismic receiver function analyses, in *Antarctica at the Close of a Millennium*, edited by J. Gamble, D. Skinner, & S. Henrys, 35, pp. 485–491, Bull.-R. Soc. N. Z.
- Kind, R., Kosarev, G. L., & Petersen, N. V., 1995. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophysical Journal International*, **121**(1), 191–202.
- Kogan, A. L., 1992. Results of deep seismic sounding of the Earth's crust in East Antarctica, in *Antarctic Geology and Geophysics*, edited by R. Adie, pp. 485–489.
- Kudryavtzev, G., Butzenko, V., & Kadmina, I., 1991. Crustal section across western Dronning Maud Land continental margin from geophysical data, in *Abstracts, Sixth international symposium on Antarctic earth science*, pp. 330–335, National Institute for Polar Research, Tokyo.
- Kumar, M. R., Saul, J., Sarkar, D., Kind, R., & Shukla, A. K., 2001. Crustal structure of the Indian shield: New constraints from teleseismic receiver functions, *Geophysical Research Letters*, **28**(7), 1339–1342.
- Langston, C. A., 1979. Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Wave, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **84**(B8), 4749–4762.
- Lawver, L. A., Royer, J.-Y., Sandwell, D. T., & Scotese, C. R., 1991. Evolution of the Antarctic continental margins, in *Geological evolution of Antarctica*, pp. 533–539, Thomson, M.R. and Crame, J.A. and Thomson, J.W.

LITERATUR

- Laxon, S. & McAdoo, W., 1998. Satellites Provide New Insights Into Polar Geophysics, *EOS, Transactions*, **AGU 79**(6), 69–73.
- Liu, H., Jezek, K., Li, B., & Zhao, Z., 2001. *Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2*, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Lythe, M. B. & Vaughan, D. G., 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, **106**(B6), 11,335–11,352.
- Miller, H. & Oerter, H., 1991. The expedition ANTARKTIS-VIII with RV Polarstern in 1989/90 - Report of Leg ANT-VIII/5, *Berichte zur Polarforschung (Reports on Polar Research)*, **91**, 108–122.
- Miller, H., DeBatist, M., Jokat, W., Kaul, N., Steinmetz, S., Uenzelmann-Neben, G., & Versteeg, W., 1991. Revised interpretation of tectonic features in the southern Weddell Sea, Antarctica, *Berichte zur Polarforschung*, **60**(1), 33–38.
- Montagner, J. P., 1994. Can seismology tell us anything about convection in the mantle?, *Reviews of Geophysics*, **32**(2), 115–137.
- Müller, C., 2001. Upper mantle seismic anisotropy beneath Antarctica and the Scotia Sea region, *Geophysical Journal International*, **147**(1), 105–122.
- Mutter, C. & Mutter, J., 1993. Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **17**, 295–317.
- Nair, S., Gao, S., Liu, K., & Silver, P., 2006. Southern African crustal evolution and composition: Constraints from receiver function studies, *Journal of Geophysical Research*, **111**(B2), B02304.
- Nguuri, T. K., Gore, J., James, D. E., Webb, S. J., Wright, C., Zengeni, T. G., Gwavava, O., & Snoke, J. A., 2001. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, *Geophysical Research Letters*, **28**(13), 2501–2504.
- Özalaybey, S. & Savage, M., 1994. Double-layer anisotropy resolved from S phases, *Geophysical Journal International*, **117**, 653–664.
- Peters, M., 1989. Die Vulkanite im westlichen und mittleren Neuschwabenland, Vestfjella und Ahlmannryggen, Antarktika. Petrologie, Geochemie, Geochronologie, Paläomagnetismus, geotektonische Implikationen, *Berichte zur Polarforschung*, **61**, 186 S.
- Reitmayr, G., 2005. Gravity survey in central Dronning Maud Land, East Antarctica, during the 1995/1996 GeoMaud expedition, in *Geologisches Jahrbuch, Reihe B, Heft 97*, edited by H.-J. Peach, pp. 141–164, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

- Ritzwoller, M. H., Shapiro, N. M., Levshin, A. L., & Leahy, G. M., 2001. Crustal and upper mantle structure beneath Antarctica and surrounding oceans, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **106**(B12), 30645–30670.
- Roland, N., 2002. Pan-African granitoids in central Dronning Maud Land, East Antarctica: petrography, geochemistry and their plate tectonic setting, in *Antarctica at the Close of a Millennium*, edited by J. Gamble, D. Skinner, & S. Henrys, 35, pp. 85–91, Bull.-R. Soc. N. Z.
- Roult, G. & Rouland, D., 1994. Antarctica I: Deep structure investigations inferred from seismology: A review, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **84**, 15–32.
- Savage, M. S., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Reviews of Geophysics*, **37**(1), 65–106.
- Schmidt, S. & Götze, H.-J., 1998. Interactive visualization and modification of 3D models using GIS functions, *Physics and Chemistry of the Earth*, **3**(23), 289–296.
- Schweitzer, J., 2001. HYPOSAT an enhanced routine to locate seismic events, *Pure appl. geophys.*, **158**, 277–289.
- Silver, P., 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**, 385–432.
- Silver, P. & Chan, W., 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16429–16454.
- Silver, P., Fouch, M., Gao, S., & Schmitz, M., 2004. Seismic anisotropy, mantle fabric, and the magmatic evolution of Precambrian southern Africa, *South African Journal of Geology*, **107**(1-2), 45–58.
- Silver, P. G. & Savage, M. K., 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers, *Geophysical Journal International*, **119**(3), 949–963.
- Sloss, P., 2001. ETOPO2 global 2-minute gridded elevation data, <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>.
- Smith, W. & Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293–305.
- Solomon, S. & Toomey, D., 1992. The structure of mid-ocean ridges, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 329–364.
- Steinhage, D., 2001. Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung, *Polarforschung*, **384**.

LITERATUR

- Stuart, G. & Zengeni, T., 1987. Seismic crustal structure of the Limpopo mobile belt, Zimbabwe, *Tectonophysics*, **57144**, 323–335.
- Studinger, M., 1998. Interpretation und Analyse von Potentialfelddaten im Weddell Meer, Antarktis: der Zerfall des Superkontinents Gondwana, *Polarforschung*, **276**.
- Tarkov, A. & Vavakin, V., 1982. Poisson's ratio behavior in various crystalline rocks: Application to the study of the Earth's interior, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **29**, 24–29.
- Torge, W., 1986. de Gruyter, Berlin.
- Tsouliis, D., 1999. Analytical and numerical methods in gravity field modelling of ideal and real masses, in *Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C - Dissertationen, Heft 510*, p. 133.
- Tsutsiu, T., Yamashita, M., Murakami, H., Miyamachi, H., Toda, S., & Kanao, M., 2001. Reflection profiling and velocity structure beneath Mizuho traverse route, East Antarctica, *Polar Geoscience*, **14**, 212–225.
- Vinnik, L. P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 39–45.
- Vinnik, L. P., Makeyeva, L. I., Milev, A., & Usenko, A. Y., 1992. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, *Geophysical Journal International*, **111**(3), 433–447.
- Wessel, P. & Smith, W., 1991. Free software helps map and display data, *EOS, Transactions, AGU* **72**, 445–446.
- Zandt, G. & Ammon, C. J., 1995. Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio, *Nature*, **374**(6518), 152–154.
- Zelt, C. & Smith, R., 1992. Seismic travel inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16–334.
- Zhu, L. & Kanamori, H., 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **105**(B2), 2969–2980.

Danksagung

Herrn Prof. Dr. H. Miller danke ich für die Vergabe dieser Arbeit und die Möglichkeit, sie am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in der Helmholtz-Gemeinschaft anfertigen zu können.

Herrn Prof. Dr. H. Villinger danke ich für die freundliche Übernahme des Koreferates.

Herrn Dr. Wilfried Jokat gilt ebenso ein herzliches Dankeschön. Mit seiner offenen Bürotüre und trotz seines Faibles für die Marine Seismik war er ein guter Diskussionspartner.

Darüber hinaus haben zum Gelingen dieser Arbeit eine Vielzahl von Menschen beigetragen, denen ich an dieser Stelle sehr herzlich danken möchte. Im Speziellen sage ich ThanX-2

- Dr. Christian Müller, der mit unermüdlichem Einsatz und zu jeder Zeit mit Rat, Tat und Ideen zur Seite stand - auch in stürmischen Zeiten!
- Mathias Hoffmann, der mir manchen Stolperstein mit seinem weitreichenden Wissen aus dem Weg geräumt hat.
- Dr. Helgard Anschutz, ohne die meine polaren Sommer, die Büro- und Urlaubs- und auch Studienzeiten nur halb so schön gewesen wären.
- Dr. Matthias König, der mit schnellem GMT-Support oft zur Stelle war. Dr. Daniel Steinhage und Christine Wesche, die das Eis mächtig machten. Sven Riedel für die Bearbeitung der diversen Schweredatensätze.
- Dres. Wolfram Geißler, Alfons Eckstaller, Mechita Schmidt-Aursch und Vera Schlindwein für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die vielen nützlichen Anregungen und Verbesserungsvorschläge.

Allen hier nicht genannten Kolleginnen und Kollegen des Alfred-Wegener-Instituts, insbesondere denen der Sektion Geophysik/Glaziologie, sei für das gute und angenehme Arbeitsklima gedankt.

Meinem Frauenchor Decolores und dem Chor der Universität Bremen sei mit einem musikalischen Gruß an dieser Stelle für die vielen heiteren Stunden gedankt.

Zum Abschluss möchte ich mich bei meiner Familie und Nanette bedanken. Ohne ihre jahrelange Unterstützung wäre diese Arbeit erst gar nicht angefertigt worden. DANKE!

Lebenslauf

PERSÖNLICHE DATEN

Bettina Bayer

27. April 1972 in Schwäbisch Hall

BERUFSAUSBILDUNG UND TÄTIGKEIT

1989-1992	Ausbildung zur Vermessungstechnikerin beim Staatlichen Vermessungsamt in Schwäbisch Hall
1992-1993	Angestellt als Vermessungstechnikerin beim Staatlichen Vermessungsamt in Schwäbisch Hall

SCHULBILDUNG

1993-1995	Technische Oberschule in Stuttgart
-----------	------------------------------------

STUDIUM

10/1995-02/2002	Studium der Geophysik an der Universität Karlsruhe (TH)
-----------------	---

WISSENSCHAFTLICHE TÄTIGKEITEN

03/2002-08/2002	Wissenschaftliche Angestellte am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe
08/2002-08/2004	Wissenschaftliche Angestellte am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung im Rahmen einer Überwinterung auf der deutschen Forschungsstation Neumayer in der Antarktis Tätigkeit: Betreuung der Geophysikalischen Observatorien
08/2004-08/2007	Promotion am Alfred-Wegener-Institut und der Universität Bremen
seit 01/2008	Wissenschaftliche Angestellte am GeoForschungsZentrum Potsdam

Anhang

A Publikation I - Seismische Anisotropie

Die Veröffentlichung '*Seismic anisotropy beneath Dronning Maud Land, Antarctica, revealed by shear wave splitting*' erschien am 11. Oktober 2007 in der Zeitschrift *Geophysical Journal International*, Vol.:171(1), S. 339-351, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03519.x und ist auf den nachfolgenden Seiten aufgeführt.

B Publikation II - Krustenstruktur

Die Publikation '*Seismic imaging of the crust beneath Dronning Maud Land, East Antarctica*', im Review bei *Geophysical Journal International*, ist auf den nachfolgenden Seiten aufgeführt.