

FRIEDRICH-SCHILLER-UNIVERSITÄT JENA

Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät

Institut für Geowissenschaften

Lehrstuhl für Angewandte Geophysik

Bestimmung der Struktur der Lithosphäre
im Bereich Bäreninsel Knipovichrücken mit
Hilfe von seismologischen Daten

DIPLOMARBEIT

vorgelegt von

Thomas Horst Kalberg

Betreuer

Prof. Dr. Gerhard Jentzsch

Dr. Wilfried Jokat

Jena, den 21. Januar 2010

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	10
1.1	Geologische Struktur der Norwegen Grönlandsee und der Barentssee	13
2	Seismologie	18
2.1	Theoretische Grundlagen	18
2.2	Receiver-Functions	18
2.3	Das Breitband-Ozeanboden-Seismometer (BB-OBS)	23
3	Daten	24
3.1	Bearbeitung der Rohdaten	28
3.2	Rotation	29
3.3	Dekonvolution	33
3.4	Amplitude	34
3.5	Signal-Rausch-Verhältnis	34
3.6	Krustenmächtigkeiten	37
3.7	Auflösungsvermögen von Receiver-Functions	38
3.8	Receiver-Functions aus BB-OBS-Daten	40
3.8.1	BB-OBS-Stationen	42
3.8.2	Stapelung durch BB-OBS-Binning	49
3.8.3	Der Landstationsfilter	50
3.9	Synthetische Receiver-Functions	55
3.10	Landstationen	60
4	Gravimetrie	64
4.1	Theoretische Grundlagen und Datenbasis	65
4.2	Freiluftanomalie	71
4.3	Wellenzahlanalyse	73
4.4	Auflösungsvermögen der Wellenzahlanalyse	75

INHALTSVERZEICHNIS

4.5	Ergebnisse	78
4.6	Bouguerkorrektur und Bougueranomalie	82
4.7	3-D Modellierung	85
4.8	Grenzen der Modellierung	93
5	Diskussion	94
5.1	Seismologie	95
5.2	Gravimetrie	99
5.2.1	Wellenzahlanalyse	99
5.2.2	3-D Modellierung	100
6	Zusammenfassung	105
7	Ausblick	107
8	Danksagung	108
9	Anhang	109
9.1	A - Theorie seismischer Wellen	109
9.1.1	Wellen	109
9.2	Die Ausbreitung einer ebenen Welle in einem lateral homogenen Medium	109
9.2.1	Die Wellengleichung	111
9.2.2	Lösungsansatz der Wellengleichung	115
9.2.3	Ausbreitung einer Welle in einem geschichteten Halbraum	116
9.2.4	Herleitung der Transmissions- und Reflexionskoeffizienten .	118
9.3	B - Verwendete Beben im Messzeitraum	121
9.4	C - Signal-Rausch-Verhältnisse	121
9.5	D - Einzelne Receiver-Functions	124
9.6	E - Bougueranomalien	129
9.7	F - Ebenen der 3-D Modellierung	132

Abbildungsverzeichnis

1	Norwegen-Grönlandsee	14
2	Strahlenverlauf eines seismischen	18
3	Water-level	22
4	Der LOBSTER	23
5	BB-OBS-Array	25
6	Beben aus dem Messzeitraum	27
7	Rotation	30
8	Seismogramm des Bebens	31
9	Seismogramm des Bebens	32
10	Abhängigkeit des Transmissionskoeffizienten	34
11	Druckspektrum vom Meeresboden	36
12	Rohspur der Komponenten	43
13	Receiver-Functions...	44
14	Seismogramm der Komponenten	47
15	Receiver-Functions	48
16	Stapelung von RF	50
17	Spur des Bebens	51
18	Spur des Bebens	52
19	Spur des Bebens	53
20	Synthetische RF Rücken	56
21	Synthetische RF Tiefsee	57
22	Synthetische RF Fächer	58
23	Synthetische RF normale Kruste + Sediment	59
24	Receiver-Function der	61
25	Receiver-Function der	62
26	Übersicht Krustenmächtigkeiten aus	63
27	Ursachen für Schwerevariationen	65

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

28	Freiluftanomalie des Messgebietes	71
29	Bereiche der Wellenzahlanalyse	78
30	Wellenzahlanalyse am	79
31	Wellenzahlanalyse im	80
32	Wellenzahlanalyse am	80
33	Bouguerkorrektur der	83
34	FA im Messgebiet	87
35	Residuum der	88
36	Beobachtete FA	89
37	Beobachtete FA	91
38	Beobachtete FA	92
39	Krustenmächtigkeiten + Topographie	92
40	BB-OBS09	124
41	BB-OBS06	124
42	BB-OBS07	125
43	BB-OBS11	125
44	BB-OBS02	126
45	BB-OBS05	126
46	BB-OBS12	127
47	BB-OBS01	127
48	BB-OBS08	128
49	Bouguer 1.7	129
50	Bouguer 2.0	130
51	Bouguer 2.3	131
52	Ebene 4	132
53	Ebene 5	133
54	Ebene 6	133
55	Ebene 7	134
56	Ebene 9	134

57	Ebene 10	135
58	Ebene 11	135
59	Ebene 12	136
60	Ebene 14	136
61	Ebene 15	137
62	Ebene 16	137
63	Ebene 17	138
64	Ebene 18	138
65	Ebene 19	139
66	Ebene 20	139
67	Ebene 21	140
68	Ebene 22	141

Tabellenverzeichnis

1	Abkürzungsverzeichnis	9
2	Unterschiede zwischen	41
3	Übersicht Laufzeiten 5. Juli 2008	45
4	Übersicht Laufzeitdifferenzen 12. Mai 2008	49
5	Verwendete Beben	121
6	Signal-Rausch-Verhältnis	122
7	Signal-Rausch-Verhältnis	123

TABELLENVERZEICHNIS

Per aspera ad astra - Durch das Rauhe zu den Sternen

TABELLENVERZEICHNIS

Symbol	Bedeutung	Einheit
Δ	Distanz	m
m	Masse	kg
k	Wellenzahl	
G	Newton'sche Gravitationskonstante	$\frac{m^3}{kg*s^2}$
δ_{ij}	Kronecker-Symbol	
(S/N)	Signal-Rausch-Verhältnis	
t	Zeit	s
f	Frequenz	s^{-1}, Hz
f_N	Nyquist-Frequenz	s^{-1}, Hz
V_P	P-Wellengeschwindigkeit	$\frac{km}{s}$
V_S	S-Wellengeschwindigkeit	$\frac{km}{s}$
δ	differentielle Verschiebung	
$r(t)$	Transferfunktion Quelle	
$z(t)$	Transferfunktion Seismometer	
$h_z(t), h_r(t)$	Transferfunktionen des OBS	
t_{Ps}	Laufzeitdifferenz zwischen P und Ps-Welle	$\frac{km}{s}$
λ	Wellenlänge	m
c	Waterlevel	
ρ	Dichte	$\frac{kg}{m^3}$
BJO	Bäreninsel	
KR	Knipovichrücken	
BF	Bäreninselfächer	
BS	Barentssee	
SB	Spitzbergen	
MFZ	Molloy Bruchzone	
MR	Mohnrücken	
NW	Norwegen	
BB-OBS	Breitband Ozeanbodenseismometer	

Tabelle 1: Abkürzungsverzeichnis

1 Einleitung

Seit ca. 40 Jahren werden Fourierspektren von P-Wellenfeldern dazu verwendet, aus der Antwortfunktion der Kruste unterhalb einer Messstation (Receiver) Geschwindigkeitsstrukturen abzuleiten. Dieses Verfahren wurde seitdem stetig verbessert. Die Methode der Receiver-Functions (RF) ist eine Erweiterung dieses Prinzips und beruht auf dem Effekt der teilweisen Konversion von P-Wellenenergie in ein S-Wellenfeld an Diskontinuitäten. Da die Ausbreitungsgeschwindigkeit dieses Ps-Wellenfeldes geringer ist als die einer Pp-Welle, kann aus der Laufzeitdifferenz der Phasen unter Beinahme eines geeigneten Geschwindigkeitsmodelles auf die Tiefe der Diskontinuität geschlossen werden, an der sich die Konversion ereignet hat. Neben diesen direkten Konversionen treten auch Multiplen auf. Aus diesen Phasen können über die Laufzeitdifferenz zusätzliche Information über den Untergrund abgeleitet werden. Jedoch können diese auch die direkte Ps-Phase maskieren und besitzen einen störenden Effekt. Multiplen sollen in dieser Arbeit keine weitere Beachtung finden. Seit kurzem finden auch S-Receiver-Functions (SRF) Beachtung. Sie beruhen auf dem gleichen Prinzip, betrachten aber das Sp-Wellenfeld.

Diese Arbeit ist Teil eines internationalen Projektes, welches sich mit der Dynamik des kontinentalen Grabens zwischen dem mittelatlantischen Rückensystem (Mohnrücken und Knipovichrücken) und der Bäreninsel beschäftigt. Das Projekt ist an das internationale Polarjahrkonsortium *Plattentektonik und polare Schnittstellen in der Erdgeschichte (PLATES and GATES)* angegliedert. An diesem Projekt sind NOR SAR, die Abteilung für Geowissenschaften der Universität Oslo, das Institut für Geophysik der polnischen Akademie der Wissenschaften, das Institut für Geophysik der Universität Warschau, die Abteilung für Geowissenschaften der Universität Bergen, das Institut für Geophysik der Universität Potsdam und das Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung betei-

ligt. Ziel des Projektes ist die Erforschung und das Verstehen der strukturellen Architektur und der Dynamik des Kontinentalgrabens um die Bäreninsel und den Knipovichrücken. Hierbei werden verschiedene Schwerpunkte abgedeckt, von denen einer die Erforschung der Lithosphärenstruktur aus seismologischen Daten ist.

Ziel des ersten Teiles dieser Arbeit soll es sein, zu versuchen, mit der Methode der RF Krustenmächtigkeiten (Moho) und die Lithosphäre, bzw. der Lithosphäre-Asthenosphären-Grenze (LAB) aus BB-OBS-Daten aus der Norwegen-Grönlandsee zu bestimmen. Dazu werden Daten verwendet, die durch ein BB-OBS Array im Rahmen des Internationalen Polarjahres (IPY) gewonnen wurden, welches im Zeitraum August 2007 bis August 2008 in der Norwegen-Grönlandsee ausgelegt war. Die Lithosphäre ist nach rheologischer Betrachtung der Erde die oberste Schicht und liegt über der Asthenosphäre. Der Übergang zeichnet sich dadurch aus, dass das elastische Verhalten des Materials der Lithosphäre verloren geht und sich ähnlich wie ein Fluid mit einer gewissen Viskoität verhält. Aus den Daten soll mittels RF die Struktur unter den Stationen abgeschätzt und diese dann mit bestehenden Modellen aus anderen geophysikalischen Methoden, z. B. Weitwinkelseismik und Gravimetrie verglichen werden. Anschließend werden RF von Landstationen aus der Region berechnet, um den Unterschied und die Schwierigkeiten bei der Berechnung von RF von BB-OBS-Daten aufzuzeigen. Zur Vervollständigung werden dann RF basierend auf synthetisch erzeugten Daten bestimmt um diese dann mit realen Daten zu vergleichen und ggf. zu verifizieren.

Im zweiten Teil der Arbeit soll ein 3-D Gravimetriemodell der Region aus Daten des *Arctic Gravity Project* (ArcGP) erzeugt werden, um die Krusteninformation in die Fläche zu extrapolieren. Zuerst wird durch die Methode der Wellenzahlanalyse eine Tiefenabschätzung der verschiedenen Diskontinuitäten im Untergrund durchgeführt. Darauf folgt die Berechnung einer Bougueranomalien (BA) aus der

Freiluftanomalie (FA). Zum Abschluss erfolgt dann die 3-D Modellierung eines ausgewählten Bereichs im Messgebiet.

In beiden Teilen werden zunächst die theoretischen Grundlagen vorgestellt und die fundamentalen Gleichungen abgeleitet. Diese werden dann auf die Daten angewendet. Darauf folgt eine Beschreibung, Analyse und Diskussion der Ergebnisse sowie eine Zusammenfassung und ein Ausblick.

1.1 Geologische Struktur der Norwegen Grönlandsee und der Barentssee

Vor ungefähr 450 Jahren fiel dem englischen Staatsmann und Philosophen Francis Bacon (1561 - 1626) beim Studium von Karten auf, dass die beiden Küstenlinien des Atlantiks wie zwei Teile eines Puzzles erstaunlich gut zusammenpassten. Auch der deutsche Naturforscher Alexander von Humboldt (1769 - 1859) äußerte sich in ähnlicher Weise über diesen Sachverhalt. Der flämische Kartenzeichner Abraham Ortelius sagte 1596, dass Amerika von Afrika und Europa durch gewaltige Fluten und Erdbeben fortgerissen wurden. 1912 trat der Geophysiker und Meteorologe Alfred Wegener mit seiner Theorie der Kontinentalverschiebung an die Öffentlichkeit (Wegener, 1929). So konnte er zwar mit seinen Ideen eine Vielzahl geodynamischer Prozesse erklären, obwohl er viele geowissenschaftliche Argumente für eine gemeinsame Vergangenheit der Landmassen an beiden Seiten des Atlantiks lieferte, blieb eine überzeugende geophysikalische Erklärung für die antreibenden Prozesse aus. Diese wurden erst in den 1960er Jahren mit der Theorie des Seafloor Spreading durch John Tuzo Wilson (Wilson et.al, 1963) geliefert. Nach dieser Theorie zerfällt die Lithosphäre in starre Platten, die sich über die darunter liegende Asthenosphäre bewegen. Motor für diese Bewegung sind Konvektionsströmungen flüssigen und duktilen Gesteins im Erdmantel. An den mittelozeanischen Rücken tritt, in Folge solcher Konvektionsstellen, heisses Magma aus und erzeugt neuen Ozeanboden. Die Region von Interesse in dieser Arbeit ist nun die Norwegen-Grönland-See mit ihren aktiven Rücken Mohnrücken (MR) und Knipovichrücken (KR) sowie die Barentssee (BS).

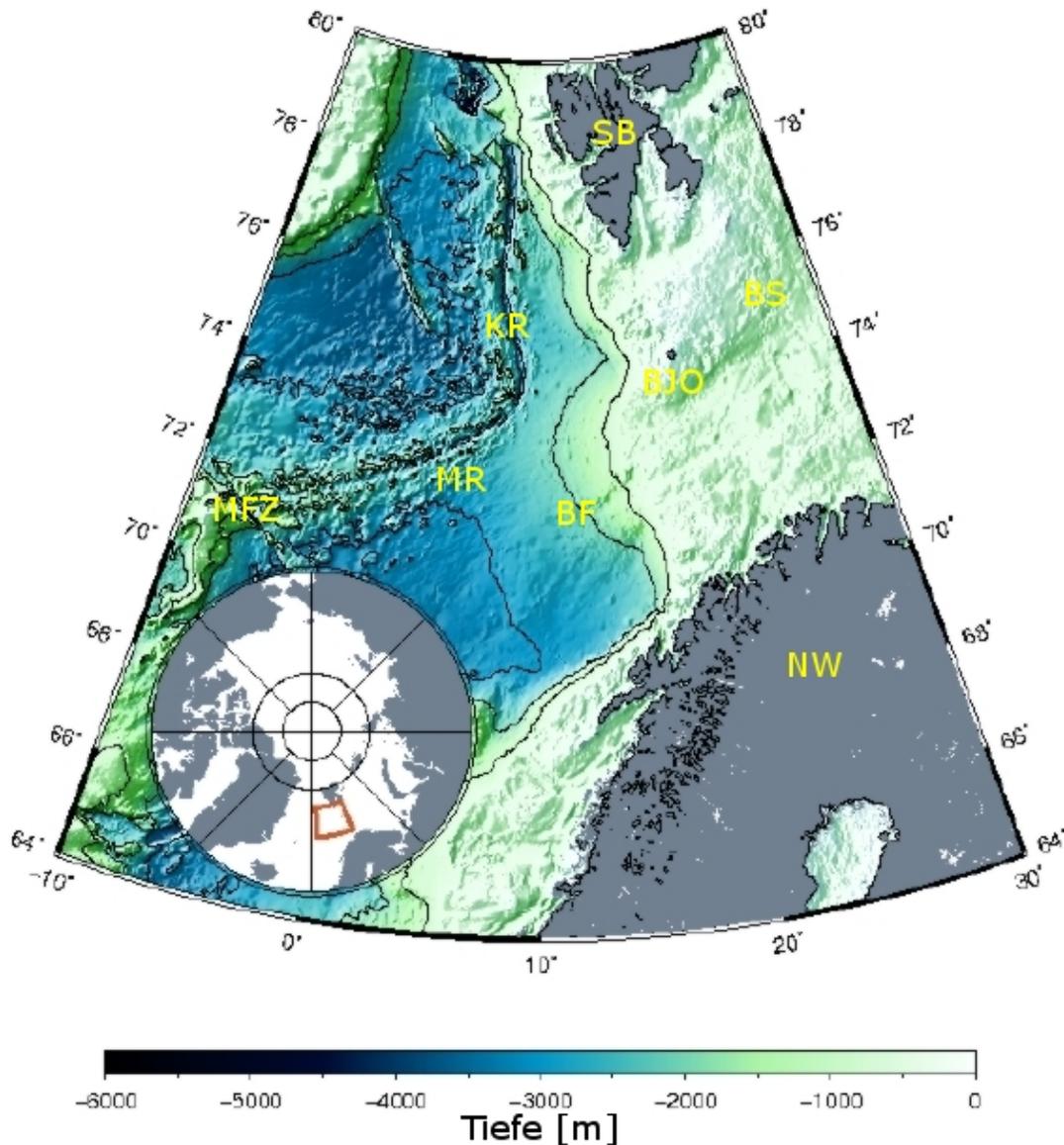


Abbildung 1: Übersichtskarte des Messgebietes von -10°W bis 30°E und 64°N bis 80°N um den Knipovichrücken (KR), den Mohnrücken (MR), Jan-Mayen-Bruchzone (JMF), Norwegen (NW), die Bäreninsel (BJO), Barentssee (BS) und Spitzbergen (SB), Bäreninselfächer (BF).

Die Norwegen-Grönlandsee (NGS) und die Barentessee (BS) sind seit vielen Jahrzehnten ein geophysikalisch intensiv studiertes Gebiet. Dabei ist das Interesse nicht nur akademischer Natur, sondern hat auch, bedingt durch die Industrie, einen

großen wirtschaftlichen Anreiz. Die wohl erste geowissenschaftliche über die Norwegen Grönlandsee ist zweifels ohne die von Talwani und Eldhom (1977). In dieser Arbeit wurden Daten merherer Schiffsexpeditionen zusammengetragen, welche zwischen den Jahren 1966 bis 1973 stattfanden. Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen. Die Norwegen-Grönlandsee öffnete sich auf der Cande und Kent Zeitskale (Cande et al., 1995) bei Chron 24 vor ca. 55 Ma im frühen Eozän (Talwani und Eldholm, 1977), besteht aus drei größeren Becken und wird durch die Bäreninsel (BJO) und die umliegenden Strukturen zwischen Norwegen (NW) und Spitzbergen (SB) von der BS separiert. Einer der auffälligsten Strukturen sind hier der Knipovichrücken (KR) und der Bäreninselfächer (BF). Bei letzterem handelt es sich um einen Sedimentfächer, welcher durch Abtransport von galzialen Sedimenten aus der BS entstand. Er zeichnet sich durch eine sehr große flächenhafte Ausdehnung und bis zu 3 km mächtige quartäre Sedimente am Kontinentalrand aus (Fiedler et al. 1996), die durch Eisströme aus der BS erodiert und abtransportiert wurden. In seiner Größe ist der BF vergleichbar mit den Sedimentfächern des Amazonas und des Mississippi. Die Sedimente werden in drei Hauptphasen unterteilt (Fiedler et al, 1996), welche GI, GII und GII genannt werden. Diese markieren drei Haupteiszeiten. Das Alter des Fächers wird auf maximal 5.2 Ma aus dem Pliozän geschätzt (Fiedler et al. 1996). Das Grönland- (GB) und das Lofotenbecken (LB) entstanden durch langsames Spreizen des Ozeanbodens am Mohnrücken (MR) im frühen Eozän. Nördlich davon liegt das Boreas Becken (BB) zwischen dem Grönlandrücken und dem KR. Es entstand, als der KR im Eozän und Oligozän nordwärts zu driften began (Talwani und Eldholm, 1977). Der KR verläuft von 73° bis 78° geographische Breite und bildet mit einer Länge von ca. 500 km den nördlichsten Teil des nordatlantischen Rückensystems. Er liegt zwischen dem südlicher gelegenen MR, endet in der Molloy-Bruchzone (MB) und ist das Bindeglied dieses Systems mit dem Gakkelrücken seid frühster Geschichte des arktischen Rückensystems (Vogt et al., 1982). Der KR zeichnet sich durch eine sehr unregelmässige, asymmetrische (Crane et al., 1991) und langsame Spreizraterate

aus. Sie reicht von 15 mm/Jahr am südlichen Ende bis zu 14 mm/Jahr am nördlichen Ende. Der Rücken weist eine schräge (oblique) Spreizung auf. Die Schräge ist der Winkel zwischen der Normalen zum axialen Rifftal und der Plattenbewegung und hat einen Wert von 35° am nördlichen und 49° am südlichen Ende des KR. Die geringe Spreizrate liegt hier aber nicht, wie bei vielen anderen Tiefseerücken, an einer langsamen Subduktion der beteiligten Platten, sondern vielmehr an einer sehr geringen Winkelgeschwindigkeit um den Eulerpol der Platten (Gaina et al. 2002). Dieser Eulerpol liegt nach DeMets et al. (1990) in Sibirien. Der KR wird als ultralangsamere Rücken klassifiziert, da er eine Gesamtspreizrate von weniger als 20 mm/Jahr aufweist (Dick et al., 2003). Die Meeresbodentopographie ist in der Umgebung des KR sehr rau, was in Zusammenhang mit der geringen Spreizungsrate steht. Ehlers (2007) erweiterte ein Potenzgesetz von Malinvero (1991), welches Spreizungsrate an ultralangsamere Rücken und die Topographierauhigkeit R miteinander verknüpft. Für Spreizungsraten, die charakteristisch für ultralangsame Rücken sind, gibt dieses Potenzgesetz als empirische Formel eine sehr raue Meeresbodentopographie an. Der KR entspringt vermutlich der kontinentalen Transformstörung, welche den Gakkelerücken mit dem MR verbindet (Vogt et al., 1982). Der KR zeichnet sich durch eine Ost-West Asymmetrie der Topographie aus (Vogt et al., 1982). Diese Asymmetrie hat ihre Ursache nach Crane et al. (2001) in lokaler Kompression auf die westliche Flanke begründet durch einen Wechsel in der Falltungsrichtung vom MR zum KR. Diese Asymmetrie ist nicht untypisch in der Nähe ultralangsamere Rücken (Cann et al., 2001).

Die Barentssee (BS) liegt nun zwischen der Norwegen-Grönlandsee im Westen, der Karasee (KS) im Osten und dem arktischen Ozean im Norden. Sie bildet mit ihren drei Becken, der BS, der nördlichen Barentssee (NBS) und der südlichen Barentssee (SBS) ein Schelfmeer mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 230 m. Bedingt durch den Golfstrom ist die BS fast ganzjährig eisfrei. Die BS zeichnet sich durch bis zu 15 km dicken Sedimente aus. Diese Sedimente wurden

seid dem späten Paläozoikum bis in das Quartär abgelagert (Faleide et al. 1993, Gudlaugsson et al., 1998). Die Krustenstruktur und die seismischen Geschwindigkeiten variieren über einen großen Bereich. Die Tiefe der Moho reicht von 20 km bis zu 45 km, die Mächtigkeit der Lithosphäre bzw. der kristallinen Kruste reicht von 10 km bis 45 km (Faleide, 2000).

2 Seismologie

2.1 Theoretische Grundlagen

Eine Einführung in die Theorie seismischer Wellen und deren Ausbreitung in Festkörpern, sowie die Herleitung der Reflexions- und Transmissionskoeffizienten ist im Anhang zu finden.

2.2 Receiver-Functions

Wie in der Einleitung erwähnt, beruht das Prinzip der RF auf der Tatsache der Wellenkonversion an Diskontinuitäten. Beim Einfall eines P-Wellenfeldes auf eine Schichtgrenze zweier Medien erfolgt, bei nicht senkrechtem Einfall, eine teilweise Konversion von einem P in ein S-Wellenfeld.

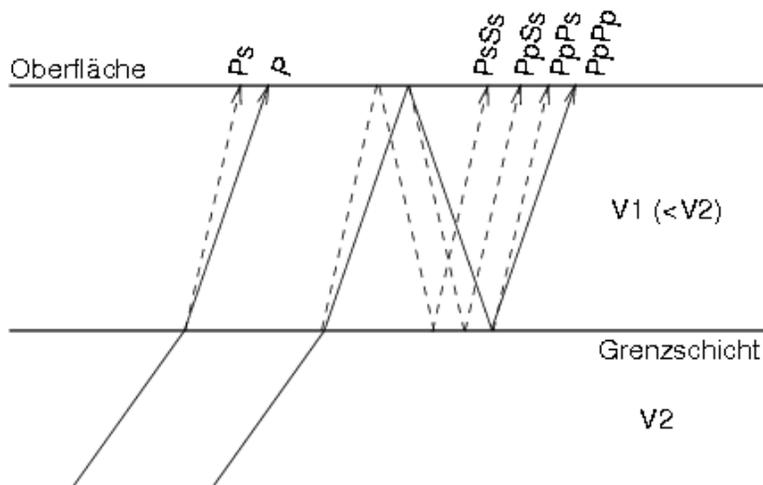


Abbildung 2: Strahlenverlauf eines seismischen Wellenfeldes an einer Diskontinuität

Die Amplitude des Ps-Wellenfeldes hängt vom Einfallswinkel der P-Welle, dem Impedanzkontrast beider Schichten sowie dem und der Mächtigkeit der Schicht ab. Trifft ein P-Wellenfeld auf eine Diskontinuität und ist das Anregungssignal einem impulsartigen Quellsignal ähnlich, so kann man solche Konversionen oft schon in den Rohdaten erkennen. Quellsignale solcher Art treten bei Tiefherdbeben z. B.

aus Zentralasien oder bei Kernwaffentests auf. Bei den meisten Beben wird diese Bedingung aber nicht erfüllt. Die Komplexität und Dauer der Quellsignale verhindert das Trennen von Stations- und Herdeffekten direkt aus dem Seismogramm. Als Herdeffekte werden jene Anteile im registrierten Signale bezeichnet welche sich aus der Geometrie des Herdmechanismus und der Geologie am Bebenherd ergeben. Stationseffekte sind alle im Signal enthaltenen Informationen, welche aus Einflüssen des Messinstrumentes resultieren. Der Weg aus dieser Situation ist es nun, jene Anteile im Signal, die der Quelle entspringen, zugunsten der Anteile die der Struktur unter dem Empfänger gehören, zu unterdrücken.

In erster Näherung kann das System Erdkruste als mathematisch lineares System betrachtet werden. Breitet sich ein P-Wellenfeld in diesem System aus, wird es, basierend auf den Eigenschaften dieses Systems, verändert. Der Zusammenhang zwischen Eingangs- und Ausgangssignal kann dann beschrieben werden durch:

$$z(t) = i(t) * h_Z(t) * l(t) \quad (2.1)$$

$$r(t) = i(t) * h_R(t) * l(t) \quad (2.2)$$

Im Zeitbereich sind $z(t)$ und $r(t)$ das vom BB-OBS gemessene Signal, $i(t)$ die Transferfunktion des Seismometers, $l(t)$ die Quellcharakteristik, und $h_Z(t)$ bzw. $h_R(t)$ die Transferfunktionen der Struktur unter dem BB-OBS. Nach Fouriertransformation in den Frequenzbereich hat diese die Form:

$$Z(\omega) = I(\omega)H_Z(\omega)L(\omega) \quad (2.3)$$

$$R(\omega) = I(\omega)H_R(\omega)L(\omega) \quad (2.4)$$

In dieser Formel ist $I(\omega)$ die Transferfunktion des Seismometers, $L(\omega)$ das Spektrum der unverfälschten Quellcharakteristik und $H_R(\omega)$ und $H_Z(\omega)$ die Transferfunktionen der Struktur unter dem Seismometer. $Z(\Omega)$ und $R(\Omega)$ sind die Antwortfunktionen des Gesamtsystems im Frequenzbereich. Die Entfernung der Quell- und Laufwegseinflüsse aus dem registrierten Signal ist dann eine Dekonvolution der Vertikalkomponente von der Radialkomponente. Es wird angenommen, dass die Transferfunktion $I(\omega)$ eines Dreikomponentenseismometers für alle drei Komponenten gleich ist. Entsprechend hat die Dekonvolution im spektralen Bereich die Form:

$$\frac{R(\omega)}{Z(\omega)} = \frac{I(\omega)H_R(\omega)L(\omega)}{I(\omega)H_Z(\omega)L(\omega)} = \frac{H_R(\omega)}{H_Z(\omega)} = Q(\omega) \quad (2.5)$$

$Q(\omega)$ ist das Ergebnis der spektralen Division und enthält theoretisch nur noch Einflüsse des Untergrundes. Durch Rücktransformation in den Zeitbereich erhält man eine Funktion $q(t)$, die idealerweise nur noch jene Anteile enthalten soll, die dem Einfluss unter der Station zuzuordnen sind. Bereits Phinney (1964) betrachtete dieses Quotientenspektrum zur Beseitigung von Quelleinflüssen. Diese waren aber nur auf den langperiodischen Bereich beschränkt und waren bedingt durch eine schlechte Auflösung (Wellenlängen um 30 km) nicht sehr effektiv zur Betrachtung von Krustenstrukturen unter der Station. Durch die Entwicklung von Breitband-Seismometern wurde der Spektralbereich um den hochfrequenten Bereich erweitert. Die Analyse dieser Signale führte zu den Receiver-Functions (Langston, 1979; Ammon et al. 1990).

Wie bereits oben erwähnt, entspricht die Dekonvolution im Zeitbereich einer spektralen Division im Frequenzbereich.

Die Formel:

$$Q(\omega) = \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} \quad (2.6)$$

kann erweitert werden zu:

$$Q(\omega) = \frac{R(\omega)\overline{Z(\omega)}}{Z(\omega)\overline{Z(\omega)}} \quad (2.7)$$

Hier ist \overline{Z} die konjugiert Komplexe von $Z(\omega)$. Damit ist $Z(\omega)\overline{Z(\omega)} = |Z(\omega)|^2$ reell.

Wie zu erkennen ist, ist $R(\omega)|Z(\omega)|$ die Fouriertransformierte der Kreuzkorrelation der beiden Komponenten des Seismogramms $r(t)$ und $z(t)$.

Damit wird $\varphi(\omega) = Z(\omega)\overline{Z(\omega)} = |Z(\omega)|^2$ die Fouriertransformation der Autokorrelation der Vertikalkomponente $z(t)$.

Bedauerlicherweise ist diese Dekonvolution mathematisch nicht stabil. Wird, wie in der Natur durchaus möglich, für bestimmte Frequenzen $Z(\omega)$ sehr klein, oder sogar null, wird der Quotient $Q(\omega)$ singulär. Die Ursache für solche Minima im Amplitudenspektrum der Zeitreihe sind sowohl im Herdprozess begründet, wie auch durch Einflüsse aus dem Laufweg des P-Wellenfeldes durch den Erdkörper. Zur Vermeidung solcher Singularitäten wird die obige Gleichung angepasst und hat dann folgende Form:

$$Q(\omega) = \frac{R(\omega)\overline{Z(\omega)}}{\phi(\omega)} \quad (2.8)$$

Hier ist $\phi(\omega) = \max[\varphi(\omega), c\max(\varphi(\omega))]$, wobei $\varphi(\omega) = Z(\omega)\overline{Z(\omega)} = |Z(\omega)|^2$.

Die reelle Konstante c ($c \in \mathfrak{R}$) ist das so genannte *water-level*. Die Konstante hat den Effekt, dass diejenigen Werte φ , die kleiner sind als $c * \max\varphi(\omega)$ auf genau diesen Wert aufgefüllt, werden. Max definiert hier das Maximum der Menge $\varphi(\omega)$. Dies hat zur Folge, dass die oben genannten Singularitäten unterdrückt werden. Die Zahl $\varphi = Z(\omega)\overline{Z(\omega)}$ ist reell, was den Vorteil mit sich bringt, dass bei der Stabilisierung allenfalls der Betrag von $Q(\omega)$ geändert wird, die Phaseninformation bleibt aber erhalten. Die Wahl von c hängt sehr stark von der Datenqualität ab, es zeigt sicher aber das in der Praxis selten ein Wert größer als 10^{-2} verwendet werden muss.

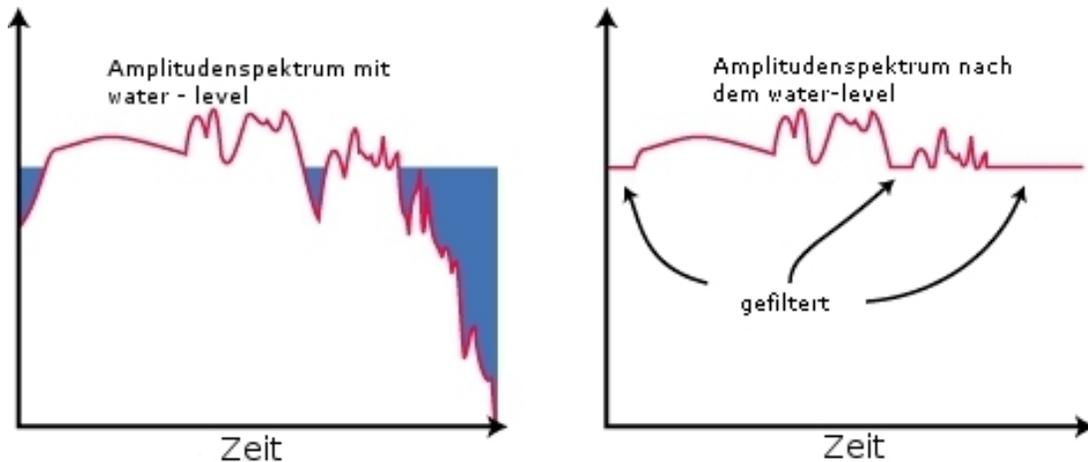


Abbildung 3: Effekt des *water-level*, modifiziert nach C.Ammon, <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/>

2.3 Das Breitband-Ozeanboden-Seismometer (BB-OBS)

Das hier verwendete BB-OBS (Abb. 4), welches zur Registrierung von Wellenfelder teleseismischer Genese verwendet wurde, ist eine Entwicklung der Firma KUM aus Kiel. Ein Titangestell dient als Geräteträger für das Breitband-Ozeanbodenseismometer, den Rekorder, den Releaser und die Batterien jeweils in einem Titan-Druckrohr, sowie für die Auftriebskörper aus syntaktischem Schaum, das Hydrophon und die Lokalisierungshilfen Blitzer, Sender und Signalfolge. Das Seismometer ist ein Güralp CMG 40 T von der Firma *Güralp Systems*. Es registriert breitbandig und auf 3 Komponenten. Die untere Grenzfrequenz liegt bei 60 s (0.02 Hz) und die obere bei 100-200 Hz. Diese ist aber aus zwei Gründen hier nicht von Belang. Erstens liegen die tiefsten Eigenfrequenzen bei diesem Gerätetyp bei etwa 200-800 Hz (persönliche Korrespondenz KUM Techniker). Demzufolge werden hochfrequente Signale im Bereich der oberen Grenzfrequenz nichtlinear gedämpft. Zweitens wurden die Signale, welche in diesem Experiment verwendet wurden, mit einer Abtastfrequenz von 50 Hz abgetastet. Damit liegt die höchste noch nutzbare Frequenz nach dem Nyquist-Theorem bei $f_N = 25$ Hz. Das Datenblatt zum verwendeten Messsystem ist dem Anhang zu entnehmen.



Abbildung 4: Der LOBSTER, Longterm BB-OBS for Tsunami and Earthquake Research

3 Daten

Als Datenbasis wurden in dieser Arbeit zum einen teleseismische BB-OBS Breitbandsignale von zwölf Drei-Komponentenstation (rote Kreise) verwendet, die im Zeitraum August 2007 bis August 2008 kontinuierlich aufgezeichnet haben. Die Stationen BB-OBS 03, BB-OBS 04 und BB-OBS 10 (weisse Kreise) konnten nicht wieder geborgen werden. BB-OBS 03 wurde nicht wieder gefunden und BB-OBS 10 erst ein Jahr später an der Nordküste Islands entdeckt. Der Datenlogger der Station war defekt, so dass auch diese Daten verloren sind.

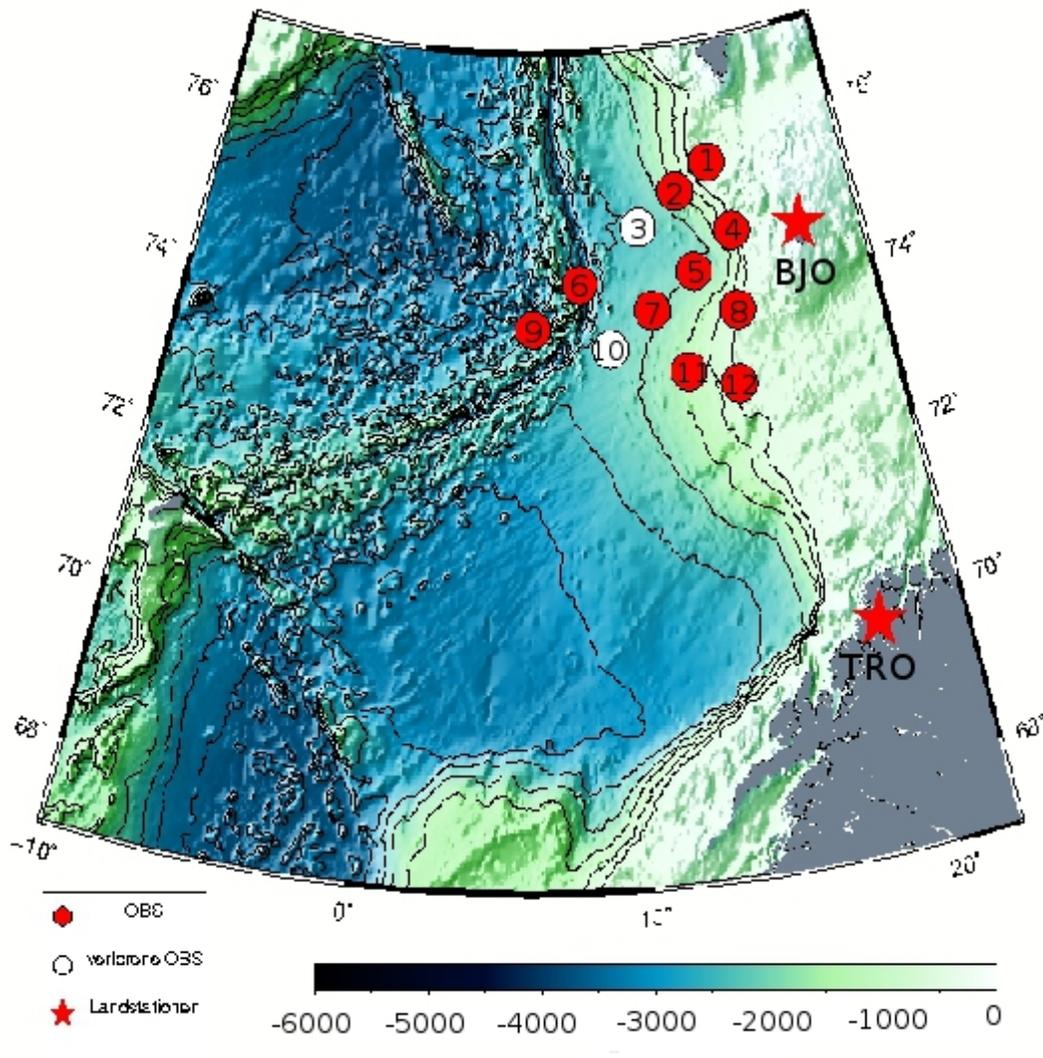


Abbildung 5: BB-OBS-Array in der Norwegen Grönlandsee, rote Kreise markieren die verwendeten BB-OBS Systeme, weisse Kreise verlorene BB-OBS Systeme, schwarze Sterne markieren die verwendeten Landstationen, BJO = Station Bäreninsel, TRO = Station Tromsø

In Abbildung 5 beschreiben die roten Kreise jene BB-OBS-Stationen, welche Daten geliefert haben und die weisse jene beiden, welche keine Daten lieferten. Zum anderen wurden Daten von Seismometern der Landstationen Tromsø (TRO) und der Bäreninsel aus selbigem Zeitraum verwendet. Dabei wurden nicht alle Daten

verwendet, sondern nur jene welche den folgenden Auswahlkriterien genügen:

1. Es wurden nur Beben verwendet, welche sich in einem Radius zwischen $\Delta = 30^\circ$ und $\Delta = 90^\circ$ befinden. Dies liegt darin begründet, dass bei Signalen aus einer Entfernung von weniger als 30° Herdentfernung Interferenzen möglicher Ps-Konversionen aus dem oberen Mantel mit starken Pp-Phasen die Daten stören können. Auch sind P-Phasen aus Regionen unterhalb von 30° durch Triplikationen aus der Übergangszone Kruste-Mantel (CMB) wesentlich komplizierter als für P-Phasen oberhalb von 30° . Triplikationen treten immer dann auf, wenn sich Wellen verschiedener Phasen überlagern. Bei Signalen aus Regionen mit einem Abstand größer als 90° wird die P-Welle an der Kern-Mantel-Grenze (CMB) gebrochen. Diese Signale entziehen sich aufgrund ihrer Komplexität der Analyse durch Receiver-Functions.
2. Es wurden nur Beben ab einer Magnitude von $m_b \geq 6.5$ selektiert, da diese das in diesem Experiment nötige Signal-Rausch-Verhältnis haben.

Die BB-OBS-Daten wurden unter Verwendung des Programms *Seismic Handler* von K.Stammler. bearbeitet. Das Programm bietet eine Fülle an Routinen, die zum Bearbeiten von seismologischen Daten hilfreich sind. Die Karten wurden mit dem Programm *Generic Mapping Tool (GMT)* von Smith und Wessel (1998) generiert.

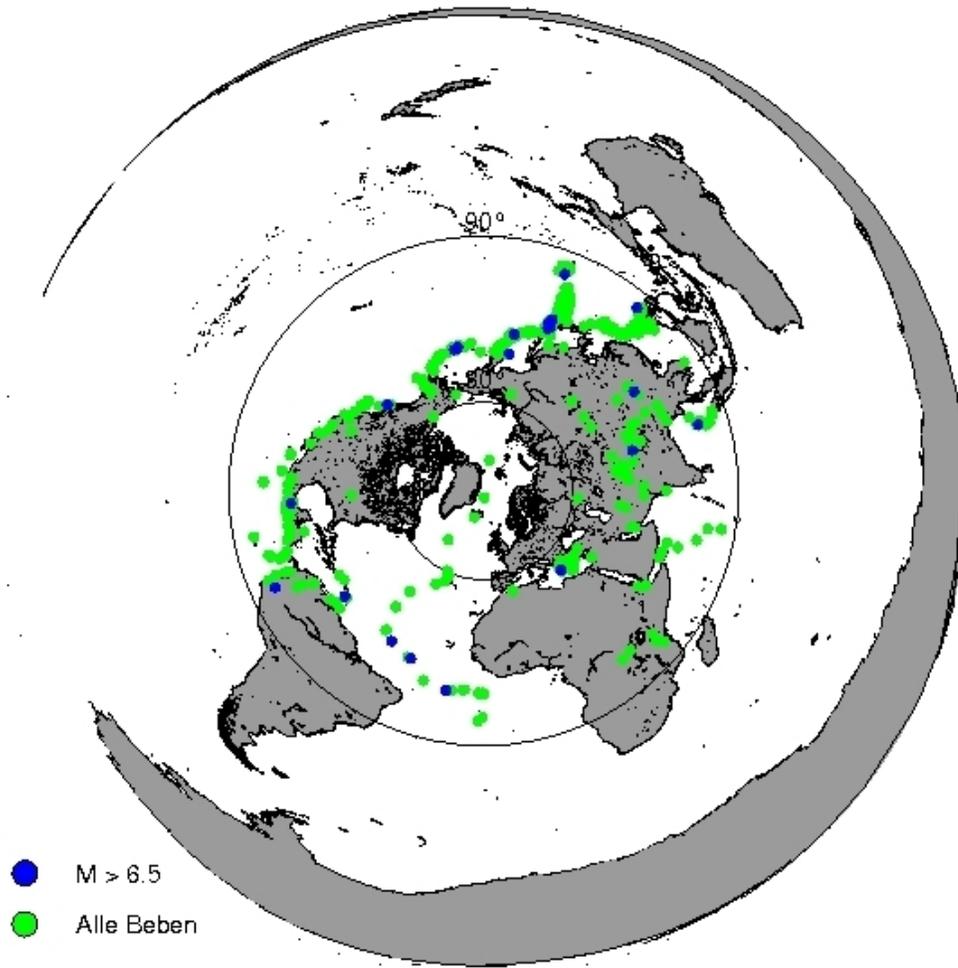


Abbildung 6: Beben aus dem Messzeitraum August 2007 bis August 2008 unter einer azimuthalen Projektion mit Mittelpunkt im Messgebiet der Norwegen Grönlandsee. Ereignisse im Bereich zwischen 30° (3000km) bis 90° (9000km) um dass Messgebiet. Die grünen Punkte markieren die Epizentren aller Beben im Messgebiet des Messzeitraumes. Violette Punkte markieren die Epizentren der Beben welche im Messgebiet und Zeitraum eine Magnitude von 6.5 oder mehr aufwiesen und.

3.1 Bearbeitung der Rohdaten

Um den Arbeitsaufwand zu verringern und nicht für jedes BB-OBS das komplette Seismogramm zu sichten, wurden vorab theoretische Laufzeiten basierend auf dem IASP91-Erdmodell (Kenneth und Engdahl, 1991) mit dem Programm *T-times* berechnet. Anschließend wurden die Rohdaten in das für *Seismic-Handler* lesbare MSEED-Format konvertiert. Dazu wurde die Routine *Call-wavetool* für diese Arbeit geschrieben. *Call-wavetool* liest die Rohdaten ein und gibt diese dann an das Programm *Wavetool* ab. Dieses Programm konvertiert die in das MSEED-Format. Nun werden, basierend auf den theoretisch berechneten Laufzeiten der ersten P-Welle, die für diese Arbeit relevanten Ereignisse aus den Daten ausgeschnitten. Dazu wurde für diese Arbeit von mir die Routinen *Get-PS* für die BB-OBS-Daten und *Get-Ps-Land* für die Landstationen geschrieben. Diese Routinen lesen die MSEED-Datei ein und schneiden diese an den, mit dem Programm *T-Times* berechneten Positionen für den P-Einsatz, in diesem Fall 100 Sekunden vor dem ersten theoretischen P-Einsatz, und 1000 Sekunden nach dem Einsatz aus. Dieses Zeitfenster wurde gewählt, um sicherzustellen, dass die für die Kalkulation von RF benötigte P-Energie und Ps-Energie in dem betrachteten Seismogramm enthalten ist. Als Ausgabedatei erhält man die Spuren im für *Seismik-Handler* (SH) benötigten Format als QBN und QHD-Datei. Hier soll ein Überblick über die in dieser Arbeit verwendeten Beben gegeben werden. Aufgrund eines sehr geringen Signal-Rausch-Verhältnisses waren nur wenige Beben zur Berechnung von RF geeignet. Nach der vollständigen Vorbereitung der Daten können die Q-Files nun in Seismic Handler geladen werden. Um aus den prozessierten BB-OBS-Seismogrammen in SH Receiver-Functions zu berechnen, sind dann folgende Schritte nötig:

1. Rotation der Koordinatenachsen in ein strahlenbezogenes Koordinatensystem
2. Erzeugung eines Konvolutionsfilters aus der L-Komponente zur Entfernung

der P-Energie von der Q-Komponente

3. Anwenden des Filters auf die Q-Komponente

Diese Schritte sollen nun im folgenden detailliert beschrieben werden.

3.2 Rotation

Um aus den Spuren Z, N, E eine RF zu bestimmen, ist eine Rotation in ein strahlenbezogenes Koordinatensystem L, Q, T nötig. Zuerst wird aus einer Polarisationsanalyse des P-Wellenfeldes der Azimut, bestimmt (Kind et al., 1995). Der Winkel bestimmt sich dabei aus der Minimierung des Eigenwertes der Hauptdiagonalen der Kovarianzmatrix für eine Dreikomponentenregistrierung des P-Wellenfeldes. Anschließend wird aus dem IASP91 Erdmodell (Kenneth und Engdahl, 1991) der Auftauchwinkel der Wellenfront bestimmt. Zu Anfang werden die Horizontalkomponenten E und N in die entsprechende Radialkomponente R und die Transversalkomponente T rotiert. Nach dem Einfallswinkel werden dann die Vertikalkomponente und die Radialkomponente des P-Wellenfeldes in die entsprechenden Komponenten L und Q rotiert (Abb. 7).

In dem aus diesen Transformationen erzeugten Koordinatensystem befindet sich dann die P-Energie auf der L-Komponente, das vertikal polarisierte S-Wellenfeld SV auf der Q-Komponente und das horizontal polarisierte S-Wellenfeld SH auf der T-Komponente. Befindet sich nach vollständiger Rotation des Systems noch Energie auf der T-Komponente, so kann dies ein Indiz für laterale Heterogenitäten oder einen anisotropen Untergrund sein (Kind et al., 1995). Diese Bestimmung des Azimuts bei Beben mit einer Magnitude < 6.5 aus den Felddaten ist nicht zu empfehlen, da es bedingt durch das schlechte Signal-Rausch-Verhältnisses zu starken Abweichungen bei der Berechnung des Azimuts durch Polarisationsanalyse der gemessenen Seismogramme kommt. Hier empfiehlt sich das Verwenden

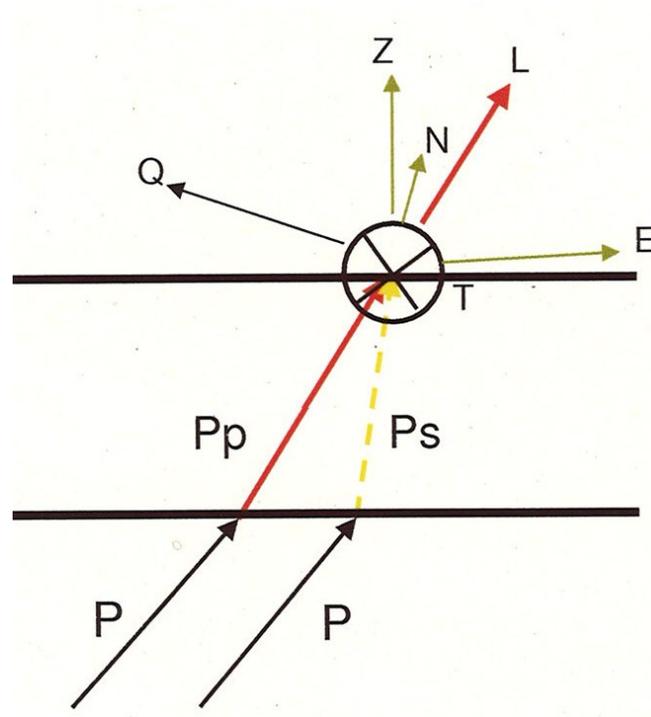


Abbildung 7: Rotation eines Z, N, E Koordinatensystems in ein strahlenbezogenes L, Q, T System. Der Vektor L zeigt dabei in Richtung des einfallenden P-Wellenfeldes. T zeigt aus dem Koordinatensystem heraus.

des theoretischen Azimuts. Die Verwendung des theoretischen Azimuts bei BB-OBS-Daten erweist sich aber als unmöglich, da die Orientierung des BB-OBS im Raum nicht bekannt ist. Die Berechnung der Winkel bei Landstationen ist hingegen einfacher, da hier die Orientierung bekannt ist. Hier kann dem theoretischen Winkeln Vertrauen geschenkt werden. Zur Kontrolle wurde auch eine Berechnung der Winkel aus einer Polarisationsanalyse durchgeführt. Es zeigte sich aber, dass diese um nicht mehr als 10° vom theoretischen abweichen. Li (2001) konnte zeigen, dass die Verwendung eines Azimuts, der um einen Wert von -30° bis $+30^\circ$ schwankt, keine nennenswerten Auswirkungen auf die Q-Komponente hat. Wird das System jedoch um einen Winkel rotiert, der sich außerhalb dieses Bereiches befindet, so führt dies zu einer negativen Amplitude um den P-Einsatz herum. Dieser darf nicht als, durch die Dekonvolution erzeugter, side-lobe fehlinterpretiert

tiert werden. *Side-lobes* sind Nebenschwinger, die durch inkorrekte Rotation oder schlechte Filterung der Spuren bei der Dekonvolution erzeugt werden können.

Zur Demonstration des Effektes der Rotation eines Z, N, E Systems in das System L, Q, T ist in Abb. 8 ein Beben der Landstation BJO vom 12 Mai 2008 verwendet. Die Komponente Z ist die Vertikalkomponente und die Komponenten N und E definieren die beiden Horizontalkomponenten.

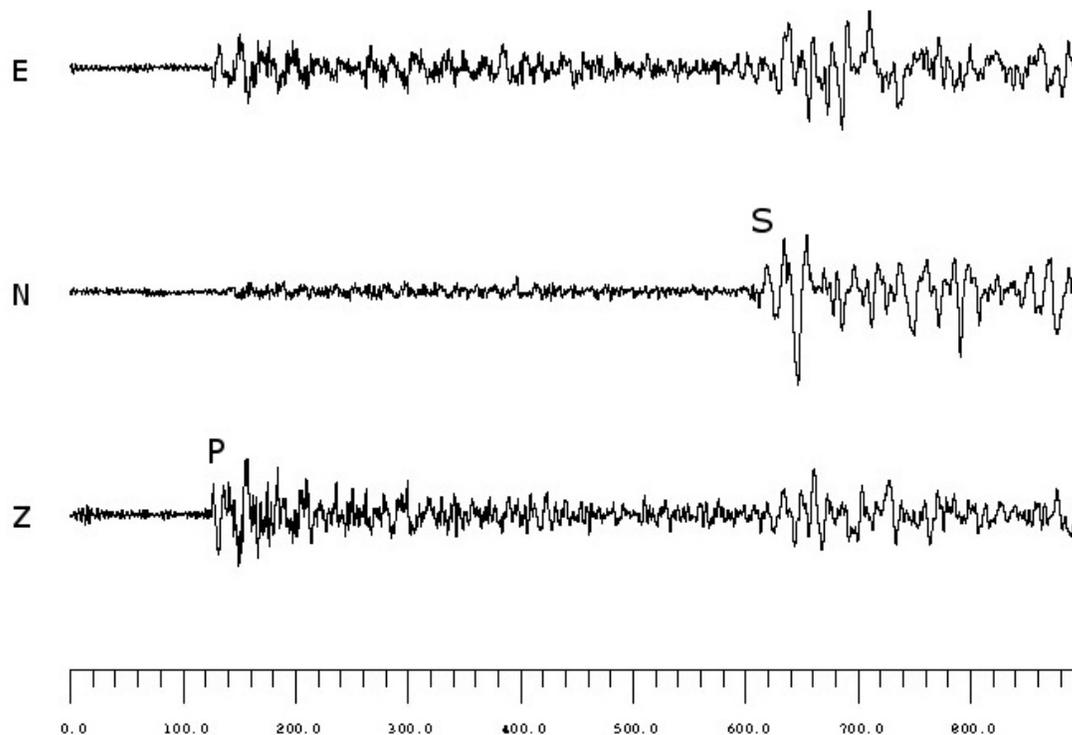


Abbildung 8: Seismogramm des Bebens 12.05.2008 aus der Region Sichuan (China), $M_b = 7.7$, dargestellt in den Komponenten Z, N und E, registriert von der Landstation Bäreninsel, unrotiert, P = P-Phase, S = S-Phase

Hier ist noch deutlich Energie auf der E-Komponente zu erkennen.

Das System wurde dann mit einem Rückazimut von 215° und einem Einfallswinkel von -23° zum Lot in das L, Q, T System rotiert.

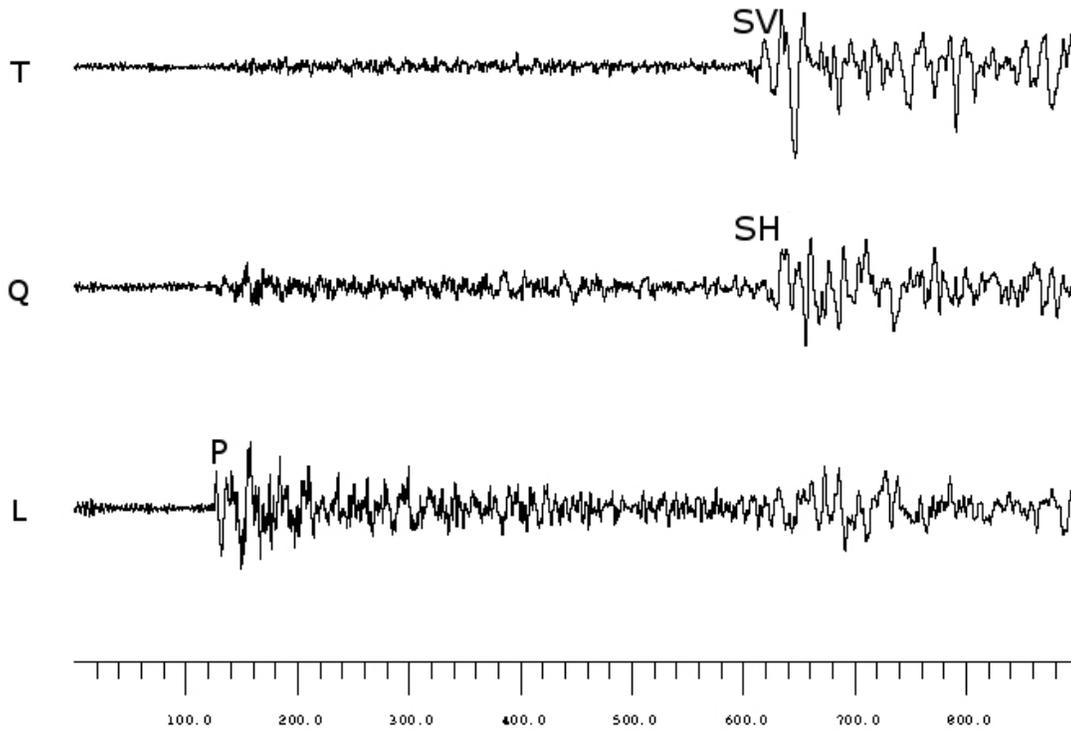


Abbildung 9: Seismogramm des Bebens 05.07.2008 aus der Region Sichuan (China), $M_b = 7.7$, registriert von der Landstation Bäreninsel, rotiert wurde mit einem Azimuth von 215° , der Einfallswinkel mit von -23°

In Abb. 8 ist, auf der nun T-Komponente genannten 3. Spur, nur noch sehr wenig Energie des P-Wellenfelds vorhanden.

3.3 Dekonvolution

Ist nach der Rotation die P-Energie auf der T-Komponente minimal, wird eine Dekonvolution der Q-Komponente mit der L-Komponente durchgeführt. Dieser Schritt ist nötig, um RF in Wellenform und Amplitude von verschiedenen Beben vergleichen zu können. An dieser Stelle wird vorausgesetzt, dass sich auf der L-Komponente der Registrierung größtenteils Quell- und Strahleffekte und weniger Einflüsse des Untergrundes befinden. Ziel der Dekonvolution ist, diese Herd- und Strahleinflüsse aus dem Signal auf der Q-Komponente zu beseitigen. Dazu muss vorher ein Dekonvolutionsfilter erzeugt werden. Dieser wird aus der L-Komponente gewonnen. Als Faltungsoperator wird ein generalisierter Optimum-Wiener-Filter zur Spike-Dekonvolution verwendet. Dieser Filter hat die Eigenschaft, dass er annähernd das inverse P-Signal der Wellenform verwendet. Um diesen Filter zu erzeugen, wird das P-Wellenfeld der L-Komponente des rotierten Seismogrammes verwendet. Es muss sichergestellt sein, dass der Filteroperator lang genug ist, um genügend P-Energie zu enthalten. In dieser Arbeit wurde eine Filterlänge von 100 Sekunden gewählt, wobei der Filter 10 Sekunden vor Beginn des P-Signals ansetzt. Nach Anwenden des Operators auf die Q-Komponente sollte sich auf dieser nur noch Energie der konvertierten Ps-Phase befinden. Ist die Datenqualität gut, man hat gut rotiert und einen passenden Operator generiert, sind sogar Multiplen zu erkennen, die ihren Ursprung in Reverberationen an Diskontinuitäten unter der Station haben. Diese werden dadurch erkannt, dass sie nach einem Vielfachen der Laufzeit des ersten Pp und Ps-Wellenfeldes auftreten und eine ähnliche Wellenform aufweisen. Allerdings ist die Amplitude geringer als beim primären Wellenfeld, da das Wellenfeld infolge sphärischer Divergenz einen Energieverlust proportional zu $\frac{1}{r^2}$ im Nahfeld und $\frac{1}{r}$ im Fernfeld, also Multiplen höherer Ordnung, erleidet.

3.4 Amplitude

Nach Aki und Richards (1980) ist die Amplitude des Ps-Wellenfelds eine Funktion des Impedanzkontrastes und des Einfallswinkels. In dem hier betrachteten Herdentfernungsbereich ($30^\circ \leq \Delta \leq 95^\circ$) liegt die Transmissionskoeffizienten in einem Bereich von 10 - 20 % (Abb. 9).

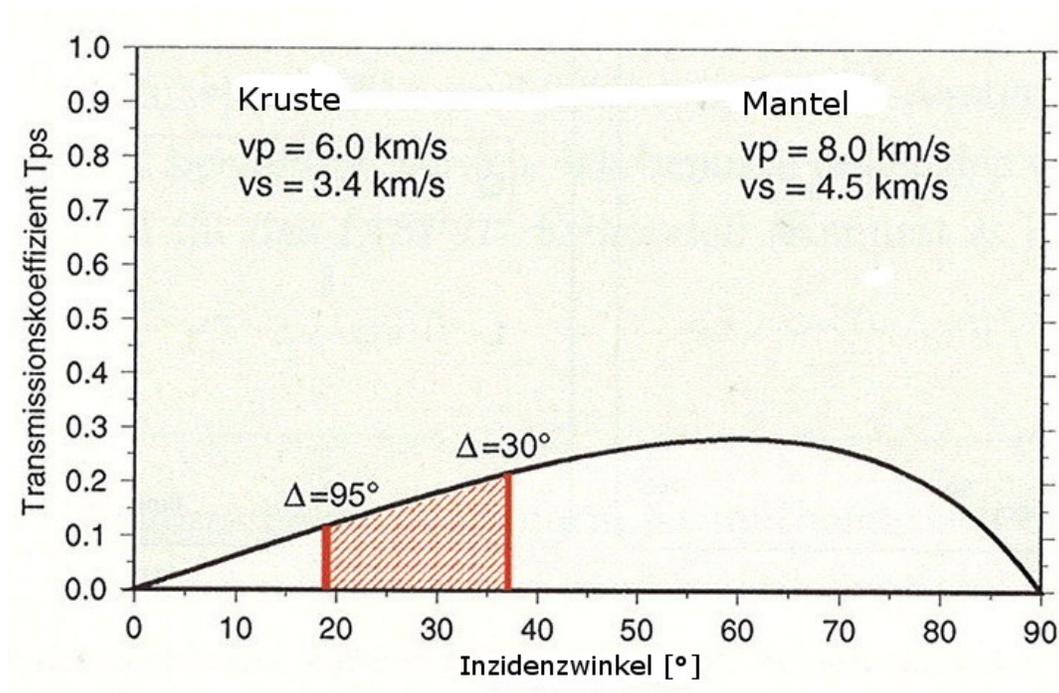


Abbildung 10: Abhängigkeit des Transmissionskoeffizienten vom Inzidenzwinkel an der Kruste-Mantelgrenze (CMB). Der rot markierte Bereich zeigt den für den in dieser Arbeit relevanten Teil zwischen 30° und 95° Herdentfernung, modifiziert nach Kummerow (Dissertation, S.33)

3.5 Signal-Rausch-Verhältnis

Die Datenqualität teleseismischer Registrierungen, sowohl an Land wie auch durch BB-OBS-Stationen, sind insbesondere abhängig vom Signal-Rausch-Verhältnis. Das Signal-Rausch-Verhältnis ist ein limitierender Faktor, da er bestimmt, bis zu

welchem Grad Einsätze identifiziert werden können. Es ist definiert über das Verhältnis von mittlerer Signalleistung P_S zu mittlerer Rauschleistung P_R . Da hier durch zwei Größen gleicher Dimension dividiert wird, ist dieses Verhältnis dimensionslos und sieht in Formeln wie folgt aus:

$$SNR = \frac{P_S}{P_R} \quad (3.1)$$

Für den in dieser Arbeit betrachteten Frequenzbereich (0.1 Hz - 1 Hz) treten Störfaktoren auf (Webb, 1998), z.B. durch lokale Winde an der Oberfläche erzeugte mikroseismische Bodenbewegungen mit einer spektralen Signalspitze in der Umgebung von 0.2 Hz. Serien von Signalspitzen treten in der Horizontalkomponente in der Nähe von 1 Hz auf. Diese liegen in kurzwelligen Scherwellenmoden begründet welche auch Scholtewellen genannt werden. Ein weiteres Problem, welches die Datenqualität beeinflusst, ist die physikalische Ankopplung eines BB-OBS Systems an den Ozeanboden. Dieser ist oft bedeckt mit Sedimenten. Diese Sedimente verhindern eine stabile Lage des BB-OBS sowie eine 1-zu-1 Übertragung des zu registrierenden Signals. Die Amplitude eines Ereignisses ist abhängig von der Stärke des Bebens, der Abschwächung bedingt durch den Laufweg durch marine Sedimente inklusive Receivercharakteristik und den Quellparametern. Nun sind es gerade die Sedimente, die, je nach Mächtigkeit der Schicht und Wellenlänge des Wellenfeldes einen dämpfenden Effekt auf das Signal ausüben kann, so dass nur sehr starke Beben Signale erzeugen können die oberhalb der Rauschleistung liegen. Grundsätzlich ist der Nordatlantik aber eine eher rauscharme Region in dem hier betrachteten Frequenzband.

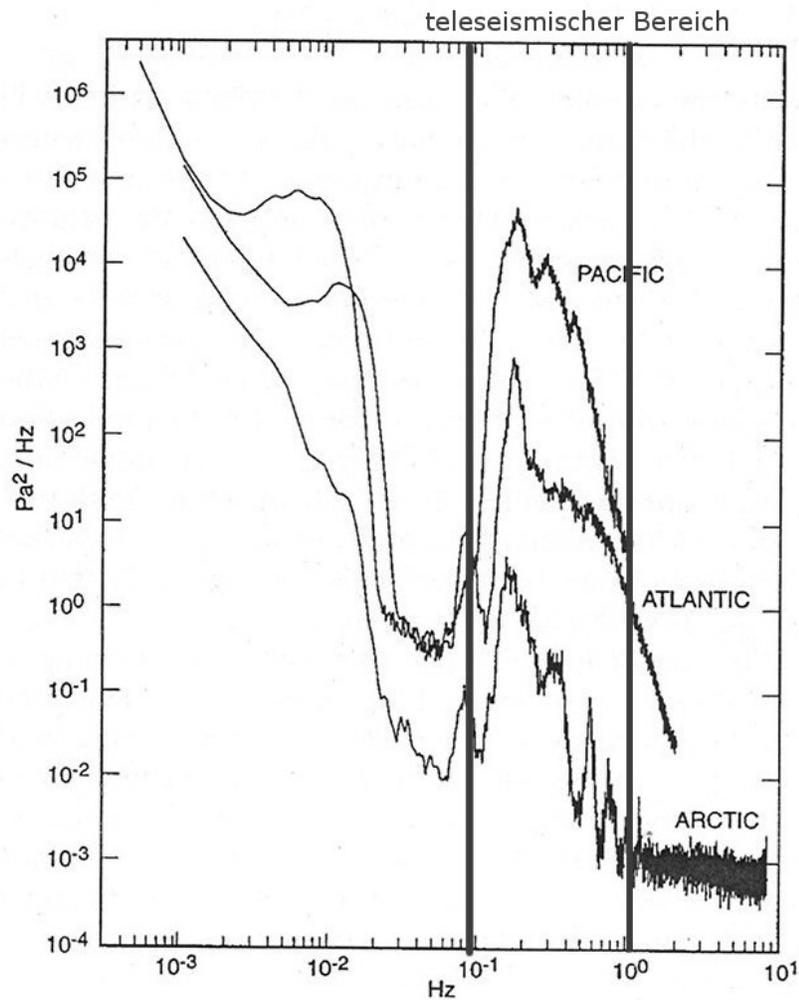


Abbildung 11: Druckspektrum vom Meeresboden aus dem Pazifik, Atlantik und dem arktischen Ozean. Der teleseismische Bereich zwischen 0.1 Hz und 2 Hz ist eingezeichnet, modifiziert nach Webb (1998)

Die Abbildung 11 zeigt das Druckspektrum am Meeresboden aus dem Pazifik, dem Atlantik und dem arktischen Ozean. Deutlich zu erkennen sind die Druckfluktuationen im Bereich von 0.03 Hz. Diese werden durch Infragravitationswellen im langwelligen Bereich induziert. Deutlich ist hier eine mikroseismische Spitze im Bereich von 0.1 Hz bis 5 Hz zu erkennen. Dieser ist in lokalen mikroseismischen Ereignissen begründet. Eine Übersicht des berechneten Signal-Rausch-Verhältnisses

der BB-OBS Stationen für zwei Ereignisse ist im Anhang zu finden.

3.6 Krustenmächtigkeiten

Sind die RF berechnet und es wurde die Laufzeitdifferenz zwischen dem Gaussförmigen Signal auf der L-Komponente und der identifizierten Ps-Konversion auf der Q-Komponente gemessen, kann daraus die Krustenmächtigkeit abgeschätzt werden. Unter Annahme eines einfachen homogenen Ein-Schicht-Modells und einem einfallenden Wellenfeld kommt das Ps-Wellenfeld mit einer Laufzeitdifferenz, unter Berücksichtigung des Brechungsgesetzes nach Snellius und durch einfache geometrische Überlegungen:

$$t_{Ps} = h(\sqrt{V_S^{-2} - p^2} - \sqrt{V_P^{-2} - p^2}) \quad (3.2)$$

an der Station an. Damit ergibt sich die Konversionstiefe zu:

$$h = \frac{t_{Ps}}{(\sqrt{V_S^{-2} - p^2} - \sqrt{V_P^{-2} - p^2})} \quad (3.3)$$

Zu erkennen ist, dass die Laufzeit eine Funktion der Parameter V_P , V_S und h . Hier sind V_P die Geschwindigkeit des P-Wellenfeldes und V_S die Geschwindigkeit des S-Wellenfeldes über der Diskontinuität. p bezeichnet hier den Strahlparameter und h die Dicke der Schicht. Sowohl zur Modellierung später, als auch hier, wird der Wert $6.4\frac{s}{km}$ für den Strahlparameter verwendet.

Werden hier charakteristische Werte der Region, z. B. aus der Refraktionsseismik, sowohl für V_P und V_S und der Strahlenparameter mit $6.4\frac{s}{km}$ angeben, errechnet man einen Faktor. Diese Zahl hat die Dimension einer Geschwindigkeit. Mit diesem Wert wird die Laufzeitdifferenz multipliziert und man erhält eine Abschätzung für die Konversionstiefe. Je nach betrachteter Phase kann dies dann Sediment, die Moho oder eine tieferliegende Struktur sein. Im hier vorliegenden Fall ist

es, bedingt durch eine hohe Variabilität der Sedimentmächtigkeit im Messgebiet, notwendig die BB-OBS-Stationen in Gruppen zu unterteilen und jeder Gruppe einen eigenen Faktor zuzuordnen, um eine verlässliche Berechnung für die Konversionstiefe durchführen zu können. Würde man diese Variabilität ignorieren, würden falsche Annahmen der Werte für V_P und V_S zu falschen Konversionstiefen führen.

3.7 Auflösungsvermögen von Receiver-Functions

Wie bei jedem physikalischen System, ist die Betrachtung durch die Auflösung des Beobachtungsverfahrens begrenzt. Die Auflösung der Messapparatur bestimmt, bis zu welchem Abstand zwei getrennte Gegenstände auch als solche erkannt werden können. Die Auflösung von RF wird in eine horizontale und eine vertikale Auflösung unterteilt. Die horizontale Auflösung ergibt sich in der Strahlenoptik aus dem horizontalen Beitrag einer Welle, welche sich durch den Radius r der ersten Fresnelzone des einfallenden P-Wellenfeldes bestimmt (Sheriff und Geldart, 1995):

$$r = \sqrt{\left(x + \frac{\lambda^2}{2} - x^2\right)} \quad (3.4)$$

Hier ist λ die Wellenlänge des P-Wellenfeldes und x die Tiefe. Deutlich zu erkennen ist, dass die horizontale Auflösung stark von der Tiefe x abhängt. Die horizontale Auflösung spielt aber in dem hier vorliegenden Fall eine untergeordnete Rolle. Das vertikale Auflösungsvermögen ist definiert als jene Größe, bis zu der Diskontinuitäten vertikal von einander getrennt betrachtet werden können. Sie berechnet sich zu (Sheriff und Geldart, 1995):

$$r = \frac{\lambda}{4} \quad (3.5)$$

Hier wird ein Problem deutlich, welches auftritt, wenn mit der Methode der RF versucht wird, Krustenmächtigkeiten an ultralangsamem Rücken aus teleseismischen Daten zu bestimmen. Betrachten wir eine seismische Welle mit der Geschwindigkeit $V_P = 8 \text{ km/s}$ und eine Periode von 1 Sekunde, was einer Wellenlänge von 8 km entspricht. Dies in obige Formel für die vertikale Auflösung eingesetzt, ergibt einen Wert von 2 km. Krustenmächtigkeiten an ultralangsamem Rücken liegen in diesem Bereich (Klingelhöfer et al. 1999) man befindet sich also an der Grenze dessen, was mit dieser Methode aufzulösen ist. Tatsächlich ist die Auflösung besser, da man es nicht mit monofrequenten Wellen, sondern mit einem Frequenzband zu tun hat. Die Grenzfrequenzen für teleseismische Signale liegen bei 0.1 - 2 Hz. Damit ergibt sich ebenfalls ein Auflösungsband. Genau ist dies dann durch eine Spektralanalyse des jeweiligen Ereignisses ermittelbar. Ein weiteres Problem besteht darin, daß das Signal der Ps-Konversion an dünnen Krusten und mit Sedimentauflast so kurz hinter dem primären P-Einsatz eintrifft, dass dieses durch die natürliche Breite des Signals überdeckt wird. Dieser Sachverhalt wird später in der Modellierung verdeutlicht.

3.8 Receiver-Functions aus BB-OBS-Daten

Es erwies sich als schwer, genügend RF zu berechnen, welche es ermöglichen, eine solide Untergrundstruktur abzuleiten. Die Rohdaten waren nach Anwendung verschiedenster Filter, bedingt durch das niedrige Signal-Rausch-Verhältnis, so beschaffen, dass in den meisten Fällen nur eine RF pro BB-OBS bestimmt werden konnte. Eine Stapelung von einem Dutzend Ereignissen und mehr, sowie die darauf folgende *moveout*-Korrektur und die Migration konnten nicht durchgeführt werden, um ein detailliertes Abbild der Kruste und der Lithosphäre zu erzeugen. Bedingt durch unterschiedliche Herdentfernungen, fallen seismische Wellen an verschiedenen Stationen mit unterschiedlichem Winkel ein. Dieser Winkel, auch Inzidenz- oder Einfallswinkel genannt, ist abhängig von der Art und des Laufweges der Welle, sowie der Struktur unter der Station. Dieser Winkelunterschied führt zu einer Differenzlaufzeit der konvertierten Phase und wird *moveout* genannt. Sollen Spuren verschiedener Epizentralentfernungen vergleichbar gemacht werden, so kann man sie *moveout*-korrigieren. Dabei wird die Energie einer jeden Spur entlang der Zeitachse an die Stelle verschoben, wo sie beobachtet würde, wenn das verwendete Wellenfeld mit einer Referenzslowness p_0 einfallen würde. Die *moveout*-Korrektur ist ein Verfahren aus der aktiven Seismik und wird analog dazu vor der Stapelung durchgeführt. Ausführlich ist dies z. B. in Yuan (2000) beschrieben. Die Migration ist ein seismisches Mehrkanalverfahren um Ausbreitungseffekte des Untergrundes zu entfernen. Durch dieses Verfahren soll die Berechnung des Streuverhaltens ermöglicht werden, um eine Korrektur geneigter Reflexionshorizonte in ihre wahre räumliche Position durchführen zu können. Bei der *moveout*-Korrektur wird von einem horizontal geschichteten Medium ausgegangen. Es wird unterstellt, dass sich die beobachteten Konversionen an ebenen, horizontalen Schichtgrenzen ereignen. Dieser Misstand soll durch die Migration überwunden werden. Bei der Migration wird ein seismisches Ereignis in seine wahre Lage und Diffraktionen an ihren Ursprung verschoben. Dazu wird jeder Punkt

im Raum nach dem Huygenschen Prinzip als Quelle für eine Diffraktion aufgefasst und das Wellenfeld als eine Superposition vieler Diffraktionen betrachtet.

Im Folgenden werden Beispiele gebracht, die verschiedene Arten darstellen, aus einem gegebenen Datensatz teleseismischer Ereignisse RF zu berechnen. Zuerst werden die Spuren eines Ereignisses an verschiedenen Stationen nach dem Prozessieren betrachtet und dort RF gezeigt. Darauf folgt eine Art der Stapelung, bei der versucht wird verschiedenen BB-OBS-Stationen zu Clustern zusammenzufassen, die tiefensortiert sind. Dies soll im folgenden BB-OBS-Binning genannt werden. Es soll bei der Tiefensortierung sichergestellt werden, dass sich die Geologie im Bereich des Clusters nur in geringem Maße ändert und so eine Durchschnitts-RF vermieden wird. Wäre dies nicht der Fall, so würde dies, bedingt durch die Stapelung von RF verschiedener Krustenmächtigkeiten, zu geologisch falschen Ergebnissen führen. Als letztes soll versucht werden, die BB-OBS-Spuren mit einem Dekonvolutionsfilter zu bearbeiten, der aus einer Landstation berechnet wurde. Dabei ist zu beachten, dass es erhebliche Unterschiede der beiden Messsysteme gibt, was deren Installation und die Messumgebung angeht.

	Land	Ozean (OBS)
Ankopplung:	eingegraben	auftreffen mit $\approx 1 \frac{m}{s}$ Fallgeschwindigkeit locker und unkontrolliert auf Meeresboden
Orientierung:	bekannt	unbekannt
Noise:	minimal	Strömung, ozeanisches Hintergrundrauschen Schiffverkehr

Tabelle 2: Unterschiede zwischen Landstation und OBS System

3.8.1 BB-OBS-Stationen

Das Erdbeben am 5. Juli 2008 in der Okhotsksee hatte eine Stärke von Magnitude 7.7 und eine Herdtiefe von 635 km. In dieser Region bewegt sich die pazifische Platte relativ zur Okhotskplatte mit einer Geschwindigkeit von ca. 80 mm pro Jahr nordwestwärts (<http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). Am Kuril-Kamchatka Graben subduziert die pazifische Platte unter die Okhotskplatte in den Mantel.

Dieses Beben wurde verwendet, da dies das einzige Ereignis ist, welches nach dem Prozessieren für die meisten BB-OBS-Stationen eine RF liefert. Das Signal-Rausch-Verhältnis ist mit 20 (siehe Tabelle Anhang) gut, was durch die Magnitude von 7.7 begründet ist. Die Spuren wurden alle mit einem Bandpassfilter der Grenzfrequenzen von 0.125 Hz und 1 Hz gefiltert. Die RF werden nach Lage der BB-OBS-Station von Westen nach Osten vorgestellt. Im Anschluss erfolgt eine Beschreibung der Spuren. Die einzelnen RF sind im Anhang zu sehen. An dieser Stelle erfolgt eine zusammenfassende Darstellung der Q-Komponente. Dies vereinfacht den Vergleich von RF verschiedener Stationen und verdeutlicht die Unterschiede der Ergebnisse einzelner Stationen.

In der hier betrachteten Messperiode gab es mit dem Beben vom 12. Mai 2008 in der Region Sichuan (China) mit $M_b = 7.7$ noch ein stärkeres Ereignis als das zuerst betrachtete. Jedoch ist die Herdzeitfunktion von Beben großer Magnitude in der Regel sehr lang (einige Zehner Sekunden) und deren angeregter Frequenzanteil zu tieferen Frequenzen hin verschoben. Dieser Umstand erschwert die Berechnung von RF erheblich. Diese benötigen ja möglichst scharfe P-Einsätze. In den Abbildungen, welche unprozessierte Rohspuren dargestellt werden, wird das P-Wellenfeld mit einem P markiert, das S-Wellenfeld mit einem S. Abbildung 12 zeigt die Rohspuren des Bebens vom 5. Juli 2008 aus der Okhotsksee. Die

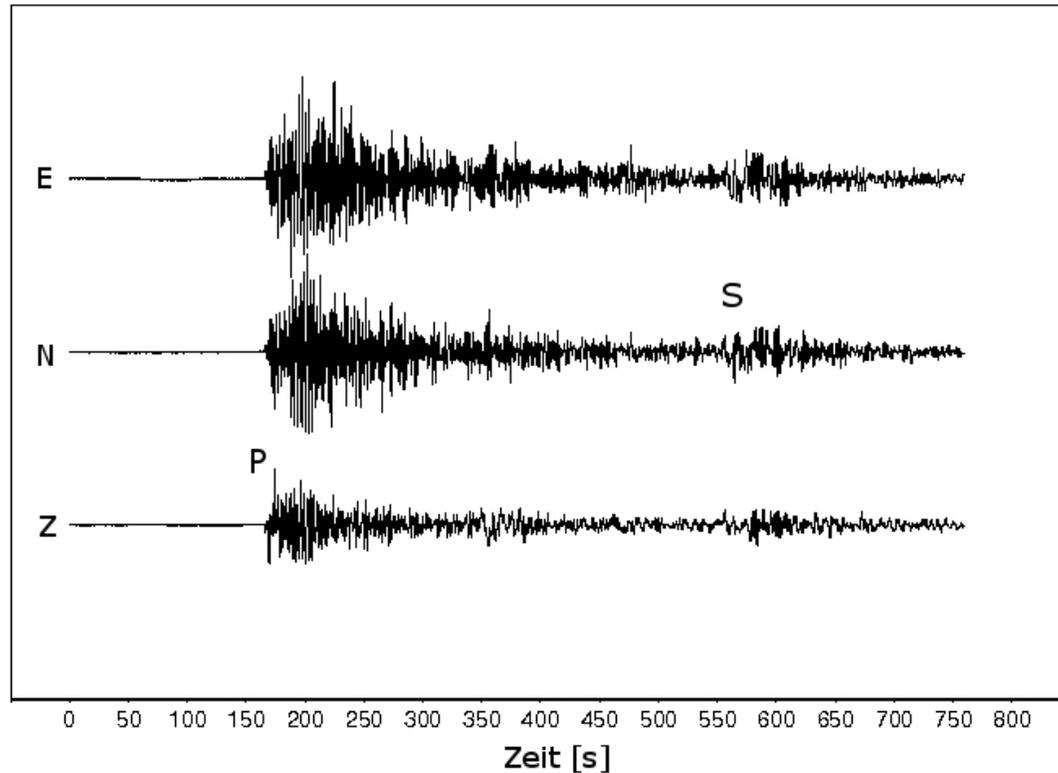


Abbildung 12: Rohspur der Komponenten Z, N, E der BB-OBS-Station 6 des Bebens vom 5. Juli 2008 in der Okhotsksee. Die Spuren sind ungefiltert, unrotiert sowie fensternormiert dargestellt. Magnitude $M_b = 7.7$, Herdtiefe 632 km. Herdzeit = 02:12:04.480, P = P-Phase, S = S-Phase

Spuren sind in den Komponenten Z, N und E dargestellt. Das Seismogramm beginnt ca 150 Sekunden vor dem ersten P-Einsatz und erstreckt sich bis auf 750 Sekunden danach, um auch das später ankommende S-Wellenfeld abzubilden. Die deutlich langwelligeren S-Phasen treten bei ca. 550 Sekunden deutlich aus den Hintergrundrauschen hervor. Vor dem P-Einsatz ist kaum Energie auf allen drei Spuren zu erkennen. Dies zeugt von einem sehr guten Signal-Rausch-Verhältnis dieses Ereignisses an diesem BB-OBS.

In den nun folgenden Abbildungen werden die Konversionen (RF) mit Ps bezeichnet. Die RF in Abb. 13 sind von Westen nach Osten sortiert, wobei BB-OBS09

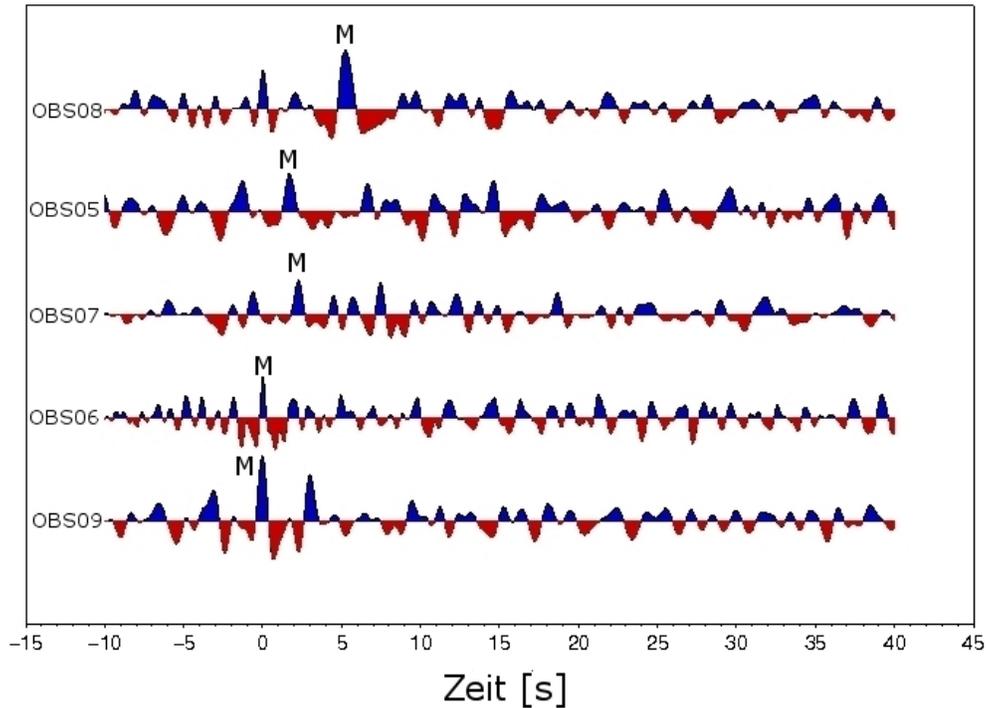


Abbildung 13: Receiver-Functions verschiedener BB-OBS-Stationen des Bebens vom 5. Juli 2008 in der Okhotsksee. Die Daten wurden mit einem 1 - 8 s Bandpassfilter gefiltert. Die Spuren sind von Westen nach Osten dargestellt, unterste Spur ist dabei die westlichste. Dies folgt der Entwicklung vom KR zum BF. Spuren sind fensternormiert dargestellt. (M) = Moho

das westlichste ist und sich auch als einziges BB-OBS westlich vom KR befindet (siehe Abb. 4). Zur Berechnung der Konversionstiefe wurden das am Ort des BB-OBS angenommene $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis aus der aktiven Seismik nach Kalindarov (2008) verwendet. Für die BB-OBS-Stationen am KR (BB-OBS06, BB-OBS09) wurde mit einem $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis von 1.73 gerechnet. Dies führt zu einem Faktor von 7.35, mit dem die Laufzeitdifferenz multipliziert wird. Für die Stationen der Tiefsee (07, 11, 02, 05, 12) wurde ein $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis von 2.2 unterstellt. Dies ergab einen Faktor von 3.52 und für die Schelfstationen (01, 08) wurde ein $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis von 2.5 verwendet. Hier lautet der Faktor 2.92. Die $\frac{V_P}{V_S}$ aus der Region sind nicht bekannt, es handelt sich hier lediglich um Werte aus der Umgebung.

Es wird unterstellt, dass diese in der Umgebung des Messgebietes nicht zu stark variieren. Die Werte können in Tabellenform dem Anhang entnommen werden. Alle Spuren sind fensternormiert dargestellt, so dass die einzelnen Q-Spuren in ihrer Amplitude verglichen werden können. Das Zeitfenster läuft von 10 Sekunden vor dem Ps-Wellenfeld bis 40 Sekunden danach. Dies liegt darin begründet, dass das Hintergrundrauschen vor dem Gaussfilter und auf den Spuren Q und T dargestellt werden soll. Die Laufzeitdifferenzen sowie die sich daraus ergebenden Konversionstiefen sind in folgender Tabelle dargestellt:

BB-OBS	V_P/V_S	$t[s]$	$h[\text{km}]$
09	1.7	0.48	3.5
06	1.7	0.53	3.9
07	2.2	2.31	8.1
11	2.2	1.73	6.8
02	2.2	2.37	8.4
05	2.2	1.73	6.1
12	2.2	2.5	11.1
01	2.5	2.75	8.1
08	2.5	5.2	15.2

Tabelle 3: Übersicht der Laufzeitdifferenzen und Konversionstiefen zum Beben vom 5. Juli 2008 in der Okhotsksee, die BB-OBS-Stationen sind von West nach Ost geordnet, wobei das BB-OBS09 am westlichsten liegt. Es sind $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis nach Kalindarov et al. (2008) sowie die gemessenen Ps-Laufzeitdifferenzen der ersten und, falls vorhanden, einer mutmaßlich zweiten Konversion dargestellt. Als Ergebnis wird die Konversionstiefen angegeben.

Als nächstes werden RF des Bebens 12. Mai 2008. Hier konnte bedingt durch die Datensituation nicht zu jeder Station RF betimmt werden. Hier wird zunächst die

Registrierung des Bebens vom 12. Mai 2008 aus der Region Sichuan (China) mehrerer BB-OBS-Stationen gezeigt und beschrieben. Zum Beben vom 20. März 2008 werden nur die bestimmten Laufzeiten und daraus berechneten Konversionstiefen gebracht. Im Anschluss erfolgt eine Beschreibung der Ergebnisse. Auch hier sind alle Spuren fensternormiert dargestellt und von Westen nach Osten sortiert, wobei BB-OBS09 als unterste Spur die des westlichsten BB-OBS ist. Die Rohdaten wurden mit einem Bandpassfilter der Grenzfrequenzen 0.125 Hz bis 1 Hz gefiltert.

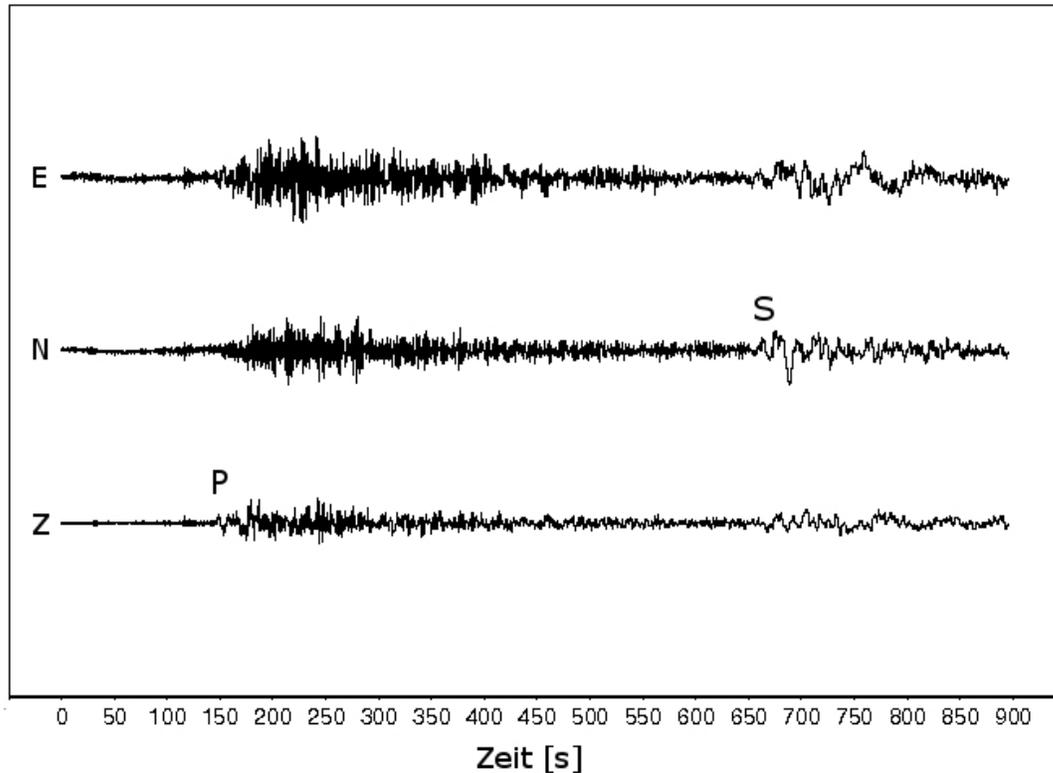


Abbildung 14: Seismogramm der Komponenten Z, N, E der BB-OBS-Station 6 des Bebens 12. Mai 2008 in der Region Sichuan (China). Die Spuren sind ungefiltert, unrotiert sowie fensternormiert dargestellt. Herdtiefe = 19 km, Herzzeit = 06:28:01.570, P = P-Phase, S = S-Phase

Das Seismogramm in Abb. 14 zeigt das Seismogramm des Erdbebens des BB-OBS 6 aus der Region Sichuan vom 12. Mai 2008. Hier wieder die drei Komponenten Z, N und E gezeigt. Es handelt sich wieder um unrotierte und unprozessierte Rohdaten. Das Seismogramm beginnt ca. 150 s vor dem Ersteinsatz und endet 900 Sekunden danach. Auch hier sollte wieder sichergestellt werden, dass sich das vollständige S-Wellenfeld auf den Spuren befindet. Ca. 50 Sekunden vor dem Ersteinsatz ist eine kleine Oszillation zu erkennen, welche vermutlich einem lokalen hochfrequenten Ereigniss entspringt und sich mit dem Hauptereigniss überlagert. Dies führt zu hochfrequentem Rauschen auf allen drei Spuren um das P-Wellenfeld herum.

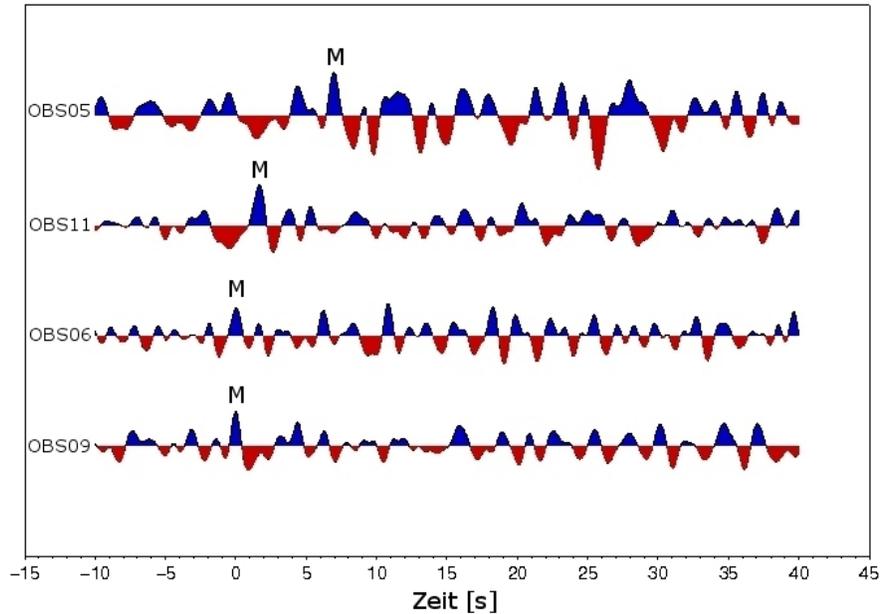


Abbildung 15: Receiver-Functions verschiedener BB-OBS-Stationen des Bebens von 12. Mai 2008 in der Region Sichuan. Die Spuren sind von Westen nach Osten und fensternormiert dargestellt. Die Daten wurden mit einem 0.1 Hz - 1 Hz Bandpassfilter bearbeitet

Die Ps-Konversionen treten in Abb. 15 erkennbar aus dem Hintergrundrauschen hervor. Es ist zu erkennen, dass die Laufzeit der Ps-Konversion vom Rücken zum Schelf (von Westen nach Osten) hin zunimmt. Multiplen sind nicht zu erkennen. In beiden Beben konnte an den Stationen BB-OBS 05 und BB-OBS 11 eine RF bestimmt werden. BB-OBS 05 liefert für den 12. Mai 2008 eine Konversionstiefe von 10.5 km

BB-OBS	V_P/V_S	t[s]	h[km]
09	1.7	0.63	4.6
06	1.7	0.49	3.6
11	2.2	1.63	5.7
05	2.2	3.01	10.5

Tabelle 4: Übersicht der Laufzeitdifferenzen und Konversionstiefen zum Beben vom 12. Mai 2008 in der region Sichuan (China)

3.8.2 Stapelung durch BB-OBS-Binning

Hier wird versucht, durch Stapeln eines Ereignisses, welches von mehreren BB-OBS-Station registriert wurde, das Signal-Rausch-Verhältnis zu verbessern. Bei N Ereignissen (BB-OBS-Stationen) wird eine Verbesserung von \sqrt{N} erzielt. Dies ergibt sich aus dem zentralen Grenzwertsatz. Dieser setzt ja voraus, dass die Störsignale in den Zeitreihen gänzlich zufallsverteilt sind, also deren Korrelationsfunktion einer Delta-Funktion entspricht. Korrelierte Störsignale führen zu einem anderen Verhalten als \sqrt{N} . Das in der Seismologie auftretende Rauschen tritt stochastisch auf. Dabei nimmt die Standardabweichung des Störsignals bei Summierung von N Seismogrammen um den Faktor \sqrt{N} zu, das Nutzsignal aber um den Faktor N

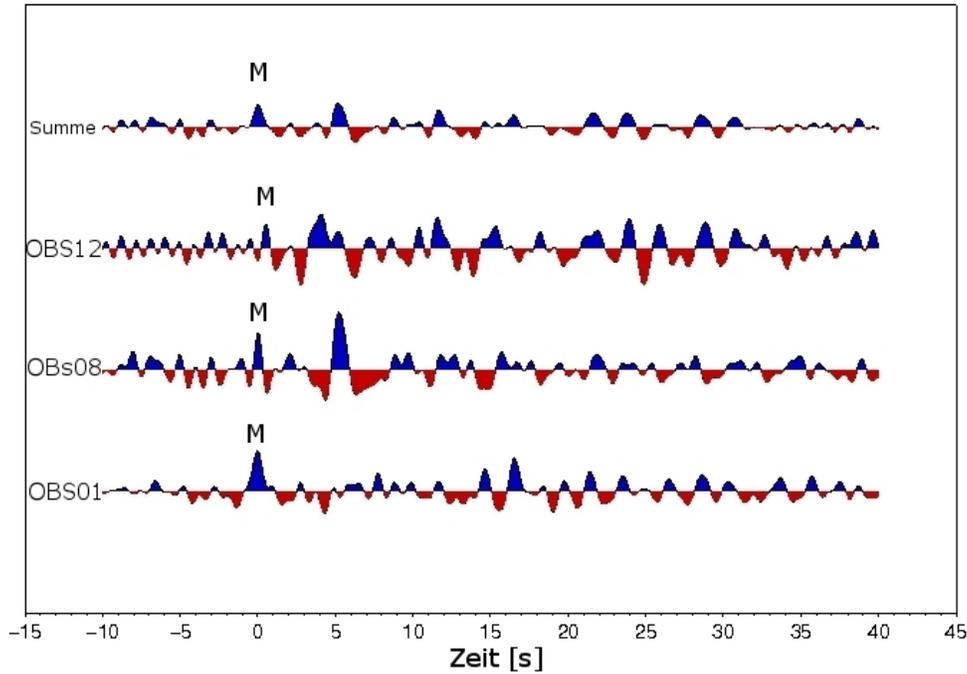


Abbildung 16: Stapelung (binning) von RF der Stationen 01, 08 und 12 des Bebens vom 5. Juli 2008. Die Rohdaten wurden mit einem Bandpassfilter von 0.125 Hz - 1 Hz gefiltert. Die oberste Spur stellt die Summenspur der drei RF dar. M = Moho

3.8.3 Der Landstationsfilter

Hier wird versucht, durch Anwenden eines Dekonvolutionsoperators, welcher aus verschiedenen Landstationen erzeugt wurde, ein besseres Resultat bei der RF Berechnung von BB-OBS-Daten zu erzielen. Dazu ist es notwendig, die Abtastrate der Landstationsdaten neu zu berechnen. Die BB-OBS-Stationen haben eine Abtastrate von 50 Hz, die Landstation BJO (BJO), Tromsø (TRO) und Kolbejnsey (KBS) arbeiten mit einer 100 Hz Abtastfrequenz. Die Landstationsdaten wurden auf 50 Hz *resampled*. Dieser Schritt ist nötig, um die Daten kombinierbar zu machen. Anschließend wurde aus dem Datensatz der Landstationen ein Dekonvolutionsoperator erzeugt und auf BB-OBS-Daten des entsprechenden Bebens angewendet. Verwendet wird das Beben vom 5. Juli 2008 aus der Okhotsksee.

Als Landstationen dienen die Stationen Bäreninsel (BJO), Tromsoe (TRO) und Kolbeynsey (KBS). Hierbei handelt es sich um festinstallierte Permanentstationen, deren Daten regelmässig online zur Verfügung gestellt werden.

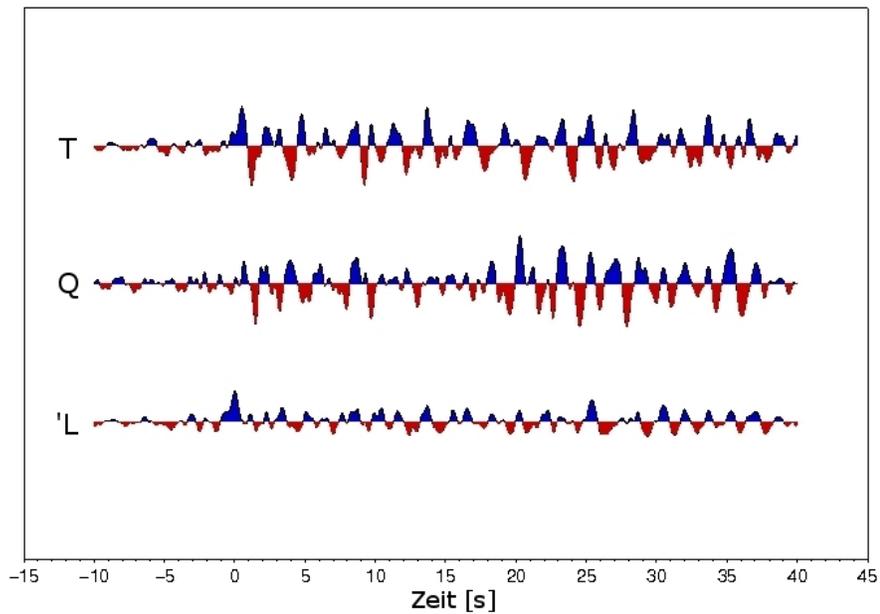


Abbildung 17: Spur des Bebens vom 5. Juli 2008 aus der Okhotsksee registriert von BB-OBS06 auf dem KR, Rohdatenfilterung mit einem Bandpassfilter von 0.125 Hz bis 1 Hz, Anwendung eines aus den Daten des selben Bebens gewonnen Dekonvolutionsfilters der Landstation BJO

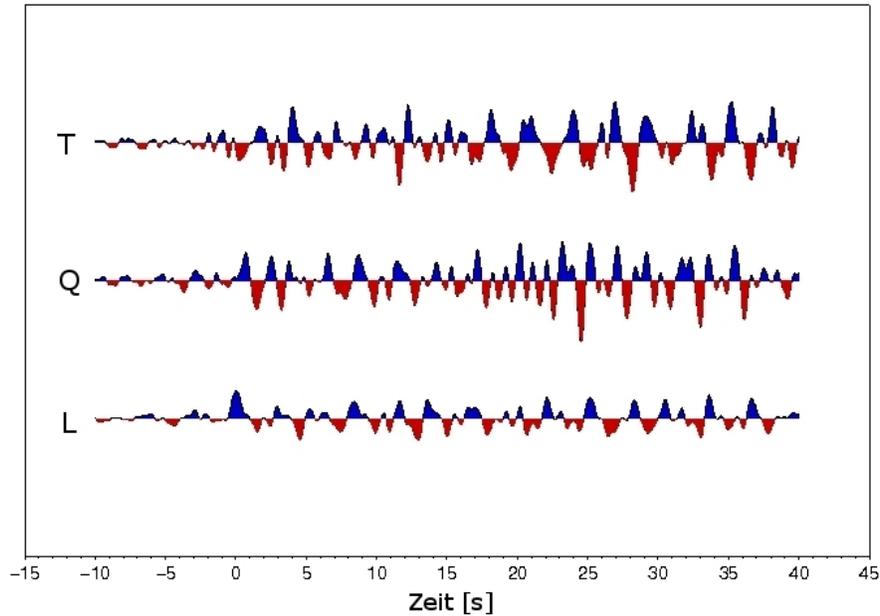


Abbildung 18: Spur des Bebens vom 5. Juli 2008 aus der Okhotsksee registriert von BB-OBS06 auf dem KR, Rohdatenfilterung mit einem Bandpassfilter von 0.125 Hz bis 1 Hz, Anwendung eines aus den Daten des selben Bebens gewonnen Dekonvolutionsfilters der Landstation Kings Bay (KBS)

Es ist in Abb. 17 deutlich zu erkennen, dass nach Anwendung des Filteroperators kein klares Gauss Signal auf der L-Komponente bei $t=0$ s erzeugt werden konnte. Bei Anwenden des KBS-Filters in Abb. 18 und des BJO-Filters in Abb. 19 auf das BB-OBS 06 sind gaussförmige Einsätze erkennbar und auf der Q-Komponente so etwas wie eine Konversion kurz nach $t=0$ s zu erkennen. Auch die daraus bestimmten Laufzeiten sind sinnvoll. Der KBS-Filter führt zu keinem sinnvollen Ergebnis. Auffällig ist bei allen drei Beispielen die hohe Energie auf der T Komponente. Dies liegt hier nicht an Inhomogenitäten im Untergrund sondern ist in erster Linie darin begründet, dass sich die Wellenformen von BB-OBS-Daten und Landstationsdaten unterscheiden und diese nur sehr gering, meistens jedoch garnicht

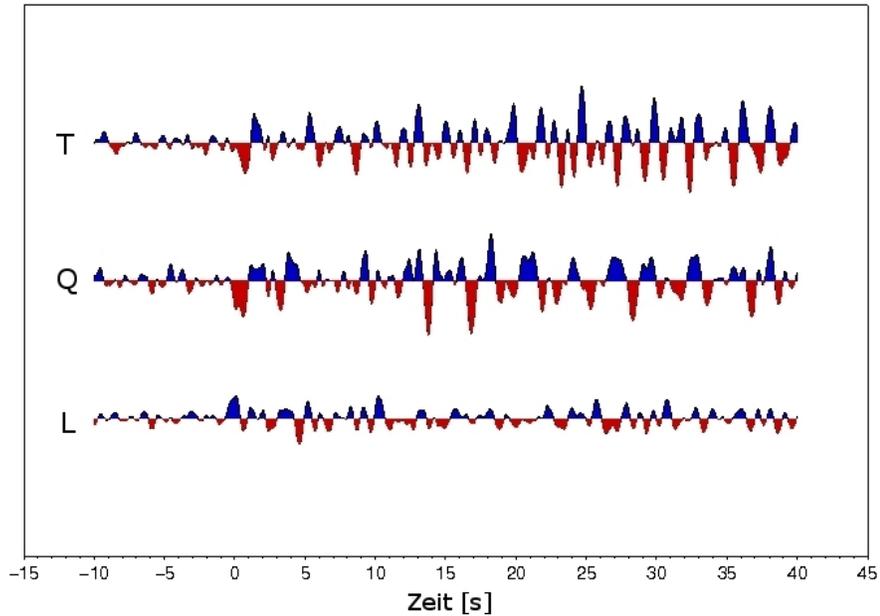


Abbildung 19: Spur des Bebens vom 5. Juli 2008 aus der Okhotsksee registriert von BB-OBS06 auf dem KR, Rohdatenfilterung mit einem Bandpassfilter von 0.125 Hz bis 1 Hz, Anwendung eines aus den Daten desselben Bebens gewonnenen Dekonvolutionsfilters der Landstation Tromsøe (TRO)

korreliert sind. Der größte Effekt liegt hier sicher in der völlig unterschiedlichen Ankopplung des Messsystems BB-OBS an den Ozeanboden. Landstationen sind auf dem Boden fixiert und erfahren bei einem Beben eine 1 zu 1 Übertragung der Beschleunigung auf das Messsystem. BB-OBS-Stationen sind in der Regel auf wassergesättigtem Sediment und ohne bekannte Orientierung abgesetzt. Dadurch verschlechtert sich die Ankopplung an den Untergrund erheblich. Dieses bewirkt wiederum, dass die registrierte Amplitude kleiner ist als die einer Landstation. Deutlich wird dies durch ein sehr schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis, wie bereits beschrieben wurde. Durch die instabile Lage auf Ozeanbodensedimenten und die damit verbunden strömungsinduzierte Lageänderung der BB-OBS-

Station verlieren Zeitreihen verschiedener Ereignisse an Korrelation. Ein weiterer Unterschied ist sicherlich auch, dass es sich um unterschiedliche Gerätetypen handelt. Beides sind zwar Dreikomponenten-Breitbandstationen, besitzen jedoch unterschiedliche Eigenfrequenzen. Dieser Unterschied fällt zwar nicht so stark ins Gewicht, sollte aber erwähnt werden. Ergebnis dieses Versuches ist daher, dass bei Anwendung eines entsprechenden Filters, gewonnen aus einer Landstation und angewendet auf ein BB-OBS kein erkennbarer Vorteil bei der Identifikation von RF resultiert.

3.9 Synthetische Receiver-Functions

Ziel der Modellierung synthetischer Receiver-Functions soll es sein, zunächst das Verhalten eines einfallenden P Wellenfeldes auf eine Diskontinuität basierend auf einfachen Krustenmodellen zu demonstrieren. Es werden drei Bereiche modelliert. Zum einen wird ein Wellenfeld modelliert, das auf ein OBS trifft, welches sich auf einer Kruste befindet, deren Mächtigkeit von 5 km an einem ultralangsamem Rücken vermutet wird (Bown and White, 1994, Dick et al, 2003). Dazu wird eine Sedimentschicht von 1 km modelliert. Als zweites Modell wird eine durchschnittliche ozeanische Kruste mit 8 km verwendet, welche in dem hier vorliegenden Fall den Bereich zwischen dem Knipovichrücken und der Bäreninsel darstellen soll. Die Sedimentschicht hier hat eine Mächtigkeit von 2 km. Als drittes und letztes Modell wird eine Sedimentschicht von 3 km und eine Krustenmächtigkeit von 15 km angenommen (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007). Dieses Modell soll den Bereich des Bäreninselfächers modellieren. Das V_P/V_S -Verhältnis beträgt für Krustengestein 1.73 und für Sedimente 3. V_P im Krustengestein beträgt hier 7 km/s und für Sedimente 1.5 km/s. Der Mantel wird mit einer Dichte von $3.3 * 10^3 kg/m^3$ modelliert und wird als unendlich tief angenommen, da tiefe Mantelkonversionen hier nicht betrachtet werden sollen. Alle hier verwendeten Werte sind Annahmen, welche sich an Studien aus der Umgebung Knipovichrücken, Spitzbergen und der Barentssee orientieren (Ritzmann et al., 2002, 2004, 2007, Kalindarov et al., 2008, Bruvoll et al., 2009). Zur Modellierung wird ein Vorwärtsalgorithmus von Frederiksen (Frederiksen et al., 2000, 2003) verwendet. Der Algorithmus bietet die Möglichkeit, Wellenfelder zu simulieren, welche auf eine Diskontinuität treffen. Als freie Parameter stehen Mächtigkeit und Dichte der Schicht sowie die V_P und V_S Geschwindigkeit zur Verfügung. Außerdem kann angegeben werden, ob eine Schicht isotrop oder anisotrop ist. Es wird hier immer von isotropen Schichten ausgegangen. Des weiteren kann der Strahlparameter hier durch die sogenannte *Referenzslowness* von $6.4 \frac{s}{km}$ festgelegt werden.

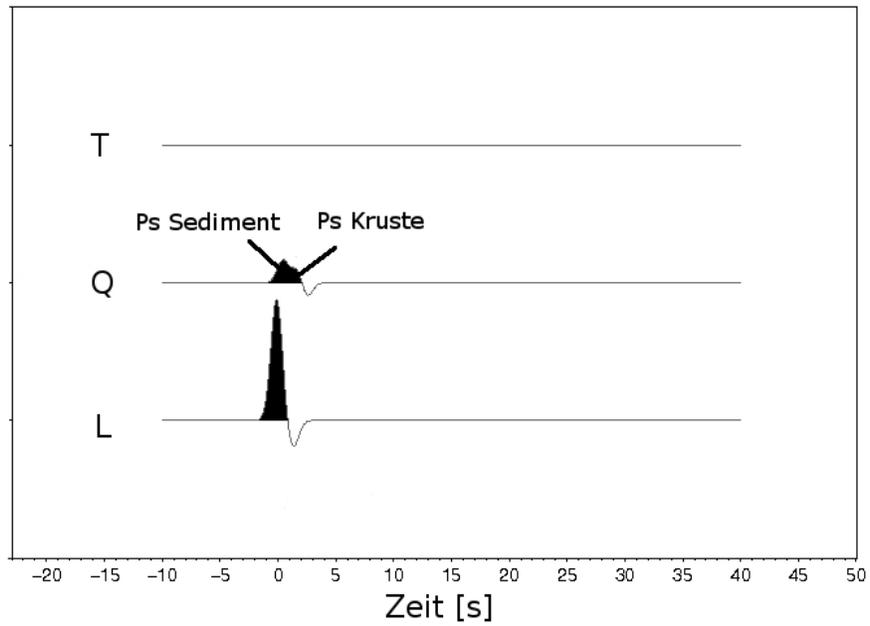


Abbildung 20: Synthetische Receiver-Function eines Krustenmodells mit einer Mächtigkeit von 5 km, V_P/V_S -Verhältnis = 1,73, $V_P = 7$ km/s . 1 km Sediment, V_P/V_S -Verhältnis = 3, $V_P = 2$ km/s.

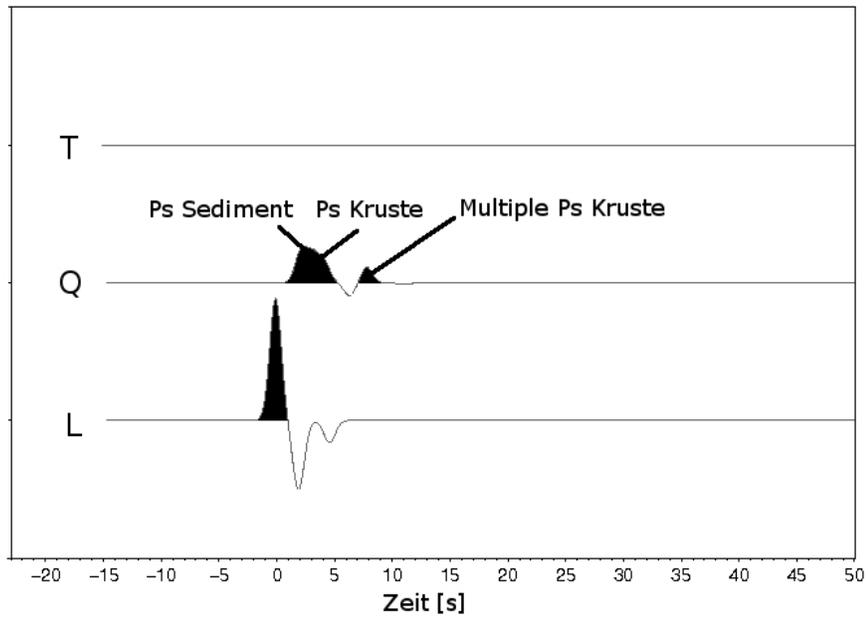


Abbildung 21: Synthetische Receiver-Function eines Krustenmodells mit einer Mächtigkeit von 8 km, V_P/V_S -Verhältnis = 1,73, $V_P = 7$ km/s. 2 km Sediment, V_P/V_S -Verhältnis = 3, $V_P = 2$ km/s.

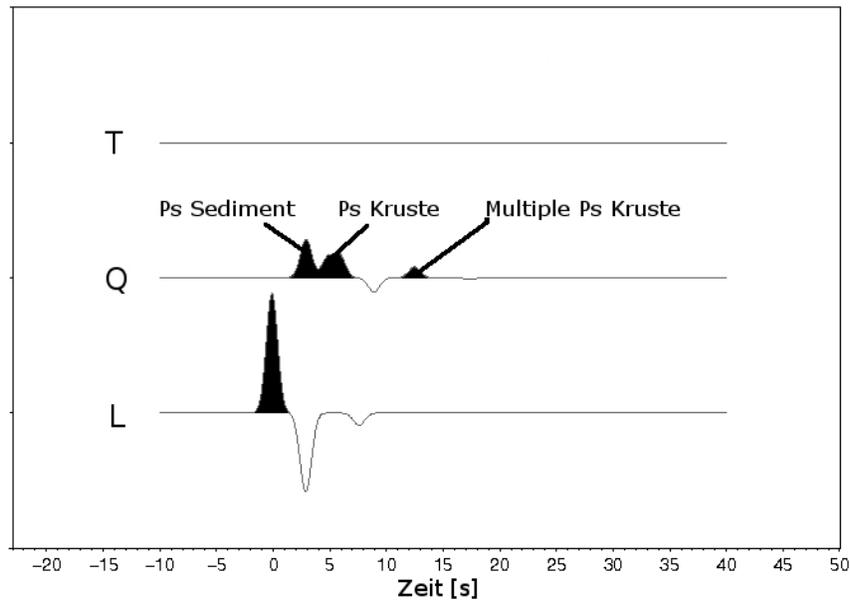


Abbildung 22: Synthetische Receiver-Funktion eines Krustenmodells mit einer Mächtigkeit von 15 km, V_P/V_S -Verhältnis = 1,73, $V_P = 7$ km/s . 2,5 km Sediment, V_P/V_S -Verhältnis = 3, $V_P = 2$ km/s.

Die drei Modelle in Abb. 20 bis 22 zeigen deutlich, dass die Ps Konversion der Kruste und die der Sedimente sehr nahe beieinander liegen. Im ersten Modell bei geringer Krustenmächtigkeit verschmieren diese sogar und eine eindeutige Trennung über die ganze Signalbreite ist hier nicht möglich. Zu Identifizieren sind beide Konversionen an ihrer Signalspitze. Die Sedimentkonversion in Abb. 20 kommt mit einer Verzögerung von 1 s, die Krustenkonversion 1,25 s nach dem primären Pp-Signal an. Das zweite Modell (Abb. 21) liefert eine Laufzeitdifferenz von 2,25 für die Sedimentkonversion und 2,3 s für die zweite Konversion. Das dritte Modell (Abb.22), welches den Schelfbereich modellieren soll, liefert Differenzlaufzeiten von 4,5 s für die Sedimentschicht und ein Krustensignal nach 5,73 s.

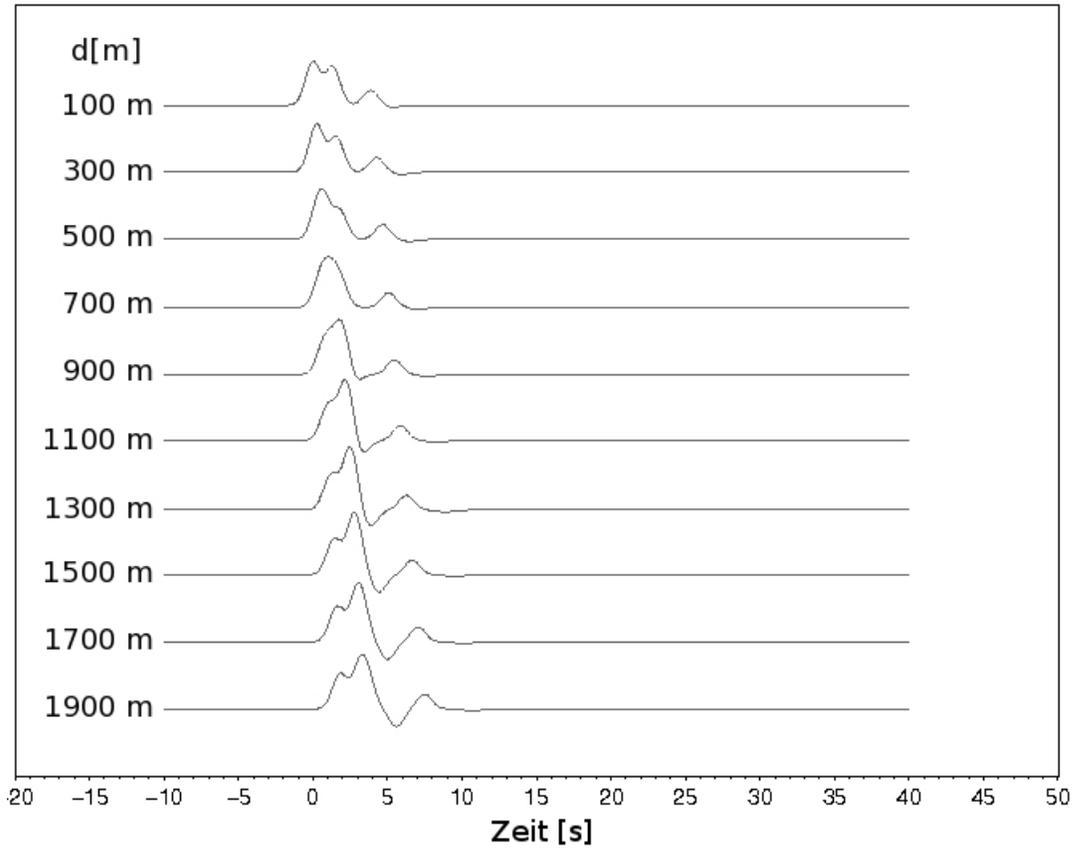


Abbildung 23: Synthetische Receiver-Functions einer durchschnittlichen ozeanischen Kruste (7.1 km) nach White et al. (1991) mit wachsender Sedimentmächtigkeit. Kruste: V_P/V_S -Verhältnis = 1.73, $V_P = 7$ km/s, Sediment: V_P/V_S -Verhältnis = 3, $V_P = 1.5$ km/s, Skalierung der Sedimentschicht in m)

Als letztes Modell sei hier in Abb. 23 der Einfluss einer wachsenden Sedimentschicht auf ein Krustensignal verdeutlicht. Hier ist deutlich zu erkennen, dass ab einer Sedimentmächtigkeit von 700 m das Sedimentsignal die Krustenantwort überdeckt.

3.10 Landstationen

Um die Unterschiede von Landdaten im Vergleich zu BB-OBS-Daten bei der Berechnung einer RF zu zeigen und ein vollständigeres Bild der Struktur der Lithosphäre um das Messgebiet herum zu erhalten, werden nun RF von drei Landstationen, welche um das Messgebiet liegen, vorgestellt und diskutiert. Als Datengrundlage dienen wieder teleseismische Ereignisse aus dem Zeitraum August 2007 bis August 2008. Desweiteren wird auch bei den Landstationen auf eine moveout-Korrektur und eine Migration verzichtet. Es sollen die Unterschiede verdeutlicht werden, welche das Berechnen von RF von Landstationsdaten erheblich erleichtert. Wie eingangs schon erwähnt, ermöglicht einem die Kenntnis der genauen Position und Orientierung der Station relativ zum Ereignis eine bessere Rotation des ZNE-Systems in das LQT-System zur Minimierung der Energie auf der T-Komponente. Außerdem hat die bessere Ankopplung der Station an den Untergrund ein deutlich besseres Signal-Rausch-Verhältnis zur Folge. Bei allen Landstationen wird zur Bestimmung des Faktors, mit dem die Laufzeit multipliziert wird, ein $\frac{V_P}{V_S}$ -Verhältnis von 1.73 gerechnet. Als Faktor zur Bestimmung der Konversionstiefe aus der Laufzeitdifferenz wird bei den Stationen BJO (Abb.24) und TRO (Abb.25) mit einem Wert von 8.3 gerechnet.

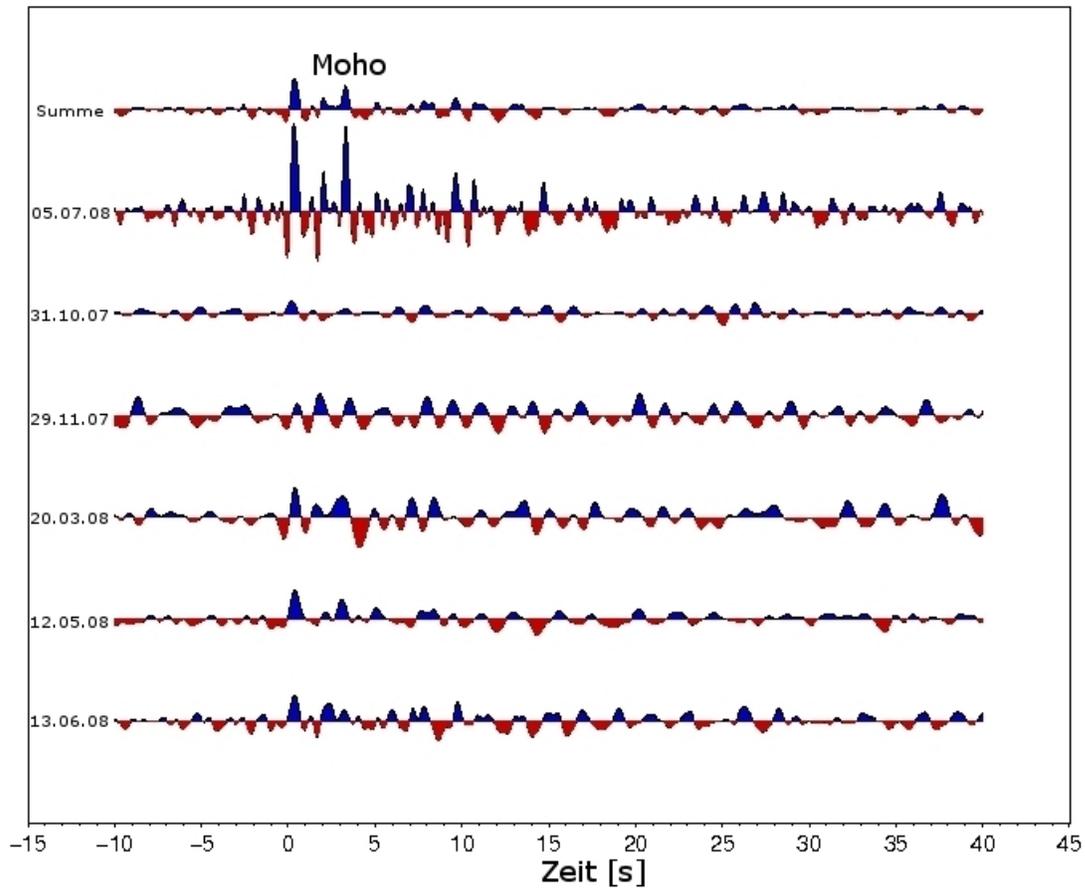


Abbildung 24: Receiver-Function der Landstation Bäreninsel (BJO) verschiedener Beben aus dem Messzeitraum August 2007 bis August 2008. Die einzelnen Receiver-Functions wurden geplottet und die Q-Komponente der einzelnen Ereignissen gestapelt. Die Daten wurden mit einem Bandpassfilter von 0.125 Hz bis 1 Hz gefiltert

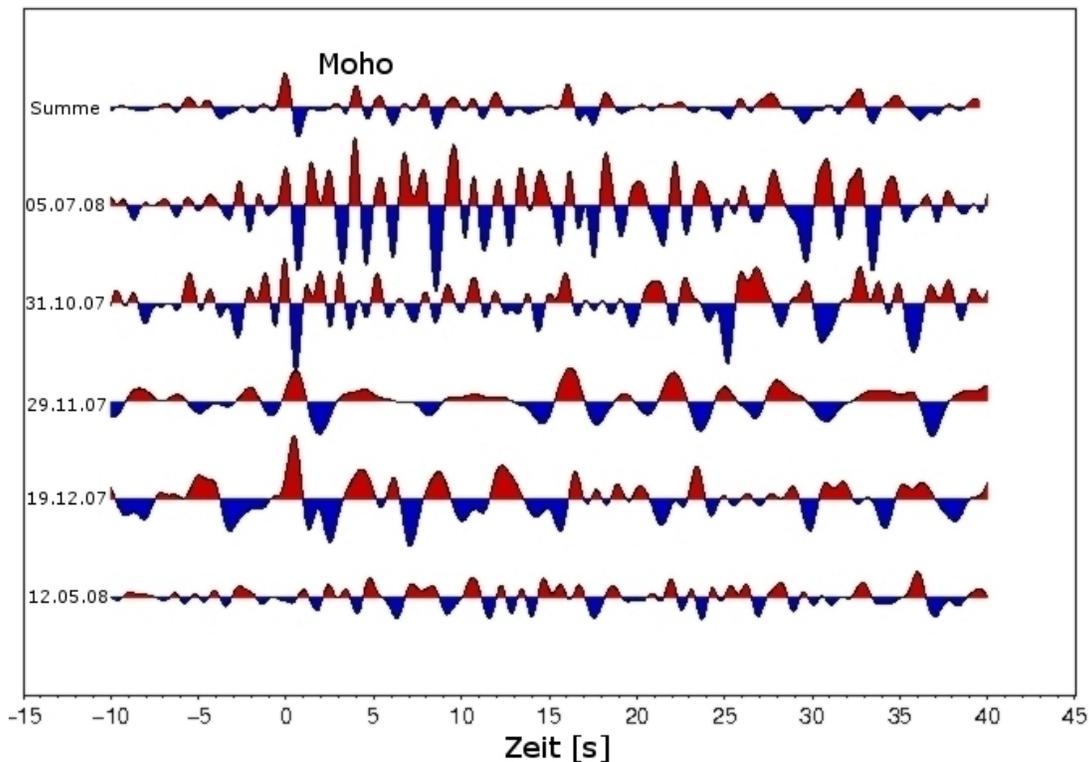


Abbildung 25: Receiver-Function der Landstation Tromsøe (TRO) verschiedener Beben aus dem Messzeitraum August 2007 bis August 2008.

Die Messung der Laufzeitdifferenz zwischen dem P-Wellenfeld, welches sich bei $t=0$ s befindet aber hier nicht abgebildet wird, und der Ps-Konversion wurde hier an der Summenspur durchgeführt. Als Faktor wird hier der Wert 8.3 zur Bestimmung der Konversionstiefe aus der Laufzeitdifferenz verwendet. Für die BJO (Abb. 20) ergibt sich eine Laufzeitdifferenz von 0.3 s für die erste Konversion und 3.3 s für die zweite. Dies entspricht einer Konversionstiefe von: $h_1=2.8$ km bzw von $h_2=27$ km für die Moho. Für die erste Konversion der Tromsøe-Station (Abb. 22) wurde eine Laufzeitdifferenz von 0.3 s ermittelt, was einer Konversionstiefe von 2.5 km entspricht. Das zweite Ps-Wellenfeld traf mit einer Verzögerung von 5.9 s aus einer Moho-Tiefe von 49 km an der Station ein.

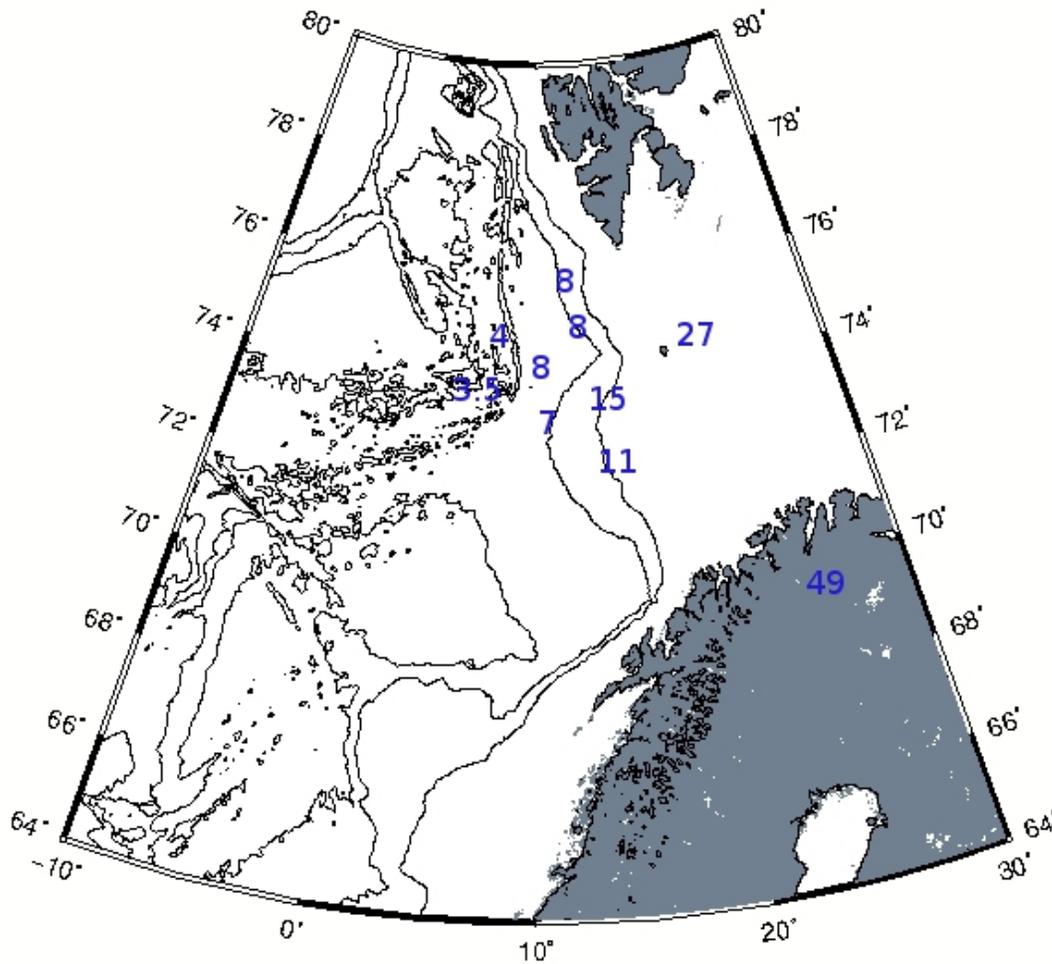


Abbildung 26: Übersicht über die aus der Receiver-Function Analyse ermittelten Krustenmächtigkeiten als 1-D Modell. Die Werte sind in km angegeben..

In Abbildung 26 sind nun die Krustenmächtigkeiten der BB-OBS und der beiden Landstationen als 1-D Modell dargestellt. Es ist zu sehen, dass die Kruste um den Knipovichrücken sehr dünn ist, und in Richtung der Bäreninsel an Mächtigkeit zunimmt. Die Ergebnisse der RF Analyse der BB-OBS können nun als punktuelle Randbedingung verwendet werden um die Krusteninformation in die Fläche zu extrapolieren.

4 Gravimetrie

Der Gravimetrieteil dieser Arbeit hat zum Ziel, ein 3-D Modell des Schwerefeldes im Messgebiet zu erzeugen. Dazu werden zuerst kurz die theoretischen Grundlagen erarbeitet und die Daten vorgestellt. Es werden die Freiluftanomalie, Bouguerkorrekturen für verschiedene Reduktionsdichten und eine Tiefenabschätzung der Diskontinuitäten aus einer Wellenzahlanalyse vorgestellt, welche dann beschrieben und diskutiert werden. Im Anschluss daran wird das vollständige 3-D Modell vorgestellt und diskutiert. Als Einheit wird hier, wie in der Gravimetrie üblich, mit mGal (Milligal) gearbeitet. Hierbei handelt es sich nicht um eine SI-Einheit, sie ist aber in den Geowissenschaften allgemein akzeptiert. 1 Gal entspricht dabei $0.01 \frac{m}{s^2}$. 1 mGal ist demnach $\frac{1}{1000}$ Gal. Die Einheit trägt den Namen zu Ehren des italienischen Universalgelehrten Galileo Galilei (1564 - 1642).

4.1 Theoretische Grundlagen und Datenbasis

Mit Hilfe eines Gravimeters werden Schwerefelddaten, Massenverlagerungen im Untergrund und Oberflächendehformationen registriert. Die Ursache für solche Anomalien können unterschiedlicher Natur sein (Abb. 27). Zum einen gibt es Schwerefeldvariationen. Die Effekte liegen in einem Bereich, der sich von einer Sekunde bis zu mehrere Jahren erstreckt. Geophysikalische Phänomene sind z. B. in Form von Erdschwingungen, Erdzeiten, langsame tektonische Prozesse oder hydrologischen Effekten zu beobachten.

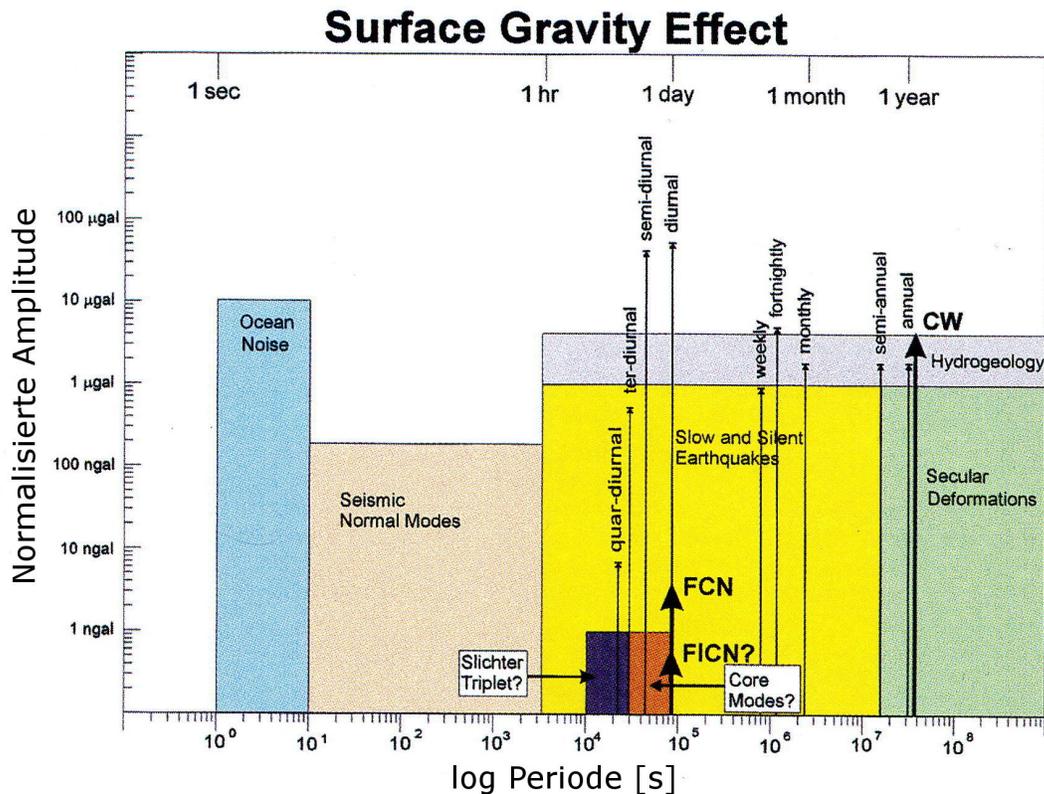


Abbildung 27: Ursachen für Schwerevariationen an der Oberfläche mit einer Periode größer 1 Sekunde. In dieser Graphik bedeuten die Abkürzung CW den sogenannten Chandler Wobble, FCN die freie Nutationsbewegung des Erdkerns und FICN die freie Nutation des inneren Erdkerns, modifiziert nach Cooley et al. (1990)

Informationen anderer Natur sind Schweredaten, welche aus Dichtevariationen im Untergrund entspringen. Gravitation, und damit Schwere ist eine der Masse eines Körpers inhärente Eigenschaft. Treten in einer Umgebung Dichtevariationen auf, können diese Variationen mit einem Gravimeter bis zu einer Genauigkeit von 0.001 Gal messen werden. Dabei ist zwischen Absolut- und Relativschweremessung zu unterscheiden. Bei einer absoluten Schweremessung wird die lokal am Ort der Messung herrschende Schwerebeschleunigung, z. B. durch ein Pendelgravimeter bestimmt. Hier wird die Fallbeschleunigung eines definierten Körpers gemessen. Diese Art der Messung kann ohne Kalibrierung auch außerhalb der Erde verwendet werden. Bei einer Relativmessung wird die Änderung der Schwere relativ zu einem definierten Absolutschwerpunkt gemessen. Relativgravimeter beruhen auf dem Prinzip der Newtonschen Federwaage. Dabei wird aber nicht die Änderung der Federlänge gemessen, sondern die Änderung kompensiert und gemessen, wie stark man kompensieren muss. Um dieses Prinzip zu realisieren, wurden astasierte Gravimeter entwickelt. Möchte man eine Schwereänderung im mGal Bereich registrieren, liefert dies eine Auslenkung im μm Bereich. Ein astasiertes Gravimeter ist so konstruiert, dass eine geringe Änderung der Schwerebeschleunigung eine große Auslenkung der Feder zur Folge hat. Bei einem LaCoste-Romberg-Gravimeter wird dies durch die schräge Aufhängung dieser Feder ermöglicht. Mit Hilfe einer verstellbaren Stellschraube wird das Gravimeter zum Ablesen des Wertes der Schwerebeschleunigung in die Nullposition gebracht. Mit Hilfe eines reflektierten Lichtstrahles kann die Nullposition dann sehr genau bestimmt werden. Um nun von gemessenen Rohdaten auf Dichtevariationen im Untergrund schliessen zu können, sind Korrekturen notwendig. Diese Korrekturen haben zum Ziel, alle Effekte, welche nicht der Anomalie im Untergrund entspringen, aus den Messdaten zu entfernen. Die Rechnung wird daher auch Schwerekorrektur genannt und das Ergebnis wird als Schwereanomalie bezeichnet.

Um aus gemessenen Rohdaten auf Schwereeffekte einer Dichtanomalie im Untergrund schließen zu können, müssen vorab Korrekturen durchgeführt werden, die hier kurz erläutert werden sollen.

- Gezeitenkorrektur δg_t
- Instrumentendrift δg_{ang}
- Topographische Korrektur δg_{top}
- Bouguer-Korrektur δg_{bpl}
- Niveauekorrektur δg_{niv}
- Normalschwerekorrektur Y_0
- Eötvöskorrektur g_E

Der Einfluss der Gezeiten auf die Erdschwere kann mittels des statischen Modells von Longmann (1995) abgeschätzt werden. Die Gezeitenkorrektur ist nötig, um jene Effekte zu entfernen, welche der Wechselwirkung des Systems Erde-Mond-Sonne unterliegen. Dabei verteilen sich die Anteile der Effekte zu 1/3 auf die Sonne und zu 2/3 auf den Mond. Nach Kertz (1969) nehmen die Gezeitenkräfte Maximalamplituden von ± 0.15 mGal an. Der Einfluss der Gezeiten hat auf die Schwere auf offener See nur einen geringen Einfluss. Die Oszillation der Wassersäule beträgt kaum mehr als 1 m und der daraus resultierende Faktor liegt bei unter 0.3 mGal. Gezeitenvariationen der festen Erde haben auch einen Einfluss der maximal 0.3 mGal beträgt (Lindner et al. 1984, Torge, 1989, Jones, 1999). Diese Variationen spielen vor allem bei Messungen auf dem Meeresboden eine wichtige Rolle (Hildebrande et al., 1990). Eine Variable Wasserschicht zieht ebenfalls eine Änderung der Schwere in Folge der Deformation der festen Erde nach sich, welche aber mit Werten kleiner 0.02 mGal vernachlässigt werden können (Jones, 1999). Die Instrumentendrift ist ein rein instrumenteller Effekt, welcher durch Alterungsprozesse des Gerätes und Temperatureinflüsse entsteht. Dieser kann durch eine

Basispunktmessung entfernt werden. Diese Korrektur wird üblicherweise nach der Gezeitenkorrektur vorgenommen. Bei der Topographischen Korrektur werden alle offensichtlich geländespezifischen Besonderheiten wie Berge oder Täler in Schwerkereffekte bezogen auf ein Referenzniveau umgerechnet und dann subtrahiert. Bei der Bouguerkorrektur (BK) wird die Schwerkere Wirkung einer Massenausdehnung, einer sogenannten Bouguerplatte zwischen dem Beobachtungspunkt und dem Bezugsniveau simuliert. Dabei wird angenommen, dass diese Platte von homogener Dichte und unendlicher lateraler Ausdehnung ist. Die Formel dafür lautet (Torge, 1989):

$$\delta g_{bpl} = 2\pi G\rho d \quad (4.1)$$

G definiert hier die Gravitationskonstante ($6.67 \cdot 10^{-11} \text{kg}^{-1} \text{m}^3 \text{s}^{-2}$), ρ die Dichte der Massenausdehnung und d deren Mächtigkeit. Es gibt verschiedene Möglichkeiten und Typen, eine Schwereanomalie zu berechnen. Die gängigste ist die Bougueranomalie (BA), welche nach dem französischen Geodäten P. Bouguer benannt wurde. Sie ist definiert als:

$$\delta g_{BA} = g_{gem} - \delta g_{niv} - \delta g_{bpl} + \delta g_{top} - Y_0 \quad (4.2)$$

Hier ist mit g_{gem} die am Ort gemessene Schwere gemeint. Diese BA enthält neben der Normalschwere nur noch die Anteile, welche der lokalen Dichteanomalie entspringen. Nach Reduktion der Normalschwere, die definiert ist über (Torge, 1989):

$$Y_0 = Y_e(1 + \beta \sin^2(\phi) - \beta_1 \sin^2(2\phi)) \quad (4.3)$$

liegen die Messdaten in Form der BA vor. Hierbei definiert Y_e die Schwerebe-

schleunigung am Äquator (9.780327 ms^{-2}), ϕ die geographische Breite, $\beta = (Y_p - Y_e)/Y_e = 5.32024 * 10^{-3}$, $\beta_1 = -1/8 * f^2 + 5/8 * f * m = 5.8 * 10^{-6}$, f die Erdadplattung mit einem Wert von $1/298.257$ und letztendlich m als Verhältnis der Zentrifugalbeschleunigung zur Schwerebeschleunigung am Äquator. Eine weitere verbreitete Darstellung der Schwere ist die Freiluftanomalie (FA). Sie spiegelt sowohl die Dichteverteilung im Untergrund, als auch die Topographie des Meeresbodens wieder. Sie ergibt sich daraus, dass in der BA sowohl die topographische Korrektur als auch die BK unterlassen werden. Damit ist sie definiert als:

$$\delta g_{FA} = g_{gem} - \delta g_{niv} - Y_0 \quad (4.4)$$

Wird die Schwere von einem Schiff aus gemessen, wird dies auf der Wasseroberfläche durchgeführt. Streng genommen würde sich daraus die Identität von BA und FA ergeben, da sich die Meßhöhe bereits auf Bezugsniveau befindet. Da aber in der normalen BK mit Krustendichten gerechnet wird, welche sich deutlich von denen des Wassers unterscheiden, kann unter Verwendung der Dichte $\rho_w = 1.03 * 1013 \text{ kg/m}^3$ und Mächtigkeit der Wassersäule dennoch eine Art Korrektur durchgeführt werden. Die Formel dafür lautet dann:

$$\delta g_{bpl} = 2\pi G(\rho - \rho_w)d \quad (4.5)$$

Als nächste Korrektur sei hier die Niveaurektur beschrieben. Hier bei wird die Höhenabhängigkeit der Normalschwere Y berücksichtigt. Die Formel dafür lautet:

$$\delta g_{niv} = \frac{\delta g}{\delta h}(H_S - H_B) \quad (4.6)$$

Dabei ist $\frac{\delta g}{\delta h} \approx -0.3086 \text{ mGal/m}$ (Normaler Vertikalgradient der Schwere), H_S ist

die Stationshöhe in m und H_B die Bezugshöhe in m. Bei Schiffs- und Flugzeugmessungen muss der Effekt berücksichtigt werden, welcher der Relativbewegung der Messstation und den damit auftretenden Beschleunigungen zu Grunde liegt. Diese Eötvöskorrektur hat nach Eötvös (1919) die Form:

$$\delta g_E = 7.5v \cos \beta \sin \alpha + 0.004v^2 \quad (4.7)$$

Der Korrekturwert nach Dehlinger (1978) ist in mGal anzugeben und abhängig von der Geschwindigkeit v (in $\frac{km}{h}$) des Trägers (Schiff, Flugzeug), von der geographischen Breite β und vom Kurs α (Nordkurs: $\alpha = 0$). Durch GPS-gestützte Navigation konnte die Seegravimetrie erheblich verbessert werden und erreicht heute eine Genauigkeit von 0.1 mGal bis 1 mGal, abhängig vom Seegang.

Die Daten wurden dem *ARCTIC-GRAVITY-PROJECT* entnommen. Das Arctic Gravity Project (ArcGP) ist ein Zusammenschluss internationaler Forschergruppen und Institute um eine zentrale Datenbank über Gravimetriedaten der Arktis nördlich von 64° öffentlich zugänglich zu machen. Das Hauptaugenmerk der ArcGp ist die Zusammenstellung aktueller Freiluft- und Bougueranomaliegitter. Dabei werden sowohl Schiffs- als auch Flugzeugdaten zu einem Datensatz zusammengeführt. Weiterführende Information dazu können Forsberg et. al (2000) oder der Homepage des ArcGP entnommen werden. Alle aus dem ArcGP entnommenen Daten sind bereits korrigiert und liegen als FA vor. Sie können daher ohne weitere Bearbeitung zur Interpretation verwendet werden. Die Darstellung der FA sowie der BA erfolgen durch das Programm GMT.

4.2 Freiluftanomalie

Zuerst erfolgt die Darstellung der beobachteten Freiluftanomalie (FA) des Messgebietes aus den Daten des ArcGP. Diese Daten dienen zum einen als Grundlage für die Wellenzahlanalyse, die Bouguerreduktion und zum anderen zur späteren Modellierung.

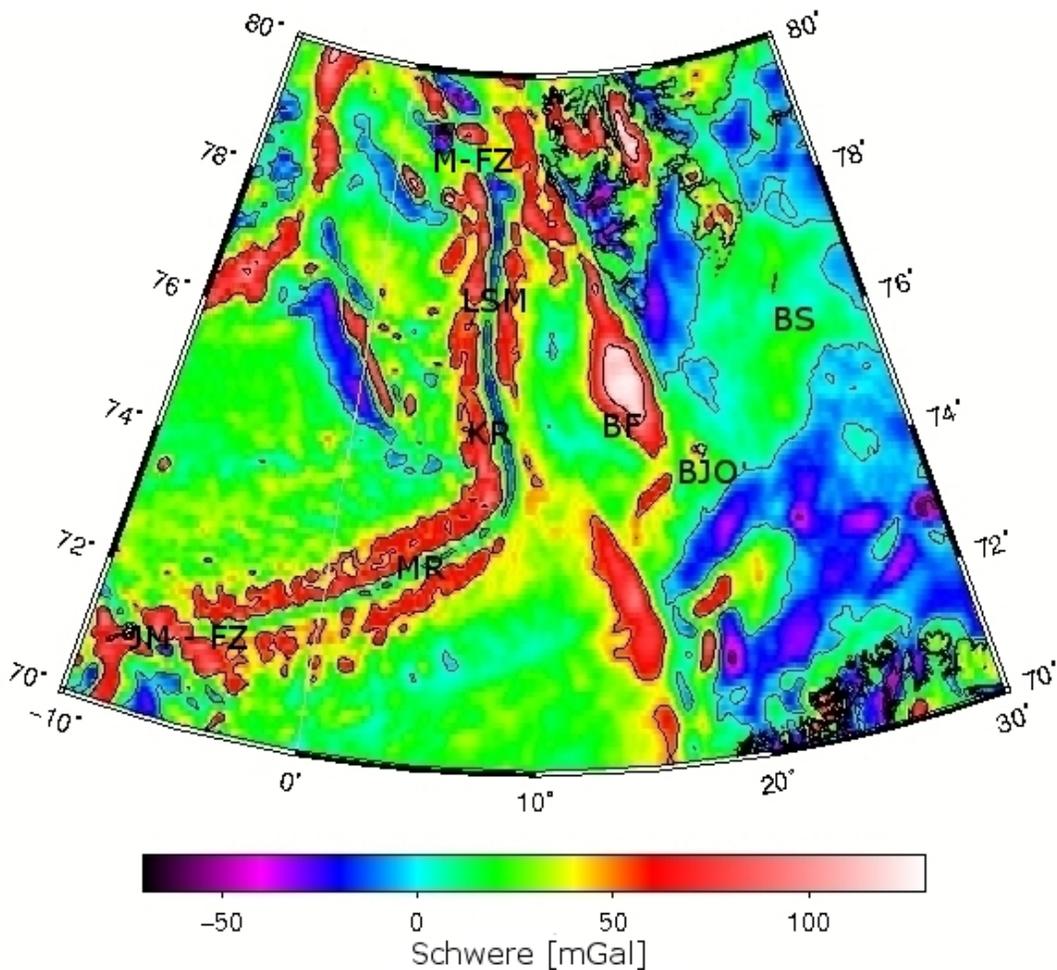


Abbildung 28: Freiluftanomalie des Messgebietes von 10°W bis 30°E Länge und 70°N bis 80°N nördlicher Breite. Dargestellt ist die Freiluftanomalie in einem Bereich von -100 bis 150 mGal, Auflösung 5 x 5 Bogenminuten. Der Isolinienabstand beträgt 50 mGal. Abkürzungen in dieser und folgenden Abbildungen: (KR) Knipovichrücken, (BJO) Bäreninsel, (BF) Bäreninselfächer, (BS) Barentsee, (MR) Mohnrücken, (LSM) Logachev Seeberg, (JMFZ) Jan Mayen Bruchzone (MFZ) Molloy Bruchzone.

In Abbildung 28 ist die beobachtete FA der betrachteten Region um den Knipovichrücken (KR) abgebildet. Beschrieben werden hier nur der KR und die östlich davon liegenden Strukturen, wie dem Bäreninselfächer (BF), der Bäreninsel BJO und Teile der westlichen Barentssee (BS). Die Anomalien erstrecken sich über einen Bereich von -100 mGal bis 150 mGal. Die mittlere Tiefe des KR Rifttals beträgt 3500 m und hat eine mittlere Breite von 14 km. Die Riftstruktur des KR und des Mohnrückens (MR) südlich davon in der Mitte der Karte treten deutlich hervor. Der KR verläuft von Norden nach Süden sehr asymmetrisch. Der Rücken weist von Norden mit 35° gegen die Rückenachse nach Süden mit 49° eine schräge Spreizung auf. Es sind deutlich mehrerer Segmente entlang der Rückenachse, welche von positiven Werten mit bis zu 25 mGal zu negativen Werten von -20 mGal wechseln, zu erkennen. Diese Segmente haben eine Länge von ca. 100 km. Tendenziell ist der Tiefseerücken als leichte Negativanomalie zu identifizieren. Bei 76° N liegt, inmitten des Rifttals, mit einem Relief von 1500 m der Logachev Seeberg (LSM). Hier liegt die FA bei einem Wert von 0 mGal. Die FA der westlichen Flanke des KR liegt in einem Bereich von 60 mGal verläuft über die ganze Länge des Rückens mit gleichmäßiger Anomaliestärke. Die FA der östlichen Flanke ist dagegen unregelmässig. Im nördlichen Teil des KR nimmt die FA Werte von 60 mGal an, wird in südlicher Richtung zwischen 74° N und 75° N mit 20 mGal deutlich geringer. Entlang der Achse des MR ist die Segmentierung weniger ausgeprägt als am KR. Die FA liegt hier in einem Bereich von 25 mGal und die Segmente sind auch deutlich kleinräumiger. Auch ist die FA entlang der Rückenflanken deutlich symmetrischer und endet zwischen 72° N und 74° N in der JM-FZ und hat dort Werte zwischen 70 mGal im Rifttal und 100 mGal an den Flanken. Das Ende des KR in nördlicher Richtung ist bei 78° N die M-FZ, welche mit -50 mGal deutlich im negativen Bereich liegt. Die gesamte BS besitzt eine homogene FA mit Anomalien im Bereich von -20 mGal in der nördlichen BS bis 20 mGal im südlichen Teil. Zwischen 74° N und 75° N tritt die Bäreninsel (Abb. 24, BJO) mit einer deutlich positiven Anomalie von 50 mGal aus der BS

hervor. Das größte Minimum nimmt die FA in der südlichen BS zwischen 70° N und 74° N mit bis zu -60 mGal an.

4.3 Wellenzahlanalyse

Die Wellenzahlanalyse ist ein Verfahren zur Abschätzung der Tiefe von Grenzschichten im Untergrund. Dabei wird ausgenutzt, dass das Spektrum einer durch einen Quellkörper hervorgerufene Potentialfeldanomalie an der Erdoberfläche gegenüber dem Spektrum dieser Anomalie am Ort der Anomalie zu tieferen Frequenzen hin verschoben ist. Hierbei ist zu beachten, dass die Energie des Spektrums zu höheren Frequenzen abnimmt. Bedient man sich nun einer Feldfortsetzung des an der Oberfläche gemessenen Feldes, und führt diese so weit, bis sich nach unten im Spektrum kein Hochfrequenzabfall mehr zeigt, so ist die Tiefe der Anomalie erreicht und das Spektrum enthält dann nur noch numerisches Rauschen. Als Grundlage zur Spektralberechnung dient hier wieder die Freiluftanomalie aus dem ArcGP um die mittlere Tiefe einer Grenze zweier horizontaler Schichten, die sich in ihrer Dichte deutlich unterscheiden müssen, zu ermitteln. Ursprünglich wurde diese Methode zur Bearbeitung magnetischer Daten entwickelt (Spector und Grant, 1970), sie erlaubt aber auch eine Anwendung auf gravimetrische Daten (Karner und Watts, 1983). Dies soll im folgenden hergeleitet werden.

Wie oben bereits erwähnt, sei vorausgesetzt, dass ein signifikanter Dichteunterschied $\Delta\rho$ zwischen den Schichten bestehen muss, sowie ein in der mittleren Tiefe d lateral variierendes Relief $t(x)$ existiert. Dann erfolgt die Ermittlung der Schwerewirkung $\gamma(x)$ über eine Fouriertransformation in den Wellenzahlraum $\Gamma(k)$ und $T(k)$. Betrachtet man die Schwerewirkung eines Dichtekontrastes an der Erdoberfläche ($d=0$), so hat diese die Form:

$$\Gamma(k) = 2\pi G \Delta\rho e^{-kd} T(k) \quad (4.8)$$

In dieser Formel bezeichnet G die universelle Gravitationskonstante und k die Wellenzahl. $\Delta\rho$ entspricht der Dichtedifferenz der beiden Schichten. Hier bewirkt der Faktor e^{-kd} eine Höhenfortsetzung der Schwerewirkung vom Ort der Grenzschicht an die Oberfläche. Die Formel beschreibt also das zweidimensionale Wellenzahlspektrum einer gravimetrischen Anomalie. Zur Bestimmung des Energiespektrums wird $\Gamma(k)$ quadriert und geht in die Form:

$$|\Gamma(k)|^2 = 4\pi^2 G^2 \Delta\rho^2 e^{-2kd} |T(k)|^2 \quad (4.9)$$

über. Diese Gleichung beschreibt somit die Schwerewirkung einer einzelnen Grenzschicht. Sollen, ausgehend von dieser Gleichung, die Energiespektren numerisch bestimmt werden, geht dies mittels eines statistischen Ansatzes (Karner und Watts, 1983), bei dem angenommen wird, dass es sich bei einer Grenzschicht im Untergrund um eine Ansammlung von Quellkörpern handelt, die sich über einen Bereich $d \pm \Delta d$ verteilen. Damit ergibt sich das Energiespektrum dieser Ansammlung als mittleres Spektrum:

$$\langle |\Gamma(k)|^2 \rangle = 4\pi^2 G^2 \langle \Delta\rho^2 \rangle \langle e^{-2kd} \rangle \langle |T(k)|^2 \rangle \quad (4.10)$$

Die e-Funktion kann in dieser Gleichung auch in der Form:

$$\langle e^{-2kd} \rangle = \frac{\sinh(2kd\Delta d)}{k} e^{-2k\bar{d}} \quad (4.11)$$

dargestellt werden. Dabei bezeichnet \bar{d} die mittlere Tiefe der Störkörperansammlung im Tiefenbereich $d \pm \Delta d$. Diese Gleichung kann durch logarithmieren quasi-linearisiert werden und erhält die Form:

$$\ln [\langle e^{-2kd} \rangle] = -2k\bar{d} + \ln \left[\frac{\sinh(2k\Delta d)}{k} \right] \quad (4.12)$$

Beschränkt man sich nun auf einen Tiefenbereich Δd , der sich nur über einen Bereich von $0.5\bar{d}$ erstreckt, wird der quasilineare Zusammenhang erkennbar (Spector und Grant, 1970). Wird nun der Logarithmus des Energiespektrums gegen die Wellenzahl k aufgetragen, kann aus einer Regressionsgeraden die mittlere Tiefenlage abgeschätzt werden.

$$\bar{d} = -\frac{m}{2} \quad (4.13)$$

Diese Herleitung hat als Grundvoraussetzung, dass es sich um eine einzelne Grenze zwischen zwei Schichten handelt. Cianciara und Marcak (1976) konnten jedoch zeigen, dass sich das Energiespektrum für mehrere Schichten aus unterschiedlichen linearen Segmenten zusammensetzt, die getrennt von einander betrachtet werden können. Für jedes Einzelsegment erhält man eine Steigung, die der entsprechenden Tiefenlage einer Grenzfläche zuzuordnen ist. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass Schichten aus unterschiedlichen Tiefen unterschiedliche Anteile am Frequenzband im Energiespektrum haben. Tieferliegende Schichten dominieren den tieffrequenten Anteil, während oberflächennahe Schichten im kurzwelligen Bereich auftreten. Dies liegt darin begründet, dass der dominierende Faktor für die Abnahme der Amplitude im Spektrum mit steigender Wellenzahl eben die Tiefe der Grenzfläche ist. Somit kann aus der Steigung einer jeden einzelnen Geraden die mittlere Tiefe der jeweiligen Schicht abgeschätzt werden.

4.4 Auflösungsvermögen der Wellenzahlanalyse

Wie zu Anfangs bei den RF, sind auch bei der Wellenzahlanalyse verfahrensspezifische Grenzen zu beachten. Bei diesem Verfahren werden die Energiespektren

innerhalb eines räumlich begrenzten Fensters bestimmt. Durch Verwendung einer zweidimensionalen Fouriertransformation ist es möglich, deutlich mehr Informationen zur Tiefenabschätzung zu verarbeiten, als dies bei einer Transformation entlang eines Profils möglich wäre. Diese Energiespektren werden dann durch eine Reduktion aus ihrer zweidimensionalen Form auf eine eindimensionale Darstellung unterzogen. Hier wird die Wellenzahl k aus kartesischen Koordinaten in Polarform (r, Θ) mit $E(k_r, \Theta)$ transformiert (Buttkus, 1991). Desweiteren führt eine Integration über die azimuthale Koordinate $\Theta = \arctan(\frac{k_x}{k_y})$ zu einer Mittelung in der Wellenzahlebene und wird als radial gemittelttes Energiespektrum $E(k_r)$ in Abhängigkeit der radialen Wellenzahl $\sqrt{k_r = (k_x^2 + k_y^2)}$ in folgender Form dargestellt:

$$\tilde{E}(k_r) = \frac{1}{2\pi} \int E(k_r, \Theta) d\Theta \quad (4.14)$$

Dabei ist zu beachten, dass das Abtastfenster verschiedenen Kriterien unterliegt. Zum einen sollte vorher sichergestellt werden, dass sich die Geologie innerhalb des Abtastfensters nur geringfügig ändert. Eine zu heterogene Geologie innerhalb des Fensters würde zu einem gewichteten Mittel des Tiefenwertes in dieser Region führen, der dann gemäß der flächenmäßigen Ausdehnung zum Spektrum beitragen würde und nicht mehr als Grenzsicht zu interpretieren ist. Im Spektrum treten verschiedene geologische Strukturen nicht als klare Übergänge auf, sondern als geglätteter Übergang zwischen den einzelnen Segmenten, deren Steigung ja gerade der Tiefe der jeweiligen Struktur entspricht. Dies ermöglicht auch ohne geologische Vorkenntnisse, einzig durch die Freiluftanomalie, die Lage des Abtastfensters festzulegen. Die Größe des verwendeten Fensters bestimmt, bis zu welcher Tiefe eine Struktur betrachtet werden kann. Die zuvor genannte Forderung nach einer homogenen Geologie impliziert ein eher kleines Fenster. Dies wiederum führt dazu, dass tieferliegende Strukturen nicht mehr erreicht werden, da sie, wie oben

bereits erläutert, ihren Anteil im langwelligen Bereich des Spektrums haben. Nach Reagan und Hinze (1976) sollte das verwendete Fenster eine Mindestgröße haben, welche dem sechsfachen der Quelltiefe der Störung entspricht. Nach Ciancara und Marcek (1976) beträgt bei der Wellenzahlanalyse die kleinste auflösbare Quelltiefe:

$$\bar{d}_{min} = 0.4\delta x \quad (4.15)$$

Dabei ist δx das Abtastintervall, mit dem die Freiluftanomalie abgetastet wurde. In dieser Studie wurde ein Abtastintervall von 500 m verwendet. Damit ergibt sich nach Gleichung 4.15 eine kleinste auflösbare Quelltiefe von 200 m. Die Methode ist zum einen dadurch begrenzt, dass eine Tiefenbestimmung nicht vom Dichtekontrast $\delta\rho$ abhängig ist. Unterschiedliche Dichtekontraste manifestieren sich lediglich in einer konstanten Verschiebung des Gesamtspektrums, nicht aber in der Steigung der Regressionsgeraden und hat somit keinen weiteren Einfluss auf die Tiefenabschätzung. Ein wirklicher Nachteil besteht darin, dass Grenzschichten mit geringer oder keiner Topographie auch mit großem Dichtekontrast nicht aufgelöst werden können. Wird ein System mit ebener Fläche ohne Topographie betrachtet, stellt sich dies im Spektrum als Deltafunktion um den Nullpunkt dar.

4.5 Ergebnisse

Es wurden Wellenzahlanalysen aus drei Bereichen im Messgebiet durchgeführt. Es wurde eine Analyse direkt über dem Knipovichrücken (KR), in der Tiefsee zwischen dem KR und der Bäreninsel BJO und in der Nähe der Ozean-Kontinent-Transitzone (OCT) am Bäreninselfächer (BF) durchgeführt.

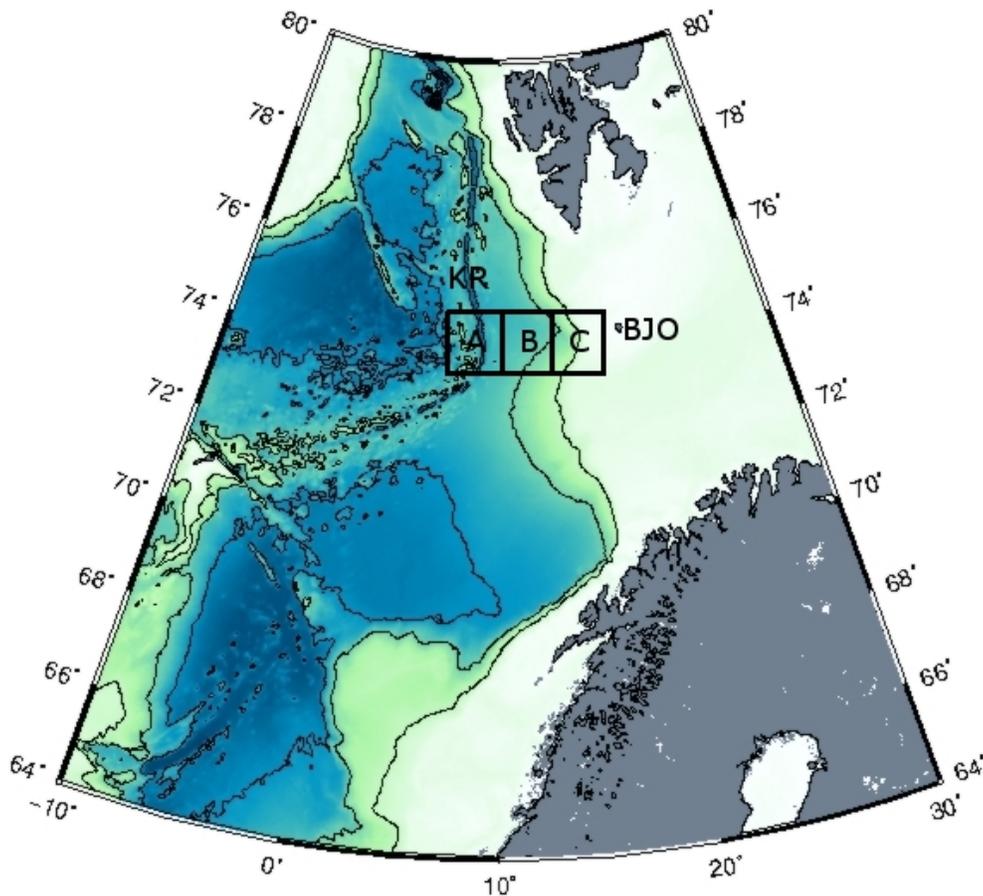


Abbildung 29: Darstellung der Bereiche in dem eine Wellenzahlanalyse der beobachteten Freiluftanomalie vorgenommen wurde. A = Analyse am Knipovichrücken, Fenstergröße 100 km x 100 km, B = Analyse Tiefseebecken, Fenstergröße 100 km x 100 km, C = Analyse Bäreninselfächer, Fenstergröße 160 km x 160 km, BJO = Bäreninsel, KR = Knipovichrücken

In Abbildung 29 sind die drei Bereiche eingezeichnet, in welcher eine Wellenzahl-

analyse vorgenommen worden ist. Für den Rücken, sowie für den Tiefseebereich wurde eine Störkörpertiefe von maximal 16 km angenommen. Aus der RF Analyse können die bestimmten Mohotiefen als Randbedingung verwendet werden. Hier wird aber ein etwas größeres Fenster verwendet, um eventuelle tiefere Strukturen auflösen zu können. Das verwendete Fenster hat also hier eine Breite von 100x100 km. Eine zu große odere kleine Fensterwahl führte zu einer Verschmierung des Spektrums und damit zu einem nicht geologisch nicht sinnvoll interpretierbaren Ergebnis. An der OCT, also am Bäreninselfächer wird mit einer Fensterbreite von 160 km x 160 km gerechnet, da sowohl mächtigere Sedimente, als auch eine dickere Kruste an der Übergangszone (OCT) vermutet wird (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007). Es werden zu erst alle 3 Spektren vorgestellt und beschrieben. Im Anschluss erfolgt die Angabe der sich aus den Steigungen der Regressionsgeraden ergebenden Störkörpertiefen.

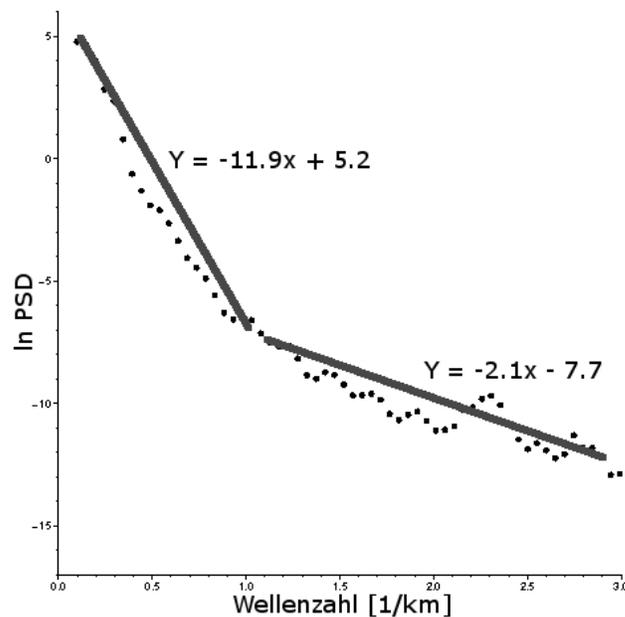


Abbildung 30: Wellenzahlanalyse am Knipovichrücken (KR), Fenstergöße 100 km x 100 km.

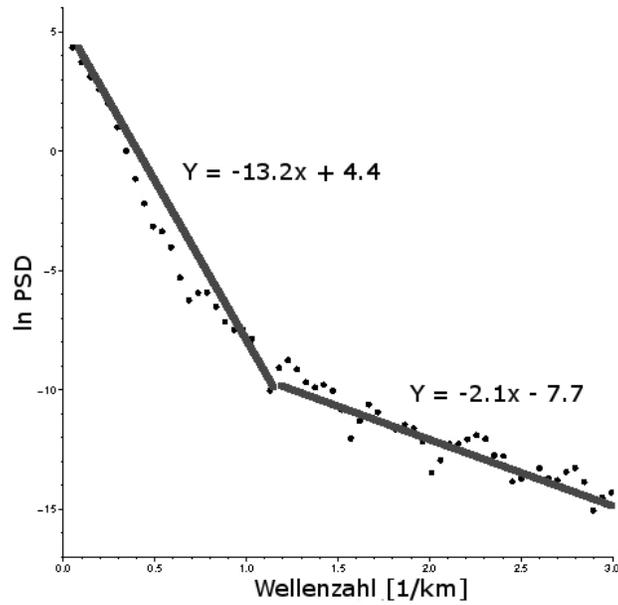


Abbildung 31: Wellenzahlanalyse im Tiefseebecken der Norwegen-Grönlandsee zwischen Knipovichrücken und Bäreninsel, Fenstergröße 100 km x 100 km.

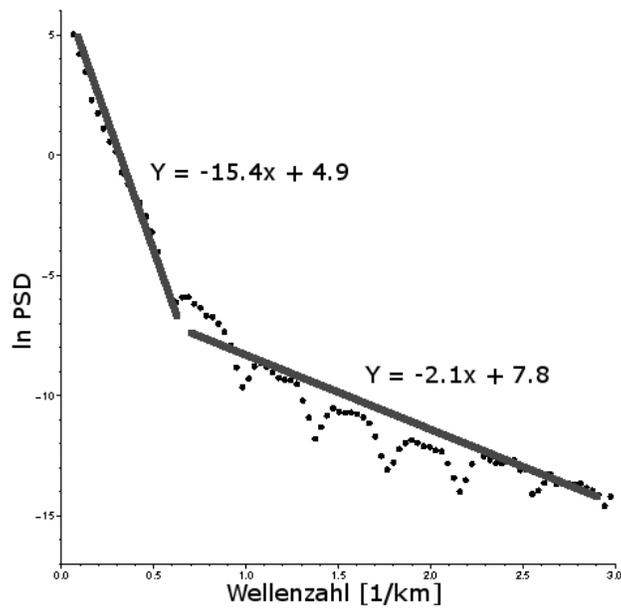


Abbildung 32: Wellenzahlanalyse am Bäreninselfächer (BF), Fenstergröße 160 km x 160 km.

Die Abbildungen 30 bis 32 zeigen die Spektren der Wellenzahlanalyse. Abbildung 30 zeigt das Spektrum vom KR, Abb. 31 aus der Tiefsee des Norwegenbeckens und Abb. 32 stellt das Spektrum am BF dar. Die Daten haben einen Dynamikumfang von -75 mGal bis 150 mGal. In allen drei Abbildungen ist die Wellenzahl gegen den Logarithmus des Powerspektrums aufgetragen. Es konnten in allen drei Abbildungen zwei lineare Segmente unterschiedlicher Steigung identifiziert werden. Neben den jeweiligen Segmenten wird die Geradengleichung angegeben, welche sich aus der numerischen Regression ergeben. Zwei Segmente deuten darauf hin, dass zwei Diskontinuitäten im Untergrund erfasst werden können. Aus der Steigung dieser linearen Segmente kann nun auf die Tiefe der Diskontinuität geschlossen werden. Für das Spektrum um den KR in Abb. 30 ergibt die lineare Regression eine Tiefe von 6 km für die erste Diskontinuität und 1 km für das zweite Segment. Das Profil westlich des KR zwischen dem Rifftal des KR und der Bäreninsel liefert in Abb. 31 zwei Geraden mit den Steigungen -13.2 und -2.1 und damit Tiefen von 6.6 km und 1.05 km. Die Spektralanalyse in Abb. 32 am Bäreninselfächer ergibt ebenfalls zwei Geraden den jeweiligen Steigungen -15.4 und -2.1. Daraus ergeben sich Tiefenlagen der Diskontinuitäten von 7.7 km und 1.05 km. Der erste Wert aus den Analysen am Knipovichrücken und zwischen KR und der Bäreninsel können nun zur 3-D Modellierung als Randbedingung verwendet werden, da sich diese mit Ergebnissen aus anderen geophysikalischen Methoden und der vorangegangenen RF Analyse decken. Das Resultat am Bäreninselfächer deckt sich nicht mit der RF Analyse und wird nicht weiter verwendet. Der zweite Wert aller drei Profile wird nicht zur 3-D Modellierung verwendet.

4.6 Bouguerkorrektur und Bougueranomalie

Hier wird die zuvor vorgestellte Freiluftanomalie des Messgebietes einer Bouguerkorrektur unterzogen. Es werden verschiedene Reduktionsdichten zur Korrektur gerechnet um zu zeigen, welche Strukturen bei welcher Reduktionsdichte zu erkennen sind, bzw. welche Strukturen verschwinden. Die Berechnung der Bouguerkorrekturen basiert auf Wassertiefen, die dem INTERNATIONAL BATHYMETRIC CHART OF THE ARCTIC OCEAN (IBCAO) entnommen wurden (Jakobssen et al., 2000). Die Bougueranomalie (BA) wurde von -10° bis 30° E und 70° bis 80° N berechnet.

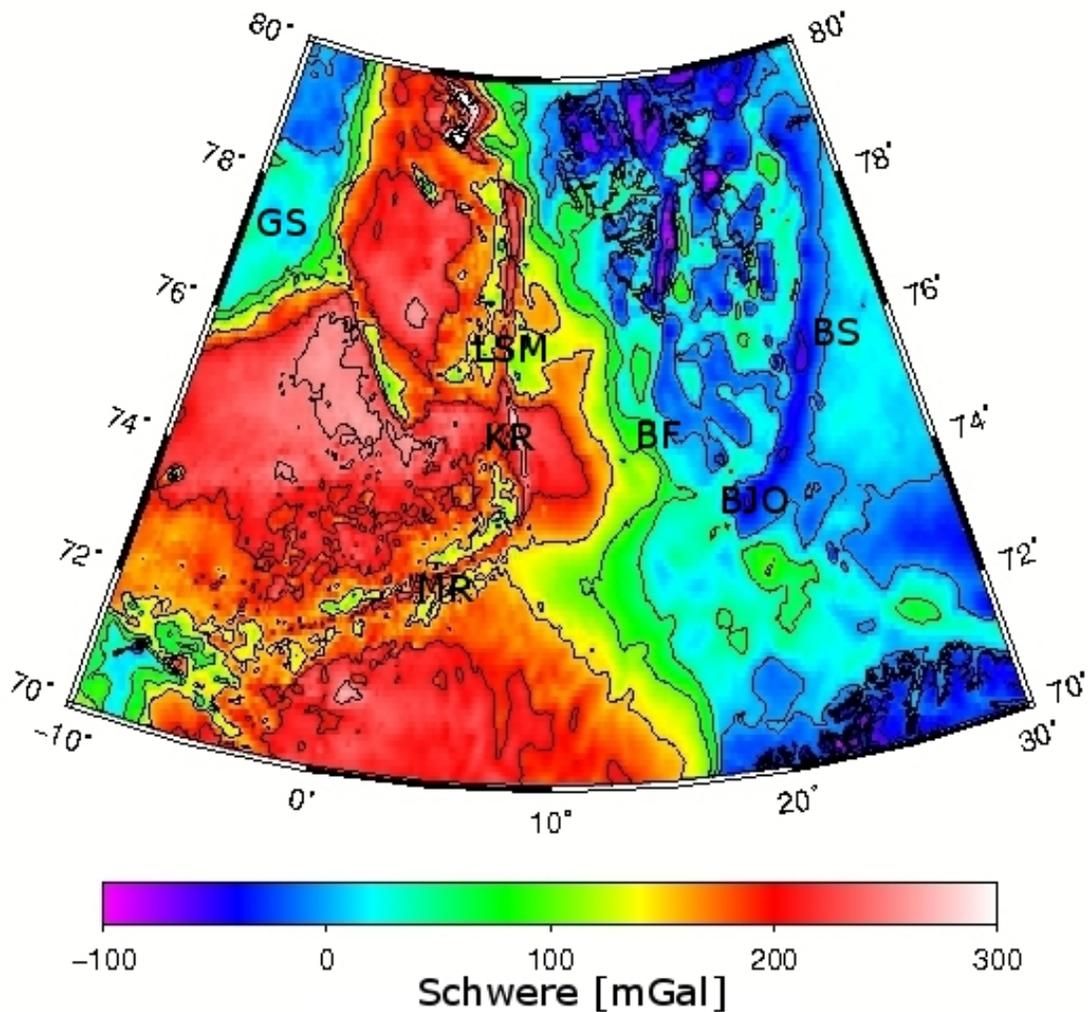


Abbildung 33: Bouguerkorrektur der Freiluftanomalie mit einer Reduktionsdichte 2.7 kg/m^3 . Isolinienabstand 100 mGal, Mohnrücken (MR), Bäreninselfächer (BF), Bäreninsel (BJO), Knipovichrücken (KR), Barentssee (BS), Logachev Seeberg (LSM), Grönlandschelf (GS)

Abbildung 33 zeigt die Bougueranomolie, welche mit einer Reduktionsdichte $2.7 * 10^3 \text{kg/m}^3$ berechnet wurde. Mit der Bougueranomolie soll gezeigt werden, dass nicht alle aus der FA ergebenden Strukturen zur Gänze der Topographie des Meeresbodens zuzurechnen sind. Die Anomalie ist im Bereich ozeanischer Kruste positiv und im Bereich kontinentaler Kruste in der Region BS negativ. Der Übergang von kontinentaler zu ozeanischer Kruste ist mit einem Wert von 150 mGal deutlich zu erkennen. Der Übergang zeigt einen signifikanten Gradienten entlang der Schelfregion vor Spitzbergen (SB). Der Bäreninselfächer, sowie die gesamte Übergangszone (OCT) ist mit Werten zwischen 50 mGal bis 150 mGal positiv. Im ozeanischen Bereich wird die Positivanomalie dadurch verursacht, dass das Becken mit Masse aufgefüllt wird, bis die Reduktionsdichte erreicht wird. Im Bereich Spitzbergen bei 78° N nehmen die Negativanomalien Werte bis zu -100 mGal an. Am Grönlandschelf (GS) und dem Norwegenbecken zwischen 74° N und 76° N liegen die Werte zwischen 100 mGal bis 250 mGal. Der MR und KR treten deutlich an den Flanken des Rifftals hervor. Die Werte liegen hier im Bereich von 150 mGal. Im Rifftal des KR liegen die Werte zwischen 180 mGal und 220 mGal. Das obere Ende des KR Rifftals nimmt in der BA einen Wert von 200 mGal an und ist deutlich zu erkennen. Der Logachev Seeberg (LB) bei 76° N ist in der BA nicht gut zu erkennen. Am unteren Ende des KR bei 74° N liegt der Wert um 120 mGal. Die BS weist geringe Anomalien von -50 mGal bis 25 mGal auf. Die höchsten Werte werden hier im Bereich des zentralen Grönlandbeckens und an der Ostflanke des KR-Rifftals von bis zu 250 mGal erreicht. Bei 75° N verschwindet die Riftstruktur sogar zur Gänze. Hier werden Anomaliespitzen von 250 mGal und mehr erreicht.

4.7 3-D Modellierung

Zur Erstellung eines 3-D Modells der beobachteten Schweredaten aus der Region wird die Modellierungssoftware *IGMAS* (Götze und Lahmeyer, 1988; Schmidt, 2004) verwendet. *IGMAS* ist ein interaktives Programm zur numerischen Vorwärtsmodellierung beliebig im Raum verteilter Potentialfelder. Datenbasis der Modellierung können dabei sowohl magnetische, wie auch gravimetrische Messungen sein. Grundlage der Modellierung ist ein Modell des Untergrundes aus mehreren Schichten, deren Mächtigkeit und physikalische Parameter (Dichte oder magnetische Suszeptibilität) vorab definiert werden. Das Modell für den Bereich um den südlichen KR wurde aus insgesamt 25 in Ost-West-Richtung liegende Ebenen mit einem Abstand von ca. 10 km erzeugt. Diese Ebenen wiederum wurden in vier Tiefenschichten unterschiedlicher Dichte unterteilt. Zwischen den Ebenen wird dann mittels Triangulation interpoliert um eine dreidimensionale Struktur darzustellen. Durch diese Triangulation entstehen unregelmäßige Polyeder, deren Potentialfelder dann für das gesamte Modell berechnet und mit den gemessenen Werten verglichen werden. Es sei an dieser Stelle noch angemerkt, dass eine Anomalie sowohl in der Gravimetrie, wie auch in jeder anderen Potentialmethode nach Skeels et al. (1947) durch eine Vielzahl von Modellen erklärt werden kann. Dieses Problem bezeichnet man als Nichteindeutigkeit der Lösung und liegt darin begründet, dass der Modellraum durch eine Vielzahl von Freiheitsgraden aufgespannt wird. Diese Freiheitsgrade erhöhen die Dimension des Lösungsraumes. Es wird daher versucht zu Beginn der Modellierung die Anzahl der Freiheitsgrade, also der Dimension des Modellraumes durch Erkenntnisse z. B. aus der Seismik, in diesem Fall aus der RF Analyse und der Spektralanalyse so gering wie möglich zu halten.

Als Datengrundlage dient die Freiluftanomalie des ArcGP. Die zu modellierende Region umfasst eine Fläche von 40000 km^2 und erstreckt sich von 73° bis 75° nördlicher Breite und 5° bis 15° östlicher Länge um den KR. Die Modelltiefe

beträgt 10 km. Zur Vermeidung von Randeffekten werden die Eckpunkte des Modells in 1000 km Entfernung gesetzt. Diese Distanz kann unter Berücksichtigung der Modelldimension als ausreichend angesehen werden. Die Wasserdichte wird mit $1.03 * 10^3 \text{ kg/m}^3$ angenommen. Die Ozeanbodentopographie wurde aus bathymetrischen Daten (IBCAO, Jakobsson et al., 2000) nachmodelliert, welche aus dieser Region vorhanden sind. Es soll damit sichergestellt werden, dass die Bathymetrie möglichst exakt abgebildet wird. Um ein realistisches 3-D Modell zu erzeugen, müssen vorher Randbedingungen festgelegt werden, denen das Endmodell genügen soll. Zum einen soll durch Erkenntnisse aus anderen geophysikalischen Methoden ein Startmodell erzeugt werden, welches grob an das Endmodell heranreicht. Zum anderen werden Grenzen festgelegt, zwischen denen sich das Endmodell bewegen darf. Für die Krustenmächtigkeit wird eine Mindestmächtigkeit von 1 km und eine Maximalmächtigkeit von 7 km festgelegt. Diese Grenzen entsprechen globalen Modellen für die Kruste an mittelozeanischen Rücken.

Die Krustenstruktur des Messgebietes konnte mittels der Receiver-Functions nicht flächendeckend bestimmt werden. Da aber nur ein kleiner Teil des durch BB-OBS übervierte Gebiet modelliert wird, in welchem nur die Werte der BB-OBS 09, 06 und 07 als Orientierung für die Mohotiefe verwendet werden. Die berechneten Mohotiefen aus der RF Analyse und der Spektralanalyse fließen in die Modellierung ein. Dort, wo kein Ergebniss vorliegt, werden zur Festlegung der Randbedingungen des Modells Eckdaten aus der Refraktions- und Reflexionsseismik, sowie Gravimetrie (Kandilarov et al., 2008) verwendet. Eine Konversionstiefe von ≈ 4 km direkt im Rifftal wird aus der RF Analyse verwendet. Die aus der Wellenzahlanalyse ermittelten Tiefenwerte dienen hier als Orientierung für eine maximale Tiefe der Moho. Aufgrund der Tatsache, dass die Modellierungssoftware *IGMAS* Körper konstanter Dichte verwendet, wurden vier Ebenen erzeugt (Sediment, Kruste, oberer Mantel, unter Mantel). Die Dichten der Sedimentschicht und der Kruste wurde nach Kandilarov (2008) modelliert. Es wurde in einer Ebene mit konstanter Dichte sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen modelliert.

Die Sedimente wurden mit einer Dichte von $2.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, die Krustendichte beträgt $2.9 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und die Dichte der beiden Mantelschichten wurden mit $3.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ angenommen. Die Hintergrunddichte, welche in diesem Modell verwendet wurde beträgt $2.83 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Diese Hintergrunddichte ist ein weiterer Freiheitsgrad im Modell und dient der Simulation der Ausdehnung des Modells in alle Raumrichtungen. Der Wert wird dabei durch die Krustenmächtigkeit an einer Stelle des verwendeten Modells bestimmt. Dabei wird dieser Parameter so lange variiert, bis sich eine akzeptierte Übereinstimmung von Modellkurve und beobachteter Anomalie. einstellt.

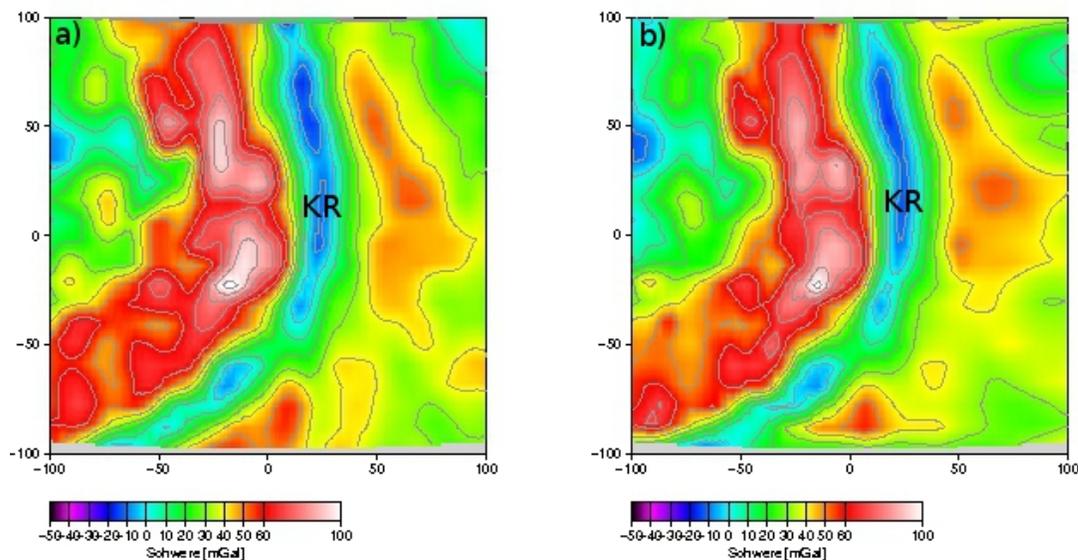


Abbildung 34: Freiluftanomalie im Messgebiet um den Knipovichrücken (KR) von 73° bis 75° Nord. Bild a) zeigt die beobachtete Freiluftanomalie im Messgebiet, Bild b) die modellierte Freiluftanomalie. Einheit der Schwere mGal. Die Achsen sind in km skaliert. Isolinienabstand 10 mGal

Abbildung 34a zeigt die beobachtete Freiluftanomalie in einem Kartenausschnitt von 200×200 km in der Bereich Region von 73° N bis 75° N um den KR. Dem gegenüber ist in Abbildung 34b die modellierte Anomalie dargestellt, welche beide von -50 mGal bis 100 mGal reichen. Die größte Anomalie liegt ca. 25 km westlich

des KR bis ca. 100 mGal, die niedrigsten Werte tauchen im Bereich des Rifttals mit -10 bis -20 mGal auf. Die asymmetrische Struktur um den KR und den MR, wie in Abb. 30 zu sehen sind, treten hier wieder deutlich hervor. Unterschiede von 50 mGal und mehr zwischen rechter und linker Flanke des KR und des MR dominieren den gesamten Bereich.

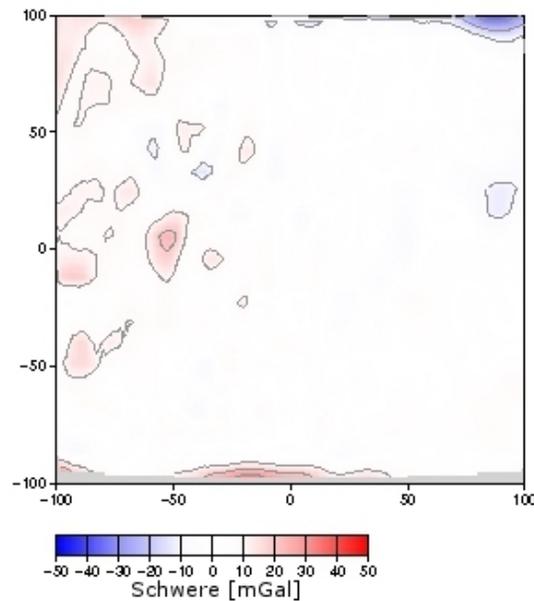


Abbildung 35: Residuum der beobachteten (Abb 35a) und der modellierten Freiluftanomalie (Abb. 35b), Achsenskalierung in km, Isolinienabstand 10mGal

Abbildung 35 zeigt das Residuum zwischen Abb. 34a und 34b. Das Residuum zeigt, dass die beobachtete Anomalie gut durch die modellierte Anomalie reproduziert wird. Das Grönlandschelf konnte gut nachmodelliert werden und auch die Anomalien des KR weichen kaum voneinander ab. Westlich des KR und in kleinen Bereichen in der Grönlandsee liegen die Abweichungen im einstelligen und gering zweistelligem mGal Bereich. Die Ebene, welche in Abb. 36 vorgestellt wird, ist eine von 25 modellierten Ebenen und liegt in der Mitte des Gesamtmodells bei 0 km auf der Y-Achse. Die Modellebene stellt einen Tiefenschnitt mit einer Länge von 200 km dar und erstreckt sich über 10 km in die Tiefe und verläuft in West-Ost Richtung beginnend in der Grönlandsee. Das Modell umfasst eine

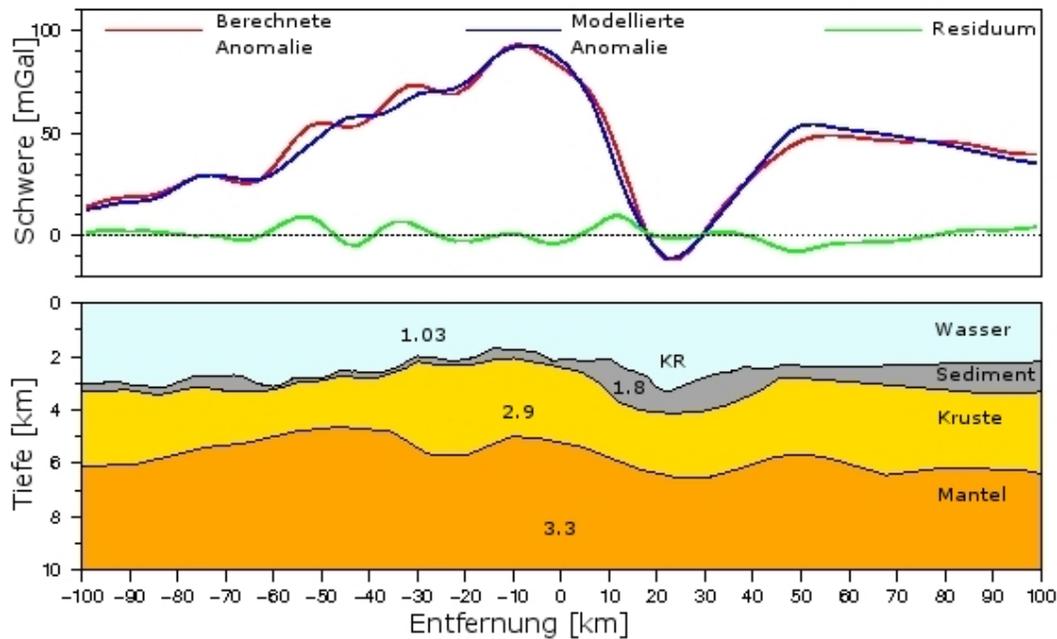


Abbildung 36: a) Beobachtete Freiluftanomalie, modellierte Freiluftanomalie mit einer Sedimentdichte von $1.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und das Residuum, Ebene 13. Profillänge 200km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 kg/m^3 angegeben.

Wasserschicht mit einer Dichte von $1.03 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, eine Sedimentschicht mit $1.8 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, eine Krustenschicht mit $2.9 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und eine Mantelschicht mit $3.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Das Modell verläuft über das Rifttal des KR und endet ca. 70 km östlich davon.

Abbildung 36 stellt ein zweidimensionales Dichtemodell dar, wobei sowohl die modellierte Anomalie, die beobachtete Freiluftanomalie als auch das Residuum dargestellt ist. Die beobachtete Anomalie gibt in wesentlichen Zügen die Meeresbodentopographie wieder und besitzt eine sehr langwellige Struktur. Am deutlichsten tritt dies an Stellen geringer Sedimentmächtigkeit hervor, da hier der Dichtekontrast zwischen Kruste und Wasser am größten ist. Das gesamte Profil weist eine geschlossene Sedimentschicht auf. Die Anomalien liegen in einem Wel-

lenlängenbereich von 15 km bis 50 km. Es zeichnet sich das KR-Rifftal (km 10 bis 40) als negative Anomalie mit einem Minimum bei -15 mGal ab. Das Rifftal wurde mit einer bis zu 1 km dicken Sedimentschicht aufgefüllt (pers. Korrespondenz A. Libak, Univ. Bergen, 2009) und hat eine Tiefe von 4 km. Die Sedimentschicht erstreckt sich über den Rückenrand hinweg in westlicher Richtung zum Bäreninselfächer und erreicht am Ende des Profils eine Mächtigkeit von bis zu 2 km. Das Maximum nimmt die beobachtete FA westlich des KR bei -20 km mit über 90 mGal an. Die FA verläuft von West nach Ost sehr asymmetrisch und hat im östlichen Ende eine langwellige Struktur mit Wellenlängen um 30 km, wohingegen westlich des KR die Anomalien mit 15 km bis 30 km kuerzwelliger auftreten. Die Maxima an der westlichen und östlichen Flanke des Rifftales differieren mit fast 40 mGal deutlich. Westlich des KR ist die Sedimentaflast weniger ausgeprägt. Die Meeresbodentopographie ist wesentlich rauher, was deutlich in der Freiluftanomalie zu erkennen ist. Die beobachtete Anomalie weicht vom KR in östlicher Richtung in der Grönlandsee von 0 km bis -100 km zunehmend von der modellierten Anomalie ab. Östlich des KR ist die Topographie dagegen eher glatt und das Modell passt sich gut der beobachteten FA an. Nach Bruvoll et al. (2009) ist die östliche Flanke des KR mit einer 150 bis 750 m dicken Sedimentschicht bedeckt, welche auch modelliert wurde. Die Mohotiefe beträgt am westlichen Ende 6 km, hat ein Minimum an der westlichen Flanke des KR (-20 bis 0 km) mit 3.8 km, was sich aus der RF Analyse ergibt. Im Rifftal (km 20 bis 40) des KR erreicht die Moho eine Tiefe von 6 km. In Richtung Osten zum Bäreninselfächer, taucht die Moho langsam ab und erreicht am Modellende eine Tiefe von 6.5 km. Alle weiteren modellierten Ebenen sind dem Anhang zu entnehmen.

Abbildung 37 stellt die Gleiche Ebene wie Abb. 36 dar. Das Modell unterscheidet sich nur in der Dichte des Sedimentes. Es wurde hier mit einer Dichte von $2.3 * 10^3 \text{ kg/m}^3$ modelliert. Die Mantel- und Krustendichte bleiben identisch zu Abb. 36. Um in dieser Konfiguration den beobachteten Anomalieverlauf zu model-

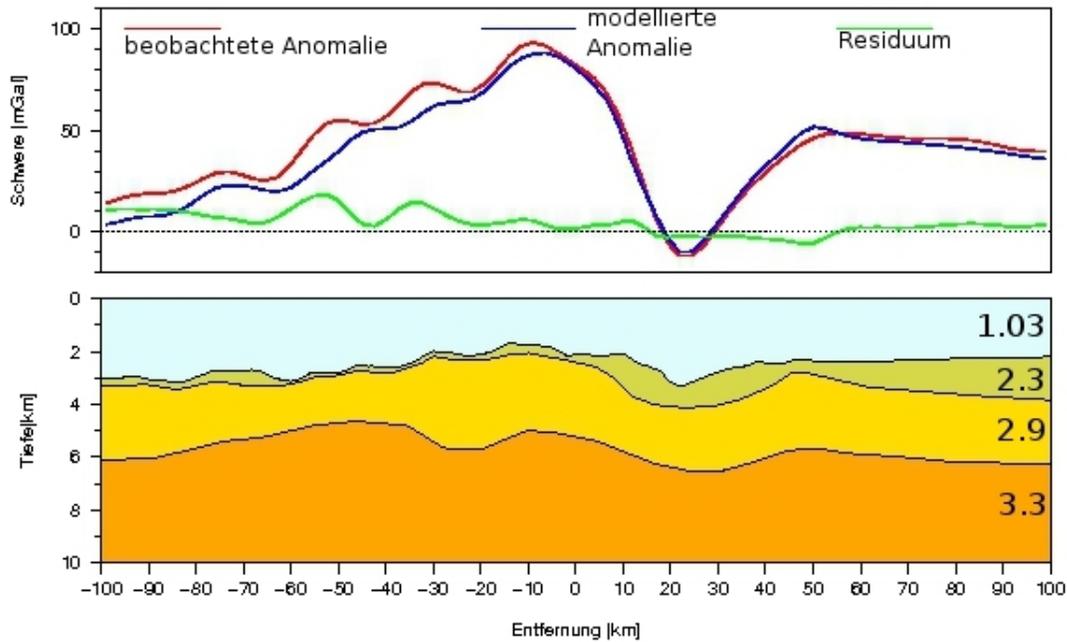


Abbildung 37: a) Beobachtete Freiluftanomalie, modellierte Freiluftanomalie mit einer Sedimentdichte von $2.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und das Residuum, Ebene 13. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 kg/m^3 angegeben.

lieren, ist eine Modifikation der Krustenmächtigkeit erforderlich. Unter dem KR hat die Kruste in dieser Konfiguration eine Mächtigkeit von $\approx 2.5 \text{ km}$. mit einer Sedimentauflast von $\approx 1.5 \text{ km}$ ergibt sich ein Wert von 4 km als Randbedingung aus der RF Analyse.

In Abbildung 38 wird nun eine Modellebene mit erhöhter Manteldichte vorgestellt, Sedimentdichte und Krustendichte bleiben identisch zu Abb. 36. In dieser Konfiguration stimmt der modellierte Anomalieverlauf westlich des KR deutlich besser mit der beobachteten Anomalie überein.

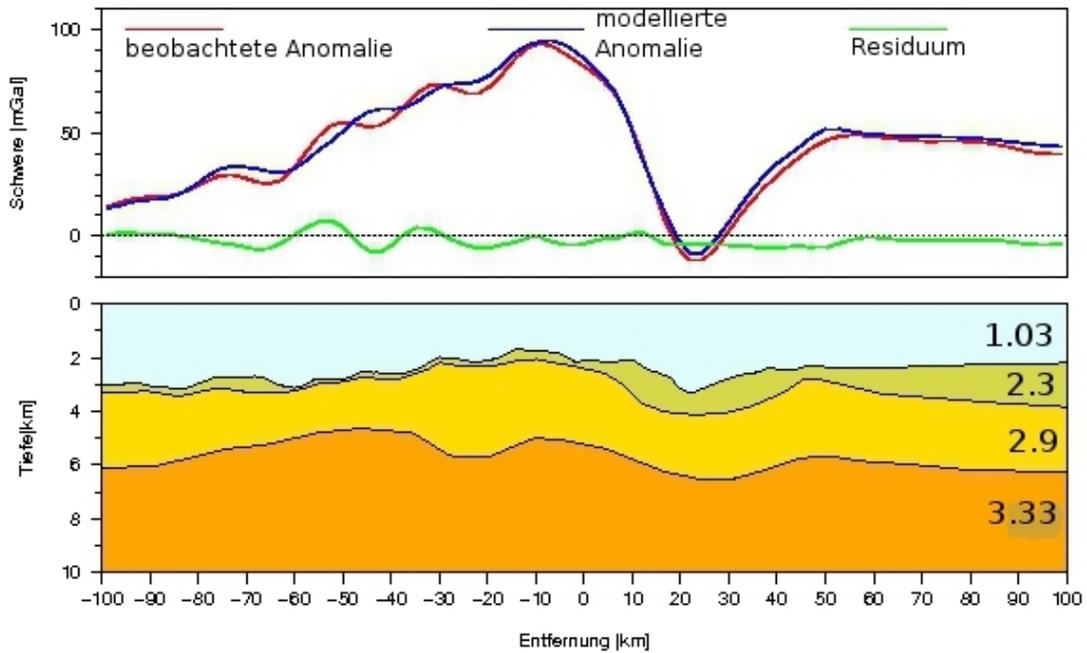


Abbildung 38: a) Beobachtete Freiluftanomalie, modellierte Freiluftanomalie und das Residuum, Ebene 13. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

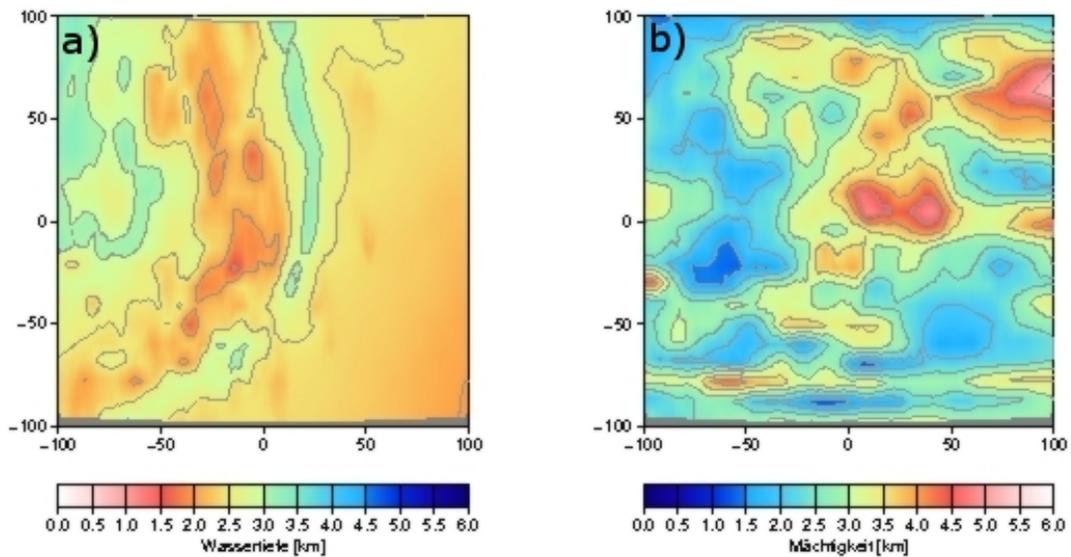


Abbildung 39: Bild a) Wassertiefe im Messgebiet, Bild b) Karte der Krustenmächtigkeit. Achsen sind in km skaliert. Isolinienabstand 0.5 km

Abbildung 39 gibt sowohl die Wassertiefe, also die Topographie des Meeresbodens in Abb. 39a, als auch die sich aus der Modellierung ergebenden Krustentmächtigkeit in Abb. 39b an. Die Wassertiefe ergibt sich aus bathymetrischen Daten (IBCAO). Im Messgebiet variiert die Wassersäule von 2 km im Grönlandbecken (GB) bis 3.5 km - 4 km direkt im KR-Riftal. Das gesamte Rifttal weist eine durchschnittliche Tiefe von 3.5 km und eine mittlere Breite von 14 km auf. Der Bereich östlich des KR weist kaum Meeresbodentopographie auf und hat eine mittlere Tiefe von 2.5 km. Ganz anders sieht das Bild der Kruste aus. Die modellierte Krustenmächtigkeit variiert sehr stark im gesamten betrachteten Gebiet zwischen 1.5 km in der Grönlandsee westlich des KR und 2 km in der Norwegensee. Im Rifttal selber variiert die Kruste zwischen 2 km und 3.5 km. An den Rändern des Rifttales entlang des KR ist die Kruste im Durchschnitt etwas dicker als im Riftal und nimmt im Zentrum der betrachteten Region Maximalwerte von bis zu 3.5 km an. Minimal wird die Kruste im südwestlichen Teil der Messregion mit einem Wert zwischen 1 km und 1.5 km. Die maximale modellierte Krustenmächtigkeit befindet sich nordöstlich auf dem Ausschnitt und liegt in einem Bereich von \approx 5.5 km.

4.8 Grenzen der Modellierung

Die Modellierung der beobachteten Freiluftanomalie gibt den Anomalieverlauf gut wieder. In keiner modellierten Ebene wurde eine Abweichung von mehr als 20 mGal zwischen beobachteter FA und Modell überschritten. Die grössten Fehler wurden hier bei der Modellierung kurzweiliger Anomalien von weniger als 15 km gemacht. Strukturen unter 10 km treten in der FA nicht auf. Basierend auf der Tatsache, dass es sich bei Potentialfeldern um Integralfelder handelt, ist eine Modellierung kurzweiliger Strukturen nur sehr schwer zu realisieren. Anomalien mit Wellenlängen größer als 40 km konnten sehr gut modelliert werden.

Die bei der Modellierung einer Gravimetrie-anomalie verwendeten physikalischen

Parameter sind nur Näherungswerte. Dies führt dazu, dass keine absoluten Fehler angegeben werden können. Die Variation einzelner Parameter hat unterschiedliche Effekte zur Folge. Die Variation der Sedimentdichte von $1.8 * 10^3 kg/m^3$ auf $2.3 * 10^3 kg/m^3$ führt zu einer Abnahme der Krustenmächtigkeit von bis zu 2 km. Die Modellierung eines dichteren Mantels führte zu einer Zunahme der Kruste von bis zu 1 km. Auf die Modellierung eines Dichtegradienten wurde verzichtet. Die Modellierung einer Gradientenschicht würde einen weiteren Freiheitsgrad im Modellraum bedeuten, welcher zusätzlich komplizieren würde. Nach Prince und Forsyth (1988) hat die Modellierung einer Gradientenschicht eine Variation der Anomalie von etwa 3% zur Folge. Die Modellierung einer Gradientenschicht ist mit *IGMAS* zudem auch nicht möglich. Zum Schluss ist die Hintergrunddichte ein Parameter, welcher ebenfalls die Modellraumdimension vergrößert. Die Hintergrunddichte hängt als variabler Parameter von den Modellabmessungen, insbesondere aber von der Tiefe des Modells und den Dichten der einzelnen Modellkörper ab.

5 Diskussion

Die Kombination von Erkenntnissen aus der RF Analyse und der Modellierung der FA sowie unter Beiname von Erkenntnissen aus der aktiven Seismik zeigten deutlich, dass die Umgebung um den Knipovichrücken (KR) und die Region in Richtung der Bäreninsel (BJO) extrem heterogen und unregelmäßig ist. Die Analyse und die Modellierung zeigten, dass die Krustenstruktur zwischen dem KR und BJO stark variiert. Die sich aus der Analyse der seismologischen Daten ergebenden Krustenmächtigkeiten wurden zum einen als 1-D Modell der Messregion vorgestellt und diese dann im Kontext eines ultra langsamen Rückens betrachtet. Des weiteren dienten RF ausgeählter Stationen um den KR als Randbedingung der 3-D Modellierung. Die sich aus der RF Analyse ergebende Krustenstruktur mit einer Mohotiefe von 4 km am KR und 15 km am BF passen in die Theo-

rie ultralangamer Rücken. Um die Krustenstruktur, welche aus der Receiver-Functions gewonnen wurden, auf ein solideres Fundament zu stellen, wurden die Ergebnisse der Wellenzahlanalyse diskutiert und deren Vertrauenswürdigkeit im Rahmen der Grenzen der Methode diskutiert. Die hier gewonnen Erkenntnisse floßen nur zum Teil in die Modellierung mit ein. Im abschließenden 3-D Modell eines kleinen Bereiches um den KR wurden alle Erkenntnisse zusammengefügt und zu einem geschlossenen geologischen Modell vereint. Dieses Modell ergab dann die Struktur der Sedimente, der Kruste und des Mantels des betrachteten Gebietes, welches im Rahmen der Theorie ultralangamer Rücken diskutiert wird.

5.1 Seismologie

Die Anzahl an Studien zu BB-OBS Receiver-Functions ist sehr gering. Lewin et al (2005) veröffentlichten Receiver-Functions, welche aus neun Drei-Komponenten BB-OBS System berechnet wurden. Die Stationen lagen für den Zeitraum eines Jahres im Pazifik. Kawakatsu et al. (2009) veröffentlichten eine Studie zur Berechnung von RF aus BB-OBS Daten. Hier dienten Daten eines BB-OBS als Basis, welches in einem Bohrloch in in 561 m unter dem Meeresboden und einer Wassersäule von 5710 m für mehrere Jahre installiert war. In dieser Situation ist die Ankopplung des Systems wesentlich besser als in diesem Experiment und das OBS ist auch nicht der Meeresströmung ausgesetzt. Sedimenteffekte wurden negiert und die Orientierung des Systems zu den verwendeten Ereignissen war ebenfalls bekannt. Aus den Daten wurden P-RF und S-RF berechnet, welche dann auch zur Identifikation der Moho und der LAB führten. Studien solcher Art sind aber sehr teuer und aufwendig. Harmon et al. (2005) veröffentlichten auf einer Tagung der American Geophysical Union eine Studie, welche die Probleme von Wasserreverberationen und Sedimenteffekten aufzeigen. Sie konnten zeigen, dass Sedimente mit geringer seismischer Geschwindigkeit (≤ 400 m/s) extrem große Amplituden in der Kruste-Sediment-Konversion erzeugen. Messungen

eines BB-OBS, welches 11 Monate aufgestellt war, konnten zeigen, dass Wasserreverberationen Störsignale auf dem Hydrofon und Sedimentreverberationen auf der Radialkomponente die Daten stören. Es wurden in dieser Studie auch synthetische Seismogramme gerechnet, welche aufzeigen, dass Sedimentreverberationen den hochfrequenten Teil teleseismischer Signale auf der Radialkomponente stören Harmon et al. (2005). Nach Thorwarth et al. (2005) treten bei BB-OBS Stationen Multiplen auf dem Hydrofon und den anderen drei Komponenten eines BB-OBS auf, welche abhängig von der Wassersäule und dem Impedanzkontrast des Ozeanbodens das Signal stören. Diese Multiplen können mit einer Wellenfeldzerlegung (WDC) abgeschwächt werden. Dabei wird das Wellenfeld in ein hochlaufendes und ein herunterlaufendes Feld aufgeteilt.

Die Analyse der seismologischen Daten der BB-OBS Stationen ergab Mohotiefen von 4 km am Knipovichrücken und zwischen 6 km und 8 km zwischen Rücken und der Bäreninsel. Zum Kontinentalschelf hin nimmt die Kruste an Mächtigkeit zu. Dort wurden 15 km Mächtigkeit berechnet. Die Landstation Bäreninsel lieferte dann eine Mohotiefe von 29 km und die Tromsoestation 49 km Krustendicke. Alle ermittelten Werte passen in aktuelle Krustenmodelle aus der Region. Es viel auf, dass die Mohotiefe vom Knipovichrücken zum Bäreninselfächer in Richtung Schelf nicht kontinuierlich zunimmt, sondern um bis zu 2 km variiert. So wurde beispielsweise in Rückennähe ein Wert von 8 km bestimmt, einige km weiter östlich ein Wert von 6 km. Diese variable Krustenstruktur ist nicht ungewöhnlich an ultralangsamem Rücken (Bown und White, 1994, Dick et al., 2003) und wird im folgenden eingehend diskutiert.

Die Identifikation der Kruste-Mantel-Grenze (Moho) mittels Receiver-Functions ist zwar möglich, aber durch das niedrige Signal-Rausch-Verhältnis merklich erschwert. Unter Stationen, an denen die Berechnung von RF möglich war, lagen die ermittelten Krustemächtigkeiten in einem Bereich, die mit Werten aus der

aktiven Seismik übereinstimmen (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007, Kandilarov et al., 2008). Die Krustenmächtigkeit nimmt von ca. 4 km am KR über die Tiefsee mit ca. 6 km zum Bäreninselfächer hin zu. Die Krustenmächtigkeit am Schelf ist mit 15 km in guter Übereinstimmung mit Modellen aus der Refraktionsseismik (Persönliche Kommunikation Eide, 2009; persönliche Kommunikation Grad,M. 2009 Kalindarov et al., 2008, Ritzmann et al., 2002, 2004, 2007). Hier geht die ozeanische in kontinentale Kruste über (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007). Die Identifikation tieferer Strukturen, z. B. der Lithosphäre (LAB) konnte mittels der Methode der Ps-RF nicht ermittelt werden. Dies liegt darin begründet, dass das Signal der LAB genau in selbigem Zeitfenster liegt wie Mohomultiplen erster und höherer Ordnung (Yuan et al, 2006). Diese überdecken das LAB-Signal gänzlich. Die LAB kann theoretisch mittels der Sp-RF detektiert werden (Yuan et al, 2006). Hier trifft das Sp-Signal vor dem primären Ss-Signal ein. Multiplen dieser Konversionen treffen ebenfalls deutlich später an der Station ein und stören das Sp-Wellenfeld nicht. Sp-Receiver-Functions benötigen aber ein Signal-Rausch-Verhältnis, welches den Daten nicht zu eigen ist. Das Sp-Wellenfeld geht fast völlig im Rauschen unter. Bedingt durch die geringe Anzahl an Ereignissen, welche Verwendung fanden, war eine Verbesserung des Signal-Rausch-Verhältnisses durch Stapeln nicht möglich. Das Verfahren des BB-OBS-Binning, führte durch eine Stapelung der RF verschiedener BB-OBS-Stationen mit einer Mohotiefe von 15 km am Bäreninselfächer ebenfalls zu einem vernünftigen Ergebnis (Kalindarov et al., 2008). Dies ist nicht verwunderlich, so lieferte eine Stapelung von drei Signalen, die jeweils eine Konversionstiefe von ca. 15 km hatte, wieder zu einem Signal aus 15 km Konversionstiefe. Die Anwendung eines Landstationsfilters auf ein BB-OBS führte zu keinem geologisch sinnvollen Ergebnis. Hier wurden Wellenfelder verschiedener Genese miteinander verarbeitet und die Systeme hatten eine unterschiedliche Ankopplung an den Untergrund. Ein Filter, welcher aus Landstationsdaten erzeugt wurde, enthält Rauschen in einem anderen Spektralbereich als BB-OBS-Daten, welche in diesem Fall Rauschen im gesamten betrachteten

Spektrum aufwiesen. Das aus den BB-OBS-Daten zu entfernende P-Wellenfeld besitzen einen anderen Frequenz- und Energiegehalt sowie eine andere Wellenform als Daten einer Landstation. Es erwies sich daher als wenig ergiebig, BB-OBS-Daten mit einem Landstationsfilter zu bearbeiten.

Die Modellierung synthetischer Receiver-Functions verschiedener Krustenstrukturen konnte zeigen, dass die berechneten Krustenmächtigkeiten aus den seismologischen Daten recht gut bestimmt wurden. Der Vergleich von theoretischen und berechneten Laufzeiten zeigte, dass für den Rücken (BB-OBS 6) mit einer Laufzeit von 0,53 s und einer Mächtigkeit von 4 km im Rahmen der Auflösung, und der Tatsache das 1 km Sediment mit modelliert wurde, diesem Wert Vertrauen geschenkt werden kann. Die Tiefsee ergab bei der Modellierung Werte um 2,3 s an einer 8 km dicken Kruste. Diese Werte stimmten sehr gut mit den gemessenen Laufzeiten von 2,37 s (BB-OBS 2) bzw. 2,31 s (BB-OBS 7) überein und ergaben eine berechnete Krustenmächtigkeit von 8,1 km bzw. 8,4 km. Für den Bäreninselfächer wurde eine Krustenmächtigkeit von 15 km errechnet. Dieser Wert wurde auch modelliert und ergab eine theoretische Laufzeit von 5,73 s. Der gemessene Laufzeitunterschied an BB-OBS 8 ergab 5,2 s. Die Modellierung einer Receiver-Function mit variierender Sedimentschicht zeigte, dass Einsätze aus Regionen geringer Krustenmächtigkeit und mit Sedimenten zwar erkennbar sind, jedoch nur schwer zu selektierende Signale liefern. Leider konnte in dem hier verwendeten Modellierungsalgorithmus weder Rauschen noch eine Gradientenschicht modelliert werden. Alle Abweichungen, sowohl in der Laufzeit als auch in der Krustenmächtigkeit, liegen in der Tatsache begründet, dass es sich bei den für die Modellierung angenommen Paramteren um Annahmen handelt.

Die RF Analyse der beiden Landstationen ergab Werte in guter Übereinstimmung mit Krustenmodellen aus der Region (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007). Eine Mohotiefe von 29 km unter der Bäreninsel liegt in einem Bereich der sich mit

Werten aus Studien von Breivik et al. (2003) und Ritzmann et al. (2002, 2004, 2007) (persönliche Korrespondenz Krüger, F., Uni Potsdam) im BARENTS50 Modell decken. Aus der Landstation Tromsø wurde eine Mohotiefe von 49 km bestimmt. Kinck et al. (1993) veröffentlichten eine Mohokarte von Norwegen, in der sich diese Werte im Rahmen der Auflösung der Methode decken. Auf die Modellierung einer Receiver-Function für eine Landstation wurde verzichtet.

5.2 Gravimetrie

5.2.1 Wellenzahlanalyse

Die Wellenzahlanalyse der ausgesuchten Regionen ergab mit 6 km am Rücken, 6.6 km in der Norwegensee Tiefenabschätzungen, welche im Vergleich zu den Receiver-Functions Ergebnissen um 1/3 variieren. Der Wert für den Bereich über dem Knipovichrücken (KR) weicht um ≈ 2 km ab. Die Fensterbreite von 100 km überdeckt einen Bereich, in dem am KR und in der Tiefsee nicht mit großen Schwankungen in der Mohotiefe gerechnet wird. Dies ist aus der aktiven Seismik bekannt (persönliche Korrespondenz Libak, 2009, Kandilarov et al., 2008, Ljones et al. 2004). Nur für den Bäreninselfächer (BF) weicht das Ergebnis mit 7.7 km deutlich von dem Wert aus der RF Analyse mit 15 km ab. Die Methode der Wellenzahlanalyse ist begrenzt durch die Tatsache, dass Schichten mit geringer oder kaum Topographie nicht abgebildet werden können. Zudem wird am BF eine geneigten Schichtgrenze vermutet, da hier die ozeanische Kruste in kontinentale Kruste der BS übergeht. Dies erklärt, warum die Wellenzahlanalyse in diesem Bereich einen Wert ergab, der sich nicht mit denen aus der Seismik deckt, da die Methode der Wellenzahlanalyse auch an geneigten Horizonten ohne Topographie versagt. Innerhalb des räumlichen Fensters sollte eine möglichst homogene geologische Struktur vorliegen, also zwar eine gewisse Topographie herrschen, aber keine markanten Mohovariationen auftreten, um eine vernünftige Tiefenabschätzung

vorzunehmen. Ist dies nicht der Fall, berechnet sich der Tiefenwert als gewichtetes Mittel der betrachteten Provinz, welche gemäß ihrer Ausdehnung unterschiedlich zum Spektrum beitragen. Dies war mit großer Wahrscheinlichkeit auch hier der Fall, da aus der Seismik bekannt ist, dass hier die ozeanische Kruste in kontinentale Kruste der Barentssee übergeht und somit an Mächtigkeit zunimmt (Ritzmann et al, 2002, 2004, 2007). Die Werte aus der Region KR und dem Bereich westlich des KR zwischen dem Rifftal und der Bäreninsel konnten also zur weiteren Modellierung verwendet werden, da sie mit Werten aus der aktiven Seismik und der RF-Analyse übereinstimmen. Der Wert, welcher für den BF ermittelt wurde wurde nicht weiter verwendet.

5.2.2 3-D Modellierung

Ausgehend von den Ergebnissen aus der RF Analyse, der Wellenzahlanalyse und Resultaten anderer geophysikalischer Methoden konnten gute geologische Randbedingungen zur weiteren 3-D Modellierung ermittelt werden. Der Mantel wurde mit einer durgehend konstanten Manteldichte von $3.3 * 10^3 kg/m^3$ modelliert. Die modellierte Freiluftanomalie in Abb. 36 zeigt jedoch, dass westlich des KR mit eine höhere Manteldichte modelliert werden müsste, damit bei gleicher Krustenmächtigkeit die Anomalien übereinstimmen. Nach Birch (1961) und Christensen und Mooney (1995) ist die maximale Dichte, welche bei Mantelgestein vorkommen kann $3.4 * 10^3 kg/m^3$. Mantelgestein höherer Dichte ist für gewöhnlich in Tiefen aufzufinden, welche außerhalb dieses Modelles liegen. Christensen und Mooney (1995) modellierten unter Annahme eines maximalen Fehlers Mantelgestein mit Dichten von $3.4 * 10^3 kg/m^3$. Noch höhere Dichten als die von Christensen und Mooney treten nach Birch (1961) bei Eklogiten auf. Dieses Gesteine entstehen unter hoher Temperatur und hohem Druck. Diese Bedingungen sind vorwiegend an Subduktionszonen aufzufinden. Tritt Eklogit mit basaltischem Chemismus, z.B. in mittelozeanischem Rückenbasalt (MORB) auf, so ist dies ein Indiz für eine Pa-

läosubduktionszone, an der diese Gesteine in tiefere Lagen transportiert wurde. Diese Gesteine sind, da wir uns nicht an einer Subduktionszone befinden, in dieser Arbeit nicht von belang. Die Minima in der FA entlang des Rifftals deuten auf eine starke Segmentierung des KR hin. Okino (2002) veröffentlichte eine Studie über die Segmentierung des Knipovichrückens mit Fokus auf Magmatismus und Rückenschräge an einem ultralangsamem Rücken. Sowohl die FA als auch die BA befinden sich in guter Übereinstimmung mit dieser Studie. Die Segmentierung mittelozeanischer Rücken gibt Auskunft über den Magmatismus, die Struktur sowohl der Lithosphäre, als auch der Kruste, sowie über die thermische Struktur. Aus der Bouguerkorrektur mit einer Reduktionsdichte von $2.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ und der Freiluftanomalie konnte die Segmentierung des KR deutlich identifiziert werden. In der BA und der FA sind sowohl kurzweilige, wie auch langweilige Anomalien zu erkennen. Diese Annahme wird durch Sonardaten des KR gestützt (Okino et al, 2002). Die Segmentation wird als Ergebnis rezenten Vulkanismus betrachtet. Segmentation eines mittelozeanischen Rückens wurde in vielen anderen Studien betrachtet und ist heute als resultat langsamen und ultralangsamem Spreizens, in Verbindung mit der Geometrie und der Dynamik von Mantelauftrieb (upwelling) anerkannt (<http://www.interridge.org/>). Die einzelnen Segmente treten als relatives Minimum in der FA entlang des Rifftales auf, was auf eine dickere Kruste oder einen heissen, weniger dichten Mantel hindeuten kann (upwelling). Eine weitere Theorie für das Minimum im Rifftal sind thermische Einflüsse durch einen warmen Mantel. Warme Mantelstrukturen wurden jedoch nicht modelliert. Nach Coakley und Cochran (1998) liegt thermischer Einfluss des Mantels auf eine gemessene Anomalie am Gakkelrücken bei weniger als 4 mGal. Modelle, die den Einfluss eines warmen Mantels aufzeigen könnten, sind aus der Region um den KR noch nicht veröffentlicht. Der KR weist eine ungewöhnliche Segmentierung mit wenigen deutliche Erhebungen welche durch lange, tiefe Täler von einander getrennt sind. Ähnliche Strukturen sind auch im Südwestindien-Rüchen (SWIR) östlich der Melville Bruchzone zu finden (Mendel et al, 1997). Aus der FA ist zu erkennen,

dass die Größe der magmatisch ausgeprägteren Segmente zwischen 80 km und 100 km liegt. Am östlichen Gakkelrücken gibt es vulkanisch aktive Regionen mit einer Ausdehnung von 110 km zwischen zwei Segmenten (Edwards, et al., 2001). Auch der südlich des Knipovichrückens gelegene Mohnrücken weist eine Segmentierung auf, welche mit 40 km bis 50 km aber deutlich geringer ausfällt (Geli et al., 1994). Diese Bereiche stehen in Zusammenhang mit Aufstiegszellen von tieferen Mantelmaterial (*upwelling*) inmitten eines kälteren Mantels unter dem Rückensystem. In kälteren Bereichen sind die dominierenden Transportwege für Mantelmaterial sogenannte Gesteinsgänge (*Dikes*). Diese Gänge erzeugen ausgedehnte vulkanische Regionen in der Umgebung des Rifftales. Die markanteste Struktur ist hier der Logachev Seeberg bei 76° . Hier liegt auch die Krustenmächtigkeit bei ≈ 5 km. Dies ist ein Indiz für das nach Airy (1855) veröffentlichte Phänomen der isostatischen Kompensation. Massen, welche sich über den Ozeanboden erheben, werden durch ein Massendefizit in der Kruste-Mantel-Grenze (CMB) ausbalanciert wird. Nach Juteau und Maury (1999) ist die Krustenmächtigkeit an normaler ozeanischer Kruste von regelmäßiger Struktur und über die Beziehung $e = 9.5\sqrt{t}$ mit ihrem Alter verknüpft. In dieser Formel bezeichnet e die Mächtigkeit und t das Alter der Kruste. Diese Beziehung konnte in 3-D Modell nicht festgestellt werden. Vom Rücken weg, also mit zunehmendem Alter variiert die Krustenstruktur sehr stark. Ähnliches wurde auch von Urlaub (2006) am Gakkelrücken beobachtet. Der Zusammenhang $e = 9.5\sqrt{t}$ nach Juteau und Maury (1999) konnte im Nansenbecken und Amundsenbecken nicht bestätigt werden. Urlaub (2006) argumentierte in ihrer Modellierung einer variablen Krustenstruktur mit Juteau und Maury (1999), nach der Subsidenz, gekoppelt mit mächtiger Sedimentauflast zu Kompaktion und Dehydration führt und daraus eine Ausdünnung der Kruste resultiert. Dieser Effekt ist aber nicht der dominierende. Eine weitere Theorie, welche zu dünner Kruste variabler Mächtigkeit führt ist nach (Bown und White, 1994) die Spreizungsrate. Für ultralangsame Rücken gibt diese eine Krustenmächtigkeit zwischen 1 km und 4 km an. Nach Loudon et al. (1996) kann auch zeitlich

variabler Krustenmaterialzufluss an ultralangsamem Rücken zu solchen Strukturen führen. Nach White et al. (2001) führen eben solche variablen Materialzuflüsse oder Änderungen in der Manteltemperatur zu großen Variationen in der Krustenmächtigkeit. Verbindet man all diese Thesen, so ergibt sich die Kausalitätskette, dass aus einem Ausbleiben von Materialzufluss an ultralangsamem Rücken mit einer verminderten Krustenakkretion einhergeht. Daraus ergibt sich wiederum eine Dehnung und damit eine Ausdünnung der Kruste. Diese Beobachtungen, wie sie Urlaub (2006) bei der Modellierung am Gakkelerücken machte, wurden auch in dieser Modellierung festgestellt. Neben magmatischen Regionen existieren an ultralangsamem Rücken auch amagmatische Zonen. Diese Bereiche konnten auch am KR in der Modellierung identifiziert werden. Diese haben ein ausgebildetes Relief (300 m bis 500 m) und sind durch kleine Diskontinuitäten von den magmatischen Bereichen getrennt. Dieser Bereich entstand vermutlich durch lateralen Materialtransport aus umliegenden, kurzlebigen, kleinräumigen Auftriebszellen (Okino et al., 2002). Eine weitere Ursache für die Abweichung der modellierten Kurve von der beobachteten FA könnte das Auftreten von Serpentiniten sein. Serpentinite werden durch Umwandlung von Mantelgestein, insbesondere Peridotit, gebildet, welche durch Hydratation in Folge von Wasserinfiltration hervorgerufen wird. Serpentinisation hat nach Christensen (1966) eine Abnahme der Dichte, sowie der Permeabilität zur Folge.

Aus geologischer Sicht weisen ultralangsame Rücken, wie der Gakkelerücken oder der SWIR Besonderheiten auf, welche nur an ultralangsamem Rücken anzutreffen sind. Nach Dick et al. (2003) besitzen ultralangsame Rücken nichtmagmatische Spalten, welche Mantelperidotit direkt an die Krustenoberfläche (Basement) transportieren. Dieser Sachverhalt wird auch am SWIR (Dick et al., 2003) und am Gakkelerücken beobachtet (Michael et al., 2003). Diese nichtmagmatischen Segmente innerhalb eines ultralangsamem Rückens können nach Dick et al. (2003) und Snow et al. (2001) jede mögliche Orientierung zur Spreizungsrichtung an-

nehmen, welche sich auch, so wie auch am Knipovichrücken, oblique zu dieser einstellen kann. Damit ermöglichen einem ultralangsame Rücken einen Einblick in die Geochemie aus dem Tiefen Erdmantel. Nach le Roex et al. (1992) und Snow et al. (2001) ist die alkalische Zusammensetzung der Rückenabasalte an ultralangsamem Rücken durch ein insgesamt abgeschwächtes partielles Schmelzen im Mantel selber erklärt. Ähnliche geochemische Strukturen sind nach Hart (1984) weder an schnellen Rücken noch an langsamen Rücken zu finden. Zwei Sedimentmächtigkeiten wurden modelliert, von denen beide in den jeweiligen Modellkonfigurationen zu einer guten Übereinstimmung kamen. Die Sedimentdichte kam vor allem in jenen Bereichen des Modells besonders zum Tragen, an denen eine sehr dünne Kruste modelliert wurde. Auffällig war eine ausgedehnte und bis zu 1 km mächtige Sedimentschicht in Rifttal. Diese Tatsache konnte auch mittels der RF Analyse aus den Daten und in der Modellierung der RF bestätigt werden. Es wurde ja mittels verschiedener RF Modelle gezeigt, dass Sedimente ab einer gewissen Mächtigkeit das RF Signal überdecken und eine Identifikation erschweren.

6 Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war es, zu prüfen, ob mit der Methode der Receiver-Functions aus OBS Daten Informationen über die Lithosphärenstruktur im Bereich Knipovichrücken und der Bäreninsel gewonnen werden kann, und im Rahmen einer 3-D Modellierung ein umfassendes, in die Tiefe extrapoliertes geologisches Bild zu erhalten. Krustenmächtigkeiten wurden bestimmt und in den Kontext bekannter Modelle aus der Umgebung und der Barentssee gebracht. Es konnte die Theorie bestätigt werden, nach der die Krustenmächtigkeit in der Umgebung eines ultralangsamem Rückens mit 4 km unter der durchschnittlichen Mächtigkeit ozeanischer Kruste von 7.1 km (White et al., 1991) liegt. Die Kruste nimmt in Richtung der Bäreninsel an Mächtigkeit zu. Werte von 15 km am Bäreninselfächer passen in bereits bestehende Modelle über die Krustenstruktur in dieser Region und bestätigen die Verlässlichkeit der Methode der Receiver-Functions aus BB-OBS Daten. Tiefe Strukturen, welche über die Moho hinausgehen, konnten nicht aufgelöst werden, was zum einen an der geringen Anzahl an Ereignissen und am geringen Signal-Rausch-Verhältnis lag, als auch an methodischen Begrenzungen des Verfahrens der Ps Receiver-Functions. Sp Receiver-Functions sind methodisch in der Lage tiefere Strukturen wie die Lithosphäre-Asthenosphären-Grenze (LAB) aufzulösen, aber auch hier verhinderte das Signal-Rausch-Verhältnis eine Identifikation der Einsätze. Die 3-D Modellierung konnte zeigen, dass viele Eigenschaften, welche ultralangsame Rücken charakterisieren, wie eine dünne und variable Krustenstruktur am Rücken, Segmentierung des Rifttales und eine oblique Spreizung entlang der Rückenachse auch am Knipovichrücken aufzufinden sind. Damit passt der Knipovichrücken in die Theorie ultralangsamem Rücken. Wie auch immer, der Knipovichrücken ist ein interessantes Studienobjekt, an dem die Dynamik ultralangsamem Rücken erforscht werden kann.

Alles in allem konnte ein geschlossenes Bild der Messregion ermittelt werden. Theoretische Vorhersagen aus der RF Modellierung deckten sich mit den Beobachtungen aus der RF Analyse der seismologischen Daten und der 3-D Gravimetriemodellierung.

7 Ausblick

Die Bearisland-Arbeitsgruppe endet 2010. Im Rahmen dieser Arbeitsgruppe fanden Arbeitsgruppentreffen in Polen und in Norwegen statt, bei denen die Ergebnisse der einzelnen Forschungsschwerpunkten, wie der lokalen Seismizität um den Knipovichrücken und auch die Analyse von Receiver-Functions aus teleseismischen BB-OBS Daten vorzustellen. Die Analyse teleseismischer OBS Daten befindet sich gerade erst in den Kinderschuhen und bedarf weitergehender Studien. OBS-Daten im allgemeinen, und die Analyse solcher Daten mittels Receiver Functions im speziellen bieten einem die Möglichkeit, tiefe Strukturen des Mantels unter den Ozeanen zu analysieren. Diese Perspektive sollte Anreiz sein, sich nicht von hoheren Kosten abschrecken zu lassen, sondern dem Wunsch, ein tiefes und vollständiges Verständnis für den Aufbau und die Dynamik der Erdstruktur zu bekommen, nachzugeben.

8 Danksagung

Ich möchte mich bei all jenen Bedanken, die mir bei der Realisierung dieser Diplomarbeit sowohl thematisch, wie auch moralisch und logistisch zur Seite standen. Mein besondere Dank gebührt Herrn Professor Dr. Gerhard Jentzsch von der Universität Jena. Durch seine Flexibilität und die Bereitschaft mich in Jena aufzunehmen wurde diese Arbeit für mich erst möglich. Herrn Dr. Wilfried Jokat möchte ich danken für das Stellen des Themas und die Möglichkeit am Alfred Wegener Institut zu diplomieren. Erst seine herausvordernde Persönlichkeit erweckte in mir den Ehrgeiz mich dieser Arbeit zu stellen. Des weiteren möchte ich Herrn Dr. Jürgen Gossler und Herrn Dr. Wolfram Geissler für die Geduld und die Zeit mich in die Theorien einzuarbeiten, welche zu dieser Arbeit erforderlich waren bedanken. Frau Dr. Mechita Schmidt Aursch danke ich sehr herzlich für die Einarbeitung in die Theorien der Gravimetrie und das Modellieren, viele aufschlussreiche Gespräche. Ich möchte meinen Eltern danken, denn sie haben in mir immer den Glauben aufrechterhalten, dass mein Fleiß eines Tages zu Früchten wird. Im Andenken an meinen Vater Horst Alfred Kalberg, der das Ende meines Studiums nicht mehr erleben durfte. Er verstarb vier Wochen vor Beendigung meiner Arbeit.

Sir Isaac Newton sagte mal -Ich kann nur soweit schauen, weil ich auf den Schultern von Riesen stehe-

Ich denke so ist es wohl mit allem.

9 Anhang

9.1 A - Theorie seismischer Wellen

9.1.1 Wellen

Zunächst sollen in diesem Kapitel die physikalischen Grundlagen der Ausbreitung einer Welle in einem Medium erläutert werden. Es werden zunächst aus elementaren Annahmen die Wellengleichung für einen homogenen Vollraum abgeleitet. Darauf basierend werden die allgemeinen Wellengleichungen für geschichtete Medien sowie die Koeffizienten für die Transmissivität und Reflexivität von in einem Festkörper abgeleitet.

9.2 Die Ausbreitung einer ebenen Welle in einem lateral homogenen Medium

Als Voraussetzung sei angenommen, dass es sich um kleine Spannungen und Deformationen handelt. Die zugrunde liegende physikalische Beziehung ist das verallgemeinerte Hooksche Gesetz in einem idealen elastischen Medium. In Einsteinscher Summennotation hat es die Form:

$$\sigma_{il} = c_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (9.1)$$

mit $i, j, k, l = 1, 2, 3$

Dabei ist σ_{ij} der Spannungstensor, ϵ_{kl} der Deformationstensor und c_{ijkl} der Elastizitätstensor. Die Deformation ϵ erfolgt hierbei durch den Verschiebungsvektor $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (9.2)$$

Dieser hat 81 Koeffizienten. Aus Symmetriegründen reduzieren sich diese auf maximal 21 unabhängige Koeffizienten. Des weiteren kann von einem isotropen Medium ausgegangen werden. In diesem Fall sind die seismischen Geschwindigkeiten unabhängig von der Ausbreitungsrichtung. Die Koeffizienten des Elastizitätstensors verringern sich dann auf 2 Materialkonstanten, den sogenannten Lameschen Konstanten λ und μ . Der Elastizitätstensor hat dann die Form:

$$c_{ijkl} = \delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}) \quad (9.3)$$

Damit erhält das Hook-sche Gesetz die aus der klassischen Physik bekannte Form:

$$\sigma_{ij} = \lambda\Theta\delta_{ij} + 2\mu\epsilon_{ij} \quad (9.4)$$

Hierbei ist:

$$\Theta = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33} = \nabla u \quad (9.5)$$

die sogenannte kubische Dilatation. δ_{ij} ist hier keine keine Ableitung nach Einstein, sondern das Kronecker Delta. Dieses ist definiert als:

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{falls } i = j \\ 0 & \text{falls } i \neq j \end{cases} \quad (9.6)$$

9.2.1 Die Wellengleichung

Betrachten wir den Spannungszustand in einem Medium und berücksichtigen dabei, dass man sich in einem Kräfte- und Momentengleichgewicht befindet, so führt dies zu einer dynamischen Bewegungsgleichung der Form:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} [+f_i] \quad (9.7)$$

In dem hier vorliegenden Fall werden die Volumenkräfte f_i (z. B. aus einer seismischen Quelle) vernachlässigt. Setzen wir nun (2.4) hier ein und wenden die Gesetze zur Berechnung der ersten und zweiten Ableitung einer Funktion an, so ergibt sich:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x_j} (\lambda \Theta \partial_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}) = \lambda \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_j} + \mu \left(\frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_j} \right) \quad (9.8)$$

$$= (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_i \partial x_j} \quad (9.9)$$

Dies kann in Vektorschreibweise dargestellt werden und die Gleichung erhält damit die Form:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla (\nabla \times \mathbf{u}) = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (9.10)$$

Diese Differentialgleichung kann vereinfacht werden, in dem man die Tatsache ausnutzt, dass sich eine Verschiebung \mathbf{u} unterteilen lässt in einen quellfreien Anteil u_s , für den gilt: $\nabla \cdot u_s = 0$ und einen wirbelfreien Anteil u_p , für den gilt $\nabla \times u_p = 0$. u_p kann dann dargestellt werden als der Gradient eines skalaren Potentials ϕ und u_s als die Rotation eines Vektorpotentials Ψ .

Damit ist dann:

$$u = u_p + u_s \quad (9.11)$$

$$u = \nabla\phi + \nabla \times \Psi \quad (9.12)$$

mit der Bedingung $\nabla\psi = 0$

Da das Teilverschiebungsfeld u_p einer Kompressions- oder P-Welle entspricht, wird das skalare Potential ϕ in der Literatur als Kompressionspotential bezeichnet. Genau so wird das zum Verschiebungsfeld u_s gehörende Potentialfeld Ψ bedingt durch seine Assoziation mit einem Scher- oder S-Wellenfeld als Scherpotential bezeichnet.

Nun kann Gleichung (2.12) in Gleichung (2.10) eingesetzt werden. Nach Ausrechnen unter Verwendung der Vektoridentität $\nabla(\nabla v) = 0$ und Anwendung der Divergenz ergibt sich:

$$\nabla\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\nabla\nabla(\nabla\phi)\right) = 0 \quad (9.13)$$

Unter Berücksichtigung der Vektoridentität, dass die Rotation der Divergenz eines Potentialfeldes verschwindet, also $\nabla \times (\nabla\phi) = 0$, ist nicht nur die Divergenz Null, sondern auch die Rotation des Klammerausdruckes. Damit verschwindet das Vektorfeld selbst und die Wellengleichung erhält die Form:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla\phi) - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\nabla\nabla(\nabla\phi) = 0 \quad (9.14)$$

Betrachten wir in dieser Gleichung den wirbelfreien Teil $u_p = \nabla\phi$ der Gesamtverschiebung u , so stellt man fest, dass dieser sich, gemäß der Wellengleichung (2.13), mit der Geschwindigkeit:

$$V_P = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (9.15)$$

fortpflanzt. Dies ist die P-Wellen-Geschwindigkeit. Für den quellenfreien Anteil $u_s = \nabla \times \Psi$ gilt der Zusammenhang:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2}(\nabla \times \Psi) - \frac{\mu}{\rho}(\nabla \times \Psi) = 0 \quad (9.16)$$

Hieraus ergibt sich für die S-Wellen-Geschwindigkeit der Zusammenhang:

$$V_S = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (9.17)$$

Diese Wellengleichungen werden auch durch ein Potentialfeld erfüllt. Unter Verwendung des Lameschen Theorems (Aki und Richards, 1980) sieht dies wie folgt aus:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla \nabla \phi = 0 \quad (9.18)$$

und für das wirbelfreie Wellenfeld:

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial t^2} - \frac{\mu}{\rho} \nabla \nabla \Psi = 0 \quad (9.19)$$

Das hier verwendete Wellenfeld kann also auch durch ein korrespondierendes Potentialfeld dargestellt werden. Dies hat bei Betrachtung der Verschiebung u den Vorteil, dass die Wellengleichungen für die Potentiale ϕ und Ψ eine einfachere Form annehmen. Einer der Vorteile, wie noch gezeigt wird, ist, dass sich das Vektorpotential Ψ für eine horizontale Schichtung durch ein quasi-skalares Potential ψ darstellen lässt.

Fällt nun eine ebene Welle mit Wellenvektor in der xy -Ebene liegend auf ein

lateral homogenes Medium, verschwinden nicht nur alle partiellen Ableitungen erster Ordnung in Richtung y für den Verschiebungsvektor \vec{u} , sondern auch für die korrespondierenden Potentiale. Damit erhält der Verschiebungsvektor \vec{u} die Gestalt:

$$u = \left(\frac{\partial\phi}{\partial x} - \frac{\partial\psi_y}{\partial z}, \frac{\partial\psi_x}{\partial z} - \frac{\partial\phi}{\partial z}, \frac{\partial\phi}{\partial z} + \frac{\partial\psi_y}{\partial x} \right) \quad (9.20)$$

Der Verschiebungsvektor breitet sich damit unabhängig von u_z und u_x aus und hängt nur von ψ_x und ψ_z ab. Die Komponente u_y kann somit völlig unabhängig von allen anderen betrachtet werden. Die hier verwendete Komponente des Vektorpotentials Ψ sei von nun an nur noch die ψ_y Komponente und wird zur Vereinfachung weiter mit ψ bezeichnet. Ergebnis dieses Schrittes ist, dass zur Kalkulation der Komponenten u_x und u_z nur noch mit zwei skalaren Potentialen gerechnet werden muss. Damit ergibt sich die gesamte Bodenverschiebung zu:

$$\Phi \nabla \phi + \nabla \times (\vec{e}_y \phi) + \vec{e}_y \quad (9.21)$$

In dieser Gleichung ist \vec{e}_y der Einheitsvektor in y -Richtung. Die korrespondierenden Wellengleichungen für eine zweidimensionale Ausbreitung der Potentiale ψ und ϕ sowie der Verschiebungskomponente u_y haben nun die Gestalt:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \phi - (V_P)^2 \nabla \nabla \phi = 0 \quad (9.22)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \psi - (V_S)^2 \nabla \nabla \psi = 0 \quad (9.23)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} u_y - (V_S)^2 \nabla \nabla u_y = 0 \quad (9.24)$$

9.2.2 Lösungsansatz der Wellengleichung

Die allgemeine Wellengleichung in der Physik ist eine homogene Differentialgleichung zweiter Ordnung einer beliebigen zweimal differenzierbaren Funktion. Sie hat die Form:

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} f(\vec{x}, t) - c^2 \nabla \nabla f(\vec{x}, t) = 0 \quad (9.25)$$

Die allgemeine Lösung lautet:

$$f(\vec{x}, t) = g(\vec{n}\vec{x} - ct) + h(\vec{n}\vec{x} + ct) \quad (9.26)$$

Hier ist $|\vec{n}| = 1$

Anschaulich bedeutet dies, dass die Lösung dieser Gleichung ein Wellenfeld ist, welches sich mit der Geschwindigkeit c sowohl in Richtung des Vektors \vec{n} als auch in die entgegengesetzte Richtung bewegt. Lösungen der Wellengleichung sind auch harmonische Funktionen der Form:

$$f(\vec{x}, t) = A(\vec{k}, \omega) e^{j(\vec{k}\vec{x} - \omega t)} \quad (9.27)$$

Hier wird die komplexe Amplitude des Wellenfeldes durch A beschrieben. $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z) = |\vec{k}| \vec{n}$ ist der Wellenvektor mit $|\vec{k}| = \frac{\omega}{c}$. Hiermit lassen sich beliebige Wellenfelder durch Superposition dieser Funktion betrachten. Auch besteht die Möglichkeit, Wellenfelder die durch die Wellengleichung (2.26) determiniert werden, als Funktion der Frequenz ω oder des Wellenvektors \vec{k} auszudrücken. Diese Zerlegung entspricht einer Fouriertransformation. Diese hat dann die Form:

$$F(\vec{k}, \omega) = \frac{1}{4\pi} \int dt \int \int \int f(\vec{x}, t) e^{-j(\vec{k}\vec{x} - \omega t)} d^3\vec{y} \quad (9.28)$$

Da hier eine ebene Welle mit dem Wellenvektor $\vec{k} = k_x \vec{e}_x + k_z \vec{e}_z$ betrachtet wird, sind alle Verschiebungen und Potentiale unabhängig von y . Dies bedeutet, es kann

auch hier mit den Potentialen ψ und ϕ gearbeitet werden. Die aus den Potentialen ψ und ϕ abgeleiteten Anteile des Wellenfeldes haben nach Gleichung (2.19) nur Verschiebungskomponenten in der xz -Ebene. Das damit korrespondierende vertikal polarisierte Wellenfeld ist eine Scherwelle und wird in der Literatur als SV-Welle bezeichnet. Das horizontal polarisierte Wellenfeld wird demzufolge als SH-Wellenfeld bezeichnet. Die Ausbreitung dieser Wellenfelder ist nach den obigen Ableitungen völlig unabhängig von den anderen Wellenfeldern. Physikalisch hat das die Konsequenz, dass diese SH-Felder nicht durch Konversionen an Diskontinuitäten entstehen. Aus diesem Grund sollen SH-Wellenfelder in dieser Arbeit keine weitere Beachtung finden.

9.2.3 Ausbreitung einer Welle in einem geschichteten Halbraum

In den obigen Herleitungen der Wellengleichungen wurde als Ausbreitungsmedium ein homogener Halbraum vorausgesetzt. Bei Lösung der Gleichung wurde gezeigt, dass sich die aus den Potentialen ϕ und ψ abgeleiteten Anteile des Wellenfeldes unabhängig von einander ausbreiten. Breitet sich das Wellenfeld nicht in einem homogenen, sondern in einem horizontal geschichteten Medium aus, bekommen die Gleichungen eine andere Gestalt. Als Voraussetzung sei hier angenommen, dass die Dichte, bzw. die seismische Geschwindigkeit in einer Schicht konstant ist. Die Materialkonstanten sind in diesem Fall Funktionen der Tiefe z . An Diskontinuitäten müssen die Stetigkeitskriterien für Spannung und Verschiebung eingehalten werden, sonst erhält man an diesen Stellen Singularitäten und die Gleichungen können nicht gelöst werden. Unbestimmte Verschiebungen treten nur an freien Oberflächen auf. Auch wird hier auf mathematischem Wege bewiesen, dass Konversionen an einer Grenzfläche zwischen zwei Medien tatsächlich eine notwendige Erscheinung sind.

Betrachtet man Wellenfelder in homogenen Medien, ist das gewählte Koordina-

tensystemen in der Regel kartesisch mit positiver z-Achse in der Tiefe. Dann sind Tangential- und Normalspannung an einer Ebene mit dem Normalenvektor \vec{e}_z definiert mit:

$$\sigma_{zx} = \mu \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) \quad (9.29)$$

$$\sigma_{zz} = \lambda \left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial u_z}{\partial z} \quad (9.30)$$

Die Spannungen müssen an einer Grenzfläche den Stetigkeitskriterien genügen. Dies gilt auch für die Verschiebungskomponenten, die die folgende Form haben:

$$u_x = \frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (9.31)$$

$$u_z = \frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (9.32)$$

Einsetzen der Gleichungen (2.31 - 2.32) in (2.29 - 2.30) und unter Verwendung von Gleichungen (2.22 - 2.24) ergibt die Stetigkeit der Spannungen dargestellt durch die Potentiale:

$$\sigma_{zx} = \mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z} - 2 \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{1}{V_S^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right) \quad (9.33)$$

$$\sigma_{zz} = \lambda \frac{1}{V_P^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right) \quad (9.34)$$

Durch diese Gleichungen sind nun auch die Randbedingungen für die Potentiale ψ und ϕ determiniert. Aus diesen Gleichungen ist nun zu erkennen, dass die Potentiale an Diskontinuitäten nicht stetig sind. Physikalisch bedeutet dies, dass nicht das gesamte auftreffende Wellenfeld durch die Schicht transmittiert wird,

sondern es treten Konversion von einem Wellenfeld in das andere sowie Reflexionen an den Schichtgrenzen auf. Diese erfüllen dann die Stetigkeitskriterien, was zu beweisen war. Die zugehörigen Koeffizienten für diese Potentiale können dann aus den obigen Gleichungen abgeleitet werden.

9.2.4 Herleitung der Transmissions- und Reflexionskoeffizienten

Wie bereits vorangegangen erläutert, folgen die Koeffizienten zur Beschreibung der Transmission und Reflexion aus den Randbedingungen der Potentiale ψ und ϕ für die Spannungen und Verschiebungen an Diskontinuitäten bei Einfallen eines P-Wellenfeldes. Diese Koeffizienten sollen nun bestimmt werden.

Sei angenommen, dass die auftreffende Potentialwelle die Amplitude 1 habe. Dies bedeutet anschaulich, dass die Amplituden des transmittierten und des reflektierten Potentialwellenfeldes den korrespondierenden Koeffizienten entsprechen. Der Strahlparameter berechnet sich hier aus dem Einfallswinkel des Wellenfeldes auf die Diskontinuität mit dem Zusammenhang:

$$p = \frac{\sin\gamma}{V_{P1}} \quad (9.35)$$

Die horizontale Wellenzahl k ist definiert mit:

$$k = \omega p = \omega \frac{\sin\gamma}{V_{P1}} \quad (9.36)$$

Die vertikale Wellenzahl sei hier definiert mit:

$$l_i = \sqrt{\frac{\omega^2}{V_{P_i}^2} - k^2} \quad (9.37)$$

und

$$l'_i = \sqrt{\frac{\omega}{2} V_{S_i}^2 - k^2} \quad (9.38)$$

In dieser Arbeit werden die Definitionen für die Transmissions- und Reflexionskoeffizienten nach Müller (1985) verwendet. Diese haben die folgenden Nomenklaturen:

- R sei der Reflexionskoeffizient
- T sei der Transmissionskoeffizient

welche durch die Indizes u und d spezifiziert werden. Diese haben folgende Bedeutung:

- d (downgoing) für ein sich in positiver z-Richtung, also nach unten ausbreitendes Wellenfeld
- u (upgoing) für ein sich in negativer z-Richtung, also nach oben ausbreitendes Wellenfeld.

In dieser Arbeit wird lediglich der P-SV Fall betrachtet. Dies führt zu insgesamt 16 verschiedenen skalaren Transmissions- und Reflexionskoeffizienten pro Diskontinuität. Diese lauten in der eingeführten Schreibweise: T^{ud}, R^{ud} für das Primär und Sekundär-Wellenfeld. Damit ergibt sich für den Reflexionskoeffizienten: R_{ps}^u . Dies entspricht eines sich nach oben ausbreitenden P-Wellenfeldes, dass bei Auftreffen an einer Diskontinuität teilweise reflektiert wie auch in ein S-Wellenfeld konvertiert wird. Die daraus resultierenden Koeffizienten sind Funktionen abhängig von der seismischen Geschwindigkeit, der Dichte des Ausbreitungsmediums und der horizontalen slowness p. Damit ergibt sich für die Potentiale an der Diskontinuität:

$$\Phi_1 = 1e^{j(\omega t - kx - lz)} + R_{ps}^d e^{j(\omega t - kx - lz)} \quad (9.39)$$

$$\Psi_1 = R_{ps}^d e^{j(\omega t - kx - lz)} \quad (9.40)$$

$$\Phi_2 = T_{ps}^d e^{j(\omega t - kx - lz)} \quad (9.41)$$

$$\Psi_2 = T_{ps}^d e^{j(\omega t - kx - lz)} \quad (9.42)$$

Die Indezierung der Variablen durch 1 und 2 beziehen sich dabei auf die Oberseite des Mediums (1) bzw. auf die Unterseite (2). Das abgeleitete Potential Φ_1 besteht hierbei aus dem einfallenden und dem reflektierten Potential. Die Stetigkeit von u_x erfordert, dass an der Grenzschicht die Bedingung:

$$\frac{\partial \Phi_1}{x} - \frac{\partial \Psi_1}{\partial z} = \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} - \frac{\partial \Psi_2}{\partial z} \quad (9.43)$$

gilt. Setzt man nun die partiellen Ableitungen der Gleichungen 39-42 hier ein, ergibt sich die Gleichung:

$$-kR_{pp}^d - l_1 R_{ps}^d + kT_{dd}^d - l_2 T_{ps}^d = k \quad (9.44)$$

Division dieses Ausdruckes durch ω_1 beseitigt die scheinbare Frequenzabhängigkeit. Die Formel nimmt dann die Form:

$$-pR_{pp}^d - b_1 R_{ps}^d + pT_{dd}^d - b_2 T_{ps}^d = p \quad (9.45)$$

Dies wird für die restlichen Bedingungen zur Stetigkeit für u_x , σ_{zx} und σ_{zz} ebenfalls ausgerechnet. Dies führt zu einem linearen Gleichungssystem, das für alle Koeffizienten gelöst werden kann. Auf dies soll an dieser Stelle verzichtet werden. Mit dem gleichen Prinzip muss dann noch für die von unten einfallende P- bzw. S-Wellenfeld verfahren werden. Daraus resultieren letztendlich für die Betrachtung des P-SV-Wellenfeldes 16 frequenzunabhängige Koeffizienten. Zur vollständigen Betrachtung der obigen Herleitung empfiehlt sich Aki und Richards (1980) und Müller (1985).

9.3 B - Verwendete Beben im Messzeitraum

Datum	Herdzeit	lat[°]	lon [°]	Herdtiefe [km]	Magnitude
12-MAY-2008	06:28:01.570	31.00	103.32	19	7.9
05-JUL-2008	02:12:04.480	53.88	152.89	632	7.7
29-NOV-2007	19:00:20.420	14.94	-61.27	156	7.4
31-OCT-2007	03:30:15.960	18.90	145.39	207	7.2
20-MAR-2008	22:32:57.930	35.49	81.47	10	7.2
19-DEC-2007	09:30:27.930	51.36	-179.51	34	7.2
19-JUL-2008	02:39:28.700	37.55	142.21	22	7.0
14-FEB-2008	10:09:22.720	36.50	21.67	29	6.9

Tabelle 5: In dieser Arbeit verwendete Beben im Messzeitraum August 2007 bis August 2008

9.4 C - Signal-Rausch-Verhältnisse

<u>BB-OBS</u>	<u>S-N-R</u>
1	16.6
2	26.6
5	27.2
6	39.9
7	20.2
8	16.2
9	63.3
11	11.4
12	4.8

Tabelle 6: Signal-Rausch-Verhältnis der BB-OBS-Stationen vom Beben 5. Juli 2008 in der Okhotsksee

<u>BB-OBS</u>	<u>S-N-R</u>
1	2.5
2	1.51
5	2.5
6	40.21
7	2.22
8	1.90
9	30.67
11	2.84
12	2.57

Tabelle 7: Signal-Rausch-Verhältnis der BB-OBS-Stationen vom Beben 12.Mai 2008
Sichuan

9.5 D - Einzelne Receiver-Functions

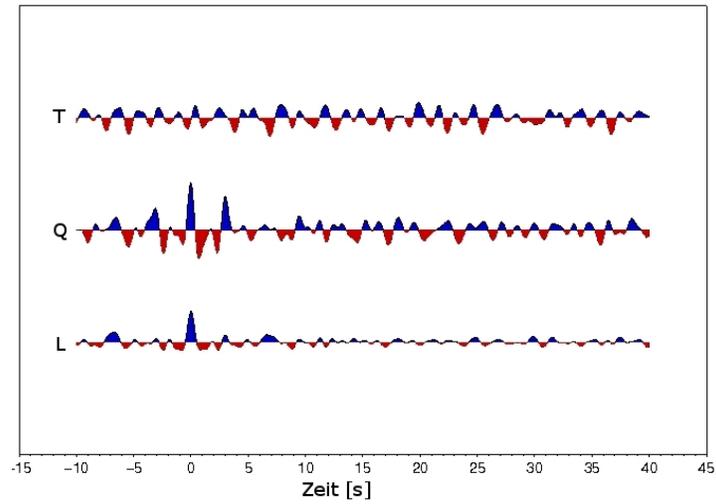


Abbildung 40: BB-OBS09

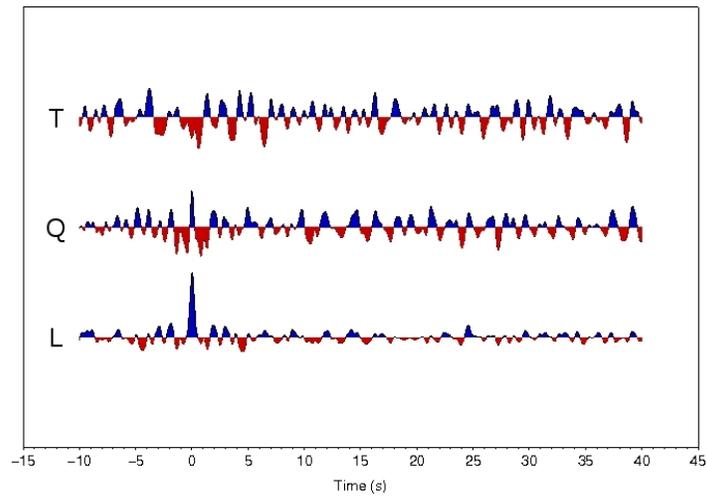


Abbildung 41: BB-OBS06

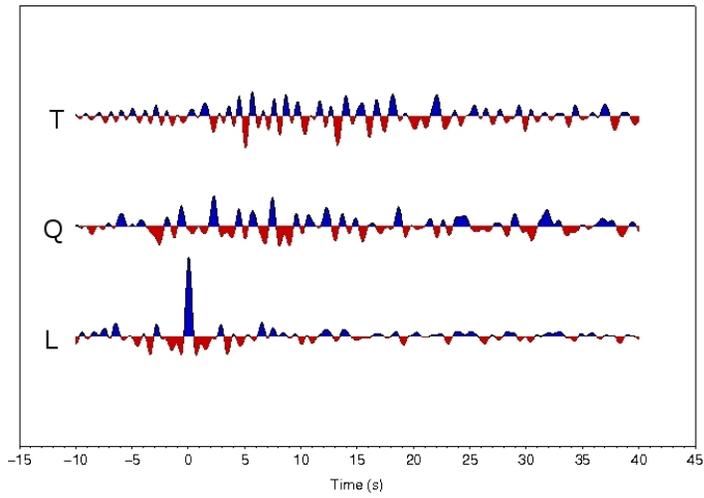


Abbildung 42: BB-OBS07

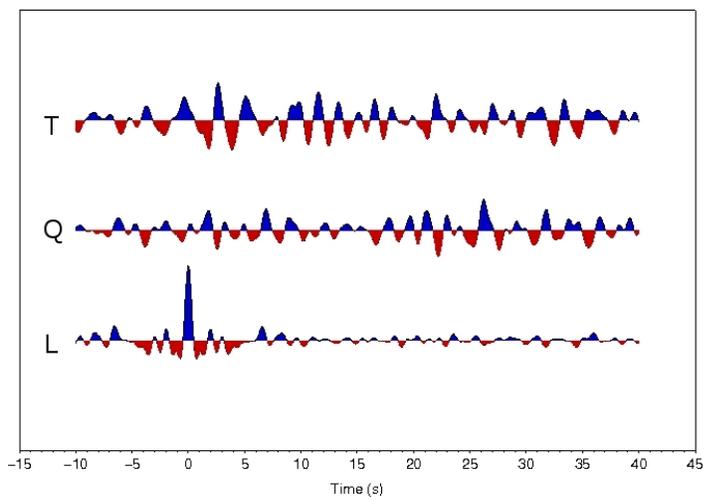


Abbildung 43: BB-OBS11

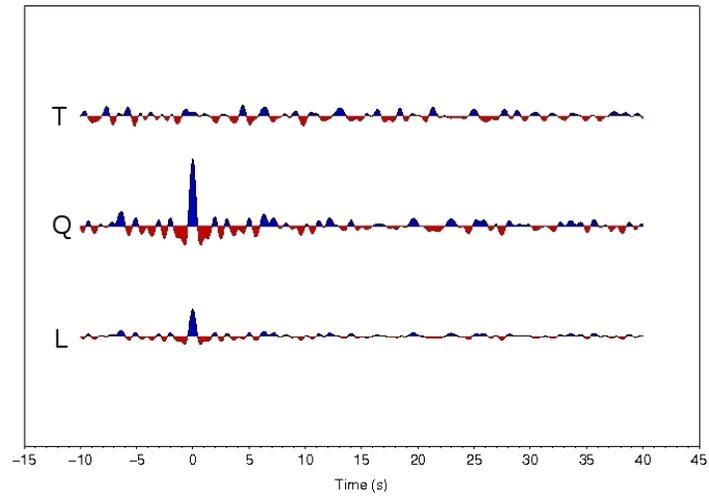


Abbildung 44: BB-OBS02

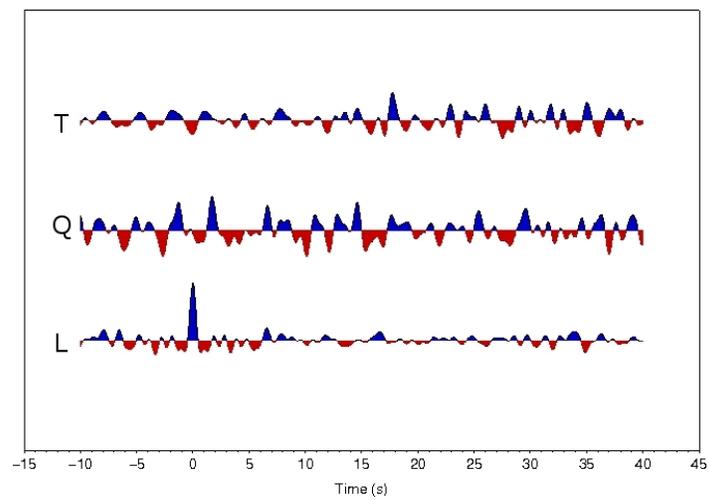


Abbildung 45: BB-OBS05

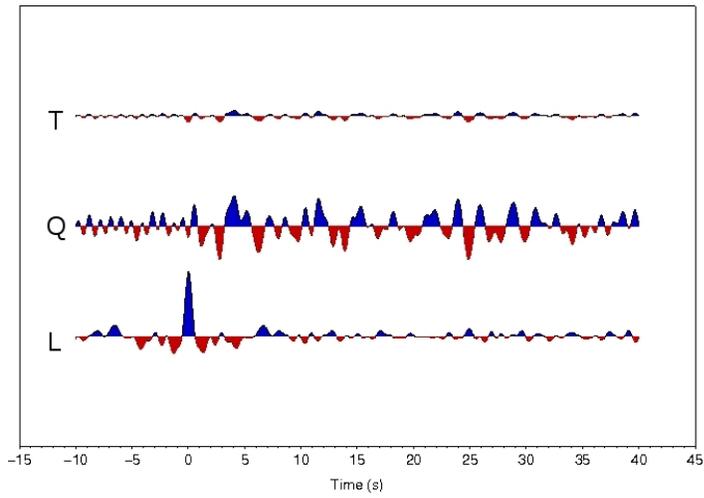


Abbildung 46: BB-OBS12

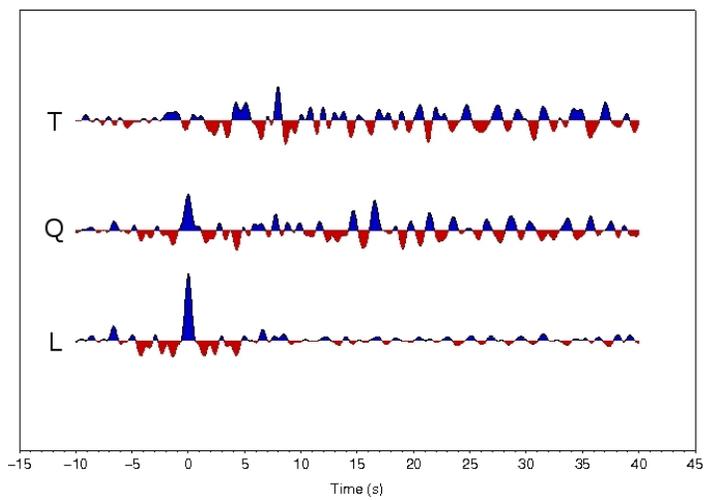


Abbildung 47: BB-OBS01

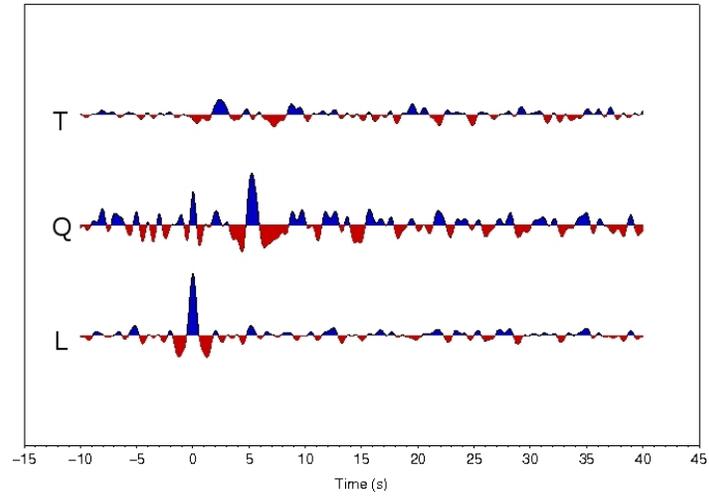


Abbildung 48: BB-OBS08

9.6 E - Bougueranomalien

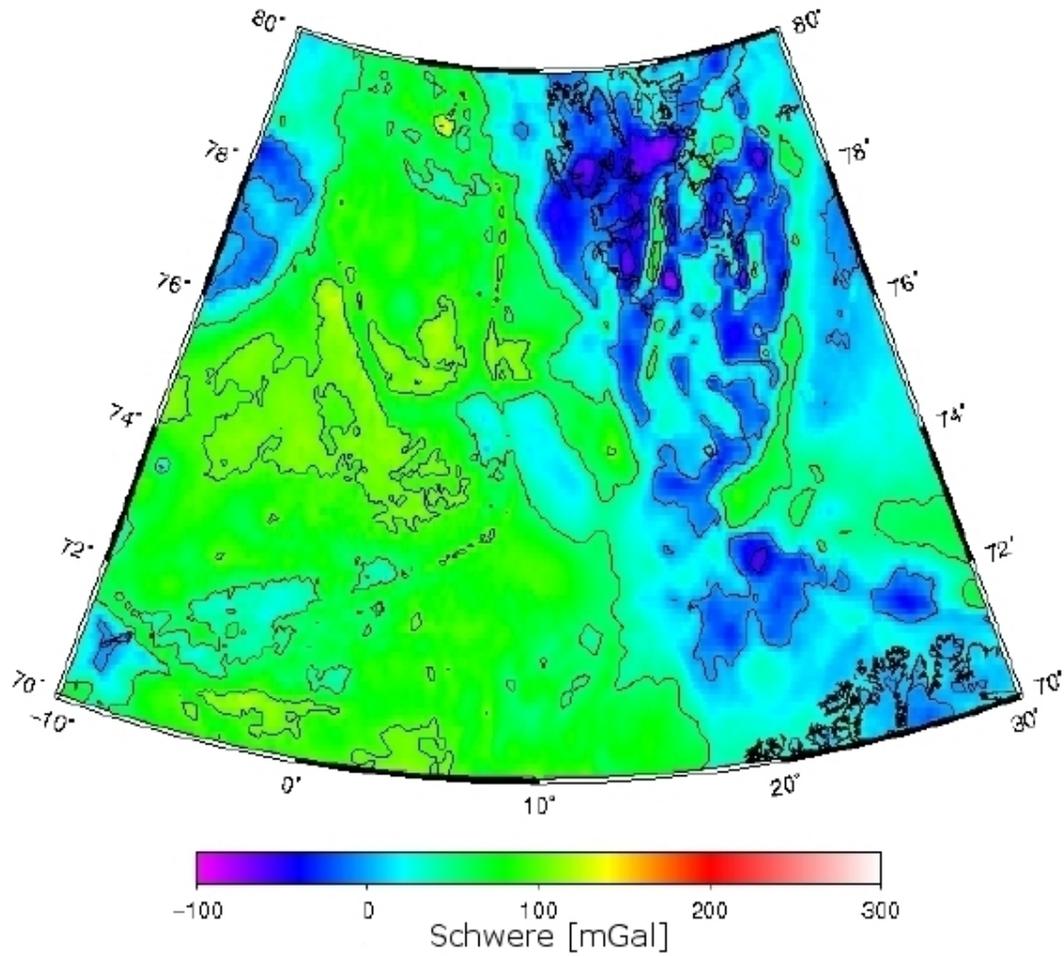


Abbildung 49: Bouguerkorrektur der Freiluftanomalie mit einer Reduktionsdichte $1.7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, Isolinienabstand 100 mGal

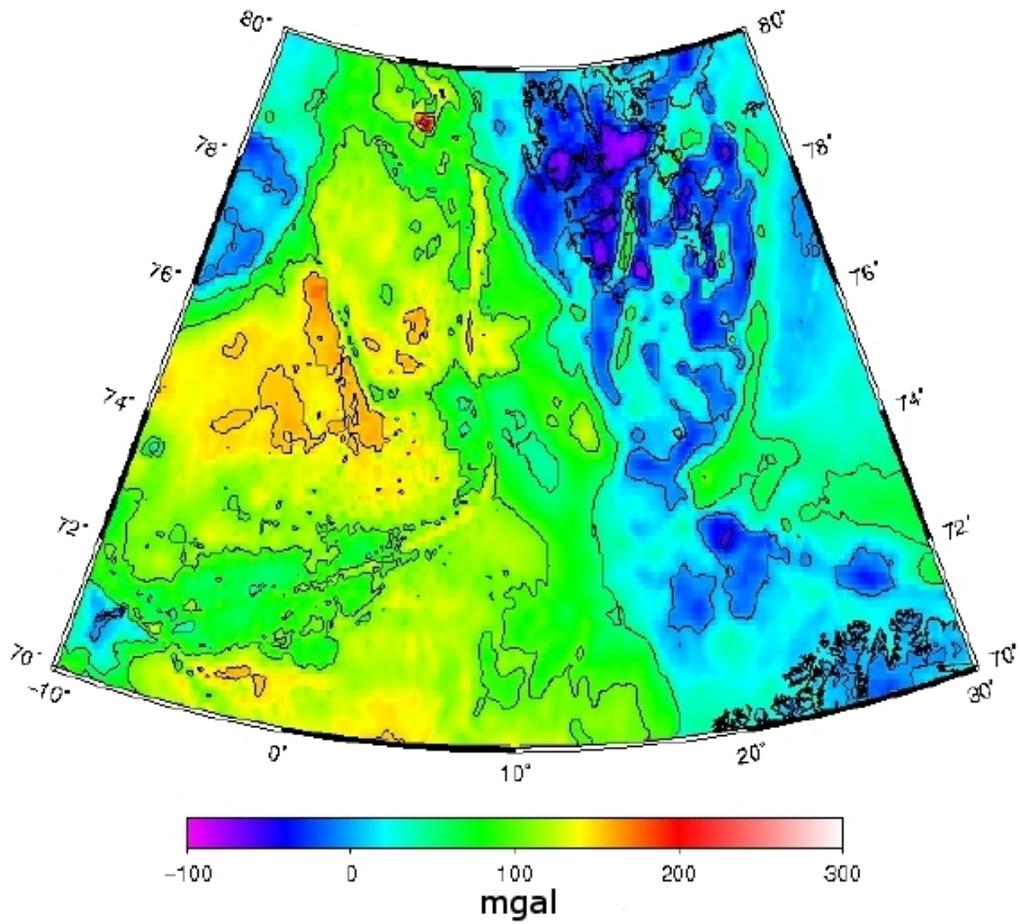


Abbildung 50: Bouguerkorrektur der Freiluftanomalie mit einer Reduktionsdichte $2.0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Isolinienabstand 100 mGal

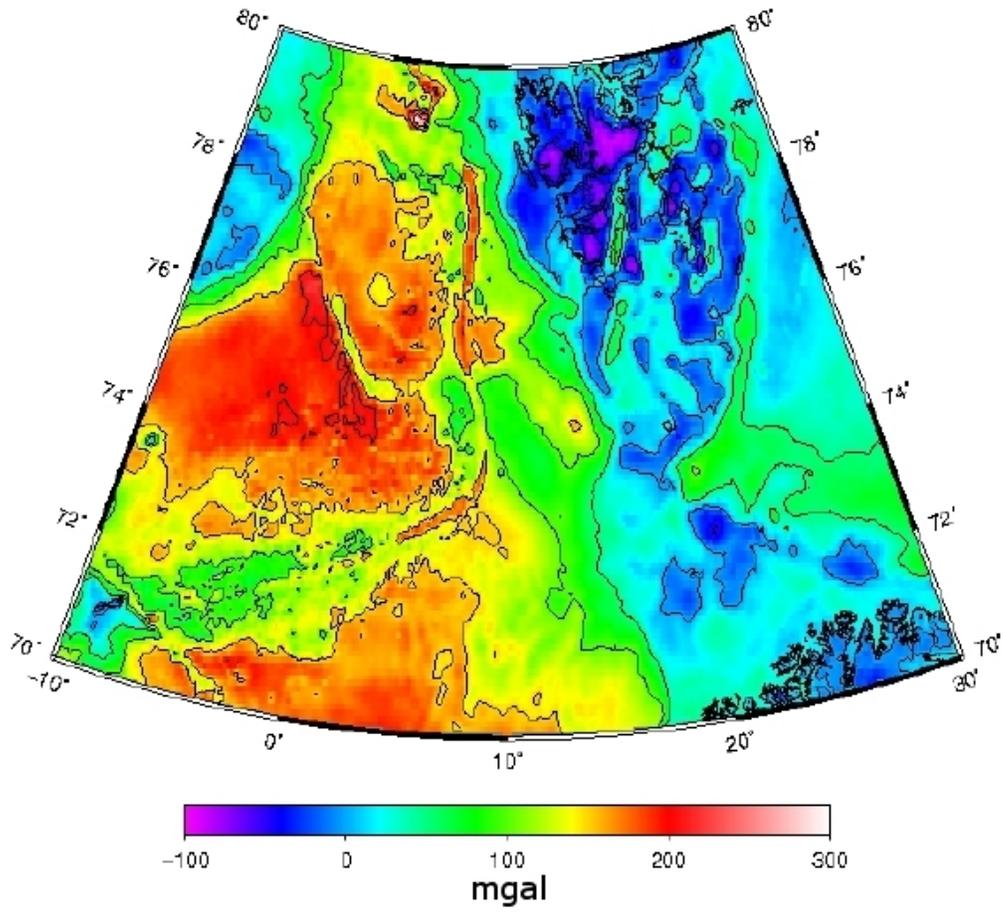


Abbildung 51: Bouguerkorrektur der Freiluftanomalie mit einer Reduktionsdichte $2.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Isolinienabstand 100 mGal

9.7 F - Ebenen der 3-D Modellierung

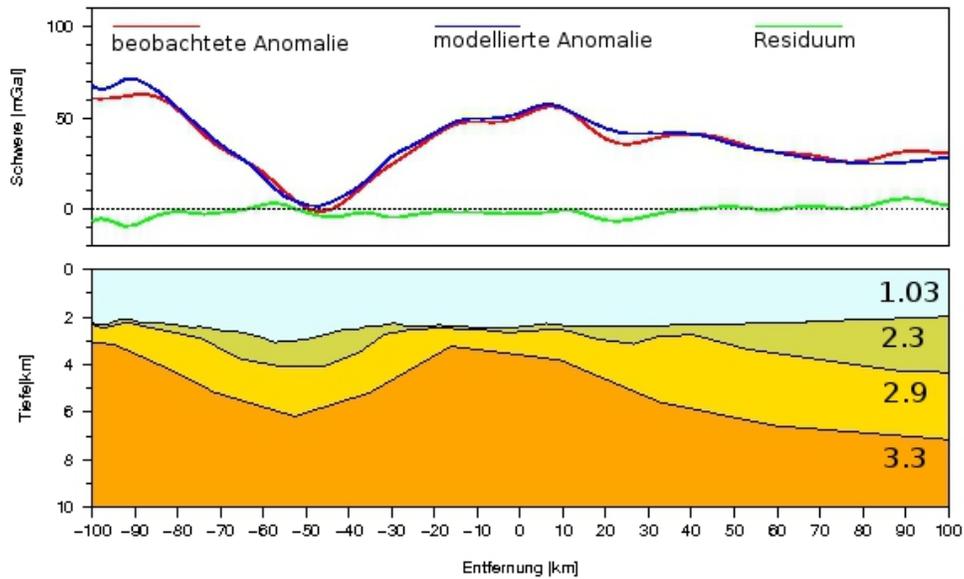


Abbildung 52: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 4. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

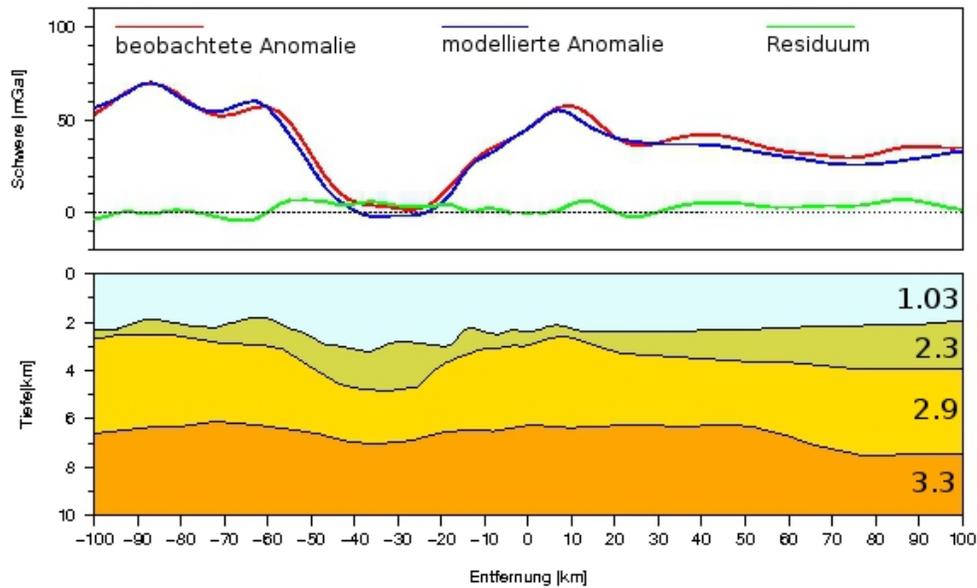


Abbildung 53: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 5. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

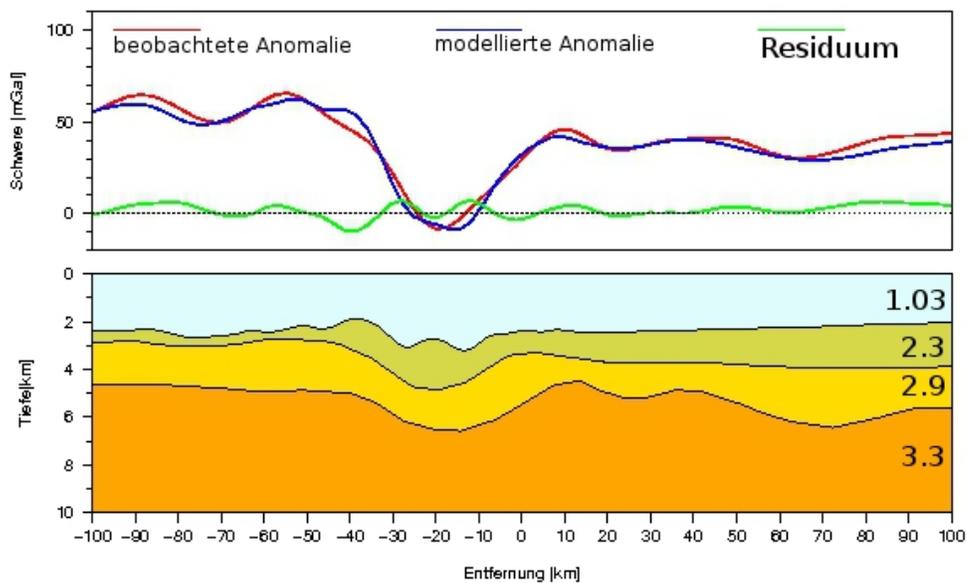


Abbildung 54: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 6. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

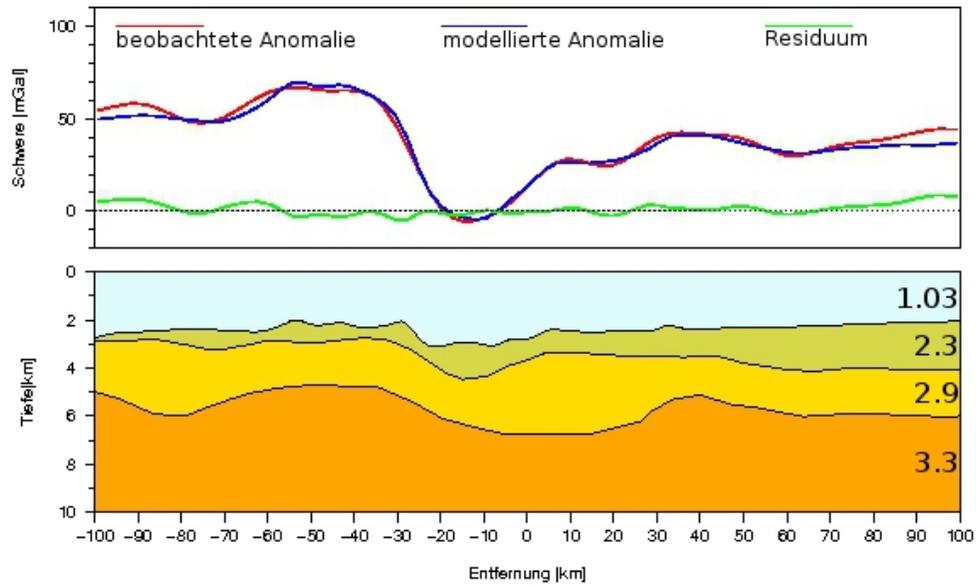


Abbildung 55: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 7. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

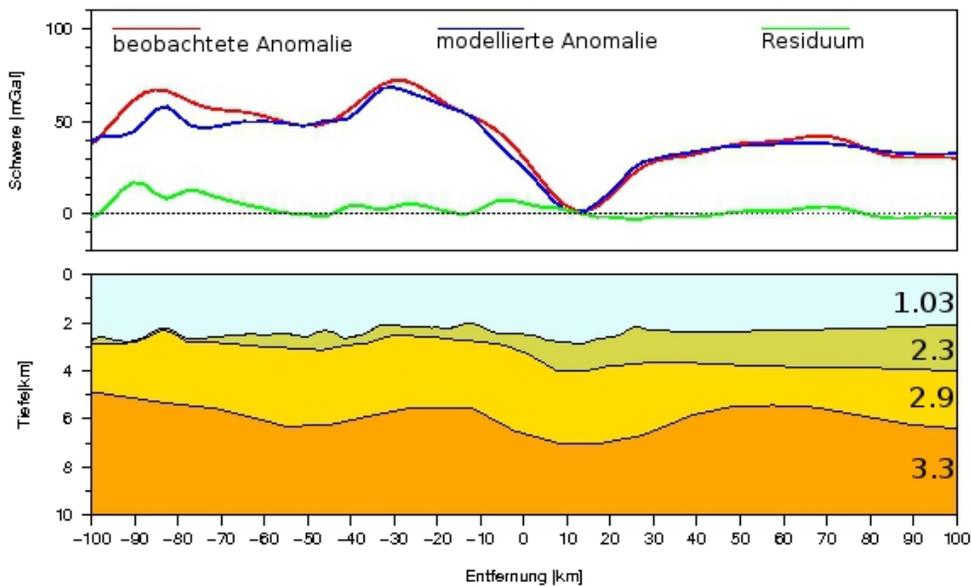


Abbildung 56: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 9. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

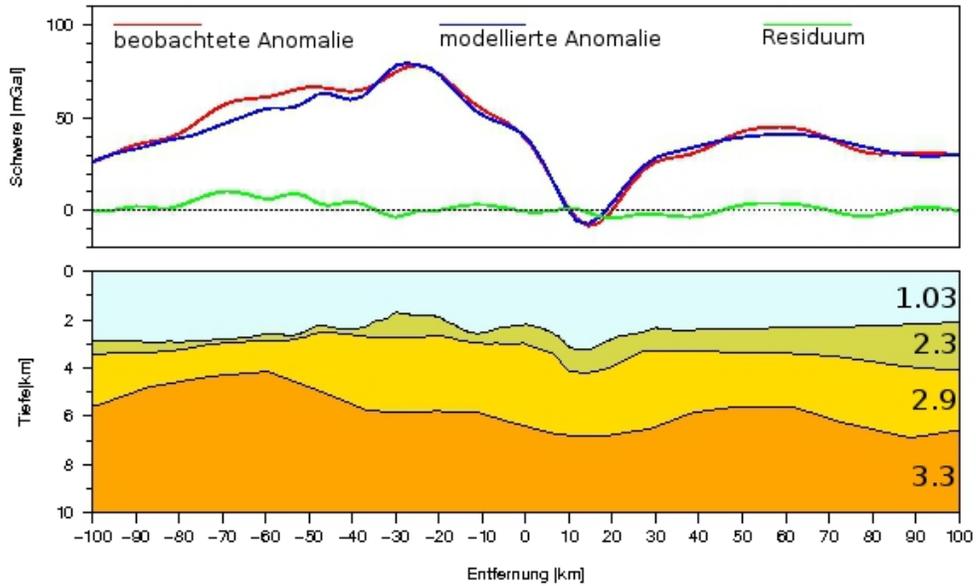


Abbildung 57: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 10. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 kg/m³ angegeben.

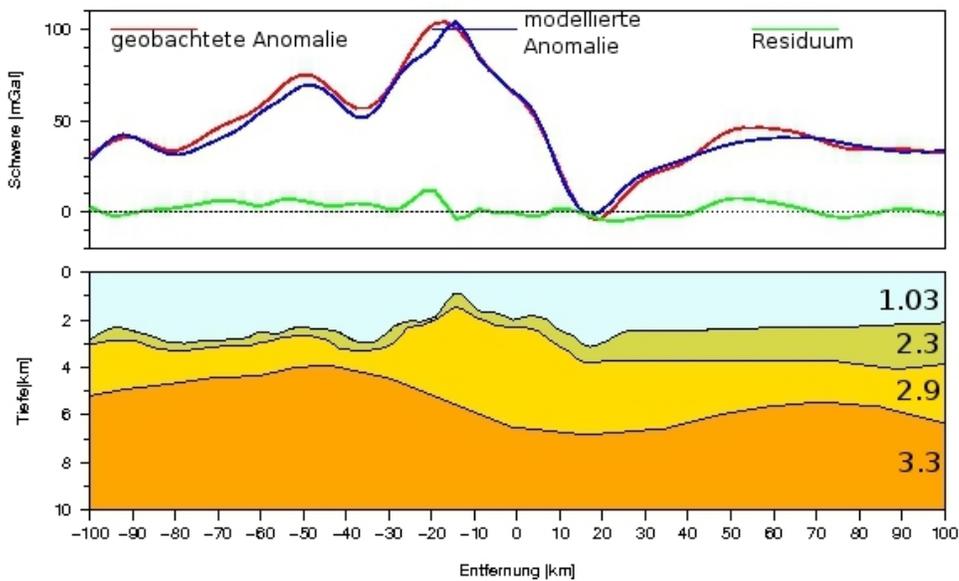


Abbildung 58: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 11. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 kg/m³ angegeben.

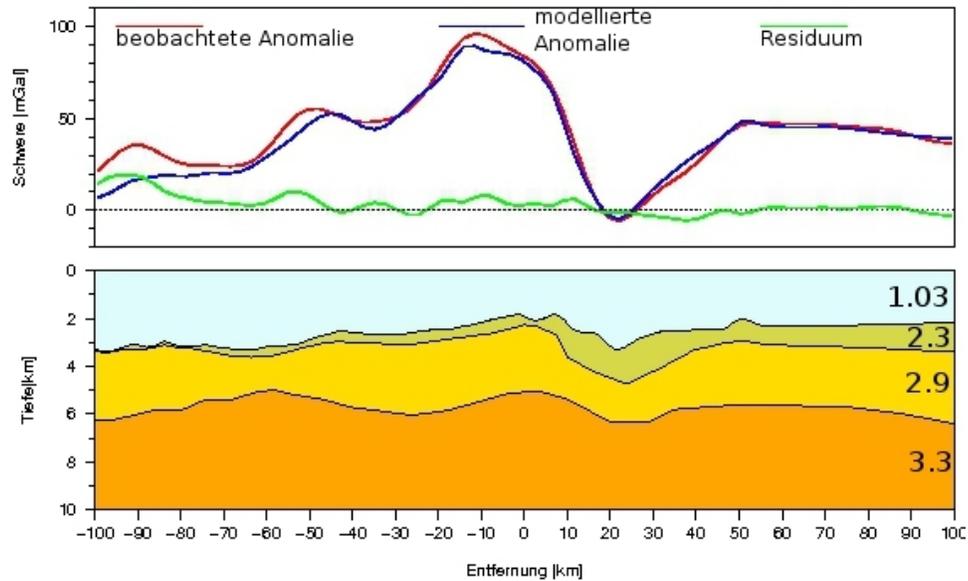


Abbildung 59: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 12. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

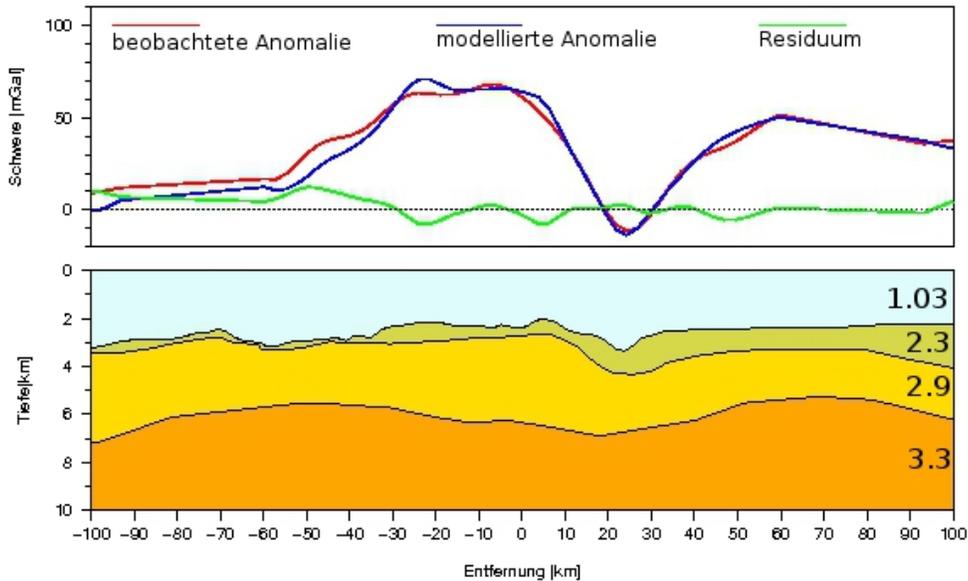


Abbildung 60: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 14. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

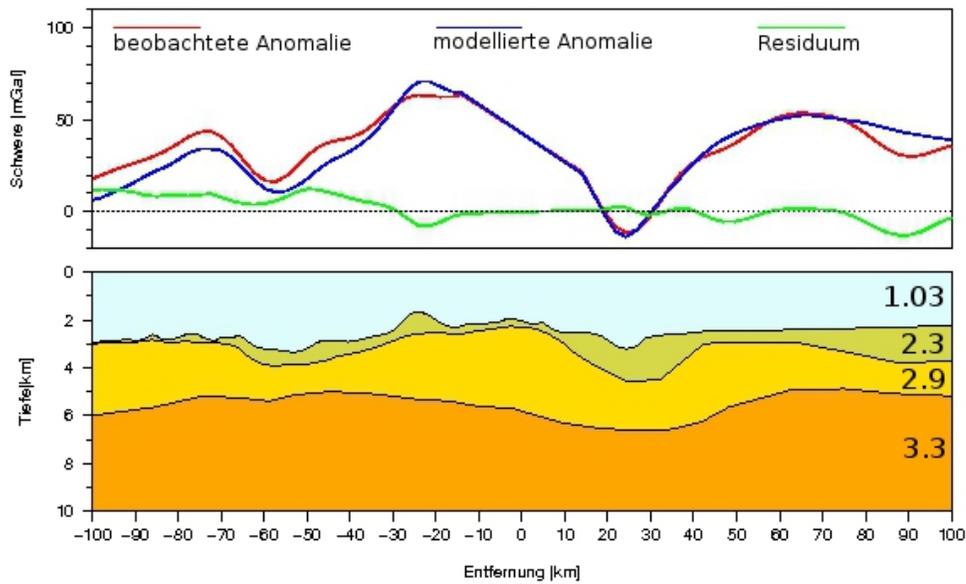


Abbildung 61: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 15. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

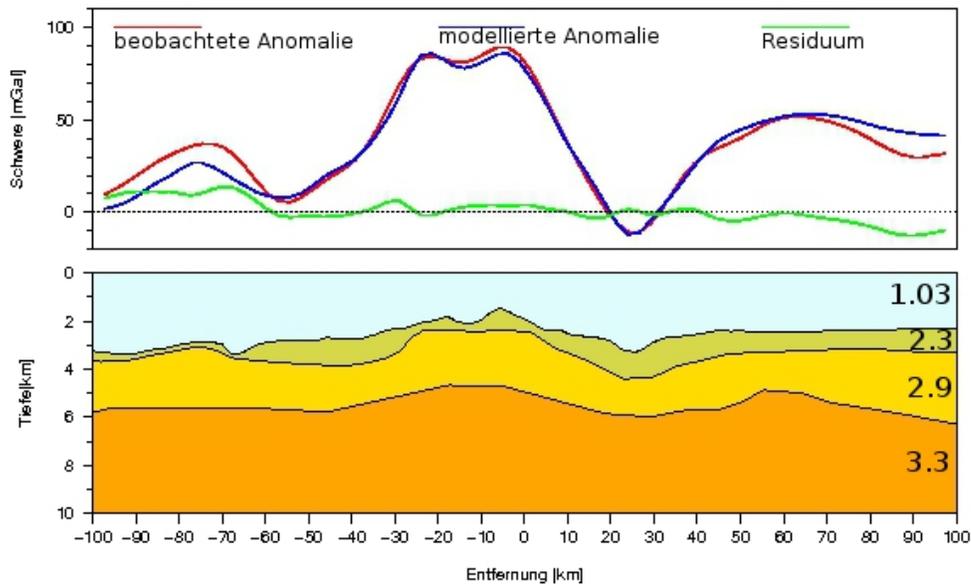


Abbildung 62: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 16. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

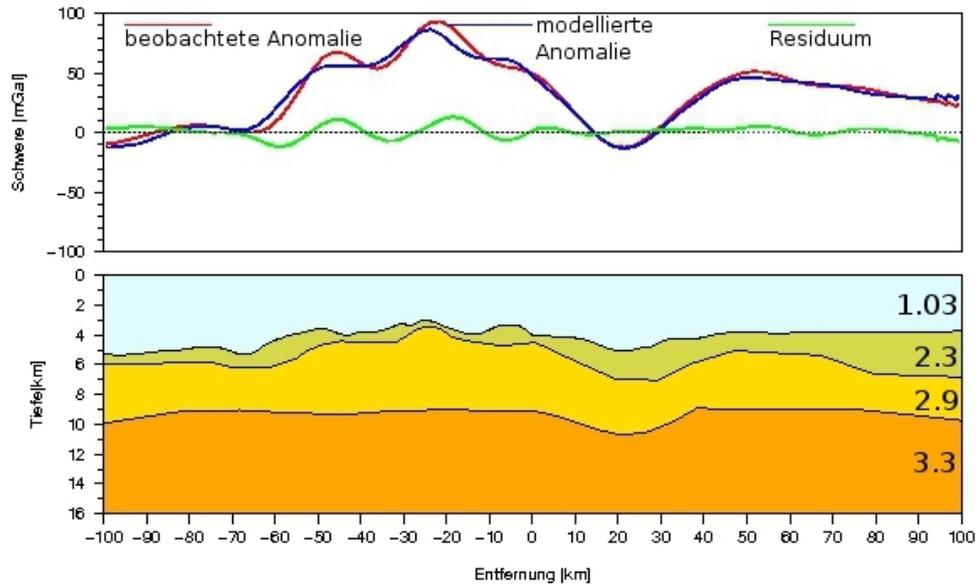


Abbildung 63: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 17. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

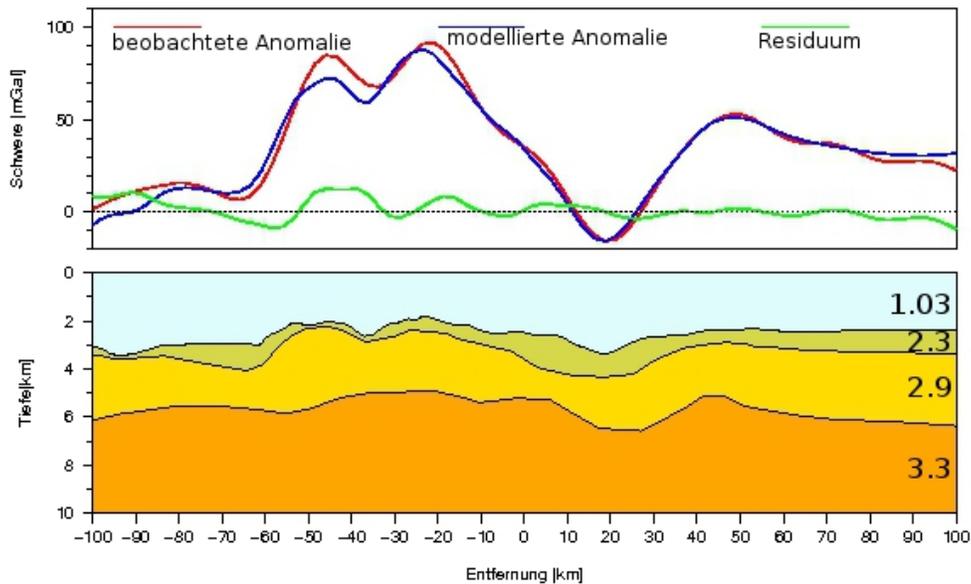


Abbildung 64: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 18. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

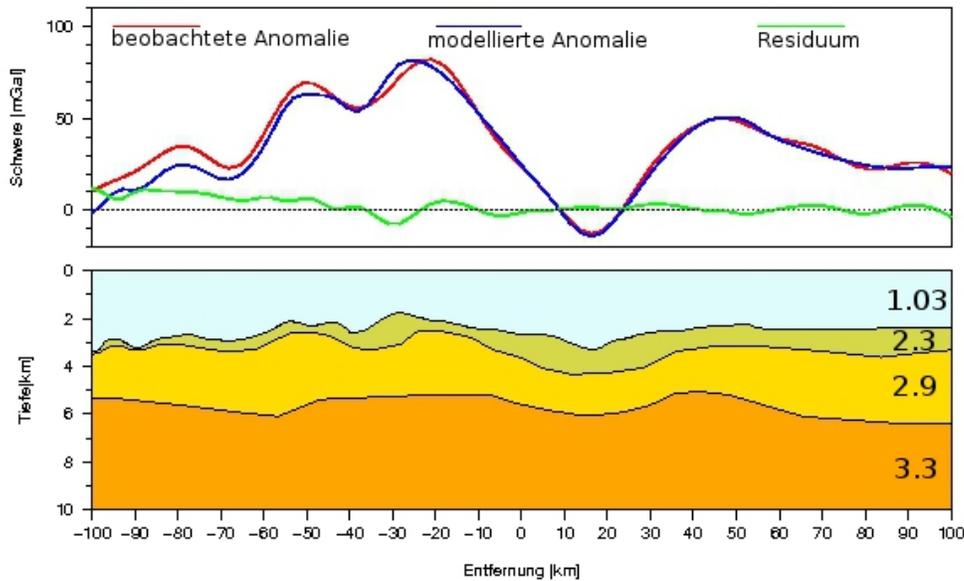


Abbildung 65: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 19. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

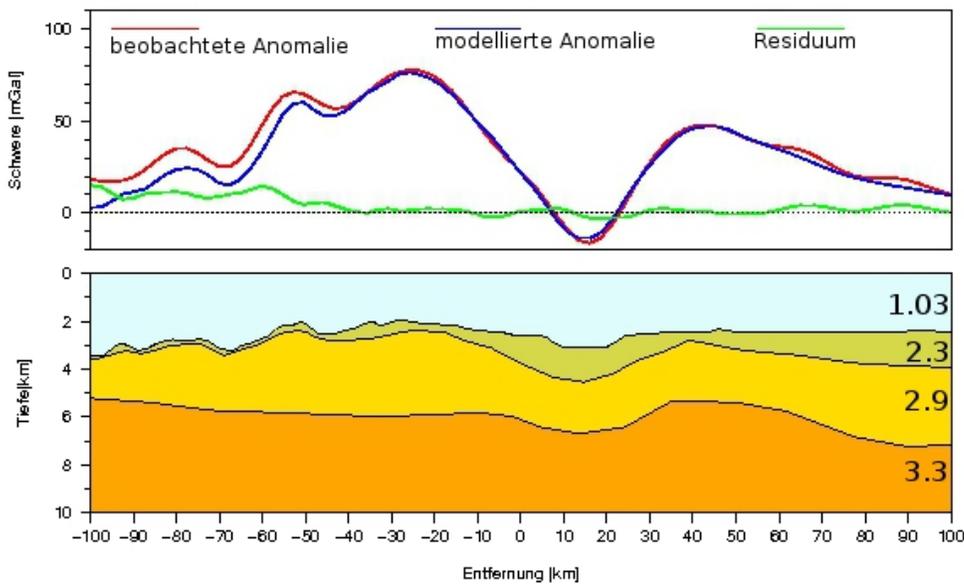


Abbildung 66: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 20. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

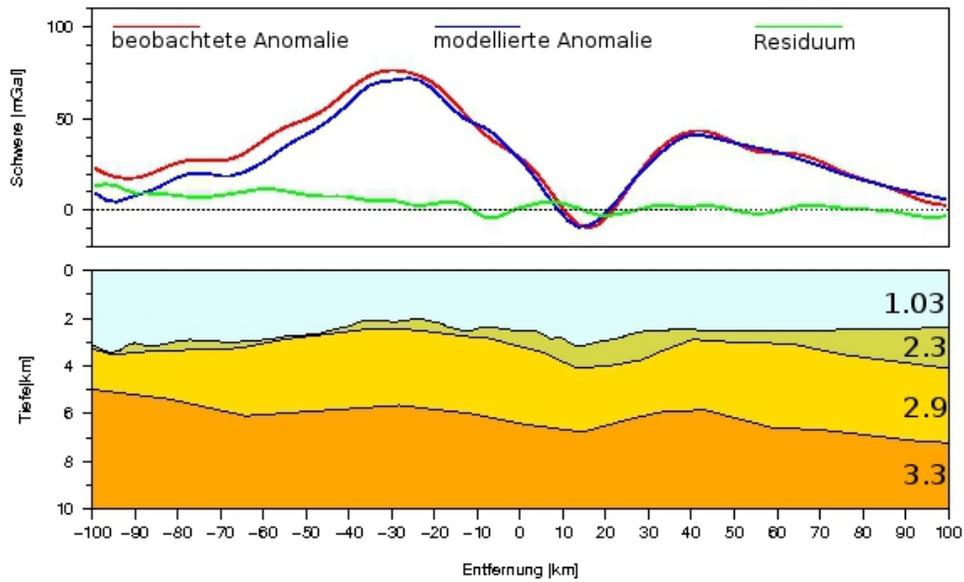


Abbildung 67: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 21. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 kg/m^3 angegeben.

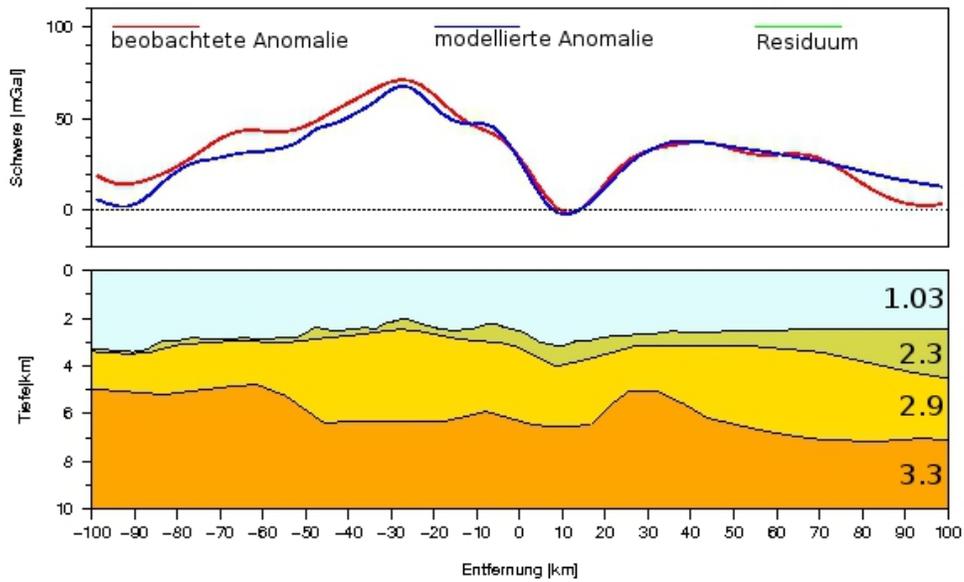


Abbildung 68: a) Beobachtete FA, modellierte FA und das Residuum von Ebene 22. Profillänge 200 km, Tiefe 10 km. b) Endmodell. Dichten sind in 10^3 km angegeben.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Thomas Horst Kalberg, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt habe und keine weiteren außer den angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Jena, 21. Januar 2010