

Anregung von Grenzflächenwellen
am Meeresboden
durch Quellen in der Wassersäule



Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von

Sascha Bussat

Kiel

im Mai 2006

Referent:	Prof. Dr. Thomas Bohlen
Korreferent:	Prof. Dr. Wolfgang Rabbel
Tag der mündlichen Prüfung:	14.07.2006
Zum Druck genehmigt:	19.07.2006

Der Dekan

„Der Kopf ist rund, damit das Denken die Richtung wechseln kann.“

(Francis-Marie Martinez Picabia, franz. Maler und Schriftsteller)

Zusammenfassung

Messungen seismischer Grenzflächenwellen am Meeresboden erlauben die Bestimmung von Scherwellengeschwindigkeiten sowie der Dichte flachmariner Sedimente und tragen somit dazu bei, wichtige Informationen über die Stabilität des Meeresbodens zu erhalten. Dies ist z.B. wichtig für Offshore-Bauwerke, wie Windparks oder Brücken. Die so ermittelten elastischen Kenngrößen können darüber hinaus in vielen Bereichen der seismischen Exploration genutzt werden.

Seismische Grenzflächenwellen am Meeresboden lassen sich in die radial-vertikal polarisierten Scholtewellen und die transversal polarisierten Lovewellen unterteilen und besitzen eine für das Medium charakteristische, frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Die vorliegende Studie beschäftigt sich mit der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch Quellen in der Wassersäule. Dabei erfolgte die Registrierung der Grenzflächenwellen durch Ozean-Boden-Seismometer und die Anregung durch Airguns sowie durch das Messschiff selbst. Bei den eingesetzten Geräten handelt es sich um Standard-Geräte der marinen Seismik.

Um die Anregung von Scholtewellen durch Geräusche fahrender Schiffe nachzuweisen, wurden die Messungen bezüglich der Radial-Vertikal-Polarisation, dem Abklingverhalten der Amplituden mit der Entfernung und der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen ausgewertet. Die Polarisation und das Abklingverhalten konnten dabei nur Indizien für die Anregung von Scholtewellen liefern. Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten wurden durch die Doppler-Analyse bestimmt. Dabei war es möglich, die Dispersion der Wellen für diskrete, durch das Schiff angeregte Frequenzen zu ermitteln. Der Vergleich mit der aus Airgun-Messungen erhaltenen Scholtewellendispersion brachte den Nachweis für die Anregung von Scholtewellen durch fahrende Schiffe und bescheinigte der Schiffssignalauswertung eine hohe Genauigkeit. Erste Messungen mit Breitbandseismometern (Land/Wasser) und einem Gravimeter deuten auf die Anregung tiefstfrequenter (< 2 Hz) Scholtewellen hin, die wahrscheinlich auf die Wasserverdrängung der fahrenden Schiffe zurückzuführen ist.

Die Anregung von Scholtewellen durch Airguns in der Wassersäule wurde bezüglich des Einflusses der technischen Parameter der Airgun (Kammervolumen, Betriebsdruck) und der Quelltiefe untersucht. Die Variation des Ausströmvolumens zeigte dabei einen deutlichen Einfluss auf die Anregung von Scholtewellen am Meeresboden. Durch die Erhöhung des Ausströmvolumens konnte das Verhältnis von Scholtewellen- zu Raumwellen-Amplitude verzehnfacht werden. Die Annäherung der Airgun an den Meeresboden zeigte hingegen nur eine leichte Erhöhung des Frequenzgehaltes der Scholtewelle.

In der Tromper Wiek (Rügen, Ostsee) wurden in den Jahren 2002 bis 2004 insgesamt 5 Messkampagnen durchgeführt. Dabei konnten im Mai 2002 Scholtewellen hoher Amplitude bis zu einer Frequenz von 16 Hz angeregt werden. Wiederholungsmessungen und vergleichende Modellierungen erzielten bei deutlich kleineren Amplituden jedoch nur Frequenzen bis ca. 8 Hz. Darüber hinaus wurden sowohl im Mai 2002 als auch im Mai 2004 Lovewellen mit einer Airgun in der Wassersäule angeregt. Durch eine Dispersionsanalyse sowie eine

kombinierte Inversion von Scholte- und Lovewellen-Dispersion konnte die Existenz dieser Lovewellen belegt werden. Die Inversion lieferte neben den Scherwellengeschwindigkeiten auch die Dichten des Untergrundes. Insgesamt zeigten die Wiederholungsmessungen starke saisonale Variationen in den registrierten Wellenfeldern. Des Weiteren wurde die saisonal unabhängige Anregung von SH-Wellen mit einer Quelle in der Wassersäule beobachtet.

Die Ursachen für die gemachten Beobachtungen im Mai 2002 (Anregung von Scholtewellen hohen Frequenzgehaltes und Lovewellen) konnten aufgrund einer unzureichenden Datenbasis nicht geklärt werden. Bei gleicher Datenakquisition konnten diese Beobachtungen im März 2003 nicht gemacht werden, wobei die Meeresbodenbeschaffenheit (Strömungsrippe) zwischen den Messkampagnen variierte und somit für die saisonalen Unterschiede verantwortlich sein könnte. Untersuchungen der Sedimentschichtung mittels hochfrequenter Reflexionsseismik und Bohrungen brachten keine weiteren Erkenntnisse.

Abstract

Currently interface waves at the sea floor play an important role to obtain shear-wave velocities as well as densities of shallow-water marine sediments. Thus it is possible for geotechnical applications to determine sediment stabilities and to derive information about lithology from shear-wave velocities. Furthermore the application of interface waves is important in seismic exploration, where accurate shallow shear-wave velocities are required.

Seismic interface waves trapped at the sea floor can be classified in radial-vertical polarised Scholte and transversal polarised Love waves. Both propagate with frequency dependent velocities, which are characteristic for the medium.

To study the excitation of interface waves by sources in the water column, we used both the continuous sound of moving vessels and air-gun shots to generate seismic waves. Interface waves were recorded at the sea floor by ocean-bottom-seismometers as well as buried geophones. So only standard marine seismic equipment was used.

To provide evidence for Scholte-wave excitation by continuous sound of moving vessels we analysed the recorded wave fields concerning the decay of amplitudes with offset, the radial-vertical polarization and the propagation velocities. We get well indications by amplitude decay and polarization, but the evidence was obtained by inferring wave velocities via Doppler analysis. The Doppler analysis determines wave velocities at discrete frequencies, that are included in the vessels amplitude spectrum. The comparison with slowness-frequency-spectra derived from air-gun seismic records acquired at the same location shows a very well fit.

Furthermore first broadband measurements with seismometers for both land and sea as well as gravimeter indicate the excitation of Scholte waves by the vessels displacement.

The excitation of interface waves by air guns was analysed by examining the influence of source depth and the volume of exhausted air, which can be calculated by the air-guns chamber volume and pressure. The ratio between Scholte and body wave amplitudes increases by an increase of exhausted air. With decreasing distance between sea floor and air gun the frequency content of Scholte waves increases. In the years 2002 - 2004 we had 5 investigations in the Tromper Wiek (a bay situated in the northeastern part of Rügen Island; Baltic Sea). Only in May 2002 the recordings showed Scholte waves with a frequency content of up to 16 Hz. Comparative modeling and repeated measurements could only achieved a frequency content of up to about 8 Hz. Additionally the seismic data of May 2002 as well as May 2004 showed another dispersive wave on the transversal component, which was identified as a Love wave, by the use of dispersion analysis and a combined inversion of both Scholte- and Love-wave dispersion curves. This inversion inferred an accurate model of shear-wave velocity and density of the shallow-marine sediments. Further seasonal variations and SH-waves were observed in these recorded seismic wave fields.

It was not possible to find the reason for our observations (excitation of Scholte waves with high frequency content as well as the Love-wave excitation by a source in the water column), because we had not enough information about the sea floor (stream ripples) and

the sediment layers. However, in March 2003 it was not possible to repeat such observations by using exactly the same data acquisition parameters. Maybe there is an influence of the ripples at the sea floor. High frequency reflexion seismic and cores obtained no further information.

Inhaltsverzeichnis

I	Einführung	5
1	Einleitung	6
2	Messgebiete und Datenakquisition	10
2.1	Messgebiete	10
2.1.1	Tromper Wiek	11
2.1.2	Eckernförder Bucht	13
2.1.3	Kieler Förde	13
2.2	Datenakquisition	14
2.3	Preprocessing	18
3	Theoretische Grundlagen	22
3.1	Seismische Wellenausbreitung	22
3.1.1	Raumwellen	22
3.1.2	Grenzflächenwellen	23
3.1.3	Anregung von Scholtewellen	24
3.1.4	Konversion	27
3.2	Auswertung zeitlich kontinuierlicher Signale	28
3.2.1	Abklingkurven und Spektrogramme	30
3.2.2	Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Doppler-Methode)	32
3.2.3	Polarisationsanalyse	33
3.3	Auswertung zeitlich diskreter Signale	35
3.3.1	Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren (pf-Spektren)	36
3.3.2	Modellierungsverfahren	36
3.4	Inversion von Dispersionskurven	37
II	Anregung durch Schiffe	41
4	Einführung in die Messung von Schiffsgerauschen	42
4.1	Messdurchführung	42
4.2	Schiffe als seismische Quelle	43
4.3	Erste Analyse der zeitlich kontinuierliche Daten	45

5	Nachweis der Anregung von Grenzflächenwellen	48
5.1	Frequenzanalysen	49
5.2	Auswertung der Amplitudenabnahme mit der Entfernung	49
5.3	Polarisationsanalyse	56
5.3.1	Horizontale Polarisation	56
5.3.2	Polarisation in der Radial-Vertikal-Ebene	58
5.4	Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten	60
5.4.1	Abschätzung der messbaren Frequenzverschiebung	60
5.4.2	Identifizierung verschiedener Wellentypen	63
5.5	Vergleich der Ergebnisse mit der Airgun-Seismik	66
5.5.1	Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Modentyp	66
5.5.2	Polarisationen	67
5.6	Tiefstfrequente Grenzflächenwellen (< 2 Hz)	69
5.6.1	Registrierung mit einem Breitband-OBS	70
5.6.2	Gravimeter-Messung am Leuchtturm Friedrichsort	72
6	Diskussion der Ergebnisse	76
6.1	Zusammenfassung	76
6.2	Grenzen der Methoden	77
III	Anregung durch Airguns	79
7	Durchführung von Airgun-Messungen	80
7.1	Einfluss der Variation der Quelleigenschaften	80
7.1.1	Druck und Kammervolumen	81
7.1.2	Quellposition	86
8	Grenzflächenwellenanregung (Tromper Wiek)	90
8.1	Seismische Daten des Profils p23 (Mai 2002)	91
8.1.1	Polarisationsanalyse	93
8.1.2	Vergleich mit modellierten Daten	93
8.2	Nachweis der Anregung einer Lovewelle	96
8.2.1	Dispersionsanalyse	96
8.2.2	Kombinierte Inversion von Scholte- und Lovewelle	96
8.3	Wiederholungsmessungen	101
8.3.1	Common-Receiver-Gather der 3-Komponenten-Daten zu verschiedenen Zeitpunkten	102
8.3.2	Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren	104
8.3.3	Weitere saisonale Variationen im seismischen Wellenfeld	107
8.3.4	Starke Polarisationsanomalien im seismischen Wellenfeld	108
8.4	Zusammenfassung der ungeklärten Beobachtungen	110

IV	Mögliche Ursachen der Beobachtungen	115
9	Verwendete Geräte in der Wassersäule	117
9.1	Quelle	117
9.2	Empfänger	119
9.3	Einfluss der Wasserschichtung	119
10	Beschaffenheit des Meeresbodens	122
10.1	Meeresbodenrippeln	122
10.2	Probleme der FD-Modellierung von Meeresbodenrippeln	125
10.3	Einfluss von Wasserströmungen	126
11	Sedimente	128
11.1	Sedimentschichtung	128
11.1.1	Hochfrequente Reflexionsseismik	129
11.1.2	Informationen aus Bohrungen	130
11.2	Laterale Inhomogenitäten und Streukörper	130
11.3	Richtungsabhängigkeit	133
V	Schlussbetrachtung	139
12	Ergebnisse	140
13	Schlussfolgerungen	144
14	Ausblick	146
14.1	Messung zeitlich kontinuierlicher Signal	146
14.2	Klärung der Ursachen	146
	Literaturverzeichnis	148
A	Ergänzende Abbildungen	152
B	Parameter des Untergrundes nach der kombinierten Inversion	160
	Danksagung	162
	Lebenslauf	165
	Eidesstattliche Erklärung	167

Teil I
Einführung

Kapitel 1

Einleitung

In zunehmenden Maße werden Messungen von Grenzflächenwellen am Meeresboden, den sogenannten Scholtewellen, durchgeführt. Dabei geht es in erster Linie um die Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeiten flachmariner Sedimente. Diese können im Rahmen geotechnischer Anwendungen (z.B. Baugrunduntersuchungen zur Gründung von Offshore-Bauwerke wie Brücken oder Windenergieanlagen) Informationen über die Stabilität des Meeresbodens liefern (Ayres & Theilen, 1999). Darüber hinaus ermöglichen die Scherwellengeschwindigkeiten eine bessere lithologische Ansprache der Sedimente als z.B. die Longitudinalwellengeschwindigkeiten (Hamilton, 1976). Die aus Scholtewellen-Messungen ermittelten Scherwellengeschwindigkeiten können in der seismischen Exploration genutzt werden, wo sie für statische Korrekturen bei einem PS-Processing hilfreich sind (Muyzert, 2000a), oder zur Trennung des Wellenfeldes in einen Kompressions- und einen Scheranteil dienen (Amundsen & Reitan, 1995; Schalkwijk *et al.*, 2000). Weitere Anwendungen bei denen genaue Scherwelleninformationen wichtig sind, sind das Processing von konvertierten Wellen (Tatham & Goolsbee, 1984) oder auch die Beseitigung von Multiplen in der Wassersäule (Osen *et al.*, 1999).

Um die Scherwellengeschwindigkeitsinformationen mit der Tiefe (1D) und zum Teil auch mit der Entfernung vom Empfänger (2D) zu ermitteln, werden die Dispersionskurven der Scholtewellen invertiert (Kugler *et al.*, 2005; Bohlen *et al.*, 2004; Park *et al.*, 2000; Muyzert, 2000a; Krone, 1997; Stoll & Bautista, 1994b; Gimpel, 1987; Essen, 1980; Schirmer, 1980).

Für die Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden gibt es im Wesentlichen vier verschiedene Konfigurationen, die durch die Position der Quelle und der Empfänger in der Wassersäule oder am Meeresboden definiert sind. Jede dieser Konfigurationen weist bestimmte Vor- und Nachteile auf, die unterschiedliche Auswertungen und Ergebnisse ermöglichen:

1. Die Anregung und Aufzeichnung von Grenzflächenwellen direkt am Meeresboden bietet die meisten Auswertemöglichkeiten – insbesondere durch die gezielte Horizontal- und Vertikal-Anregung mit gleichzeitiger Mehrkomponenten-Registrierung (Gehr-

mann *et al.*, 1984; Gimpel, 1987; Stoll & Bautista, 1994b; Essen *et al.*, 1998). Dabei dienen modifizierte Airguns, spezielle Torsions-Scherwellen-Quellen oder auch Implosions-Quellen zur direkten Anregung der Grenzflächenwellen am Meeresboden. Die Registrierung des Wellenfeldes wird durch geschleppte (Stop-and-Go Methode) oder stationäre Geophone realisiert.

Die Nachteile dieser Konfiguration sind die anfälligen und teuren Spezialgeräte die nur einen sehr langsamen Messfortschritt erlauben. Außerdem unterscheidet sich die Ankopplung der Geräte an den Meeresboden von Schuss zu Schuss.

2. Einen sehr schnellen Messfortschritt erlaubt eine Konfiguration, bei der eine Airgun in der Wassersäule die Scholtewellen anregt. Die Aufzeichnung erfolgt mit einem tiefgeschleppten Streamer ebenfalls im Wasser (Klein *et al.*, 2005). Da die Amplituden der Scholtewellen im Wasser exponentiell mit der Entfernung zum Meeresboden abnehmen, können nur wesentlich geringere Amplituden als am Meeresboden registriert werden. Des Weiteren ist die Amplitudenabnahme zu größeren Wellenlängen hin kleiner als bei kurzen Wellenlängen, sodass höhere Frequenzen mit einer deutlich geringeren Amplitude als die tiefen Frequenzen gemessen werden (Kugler, 2001). Die Registrierung im Wasser erlaubt zudem keine Mehrkomponenten-Auswertung. Außerdem kann es zu Schäden an dem langen Streamer (> 300 m) kommen, wenn er dicht am Meeresboden geschleppt wird und die Tiefensteuerung nicht richtig funktioniert.
3. Die gemischte Konfiguration mit der Quelle am Meeresboden und den Empfängern in der Wassersäule verbindet die oben genannten Nachteile miteinander und wird dementsprechend nicht durchgeführt.
4. Einen Kompromiss aus den beiden zuerst genannten Konfigurationen, stellt die Messung mit Airguns und Ozean-Boden-Seismometern (OBS) dar (Kugler *et al.*, 2005; Bohlen *et al.*, 2004). Zum Teil werden auch Unterwasserkabel (sog. Baycabel) mit Mehrkomponenten-Geophonen eingesetzt (Muyzert, 2000b). Eine solche Messung kann mit relativ geringen Aufwand durchgeführt und einer Mehrkomponenten-Auswertung unterzogen werden. Dazu sind lediglich die Standard-Geräte der marinen Reflexions- und Refraktions-Seismik erforderlich.
Für lange Profillinien sind jedoch mehrere OBS-Stationen notwendig. Außerdem ist eine direkte SH-Anregung am Meeresboden nicht möglich.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit dem Einfluss der Quellen in der Wassersäule auf die Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden. Die erste durchgeführte Messung im Mai 2002 in der Tromper Wiek (Rügen, Ostsee) zeigte im Vergleich zur Modellrechnung neben einer ungewöhnlich starken Amplitude und einem überraschend hohen Frequenzgehalt (2 - 18 Hz; Modell: 2 - 6 Hz) der gemessenen Scholtewelle (Abschnitt 8.1, S. 91) auch eine Lovewelle (Abschnitt 8.2, S. 96), die mit einer Airgun in der Wassersäule angeregt wurde. Eine weitere Messung an gleicher Messlokation im März 2003 zeigte bei

gleicher Dispersion deutlich unterschiedliche Charakteristika (Amplitude, Frequenzgehalt) der Scholtewelle und keine Lovewelle (Abschnitt 8.3, S. 101).

Ziel war es, herauszufinden, mit welchen Quellen in der Wassersäule wiederholt Grenzflächenwellen am Meeresboden hoher Amplitude und großen Frequenzgehaltes (wie im Mai 2002) gezielt angeregt werden können. Zu diesem Zweck wurde zum einen untersucht, inwieweit zeitlich kontinuierliche Quellen (Schiffe) diese Grenzflächenwellen anregen, und zum anderen welchen Einfluss die Quellfrequenz, -amplitude und -tiefe von geschleppten Airguns auf die angeregten Grenzflächenwellen haben.

Messung mit zeitlich kontinuierlichen Quellen: Die Analyse der Schiffsgeräusche im zweiten Teil der vorliegenden Studie sollte generell klären, ob Schiffe Grenzflächenwellen am Meeresboden anregen. Zu diesem Zweck wurden Methoden gesucht, die diesen Nachweis erbringen können (Kapitel 5, S. 48). Dabei wird das Amplituden-Abklingverhalten mit der Entfernung (Abschnitt 5.2, S. 49), die Polarisation (Abschnitt 5.3, S. 56) und mittels Doppler-Analyse auch die Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Abschnitt 5.4, S. 60) der registrierten Wellen ausgewertet. Im Anschluss werden die erzielten Ergebnisse mit Daten der Airgun-Seismik verglichen (Abschnitt 5.5, S. 66), um zu klären, ob die Schiffsgeräusche ausreichen, um Scherwellengeschwindigkeitsinformationen der Sedimente zu erhalten. Auf diese Weise könnte ein Ausfall des Quellsystems kompensiert werden.

Da Schiffe nicht nur durch die Motorengeräusche als seismische Quelle anzusehen sind, wurden erste Untersuchungen zur Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch die Wasserverdrängung des Schiffes durchgeführt (Abschnitt 5.6, S. 69).

Insbesondere in Gebieten, in denen der Einsatz von großen Amplituden starken Airguns aufgrund der Gesetzeslage schwierig ist, wie beispielsweise im Südpolarmeer (Breitzke *et al.*, 2006), könnte zum Schutz der Meeressäuger eine Schiffgeräuschauswertung zum Einsatz kommen.

Die zeitliche Veränderung von Scherwellengeschwindigkeiten (z.B. im Einflussbereich von Windenergieanlagen) könnte durch Auswertungen zeitlich kontinuierlicher Signale untersucht werden. Der Einsatz von zeitlich diskreten Quellen (z.B. Airguns) könnte durch vorbeifahrende Schiffe oder durch eigene Geräusche der Anlagen ergänzt oder ersetzt werden.

Messung mit zeitlich diskreten Quellen: Bei zahlreichen Airgun-Messungen an der Messlokation in der Tromper Wiek zeigten sich starke saisonale Variationen in den registrierten Common-Receiver-Gathern (Abschnitt 8.3, S. 101). Neben den bereits erwähnten Änderungen der Scholte- und Lovewellen konnten noch weitere saisonale Variationen festgestellt werden (Abschnitt 8.3.3, S. 107). Zudem konnten saisonal unabhängige starke Polarisationsanomalien beobachtet werden (Abschnitt 8.3.4, S. 108).

Aus den Beobachtungen der Polarisationsanomalien und der saisonalen Variationen folgte die Fragestellung nach der Ursache dieser Effekte. Insbesondere ein gezieltes Anregen von Lovewellen am Meeresboden mit einer Quelle in der Wassersäule wäre wünschenswert, um den Untergrund noch besser charakterisieren zu können.

Aus diesem Grund versucht der vierte Teil der vorliegenden Studie durch eine genaue Be-

trachtung des Einflusses der verwendeten Geräte (Abschnitt 9, S. 117), des Meeresbodens (Abschnitt 10, S. 122) und der Sedimente (Abschnitt 11, S. 128) auf die Anregung seismischer Wellen, die Ursachen für diese Beobachtungen zu ermitteln bzw. einzuschränken. Bislang existieren keine Publikationen, die ähnliche saisonale Variationen im Wellenfeld beschreiben.

Kapitel 2

Messgebiete und Datenakquisition

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Studien wurden in unterschiedlichen Messgebieten durchgeführt, die im Folgenden kurz beschrieben werden. Des Weiteren wird die Datenakquisition und die erste Datenaufbereitung (Preprocessing) erläutert.

2.1 Messgebiete

Alle durchgeführten Versuche wurden in der Ostsee durchgeführt. Die Abbildung 2.1 zeigt die südliche Ostsee mit den eingezeichneten Messgebieten der Tromper Wiek, der Eckernförder Bucht und der Kieler Förde mit dem Leuchtturm Friedrichsort.

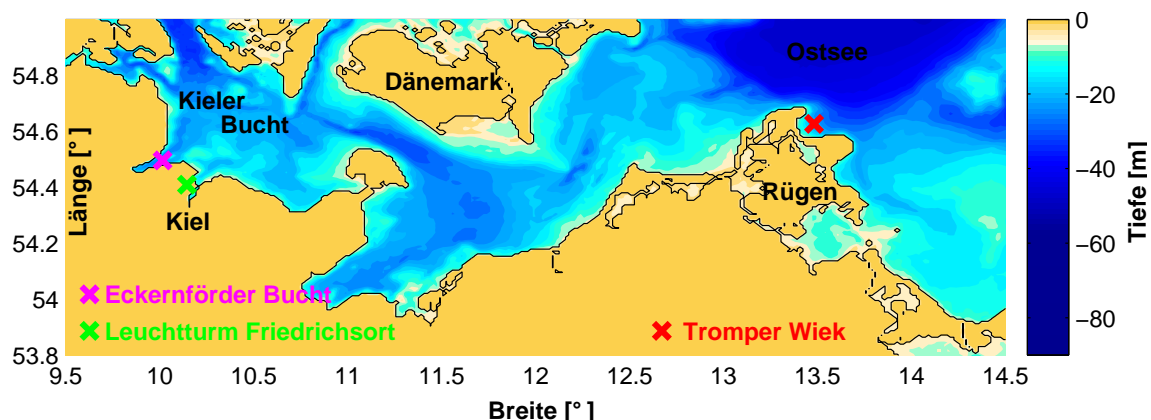


Abbildung 2.1: Übersicht über die drei Messgebiete in der südlichen Ostsee.

Die Messgebiete mit den dazugehörigen Messungen werden in den folgenden Abschnitten beschrieben.

2.1.1 Tromper Wiek

Die Tromper Wiek (Abb. 2.2) ist eine nach Nord-Osten geöffnete Bucht die zwischen dem Kap Arkona und dem Nationalpark Jasmund mit den berühmten Kreidefelsen liegt. Diese Messlokation wurde ausgewählt, da sie bereits von unserem Kooperationspartner (der WTD 71, Kiel) für Vermessungen genutzt wird. Außerdem handelt es sich aufgrund der Ablagerungsgeschichte um einen relativ homogenen Bereich der zu Studienzwecken sehr geeignet erschien. Die Wassertiefe an der Messlokation beträgt 21 m. Am Meeresboden sind Feinsande anzutreffen. In Tiefen bis ca. 30 m unter NN sind schluffige Ablagerungen zu erwarten. Unterhalb - 30 m NN wird Geschiebemergel vermutet (Lemke *et al.*, 1998). In größeren Tiefen (ca. 60 - 70 m) sollte die Kreide zu finden sein. Aufgrund der geschützten Lage der Tromper Wiek sind Messungen selbst bei stärkeren Winden möglich, sofern sie nicht aus nordöstlichen Richtungen wehen.

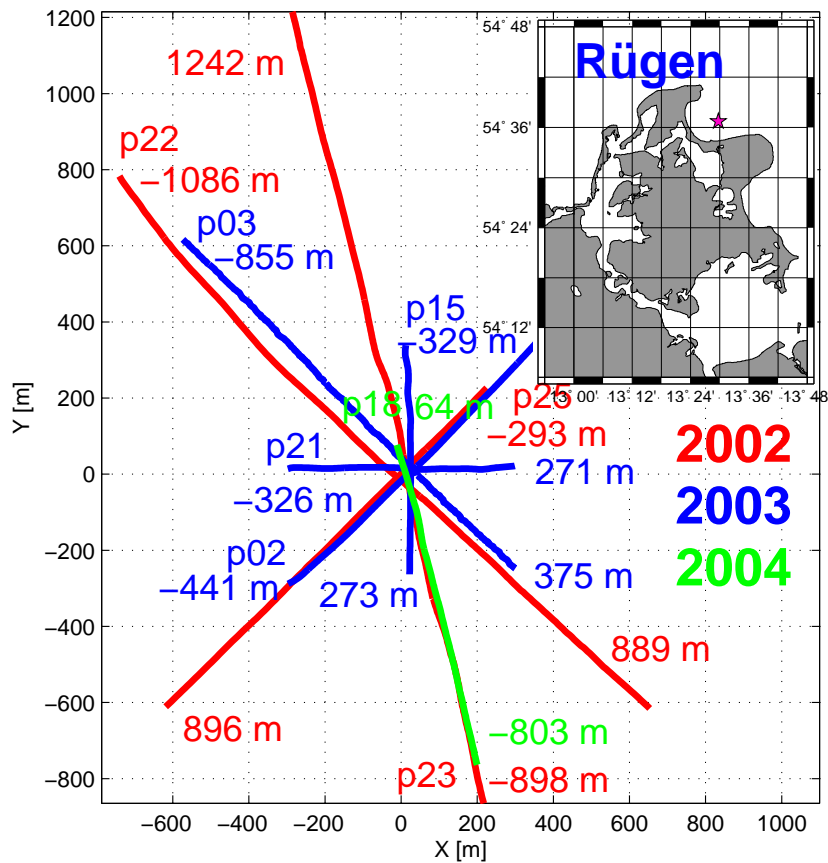


Abbildung 2.2: Lage der Profile in der Tromper Wiek. Eingezeichnet sind die relevanten Profile der Messfahrten vom Mai 2002, März 2003 und Mai 2004. Die Längenangaben kennzeichnen die maximalen/minimalen Offsets der mit p gekennzeichneten Profile. (Koordinate 0,0 entspricht 54°36'39,0720"N, 13°29'46,7880"E)

Mittlerweile sind auch die Scherwellengeschwindigkeiten des Messgebietes durch Scholte-
wellen-Inversionen gut bekannt (Kugler *et al.*, 2005). Dabei zeigen sich weder stark geneigte
Schichten noch größere laterale Variationen der Scherwellengeschwindigkeiten. Annähernd
kann von einem 1D-Medium ausgegangen werden.

Im Rahmen dieser Studie wurde die Messlokation fünfmal angefahren, um dort Scholte-
wellen-Messungen mit OBS-Stationen durchzuführen. Die Tabelle 2.1 zeigt eine Übersicht
über die registrierten Daten zu den verschiedenen Messzeitpunkten. Die variierenden Ak-
quisitionenparameter (siehe auch Abschnitt 2.2) sind ebenfalls angegeben. Die Datenqua-
lität setzt sich aus verschiedenen Punkten zusammen (Amplitude und Frequenzgehalt der
Grenzflächenwellen und Signal/Rausch-Verhältnis) und ist in der Tabelle als grober An-
haltswert zu verstehen. Zum Teil sind weitere Profile zum Zeitpunkt der Messungen ent-
standen. Diese hatten jedoch keinen Einfluss auf die vorliegende Studie, da sie im Rahmen
anderer Studien (Scholte-Wellen-Tomographie) genutzt wurden.

	Mai 2002	März 2003	Mai 2004	September 2004	Oktober 2004
Anzahl relevanter Profile	5	4	9	1	1
Datenqualität	hervorragend	gut	befriedigend	schlecht	gut
Geophon OBS	Geophon	Geophon OBS	OBS	OBS	OBS
Schiff	FS Alkor	FK Littorina	FK Littorina	FK Littorina	FK Littorina
Airgun-Druck	80 bar	60 bar	60 - 150 bar	150 bar	120 bar
Airgun-Volumen	0.6 l	0.6 l	0.1 - 2.5 l	2.5 l	1.2 l
Quelltiefe Meeresboden	4 m	4 m	1 - 15 m	15 m	15 m

Tabelle 2.1: Zusammenfassung der fünf Datensätze mit Angabe der Akquisitionsparame-
ter. Neben der angegebenen Anzahl von Profilen existieren zum Teil noch weitere Profile,
die jedoch keinen Einfluss auf die Auswertungen hatten. Die Datenqualität gibt lediglich
einen groben Anhaltswert. Die Geophone vom Typ SM-6 wurden durch Taucher ca. 0.5 m
in den Meeresboden gedrückt und waren durch ein Kabel mit einem Messschiff verbunden.
Die OBS-Stationen mit Geophonen gleichen Typs registrierten autark und standen auf
dem Meeresboden. Die verwendeten Geräte werden im Abschnitt 2.2 (S. 14) vorgestellt.

Der Abschnitt 8.4 auf Seite 110 beschreibt ausführlich die variierende Datenqualität
anhand der angeregten Grenzflächenwellen.

Die Abbildung 2.2 zeigt die wesentlichen Profile aus den ersten drei Messfahrten mit Angabe der Profillänge (Offset) über der Lokation in der Tromper Wiek. Dabei ist zu sehen, dass verschiedene Azimute abgedeckt werden konnten. Die Profile der Messungen im Jahr 2004 lagen alle über dem Profil p23 das sich in NNW-SSO-Richtung erstreckt.

Zusätzlich zu den aktiven Experimenten in der Tromper Wiek wurde im August 2005 ein Breitband-Ozean-Boden-Seismometer eingesetzt. Ziel war es, tiefstfrequente Scholtewellen ($< 2 \text{ Hz}$) aufzuzeichnen, die durch das hydrodynamische Druckfeld fahrender Schiffe angeregt werden (siehe Abschnitt 5.6.1, S. 70). Zur Auswertung kamen ferner Schiffsgeräuschmessungen, die im Mai 2002 durchgeführt wurden. Als Quelle dienten verschiedene Schiffe (siehe 2.2, 14).

2.1.2 Eckernförder Bucht

Für die Untersuchungen zum Einfluss des verwendeten Airgundruckes und des Airgun-Kammervolumens auf die Anregung von Scholtewellen (Abschnitt 7.1.1, S. 81) wurde die Messlokation vor Surendorf in der Eckernförder Bucht gewählt. Dabei konnte auf der Mole des Bundeswehrstandortes die Registrierapparatur für die in den Meeresboden eingegrabenen Geophone aufgestellt werden. Es wurden lediglich die Daten eines Geophones ausgewertet (Position $54^\circ 29,1528' \text{ N}$ und $10^\circ 4,0834' \text{ E}$), das durch Taucher ca. 0,5 m in den Meeresboden eingebracht wurde. Die Abbildung 2.3 zeigt die Lage des Messgebietes und die gewählte Profillinie.

Insgesamt wurden das Profil 20mal gefahren, wobei jeweils andere Kammervolumen und Drücke der Airgun verwendet wurden. Die Profillängen waren dabei 500 bis 600 m, wovon etwa 450 m westlich der OBS-Station lagen. Die Wassertiefe im Messgebiet beträgt ca. 15 m.

Durch die Tauchgänge ist das anstehende Sediment am Meeresboden bekannt. Ca. 1,5m unter dem anstehenden Feinsand wird aufgrund hochfrequenter Reflexionsseismik Geschiebemergel vermutet. Die Mächtigkeit des Feinsandes variiert entlang des Profiles etwas und nimmt stetig auf ca. 5 m zu.

2.1.3 Kieler Förde

Die Untersuchung der Anregung tiefstfrequenter Scholtewellen ($< 2 \text{ Hz}$) durch das hydrodynamische Druckfeld von Schiffen gestaltet sich zunächst aufgrund der geringen Verfügbarkeit von Breitband-Ozean-Boden-Stationen und Schiffen als sehr schwierig. Aus diesem Grund wurde die Messlokation am Friedrichsorter Leuchtturm inmitten der Kieler Förde ausgewählt (Abb. 2.4). Der Einsatz eines Breitbandseismometers (Land) im Leuchtturm ermöglichte 10 Tage lang die Registrierung aller passierenden Schiffe. Die Schiffe wiesen außerdem alle Größenordnungen (vom Sportboot bis zur 224 m langen MS Color Fantasy) auf.

Das Fahrwasser befindet sich in einer Entfernung von 180 - 1800 m. Ein weiterer Vorteil dieser Messlokation ist die lange direkte Fahrt der Schiffe auf den Leuchtturm zu und vom

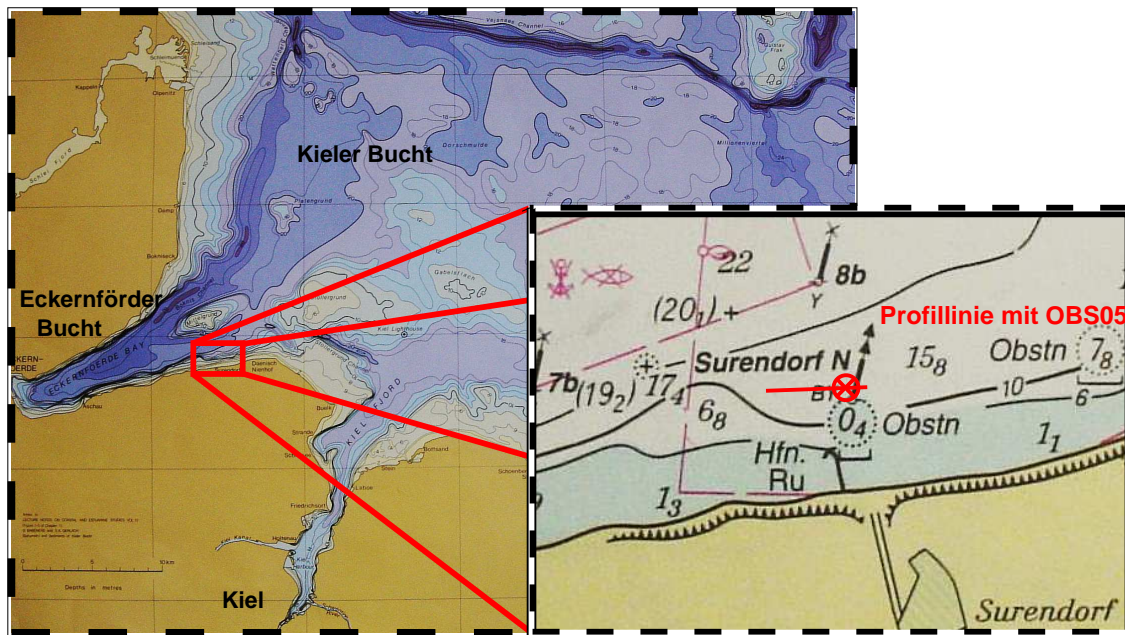


Abbildung 2.3: Messlokation vor Surendorf am Ausgang der Eckernförder Bucht. Die Profillinie ist etwa in West-Ost-Richtung orientiert mit dem OBS im östlichen Teil des Profils.

Leuchtturm weg.

Zur Korrelation der Daten mit den passierenden Schiffen wurde eine Videokamera (Bilder alle 10 s) eingesetzt, die außerdem die Berechnung der Schiffsgeschwindigkeiten ermöglicht.

Neben dem Breitbandseismometer im Leuchtturm konnte dort ebenfalls ein Gravimeter eingesetzt werden. Ein Unterwassereinsatz wäre nicht möglich. Das LCR-Gravimeter registrierte ebenfalls 10 Tage lang.

Der Nachteil des Leuchtturms besteht in seinen windabhängigen Bewegungen, die die Datenqualität der Aufzeichnungen beeinträchtigen.

2.2 Datenakquisition

Der Versuchsaufbau für die durchgeführten Messungen ist in Abbildung 2.5 skizziert. Generell ist die Datenakquisition in einen aktiven (Airgun-Seismik) und einen passiven Teil (Schiffsüberläufe) gegliedert.

Bei den aktiven Experimenten wurden verschiedene Airguns in unterschiedlichen Tiefen hinter einem Schiff geschleppt. Das angeregte Wellenfeld wurde dabei von Geophonen im Meeresboden und Ozean-Boden-Seismometern (OBS) auf dem Meeresboden aufgezeichnet.

Welche Geräte jeweils zum Einsatz kamen, zeigt die Tabelle 2.1.

Für die passiven Registrierungen wurden Schiffsüberläufe über die Geophone und OBS-Stationen durchgeführt.

Zur Registrierung des Wellenfeldes wurden folgende Geräte eingesetzt:

- Ozean-Boden-Seismometer der Firma GEOPRO mit SEDIS IV Recordern und 3-Komponenten-Geophonen vom Typ SM-6 (Resonanzfrequenz 4.5 Hz, Hersteller Input/Output inc., Sensor Netherlands)
- 3-Komponenten-Geophone vom Typ SM-6 (Resonanzfrequenz 4.5 Hz, Hersteller In-

Leuchtturm Friedrichsort

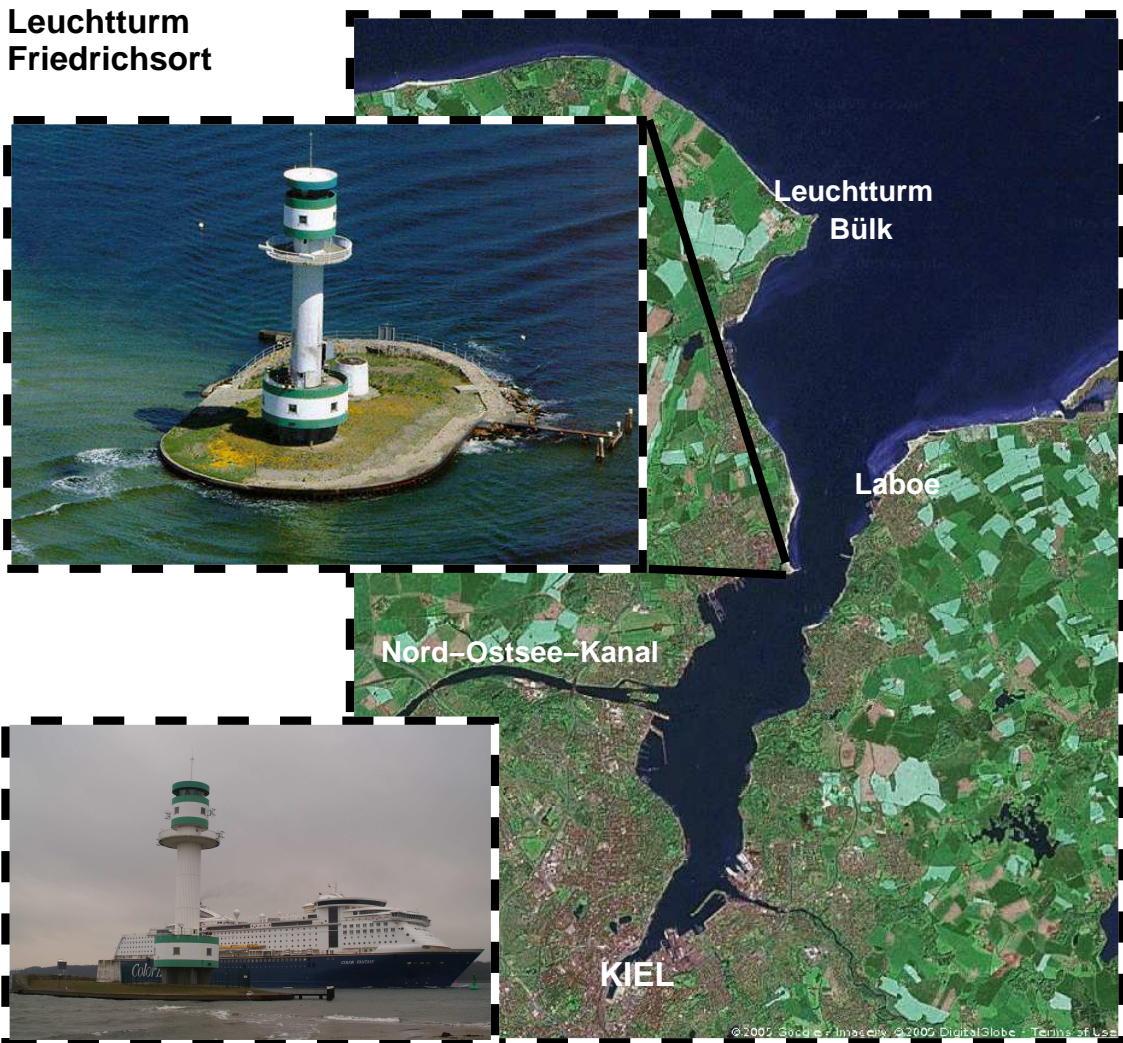


Abbildung 2.4: Lage des Friedrichsorter Leuchtturms in der Kieler Förde. Das Foto unten links zeigt die 224 m lange MS Color Fantasy beim Passieren des Leuchtturms in einer Entfernung von ca. 300 Metern.

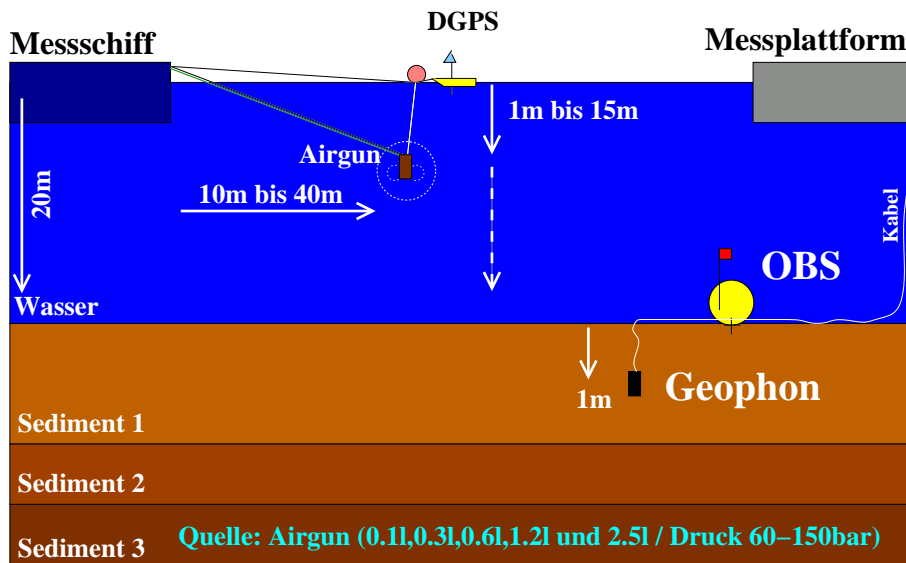


Abbildung 2.5: Prinzipskizze des Messaufbaus.

put/Output inc., Sensor Netherlands)

- Breitband-Ozean-Boden-Seismometer PMD-103 der Firma KUM mit einem 3-Komponenten-Geophon
- Breitbandseismometer (Landstation; 3-Komponenten-Geophon vom Typ 3ESP) der Firma Guralp; 0.03 - 50 Hz
- Gravimeter LCR G874 mit einem Frequenzbereich von 0 - 1 Hz

Zur Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden wurden in der Wassersäule folgende Quellen eingesetzt:

- Airguns der Firma Prakla-Seismos mit Kammervolumen von 0.1 l, 0.3 l, 0.6 l, 1.2 l und 2.5 l. Der Betriebsdruck lag zwischen 60 und 150 bar. Sowie:

Schiffe	Länge	Breite	Tiefgang	Wasserverdrängung
FS Alkor	55.20 m	12.50 m	4.16 m	1463 t
FK Littorina	29.82 m	7.42 m	3.00 m	168 t (Gewicht)
Schlepper I	37.50 m	9.70 m	4.19 m	642 t
Schlepper II	51.78 m	12.11 m	4.18 m	1039 t
Schlepper III	33.54 m	9.20 m	3.82 m	457 t

Tabelle 2.2: Tabelle der verwendeten Schiffe.

Durch die gewählte Datenakquisition entstehen Profillinien auf denen die Quelle bewegt wird und lediglich mit einem Empfänger aufgezeichnet wird. Bei den aktiven Experimenten, der Airgun-Seismik, entspricht ein Profil also einem sog. Common-Receiver-Gather

(CRG). Das Wellenfeld wird entlang des Profils immer wieder angeregt und nur an einer Stelle registriert.

Das angeregte Wellenfeld soll so registriert werden, dass die Analysemethoden (z.B. Berechnung von Phasenlangsamerkeits-Frequenz-Spektren) darauf angewendet werden können. Dabei sind zwei Punkte zu beachten:

1. Die Scholtewelle muss komplett registriert werden, bevor der nächste Schuss abgegeben wird. Bei einem Offset von 400 m benötigen die hohen Frequenzen der Scholtewelle im Messgebiet der Tromper Wiek ca. 8 s für diese Distanz.
2. Um ein räumliches Aliasing zu verhindern, ist ein Abstand zwischen den Schusspunkten von 4 m ausreichend.

Aus diesen zwei Punkten lässt sich die benötigte Schiffsgeschwindigkeit im Messgebiet der Tromper Wiek errechnen. Fährt das Schiff mit einem Knoten (ca. $0.5 \frac{m}{s}$) und gibt alle 8 s einen Airgun-Schuss ab, so ergibt sich ein Schussabstand dx von 4 m. Bei Wind und Strömungen ist ein Forschungsschiff in solch langsamer Fahrt nicht mehr manövrierfähig – eine höhere Geschwindigkeit mit der Folge eines größeren räumlichen Schussabstandes ist notwendig. Um dennoch ein kleines dx zu erhalten, wurde zum Teil die Schussrate im geophonnahen Bereich erhöht. Diese Methode ist jedoch nur mit genauer Positionierung und bekannter Scholtewellendispersion zu empfehlen.

Die Position der Airgun zum Schiff wurde variiert. Dabei zeigte sich kein Einfluss durch die Änderung der Quellentfernung zum Schiff. Die Quelltiefe hingegen hatte einen Einfluss auf die angeregten Scholtewellen (Abschnitt 7.1.2, S. 86).

Zur besseren Lokalisierung der Quelle für die spätere Datenauswertung wurde ab Mai 2004 eine DGPS-Antenne auf einem Surfbrett direkt über der Airgun positioniert. Die Positionen der Geophone und OBS-Stationen für die Messungen im Mai 2002, im März 2003, und im August 2005 sowie für die Messreihe vor Surendorf wurden durch Taucher am Meeresboden vermessen. In den anderen Fällen konnte lediglich die Position beim Absenken der OBS-Stationen an der Meeresoberfläche festgehalten werden.

Die verwendeten Geophone waren im Gegensatz zu den autonomen OBS-Stationen jeweils durch ein Kabel mit einem stationären Messschiff verbunden. Durch Taucher wurden die Geophone ca. 0.5 m in den Meeresboden eingebracht. Dabei konnte die vorgegebene Ausrichtung der Geophone unter Wasser durch die Taucher mittels eines Kompasses grob eingehalten werden. Die notwendige Genauigkeit konnte jedoch nicht erreicht werden (Abschnitt 2.3).

Die OBS-Stationen besitzen eine kardanische Aufhängung des Geophons und einen eingebauten Kompass, der die Orientierung des Geophons während der Messung speichert.

2.3 Preprocessing

Bevor die registrierten seismischen 3-Komponenten-Daten ausgewertet werden können, ist direkt nach der Datenakquisition ein Preprocessing durchzuführen. Dabei müssen die Horizontalkomponenten so rotiert werden, dass eine Komponente in Quell-Empfänger-Richtung (radial, R) und die andere Komponente senkrecht dazu (transversal, T) zeigt. Hierzu muss folgendes bekannt sein:

1. die Geophonorientierung
2. die Position des Schusspunktes und des Empfängers

Die Geophonorientierung: Bei den Geophon-Messungen stellte sich heraus, dass die vorgegebene Orientierung beim Ausbringen der Geräte nicht erreicht werden konnte. Aus diesem Grund war es erforderlich, die Geophonorientierung zu bestimmen. Die Anpeilung einer seismischen Quelle erfolgt durch die Berechnung des Polarisationswinkels (Abschnitt 3.2.3, S. 33). Dieser Winkel wird im Bezug zum Geophon berechnet und gibt somit noch keine Angabe über die wirkliche geographische Orientierung. Um einen absoluten Winkel zu erhalten, muss der berechnete Winkel um den Winkel θ der Geophonorientierung korrigiert werden.

Zur Bestimmung der Geophonorientierung wurde versucht für ausgewählte Schusspunkte das Geophon zu orten. Damit die Ortung des Geophons funktioniert, müssen die aus den Daten der Schusspunkte berechneten Winkel um den Winkel θ der Geophonorientierung gedreht werden. Dieser Winkel ist für alle Schusspunkte gleich! Um diesen Winkel zu berechnen, wurden mehrere Schusspunkte in einem bestimmten Offsetbereich betrachtet und deren Peilungslinien bestimmt. Im Weiteren wurde eine Funktion $F(\theta)$ aufgestellt, die die Summe aller Entfernungen der Schnittpunkte zweier Peilungslinien zum Geophon angibt. Durch die Berechnung des Minimums dieser Funktion kann der Winkel θ der Geophonorientierung bestimmt werden.

In Abbildung 2.6 sind Karten mit Anpeilungslinien dargestellt. Jede Karte stellt die Ortung aus einer anderen Entfernung dar (100 - 600 Meter). Auf diese Weise konnte die Geophonorientierung bestimmt werden. Die Abbildung 2.7 zeigt für jedes Geophon der Messung im Mai 2002 den bestimmten Winkel über dem Offset. Zur Auswertung kamen die Daten des Geophons Nr. 4.

Die Position des Schusspunktes und des Empfängers sind nicht immer gut bekannt. Nur beim Einsatz einer Unterwasservermessung von Geophonen und OBS-Stationen sowie eines DGPS-Systems direkt über der Quelle sind diese Voraussetzungen erfüllt. Dann ist die Rotation der Daten anhand der genau bekannten geographischen Position möglich. Dieses Verfahren wird im Folgenden als GPS-Rotation (GR) bezeichnet. Die Geophonorientierung muss trotzdem bestimmt werden.

Diese optimalen Bedingungen waren jedoch meistens nicht gegeben. Aus diesem Grund wurde die Rotation der seismischen Daten auf andere Weise durchgeführt.

Die Rotation der Daten wurde schließlich folgendermaßen durchgeführt: Der Ersteinsatz der Horizontal-Komponenten X und Y der Airgun-Daten wurde automatisch gepickt. In einem Zeitfenster, indem der Ersteinsatz lag, wurde der gesuchte Rotationswinkel ϕ unter der Annahme bestimmt, dass die maximale Energie in der Radial-Komponente lag. Demzufolge ließ sich der Winkel für jeden Offset wie folgt berechnen:

$$\text{Rotationswinkel } \phi = \text{atan}\left(\frac{\sum_{i=1}^{wl} y_i^2}{\sum_{i=1}^{wl} x_i^2}\right) \quad (2.1)$$

Dabei bezeichnen y_i und x_i die Amplitudenwerte im ausgeschnittenen Zeitfenster der Länge wl . Diese Art der Rotation wird im Folgenden als Maximum-Rotation (MR) bezeichnet.

Um starke Schwankungen des MR-Winkels entlang eines Profils zu dämpfen, wurde die Kurve der berechneten Rotationswinkel über der Entfernung geglättet. Die Abbildung 2.8 zeigt den Vergleich der berechneten GR-Winkel mit den MR-Winkeln für das Profil P23 (Geophon 4, Mai 2002). Beide Methoden zeigen die gleichen Winkelinformationen. Aus diesem Grund wurde für weitere Auswertungen auf die GPS-Rotation verzichtet. Ungenaue Positionierungen wirken sich somit nicht auf die Rotation aus.

Da die Berechnung des MR-Winkels aufgrund der Mehrdeutigkeit des *arctan* nur Winkelinformationen zwischen 0 und 90 Grad liefert, treten teilweise Phasensprünge in den Daten auf, die durch Berücksichtigung der ungenauen GPS-Koordinaten jedoch größtenteils beseitigt werden konnten. Dazu wurde aus den GPS-Koordinaten lediglich der Quadrant bestimmt, indem sich der Schusspunkt befindet, um so die Winkel im Bereich von 0 bis 90 Grad auf den Bereich von 0 bis 360 Grad zu erweitern. Im offsetnahen Bereich kann es dabei zu Phasensprüngen kommen (Abb. 2.8), die allerdings einfach manuell korrigiert werden können.

Die Rotation der Schiffsdaten erfolgte ebenfalls mittels Maximum-Rotation, wobei das Zeitfenster die gesamte Aufzeichnung abdeckte. Das Ergebnis ist dann ein einziger Winkel. Es zeigte sich, dass diese unpräzise Rotation für die gewählten Analysemethoden der zeitlich kontinuierlichen Daten ausreichend war.

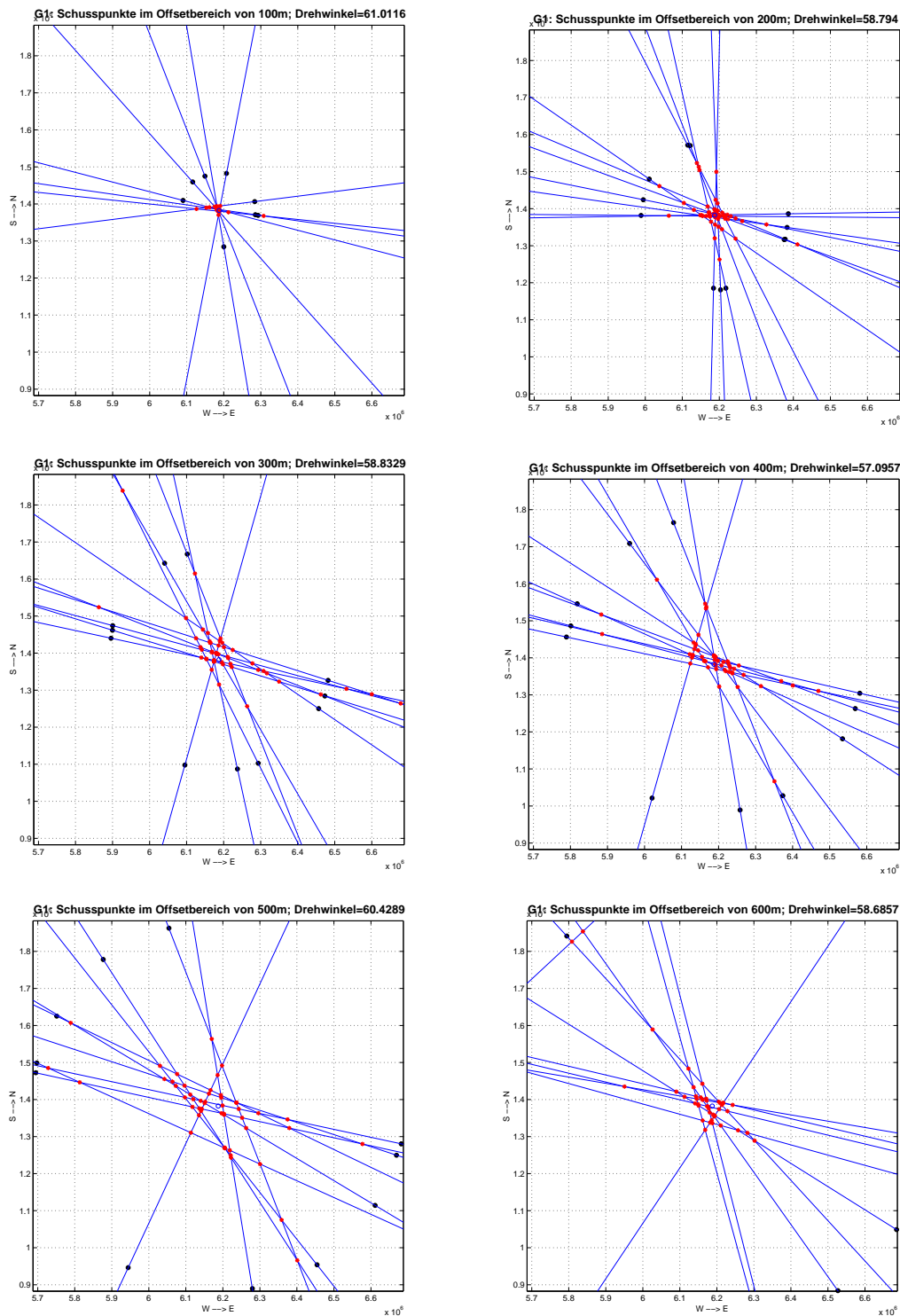


Abbildung 2.6: Karten mit blauen Anpeilungen von Geophon 1 (kleiner blauer Kreis) aus verschiedenen Entfernungen zur Bestimmung der Geophonorientierung. Die Schusspunkte (schwarze Punkte) liegen in Entfernungen von 100 m (oben links) bis zu 600 m (unten rechts). Die Schnittpunkte zweier Peilungslinien sind rot markiert. Die ermittelten Winkel sind der Abbildung 2.7 zu entnehmen. (Mai 2002)

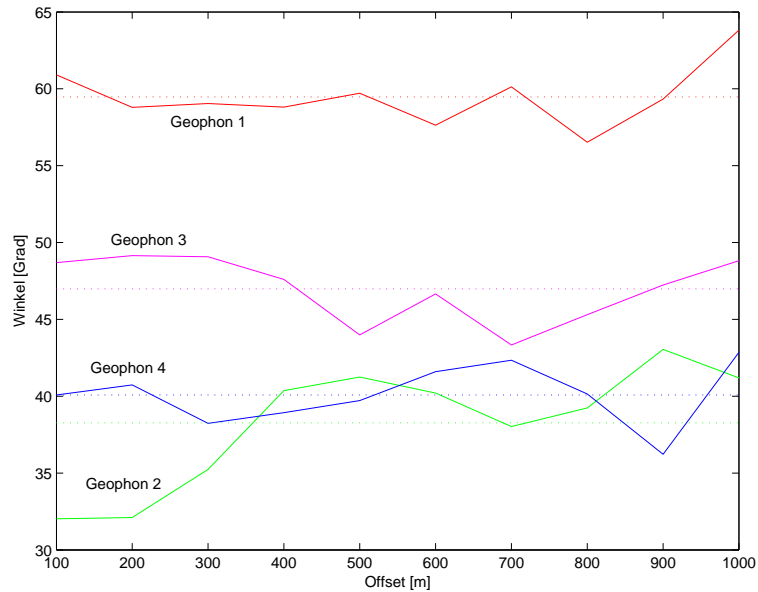


Abbildung 2.7: Berechnete Geophonorientierung (Mai 2002) bezüglich Nord für verschiedene Entfernungen.

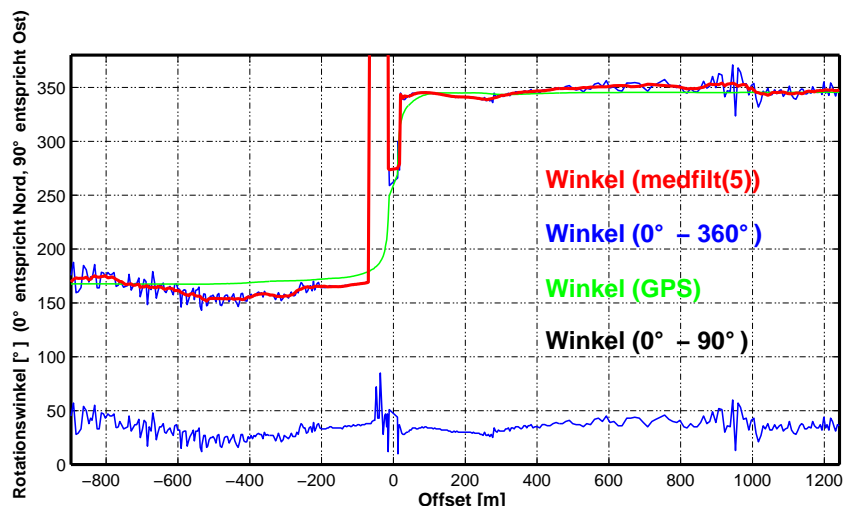


Abbildung 2.8: Vergleich der berechneten Rotationswinkel für das Profil P23 (Geophon 4, Mai 2002). Dargestellt ist der der GR-Winkel (grün), der MR-Winkel zwischen 0 und 90 Grad (blau), der MR-Winkel* auf den Bereich von 0 bis 360 Grad erweitert (blau) und der zusätzlich geglättete MR-Winkel* (rot). Anmerkung: Die mit * markierten Winkel zeigen im geophonnahen Bereich (bei - 50 m) einen Fehler in der Umrechnung vom Bereich 0-90° auf den Bereich 0-360°.

Kapitel 3

Theoretische Grundlagen

Einleitend sollen einige theoretische Grundlagen dargelegt werden, die zum Verständnis der vorliegenden Studie essentiell sind. Dazu gehört die Vorstellung der verschiedenen Wellentypen mit ihren unterschiedlichen Polarisierungen, die Konversion von Wellen sowie die angewendeten Auswertemethoden für zeitlich kontinuierliche und zeitlich diskrete Signale. Abschließend wird auf die Inversion von Dispersionskurven eingegangen.

3.1 Seismische Wellenausbreitung

Die Prinzipien der seismischen Wellenausbreitung können durch die Lösung der Wellengleichung gewonnen werden (Aki & Richards, 1980). Beim Vorliegen einer Grenzfläche zwischen zwei Medien unterschiedlicher Eigenschaften beschreiben die Lösungen der Wellengleichung aufgrund der zu erfüllenden Randbedingungen neben Raumwellen auch Grenzflächenwellen, die sich entlang der Grenzfläche ausbreiten und deren Amplitude mit zunehmendem Abstand abnimmt und im Unendlichen Null wird. Die Ausbreitung beschränkt sich bei Grenzflächenwellen demnach auf zwei Dimensionen im Gegensatz zu den sich dreidimensional ausbreitenden Raumwellen.

3.1.1 Raumwellen

Die Abbildung 3.1 zeigt die Partikelbewegung bei der Ausbreitung von Raumwellen. Die Raumwellen lassen sich prinzipiell in zwei Wellentypen unterteilen. Links dargestellt ist eine Longitudinalwelle oder auch P-Welle (Primär-Welle) deren Teilchenbewegung in Richtung der Ausbreitung erfolgt.

Die Transversalwellen oder auch S-Wellen (Sekundär-Welle) besitzen eine Teilchenbewegung senkrecht zur Ausbreitungsrichtung der Welle. Sie können bei söhlicher Lagerung noch weiter in SV- (vertikale Teilchenbewegung; siehe Abb. 3.1 (rechts)) und SH-Wellen (horizontale Teilchenbewegung) unterteilt werden. Die S-Wellen können sich im Gegensatz zu den P-Wellen nicht in flüssigen oder gasförmigen Medien ausbreiten.

Die Bezeichnung der Wellen als Primär- und Sekundär-Welle entstammt der Seismologie

und kennzeichnet die aufgrund verschiedener Ausbreitungsgeschwindigkeiten unterschiedlichen Ankunftszeiten dieser Wellen.

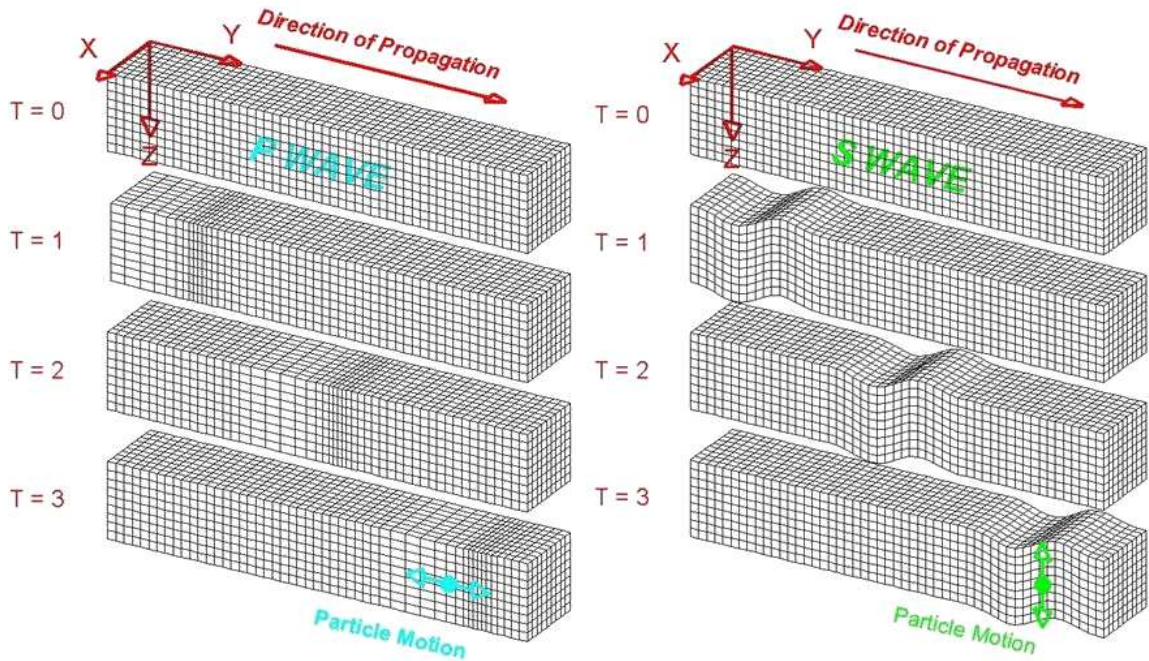


Abbildung 3.1: Ausbreitung von Longitudinal- und Transversal(SH)-Wellen mit Angabe der Teilchenbewegung (Braile, 2005).

3.1.2 Grenzflächenwellen

Auch die Grenzflächenwellen werden durch die unterschiedlichen Teilchenbewegungen in verschiedene Typen unterteilt. Dabei sind die Eigenschaften der angrenzenden Medien wichtig.

Die Abbildung 3.2 zeigt die Teilchenbewegung bei der Ausbreitung von Rayleigh- und Love-Wellen. Die Rayleighwellen besitzen eine elliptische Teilchenbewegung in der Radial/Vertikal-Ebene (Radial: Richtung zwischen Quelle und Empfänger; bzw. Strahlweg). Dabei breitet sich die Rayleighwelle an der Grenzfläche fest/gasförmig aus. An der Grenzfläche fest-flüssig breitet sich ebenfalls eine Grenzflächenwelle mit ähnlichen Eigenschaften aus, die sog. Scholtewellen (Rauch, 1980; Rauch, 1986).

Die Teilchenbewegung der Lovewellen erfolgt ausschließlich in Transversal-Richtung und unterscheidet sich somit wesentlich von den Rayleigh- und Scholtewellen. Lovewellen propagieren an Grenzflächen eines festen geschichteten Mediums zu einem gasförmigen oder flüssigen Medium.

Bei einem geschichteten Untergrund sind die Grenzflächenwellen in der Regel dispersiv;

d.h. sie besitzen eine frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit.

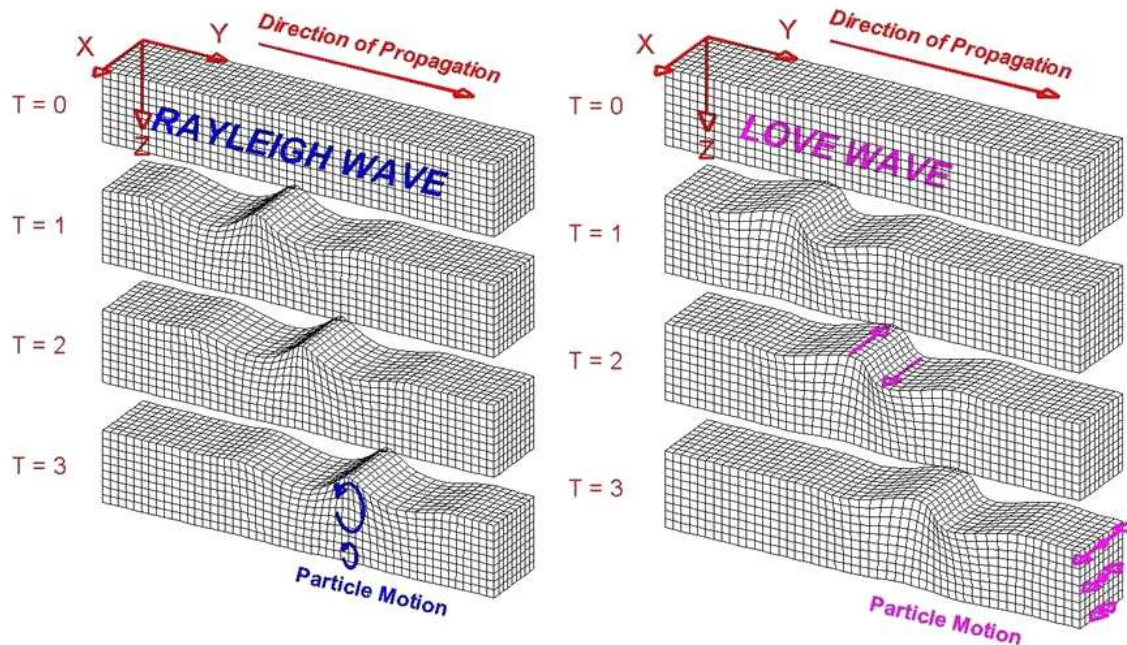


Abbildung 3.2: Ausbreitung von Rayleigh- (oder auch Scholte-) und Love-Wellen mit Angabe der Teilchenbewegung (Braile, 2005).

Im flachmarinen Fall können sich in der Wasserschicht geführte Wellen ausbilden, die aus konstruktiven Interferenzen von Wassermultipeln entstehen. Diese geführten Wellen breiten sich annähernd mit Wassergeschwindigkeit aus. Ihre Geschwindigkeit ist zum Teil auch dispersiv (Klein *et al.*, 2005; Klein, 2003).

3.1.3 Anregung von Scholtewellen

Im Abschnitt 7.1 (S. 80) wird die Anregung von Scholtewellen am Meeresboden anhand von Messdaten studiert. Dazu gehören Untersuchungen zum Einfluss der Quelleigenschaften (Betriebsdruck und Kammervolumen sowie Tiefe der Airgun).

Der vorliegende Abschnitt zeigt die Berechnung von Eigenfunktionen der Scholte-Fundamentalmode zur Betrachtung des Einflusses der Quelltiefe auf den Frequenzgehalt der Scholtewelle. Dabei gehen die weiteren Quelleigenschaften wie Amplitude und Frequenzgehalt der Airgun noch nicht in die Betrachtung mit ein, sodass ausschließlich der Einfluss des Mediums und der Quelltiefe untersucht werden kann.

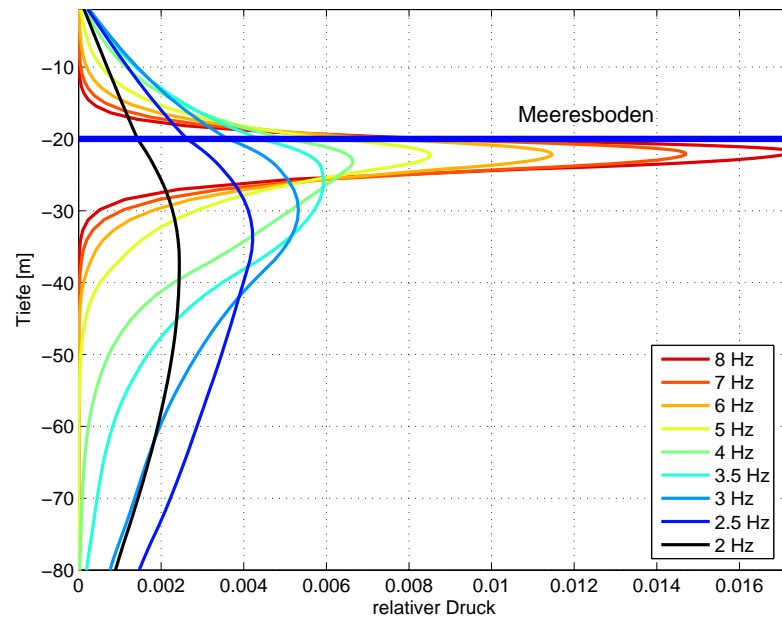


Abbildung 3.3: Berechnete Eigenfunktionen der Scholte-Fundamentalmoden für Frequenzen von 2 - 8 Hz. Als Untergrundmodell diente das Ergebnismodell der kombinierten Inversion (Abschnitt 8.2.2, S. 96). Die Abbildung 3.4 zeigt den vergrößerten Bereich der Eigenfunktionen in der Wassersäule.

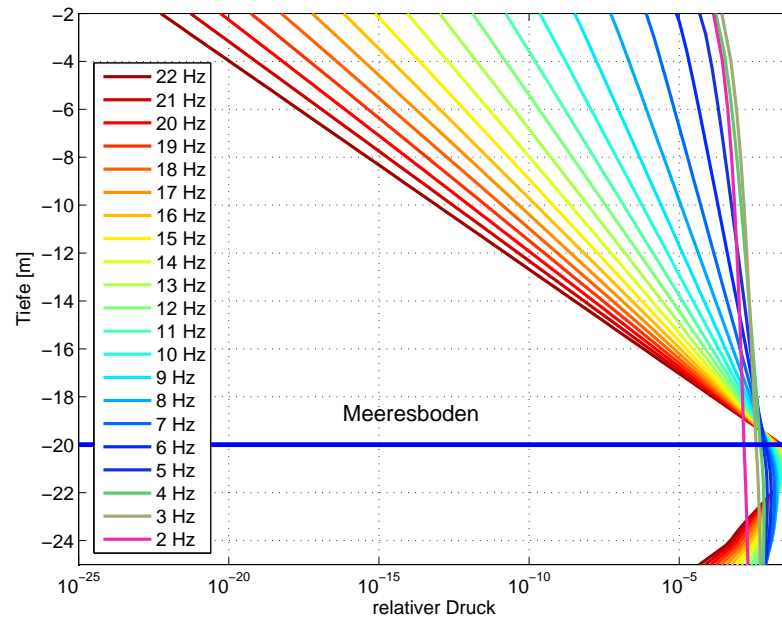


Abbildung 3.4: Eigenfunktionen der Scholte-Fundamentalmoden für Frequenzen von 2 - 22 Hz in der Wassersäule.

Die dargestellten Eigenfunktionen geben die Amplituden-Tiefenverteilung der Scholte-Fundamentalmode an. Sie können durch die Lösung der Wellengleichung mit den für die Scholtewelle geltenden Randbedingungen am Meeresboden berechnet werden. Diese Randbedingungen sind die an der Grenzfläche verschwindene Tangentialspannung und die Stetigkeit der Vertikal-Verschiebung und -Spannung (Aki & Richards, 1980).

Die Berechnung der Eigenfunktionen der Scholte-Fundamentalmode für komplexe Untergrundmodelle kann mittels des Programmes *flspher* erfolgen (Friederich & Dalkolmo, 1995).

Die Abbildung 3.3 zeigt die berechneten Eigenfunktionen für das Untergrundmodell der Tromper Wiek (Tabelle B.1, S.160). Dargestellt sind die Frequenzen von 2 - 8 Hz.

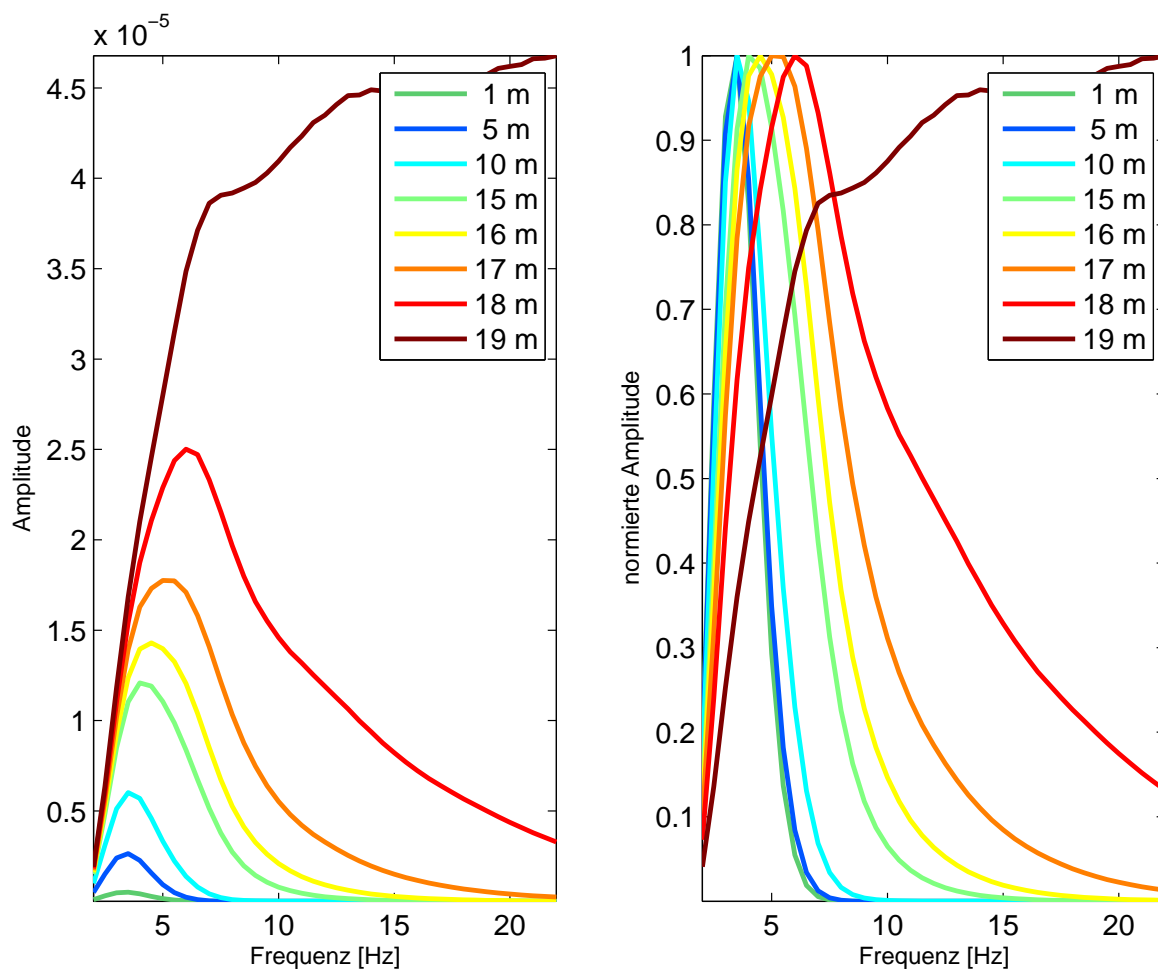


Abbildung 3.5: Aus der Multiplikation der Eigenfunktionen (Levshin A. L., 1989) für eine bestimmte Quellertiefe unterhalb der Wasseroberfläche und der Empfängerposition am Meeresboden (20 m) ergeben sich die theoretisch zu erwarteten Amplitudenspektren für unterschiedliche Quellertiefen. Die Maximalamplituden der rechten Darstellung sind auf 1 normiert.

Dabei ist zu sehen, dass die maximale Amplitude der Scholtewelle bei 2 Hz ca. 15 m unter dem Meeresboden liegt. Zu höheren Frequenzen nimmt die Amplitude zu und die Position des Maximums nähert sich dem Meeresboden. Des Weiteren ist deutlich zu erkennen, dass die Frequenzen oberhalb von 5 Hz im Wesentlichen im Bereich bis 10 m unter dem Meeresboden Amplituden aufweisen. Um Informationen über größere Tiefen zu erhalten, sind dementsprechend die Frequenzen unterhalb von 5 Hz von Interesse.

Die Amplituden-Tiefenverteilung in der Wassersäule zeigt die Abbildung 3.4. In der logarithmischen Darstellung ist deutlich der Amplitudenabfall zur Meeresoberfläche hin sichtbar. Die Amplituden fallen mit zunehmender Frequenz stärker ab.

Um den zu erwarteten Frequenzgehalt der Scholtewelle bei der Anregung in der Wassersäule zu berechnen, können die Eigenfunktionen $R(f, d, \vec{m})$ genutzt werden. Dabei bezeichnet f die Frequenz und d die Tiefe. \vec{m} beinhaltet die Modellparameter des Untergrundes. Das Amplitudenspektrum $A(f, \vec{m})$ der Scholte-Fundamentalmode ergibt sich dann aus der Quelltiefe d_{Quelle} und der Empfängertiefe $d_{Empfänger}$ zu (Levshin *et al.*, 1989):

$$A(f, d_{Quelle}, d_{Empfänger}, \vec{m}) \sim R(f, d_{Quelle}, \vec{m})R(f, d_{Empfänger}, \vec{m}) \quad (3.1)$$

Die so berechneten Amplitudenspektren der Fundamentalmode für Quelltiefen von 1 - 19 m und einem Empfänger am Meeresboden zeigt die Abbildung 3.5. Deutlich ist zu erkennen, dass sich die Amplituden mit abnehmendem Abstand der Quelle zum Meeresboden erhöhen. Insbesondere nimmt auch der Frequenzgehalt der Scholtewelle zu und das Amplitudenmaximum verschiebt sich zu höheren Frequenzen.

Die Abbildung 3.5 zeigt die aus den Eigenfunktionen ermittelten Amplitudenspektren, die lediglich die Quelltiefe berücksichtigen, nicht aber die Amplitude und Frequenz einer Airgun. Zur weiteren Berechnung könnten die Amplitudenspektren der Airgun mit den synthetischen Amplitudenspektren multipliziert werden.

3.1.4 Konversion

Mit Konversion wird die Umwandlung einer einfallenden P- oder S-Welle an der Grenzfläche zweier Medien in den jeweils anderen Wellentyp bezeichnet (Abb. 3.6, S. 28). Es entsteht an jeder Grenzfläche eine reflektierte P- und S-Welle, sowie eine transmittierte P- und S-Welle. Nur an der Grenzschicht fest/flüssig bzw. fest/gasförmig entfallen die jeweiligen S-Wellen im Wasser bzw. an der Luft. Die entsprechenden Amplituden dieser Wellen werden durch ein R, für eine reflektierte Welle, oder ein T, für eine transmittierte Welle, bezeichnet. Der erste Index bezeichnet die Art der einfallenden Welle und der zweite Index gibt die Art der ausfallenden Welle an. Die Ausfallswinkel der jeweiligen Welle können einfach über das Snellius'sche Gesetz berechnet werden:

$$\frac{\sin(\text{Einfallswinkel})}{v_1} = \frac{\sin(\text{Ausfallswinkel})}{v_2} = p \quad (3.2)$$

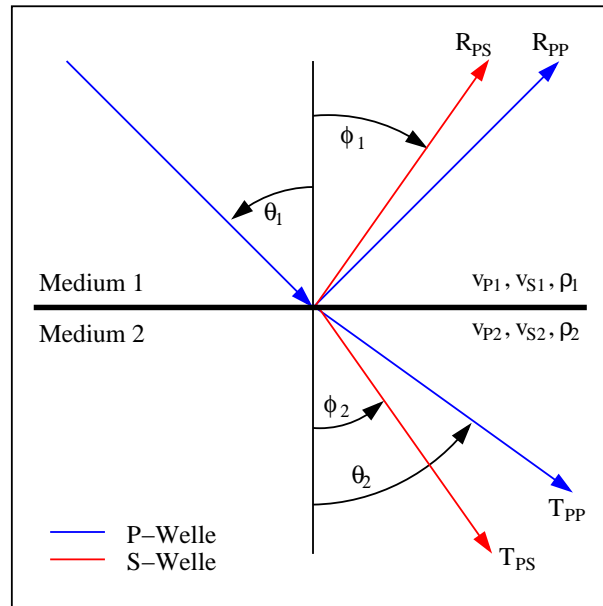


Abbildung 3.6: Aufteilung einer einfallenden P-Welle in zwei P-Wellen und zwei S-Wellen (jeweils reflektiert und transmittiert) an der Grenzfläche zweier Medien.

Dabei bezeichnet v_1 (v_2) die P- oder S-Wellengeschwindigkeit im Medium der einfallenden (ausfallenden) Welle und p den Strahlwegparameter, der für einen Wellenzug immer konstant ist.

Zur Berechnung des kritischen Einfallswinkels $\beta_{krit.}$, bei dem die transmittierte Welle einen Ausfallswinkel von 90 Grad besitzt und somit nicht mehr in den Untergrund eintritt, ergibt sich aus dem Snellius'schen Gesetz folgende Beziehung:

$$\beta_{krit.} = \arcsin\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \quad (3.3)$$

3.2 Auswertung zeitlich kontinuierlicher Signale

Die Auswertung zeitlich kontinuierlicher Signale stellt besondere Anforderungen an die Methoden, da eine zeitliche Trennung von Wellentypen nicht möglich ist. Die Abbildungen 3.7 und 3.8 veranschaulichen dies.

Der Vergleich eines Profils (Offsetbereich - 100 bis 100 m) über das OBS mit Airgun-Schüssen und mit einer Aufzeichnung der Schiffsgeräusche ist in der Abbildung 3.7 dargestellt. In dem gewählten Beispiel ist der Betrag der Amplitudenwerte der Schiffsgeräusche (blau) um den Faktor 10 kleiner. Der Betrag der registrierten Airgun-Amplituden (rot) ist zur besseren Anschauung negativ abgebildet. Grün markiert ist die Abnahme der Maximalamplitude mit der Entfernung, die bei beiden Aufzeichnungen nahezu identisch ist. Die Airgun-Daten zeigen die diskreten Schüsse, die mittels der genauen Schusszeitpunkte

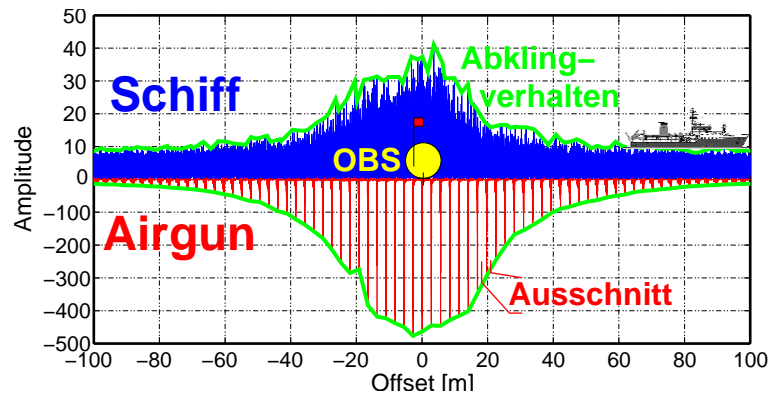


Abbildung 3.7: Vergleich eines Profils über das OBS mit Airgun-Schüssen und mit einer Aufzeichnung der Schiffsgeräusche. Der Betrag der Amplitudenwerte der Schiffsgeräusche (blau) ist um den Faktor 10 kleiner. Der Betrag der registrierten Airgun-Amplituden (rot) ist negativ abgebildet. Grün markiert ist die Abnahme der Maximalamplitude mit der Entfernung. Die Amplitudenwerte entstammen der Vertikalkomponente. Airgunschüsse alle 8 s bei einer Schiffsgeschwindigkeit von einem Knoten.

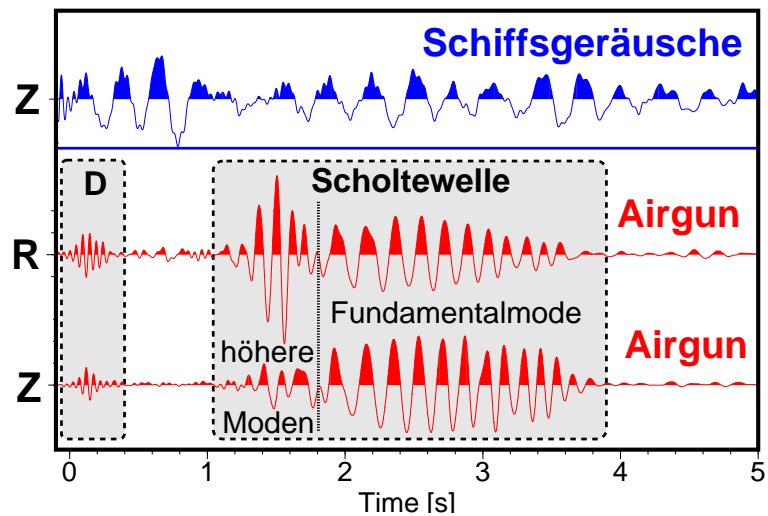


Abbildung 3.8: Vergleich von Schiffsgeräuschen mit einem Airgunschuss. Nur bei der Airgun lassen sich die Wellen zeitlich trennen. (D: direkte, reflektierte und refraktierte Wellen; Daten sind tiefpassgefiltert (20 Hz))

ausgeschnitten und zu einem Common-Receiver-Gather (CRG) zusammengefügt werden können. Diese ausgeschnittenen Airgunschüsse können dann über die Entfernung zum OBS aufgetragen werden (z.B. Abb. 8.1, S. 92). Ein solches CRG kann dann ausgewertet werden (Abschnitt 3.3, S.35).

Ein Ausschnitt (Abb. 3.8) aus der Abbildung 3.7 macht die Problematik noch deutlicher. Dargestellt sind lediglich 5 s der Aufzeichnung in einem Frequenzbereich unterhalb von 20 Hz. Während sich die Wellen in der Airgunaufzeichnung zeitlich trennen lassen, befindet sich in den Schiffsgeräuschen eine Überlagerung aller Wellentypen. Reflexionen, Refraktionen oder direkte Wellen können nicht identifiziert und ausgewertet werden! In den Airgun-Daten lässt sich die Dispersion der Scholtewelle bereits optisch erkennen (von tiefen Frequenzen bei ca. 2 s Laufzeit bis zu höheren Frequenzen bei knapp 4 s Laufzeit). Eine Dispersionsanalyse der Scholtewelle in den Schiffs-Daten ist auf den ersten Blick und mit den für die Airgun-Daten angewandten Methoden nicht möglich. Andere Verfahren müssen gefunden und angewendet werden.

Die Auswertung der zeitlich kontinuierlichen Signale hatte zunächst zum Ziel, festzustellen ob eine Scholtewelle durch fahrende Schiffe angeregt wird. Dabei wurde das Abklingverhalten der Amplitude mit der Entfernung der aufgezeichneten Schiffsgeräusche anhand von Spektrogrammen untersucht, die Ausbreitungsgeschwindigkeit der registrierten Wellen durch die Doppler-Analyse ausgewertet und eine Polarisationsanalyse der Daten durchgeführt.

3.2.1 Abklingkurven und Spektrogramme

Das Abklingverhalten der Amplituden von Raumwellen und Grenzflächenwellen unterscheidet sich. Die durch eine Punktquelle im homogenen Raum abgestrahlte Energie einer Raumwelle verteilt sich auf einer Kugeloberfläche ($O = 4\pi r^2$). Demzufolge nimmt die Energie der Raumwelle proportional zum Kehrwert des Entfernungs(Offset)-Quadrates und die Amplitude proportional zum Kehrwert des Offsets ab:

$$E_{\text{Raumwelle}} \sim \frac{1}{\text{Offset}^2} \quad \text{und} \quad A_{\text{Raumwelle}} \sim \frac{1}{\text{Offset}} \quad (3.4)$$

Im Gegensatz dazu breitet sich eine Grenzflächenwelle in zwei Dimensionen aus. Ihre Energie verteilt sich auf einem Kreisumfang ($U = 2\pi r$) und nimmt proportional mit dem Kehrwert des Offsets ab. Die Amplitude nimmt demnach mit dem Kehrwert der Wurzel des Offsets ab:

$$E_{\text{Grenzflächenwelle}} \sim \frac{1}{\text{Offset}} \quad \text{und} \quad A_{\text{Grenzflächenwelle}} \sim \frac{1}{\sqrt{\text{Offset}}} \quad (3.5)$$

Für diesen Idealfall ist die Amplitudenabnahme mit dem Offset bei gleicher Ausgangsamplitude in der Abbildung 3.9 dargestellt.

In der Regel sind die seismischen Wellen zum Teil jedoch stark gedämpft. Wird diese Dämpfung berücksichtigt, ergibt sich folgende Beziehung

$$A = A_0 \frac{1}{x^n} e^{-\alpha x} \quad (3.6)$$

für das Amplituden-Abklingverhalten mit zunehmender Entfernung vom Empfänger. Dabei bezeichnet x den Offset, A_0 die Amplitude beim Offset 0 m, α den Absorptionskoeffizienten und n hängt vom Wellentyp ab (Grenzflächenwellen: $n = 0.5$; Raumwelle $n = 1$). Der Absorptionskoeffizient ist frequenzabhängig und kann aus dem Qualitätsfaktor Q für eine starke Absorption bestimmt werden (O'Connell & Budiansky, 1978):

$$\alpha = \frac{2\pi f}{c(f)}(\sqrt{Q^2 + 1} - Q) \quad (3.7)$$

Dabei bezeichnet f die Frequenz und $c(f)$ die frequenzabhängige Phasengeschwindigkeit.

In der Realität wird die Amplitudenabnahme jedoch nicht nur durch die intrinsische Dämpfung und das geometrische Abklingverhalten verursacht, sondern auch durch Streuung und dünne Schichten mit interferierenden Amplituden beeinflusst.

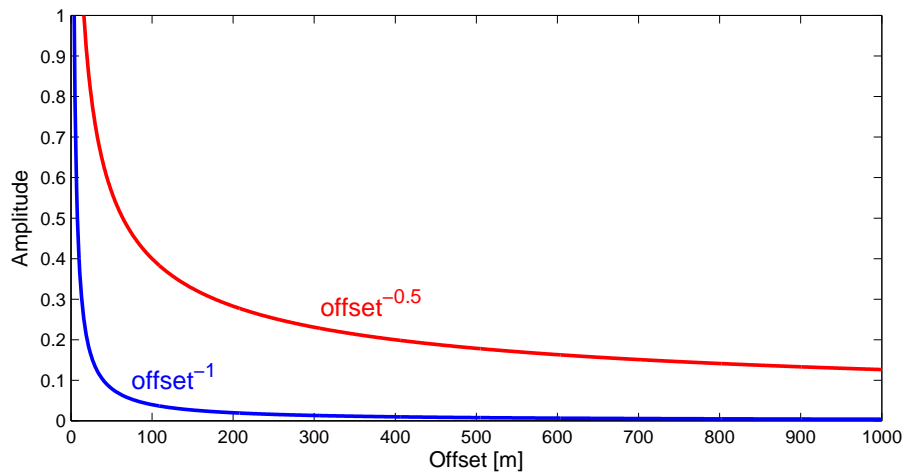


Abbildung 3.9: Der geometrische Ausbreitungsverlust mit zunehmender Entfernung von der Quelle (Offset) für Raumwellen (Abnahme mit $\frac{1}{\text{Offset}}$ im homogenen Medium) und für Grenzflächenwellen (Abnahme mit $\frac{1}{\sqrt{\text{Offset}}}$ an der Grenzfläche zweier homogener Halbräume).

Um bei den Schiffsgeräusch-Daten das Amplitudenabklingverhalten zu bestimmen wurden Spektrogramme gerechnet, die für jede Entfernung das Amplitudenspektrum zeigen. Die Darstellung über die Entfernung ist durch die GPS-Daten des Schiffes möglich, sodass jedem registrierten Amplitudenwert eine Entfernung zugeordnet werden kann.

Die Berechnung eines Spektrogrammes erfolgt, indem aus der Registrierung von einigen Minuten Länge kleinere Fenster (beispielsweise 10 s Länge) ausgeschnitten werden. Diese kleineren Datenstücke werden dann fouriertransformiert und jeweils über dessen mittlere Entfernung aufgetragen (siehe z.B. Abb. 4.1, S. 44).

Bei der Berechnung der Spektrogramme gibt es eine Unschärferelation nach der entweder

eine genaue Ortsauflösung (sehr kleine Fenster) oder eine genaue Frequenzauflösung (lange Fenster) erzielt werden kann. Die Bestimmung des richtigen Verhältnisses von Orts- und Frequenzauflösung liegt in der Hand des Auswerters.

Das Amplitudenabklingverhalten kann aus den Spektrogrammen für diskrete Frequenzen oder Frequenzbereichen entnommen werden (Abschnitt 5.2, S. 49). Außerdem erlauben die Spektrogramme neben der Frequenzanalyse auch Aussagen über die nutzbare Reichweite der Signale. Hierzu lässt sich der Winkel zwischen den einzelnen Amplituden der Spektrogramme der beiden Horizontalkomponenten berechnen. Dabei kann festgestellt werden, welche Frequenz bis zu welcher Reichweite noch genutzt werden kann (Abschnitt 5.3, S. 56).

3.2.2 Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Doppler-Methode)

Durch eine Fourier-Transformation wird das Amplitudenspektrum der Schiffsgeräusche berechnet. Dabei zeigen sich diskrete Amplitudenpeaks in den Spektren. Um die Geschwindigkeit zu berechnen mit der die zum Amplitudenpeak gehörende Welle gelaufen ist, kann die Doppler-Methode verwendet werden.

Voraussetzung für die Anwendung dieser Methodik ist die Berechnung eines Amplitudenspektrums von der Fahrt des Schiffes auf das OBS zu und eines Amplitudenspektrums von der Fahrt vom OBS weg. Fährt das Schiff während der Messung direkt über das OBS, so kann die Aufzeichnung in diese beiden Teile zerlegt werden. Um qualitativ gute Ergebnisse zu erzielen ist es außerdem notwendig, dass es keine starken lateralen Variationen der Wellengeschwindigkeiten gibt.

Die Abbildung 3.10 zeigt das Prinzip der Doppler-Methode. Dargestellt ist jeweils der gleiche Ausschnitt aus dem Amplitudenspektrum von der Fahrt auf das OBS zu und der Fahrt vom OBS weg. Deutlich zu sehen ist die Frequenzverschiebung eines Amplitudenpeaks.

Aus der Frequenzverschiebung, dem sog. Doppler-Effekt, lässt sich die Geschwindigkeit, mit der die Welle dieser Frequenz gelaufen ist, wie folgt berechnen. Für den Doppler-Effekt gilt folgende Beziehung (Stöcker, 1994):

$$f_{gemessen} = \frac{f_{Schiff}}{1 \pm \frac{v_{Schiff}}{c_{Welle}}} \quad (3.8)$$

Dabei entspricht $f_{gemessen}$ der Frequenz f_{hin} (siehe Abb. 3.10) für den Fall, dass im Nenner ein Minus steht und f_{weg} für den Fall, dass im Nenner ein Plus steht. Die Frequenz f_{Schiff} ist die vom Schiff abgestrahlte Frequenz, die jedoch nicht bekannt ist. Die Schiffsgeschwindigkeit ist über die GPS-Aufzeichnungen hingegen bestens bekannt.

Mit den gemessenen Frequenzen f_{hin} und f_{weg} schreibt sich die Formel 3.8 wie folgt:

$$f_{hin} = \frac{f_{Schiff}}{1 - \frac{v_{Schiff}}{c_{Welle}}} \quad (3.9)$$

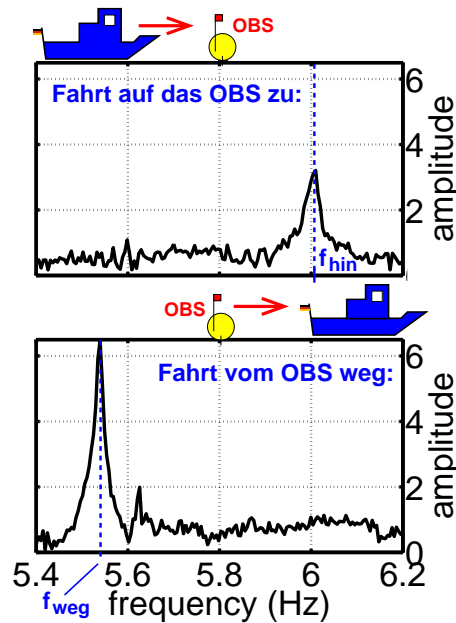


Abbildung 3.10: Prinzipskizze der Doppler-Methode. Dargestellt ist jeweils der gleiche Ausschnitt aus dem Amplitudenspektrum von der Fahrt auf das OBS zu und der Fahrt vom OBS weg.

und

$$f_{weg} = \frac{f_{Schiff}}{1 + \frac{v_{Schiff}}{c_{Welle}}} \quad (3.10)$$

Einsetzen der Formel 3.9 in die Formel 3.10 ergibt die Wellengeschwindigkeit:

$$c_{Welle} = v_{Schiff} \frac{f_{weg} + f_{hin}}{f_{hin} - f_{weg}} \quad (3.11)$$

3.2.3 Polarisationsanalyse

Bei der Polarisationsanalyse geht es darum die Teilchenbewegung beim Durchlaufen einer Welle zu untersuchen. Da die unterschiedlichen Wellentypen verschiedene Polarisierungen besitzen, sollte eine Identifizierung des Wellentyps über die jeweilige Teilchenbewegung möglich sein.

In der vorliegenden Studie wurden folgende Polarisierungen ausgewertet:

1. Polarisierung in der Horizontalebene zur Drehung des Koordinatensystems
2. Polarisierung in der Radial-Vertikal-Ebene zur Identifizierung von Scholtewellen

Horizontale Polarisation

Die horizontale Polarisation wurde, wie bereits im Abschnitt 2.3 beschrieben, zur Drehung der beiden Horizontalkomponenten X und Y in die Komponenten R (radial bzw. inline) und T (transversal bzw. crossline) verwendet. Eine transversal polarisierte Welle wird somit nur noch in der Transversal-Komponente Amplituden aufweisen.

Die Drehung im Uhrzeigersinn um den Winkel ϕ kann einfach mittels Drehmatrix erfolgen:

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\phi) & \sin(\phi) & 0 \\ -\sin(\phi) & \cos(\phi) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

Bei kardanisch aufgehängten Geophonen ist eine Einbeziehung der Vertikal-Komponente nicht erforderlich.

Die Bestimmung der Polarisation von Wellen kann über die Berechnung der Kovarianzmatrix erfolgen (z.B. Clief & Dubesset, 1988). Auf diese Weise lässt sich neben dem Polarisationswinkel auch die Rektilinearität (Güte der Polarisation) bestimmen.

Aus den drei registrierten Komponenten X, Y und Z der seismischen Daten kann die Kovarianzmatrix K wie folgt berechnet werden:

$$K_{xyz} = \begin{pmatrix} \text{Var}(X) & \text{Cov}(X, Y) & \text{Cov}(X, Z) \\ \text{Cov}(Y, X) & \text{Var}(Y) & \text{Cov}(Y, Z) \\ \text{Cov}(Z, X) & \text{Cov}(Z, Y) & \text{Var}(Z) \end{pmatrix} \quad (3.13)$$

Da hier in der Regel nur die Polarisation in X-Y-Richtung von Interesse ist, vereinfacht sich die Kovarianzmatrix zu:

$$K_{xy} = \begin{pmatrix} \text{Var}(X) & \text{Cov}(X, Y) \\ \text{Cov}(Y, X) & \text{Var}(Y) \end{pmatrix} \quad (3.14)$$

Dabei ist

$$\text{Cov}(X, Y) = \frac{1}{L} \sum_{k=1}^L (X_k - \mu_x)(Y_k - \mu_y) \quad (3.15)$$

die Kovarianz bezüglich X und Y, und

$$\text{Var}(X) = \text{Cov}(X, X) \quad (3.16)$$

die Varianz bezüglich X. μ bezeichnet den Mittelwert und L die Anzahl der Werte pro Komponente.

Um die Hauptrichtungsinformation (den Polarisationswinkel) aus der Kovarianzmatrix zu erhalten, müssen die Eigenvektoren \vec{V}_i mit den dazugehörigen Eigenwerten λ_i dieser Matrix berechnet werden. Es gilt folgende Beziehung:

$$K_{xy} \vec{V}_i = \lambda_i \vec{V}_i \quad i = 1, 2 \quad (3.17)$$

Der zum größten Eigenwert gehörende Eigenvektor gibt die Hauptpolarisationsrichtung an (Kanasewich, 1981). Diese ist jedoch bei einer Scherwelle nicht identisch mit der Ausbreitungsrichtung. Die Polarisationsrichtung kann nur im Winkelbereich zwischen ± 90 Grad bestimmt werden. Um Informationen im vollen Winkelbereich von $0 - 360^\circ$ zu erhalten ist der Einsatz von mindestens 2-3 Empfängern notwendig.

Die Güte der Polarisation kann durch mehrere Parameter beschrieben werden. Der einfachste und für die hier behandelten Anwendungen verwendete Parameter ist die Rektilinearität R . Sie wird folgendermaßen definiert (Kanasewich, 1981):

$$R = 1 - \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right) \quad (3.18)$$

Dabei ist λ_1 der größte und λ_2 der kleinste Eigenwert der Kovarianzmatrix K_{xy} .

Die Rektilinearität ist somit 1, wenn es eine eindeutig vorherrschende, lineare Polarisationsrichtung gibt. Ergibt die Rektilinearität den Wert 0, so existiert keine bevorzugte lineare Polarisationsrichtung. Beim Betrachten von Polarisationswinkeln ist somit immer auch auf den Wert der Rektilinearität zu achten, damit die Richtungsinformation durch die Polarisationswinkel nicht überbewertet wird.

Für die Auswertung von kontinuierlichen Registrierungen über mehrere Minuten kann die Berechnung des Polarisationswinkels und der Rektilinearität in einem kleinen Zeitfenster (beispielsweise 1 s) erfolgen. Dieses Fenster wird dann über die Daten geschoben, bis zu jedem Zeitintervall die gewünschten Informationen berechnet sind. Auf diese Weise ist die Berechnung des Polarisationswinkels und der Rektilinearität als Funktion der Zeit möglich.

Polarisation in der Radial-Vertikal-Ebene

Die Auswertung der Polarisation in der Radial- und Vertikal-Ebene erfolgte durch die Darstellung von Hodogrammen. Ein Hodogramm stellt die zweidimensionale Bahnkurve der Teilchenbewegung in einer Ebene dar. (Die dreidimensionale Darstellung aller drei Komponenten wird als Hodograph bezeichnet). Für ein Hodogramm werden die Amplituden der Vertikal-Komponente über die der Radial-Komponente abgebildet. Im Abschnitt 5.5.2 (S. 67) dient diese Methode zur Identifizierung der Scholtewelle inklusive ihrer unterschiedlichen Moden aus Messungen von Schiffsgeräuschen.

3.3 Auswertung zeitlich diskreter Signale

Zur Auswertung der seismischen Airgun-Daten wurde zunächst eine Rotation durchgeführt (Abschnitt 2.3, S. 18). Zur Dispersionsuntersuchung der registrierten Grenzflächenwellen wurden die Daten anschließend in den Phasenlangsamerkeits-Frequenzbereich überführt.

3.3.1 Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren (pf-Spektren)

Die Berechnung eines Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Spektrums (Park *et al.*, 1998; Forbriger, 2003) erfolgt im ersten Schritt durch eine Fourier-Transformation der einzelnen Spuren $u(x_k, t)$ eines CRG. Dabei gibt x_k den Offset des Airgun-Schusses k an.

$$\tilde{u}(x_k, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} u(x_k, t) e^{i2\pi ft} dt \quad (3.19)$$

Im zweiten Schritt wird eine Offset abhängige Phasenverschiebung von $-2\pi f p x_k$ mit einer Summation über alle Schüsse k durchgeführt:

$$\tilde{U}(p, f) = \sum_{k=1}^N \tilde{u}(x_k, f) e^{-i2\pi f p x_k} \quad (3.20)$$

Dies entspricht einer Zerlegung nach ebenen Wellen.

Zur Berechnung der pf-Spektren wurden jeweils die kompletten CRG verwendet. Eine vorherige Fensterung mittels Gauss-Filter (Bohlen *et al.*, 2004) zur Berechnung lokaler pf-Spektren wurde nicht durchgeführt, da es keine signifikanten Verbesserungen brachte. Dieses Verfahren dient in erster Linie einer besseren Ortsauflösung, die für die hier vorgestellten Untersuchungen jedoch nicht erforderlich war.

3.3.2 Modellierungsverfahren

Zur leichteren Interpretierbarkeit wurden die seismischen Daten zum Teil mit synthetischen Daten verglichen. Dabei kamen Programme zur Modellierung von ein- und zweidimensionalen Medien zum Einsatz.

Reflektivitäts-Methode

Die Programme *Mseis*, *Mseisfk* und *Qseisfk* (Wang, 1999) dienen zur Modellierung der Wellenausbreitung in eindimensionalen Medien. Die Programme *Mseis* und *Mseisfk* erlauben die Berechnung mit einer Wasserschicht an der Oberfläche.

Die Programme *Mseisfk* und *Qseisfk* liefern als Ausgabe ein pf-Spektrum und wurden vor allem für die Inversion von Dispersionskurven verwendet (Abschnitt 3.4, S.37).

Das Programm *Mseis* diente zum Studium des Einflusses der Quelltiefe auf die Anregung von Scholtewellen (Abschnitt 7.1.2, S.86) und zur Interpretation von seismischen Einsätzen in den CRG (Abschnitt 8.3.4, S.108).

2D (FD-Verfahren)

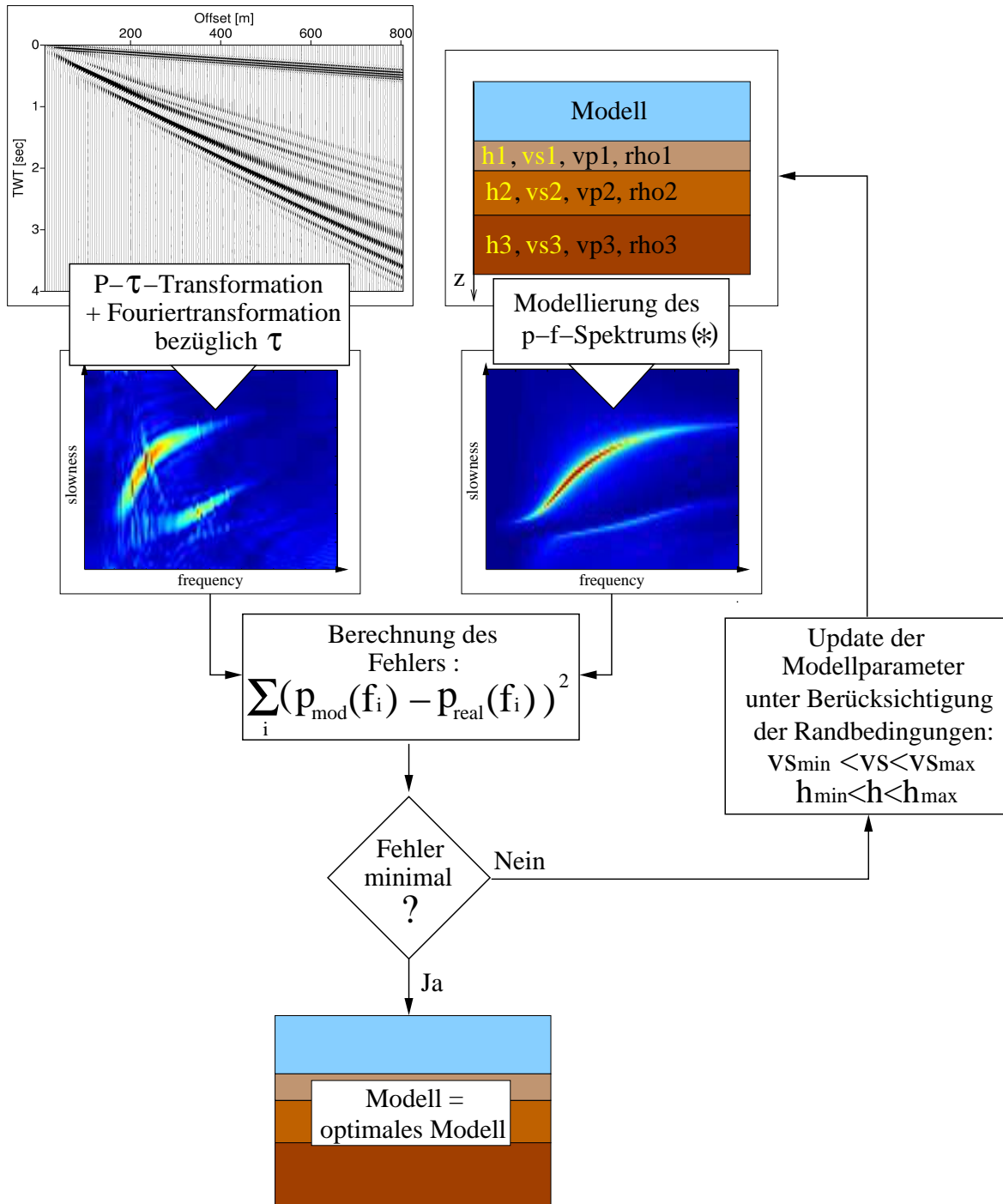
Die Modellierung von zweidimensionalen Medien kann durch FD-Verfahren erfolgen (Saenger, 2000; Bohlen, 2002). Diese Methode wurde zur Untersuchung des Einflusses von Meeressbodenrippeln auf die Anregung und Ausbreitung von Scholtewellen angewendet (Abschnitt 10.2, S.125).

3.4 Inversion von Dispersionskurven

Zum Nachweis der Anregung von Lovewellen mit einer Quelle in der Wassersäule wurde eine kombinierte Inversion von Scholte- und Lovewelle durchgeführt (Abschnitt 8.2.2, S. 96). Die Methodik der bisher nur auf Scholtewellen angewendeten Inversion (Kugler, 2001; Bohlen *et al.*, 2004; Kugler *et al.*, 2005) wurde auf Lovewellen erweitert und wird im Folgenden erläutert.

Das Prinzip der Inversion zeigt die Abbildung 3.11. Dabei ist der Ablauf wie folgt:

1. Zunächst wird die Radial-Komponente des gemessenen CRG in den Phasenlangsamkeits-Frequenz-Bereich überführt, wo die Dispersionskurve der Scholte-Fundamental-mode bestimmt wird. In gleicher Weise wird mit der Lovewelle in der Transversal-Komponente verfahren.
2. Anhand der gemessenen Dispersionskurven kann ein vereinfachtes eindimensionales Modell der Scherwellengeschwindigkeiten des Untergrundes aufgestellt werden. Die Dispersionskurven dieses Anfangsmodells werden für die Scholtewelle mit dem Programm *Mseisfk* und für die Lovewelle mit dem Programm *Qseisfk* berechnet. Dabei wird für die Qseisfk-Rechnung eine Horizontal-Quelle auf den Meeresboden gelegt. Die P-Wellen-Geschwindigkeiten werden abgeschätzt und während der Inversion nicht verändert, da ihr Einfluss auf die Dispersionskurven nur sehr gering ist. Die Dichte wird ebenfalls abgeschätzt.
3. Jetzt liegen die Dispersionskurven der gemessenen und synthetischen Daten vor. Zwischen ihnen kann der Fehler bestimmt werden. Dieser ergibt sich der aus der Summe der Differenzenquadrate zwischen den jeweiligen Dispersionskurven.
4. Nun wird das Anfangsmodell so iterativ verändert, dass der Fehler abnimmt bis Konvergenz eintritt. Dieses Modell enthält dann die gesuchten Information über die Scherwellengeschwindigkeits- und Dichte-Variationen mit der Tiefe.



(*) Modellierung mit "Mseisfk" (Wang, 1999)

Abbildung 3.11: Prinzipskizze der Inversion von Scholtewellen-Dispersionskurven (Kugler, 2001).

Teil II

Anregung durch Schiffe

Kapitel 4

Einführung in die Messung von Schiffsgeräuschen

Die Motivation zur Auswertung zeitlich kontinuierlicher Signale wurde bereits im Kapitel 1 beschrieben. Die Schwierigkeit der Auswertung solcher Daten liegt darin begründet, dass die Analyse-Methoden der aktiven Seismik nicht verwendet werden können. Die Zuordnung einzelner Einsätze oder gar eines Wellentyps in den Schiffsgeräuschdaten ist nicht möglich. Diese Problematik wurde im Abschnitt 3.2 (S. 28) und den Abbildungen 3.7 und 3.8 dargestellt.

Der vorliegende Teil beschäftigt sich mit der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch fahrende Schiffe. Dabei werden zunächst die Messdurchführungen vorgestellt und die Schiffe als seismische Quellen beschrieben. Ein wesentlicher Punkt ist es, nachzuweisen dass Schiffe überhaupt in der Lage sind, Grenzflächenwellen am Meeresboden anzuregen. Um diesen Nachweis zu erbringen, wird das Amplitudenabklingverhalten mit der Entfernung untersucht. Durch die Doppler-Methode können die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der registrierten seismischen Wellen bestimmt und somit den Grenzflächenwellen zugeordnet werden. Eine Polarisationsanalyse und der Vergleich der Schiffsdaten mit den Airgun-Daten erlaubt zudem eine Zuordnung der einzelnen Scholtemoden.

Weitere Messungen beschäftigten sich mit der Anregung von Grenzflächenwellen unterhalb von 2 Hz (im Folgenden als tiefstfrequente Grenzflächenwellen bezeichnet) durch das hydrodynamische Druckfeld der Schiffe (Abschnitt 5.6, S. 69). Dazu werden erste Erkenntnisse vorgestellt werden.

4.1 Messdurchführung

Die Durchführung der Messungen wurde so gestaltet, dass die unterschiedlichen Schiffe über ein Geophon/OBS am Meeresboden gefahren sind. Dabei lag die Wassertiefe bei ca. 20 m. Die Profillängen lagen zwischen ± 500 m und ± 2000 m, wobei sich das Geophon/OBS bei 0 m befand. Die einzelnen Profilmfahrten wurden teilweise mit unterschied-

lichen Geschwindigkeiten im Bereich von 3 - 12 kn durchgeführt. So war es möglich den Geschwindigkeitseinfluss zu untersuchen.

Neben den direkten OBS-Überläufen wurden zur Betrachtung der horizontalen Polarisati-on auch Kreisprofile und Spiralen um das OBS gefahren.

4.2 Schiffe als seismische Quelle

Zunächst ist zu betrachten, weshalb ein fahrendes Schiff als seismische Quelle wirkt. Hierbei kommen zwei Anregungsursachen in Frage:

1. Geräusche innerhalb des Schiffes (Motoren und Schiffsschraube)
2. Geräusche durch die Fahrt des Schiffes im Wasser (Druckfeld)

Motoren: Die Geräusche des Schiffes werden im Wesentlichen durch den Motorbetrieb und die damit verbundene Schiffsschraubenbewegung im Wasser verursacht. Sie sind die Signale, die kontinuierlich erzeugt werden. Bei speziellen Schiffen, wie z.B. Eisbrechern, gibt es auch Unwuchtanlagen, die das Schiff bei Eisfahrt zusätzlich in Bewegung versetzen und somit eine weitere seismische Quelle darstellen.

Motorengeräusche sind im gesamten Amplitudenspektrum der Registrierung mit den Geophonen vom Typ SM-6 zu finden (von ca. 2 - 500 Hz). Eines der für die Studie verwendeten Schiffe besaß eine Unwuchtanlage, die mit einer Taktfrequenz von einem Hertz betrieben wurde.

Druckfeld: Während der Fahrt des Schiffes werden große Wassermassen verdrängt. Dadurch kommt es zu einer Druckänderung unter dem Schiff. Dieses hydrodynamische Druckfeld ist im Wesentlichen von der Rumpfform des Schiffes abhängig. Bereits die Bugwelle, die das Schiff vor sich herschiebt, ändert das Druckfeld.

Die Frequenzen dieser Druckänderung liegen deutlich unterhalb von 0.1 Hz und sind stark von der Schiffsgeschwindigkeit abhängig. Je schneller das Schiff über ein OBS fährt, desto schneller ändert sich das Druckfeld, was einem höher frequentem Signal entspricht.

Der Einfluss von Wasserwellen, die während der Fahrt gegen das Schiff schlagen, wurde nicht betrachtet, da diese Geräusche nicht kontinuierlich und extrem abhängig von der jeweiligen Wettersituation (Wellenhöhe, Windrichtung in Bezug zur Fahrtrichtung) sind.

Die Registrierungen mit Airguns als Quelle und die Auswertungen der Schiffsgeräusche im Kapitel 5 zeigten keine Frequenzen der Scholtewellen über 40 Hz, sodass sich die Auswertungen auf den Frequenzbereich von 2 - 40 Hz konzentrieren. Tiefere Frequenzen konnten aufgrund der bandbegrenzten Geophone zunächst nicht ausgewertet werden. Testmessungen mit breitbandigen Geräten konnten lediglich erste Erkenntnisse liefern (Abschnitt 5.6).

Die Abbildung 4.1 zeigt beispielhaft für ein Schiff als seismische Quelle die Spektrogramme des Schleppers I für verschiedene Schiffsgeschwindigkeiten in einem Offsetbereich von 0 - 500 m. Es ist deutlich zu sehen, dass das Schiff über kein kontinuierliches Spektrum

verfügt, sondern nur Amplituden bei diskreten Frequenzen aufweist. Diese Frequenzen sind bei fast allen Überläufen trotz der variierenden Schiffsgeschwindigkeiten sehr ähnlich. Die deutliche Verschiebung der Amplitudenmaxima beim Überlauf E07 liegt daran, dass die Propeller-Drehfrequenz des Schleppers I bei Geschwindigkeiten bis 10 kn gleich bleibt und lediglich die Blattstellung des Propellers verändert wird, um die Geschwindigkeit zu steuern. Für Geschwindigkeiten oberhalb von 10 kn muss zusätzlich zur Blattstellung auch die Propeller-Drehfrequenz erhöht werden, was die Verschiebung der Amplitudenmaxima zur Folge hat.

Dies ist eine wichtige Erkenntnis, da auf diese Weise die Möglichkeit besteht, den Frequenzgehalt der seismischen Quelle „Schiff“ gezielt zu erweitern.

Eine weitere Frequenzverschiebung, deren Ursache noch nicht geklärt werden konnte, ist im Bereich von 23 -26 Hz zu sehen. Zusätzlich zeigt die Abbildung 4.1 den Einfluss einer Unwuchtanlage auf das Amplitudenspektrum des Schleppers I. Besonders im tieffrequenten Bereich unterhalb von 5 Hz sind im Verhältnis zu den höheren Frequenzen deutlich

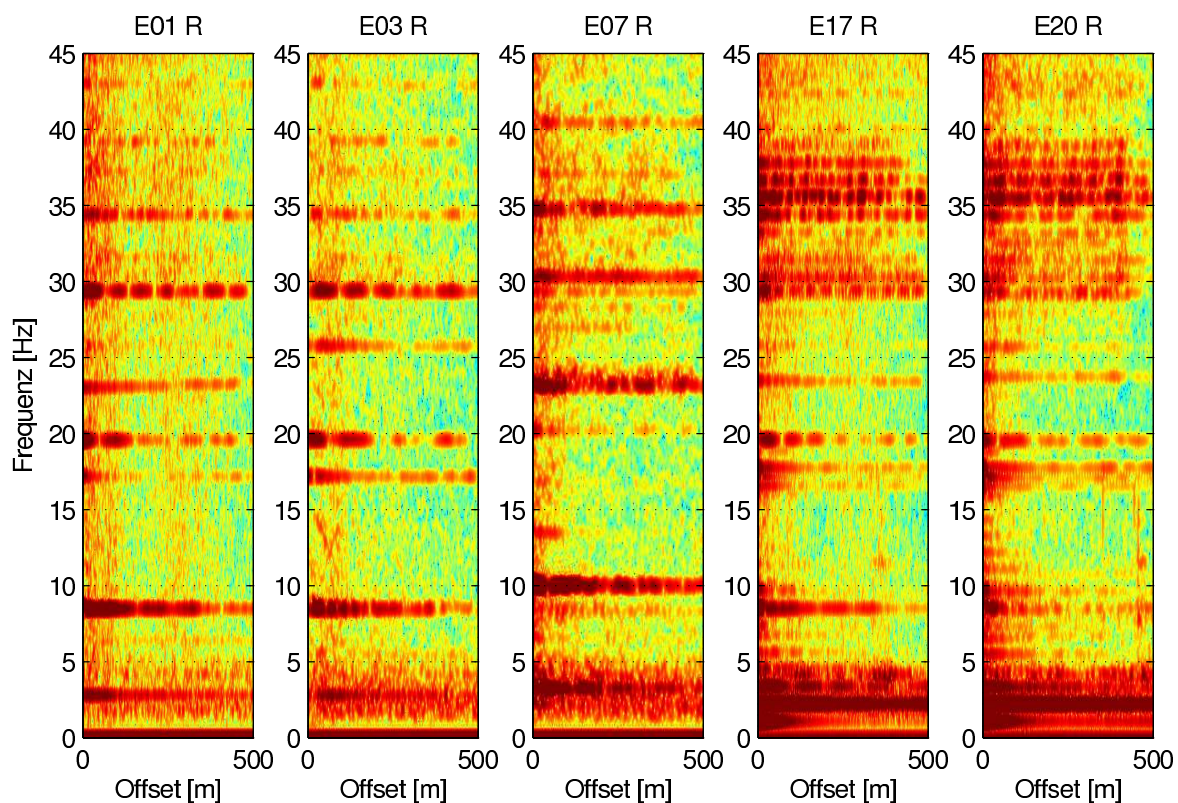


Abbildung 4.1: Spektrogramme der Radial-Komponenten von fünf Überläufen des Schleppers I in einem Offsetbereich von 0 bis 500 m. E01: 6 kn; E03: 9 kn; E07: 12 kn; E17 9.3 kn mit Unwuchtanlage; E20 5.8 kn mit Unwuchtanlage. Die farblich codierten Amplitudenwerte sind normiert und zwischen den Überläufen nicht direkt vergleichbar.

größere Amplituden zu erkennen. Der Abbildung 3.9 (S. 50) kann der direkte Vergleich der Maximalamplituden zwischen 2 und 4 Hz für die verschiedenen Überläufe entnommen werden.

4.3 Erste Analyse der zeitlich kontinuierliche Daten

Bevor im Kapitel 5 die Daten der Schiffsgeräusche analysiert werden, sollen die Registrierungen prinzipiell vorgestellt werden. Die Abbildung 4.2 zeigt beispielhaft die registrierten Geophon-Daten der beiden Horizontalkomponenten X und Y eines Schiffsüberlaufes. Die Aufzeichnungslänge betrug insgesamt 10 min. Außerdem zeigt die Abbildung den berechneten Polarisationswinkel (zwischen X und Y) und die dazugehörige Rektilinearität über die Zeit der Aufzeichnung.

Die Profilmittelpunkte, bzw. der Zeitpunkt an dem das Schiff dem Geophon am nächsten war, kann durch die registrierte Maximalenergie aller Geophonkomponenten, durch den Phasensprung im Polarisationswinkel und durch das Minimum in der Rektilinearität einfach bestimmt werden. Der Vergleich mit den GPS-Daten des Schiffes zeigte eine sehr gute Übereinstimmung mit der so ermittelten Profilmittelpunkte. Die größeren Y-Amplituden im Vergleich zu den Amplituden der X-Komponente weisen bereits auf die Profilorientierung hin, die im Wesentlichen in Y-Richtung lag. Dies zeigt auch der berechnete Polarisationswinkel, der im Mittel bei ca. 80° lag.

Sehr schön ist zu sehen, dass der Polarisationswinkel mit der Entfernung des Schiffes vom Geophon deutlich ungenauer bestimmt werden kann, was auch durch die Polarisationsgüte, die Rektilinearität, bestätigt wird.

Für die Auswertungen ergaben sich folgende Schlussfolgerungen aus dieser ersten Datensichtung: Anhand der Maximalenergie innerhalb der registrierten Daten kann die Profilmittelpunkte bestimmt werden. Eine aufwendigere Auswertung mittels GPS-Daten ist dadurch in der Regel nicht notwendig. Die starke Genauigkeitsabnahme der berechneten Polarisationswinkel mit der Entfernung erschwert eine präzise Rotation der Daten in die R- und T-Komponenten. Polarisationsauswertungen die ausschließlich den höheren Frequenzbereich berücksichtigen (Abb. 4.3), können die Genauigkeit der bestimmten Polarisationswinkel erhöhen. Zusätzlich müssten bei den zeitlich kontinuierlichen Daten die Amplituden der Horizontalkomponenten zu jeder Zeit um einen eigenen Winkel gedreht werden. Eine solche Rotation ist möglich, aber mit einigem Aufwand verbunden. Mögliche Phasensprünge des berechneten Rotationswinkels müssten vermieden werden, da sie zu starken Artefakten im Zeit- und Frequenzbereich führen. Zudem müssten die berechneten Winkel sorgfältig geglättet und auf alle Zeitschritte interpoliert werden. Im Vergleich dazu wird bei den Airgun-Daten für jede Zeitreihe eines Schusses nur mit einem Winkel rotiert.

Unter der Annahme, dass das Schiff sich relativ genau entlang einer Profillinie über das Geophon am Meeresboden bewegt, wurden die Schiffsdaten lediglich mit einem Winkel gedreht. Die dadurch entstehenden Abweichungen konnten vernachlässigt werden, da für die durchgeführten Analysen (Kapitel 5) eine höhere Genauigkeit nicht erforderlich war.

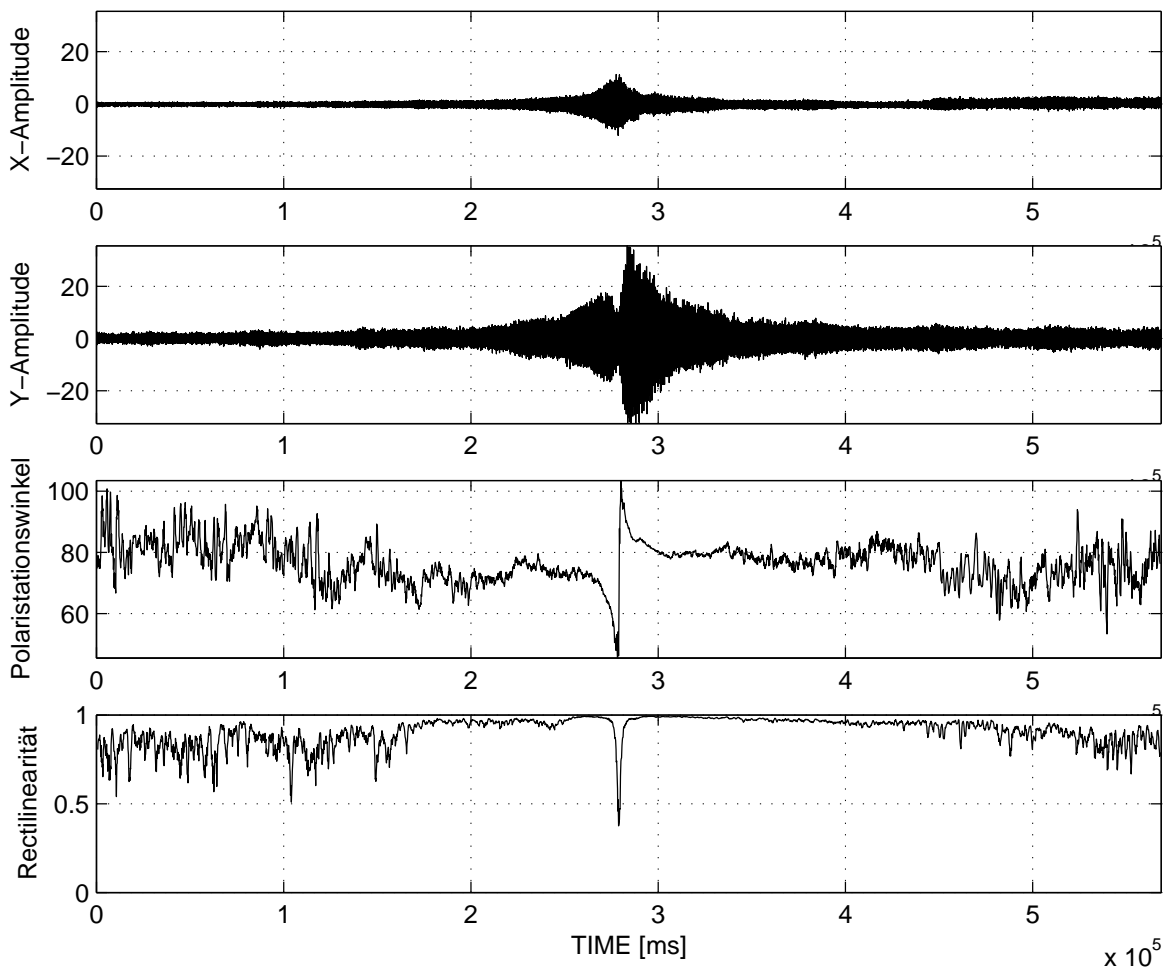


Abbildung 4.2: X- und Y-Komponenten einer Registrierung des Geophon 1 für ein Profil mit dem Schlepper I (E362006, Mai2002). Polarisationswinkel und Rectilinearität sind über der Zeit dargestellt. Sehr schön ist in allen vier Abbildungen die Profilmitte zu erkennen. Der Amplitudenabfall in der Y-Komponente nahe der Profilmitte liegt daran, dass das Schiff nicht exakt über das Geophon gefahren ist. Die Energie ist zu diesem Zeitpunkt vermehrt auf den anderen Komponenten (X und Z) zu finden. Der Phasensprung in der Profilmitte des Polarisationswinkels ist auf die Berechnungsmethode zurückzuführen (vgl. Abschnitt 3.2.3, S. 33). (Daten sind ungefiltert.)

Die Abbildung 4.3 zeigt die berechneten Polarisationswinkel für die Umfahrung des Geophons in einem Abstand von 500 m. Dabei zeigt sich eine sehr hohe Genauigkeit, die durch eine vorherige Bandpassfilterung (400 - 450 Hz) erzielt wurde. Es zeigt sich, dass die höheren Frequenzen besser zur Bestimmung eines Rotationswinkels geeignet sind.

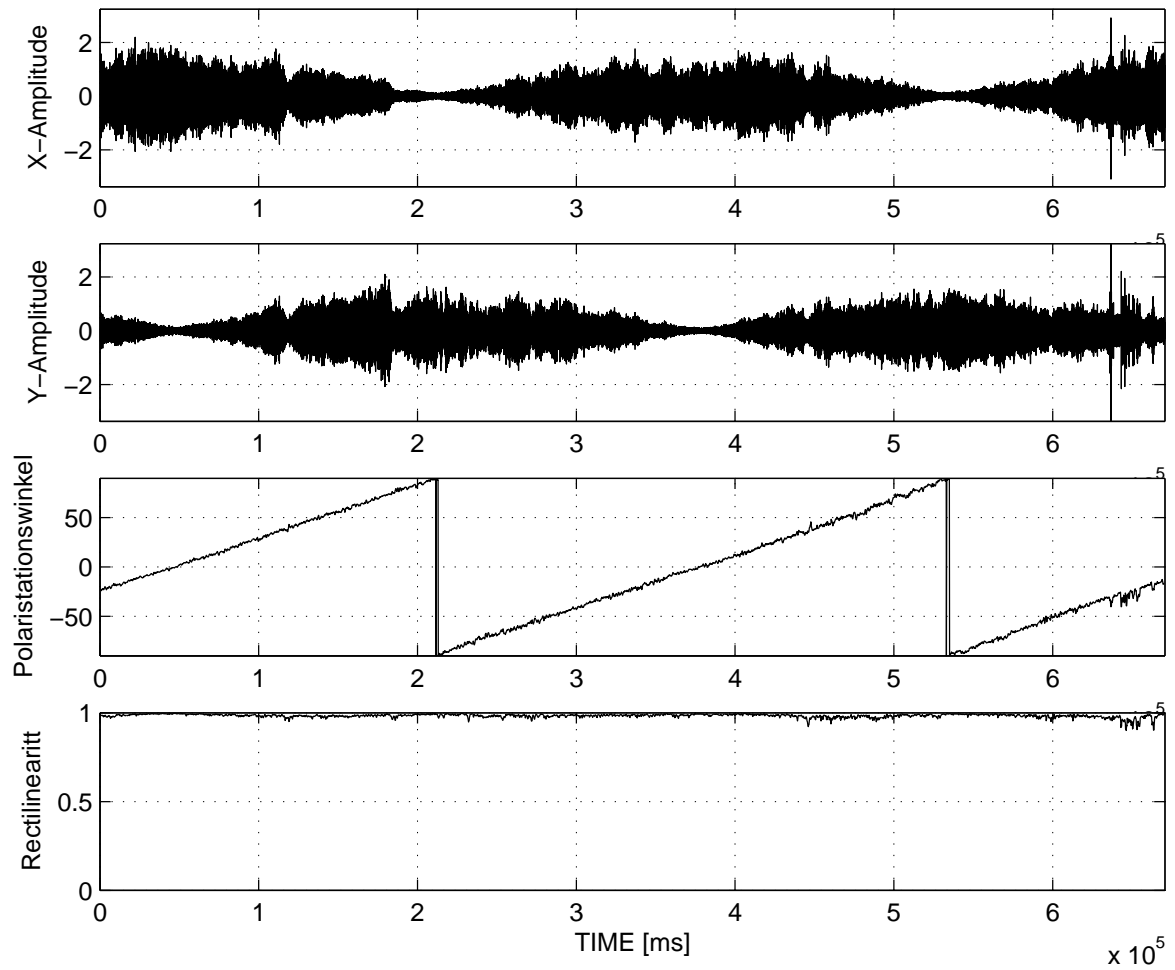


Abbildung 4.3: Bandpassgefilterte (400 - 450 Hz) X- und Y-Komponenten einer Registrierung des Geophon 1 für das Profil E382010 mit dem Schlepper I (Mai 2002). Zusätzlich sind der Polarisationswinkel und die Rektilinearität über der Zeit dargestellt. Der Polarisationswinkel und die Rektilinearität wurden jeweils in einem Zeitfenster von 600ms berechnet.

Kapitel 5

Nachweis der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch Schiffe

Bei der Analyse von zeitlich kontinuierlichen Signalen, die durch Schiffe angeregt wurden, war das wesentliche Ziel, zu klären, ob durch die Schiffe auch Grenzflächenwellen am Meeresboden angeregt werden. Dieser Nachweis der Anregung musste zunächst erbracht werden, sodass die gezielte Nutzung solcher Daten als Fernziel zu verstehen ist.

Mit den Grenzflächenwellen ist in erster Linie die Scholtewelle gemeint. Da bei früheren Experimenten zum Teil jedoch auch die Anregung von Lovewellen am Meeresboden beobachtet werden konnte, wird allgemein von den Grenzflächenwellen am Meeresboden gesprochen.

Zur Klärung der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch fahrende Schiffe aus den zeitlich kontinuierlichen Aufzeichnungen ist zunächst festzuhalten, welche Charakteristika die Grenzflächenwellen besitzen. Ziel ist es dann, für das vorliegende Medium diese Charakteristika durch die gewählten Auswertemethoden in den Schiffsdaten wieder zu finden. Aus einer Vielzahl von aktiven Grenzflächenwellen-Messungen in der Tromper Wiek sind die zu erwarteten signifikanten Eigenschaften bestens bekannt (vgl. Teil III). Diese sind:

- Trotz Anregungsfrequenzen bis 50 Hz erreichen die gemessenen Grenzflächenwellen keine höheren Frequenzen als 18 Hz.
- Das Amplitudenabklingverhalten der Grenzflächenwellen sollte sich von dem der Raumwellen unterscheiden (vgl. Abschnitt 3.2.1).
- Die Polarisation der Scholtewellen ist elliptisch in der Radial-Vertikal-Ebene.
- Die Grenzflächenwellen besitzen frequenzabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeiten, die im Messgebiet der Tromper Wiek mit Geschwindigkeiten unterhalb von $500 \frac{m}{s}$ deutlich kleiner sind als die der P-Wellen ($> 1400 \frac{m}{s}$).

In den folgenden Abschnitten werden Schiffsdaten auf diese charakteristischen Eigenschaften hin untersucht. Dabei wird der Frequenzgehalt betrachtet (Abschnitt 5.1), das Amplitudenabklingverhalten mittels Spektrogrammen untersucht (Abschnitt 5.2) und die Polarisation ausgewertet (Abschnitt 5.3). Des Weiteren werden mittels Doppler-Analyse die frequenzabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der registrierten Wellen bestimmt (Abschnitt 5.4). Zur Kontrolle der Ergebnisse erfolgt abschließend der Vergleich mit den Ergebnissen der Airgun-Seismik (Abschnitt 5.5).

5.1 Frequenzanalysen

Die Frequenzanalyse war der erste wichtige Schritt bei der Auswertung der Schiffsgeräusche. Es war wichtig zu klären, ob die Schiffe im vermuteten Frequenzbereich zwischen 2 und 20 Hz überhaupt Energie abstrahlen.

Wie die bereits beschriebene Abbildung 4.1 zeigt, ist dies bei diskreten Frequenzen der Fall. Im Gegensatz dazu besitzt das Amplitudenspektrum der Airgun eine breitbandige Energieverteilung (vgl. Abb. 3.9, S. 31) ohne diskrete Frequenzpeaks. Eine ähnlich breitbandige Verteilung (im Frequenzbereich von 1 - 6 Hz) ist auch im Amplitudenspektrum der Schiffsdaten beim Schlepper II (vgl. Abb. 5.12, S. 64) zu beobachten.

Es konnte somit festgestellt werden, dass die verwendeten Schiffe (Schlepper I und II) im gewünschten Frequenzbereich unterhalb von 20 Hz Energie abstrahlen. Aufgrund der deutlichen unterschiedlichen Amplitudenspektren der beiden Schiffe muss die Gültigkeit für andere Schiffe im Einzelfall überprüft werden.

Die einzelnen Frequenzen, die durch ein Schiff angeregt werden, können allein durch die Frequenzanalyse keinem bestimmten Wellentyp zugeordnet werden.

5.2 Auswertung der Amplitudenabnahme mit der Entfernung

Im Abschnitt 3.2.1 wurde bereits der theoretische Unterschied zwischen der Amplitudenabnahme mit der Entfernung für die Raum- und Grenzflächenwellen erläutert. Demnach sollte die Amplitude einer Grenzflächenwelle weniger stark mit der Entfernung abnehmen als die der Raumwelle. Ob dieser Unterschied auch in den Schiffsdaten beobachtet werden kann, sollte geklärt werden.

Um das Abklingverhalten zu untersuchen, wurden Spektrogramme der Schiffsdaten berechnet. Für alle Frequenzen können dann die Amplituden über der Entfernung dargestellt werden. Um die Amplitudenwerte eines Frequenzbereiches zu erhalten, wurde die Maximalamplitude in einem Frequenzfenster (z.B. 2 -4 Hz) für jede Entfernung aus den Spektrogrammen unterschiedlicher Überläufe ermittelt.

Die Abbildung 5.1 zeigt den Amplitudenabfall zwischen 2 und 4 Hz für die verschiedenen Überläufe aus der Abbildung 4.1. Die Kurvenverläufe sind mit der jeweiligen Schiffsge-

schwindigkeit bezeichnet. Deutlich zu sehen ist der Einfluss der Unwuchtanlage, wohingegen der Einfluss der Schiffsgeschwindigkeit von geringerem Einfluss ist. Des Weiteren zeigt sich, dass die Amplituden bis ca. 300 m einen stärkeren Abfall aufweisen als bei Entfernungen größer als 300 Metern. Der Vergleich mit den theoretischen Abklingkurven (Abb. 3.9, S. 31) deutet auf eine Grenzflächenwelle hin.

Der Vergleich der tieffrequenten Abklingkurve (< 10 Hz) mit Kurven höherer Frequenzen ist in der Abbildung 5.2 dargestellt. Dabei lassen sich drei Fälle unterscheiden:

1. Rauschen der Messapparatur: Die Kurve des Frequenzbereiches zwischen 49 und 52 Hz kennzeichnet ein Störsignal des Messsystem, da die Amplitude unabhängig von der Entfernung ist und somit nicht durch das Schiff angeregt wird.
2. Raumwellen: Die Wellen mit den stark abfallenden Abklingkurven der Frequenzbereiche 30 -40 Hz und 405 -415 Hz werden als Raumwellen interpretiert.
3. Scholtewelle: Das Amplitudenabklingen der Kurve „0 - 10 Hz“ weist einen deutlich schwächeren Abfall auf. Die Wellen in diesem Frequenzbereich werden daher als Scholtewelle interpretiert.

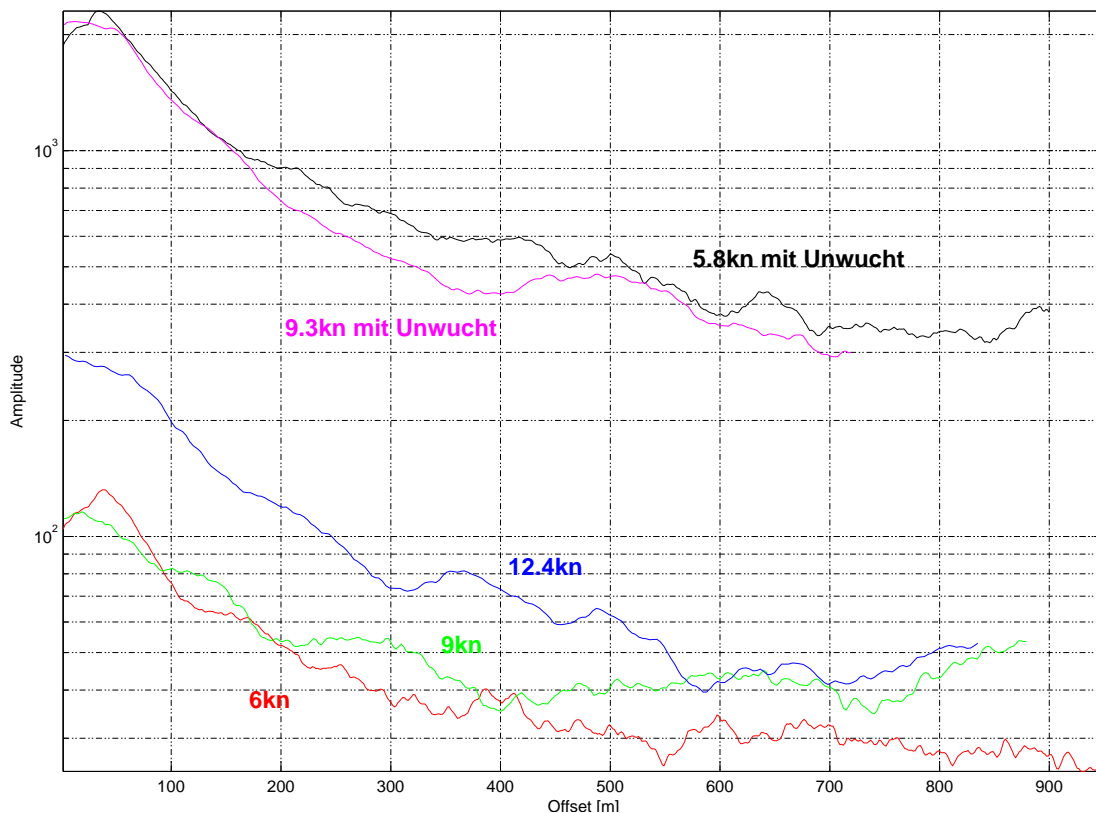


Abbildung 5.1: Amplitudenabklingverhalten im Frequenzbereich von 2 - 4 Hz für verschiedene Überläufe mit unterschiedlichen Schiffsgeschwindigkeiten, dargestellt über die Entfernung zum Empfänger.

Die Interpretation der Kurvenverläufe erscheint zwar plausibel, ist jedoch kein wirklicher Beweis für eine Scholtewelle, die durch ein Schiff angeregt wurde. Das Abklingverhalten der Raum- und Grenzflächenwellen ist nicht zwingend mit den theoretischen Kurven vergleichbar, die lediglich den geometrischen Ausbreitungsverlust berücksichtigen. In der Realität unterliegen die Wellen unterschiedlich großen Dämpfungen. So liefert die Interpretation des Spektrogrammes lediglich ein Indiz für eine durch ein Schiff angeregte Scholtewelle.

Um das Abklingverhalten genauer zu quantifizieren, wurde versucht, Abklingkurven an die gemessenen Amplitudenwerte anzupassen. Im ersten Schritt wurden Kurven der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n}$ an die Messwerte für verschiedene Frequenzen und Überläufe angepasst. Dabei entspricht x dem Offset und n hängt vom Wellentyp ab (Grenzflächenwellen: $n = 0.5$;

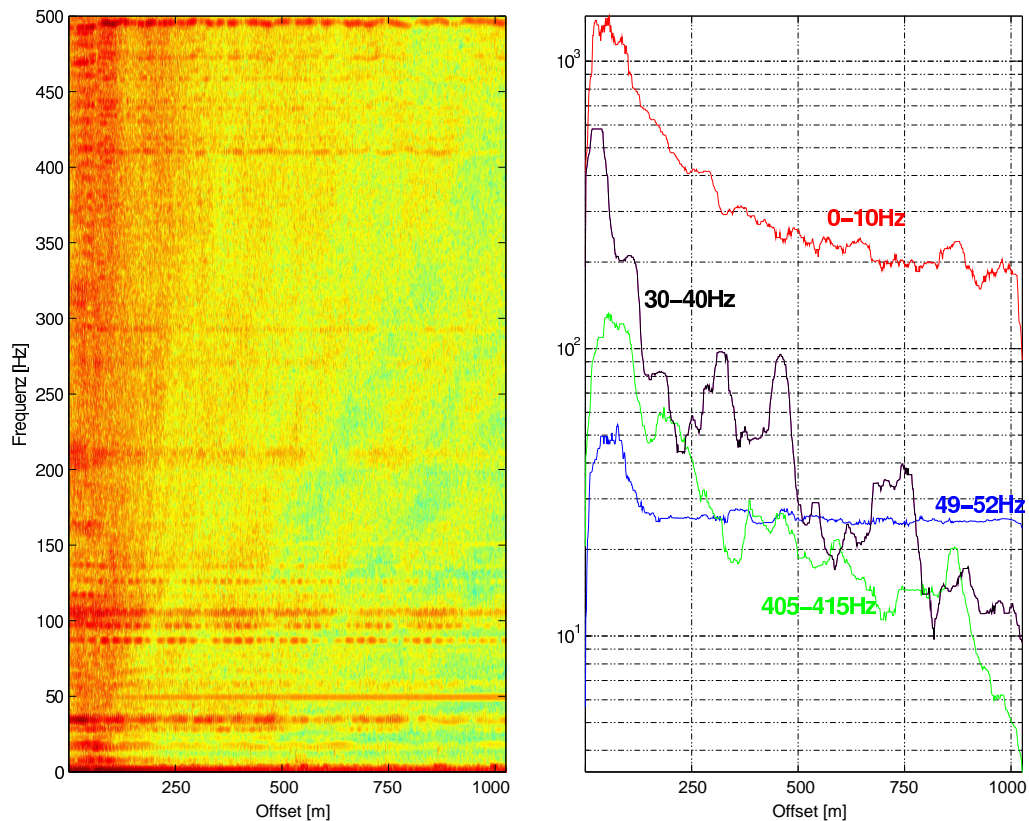


Abbildung 5.2: Dargestellt ist das Spektrogramm des Überlaufs E20 von 0 - 500 Hz. Des Weiteren ist der Amplitudenverlauf ausgewählter Frequenzbereiche zu sehen. Dabei lassen sich Störsignale (49 - 52 Hz), vermutliche Raumwellen (30 - 40 Hz und 405 - 415 Hz) sowie möglicherweise eine Scholtewelle (0 - 10 Hz) unterscheiden. Die Amplituden-Modulation im Spektrogramm für die einzelnen Frequenzpeaks wird durch Schwebung hervorgerufen.

Raumwelle $n = 1$). Es sollte untersucht werden, ob den verschiedenen Abklingkurven eindeutig Werte von n zugeordnet werden können, die auf einen bestimmten Wellentyp schließen lassen. Die Dämpfung wurde dabei zunächst vernachlässigt.

Die entsprechenden Amplitudenwerte mit den angepassten Abklingkurven sind den Abbildungen 5.4 und 5.3 zu entnehmen. Dabei zeigt sich, dass Werte für n gefunden werden konnten, die auf Grenzflächenwellen und Raumwellen hindeuten (in den Abbildungen entspricht $exp = -n$). Das Abklingen der Maximalamplituden zwischen 2 und 4 Hz konnte für alle Überläufe mit einem Wert von $n = 0.5$ angepasst werden. Bei Frequenzen im Bereich von 9 Hz liegt n bei ca. 1, was auf Raumwellen hindeutet. Bei den dargestellten höheren Frequenzbereichen variiert n sehr stark. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Annahme einer Abklingkurve der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n}$ zu einfach ist, da die Wellen zusätzlich durch Dämpfung und Interferenzen beeinflusst sind.

Im Weiteren wurde somit versucht, die Dämpfung bei der Anpassung von Abklingkurven mit zu berücksichtigen. Für die Dämpfung wurden aus den Airgun-Daten des Profils p23 der Tromper Wiek (Abschnitt 8.1) durch das Spektren-Divisionsverfahren die Qualitätsfaktoren $Q_{Scholte}$ und $Q_{Raumwelle}$ bestimmt (Lorang, 2003). Die so berechneten Werte lagen im Mittel für $Q_{Scholte}$ bei 13 und für $Q_{Raumwelle}$ bei 50. Über die bekannten Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Scholte- und Raumwellen im Messgebiet der Tromper Wiek lassen sich mittels Gleichung 3.7 die möglichen Absorptionskoeffizienten berechnen. Die Abbildung 5.5 zeigt beispielhaft die ermittelten Abklingkurven für das Profil E20 des Schleppers I. Die angepassten Abklingkurven sind von der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n} e^{-\alpha x}$ (vgl. Abschnitt 3.2.1, S.30). Um die Kurven anzupassen wurde n auf den Bereich von 0.5 - 1 und α auf den Bereich von Q-Werten zwischen 13 und 50 beschränkt. Zusätzlich wurde die Anfangsamplitude A_0 mit angepasst, da nicht davon auszugehen ist, dass das Schiff exakt über das OBS gefahren ist. Da die Amplitude jedoch im offsetnahen Bereich sehr stark abfällt, ist diese Vorgehensweise sinnvoll.

Zur Anpassung von Abklingkurven unter Berücksichtigung der Dämpfung und des geometrischen Ausbreitungsverlustes sind somit, zusammen mit der Amplitude A_0 , drei Parameter zu variieren. Diese Parameter sind jedoch schwer unabhängig voneinander zu bestimmen, da sie zum großen Teil den gleich Einfluss auf die Abklingkurve haben. Die in der Abbildung 5.5 dargestellten Werte für α und n zeigen dies. Dabei lag α meistens an der unteren Grenze. Die Werte für n sind im unteren Frequenzbereich bis 6 Hz eher typisch für Grenzflächenwellen. Für größere Frequenzen variiert n stark.

Die exakte Bestimmung des Wellentyps und der Dämpfung ist somit durch die Anpassung von Abklingkurven nicht möglich. Des Weiteren wurde der Einfluss von Streuung und Interferenzen vernachlässigt. Die starken Amplitudenschwankungen innerhalb der Messwerte, deuten jedoch auf starke Interferenzen hin.

Auch breiten sich die Raumwellen für das vorliegende Modell mit dünnen Schichten (relativ zur Wellenlänge) nicht wirklich dreidimensional aus, so dass $n = 1$ nicht zu erwarten war.

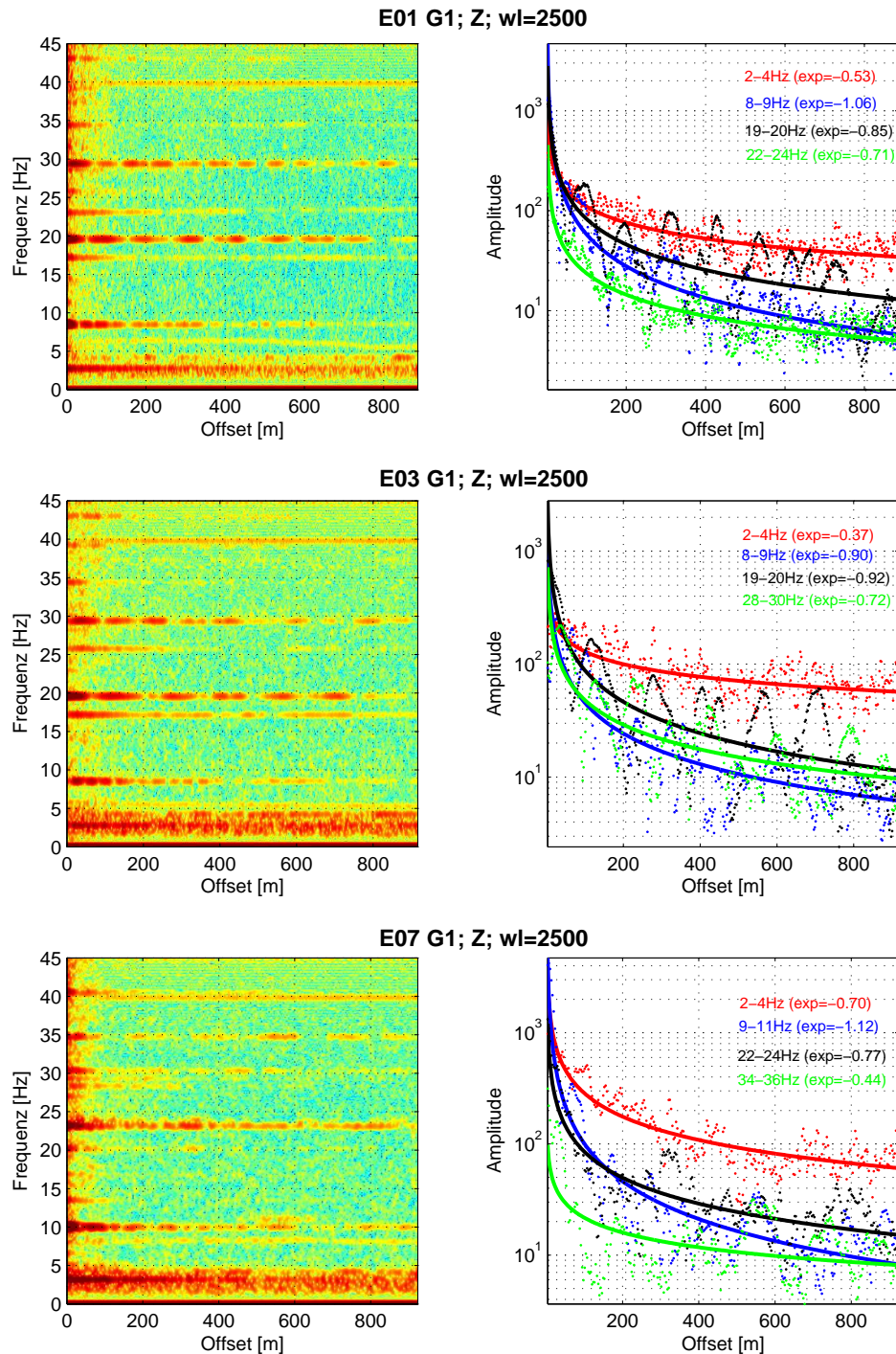


Abbildung 5.3: Spektrogramme der Überläufe E01, E03 und E07 in einem Frequenzbereich von 0 bis 45 Hz und einem Offsetbereich von einer halben Seemeile. Zusätzlich ist das Abklingverhalten für diskrete Frequenzbereiche dargestellt. Die Abklingkurven der Amplituden sind durch Kurven der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n}$ angepasst (in den Abbildungen entspricht $exp = -n$).

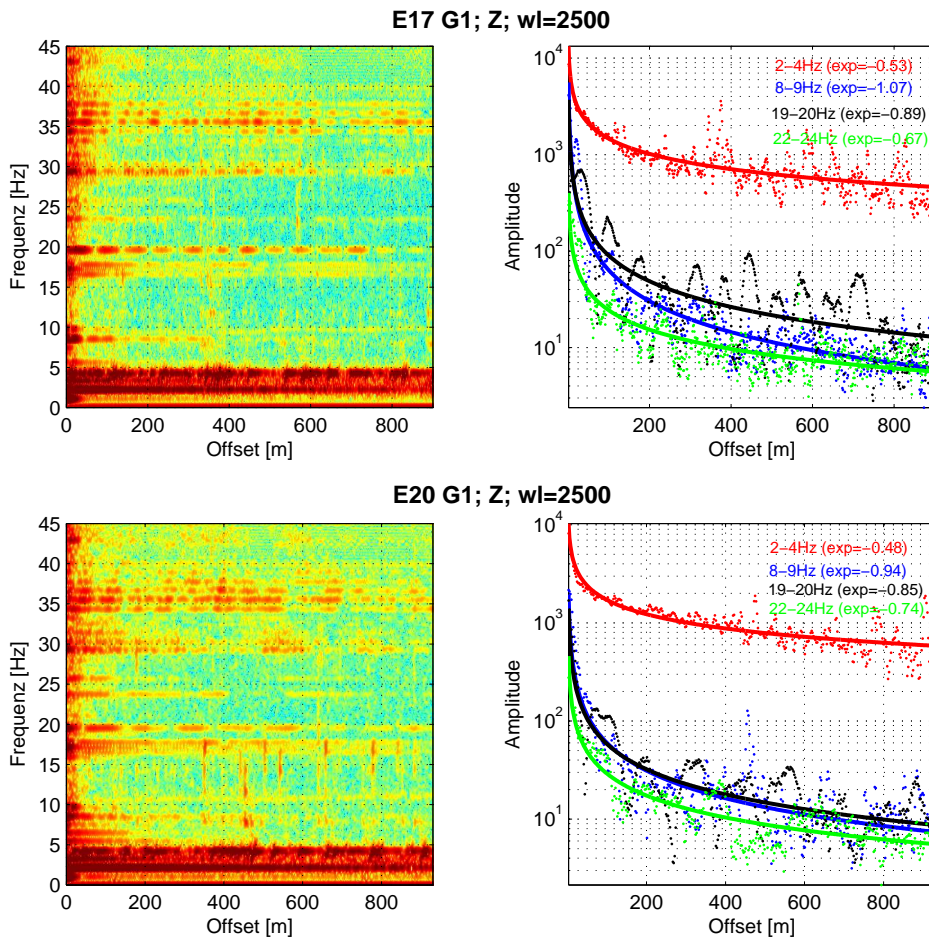


Abbildung 5.4: Spektrogramme der Überläufe E17 und E20 in einem Frequenzbereich von 0 bis 45 Hz und einem Offsetbereich von einer halben Seemeile. Zusätzlich ist das Abklingverhalten für diskrete Frequenzbereiche dargestellt. Die Abklingkurven der Amplituden sind durch Kurven der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n}$ angepasst (in den Abbildungen entspricht $exp = -n$).

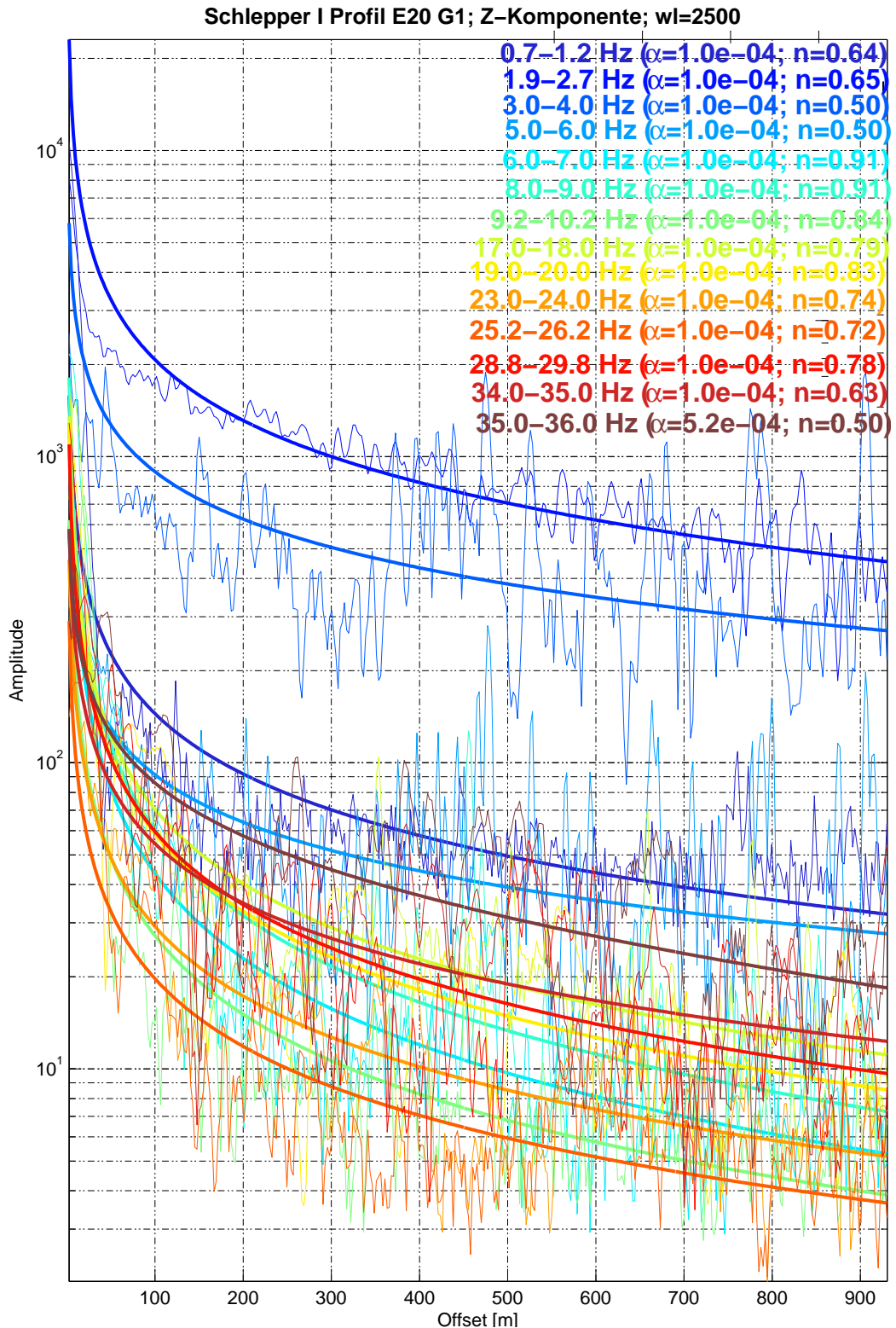


Abbildung 5.5: Amplituden über der Entfernung für verschiedene Frequenzbereiche des Profils E20. Die Abklingkurven der Amplituden sind durch Kurven der Form $A = A_0 \frac{1}{x^n} e^{-\alpha x}$ angepasst worden.

5.3 Polarisationsanalyse

Die Scholtewelle weist eine elliptische Polarisierung in der Radial-Vertikal-Ebene (RV-Ebene) auf (Abschnitt 3.1.2). Die Raumwellen hingegen sollten linear polarisiert sein. Dieser Unterschied sollte als Ansatz zur Differenzierung der registrierten Wellen dienen.

Bevor die RV-Polarisation ausgewertet werden kann, soll geprüft werden, bis zu welchen Entfernungen gute Polarisationsinformationen erhalten werden können. Hierzu diene die Betrachtung der horizontalen Polarisation, die bei linear polarisierten P-Wellen die Richtung angibt, aus der die Wellen gekommen sind. Durch die bekannte Position des Schiffes und des Geophons ist diese Richtung bereits bekannt und kann mit den horizontalen Polarisationsinformationen verglichen werden.

5.3.1 Horizontale Polarisation

Zur Auswertung der horizontalen Polarisation wurden Winkel-Spektrogramme wie folgt berechnet:

$$\phi = \arctan \frac{A_Y(f, x)}{A_X(f, x)} \quad (5.1)$$

Dabei ist $A_X(f, x)$ die Amplitude des Spektrogrammes der X-Komponente bei der Frequenz f und dem Offset x . Unter der Annahme einer linear polarisierten P-Welle gibt der Winkel ϕ für jede Frequenz und Entfernung die Richtung an, aus der die Welle kam.

Die Abbildung 5.6 zeigt zwei Winkel-Spektrogramme von einem Überlauf des Schlepvers I ohne (links) und mit (rechts) Unwuchtanlage. Dabei zeigt sich, dass nur für diskrete Frequenzen (z.B. 3, 17 und 20 Hz) einheitliche Winkelinformationen über die Entfernung zu erhalten sind. Es ist zu sehen, dass bei einer Frequenz von 20 Hz die Winkel bis zu mehreren hundert Metern relativ konstant sind. Die Winkel bei 3 Hz sind im Winkel-Spektrogramm mit Unwuchtanlage deutlich konstanter als beim Winkel-Spektrogramm ohne Unwuchtanlage. Die Abbildung 5.6 zeigt somit, dass die RV-Polarisation in einem Offsetbereich über ca. 500 m keine stabilen Ergebnisse liefern sollte. Die besten Ergebnisse können hier bei kleineren Offsets (< 200 m) erzielt werden.

Ein weiterer Versuch, die horizontale Polarisation auszuwerten, ist die Berechnung von Winkel-Spektrogrammen von Geophon-Umfahrungen (Abbildung 5.7). Während bei der Fahrt um das Geophon in einem Abstand von 150 m nahezu jede Frequenz einen richtigen Winkel aufweist, können bei einem Abstand von 500 m die Winkel lediglich bei diskreten Frequenzen bestimmt werden. Dadurch wird die Auswahl des Offsetbereiches unterhalb von 200 m für die RV-Polarisation bestätigt.

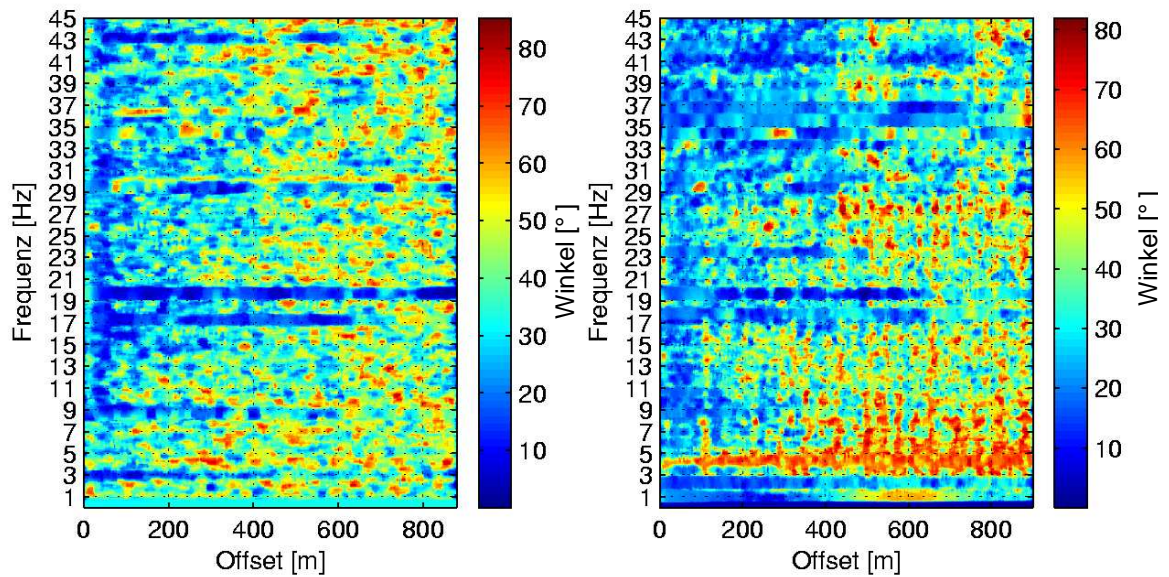


Abbildung 5.6: Zwei Winkel-Spektrogramme, die farblich den Winkel über der Entfernung und der Frequenz angeben. Schlepper I ohne (links) und mit (rechts) Unwuchtanlage. (Mai 2002)

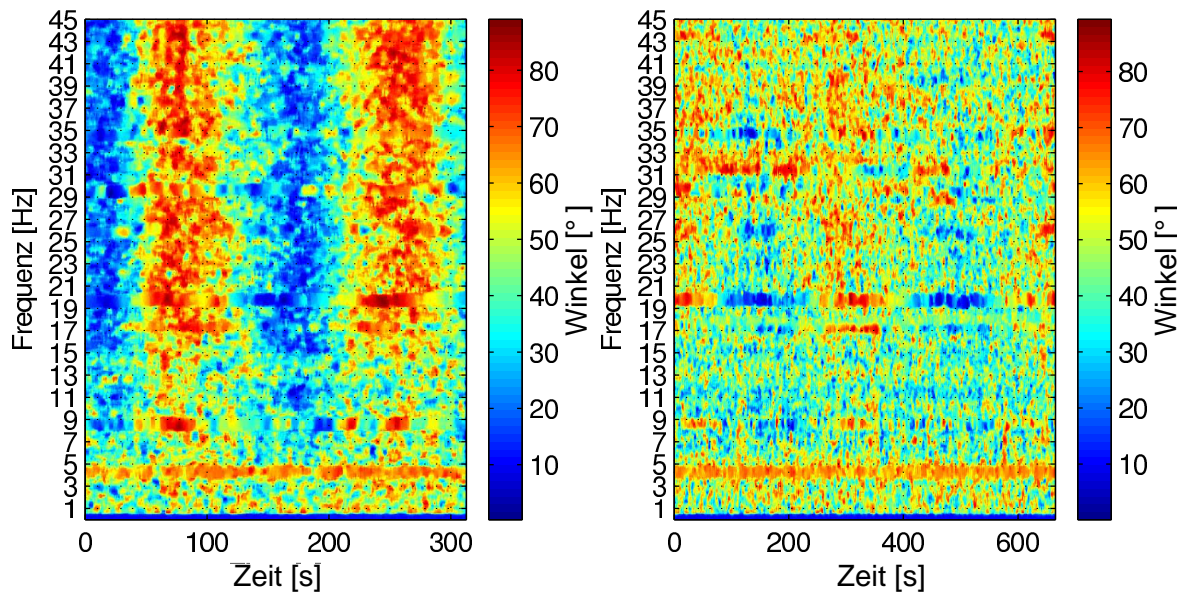


Abbildung 5.7: Winkeldarstellung über Frequenz und Aufzeichnungszeit von den Kreisfahrten E25 (links; \varnothing 300 m; $v_{Schiff} = 5.9$ kn) und E27 (rechts; \varnothing 1000m; $v_{Schiff} = 9.9$ kn). Die Winkel sind farblich codiert. (Schlepper I ohne Unwuchtanlage, Mai 2002)

5.3.2 Polarisation in der Radial-Vertikal-Ebene

Die Auswertung der Radial-Vertikal-Polarisation erfolgte durch die Darstellung von Hodogrammen bei unterschiedlichen Frequenzen und Entfernungen zum Geophon. Ziel war es, Wellen mit verschiedenen Polarisationen zu identifizieren.

Die Abbildung 5.8 zeigt beispielhaft für die Schiffsdaten Hodogramme unterschiedlicher Frequenzen und Offsets. Eine eindeutige Differenzierung verschiedener Wellentypen alleine anhand der Hodogramme ist nicht möglich. Alle Schwingungen sind mit einer Ausnahme (26 Hz bei 50 m Offset) elliptisch. Lediglich die Hodogramme bei 3 und 8 Hz sind über die Offsets von 50 - 200 m relativ konstant. Die durch Airguns angeregten Scholtewellen reichen an der Messlokation der Tromper Wiek bis maximal 18 Hz. Oberhalb dieser Frequenz können jedoch keine linear polarisierten Raumwellen, wie sie im homogenen dreidimensionalen Medium zu erwarten wären, beobachtet werden. Die ebenfalls elliptische Polarisation deutet auf eine Interferenz verschiedener Wellen hin. Eine eindeutige Interpretation der Polarisation oberhalb von 18 Hz ist dadurch nicht möglich.

Die Untersuchung der RV-Polarisation alleine konnte somit keine eindeutige Identifizierung eines Wellentyps leisten. Erst durch den Vergleich mit Hodogrammen der Airgun-Seismik zeigt sich, dass die Hodogramme bei 3 Hz und bei 8 Hz (Abb. 5.8) eindeutig der Scholtewelle zuzuordnen sind (siehe Abschnitt 5.5.2). Dabei ist auch eine Unterscheidung der Scholte-Fundamentalmode von den höheren Scholtemoden möglich. Diese Differenzierung der einzelnen Scholtemoden ergibt sich auch aus dem Vergleich der ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten mittels Doppler-Analyse und Airgun-Seismik (Abschnitt 5.5).

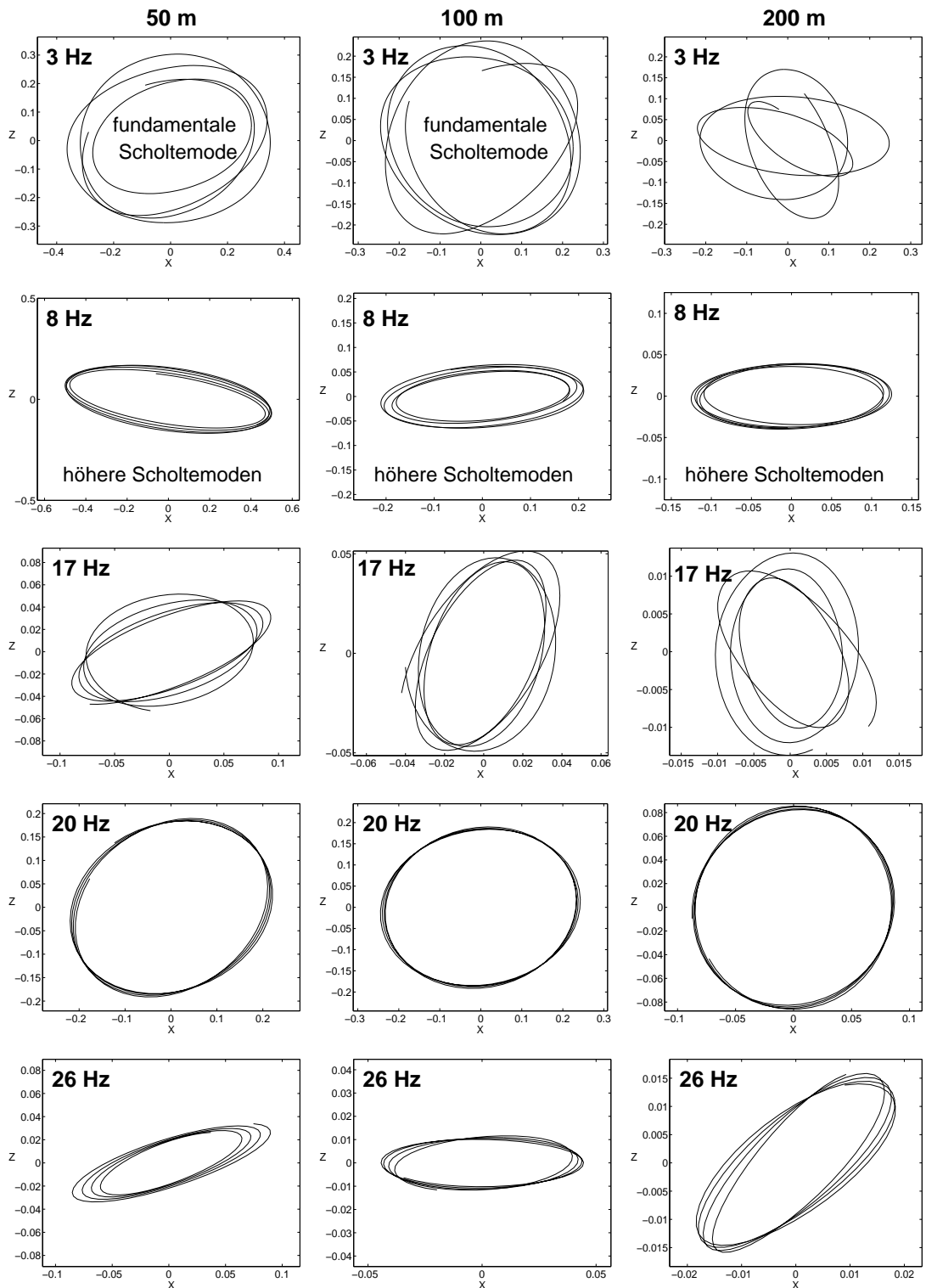


Abbildung 5.8: Vergleich von Hodogrammen für verschiedene Frequenzen (3, 8, 17, 20 und 26 Hz) und Offsets (50, 100 und 200 m). Die ausgewählten Frequenzen entsprechen den beobachteten Amplitudenpeaks im Frequenzspektrum. Dargestellt sind jeweils 4 Perioden aus dem Überlauf E01 (Schlepper I; Mai 2002). Die Kennzeichnung von Scholte-Fundamentalmode bzw. höheren Scholtemoden ergibt sich aus dem Vergleich mit Hodogrammen der Airgun-Seismik (Abschnitt 5.5).

5.4 Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten des Wellenfeldes

Alle Untersuchungen (FFT, Amplitudenabklingen und Polarisation) brachten bisher nur Indizien für die Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch fahrende Schiffe. Mit der Doppler-Analyse ist es im Folgenden möglich, die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der registrierten Wellen für diskrete Frequenzen zu bestimmen. Durch den Vergleich mit den bereits bekannten Geschwindigkeiten der Grenzflächenwellen im Messgebiet der Tromper Wiek (Abschnitt 8.2.2) kann somit eine Differenzierung und Identifizierung der Wellen erfolgen.

Zu Beginn der Auswertungen wurde berechnet, mit welchen Frequenzverschiebungen durch den Doppler-Effekt im Messgebiet zu rechnen ist.

5.4.1 Abschätzung der messbaren Frequenzverschiebung

Wie im Abschnitt 3.2.2 (S. 32) bereits beschrieben wurde, nutzt die Doppler-Analyse die gemessene Frequenzverschiebung (zwischen der Fahrt auf das OBS zu und vom OBS weg). Dabei stellt sich die Frage, inwieweit diese Frequenzverschiebung von der jeweiligen Quellfrequenz f_{Quelle} , der Schiffsgeschwindigkeit v_{Schiff} und der Ausbreitungsgeschwindigkeit c_{Welle} der Wellen abhängt. Diese Abhängigkeiten wurden untersucht und sollen hier erläutert werden.

Als erstes wurden die Frequenzverschiebungen $f_{Verschiebung}$ für die bereits bekannte dispersive Ausbreitungsgeschwindigkeit $v_{Scholte}(f)$ der Scholte-Fundamentalmode im Messgebiet der Tromper Wiek bestimmt. Diese Verschiebung wird für aus der Differenz der Formeln 3.9 und 3.10 (S. 32) berechnet:

$$f_{Verschiebung} = f_{hin} - f_{weg} \quad (5.2)$$

Dabei wird die Frequenz f_{Schiff} vorgegeben und die Ausbreitungsgeschwindigkeit c_{Welle} der bekannten frequenzabhängigen Geschwindigkeit $v_{Scholte}(f)$ für die entsprechende Schiffsfrequenz entnommen.

Die Abbildung 5.9 zeigt diese Frequenzverschiebungen für verschiedene Schiffsgeschwindigkeiten. Dabei zeigt sich, dass $f_{Verschiebung}$ mit abnehmender Quellfrequenz und geringeren Schiffsgeschwindigkeiten kleiner wird. Die Frequenzverschiebungen variieren zwischen ca. 0.1 Hz ($f_{Quelle} = 4 \text{ Hz}$) und 3.5 Hz ($f_{Quelle} = 15 \text{ Hz}$), sodass davon auszugehen ist, dass sie oberhalb von 4 Hz in den Schiffsdaten gemessen werden können.

Bei Frequenzen $< 4 \text{ Hz}$ muss das Frequenzabtastintervall Δf berücksichtigt werden. Sehr kleine Frequenzverschiebungen $f_{Verschiebung}$ können nicht mehr aufgelöst werden, wenn $f_{Verschiebung} < \Delta f$. Hierzu wurde eine weitere Abschätzung durchgeführt (Abb. 5.10).

Für das Frequenzabtastintervall Δf einer Schiffsgeräusch-Messung gilt:

$$\Delta f = \frac{2f_{Nyquist}}{nt}, \quad (5.3)$$

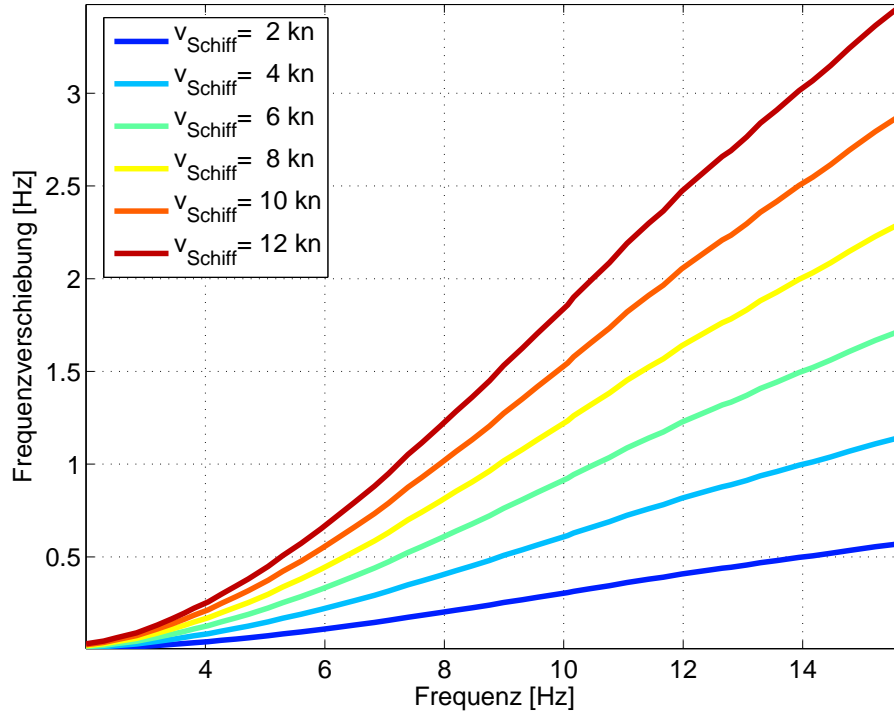


Abbildung 5.9: Berechnete Frequenzverschiebungen $f_{\text{Verschiebung}}$ (Gleichung 5.2) über die Quellfrequenz f_{Quelle} für die dispersive Ausbreitungsgeschwindigkeit $v_{\text{Scholte}}(f)$, die durch die Airgun-Seismik bestimmt wurde, der Scholte-Fundamentalmode im Messgebiet der Tromper Wiek. Die verschiedenen Kurven zeigen die Berechnungen für unterschiedliche Schiffsgeschwindigkeiten v_{Schiff} .

wobei nt die Anzahl der Abtastpunkte angibt. Dabei lässt sich die Nyquist-Frequenz über die zeitliche Abtastrate Δt zu

$$f_{\text{Nyquist}} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (5.4)$$

und die Anzahl der Abtastpunkte nt über die Schiffsgeschwindigkeit (in $\frac{m}{s}$) und die Länge L der Messstrecke zu

$$nt = \frac{L}{\Delta t v_{\text{Schiff}}} \quad (5.5)$$

berechnen. Durch Einsetzen der Formeln 5.4 und 5.5 in die Gleichung 5.3 ergibt sich folgende einfache Beziehung zur Berechnung des Frequenzabtastintervalls:

$$\Delta f = \frac{v_{\text{Schiff}}}{L} \quad (5.6)$$

Die Abbildung 5.10 zeigt die berechneten Frequenzverschiebungen $f_{\text{Verschiebung}}$ über der Quellfrequenz f_{Quelle} für konstante Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_{Scholte} . Dabei lag die Schiffsgeschwindigkeit bei 10 kn. Um eine Abschätzung treffen zu können, bis zu welcher

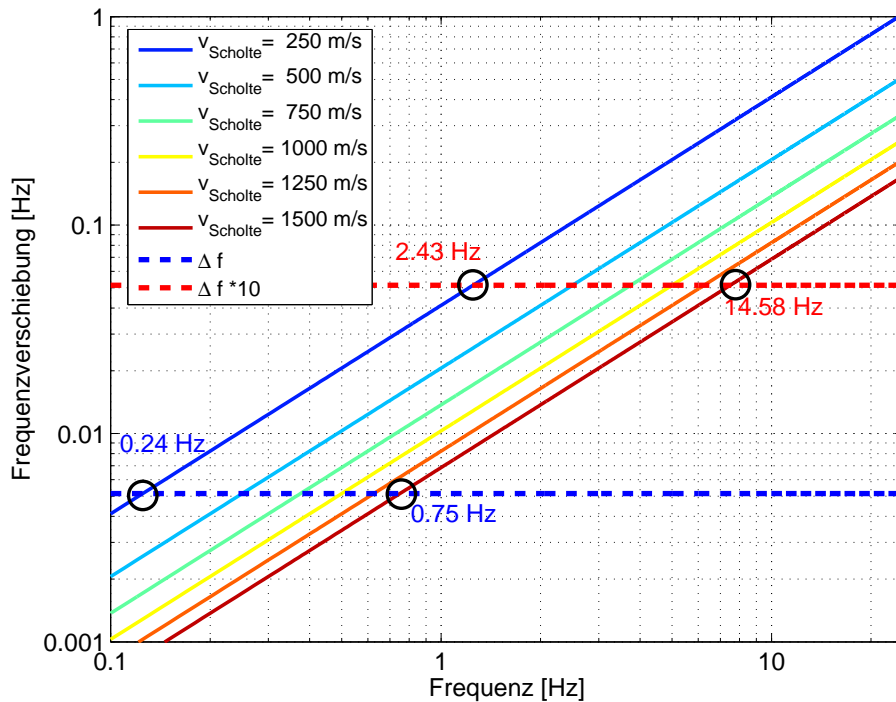


Abbildung 5.10: Berechnete Frequenzverschiebungen $f_{Verschiebung}$ über der Quellfrequenz f_{Quelle} für konstante Ausbreitungsgeschwindigkeiten $v_{Scholte}$. Dabei lag die Schiffsgeschwindigkeit bei 10 kn. Als horizontale Linie ist das Frequenzabtastrintervall Δf und $\Delta f * 10$ für eine Messstrecke von 1000 m eingezeichnet. Für $v_{Scholte} = 250 \frac{m}{s}$ und $v_{Scholte} = 1500 \frac{m}{s}$ sind die Quellfrequenzen, für die $f_{Verschiebung} = \Delta f$ und $f_{Verschiebung} = \Delta f * 10$ gilt, markiert.

Frequenz die Doppler-Analyse durchgeführt werden kann, wurde ebenfalls das für eine Messstrecke von 1000 m berechnete Frequenzabtastrintervall Δf und $\Delta f * 10$ eingezeichnet. Es zeigt sich, dass bei Wellengeschwindigkeiten von $1500 \frac{m}{s}$ die Doppler-Analyse bereits unterhalb von 0.75 Hz nicht mehr funktioniert. Dabei ist zu beachten, dass bei dieser Frequenz die Verschiebung lediglich einen Abtast-Wert ausmacht. Um Messdaten auswerten zu können wäre sicherlich ein höherer Abstand (vielleicht $\Delta f * 10$) erforderlich.

Die Beziehung 5.6 zeigt, wie das Frequenzabtastrintervall verkleinert werden kann, um die Doppler-Analyse noch durchführen zu können. Allerdings ändert sich durch die Verringerung der Schiffsgeschwindigkeit auch die Frequenzverschiebung. Eine Verlängerung der Messstrecke wirkt sich hingegen nicht auf die Frequenzverschiebung aus. Allerdings sollte bedacht werden, dass die angeregten Wellen nicht über eine unendlich lange Distanz laufen, sondern zum Teil stark gedämpft werden. Die Breite der Frequenzpeaks hängt von der Distanz ab, über die die entsprechende Welle registriert werden konnte. Je kürzer diese Distanz ist, desto breiter ist der beobachtete Frequenzpeak. Die maximal sinnvolle Messstrecke hängt somit von der Distanz ab, über die die Welle registriert werden kann.

5.4.2 Identifizierung verschiedener Wellentypen

Zur Identifizierung verschiedener Wellentypen wurden die Daten der Schiffsgeräusche der Doppler-Analyse unterzogen. Dazu wurden, wie im Abschnitt 3.2.2 ausführlich beschrieben, ausschließlich die Daten von Geophon-Überfahrten verwendet. Da die Scholtewelle sowohl in der Radial-, als auch in der Vertikal-Komponente registriert wird, wurde zum Nachweis der Anregung nur eine dieser Komponenten (die Vertikal-Komponente) ausgewertet. Zum Versuch des Nachweises von Lovewellen diente die Transversal-Komponente.

Die Bestimmung der Frequenzverschiebung von Amplitudenpeaks innerhalb der Amplitudenspektren von der Fahrt auf den Empfänger zu und vom Empfänger weg erfolgte in zwei Schritten. Zunächst wurden die zueinander gehörigen Amplitudenpeaks manuell ausgewählt, bevor automatisch die exakten Frequenzen (bezüglich der Amplitudenmaxima) und die damit verbundene Frequenzverschiebung berechnet wurden.

Die Abbildung 5.11 zeigt das Amplitudenspektrum des Schleppers I von der Fahrt auf das OBS zu. Bis zu einer Frequenz von 30 Hz wurden diskrete Amplitudenpeaks mit der Doppler-Analyse ausgewertet und so die Ausbreitungsgeschwindigkeiten c_{Welle} der registrierten Wellen für diskrete Frequenzen bestimmt. Diese Geschwindigkeiten sind für die jeweiligen Amplitudenpeaks der Abbildung 5.11 zu entnehmen. Dabei sind die Scholtewellen ($c_{Welle} < 1000 \frac{m}{s}$) rot und die Raumwellen ($c_{Welle} > 1000 \frac{m}{s}$) grün markiert. Kleinere Am-

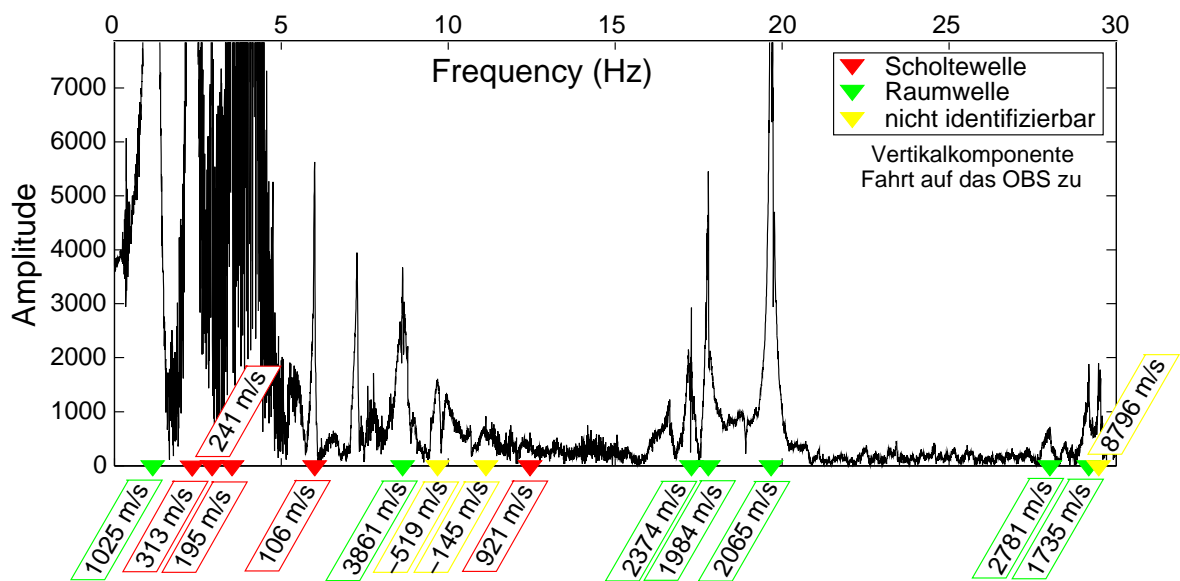


Abbildung 5.11: Amplitudenspektrum der Vertikalkomponente von der Fahrt des Schleppers I auf das OBS zu (Mai 2002). Mit der Doppler-Analyse konnten Scholtewellen (rot) und Raumwellen (grün) identifiziert werden. Nicht identifizierbare Wellen sind gelb markiert. Ausschnitte aus den Amplitudenspektren für einzelne Amplitudenpeaks für die Fahrt auf das OBS zu und die Fahrt vom OBS weg zeigt die Abbildung A.2 (S. 154).

plitudenpeaks, die nicht identifiziert werden konnten ($c_{Welle} < 0 \frac{m}{s}$ oder $c_{Welle} > 4000 \frac{m}{s}$), sind gelb markiert. Ausschnitte aus den Amplitudenspektren für einzelne Amplitudenpeaks für die Fahrt auf das OBS zu und die Fahrt vom OBS weg zeigt die Abbildung A.2 (S. 154).

Die Doppler-Analyse des Schiffsüberlaufes (Abb. 5.11) zeigt eindeutig Wellen, die sich mit einer Geschwindigkeit ausgebreitet haben, die der Größenordnung nach der Geschwindigkeit der Scholtewellen entspricht. **Dadurch kann belegt werden, dass fahrende Schiffe Scholtewellen am Meeresboden anregen.** Der Vergleich mit den Ergebnissen der Airgun-Seismik im folgenden Abschnitt 5.5 wird für die rot markierten Amplitudenpeaks sehr genau die Ausbreitungsgeschwindigkeiten $c_{Welle}(f) = v_{Scholte}(f)$ ergeben.

Die Ergebnisse der Doppler-Analyse für einen Schiffsüberlauf mit dem deutlich größeren Schlepper II sind in der Abbildung 5.12 dargestellt. Dabei zeigt das Amplitudenspektrum im Vergleich zum Schlepper I deutliche Unterschiede auf. Es existieren wesentlich weniger Amplitudenpeaks. Da die Doppler-Analyse jedoch die Frequenzverschiebung solcher Amplitudenpeaks auswertet, war es für den Schlepper II nur möglich, wenige Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu ermitteln.

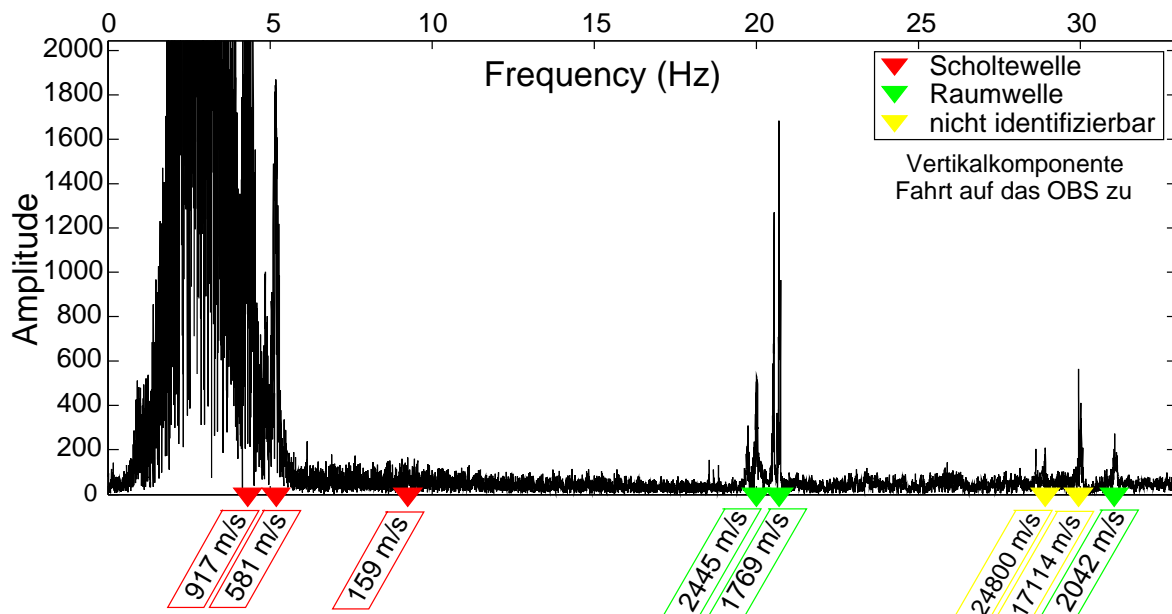


Abbildung 5.12: Amplitudenspektrum der Vertikalkomponente von der Fahrt des Schleppers II auf das OBS zu (Mai 2002). Mit der Doppler-Analyse konnten Scholtewellen (rot) und Raumwellen (grün) identifiziert werden. Nicht identifizierbare Wellen sind gelb markiert. Das Amplitudenspektrum des Schiffes zeigt eine relativ kontinuierliche Frequenzabstrahlung zwischen 1 und 6 Hz. In diesem Fall kann die Doppler-Analyse nur wenige Ausbreitungsgeschwindigkeiten bestimmen.

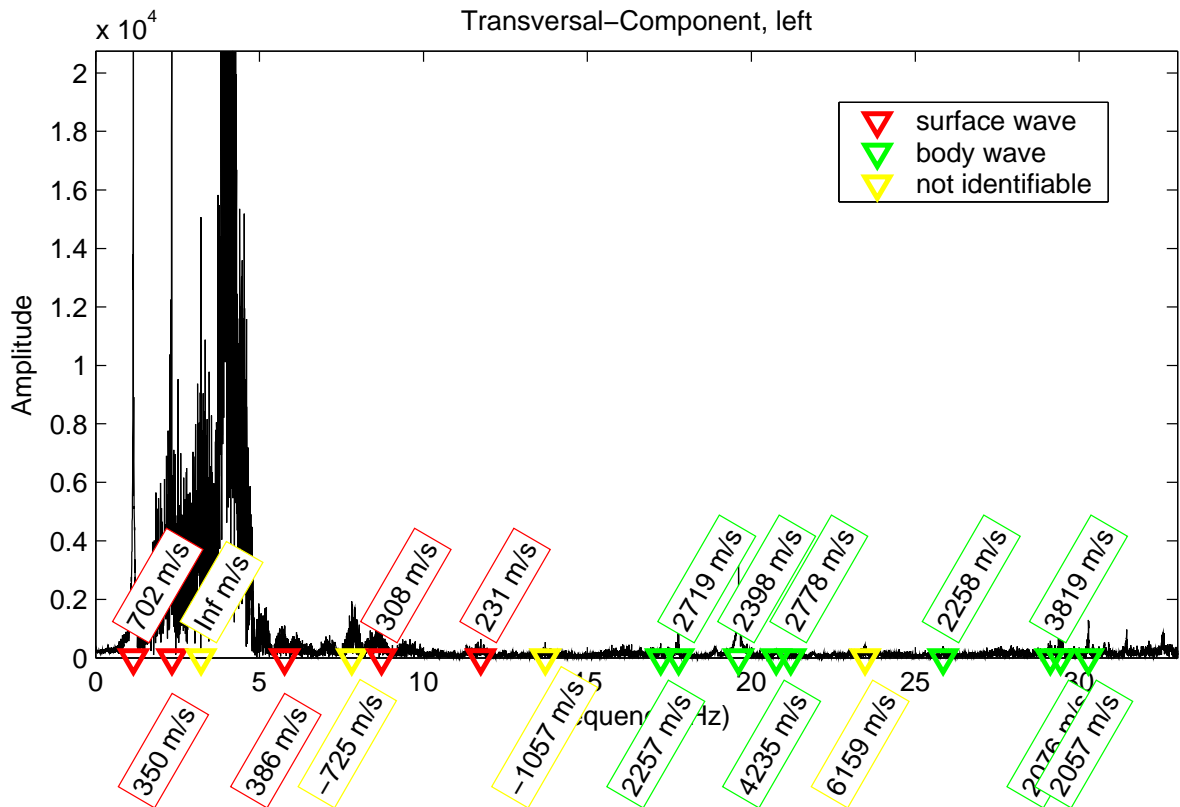


Abbildung 5.13: Amplitudenspektrum der Transversal-Komponente von der Fahrt des Schleppers I auf das OBS zu (Mai 2002). Mit der Doppler-Analyse konnten Raumwellen (grün) und eventuell Lovewellen (rot) identifiziert werden. Nicht identifizierbare Wellen sind gelb markiert.

Die Amplitudenverteilung im Frequenzbereich von 1 - 5 Hz ist sehr kontinuierlich und ohne klare Peaks, sodass eine Auswertung dieser Amplituden nicht möglich war.

Verglichen mit dem Phasenlangsamskeits-Spektrum der Airgun-Messung (Abb. 8.4, S. 97) passt zumindest die Ausbreitungsgeschwindigkeit von $159 \frac{m}{s}$ bei einer Frequenz von 9 Hz genau auf die Geschwindigkeit der ersten höheren Scholtemode. Die zwei bestimmten Geschwindigkeiten zwischen 4 und 5 Hz passen nicht zur Scholte-Fundamentalmode und könnten somit zu höheren Moden gehören.

Neben der Anregung von Scholtewellen durch fahrende Schiffe sollte generell die Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden studiert werden. Dazu war es erforderlich neben der zuvor analysierten Vertikalkomponente auch die Transversal-Komponente auszuwerten.

Die Abbildung 5.13 zeigt das Amplitudenspektrum der Transversal-Komponente des Schleppers I (entsprechend der Abb. 5.11). Die Doppler-Analyse konnte für mehrere Amplitudenpeaks die Ausbreitungsgeschwindigkeiten berechnen, die auf die Ausbreitung einer Love-

welle hindeuten (rot markiert). Da die Anregung von Lovewellen mit Quellen in der Wassersäule generell noch nicht verstanden ist und auch bei der Beobachtung durch Airguns angeregter Lovewellen (Abschnitt 8.2) Scholtewellen-Energie in den Phasenlangsamkeits-Frequenzspektren der Transversal-Komponente zu finden ist, bleibt es unklar, ob die bestimmten Geschwindigkeiten einer Lovewelle zuzuordnen sind. Außerdem liegen die Dispersionskurven der Scholtewelle und der Lovewelle dicht beisammen, wodurch eine Differenzierung bei der Auswertung weniger diskreter Frequenzpeaks erschwert wird. Zudem ist zu beachten, dass die Rotation der Daten der Schiffsgeräusche nicht mit gleicher Präzision wie bei der Airgun-Seismik erfolgen konnte (Abschnitt 4.3).

5.5 Vergleich der Ergebnisse mit der Airgun-Seismik

Durch die gleichzeitige Studie der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden durch fahrende Schiffe und Airguns, konnten die Ergebnisse beider Untersuchungen miteinander verglichen werden. Dadurch war es insbesondere möglich die aus der Doppler-Analyse ermittelten Ausbreitungsgeschwindigkeiten auf ihre Scholtewellen-Zugehörigkeit zu überprüfen. Sowohl der Vergleich der Geschwindigkeiten als auch der Vergleich der Polarisierungen ermöglichte überdies eine Zuordnung der registrierten Schiffsdaten zu einer bestimmten Scholtemode.

5.5.1 Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Modentyp

In der Tromper Wiek wurden die Messungen der Schiffsgeräusche und der Airgun-Seismik an der gleichen Lokation durchgeführt. Die Common-Receiver-Gather (CRG) der Scholtewellen-Messung mit einer Airgun als Quelle können durch eine Transformation in den Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Bereich überführt werden. Im pf-Spektrum zeigen sich die frequenzabhängigen Ausbreitungsgeschwindigkeiten $v_{Scholte}(f, Modentyp)$ der verschiedenen Scholtemoden in Form von Dispersionskurven entlang der relativen Amplitudenmaxima. Durch die breitbandige Anregung der Scholtewellen durch die Airgun als Quelle, sind die Dispersionskurven über große Frequenzbereiche zu sehen. Im Gegensatz dazu kann $v_{Scholte}(f, Modentyp)$ aus der Doppler-Analyse nur für diskrete Frequenzen und ohne eine Modenzuordnung bestimmt werden.

Die Abbildung 5.14b zeigt das pf-Spektrum der Airgundaten an der Messlokation in der Tromper Wiek. Deutlich sind die Dispersionskurven der einzelnen Scholtemoden zu erkennen. Zusätzlich sind die aus der Doppler-Analyse (Abb. 5.14a) für den Schlepper I mit Unwuchtanlage ermittelten $v_{Scholte}(f)$ als grüne Rauten eingezeichnet.

Der direkte Vergleich der Airgun-Daten mit den Ausbreitungsgeschwindigkeiten aus den Schiffsmessungen weist eine sehr gute Übereinstimmung auf. Im unteren Frequenzbereich von 1 - 6 Hz liegen die Rauten auf der Scholte-Fundamentalmode. Über 6 Hz kann eine gute Übereinstimmung der Rauten mit den höheren Scholtemoden festgestellt werden. Ab 15 Hz sind die Rauten nicht mehr der Scholtewelle zuzuordnen. Sie gehören dann zu den Raumwellen oder den geführten Wellen.

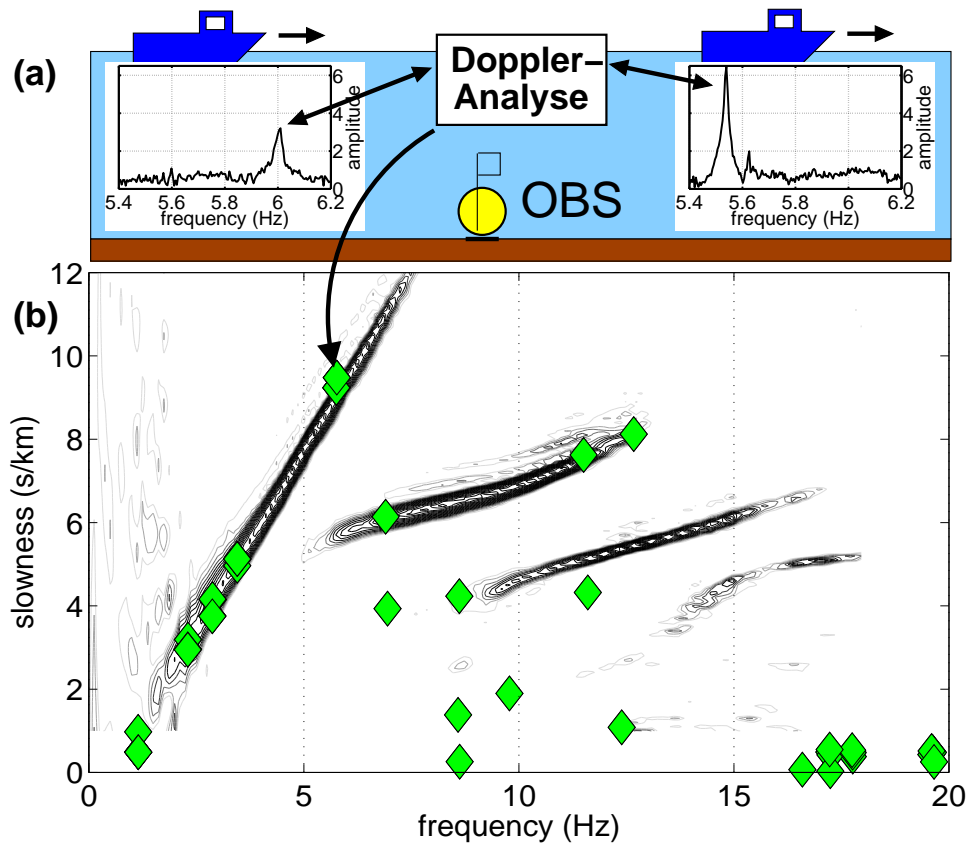


Abbildung 5.14: Das Prinzip der Doppler-Analyse mit einem Ausschnitt aus dem Amplitudenspektrum von der Fahrt auf das OBS zu und von der Fahrt vom OBS weg (a). Dabei zeigt sich eine deutliche Frequenzverschiebung, die bei bekannter Schiffsgeschwindigkeit in die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle umgerechnet werden kann. Diese Ausbreitungsgeschwindigkeiten (grüne Rauten) können dann in ein Phasenlangsamkeits-Frequenzspektrum (aus einer Airgun-Seismik) eingetragen werden (b).

Dieser Vergleich ist somit in der Lage die mittels Doppler-Analyse bestimmten $v_{Scholte}(f)$ einer Scholtemode zuzuordnen. Wie die Zuordnung durch einen Polarisationsvergleich erfolgen kann, wird im folgenden Abschnitt beschrieben.

5.5.2 Polarisationen

Die Polarisation der Schiffsdaten wurde im Abschnitt 5.3 bereits untersucht. Zu diesem Zweck wurden Hodogramme für diskrete Frequenzen und Offsets berechnet. Für einen Polarisationsvergleich wurden von den Airgun-Daten ebenfalls Hodogramme berechnet, die im Anhang A (S. 153) vollständig abgebildet sind. Für einige Offsets ist es dabei sogar möglich Hodogramme unterschiedlicher Moden zu berechnen, da sie in den Airgun-Daten zeitlich separiert werden können (siehe Abb. 3.8, S.29).

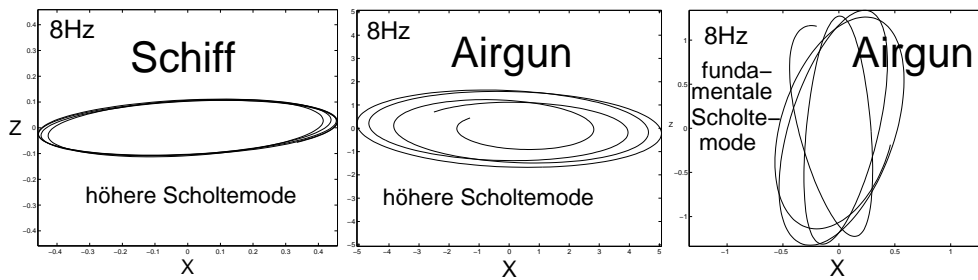


Abbildung 5.15: Vergleich von 8 Hz Hodogrammen für Schiffs-(Schlepper I) und Airgun-Daten (Profil p23). Dargestellt sind jeweils 4 Perioden. (Messlokation Tromper Wiek; Mai 2002)

Die Abbildung 5.15 zeigt den direkten Vergleich der 8 Hz Hodogramme der Schiffs- und Airgun-Daten bei einem Offset von 200 m. Dabei lässt sich die gemessene Polarisation der Schiffsgeräusche eindeutig den höheren Scholtemoden zuordnen. Die höheren Scholtemoden weisen eine deutlich höhere Amplitude in der Radial-Komponente auf, wohingegen die Fundamentalmode in der Vertikal-Komponente stärker ausgeprägt ist. Die in den Komponenten unterschiedliche Ausprägung der Scholtemoden ist ebenfalls in den Common-Receiver-Gathern der Airgun-Messungen zu beobachten (Abb.8.1, S. 92).

Die vorgestellten Untersuchungen konnten den Nachweis erbringen, dass Scholtewellen durch fahrende Schiffe angeregt werden. Insbesondere der Vergleich mit den Erkenntnissen aus der Airgun-Seismik zeigte, wie exakt die Ausbreitungsgeschwindigkeiten durch die Doppler-Analyse bestimmt werden können und dass es sogar möglich ist, einzelne Moden zu identifizieren.

Für die vorgestellten Auswertungen wurde ein Matlab-basiertes Software-Paket mit graphischer Oberfläche programmiert, welches die beschriebene Analyse der Schiffs-Daten in vier Schritten ermöglicht. Die Abbildung A.3 (S. 155) zeigt einen Screenshot der einzelnen Programm-Module. Dabei beginnt die Auswertung der zeitlich kontinuierlichen Schiffsgeräusche mit einer einfachen Frequenzanalyse. Im zweiten Schritt wird die Polarisation der Signale untersucht, bevor im dritten Schritt das Abklingverhalten der Signale mittels Spektrogrammen bzw. Gabor-Matrizen analysiert wird. Zuletzt kann die Doppler-Methode auf die zeitlich kontinuierlichen Daten angewendet werden. Auf diese Weise können zukünftig alle Auswertungen zum Nachweis der Anregung von Scholtewellen durch Schiffe relativ schnell durchgeführt werden.

5.6 Tiefstfrequente Grenzflächenwellen (< 2 Hz)

Nachdem der Nachweis der Anregung von Scholtewellen am Meeresboden durch fahrende Schiffe in einem Frequenzbereich > 2 Hz durch die Auswertung der Polarisierung und der Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der registrierten Wellen (Doppler-Analyse) erbracht wurde (Abschnitt 5), sollte untersucht werden, inwieweit auch Scholtewellen unterhalb von 2 Hz durch Schiffe angeregt werden. Diese tiefrequenten Scholtewellen (< 2 Hz) werden im folgenden als tiefstfrequente Scholtewellen bezeichnet. Als Quelle der Scholtewellen-Anregung werden in diesem Frequenzbereich nicht die schiffseigenen Motorengeräusche vermutet, sondern die Änderung des hydrodynamischen Druckfeldes durch die Verdrängung des Wassers durch das Schiff.

Die Druckänderung am Meeresboden bei der Überfahrt des Forschungsschiffes FS Alkor an der Messlokation in der Tromper Wiek zeigt die Abbildung 5.16. Dabei ist die Aufnahmezeit mit der Schiffsgeschwindigkeit von 9 kn in die gefahrene Strecke umgerechnet. Bei der direkten Überfahrt (schwarze Kurve) zeigt sich zu Beginn (80 m) eine Erhöhung des Druckes durch die Bugwelle. Im Anschluss fällt der Druck ab, solange das Schiff sich über dem Empfänger befindet. Die Frequenz dieses Drucksignales liegt im Bereich unterhalb von 0.1 Hz (Amplitudenspektrum siehe Abb. A.4, S. 156) und kann dementsprechend nicht von den bisher verwendeten SM-6 Geophonen registriert werden.

Um solch tieffrequente Signale registrieren zu können, bedarf es entsprechender Geräte. Aus diesem Grund wurden erste Testmessungen mit einem Breitband-Ozean-Boden-Seismometer (B-OBS) sowie mit einem Breitbandseismometer (Land) und einem Gravimeter durchgeführt. Ziel war es, tiefstfrequente Scholtewellen, die durch das hydrodynamische

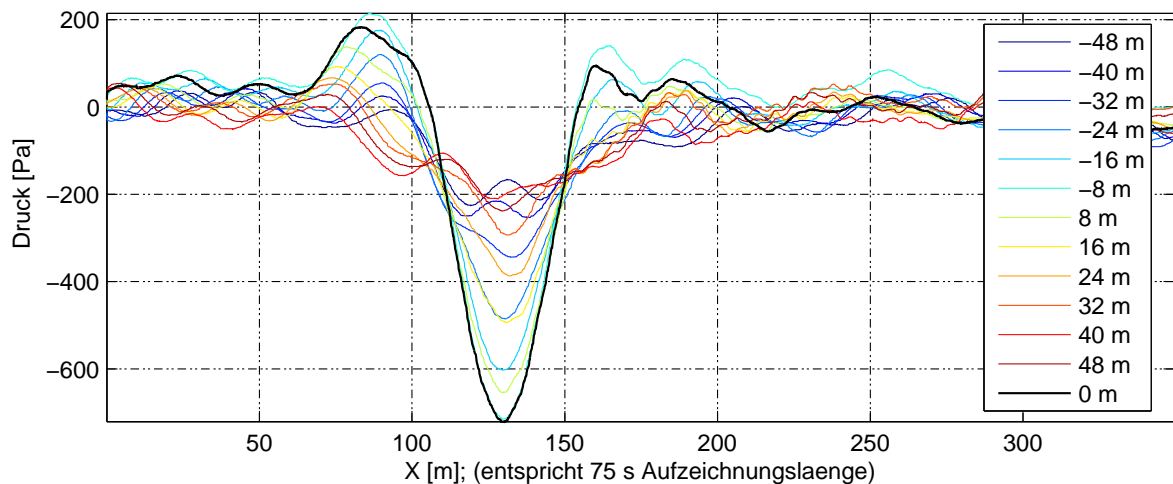


Abbildung 5.16: Druckänderung am Meeresboden bei der Überfahrt von FS Alkor mit 9 kn. Die Wassertiefe in der Tromper Wiek betrug 20 m. Die Druckaufnehmer am Meeresboden lagen senkrecht zum gefahrenen Profil, wobei der Abstand zur Profillinie angegeben ist. (Mai 2002)

Druckfeld angeregt werden, nachzuweisen. Dazu werden in den folgenden beiden Abschnitten erste Datenbeispiele gezeigt und insbesondere die auftretenden Probleme solcher Messungen erläutert.

5.6.1 Registrierung mit einem Breitband-OBS

Die erste Testmessung erfolgte im Juli/August 2005 mit einem B-OBS an der Messlokation in der Tromper Wiek. Die Abbildung 5.17 zeigt die Daten der Vertikal-Komponente der B-OBS-Station aufgetragen über die Entfernung des Schleppers III zum Profil-Mittelpunkt.

Dieses Datenbeispiel zeigt stellvertretend für die gesamte erste Testmessung, dass das B-OBS übersteuert ist, sobald das Schiff die Station erreicht hat. Das Gerät benötigt danach noch eine Weile, bevor es wieder registrieren kann und verbleibt solange im Zustand der Übersteuerung, bis sich das Schiff weit genug entfernt hat.

Zwei weitere Datenbeispiele sind in der Abbildung 5.18 zu sehen. Dabei zeigt sich zum einen, dass der Zustand der Übersteuerung noch deutlich länger anhalten kann (bei weit über 1000 m Offset) als im ersten Beispiel. Zum anderen ist eine Nacht-Registrierung dargestellt, während sich kein Schiff in der Nähe der Station befand. Die registrierten

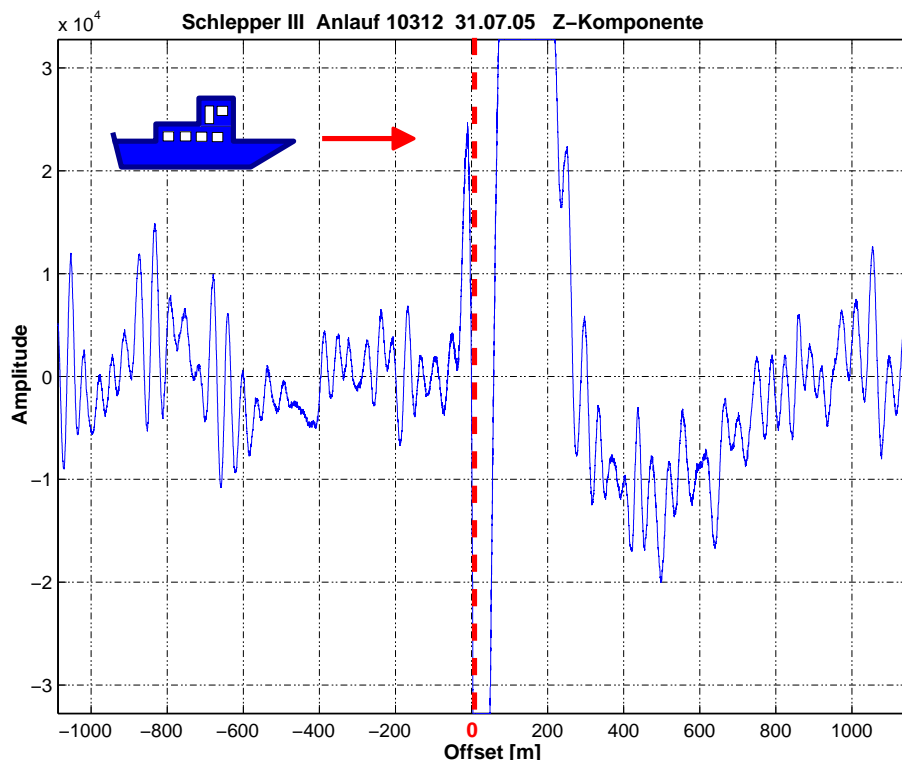


Abbildung 5.17: Registrierung der Vertikalkomponente des B-OBS über die Entfernung des Schleppers III zum B-OBS. (Tromper Wiek; Juli 2005)

Amplituden sind bereits nahe der Übersteuerung und zeigen ein monofrequentes Signal, dessen Frequenz von 0.2 Hz (Amplitudenspektrum siehe Abb. A.5, S. 156) mit derjenigen der Wasserwellen an der Meeresoberfläche übereinstimmt.

Die Ergebnisse dieser ersten Testmessung lassen sich somit wie folgt zusammenfassen:

- Das Breitband-OBS ist zu empfindlich für die gewünschte Anwendung und müsste für einen erneuten Einsatz weniger verstärkt bzw. gedämpft werden.
- Eine Auswertung der Daten mittels Doppler-Analyse kann nicht erfolgen da,
 1. aufgrund der starken Übersteuerung kein Amplitudenspektrum von der Fahrt vom B-OBS weg berechnet werden kann und
 2. die Frequenzverschiebung im tiefstfrequenten Bereich zu klein ist, um gemessen werden zu können (vgl. Abschnitt 5.4.1, S. 60).

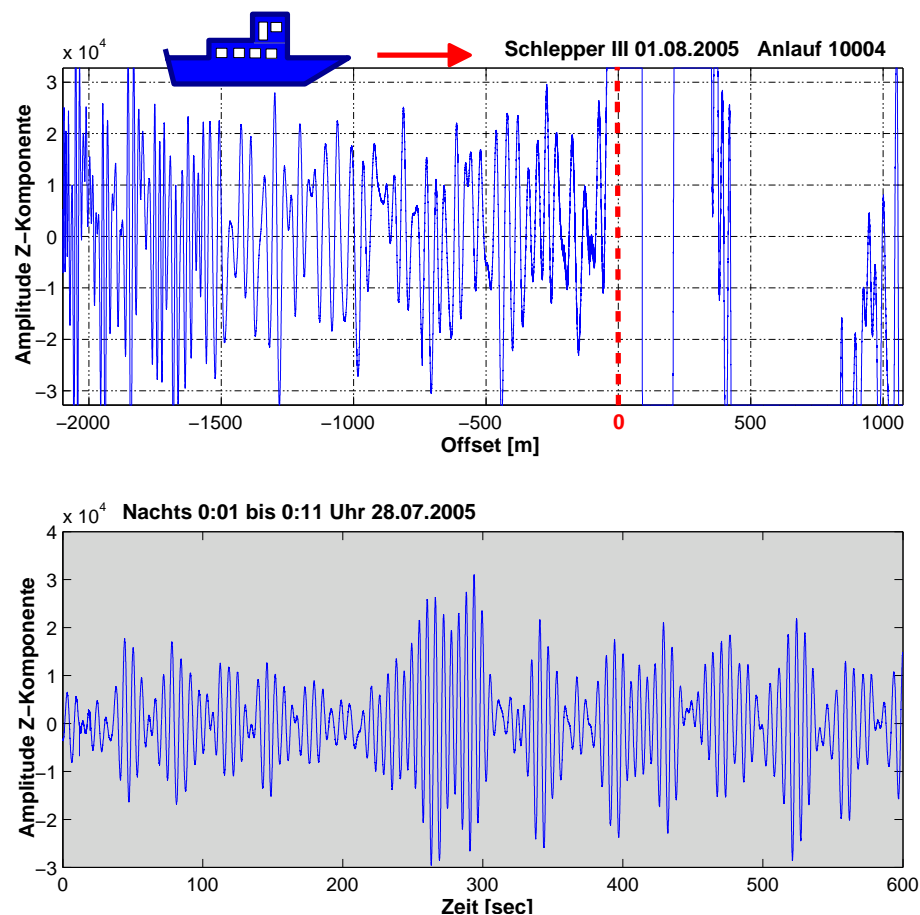


Abbildung 5.18: Daten der Vertikal-Komponente des B-OBS für einen weiteren Überlauf des Schleppers III in der Tromper Wiek (oben). Unten ist ein 10 min lange Registrierung der B-OBS-Station während der Nacht abgebildet. (Juli/August 2005)

- Die Störgeräusche durch die Wellenbewegung an der Wasseroberfläche sind sehr stark und liegen im Frequenzbereich der erwarteten Nutzsignale, sodass eine Auswertung erschwert oder nicht möglich sein könnte.
- Die durch das Schiff angeregte Amplitude ist deutlich übersteuert. Dies weist auf ein starkes Signal hin, was auf die Anregung von Scholtewellen durch das hydrodynamische Druckfeld hoffen lässt.
- Eine Wiederholung der Messung bei größeren Wassertiefen könnte die Übersteuerungen vermeiden, zumal die Amplitude des Druckfeldes mit zunehmender Tiefe abnimmt.

5.6.2 Gravimeter-Messung am Leuchtturm Friedrichsort

Die Erkenntnisse aus der B-OBS-Messung im Juli/August 2005 waren Veranlassung genug, um eine weitere Messung zu konzipieren. Insbesondere die starken und dadurch übersteuerten Amplituden während der Schiffsüberfahrt ließen die Anregung von tiefstfrequenten Scholtewellen durch Schiffe vermuten.

Ein weiterer Einsatz scheiterte jedoch an der mangelnden Verfügbarkeit von B-OBS-Stationen in Verbindung mit geeigneten Forschungsschiffen. Aus diesem Grund wurde eine Messung an Land durchgeführt. Diese Messungen konnten erst gegen Ende der vorliegenden Studie realisiert werden, sodass eine abschließende Datenanalyse noch nachgeholt werden muss (siehe Abschnitt 14). Das Konzept einer solchen Messung mit den ersten Messdaten soll jedoch nicht vorenthalten werden.

Dabei diente der Friedrichsorter Leuchtturms in der Kieler Förde als Messlokation. Die Vorteile und Gegebenheiten dieser Messlokation wurden bereits im Abschnitt 2.1.3 dargelegt.

Am tiefsten Punkt des Leuchtturms befand sich zur Messung der tiefstfrequenten (< 1 Hz) Signale ein Guralp Breitbandseismometer (Land) und zusätzlich ein LCR Gravimeter. Die Frequenzbereiche beider Geräte überschneiden sich, wobei das Gravimeter (0 - 1 Hz) tieffrequenter als das Breitbandseismometer (0.03 - 50 Hz) aufzeichnen kann.

Die Abbildung 5.19 zeigt die registrierten Gravimeter-Daten über einen Zeitraum von gut 9 Tagen. Der leichte Abfall des Kurvenverlaufes ist gerätebedingt. Die tieffrequente Schwingung (Periode ca. 12 Stunden) wird durch die Gezeiten verursacht. Die Datenqualität innerhalb der 9 dargestellten Messtage variiert deutlich. Die ersten und die letzten drei Tage zeigen ein starkes Rauschen, welches gut mit den stärkeren Windgeschwindigkeiten an diesen Tagen übereinstimmt. Dieses Rauschen wird wahrscheinlich durch die windabhängige Bewegung des Leuchtturms verursacht. Einzelne Amplitudenpeaks, deren genaue Ursachen jedoch noch nicht bekannt sind, können innerhalb der Gravimeter-Aufzeichnung beobachtet werden.

Es sollte geklärt werden, inwieweit die passierenden Schiffe innerhalb der Gravimeter-Daten zu sehen sind. Dabei diente das Gravimeter als tieffrequentes Seismometer. Die Abbildung 5.20 zeigt einen Ausschnitt aus der Gravimeter-Aufzeichnung, der genau zur

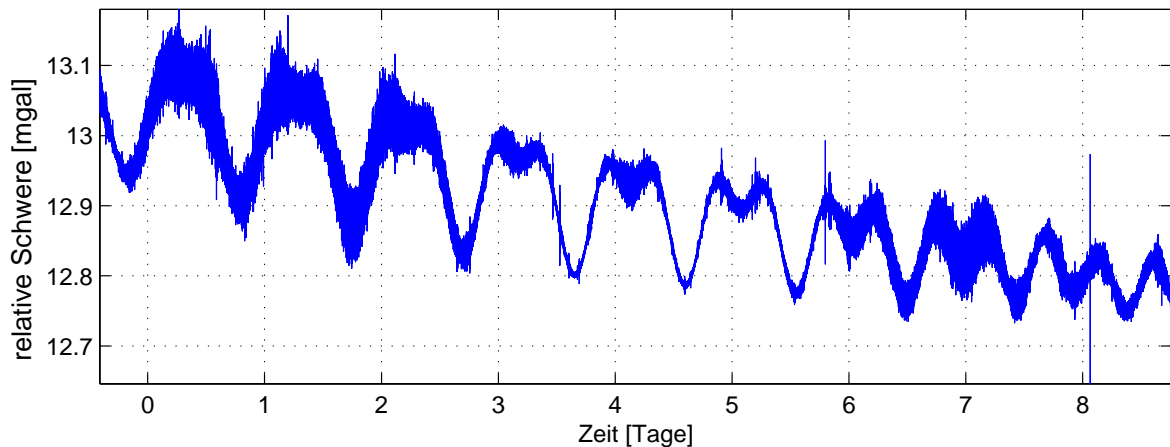


Abbildung 5.19: Daten der gesamten Gravimeter-Aufzeichnung. (Beginn: Dienstag, 07.02.2006 um 14:08:24 Uhr)

Zeit des Passierens der einlaufenden Stena und Color Line Fährschiffe in den Kieler Hafen liegt. Um die Daten mit den vorbei fahrenden Schiffen korrelieren zu können, machte eine Videokamera im Abstand von 10 s ein Foto von dem Fahrwasser vor dem Leuchtturm. Diese Fotos wurden mit einer präzisen Zeitinformation gespeichert, wodurch die Korrelation mit den seismischen und gravimetrischen Daten ermöglicht wurde.

Die Zeitpunkte der passierenden Fährschiffe sind in der Abbildung 5.20 markiert. Diese korrelieren mit großen Amplituden der Gravimeter-Daten. Die Ursache dieser Korrelation konnte jedoch noch nicht genau untersucht werden.

Gleichermaßen konnte eine Auswertung der seismischen Daten des Breitbandseismometers noch nicht erfolgen. Eine erste Datensichtung zeigte zumindest keine Korrelation der seismischen Daten mit den passierenden Schiffen. Demnach ist eine intensive Auswertung der zeitlich kontinuierlichen Daten, wie sie bei den höheren Frequenzbereichen (2 - 30 Hz) angewendet wurde, ebenso für diese Daten durchzuführen. Die Analyse der tiefstfrequenten Daten ist allerdings nicht mit der Doppler-Methode möglich. Aus diesem Grund müssen erst noch andere Auswerteverfahren gefunden werden, die eine Untersuchung in Bezug auf die Anregung tiefstfrequenter Scholtewellen erlauben.

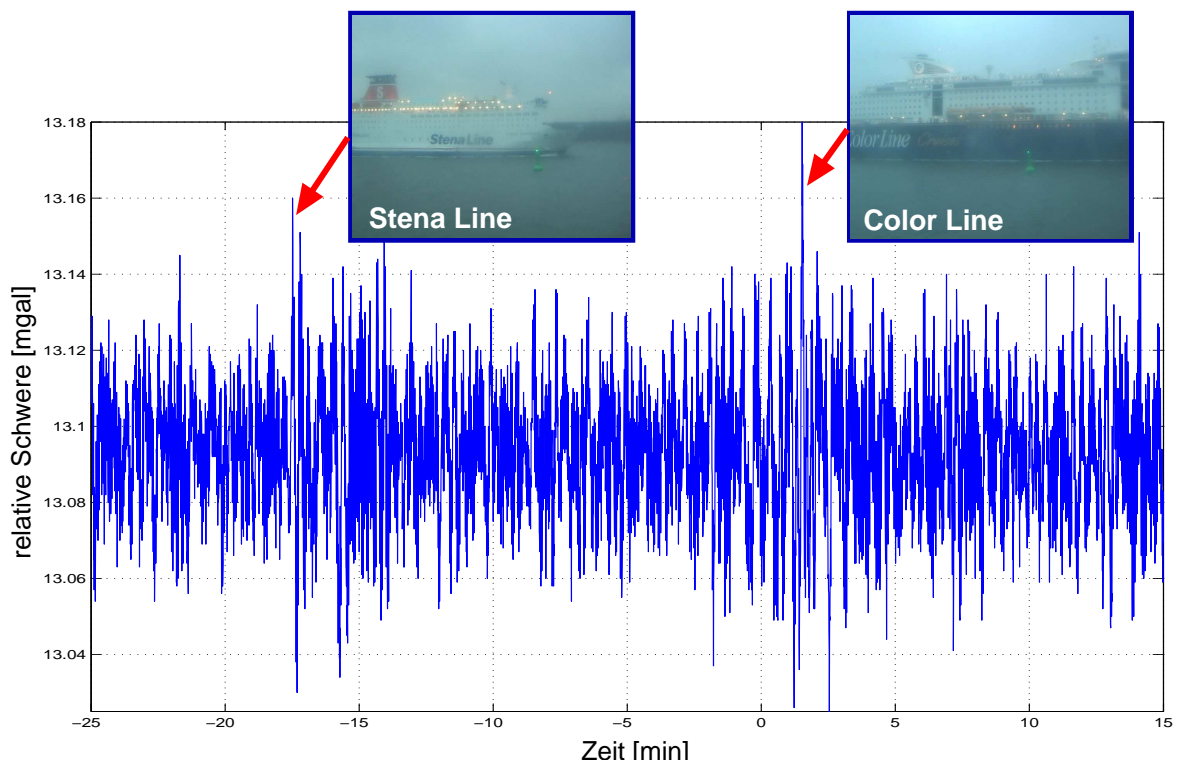


Abbildung 5.20: 40 Minuten langer Ausschnitt aus der Gravimeter-Aufzeichnung (Abb. 5.19) vom Mittwoch-Vormittag, den 8.2.2006. Der Ausschnitt liegt genau zur Zeit des Passierens der einlaufenden Stena und Color Line Fährschiffe, die mittels Videokamera beobachtet wurden.

Kapitel 6

Diskussion der Ergebnisse

Die Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden mit zeitlich kontinuierlichen Quellen (fahrende Schiffe) wurde untersucht. Die wesentlichen Ergebnisse und die sich daraus ergebenden Nutzungsmöglichkeiten stellt dieses Kapitel zusammen. Dabei wird auch auf die Probleme der Auswertungen von zeitlich kontinuierlichen Signalen in Bezug auf tief- und tiefstfrequente Grenzflächenwellen am Meeresboden hingewiesen.

6.1 Zusammenfassung

Das wesentliche Ziel der Analyse kontinuierlicher Signale in dieser Studie wurde durch den Nachweis der Anregung von Scholtewellen erreicht. Dabei lieferten Frequenz-Analysen, Auswertungen von Spektrogrammen und Polarisationsuntersuchungen wichtige Indizien. Durch die Doppler-Methode konnte schließlich der Nachweis der Scholtewellen-Anregung durch Schiffe erbracht werden. Eine zusätzliche Bestätigung der Doppler-Geschwindigkeits-Bestimmung und der beobachteten Polarisationen erfolgte durch den Vergleich mit den Airgun-Daten.

Diese Ergebnisse konnten für den Frequenzbereich oberhalb von 2 Hz (Anregung durch schiffsinterne Motorengeräusche) erzielt werden. Erste Testmessungen lassen auch eine Anregung von Wellen unterhalb von 2 Hz vermuten, die durch die Wasserverdrängung des Schiffes erzeugt werden.

Der mögliche Einsatzbereich für diese Auswertungen wurde bereits im Abschnitt 1 (S. 8) beschrieben. Dazu gehört in erster Linie die Ersetzung der diskreten Quelle (Airgun) durch das fahrende Schiff, um einen Quellausfall zu kompensieren. Zusätzlich können Umweltauflagen den Einsatz leiserer Quellen erforderlich machen. Denkbar ist auch der Einsatz der Auswertungen für ein Monitoring des umgebenen Baugrundes von Windenergieanlagen über längere Zeiträume, in denen keine diskreten Quellen eingesetzt werden können.

Durch das hydrodynamische Druckfeld angeregte tiefstfrequente Scholtewellen würden den Frequenzbereich und dadurch die Eindringtiefe der Scholtewellenauswertung erweitern. Seismische Quellen (abgesehen von Erdbeben) existieren für diesen Frequenzbereich nicht.

6.2 Grenzen der Methoden

Ein wesentlicher Punkt der Ergebnisse sind die Grenzen und Probleme der angewendeten Methoden, da sich darüber der mögliche Einsatzbereich definiert.

Die zum Nachweis der Anregung von Grenzflächenwellen am Meeresboden verwendete Doppler-Methode kann nur für diskrete Amplitudenpeaks im Frequenzbereich angewendet werden. Durch die Änderung der Propellerdrehzahl kann die Anzahl der auswertbaren Amplitudenpeaks jedoch vergrößert werden. Für Schiffe, die ein breitbandiges Amplitudenspektrum ohne diese Peaks besitzen, kann eine solche Auswertung nicht erfolgen. Über die zwei untersuchten Schiffe hinaus kann keine allgemeingültige Aussage über die Verwendbarkeit bei anderen Schiffen getroffen werden.

Auswertungen im Frequenzbereich unterhalb von 2 Hz sind mit der Doppler-Analyse aufgrund der praktisch schwer messbaren Frequenzverschiebungen nicht durchführbar. Bisher konnten auch keine Überlaufdaten ohne Übersteuerung in diesem Frequenzbereich gemessen werden. Hier müssen andere Verfahren gefunden werden, die im tiefstfrequenten Bereich angewendet werden können und nach Möglichkeit nicht auf einen direkten Überlauf des Schiffes angewiesen sind.

Teil III
Anregung durch Airguns

Kapitel 7

Durchführung von Airgun-Messungen

Die Anregung von Scholtewellen mit Airguns in der Wassersäule erlaubt, wie bereits im Abschnitt 1 einleitend beschrieben, einen vergleichsweise schnellen Messfortschritt. Aus diesem Grund wird diese Anregungsform in Kombination mit tiefgeschleppten Streamern oder OBS-Stationen häufig verwendet (Klein *et al.*, 2005; Kugler *et al.*, 2006). Bislang gab es jedoch keine Untersuchungen zum Einfluss der Quelleigenschaften auf die Anregung von Scholtewellen. Es war unklar, wie sich die Quellstärke (definiert durch die ausströmende Luftmenge) und die Quellentfernung zum Meeresboden einer Airgun auf die Anregung der Scholtewellen auswirkt. Zur Klärung dieses Einflusses wurden Messreihen und Modellrechnungen durchgeführt.

Während dieser Untersuchungen wurden starke saisonale Variationen bei der Anregung von Grenzflächenwellen in der Tromper Wiek festgestellt. Dabei kam es zum Teil zur Anregung von Scholtewellen mit Eigenschaften, die nicht durch die vergleichenden Modellrechnungen erklärt werden können. Des Weiteren wurden bei den Messungen im Mai 2002 und 2004 Lovewellen mit einer Airgun in der Wassersäule angeregt. Die Anregungsmechanismen scheinen dabei starken saisonalen Variationen unterworfen zu sein und konnten nicht abschließend geklärt werden. Der detaillierten Beschreibung dieser und weiterer Beobachtungen widmet sich das Kapitel 8.

Die Beobachtungen der saisonalen Variationen wurden zu Beginn der vorliegenden Studie gemacht. Die Untersuchung des Einflusses der Quelleigenschaften auf die Anregung von Scholtewellen wurde daraufhin durchgeführt. Sie wird hier jedoch vorangestellt, da die gemachten Beobachtungen auf diese Weise verständlicher dargestellt werden können.

7.1 Einfluss der Variation der Quelleigenschaften auf die Anregung von Scholtewellen

Die starken Variationen in den Eigenschaften der angeregten Scholtewellen die während der fünf Messreihen in der Tromper Wiek beobachtet werden konnten (Abschnitt 8.3),

waren der Anlass für die Studie zum Einfluss der Variation der Quelleigenschaften auf die Anregung von Scholtewellen. Es stellte sich die Frage, unter welchen Bedingungen die Scholtewellen besonders gut angeregt werden können.

Besonders die Verwendung amplitudenstarker Airguns erschwert durch den hohen Druckluftverbrauch die Messdurchführungen. Ob diese Amplitudenstärke erforderlich ist, oder ob sie durch die Annäherung der Quelle an den Meeresboden ausgeglichen werden kann sollte geprüft werden.

Zu diesem Zweck wurde zunächst die mittlere Frequenz der Airguns bei unterschiedlichem Kammervolumen und Druck berechnet. Anschließend wurde die Quellstärke und das Amplitudenverhältnis von direkter Welle und Scholtewelle berechnet (Abschnitt 7.1.1). Bei diesen Untersuchungen wurde mit konstanter Quelltiefe gearbeitet. Welchen Einfluss die Entfernung der Airgun zum Meeresboden auf die Anregung von Scholtewellen hat zeigt der Abschnitt 7.1.2 in Form von Messreihen und durch numerische Berechnungen.

7.1.1 Druck und Kammervolumen

Für die Auswertungen zum Einfluss des Kammervolumens und des Betriebsdruckes der Airguns wurden 20 Profile ausgewertet, die in der Eckernförder Bucht eingefahren wurden (Kriwanek, 2004). Der Abschnitt 2.1.2 stellt die Messlokation ausführlich vor.

Bestimmung der Quellfrequenz der Airgun:

Als erstes wurde die dominante Quellfrequenz der Airgun in Abhängigkeit vom verwendeten Kammervolumen und des Betriebsdruckes bestimmt (Abb. 7.1). Für die Auswertung wurden die Amplitudenspektren von 20 Common-Receiver-Gathern (CRG) in einem Offsetbereich von 50 - 250 m genutzt. Diese CRG unterscheiden sich durch den verwendeten Betriebsdruck (60, 90, 120 und 150 bar) für verschiedene Kammervolumen (0.1, 0.3, 0.6, 1.2 und 2.5 l) der Airguns. Die berechneten Amplitudenspektren jedes CRGs wurden aufsummiert um die Datenqualität zu erhöhen. Des Weiteren wurden die Spektren durch die Berechnung einer Einhüllenden geglättet. Die maximale Amplitude wurde dann der dominanten Quellfrequenz zugeordnet. In Einzelfällen gehörte die Maximalamplitude nicht zur dominanten Quellfrequenz (sondern die deutlich tieffrequenter Scholtewellen-Frequenz), sodass der Bereich der vermuteten dominanten Quellfrequenz zuvor ausgeschnitten wurde.

Die Ergebnisse sind der Abbildung 7.1 zu entnehmen. Sie passen hervorragend zu den Berechnungen der Pulsationsfrequenz der durch die Airgun erzeugten Luftblase (Schulze-Gattermann, 1972). Es zeigt sich, dass die Frequenz exponentiell mit zunehmenden Kammervolumen und zunehmenden Versorgungsdruck abnimmt (somit auch mit zunehmenden Ausströmvolumen).

Berechnung der mittleren P-Wellen-Amplitude:

Um den Einfluss des Kammervolumens und des Druckes auf die Anregung von Scholtewellen auszuwerten, wird die mittlere P-Wellen-Amplitude als Referenzwert genutzt. Es galt

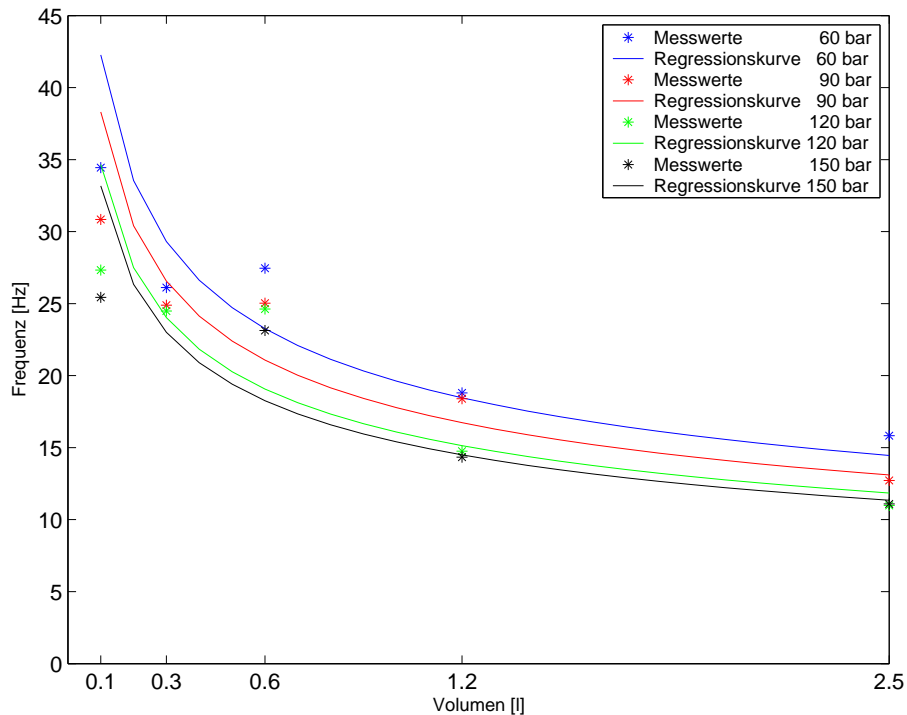


Abbildung 7.1: Ermittelte dominante Frequenz der Airgun über ihrem Kammervolumen für verschiedene Betriebsdrücke. Die Berechnung erfolgte aus den 20 Common-Receiver-Gathern (Offsetbereich von 50 - 250 m) der Messlokation in der Eckernförder Bucht (aus Kriwanek, 2004).

zu klären, ob die Amplitude der Scholtewellen für variierende Quelleigenschaften proportional zur P-Wellen-Amplitude ist, oder ob unter bestimmten Bedingungen verhältnismäßig mehr Energie in die Scholtewelle fließt.

Zur Berechnung der mittleren P-Wellen-Amplitude wurde der Ersteinsatz des registrierten CRG der Radial-Komponente gepickt und ausgeschnitten. Nach einer anschließenden Fourier-Transformation wurde der Mittelwert der Amplitudenwerte berechnet. Der erhaltene Wert gibt die mittlere Amplitude der P-Welle an. Diese kann jedoch noch durch den Untergrund beeinflusst sein, der für alle vorgestellten Vergleiche jeweils konstant ist, sodass der Einfluss vernachlässigt wurde. Die Abbildung 7.2 zeigt die so ermittelten Amplitudenwerte für einen Offset von 225 m.

Berechnung der Scholtewellen-Amplitude:

Die Berechnung der Scholtewellen-Amplitude gestaltete sich insofern einfacher, da die Scholtewelle im CRG zeitlich von den anderen Wellen getrennt und somit einfach ausgeschnitten werden kann. Die ausgeschnittene Scholtewelle wurde fouriertransformiert und die Maximalamplitude bestimmt.

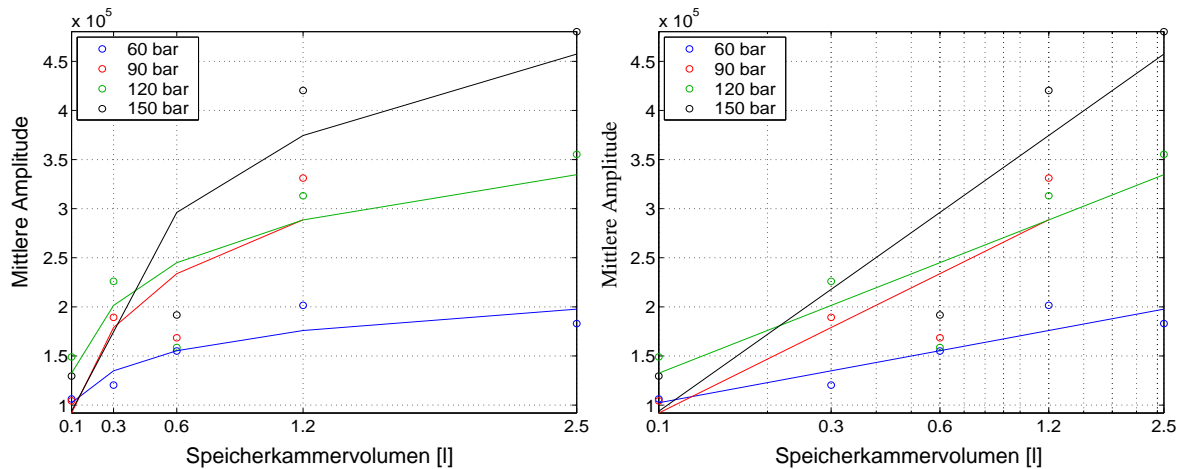


Abbildung 7.2: Zusammenhang zwischen der mittleren P-Wellen Amplitude des Ersteinsetzes der Radial-Komponente und dem Speicherkammervolumen der verwendeten Airgun für einen Offset von 225 m. Die aus den Daten ermittelten Werte sind durch Kreise markiert, die Kurven wurden durch lineare Regression aus dem natürlichen Logarithmus des Speicherkammervolumens und aus der Amplitude erzeugt. Links wurde eine lineare und rechts eine logarithmische Skalierung der Abszisse gewählt. Die verschiedenen Druckwerte sind farblich gekennzeichnet (aus Kriwanek, 2004).

Amplitudenverhältnis von P- zu Scholtewellen:

Aus den ermittelten Amplituden der P- und Scholtewellen lässt sich jetzt das Verhältnis bestimmen. Die Abbildung 7.3 zeigt das Verhältnis $\frac{A_P}{A_{Scholte}}$ der mittleren P-Wellen-Amplitude zur Scholtewellen-Amplitude. Das Verhältnis weist einen exponentiellen Abfall mit zunehmenden Kammer Volumen auf, der mit zunehmenden Betriebsdruck schwächer wird.

Die Darstellung der Verhältnisse kann verbessert werden, wenn sie nicht über das Kammer Volumen V_{Kammer} aufgetragen werden. Indem der Betriebsdruck p_{Kammer} und das Kammer Volumen in das Ausströmvolumen V_{gesamt} umgerechnet werden, lassen sich die vier Kurven der verschiedenen Betriebsdrücke zusammenfassen. Durch diese Umrechnung wird die Berechnung von Regressionsgeraden aufgrund der erhöhten Anzahl von Messwerten stabilisiert. Das Ausströmvolumen lässt sich wie folgt berechnen:

$$V_{gesamt} = k_E \sqrt{\frac{p_{Kammer}}{p_{Atmosphäre}}} \cdot V_{Kammer} \quad (7.1)$$

Für den Adiabatenkoeffizienten k_E kann ein Wert von 1.2 verwendet werden (Schulze-Gattermann, 1972; Kriwanek, 2004). Der durchschnittliche Atmosphärendruck $p_{Atmosphäre}$ beträgt 1013 hPa.

Die Auswertung des Verhältnisses von mittlerer P-Wellen-Amplitude zu Scholtewellen-Amplitude über dem Ausströmvolumen zeigt die Abbildung 7.4. Dabei nimmt das Verhält-

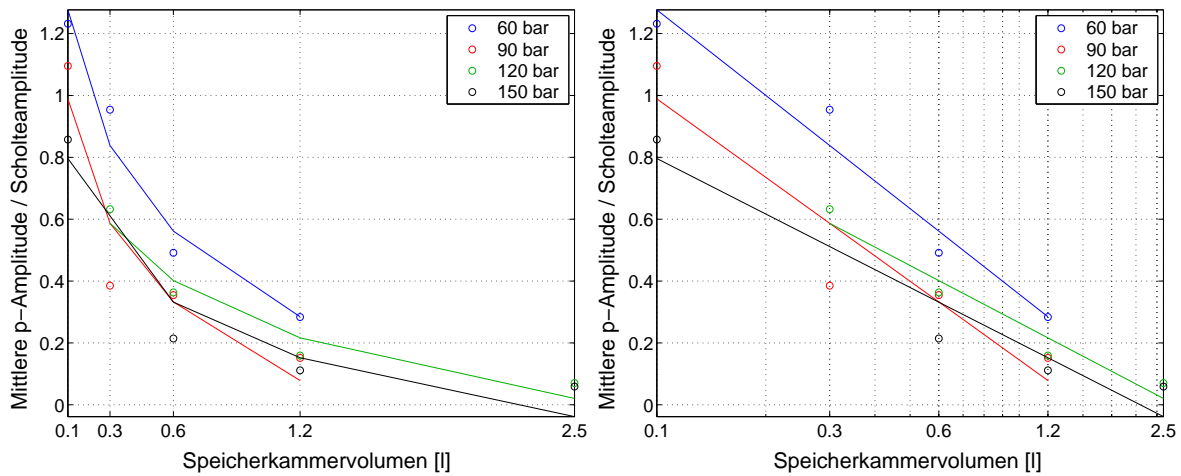


Abbildung 7.3: Zusammenhang zwischen dem Amplitudenverhältnis von P- zu Scholtewelle und dem Speicherkammervolumen der verwendeten Airgun für einen Offset von 130 m. Die aus den Daten ermittelten Werte sind durch Kreise markiert, die Kurven wurden durch lineare Regression aus dem Amplitudenverhältnis und aus dem natürlichen Logarithmus des Speicherkammervolumens erzeugt. Links wurde eine lineare und rechts eine logarithmische Skalierung der Abszisse gewählt. Die verschiedenen Druckwerte sind farblich gekennzeichnet (aus Kriwanek, 2004).

nis mit zunehmenden Ausströmvolumen deutlich ab. **Das verwendete Ausströmvolumen hat somit einen Einfluss auf die Anregung von Scholtewellen.**

Es kann bei der Betrachtung des Verhältnisses festgestellt werden, dass sich besonders für ausgestoßene Luftvolumina unter 100 l durch den exponentiellen Verlauf der Kurve schon bei geringer Erhöhung des Ausströmvolumens ein großer Effekt im Hinblick auf die Erniedrigung des Amplitudenverhältnisses ergibt. Aus der Abbildung 7.4 geht hervor, dass das Verhältnis der Amplituden von P- zu Scholtewelle von ca. 1,1 (60 bar und 0,1 l) auf ca. 0,1 (150 bar und 2,5 l) abfällt. Dies bedeutet, dass die Scholtewelle für Ausströmvolumina unterhalb von ca. 15 l eine ähnlich große Amplitude wie die der P-Welle aufweist. Für ein Ausströmvolumen von ca. 160 l kann die Scholtewelle sogar eine etwa zehnfach größere Amplitude als die der P-Welle aufweisen.

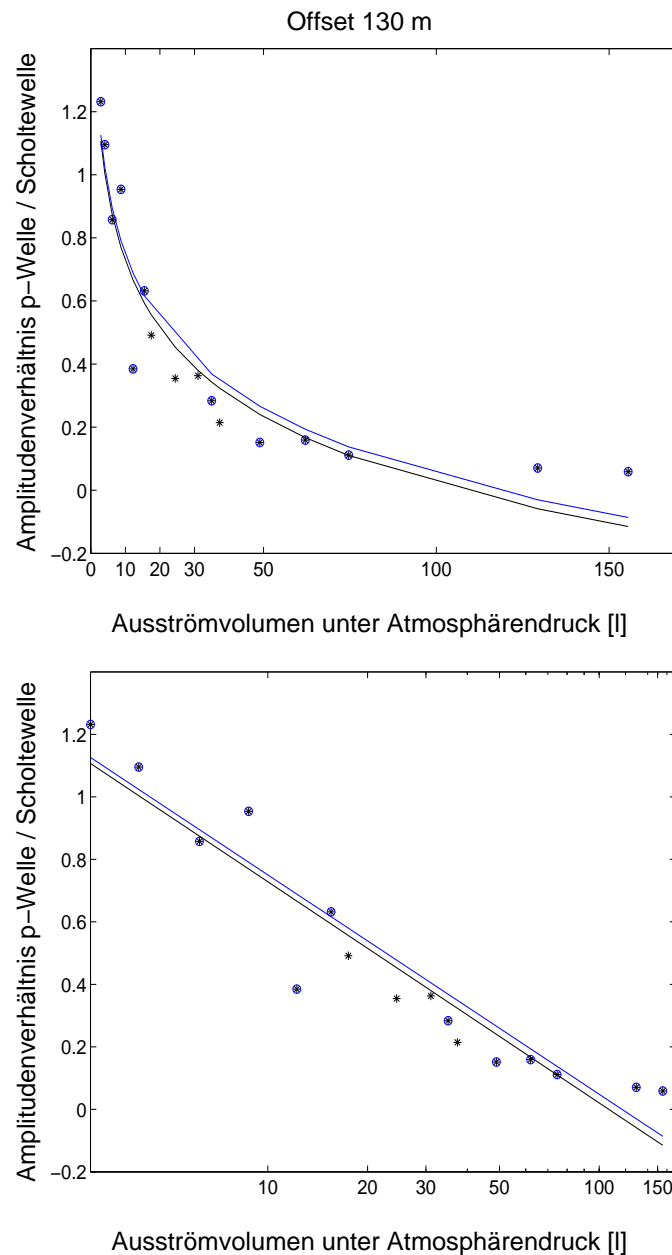


Abbildung 7.4: Zusammenhang zwischen dem Verhältnis von P-Wellen-Amplitude zu Scholtewellen-Amplitude und dem Ausströmvolumen der Airgun für einen Offset von 130 m. Die aus den Daten ermittelten Werte sind als Sterne eingetragen. Die Kurven wurden mittels linearer Regression berechnet. Die schwarzen Kurven wurden aus allen Werten berechnet; für die blauen Kurven wurden die Werte der 0,6-l-Airgun nicht verwendet. Oben wurde eine lineare und unten eine logarithmische Skalierung der Abszisse gewählt (aus Kriwanek, 2004).

7.1.2 Quellposition

Der Einfluss der Quelltiefe im Wasser, und somit der Entfernung der Airgun vom Meeresboden, wurde im Mai 2004 in der Tromper Wiek (Wassertiefe 20 m) für verschiedene Kammervolumen (0.1, 0.6 und 2.5 l) untersucht. Es sollte geklärt werden, ob sich der Frequenzgehalt der Scholtewellen durch die Entfernung der Quelle zum Meeresboden beeinflussen lässt. Je größer der Frequenzgehalt der Scholtewelle ist, desto mehr Informationen können über den Untergrund gewonnen werden. Auf diese Weise sollte auch versucht werden, die Beobachtungen von angeregten Scholtewellen mit unerwartet hohem Frequenzgehalt zu erklären.

Zur Bestimmung des Frequenzgehaltes der registrierten Scholtewellen, wurden 6 Spuren aus der Vertikalkomponente der jeweiligen CRG in einem Offsetbereich zwischen 200 und 250 m genutzt (Mittelpunkt 225 m). In diesem Bereich wurden die Scholtewellen im Zeitbereich unterhalb von 0.8 s ausgeschnitten, fouriertransformiert und aufsummiert. Die so ermittelten Amplitudenspektren sind in der Abbildung 7.5 für verschiedene Kammervolumen und Quelltiefen unterhalb der Meeresoberfläche abgebildet. **Dabei zeigt sich mit zunehmender Quelltiefe eine deutliche Zunahme der Scholtewellen-Amplitude und eine signifikante Erhöhung des Frequenzgehaltes der Scholtewelle.** Am Beispiel der Airgun mit einem Kammervolumen von 0.6 l zeigt sich eine Erweiterung des Frequenzbereiches von ca. 2 - 6 auf 2 - 8 Hz.

Neben der Quelltiefe wurden auch Profile mit unterschiedlichem Abstand der Quelle zum Forschungsschiff durchgeführt, um einen möglichen Einfluss des Schiffes auf die Abstrahlung der Quelle zu untersuchen. Allerdings konnten keine Veränderungen in den registrierten OBS-Daten festgestellt werden.

Numerische Berechnung des Einflusses:

Die gewonnenen Erkenntnisse der Messdaten wurden mit numerischen Berechnungen verglichen. Hierzu wurde für einen eindimensionalen Untergrund mit den Eigenschaften des Untergrundes der Tromper Wiek (Kugler *et al.*, 2005) die Scholtewelle für verschiedene Quelltiefen mit dem Programm *Mseis* berechnet. Die Berechnungen erfolgten für einen Offset von 225 m. Bei einer Wassertiefe von 20 m lagen die Quelltiefen bei 1, 5, 10, 15 und 19.99 m unter der Meeresoberfläche.

Die Abbildung 7.6 zeigt die numerisch berechneten Amplitudenspektren für die verschiedenen Quelltiefen, die die Messdaten bestätigen. Auch in diesen Berechnungen ist die Zunahme der Scholtewellen-Amplitude sowie die Erhöhung des Frequenzbereiches der Scholtewelle zu beobachten. Allerdings kann selbst bei nahezu direktem Kontakt der Quelle an den Meeresboden keine Scholtewellen-Frequenz oberhalb von 7 Hz beobachtet werden. Dies konnte jedoch bei Quelltiefen von 5 m in den Messdaten der Tromper Wiek beobachtet werden (Abschnitt 8).

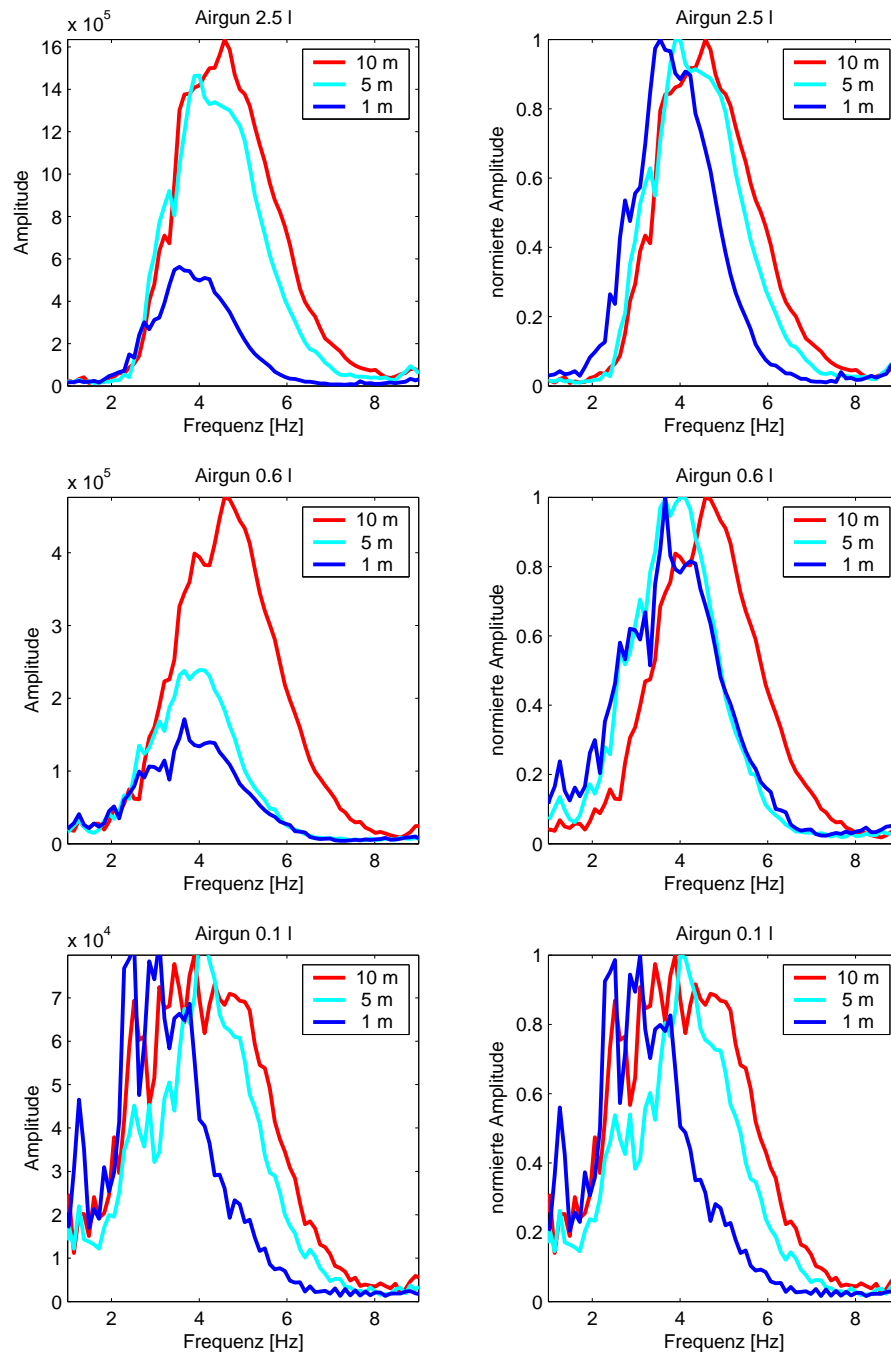


Abbildung 7.5: Aufsummierte Amplitudenspektren der Scholtewellen in einem Offsetbereich von 200 - 250 m der Vertikalkomponente der jeweiligen CRG, dargestellt für verschiedene Kammervolumen und Quelltiefen der Airguns. In der rechten Spalte sind die Maxima der Amplitudenspektren für unterschiedliche Quelltiefen jeweils auf 1 normiert. In der linken Spalte wurde nicht normiert. (Mai 2004)

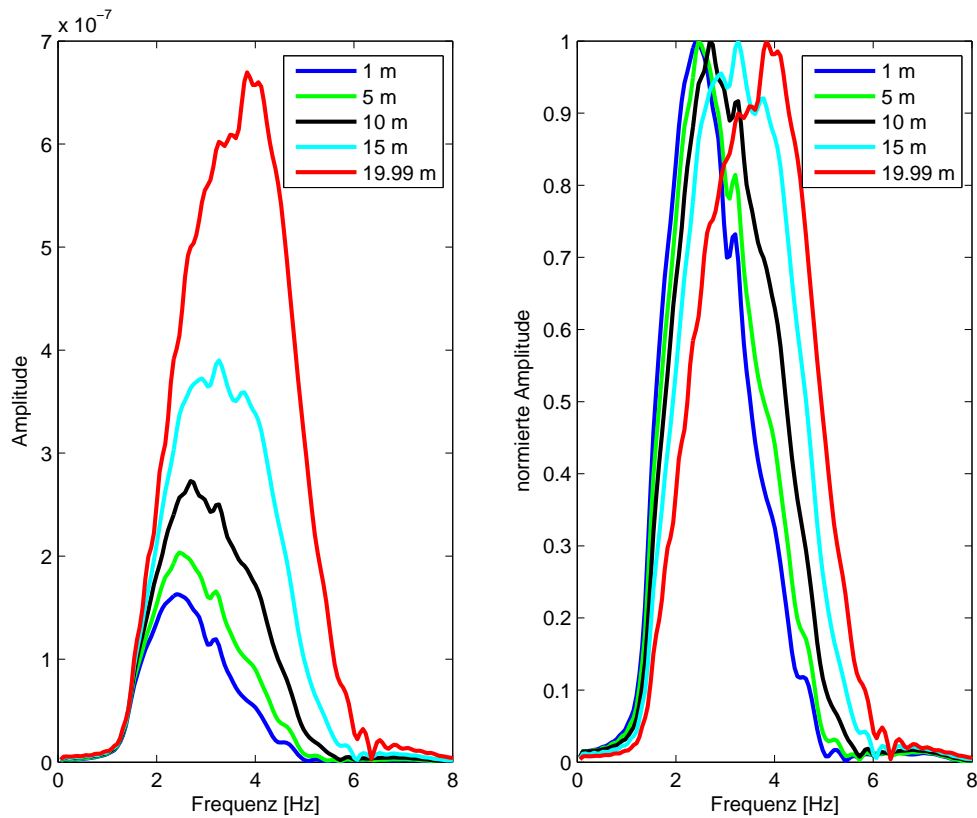


Abbildung 7.6: Mit der Reflektivitätsmethode (Wang, 1999) numerisch berechnete Amplitudenspektren der Scholtewelle für den Untergrund der Tromper Wiek bei einem Offset von 225 m, dargestellt für verschiedene Quelltiefen. Die Dämpfung der Wellen wurde vernachlässigt. Rechts sind die Maxima der Amplitudenspektren für unterschiedliche Quelltiefen jeweils auf 1 normiert.

Kapitel 8

Anregung von Grenzflächenwellen in der Tromper Wiek

Im Mai 2002 wurde die Messlokation in der Tromper Wiek zum ersten Mal angelaufen, um dort Messungen von Scholtewellen zur Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeiten flachmariner Sedimente durchzuführen. Nähere Erläuterungen zur Messlokation sind im Abschnitt 2.1.1 (S. 11) zu finden. Zu diesem Zeitpunkt wurden insgesamt 6 Profile über 4 Geophone gefahren, von denen die vorliegende Studie im Wesentlichen das Profil p23 aufgezeichnet durch Geophon 4 vorgestellt (Abschnitt 8.1). Dieses Profil zeichnet sich durch die beste Datenqualität und den geringsten Schussabstand aus.

Im darauffolgenden Jahr wurde die Messlokation erneut angelaufen, um in einem Gebiet von einem Quadratkilometer mittels 12 Geophonen und OBS-Stationen Daten für die Berechnung einer Scholtewellen-Tomographie zu registrieren (Kugler *et al.*, 2006).

Die Analyse der registrierten 3-Komponenten-Daten der Messung im Jahr 2002 zeigte einen deutlich höheren Frequenzgehalt der Scholtewelle als die modellierten Daten (Abschnitt 8.1.2). Des Weiteren wurde eine dispersive transversal polarisierte Welle gemessen, die durch eine Dispersionsanalyse und eine Inversion von Dispersionskurven eindeutig als Lovewelle identifiziert werden konnte (Abschnitt 8.2). Durch die kombinierte Inversion von Scholte- und Lovewellen-Dispersionskurven konnte neben der Scherwellengeschwindigkeit auch die Dichte der Sedimente bestimmt werden.

Um die Anregung der Lovewelle zu wiederholen und deren Ursache zu klären, wurden weitere Messungen im Mai, September und Oktober 2004 durchgeführt. Der Vergleich der zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgezeichneten Messdaten, die saisonale Variationen aufweisen ist im Abschnitt 8.3 dargestellt.

Die Analysen der registrierten Daten in der Tromper Wiek zeigten neben der variierenden Anregung von Scholte- und Lovewellen weitere saisonale Variationen, und deutliche Polarisationsanomalien (Abschnitt 8.3.4).

Das vorliegende Kapitel beschäftigt sich im Wesentlichen mit der Beschreibung der gemachten Beobachtungen in den registrierten Daten. Die aus diesen Beobachtungen gezogenen Schlüsse werden durch verschiedene durchgeführte Analysen (Inversion, Modellrech-

nung usw.) bestätigt. Die möglichen Ursachen, die die gemachten Beobachtungen erklären könnten, werden zur besseren Übersicht im Teil IV (S. 116) der vorliegenden Studie untersucht und diskutiert.

8.1 Seismische Daten des Profils p23 (Mai 2002)

Das Profil p23 der ersten Messkampagne in der Tromper Wiek weist die größten Unregelmäßigkeiten im Vergleich mit den modellierten Daten und den Wiederholungsmessungen auf. Der negative Offsetbereich des Profils ist aufgrund der langsamen Fahrt des Forschungsschiffes und dem damit verbundenen Schussabstand von durchschnittlich 4 m zur Analyse am besten geeignet. Die weiteren Profile aus dem Mai 2002 sind durch einen größeren Schussabstand gekennzeichnet und zeigen die im weiteren vorgestellten Beobachtungen nicht in gleicher Deutlichkeit.

Die Abbildung 8.1 zeigt die CRG der 3 Komponenten-Registrierungen des Geophons 4 für einen negativen Offsetbereiches von -350 - 0 m. Die seismischen Daten wurden durch eine Airgun in 4 m Wassertiefe angeregt und mittels der unter Abschnitt 2.3 (S. 18) beschriebenen Rotation in die Radial(R)-, Transversal(T)- und Vertikal(Z)-Komponente überführt. Die Abbildung ist nahezu amplitudengetreu, sodass die Amplitudenwerte der einzelnen Komponenten miteinander verglichen werden können.

Der Vergleich von Radial- und Vertikal-Komponente zeigt bei der gemessenen Scholtewelle deutlich stärkere Amplituden der höheren Scholtmoden (beim Offset - 350 m zwischen 3 und 3.5 s) in der Radial-Komponente. Diese unterschiedliche Amplitudenverteilung (Polarisation) diente bereits im Abschnitt 5.5.2 (S. 67) zur Identifizierung der unterschiedlichen Modentypen in den Schiffsgeräusch-Registrierungen. Sie kann auch deutlich in den dargestellten Einzelspuren der Abbildung 8.2 gesehen werden.

Die Transversal-Komponente:

Die Transversal-Komponente birgt das größte Rätsel der vorliegenden Studie in sich. Neben der in der Radial- und Vertikal-Komponente zu sehenden Scholtewelle zeigt sich eine weitere dispersive Welle gleicher Amplitudenstärke in der T-Komponente. Die Ursache der Anregung dieser Welle mit einer Quelle in der Wassersäule ist unklar.

Der Abschnitt 8.2 weist nach, dass es sich bei dieser Welle um eine Lovewelle handelt. Eine Anregung einer Lovewelle mit einer Airgun in der Wassersäule sollte jedoch unter den Annahmen, dass die Quelle isotrop und das Medium eindimensional ist, nicht möglich sein! Welche möglichen Ursachen dennoch zur angeregten Lovewelle geführt haben könnten, wird im Teil IV der vorliegenden Arbeit ausführlich diskutiert.

Der Vergleich der Wellen (direkte, reflektierte und refraktierte) in den drei Komponenten bis zu einer Laufzeit von einer Sekunde zeigt zumindest, dass die Rotation der Daten erfolgreich war. Des Weiteren scheint die Lovewelle ausschließlich in der Transversal-Komponente zu sein, was ebenfalls auf eine korrekte Rotation der Daten hindeutet.

Erwähnenswert ist auch die scheinbare Streuung der Lovewelle bei einer Laufzeit von ca. 4 s bei der Spurnummer 155. Die Lovewelle wurde entlang des Profils an jedem Unter-

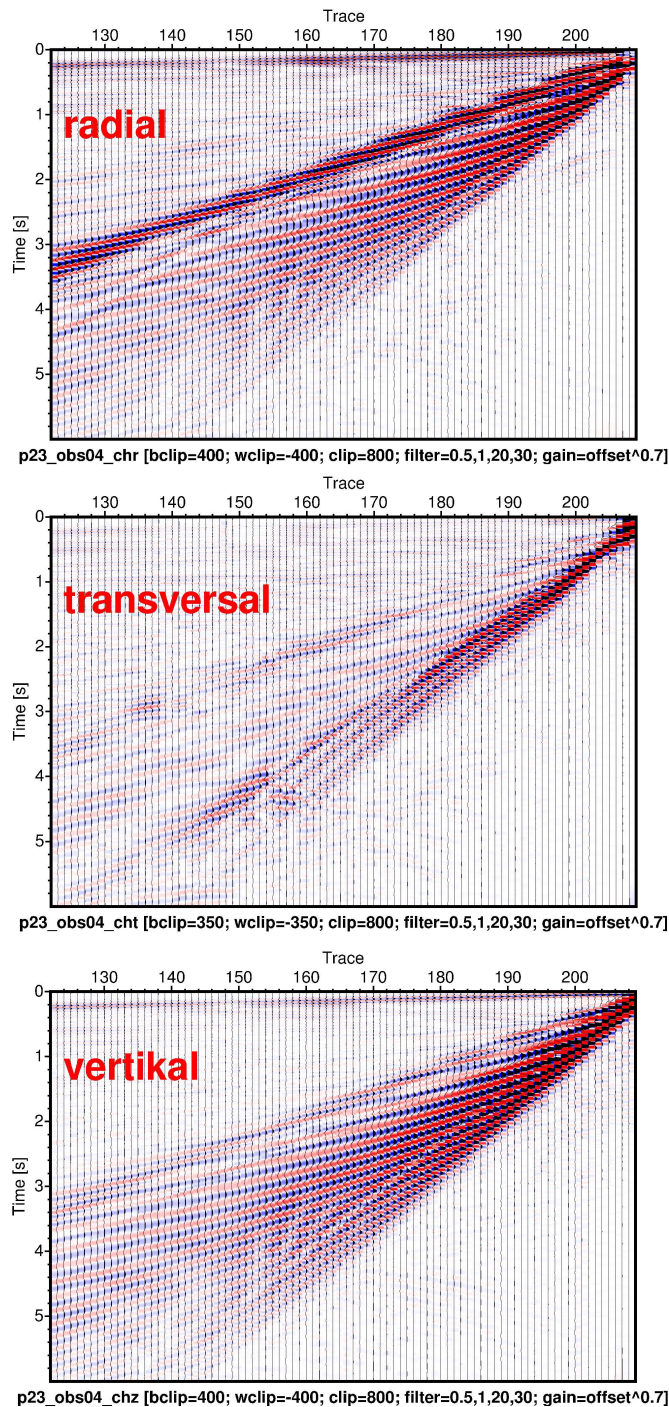


Abbildung 8.1: Die 3 Komponenten des Profils p23 im Offsetbereich von -350 - 0 m. Die CRG sind offsetverstärkt ($Offset^{0.7}$) und zwischen 1 und 20 Hz bandpassgefiltert. Der jeweilige Amplitudenclip ist für jede Komponente angegeben und nahezu gleich, sodass die Amplituden miteinander verglichen werden können. (Mai 2002)

grundpunkt erneut angeregt. Warum sich das Erscheinungsbild der Lovewelle ab der Spurnummer 155 ändert, konnte nicht abschließend geklärt werden. Ein Streukörper würde wahrscheinlich auf den anderen Komponenten ähnliche Effekte verursachen, die jedoch nicht zu erkennen sind.

8.1.1 Polarisationsanalyse

Durch eine Polarisationsanalyse sollte das Phänomen der angeregten Lovewelle weiter untersucht werden. Die Abbildung 8.2 zeigt eine Einzelspur aus dem registrierten CRG vom Profil p23 mit den berechneten Polarisationswinkeln und der Rectilinearität. Die Amplitudenwerte der einzelnen Komponenten sind gleich skaliert und somit direkt vergleichbar. Es zeigt sich dass die Lovewelle eine ähnlich große Amplitude besitzt, wie die Scholtewelle. Die Abbildung zeigt des Weiteren, dass die Lovewelle ausschließlich auf der T-Komponente zu finden ist, und die Rotation somit erfolgreich war.

Bei der Betrachtung der Polarisationswinkel (zwischen R- und T-Komponente berechnet) und der Rektilinearitäten zeigt sich eine starke Variation zur Laufzeit der Lovewelle (mit A markiert).

Diese Variationen zeigen sich auch zur mit B markierten Laufzeit. Sie treten kurz nach dem Wellenfeld der direkten, reflektierten und refraktierten Wellen auf und deuten auf die Anregung von SH-Wellen hin. Der Abschnitt 8.3.4 beschäftigt sich ausführlich mit dieser Beobachtung. Eine solche Anregung wirft ebenso wie die Anregung der SH-polarisierten Lovewelle viele Fragen auf.

8.1.2 Vergleich mit modellierten Daten

Aufgrund der beobachteten Anregung von Love- und SH-Wellen in der T-Komponente im Profil p23 wurde auch eine Untersuchung der Scholtewelle in der R- und Z-Komponente durchgeführt. Hierzu wurden die Daten der beiden Komponenten mit synthetischen Daten verglichen (Abb. 8.3). Zur Erstellung der modellierten Daten diente das Programm *Mseis* mit einem eindimensionalen Untergrundmodell der Tromper Wiek (Kugler *et al.*, 2005) und den gleichen Akquisitionsparametern, wie sie bei der Messung verwendet wurden.

Der Vergleich der modellierten Scholtewelle in der Abbildung 8.3 (oben und mitte) mit der gemessenen zeigt deutliche Unterschiede. Die hohen Frequenzen der Scholtewelle besitzen in den synthetischen Daten eine wesentlich geringere Amplitude. Deutlich wird dies beim Vergleich der höheren Scholtemoden in der R-Komponente. Besonders anschaulich ist der Vergleich der Amplitudenspektren von einzelnen Airgunschüssen mit Offsets von 100, 225, und 350 m (Abb. 8.3 unten). Dabei zeigt sich, dass die gemessene Scholtewelle einen 2 - 3fach höheren Frequenzumfang gegenüber der modellierten Scholtewelle besitzt. **Die Messdaten vom Mai 2002 können somit nicht durch die synthetischen Daten erklärt werden. Bei der Studie zum Einfluss der Quelltiefe (Abschnitt 7.1.2, S. 86), für die im Mai 2004 die Datenakquisition erfolgte, zeigten jedoch die synthetischen Daten eine gute Übereinstimmung mit den Messdaten.** Diese Studie

konnte an der gleichen Messlokation bei unterschiedlichen Quelltiefen keinen solch breiten Frequenzgehalt der Scholtewelle messen, oder durch Modellrechnungen belegen. Der Abschnitt 8.3 stellt die erzielten Frequenzbereiche der insgesamt 5 Messkampagnen zusammen.

Wie es zu einer solchen Anregung der Scholtewelle im Mai 2002 gekommen ist, ist für zukünftige Messungen von entscheidender Bedeutung. Durch eine gezielte Anregung von Scholtewellen großen Frequenzgehaltes können zusätzlich Informationen über den Untergrund gewonnen werden. Die hohen Frequenzanteile beinhalten besonders viele Informationen bezüglich der meeresbodennahen Sedimente, wohingegen die tieferen Scholtewellen-Frequenzen zusätzlich Informationen über die tieferen Sedimente liefern können.

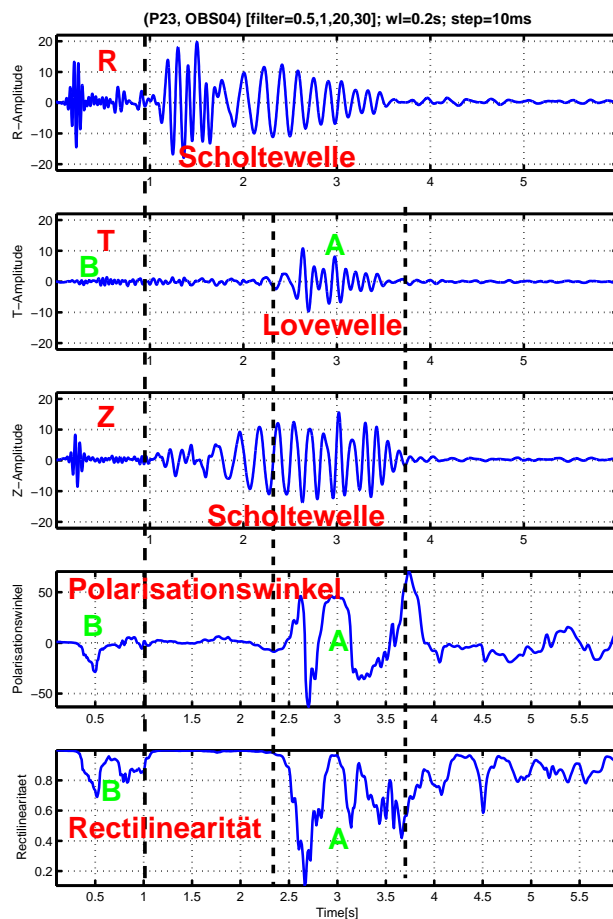


Abbildung 8.2: Dargestellt sind die drei Komponenten R, T, und Z eines einzelnen Airgunschusses aus dem Profil p23. Aus der R- und T-Komponente wurde zusätzlich der Polarisationswinkel mit zugehöriger Rectilinearität bestimmt. Mit A wurde der Bereich der Lovewelle markiert, der starke Schwankungen des Polarisationswinkels und der Rectilinearität aufweist. Ein ähnlicher Bereich außerhalb der Laufzeit der Lovewelle ist mit B gekennzeichnet. (Mai 2002)

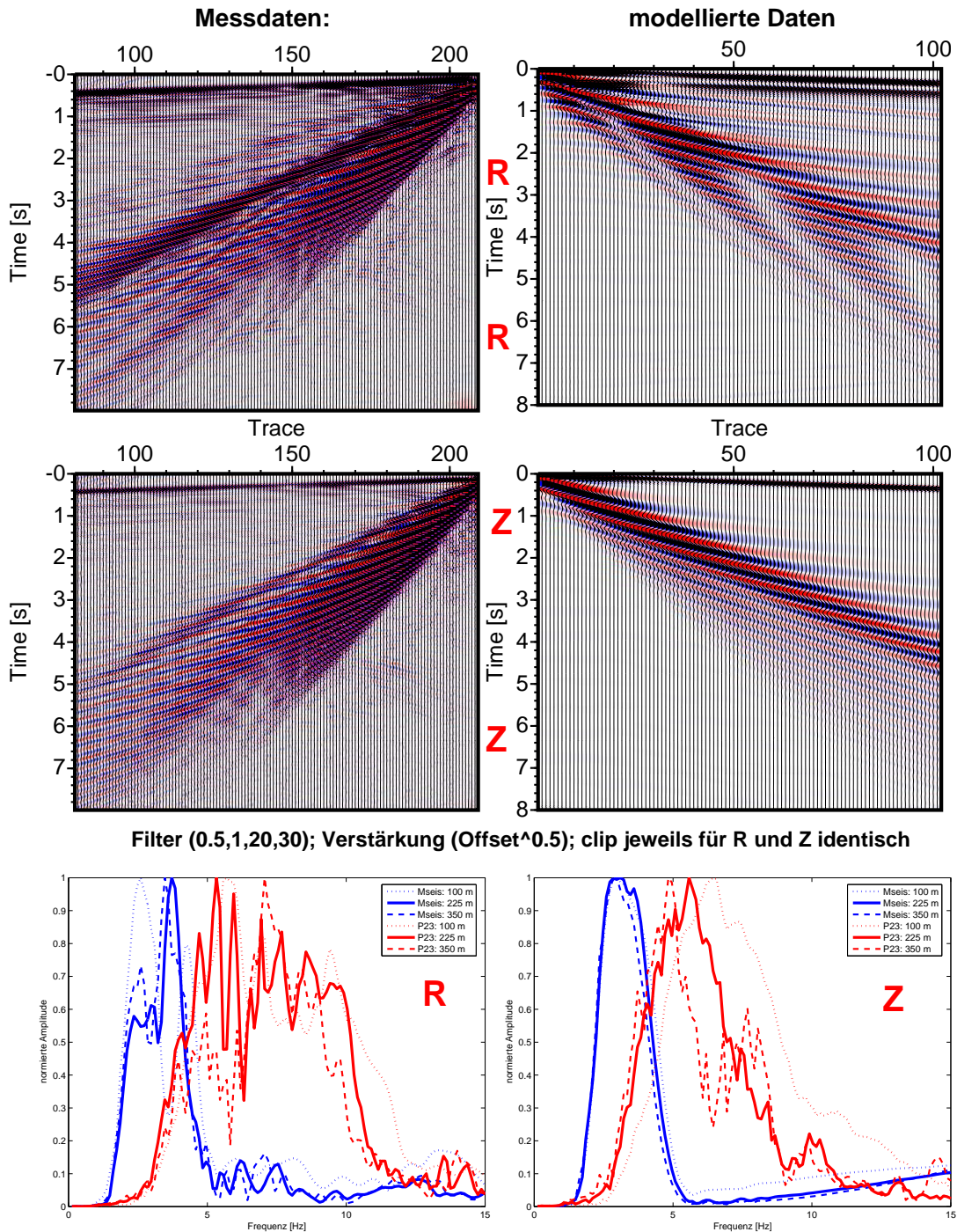


Abbildung 8.3: Vergleich der R- und Z-Komponenten des CRG von Profil p23 mit modellierten Daten identischer Akquisitionsparameter (oben und mitte). Unten sind für verschiedene Offsets die Amplitudenspektren der Messdaten (rot) mit den synthetischen Daten (blau) abgebildet. Es zeigt sich, dass die Messdaten vom Mai 2002 nicht mit den modellierten Daten erklärt werden können.

8.2 Nachweis der Anregung einer Lovewelle mit der Quelle in der Wassersäule

Um nachzuweisen, dass es sich bei der beobachteten dispersiven transversal polarisierten Welle im Profil p23 um eine Lovewelle handelt, die durch eine Quelle in der Wassersäule angeregt wurde, wurde eine Dispersionsanalyse mit anschließender Inversion der Dispersion durchgeführt. Wichtig war es, zu zeigen, dass es sich bei der Beobachtung nicht um irgendwelche Störeffekte handelt.

8.2.1 Dispersionsanalyse

Die Transformation der CRG vom Profil p23 (Abb. 8.1) in den Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Bereich zeigt die Abbildung 8.4. Das pf-Spektrum der Vertikal-Komponente zeigt deutlich die Fundamentalmode der Scholtewelle bis zu Frequenzen von ca. 14 Hz. Im pf-Spektrum der R-Komponente sind die amplitudenstärkeren höheren Scholtemoden deutlich zu erkennen. Die Fundamentalmode ist hier aufgrund der Spurnormierung bezüglich der Frequenz nur schwach zu erkennen.

Die großen Amplituden oberhalb von 14 Hz und $14 \frac{s}{km}$ sind durch das räumliche Aliasing verursacht, welches sich durch die Erhöhung des Schussabstandes zu kleineren Frequenzen und Phasenlangsamkeiten verschieben würde.

Im pf-Spektrum der T-Komponente ist die Dispersion der Scholtemoden ebenfalls zu erkennen. Ob dies durch eine fehlerhafte Rotation der Daten, ein nicht vollständig entkoppeltes Geophon oder eine Streuung der Scholtewelle in die T-Komponente hervorgerufen wurde, ist nicht bekannt. Bemerkenswert ist jedoch eine weitere, eigenständige Dispersionskurve, die ausschließlich auf dieser Komponente zu sehen ist.

Die Dispersionsanalyse belegt somit, dass die beobachtete transversal polarisierte Welle ausschließlich transversal polarisiert ist. Zudem besitzt sie eine eigene, von der der Scholtewelle unterschiedliche Dispersion. Aufgrund dieser eigenständigen Dispersion kann ausgeschlossen werden, dass die Energie aus der R- oder Z-Komponente in die T-Komponente gestreut wurde, da sie in diesem Fall die gleiche Dispersion der Scholtewelle besitzen müsste. Daher ist auch eine gerätebedingte Koppelung der Geophon-Komponenten als Ursache nicht möglich.

8.2.2 Kombinierte Inversion von Scholte- und Lovewelle

Um letztendlich nachzuweisen, dass es sich bei der beobachteten dispersiven transversal polarisierten Welle um eine Lovewelle handelt, musste ein plausibles Untergrundmodell gefunden werden, das die Dispersionen sowohl der Scholtewelle als auch der Lovewelle erklären kann. Um ein solches Untergrundmodell zu finden wurde eine kombinierte Inversion der Dispersionskurven beider Wellen durchgeführt. Die Beschreibung der Inversionsmethode ist im Abschnitt 3.4 zu finden. Dabei wurde die Anregung der Lovewelle durch eine horizontale Anregung direkt am Meeresboden implementiert. Dadurch konnte

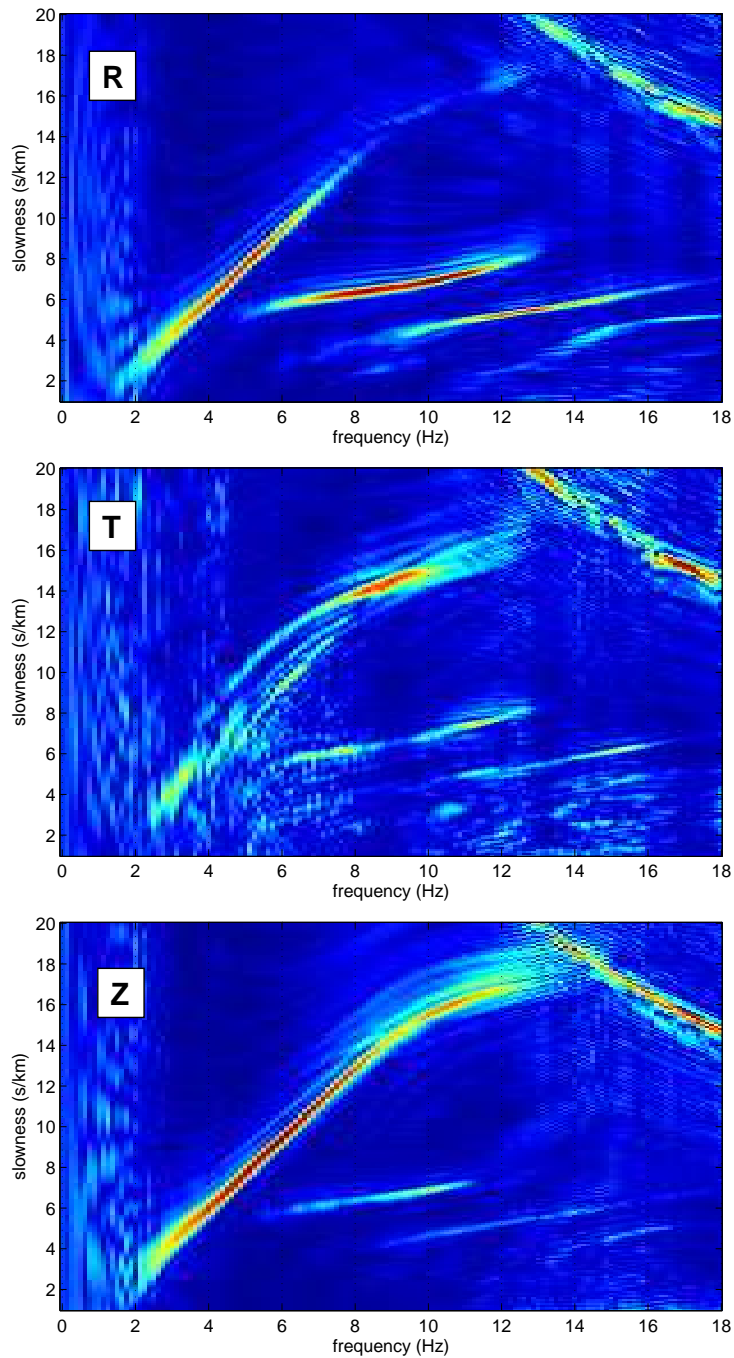


Abbildung 8.4: Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Spektren der 3 Komponenten des negativen Offsetbereiches vom Profil p23. Zu sehen sind die Dispersionskurven der Scholte welle (R-, und Z-Komponente) sowie eine weitere Dispersionskurve in der T-Komponente. Die Berechnung der pf -Spektren erfolgte mit dem in Abschnitt 3.3 vorgestellten Verfahren. Die Spektren sind bezüglich der Frequenz spurnormiert. (Mai 2002)

die ursächliche und noch nicht verstandene Anregung der Lovewelle durch eine Quelle in der Wassersäule umgangen werden. Die Art der Anregung hat dabei auf das Inversionsergebnis keinen Einfluss, da lediglich die Dispersion, nicht aber die Amplituden der Wellen invertiert wurde.

Als Anfangsmodell der Inversion diente das Ergebnis der Inversion der Dispersionskurve der Scholte-Fundamentalmode (Kugler *et al.*, 2005), welches die Dispersion der Scholtewelle-Fundamentalmode erklären kann. Die Dispersionskurve der Lovewelle lag jedoch im Vergleich zur gemessenen Kurve bei zu kleinen Phasenlangsamkeiten.

Die kombinierte Inversion konnte letztlich ein Untergrundmodell ermitteln, dass die Dispersionen beider Wellen erklären kann. Die ermittelten Dispersionskurven für das Ergebnismodell sind in der Abbildung 8.5 in die gemessenen pf -Spektren eingezeichnet. Das Anfangsmodell sowie das Modell des Inversionsergebnisses sind für die Scherwellengeschwindigkeit und die Dichte in der Abbildung 8.6 dargestellt. Die P-Wellengeschwindigkeiten wurden nicht mit invertiert. Dabei zeigt sich, dass im Wesentlichen die Dichte variiert wurde, um die synthetischen an die gemessenen Dispersionen anzupassen. Die Inversion der Scholte-Fundamentalmode alleine war nicht in der Lage entsprechende Dichtewerte zu liefern. Der Vergleich mit Dichteinformationen aus Bohrkernen an der Messlokation der Tromper Wiek (Abbildung 11.2, S. 131) belegt, dass die erhaltenen Dichtewerte der kombinierten Inversion sehr gut mit der Realität übereinstimmen.

Die kombinierte Inversion konnte somit durch die Ermittlung eines plausiblen Untergrundmodells, dass die Dispersionen von Scholte- und Lovewelle erklären kann, die Existenz der Lovewelle, die durch eine Quelle in der Wassersäule angeregt wurde, belegen. Die Ursache der Anregung konnte durch die Inversion nicht geklärt werden.

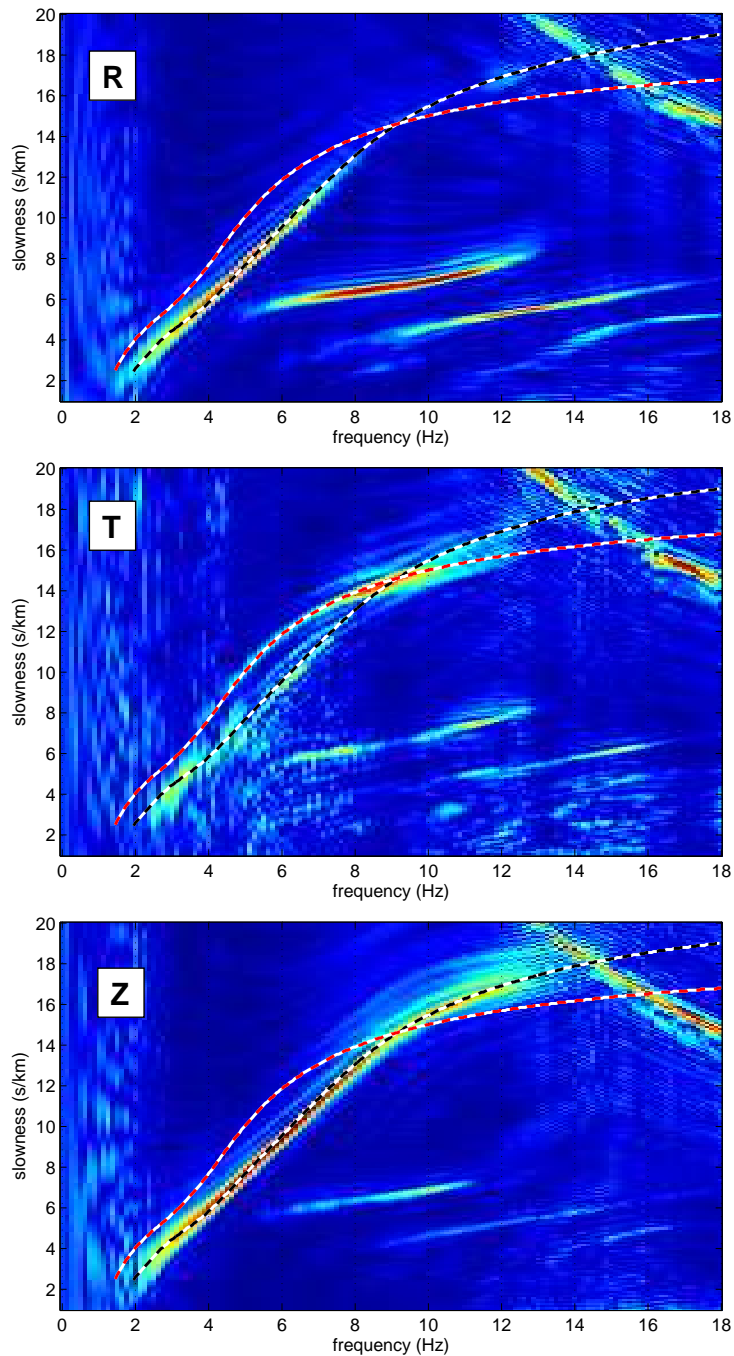


Abbildung 8.5: Phasenlangsamkeits(p)-Frequenz(f)-Spektren der 3 Komponenten des negativen Offsetbereiches vom Profil p23. Eingezeichnet sind die Dispersionskurven der Scholtewelle (schwarz-weiß) und der Lovewelle (rot-weiß) des Ergebnismodells aus der kombinierten Inversion von Scholte- und Lovewellendispersion. Die Berechnung der pf -Spektren erfolgte mit dem in Abschnitt 3.3 vorgestellten Verfahren. Die Spektren sind bezüglich der Frequenz spurnormiert.

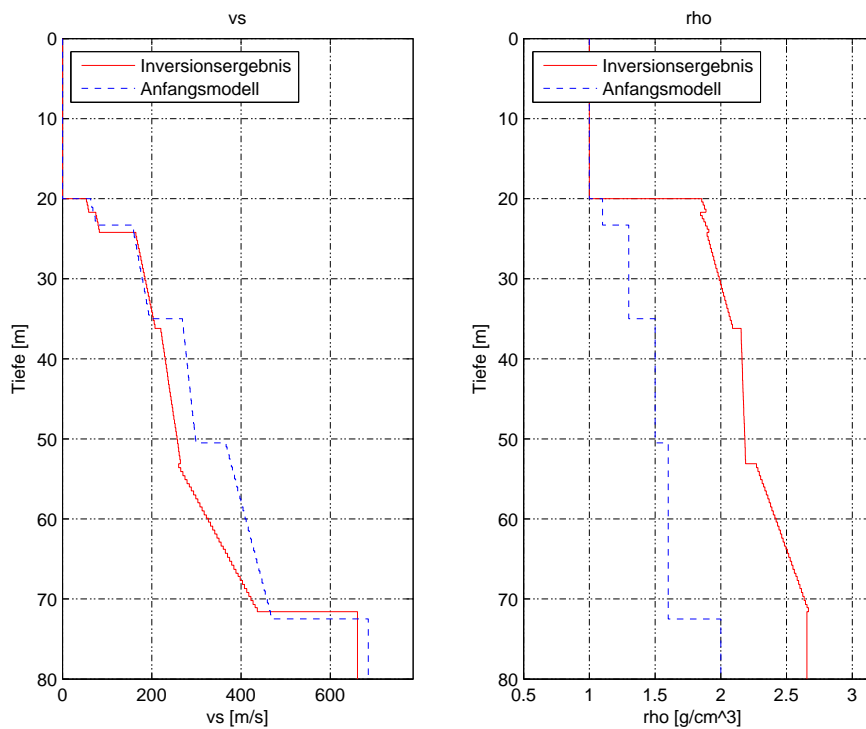


Abbildung 8.6: Anfangsmodell und Inversionsergebnis der kombinierten Inversion von Scholte- und Lovewellendispersion der Scherwellengeschwindigkeiten (links) und der Dichte (rechts). Die Abbildung 11.2 (S. 131) zeigt vergleichend die Dichte-Werte einer Bohrung an der Messlokation in der Tromper Wiek.

8.3 Wiederholungsmessungen mit starken saisonalen Variationen (Mai 2002 - Oktober 2004)

Aufgrund der hervorragenden Qualität der Daten aus dem Mai 2002 wurde im Rahmen eines anderen Projektes im März 2003 eine weitere Messung an der Messlokation in der Tromper Wiek durchgeführt. Zu diesem Zeitpunkt wurden mit insgesamt 12 Geophon/OBS-Stationen Daten zur Berechnung einer Scholtewellen-Tomographie registriert.

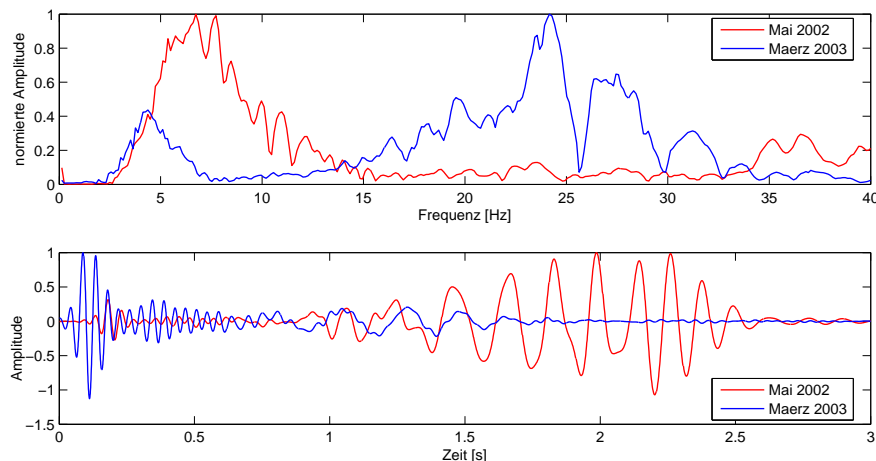


Abbildung 8.7: Vergleich von zwei Einzelspuren (Offset - 85 m) der Messung 2002 (rot) und 2003 (blau). Oben sind die entsprechenden Frequenzspektren abgebildet. Es zeigen sich starke Unterschiede im Verhältnis der Amplituden der Raumwellen zu den Amplituden der Scholtewelle. Zusätzlich unterscheidet sich der Frequenzgehalt der Scholtewelle zwischen den beiden Messungen. Dies wird auch im Zeitbereich (unten) deutlich (Bandpassfilter mit Durchlassbereich von 1 - 20 Hz).

Der Vergleich der Z-Komponente eines einzelnen Airgunschusses in einer Entfernung von ca. - 85 m zum OBS aus dem Mai 2002 und dem März 2003 ist in der Abbildung 8.7 dargestellt. Dabei sind folgende deutliche Unterschiede zwischen den beiden Messungen festzustellen:

- Die Scholtewelle besitzt im Mai 2002 eine ungefähr doppelt so große spektrale Bandbreite (ca. 2 - 16 Hz) als im März 2003 (lediglich bis ca. 8 Hz).
- Das Amplitudenverhältnis zwischen dem höher frequentem Wellenfeld (direkte, reflektierte, refraktierte Wellen; dominante Quellfrequenz ca. 25 Hz) und dem Wellenfeld der Scholtewelle (2 - 16 Hz) liegt im Mai 2002 bei ungefähr 0.13:1 und im März 2003 bei 1:0.45. Dies entspricht einer um den Faktor **17** höheren Scholtewellen-Amplitude im Mai 2002 !!!
- Im März 2003 wurde keine Lovewelle angeregt (nicht in der Abb 8.7 zu erkennen).

Im Zeitbereich werden diese Unterschiede ebenso deutlich (Abb. 8.7 unten). Die Akquisitionsparameter der Messungen unterschieden sich nur durch ein anderes Forschungsschiff und einen etwas geringeren Betriebsdruck der Airgun (ca. 60 bar im März 2003 statt 80 bar im Mai 2002).

Eine solch massive Änderung des Wellenfeldes während der wiederholten Messung im März 2003 kann bislang nicht einmal annähernd erklärt werden. Zudem wurde keine Lovewelle angeregt!

8.3.1 Common-Receiver-Gather der 3-Komponenten-Daten zu verschiedenen Zeitpunkten

Aufgrund der Messergebnisse vom Mai 2002 und vom März 2003 wurden weitere Messungen im Mai, September und Oktober 2004 durchgeführt. Die CRG der mittlerweile fünf Messungen in der Tromper Wiek sind in der Abbildung 8.8 dargestellt. Dabei sind die Amplitudenwerte innerhalb einer Messung für alle Komponenten gleich skaliert, sodass die Amplituden direkt vergleichbar sind. Der Offset reicht jeweils bis 350 m, wobei bei 0 m das OBS an immer der gleichen Messlokation lag. Die Datenakquisition der vorgestellten Profile variiert zum Teil (siehe Tabelle. 8.1, S. 112). Dabei sind die Messdaten repräsentativ für die gesamte jeweilige Messfahrt.

Datenqualität

Der Überblick über die Messungen zu fünf verschiedenen Zeitpunkten zeigt eine deutlich variierende Datenqualität. Die CRG aus dem Mai 2002 weisen, wie bereits beschrieben, einen sehr hohen Frequenzgehalt der Scholtewelle auf und besitzen darüber hinaus eine höhere Amplitude als die Raumwellen. Des Weiteren zeigen sie eine angeregte Lovewelle. Die modellierten CRG zeigen diese Eigenschaften nicht (vgl. Abb. 8.3). Die Messdaten vom Mai 2002 besitzen somit in Bezug auf die Amplitude und den Frequenzgehalt der Scholtewelle eine deutlich bessere Datenqualität als modellierte Daten – wobei die modellierten Daten gut mit den Daten der Messung im März 2003 übereinstimmt.

Im März 2003 dominieren die Amplituden der Raumwellen gegenüber der Scholtewellen-Amplituden. Insgesamt erscheint das Wellenfeld in den Horizontalkomponenten sehr diffus. Dies kann auch in den Aufzeichnungen aus dem Mai 2004 beobachtet werden. Unterhalb der direkten Wellen sind sehr große Amplituden zu sehen, die sich nicht wie in den anderen Datensätzen auf den Bereich der direkten, reflektierten und refraktierten Wellen beschränken.

In den Horizontalkomponenten der Messung im Mai 2004 ist ein deutliches monofrequentes Rauschen zu beobachten, das anscheinend zum Zeitpunkt des ersten Eintreffens der Scholtewellen-Energie angeregt wird.

Die Messdaten vom September 2004 weisen einen relativ großen Schussabstand auf. Zudem liegt der minimale Offset nicht direkt über dem OBS, sodass diese Daten nicht die erwünschte Qualität erreichen. Im Oktober 2004 ist eine gute Datenqualität zu verzeichnen. Die registrierten CRG ähneln sehr den CRG aus dem Mai 2002.

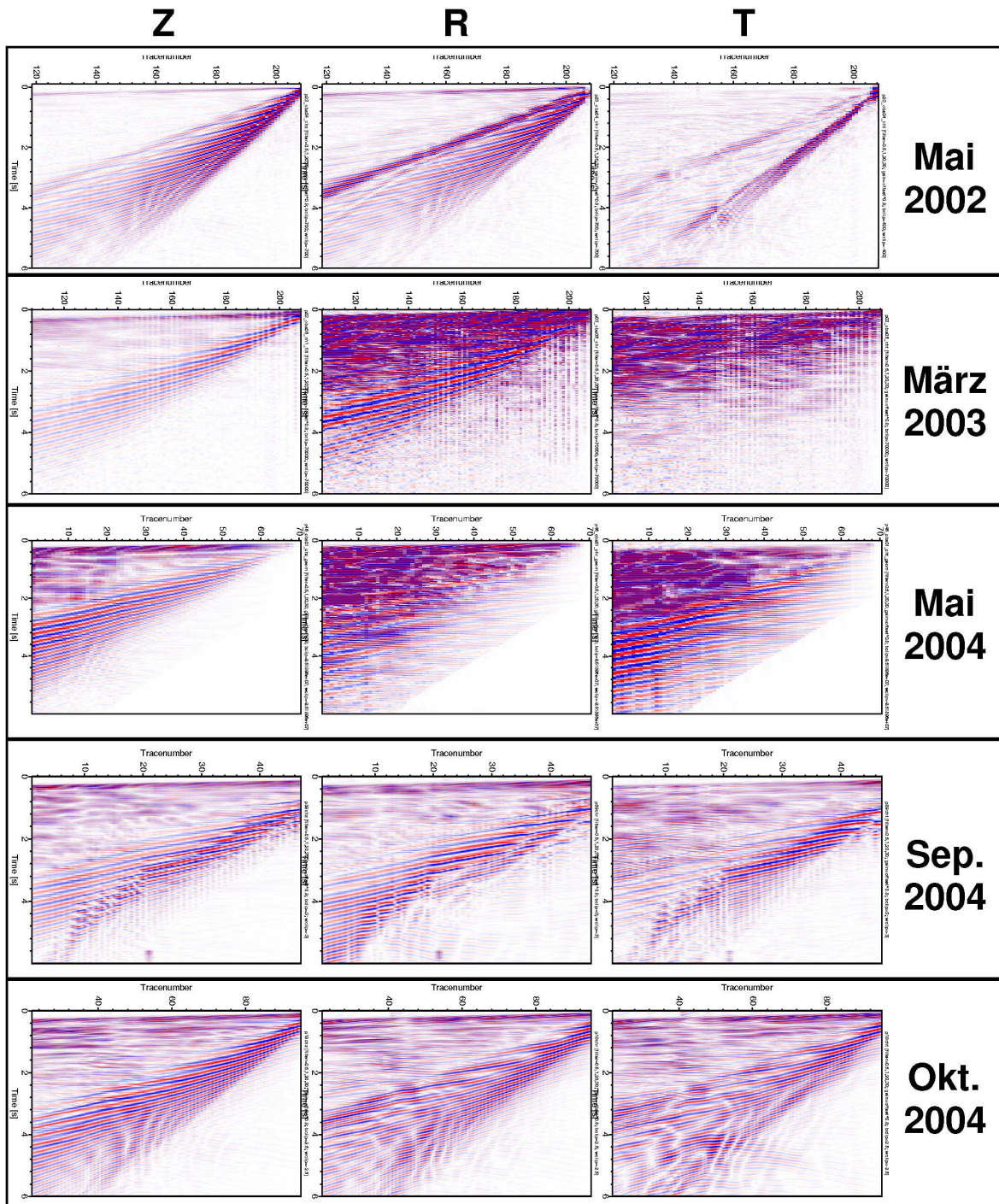


Abbildung 8.8: Common-Receiver-Gather der Radial-, Vertikal- und Transversal-Komponenten der fünf vorhandenen Datensätze. (Beschreibung siehe Text)

Vergleich der Scholtewellen (R- und Z-Komponente)

Die Scholtewellen der einzelnen Messungen unterscheiden sich durch einen unterschiedlichen Frequenzgehalt, was in den pf-Spektren (Abb. 8.9) deutlicher zu sehen ist und im nächsten Abschnitt ausführlich beschrieben wird. Darüber hinaus kann auch ein variierendes Amplitudenverhältnis zwischen den Wellen oberhalb von 1 s Laufzeit und der Scholtewelle beobachtet werden.

Generell konnten immer Scholtewellen angeregt werden, die aufgrund ihrer Eigenschaften (Amplitude, Frequenzgehalt) und Datenqualität einer Auswertung in Bezug auf Scherwellengeschwindigkeits-Informationen unterzogen werden können.

Anregung von Lovewellen (T-Komponente)

Inwieweit die Anregung von Lovewellen während der unterschiedlichen Messfahrten erfolgte, kann zum Teil anhand der CRG nicht abschließend geklärt werden, da die Dispersion von Scholte- und Lovewelle im Offset-Zeit-Bereich kaum zu unterscheiden ist. Hierzu dienen die pf-Spektren (Abb. 8.9) im folgenden Abschnitt. Es ist allerdings deutlich zu erkennen, dass die Daten vom März 2003 keine Lovewelle zeigen, wohingegen die übrigen CRG zumindest eine, der Lovewelle ähnliche Welle in der T-Komponente zeigen. Das CRG vom Oktober 2004 (bei Spurnummer 50) weist ebenfalls wie das CRG vom Mai 2002 (bei Spurnummer 155) die scheinbare Streuung der Lovewelle auf.

8.3.2 Phasenlangsamerkeits-Frequenz-Spektren

Entsprechend zu den CRG der Abbildung 8.8 zeigt die Abbildung 8.9 die pf-Spektren dieser Messungen. Die unterschiedliche Datenqualität fällt im Phasenlangsamerkeits-Frequenz-Bereich nicht mehr so deutlich ins Auge.

Die pf-Spektren erlauben durch die Betrachtung der Scholte-Fundamentalmode in der Z-Komponente eine Aussage über den erzielten Frequenzgehalt der Scholtewelle. Zudem ist eine Identifizierung von Lovewellen über deren charakteristische Dispersion in den pf-Spektren möglich.

Scholtewelle

Die pf-Spektren der Vertikal-Komponenten zeigen deutlich die unterschiedliche Maximalfrequenz der Scholte-Fundamentalmode, die zwischen 8 und 16 Hz variiert. Die Dispersion der Scholtewellen hat sich zwischen den einzelnen Messungen nicht geändert; nur der Frequenzgehalt und die Amplitude variiert.

Lovewelle

Die charakteristische Dispersion der Lovewelle kann in den beiden Messdaten aus dem Mai 2002 und 2004 gefunden werden. Andeutungsweise ist sie auch im pf-Spektrum der Transversal-Komponente der Messung vom Oktober 2004 zu erkennen. **Die Anregung der Lovewelle mit einer Quelle in der Wassersäule konnte demnach reprodu-**

ziert werden. Dennoch zeigen die pf -Spektren der T-Komponenten deutliche Energie der Scholtewelle, die sich eigentlich durch die Rotation der Daten vollständig in den anderen Komponenten befinden sollte. Ob die sichtbaren höheren Moden zur Scholte- oder Lovewelle gehören ist somit unklar.

Die Beobachtungen aus den Daten der verschiedenen Messfahrten werden im Abschnitt 8.4 und der Tabelle 8.1 zusammengefasst.

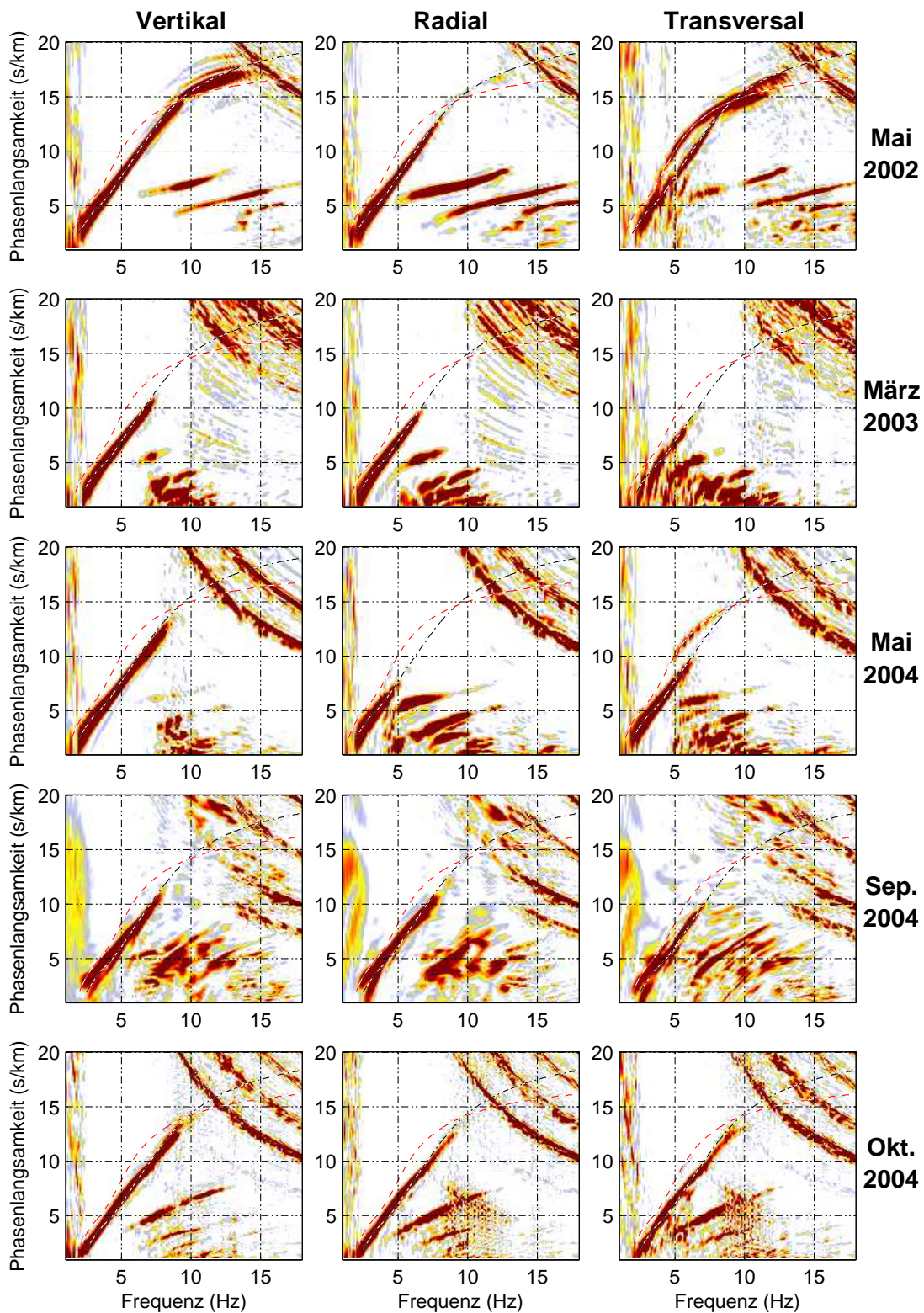


Abbildung 8.9: Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren der Radial-, Vertikal- und Transversal-Komponenten der fünf vorhandenen Datensätze. Im Anhang (S.158) ist die gleiche Abbildung mit den eingezeichneten Dispersionskurven aus der kombinierten Inversion abgedruckt. (Beschreibung siehe Text)

8.3.3 Weitere saisonale Variationen im seismischen Wellenfeld

Bisher wurde nur der Zeitbereich (bis ca. 8 s) der registrierten Daten betrachtet, der auch die Grenzflächenwellen beinhaltet. Beim Studium des Zeitbereichs bis lediglich 0.6 s konnte im Vergleich der Radial-Komponenten der Messungen vom Mai 2002 (Profil p25) und vom März 2003 (Profil p02) ebenfalls eine deutliche Variation festgestellt werden.

Das CRG vom März 2003 zeigt ein Wellenfeld unterhalb der direkten und refraktierten Wellen zu Laufzeiten tieferer Reflexionseinsätze. Das Erscheinungsbild deutet auf eine geführte Welle in der Wassersäule hin; mit dem gleichen Moveout wie die direkte Welle. Allerdings ist der Zeitpunkt um 0.2 s verschoben. Eine mögliche Interpretation dieser Welle könnte also die Anregung einer zweiten geführten Wasserwelle sein.

Jedoch konnte auch die Ursache dieses Effektes noch nicht abschließend geklärt werden.

Wichtig ist es, festzuhalten dass neben den Variationen der Grenzflächenwellen, Varia-

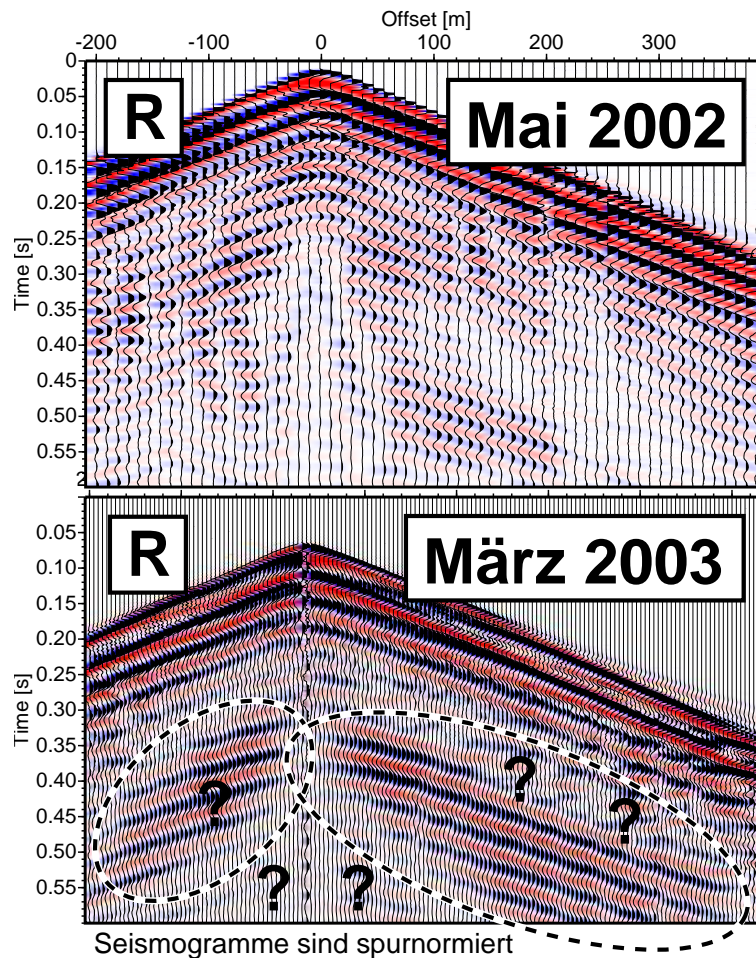


Abbildung 8.10: Vergleich der spurnormierten Radial(*R*)-Komponenten der Profile p25 (Mai 2002) und p02 (März 2003) bis zu einer Laufzeit von 0.6 s. Im März 2002 ist eine Welle unbekanntes Ursprungs zu beobachten.

tionen im übrigen Wellenfeld beobachtet werden können, sodass nach einer Ursache gesucht werden muss, die nicht nur die Grenzflächenwellen betrifft.

8.3.4 Starke Polarisationsanomalien im seismischen Wellenfeld

Die Polarisationsuntersuchung einer Einzelspur des Profils p23 (Mai 2002) zeigte bereits zu geringen Laufzeiten (unterhalb von 1 s) eine deutliche Abweichung vom erwarteten Polarisationswinkel (Abb. 8.2, S. 94). Aus diesem Grund wurde dieser Bereich näher auf die Anregung von SH-Wellen hin untersucht.

SH-Wellen

Die starke Anregung der SH-polarisierten Lovewelle in dem Profil p23 (Mai 2002) ließ vermuten, dass ebenfalls SH-Raumwellen durch die Airgun in der Wassersäule angeregt werden könnten.

Die Abbildung 8.11 zeigt das Profil p22 (Mai 2002), das ebenfalls über der Messlokation in der Tromper Wiek gemessen wurde. Die Daten der R- und T-Komponente des CRGs sind amplitudenverstärkt ($Amplitude * Offset^{0.5}$) und mit einer Geschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$ zeitreduziert. Die Amplituden der beiden Komponenten sind direkt miteinander vergleichbar. Anhand der direkten Welle ist ersichtlich, dass die Rotation der Daten erfolgreich durchgeführt wurde.

Die T-Komponente weist eine Welle hoher Amplitude auf, die sich mit einer Geschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$ ausgebreitet hat. Diese Welle besitzt Amplituden, die mit denen der R-Komponente vergleichbar sind. Sie kann noch bis zu einer Entfernung von ca. 1000 m deutlich gemessen werden.

Die Abbildung 8.11 zeigt ebenfalls eine Skizze des vermuteten Strahlweges der registrierten SH-Welle. Demnach erfolgte die Anregung einer P-Welle mit einer Airgun in der Wassersäule (als Stern markiert). Diese breitete sich bis zu einem Refraktor hin aus, refraktierte mit einer Geschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$, bevor sie in eine Scherwelle konvertierte und nahezu senkrecht von unten auf das OBS traf.

Dies ist der einzige plausible Strahlverlauf, da die Welle als Scherwelle aufgezeichnet wurde und sie somit auf dem letzten Abschnitt des Strahlweges als Scherwelle gelaufen sein muss. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle passt des Weiteren nur zu einer refraktierten P-Welle, die in eine Scherwelle konvertiert. Diese Scherwelle besitzt einen Ausfallswinkel von ca. 10° , der sich über die P-Wellengeschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$ der refraktierten Welle (Einfallswinkel von 90°) in der untersten Schicht und der darüber liegenden S-Wellengeschwindigkeit von ca. $400 \frac{m}{s}$ über die Formel 3.2 berechnen lässt. Durch den somit nahezu senkrechten Einfall der Welle auf den Meeresboden, ändert sich lediglich die Ankunftszeit der Welle im Gegensatz zur refraktierten P-Welle, nicht aber das Moveout. Die Richtigkeit dieser Strahlwegsinterpretation wird im folgenden Abschnitt mittels einer Modellrechnung überprüft.

Fraglich bleibt noch, warum diese Welle als SH-Welle registriert wird und nicht als SV-Welle. Eine mögliche Ursache ist die Drehung der Polarisation (Gyrotropie (Obolentseva,

1996); vgl. Abschnitt 11) der SV-Welle in eine SH-Welle auf dem Weg vom Refraktor zum OBS.

Aufgrund des Strahlverlaufs wird die beobachtete SH-Welle im Folgenden als PPSH-Welle bezeichnet.

Vergleich mit 1D-Modellierungen

Um den interpretierten Strahlweg der PPSH-Welle zu bestätigen wurde mit dem aus der kombinierten Inversion ermittelten Untergrundmodell eine eindimensionale Modellrechnung mittels *Mseis* durchgeführt. Die Abbildung 8.12 zeigt das Ergebnis der Radial-Komponente in einer zeitreduzierten Darstellung. Dabei ist deutlich eine SV-Welle hoher

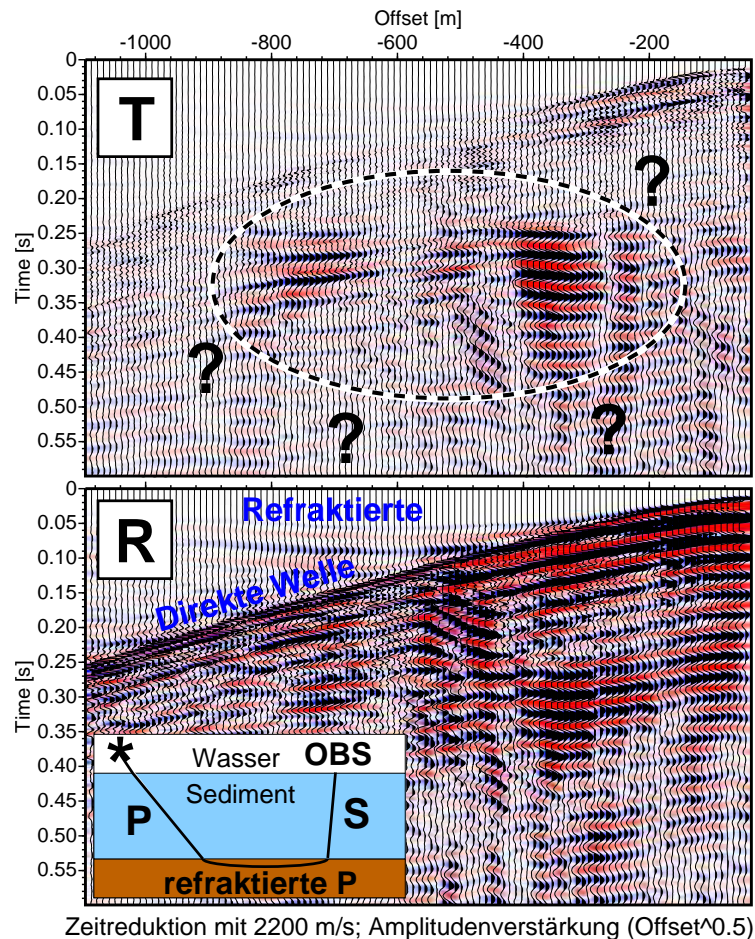


Abbildung 8.11: R- und T-Komponente des CRGs p22 (Mai 2002). Die Daten sind amplitudenverstärkt ($\text{Amplitude} * \text{Offset}^{0.5}$) und mit einer Geschwindigkeit von $2200 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ zeitreduziert. Die Amplituden zwischen den beiden Komponenten sind direkt miteinander vergleichbar. Des Weiteren ist eine Skizze des vermuteten Strahlweges der beobachteten Welle eingezeichnet.

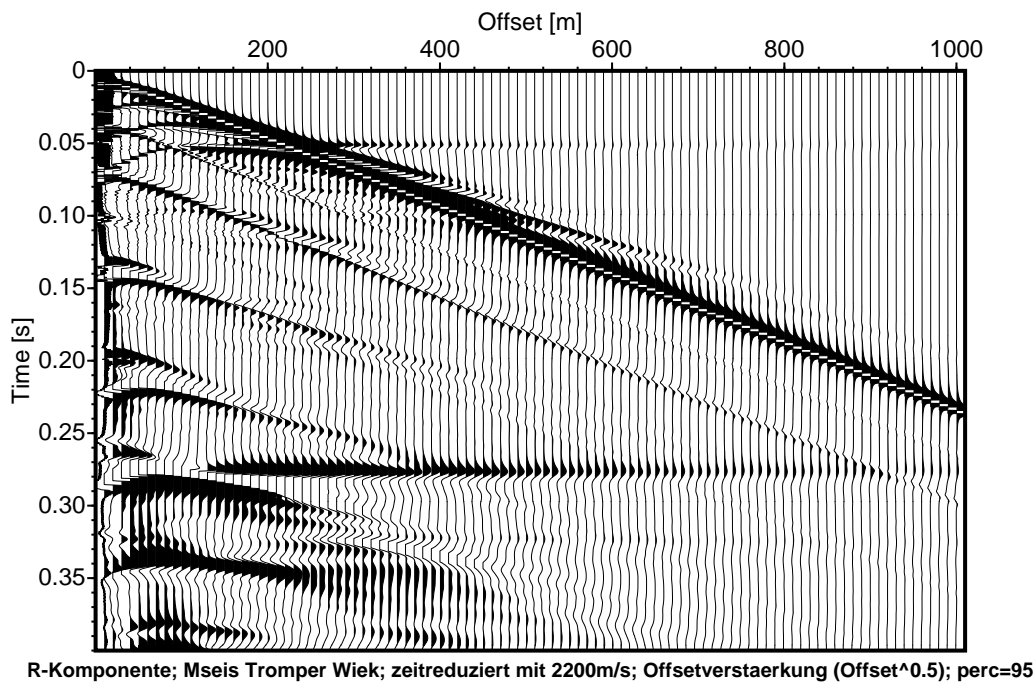


Abbildung 8.12: Zeitreduzierte Radial-Komponente der Mseis-Modellierung für den Untergrund der Tromper Wiek. Deutlich ist der horizontale Einsatz der SV-Welle zu erkennen.

Amplitude zu erkennen, die zur gleichen Laufzeit wie die PPSH-Welle ankommt. Durch das Weglassen der untersten Modellschicht, die eine P-Wellengeschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$ aufweist, verschwand auch die SV-Welle.

Somit konnte entsprechend der Skizze aus der Abbildung 8.11 der Strahlverlauf für eine SV-Welle belegt werden. Warum die beobachtete PPSH-Welle jedoch als SH-Welle registriert wurde, bleibt weiterhin unklar.

8.4 Zusammenfassung der ungeklärten Beobachtungen

Bevor auf die möglichen Ursachen der gemachten Beobachtungen im Teil IV der vorliegenden Studie eingegangen wird, werden die wesentlichen Feststellungen aus den Messdaten zusammengefasst. Diese Feststellungen können in Bezug auf die Scholtewelle, die Lovewelle und weitere Beobachtungen unterteilt werden. Wesentlich sind hierbei die saisonalen Variationen.

1. Scholtewelle

Für die Messungen der Scholtewellen in der Tromper Wiek während der 5 Messfahrten konnten folgende Punkte aus den Messdaten festgestellt werden:

- Die Scholtewelle konnte nur im Mai 2002 bis zu einer Frequenz von 16 Hz angeregt werden. Während der übrigen Messungen lag die maximale Frequenz um ca. 9 Hz.
- Die Dispersion der Scholtewelle blieb in allen Messungen unverändert.
- Der Vergleich der Messungen vom Mai 2002 und März 2003 zeigte eine um den Faktor 17 höhere Scholtewellen-Amplitude im Vergleich zu den Amplituden der Raumwellen.
- Die Datenakquisition (Tabelle 8.1) während der einzelnen Messungen wurde zum Teil verändert und scheint über den theoretisch berechneten Einfluss der Quelltiefe (Abschnitt 7.1.2) hinaus, keinen signifikanten Einfluss auf die angeregte Scholtewelle zu haben. Allerdings fällt auf, dass nur mit dem Forschungsschiff FS Alkor die Scholtewelle mit hohem Frequenzgehalt angeregt werden konnte.
- Es ist kein jahreszeitlicher Einfluss innerhalb der fünf Datensätze in Bezug auf die Scholtewelle erkennbar.

2. Lovewelle

Während der 5 Messfahrten in der Tromper Wiek konnten zum Teil Lovewellen am Meeresboden mit einer Airgun in der Wassersäule angeregt werden. Die Datensätze erlauben folgende Feststellungen:

- Nur im Mai 2002 und 2004 konnte eine Lovewelle bis zu einer Frequenz von ca. 13 Hz angeregt werden. Im Oktober 2004 ist sie nur sehr schwach bis 6 Hz sichtbar (Abb. 8.8 und Tabelle 8.1).
- Die Amplituden der Scholte- und Lovewellen im Mai 2002 besitzen die gleiche Größenordnung. Somit ist die beobachtete Lovewelle kein Effekt kleiner Amplitude.
- Die variierende Datenakquisition korreliert nicht mit der Anregung der Lovewelle. Sie wurde unter Verwendung unterschiedlicher Schiffe, Empfänger und Quellpositionen sowie Quelleigenschaften registriert.
- Da es jeweils im Mai zur Anregung von Lovewellen kam, besteht der Verdacht eines saisonalen Zusammenhanges.
- Sofern die Lovewelle angeregt wurde, wies sie stets die gleiche Dispersion auf.

3. Weitere Beobachtungen

Neben den Erkenntnissen über die variierende Anregung von Love- und Scholtewellen wurden folgende weitere Beobachtungen gemacht:

- Eine vermutlich zweite geführte Welle in der Wassersäule konnte im März 2003 gemessen werden; nicht jedoch im Mai 2002.

- Eine starke Polarisationsanomalie in Form einer PPSH-Welle konnte im Mai 2002 beobachtet werden. Diese Welle ist ebenfalls im Profil p03 aus dem März 2003 zu finden (Abb. 11.7, S. 137) und somit unabhängig von den unterschiedlich angeregten Scholte- und Lovewellen.

Abschließend stellt sich die Frage, ob die variierenden Anregungen verschiedener Wellen allein auf eine oder aber auf mehrere Ursachen zurückzuführen sind.

Die obenstehende Zusammenfassung deutet ziemlich eindeutig auf mehrere Ursachen hin, da jeweils die Anregungen bestimmter Eigenschaften von Scholte- und Lovewellen nicht miteinander korrelieren. So wurde die Lovewelle, sofern sie deutlich angeregt wurde, immer bis ca. 13 Hz angeregt. Die Scholtewelle zeigte unterdessen eine Änderung des Frequenzgehaltes.

Die Anregung der PPSH-Welle ist saisonal unabhängig beobachtet worden und scheint somit eine Ursache zu haben, die nicht in Verbindung mit der Anregung von Grenzflächenwellen steht.

Welche möglichen Ursachen die gemachten Beobachtungen erklären können wird im Teil IV der vorliegenden Arbeit diskutiert. Dabei müssen Effekte gefunden werden die die massiven Variationen der Wellenfelder vom Mai 2002 und März 2003 hervorrufen können.

	Mai 2002 P23	März 2003 P03	Mai 2004 P46	September 2004 P09	Oktober 2004 P18
Maximale Frequenz der Scholtewelle	16 Hz	8 Hz	9 Hz	8 Hz	11 Hz
Maximale Frequenz der Lovewelle	13 Hz	–	12 Hz	–	6 Hz (schwach)
Geophon OBS	Geophon	Geophon OBS	OBS	OBS	OBS
Schiff	FS Alkor	FK Littorina	FK Littorina	FK Littorina	FK Littorina
Betriebsdruck	80 bar	60 bar	120 bar	150 bar	120 bar
Kammervolumen	0.6 l	0.6 l	2.5 l	2.5 l	1.2 l
Abstand zum Meeresboden	16 m	16 m	11 m	6m	6m

Tabelle 8.1: Zusammenfassung des Vergleichs der fünf Datensätze der Abbildungen 8.8 und 8.9 der Messungen in der Tromper Wiek. Zusätzlich sind die Akquisitionsparameter für die gezeigten Profile aufgeführt. Diese Profile repräsentieren die jeweiligen Datensätze in Bezug auf die Anregung von Scholte- und Lovewellen in der bestmöglichen Datenqualität. Zum Teil wurden die Profile auch mit anderen Akquisitionsparametern gefahren, was jedoch an der Kernaussagen nichts ändert.

Teil IV

Mögliche Ursachen der Beobachtungen

Zu den gemachten ungeklärten Beobachtungen gehört die ungeklärte Anregung von Scholtewellen mit einem doppelt so hohen Frequenzgehalt (Mai 2002, Abschnitt 8.1) wie bei den Wiederholungsmessungen (März 2003 - Oktober 2004, Abschnitt 8.3) und die Anregung von Lovewellen mit einer Quelle in der Wassersäule (Abschnitt 8.2), die nur bei den Messungen im Mai 2002 und im Mai 2004 deutlich beobachtet werden konnte. Darüber hinaus wurden weitere saisonale Variationen in den Messdaten an der gleichen Lokation festgestellt (Abschnitt 8.3.3). Eine weitere ungeklärte Beobachtung ist die gemessene PPSH-Welle (Abschnitt 8.3.4).

Im Abschnitt 8.4 wurden die ungeklärten Beobachtungen zusammengefasst. Dabei wurde festgestellt, dass ein einzelner Effekt bzw. eine einzelne Ursache alleine wahrscheinlich nicht in der Lage sein wird, die Beobachtungen in den Messdaten vollständig zu erklären. Der vorliegende Teil der Studie versucht den Ursachen für die Beobachtungen auf den Grund zu gehen.

Die Annahme einer isotropen Punktquelle in der Wassersäule mit einem geschichteten eindimensionalen Untergrund ist nicht in der Lage die Messdaten zu erklären. Folglich muss geprüft werden, welche Teile des Messsystem diesen einfachen Annahmen nicht entsprechen und somit die Beobachtungen hervorrufen können.

Aus diesem Grund wird das gesamte Messsystem in drei Teile unterteilt und in den folgenden Kapiteln mit zunehmender Tiefe betrachtet:

1. Der Einfluss der verwendeten Geräte (Quelle, Empfänger) soll untersucht und diskutiert werden. Dabei wird auch die Auswirkung einer eventuellen Schichtung in der Wassersäule überprüft.
2. Die Beschaffenheit des Meeresbodens, wobei das Augenmerk auf die Meeresbodenrippe gelegt wird, die in Abhängigkeit von der Meeresströmung in Form und Anordnung variieren.
3. Das vorliegende Sediment mit der vorherrschenden Schichtung und lateralen Streukörpern soll betrachtet werden. Dazu dienen eine hochfrequente Reflexionsseismik, Informationen aus Bohrkernen und Überlegungen zur Anisotropie.

Zur Analyse dieser drei Punkte werden zum Teil weitere Untersuchungen vorgestellt. Des Weiteren wird immer wieder auf ergänzende Daten hingewiesen, die eine abschließende Untersuchung ermöglichen könnten.

Kapitel 9

Verwendete Geräte in der Wassersäule

Auf der Suche nach möglichen Ursachen für die ungeklärten Beobachtungen (z.B. Scholte-welle mit hohem Frequenzgehalt, Anregung von Lovewellen und weitere: siehe Abschnitt 8.4) wurden zunächst die verwendeten Quellen und Empfänger betrachtet. Des Weiteren wurde auch die Beschaffenheit der Wassersäule auf eine mögliche Einflussnahme hin genauer untersucht.

Ein wichtiger Punkt der Gerätebetrachtung ist der Ausschluss von Störeffekten, die eventuell innerhalb oder durch die Messgeräte (Airgun, Geophon) verursacht werden können. Dazu könnte beispielsweise eine Kopplung der Geophon-Komponenten zählen. Es wird erläutert, warum keine dieser und anderer Störeffekte für die Beobachtungen in Frage kommen. Dazu dient im Wesentlichen die umfangreiche Datenbasis, die während der fünf Messkampagnen unter der Verwendung verschiedener Quellen und Empfänger zustande gekommen sind. Daraus folgt, dass die Beobachtungen auf andere Variationen (Meeresboden, Sedimente) zurückzuführen sein müssen.

9.1 Quelle

Zur Anregung der registrierten Daten wurden Airguns der Firma Prakla-Seismos unterschiedlicher Kammervolumen (0.1 - 2.5 l) verwendet. Im Abschnitt 7.1.1 (S. 81) wurden die dominanten Quellfrequenzen für diese Airguns berechnet. Mittels der Wassergeschwindigkeit (ca. $1500 \frac{m}{s}$) lassen sich daraus die entsprechenden Wellenlängen in der Wassersäule berechnen. Diese Wellenlängen liegen bei ca. 40 m (0.1 l Kammervolumen), ca. 60 m (0.6 l Kammervolumen) und ca. 150 m (2.5 l Kammervolumen).

Nahfeld-Effekte

Daraus wird deutlich, dass sich sowohl die Grenzschichten der Meeresoberfläche und des Meeresbodens als auch das Forschungsschiff im Bereich des Nahfeldes der Quelle befinden. Das Nahfeld einer Quelle bezeichnet den Bereich, indem die Radialverschiebung nicht

umgekehrt proportional zur Entfernung ist, sondern zusätzlich von einem Nahfeld-Term abhängt (Aki & Richards, 1980). Der Bereich liegt in der Größenordnung weniger Wellenlängen.

Inwieweit das Nahfeld der Airgun einen Einfluss auf die Anregung der Grenzflächenwellen haben kann, wurde nicht explizit untersucht. Des Weiteren ist nicht bekannt, wie groß der Bereich um die Quelle ist, indem aufgrund größerer, nicht infinitesimaler Deformationen die lineare Spannungs-Dehnungs-Beziehung des Hook'schen Gesetzes nicht angewendet werden darf.

Diese Effekte wurden nicht näher studiert, da die gemessenen Grenzflächenwellen selbst bei gleichen Quelleigenschaften (Betriebsdruck, Kammervolumen und Quelltiefe) stark variierten. Ein Einfluss konnte auch bei der Änderung dieser Quelleigenschaften nicht festgestellt werden. Somit bestand keine Veranlassung zum Studium des Einflusses des Nahfeldes.

Ob und wenn ja welchen Einfluss das Nahfeld der Quelle in Verbindung mit unterschiedlichen Rauigkeiten der Wasseroberfläche und des Meeresboden haben, wurde ebenfalls nicht studiert.

Einfluss des Schiffes

Bei der Betrachtung der Akquisitionsparameter für die vorgestellten Datensätze (Tabelle 8.1, S. 112) fällt auf, dass nur während der ersten Messung im Mai 2002 das Forschungsschiff FS Alkor verwendet wurde. Dieses Forschungsschiff ist in etwa doppelt so groß wie der ansonsten verwendete FK Littorina (vgl. Tabelle 2.2, S. 16). Da sich die Schiffe jeweils in unmittelbarer Nähe zur Quelle befanden, ist ein Einfluss auf die Abstrahlung der Quelle denkbar.

Wie die Tabelle 8.1 (S. 112) zeigt, ist dadurch die Anregung der Lovewelle nicht betroffen, da sie mit beiden Forschungsschiffen gleichermaßen angeregt wurde. Der ungeklärt hohe Frequenzgehalt der Scholtewelle trat hingegen nur im Mai 2002 auf – zum Zeitpunkt der Messkampagne mit FS Alkor.

Eine Modellierungsstudie (2D-FD-Simulation der Wellenausbreitung) bei der die Abstrahlung der Airgun in Verbindung mit vereinfachten Schiffskörpern (Quadrat, Kugel, Dreieck, Prisma mit hyperbelförmigen Seitenflächen) simuliert wurde, zeigte keine signifikante gerichtete Abstrahlung der Airgun durch das Vorhandensein des Schiffes. Aus diesem Grund erscheint auch der Einfluss des verwendeten Forschungsschiffes unwahrscheinlich.

Die Anregung der Scholtewelle erfolgte stets mit einer Quelle, deren dominante Frequenz deutlich oberhalb der maximal angeregten Frequenz der Scholtewelle lag. Es stellt sich also die Frage, welche Bedingungen sich ändern müssen, damit höhere Frequenzen der Scholtewelle angeregt werden können. Die studierten Quellvariationen (Abschnitt 7.1) zeigten zumindest keinen signifikanten Einfluss, weshalb von einer von der verwendeten Quelle und dem Forschungsschiff unabhängigen Ursache auszugehen ist.

Abstrahlcharakteristik der Airgun

Inwieweit die verwendeten Airguns eine gerichtete Abstrahlung besitzen, wurde nicht un-

tersucht. Es kann aber auch durch eine gerichtete Abstrahlung der Wellen von der Airgun auf ein eindimensionales Medium keine Anregung SH-polarisierter Wellen erklärt werden.

9.2 Empfänger

Zur Registrierung der angeregten Grenzflächenwellen wurden stets Geophone vom gleichen Bautyp eingesetzt. Allerdings wurden diese Geophone zum Teil in autarken OBS-Stationen eingesetzt, die aufgrund ihres Gewichtes auf dem Meeresboden standen. Zum Anderen wurden separate Geophone verwendet, die durch ein Kabel mit einem Messschiff verbunden waren. Diese Geophone wurden durch Taucher ca. 0.5 - 1 m tief in den Meeresboden gedrückt.

Der direkte Vergleich dieser Aufzeichnungsformen war im März 2003 möglich, wo durch den Tauchereinsatz sowohl ein Geophon als auch eine OBS-Station direkt an der Messlokation ausgebracht werden konnten (Abstand 0.5 m). Die registrierten Daten beider Geophone waren identisch (abgesehen von einer minimal unterschiedlichen Übertragungsfunktion). Ein Einfluss der Aufzeichnungsform (im Meeresboden mittels Geophon oder auf dem Meeresboden mittels OBS) ist somit auszuschließen. Des Weiteren konnte die Lovewelle in beiden Konfigurationen registriert werden (vgl. Tabelle 8.1, S. 112).

Durch eine nicht vollständige Entkoppelung der einzelnen Geophon-Komponenten voneinander, ist eine Registrierung radial polarisierter Wellen auf der Transversal-Komponente denkbar. Ein solcher Gerätedefekt ist jedoch auszuschließen, da er nicht in der Lage wäre die Dispersion der Scholtewelle in die Dispersion der Lovewelle zu überführen. Aus diesem Grund ist die registrierte Lovewelle kein Effekt defekter Geophone. Allerdings lässt die vorhandene Energie der Scholtewelle auf der Transversal-Komponente (Reste der Scholte-Fundamentalmode im pf-Spektrum der Abbildung 8.4, S. 8.4) zumindest geringe Entkoppelungsprobleme vermuten.

9.3 Einfluss der Wasserschichtung

Die Messungen wurden zu verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt, wodurch sich auch die Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Wasser ändern können. Ob diese saisonalen Variationen einen Einfluss auf die Anregung von Grenzflächenwellen haben können, sollte eine Modellierungsstudie zeigen.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit von P-Wellen im Wasser ist durch den Salzgehalt und die Temperatur beeinflusst. Durch eine Änderung des Salzgehaltes und der Temperatur mit der Wassertiefe kommt es zu Schichten unterschiedlicher Ausbreitungsgeschwindigkeiten. Inwieweit diese Wasserschichtung einen Einfluss auf die Anregung von Grenzflächenwellen haben kann, wurde durch numerische Berechnungen mittels des Programmes *Mseis* untersucht.

Die Abbildung 9.1 zeigt die verwendeten Wasserschichtungen mit einem konstanten

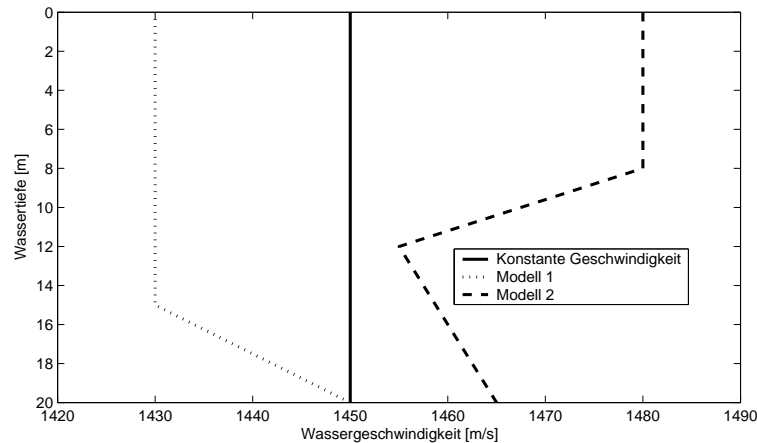


Abbildung 9.1: Darstellung verschiedener P-Wellen-Geschwindigkeitsprofile in der Wassersäule. Diese Wasserschichtungen entsprechen Messergebnissen aus dem nahegelegenen 40 m tiefen Arkona Becken und wurden auf eine Wassertiefe von 20 m skaliert.

Geschwindigkeitsmodell, einem Modell mit zunehmender und einem Modell mit abnehmender Geschwindigkeit. Die Wasserschichtungen entsprechen Messergebnissen aus dem nahegelegenen 40 m tiefen Arkona Becken (Klein, 2003) und wurden auf eine Wassertiefe von 20 m skaliert. Die Sedimente des Untergrundes sind für die berechneten Modelle konstant gehalten worden und entsprechen dem Inversionsergebnis der kombinierten Inversion (Abschnitt 8.2.2).

Die Modellierungen mit den verschiedenen Wasserschichtungen zeigten keinen Einfluss auf die Anregung von Grenzflächenwellen.

Für genauere Studien lagen keine Messwerte der Temperatur und des Salzgehaltes zu den Zeitpunkten der durchgeführten Messkampagnen vor.

Kapitel 10

Beschaffenheit des Meeresbodens

Die Oberflächenbeschaffenheit sowie die ersten Zentimeter des Sediments werden in der vorliegenden Studie als Meeresboden bezeichnet.

Der Meeresboden ist der Bereich, der binnen kurzer Zeit starken Veränderungen unterworfen ist. Im Gegensatz zu den tieferen Sedimenten ergeben sich hier Änderungen innerhalb weniger Wochen oder sogar binnen weniger Tage. Aufgrund variierender Strömungen verändern sich die Meeresbodenrippel und damit auch die Rauigkeit der Oberfläche. Die biogene Gasproduktion ist des Weiteren jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen.

Die im Teil III der vorliegenden Arbeit beschriebenen ungeklärten Beobachtungen (im Abschnitt 8.4 auf S. 110 zusammengefasst) zeigen starke Unterschiede in den registrierten Common-Receiver-Gathern der verschiedenen Messkampagnen. Zu diesen Beobachtungen zählen z.B. die Variation der Anregung von Lovewellen und der unterschiedliche Frequenzgehalt der Scholtewelle im Vergleich zwischen den einzelnen Messungen vom Mai 2002 bis zum Oktober 2004. Der Einfluss der Akquisitionsparameter wurde im vorherigen Abschnitt diskutiert und für nicht relevant für die Erklärung dieser Beobachtungen befunden. Dieses Kapitel betrachtet den möglichen Einfluss des Meeresbodens. Hierzu wird auf die Meeresbodenrippel eingegangen (Abschnitt 10.1). Einem möglichen Einfluss der Rippel auf die Anregung und Ausbreitung von Grenzflächenwellen wurde durch FD-Modellierungen der Wellenausbreitung versucht nachzugehen (Abschnitt 10.2). Des Weiteren sollte geklärt werden, ob die Wasserströmungen in der Tromper Wiek, die die Meeresbodenrippel verursachen, mit der variierenden Anregung von Grenzflächenwellen korrelieren (Abschnitt 10.3).

10.1 Meeresbodenrippeln

Für die ersten zwei Messkampagnen (Mai 2002 und März 2003) liegen Filmaufnahmen vom Meeresboden vor. Diese zeigen eine unterschiedliche Oberflächenbeschaffenheit, die die Vermutung eines Einflusses auf die gemachten Beobachtungen nahelegt. Diese Unterwasser-Fotos werden nach einer allgemeinen Beschreibung von Meeresbodenrippeln vorgestellt und die sich daraus ergebenden Bedingungen für die Wellenausbreitung diskutiert.

Entstehung von Meeresbodenrippeln:

Meeresbodenrippel können im Flachwasser durch die Wellenbewegung an der Wasseroberfläche entstehen. Bei größeren Tiefen, wie sie an der Messlokation in der Tromper Wiek anzutreffen sind, entstehen die Rippel durch die vorhandene Meeresströmung (siehe Abschnitt 10.3).

Diese Strömungsrippel erreichen Höhen von 3 - 5 cm und Wellenlängen von 4 - 60 cm und weisen im Querschnitt eine asymmetrische Form auf (Abb. 10.1). Durch die Strömungen kann es zu unterschiedlichen Verläufen des Rippelkammes kommen (Abb. 10.2). Die geraden und bogenförmigen Verläufe sind instabil und wandeln sich immer in den stabilen zungenförmigen Verlauf um.

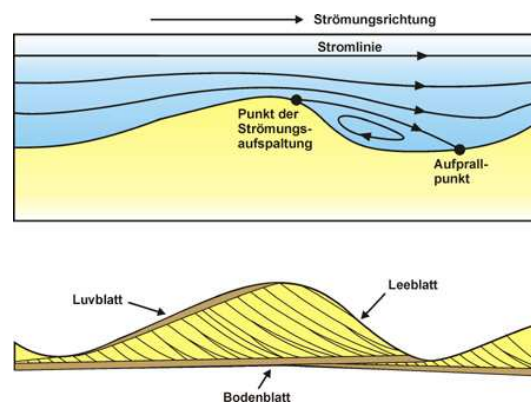


Abbildung 10.1: Entstehung und Aufbau von Strömungsrippeln. Die Leeblätter besitzen einen Böschungswinkel von $30 - 35^\circ$ (nach Jopling, 1965).

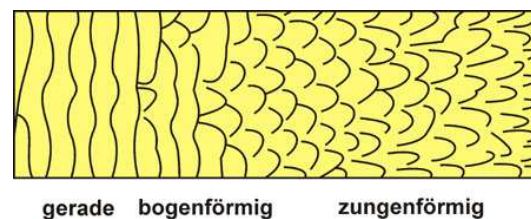


Abbildung 10.2: Darstellung verschiedener Rippelkammformen. Die geraden und bogenförmigen Verläufe sind instabil und wandeln sich immer in den stabilen zungenförmigen Verlauf um (nach Collinson & Thompson, 1989).

Beobachtung von Rippeln an der Messlokation in der Tromper Wiek:

Die genaue Form und Größe der Meeresbodenrippel in der Tromper Wiek ist nicht bekannt. Als einzige Information über die Beschaffenheit des Meeresbodens konnten Videoaufnahmen vom Meeresboden dienen. Diese erlauben jedoch nur eine grobe Abschätzung der Größenordnung von beobachteten Meeresbodenrippeln.

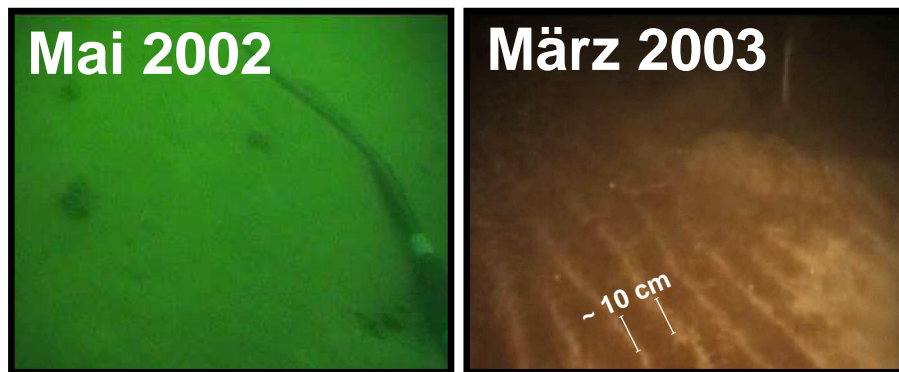


Abbildung 10.3: Fotos vom Meeresboden der Tromper Wiek aus dem Mai 2002 und dem März 2003.

Die Abbildung 10.3 zeigt zwei Fotos aus den Videoaufzeichnungen vom Meeresboden, die die eingesetzten Taucher während der Messkampagne im Mai 2002 und im März 2003 durchführten. Dabei zeigen sich lediglich im März 2003 Meeresbodenrippel, die eine abgeschätzte Wellenlänge von ca. 10 cm besitzen und besonders durch die unterschiedliche Farbgebung (vermutlich unterschiedliche biologische Bedeckung des Meeresbodens) hervorstechen. Im Mai 2002 sind anhand der Videoaufnahmen keine Rippel am Meeresboden zu erkennen. Möglicherweise könnten die Meeresbodenrippel durch das ausgebrachte Kabel (Abb. 10.3 links) zuvor zerstört worden sein.

Möglicher Einfluss auf die Wellenausbreitung:

Die Wellenlängen der Scholte- und Lovewelle beginnen in einem Bereich oberhalb von einigen Metern. Die Wellenlängen der Meeresbodenrippeln liegen somit mindestens um einen Faktor 50 unterhalb der der Grenzflächenwellen. Aus diesem Grund sollten die Meeresbodenrippel eigentlich keinen Einfluss auf die Wellenausbreitung haben. Denkbar ist jedoch, dass die Rippel durch ihren Aufbau (Abb. 10.1) eine Anisotropie besitzen und so in Verbindung mit den Sedimenten einen Einfluss auf die Wellenausbreitung haben könnten.

Die Beobachtungen hingegen korrelieren mit dem Auftreten der Meeresbodenrippeln. Folgende Überlegungen und Gegenargumente sind denkbar:

- Die hohen Frequenzen der Scholtewelle konnten sich im März 2003 aufgrund des rippligen Meeresbodens nicht ausbreiten.
Allerdings entspricht der Frequenzgehalt der Scholtewelle im März 2003 den theoretischen Werten, sodass die Meeresbodenrippeln keinen Einfluss gehabt haben sollten.
- Die Rippel könnten eine Rolle bei der Anregung von Lovewellen spielen, indem sie einen transversalen Schwingungsanteil erzeugen. Dies könnte besonders in Kombination mit weiteren rauen Schichten im Untergrund einen Einfluss haben (Kuperman & Schmidt, 1989; LePage & Schmidt, 1992).
Meeresbodenrippel konnten jedoch bei der Lovewellen-Anregung im Mai 2002 nicht beobachtet.

Ein sinnvoller Zusammenhang der Anregung von Scholtewellen hohen Frequenzgehaltes und Lovewellen mit den Meeresbodenrippeln kann bislang nicht gefunden werden. Jedoch ist der Meeresboden sicher den größten saisonalen Variationen unterworfen, sodass hier eine Ursache für die ungeklärten Beobachtungen (Abschnitt 8.4) zu vermuten ist.

Ergänzende Daten zur weiteren Analyse:

Abschließende Aussagen über den Einfluss der Meeresbodenrippel auf die Wellenausbreitung sind aufgrund der geringen und qualitativ schlechten Daten über die Beschaffenheit des Meeresbodens schwer zu treffen. Genaue Daten über die Größe und die Verteilung der Rippel liegen nicht vor und müssten für ergänzende Studien zusätzlich erhoben werden.

Aus diesem Grund wurde versucht den Einfluss der Meeresbodenrippel auf die Wellenausbreitung durch FD-Modellierungen zu ermitteln.

10.2 Probleme der FD-Modellierung von Meeresbodenrippeln

Um einen möglichen Einfluss der Meeresbodenrippel zumindest auf die Anregung und Ausbreitung von Scholtewellen zu studieren, wurde versucht die Wellenausbreitung mittels einer numerischen Modellierung, basierend auf einem Finite-Differenzen-Verfahren, zu berechnen. Dabei wurde das Untergrundmodell der Tromper Wiek (Abschnitt 8.2.2) sowohl auf einen *Standard – Staggered – Grid* (Bohlen, 2002) als auch auf einem *Rotated – Staggered – Grid* (Saenger, 2000) diskretisiert. Die Berechnungen erfolgte sowohl mit räumlichen FD-Operatoren 2. als auch mit räumlichen FD-Operatoren 4. Ordnung.

Um die Meeresbodenrippeln in das 2D-Modell des Untergrundes zu implementieren musste der Gitterabstand sehr fein gewählt werden. Für Rippel mit einer Höhe von 10 cm einer Länge von 30 cm (Luvblatt 20 cm; Leeblatt 10 cm) lag der Gitterabstand bei einem Zentimeter.

Es ergaben sich folgende Probleme, die ein Studium des Einflusses der Meeresbodenrippel mit den gewählten FD-Verfahren erschwerten bzw. nicht ermöglichten:

- Bei einer notwendigen Modellgröße von $10.000 * 6.000$ Gitterpunkten und einer Laufzeit der Wellen von mindestens 600 ms ($dt=0.003$ ms) ergaben sich selbst bei der parallelen Rechnung auf 12 PC's Rechenzeiten von mehreren Tagen. Dadurch wurden die Untersuchungen erschwert.
- Ausschlaggebend für das Scheitern dieser Studie war die Tatsache, dass das verwendete FD-Verfahren nicht in der Lage war, Scholtewellen korrekt zu berechnen. Es wurden für das Untergrundmodell der Tromper Wiek mit Scherwellengeschwindigkeiten ab $50 \frac{m}{s}$ keine Scholtewellen am Meeresboden angeregt. Die Ursache der fehlerhaften FD-Modellierung konnte bislang nicht genau geklärt werden.

Um dennoch den Einfluss der Meeresbodenrippeln auf die Ausbreitung von Scholtewellen zu untersuchen, wäre es denkbar, sog. Sandkastenversuche durchzuführen, bei denen das gesamte Messsystem auf wenige Meter herunter skaliert wird.

10.3 Einfluss von Wasserströmungen

Wie im Abschnitt 10.1 bereits erwähnt wurde, sind die Meeresströmungen für die Meeresbodenrippel verantwortlich. Da nicht zu jeder Messkampagne Daten über die Meeresbodenbeschaffenheit vorlagen, wurde versucht durch eine Korrelation mit meteorologischen Daten auf die Strömungsverhältnisse zum Zeitpunkt der Messung und somit auf die Rippel am Meeresboden zu schließen.

Zu diesem Zweck wurden Daten des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Diese Daten wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) durch das *Operational Circulation Model* (Dick *et al.*, 2001) in die oberflächennahen Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen an der Messlokation in der Tromper Wiek umgerechnet und zur Korrelation mit den einzelnen seismischen Messungen zur Verfügung gestellt. Dazu wurden die Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen von 5 Tagen vor der Stunde der eigentlichen Messung der vorgestellten Daten aus Abbildung 8.8 (S. 103) zusammen aufgetragen, um einen eventuellen Zusammenhang zwischen den seismischen Messungen und den Strömungsverhältnissen und somit den Meeresbodenrippeln zu ermitteln. Diese Zusammenstellung ist der Abbildung 10.4 zu entnehmen.

Leider zeigt sich keine Korrelation zwischen den Strömungsgeschwindigkeiten und -

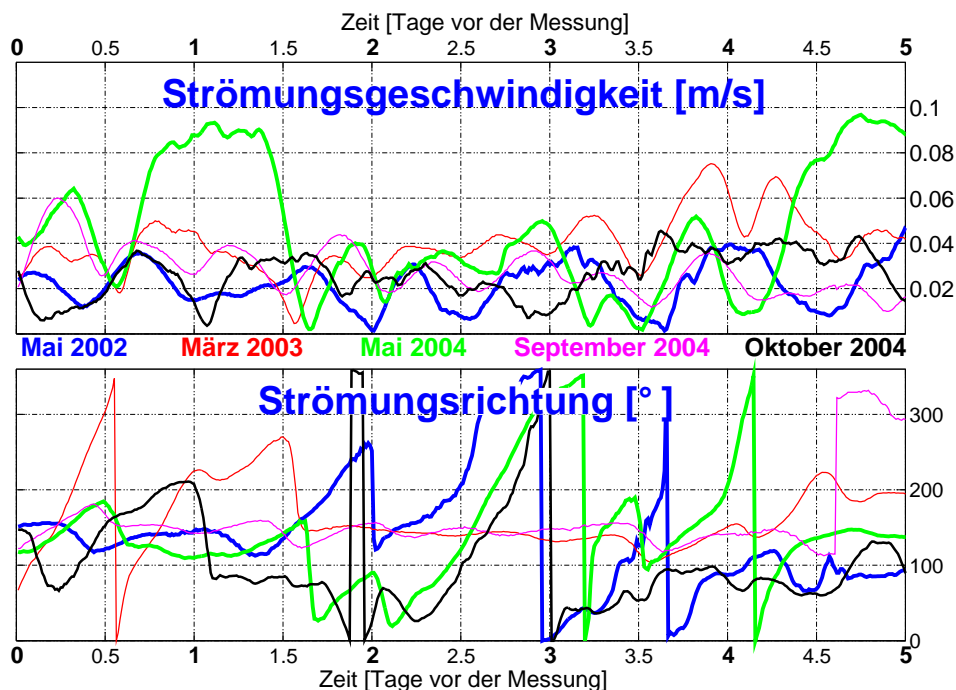


Abbildung 10.4: Darstellung der oberflächennahen (bis ca. 8 m Tiefe) Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen über die Zeit vor dem jeweiligen Profil aus Abbildung 8.8. Die Werte wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) durch das *Operational Circulation Model* aus Daten des Deutschen Wetterdienstes für die Messlokation in der Tromper Wiek berechnet.

richtungen und der beobachteten Anregung von Lovewellen oder Scholtewellen hohen Frequenzgehaltes. Ein möglicher Grund dafür könnte sein, dass die Strömungen durch die BSH-Berechnung lediglich bis zu einer Tiefe von ca. 8 m reichen. Wie die Strömungen direkt am Meeresboden waren, geht daraus leider nicht hervor.

Die bei der Messung eingesetzten Taucher berichteten jedoch zum Teil von größeren Strömungsgeschwindigkeiten am Meeresboden, die in der Größenordnung von $0.5 \frac{m}{s}$ lagen. Allerdings wurden diese Werte nicht messtechnisch erfasst.

Die Tatsache, dass die oberflächennahen Strömungen innerhalb der 5 Tage vor der jeweiligen Messung zum Teil stark variieren, in den Messdaten innerhalb einer Messkampagne jedoch keine Variationen festzustellen waren, deutet auch darauf hin, dass die Wetterdaten keinen Einfluss auf die seismischen Messungen hatten. Informationen über die wirklichen Strömungen sind ebenso wie die Oberflächenbeschaffenheit am Meeresboden nicht bekannt und sollten bei zukünftigen Messungen mit bestimmt werden.

Inwieweit sich der Meeresboden durch die vorherrschende Strömung in einem permanenten Spannungszustand befindet und welchen Einfluss dies auf die Anregung von Grenzflächenwellen haben könnte, wurde nicht analysiert.

Kapitel 11

Sedimente

In den beiden vorangegangenen Kapiteln wurde der Geräteeinfluss in der Wassersäule und der Meeresboden in Bezug auf die gemachten Beobachtungen untersucht und diskutiert. Als weiteren Punkt betrachtet das vorliegende Kapitel die Sedimente unterhalb des Meeresbodens. Dabei werden alle ermittelten Informationen über die Sedimente vorgestellt und in Bezug auf mögliche Ursachen für die Beobachtungen analysiert.

11.1 Sedimentschichtung

Die Sedimentschichtung an der Messlokation in der Tromper Wiek wurde mittlerweile durch viele verschiedene Methoden untersucht. Die im Abschnitt 8.2.2 vorgestellte kombinierte Inversion der Dispersionen von Scholte- und Lovewelle lieferte ein eindimensionales Modell der Scherwellengeschwindigkeiten und Dichten. Entlang des vorgestellten Profils p23 (Abschnitt 8.1) wurde durch eine Inversion der Scholtewellendispersion bereits ein zweidimensionales Modell der Scherwellengeschwindigkeiten ermittelt (Kugler *et al.*, 2005). Die dreidimensionale Verteilung der Scherwellengeschwindigkeiten ist in der Umgebung der Messlokation durch eine Scholtewellen-Tomographie bestimmt worden (Kugler *et al.*, 2006).

Die angewendete Scholtewellen-Tomographie im Messgebiet der Tromper Wiek konnte keine steilen Schichtgrenzen feststellen. Dabei ist es jedoch möglich, dass die Scholtewellen-Tomographie die Änderungen der Schichtmächtigkeiten durch eine Änderung der Scherwellengeschwindigkeiten abbildet. Allerdings sind auch keine starken lateralen Scherwellengeschwindigkeitsvariationen zu beobachten.

Eine hochauflösende Mehrkanal-Reflexionsseismik zur Bestimmung der P-Wellengeschwindigkeitsverteilung im Untergrund stand für die vorliegende Studie noch nicht zur Verfügung. Allerdings konnte an der Messlokation eine fast 20 m tiefe Bohrung durchgeführt werden, die somit Informationen über die P-Wellengeschwindigkeiten, die Dichten und die magnetische Suszeptibilität lieferte.

11.1.1 Hochfrequente Reflexionsseismik

Eine hochfrequente Reflexionsseismik mit einem Boomer als Quelle sollte Informationen über die vorliegenden Schichtungen an der Messlokation liefern. Die Abbildung 11.1 zeigt die Einkanal-Registrierung entlang des Profils p23. Die Sektion ist mittels einer P-Wellengeschwindigkeit von $1500 \frac{m}{s}$ in die Tiefe umgerechnet und 20-fach überhört.

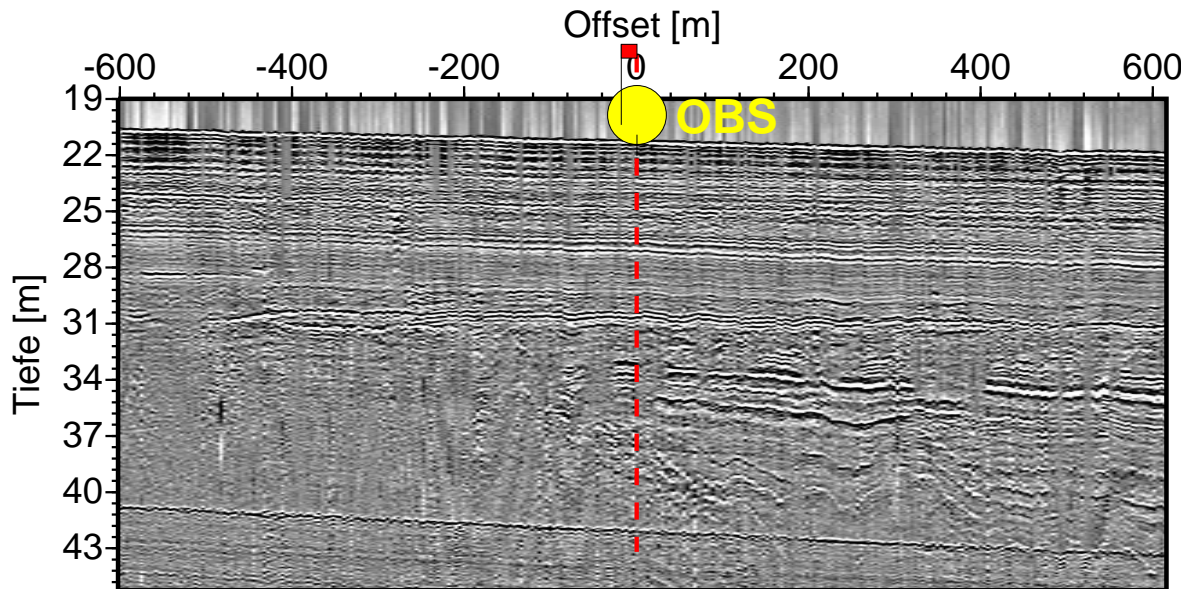


Abbildung 11.1: Einkanal-Registrierung hochfrequenter Boomer-Reflexionsseismik entlang des Profils p23 aus dem September 2004. Die Daten sind mittels einer P-Wellengeschwindigkeit von $1500 \frac{m}{s}$ in Tiefen unterhalb der Meeresoberfläche umgerechnet. Das Profil ist 20-fach überhört.

Bis zu Tiefen von 16 m unterhalb des Meeresbodens zeigt sich eine horizontale Schichtung entlang des Profils. In Tiefenlagen zwischen 16 und ca. 20 m ist eine Schicht zu erkennen, deren Mächtigkeit variiert. Unterhalb von 20 m Tiefe ist anhand der Boomer-Seismik keine Information mehr zu erhalten.

Die Abbildung 11.1 zeigt keine Hinweise auf Gaseinschlüsse im Sediment zum Zeitpunkt der Messung im September 2004. Ob es aufgrund jahreszeitlicher Schwankungen zu den Zeitpunkten der anderen Messfahrten ein erhöhtes Gasvorkommen im Sediment gegeben hat, ist nicht bekannt, da lediglich für die Messung im September 2004 eine hochfrequente Boomer-Seismik mit ausreichender Datenqualität vorlag.

Um somit die gemachten Beobachtungen in den seismischen Wellenfeldern mit Gaseinschlüssen in den Sedimentschichten zu korrelieren, fehlen die benötigten hochfrequenten reflexionsseismischen Daten.

11.1.2 Informationen aus Bohrungen

Im Dezember 2005 kam an der Messlokation in der Tromper Wiek ein Meeresboden-Bohrgerät (MeBo) (Freudenthal *et al.*, 2005) zum Einsatz. Das MeBo ist eine ca. 6 m hohe Bohreinheit, die auf den Meeresboden abgesenkt wird und dort eigenständig Bohrungen durchführen kann. Dabei soll es bis zu 50 m lange Bohrkerne liefern können. In der Tromper Wiek wurden zwei benachbarte Bohrungen durchgeführt, die Tiefen von ca. 11 und 18 m erreichten.

An den Bohrkernen wurden im April 2006 Messungen der P-Wellengeschwindigkeit, der Dichte und der magnetischen Suszeptibilität in einem Abstand von einem Zentimeter durchgeführt. Die gemessenen Werte sind der Abbildung 11.2 zu entnehmen.

Die Gewinnung der Bohrkerne erfolgt beim MeBo jeweils in 3 m Stücken. Es zeigte sich jedoch, dass innerhalb der 3 m Stücke selten auch das Kernmaterial über die volle Länge vorhanden war, da es nicht vollständig im Kerngehäuse gehalten werden konnte und so beim Herausziehen aus dem Bohrloch verloren ging. Aus diesem Grund weisen die Messwerte der Abbildung 11.2 Lücken auf.

Die P-Wellengeschwindigkeiten der Messungen an den Bohrkernen liegen im Bereich von $1500 - 1800 \frac{m}{s}$. Dabei nehmen die Geschwindigkeiten nicht konstant mit der Tiefe zu, sondern variieren zum Teil stark (siehe Abb. 11.2).

Eine sehr gute Übereinstimmung zeigen die ermittelten Dichte-Werte aus den Bohrkernen mit den Dichte-Informationen aus der kombinierten Inversion von Scholte- und Love-wellendispersion. Allerdings verfügen die Inversionsergebnisse über eine deutlich geringere Auflösung als die Messungen an den Bohrkernen.

Die magnetische Suszeptibilität wurde bislang nicht ausgewertet und ist der Vollständigkeit halber mit abgebildet. Messungen der Scherwellengeschwindigkeiten sind generell sehr schwer durchzuführen und konnten aus diesem Grund nicht unternommen werden. Des Weiteren fehlt zur Zeit noch eine genaue geologische Ansprache der Sedimente.

Das Kernmaterial zeigte zum Teil deutliche Entgasungserscheinungen, die jedoch noch nicht einem genauen Ursprung und den genauen Tiefen zugeordnet worden sind.

Die Informationen aus den Bohrkernen geben zusätzliche Informationen zum Untergrund, können jedoch nicht direkt mit möglichen Ursachen für die Beobachtungen im seismischen Wellenfeld in Verbindung gebracht werden.

11.2 Laterale Inhomogenitäten und Streukörper

Bei den starken Polarisationsanomalien (Love-Wellen, PPSH-Welle) in den registrierten seismischen Wellenfeldern stellt sich die Frage nach lateralen Inhomogenitäten und Streukörpern im Messgebiet, die als Ursache für die Beobachtungen in Frage kommen.

Laterale Inhomogenitäten in Form von starken Schichtneigungen oder lokalen Geschwindigkeitserniedrigungen bzw. -erhöhungen der P- oder S-Wellen können im Messgebiet der Tromper Wiek nicht beobachtet werden. Weder die dreidimensionale Scholtewellen-

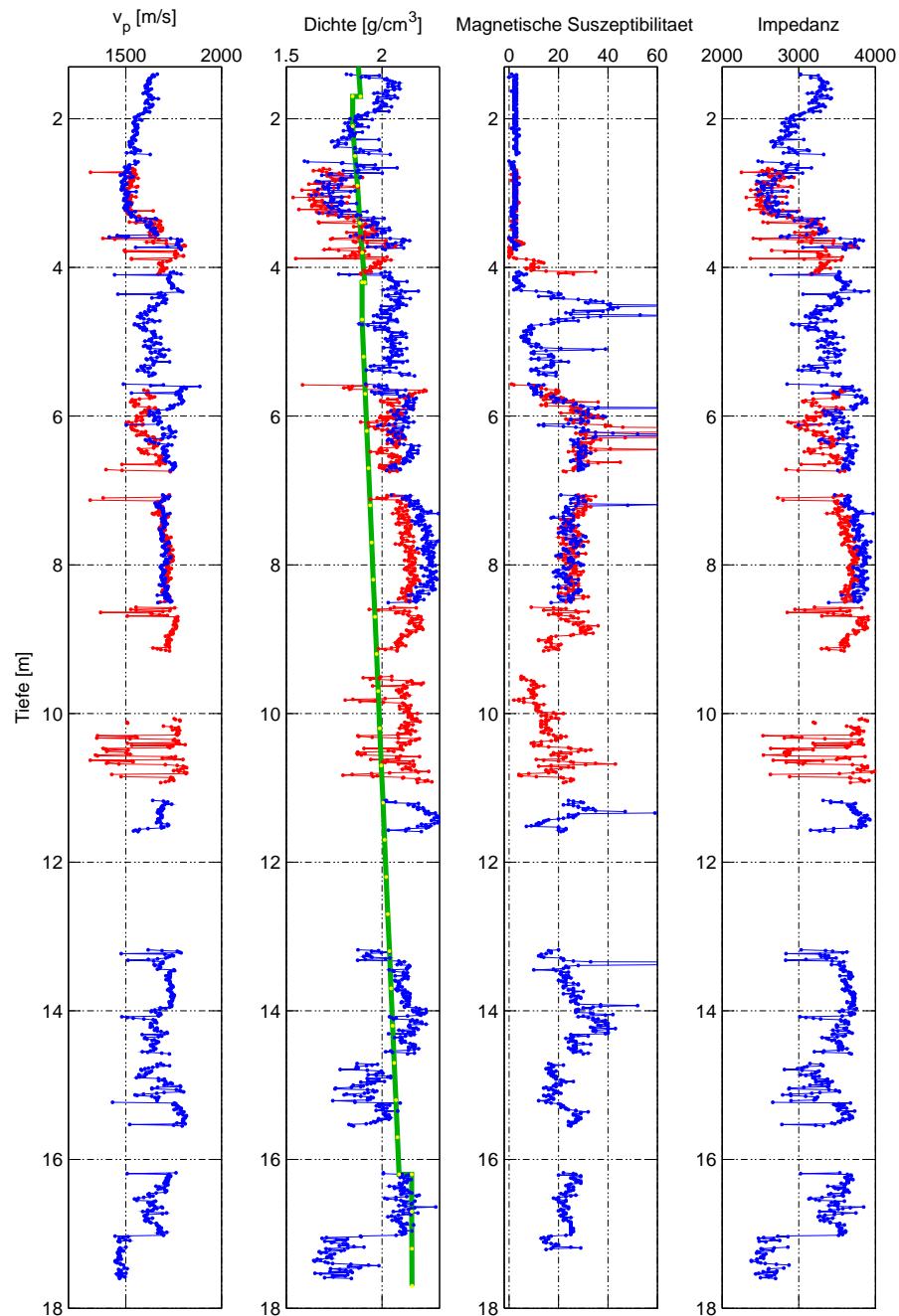


Abbildung 11.2: Messwerte an den Bohrkernen A (rot) und B (blau) für die P-Wellengeschwindigkeit (links), die Dichte (mitte, links), die magnetische Suszeptibilität (mitte, rechts) und die Impedanz (rechts) über die Tiefe unterhalb des Meeresbodens. Die Dichtewerte des Inversionsergebnisses der kombinierten Inversion von Scholte- und Lovewellen-Dispersion ist grün eingezeichnet. Bohrlokation in der Tromper Wiek: $54^{\circ}36'39,0720''N, 13^{\circ}29'46,7880''E$

Tomographie noch die hochfrequente Reflexionsseismik aus Abbildung 11.1 geben Hinweise auf Inhomogenitäten.

Vereinzelt sind im Messgebiet der Tromper Wiek starke Streukörper zu finden. Die Abbildung 11.3 zeigt eine Einkanal-Registrierung eines hochfrequenten reflexionsseismischen Profils mit einem Boomer als Quelle. Das abgebildete Profil endet ca. 300 m nördlich des Mittelpunktes der Messlokation (Abb. 2.2, S. 11) und verläuft in West-Ost-Richtung. Die Diffraktionshyperbeln in den Messdaten des Profils deuten auf große Streukörper im Sediment hin.

Die beobachteten Streukörper im Messgebiet können jedoch keinen Einfluss auf die gemachten Beobachtungen haben, da:

- die Lovewelle aufgrund der Datenakquisition (Aufzeichnung von Common-Receiver-Gather und nicht Common-Shot-Gather) im gesamten Messgebiet angeregt wurde (vgl. Abb. 11.6, S. 136) und somit nicht nur durch lokal begrenzte Streukörper oder Inhomogenitäten verursacht sein kann.
- der variierende Frequenzgehalt der Scholtewelle bei den verschiedenen Messungen eine Ursache haben muss, die sich von Messfahrt zu Messfahrt ändern kann. Die Streukörper jedoch sind fix.
- die beobachtete PPSH-Welle als einzige Raumwelle deutlich auf der Transversal-Komponente zu sehen ist (Abb. 8.11). Ein Streukörper sollte jedoch auch die übrigen Raumwellen streuen.

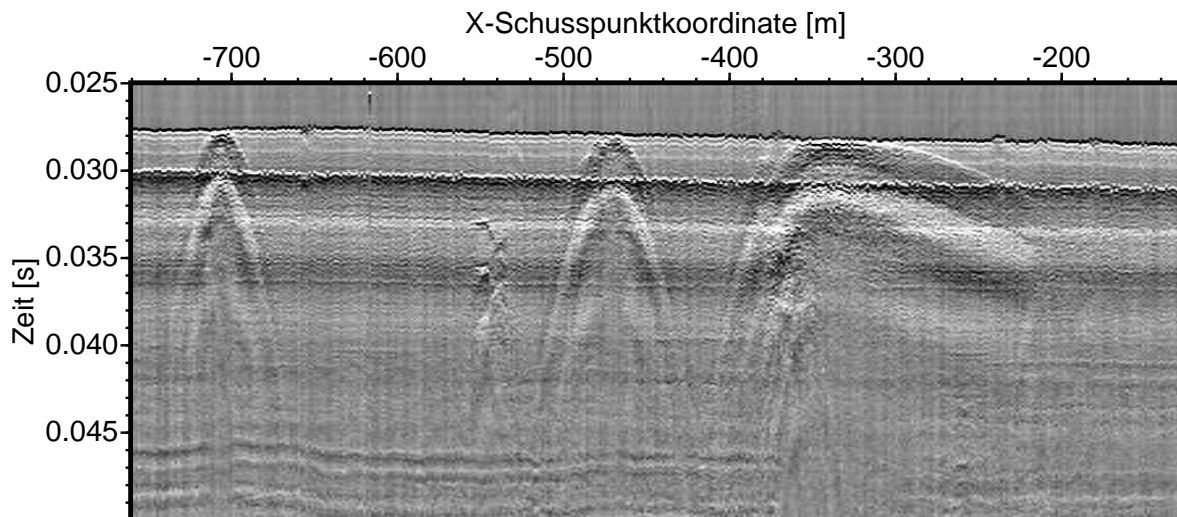


Abbildung 11.3: Einkanal-Boomer-Sektion eines West-Ost-Profiles 300 m nördlich der Messlokation in der Tromper Wiek. Profilanfang bei -760 m ($54^{\circ}36'48.768840''N$ und $13^{\circ}29'4.422840''E$); Profilende bei -129 m ($54^{\circ}36'48.959940''N$ und $13^{\circ}29'39.591960''E$).

Die Lovewelle in den CRG vom Mai 2002 und vom Oktober 2004 scheint gestreut zu werden (Abschnitt 8.3.1, S. 102). In der Boomer-Seismik entlang des Profils p23 (Abb.11.1) sind jedoch keine Streukörper zu erkennen. Die Ursache dieser Beobachtung scheint daher nicht durch einen Streukörper verursacht zu sein.

Als Ursache für die Anregung von Lovewellen scheiden vereinzelte Streukörper aus.

11.3 Richtungsabhängigkeit

Die vorgestellten CRG der Profile verschiedener Messfahrten mit den Variationen in der Anregung von Grenzflächenwellen besitzen alle in etwa die gleiche geographische Orientierung. Aufgrund der gezeigten Beobachtungen in den Messdaten stellt sich die Frage, ob die gleichen Beobachtungen auch auf Profilen unterschiedlicher Orientierung gemacht werden können und ob eventuell eine azimutale Vorzugsrichtung für die Anregung bestimmter Wellen existiert. In diesem Zusammenhang wäre auch zu klären, ob eine Anisotropie, eine richtungsabhängige Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen, im vorliegenden Messgebiet zu beobachten ist.

Die Analyse von Anisotropien war nicht Gegenstand der Studie und wurde somit nicht

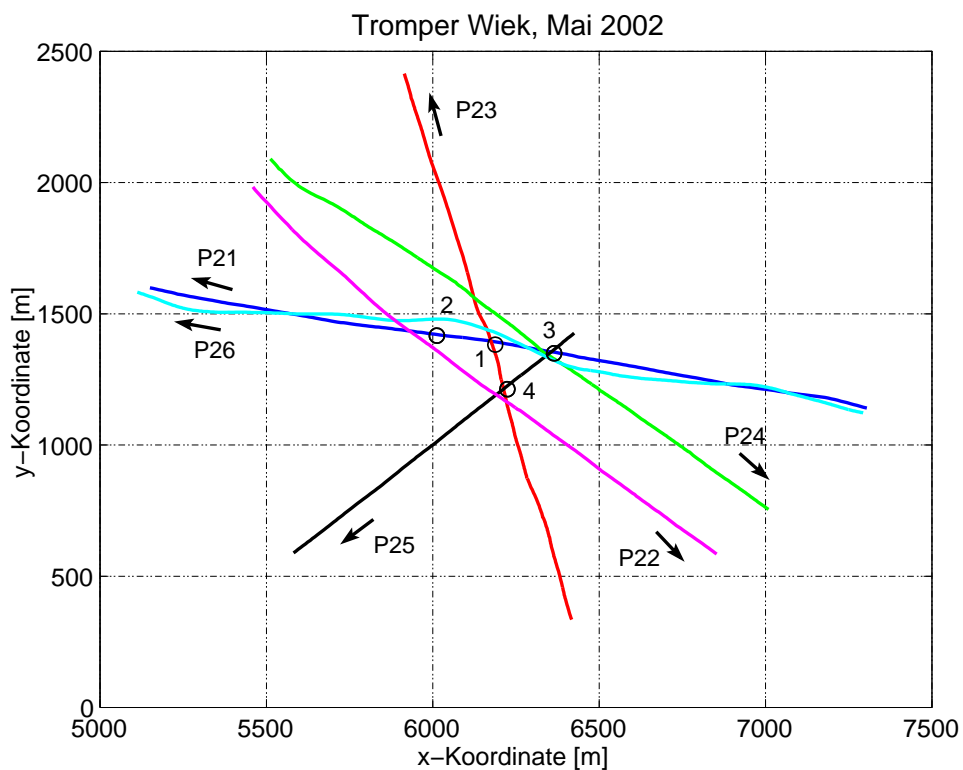


Abbildung 11.4: Profilplan der Messung im Mai 2002 in der Tromper Wiek. Die Geophone sind als Kreise markiert. Das Geophon 4 entspricht der Koordinate $54^{\circ}36'39,0720''N, 13^{\circ}29'46,7880''E$

explizit im Messgebiet untersucht. Eine nachträgliche Auswertung der vorhandenen Daten in Bezug auf eine Anisotropie gestaltet sich jedoch sehr schwierig, da die Datenakquisition nicht dafür ausgelegt war. Zwar liegen Daten unterschiedlicher azimuthaler Ausrichtung vor, die allerdings aufgrund der tieffrequenten Anregung und des großen zeitlichen Abtastintervalls nicht zur Auswertung von Reflexionen oder Refraktionen geeignet sind. Da die Datenqualität nicht für alle azimuthal unterschiedlichen Profile ausreichend ist, um qualitativ gute pf-Spektren zu berechnen oder reflektierte und refraktierte Wellen auszuwerten, kann die Analyse der Richtungsabhängigkeiten nicht vollständig erfolgen. Aus diesem Grund werden lediglich die CRG von weiteren Profilen vorgestellt und diskutiert.

Scholte- und Lovewellen:

Die Abbildung 11.4 zeigt den Profilplan der Messung im Mai 2002, bei der 4 Geophone (als Kreise markiert) insgesamt 6 Airgun-Profile (p21 - p26) registriert haben. Das Geophon 4 markiert den Mittelpunkt der Messlokation in der Tromper Wiek (siehe auch Abb. 2.2, S. 11). Neben dem bereits vorgestellten Profil p23 (Abschnitt 8.1) weisen die weiteren Profile eine andere geographische Orientierung auf, sodass die Anregung von Grenzflächenwellen in Bezug auf einen azimuthalen Einfluss hin untersucht werden kann.

Die Radial-Komponenten der CRG der Profile p21, p22, p24 und p25 sind in der Abbildung 11.5 abgebildet. Azimutale Unterschiede sind in den verschiedenen Profilen schwer erkennbar, insbesondere da die Datenqualität zwischen den einzelnen CRG etwas variiert. Der Frequenzgehalt der Scholtewelle ist jedoch in allen Profilen der gleiche.

Die entsprechenden CRG der Transversal-Komponenten sind in der Abbildung 11.6 dargestellt. Dabei ist auf allen Profilen die Anregung von Lovewellen zu beobachten.

Aus den vorgestellten Profilen der Messung in der Tromper Wiek im Mai 2002 geht hervor, dass das im Abschnitt 8.1 vorgestellte Profil p23 in Bezug auf die angeregten Grenzflächenwellen exemplarisch für die gesamte Messung zu diesem Zeitpunkt ist. Lediglich die Datenqualität variiert, nicht jedoch der beobachtete Frequenzgehalt der Scholtewelle oder die Anregung von Lovewellen. Des Weiteren sind keine azimuthalen Variationen festzustellen. Die Grenzflächenwellen wurden im gesamten Messgebiet mit gleichen Eigenschaften angeregt.

PPSH-Welle

Im Abschnitt 8.3.4 (S.108) wurde die Beobachtung einer refraktierten P-Welle, die in eine S-Welle konvertiert vorgestellt. Diese Welle wurde jedoch nicht als SV-Welle sondern als SH-Welle registriert und wurde als PPSH-Welle bezeichnet. Die Ursache dieser Beobachtung konnte nicht geklärt werden.

Die Analyse aller Messdaten unterschiedlicher Azimuthe ergab eine sehr gute Übereinstimmung des in Abbildung 8.11 (S. 109) gezeigten CRG (Profil 22, Mai 2002) mit dem CRG des Profils p03 aus dem März 2003, das nahezu den gleichen Profilverlauf besitzt (Abb. 2.2, S. 11). Die Abbildung 11.7 zeigt den negativen Offsetbereich der zeitreduzierten Transversal-Komponente dieses Profils. Dabei sind die registrierten PPSH-Wellen vom Mai

2002 und März 2003 nahezu identisch.

In den weiteren Profilen unterschiedlicher azimuthaler Ausrichtung konnten darüber hinaus Indizien für weitere PPSH-Wellen entdeckt werden. Da die Datenqualität dieser Profile zum Teil geringer ist, ist eine exakte Auswertung nur beschränkt möglich. Des Weiteren sind keine Informationen über den Refraktor bekannt, an dem die refraktierte P-Welle in eine S-Welle konvertiert. Es ist anzunehmen, dass dieser Refraktor die PPSH-Welle im

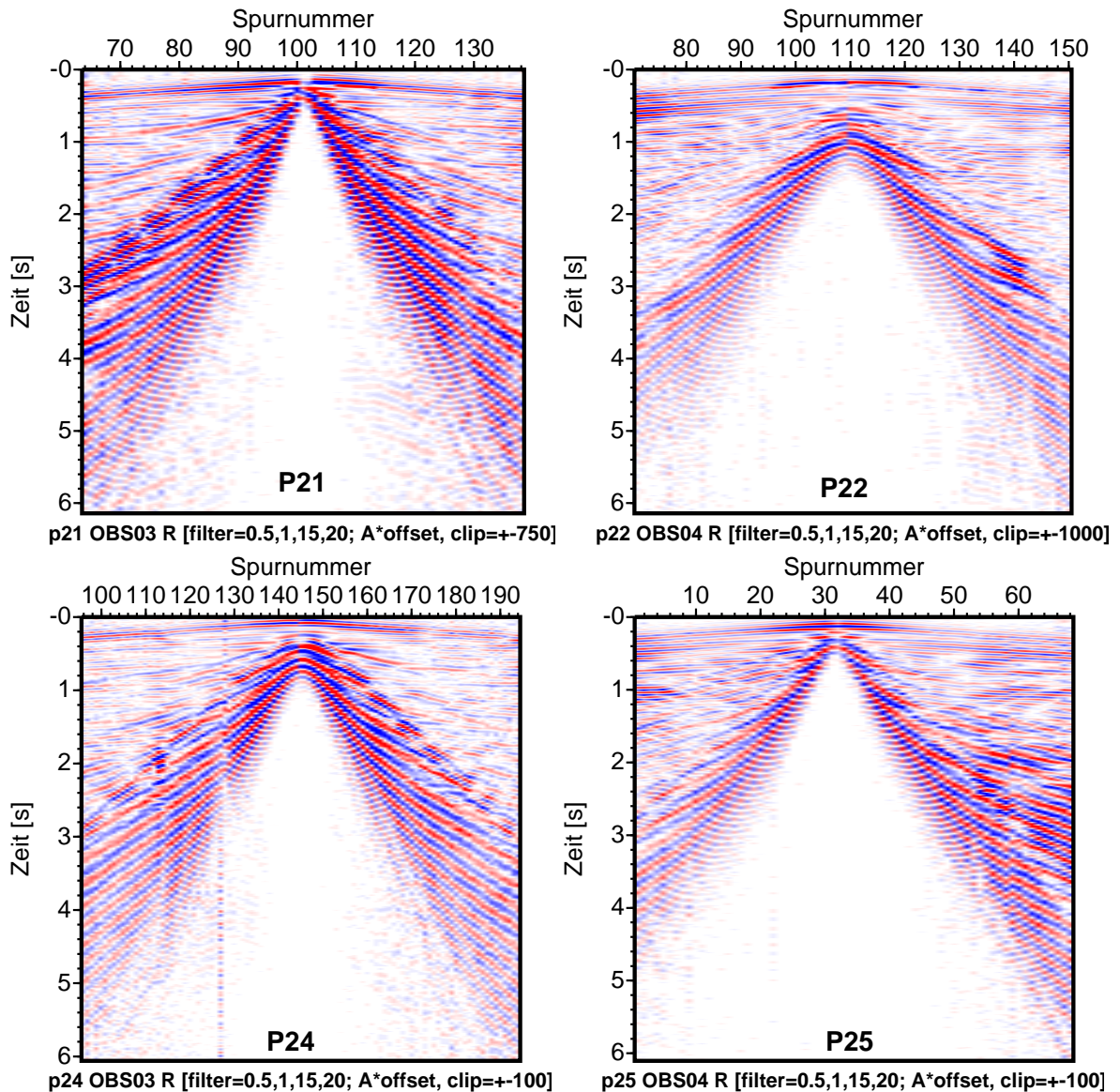


Abbildung 11.5: CRG der Radial-Komponenten der Profile p21 (Geophon 3), p22 (Geophon 4), p24 (Geophon 3) und p25 (Geophon 4) für einen Offsetbereich von - 350 bis 350 m der Messung im Mai 2002. Die Daten sind bandpassgefiltert (1 - 15 Hz) und die Amplituden mit zunehmenden Offset verstärkt ($Amplituden * Offset$).

Messgebiet stark beeinflusst, sodass ein direkter Vergleich von Profilen unterschiedlicher Azimuthe nur schwer durchzuführen ist.

Der Vergleich der beiden CRG vom Mai 2002 und März 2003, zeigt, dass die Beobachtung keinen saisonalen Variationen unterworfen ist.

Unbeantwortet bleibt auch die Frage nach der Ursache der PPSH-Welle. Da am Refraktor eine SV-Welle entsteht, bleibt zu klären, wodurch die SV-Welle ihre Polarisation dreht,

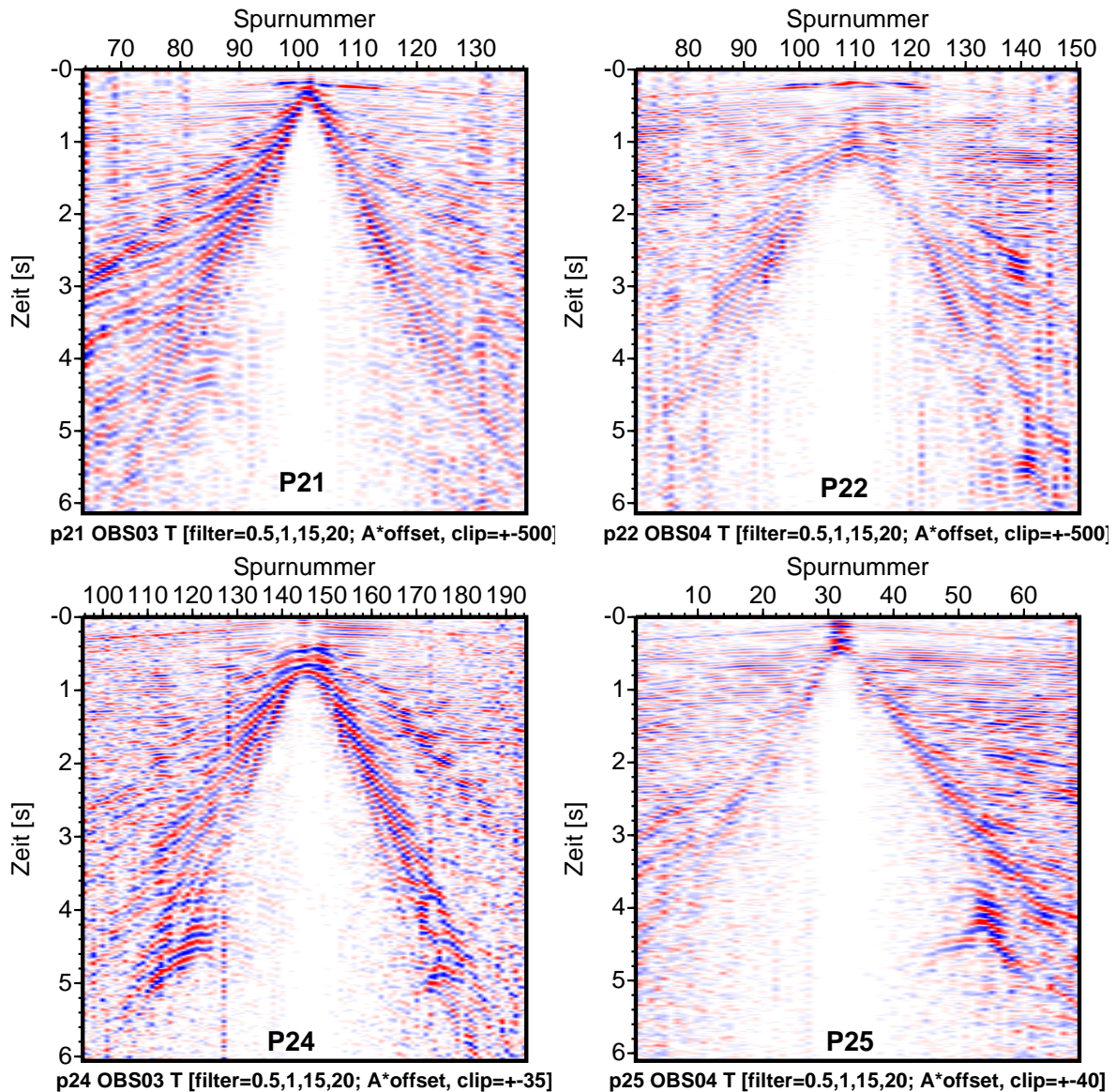


Abbildung 11.6: CRG der Transversal-Komponenten der Profile p21 (Geophon 3), p22 (Geophon 4), p24 (Geophon 3) und p25 (Geophon 4) für einen Offsetbereich von - 350 bis 350 m der Messung im Mai 2002. Die Daten sind bandpassgefiltert (1 - 15 Hz) und die Amplituden mit zunehmenden Offset verstärkt ($\text{Amplituden} * \text{Offset}$).

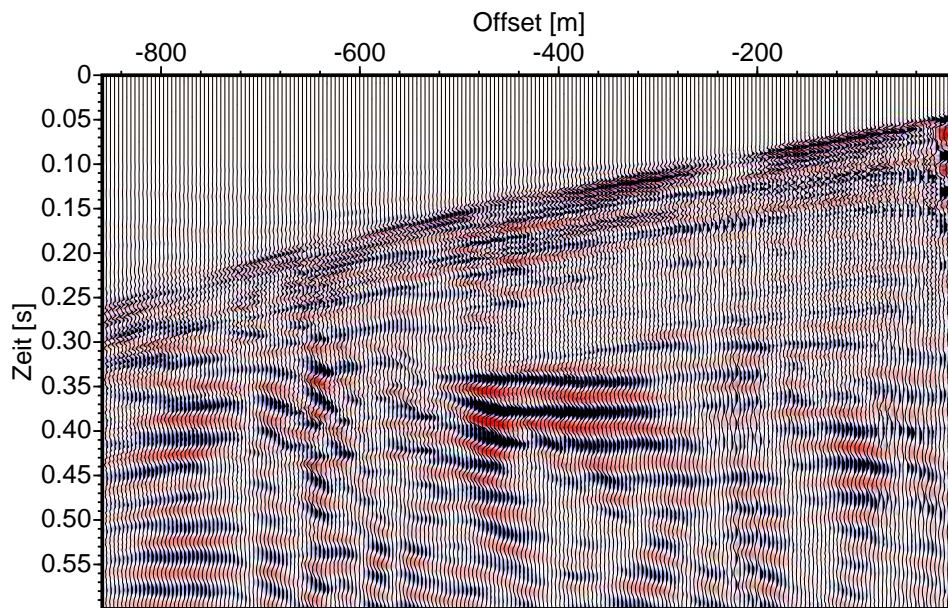


Abbildung 11.7: T-Komponente des CRGs vom Profil p03 (März 2003). Die Daten sind amplitudenverstärkt ($Amplitude * Offset^{0.5}$) und mit einer Geschwindigkeit von $2200 \frac{m}{s}$ zeitreduziert.

um am Geophon als SH-Welle registriert werden zu können. Da die SV-Welle den Refraktor mit einem Ausfallswinkel von ca. 10° verlässt, durchläuft sie die Sedimentschichtung nahezu senkrecht, während ihre Polarisation dreht. Eine mögliche Ursache könnte eine Gyrotropie (Drehung der Polarisationsrichtung) im Untergrund sein (Obolentseva, 1996). Zur näheren Untersuchung dieses Effektes wäre jedoch eine hochfrequenterer Refraktionsseismik mit Profilen vieler verschiedener Azimuthe notwendig.

Teil V

Schlussbetrachtung

Kapitel 12

Ergebnisse

Die Anregung von Grenzflächenwellen mit Quellen in der Wassersäule wurde in der vorliegenden Arbeit untersucht. Dabei wurden sowohl zeitlich kontinuierliche Quellen (Schiffe) als auch zeitlich diskrete Quellen (Airguns) betrachtet. Während der Messungen wurden Beobachtungen gemacht, deren Ursachen nicht eindeutig geklärt werden konnten (Abschnitt 8.4). Eine differenzierte Betrachtung konnte jedoch eine Vielzahl möglicher Ursachen ausschließen.

Anregung durch Schiffe

Die Analyse der Messungen zeitlich kontinuierlicher Schiffsgeräusche belegte die Anregung von Scholtewellen durch fahrende Schiffe. Dabei konnte die Doppler-Methode Scholtewellen in einem Frequenzbereich von 2 - 12 Hz nachweisen. Es konnten lediglich diskrete Frequenzen ausgewertet werden, die durch das Schiff angeregt wurden. Untersuchungen des Amplitudenabklingverhaltens mit der Entfernung und der Polarisation konnten keinen eindeutigen Nachweis für die Anregung von Scholtewellen erbringen. Durch den Vergleich mit den Airgun-Scholtewellenmessungen bezüglich Polarisation und Ausbreitungsgeschwindigkeiten konnte gezeigt werden, dass bei den verschiedenen Frequenzen im Spektrum der Schiffsgeräusche unterschiedliche Scholtmoden vorherrschen. Es stellte sich heraus, dass die Scholtewellen-Dispersion auch durch die Auswertung zeitlich kontinuierlicher Signale des Schiffes gut bestimmt werden kann. Dabei kann die Dispersionskurve nur an den durch das Schiff angeregten diskreten Frequenzen abgetastet werden. Durch Änderungen der Propellerdrehzahl des Schiffes sollte die Anzahl diskreter Frequenzen erhöht werden können. Allerdings sind die auswertbaren Frequenzen abhängig vom verwendeten Schiff.

Der Versuch tiefstfrequente Scholtewellen (< 2 Hz), die durch die Wasserverdrängung des Schiffes angeregt werden könnten, mittels einer Breitband-OBS-Station in der Tromper Wiek zu registrieren gestaltete sich sehr schwierig, da das Gerät durch die großen Amplituden übersteuert wurde. Am Leuchtturm Friedrichsort konnten weitere tiefstfrequente Daten registriert werden, die allerdings nicht mittels Doppler-Analyse ausgewertet werden können, wie die Untersuchung der erwarteten Frequenzverschiebung zeigte. Eine Gravimeter-Aufzeichnung zeigte Signale, die mit dem Passieren der großen Fährschiffe kor-

relieren.

Anregung durch Airguns

Die wiederholte Durchführung von Airgun-Messungen an der gleichen Messlokation zeigte starke saisonale Variationen in den registrierten Wellenfeldern. Im Mai 2002 konnten Scholtewellen mit einem Frequenzgehalt bis 16 Hz registriert werden. Die vergleichende Modellierung zeigte, ebenso wie die Wiederholungsmessungen einen Frequenzgehalt bis lediglich ca. 8 Hz.

Darüber hinaus wurde im Mai 2002 eine Lovewelle mit einer Quelle in der Wassersäule angeregt. Die Lovewelle konnte durch eine Dispersionsanalyse und eine kombinierte Inversion der Dispersionen von Scholte- und Lovewelle identifiziert werden. Die Inversion konnte neben den Scherwellengeschwindigkeiten auch die Dichten des Untergrundes relativ gut bestimmen. Die Anregung von Lovewellen mit einer Quelle in der Wassersäule konnte zum Teil wiederholt werden (Mai/September 2004). Scholtewellen hohen Frequenzgehaltes konnten nur im Mai 2002 gemessen werden.

Des Weiteren wurden saisonale Variationen in den seismischen Wellenfeldern beobachtet, die möglicherweise auf die Anregung einer zweiten geführten Welle in der Wassersäule hindeuten. Eine weitere ungeklärte Beobachtung ist die gemessene saisonal unabhängige SH-Welle, die, wie Modellierungen belegen, vom Refraktor als SV-Welle abgestrahlt wird und anschließend ihre Polarisation dreht.

Die Untersuchung der Quelleigenschaften ergab im Messgebiet der Eckernförder Bucht, dass das Verhältnis von mittlerer P-Wellen-Amplitude zur Scholtewellen-Amplitude von dem Luft-Ausströmvolumen der verwendeten Airgun abhängt. Dieses Amplitudenverhältnis variierte von ca. 1.1 (60 bar und 0.1 l Kammervolumen) bis ca. 0.1 (150 bar und 2.5 l Kammervolumen). Der Einfluss der Quelltiefe wurde in der Tromper Wiek untersucht. Die Messdaten zeigten einen zunehmenden Frequenzgehalt von ca. 6 auf 7 Hz der Scholtewelle mit abnehmender Entfernung (von 19 auf 10 m) der Quelle vom Meeresboden. Diese Messung konnte durch modellierte Daten bestätigt werden. Allerdings ist die Zunahme des Frequenzgehaltes nicht so stark, wie sie durch die Berechnung der Eigenfunktionen des Mediums erwartet worden war. Dies liegt an der Dämpfung der Wellen und am starken Abklingen der hohen Frequenzen der Nahfeldwellen.

Mögliche Ursachen der ungeklärten Beobachtungen

Zu den gemachten ungeklärten Beobachtungen, die im Abschnitt 8.4 zusammengefasst sind, gehört die ungeklärte Anregung von Scholtewellen mit einem doppelt so hohen Frequenzgehalt (Mai 2002, Abschnitt 8.1) wie bei den Wiederholungsmessungen (März 2003 - Oktober 2004, Abschnitt 8.3) und die Anregung von Lovewellen mit einer Quelle in der Wassersäule (Abschnitt 8.2), die nur bei den Messungen im Mai 2002 und im Mai 2004 beobachtet werden konnte. Darüber hinaus wurden weitere saisonale Variationen in den Messdaten an der gleichen Lokation festgestellt (Abschnitt 8.3.3). Eine weitere ungeklärte Beobachtung ist die gemessene PPSH-Welle (Abschnitt 8.3.4).

Zur Klärung der Ursachen, die die gemachten Beobachtungen erklären können, wurden alle ermittelten Informationen aus den fünf Messkampagnen an der Messlokation in der

Tromper Wiek miteinander verglichen. Auf diese Weise konnte kein Einfluss der verwendeten Quellen und Empfänger festgestellt werden. Eine möglicherweise saisonal variierende Geschwindigkeitsschichtung innerhalb der Wassersäule zeigte in Modellrechnungen ebenfalls keinen signifikanten Einfluss auf die angeregten Wellenfelder.

Die Beschaffenheit des Meeresbodens wurde während der Messkampagnen vom Mai 2002 und März 2003 durch Videoaufnahmen festgehalten und zeigte lediglich im März 2003 deutliche Strömungsrippel.

Leider war es nicht möglich den Einfluss der Rippel auf die Anregung und Ausbreitung von Grenzflächenwellen mittels FD-Simulationen zu studieren. Des Weiteren korrelierten die Beobachtungen nicht mit oberflächennahen Strömungsdaten.

Der Meeresboden ist ein Bereich, der starken saisonalen Variationen unterliegt und aus diesem Grund in Zusammenhang mit den gemachten Beobachtungen gebracht werden muss. Ein direkter Nachweis konnte aufgrund der wenigen Informationen über den Meeresboden nicht erfolgen.

Die hochauflösende Reflexionsseismik entlang des hauptsächlich ausgewerteten Profils p23 zeigt weder stark geneigte Schichten noch Streukörper. Des Weiteren sind der Reflexionsseismik keine Anzeichen auf Gas in den Sedimenten zu entnehmen. Eine vorhandene Anisotropie im Untergrund konnte weder bestätigt noch ausgeschlossen werden, da die durchgeführten Messungen hierfür nicht konzipiert waren. Allerdings wurden im Mai 2002 im gesamten Messgebiet, unabhängig von der azimuthalen Ausrichtung der Profile, Scholte-Wellen hohen Frequenzgehaltes und Love-Wellen angeregt.

Letztendlich war es aufgrund einer fehlenden größeren Datenbasis nicht möglich, die genauen Ursachen für die gemachten Beobachtungen zu finden.

Kapitel 13

Schlussfolgerungen

Wie nachgewiesen wurde, regen fahrende Schiffe Scholtewellen an, deren Dispersion aus den Schiffsgeräusch-Daten gewonnen werden kann. Diese Dispersion kann mittels einer Inversion bezüglich der Scherwellengeschwindigkeiten im Untergrund ausgewertet werden. Es könnte also auf eine zeitlich diskrete Quelle verzichtet werden. Zur Durchführung ist jedoch darauf zu achten, dass das verwendete Schiff viele diskrete Frequenzen anregt.

Die Messungen von Grenzflächenwellen mit einer Airgun als Quelle haben viele Fragen aufgeworfen. Es hat sich gezeigt, dass eindimensionale Untergrundmodelle zu einfach sind, um die beobachtete Anregung von Grenzflächenwellen erklären zu können. Vielmehr sind komplexe Modelle notwendig, die die Feinschichtung, die Rauigkeit des Meeresbodens und eine Anisotropie beinhalten.

Solange die gemachten Beobachtungen nicht geklärt und verstanden sind, können Auswertungen von gemessenen Amplitudenwerten schwierig sein. Die Auswertung der Messdaten hat gezeigt, dass aus bisher ungeklärten Gründen sehr viel der angeregten Energie in der Transversal-Komponenten gemessen wird (Lovewelle, PPSH-Welle). Bei einer Amplitudenauswertung von Reflexionen mit zunehmenden Einfallswinkel der Wellen an einer Grenzschicht (AVO/AVA-Analysen) kann es deshalb zu falschen Interpretationen kommen, da nicht bekannt ist, inwieweit sich die Amplituden auf die drei Komponenten verteilen. Die gleichen Probleme treten ebenfalls bei einer Full-Waveform-Inversion auf, da bisher keine Vorwärtsrechnung solche Effekte, wie sie beobachtet wurden, berücksichtigt.

Die in dieser Studie verwendeten Programme (*Mseis*, FD-Verfahren) zur Berechnung der Wellenausbreitung waren nicht in der Lage Scholtewellen zu berechnen, die eine frequenzabhängige Amplitudenverteilung aufweisen, wie sie die Daten der Messung vom Mai 2002 besitzen. Die Ergebnismodelle wiesen zwar die gleiche, bereits gemessene Dispersion auf, die Amplitudenwerte stimmten hingegen nicht. Dabei zeigten sich insbesondere die FD-Verfahren als nicht geeignet zur Modellierung von Scholtewellen mit den Untergrundparametern der Tromper Wiek, die eine minimale Scherwellengeschwindigkeit von lediglich $54 \frac{m}{s}$ aufweisen. Welchen Einfluss beispielsweise die Parameter (z.B. Gitterabstand, Länge der Zeitschritte) der FD-Modellierung besitzen konnte nicht abschließend geklärt werden. Für weitere Untersuchungen bedeutet dies, dass die Modellierungsprogramme noch wei-

ter entwickelt, bzw. dass die verwendeten Untergrundmodelle verändert werden müssten. Ein großes Problem stellen z.B. die Meeresbodenrippel dar, die mit eindimensionalen Programmen (z.B. *Mseis*) nicht berücksichtigt werden können. Die FD-Verfahren stoßen bei den kleinräumigen Ripplern an ihre Grenzen, sodass eine Anisotropie, die durch die Ripplern verursacht wird, in eine Schicht mit effektiv der gleichen Anisotropie implementiert werden könnte. Allerdings ist die durch die Ripplern verursachte Anisotropie nicht bekannt. Eventuell muss auf analoge Modelle (Sandkastenmodelle) ausgewichen werden. Die vorliegende Studie konnte jedoch nicht konkret klären, an welcher Stelle die Modellierungsprogramme versagen bzw. durch welche Ursache die Messdaten zustande gekommen sind.

Bei den Scholtewellen-Messungen kommt in der Regel lediglich die Vertikalkomponente zur Auswertung, sodass die Anregung von Lovewellen nicht unbedingt bemerkt wird. Aus diesem Grund sollten bei den Auswertungen stets alle Komponenten betrachtet werden. Auf diese Weise konnten auch bei OBS-Messungen im Arkona-Becken Hinweise auf die Anregung von Lovewellen gefunden werden (Anhang A).

Die deutlichen Unterschiede zwischen den einzelnen Messungen in der Tromper Wiek zeigen saisonale Variationen, die jedoch bei nur einer einzigen Messung nicht aufgefallen wären. Zukünftig sollte somit auch in neuen Messgebieten ein möglicher saisonaler Einfluss in Erwägung gezogen werden.

Kapitel 14

Ausblick

Die Möglichkeiten für weitergehende Studien teilen sich in zwei Gebiete auf. Zum Einen können die vorgestellten Auswertungen von Schiffsgeräuschen verbessert werden. Zum Anderen müssen zukünftige Untersuchungen die Ursachen für die gemachten Beobachtungen finden.

14.1 Messung zeitlich kontinuierlicher Signal

Die Untersuchung der zeitlich kontinuierlichen Schiffsgeräusche konnte durch die Doppler-Analyse den Nachweis der Anregung von Scholtewellen durch fahrende Schiffe erbringen. Die Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten stellte sich im Gegensatz zu den Untersuchungen zum Amplitudenabklingverhalten und der Polarisierung als sehr stabil heraus. Allerdings ist die Doppler-Analyse nur begrenzt einsetzbar, da sie lediglich auf diskrete Amplitudenpeaks angewendet werden kann. Des Weiteren wird die Frequenzverschiebung zu tiefen Frequenzen (ca. < 1 Hz) zu klein, um ausgewertet zu werden. Aus diesen Gründen wäre es sinnvoll nach anderen Verfahren zu suchen, die diese Einschränkungen nicht aufweisen.

Ein weiterer Schwerpunkt zukünftiger Untersuchungen wird der Versuch sein, nachzuweisen dass fahrende Schiffe durch die Wasserverdrängung tiefstfrequente (< 2 Hz) Scholtewellen anregen. Hierzu sollen insbesondere die bereits registrierten Daten vom Leuchtturm Friedrichsort genauer analysiert werden.

14.2 Klärung der Ursachen für die gemachten Beobachtungen

Die in der vorliegenden Studie vorgestellten Beobachtungen (Abschnitt 8.4) in den registrierten seismischen Wellenfeldern konnten nicht erklärt werden. Dies liegt in erster Linie an einer zu kleinen Datenbasis. Um zusätzliche Erkenntnisse zu erhalten ist es demnach

zwingend erforderlich, weitere Messungen durchzuführen. Dabei sollten folgende Punkte angestrebt werden:

- Dokumentation jahreszeitlicher Variationen in seismischen Daten (Grenzflächenwellen, geführte Wellen und konvertierte Wellen)
- Untersuchung der Anisotropie im Messgebiet
- Einfluss von Streueffekten (Streukörper, Meeresbodenrauigkeit usw.)
- Korrelation der Meeresbodenrippeln mit den seismischen Variationen
- Theoretische Erklärung der Beobachtungen durch Anwendung verschiedener Ansätze (z.B. FD-Modellierung, Streutheorie usw.)

Zur Untersuchung dieser Punkte sollten mindestens 6 fünftägige Seemessungen im Abstand von 2 Monaten in der Tromper Wiek durchgeführt werden, um sicherzustellen, dass die vorhandenen Variationen gemessen werden können. Die gemessenen Daten und Beobachtungen (z.B. variierende Meeresbodenrippel) sollten dann dazu beitragen, mögliche Ursachen für die jahreszeitlichen Variationen einzugrenzen. Die große Zahl von Messfahrten ist auch von wesentlicher Bedeutung für eine Korrelation der seismischen Daten mit der Meeresbodenrauigkeit.

Während jeder dieser Forschungsfahrten sollten folgende Messungen durchgeführt werden:

- Sidescan-Messungen zur Dokumentation der Meeresbodenbeschaffenheit (Form, Länge und Orientierung der Meeresbodenrippeln)
- OBS-Messung mit Airgun-Seismik über die Messlokation in der Tromper Wiek. Dabei sollten Profile über das OBS alle Azimuthe mit einem Intervall von 20° abdecken, um mögliche Richtungsabhängigkeiten feststellen zu können.
- OBS-Messung mit kleiner Airgun oder Watergun und erhöhter Schussrate zur optimalen Abbildung der refraktierten, konvertierten und geführten Wellen bei ebenfalls azimuthal variierenden Profilen.
- Boomer-Seismik entlang der Airgun-Profile zur hochauflösenden Abbildung der Sedimente mit eventuell vorhandenen Streukörpern oder jahreszeitlich variierender Gasansammlungen
- Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeiten am Meeresboden und an der Wasseroberfläche zur Korrelation mit den seismischen Daten und zum Abgleich der Daten mit den Vorhersagen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)

Die Ergebnisse der Seemessungen könnten dann als Datenbasis zur Analyse von jahreszeitlichen Variationen und besonders auch zur Eingrenzung der möglichen Ursachen dienen.

Literaturverzeichnis

- AKI, K., & RICHARDS, P.G. 1980. *Quantitative seismology*. W.H. Freeman and Company.
- AMUNDSEN, L., & REITAN, A. 1995. Extraction of P- and S-waves from the vertical component of the particle velocity at the sea floor. *Geophysics*, **60**(01), 231–240.
- AYRES, A., & THEILEN, F. 1999. Relationship between P- and S-wave velocities and geological properties of near-surface sediments of the continental slope of the Barents Sea. *Geophys. Prosp.*, **47**(04), 431–441.
- BOHLEN, T. 2002. Parallel 3-D viscoelastic finite-difference seismic modelling. *Computers & Geosciences*, **28**(8), 887–899.
- BOHLEN, T., KUGLER, S., KLEIN, G., & THEILEN, F. 2004. 1.5D inversion of lateral variation of Scholte-wave dispersion. *Geophysics*, **69**(02), 330–344.
- BRAILE, L. 2005. *Seismic Wave Demonstrations and Animations*. <http://web.ics.purdue.edu/braile>.
- BREITZKE, M., BOEBEL, O., NAGGAR, S. EL, JOKAT, W., KUHN, G., NIESSEN, F., & SCHENKE, H. W. 2006. Akustische Vermessung der marin-seismischen Quellen des FS Polarstern im Herdle-Fjord, Norwegen. *Jahrestagung der Deutschen Geophysikalische Gesellschaft*, **66**, 188–189.
- CLIET, C., & DUBESSET, M. 1988. Polarization analysis in three component seismics. *Geophysical Transactions*, **36**.
- COLLINSON, J.D., & THOMPSON, D.B. 1989. *Sedimentary structures*. Unwin Hyman., London.
- DICK, S., KLEINE, E., & MÜLLER-NAVARRA, S. 2001. The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. *Berichte des BSH (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie)*, **29**.
- ESSEN, H-H. 1980. Model computations for low-velocity surface waves on marine sediments. *Pages 299–305 of: KUPERMAN, W.A., & JENSEN, F.B. (eds), Bottom-Interacting Ocean Acoustics*. NATO Conf. Ser. 4, vol. 5.

- ESSEN, H.-H., GREVEMEYER, I., HERBER, R., & WEIGEL, W. 1998. Shear-wave velocity in marine sediments on young oceanic crust: constraints from dispersion analysis of Scholte waves. *Geophysical Journal International*, **132**, 227–234.
- FORBRIGER, T. 2003. Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms. *Geophysical J. Internat.*, **153**(3), 735–752.
- FREUDENTHAL, T., WEFER, G., STANLEY, J., & KÖNNECKER, H.-O. 2005. Robotic sampling of the deep sea floor. Underwater Intervention Conference Proceedings.
- FRIEDERICH, W., & DALKOLMO, J. 1995. Complete synthetic seismograms for a spherically symmetric earth by a numerical computation of Green's function in the frequency domain. *Geophysical Journal International*, **122**, 537–550.
- GEHRMANN, T., GIMPEL, P., & THEILEN, F. 1984. Marine shear wave profiling. *Page Session: S13.5 of: 54th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*
- GIMPEL, P. 1987. *Marine flachseismische Untersuchungen in der Kieler Bucht unter besonderer Berücksichtigung von Scherwellenmessungen*. Doktorarbeit, Institut für Geophysik, Universität Kiel.
- HAMILTON, E. L. 1976. Shear-wave velocity versus depth in marine sediments - A review. *Geophysics*, **41**(05), 985–996.
- JOPLING, A.V. 1965. Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*.
- KANASEWICH, E. R. 1981. *Time Sequence Analysis in Geophysics*. The University of Alberta Press.
- KLEIN, G. 2003. *Acquisition and Inversion of Dispersive Seismic Waves in Shallow Marine Environments*. Ph.D. thesis, Kiel University.
- KLEIN, G., BOHLEN, T., THEILEN, F., KUGLER, S., & FORBRIGER, T. 2005. Acquisition and inversion of dispersive seismic waves in shallow marine environments. *in press at Marine Geophysical Researches*.
- KRIWANEK, S. 2004. *Experimentelle Untersuchung der Quelleigenschaften von Airguns auf die Anregung seismischer Wellen im Flachwasser*. Bsc-Studienarbeit an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- KRONE, R. 1997. *Sismique onde S en faible profondeur d'eau: Propriétés de cisaillement des sédiments marins superficiels par inversion simultanée de la dispersion des ondes de Love et de Scholte*. Doktorarbeit, Université de Bretagne Occidentale.
- KUGLER, S. 2001. *Bestimmung der Scherwellengeschwindigkeit flacher mariner Sedimente aus der Analyse von Scholtewellen*. Diplomarbeit an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.

- KUGLER, S., BOHLEN, T., BUSSAT, S., & KLEIN, G. 2005. Variability of Scholte-wave Dispersion in Shallow-water Marine Sediments. *JEEG*, **10**(2), 203–218.
- KUGLER, S., BOHLEN, T., FORBRIGER, T., BUSSAT, S., & KLEIN, G. 2006. Scholte-wave tomography for shallow-water marine sediments. *submitted to Geophysical Journal International*.
- KUPERMAN, W. A., & SCHMIDT, H. 1989. Self-consistent perturbation approach to rough surface scattering in stratified elastic media. *J. Acoust. Soc. Am.*, **86**(4), 1511–1522.
- LEMKE, W., ENDLER, R., TAUBER, F., JENSEN, J. B., & BENNIKE, O. 1998. Late- and postglacial sedimentation in the Tromper Wiek northeast of Rügen (western Baltic). *Meyniana*, **50**, 155–173.
- LEPAGE, K., & SCHMIDT, H. 1992. Four-dimensional rough surface scattering realizations for multilayered fluid-elastic media. *J. Acoust. Soc. Am.*, **92**(4), 2467–2468.
- LEVSHIN, A. L., YANOVSKAYA, T. B., LANDER, A. V., BUKCHIN, B. G., BARMIN, M. P., RATNIKOVA, L. I., & ITS, E. N. 1989. Seismic Surface Waves in a Laterally Inhomogeneous Earth. 2. auflage edn. Kluwer Academic Publishers. ISBN 0792300440.
- LORANG, U. 2003. *Reichweite von Scholtewellen in der Tromper Wiek*. Studienarbeit an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- MUYZERT, E. 2000a. Scholte wave velocity inversion for a near surface S-velocity model and P-S-statics. *Pages 1197–1200 of: 70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*
- MUYZERT, E. 2000b. Scholte wave velocity inversion for a near surface S-velocity model and PS-statics. *In: Ann. Internat. Mtg. of Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*.
- OBOLENTSEVA, I. R. 1996. On seismic gyrotropy. *Geophysical Journal International*.
- O'CONNELL, R. J., & BUDIANSKY, B. 1978. Measures of dissipation in viscoelastic media. *Geophysical Research Letters*.
- OSEN, A., AMUNDSEN, L., & REITAN, A. 1999. Removal of water-layer multiples from multicomponent sea-bottom data. *Geophysics*, **64**(3), 838–851.
- PARK, C., MILLER, R., XIA, J., IVANOV, J., HUNTER, J., GOOD, R., & BURNS, R. 2000. Multichannel analysis of underwater surface waves. *Pages 1303–1306 of: 70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*
- PARK, C. B., MILLER, R. D., & XIA, J. 1998. Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. *Pages 1377–1380 of: 68th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*

- RAUCH, D. 1980. Experimental and theoretical studies of seismic interface waves in coastal waters. *Pages 307–326 of: KUPERMAN, W.A., & JENSEN, F.B. (eds), Bottom-Interacting Ocean Acoustics*. NATO Conf. Ser. 4, vol. 5.
- RAUCH, D. 1986. On the role of bottom interface waves in ocean seismo-acoustics: a review. *Pages 623–642 of: AKAL, T., & BERKSON, J.M. (eds), Ocean Seismo-Acoustics Low Frequency Underwater Acoustics*. NATO Conf. Ser. 4, vol. 16.
- SAENGER, E. 2000. *Wave propagation in fractured media: theory and applications of the rotated staggered finite-difference grid*. Ph.D. thesis, Karlsruhe University.
- SCHALKWIJK, K., WAPENAAR, C., & VERSCHUUR, D. 2000. Decomposition of multi-component ocean-bottom data: Inversion for the subbottom parameters. *Pages 1205–1208 of: 70th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*
- SCHIRMER, F. 1980. Experimental determination of properties of the Scholte wave in the bottom of the North Sea. *Pages 285–298 of: KUPERMAN, W.A., & JENSEN, F.B. (eds), Bottom-Interacting Ocean Acoustics*. NATO Conf. Ser. 4, vol. 5.
- SCHULZE-GATTERMANN, R. 1972. Physical aspects of the airpulser as a seismic energy source. *Geophys. Prosp.*, **20**(01), 155–192.
- STOLL, R.D., & BAUTISTA, E.O. 1994b. New tools for studying seafloor geotechnical and geoacoustic properties. *J. Acoust. Soc. Am.*, **96**(5), 2937–2944.
- STÖCKER, H. 1994. *Taschenbuch der Physik*. 2. auflage edn. Verlag Harri Deutsch.
- TATHAM, R. H., & GOOLSBEE, D. V. 1984. Separation of S-wave and P-wave reflections offshore western Florida. *Geophysics*, **49**(05), 493–508.
- WANG, R. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computations of Green's functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(3), 733–741.

Anhang A

Ergänzende Abbildungen

Airgun-Hodogramme

Die Abbildung A.1 zeigt die Hodogramme die für einen Offset von 200 m aus den Daten eines Airgunschusses berechnet wurden. Für verschiedene Frequenzen sind jeweils 4 Perioden aus unterschiedlichen Zeitbereichen dargestellt.

Doppler-Analyse: Ausschnitte aus den Amplitudenspektren

Zur Veranschaulichung der Frequenzverschiebung einzelner Amplitudenpeaks zeigt die Abbildung A.2 Ausschnitte aus den Amplitudenspektren von der Fahrt auf das OBS zu und von der Fahrt vom OBS weg des Überlaufs der Abbildung 5.11 (S.63).

Analyse-Software

Zur Auswertung der Daten von Schiffsgeräuschen wurde eine Software mit graphischer Oberfläche erstellt, die auf *Matlab* basiert. Dabei können die Daten in 4 Schritten untersucht werden (Abb. A.3).

Amplitudenspektrum Druckdaten

Die Abbildung A.4 zeigt das Amplitudenspektrum der gemessenen Druckdaten aus Abbildung 5.16 (S. 69) für den direkten Überlauf des Forschungsschiffes FS Alkor mit einer Geschwindigkeit von 9 kn. Dabei zeigt die Anregung durch die Wasserverdrängung des Schiffes die größten Amplituden unterhalb von 0.1 Hz.

Amplitudenspektrum der Nacht-Messung des Breitband-OBS

Die Registrierung mittels Breitband-OBS-Station in der Nacht (Abb. 5.18, S. 71) zeigte eine dominante Frequenz von ca. 0.2 Hz. Das Amplitudenspektrum dieser Aufzeichnung ist in der Abbildung A.5 dargestellt.

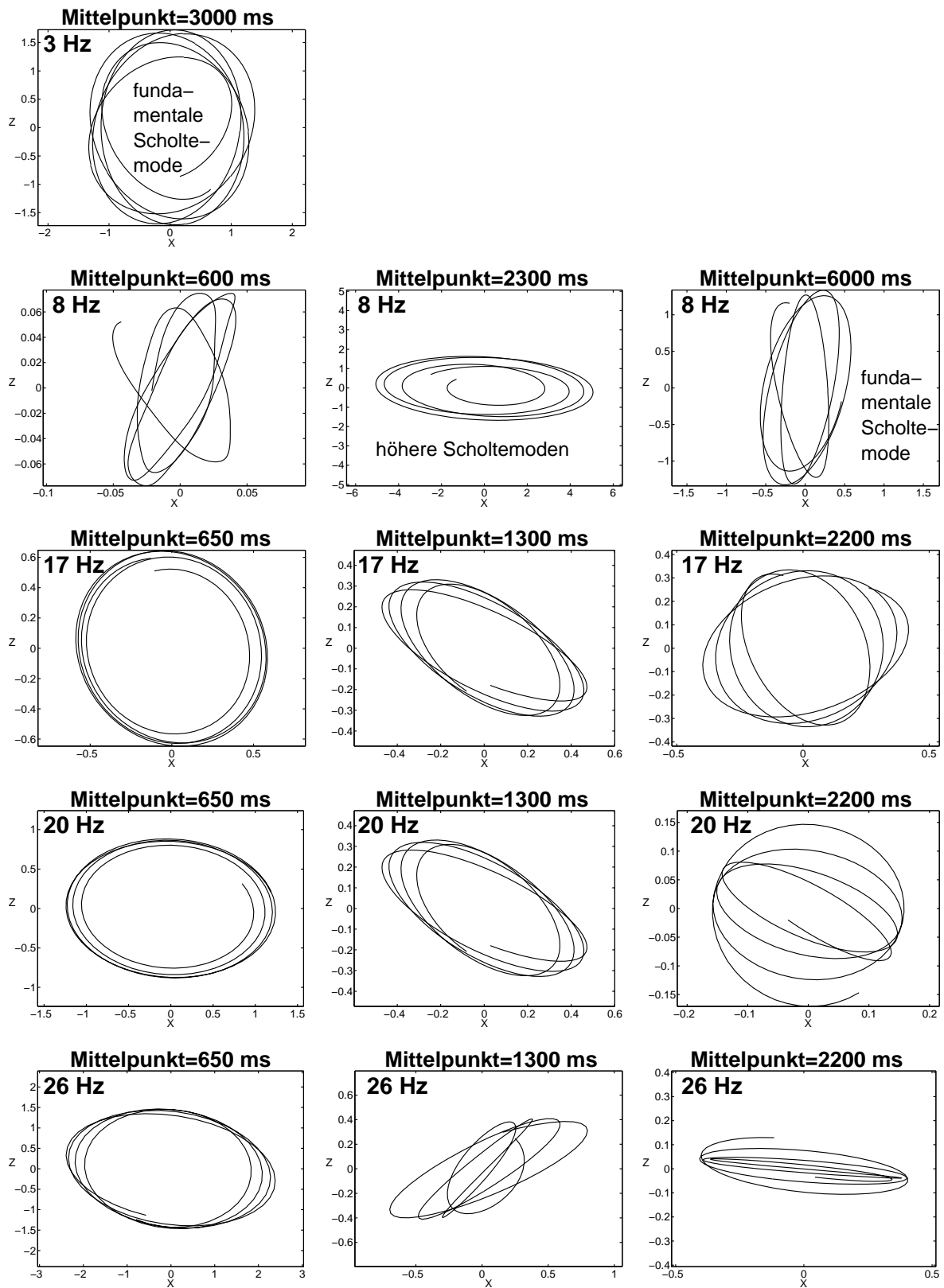


Abbildung A.1: Hodogramme für Airgun-Daten des Profils p23 bei einem Offset von 200 m für verschiedene Frequenzen und unterschiedliche Zeitbereiche. (Mai 2002)

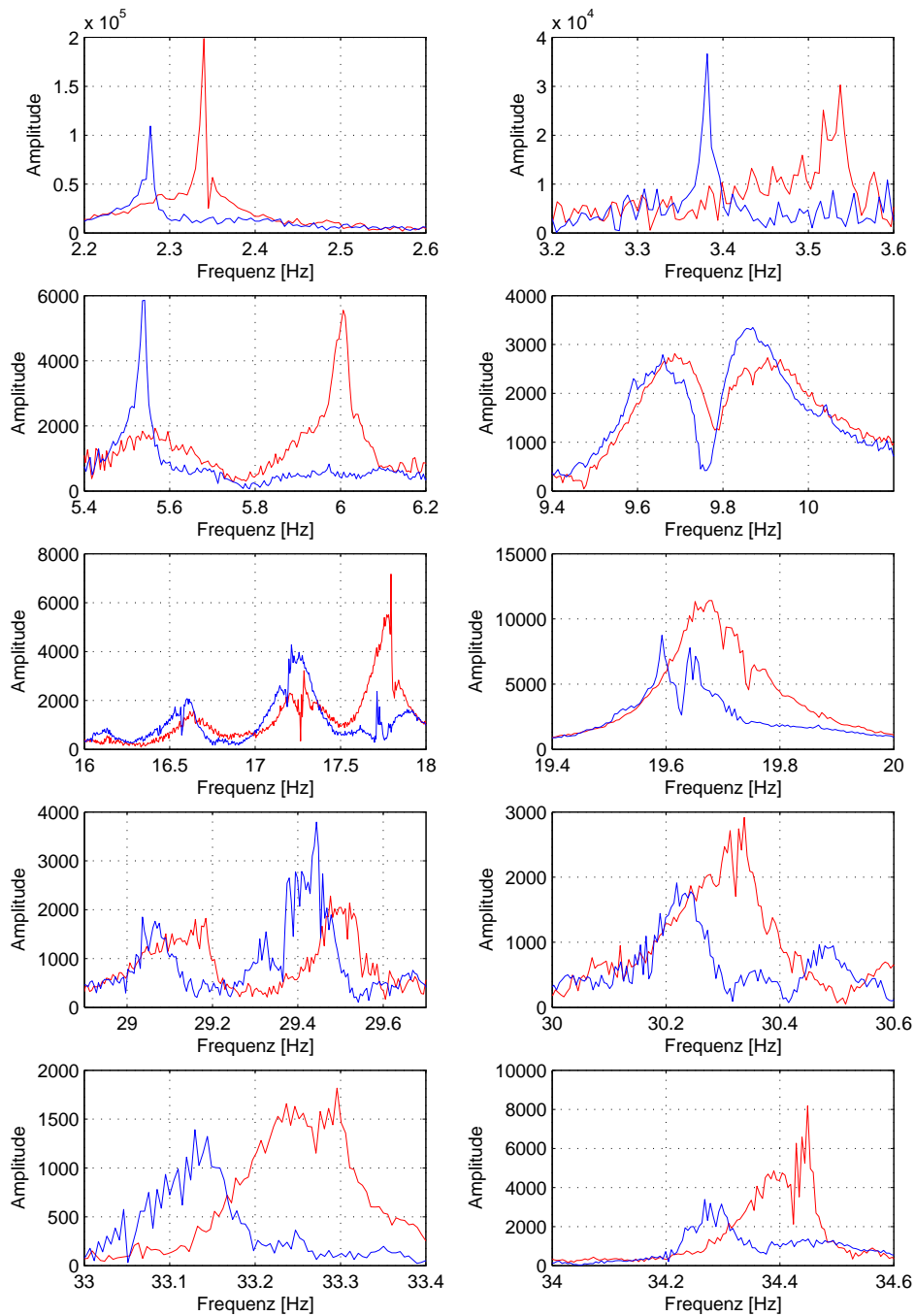


Abbildung A.2: Ausschnitte aus den Amplitudenspektren von der Fahrt auf das OBS zu (rot) und von der Fahrt vom OBS weg (blau) für die Abbildung 5.11 (S.63).

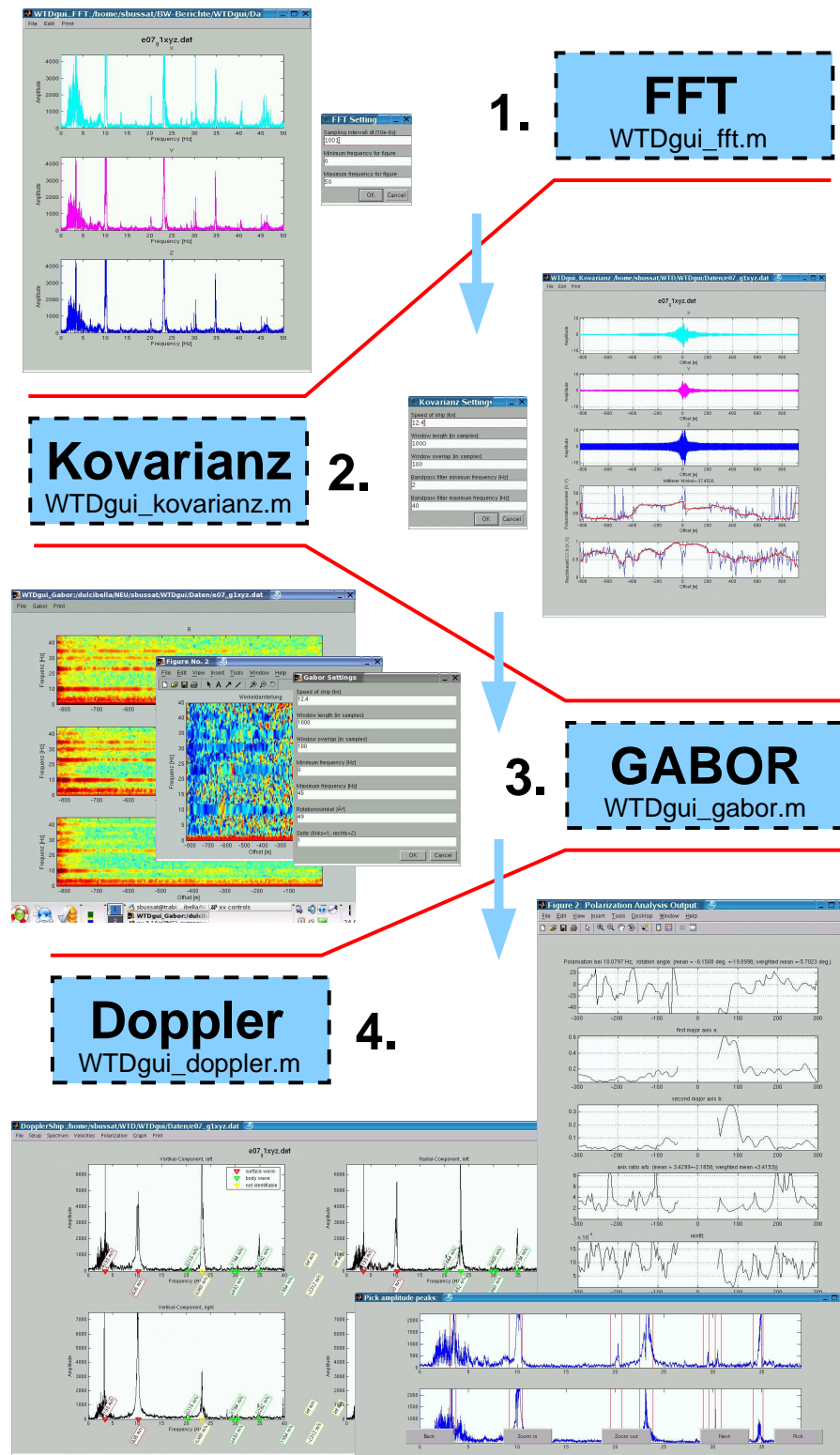


Abbildung A.3: Processing-Flow für die Auswertung von Messdaten mit zeitlich kontinuierlichen Quellen. Dargestellt sind die Screenshots der einzelnen Programmteile für die Schritte 1 – 4.

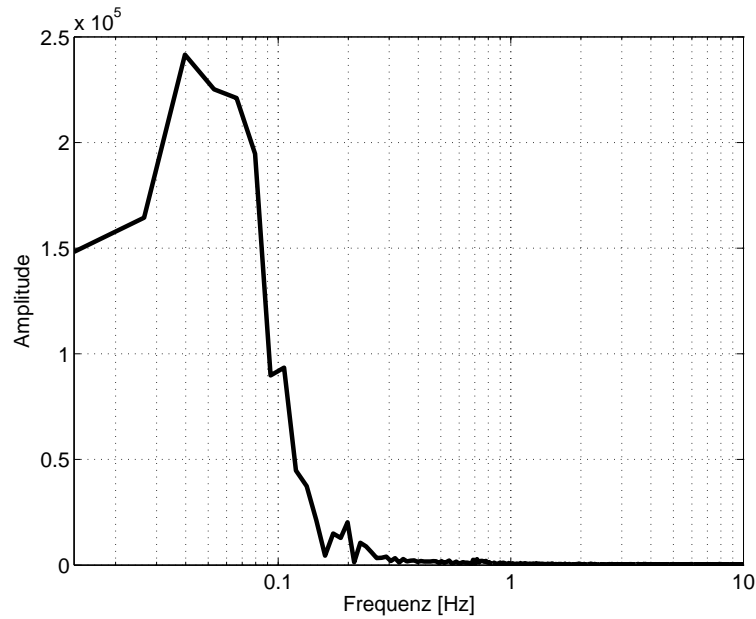


Abbildung A.4: Amplitudenspektrum der gemessenen Druckdaten aus Abbildung 5.16 (S. 69) für den direkten Überlauf des Forschungsschiffes FS Alkor mit einer Geschwindigkeit von 9 kn.

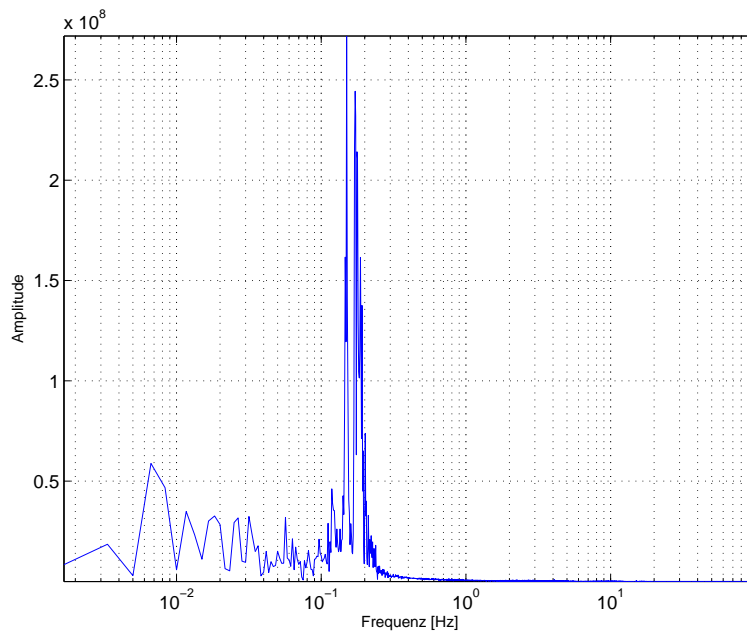


Abbildung A.5: Amplitudenspektrum der Breitband-OBS-Aufzeichnung in der Nacht aus der Abbildung 5.18 (S. 71).

Phasenlangsamkeits-Frequenzspektren mit Dispersionskurven

Die Abbildung A.6 zeigt die Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren der Radial-, Vertikal- und Transversal-Komponenten für Profile der fünf vorhandenen Datensätze. Eingezeichnet sind jeweils die Dispersionskurven der Fundamentalmoden der Scholtewelle (schwarz-weiß) und der Lovewelle (rot-weiß), die durch die kombinierte Inversion ermittelt wurden. Die Abbildung gleiche Abbildung ohne eingezeichnete Dispersionskurven befindet sich auf Seite 106.

Arkona-Becken-Daten

Nach der Entdeckung der Lovewelle in den Daten der Tromper Wiek wurden auch bereits vorhandene Daten aus anderen Messgebieten in Bezug auf die Anregung einer Lovewelle untersucht. Die hier gezeigten Daten aus dem Arkona Becken wurden im Rahmen des BMBF geförderten Projektes NATLAB aufgezeichnet. Die Abbildung A.7 (S. 159) zeigt die drei Komponenten R,T und Z einer OBS-Registrierung in 30m Wassertiefe. Dabei sind auf allen Komponenten Grenzflächenwellen mit ähnlich großen Amplituden zu sehen. Die Dispersion der Wellen in den einzelnen Komponenten unterscheidet sich deutlich. Eine genaue Dispersionsanalyse ist aufgrund der schlechten Datenqualität jedoch nicht möglich. Somit kann der Nachweis der Anregung von Lovewellen in diesem Datensatz nicht erfolgen. Die Indizien sprechen jedoch für eine Lovewellen-Anregung.

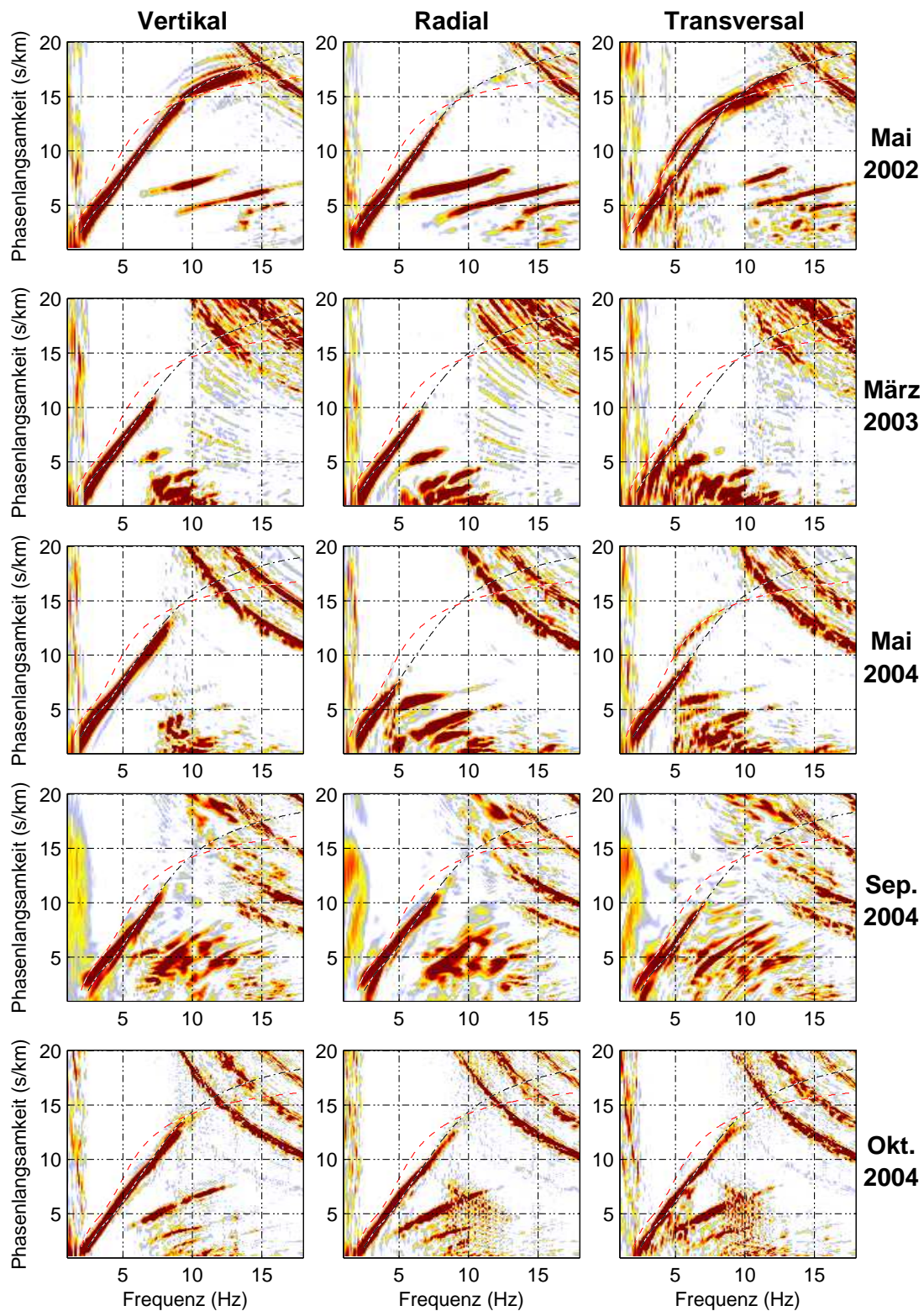


Abbildung A.6: Phasenlangsamkeits-Frequenz-Spektren der Radial-, Vertikal- und Transversal-Komponenten für Profile der fünf vorhandenen Datensätze. Eingezeichnet sind jeweils die Dispersionskurven der Fundamentalmoden der Scholtewelle (schwarz-weiß) und der Lovewelle (rot-weiß), die durch die kombinierte Inversion ermittelt wurden.

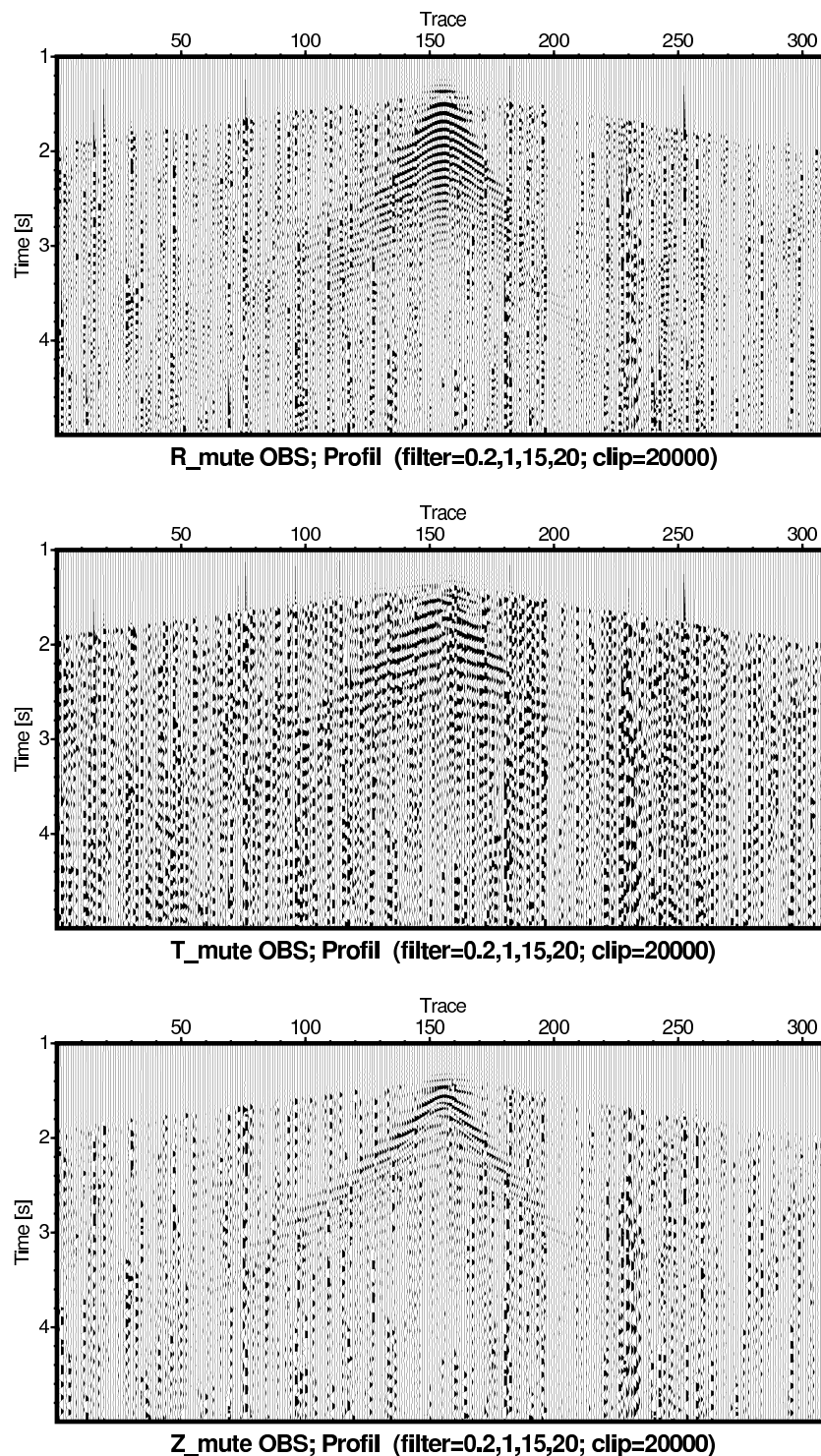


Abbildung A.7: Messdaten einer OBS-Station im südöstlichen Arkona Becken. Dargestellt sind die R-, T- und Z-Komponente. Die Horizontalkomponenten unterscheiden sich von der Scholtewelle in der Z-Komponente. Besonders der Frequenzgehalt in den einzelnen Komponenten variiert stark. Die Daten stammen aus dem BMBF-geförderten Projekt NATLAB.

Anhang B

Parameter des Untergrundes nach der kombinierten Inversion

Die Tabelle B.1 zeigt die Materialparameter, die für die durchgeführten numerischen Modellierungen verwendet wurden. Sie entstammen dem Ergebnis der kombinierten Inversion von Scholte- und Lovewellen-Dispersion, die mit den Daten der Tromper Wiek durchgeführt wurde. Dabei wurden die Schichtmächtigkeiten, die Scherwellengeschwindigkeiten und die Dichten invertiert. Die P-Wellengeschwindigkeiten sowie die Dämpfungen Q_P und Q_S wurden nicht mit invertiert, da sie auf das Inversionsergebnis keinen signifikanten Einfluss haben (Kugler, 2001).

	Tiefe [m]	v_P [$\frac{m}{s}$]	v_S [$\frac{m}{s}$]	ρ [$\frac{g}{cm^3}$]	Q_P	Q_S
Wasser	0.0	1450	0.0	1.0000	9000	0
	20.0	1450	0.0	1.0000	9000	0
Sediment 1	20.0	1500	53.9	1.8547	100	100
	21.7	1500	58.7	1.8875	100	100
Sediment 2	21.7	1520	75.0	1.8465	100	100
	24.2	1520	82.5	1.9095	100	100
Sediment 3	24.2	1550	164.3	1.8957	100	100
	36.2	1550	207.3	2.0891	100	100
Sediment 4	36.2	1600	220.6	2.1546	100	100
	53.1	1600	264.3	2.1887	100	100
Sediment 5	53.1	1700	260.3	2.2720	100	100
	71.6	1700	436.5	2.6667	100	100
Halbraum	71.6	2000	660.8	2.6553	100	100

Tabelle B.1: Materialparameter des Ergebnismodells der kombinierten Inversion von Scholte- und Lovewellen-Dispersion. Die Gradientenschichten wurden zusätzlich in 0.5 m Schritten diskretisiert.

Danksagung

Das schnelle Gelingen der vorliegenden Arbeit war nur durch die umfangreiche Unterstützung vieler Beteiligter möglich. An dieser Stelle möchte ich nochmals bei allen dafür danken.

Zunächst möchte ich mich bei meinen Betreuern, Thomas Bohlen und Wolfgang Rabbel, für die Unterstützung und das stete Vertrauen in meine Tätigkeiten bedanken. Vielen Dank auch für die Freiheit meinen Theorien nachgehen zu können.

Den herzlichsten Dank auch an Simone Kugler. Deine Unterstützung lässt sich auf jeder Seite dieser Arbeit wiederfinden. Danke dafür und für alles andere.

Den Mitarbeitern der „Wehrtechnischen Dienststelle für Marinewaffen und Schiffe“ möchte ich sehr für die finanzielle Förderung der Studien und die hervorragende Zusammenarbeit an Land und auf See danken.

Denise De Nil, zwar habe ich nicht immer alles verstanden, was Du mir erklären wolltest, dennoch waren die vielen Diskussionen sehr fruchtbar und hilfreich. Du hattest immer einen Ratschlag. Danke.

Eine lange intensive Zusammenarbeit bestand auch mit Sonja Kriwanek. Danke für die Zeit optimaler Arbeitsatmosphäre.

Die Messfahrten mit Ulrich Lorang waren durch nichts zu überbieten. Danke für deine stetigen und sehr direkten Kritiken, die durch leichte Übertreibungen für gute Stimmung sorgten.

Gute Stimmung war auch durch die vielen Studenten garantiert, die sich im Rahmen der durchgeführten Messfahrten sehr für das Gelingen der Studien einsetzten. Vielen Dank.

Danken möchte ich Tede Köhler, Wiebke Suhr und den anderen wissenschaftlichen Hilfskräften, die mich auch über die Messfahrten hinaus unterstützten.

Viele intensive Diskussionen gab es auch mit den Teilnehmern der „Moden-Workshops“. Dazu zählen unter anderem neben den bereits erwähnten Personen auch Gerald Klein, Thomas Forbriger und Wolfgang Friederich. Ebenfalls vielen Dank.

Zusätzlich möchte ich den Besatzungen der Forschungsschiffe danken, die stets hart am Gelingen der Messungen mitarbeiteten.

Herrn Hubert Kraus möchte ich für die kosten- und problemlose Bereitstellung des für unsere Messungen notwendigen Kompressors danken.

Sabine Schmidt und Hans-Jürgen Götze danke ich für Ihr großes Interesse an der durchgeführten Gravimeter-Messung, die sie sehr unterstützen.

Allen Mitgliedern der Abteilung Geophysik möchte ich ebenfalls für die vielen kleinen und großen Hilfestellungen des Alltags danken. Ein Arbeitsplatz an dem ich sehr gerne war. Vielen Dank.

Abschließend möchte ich meinen Eltern danken, die mich in den vielen Jahren meiner Ausbildung unglaublich unterstützten und immer an mich glaubten. Der größte Dank an Euch.

Lebenslauf

Familienname: Bussat
Vorname: Sascha
Geburtsdatum: 22.08.1973
Geburtsort: Soltau
Staatsangehörigkeit: deutsch
Anschrift: Westring 271
24116 Kiel
Kinder: Levin Bennet Bussat (geb. 06.03.2003)
Anouk Johanna Bussat (geb. 24.06.2005)
Konfession: römisch-katholisch

2002 - 2006 Wissenschaftlicher Angestellter
an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel (Promotion)
2001 - 2002 Wissenschaftlicher Angestellter an der Universität Dortmund
1995 - 2001 Geophysik-Studium an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
1994 - 1995 Zivildienst als Rettungshelfer/Rettungssanitäter
(Deutsches Rotes Kreuz in Munster)
1988 - 1994 Gymnasium Soltau
1986 - 1988 Kooperative Gesamtschule Schneverdingen, Gymnasium
1984 - 1986 Kooperative Gesamtschule Schneverdingen, Orientierungsstufe
1981 - 1984 Grundschule III Schneverdingen

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass die vorliegende Abhandlung, abgesehen von der Beratung durch meine Betreuer, nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit darstellt und weder ganz noch zum Teil einer anderen Stelle im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegen hat.

Sascha Bussat

