

# Copyright ©

---

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

15. Sep. 1995

Z 945-1

66b

BERICHTE

aus dem

SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313

VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



Nr. 56

Entwicklung und Einsatz eines  
Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophons  
zur hochauflösenden Bestimmung von  
Kompressionswellengeschwindigkeiten  
in Sedimenten

MICHAEL BOBSIEN

Z 945

Nr. 56

**Entwicklung und Einsatz eines  
Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophons  
zur hochauflösenden Bestimmung  
von Kompressionswellengeschwindigkeiten  
in Sedimenten**

Michael Bobsien



# INHALTSVERZEICHNIS

<b>ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	<b>1</b>
<b>1 EINLEITUNG</b> .....	<b>3</b>
<b>2 METHODIK</b> .....	<b>6</b>
<b>3 TECHNISCHE ANFORDERUNGEN AN DAS HF-OBH-SYSTEM</b> .....	<b>8</b>
3.1 MEERESBODENPLATTFORM.....	8
3.2 ELEKTRONISCHE MEßEINHEITEN .....	13
3.3 SEISMISCHE QUELLEN .....	16
3.4 HYDROPHONE - SENSOREN DER DATENREGISTRIERUNG .....	20
<b>4 HF-OBH-EINSATZ AUF SEE</b> .....	<b>21</b>
<b>5 PROGRAMMBESCHREIBUNGEN ZUR DATENAUSWERTUNG</b> .....	<b>24</b>
5.1 ZUR INTERAKTIVEN STEUERUNG DES HF-OBHS .....	24
5.2 STEUERUNG DER ABSPIELSTATION.....	27
5.3 DATENFORMATE PASSCAL UND SEG-Y .....	28
5.4 DATENÜBERTRAGUNG .....	31
5.5 ÜBERFÜHRUNG DER DATEN IN DAS SEISMISCHE STANDARDFORMAT „SEG-Y“ .....	31
5.5.1 Das Programm „hf-divide“ zur Erzeugung des SEG-Y-Formats.....	33
5.5.2 Die Programme „event-detect“ und „swell-correct“ zur Erkennung des direkten Wasserschalls.....	34
5.5.3 Das Programm „distance-correct“ zur Berechnung der Entfernung HF-OBH - Quelle.....	36
5.6 WEITERFÜHRENDE BEARBEITUNG DER DATEN IM SEG-Y-FORMAT .....	37
5.6.1 Das Programm „GEOSYS“ .....	37
5.6.2 Das Programm „re-location“ zur Ermittlung der Nullpunktsentfernung nach Verlust der Zeitsynchronisation.....	39
5.7 GESCHWINDIGKEITSANALYSE DURCH STRAHLENSEISMISCHE MODELLRECHNUNGEN .....	42
<b>6 ERGEBNISSE</b> .....	<b>43</b>
6.1 FLACHWASSEREINSATZ IN DER OSTSEE (ARKONABECKEN) .....	43
6.1.1 Ablauf der Messung.....	43
6.1.2 Rohdaten, Laufzeitkurven und Geschwindigkeitstiefenfunktion .....	46
6.1.3 Modellrechnung .....	54
6.2 TIEFWASSEREINSATZ IN DER NORWEGISCHEN SEE .....	57
6.2.1 Ablauf der Messung.....	60
6.2.1.1 Datenbearbeitung des Pinger-Profiles .....	63
6.2.1.2 Modellrechnung des Pinger-Profiles .....	63
6.2.1.3 Datenbearbeitung des Boomer-Profiles.....	69
6.2.1.4 Modellrechnung des Boomer-Profiles .....	74
6.3 FEHLERABSCHÄTZUNG BEZÜGLICH DER MEßGENAUIGKEIT .....	77
<b>7 DISKUSSION DER ERGEBNISSE</b> .....	<b>84</b>
7.1 DISKUSSION DER ERGEBNISSE DES HF-OBH-EINSATZES IM ARKONA-BECKEN .....	84
7.2 DISKUSSION DER ERGEBNISSE DES EINSATZES AN DER STOREGGA-RUTSCHMASSE .....	87
<b>8 SCHLUBFOLGERUNG</b> .....	<b>92</b>

<b>LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>94</b>
<b>ANHANG A: LISTE DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN UND SYMBOLE.....</b>	<b>99</b>
<b>ANHANG B: ABBILDUNGSVERZEICHNIS .....</b>	<b>101</b>
<b>ANHANG C: TABELLENVERZEICHNIS .....</b>	<b>107</b>
<b>DANKSAGUNG.....</b>	<b>108</b>

# Zusammenfassung

Zur hochauflösenden Bestimmung von Kompressionswellengeschwindigkeiten für die oberen ~500 m umfassenden Sedimentschichten der Tiefseeböden wurde am Sonderforschungsbereich 313 der Universität Kiel ein neuartiges Meßgerätesystem, das **Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophon (HF-OBH)**, mit Erfolg entwickelt. Das Meßprinzip basiert auf der Registrierung von Weitwinkelreflexionen bei variierenden Entfernungen zwischen Signalgeber und Empfänger.

Neben der Entwicklung der elektronischen Registereinheit, dem Bau des Gestells und der Entwicklung einer seismischen Quelle mußten besondere Anforderungen bzgl. der Genauigkeit der Zeit- und Positionsbestimmung von HF-OBH (Empfänger) und Quelle (Signalgeber) erfüllt werden. Nur durch eine Entfernungsbestimmung zwischen HF-OBH und Quelle mit Hilfe des direkten Wasserschalls wird die geforderte Genauigkeit erreicht. Eine für die Tiefsee entwickelte Absetztechnik, bei der das HF-OBH etwa 20 - 40 m über dem Meeresboden von der Quelle getrennt wird, ermöglicht ein Ausbringen des HF-OBHs, so daß es sich bei Profilbeginn direkt unterhalb der Quelle befindet.

Das HF-OBH-System wurde erfolgreich in Flachwassergebieten und in der Tiefsee eingesetzt. Die von drei unterschiedlichen seismischen Quellen ausgestrahlten seismischen Signale lagen in einem Frequenzbereich von 300-6000 Hz und wurden mit dem am Meeresboden positionierten HF-OBH registriert. Mit dem tiefgeschleppten Boomersystem des British Geological Survey (BGS) konnten mit Frequenzen zwischen 300 und 2000 Hz hohe Eindringungen in den Meeresboden (150 m) bei gleichzeitig hohen Auflösungen von P-Wellengeschwindigkeitsintervallen (bis 3 m) erzielt werden. Insgesamt konnten mit Hilfe dieser Messungen 16 Intervallgeschwindigkeiten ermittelt werden, wobei durch die hochauflösenden in situ Bestimmungen von Kompressionswellengeschwindigkeiten Niedriggeschwindigkeitszonen exakt lokalisiert konnten werden.

Flachwassereinsätze in der Ostsee (Arkonabecken; Wassertiefe 46 m) und Tiefwassereinsätze in der Norwegischen See (Wassertiefe 890 m) ergaben dabei folgendes Bild:

- 1) Zwei gashaltige Sedimentschichten (Volumenanteil des Gases vom Porenraum ca. 0.4 % bzw. 0.05 %) im Teufenbereich von 2.4 - 10 m charakterisieren durch extrem niedrige Intervallgeschwindigkeiten ( $< 700$  m/s und  $< 1250$  m/s) den Meeresboden des Arbeitsgebietes im Arkonabecken der Ostsee.
- 2) Zwei Niedriggeschwindigkeitszonen (1370 - 1440 m/s) in 10.5 m und 50 m Teufe am Kontinentalhang Norwegens (Storegga) repräsentieren 4 m und 15 m mächtige, vermutlich gashaltige Sedimentschichten in den oberen 150 m Sediment.

Aufgrund dieser Ergebnisse können Hinweise auf potentielle Schwächezonen für das Abgleiten von Sedimentmassen gegeben werden. Da der Untersuchungsraum Norwegischer Kontinentalhang bekannt ist für das Vorkommen von massiven Rutschungen, ist ein Erkennen von potentiellen Scherzonen von großer Bedeutung für die Ereignisvorhersage von Rutschungen.

Die in dieser Arbeit entwickelte Methodik stellt in Deutschland derzeit wohl die einzige Möglichkeit dar, hochauflösend in situ Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Kompressionswellen in Sedimenten der Tiefsee messen zu können. Der Vergleich mit den Ergebnissen ähnlicher Experimente internationaler Autoren zeigt, daß das Auflösungsvermögen von 3 m bzgl. der Bestimmung von Intervallgeschwindigkeiten bisher noch nicht erreicht wurde.



# 1 Einleitung

Ozean-Boden-Hydrophone (OBH) und Ozean-Boden-Seismometer (OBS) sind geophysikalische Meeresbodenmeßsysteme, die vor allem in der Weitwinkelreflexions- und Refraktionsseismik eingesetzt werden (Loncarevic, 1983; Makris and Thiessen, 1984; Sutton et al., 1977, Weigel et al., 1978; von Huene et al., 1992). Das Ziel der Weitwinkelreflexions- und Refraktionsseismik war es bisher fast ausschließlich, die Struktur der Kruste und des oberen Mantels bis in Tiefen von über 20 km zu erforschen. Das Meßprinzip basiert daher auf der Registrierung von Laufzeitkurven von Reflexionen im Weitwinkelbereich und refraktierten bzw. Tauchwellen. Mit Hilfe der Laufzeitkurven kann durch strahlenseismische Modellrechnungen ein Modell des Untergrundes entworfen werden (Luetgert, 1988; Cerveny, et al., 1977). Wegen der gewünschten hohen Eindringung der Signale von über 20 km in die Kruste muß die Energie auch entsprechend groß gewählt werden. Große Energien mit großen Eindringungen bedeuten aber gleichzeitig niedrige Frequenzen. Die typischen Frequenzen liegen daher im Bereich von 4 bis 20 Hz. Mit dem  $\lambda/4$ -Kriterium (Sheriff und Geldart, 1982), einer angenommenen P-Wellengeschwindigkeit von 2000 m/s für die tieferen Sedimente ( $> 1000$  m) und einer Frequenz von 20 Hz liegt das vertikale Auflösungsvermögen somit nur bei maximal 25 m.

Die Erforschung der akustischen Eigenschaften der Meeresböden und der Ausbreitung von Wellen in porösen elastischen Medien war und ist Gegenstand einer Vielzahl von Untersuchungen mit hohen Signalfrequenzen ( $> 1$  kHz  $< 200$  kHz). Umfangreiche Messungen der akustischen Eigenschaften der Meeresböden wurden über mehrere Jahrzehnte hinweg von Hamilton (1970, 1971a, 1971b, 1980, 1987) durchgeführt und resultierten in einer Reihe von Tabellen, die nach Sedimentationsräumen getrennt, die wichtigsten akustischen und sedimentologischen Kenngrößen (Korngrößen, Dichten der mineralischen Sedimentbestandteile, Feuchtdichte, Porosität, Kompressionswellengeschwindigkeit) als gemittelte Werte auflisten. Auf der Grundlage dieser Tabellen können laut Hamilton (1980, 1987) für verschiedene Sedimentationsräume im beschränkten Maße Vorhersagen bezüglich der sedimentphysikalischen Parameter gemacht werden. Für die theoretischen Berechnungen der Schallgeschwindigkeiten und Dämpfungskoeffizienten der Kompressions- und Scherwellen benutzte Hamilton ein Modell, bei dem keine Relativbewegung von Poreninhalt und Matrix stattfindet und das deshalb nur für Sedimente mit niedriger Permeabilität gültig ist. Demnach gibt es keine Dispersion über einen großen Frequenzbereich (Hz- bis MHz-Bereich) und die Dämpfung ist proportional mit der ersten Potenz der Frequenz.

Mit einer Reihe von Arbeiten entwickelte Biot (1941, 1956a, 1956b, 1962a, 1962b) dagegen eine umfassende Theorie zur Ausbreitung akustischer Wellen in gesättigten porösen, elastischen und viskoelastischen Medien, die eine Relativbewegung der Porenflüssigkeit zu den festen Bestandteilen des Sediments einschließt. In den folgenden Jahren wurde diese Theorie von mehreren Autoren aufgegriffen, um unter vereinfachenden Annahmen und Näherungslösungen einen Bezug zu den an Sedimenten meßbaren Größen herzustellen (Geertsma und Smit, 1961; Woods, 1964; Stoll, 1974, 1989).

Die Theorie von Biot sagt die Existenz von zwei Kompressions- und einer Scherwelle voraus. Eine Kompressionswelle (Typ 1) sowie die Scherwelle sind den beiden in gewöhnlichen elastischen Medien gefundenen Wellen sehr ähnlich. Diese Kompressionswelle (Typ 1) ist gekennzeichnet durch eine hohe Ausbreitungsgeschwindigkeit und eine relativ geringe Dämpfung. Die zweite Kompressionswelle (Typ 2) weist eine wesentlich geringere Geschwindigkeit auf und ist stark gedämpft. Dieser zweite Typ spielt eine wesentliche Rolle bei stark kompressiblen Medien im Porenraum, zu denen freie Gase gehören.

Auf der Grundlage der Theorie von Biot entwickelten Bedford und Stern (1983) eine verallgemeinerte Theorie, die den Einfluß von freiem Gas im Sedimentporenraum berücksichtigt. Gleiches taten Anderson und Hampton (1980), allerdings auf der Grundlage eines einfacheren Modells unter Vernachlässigung der Viskoelastizität. Das Ergebnis beider Arbeiten ist prinzipiell sehr ähnlich. Bestimmte Frequenzen regen die Gasblasen zu Resonanzschwingungen an, die das akustische Verhalten des Sediments massiv beeinflussen. Deshalb müssen bei der Ausbreitung akustischer Wellen in gasführenden Sedimenten drei Frequenzbereiche unterschieden werden: 1. Im Bereich unterhalb der Gasblasenresonanzfrequenz ist die Schallgeschwindigkeit deutlich erniedrigt, und es tritt eine hohe Dämpfung auf. 2. In der Nähe der Resonanzfrequenz sinkt die Geschwindigkeit zunächst und steigt dann sehr schnell über den Wert eines gasfreien Mediums an. 3. Im Bereich oberhalb der Resonanzfrequenz sinkt die Geschwindigkeit wieder bis auf den Wert des gasfreien Mediums ab.

Anderson und Hampton (1980) geben folgende Formel zur Berechnung der Gasblasenresonanzfrequenz an:

$$f_0 = \frac{1}{2\pi r} \cdot \left( \frac{3\gamma P_0 + 4\mu}{\rho_s} \right)^{1/2}$$

mit

$r$  = Blasenradius,

$\mu$  = Schermodul des gasfreien Sediments,

$\gamma = 1.3$  - Verhältnis der spezifischen Wärme,

$\rho_s$  = Rohdichte des gasfreien Sediments,

$P_0$  = Hydrostatischer Druck der Porenflüssigkeit.

Endler (1989) führte eine Abschätzung der Gasblasenresonanzfrequenz für die akustischen Anomalien des Arkonabeckens in der Ostsee durch. Unter Verwendung der folgenden Werte:  $P_0 = 0.50$  MPa (50 m Wassertiefe),  $\rho_s = 1.2 \cdot 10^3$  kg/m<sup>3</sup>,  $\mu = 10^8$  Pa ergibt sich für die Resonanzfrequenz in Abhängigkeit der Gasblasenradien folgende Beziehung:

$$f_{0(r)} [\text{Hz}] = 46.4/r [\text{m}].$$

Für Gasblasenradien von 0.1 bis 1 mm errechnet sich ein Bereich für die Resonanzfrequenz von 460 kHz bis 46 kHz.

Das bedeutet, daß der Frequenzbereich von tiefenseismischen (4-20 Hz) und flachseismischen Meßsystemen (< 10 kHz) weit unterhalb der Gasblasenresonanzfrequenz liegt. Deshalb muß bei gasangereicherten Sedimenten, den theoretischen Betrachtungen folgend, mit einer starken Erniedrigung der P-Wellengeschwindigkeit bei gleichzeitig starker Dämpfung der Signale gerechnet werden.

Die bisher am häufigsten eingesetzten Meßsysteme zur Bestimmung von Kompressionswellengeschwindigkeiten in Sedimenten (Hamilton, 1979) sind akustische Bojen (engl.: Sonobuoy). Das erzielte Auflösungsvermögen bei der Bestimmung von Intervallgeschwindigkeiten mit diesen Systemen liegt im Bereich von einigen zehn Metern (Houtz, 1974, 1980). Die Bojen sind ausgerüstet mit einem Hydrophon und einem Sender. Nach dem Aussetzen einer solchen Boje entfernt sich das Schiff von der Boje. Die von einer geschleppten seismischen Quelle ausgehenden Signale werden dann von der Boje registriert und per Funk zum Schiff zurückgesendet. Aufgrund zweier, sich diskontinuierlich zueinander bewegender Systeme ist die für die Auswertung notwendige Positionierung jedoch stets ein großes Problem. Eine Lösung des Problems ungenauer Positionierungen stellte die Entwicklung von

stationären Systemen dar, die in der Lage sind, die Signale am Meeresboden zu registrieren. Zwei weitere Vorteile kommen hinzu: Zum einen ist der Rauschpegel am Meeresboden deutlich geringer als an der Meeresoberfläche, zum anderen entfällt der Energieverlust der Signale in der Wassersäule durch sphärische Divergenz, da die seismischen Signale nach dem Durchschallen der Sedimente den Wasserkörper kein zweites Mal durchlaufen müssen.

Zur Untersuchung der oberen 100 m Sedimentschichten gehören Verfahren wie z.B. Sediment-echolotkartierungen und Kartierungen mit Boomersystemen ("deep towed boomer", DTB). Diese Profilierungen liefern Informationen über zeitliche Abfolgen von Reflektoren. Die Mächtigkeiten einzelner Sedimentschichten, die durch den Bereich zwischen zwei aufeinanderfolgenden Reflektoren beschrieben werden, können aber nur über Annahmen von Durchschnittsgeschwindigkeiten für P-Wellenausbreitungen abgeschätzt werden. Informationen über P-Wellengeschwindigkeiten und deren Änderungen liegen jedoch nicht vor. Sie sind aber wichtige gesteinsphysikalische Parameter, die besonders von Porositätsänderungen sowie von gashaltigen Sedimenten beeinflusst werden (Hamilton, 1971a; Stoll et al., 1972; Anderson and Hampton, 1980). Mit Bryans (1980) Tiefsee-Experiment konnten erstmals die in situ Änderungen von Kompressionswellengeschwindigkeiten hochauflösend für die oberen 150 m Sediment bestimmt werden. Er benutzte dafür ein Hydrophon, das unterhalb eines 3.5 kHz Pingers hing. Hiermit erzielte er Auflösungen von 7 m mächtigen Schichten bei Intervallgeschwindigkeiten von 1.58 - 1.83 km/s.

Genau hier liegt der Ansatzpunkt und das Ziel der Entwicklung eines Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophons (HF-OBH): Durch den kombinierten Einsatz eines hochauflösenden seismischen Profilierungssystems und des HF-OBHs sollen neben der zeitlichen Abfolge der Reflektoren die Intervallgeschwindigkeiten gemessen und daraus sedimentphysikalische Parameter abgeleitet werden. Intervallgeschwindigkeiten lassen sich jedoch nur durch die Registrierungen seismischer Signale aus unterschiedlichen Entfernungen bestimmen. In der Reflexionsseismik erhält man diese Informationen durch die großen Längen der Hydrophonketten (Streamer). Es gibt in Deutschland jedoch kein hochauflösendes System mit einer tiefgeschleppten Hydrophonkette, so daß das HF-OBH-System derzeit die einzige Möglichkeit darstellt, in der Tiefsee hochauflösend Geschwindigkeiten in Sedimenten zu bestimmen. Während die oberen 20 m Sediment mit konventionellen Kernentnahmetechniken direkt beprobt und sedimentphysikalisch untersucht werden können, ermöglicht das HF-OBH indirekte Messungen sedimentphysikalischer Änderungen aus noch wesentlich größeren Teufenbereichen. Im Vergleich zu den in der Refraktionsseismik eingesetzten OBH-Systemen stellt das HF-OBH mit der Zielsetzung eines hohen Auflösungsvermögens bei Signalfrequenzen im Kilohertzbereich daher etwas vollständig Neues zur Untersuchung der oberen 500 m umfassenden Sedimentschichten der Tiefseeböden dar.

## 2 Methodik

Das Ziel der Entwicklung des HF-OBHs ist es, zum einen die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen in verschiedenen Sedimentschichten hochauflösend zu bestimmen und zum anderen daraus sedimentphysikalische Eigenschaften abzuleiten. Das Meßprinzip basiert auf der Aufzeichnung von seismischen Signalen, die an Schichtgrenzen von Sedimenten aus unterschiedlichen Entfernungen reflektiert werden, wodurch Laufzeitkurven bestimmt werden können. Die Krümmungen der entstehenden Kurven (Hyperbeln) sind ein Maß für die Ausbreitungsgeschwindigkeit von Wellen.

Würden bei der Versuchsanordnung die Quelle und die Empfänger in einer Ebene liegen, hätte man mit der Dix-Formel (Dix, 1955) ein hinreichendes Verfahren zur Bestimmung der Geschwindigkeiten. Allerdings steht bei einem Meßvorgang mit dem HF-OBH dieses am Meeresboden, während die Quelle einige zehn Meter über dem Meeresboden geschleppt wird. Zudem verändert sich der Abstand der Quelle zum Meeresboden während der Messung, da das Schleppsystem keine Tiefenstabilisation besitzt. Demnach gibt es keine einfache analytische Lösung, um aus den gemessenen Laufzeitkurven Intervallgeschwindigkeiten zu berechnen, und es muß auf numerische Verfahren zurückgegriffen werden.

Die in dieser Arbeit gewählte Methode zur Durchführung einer Geschwindigkeitsanalyse mit den vorliegenden HF-OBH-Daten besteht in dem numerischen Verfahren der strahlenseismischen Modellrechnung. Es handelt sich hierbei um ein Inversionsverfahren: Statt aus einer Laufzeitkurve ein Modell mit Intervallgeschwindigkeiten zu bestimmen, wird ein Schichtmodell mit Intervallgeschwindigkeiten vorgegeben, aus denen synthetische Laufzeitkurven berechnet werden. Die synthetischen Laufzeitkurven werden mit gemessenen Laufzeitkurven, die in Form von Wertepaaren ( $x$  und  $t$ ) vorliegen müssen, verglichen. Hierzu werden mit dem bereits prozessierten Seismogramm (Kapitel 5) die Einsätze von Reflexionen für alle erkennbaren seismischen Horizonte angerissen und digitalisiert. Bei einem Programmlauf werden die berechneten Laufzeitkurven mit den digitalisierten Werten gemeinsam auf dem Bildschirm dargestellt, so daß gemessene Werte und berechnete Kurven miteinander verglichen werden können. Durch die Variation von Schichtmächtigkeiten und Intervallgeschwindigkeiten werden die berechneten Laufzeitkurven den Meßwerten angenähert, wodurch sich das gesuchte Geschwindigkeitstiefenmodell ergibt.

Strahlenseismische Modellrechnungen eignen sich aus zwei Gründen für die Auswertung der vorliegenden HF-OBH-Daten. Zum einen gehen bei Laufzeitberechnungen die Daten aus dem Steil- und aus dem Weitwinkelbereich gleichermaßen ein, und zum anderen läßt sich die Veränderung der Schlepphöhe der Quelle in das Modell integrieren.

Das in dieser Arbeit verwendete Programm "*MacRay*" (Luetgert, 1992; Kapitel 5.7) ermöglicht interaktive Veränderungen der Modellparameter direkt an der Bildschirmdarstellung des Modells. Es verfügt allerdings über keine automatische Anpassung von berechneten Laufzeitkurven an gemessene Werte, so daß die Strategie der Modellentwicklung von dem Benutzer festgelegt wird.

Voraussetzung für die Modellrechnung ist die Eingabe eines Startmodells, wobei die Meeresbodentiefe, die Position des Aufnehmers, die Wasserschallgeschwindigkeit und die Position der Quelle über das gesamte Profil bekannt sein müssen und eingegeben werden. Danach wird unterhalb des Meeresbodens die erste Sedimentschicht erzeugt. Folgende Punkte beschreiben die weitere Vorgehensweise während der Modellrechnung:

1) Zunächst wird eine Geschwindigkeit für die Schicht angenommen, die deutlich oberhalb der zu erwartenden Geschwindigkeit liegt (für die erste Schicht z.B. 1700 m/s).

2) Anschließend werden Laufzeitkurven unter Veränderung nur der Schichtmächtigkeit berechnet, bis die berechneten Laufzeitkurven mit den Meßwerten im Steilwinkelbereich übereinstimmen. Im Weitwinkelbereich sollte die berechnete Laufzeitkurve zeitlich vor den Meßwerten zu erkennen sein. Geschwindigkeit und Schichtmächtigkeit werden notiert.

3) Nun wird eine Geschwindigkeit angesetzt, die deutlich unterhalb der zu erwartenden Geschwindigkeit liegt (z.B. 1200 m/s), und bei den folgenden Programmläufen wird wiederum nur die Schichtmächtigkeit bis zur Übereinstimmung der berechneten Kurve mit den Meßwerten im Steilwinkelbereich verändert. Die berechnete Laufzeitkurve sollte nun im Weitwinkelbereich zeitlich hinter den Meßwerten liegen. Schichtmächtigkeit und Geschwindigkeit werden wiederum notiert.

Somit wurde gleichzeitig der Tiefenbereich und das Geschwindigkeitsintervall bestimmt, innerhalb derer sich die gesuchten Werte für die Geschwindigkeit und die Schichtmächtigkeit befinden müssen. Alternierend werden anschließend von beiden Seiten die berechneten Kurven durch schrittweises Verringern bzw. Erhöhen der Geschwindigkeit an die Meßwerte angenähert. Das ständige Notieren der Werte verhindert, daß sich das Modell mit weiteren Programmläufen verschlechtert.

Nach der Modellierung der ersten Schicht wird die nächste Schicht erzeugt, bei der das gleiche Verfahren angewendet wird. Auf diese Weise entsteht von oben nach unten das gesuchte Geschwindigkeitstiefenmodell.

### 3 Technische Anforderungen an das HF-OBH-System

Abbildung 1 zeigt, nach welchen Kriterien die Entwicklung des HF-OBHs realisiert wurde. Im Anschluß daran wird erläutert, wie die einzelnen Zielsetzungen in das resultierende HF-OBH-Meßsystem mündeten.

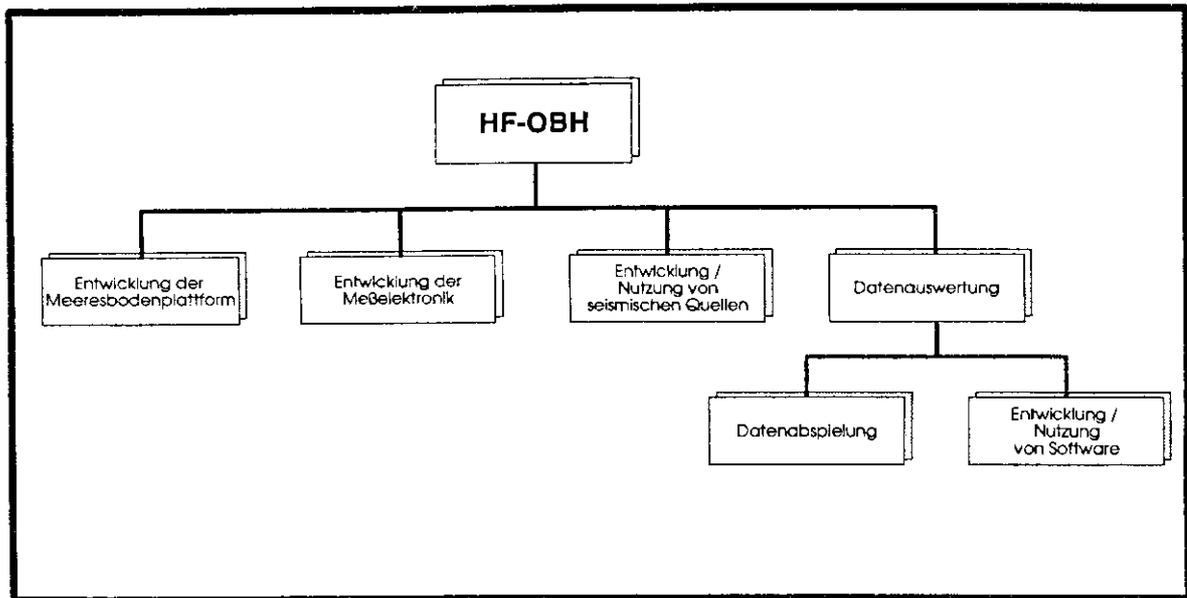


Abbildung 1: Schema der Teilkomponenten der Projektentwicklung mit Meeresbodenplattform, Meßelektronik, seismischen Quellen und Datenauswertung.

#### 3.1 Meeresbodenplattform

Ein am Meeresboden betriebenes Meßsystem muß eine Reihe von Voraussetzungen erfüllen, damit es bis zum Meeresboden absinken und nach dem Einsatz wieder auftauchen kann. Diese werden mit den Komponenten

- a) Auftriebskörper und Registriereinheit,
- b) Ankergewicht,
- c) Auslösemechanismus,
- d) Ortungshilfen und
- e) Gestell erfüllt.

a) Auftriebskörper mariner Meßsysteme sind häufig Glaskugeln ( $\varnothing$  ca. 250–450 mm) mit Wandstärken von mehreren Zentimetern. Diese Glaskugeln haben aber den großen Nachteil, daß sie schlag- und stoßempfindlich sind. Diese Empfindlichkeit steigt mit Einsätzen in großen Wassertiefen. Eine Alternative zu den Glaskugeln ist ein sogenannter syntaktischer Schaum. Dieses Material ist eine Mischung aus winzigen, mit Luft gefüllten Glaskugeln und einem

besonderen Kunstharz. Die Mischung kann in beliebige Formen gegossen werden und härtet dann aus. Es entsteht ein robuster und schlagfester Auftriebskörper, der durchbohrt und mechanisch bearbeitet werden kann. Der für das HF-OBH-System gefertigte Auftriebskörper ist bis in Wassertiefen von 6000 m einsetzbar. Ein Nachteil neben den höheren Kosten ist die größere Dichte (geringeres Verhältnis von Auftrieb zu Volumen) gegenüber Glaskugeln.

Die Registriereinheit wird in einem druckfesten Gehäuse (bis  $3.5 \cdot 10^7$  Pa; Einsatzbereich bis 3500 m) untergebracht. An dem oberen Deckel ist ein Einschubrahmen montiert, in dem die Elektronik sowie ein DAT-Rekorder (Digital-Audio-Tape) eingebaut sind. Mit Hilfe von sechs Bohrungen und außen angebrachten Unterwassersteckverbindungen werden drei Hydrophone und der elektrochemische Auslöser mit der elektronischen Einheit verbunden. An die beiden anderen Steckverbindungen werden vor dem Einsatz ein Zeitzeichen zum Stellen der HF-OBH-Uhr und ein Personal Computer (PC) zur Programmierung der Registriereinheit angeschlossen. Dadurch kann das komplett zusammengebaute und an Deck stehende System, ohne ein Öffnen des Druckzylinders, programmiert und im Bedarfsfall rasch umprogrammiert werden.

b) Aus zwei Gründen sollte das Ankergewicht fest mit dem Gestell verbunden werden:

- 1) Bei der geplanten Absetztechnik hängt das HF-OBH an einer Leine unterhalb der seismischen Quelle. Ohne feste Kopplung des Ankergewichts an das Gestell ist die gesamte Anordnung zu instabil.
- 2) Nach Abschluß dieser Arbeit ist für die Zukunft eine Weiterentwicklung des Systems geplant, wobei die Registrierung mit Hilfe von Geophonen erfolgen soll. Ein fest am Meeresboden stehendes System ist weitaus besser in der Lage, Geophone an den Meeresboden anzukoppeln als ein einige Meter über dem Grund befindliches. Die Gefahr eines unkontrollierten und harten Aufschlagens auf den Meeresboden ist gering, da die Messungen stets nach vorheriger Kontrolle durch die Sedimentecholote in relativ weichen Sedimenten durchgeführt werden.

c) Für den Auslösemechanismus, mit dem man ein am Meeresboden stehendes Gerät von seinem Ankergewicht trennt, gibt es eine Vielzahl von Lösungen. In Verwendung sind über Schaltuhren gesteuerte Magnetschalter, die nach vorprogrammierten Zeiten einen Haken öffnen, an dem das Ankergewicht hängt. Das Institut für Geophysik der Universität Hamburg benutzt seit einigen Jahren einen mechanischen Haken, dessen Verschuß durch Kraftumlenkung nur über einen dünnen Draht gehalten wird. Nach einer vorprogrammierten Zeit fließt ein elektrischer Strom durch den Draht, löst diesen durch elektrolytische Reaktionen mit dem Salzwasser auf und öffnet damit den Haken. Eine weitere Möglichkeit bieten akustische Auslöser, die nach Erhalt eines vom Forschungsschiff ausgesendeten Signals den Haken öffnen. Die Signale werden von einer akustischen Kommandoeinheit abgegeben. Der Empfang eines Signals wird von den Auslösern durch die Abgabe eines weiteren Signals quittiert. Dadurch kann vom Schiff aus die Entfernung zu den Auslösern bestimmt werden. Für ein sicheres Auftauchen sollte das HF-OBH mit einem doppelten Auslösemechanismus ausgestattet werden.

d) Nach dem Trennen des HF-OBHs von seinem Ankergewicht steigt es bis zur Meeresoberfläche auf. Das aufgetauchte System muß geortet und schnell geborgen werden können. Hierzu existiert eine Reihe von Standardhilfsmitteln. Ein optisches Hilfsmittel zur Ortung von frei schwimmenden Systemen sind Positionsblitzlampen. Diese Blitzlampen (Fa. NOVATECH) verfügen über einen lichtempfindlichen Widerstand und einen Druckschalter. Der Widerstand sorgt dafür, daß die Lampe erst in der Dunkelheit zu arbeiten beginnt. Der

Druckschalter schaltet das Gerät ab einer Wassertiefe von wenigen Metern aus. Blitzlampen geben bis zu zehn Tage ihre Lichtblitze in unterschiedlichen Intervallen ab und sind auf See mehrere Kilometer weit zu sehen. Leuchtende Farbanstriche, Reflexfolie sowie Positionsflaggen sind weitere sinnvolle Maßnahmen zum Wiederauffinden der Systeme.

Für die Ortung bei Tageslicht oder schlechter Sicht gibt es verschiedene Positionssender, die sich im wesentlichen nur durch ihre Arbeitsfrequenz unterscheiden. Im aufgetauchten Zustand geben diese Sender in kurzen Intervallen Radiosignale im Megahertzbereich ab. Durch entsprechende Ortungsanlagen an Bord der Schiffe läßt sich die Richtung, aus der die Signale gesendet werden und damit die HF-OBH-Position, ableiten. Für den Einsatz des HF-OBH-Systems stehen zwei Sender zur Verfügung. Der eine Sender (Fa. BENTHOS) arbeitet in dem Frequenzbereich von etwa 27 MHz, den fast alle großen deutschen Forschungsschiffe mit Funkpeilungsanlagen orten können. Der andere Sender (Fa. NOVATECH) kommt auf Schiffen zum Einsatz, die keine Funkpeilungsanlagen besitzen. Dieses System arbeitet im Frequenzbereich von etwa 150 MHz und ist mit einer Handpeilantenne zu orten. Wie auch die Blitzlampe besitzen beide Sender Druckschalter, die die Geräte unter Wasser ausschalten.

Abbildung 2 zeigt die komplette Meeresbodenplattform, die seit der Fertigstellung auf allen Einsätzen stets mit Erfolg am Meeresboden seismische Signale registrierte und nach der Auslösung an die Meeresoberfläche zurückkam. Nur der Prototyp ging während der Meteorausfahrt M21 aus ungeklärten Gründen verloren (Pfanckuche et al., 1993).

e) Das Gestell der Meeresbodenplattform besteht aus einer Rohrkonstruktion aus Edelstahl mit einem ca. 2 m langen Zentralrohr (GEOMAR Technologie GmbH). Am unteren Teil befinden sich die Aufhängungen für den Druckzylinder der elektronischen Registriereinheit und die Aufhängung für den akustischen Auslöser (Abbildung 2). Durch ein, aus drei Rohren bestehendes Dreibein, ist das HF-OBH-System in der Lage, aufrecht zu stehen. An einer zwischen den Standrohren verlaufenden Querverstrebung sind die Halterungen für die drei Hydrophone (Kapitel 3.4) angebracht. Der akustische Auslöser (Firma MOERS, Typ RT 661 CE) befindet sich in einem Druckzylinder aus Aluminium. Der Auslöser wiegt im Wasser nur 8 kg. Der Auslösehaken hat eine Traglast von 2 t (Abbildung 2). Das Hydrophon, das die hydroakustischen Signale empfängt und entsprechende Antwortsignale zurücksendet, wird an der oberen Halbkugel des Auftriebskörpers befestigt. Der Druckzylinder steht senkrecht montiert im unteren Teil des Gestells direkt am Zentralrohr. Gegenüber des akustischen Auslösers ist der zweite Auslösehaken montiert, der durch eine Zeitschaltung über die Registriereinheit geöffnet wird (Abbildung 3). Abbildung 4 zeigt, wie das Ankergewicht über eine Schlaufe mit beiden Auslösehaken verbunden ist. Die Ankergewichte, die notwendig sind, um das HF-OBH auf dem Meeresboden abzusetzen, bestehen aus drei mit Zement gefüllten Stahlrohren (Abbildung 5).

Das komplette HF-OBH-Gerätesystem wiegt in der Luft etwa 270 kg, wobei der Anteil des Ankergewichts ca. 80 kg beträgt. Nach Abzug des Auftriebs wiegt das Ankergewicht im Wasser noch 50 kg. Da das HF-OBH-System ohne Ankergewicht im Wasser schwimmend noch einen Restauftrieb von 25 kg besitzt, sinkt das Gesamtsystem mit einem Restgewicht von 25 kg und einer Geschwindigkeit von ca. 1.5 m/s zum Meeresboden (Kapitel 3). Der Restauftrieb von 25 kg gewährleistet, daß das Gerät auch noch auftauchen kann, wenn entweder der Zylinder des akustischen Auslösers oder das Druckgehäuse der elektronischen Aufzeichnungseinheit mit Wasser geflutet ist. Mit diesem Sicherheitssystem und mit dem syntaktischen Auftriebskörper wurde bei dem HF-OBH-System ein extrem hoher Grad an Sicherheit für das Auftauchen und Auffinden des Meßsystems erreicht.

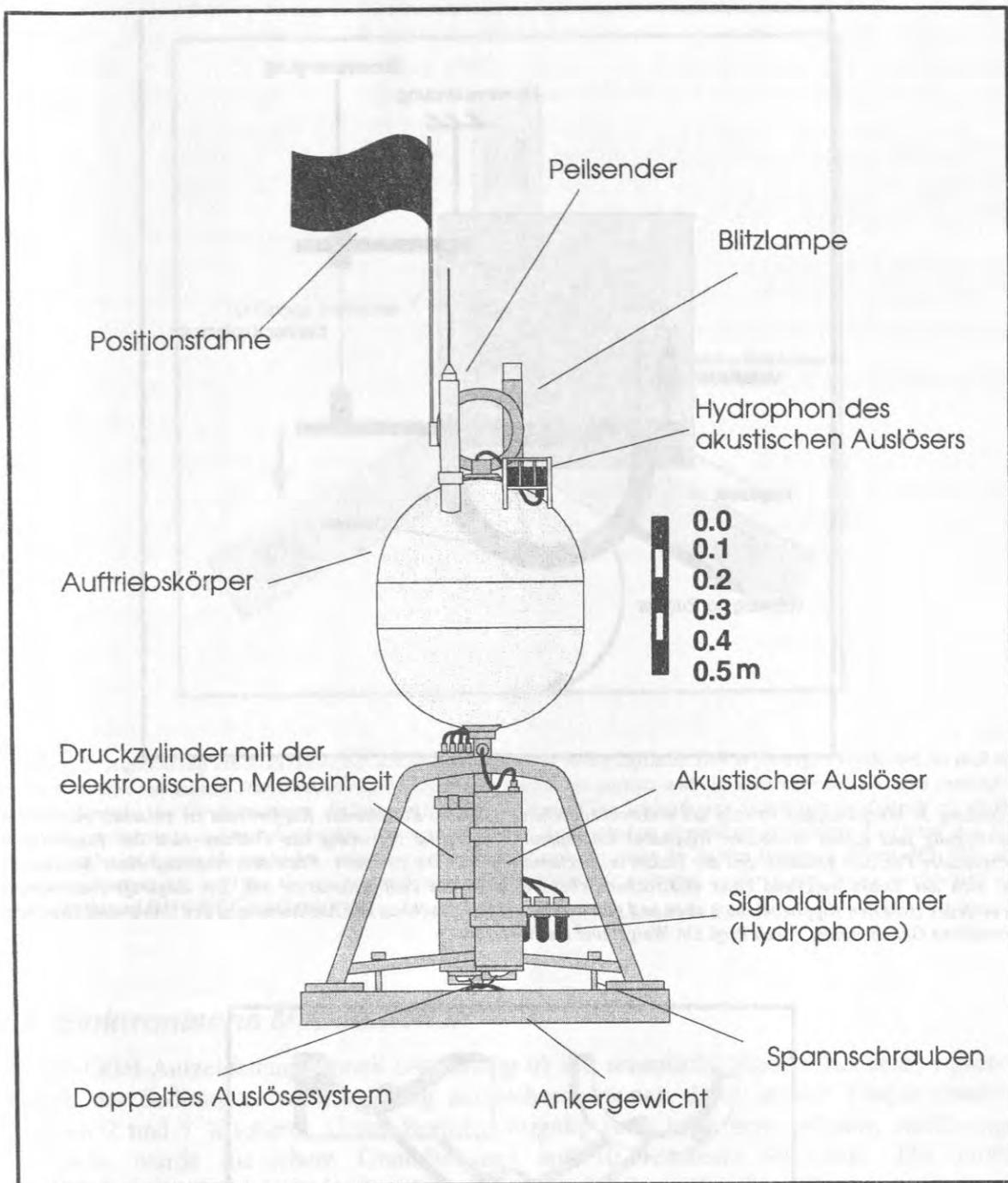


Abbildung 2: Schematische Darstellung des HF-OBH-Systems. Der Auftriebskörper besteht aus zwei Halbkugeln und einer Scheibe aus syntaktischem Schaum (Gemisch aus einem Härter und kleinen Glaskugeln). Durch Zentralbohrungen in den Auftriebskörpern können diese auf das Zentralrohr aufgesetzt werden (Das Zentralrohr ist durch die Gerätekomponenten verdeckt). Der oberste Teil des Zentralrohres ist mit einem Außengewinde versehen, auf das ein Kopfteil mit einem ovalen Ring (Durchmesser etwa 400 mm) aufgeschraubt wird, der dem Festsetzen der Auftriebskörper, dem Aufnehmen auf See und dem Befestigen von Sicherungsleinen dient. Gegenüber dem akustischen Auslöser ist der Druckzylinder für die Aufzeichnungselektronik montiert. Unterhalb dieses Zylinders befindet sich der elektrochemische Auslöser. Abbildung 3 zeigt die mechanische Funktionsweise des elektrochemischen Auslösers. In Abbildung 4 ist die Verbindung des Ankergewichts mit den Auslösehaken vergrößert dargestellt.

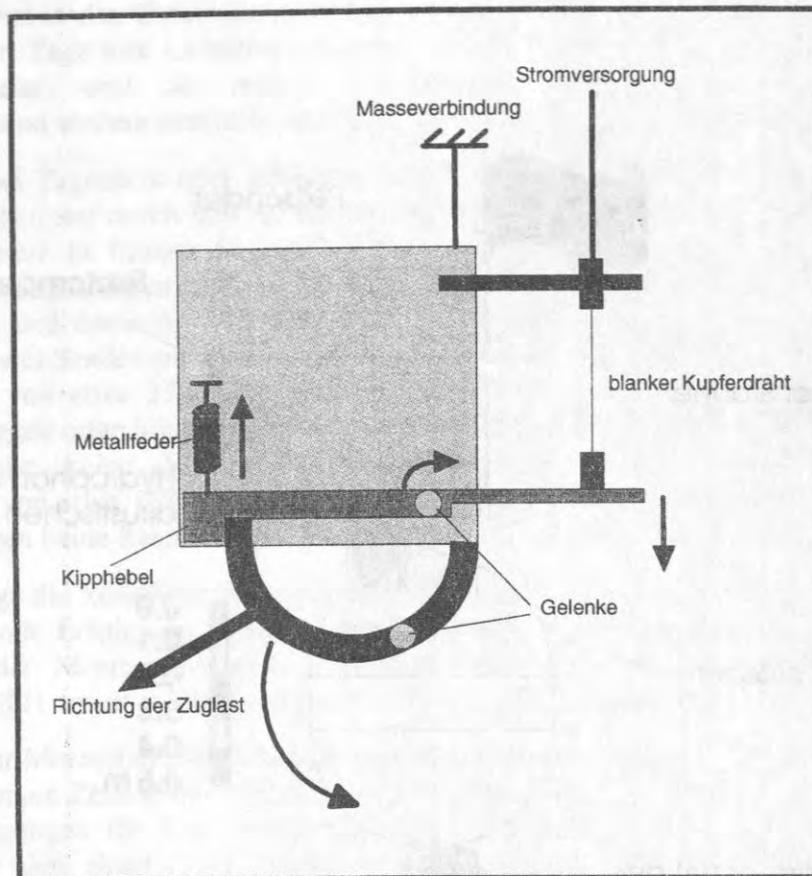


Abbildung 3: Mechanisches Prinzip des elektrochemischen Auslösers. Ein blanker Kupferdraht ist zwischen einer festen Aufhängung und einem drehbaren Kipphebel eingespannt. Durch die Spannung des Drahtes wird der Kipphebel in horizontaler Position gehalten und der Haken in geschlossener Stellung arretiert. Nach dem Anschluß einer Stromquelle löst sich der Draht aufgrund einer elektrochemischen Reaktion mit dem Salzwasser auf. Die Zugkraft einer kleinen Metallfeder zieht den Kipphebel nach oben und gibt den Haken frei (Nachbau des Auslösehakens der Universität Hamburg; freundliche Genehmigung durch Prof. Dr. Weigel und Herrn Herber)

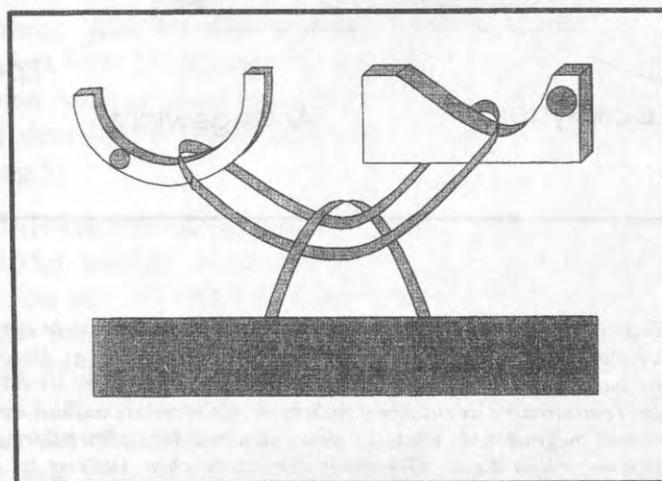


Abbildung 4: Prinzip der Auslösung mit zwei unabhängigen Haken. Das Ankergewicht wird durch eine Schlaufe mit beiden Auslösehaken verbunden. Für den Auslösevorgang genügt es, wenn sich nur ein Haken öffnet.

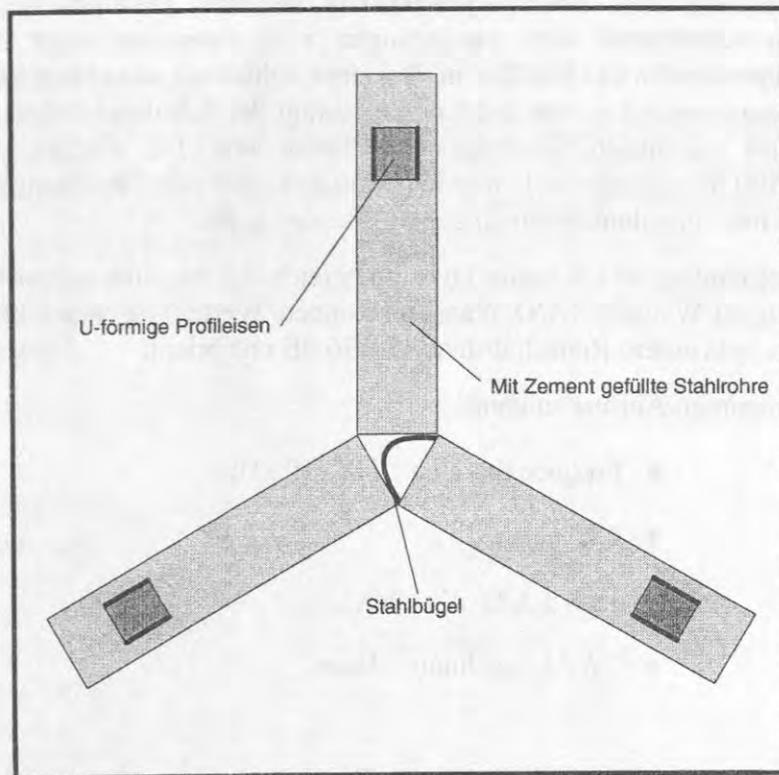


Abbildung 5: Aufsicht auf ein Ankergewicht. Am äußeren Ende der Rohre befinden sich U-förmige Profileisen, so daß das HF-OBH-Gestell mit seinem Standdreibein exakt auf diesen Profileisen aufsitzt und ein Verrücken des Gestells verhindert wird. Im Zentrum des Gewichtssatzes befindet sich ein Stahlbügel. Eine Schlaufe aus Stahldraht wird straff durch den Bügel hindurchgezogen und mit den beiden Enden in die beiden Auslösehaken eingehängt (Abbildung 4). Damit das HF-OBH-Gestell wieder vom Meeresboden aufsteigen kann, braucht sich nur einer der beiden Haken zu öffnen. Mit Hilfe von drei Abstandsschrauben wird das Gestell angehoben und die Stahlschleife gespannt, wodurch eine starre Verbindung von Ankergewicht und HF-OBH-Gestell entsteht.

### 3.2 Elektronische Meßeinheiten

Die HF-OBH-Aufzeichnungseinheit (Abbildung 6) soll seismische Signale aus dem typischen Bereich der Sedimentecholotkartierung aufzeichnen können. Dies ist der Frequenzbereich zwischen 2 und 7 Kilohertz. Unter Berücksichtigung eines noch erweiterbaren Auflösungsvermögens wurde die obere Grenzfrequenz auf 10 Kilohertz festgelegt. Die untere Grenzfrequenz wird nur durch die Aufnahmecharakteristik der Sensoren begrenzt (Kapitel 3.4).

Bei der Entwicklung der digitalen Aufzeichnungseinheit wurde berücksichtigt, daß nach Abschluß dieser Arbeit die Option bestehen soll, im Rahmen einer zukünftigen Weiterentwicklung neben Kompressionswellen auch Scherwellen aufzeichnen zu können. Deshalb sollte die Aufzeichnungseinheit über vier getrennte Eingangskanäle verfügen, damit gleichzeitig Vertikal- und beide Horizontalkomponenten von Scherwellen sowie Kompressionswellen registriert werden können. Bei den in dieser Arbeit beschriebenen Messungen wurden drei dieser Kanäle mit Hydrophonen zur Aufzeichnung von Kompressionswellen belegt. Die Aufzeichnung mit drei Hydrophonen bietet den Vorteil, daß unabhängige Eingangfilter und Verstärkungen gewählt werden können und eine erhöhte Sicherheit der Datenaufzeichnung erzielt wird.

Aufgrund der bereits vorliegenden Erfahrungen eines Tiefsee-Experimentes (Bryan, 1980) sollte eine Profillänge von etwa 1000-2000 m für die Bestimmung von Intervallgeschwindigkeiten ausreichend sein. Ausgegangen wird dabei von einer Eindringung der Signale in die Sedimente von ca. 100-500 m. Bei einer Schußrate von einem Schuß je Sekunde und einer Schiffsgeschwindigkeit von 1-2 Knoten beträgt der Schußpunktastand 0.5-1 m. Mit der angenommenen minimalen Schiffsgeschwindigkeit von 1-2 Knoten würde für eine Profillänge von 1500 m weniger als 1 Stunde benötigt, wobei eine Gesamtaufzeichnungsdauer von ca. 2 Stunden inkl. Profilanfahrten eingeplant werden sollte.

Für die Signalaufzeichnung ist ein hoher Dynamikbereich des Systems anzustreben. Mit einem 16 Bit Analog-Digital-Wandler (A/D-Wandler) können Werte zwischen -32767 und 32768 dargestellt werden, was einem Rauschabstand von 96 dB entspricht.

Aus den bisher genannten Anforderungen

- Frequenzbereich 1 Hz - 10 kHz,
- 4 Kanäle,
- 16 Bit A/D-Wandler,
- 2 h Aufzeichnungsdauer,

läßt sich der gesamte Speicherbedarf für ein Profil berechnen, wobei 16 Bit zwei Byte entsprechen. Bei einer oberen Grenzfrequenz von 10 kHz muß das Signal laut dem Nyquist-Theorem ( $f_{\max} = f_n/2$ ) mit einer Frequenz von mindestens 20 kHz abgetastet werden. Demnach berechnet sich der Speicherbedarf für eine Aufzeichnungsdauer von zwei Stunden wie folgt:

Speicherbedarf = Anzahl Werte/Sekunde · Anzahl Kanäle · Wortlänge · Anzahl Sekunden

$$= 20000 \cdot 4 \cdot 2 \cdot (60 \cdot 60 \cdot 2) = 1.15 \text{ GByte} .$$

Eine weitere Anforderung an die Aufzeichnungseinheit ist die Möglichkeit zur Programmierung. Da innerhalb von 2 Stunden über 1 Gigabyte an Daten anfallen, müssen Start- und Stoppzeiten zur Datenregistrierung frei programmierbar sein. Dies ist mit einer Steuerung über eine interne Echtzeituhr erreichbar.

Bei den sehr großen Datenmengen (160 KByte/s während der Aufzeichnung) erfordert eine zügige Auswertung, daß schnelle Datenleitungen zur Übertragung von Rohdaten vom Speichermedium der Felddaten zum Rechner existieren. Die bekannten seriellen oder parallelen Verbindungen sind für diese Zwecke zu langsam. Besser geeignet ist die sogenannte SCSI-Schnittstelle (Small Computer System Interface).

Neben der Aufzeichnung von seismischen Signalen mit der dazugehörigen Absolutzeit müssen weitere Informationen wie etwa Verstärkung, Datum, Einsatzgebiet, etc. abgespeichert werden. Auch ist für eine reibungslose Bearbeitung der Rohdaten die Nutzung von Standardsoftware und die Einhaltung bekannter Formate während der Datenaufzeichnung erforderlich (PASSCAL, SEG-Y, siehe Abschnitt 5.3).

Zur Registriereinheit und Meßelektronik, die nach den bisher genannten Vorgaben entwickelt wurde, gehört ein umgebauter handelsüblicher Audio-DAT-Rekorder (Digital-Audio-Tape;

digitales Magnetband zur Musikwiedergabe), der eine Speicherkapazität bis 1.8 GByte hat. Weiterhin werden für die elektronische Steuerung des Datenflusses A/D-Wandler, programmierbare Logikbausteine und eine interne Uhr, die in einer elektronischen Zentraleinheit zusammengefaßt wurden, benutzt (Firma DELTA T, Hamburg).

Ein Problem stellte die Forderung nach einem 16 Bit A/D-Wandler dar. Dieser hätte langfristig entwickelt werden müssen, während ein vorhandener 12 Bit A/D-Wandler nur leicht zu modifizieren war. Die mit dem 12 Bit A/D-Wandler entstandene Verminderung des Dynamikbereichs kann durch folgende zwei Punkte teilweise kompensiert werden:

- 1) Die Eingangsempfindlichkeit läßt sich im Verhältnis 10:1 manuell regeln (Potentiometer).
- 2) Für jeden Eingangskanal können 4 unterschiedliche Verstärkungsstufen programmiert werden.

Wegen des nun deutlich geringeren Rauschabstands des Systems von 72 dB (vorher 96 dB) ist entgegen der ursprünglichen Planung nur der vierte Kanal ungefiltert. Um das Signal/Rausch-Verhältnis verbessern zu können, besitzen die drei anderen Eingangskanäle einen Hochpaßfilter. Es ist ein Filter mit 6 dB je Oktave ab einer Grenzfrequenz von 100 Hz, der dafür sorgen soll, daß keine Vollaussteuerungen durch tieffrequente Störgeräusche auftreten können. Bei vier Eingangskanälen und einer maximalen Signalfrequenz von 10 kHz muß die Summenabtastrate mindestens 80000 Werte (Samples) je Sekunde betragen. Der 12 Bit A/D-Wandler setzt 84000 Werte je Sekunde um und erfüllt damit die genannten Anforderungen.

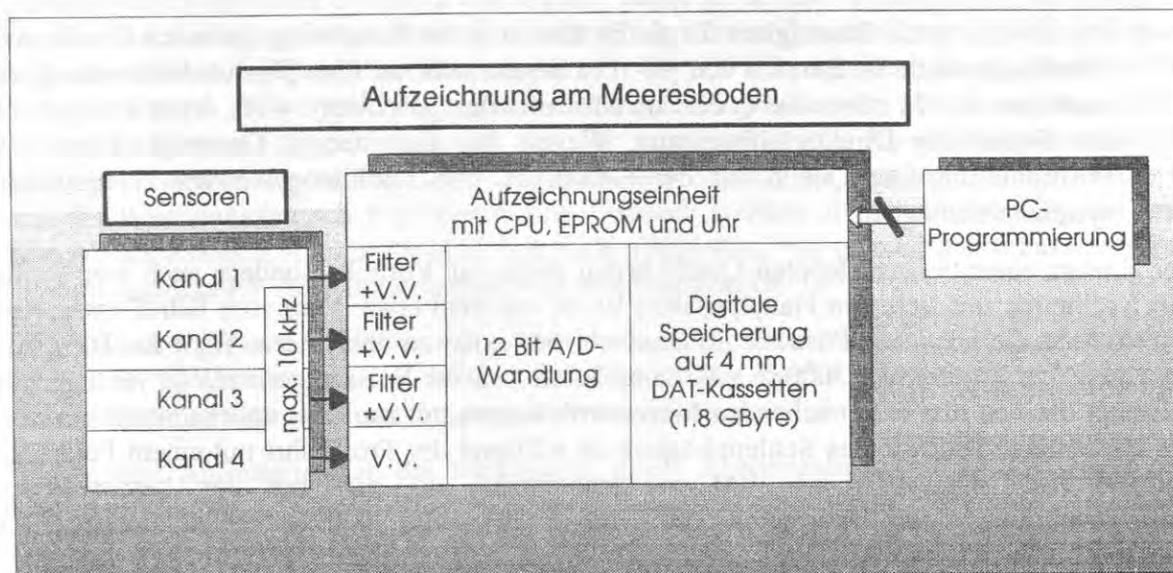


Abbildung 6: Schema der Datenregistrierung. Die von den Sensoren (Hydrophone) aufgezeichneten Signale werden vorverstärkt, auf drei der vier Kanäle hochpaßgefiltert (100 Hz), A/D-gewandelt (nach vorheriger Anti-Aliasing-Filterung) und dann auf 4 mm Magnetbandkassetten gespeichert. Die Zeitinformationen werden zusammen mit Kommentaren ebenfalls auf das Band geschrieben. Die Meßprogramme und die Kommentare werden vor dem Einsatz über einen PC programmiert und im lokalen Speicher abgelegt (EPROM: Erasable and Programmable Read Only Memory).

Die Abspieleinheit ist unabhängig von der Meßelektronik und besteht ebenfalls aus einem DAT-Rekorder, integrierten logischen Bausteinen sowie einem D/A-Wandler. Mit Hilfe des D/A-Wandlers können die aufgezeichneten seismischen Signale während des Abspielens auf einem Oszilloskop dargestellt werden. Alle Komponenten sind in einem Tischgehäuse integriert. Die Steuerung der Abspielstation erfolgt entweder durch einen PC, der mit dieser seriell verbunden wird, oder durch eine Workstation. Abspieleinheit und Workstation sind über eine Datenleitung (SCSI) verbunden.

### 3.3 Seismische Quellen

Entscheidend für den Ablauf des Meßeinsatzes ist die Position der seismischen Quelle im Wasserkörper. Folgende Gründe sprechen für den Einsatz einer seismischen Quelle in einem tiefgeschleppten System:

- 1) Eine tiefgeschleppte Quelle reduziert deutlich den Energieverlust in der Wassersäule, da durch die kürzeren Laufwege der Wellen im Wasser die sphärische Divergenz verringert wird.
- 2) Bei einer tiefgeschleppten Quelle vergrößern sich die Krümmungen der Laufzeitkurven, so daß die Genauigkeit der Geschwindigkeitsbestimmung erhöht wird.
- 3) Bei einer flachgeschleppten Quelle nimmt die Genauigkeit der Geschwindigkeitsbestimmung dagegen aufgrund von Dichteschichtung des Wasserkörpers ab. Die Schichtung bewirkt eine nichtlineare Geschwindigkeitstiefenfunktion der P-Wellenausbreitung in der Wassersäule mit entsprechend komplizierter Geometrie der Strahlenverläufe.
- 4) Die zu erzielende Genauigkeit für die Bestimmung der Entfernung zwischen Quelle und Empfänger sollte im Bereich von  $\pm 1$  m liegen, was nur über Direktschallmessung zu erreichen ist. Je näher die Quelle am Meeresboden geschleppt wird, desto geringer ist der Fehler der Direktschallmessung. Wegen der angestrebten Genauigkeit ist eine Positionierung der Quelle auf der Grundlage von satellitengestützten Navigationssystemen unmöglich.

Der Einsatz einer tiefgeschleppten Quelle bringt nicht nur Vorteile, sondern auch eine Reihe von Nachteilen mit sich. Ein Hauptproblem ist es, mit dem etwa 3 km vom Schiff entfernten Schleppfisch die HF-OBH-Position am Meeresboden exakt zu überfahren. Wird das HF-OBH bei einer Wassertiefe von 3000 m z.B. vom Schiff aus ins Wasser gesetzt, so verdriftet es aufgrund der fast immer herrschenden Meeresströmungen mit zunächst unbekanntem Versatz. Die tatsächliche Position des Schleppkörpers ist während der Profilfahrt mit einem Fehler im Bereich von mindestens  $\pm 100$  m anzunehmen, so daß bei der beschriebenen Schleppanordnung ein Überfahren der HF-OBH-Position mit seitlichem Versatz als wahrscheinlich gelten muß.

Eine Lösung dieses Problems bietet sich durch ein gemeinsames Ausbringen von seismischer Quelle und HF-OBH an. Erfolgversprechend erschien, die Verbindung zwischen HF-OBH und Quelle kurz über dem Meeresboden zu trennen. Ein danach absinkendes HF-OBH kann auf den wenigen verbleibenden Metern bis zum Meeresboden nur geringfügig verdriften. Entfernt sich nach dem Absetzen des HF-OBHs die Quelle von dem HF-OBH, wird über die Messung der Laufzeit des Wasserschalls die Entfernung zwischen Quelle und Empfänger berechnet. Für die Entfernungsbestimmung muß für jeden Schußzeitpunkt die Höhe der Quelle über dem Meeresboden und die Wasserschallgeschwindigkeit bekannt sein. Aus der Messung von Salzgehalt, Temperatur und Druck kann die Wasserschallgeschwindigkeit bestimmt werden.

Deshalb ist es wünschenswert an jeder HF-OBH-Station diese Messungen (Conduktivität, Temperatur, Druck) durchzuführen. Stehen CTD-Messungen nicht zur Verfügung, läßt sich die Geschwindigkeit auf der Grundlage ozeanographischer Tabellen (NAVOCEANO, 1966) bestimmen, die für die unterschiedlichen Meeresregionen vorliegen.

Eine weitere Voraussetzung für die Entfernungsbestimmung ist eine synchronisierte und genaue Zeitbasis. Während einer Millisekunde legt eine Kompressionswelle im Wasser eine Strecke von etwa 1.5 Metern zurück. Der Synchronisationsfehler sollte also kleiner als eine Millisekunde sein, um die geforderte Genauigkeit bei der Entfernungsbestimmung von +/- 1 m zu erreichen. Die genaue Zeitbasis des HF-OBHs wird durch eine interne Echtzeituhr erreicht. Während der Messung werden ohne Kontakt nach außen die Signale am Meeresboden empfangen und vom HF-OBH aufgezeichnet. Das Aussenden dieser seismischen Signale muß an Bord des Forschungsschiffes über eine zweite Echtzeituhr gesteuert werden. Bei der hier angestrebten Genauigkeit der Zeitbestimmung (< 1 ms) gibt es nur wenige Uhren, die nach mehrstündigem und getrenntem Einsatz weniger als 1 ms voneinander abgewichen sind. Zwar könnte dies mit hochgenauen thermostatisierten Quarzen (Bezeichnung OCXO; Stabilität  $10^{-10}$  pro Tag) erreicht werden, doch ist deren Energieverbrauch so hoch, daß ein Einbau in das batteriebetriebene HF-OBH nicht sinnvoll wäre. Eine Alternative dazu ist eine Synchronisation der beiden Echtzeituhren vor dem Einsatz an Bord und ein direkter Vergleich der Zeiten nach dem Einsatz. Die dann resultierende Zeitdrift kann bei der Auswertung der Daten eliminiert werden.

Wegen der Notwendigkeit, das Meßgebiet vor einem HF-OBH-Einsatz mit seismischen Profilen zu kartieren, war es naheliegend, ähnliche Frequenzen für die seismische Quelle des HF-OBH-Einsatzes zu wählen. Das an Bord der Schiffe "F.S. METEOR", "F.S. SONNE" und "F.S. POLARSTERN" installierte digitale Sedimentecholot PARASOUND arbeitet im Standardbetrieb mit einer Frequenz von 4 kHz. Auch die in der Vergangenheit am häufigsten eingesetzten analogen Sedimentecholote arbeiten bei einer Frequenz von 3.5 kHz. Deshalb sollte die seismische Quelle im Frequenzbereich um 3.5 kHz arbeiten, damit die HF-OBH-Daten in idealer Weise mit bordeigenen Sedimentecholotsystemen von Forschungsschiffen verbunden werden können. Weiterhin ist eine omnidirektionale Abstrahlcharakteristik der Quelle erforderlich, da das HF-OBH die seismischen Signale der Quelle sowohl im Steil- als auch im Weitwinkelbereich registrieren soll. Dadurch werden die seismischen Signale unter allen Abstrahlwinkeln mit der gleichen Intensität abgegeben, was eine Grundvoraussetzung für z.B. eine quantitative Amplitudenauswertung von Signalen ist.

Aufgrund der geplanten Einsätze der Quelle in der Tiefsee reicht der Einsatzbereich des Gerätes bis in Wassertiefen von 4000 m. Der Betrieb der Quelle kann somit nur über einen Tiefsee-Einleiterdraht von Forschungsschiffen aus erfolgen.

Eine weitere Anforderung an das Meßsystem ist ein Registrieren der Höhe der Quelle über dem Meeresboden zu jedem Schußzeitpunkt. Systeme, die als Wandler, Schwinger, Transducer oder Pinger bezeichnet werden, erfüllen die genannte Anforderung. Sie bestehen wie die Hydrophone aus piezoelektrischen Materialien. Durch angelegte Wechselspannungen werden die Piezokristalle zum mechanischen Schwingen angeregt. Umgekehrt werden registrierte Druckänderungen in Wechselspannungen umgesetzt. Deshalb können die ausgestrahlten und vom Meeresboden reflektierten Signale empfangen, über einen Einleiterdraht zum Schiff zurückgesandt und die Höhe der Quelle über Grund auf einem Registriergerät an Bord dargestellt werden.

Zusammengefaßt ergeben sich die in Tabelle 1 genannten Anforderungen für eine seismische Quelle, die nach diesen vorgegebenen Spezifikationen gebaut wurde (Fa. RESON SYSTEM AS, Dänemark). Sie besteht aus einem Unterwasser- und einem Bordsystem (Abbildung 7 und Abbildung 8). Das Unterwassersystem besteht aus einem Druckzylinder mit einer

Steuerungselektronik sowie einem piezoelektrischen Ring-Schwingererelement (Abbildung 7). Zu den Komponenten der Bordeinheit gehört eine Bordelektronik und eine Spannungsversorgung. An der Bordelektronik befinden sich ein Eingang für die externe Triggerung sowie ein analoger Ausgang des vom Pinger registrierten Signals (Abbildung 8). Das 3.5 kHz Pingersystem wird über den Einleiterdraht mit einer Gleichspannung von 150 V versorgt.

Tabelle 1: Technische Spezifikationen für die seismische Quelle

Frequenz	3.5 kHz
Schußrate	1 Schuß je Sekunde
Pulslänge	max. 1 ms
Einsatzbereich	bis 4000 m
Betrieb	über Tiefsee-Einleiterdraht
Triggerung	extern
Tiefenkontrolle	Registrierung des eigenen Signals und Ausgabe an einen analogen Ausgang

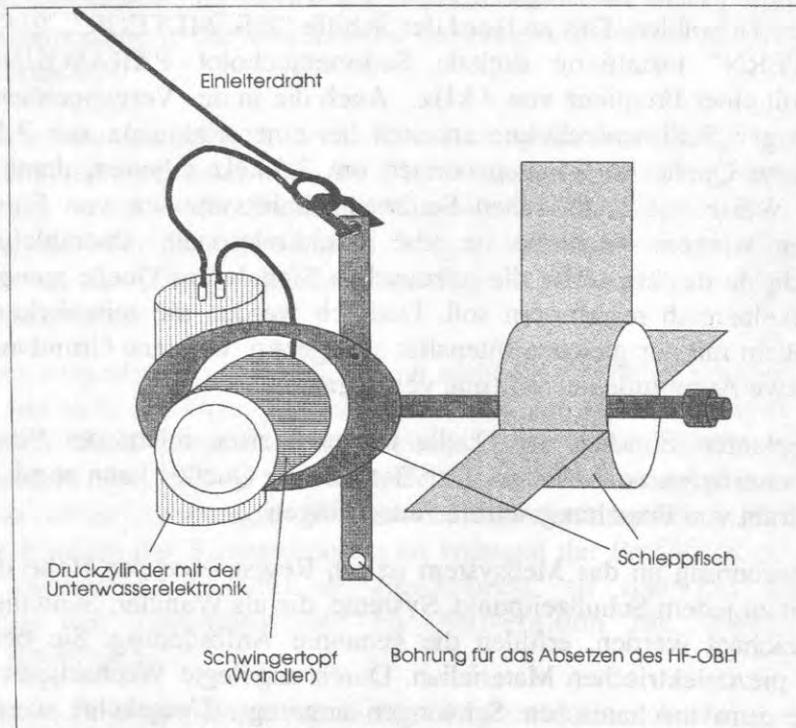


Abbildung 7: Schleppanordnung des 3.5 kHz Schwingersystems. Die Abstrahlcharakteristik des Wandlers ist nahezu omnidirektional bei einer Leistung von 10 kJ. Die Unterwasserelektronik wird über eine Kabelverbindung durch einen Unterwasserstecker mit dem Einleiterdraht der Tiefseewinde verbunden, über den die Spannungsversorgung und die Signalübertragung erfolgt. Von der Elektronik führt ein weiteres Kabel zu dem Schwingererelement. Die in dem Elektronikzylinder befindlichen Kondensatoren werden vorgeladen, und nach Erhalt des Triggersignals geben sie die Spannung an den Wandler ab. Gleichzeitig zeichnet der Wandler die von ihm erzeugten Signale auf und sendet diese zurück zum Schiff.

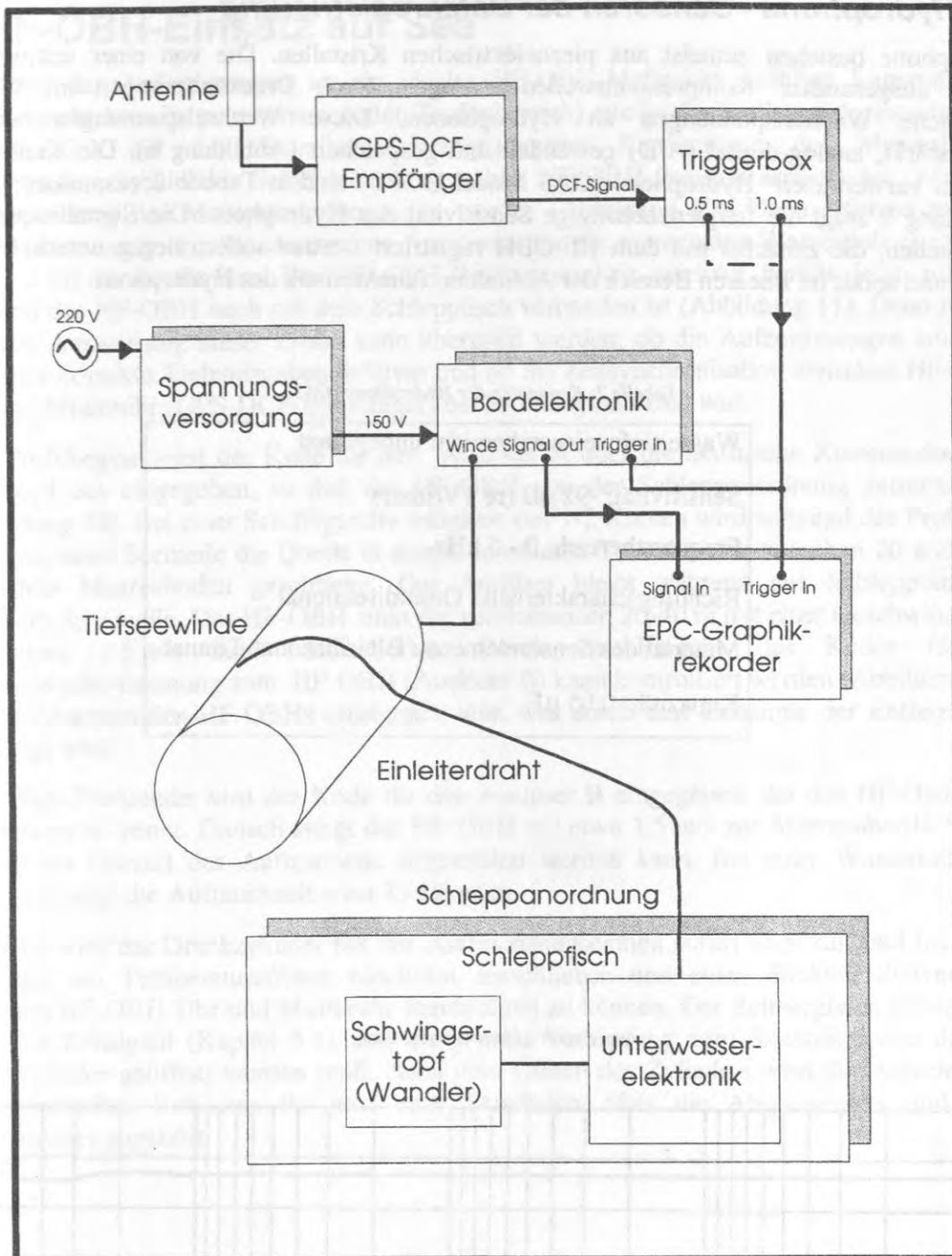


Abbildung 8: Schematische Darstellung aller Komponenten für den Betrieb des 3.5 kHz Wandlers. Die von einem Satellitenempfangsgerät (GPS-Empfänger) umgewandelten Zeitinformationen (DCF-Signal) werden durch eine Schaltung (Triggerbox) zu Rechtecksignalen (TTL-Signalen) mit einer Länge von 1 ms umgeformt. Der Analog-Rekorder (EPC-Rekorder) benötigt ebenfalls das Triggersignal, damit zu exakt jedem Schußzeitpunkt die analoge Aufzeichnung der Wandler signale gestartet wird. Die Wandler signale, aus denen sich der Abstand der Quelle zum Meeresboden berechnen läßt, erhält der Rekorder über den Ausgang der Bordelektronik (Signal Out). Die Bordelektronik ist über den Einleiterdraht mit dem Wandler verbunden. Über diesen Draht erfolgt die Spannungsversorgung, die Übermittlung der Triggerimpulse an die Unterwasserelektronik und das Rücksenden der vom Wandler aufgezeichneten Signale.

### 3.4 Hydrophone - Sensoren der Datenregistrierung

Hydrophone bestehen zumeist aus piezoelektrischen Kristallen. Die von einer seismischen Quelle ausgesandten Kompressionswellen erzeugen durch Druckänderungen im Wasser elektrische Wechsellspannungen an Hydrophonen. Diese Wechsellspannungen werden vorverstärkt, analog-digital (A/D) gewandelt und gespeichert (Abbildung 6). Die Kenndaten der hier verwendeten Hydrophone (OAS Model E-2PD) sind in Tabelle 2 zusammengefaßt. Abbildung 9 zeigt die frequenzabhängige Sensitivität des Hydrophons. Die Signalfrequenzen der Quellen, die zunächst mit dem HF-OBH registriert werden sollen, liegen unterhalb von 5 kHz und somit im linearen Bereich der Aufnahmecharakteristik des Hydrophons.

Tabelle 2: Kenndaten der Hydrophone (OAS)

Wassertiefeneinsatzbereich: unbegrenzt
Sensitivität: -92 dB (re 1V/ $\mu$ bar)
Frequenzbereich: 0 - 5 kHz
Richtungscharakteristik: Omnidirektional
Material des Sensorelements: Blei Zirkonat-Titanat
Kapazität: 0.05 $\mu$ F

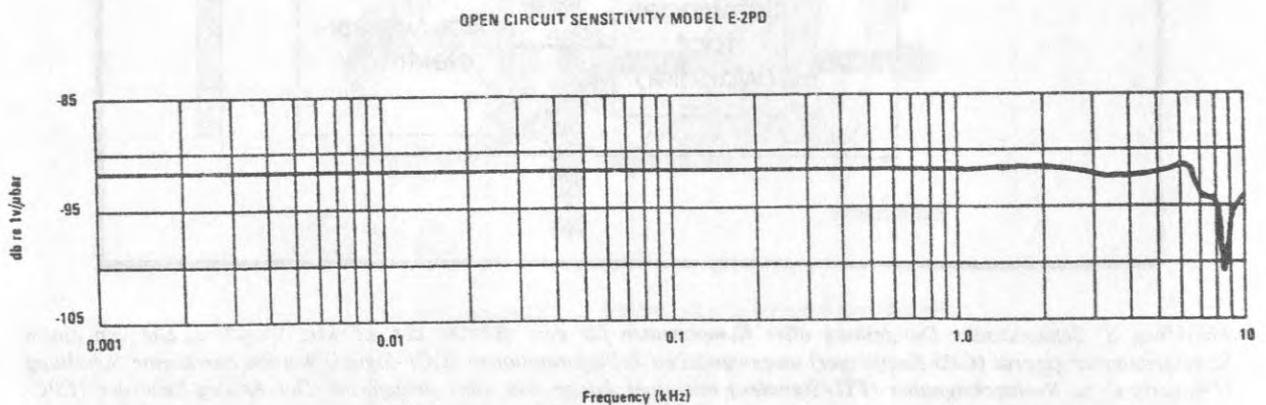


Abbildung 9: Aufnahmecharakteristik des Hydrophons (OAS). Bis zu einer Frequenz von etwa 5 kHz ist die Aufnahmecharakteristik des Hydrophons linear.

## 4 HF-OBH-Einsatz auf See

Aufgrund der Anforderungen an ein ideales HF-OBH-Meßgebiet (söhlige Lagerung von Sedimentschichten im zu untersuchenden Teufenbereich) erfolgt das Festlegen der exakten HF-OBH-Position auf der Grundlage vorangegangener Kartierungen des Meeresbodenuntergrundes. Sobald das Schiff eine ausgewählte HF-OBH-Position erreicht hat, kann mit dem Aussetzen des Meßsystems begonnen werden (Abbildung 10). Dann erfolgen mehrere Laufzeitmessungen zu den akustischen Auslösern, um die momentane Wassertiefe der Quelle ( $\pm 1-2$  m) zu bestimmen. Die HF-OBH-Registriereinheit zeichnet bereits jetzt auf, d.h. während das HF-OBH noch mit dem Schleppfisch verbunden ist (Abbildung 11). Denn mit der späteren Auswertung dieser Daten kann überprüft werden, ob die Aufzeichnungen am EPC-Rekorder korrekte Tiefenangaben lieferten und ob die Zeitsynchronisation zwischen HF-OBH-Uhr und Mutteruhr (GPS-DCF-Empfänger) bei Profilbeginn exakt war.

Zum Profilbeginn wird der Code für den Auslöser A über die akustische Kommandoeinheit von Bord aus eingegeben, so daß das HF-OBH von der Schleppanordnung getrennt wird (Abbildung 10). Bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 1-2 Knoten wird während der Profilfahrt von etwa einer Seemeile die Quelle in einem konstanten Tiefenbereich zwischen 20 und 50 m über dem Meeresboden geschleppt. Der Auslöser bleibt während des Schleppvorgangs unterhalb der Quelle. Das HF-OBH sinkt die verbleibenden 20-40 m mit einer Geschwindigkeit von etwa 1.5 m/s zum Meeresboden. Durch die Eingabe des Codes für die Entfernungsbestimmung zum HF-OBH (Auslöser B) kann kontrolliert werden (Abbildung 10), ob das Absetzen des HF-OBHs erfolgreich war, was durch eine Zunahme der Entfernungen angezeigt wird.

Nach dem Profilende wird der Code für den Auslöser B eingegeben, der das HF-OBH vom Ankergewicht trennt. Danach steigt das HF-OBH mit etwa 1.5 m/s zur Meeresoberfläche auf, so daß die Uhrzeit des Auftauchens abgeschätzt werden kann. Bei einer Wassertiefe von 3000 m beträgt die Auftauchzeit etwa 33 Minuten.

An Bord wird der Druckzylinder mit der Aufzeichnungseinheit sofort abgebaut und ins Labor gebracht, um Temperatureffekte möglichst ausschließen und einen direkten Zeitvergleich zwischen HF-OBH-Uhr und Mutteruhr durchführen zu können. Der Zeitvergleich erfolgt über das DCF-Zeitsignal (Kapitel 5.1) und die serielle Verbindung zum Rechner, ohne daß der Druckzylinder geöffnet werden muß. Nach dem Öffnen des Zylinders wird die Aufzeichnung der seismischen Rohdaten für eine erste Durchsicht über die Abspieleinheit und einen Lautsprecher abgehört.

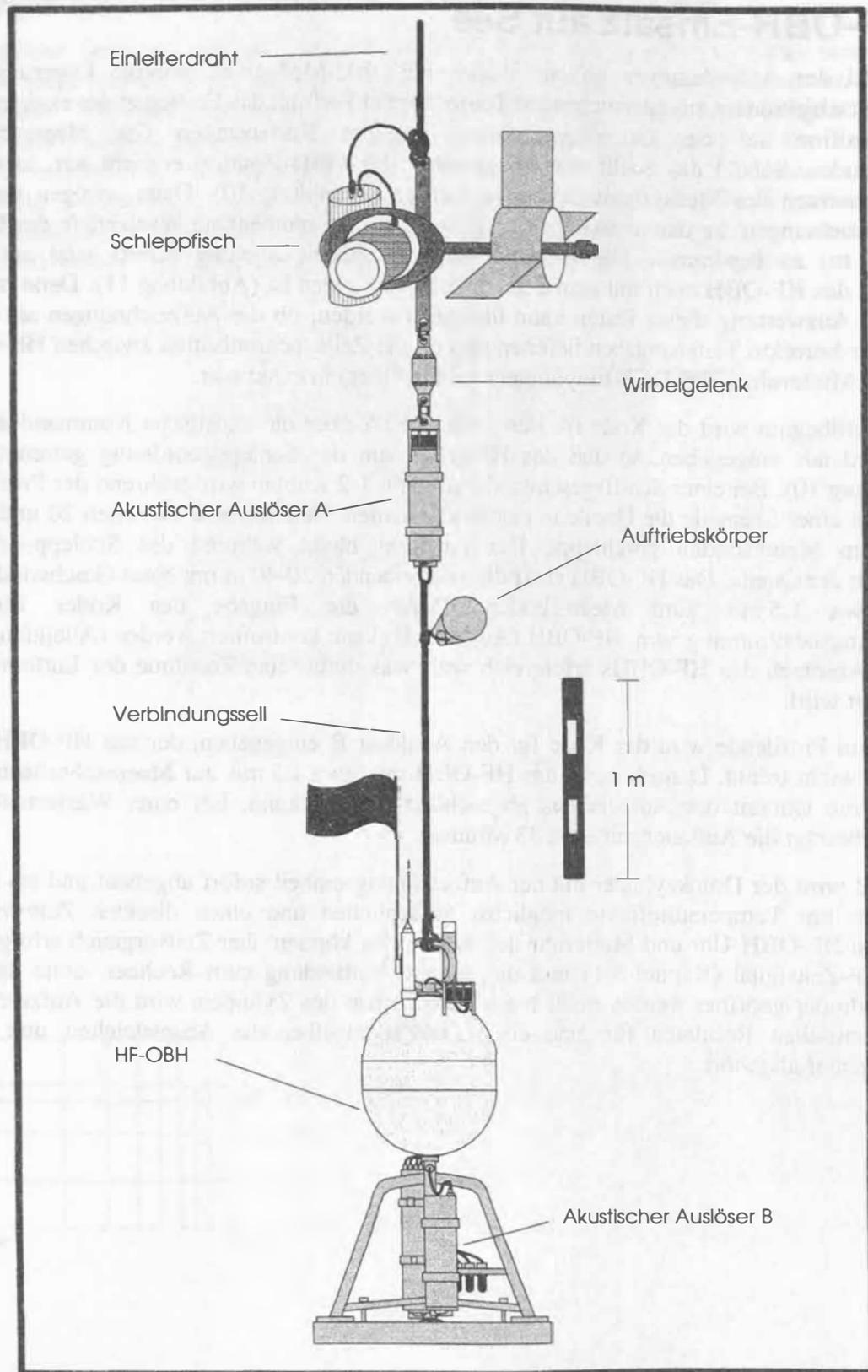


Abbildung 10: Geräteanordnung für einen Meßeinsatz in der Tiefsee. Das HF-OBH hängt unterhalb eines akustischen Auslösers, der über einen Wirbel mit dem Schleppfisch verbunden ist. Mit Hilfe eines Krans oder des Heckgalgens des Schiffes wird die Anordnung ausgebracht. Die Geräte werden, am Einleitertiefseedraht hängend, bis etwa 40 m über dem Meeresboden hinabgelassen (Kontrolle durch angezeigte Drahtlänge). Nach dem Stoppen wird das HF-OBH durch das Auslösen (Akustischer Auslöser A) von der Schleppanordnung getrennt.

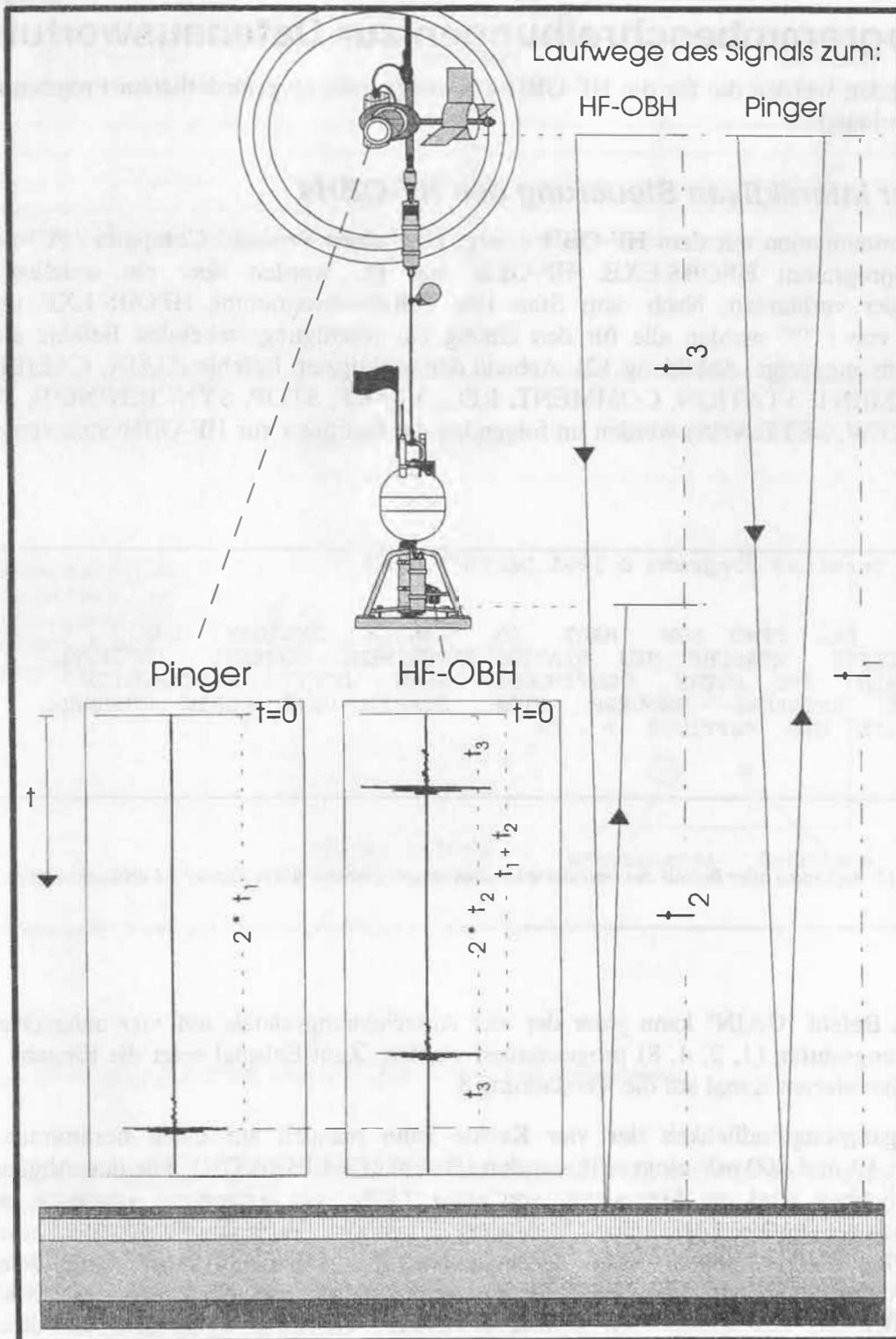


Abbildung 11: Abgleich von Mutteruhr und HF-OBH-Uhr durch zeitversetzte Aufzeichnung des Bodensignals. Das unter der Quelle hängende HF-OBH zeichnet zunächst das Pingersignal auf dem Weg zum Meeresboden auf (Eintreffen nach t<sub>3</sub>). Nach Ablauf der Zeit t = 2 · t<sub>2</sub> erreicht das am Meeresboden reflektierte Signal wiederum das HF-OBH. Der Pinger (Wandler) zeichnet das von ihm ausgesandte Signal nach Ablauf der Zeit t = 2 · t<sub>1</sub> auf. Im Falle von synchronen Uhren muß gelten: 2 · t<sub>1</sub> = 2 · t<sub>2</sub> + 2 · t<sub>3</sub>.

## 5 Programmbeschreibungen zur Datenauswertung

Im folgenden werden die für die HF-OBH-Datenregistrierung erforderlichen Programme und Befehle erläutert.

### 5.1 Zur interaktiven Steuerung des HF-OBHs

Die Kommunikation mit dem HF-OBH erfolgt über einen Personal Computer (PC) und das Terminalprogramm HFOBS.EXE. HF-OBH und PC werden über ein serielles Kabel miteinander verbunden. Nach dem Start des Terminalprogramms HFOBS.EXE und der Eingabe von ":" werden alle für den Dialog zur Verfügung stehenden Befehle auf dem Bildschirm angezeigt (Abbildung 12). Anhand der wichtigsten Befehle (GAIN, CALIBRATE, EXPERIMENT, STATION, COMMENT, REC, START, STOP, SYNCHRONIZE, DCF77, DEF, SKEW, SETTINGS) werden im folgenden die Optionen zur HF-OBH-Steuerung näher erläutert.

```
HF-OBS Terminal Programm © 1991 DELTA t GmbH
ok
?
? OFF REC FWD REW HALT ON FINISH END-DEF DEF
INTERACTIVE MEASURE NEW STATION EXPERIMENT COMMENT INTERVAL
FOR MIN SEC EVERY CONTINUOUS SKEW DCF77 SYNCHRONIZE
RELEASE EXTERNAL ENDLESS STOP START DATE GAIN CHANNELS
CALIBRATE DIR SETTINGS ? . ok
```

Abbildung 12: Auflistung aller Befehle des interaktiven Bedienungsprogramms, die in Kapitel 5.1 erläutert werden.

Mit dem Befehl "GAIN" kann jeder der vier Aufzeichnungskanäle auf vier unterschiedliche Verstärkungsstufen (1, 2, 4, 8) programmiert werden. Zum Beispiel setzt die Eingabe "8 4 GAIN" den vierten Kanal auf die Verstärkung 8.

Die Eingangsempfindlichkeit der vier Kanäle kann manuell auf einen bestimmten Wert zwischen 40 und 400 mV eingestellt werden (Befehl "CALIBRATE"). Für den Abgleich der Empfindlichkeit wird ein Sinussignal von etwa 1 kHz mit konstanter Amplitude auf die Kanäleingänge gegeben (Abbildung 13; Analoge Eingänge). Die in der Hexadezimaldarstellung angezeigten Werte gleicht man durch Drehen der Spindeltrimmer (Abbildung 13; Justagepunkte Gain) auf den Wert 7FFF ab, wodurch die Vollaussteuerung dem maximalen Amplitudenwert des anliegenden Signals entspricht. Tabelle 3 zeigt den Zusammenhang zwischen geräte- und programmierbezogenen Einstellungen der Eingangsempfindlichkeit.

Tabelle 3: Regelbare Empfindlichkeit in Abhängigkeit von programmierbaren Verstärkungsfaktoren und Geräteeinstellungen (40 - 400 mV). Die Werte entsprechen der Vollaussteuerung (mV).

Programmierter Verstärkungsfaktor	Maximale Empfindlichkeit [mV]	Minimale Empfindlichkeit [mV]
1	40	400
2	20	200
4	10	100
8	5	50

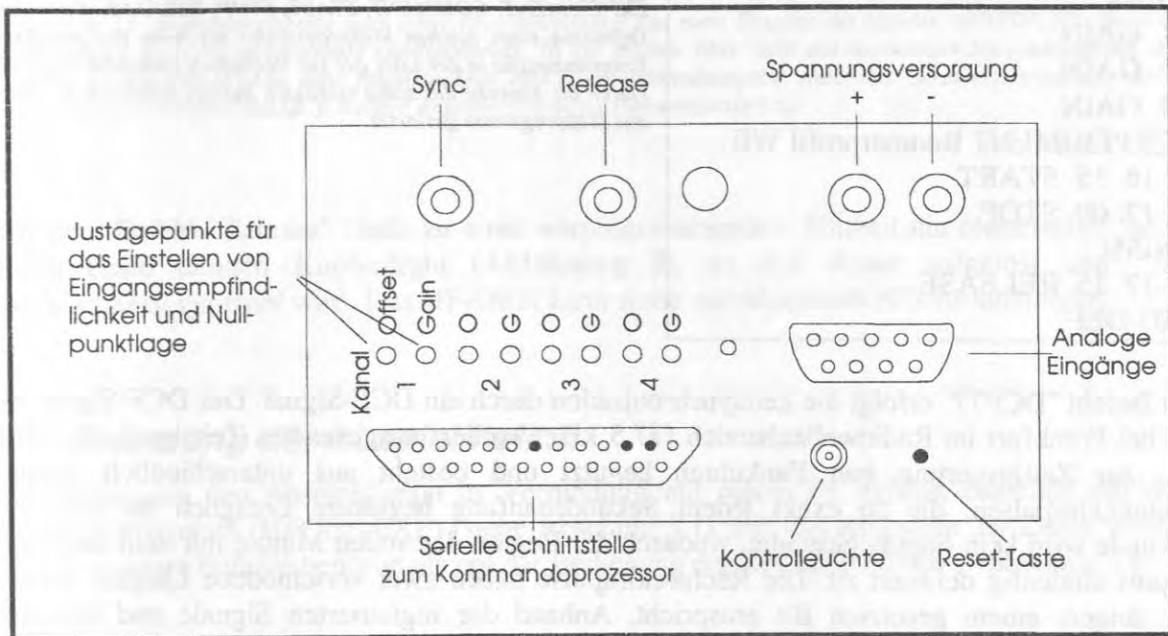


Abbildung 13: Frontplatte des Einbaurahmens der elektronischen Aufzeichnungseinheit

Zusätzliche Befehle (EXPERIMENT, STATION, COMMENT) erlauben die Eingabe von drei unabhängigen Kommentarzeilen.

Für Labortests kann eine Aufzeichnung sofort gestartet werden (Befehl "REC"), wobei alle aktiven Meßparameter übernommen und mit auf das Band geschrieben werden. Eine weitere Möglichkeit der Datenaufzeichnung ist die Eingabe von Anfangs- und Endzeiten für die Registrierung (Befehle "START" und "STOP"), wobei die Eingabe "21 14 30 START" die Aufzeichnung am 21. Tag des laufenden Monats um 14:30 Uhr beginnen läßt. Meßprogramme ermöglichen auch das Programmieren von mehr als nur einem Zeitfenster (Abbildung 14).

Die Synchronisation der HF-OBH-Uhr mit der Mutteruhr erfolgt mit den Befehlen "SYNCHRONIZE" oder "DCF77". Nach Aufruf des Befehls "SYNCHRONIZE" erscheint eine Eingabemaske in der das Datum und die Uhrzeit eingegeben werden. Der Start der internen Uhr erfolgt mit einem Signal, das den Eingang kurzzeitig auf das Nullpotential bringt (Active-Low-Signal).

```

DEF firstprog
4 CHANNELS
8 1 GAIN
4 2 GAIN
2 4 GAIN
1 STATION Ostsee - Rügen
1 EXPERIMENT Boomerprofil NS
COMMENT Kanal 3 ohne Hydrophon
21 15 00 START
21 45 00 STOP
FINISH
1 1 GAIN
1 2 GAIN
1 4 GAIN
2 EXPERIMENT Boomerprofil WE
21 16 15 START
21 17 00 STOP
FINISH
21 17 15 RELEASE
END-DEF

```

Abbildung 14: Ein komplexes Programmbeispiel, so wie es bei einem Flachwassertest und der Durchführung zweier Profile programmiert werden könnte. Jedes Programm beginnt mit dem Befehl DEF<Programmname> und endet mit dem Befehl END-DEF. Einzelne Programmsegmente innerhalb eines Programms enden mit der Eingabe von FINISH. In einem Programm können folgende Befehle benutzt werden: CHANNELS, GAIN, STATION, EXPERIMENT, COMMENT, START, STOP, RELEASE. Nach der Definition eines solchen Meßprogramms erscheint der gewählte Programmname in der Liste der zur Verfügung stehenden Befehle. Durch die Eingabe des somit erzeugten Befehls FIRSTPROG wird das Meßprogramm gestartet.

Mit Befehl "DCF77" erfolgt die Zeitsynchronisation durch ein DCF-Signal. Das DCF-Signal ist ein bei Frankfurt im Radiowellenbereich (77.5 kHz) kodiert ausgesandtes Zeitsignal. Es wird u.a. zur Zeitjustierung von Funkuhren benutzt und besteht aus unterschiedlich langen Rechteckimpulsen, die zu exakt jedem Sekundenanfang beginnen. Lediglich bei der 59. Sekunde wird kein Impuls gesendet, wodurch der Beginn der vollen Minute mit dem nächsten Impuls eindeutig definiert ist. Die Rechteckimpulse haben zwei verschiedene Längen, wobei der längere einem gesetzten Bit entspricht. Anhand der registrierten Signale und aus der Kenntnis des DCF-Kodes läßt sich somit die Uhrzeit und jeder Sekundenbeginn bis auf +/- 3 ms bestimmen. Die Reichweite des DCF-Radiosignals ist auf etwa 1000 km begrenzt, wobei eine hohe Varianz von 3 ms auftritt. Um die Varianz zu verringern, wurden GPS-DCF-Empfangsgeräte (Firma LENNARTZ) eingesetzt, die die Zeitinformation der Navigationssatelliten des „GLOBAL POSITIONING SYSTEM“ in einen DCF-Zeitkode umwandeln. Die GPS-Signale sind weltweit zu empfangen, haben eine Varianz von nur 0.3 ms und liegen somit im Bereich der geforderten Zeitgenauigkeit (< 1 ms).

Mit dem Befehl "SKEW" werden die Sekundenimpulse von DCF-Signal und HF-OBH-Uhr miteinander verglichen. Die gemessene Abweichung wird in Millisekunden ausgegeben. Bei erfolgreichem Start ist die Abweichung gleich Null. Die Uhrzeit und das Datum, zu dem die HF-OBH-Uhr gestartet wurden, sowie der Wert des letzten Zeitvergleichs werden gespeichert. Direkt nach dem Einsatz wird ein Zeitvergleich durchgeführt (Befehl "SKEW"), um die Drift der HF-OBH-Uhr gegenüber der Mutteruhr (Mutteruhr = GPS-DCF-Empfänger) zu bestimmen.

Die Eingabe des Befehls "SETTINGS" ermöglicht die Angabe und Darstellung aller Meßparameter (Abbildung 15). Meßparameter können interaktiv oder innerhalb eines Meßprogramms verändert werden. Da die veränderbaren Werte stets im lokalen Speicher (EPROM; Erasable and Programmable Read Only Memory) speicherresistent abgelegt werden, erscheinen nach dem Einschalten des Gerätes und der Eingabe des Befehls "SETTINGS" die Meßparameter der zuletzt vorgenommenen Messung bzw. des letzten Dialogs mit dem Meßsystem.

Serial#	92.003
Date	25.11.93 08:55:12
Synch	25.11.93 08:48:00 0 skew
Channels	4
Gain	8 2 1 8
Rate	21 kSamples/s
Event	1
Start	25.11:00 Min
Stop	25.13:00 Min
Interval	continuous
Release	25.15:15 Min
Program	INTERACTIVE active
Experiment	1 METEOR M26/3
Station	2 OBH-Station Storegga-Slide
Comment	BGS-Boomerprofil

Abbildung 15: Bildschirmanzeige nach einer Programmierung und nach Eingabe des Befehls "SETTINGS". Die erste Zeile enthält die nicht veränderbare Geräteerkennung. In der zweiten Zeile steht das momentane Systemdatum mit der entsprechenden Uhrzeit. Die dann folgende Zeile enthält die Zustandsangabe, wann das Gerät synchronisiert wurde (siehe Befehl "SYNCHRONIZE"). Weitere Angaben folgen zur Datenregistrierung.

Mit dem Befehl "Release" fließt zu einer vorprogrammierten Uhrzeit ein elektrischer Strom durch einen dünnen Kupferdraht (Abbildung 3), so daß dieser aufgelöst und der Auslösehaken geöffnet wird. Das HF-OBH kann somit zur Meeresoberfläche aufsteigen.

## 5.2 Steuerung der Abspielstation

Die Bedienung der Abspielstation in Verbindung mit einem PC erfolgt ebenfalls mit dem Terminalprogramm (HFOBS.EXE) (siehe Abschnitt 5.1). Für das Abspielen der Daten werden jedoch weniger Befehle benötigt als bei der Bedienung der Registriereinheit (Abbildung 16).

HF-OBS	#92.002	V1.17	DELTA t	GmbH	07 May 1993
ok					
?					
?	OFF	FFWD	REW	HALT	ON PASSCAL SCSI-IDS DIR ?
.	ok				

Abbildung 16: Bildschirmanzeige aller Befehle zur Steuerung der Abspielstation

Die Befehle ON, OFF, FFWD, REW, HALT sind Basisbefehle zur mechanischen Steuerung des DAT-Rekorders. Mit dem Befehl "DIR" werden die Uhrzeiten der auf dem Magnetband gespeicherten Daten auf dem Bildschirm dargestellt und gleichzeitig die aufgezeichneten Signale digital-analog gewandelt.

Die Datenübertragung von der Abspielstation zum PC erfolgt über die SCSI-Schnittstelle der Abspielstation. Allerdings muß hierfür der PC mit einer zusätzlichen SCSI-Schnittstellenkarte ausgerüstet werden. Ein Befehl (SCSI-IDS) regelt die Vergabe der im SCSI-Bussystem benötigten Adressen und somit das Umschalten auf den PC- bzw. Workstation-Betrieb (Abbildung 17).

Methusalem : 3	Host : 7	Exabyte Driver (y/n): y	=>	PC
Methusalem : 5	Host : 7	Exabyte Driver (y/n): n	=>	Workstation

Abbildung 17: SCSI-Adressen für die Datenabspielung auf PC bzw. Workstation. Nach der Eingabe des Befehls "SCSI-IDS" müssen in der erscheinenden Eingabemaske je nach Betriebsart (PC oder Workstation) obige Eintragungen gemacht werden.

Für ein Übertragen der Daten auf den PC werden entsprechende SCSI-Adressen vergeben (Abbildung 17, erste Zeile). Bei der Abspielung (Start der Abspielung durch den Befehl "PASSCAL <Dateiname>") werden die Daten im PASSCAL-Format (Kapitel 5.3) auf dem PC gespeichert. Die einzelnen Spuren liegen noch in multiplexer Form vor. Für die Datenabspielung auf die Workstation werden die SCSI-Adressen entsprechend der zweiten Zeile vergeben (Abbildung 17). Die Steuerung des DAT-Rekorders sowie die Datenübertragung erfolgt danach über die SCSI-Schnittstelle.

### 5.3 Datenformate PASSCAL und SEG-Y

Das Aufzeichnungsformat „PASSCAL“ steht für „Portable Array for Seismic Studies of the Continental Lithosphere“. Es wurde entwickelt, um seismische Felddaten einheitlich abspeichern zu können (REFRAKTION TECHNOLOGY). Das Format ist so flexibel, daß alle bekannten Aufzeichnungsanwendungen (Reflexionsseismik, Refraktionsseismik, Seismologie) integriert werden können.

Die Datenspeicherung im PASSCAL-Format erfolgt in Blöcken mit je 1024 Byte. Jeder Block beginnt mit einem 16 Byte langen Kopfeintrag (Header). In dem Kopfeintrag enthalten sind die Informationen Blockkennung, Experimentnummer, Kalenderjahr, Gerätenummer, Uhrzeit einschließlich der Millisekunden und die Anzahl der (relevanten) Byte in dem betreffenden Block (Abbildung 18). Die verbleibenden 1008 Byte werden je nach Blocktyp unterschiedlich belegt. Die aus zwei Byte bestehende Blockkennung gibt an, um welchen Blocktyp es sich handelt. Es gibt zehn unterschiedliche Blocktypen, von denen nur vier zur Beschreibung und Speicherung der HF-OBH-Daten benötigt werden (siehe Tabelle 4).

Tabelle 4: Die im PASSCAL-Format benutzten Blöcke zur Speicherung der HF-OBH-Daten.

Blockkennung	Beschreibung	Enthaltene Informationen
SC	Stations/Kanalbeschreibung (Station/channel description)	Kommentare: STATION EXPERIMENT COMMENT  Geräteerkennung
DS	Datenflußbeschreibung (Data stream definition)	Anzahl der Kanäle Anzahl der Werte/Sekunde Datenformat
DT	Datenblock (Data packet)	Ereignisnummer Kanalnummer Datenformat Anzahl der Datenwerte in diesem Block Datenwerte (max. 500)
ET	Ereignisabschlußblock (Event trailer)	Ereignisnummer (Ein Ereignis ist ein durch START und STOP begrenztes Aufzeichnungs- intervall)

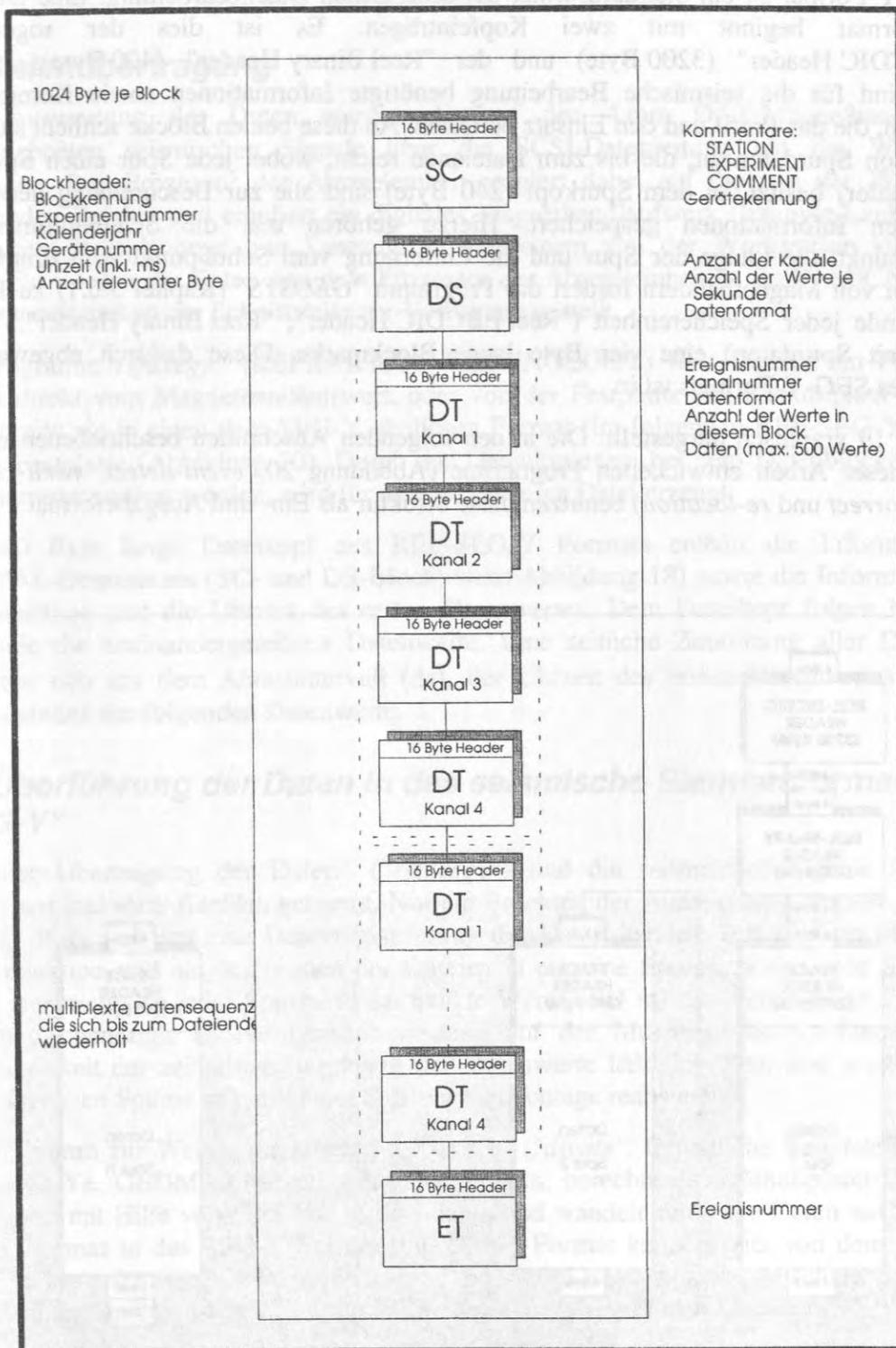


Abbildung 18: PASSCAL-Dateistruktur (Blockbeschreibung siehe Tabelle 4). Zu Beginn der Datenabspielung über die SCSI-Datenleitung wird ein SC- und ein DS-Block ausgegeben. Danach folgen hintereinander zeitmultiplext die Datenblöcke der vier Kanäle, bis die Aufzeichnung gestoppt oder das Aufzeichnungsende erreicht wird. In diesem Fall wird ein abschließender ET-Block geschrieben.

Das SEG-Y-Format ist ein Standardformat der seismischen Datenbearbeitung. Eine Datei im SEG-Y-Format beginnt mit zwei Kopfeinträgen. Es ist dies der sogenannte "Reel EBCDIC Header" (3200 Byte) und der "Reel Binary Header" (400 Byte). In den Blöcken sind für die seismische Bearbeitung benötigte Informationen sowie Kommentare eingetragen, die das Profil und den Einsatz betreffen. An diese beiden Blöcke schließt sich eine Sequenz von Spurdaten an, die bis zum Dateiende reicht, wobei jede Spur einen Spurkopf (Trace Header) besitzt. In dem Spurkopf (240 Byte) sind alle zur Beschreibung der Daten notwendigen Informationen gespeichert. Hierzu gehören u.a. die Schußnummer, der Schußzeitpunkt, die Länge der Spur und die Entfernung vom Schußpunkt zum Empfänger. Zum Lesen von Magnetbändern fordert das Programm "GEOSYS" (Kapitel 5.6.1) zu Beginn und am Ende jeder Speichereinheit ("Reel EBCDIC Header", "Reel Binary Header", "Trace Header" mit Spurdaten) eine vier Byte lange Blockmarke. Diese dadurch abgewandelte Struktur des SEG-Y-Formats ist in

Abbildung 19 graphisch dargestellt. Die in den folgenden Abschnitten beschriebenen und im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Programme (Abbildung 20, *event-detect*, *swell-correct*, *distance-correct* und *re-location*) benutzen diese Struktur als Ein- und Ausgabeformat.

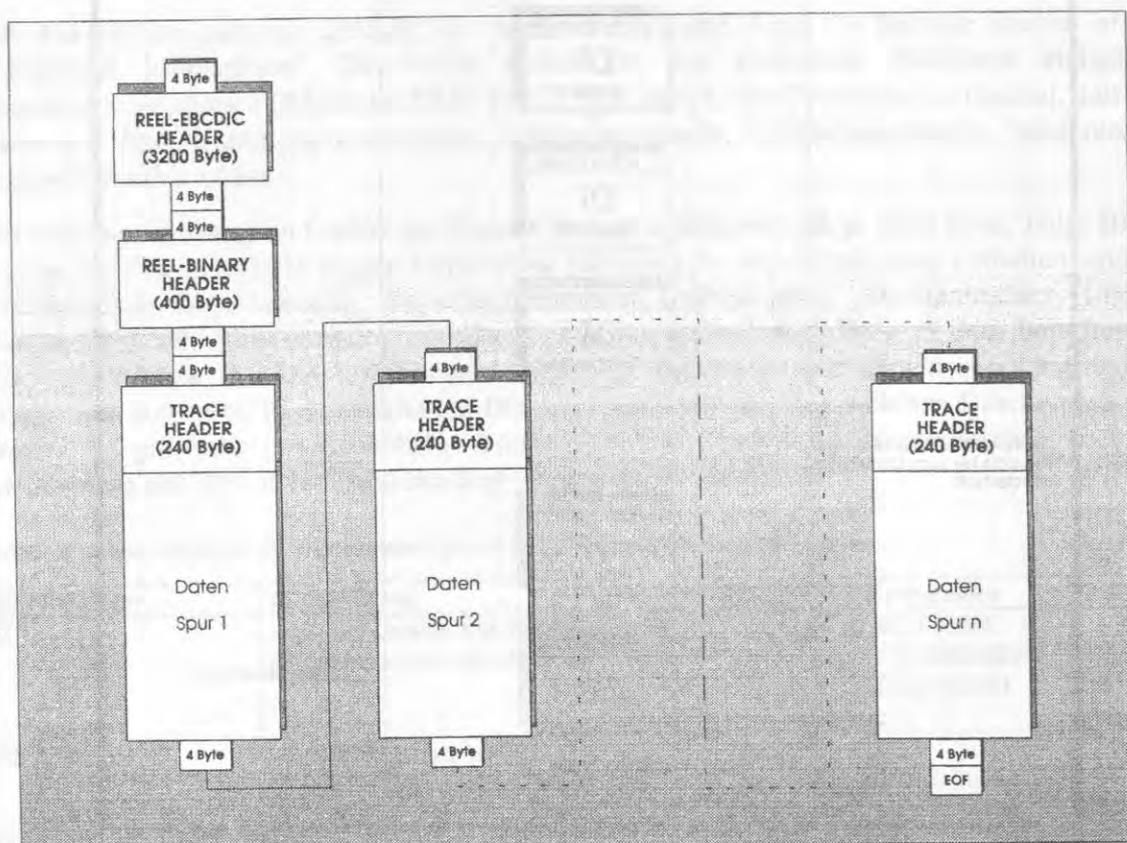


Abbildung 19: Dateistruktur im (GEOMAR -) SEG-Y-Format. Zu Beginn der Datei stehen zwei Kopfeinträge (Reel-EBCDIC Header und Reel-Binary Header), in der allgemeine Informationen und Kommentare gespeichert sind. Danach folgen die Daten der seismischen Spuren. Jede Spur besitzt einen Kopfeintrag (Trace Header), in der u.a. Schußzeitpunkte und Entfernungen eingetragen sind.

## 5.4 Datenübertragung

Zur Auswertung der Daten wurden die auf den 4 mm DAT-Magnetbandkassetten aufgezeichneten seismischen Signale über die SCSI-Datenleitung auf die Workstation übertragen. Der Prozessor der Abspieleinheit reagiert dabei auf die von der Workstation kommenden Befehle und emuliert ein digitales Magnetbandlaufwerk (Exabyte-Laufwerk) mit reduziertem Befehlsvorrat (nur Lesezugriff). Bei einem von der Workstation kommenden Lesebefehl werden die Daten von dem Prozessor der Abspieleinheit in das PASSCAL-Format umgewandelt und an der Schnittstelle zur Verfügung gestellt.

Das Programm *ref2segy* (REFRAKTION TECHNOLOGY) liest Dateien im PASSCAL-Format direkt vom Magnetbandlaufwerk oder von der Festplatte ein, demultiplext die Daten und schreibt sie in einen dem SEG-Y ähnlichen Format (im folgenden REF-SEG-Y genannt) auf die Festplatte (Abbildung 20). Durch das Demultiplexen, bei dem Datenblöcke nach der Kanalnummer sortiert werden, wird für jeden Kanal eine Datei erzeugt.

Der 240 Byte lange Dateikopf des REF-SEG-Y Formats enthält die Information des PASSCAL-Datensatzes (SC- und DS-Block; siehe Abbildung 18) sowie die Information über die Dateilänge und die Uhrzeit des ersten Datenwertes. Dem Dateikopf folgen bis an das Dateieende die aneinandergereihten Datenwerte. Eine zeitliche Zuordnung aller Datenwerte berechnet sich aus dem Abtastintervall ( $\Delta t$ ), der Uhrzeit des ersten Datenwertes und dem Positionsindex der folgenden Datenwerte.

## 5.5 Überführung der Daten in das seismische Standardformat „SEG-Y“

Nach der Übertragung der Daten ("*ref2segy*") sind die seismischen Signale in Dateien gespeichert und nach Kanälen getrennt. Nur ein Bruchteil der Aufzeichnung enthält seismische Signale, da es sich um eine Dauerregistrierung der Daten handelt. Erforderlich ist also eine Datenreduktion und ein Aufsplitten der Dateien in einzelne Spuren, wobei jede Spur einem Schuß entspricht. Zu jeder Spur wird der exakte Wert (+/- 1 m) der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung benötigt, da die Datenauswertung auf der Messung von Laufzeiten basiert. Zusammen mit der zeitlichen Zuordnung der Datenwerte läßt sich dann eine x-t-Darstellung der seismischen Spuren in Form einer Seismogrammontage realisieren.

Ein Programm zur Weiterverarbeitung der Daten ("*divide*", freundliche Bereitstellung durch Dr. Sanyu Ye, GEOMAR) erzeugt einzelne Spuren, berechnet die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung mit Hilfe von GPS-Navigationsdaten und wandelt somit die Daten aus dem REF-SEG-Y-Format in das SEG-Y-Format um. Dieses Format kann bereits von dem Programm *GEOSYS* zur seismischen Datenverarbeitung eingelesen werden (siehe Abschnitt 5.6.1). Aus zwei Gründen mußte das Programm noch weiter modifiziert werden.

- 1) Bei der vorliegenden Abtastrate für die HF-OBH-Daten von 21000 Werten je Sekunde ist der zeitliche Abstand zweier Werte  $1/21000 = 47.619\dots$  Mikrosekunden. Das Programm *GEOSYS* sieht aber nur ganzzahlige Werte in Mikrosekunden für das Abtastintervall vor. Eine Lösung dieses Problems ist es, den Wert 47.619 mit Vielfachen der Zahl 21 zu multiplizieren, so daß das Abtastintervall eine ganze Zahl ergibt. Ein modifiziertes Programm (*hf-divide*, , siehe Abschnitt 5.5.1) transformiert die Daten vom REF-SEG-Y Format in das SEG-Y-Format. Der Wert für das Abtastintervall wird auf  $47.619\dots\mu\text{s} \cdot 21 = 1 \text{ ms}$  gesetzt. Dies hat eine Dehnung der Zeitachse (Faktor 21) aber keine Veränderung der Schußpunktabstände zur Folge.

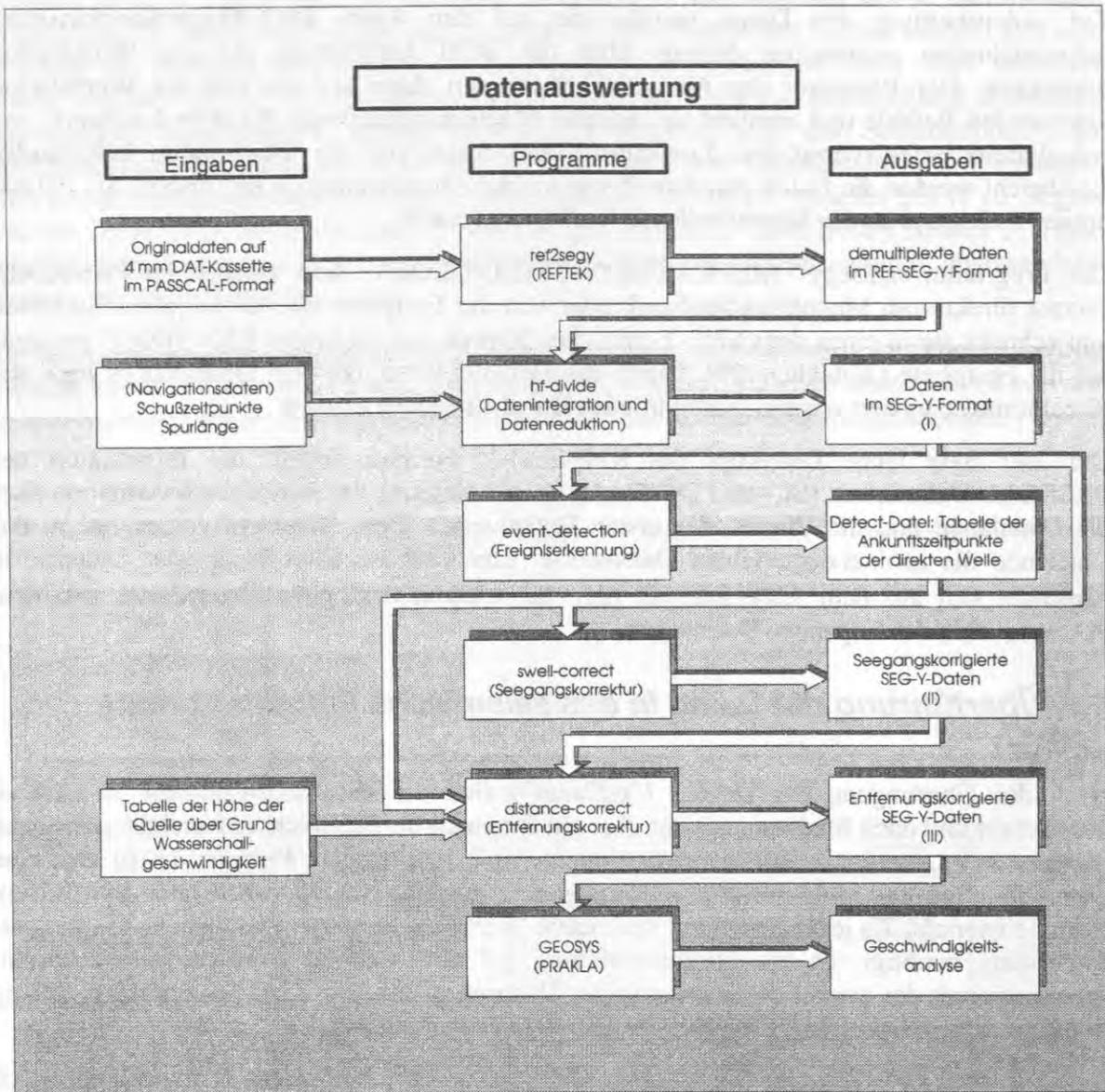


Abbildung 20: Überführung der Felddaten in das SEG-Y-Format. Nach der Übertragung der Rohdaten auf die Workstation (Programm "ref2segy") und der Umwandlung in das SEG-Y-Format (Programm "hf-divide") folgen weitere Bearbeitungsschritte zur Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung mit Hilfe des direkten Wasserschalls: Das Programm "event-detect" liest die erzeugte SEG-Y(I) Datei ein und ermittelt für jede Spur den Zeitpunkt des Eintreffens der direkten Welle. Die Zeitpunkte werden in einer Datei (Detect-Datei) gespeichert. Zusätzlich werden die Zeitpunkte des Eintreffens der direkten Welle über 30 Spuren gemittelt. Die gemittelten Werte sowie die Abweichung von den Originalwerten werden in zwei weiteren Spalten in der Detect-Datei gespeichert. Das Programm "swell-correct" liest die Detect-Datei sowie die SEG-Y(I) Datei ein, verschiebt die seismischen Spuren entsprechend der Abweichung vom Mittel und erzeugt eine ansonsten identische SEG-Y(II) Ausgabedatei. Die Verschiebung eliminiert die durch den Seegang und durch Schwingungen im Schleppseil verursachten Störungen. Das Programm "distance-correct" berechnet die Entfernung zwischen HF-OBH und Quelle und trägt die errechneten Werte in die Spürköpfe (Trace Header) ein (SEG-Y (III)). Mit dem Programm GEOSYS erfolgt die seismische Datenbearbeitung (u.a. Filterung, graphische Ausgabe der Daten).

2) Während für tiefenseismische Krustenuntersuchungen die GPS-Navigation zur Ortsbestimmung von OBH und seismischer Quelle genügt, reicht die Genauigkeit (+/- 30-50 m) bei dem hochauflösenden flachseismischen Einsatz des HF-OBHs nicht aus. Es müssen zusätzliche Programmschritte eingeführt werden, die eine Entfernungsbestimmung auf der Grundlage des direkten Wasserschalls ermöglichen. Deshalb wurden weitere Programme entwickelt (*event-detect*, *swell-correct* und *distance-correct*, Abbildung 20).

In den folgenden Abschnitten sollen diese Programme (*hf-divide*, *event-detect*, *swell-correct* und *distance-correct*) näher beschrieben werden.

### 5.5.1 Das Programm „hf-divide“ zur Erzeugung des SEG-Y-Formats

Mit dem Programm (*hf-divide*) werden die Daten aus dem REF-SEG-Y-Format in das SEG-Y-Format umgewandelt (Abbildung 20). Dabei werden die vorliegenden seismischen Daten der Dauerregistrierung in einzelne Spuren unterteilt. Hierzu benutzt das Programm drei Eingabedateien:

- 1) Eine Datei mit demultiplexten Originaldaten im REF-SEG-Y Format (Abbildung 20)
- 2) Eine Steuerdatei (Ctr-Datei) (Abbildung 21)
- 3) Eine Navigationsdatei (UKO-Datei genannt) mit Kommentaren, Navigationsdaten und Schußzeitpunktangaben für jeden Schuß (Abbildung 22).

Mit einem Programmaufruf (*hf-divide -f <Datendateiname> -u <UKO-Dateiname> -c <Steuerdateiname> -o <Ausgabedateiname> -r 21*) wird die Ausgabedatei im SEG-Y-Format erzeugt.

```

profileNo: 1
station: 01
firstshot: 1
lastshot: 105
Velred: 0
Timeoffset 0
tracelength 1000
sourcedepth 0
charge 60000
azimuth 0
    
```



Abbildung 21: Steuerdatei für das Programm *hf-divide*. Die Steuerdatei besteht aus 10 Zeilen. Die Bezeichnungen "firstshot" und "lastshot" geben den ersten und letzten Schuß des Profilbereiches an, der in der Ausgabedatei gespeichert werden soll. Die Schußnummern beziehen sich auf die Tabelle der Schußpunkte (UKO-Datei, Abbildung 22). Hinter "Velred" kann eine Reduktionsgeschwindigkeit eingegeben werden. Hinter der Angabe "Timeoffset" wird ein konstanter Wert für alle Spuren in Millisekunden angegeben, um den die Spurdaten in der Ausgabedatei verschoben werden. Mit der Angabe eines Wertes nach "tracelength" wird festgelegt, wie lang jede Spur in Millisekunden sein soll. Die übrigen Angaben sind für die Auswertung der HF-OBH-Daten irrelevant.

H01 Description of survey area	:	Storegga_Slide
H02 Date of survey	:	4.11.93
H021 Tape date	:	20.11.93_(324)
H022 Tape version	:	02_digital
H03 Client	:	SFB313
H04 Geophysical contractor	:	GEOMAR
H05 Positioning contractor	:	Lennartz
H06 Posi. processing contractor	:	GPS-DCF
H07 Positioning system	:	Watersound
H08 Coordinate location	:	NA
H10 Time in respect of GMT	:	+1
H17 Vertical datum	:	500
H260RECORD IDENTIFICATION "S" SHOT-POSITION		
H260RECORD IDENTIFICATION "A" ANTENNA-POSITION (OBS)		
A100	101101010.10N 111111.10W	0.0 0.0 60.0324 1460
S100 171330.000	1101010.10N 111111.10W	0.0 0.0 60.0324171330
S100 171331.000	2101011.10N 111112.10W	0.0 0.0 60.0324171331
S100 171332.000	3101013.10N 111114.10W	0.0 0.0 60.0324171332
S100 171333.000	4101014.10N 111115.10W	0.0 0.0 60.0324171333
S100 171334.000	5101015.10N 111116.10W	0.0 0.0 60.0324171334

hhmss.sss	Schuß#	IGGMMSS.SSN	IGGMMSS.SSW		IHH.HI	dddhhmss
Schußzeitpunkt	Breite	Länge			jul.Tag	Schußzeit
	Schußnummer					Höhe der Quelle

Abbildung 22: Beispiel einer UKO-Navigationsdatei für das Programm hf-divide. In der UKO-Datei stehen zu Beginn 14 Kommentarzeilen, die in den ersten Kopfeintrag (EBCDIC Header) der SEG-Y Ausgabedatei übernommen werden. Die mit „A“ beginnende Zeile enthält die Position des HF-OBHs. Die letzten vier Ziffern dieser Zeile geben die Wasserschallgeschwindigkeit in Meter je Sekunde an (in diesem Beispiel 1460 m/s). Alle restlichen Zeilen bis zum Dateiende beginnen mit einem „S“. In diesen Zeilen stehen die Angaben über Schußzeitpunkt, Position des Schußpunktes und die Höhe der Quelle über Grund. Bei der Bearbeitung der HF-OBH-Daten sind die Einträge der HF-OBH- und Schußpunktpositionen obiger Datei ohne Belang, da die aus den Positionsdaten errechneten Werte für die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung später durch das Programm "distance-correct" überschrieben werden. Notwendig ist jedoch die Angabe des Schußzeitpunktes und die Zuordnung einer Schußnummer.

### 5.5.2 Die Programme „event-detect“ und „swell-correct“ zur Erkennung des direkten Wasserschalls

Voraussetzung für eine programmgesteuerte Messung von Laufzeiten ist das automatische Erkennen des Zeitpunktes, an dem ein seismisches Signal beim Empfänger eintrifft. Jede Spur der erzeugten SEG-Y Datei beginnt zum Zeitpunkt  $t = 0$  (Schußzeitpunkt). Abgesehen von refraktierten Wellen aus dem Weitwinkelbereich gibt es keine Wellengruppe, die schneller als die direkte Welle ist. Da keine refraktierten Wellen zu erkennen waren, erzeugt die direkte Welle das erste eintreffende seismische Signal mit großer Amplitude. Durch die Suche nach dem Datenwert mit der größten Amplitude innerhalb jeder Spur läßt sich der Zeitpunkt des Eintreffens der direkten Welle bereits ermitteln. Dies ist einer von zwei Algorithmen, der bei der Ausführung von *event-detect* ausgewählt werden kann.

Bei einer Frequenz von 3.5 kHz und einer Länge von 1 ms besteht das Signal aber aus 3.5 Schwingungen, so daß nicht sicher ist, daß der maximale Amplitudenwert verschiedener Schüsse stets zu derselben Periode erscheint. Diese Unsicherheit wird vermieden, wenn mittels eines zweiten Verfahrens das Eintreffen der direkten Welle bestimmt wird. Dieses zweite Verfahren (Abbildung 23) errechnet zunächst über ein Langzeitfenster ( $> 100$  ms) den quadratischen Mittelwert der in einer Spur liegenden Amplitudenwerte und speichert den Wert ab. Danach wird über ein Kurzzeitfenster (Länge etwa 1 ms) der gleiche Mittelwert berechnet. Das Kurzzeitfenster wird, bei  $t = 0$  beginnend, über die Spur verschoben, wobei beide Mittelwerte verglichen werden. Durch Vorgabe einer Verhältniszahl (Schwellenwert) kann die Größe des noch zu erkennenden Ereignisses vorgegeben werden. Eine Gegenüberstellung der

Ergebnisse beider Algorithmen zeigte, daß bei diesem Mittelwertverfahren die Zeitpunkte zur Registrierung der direkten Welle von Spur zu Spur weniger variieren als bei der Maximalwertsuche. Aus diesem Grund wurde mit dem Mittelwertverfahren weitergerechnet.

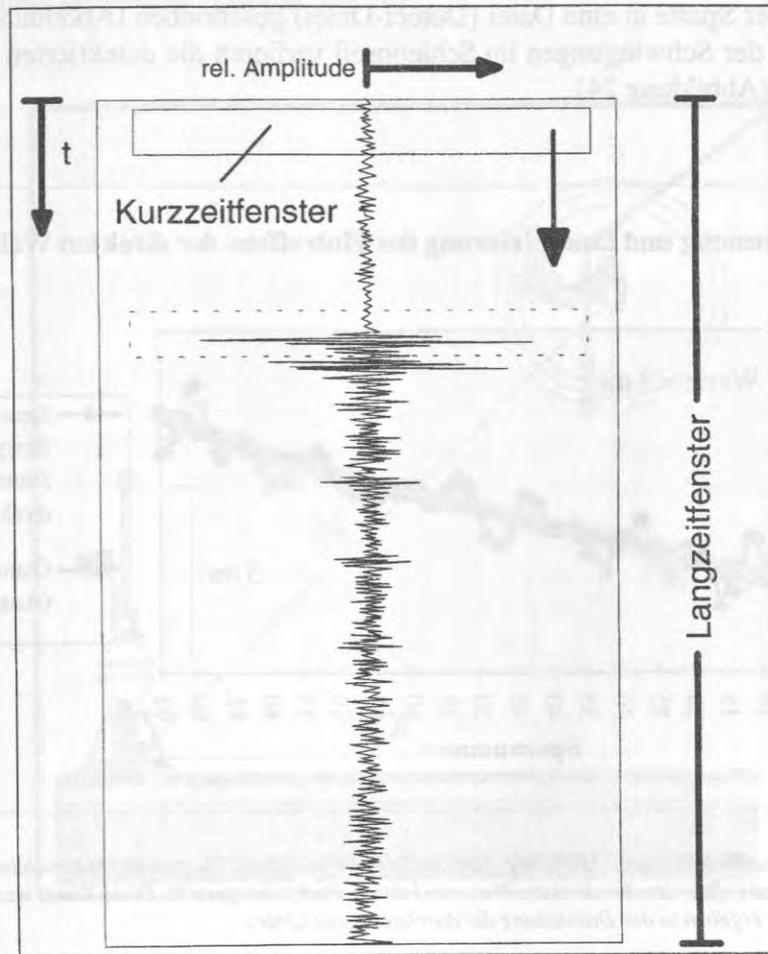


Abbildung 23: Mittelwertverfahren zur Bestimmung des Ersteinsatzes eines seismischen Signals. Über alle Amplitudenwerte innerhalb des Langzeitfensters und des Kurzzeitfensters wird der quadratische Mittelwert berechnet. Beide Mittelwerte werden miteinander verglichen. Danach wird das Kurzzeitfenster entlang der seismischen Spur zeitlich verschoben. Erreicht das Kurzzeitfenster ein starkes seismisches Ereignis (gestricheltes Kästchen), erhöht sich der Mittelwert innerhalb dieses Fensters sprunghaft. Durch Festlegung eines Schwellenwertes (Verhältnis des Mittelwertes des Kurzzeitfensters zu dem Mittelwert des Langzeitfensters) kann der Ersteinsatz somit durch das Programm "event-detect" automatisch bestimmt werden.

Bei dem Programmaufruf in der Form

```
event-detect -f <SEG-Y-Datei> -o <Detect-Datei> [-d <Erkennungsschwellenwert> -w <Fensterlänge> -v <Fensterversatz> -n <Anzahl Spuren> [-t <Algorithmus (0|1)>] [logname]
```

werden dem Programm folgende Parameter zur Berechnung mitgeteilt:

- f Name der mit hf-divide erzeugten SEG-Y Datei
- o Name der Ausgabedatei (Detect-Datei)
- d Verhältnis des Mittelwertes von Lang- zu Kurzzeitfenster, ab dem ein Ereignis erkannt werden soll
- w Fensterlänge des Kurzzeitfensters in Anzahl von Werten
- v Anzahl von Werten, um die das versetzte Kurzzeitfenster das vorherige überlappt

- n Anzahl von Spuren, für die eine Erkennung durchgeführt werden soll
- t Auswahl des Erkennungsalgorithmus ( 0 = Maximalwertsuche; 1 = Vergleich von Kurzzeit- zu Langzeitmittelwert)

Nach der Ermittlung der Einsatzzeitpunkte der direkten Welle für jeden Schuß werden diese Werte in Form einer Spalte in eine Datei (Detect-Datei) geschrieben (Abbildung 20). Aufgrund des Seegangs und der Schwingungen im Schleppseil variieren die detektierten Zeitpunkte aber von Spur zu Spur (Abbildung 24).

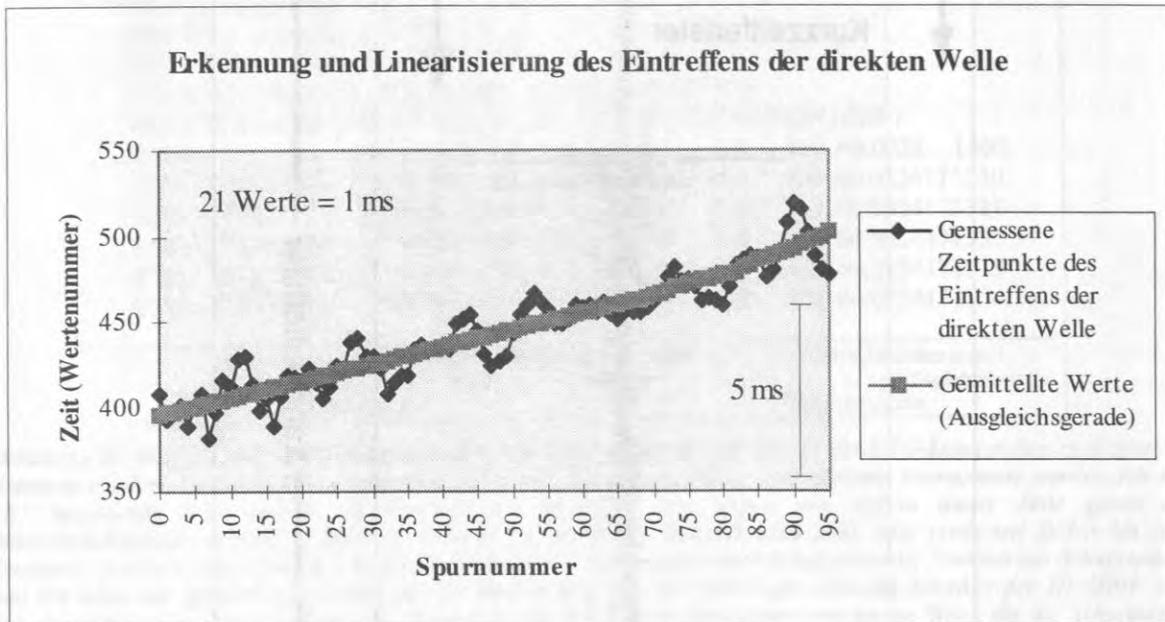


Abbildung 24: Ereigniserkennung und Mittelung von Meßwerten mit dem Programm "event-detect". Die durch das Programm ermittelten Ankunftszeiten der direkten Welle sind durch Punkte dargestellt. Diese Werte wurden über 30 Spuren gemittelt (Rechtecke; sie ergeben in der Darstellung die durchgezogene Linie).

Die Zeitpunkte werden deshalb über einen Bereich von 30 Spuren gemittelt (Abbildung 24). Danach wird der Mittelwert in einer zweiten Spalte und die Differenz aus dem Ursprungs- und dem Mittelwert in einer dritten Spalte der Datei gespeichert. Die berechnete Differenz ermöglicht eine statische Korrektur der Spuren. Diese statische Korrektur erfolgt mit Hilfe eines Programms ("swell-correct", Abbildung 20), das die Spuren um die berechnete Zeitdifferenz verschiebt.

### 5.5.3 Das Programm „distance-correct“ zur Berechnung der Entfernung HF-OBH - Quelle

Das Programm berechnet den Wert für den horizontalen Abstand von Quelle und Empfänger ( $x = \text{Offset}$ ), der für jede Spur für die Darstellung der Seismogrammontage benötigt wird. Die Berechnung von  $x$  setzt die Kenntnis der Werte für  $t$ ,  $v$  und  $h$  voraus (Abbildung 25):

Die Werte für die Laufzeit des direkten Wasserschalls ( $t$ ) sind in der Detect-Datei (Programm event-detect, Kapitel 5.5.2) und die Werte für die Wasserschallgeschwindigkeit ( $v$ ) in der UKO-Datei gespeichert (Abbildung 22). Die Wasserschallgeschwindigkeit wird entweder mit CTD-Messungen bestimmt, die im Meßgebiet durchgeführt wurden, oder aus Tabellen (NAVOCEANO, 1966) entnommen.

Die Höhe der Quelle (h) über Grund wird durch das manuelle Abgreifen von analogen Profilaufzeichnungen am EPC-Rekorder (+/- 1 m) bestimmt. Die Werte sind in einer Datei gespeichert (UKO-Datei) (Abbildung 22).

Die berechneten Schußpunkt-Empfänger-Entfernungen werden in den Spurköpfen der SEG-Y(III) Ausgabedatei gespeichert (Abbildung 20).

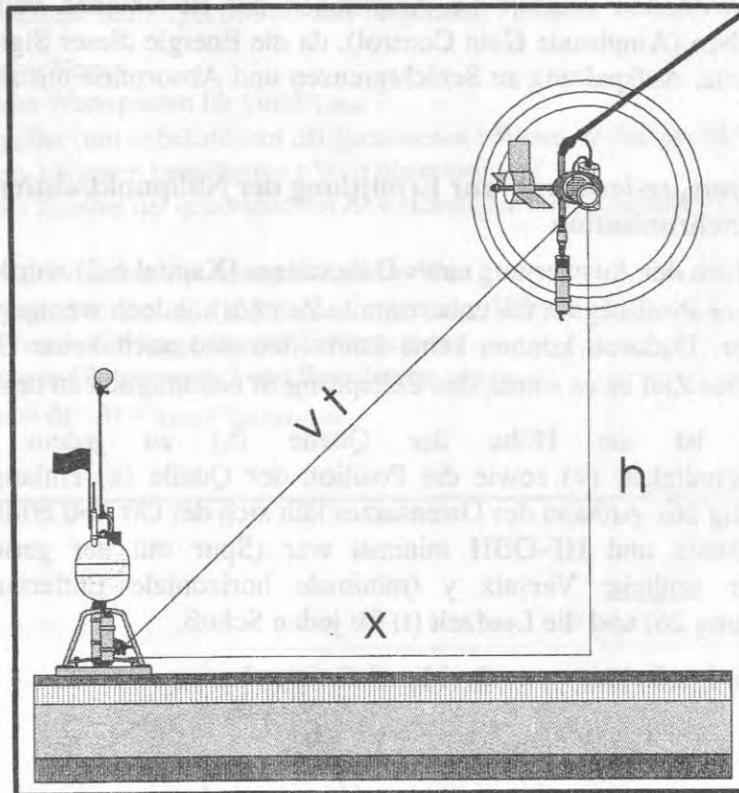


Abbildung 25: Berechnung der horizontalen Entfernung von HF-OBH und Quelle. Die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung x (Offset) wird aus der Laufzeit t, der Wasserschallgeschwindigkeit v und der Höhe h der Quelle über Grund berechnet:  
 $x = \sqrt{v^2 t^2 - h^2}$ .

## 5.6 Weiterführende Bearbeitung der Daten im SEG-Y-Format

Im folgenden Abschnitt werden die Bearbeitungsschritte des Programms *GEOSYS* beschrieben, die zur Auswertung der HF-OBH-Daten auf einer SUN Workstation erforderlich sind. Das Ein- und Ausgabeformat dieses Programms ist das seismische Standardformat SEG-Y.

### 5.6.1 Das Programm „GEOSYS“

*GEOSYS* dient in der vorliegenden Arbeit der Auswertung weitwinkelreflexionsseismischer Daten mit den Bearbeitungsschritten

- Entfernungsabhängige Darstellung,
- Datenreduktion (Resamplen),
- Frequenzanalyse,
- Filterung und
- Verstärkung der Amplituden (AGC).

Die Bedienung des Programms erfolgt mit Hilfe von sogenannten JOB-Dateien. In diese Dateien werden alle benötigten Arbeitsschritte, deren Parameter (z.B. Filterfrequenzen) sowie alle Eingabe- und Ausgaberroutinen eingegeben.

Zur Datenbearbeitung gehört selbstverständlich die Frequenzanalyse der seismischen Signale, um daraus die Eckfrequenzen für die anschließende Bandpaßfilterung festzulegen. Nach der Bandpaßfilterung und der Bestimmung des Frequenzbereiches der Nutzsignale kann durch die Vorgabe eines neuen Abtastintervalls (Prozeß "Resamplen") die Datenmenge nochmals reduziert werden. Weiterhin werden die Amplituden der Reflexionen von tiefer liegenden Reflektoren angehoben (Amplitude Gain Control), da die Energie dieser Signale aufgrund von sphärischer Divergenz, Aufspaltung an Schichtgrenzen und Absorption mit zunehmender Tiefe abnimmt.

### 5.6.2 Das Programm „re-location“ zur Ermittlung der Nullpunktsentfernung nach Verlust der Zeitsynchronisation

*Problemstellung:* Nach der Auswertung eines Datensatzes (Kapitel 6.2) wurde festgestellt, daß die HF-OBH-Uhr vor Profilbeginn für unbestimmte Zeit ( $\Delta t$ ), jedoch weniger als eine Sekunde stehengeblieben war. Dadurch können keine Laufzeiten und auch keine Geschwindigkeiten bestimmt werden. Das Ziel ist es somit, den Zeitsprung  $\Delta t$  nachträglich zu bestimmen.

*Ansatz:* Bekannt ist die Höhe der Quelle ( $h$ ) zu jedem Zeitpunkt, die Wasserschallgeschwindigkeit ( $v$ ) sowie die Position der Quelle ( $x$ ) entlang der gefahrenen Profillinie (Abbildung 26). Anhand des Datensatzes läßt sich der Ort  $x=0$  ermitteln, bei dem die Entfernung von Quelle und HF-OBH minimal war (Spur mit der geringsten Laufzeit). Unbekannt ist der seitliche Versatz  $y$  (minimale horizontale Entfernung Schußpunkt-Empfänger, Abbildung 26) und die Laufzeit ( $t$ ) für jeden Schuß.

Die Funktion für die Laufzeitkurve im Dreidimensionalen lautet:

$$v^2 \cdot t_{(x)}^2 = x^2 + y^2 + h_{(x)}^2 \quad (5.1)$$

Für  $x = 0$  vereinfacht sich Gleichung 6.1 zu:

$$t_{(x=0)}^2 = \frac{1}{v^2} (y^2 + h_{(x=0)}^2) \quad (5.2)$$

Ist  $y$  bekannt, läßt sich die Laufzeit  $t$  für den Schuß der geringsten Entfernung ( $x=0$ ) und damit auch  $\Delta t$  für alle Schüsse bestimmen. Gesucht wird somit der seitliche Versatz  $y$ .

*Lösung:* Wie aus der mathematischen Formel zu erkennen ist, ergibt die Laufzeitkurve ( $v^2 \cdot t_{(x)}^2 = x^2 + y^2 + h_{(x)}^2$ ) eine Hyperbel. Bei bekannten Höhen  $h_{(x)}$  hängt die Krümmung der Hyperbel nur noch von  $y$  ab. Anhand der Krümmung der Laufzeitkurve des Wasserschalls läßt sich somit  $y$  bestimmen. Bei dem vorliegenden Datensatz läßt sich die Krümmung aus den Laufzeitdifferenzen der Spuren zueinander bestimmen. Mit Hilfe einer mathematischen Ausgleichsrechnung werden synthetische Laufzeitkurven unter Vorgabe verschiedener  $y$ -Werte berechnet und diese mit den gemessenen relativen Laufzeiten verglichen.

*Algorithmus:* Durch die Vorgabe verschiedener  $y$ -Werte lassen sich mit den Schlepphöhen der Quelle und den  $x$ -Werten, die aus den Navigationsdaten berechnet wurden, entsprechende Reihen mit Wertepaaren für  $t$  und  $x_{\text{Offset}}$  ( $x_{\text{Offset}} = \sqrt{x^2 + y^2}$ ) in Abhängigkeit von  $y$  berechnen. Die Wertepaare  $t$  und  $x_{\text{Offset}}$  bilden theoretische Laufzeitkurven. Demgegenüber stehen die mit dem unbekanntem Versatz gemessenen  $t$ -Werte der Laufzeitkurven. Alle Spuren der gemessenen Laufzeitkurve werden um denselben  $t$ -Wert verschoben, bis der kleinste gemessene  $t$ -Wert mit dem kleinsten berechneten  $t$ -Wert übereinstimmt (siehe Abbildung

27a,b). Für jede Spur wird die Differenz zwischen dem berechneten und gemessenen t-Wert der Laufzeitkurve ermittelt und quadriert. Danach wird die Summe der quadratischen Abweichungen über alle Spuren berechnet. Dieses Verfahren wird für verschiedene y-Werte wiederholt. Die Summe der Fehler erreicht ein Minimum für den y-Wert, der mit dem realen y-Wert übereinstimmt. Nach Einsetzen des ermittelten y-Wertes in Gleichung 6.2 folgt die Berechnung von  $t_{(x=0)}$ .  $\Delta t$  ergibt sich aus der Differenz des gemessenen und des berechneten t-Wertes dieser Spur.

Zusammengefaßt besteht der Algorithmus aus folgenden Punkten:

- I Vorgabe eines y-Wertes
- II Berechnung von Wertepaaren für t und  $x_{\text{offset}}$
- III Verschiebung aller (mit unbekanntem  $\Delta t$ ) gemessenen t-Werte, so daß der kleinste gemessene t-Wert mit dem kleinsten berechneten t-Wert übereinstimmt
- IV Berechnung der Summe der quadratischen Abweichungen von gemessenen und berechneten t-Werten
- V Ausgabe der Fehlersumme mit dazugehörigem y-Wert
- VI Wiederholung der Schritte I bis V für eine Folge von y-Werten ( $y = y + \Delta y$ )
- VII Suche des y-Wertes mit der geringsten Fehlersumme
- VIII Einsetzen von y in Gleichung 6.2 und Berechnung von  $t_{(x=0)}$
- IX Berechnung von  $\Delta t$ :  $\Delta t = t_{(x=0)} - t_{\text{gemessen}(x=0)}$

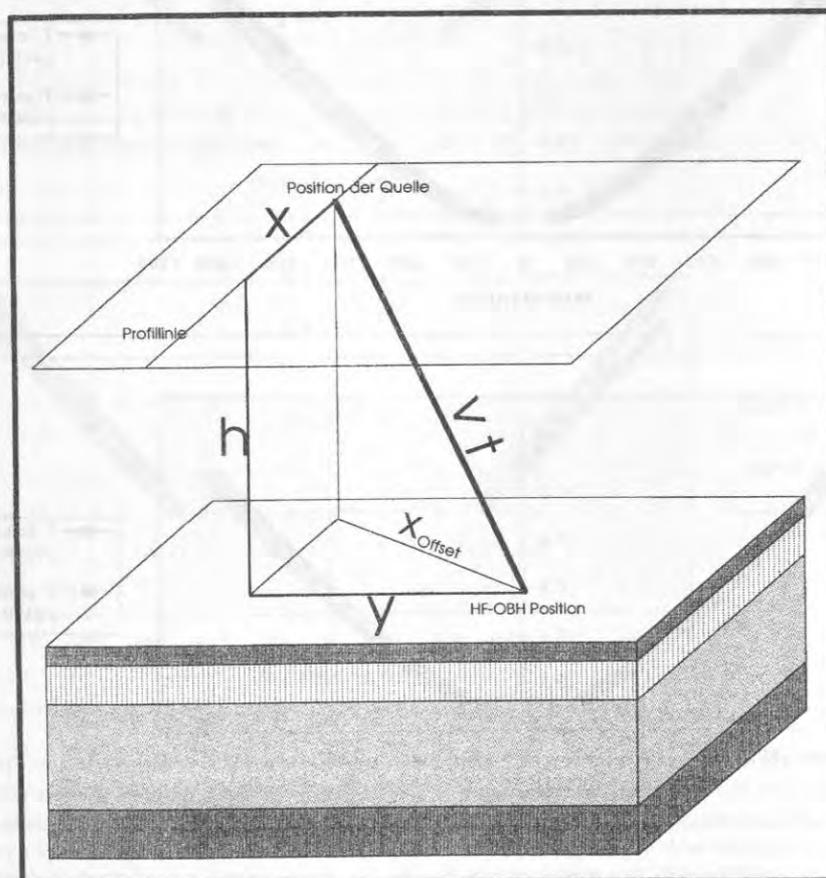


Abbildung 26: Schematische Darstellung der dreidimensionalen x-t-Beziehung.

Zur Veranschaulichung ist das Verfahren zur Bestimmung des gesuchten  $y$ -Wertes in graphischer Form dargestellt.

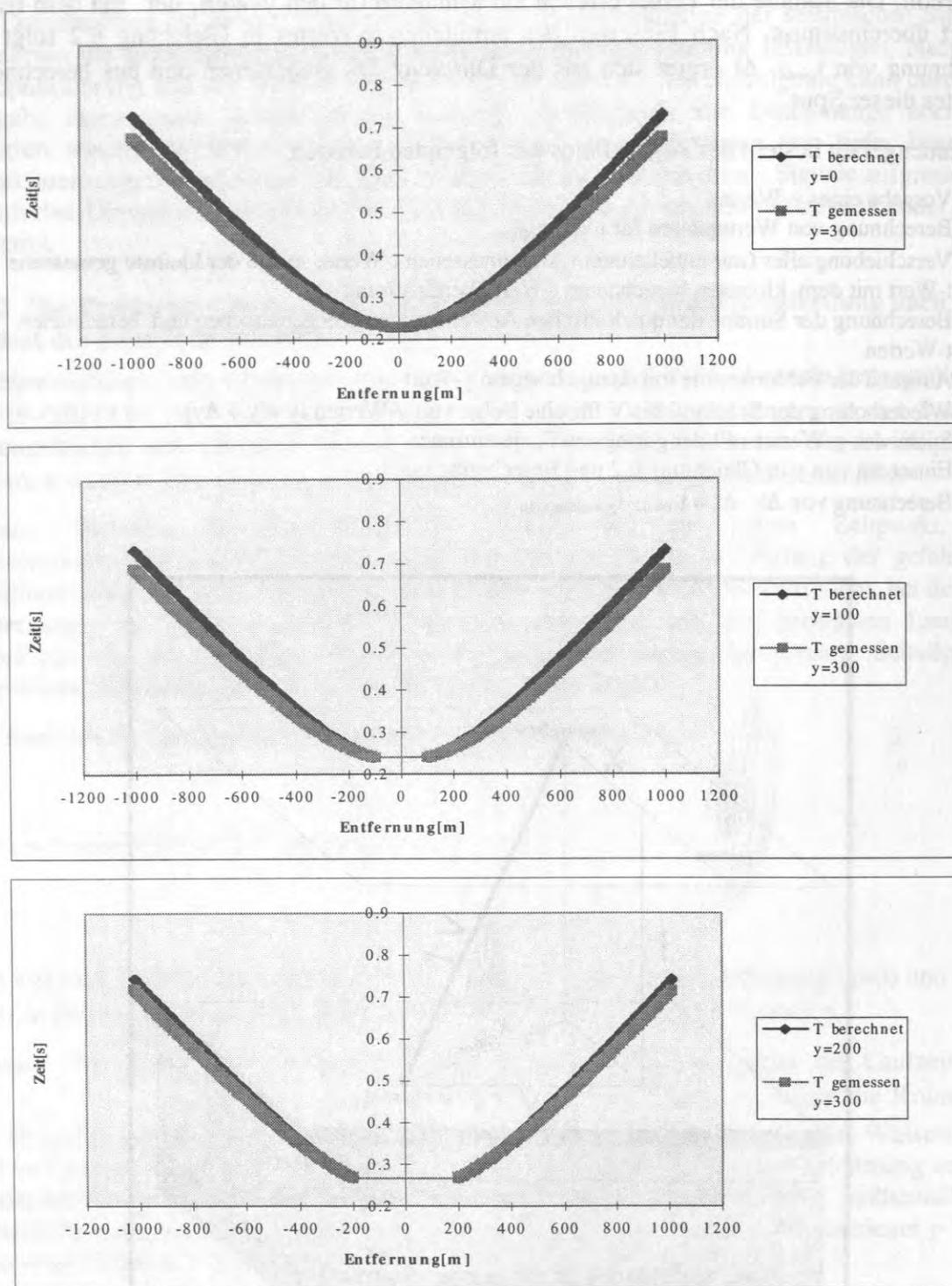


Abbildung 27a: Bestimmung der minimalen Schußpunkt-Empfänger-Entfernung ( $y$ ) nach Verlust der Absolutzeit durch Ausgleichsrechnung. Synthetische Laufzeitkurven (schwarz) wurden für verschiedene  $y$ -Werte berechnet (der  $y$ -Wert entspricht der Lücke um den  $x$ -Achsennullpunkt) und mit einer gemessenen Laufzeitkurve (grau) verglichen. Bei der gemessenen Kurve sind nur die relativen Zeiten der Spuren zueinander bekannt, und diese werden so verschoben, daß sie mit den Zeitpunkten der jeweils berechneten Spuren im Bereich des  $x$ -Achsennullpunktes übereinstimmen. Entlang der  $x$ -Achse ist die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung aufgetragen. Das negative Vorzeichen deutet an, daß die Signale aus zwei entgegengesetzten Richtungen aufgezeichnet wurden.

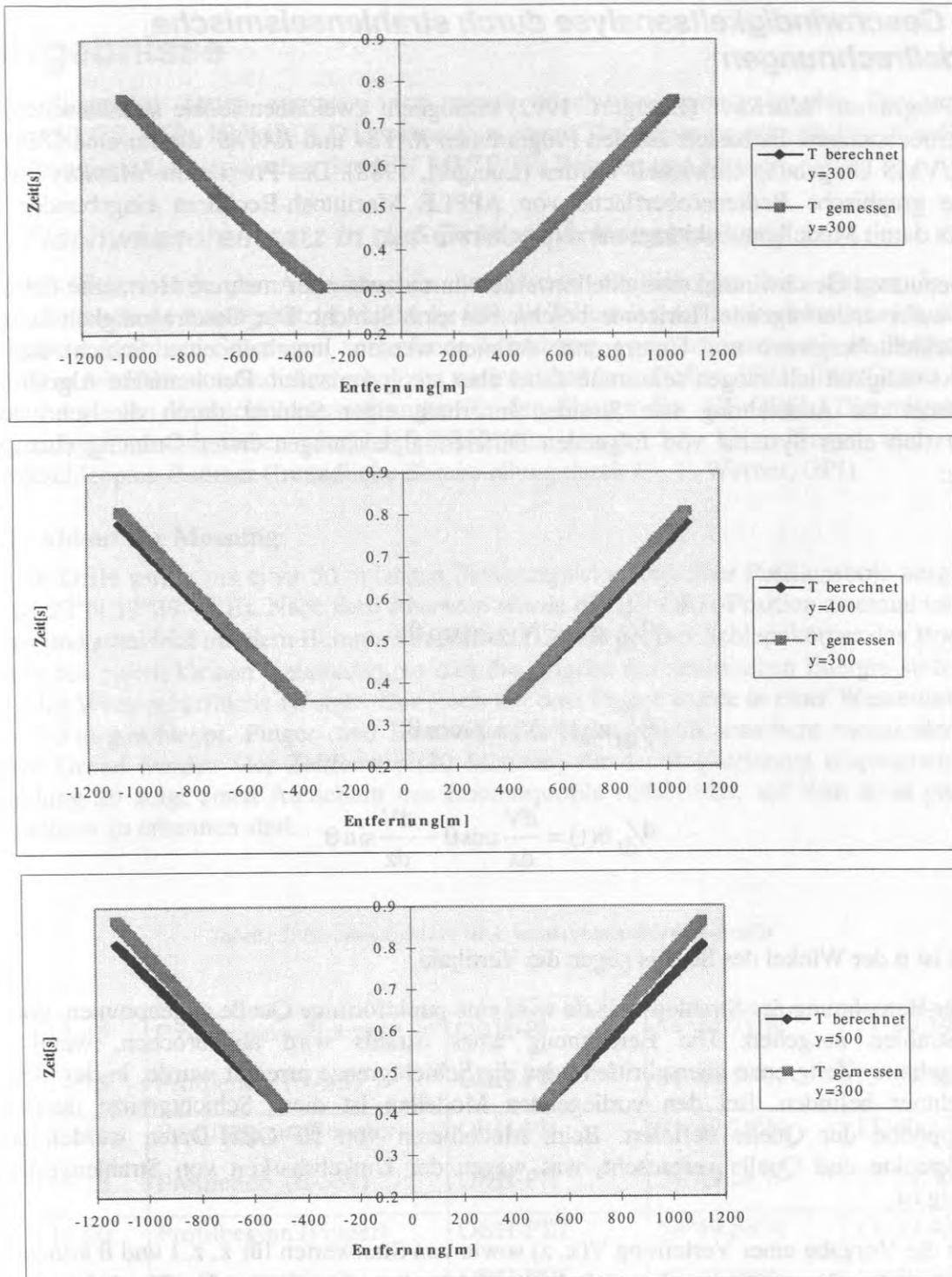


Abbildung 27b: Bei  $y = 300$  sind beide Kurven deckungsgleich, so daß dieser Wert die gesuchte Entfernung  $y$  darstellt. Die wesentlichen Schritte des Algorithmus sind: I. Vorgabe eines  $y$ -Wertes, II. Berechnung von Wertepaaren für  $t$  und  $x_{offset}$ , III. Verschiebung aller (mit unbekanntem  $\Delta t$ ) gemessenen  $t$ -Werte, so daß der kleinste gemessene  $t$ -Wert mit dem kleinsten berechneten  $t$ -Wert übereinstimmt, IV. Berechnung der Summe der quadratischen Abweichungen von gemessenen und berechneten  $t$ -Werten, V. Ausgabe der Fehlersumme mit dazugehörigem  $y$ -Wert, VI. Wiederholung der Schritte I bis V für eine Folge von  $y$ -Werten ( $y = y + \Delta y$ ), VII. Suche des  $y$ -Wertes mit der geringsten Fehlersumme, VIII. Einsetzen von  $y$  in Gleichung 6.2 und Berechnung von  $t_{(x=0)}$ , IX Berechnung von  $\Delta t$ :  $\Delta t = t_{(x=0)} - t_{gemessen(x=0)}$ .

## 5.7 Geschwindigkeitsanalyse durch strahlenseismische Modellrechnungen

Das Programm "MacRay" (Luetgert, 1992) ermöglicht zweidimensionale strahlenseismische Modellrechnungen. Es basiert auf den Programmen RAY84 und RAY86, die für eine DEC und VAX/VMS Umgebung entwickelt wurden (Luetgert, 1988). Das Programm "MacRay" wurde in die graphische Benutzeroberfläche von APPLE Macintosh-Rechnern eingebunden und erlaubt damit Modellentwicklungen in relativ kurzer Zeit.

Die benutzten Geschwindigkeitsmodelle werden durch zwei oder mehrere Horizonte definiert. Zwei aufeinanderfolgende Horizonte beschreiben eine Schicht. Die Geschwindigkeit kann an der Schichtobergrenze und Untergrenze definiert werden. Innerhalb einer Schicht darf die Geschwindigkeit inhomogen sein, muß dabei aber stetig verlaufen. Der benutzte Algorithmus berechnet die Ausbreitung von Strahlen innerhalb einer Schicht durch die schrittweise Integration eines Systems von folgenden Differentialgleichungen erster Ordnung (Luetgert, 1992):

$$\frac{d}{dt} x(t) = V(x, z) \sin \theta$$

$$\frac{d}{dt} z(t) = V(x, z) \cos \theta$$

$$\frac{d}{dt} \theta(t) = \frac{dV}{dx} \cos \theta - \frac{dV}{dz} \sin \theta$$

Dabei ist  $\theta$  der Winkel des Strahls gegen die Vertikale.

Bei der Berechnung der Strahlenverläufe wird eine punktförmige Quelle angenommen, von der die Strahlen ausgehen. Die Berechnung eines Strahls wird abgebrochen, wenn eine vorgegebene Zeitgrenze überschritten oder die Schichtgrenze erreicht wurde, in der sich die Aufnehmer befinden. Bei den vorliegenden Modellen ist diese Schichtgrenze durch die Schlepphöhe der Quelle definiert. Beim Modellieren von HF-OBH-Daten werden somit Schußpunkte und Quelle vertauscht, was wegen der Umkehrbarkeit von Strahlenverläufen zulässig ist.

Durch die Vorgabe einer Verteilung  $V(x, z)$  sowie von Startwerten für  $x$ ,  $z$ ,  $t$  und  $\theta$  können die nachfolgenden Werte für  $x$ ,  $z$ ,  $t$  und  $\theta$  durch gleichzeitige Integration der Gleichungen (s.o.) über kleine Zeitschritte berechnet werden (Cerveny et. al., 1977). Lithologische Grenzen werden im Modell durch Geschwindigkeitsdiskontinuitäten erster und zweiter Ordnung repräsentiert.

## 6 Ergebnisse

Die vorliegenden Daten stammen von einem Flachwassereinsatz in der Ostsee (RV ALEXANDER VON HUMBOLDT) sowie von einem Tiefwassereinsatz mit zwei Quellen in der Norwegisch-Grönländischen See (RV METEOR, Bobsien und Mienert, 1994).

### 6.1 Flachwassereinsatz in der Ostsee (Arkonabecken)

Das HF-OBH wurde im Arkonabecken der Ostsee nördlich der Insel Rügen in einer Wassertiefe von 46 m eingesetzt (Abbildung 28). In Teilen des Arkonabeckens ist eine söhliche und ohne erkennbare Störungen verlaufende Schichtung von Sedimenten bis in Teufen von über 40 m mit Hilfe von Sedimentecholoten nachweisbar (u.a. Holler, 1991). Das Gebiet erfüllt daher die idealen Versuchsvoraussetzungen für den Einsatz des HF-OBHs. Die mitgeführte Ausrüstung bestand neben dem HF-OBH aus einem 3.5 kHz Pinger und einem flachgeschleppten Boomer (freundliche Bereitstellung durch Dr. F. Werner, GPI).

#### 6.1.1 Ablauf der Messung

Das HF-OBH wurde mit einer 50 m langen Sicherungsleine und einer Positionsboje ausgesetzt (54°49.22'N 13°39.40'E). Nach dem Absetzen wurde die HF-OBH-Position zweimal mit dem Pinger und zwei Mal mit dem Boomer überfahren (Tabelle 5). Der Schleppkörper des Boomers besteht aus einem kleinen Katamaran, so daß die Abgabe der seismischen Energie stets dicht unter der Wasseroberfläche erfolgte. Der Fisch mit dem Pinger wurde in einer Wassertiefe von etwa 2-3 m geschleppt. Pinger- und Boomerprofile lagen jeweils senkrecht zueinander. Aus diesem Grund wurden vier Zeitfenster (30 Minuten) für die Registrierung einprogrammiert. Abbildung 29 zeigt einen Ausschnitt des Boomerprofils (OBH-P11), auf dem zwei parallele Reflektoren zu erkennen sind.

Tabelle 5: Positionsdaten der im Arkonabecken gefahrenen Profile.

13:45	Profilbeginn (Boomer)	OBH-PI	54°49.71'N	13°39.39'E
14:15	Profilende (N->S)	OBH-PI	54°48.59'N	13°39.40'E
14:45	Profilbeginn (Boomer)	OBH-P11	54°49.28'N	13°40.23'E
15:15	Profilende (E->W)	OBH-P11	54°49.28'N	13°38.36'E
16:00	Profilbeginn (Pinger)	OBH-P111	54°49.68'N	13°39.43'E
16:30	Profilende (N->S)	OBH-P111	54°48.69'N	13°39.36'E
17:00	Profilbeginn (Pinger)	OBH-P11V	54°49.28'N	13°40.20'E
17:20	Profilende (E->W)	OBH-P11V	54°49.22'N	13°39.19'E

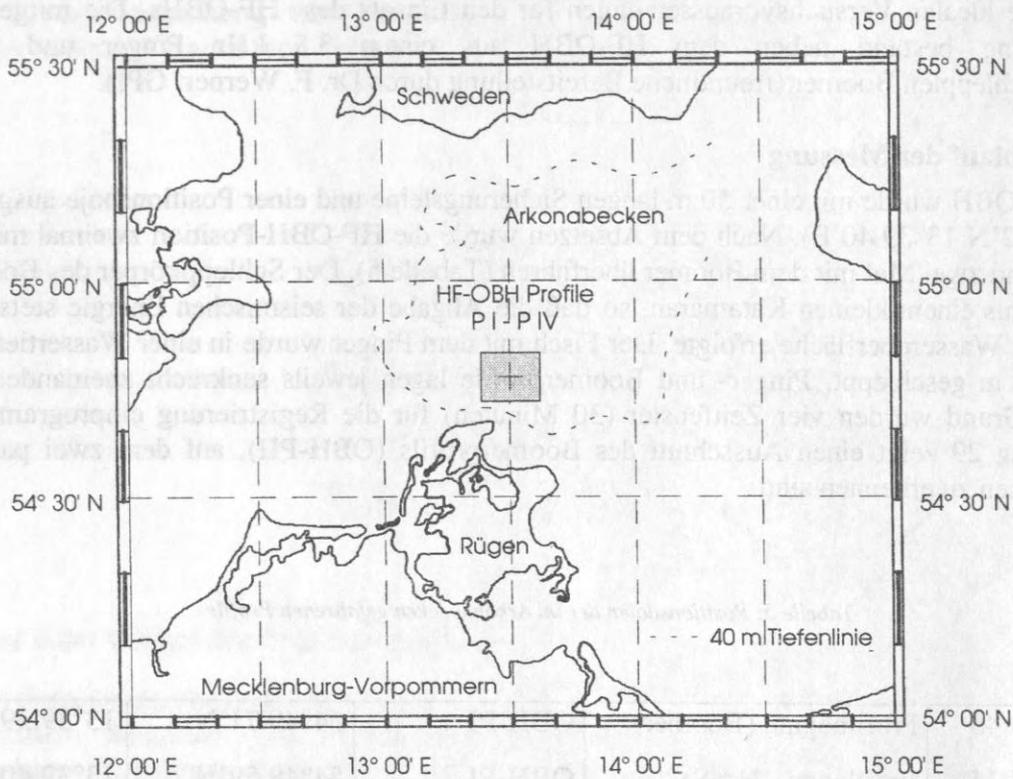


Abbildung 28: Lage des Arbeitsgebietes im Arkonabecken

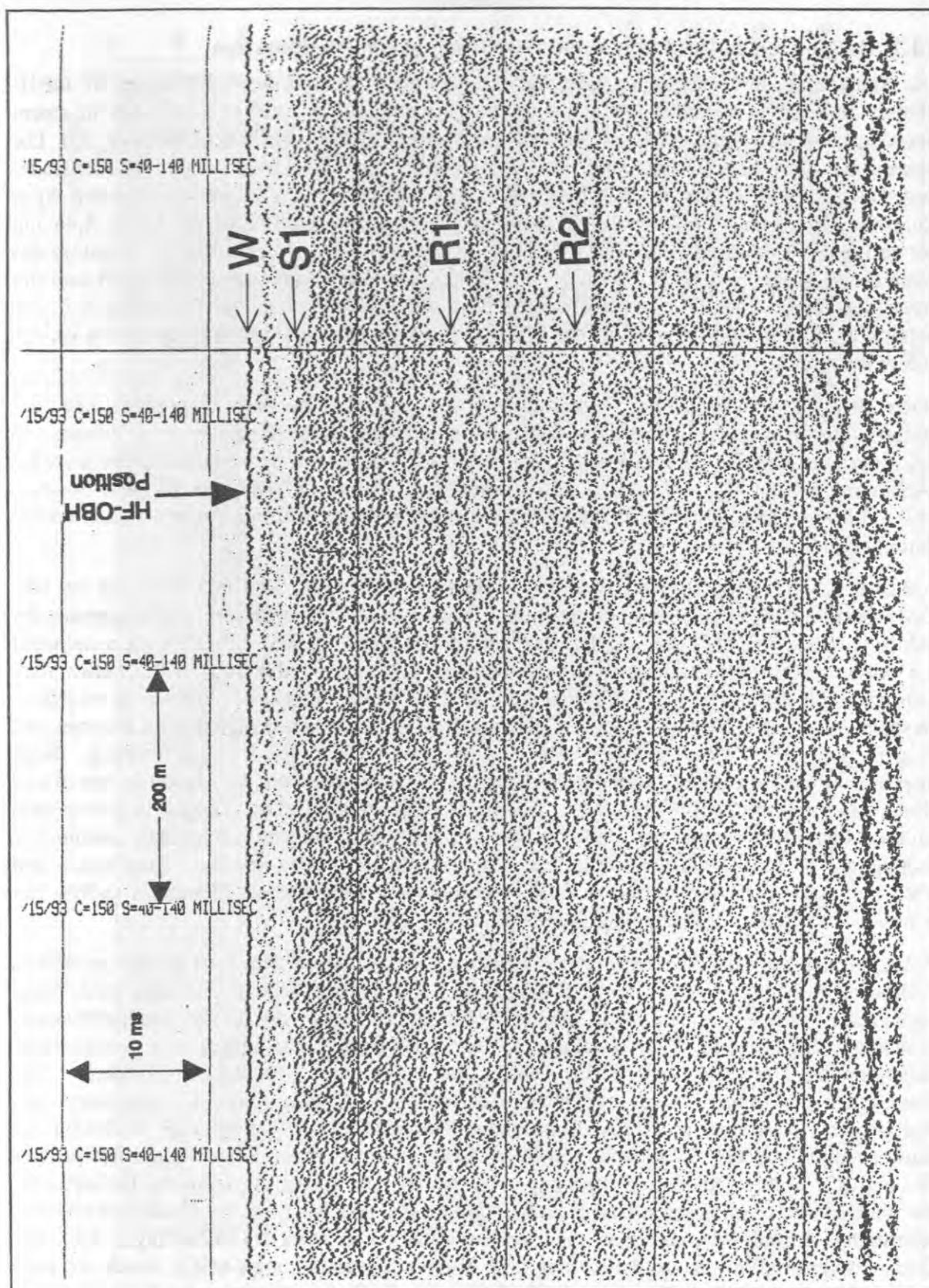


Abbildung 29: Analogaufzeichnung des Profils OBH-P11. Die von einem Boomer (GPI) ausgesandten Signale wurden mit einer Hydrophonkette registriert und auf einem Analogrekorder (EPC-Rekorder) aufgezeichnet. Unterhalb der Meeresbodenreflexion (W) folgt eine transparente Zone bis etwa 3.3 ms Zweiweglaufzeit (TWT). Der Übergang in den darunter liegenden Bereich ist diffus und ohne Anzeichen eines klaren Reflektors (S1). Zwei annähernd parallel zum Meeresboden verlaufende Reflektoren (R1 und R2) erscheinen bei 13 ms und 22 ms TWT.

### 6.1.2 Rohdaten, Laufzeitkurven und Geschwindigkeitstiefenfunktion

Die Auswertung der Rohdaten zeigte, daß der minimale Abstand des Schiffes zur HF-OBH-Station auf den ersten drei Profilen zwischen 40 und 105 m betrug. Dies wird in einem Seismogramm von ungefilterten Rohdaten des Profils OBH-PI deutlich (Abbildung 30). Die Spuren der einzelnen Schüsse sind ohne Berücksichtigung von Entfernungen nebeneinander dargestellt, so daß entlang der x-Achse lediglich die Schußnummern aufgetragen wurden. Spur Nummer 270 (Scheitelpunkt der nicht entfernungskorrigierten Laufzeitkurve) ist die Spur mit der geringsten Entfernung zur HF-OBH-Position. Mit Hilfe der direkten Welle (Zeitpunkt des Eintreffens) dieser Spur ( $1.65 \cdot 47.619 = 78.6$  ms), der Wasserschallgeschwindigkeit und der Höhe der Quelle über dem Meeresboden wurde durch Umformung der Gleichung 6.2 die horizontale Entfernung (y), mit der das Schiff an der HF-OBH-Position vorbeigefahren ist, mit 105 m berechnet.

Nach den Berechnungen der Entfernungen von Schußpunkt und Empfänger und der entfernungskorrigierten Darstellung der Spuren entsteht durch den lateralen Versatz im Seismogramm eine Darstellungslücke, also ein Datenverlust, um den Nullpunkt der x-Achse (Abbildung 31 und 32). Aufgrund der zu großen Minimalabstände zwischen HF-OBH-Position (40-105 m) und Quelle wurde deshalb keine weitergehende Auswertung der ersten drei Profile durchgeführt.

Auf dem 3.5 kHz Pingerprofil OBH-PIV (Tabelle 5) wurde kurz vor dem Passieren der HF-OBH-Position die Schiffsschraube gestoppt. Deshalb sind die tieffrequenten Störsignale der Schiffsschraube nur bis kurz vor der Annäherung der Quelle an das HF-OBH (Scheitelpunkt der nicht entfernungskorrigierten Laufzeitkurve) vorhanden (Abbildung 33). Außer dem Einsatz der direkten Welle des Wasserschalls, sind fast keine seismischen Signale zu erkennen. Deshalb wurden zur Verbesserung der Datenqualität die seismischen Signale von Boomer und Pinger gefiltert. Zuvor wurden die Eckfrequenzen für die Bandpaßfilterung durch Spektralanalysen ermittelt. Abbildung 34 zeigt eine Spur, die von dem ungefilterten Kanal (Kanal 4) aufgezeichnet wurde. Das untersuchte Zeitfenster (50 ms Länge) liegt vor dem Einsatz des Quellsignals, so daß nur vom Schiff und Umgebungsruschen stammende Störsignale berechnet wurden. Deutliche Signalanteile (>5% der relativen Amplitude) sind noch bis zu Frequenzen von etwa 2200 Hz vorhanden. Ein relatives Maximum (>30% der relativen Amplitude) liegt bei einer Frequenz von etwa 550 Hz.

Abbildung 35 zeigt die Spektralanalyse derselben Spur, wobei in dem jetzt größer gewählten Zeitfenster (120 ms) die von dem 3.5 kHz Pinger stammenden Signale enthalten sind. Diese Signalanteile liegen zwischen etwa 2700 und 4400 Hz. Sie bilden die für die Bandpaßfilterung gesuchten Eckfrequenzen. Abbildung 31 und Abbildung 36 zeigen das prozessierte Seismogramm (Profil OBH-PIV) nach der Filterung, Entfernungskorrektur und Amplitudenverstärkung. Die erkennbaren seismischen Signale wurden angerissen und digitalisiert (Abbildung 36). Dem Einsatz des Wasserschalls (W) folgt eine Reflexion mit starker Amplitude (G), die sich der Kurve des Wasserschalls nähert. Zwei weitere Reflexionen (R1 und R2) sind erst ab einer Entfernung von etwa 70 m zu erkennen, wobei der Reflektor R1 nur schwach zu identifizieren ist. Den Reflektoren R1 und R2 folgt ein letztes erkennbares seismisches Signal (M), das sich ab einer Entfernung von etwa 50 m verfolgen läßt. Die Datenauswertung wurde, trotz Filterung und Amplitudenverstärkung (AGC), durch die stark verrauschten seismischen Signale und das Fehlen von Reflexionseinsätzen im Nahbereich der HF-OBH-Position erschwert.

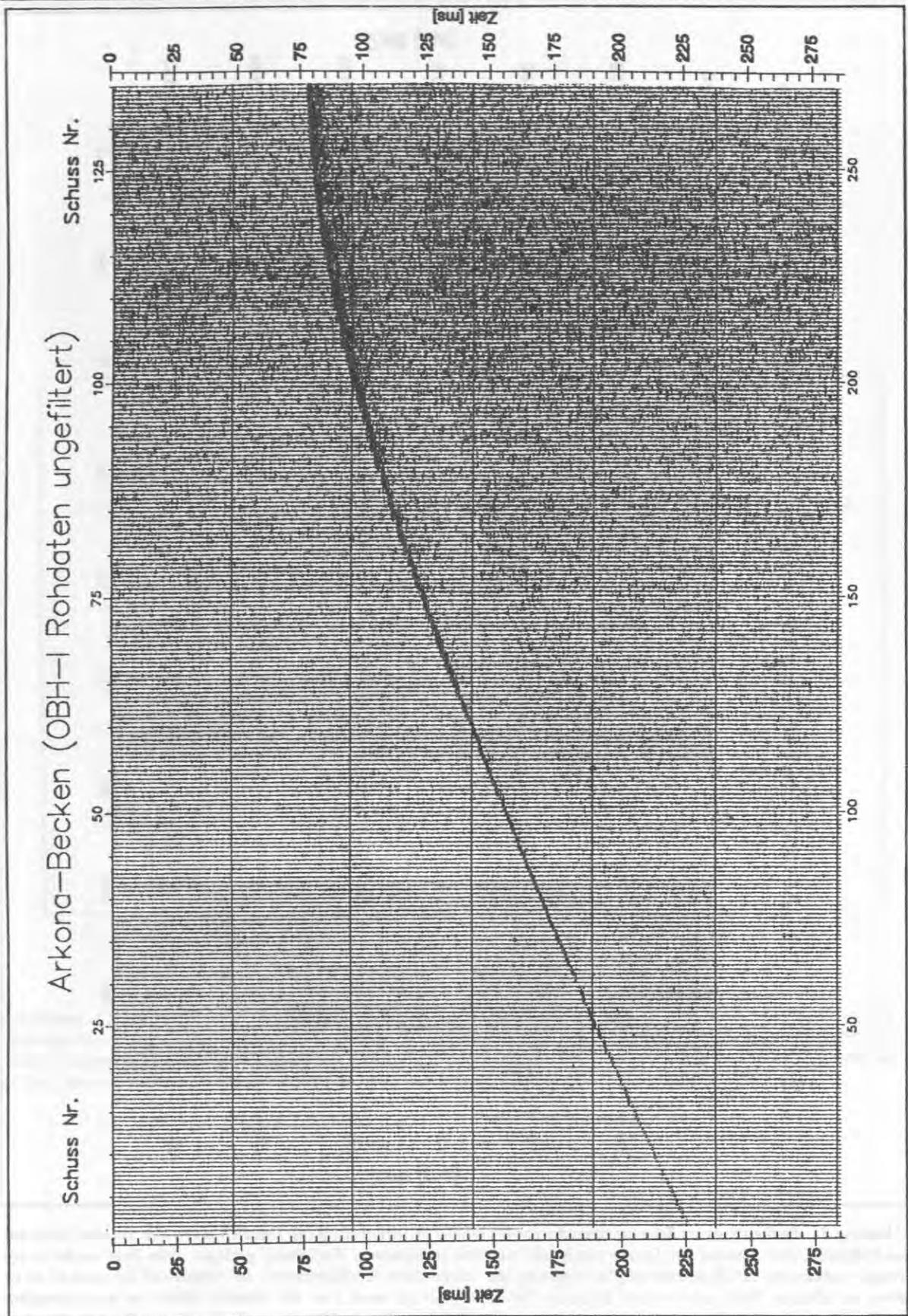


Abbildung 30: Ungefiltertes Rohdatenseismogramm des Pingerprofils OBH-PI. Das Seismogramm zeigt die Weitwinkelregistrierungen des HF-OBHs. Bis auf den direkten Wasserschall sind keine weiteren seismischen Signale zu erkennen. Die minimale Entfernung der Quelle zur HF-OBH-Position kann mit Hilfe des Scheitelpunktes ( $t$ ) der Laufzeitkurve berechnet werden. Bei diesem Profil betrug der Abstand 105 m.

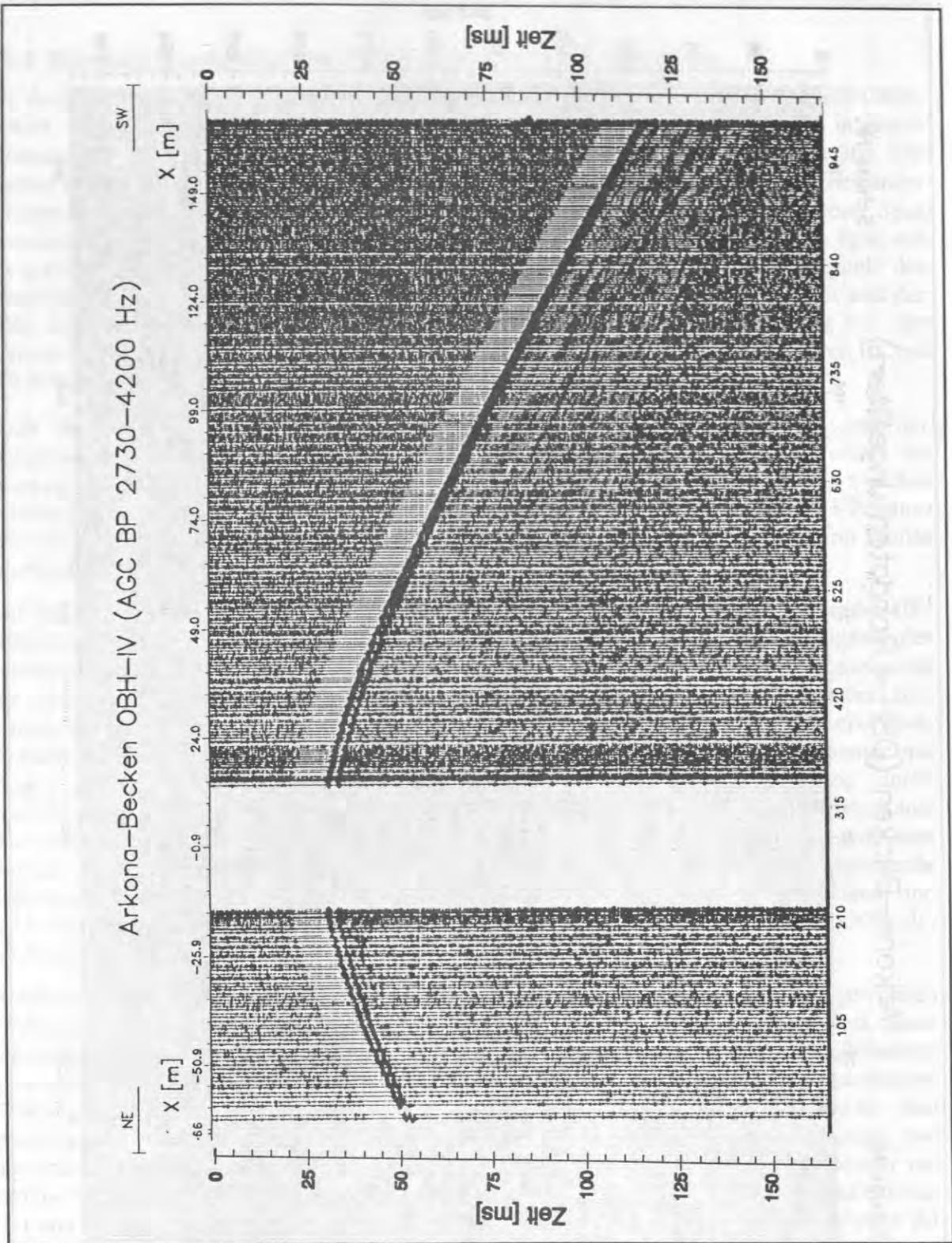


Abbildung 31: Endbearbeitetes Seismogramm des Profils OBH-PIV (Arkonabecken). Deutlich erkennbar ist eine Lücke um den Nullpunkt. Der Abstand der Spuren zueinander wird mit zunehmender Entfernung geringer. Dies liegt an der stetig geringer werdenden Schiffsgeschwindigkeit aufgrund des abgestellten Schiffsantriebes. Im Nahbereich bis etwa 65 m ist neben der direkten Welle eine weitere Reflexion (bei 13 m folgt sie nach 3 ms der direkten Welle) mit etwa derselben Amplitude zu erkennen. Hierbei handelt es sich um eine Reflexion an der Wasseroberfläche (Geistreflexion). Ab einer Entfernung von 65 m sind weitere seismische Signale zu erkennen (Abbildung 36).

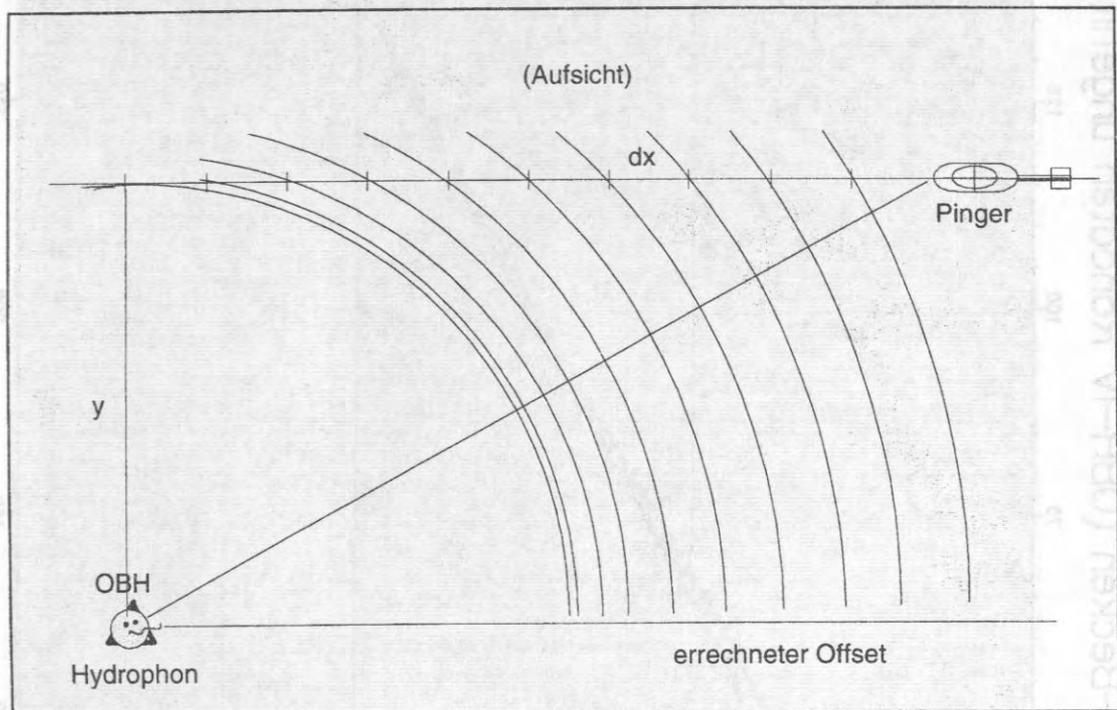


Abbildung 32: Effekt des seitlichen Versatzes beim Passieren der HF-OBH-Position. Die einzelnen Spuren werden im Seismogramm entlang der x-Achse entsprechend des Abstandes von Schußpunkt und Empfänger dargestellt. Wird die HF-OBH-Position nicht exakt überfahren, führt dies zu einer Lücke in der Darstellung der Spuren um den Nullpunkt der x-Achse, deren Gesamtbreite dem Zweifachen des seitlichen Versatzes  $y$  entspricht.

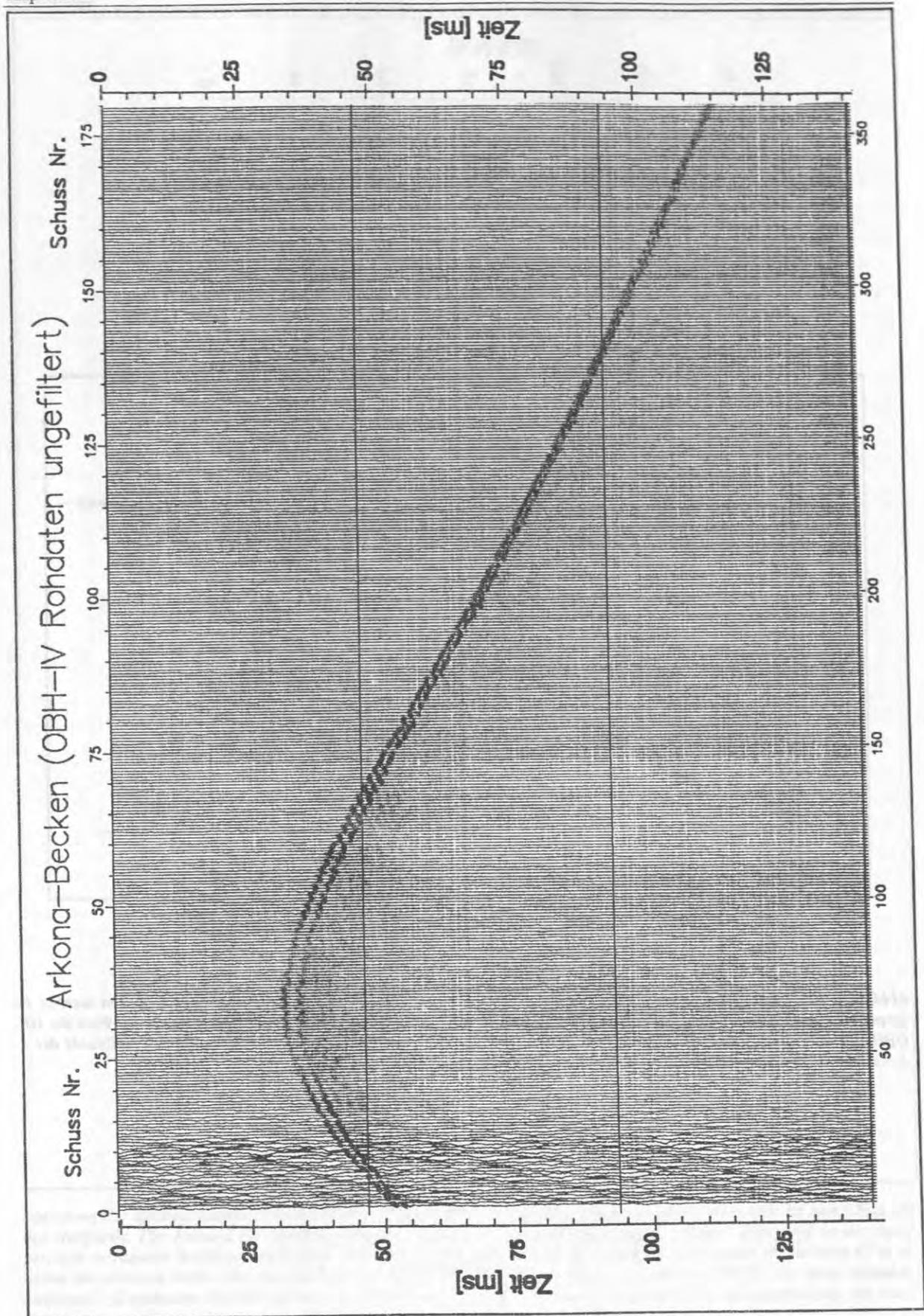


Abbildung 33: Rohdaten von Profil OBH-PIV. Die Spuren sind im Seismogramm mit konstanten Abständen dargestellt. Als sich das Schiff etwa auf der Höhe der HF-OBH-Position befand, wurde die Schiffsschraube gestoppt, so daß die tieffrequenten Störgeräusche nur bis kurz vor dem Scheitelpunkt der Laufzeitkurve zu erkennen sind. Zwei Frequenzspektren (Abbildung 34 und Abbildung 35) wurden für eine Spur einschließlich der Störgeräusche berechnet.

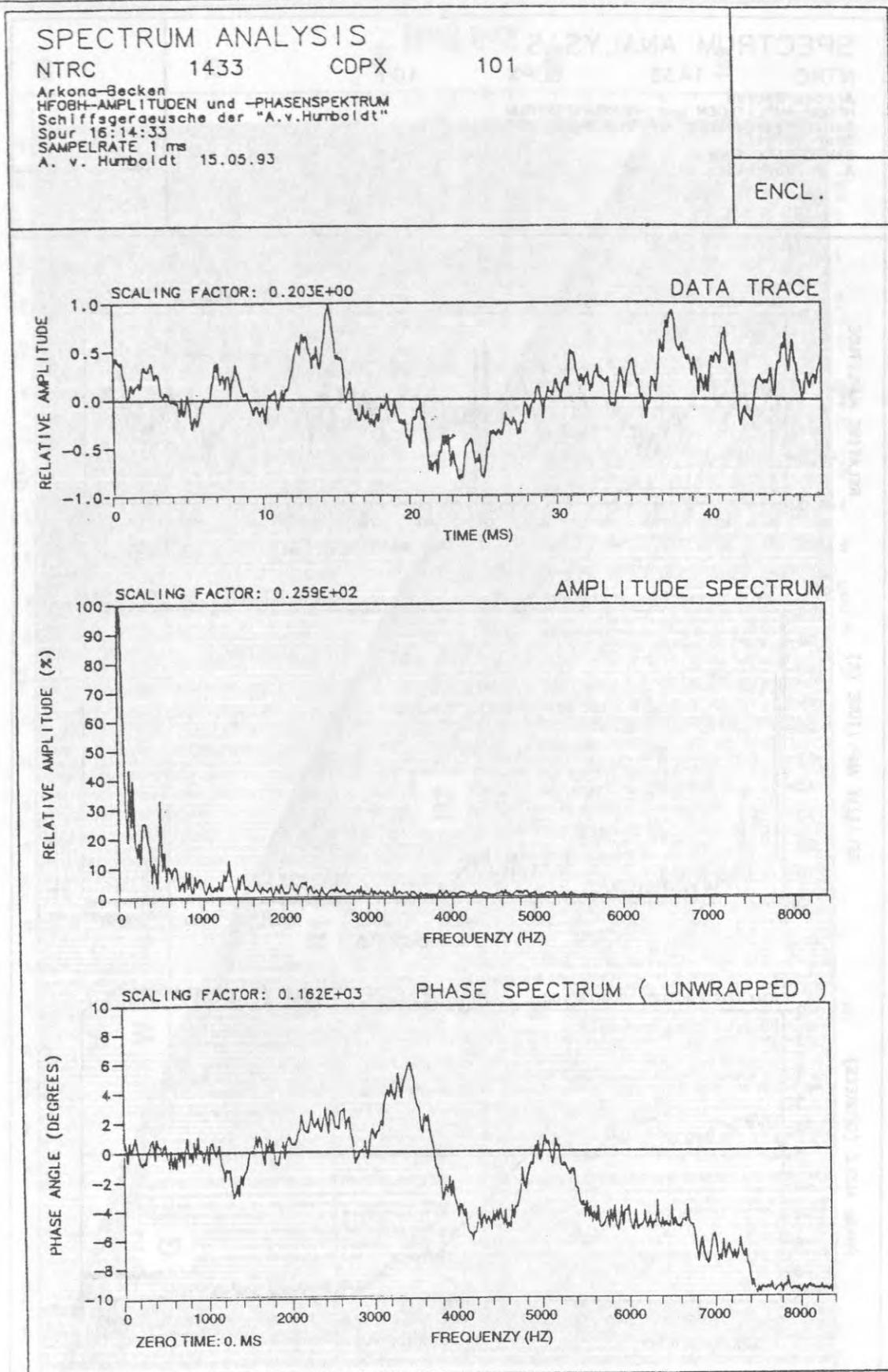


Abbildung 34: Spektralanalyse der Schiffsgeraeusche der R.V. A.v.HUMBOLDT. Im obersten Teilbild (DATA TRACK) ist der zeitliche Abschnitt der Spur dargestellt, von dem das Amplitudenspektrum (mittleres Bild) und das Phasenspektrum (unteres Bild) berechnet wurde. Die Spur stammt von dem Profil OBH-PIV und liegt im Bereich der geringsten Entfernung von Schiffspolition und HF-OBH-Position. Im Amplitudenspektrum sind deutliche Frequenzanteile bis über 1000 Hz zu erkennen.

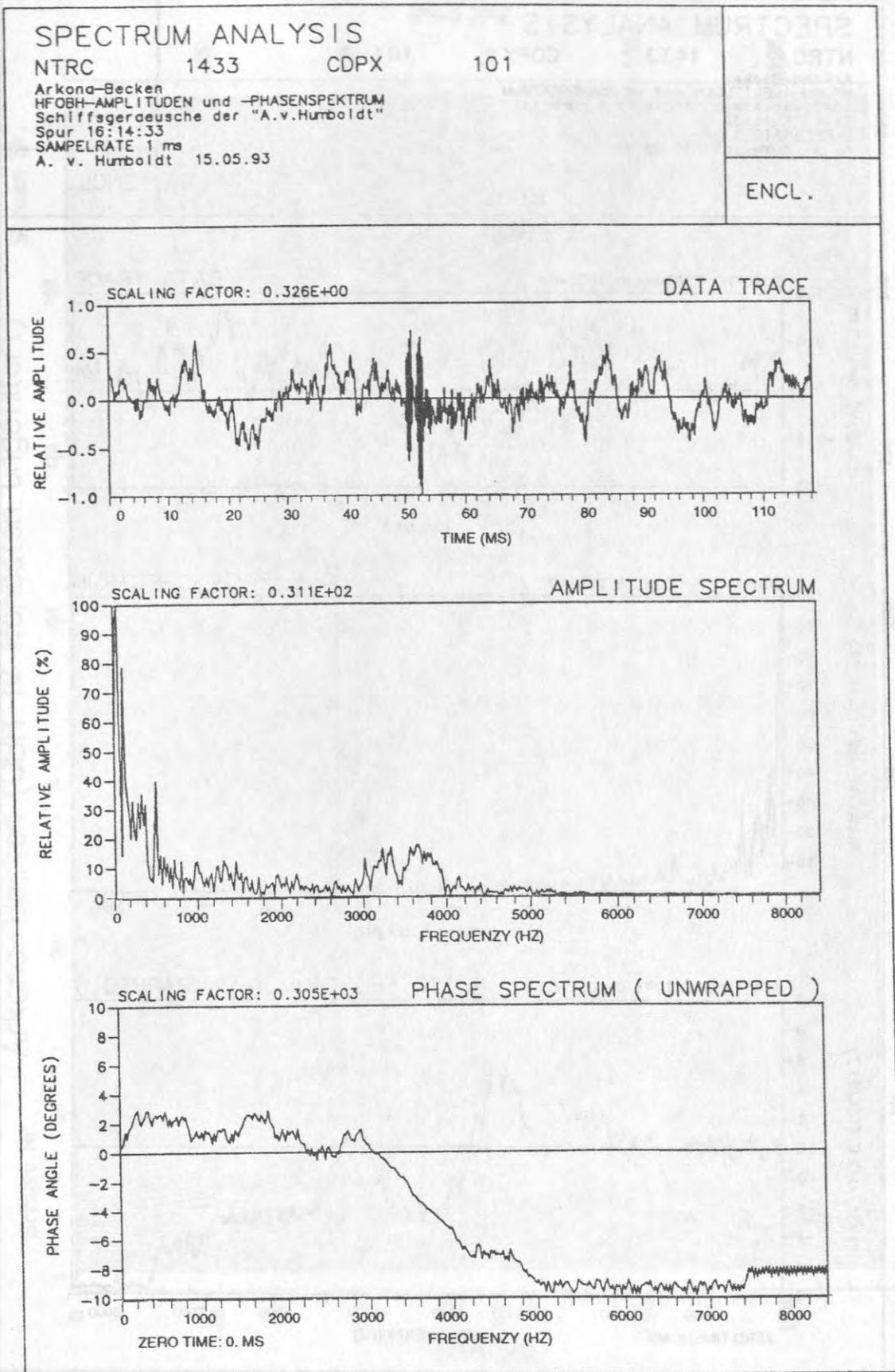


Abbildung 35: Spektralanalyse einer seismischen Spur von Profil OBH-PIV (Pinger). Zu sehen ist die Spektralanalyse derselben Spur wie in Abbildung 35, allerdings über ein längeres Zeitfenster, so daß neben den Schiffsgerauschen die seismischen Signale mit enthalten sind. Im Unterschied zur vorherigen Abbildung sind Frequenzanteile zwischen 2700 Hz und 4400 Hz zu erkennen. Dies sind die für die Bandpaßfilterung gesuchten Eckfrequenzen.

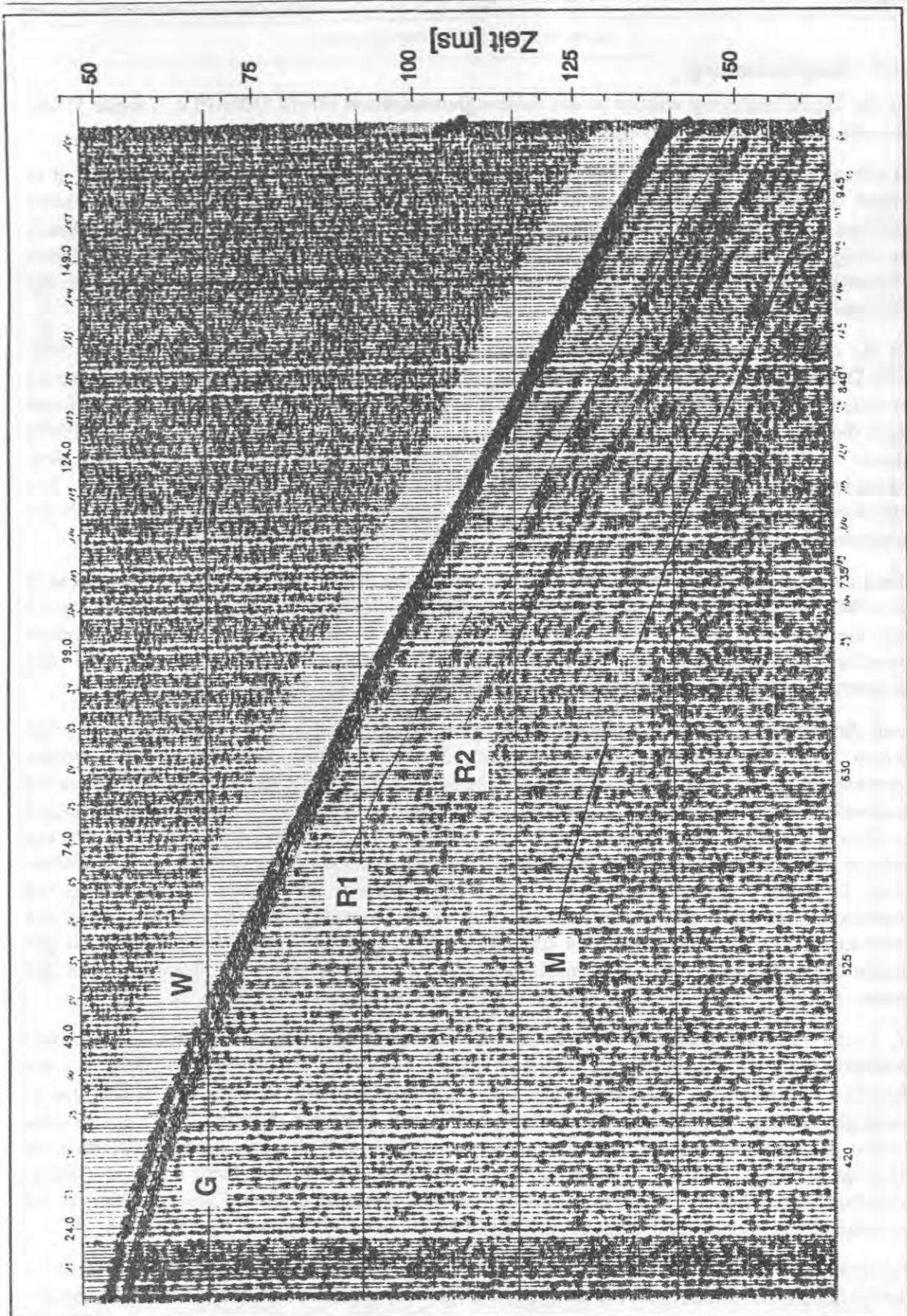


Abbildung 36: Seismogrammsection von Profil OBH-PIV mit angerissenen Reflektoren. Gezeigt ist das verkleinerte Seismogramm der Arbeitsvorlage. Die anschließende strahlenseismische Modellrechnung ergab, daß der dem Wasserschall (W) folgende Einsatz der Geistreflexion (G) entspricht, während M die Reflexion der Meeresbodenmultiplen darstellt. Unterhalb der Meeresbodenmultiplen M (nicht eingezeichnet) ist undeutlich die Geistreflexion von M zu erkennen, die weder angerissen noch in der Modellrechnung berücksichtigt wurde, da sie ohne weitere Bedeutung ist.

### 6.1.3 Modellrechnung

Für die Modellrechnung wurden in der Seismogrammsektion (Profil OBH-PIV, Tabelle 5) alle erkennbaren Reflexionen angerissen und digitalisiert (Abbildung 36).

Da die seismische Quelle sich während der Profilfahrt in einer Wassertiefe von etwa 2-3 m befand, wurde für die erste (oberste) Schicht des Modells (Abbildung 37) eine entsprechend mächtige (2.4 m) Wasserschicht benutzt. Die Untergrenze dieser Schicht beschreibt demnach den Weg der Quelle im Wasser. Die zweite Schicht des Modells entspricht der restlichen Wassersäule ( $46-2.4 = 43.6$  m) bis zum Meeresboden, und unterhalb folgen dann die Sedimentschichten.

Für die oberste Sedimentschicht konnten zunächst keine Reflexionseinsätze anhand der HF-OBH-Daten bestimmt werden, da diese von einer Geistreflexion überdeckt wurden. Anhand der analogen Boomerzeichnung (Abbildung 29) konnte jedoch der erste Reflektor (S1) und damit die Zweiweglaufzeit dieser Schicht mit 3.3 ms bestimmt werden. Nach Endler (1989) zeigen P-Wellengeschwindigkeiten, die an kurzen Sedimentkernen (30-60 cm) aus dem Arkonabecken gemessen wurden, eine sehr einheitliche Geschwindigkeit von 1440 m/s. Mit Hilfe dieser Informationen (Zweiweglaufzeit und Geschwindigkeit) konnte die Mächtigkeit der transparenten Schicht (2.4 m) bestimmt und in das Modell integriert werden.

Durch die jetzt folgenden Modellrechnungen konnten die direkte Welle (W), die Geistreflexion (G) sowie die Meeresbodenmultiple (M) identifiziert werden (Abbildung 36). Abbildung 37 zeigt die Anpassungen der berechneten Laufzeitkurven an die Meßwerte. Mit den erzielten Übereinstimmungen sind die Voraussetzungen für weitere Modellrechnungen und das Bestimmen der Intervallgeschwindigkeiten nur zum Teil erfüllt.

Denn die Einsätze von zwei Reflektoren (R1 und R2) konnten erst ab einer Entfernung von 69 bzw. 89 m identifiziert werden (Abbildung 36), so daß die Lotzeiten für die beiden angerissenen Reflektoren und damit die Datenpunkte am Ort  $x=0$ , durch die die berechneten Laufzeitkurven verlaufen müssen, zunächst unbekannt sind. In den Boomer-Aufzeichnungen von Profil OBH-PII sind jedoch die beiden Reflektoren erkennbar (Abbildung 29). Da der zeitliche Abstand der Reflektoren zueinander mit dem Abstand der Einsätze in den HF-OBH-Daten in guter Übereinstimmung ist, kann davon ausgegangen werden, daß es sich um dieselben akustischen Ereignisse handelt. Mit dieser Annahme können die Lotzeiten der Reflektoren (am Ort  $x=0$ ) bestimmt und in das Modell übernommen werden. Anhand der Boomerzeichnung wurde der Einsatz des ersten Reflektors (R1) mit 13 ms und der des zweiten Reflektors (R2) mit 22 ms (Zweiweglaufzeit) bestimmt (Abbildung 29).

Die unter Berücksichtigung der Lotzeiten durchgeführte Anpassung der berechneten Laufzeitkurven an die Meßwerte mündete in die Geschwindigkeitstiefenfunktion  $v_{(z)}$  des Modells (Abbildung 38 und Abbildung 39). Dies zeigt, daß unterhalb der ersten 2.4 m mächtigen Schicht mit P-Wellengeschwindigkeiten von 1440 m/s (Endler, 1989) eine zweite Schicht existiert, die mit 400 m/s eine stark verminderte P-Wellengeschwindigkeit bei einer Mächtigkeit von 2 m aufweist. Auch die Geschwindigkeit der dritten Schicht liegt mit 950 m/s (Mächtigkeit 5 m) deutlich unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit. Diese Ergebnisse mit den zugehörigen Fehlerbereichen sind in Tabelle 6 (Kapitel 7.1) zusammengefaßt.

Das Resultat der Modellrechnung weist also drei Geschwindigkeitsintervalle in den oberen 10 Metern des Meeresbodens auf, die deutlich unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen.

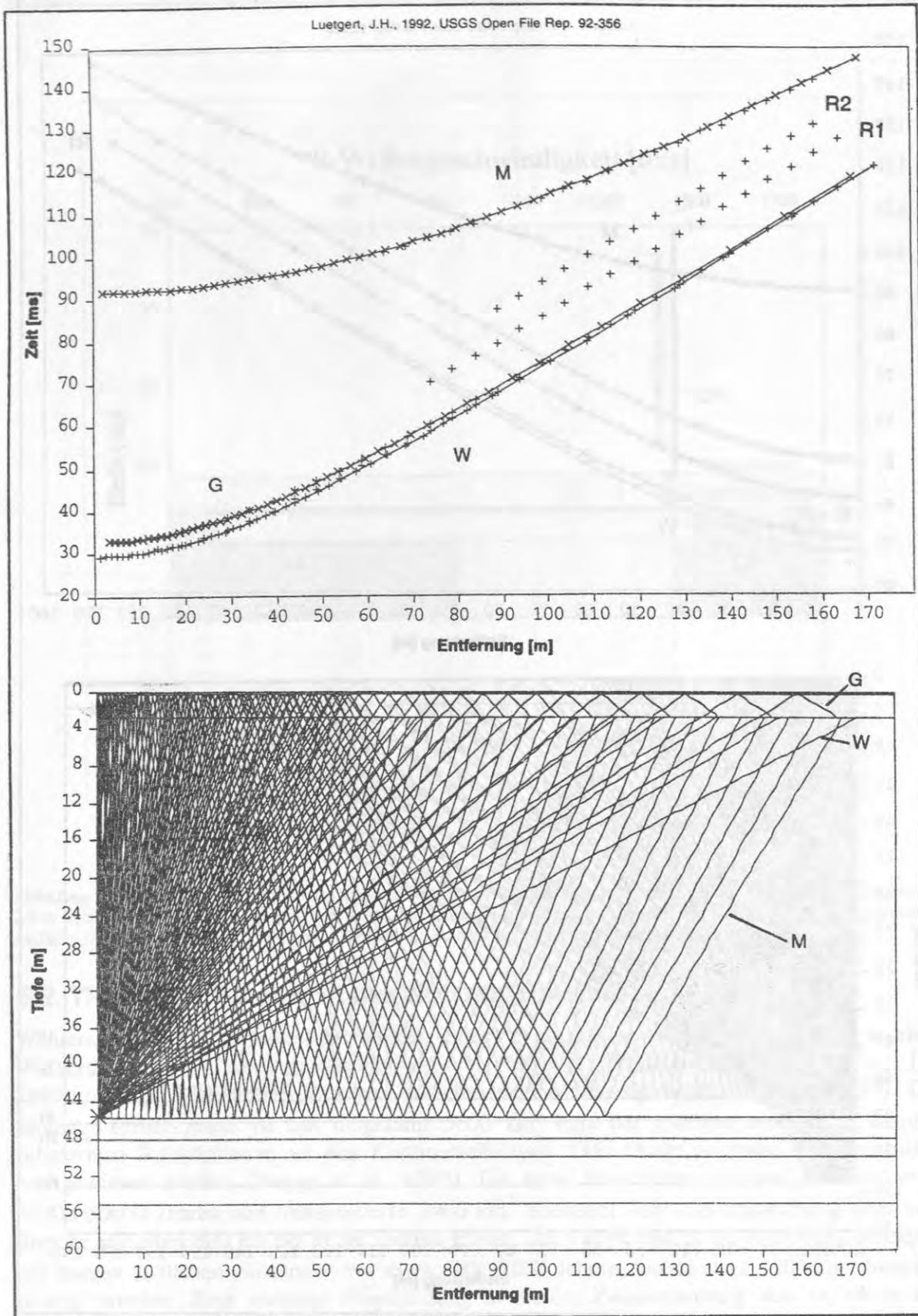


Abbildung 37: Modellrechnung der Laufzeitkurven im Wasserkörper (direkte Welle, Geistreflexion und Meeresbodenmultiple). Im oberen Bild sind die digitalisierten Werte (x) aus Abbildung 36 zusammen mit den berechneten Laufzeitkurven (durchgezogene Linien) dargestellt. Im unteren Teil sind die Laufwege der berechneten Strahlen durch die Wassersäule dargestellt. Die Schichtgrenze, die die Schlepptiefe der Quelle darstellt und an der die berechneten Strahlen enden, läuft etwa 2.4 m unterhalb der obersten Grenze des Modells. Der Punkt, von dem alle Strahlen ausgehen, entspricht der Position des HF-OBHs am Meeresboden.

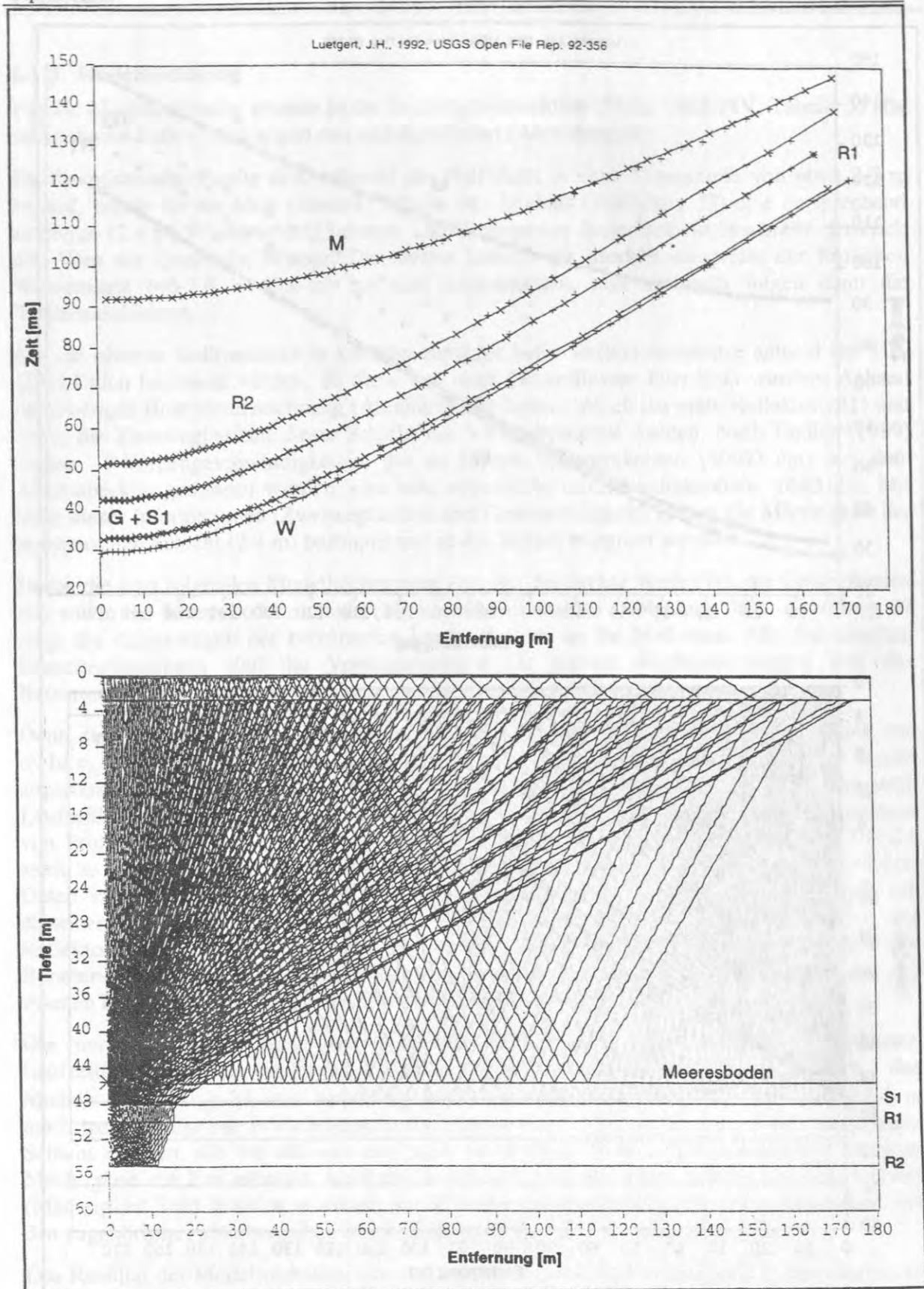


Abbildung 38: Ergebnis der Modellrechnung. Das Modell besteht aus drei Sedimentschichten und wurde anhand der HF-OBH-Messungen (R1 und R2) und der analogen Boomerlaufzeichnungen (Abbildung 29) entwickelt. Die Geschwindigkeitsbestimmung der ersten Schicht erfolgte durch Messungen an kurzen Sedimentkernen aus dem Einsatzgebiet (Endler, 1989).

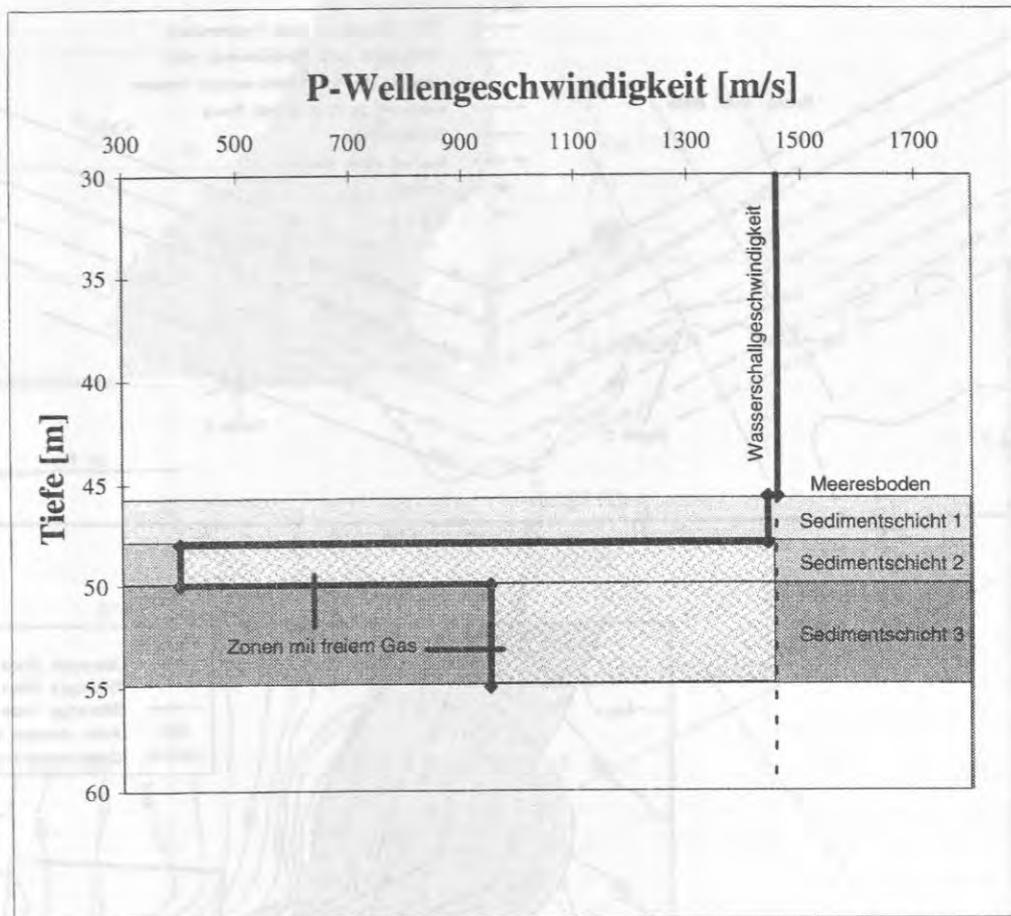


Abbildung 39: Geschwindigkeitstiefenmodell aus dem Arkonabecken, abgeleitet aus den HF-OBH-Messungen. Die oberste 2.4 m mächtige Sedimentschicht wurde aufgrund der Boomeraufzeichnungen (Abbildung 29) in das Modell übernommen. Auffällig sind die extrem stark erniedrigten Geschwindigkeiten der beiden folgenden Schichten (400 und 950 m/s).

## 6.2 Tiefwassereinsatz in der Norwegischen See

Während der METEOR-Ausfahrt M26/3 (Suess et al., 1994) wurde das HF-OBH in einer Wassertiefe von 890 m eingesetzt ( $64^{\circ} 46.2'N$   $4^{\circ}30.3'E$ ) (Bobsien und Mienert, 1994). Die Lokation liegt nördlich der Storegga-Rutschmasse (Abbildung 40 und Abbildung 41). Die Storegga-Rutschmasse ist mit insgesamt  $5600 \text{ km}^3$  eine der größten weltweit bekannten submarinen Rutschmassen an den Kontinentalhängen. Drei Hauptereignisse konnten bisher nachgewiesen werden (Bugge et al., 1988). Die erste Rutschung ereignete sich vor etwa 30000-50000 Jahren und transportierte  $3900 \text{ km}^3$  Sediment vom Kontinentalhang über eine Strecke von über 800 km bis in die Tiefsee-Ebene. Die zweite und dritte Rutschung erfolgten mit kurzen zeitlichen Abständen vor etwa 6000-8000 Jahren, wobei etwa  $1700 \text{ km}^3$  Material bewegt wurden. Eine wichtige Fragestellung in diesem Zusammenhang war es, ob in der näheren Umgebung der Rutschmasse gashaltige Sedimente auftreten und inwieweit sie mit den HF-OBH-Messungen identifiziert werden können. Die mögliche Anwesenheit freien Gases im Porenraum könnte nämlich zu Schwächezonen im Sediment und damit zu Sedimentrutschungen führen. Die söhliche Lagerung der Sedimente und die sehr hohe Signaleindringung ( $> 200 \text{ ms TWT}$ ) waren ideale Voraussetzungen für den Einsatz des HF-OBHs.

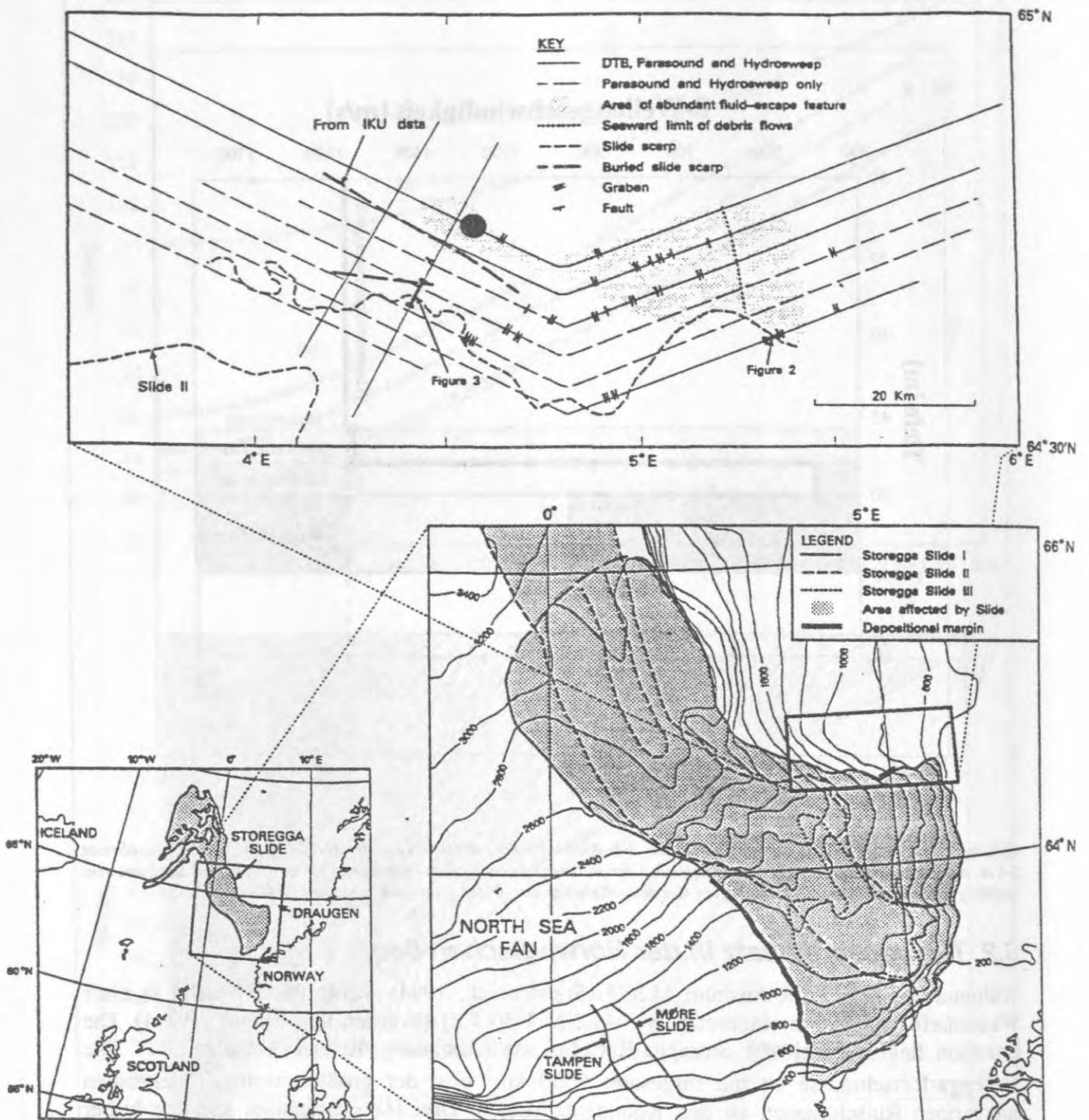


Abbildung 40: Im oberen Bild ist die Lage der Boomerprofile und die HF-OBH-Position (schwarzer Punkt) zu erkennen. Das verwendete Boomersystem ist eine Entwicklung des British Geological Survey (BGS). Das Bild rechts zeigt die geographische Lage des Arbeitsgebiets an der Storegga-Rutschmasse und die drei Hauptereignisse der Rutschungen. Die Übersichtskarte links unten veranschaulicht die enormen Ausmaße der Rutschmasse (Evans et al., 1994).

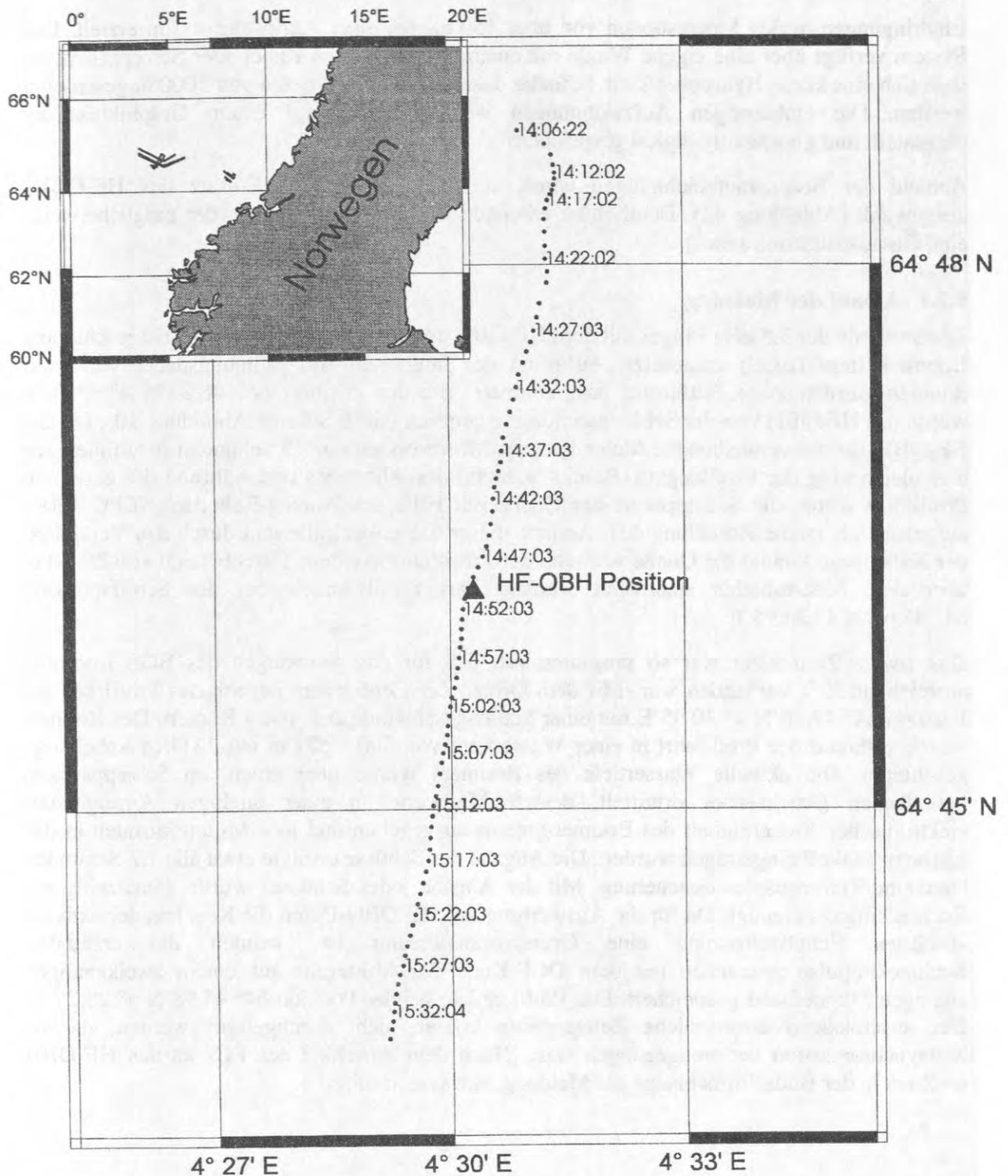


Abbildung 41: Das Boomerprofil und die HF-OBH-Position vor Norwegen. In der Übersichtskarte links oben sind die Boomerprofile angedeutet, mit denen die HF-OBH-Position festgelegt wurde (siehe Abbildung 40).

Mit Hilfe des Sedimentecholots PARASOUND und eines tiefgeschleppten Boomersystems des British Geological Survey (BGS) wurde der Untersuchungsraum kartiert (Abbildung 40). Das Boomersystem (BGS) dient der hochauflösenden einkanaligen Sedimentecholotkartierung und wird in Wassertiefen zwischen 100 und 2000 m eingesetzt. Mit dem System werden

Eindringungen in den Meeresboden von über 150 ms bei einer Auflösung  $< 1$  m erzielt. Das System verfügt über eine eigene Winde mit einem 2.5 km langen Kabel. Der Schleppfisch, an dem sich eine kurze Hydrophonkette befindet, kann bis in Wassertiefen von 1000 m geschleppt werden. Die einkanaligen Aufzeichnungen werden analog auf einem Graphikrekorder dargestellt und gleichzeitig digital gespeichert.

Anhand der Boomerzeichnungen wurde die Position für den Einsatz des HF-OBHs ausgewählt (Abbildung 42). Deutlich zu erkennen ist bereits ein Bereich, der möglicherweise eine Gasaustrittszone anzeigt.

### 6.2.1 Ablauf der Messung

Zuerst wurde der 3.5 kHz Pinger mit dem HF-OBH und im Anschluß daran das tiefgeschleppte Boomersystem (BGS) eingesetzt. Aufgrund der limitierten Aufzeichnungsdauer von zwei Stunden wurden zwei Zeitfenster programmiert. Bei der Position  $64^{\circ} 46.20'N$   $4^{\circ} 30.30'E$  wurde das HF-OBH von der Schleppanordnung getrennt (siehe Schema Abbildung 10). Da das HF-OBH für die verbleibenden Meter bis zum Meeresboden nur 15 Sekunden benötigte, war dies gleichzeitig der Profilbeginn. Bereits während des Absetzens und während der gesamten Profifahrt wurde die Schlepphöhe der Quelle mit Hilfe des Analog-Rekorders (EPC 4800) aufgezeichnet (siehe Abbildung 43). Anhand dieser Tiefenkontrolle und durch das Verändern der Kabellänge konnte die Quelle während der Profifahrt in einem Tiefenbereich von 20-60 m über dem Meeresboden stabilisiert werden. Das Profil endete bei der Schiffsposition  $64^{\circ} 45.62'N$   $4^{\circ} 30.95'E$ .

Das zweite Zeitfenster war so programmiert, daß für das Ausbringen des BGS Boomers ausreichend Zeit vorhanden war. Mit dem Öffnen des Zeitfensters begann das Profil bei der Position  $64^{\circ} 47.46'N$   $4^{\circ} 30.95'E$  mit einer Schiffsgeschwindigkeit von 4 Knoten. Der Boomer wurde während der Profifahrt in einer Wassertiefe von 500 - 577 m mit 1311 m Kabellänge geschleppt. Die aktuelle Wassertiefe des Boomers wurde über einen am Schleppsystem befindlichen Drucksensor ermittelt, dessen Meßwerte in einer analogen Anzeige der elektronischen Steuereinheit des Boomersystems ausgegeben und jede Minute manuell in das Einsatzprotokoll eingetragen wurden. Die Abgabe der Schüsse erfolgte etwa alle 1.2 Sekunden über eine Tiefenausgleichsteuerung. Mit der Abgabe jedes Schusses wurde gleichzeitig ein Rechteckimpuls erzeugt. Da für die Auswertung der HF-OBH-Daten die Kenntnis der exakten absoluten Schußzeitpunkte eine Grundvoraussetzung ist, wurden die erzeugten Rechteckimpulse zusammen mit dem DCF-Kode der Mutteruhr auf einem zweikanaligen analogen Magnetband gespeichert. Das Profil endete bei der Position  $64^{\circ} 43.98'N$   $4^{\circ} 29.27'E$ . Der abschließend erforderliche Zeitvergleich konnte nicht durchgeführt werden, da die Zeitsynchronisation verlorengegangen war. (Nach dem Anschluß des PCs an das HF-OBH erschien in der Bildschirmanzeige die Meldung "not synchronized").

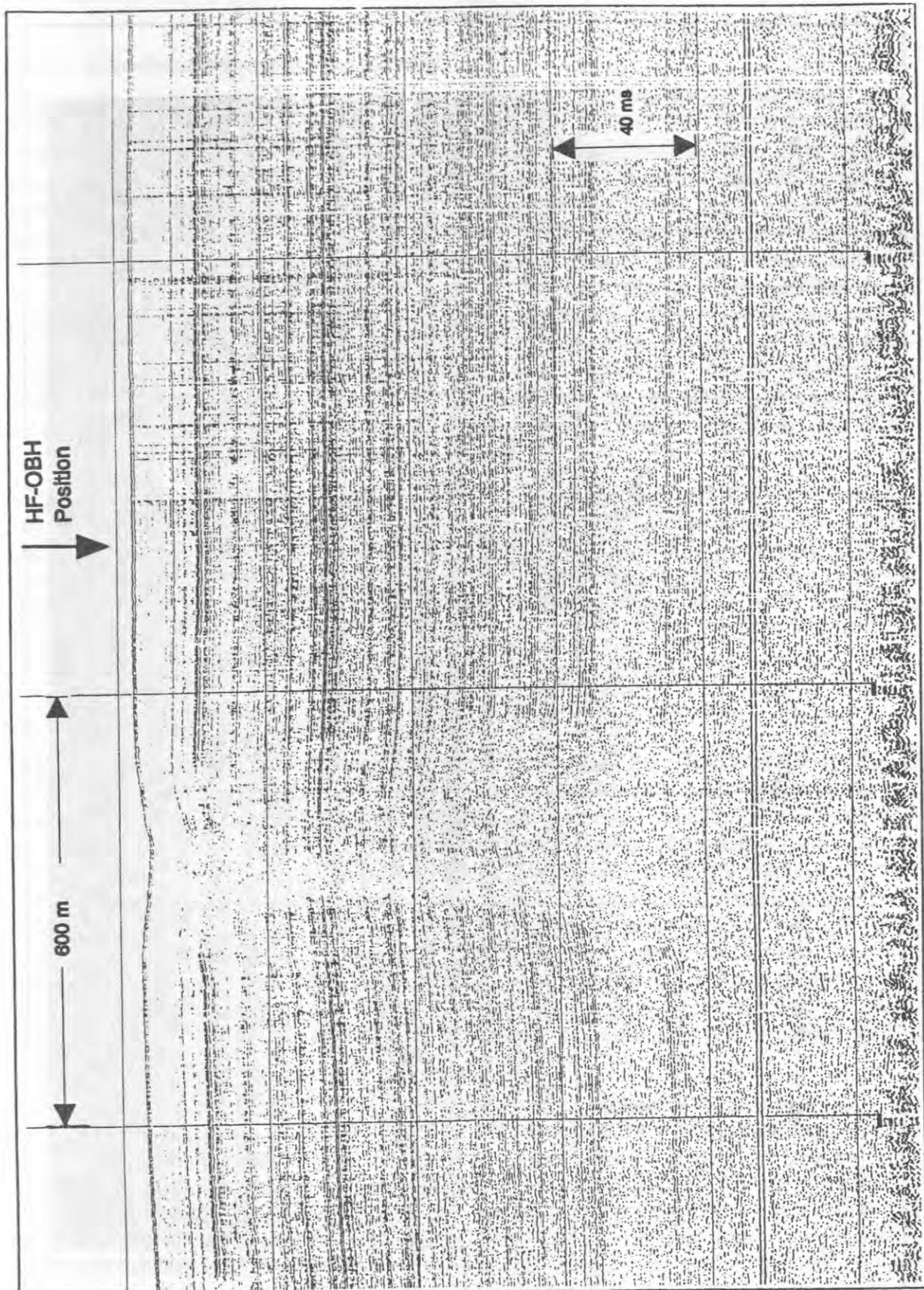


Abbildung 42: Analogaufzeichnungen des tiefgeschleppten Boomer-Systems des British Geological Survey. Der Boomer wurde mit einer kurzen Hydrophonkette in einer Wassertiefe von etwa 500 m geschleppt. Die registrierten Signale wurden mit einem Bandpaß zwischen 300 und 2000 Hz gefiltert. Die einkanaligen Aufzeichnungen zeigen Eindringungen in den Meeresboden von über 200 ms (TWT) bei einer horizontalen Lagerung aller Schichten. Eine akustisch transparente Zone und eine darüber befindliche Depression im Meeresboden geben Hinweise auf eine Gasaustrittszone. Deshalb wurde eine HF-OBH-Position in der näheren Umgebung ausgewählt.

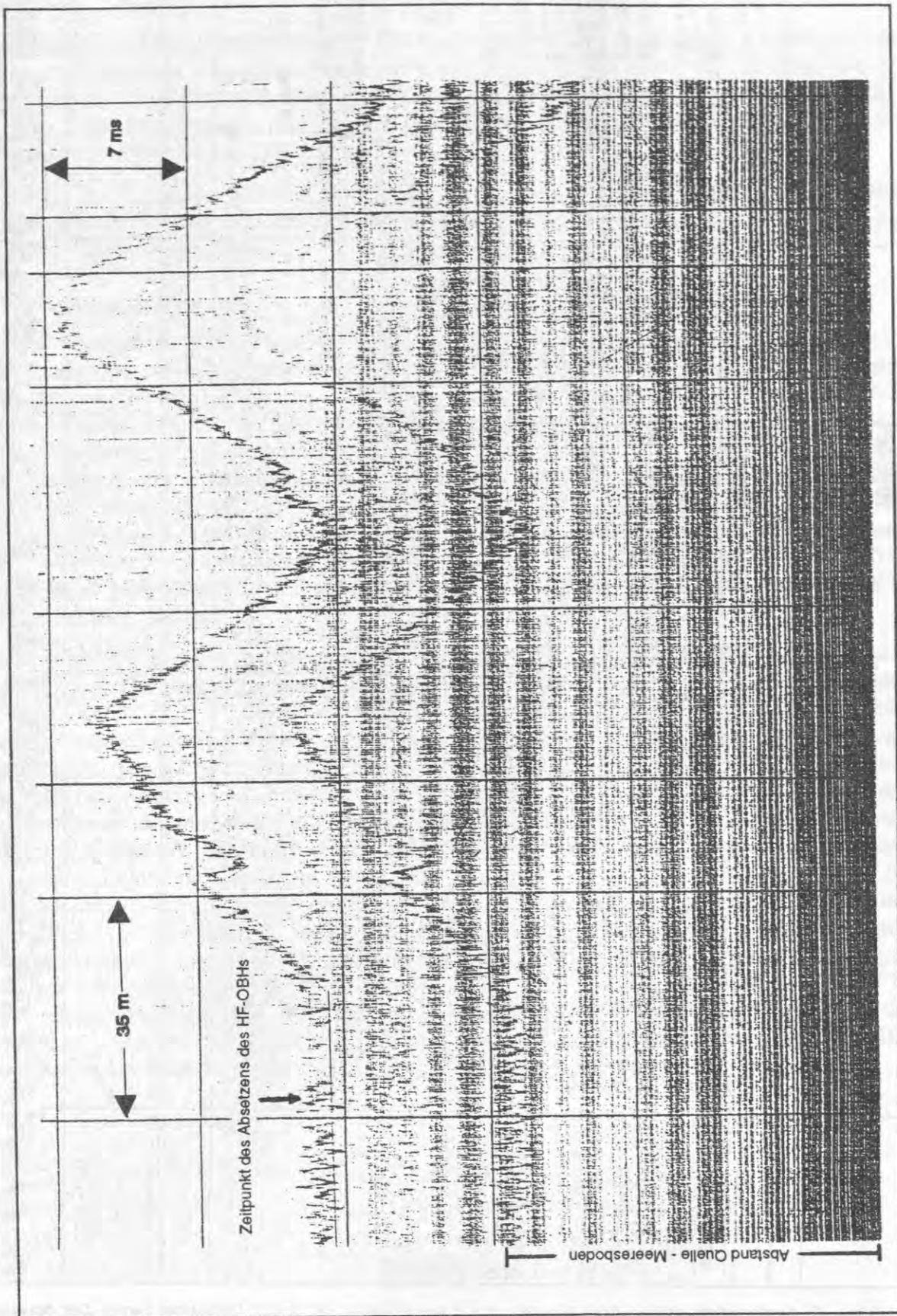


Abbildung 43: Analogaufzeichnung der Schlepphöhe der Quelle während des Pinger-Profiles (Bobsien und Mienert, 1994). Die Signale wurden von der Quelle registriert und über den Einleiterdraht auf einem Analogrekorder aufgezeichnet. Zu erkennen ist das Steigen und Sinken der Quelle innerhalb eines Tiefenbereichs von etwa 20 - 60 m über dem Meeresboden.

### 6.2.1.1 Datenbearbeitung des Pinger-Profiles

Anhand der graphischen Darstellung und Auswertung der Spuren der 3.5 kHz Daten (siehe Abbildung 44) konnte der Auslösevorgang und das Sinken des HF-OBHs auf den Meeresboden, die Höhe der Quelle über dem Meeresboden (26-28 m) zum Zeitpunkt des Absetzens (Kapitel 3, Abbildung 11) und die Sinkgeschwindigkeit des HF-OBHs (1.8 m/s) bestimmt werden. Der Vergleich mit den analogen Aufzeichnungen der Quelle (Abbildung 43) ergab eine Differenz von 1 m bei der Bestimmung des Abstandes von der Quelle zum Meeresboden (Zeitpunkt des Absetzens). Eine statische Korrektur von 1 m wurde deshalb bei der Bestimmung der Schlepphöhe der Quelle durchgeführt. Die aus analogen Aufzeichnungen ermittelten Werte für die Schlepphöhe der Quelle wurden in einer Datei gespeichert (UKO-Datei; siehe Abschnitt 5.5.1, Abbildung 22) und anschließend wurden die Schußpunkt-Empfänger-Entfernungen berechnet. Das Steigen und Sinken der Quelle während der Profifahrt sowie die sich verändernde Kabellänge führte zu leicht unregelmäßigen Schußpunktabständen. Der relative Schußpunktabstand betrug 15-20 cm bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 0.5-1 Knoten.

Nach der Berechnung des Amplitudenspektrums (Abbildung 45) und der anschließenden Festlegung der beiden Eckfrequenzen für die Bandpaßfilterung (2730-4200 Hz) der 3.5 kHz Daten wurde ein Seismogramm erstellt (Abbildung 46). Deutlich zu erkennen sind die Undulationen der Laufzeitäste aller Reflektoren, die aufgrund der unterschiedlichen Höhe der Quelle entstehen. Insgesamt konnten die Einsätze von fünf Reflektoren (E1-E5) abgegriffen und digitalisiert werden (Abbildung 47).

### 6.2.1.2 Modellrechnung des Pinger-Profiles

Durch die unterschiedliche Schlepphöhe der Quelle sind bei der Laufzeitberechnung Schattenzonen entstanden (Abbildung 47). Die Linie, die den Weg der Quelle durch das Wasser beschreibt, ist in dem Modell die Grenzfläche der obersten Schicht. Ein weiterer Effekt der unterschiedlichen Schlepphöhe sind die in den Laufzeitkurven auftretenden Undulationen. Da die schräg von unten einfallenden Strahlen die Schicht nicht durchdringen können (erfolgreich berechnete Strahlen enden an dieser Schichtgrenze), entstehen dahinter die Schattenzonen. Beim ersten Laufzeitast (direkte Welle) liegen sie zwischen 130 m und 180 m und beim dritten Laufzeitast (Reflexion am zweiten Reflektor) zwischen 130 und 170 m, so daß in diesen Bereichen keine berechneten Laufzeiten vorhanden sind. In dem Modell werden die berechneten Punkte der Laufzeitkurve auch über die Schattenzone hinweg mit einer Linie verbunden, so daß in diesem Bereich die durchgezogene Linie nicht mit den Meßpunkten übereinstimmt (Abbildung 47).

Die den berechneten Laufzeitkurven zugrundeliegende Geschwindigkeitstiefenfunktion des Modells ist in Abbildung 48 dargestellt. Die Grenzschicht Wasser - Sediment liegt in einer Wassertiefe von 890 m. Darunter zeigt das Modell fünf Schichten mit Intervallgeschwindigkeiten von minimal 1370 m/s und maximal 1580 m/s. Die erste Schicht (0-8 m) zeigt keine meßbaren Unterschiede zur Wasserschallgeschwindigkeit (1460 m/s). Die zweite (8 - 12.9 m) und die fünfte Schicht (49 - 68 m) weisen stark verminderte P-Wellengeschwindigkeiten (1370 m/s und 1440 m/s) auf, während die dritte (12.9 - 39.2 m) und vierte Schicht (39.2 - 49 m) durch erhöhte Geschwindigkeiten von 1500 m/s bzw. 1580 m/s charakterisiert sind.

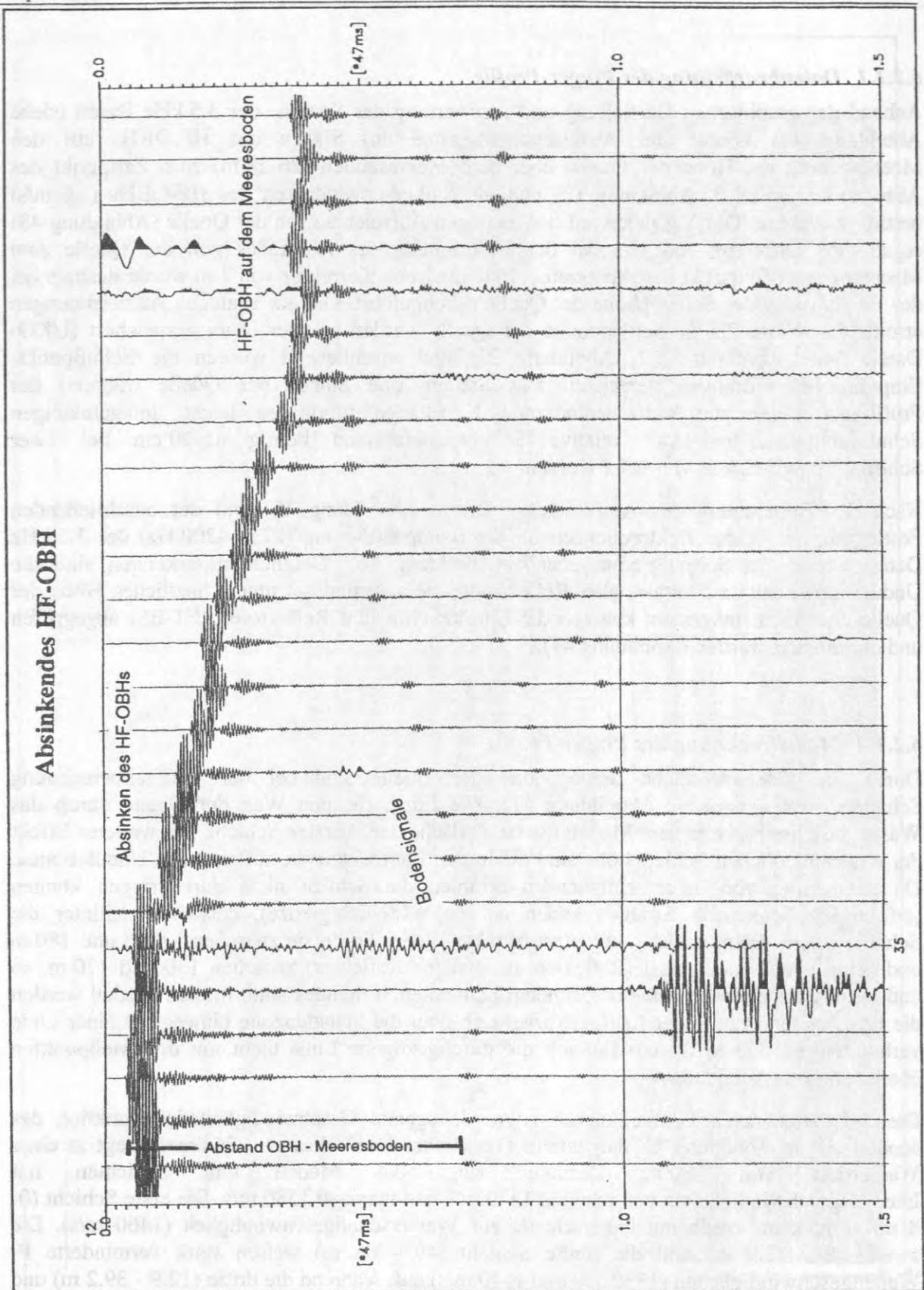


Abbildung 44: Darstellung der seismischen Spuren, die die Trennung von Quelle und HF-OBH und das Sinken auf den Meeresboden dokumentieren. Links im Bild befindet sich das HF-OBH direkt unterhalb der Quelle. Das starke Signal von Spur 34 dokumentiert das Öffnen des Auslösehakens, so daß nachfolgend das HF-OBH auf den Meeresboden sinkt. Bei den Spuren rechts sind Signale mit starken Amplituden zu erkennen, die durch das Aufsetzen auf dem Meeresboden entstanden sind. Mit Hilfe dieser Aufzeichnung lassen sich die Zeitsysteme von HF-OBH-Uhr und Mutteruhr vergleichen (Abbildung 11).

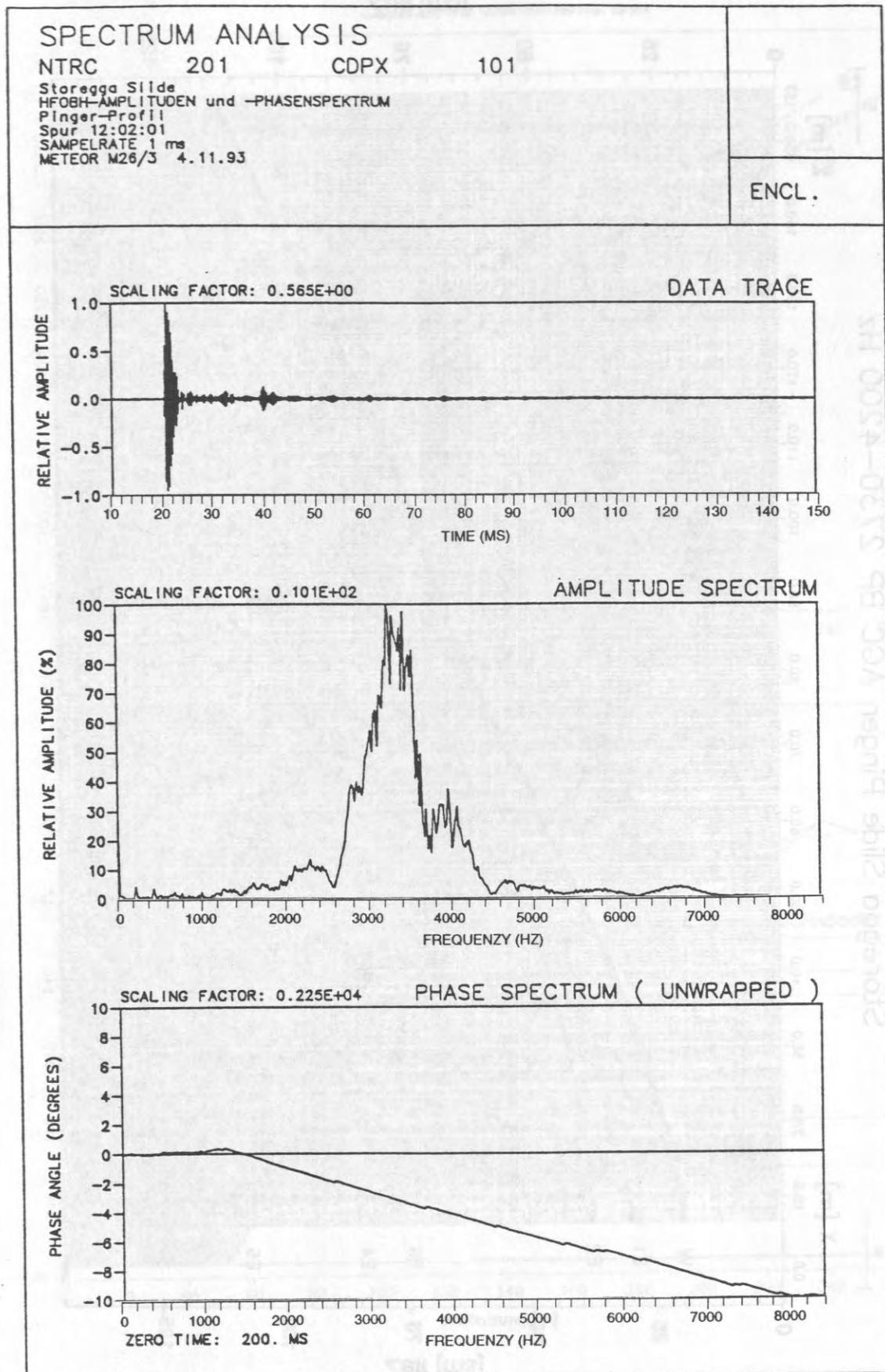


Abbildung 45: Spektralanalyse des Pinger-Profiles. Mit Hilfe dieser Analyse wurden die Eckfrequenzen für die Bandpaßfilterung festgelegt (2600 - 4400 Hz). Zu erkennen ist, daß die seismischen Signale auf den genannten Frequenzbereich beschränkt sind.

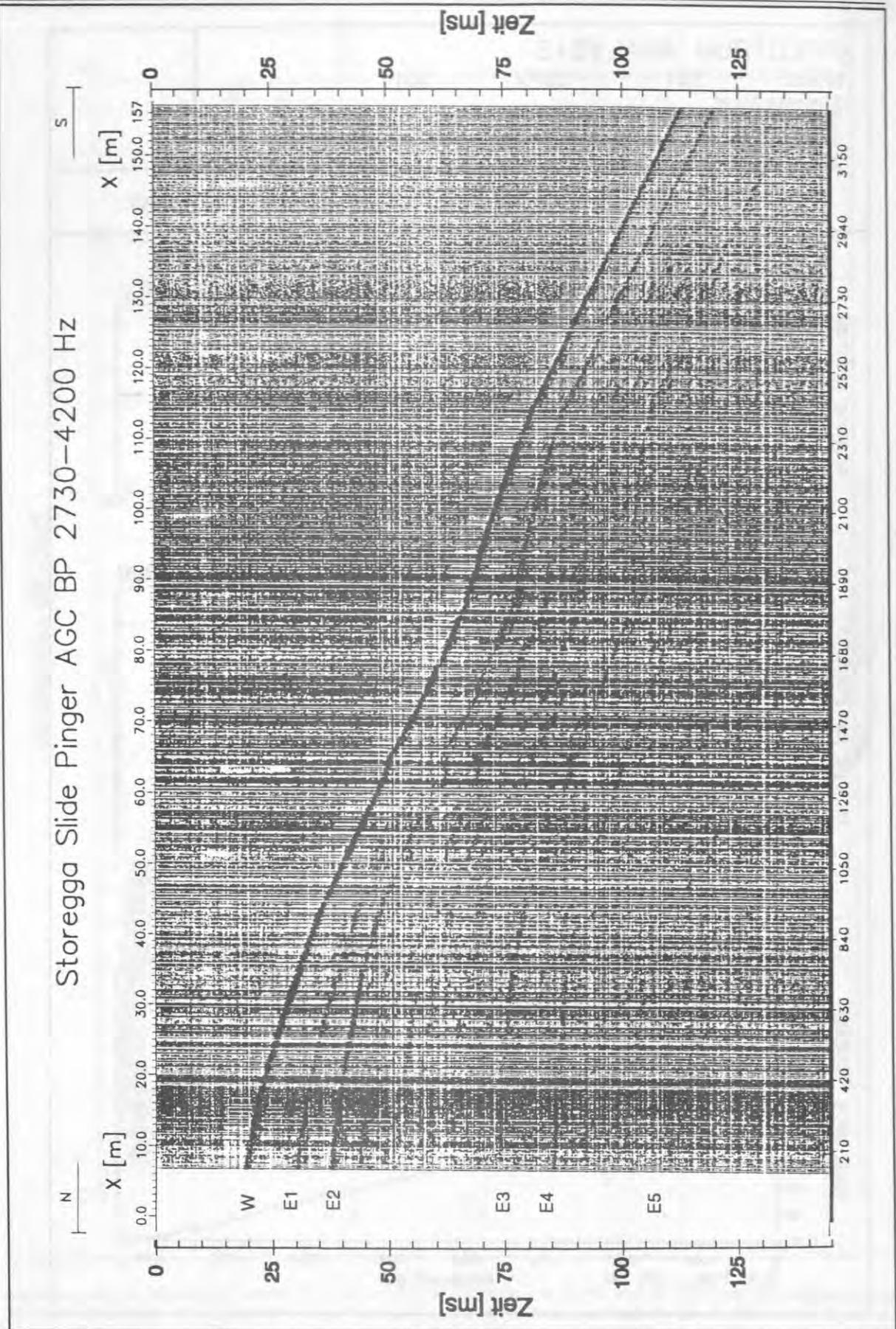


Abbildung 46: Seismogramm des 3.5 kHz Pinger-Profiles. Zu erkennen sind die Undulationen der Reflexionen und des Wasserschalls, die durch die variierende Schlepphöhe der Quelle hervorgerufen wurden. Anhand einer stark vergrößerten Seismogrammdarstellung konnten die Einsätze von fünf Reflektoren (E1 - E5) eindeutig verfolgt und digitalisiert werden.

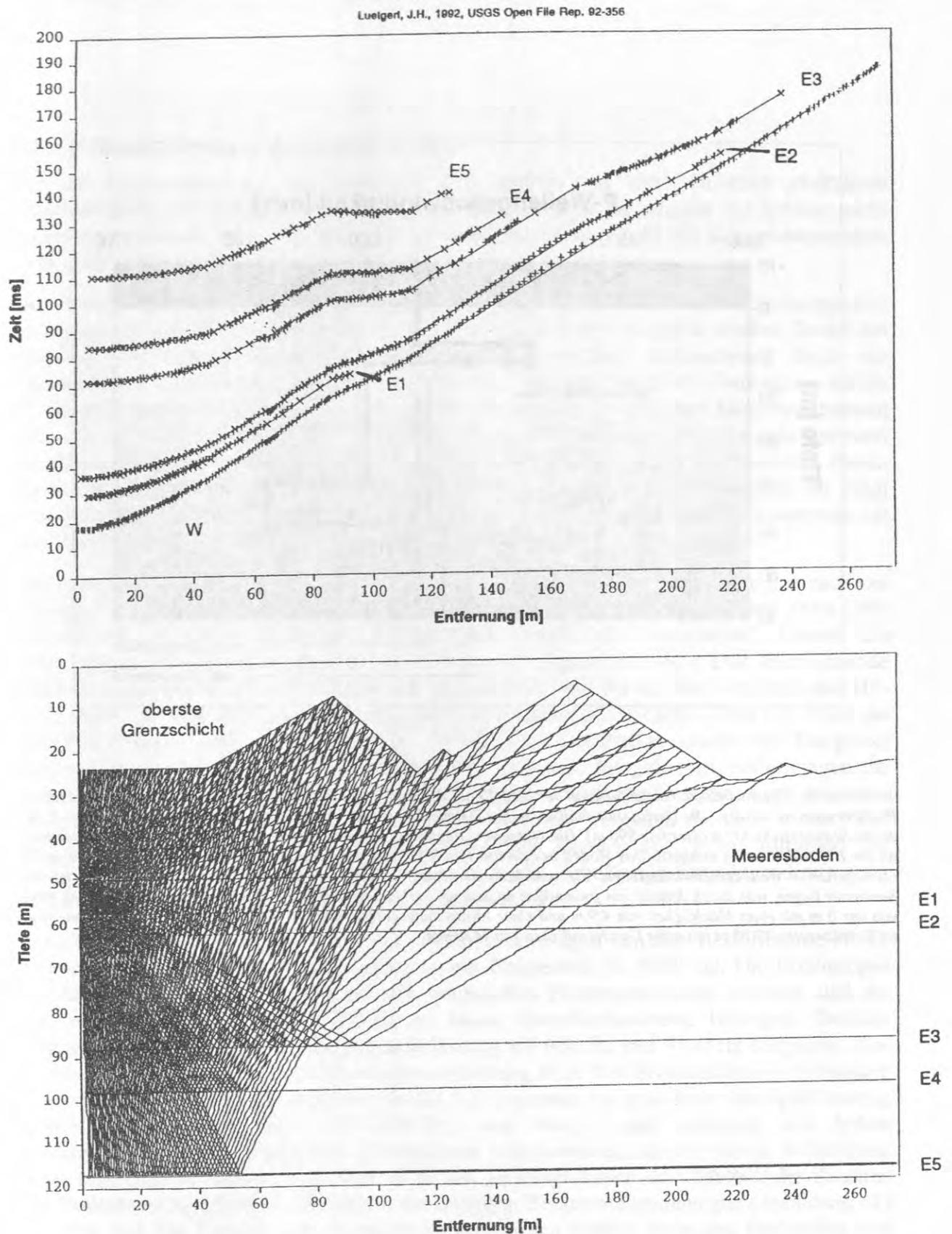


Abbildung 47: Die Darstellung zeigt das Ergebnis der zweidimensionalen Modellrechnung mit den HF-OBH-Daten des 260 m langen 3.5 kHz Pinger-Profiles. Die sich verändernde Schlepphöhe der Quelle bewirkt Undulationen, die in den Laufzeitkurven zu erkennen sind (oberes Bild). Der Tiefenbereich des Modells von 0 bis 49 m entspricht dem untersten Teil der Wassersäule von 841 bis 890 m. Die in einer Tiefe von 23 m beginnende Linie, an der die berechneten Strahlen enden, beschreibt somit den Weg der Quelle durch das Wasser.

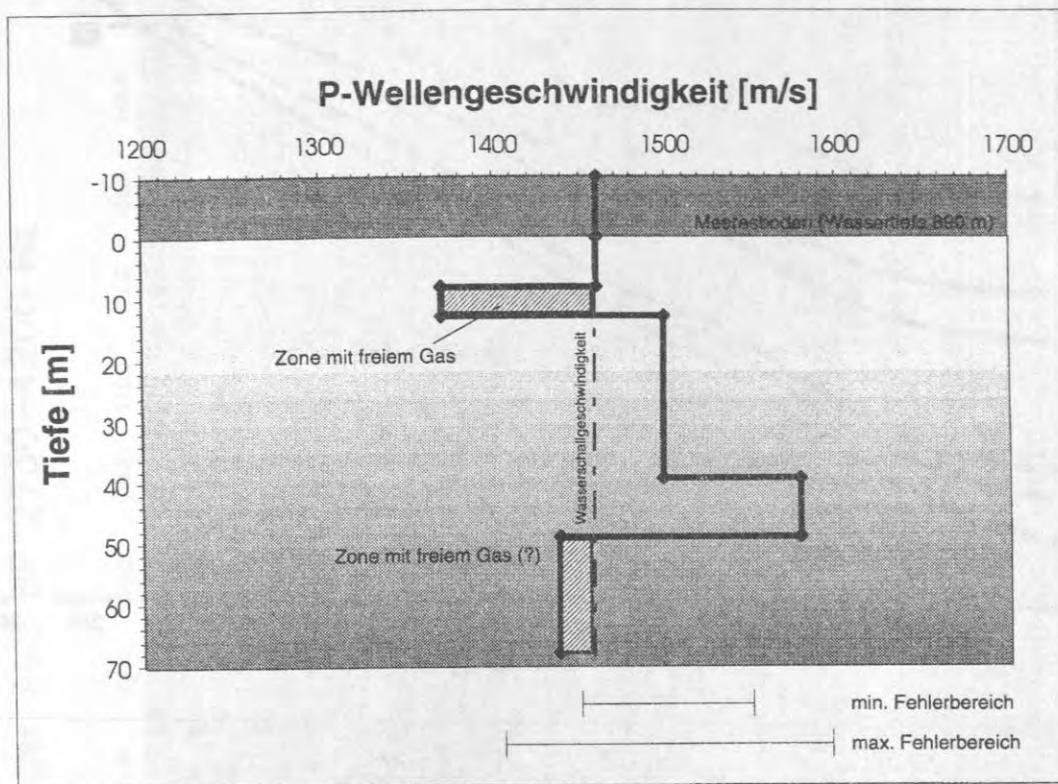


Abbildung 48: Geschwindigkeitstiefenfunktion des Modells auf der Basis von HF-OBH-Daten, die mit dem 3.5 kHz Pinger-Profil registriert wurden. Die horizontale Null-Linie der Tiefenachse ist die Grenze zwischen dem Wasserkörper und der ersten Sedimentschicht (Wassertiefe 890 m). Die Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s wurde durch CTD-Messungen an der HF-OBH-Station ermittelt. Das Modell besteht aus fünf Schichten. Auffällig sind zwei Teufenbereiche mit deutlich verringerten P-Wellengeschwindigkeiten, die unterhalb der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen im Seewasser liegen, was durch Anteile von freiem Gas im Sediment erklärt werden kann. Die erste Zone liegt in einer Tiefe von nur 8 m mit einer Mächtigkeit von 4.9 m und einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 1370 m/s. Die zweite Zone liegt im Tiefenbereich 49-68 m mit einer Geschwindigkeit von 1420 m/s.

### 6.2.1.3 Datenbearbeitung des Boomer-Profiles

Für die Datenbearbeitung des Boomer-Profiles mußten aus zwei Gründen zusätzliche Bearbeitungsschritte durchgeführt werden. Zum einen erfolgte die Abgabe der Schüsse nicht im Sekundenabstand, und zum anderen war nach dem ersten Profil die Zeitsynchronisation nicht mehr vorhanden.

Die Schußfolge während des Boomerprofils betrug 1.2 s, wobei die Schußzeitpunkte zusammen mit dem DCF-Zeitsignal auf zwei Kanälen analog aufgezeichnet wurden. Durch das Abspielen der beiden analogen Zeitsignale und gleichzeitiger Aufzeichnung durch die Registriereinheit wurden die Signale in digitale Daten überführt. Nach der Übertragung auf die Workstation konnten beide Kanäle mit den Programmen der seismischen Datenverarbeitung analysiert werden. Mit Hilfe des Programms "*event-detect*" (Abschnitt 5.5.2) wurde einerseits das DCF-Zeitzeichen dekodiert und andererseits wurden die Schußzeitpunkte bestimmt. Durch die Kenntnis der Absolutzeit (aufgrund des dekodierten Zeitsignals) ließ sich somit für jeden Schuß der absolute Schußzeitpunkt bestimmen. Die Schußzeitpunkte wurden zusammen mit den Navigationsdaten gespeichert (UKO-Datei, Abschnitt 5.5.1).

Das erste mit konstantem Schußpunktabstand erzeugte Seismogramm bestätigte den nach der Messung festgestellten Verlust der Zeitsynchronisation. Alle Spuren waren um etwa 300-400 ms versetzt. Nur durch den Einsatz des Programms "*re-location*" konnte die Zeitsynchronisation nachträglich wieder erfaßt werden (Abschnitt 5.6.2). Das überraschende Ergebnis zeigte einen lateralen Versatz von Null Metern ( $\pm 50$  m). Ein Vergleich der HF-OBH-Daten mit den BGS Boomer-Profil-Daten bestätigte das Ergebnis. Denn nur wenn die HF-OBH-Position direkt überfahren wird, gelingt eine Korrelation akustischer Ereignisse zwischen beiden Seismogrammen (Abbildung 49), weil sich bei größeren Entfernungen die zeitlichen Abstände zwischen den Reflektoren in der Weitwinkelregistrierung verringern und eine exakte Korrelation nicht mehr gegeben ist. Durch den Vergleich mit dem ersten Profil (Abbildung 46) ergab sich ein lateraler Versatz im Bereich von 10 m. Aufgrund der wiederhergestellten Zeitsynchronisation konnte nun die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung mit Hilfe des Wasserschalls berechnet werden (Kapitel 5.5).

Abbildung 50 zeigt das Ergebnis der Spektralanalyse einer Spur von dem BGS Boomer-Profil. Zu erkennen ist das breite Frequenzspektrum mit Frequenzen bis 6000 Hz. Die Erfahrungen des BGS sowie eigene Versuche mit unterschiedlichen Filterungen haben ergeben, daß die Frequenzanteile oberhalb von 2100 Hz zu keiner Datenverbesserung beitragen. Deshalb wurden die Eckfrequenzen für die Bandpaßfilterung auf 600 Hz und 2100 Hz festgelegt. Das Ergebnis nach der Filterung und Amplitudenverstärkung ist in dem Seismogramm in Abbildung 51 dargestellt. Abbildung 52 zeigt das gleiche Seismogramm mit geänderter Bandpaßfilterung (600-6000 Hz anstatt zuvor 600-2100 Hz) und belegt, daß aufgrund der hohen Frequenzanteile keine zusätzlichen Informationen hinzukommen, sondern einige Reflektoren sogar schlechter zu identifizieren sind. In beiden Seismogrammen sind deutlich die Einsätze von Reflektoren zu erkennen, die auch in den analogen Boomer-aufzeichnungen (Abbildung 42) zu sehen sind. Die Einsätze von 17 markanten Reflektoren wurden bis in eine Entfernung von 800 m abgegriffen und digitalisiert (Abbildung 53).

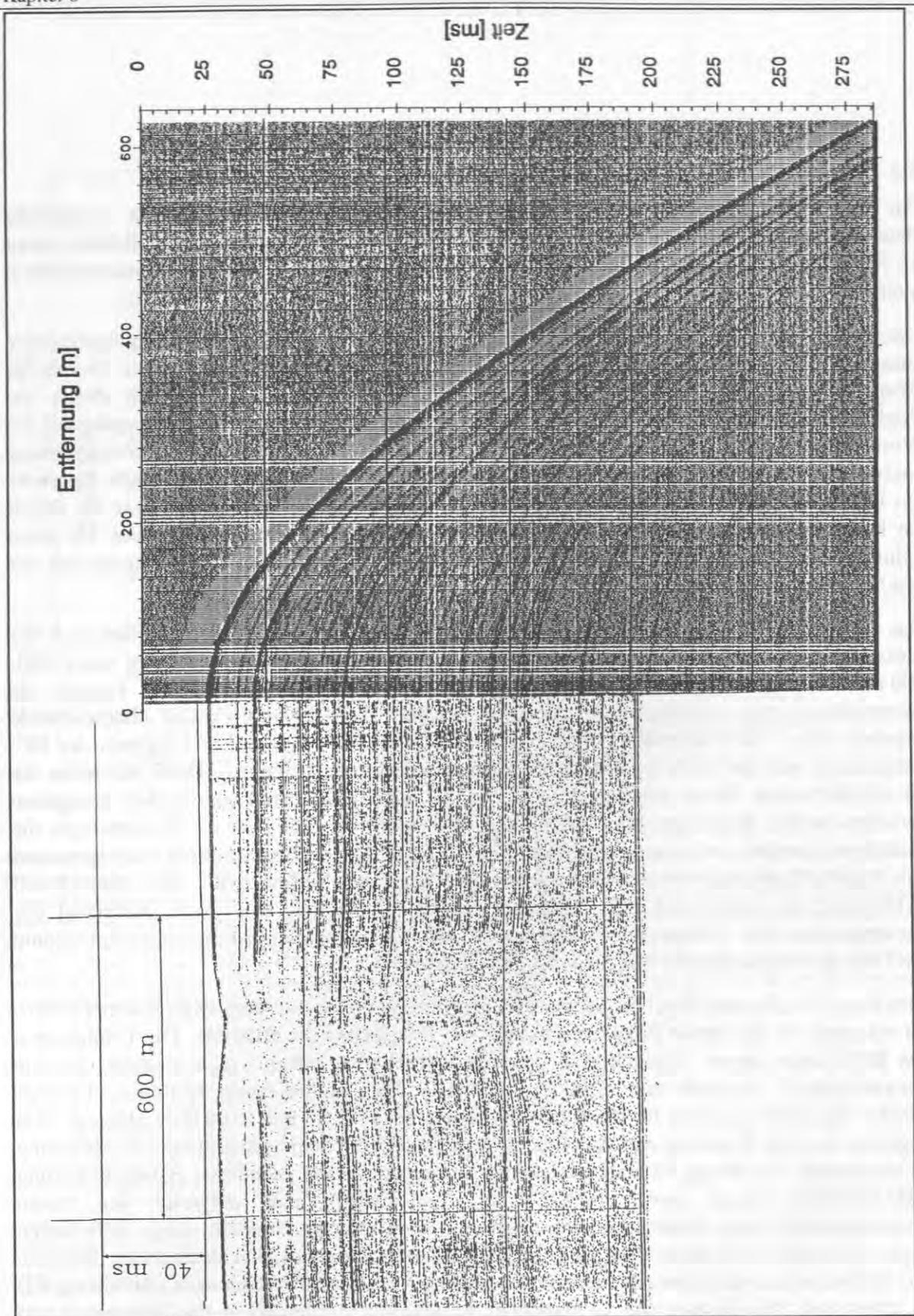


Abbildung 49: Vergleich der einkanaligen Boomerlaufzeichnungen (BGS) und der Weitwinkelreflexionsdaten des HF-OBHs. Die sehr gute Übereinstimmung beider Aufzeichnungen ermöglicht die Übertragung der ermittelten Intervallgeschwindigkeiten auf die einkanaligen Aufzeichnungen. Der Vergleich ist nur möglich, wenn die HF-OBH-Position mit geringem lateralen Versatz überfahren wurde.

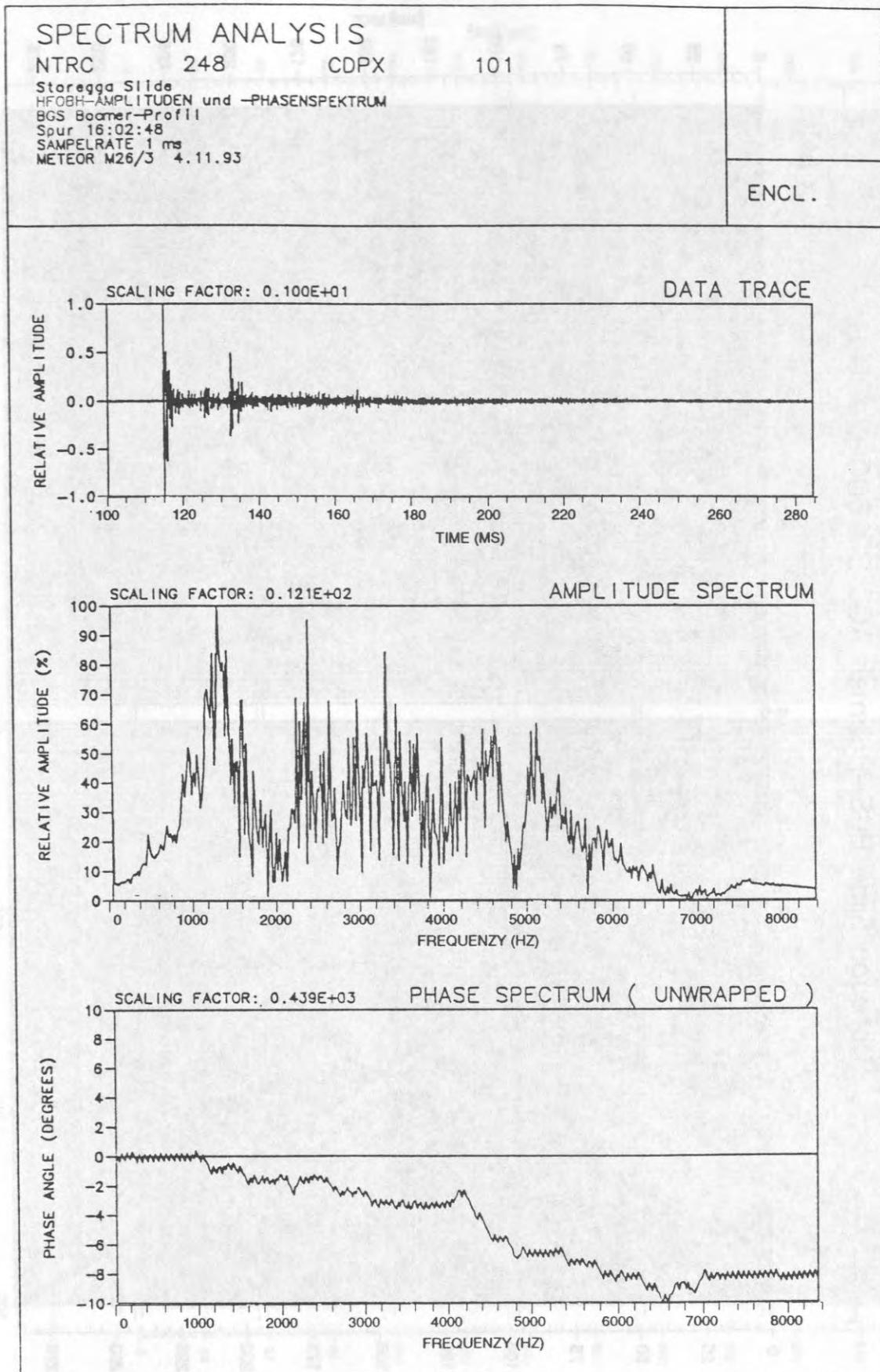


Abbildung 50: Spektralanalyse einer vom HF-OBH registrierten Spur des BGS Boomer-Profiles. Im Vergleich zu dem Amplitudenspektrum des 3.5 kHz Pingers zeigt der Boomer ein wesentlich breiteres Spektrum. Verschieden gefilterte Seismogramme zeigten, daß die beste Datenqualität mit einer Filterung zwischen 600 Hz und 2100 Hz zu erreichen ist.

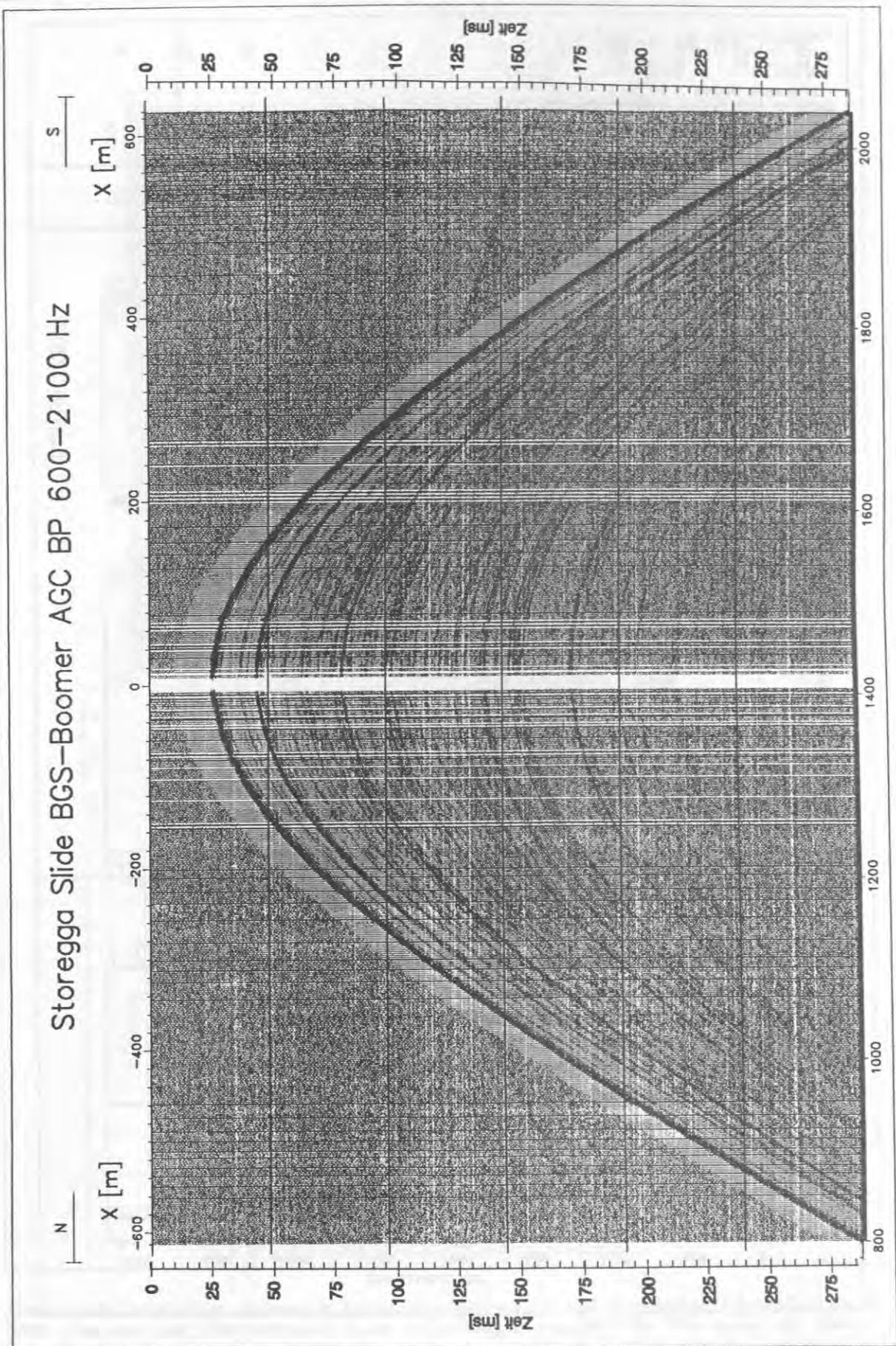


Abbildung 51: Seismogramm der HF-OBH-Aufzeichnungen des BGS Boomer-Profiles. Bis in eine Tiefe von über 200 ms (TWT bei  $x=10$  m) sind mehr als 25 unterschiedliche Reflexionskurven zu erkennen, von denen 17 digitalisiert wurden.

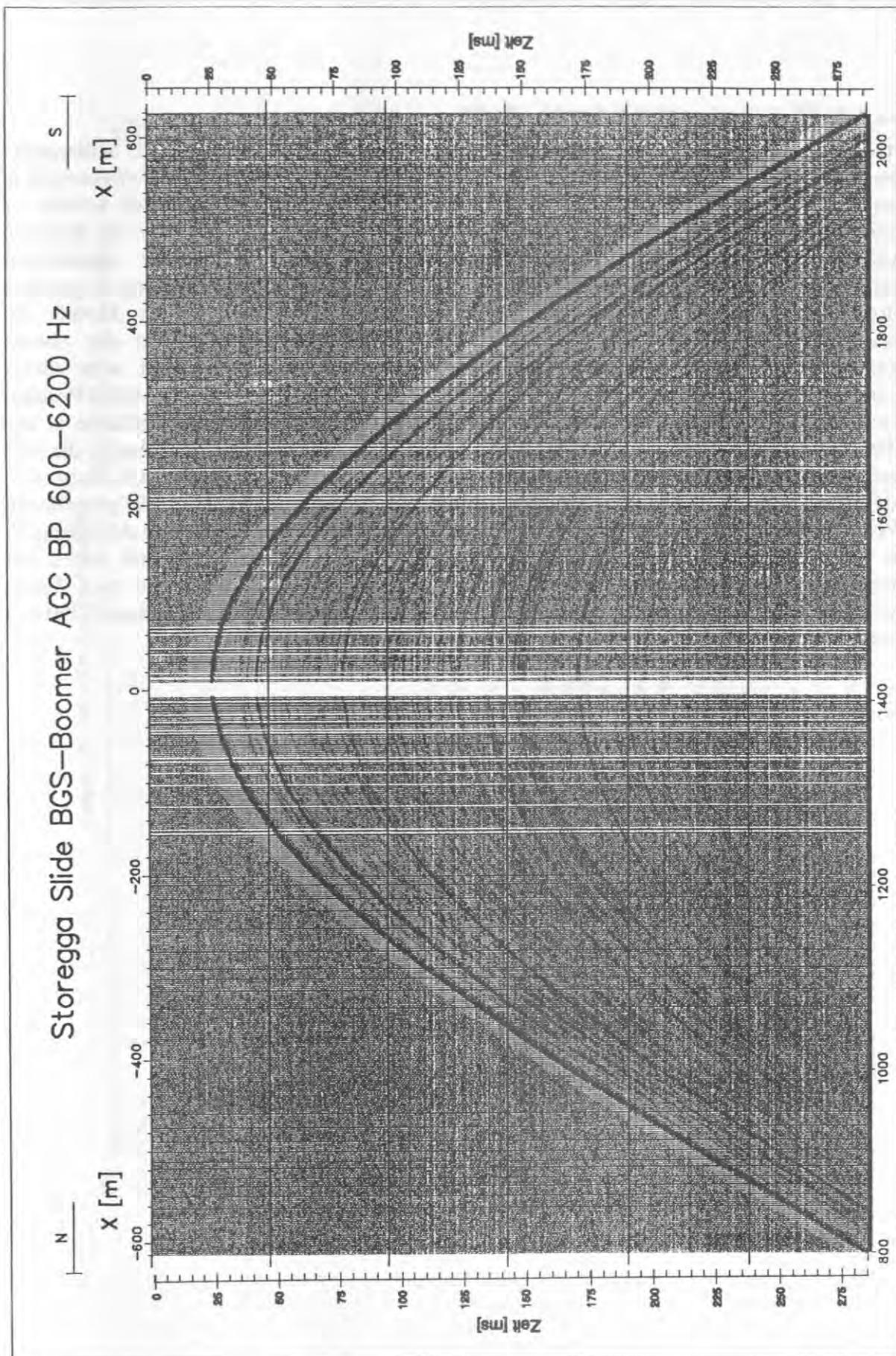
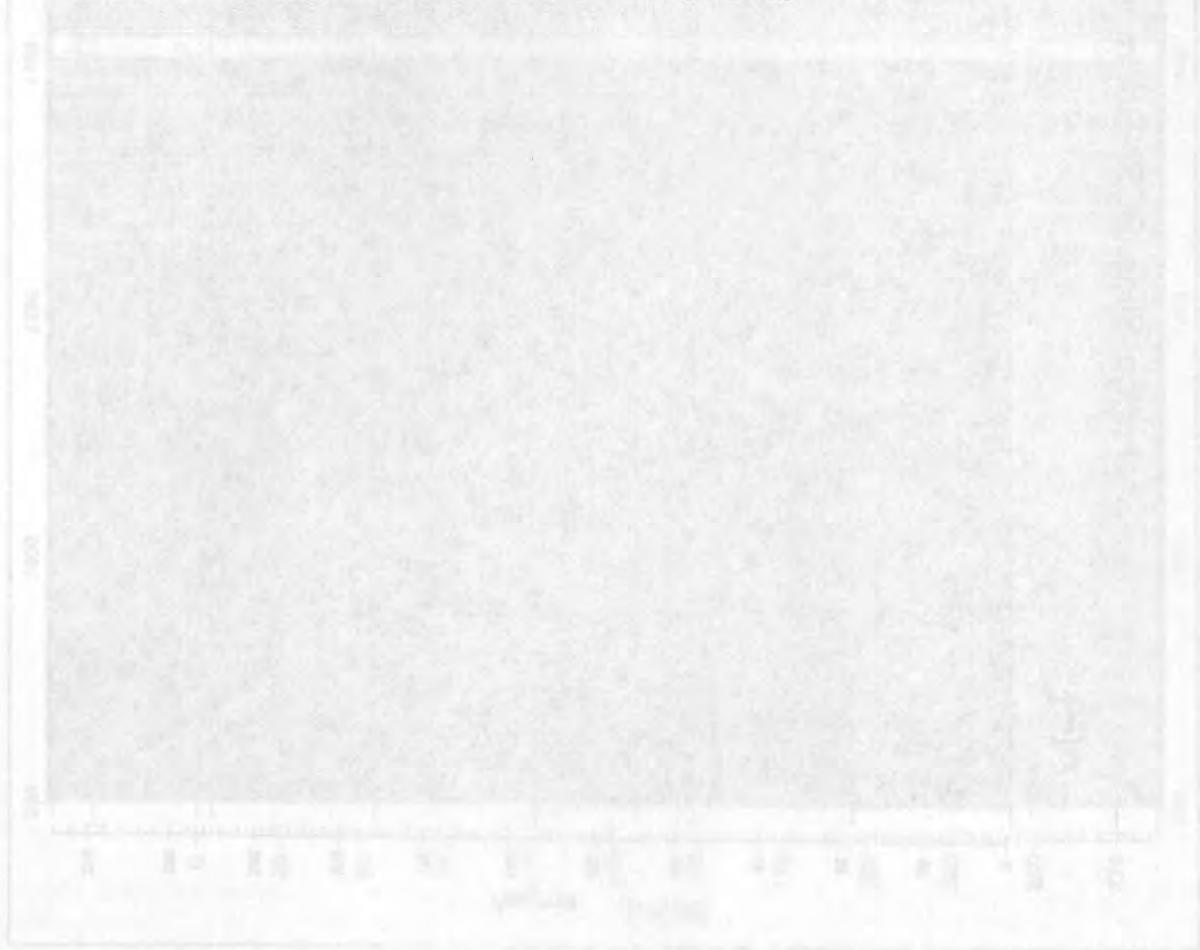


Abbildung 52: Seismogramm der HF-OBH-Aufzeichnungen des BGS Boomer-Profiles mit geänderter Filterung. Dasselbe Seismogramm aus Abbildung 51 wurde anstatt mit 600-2100 Hz mit einem Bandpaß von 600-6000 Hz gefiltert. Es konnte dadurch keine Datenverbesserung erzielt werden.

#### 6.2.1.4 Modellrechnung des Boomer-Profiles

Für die zweidimensionale Modellrechnung wurden die analogen Meßwerte für die Schlepptiefe des Boomersystems (Bordprotokoll) (siehe Abbildung 42) und die Werte für die Wassertiefe in das Modell übernommen. Von den in Abbildung 51 zu erkennenden Einsätzen wurden 17 markante Reflektoren angerissen und digitalisiert. Die Auswahl erfolgte über die Kriterien Amplitudenstärke, Eindeutigkeit des Phasenbeginns und Reichweite der erkennbaren Reflektoren. Anhand der digitalisierten Reflexionseinsätze wurde das in Abbildung 54 gezeigte Modell abgeleitet. Aus Übersichtsgründen wurden in dem dargestellten Modell die Strahlenverläufe nur für eine Schicht berechnet. Die Strahlen enden an der oberen Schichtgrenze, die den Weg der Quelle im Wasser beschreibt. Die direkt unter dieser Schichtgrenze verlaufende Schicht stellt den Wasserkörper dar. Die HF-OBH-Position (Quellpunkt der berechneten Strahlen) befindet sich an der Meeresbodenoberfläche in der Mitte des Modells. Links im Modell ist eine Vertiefung im Meeresboden zu erkennen, die sehr wahrscheinlich den Bereich der möglichen Gasaustrittszone darstellt (siehe Abbildung 42). Abbildung 53 zeigt das Ergebnis mit allen berechneten Laufzeitkurven, die an die gemessenen Werte angepaßt wurden. Die resultierende Geschwindigkeitstiefenfunktion ist in Abbildung 55 zu sehen. Neben der generellen Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind Zonen mit deutlich erniedrigter Geschwindigkeit zu erkennen. Besonders auffallend sind zwei Zonen zwischen 10.5 und 14 m sowie zwischen 51 und 65.5 m, deren Geschwindigkeiten (1390 m/s bzw. 1420 m/s) unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen.



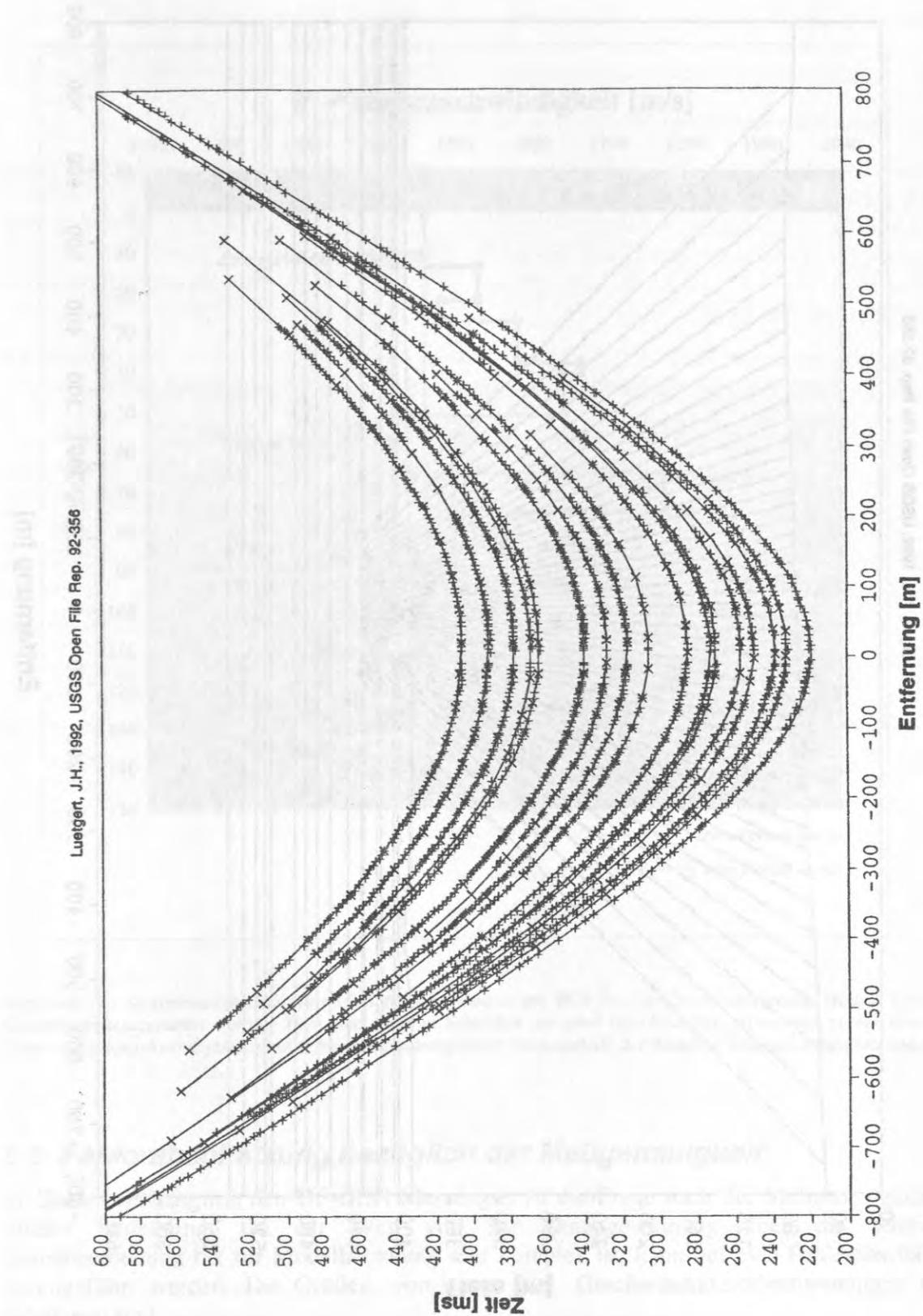


Abbildung 53: Anpassung der berechneten Laufzeitkurven an die digitalisierten Meßwerte. Die Abbildung zeigt die für alle Schichten des Modells (Abbildung 54) berechneten Laufzeitkurven.

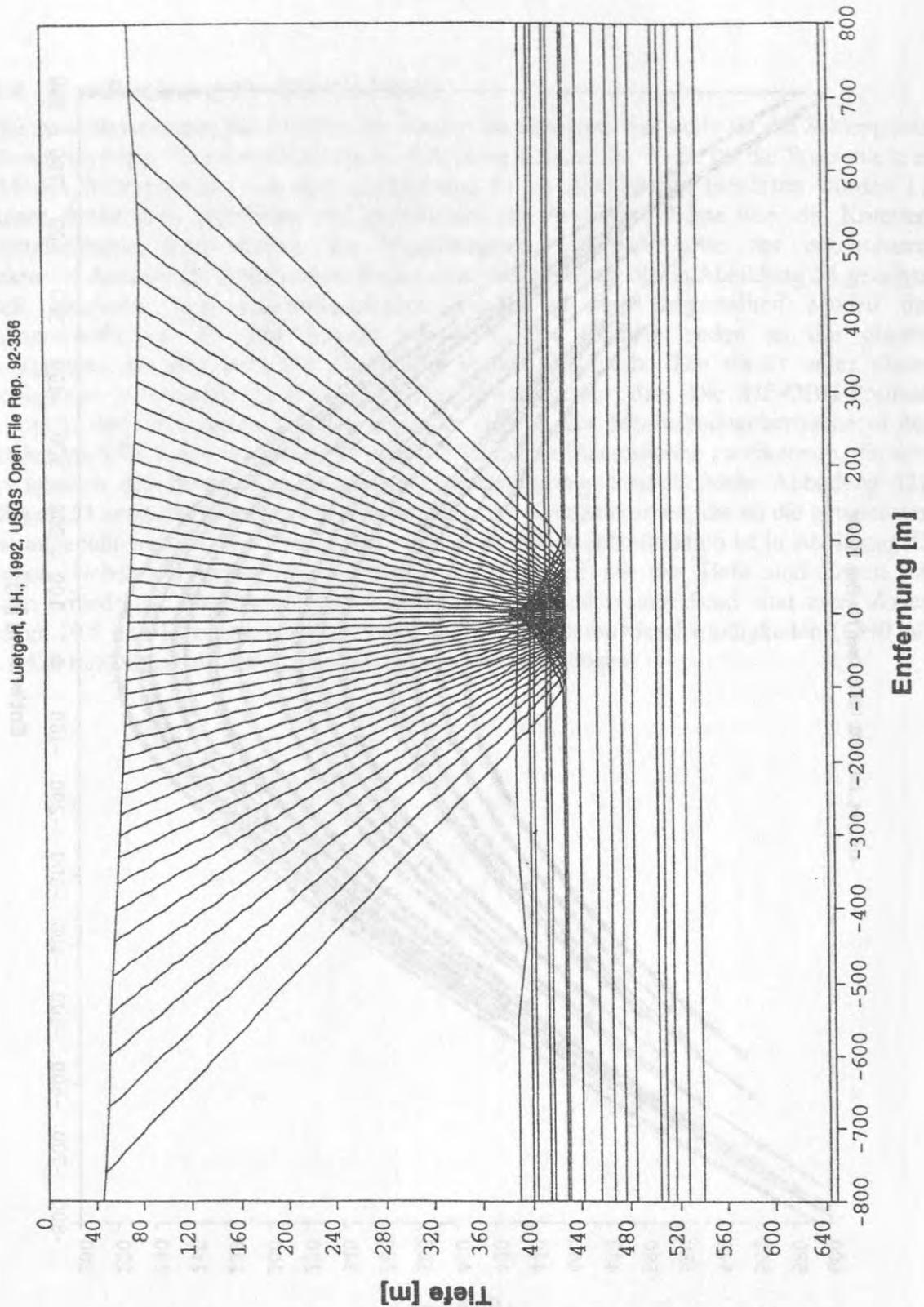


Abbildung 54: Schichtmodell, das anhand der Weitwinkelreflexionsdaten des Boomer-Profiles (BGS) entwickelt wurde. Es besteht aus 17 horizontal gelagerten Schichten, wobei die für eine Schicht berechneten Strahlenverläufe eingezeichnet sind. Der Punkt, von dem die Strahlen ausgehen, stellt die HF-OBH-Position am Meeresboden in einer Wassertiefe von 890 m dar. Der Nullpunkt der Tiefenachse liegt in einer Wassertiefe von 500 m. Die Linie, an der die Strahlen enden, beschreibt den Wegverlauf der tiefgeschleppten Quelle in einer Wassertiefe zwischen 545 und 570 m. Bei einer Entfernung von -450 m ist eine Depression im Meeresboden zu erkennen, die eine Gasaustrittszone anzeigen könnte.

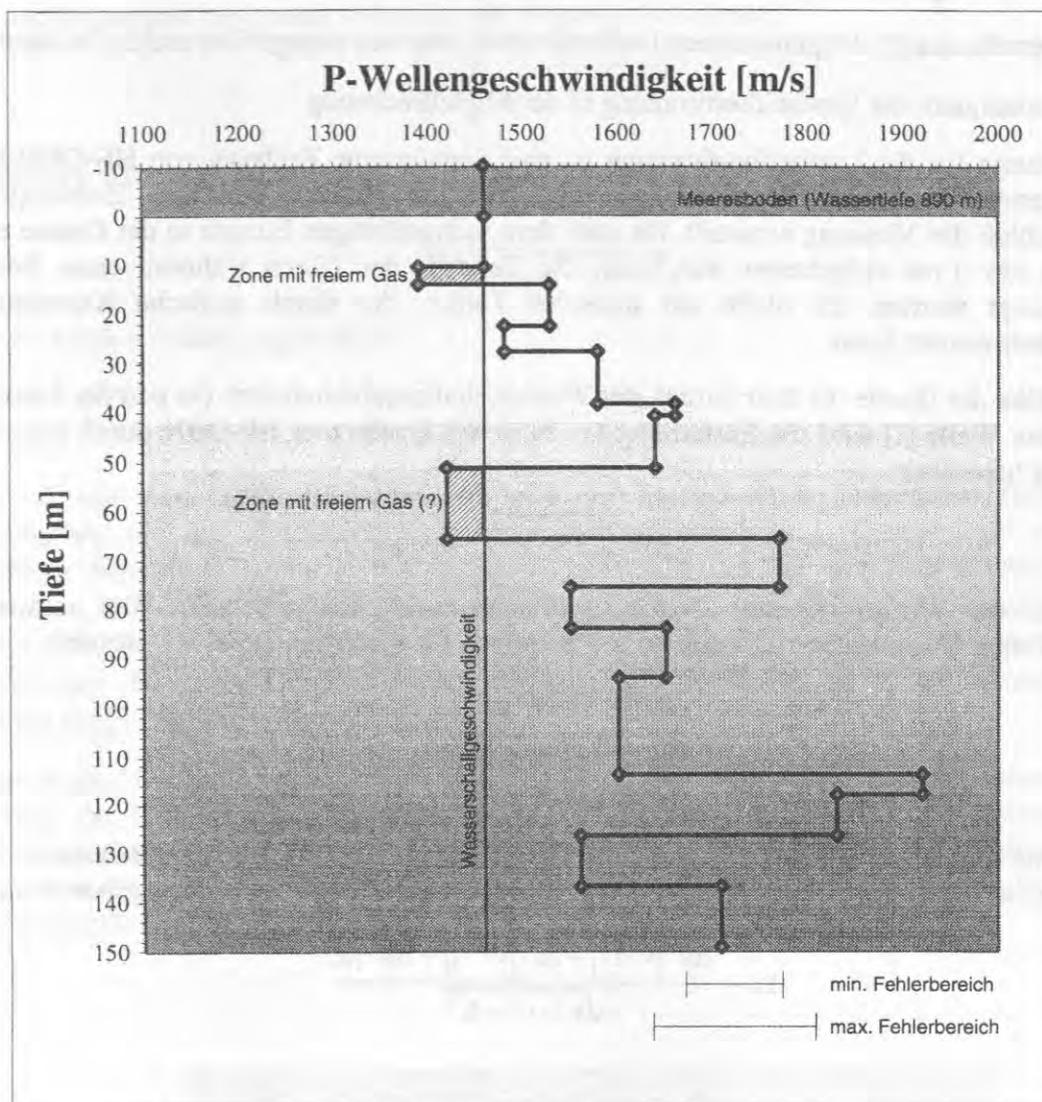


Abbildung 55: Geschwindigkeitstiefenfunktion für das anhand der BGS Boomer-Daten entwickelte Modell. Neben der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind mehrere Schichten mit einer Geschwindigkeitsinversion zu erkennen. Zwei dieser Niedriggeschwindigkeitszonen haben Geschwindigkeiten, die unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen.

### 6.3 Fehlerabschätzung bezüglich der Meßgenauigkeit

Im Zusammenhang mit den HF-OBH-Messungen ist die Frage nach der Meßgenauigkeit von großer Bedeutung. Da der Weg von der Datengewinnung über die seismische Datenbearbeitung bis zur Modellrechnung sehr komplex ist, kann nur eine Fehlerabschätzung durchgeführt werden. Die Größen, von denen die Geschwindigkeitsbestimmungen direkt abhängen, sind:

- Zeitsynchronisation
- Höhe der Quelle  $h$
- Wasserschallgeschwindigkeit  $v$
- Laufzeit der direkten Welle  $t$  (Programm *event-detect*)

- Entfernung  $x$  (Schußpunkt-Empfänger; bestimmt aus  $t_w$ ,  $v$ ,  $h$ )
- Signallaufzeit  $t_r$  der gemessenen Laufzeitkurven (manuell abgegriffen und digitalisiert)
- Genauigkeit der Laufzeitbestimmung in der Modellrechnung

Voraussetzung für die Laufzeitbestimmung ist eine gemeinsame Zeitbasis von HF-OBH-Uhr und Mutteruhr. Eventuelle Abweichungen von der Zeitbasis werden durch den Zeitvergleich nach Abschluß der Messung ermittelt. Da nach dem sechsstündigen Einsatz in der Ostsee eine Drift von nur 1 ms aufgetreten war, kann die Zeitdrift der Uhren während eines Profils vernachlässigt werden. Es bleibt ein statischer Fehler, der durch statische Korrekturen ausgeglichen werden kann.

Mit der Höhe der Quelle ( $h$ ) über Grund, der Wasserschallgeschwindigkeit ( $v$ ) und der Laufzeit der direkten Welle ( $t$ ) wird die Entfernung ( $x$ ) zwischen Quelle und HF-OBH durch folgende Beziehung berechnet:

$$x = \sqrt{v^2 t^2 - h^2}.$$

Jede unter der Wurzel stehende Größe ist mit einem Meßfehler behaftet. Der maximale absolute Fehler (Fehlerschranke) kann für die einzelnen Meßgrößen abgeschätzt werden:

$$\Delta v = 5 \text{ m / s}$$

$$\Delta t = 0.25 \text{ ms} - 1 \text{ ms}$$

$$\Delta h = 1 \text{ m}$$

Durch eine elementare Fehlerrechnung mittels des totalen Differentials (Bronstein und Semendjajew, 1979) kann für die Bestimmung von  $x$  folgende Fehlerschranke angegeben werden:

$$\Delta x \approx \frac{\Delta v \cdot |v \cdot t^2| + \Delta t \cdot |v^2 \cdot t| + \Delta h \cdot |h|}{\sqrt{v^2 \cdot t^2 - h^2}}$$

Für eine P-Wellengeschwindigkeit von  $v = 1460 \text{ m/s}$ , einem Abstand der Quelle zum Meeresboden von  $h = 30 \text{ m}$  und mit den oben angegebenen Fehlerschranken  $\Delta v$ ,  $\Delta t$ , und  $\Delta h$  wurden die Werte für  $t$  variiert und die berechneten Fehlerschranken in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$  dargestellt (Abbildung 56a). Im Nahbereich ist zu erkennen, daß die Fehlerschranke sehr stark ansteigt. Erklärt werden kann dies mit der Laufzeitkurve, die hier ihren Scheitelpunkt besitzt, so daß sich die Laufzeiten der in diesem Bereich liegenden Spuren nur wenig voneinander unterscheiden. Deshalb wirkt sich die Ungenauigkeit bei der Bestimmung von  $h$  in diesem Bereich besonders stark aus, da sie mit einem hohen zeitlichen Fehler verbunden ist. Ab einer Entfernung von etwa 80 m ist eine langsam ansteigende Vergrößerung der Fehlerschranke zu erkennen, die auf den größerwerdenden Einfluß der Ungenauigkeit bei der Bestimmung der Wasserschallgeschwindigkeit zurückzuführen ist.

Für jedes  $x$  wurde die Laufzeit des Wasserschalls für eine Spur berechnet, die um die jeweilige Fehlerschranke  $\Delta x$  am Ort  $x$  verschoben wurde. Die Differenz der Laufzeiten (verschobener zu nicht verschobener Spur) ist in Abbildung 56b dargestellt. Dies ist der maximale zeitliche Fehler, den jede im Seismogramm dargestellte Spur aufgrund des Fehlers bei der Bestimmung von  $x$  beinhalten kann.

Die Auswirkung eines Fehlers bei der Entfernungsbestimmung ( $\Delta x$ ) auf die Geschwindigkeitsbestimmung läßt sich unter der vereinfachenden Annahme eines

Einschichtmodells abschätzen. Sofern sich Quelle und Empfänger in einer Ebene befinden und die Schichtgrenzen horizontal verlaufen, gilt folgende Beziehung:

$$v = \frac{1}{t} \cdot \sqrt{x^2 + (2 \cdot z)^2} .$$

Betrachten wir nur den Fehler von  $x$ , erhalten wir folgende Fehlerschranke für  $v$ :

$$\Delta v \approx \frac{x \cdot \Delta x}{t \cdot \sqrt{x^2 + 4 \cdot z^2}} .$$

Wird  $t$  durch  $v$  ersetzt, ergibt sich:

$$\Delta v \approx \frac{v \cdot x \cdot \Delta x}{x^2 + 4 \cdot z^2}$$

Anhand von zwei Zahlenbeispielen läßt sich der Einfluß einer fehlerhaften Entfernungsbestimmung auf das Geschwindigkeitsmodell veranschaulichen: 1. Gegeben sei eine 70 m mächtige Schicht ( $z$ ), eine Geschwindigkeit von 1550 m/s ( $v$ ) und eine Entfernung von 300 m ( $x$ ). Der Fehler der Entfernungsbestimmung sei 2 m ( $\Delta x$ ). Eingesetzt in obige Formel ergibt sich die Fehlerschranke für  $v$ :  $\Delta v \approx 8$  m/s. 2. Die Schichtmächtigkeit sei 10 m, die Entfernung 150 m, die Geschwindigkeit 1550 m/s und der Fehler  $\Delta x$  1.5 m (Abbildung 56). Daraus folgt:  $\Delta v \approx 15$  m/s.

Diese beiden Beispiele verdeutlichen, daß der Effekt des Fehlers der Entfernungsbestimmung ( $x$ ) bzgl. der Geschwindigkeitsbestimmung ( $v$ ) für die obersten Schichten am größten ist und mit zunehmender Entfernung und Tiefe geringer wird. Zusätzlich zu den Fehlern bei der Modellrechnung muß somit ein Fehler zwischen etwa 10 und 20 m/s aufgrund der Entfernungsbestimmung mittels des direkten Wasserschalls berücksichtigt werden.

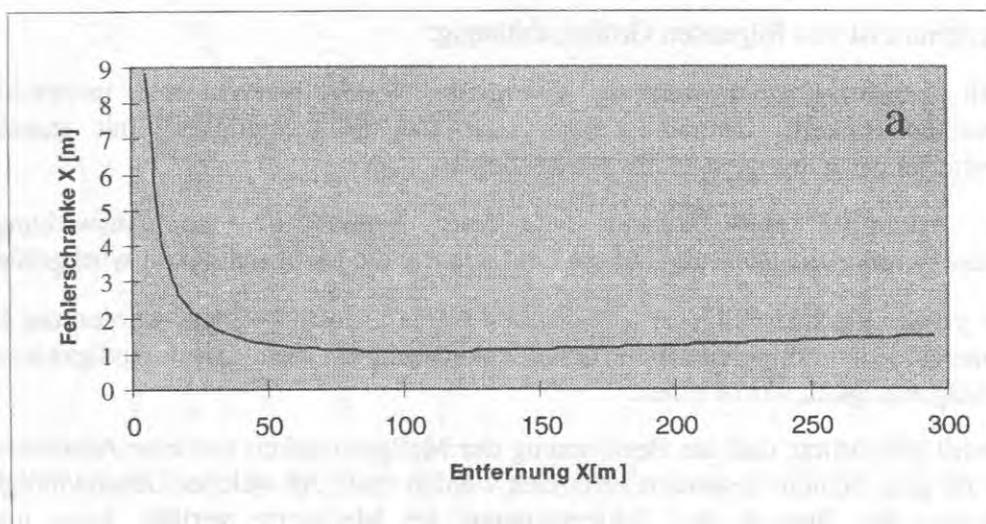


Abbildung 56a: Fehlerschranke  $x$  für die Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$ .

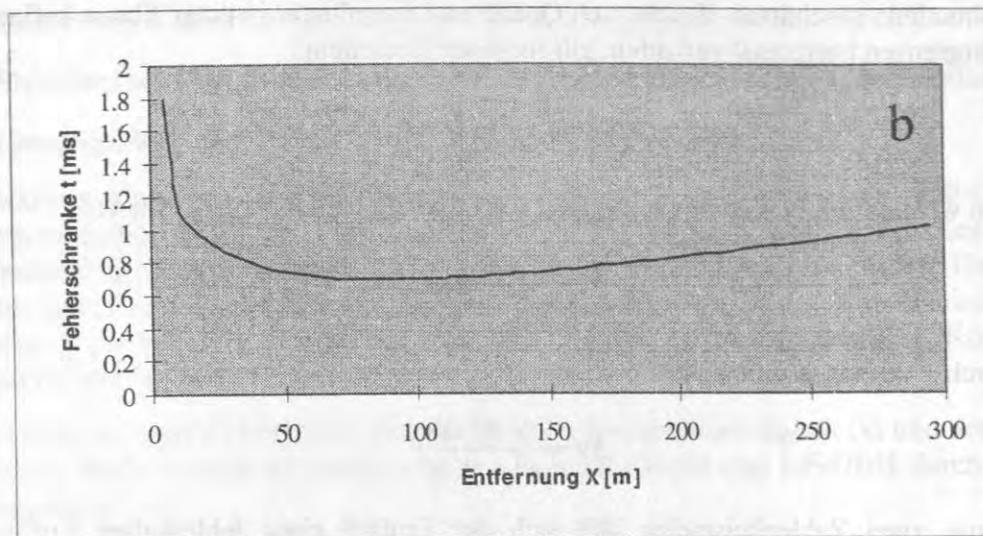


Abbildung 56b: Fehlerschranke für  $t$  bei der Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$ .

Es bleibt zu klären, innerhalb welcher Fehlerschranken sich mit Hilfe einer Modellrechnung die Intervallgeschwindigkeiten berechnen lassen. Das einzige Kriterium hierfür ist die Güte der Anpassung von berechneten zu gemessenen Laufzeitkurven. Die Phasen von Einsätzen einzelner Reflektoren lassen sich je nach Güte der Seismogrammsektion und Signalform mit einer Genauigkeit von 0,25 - 1 ms bestimmen. Diese Genauigkeit bestimmt die Breite des Fehlerbereiches, mit dem jeder Meßwert in die Modellrechnung eingeht. Die für die Bestimmung der Meßgenauigkeit gewählte Definition lautet demnach:

Der Bereich der Meßgenauigkeit wird begrenzt durch die beiden berechneten Laufzeitkurven, die im Bereich der entferntesten Meßpunkte eines Reflektors deutlich außerhalb des Fehlerbereiches der Meßpunkte des Reflektors liegen (oberhalb und unterhalb).

Dieses Kriterium ist von folgenden Größen abhängig:

- Mit zunehmender Entfernung divergieren Laufzeitkurven mit unterschiedlicher Geschwindigkeit. Deshalb erhöht sich die Meßgenauigkeit mit zunehmender Entfernung, in der noch Meßwerte vorliegen.
- Je mächtiger eine Schicht ist, desto größer ist die Auswirkung einer Geschwindigkeitsänderung auf die Laufzeiten - die Meßgenauigkeit wird größer.
- Je größer die Intervallgeschwindigkeiten werden, desto geringer werden die Laufzeitunterschiede bei gleichen relativen Änderungen der Geschwindigkeiten - die Meßgenauigkeit wird kleiner.

Hieraus wird ersichtlich, daß die Bestimmung der Meßgenauigkeit nur eine Abschätzung sein kann, die für jede Schicht gesondert behandelt werden muß. Ab welcher Geschwindigkeit eine Laufzeitkurve den Bereich der Fehlerschranke der Meßwerte verläßt, kann nur durch Variationen der Geschwindigkeiten im Modell bestimmt werden. Abbildung 57 und Abbildung 58 zeigen zwei Beispiele, bei denen die Geschwindigkeiten variiert wurden. Sie verdeutlichen, daß die Meßgenauigkeit besser als 100 m/s ist.

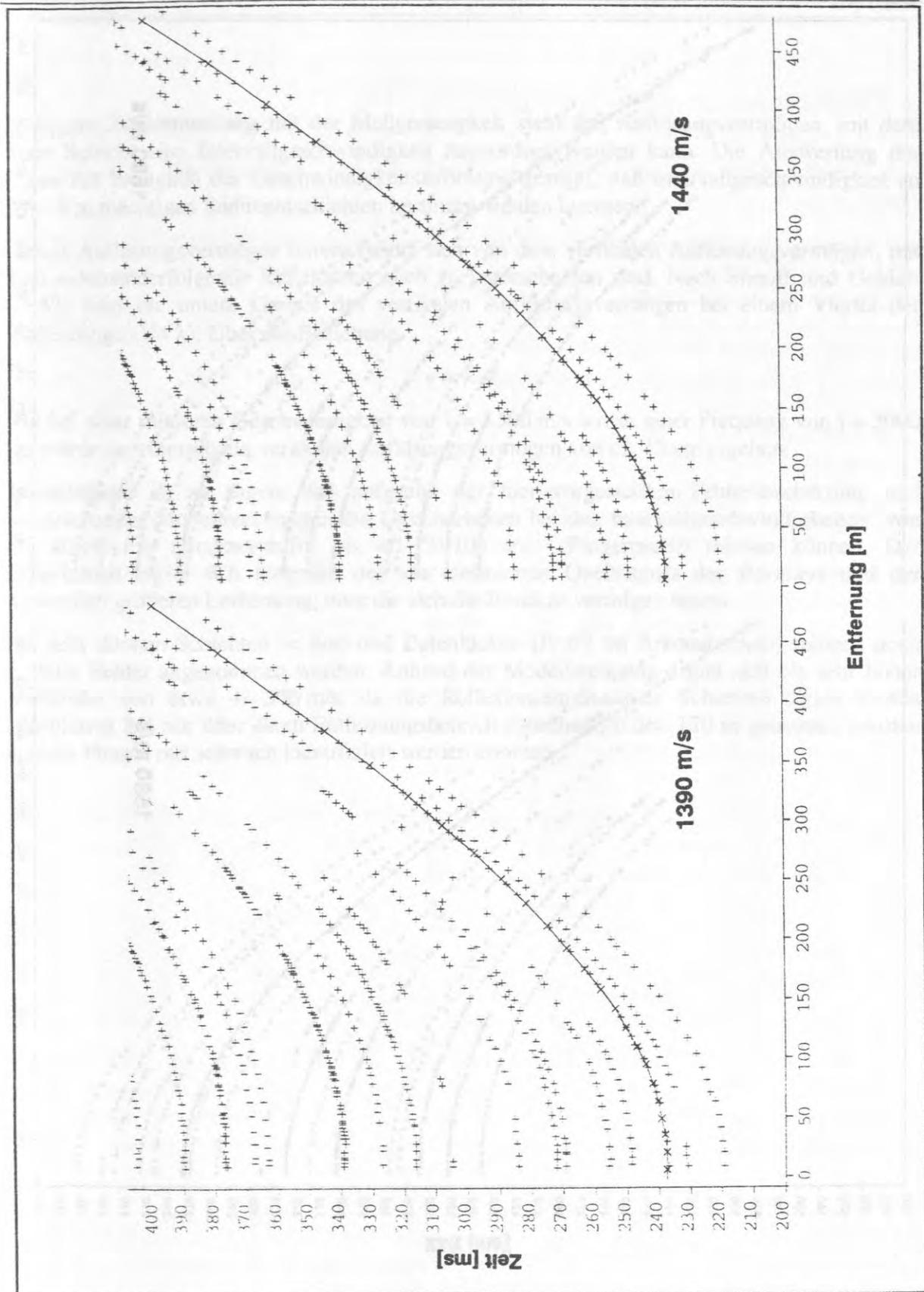


Abbildung 57: Erstes Beispiel einer Modellrechnung einer Schicht mit zwei unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Die dargestellte Laufzeitkurve gehört zu der etwa 5 m mächtigen Niedriggeschwindigkeitszone des Modells, das aus den Boomerdaten (BGS) entwickelt wurde (Abbildung 54). Links dargestellt ist die optimale Anpassung bei einer Geschwindigkeit von 1390 m/s. Im rechten Bildteil wurde die Geschwindigkeit um 50 m/s auf 1440 m/s erhöht. Zu erkennen ist die Abweichung der berechneten Kurve von den Meßpunkten in einer Entfernung von 300 - 400 m.

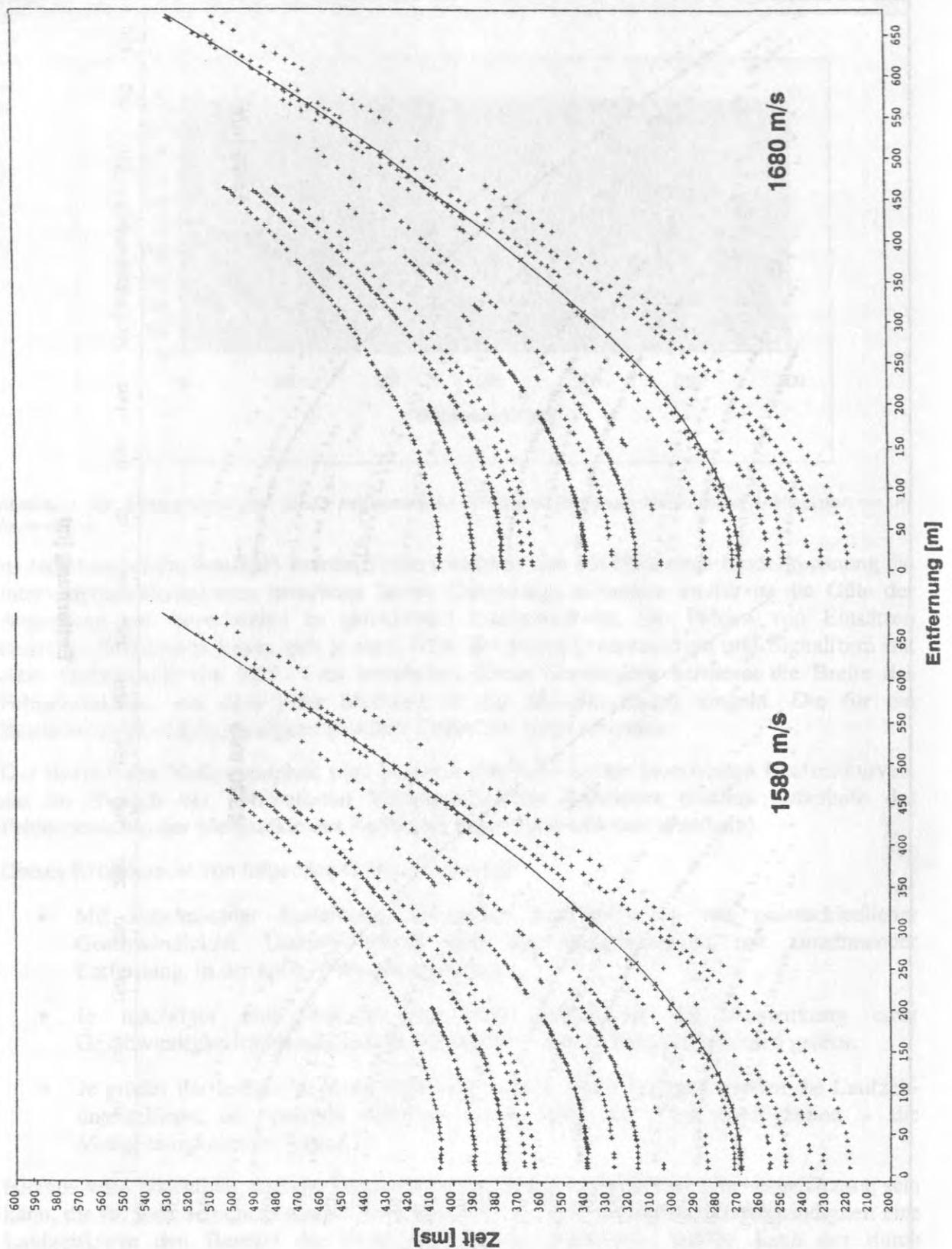


Abbildung 58: Zweites Beispiel einer Modellrechnung an einer Schicht mit zwei unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Die Laufzeitkurven stammen von einer etwa 10 m mächtigen Schicht ebenfalls aus dem Modell, das anhand der Boomerdaten (BGS) entwickelt wurde. Links zu sehen ist die im Modell verwendete Anpassung bei einer Geschwindigkeit von 1580 m/s. Im rechten Bildteil wurde die Geschwindigkeit um 100 m/s erhöht, wobei sehr deutlich die Abweichung der berechneten Laufzeitkurve von den Meßpunkten bereits ab einer Entfernung von 500 m zu erkennen ist. Die Abweichung steigt mit zunehmender Entfernung.

In engem Zusammenhang mit der Meßgenauigkeit steht das Auflösungsvermögen, mit dem einer Schicht eine Intervallgeschwindigkeit zugeordnet werden kann. Die Auswertung der Daten hat bezüglich der Geschwindigkeitsauflösung gezeigt, daß Intervallgeschwindigkeit an 2,5 - 3 m mächtigen Sedimentschichten bestimmt werden konnten.

Dieses Auflösungsvermögen unterscheidet sich von dem vertikalen Auflösungsvermögen, mit dem aufeinanderfolgende Reflektoren noch zu unterscheiden sind. Nach Sheriff und Geldart (1982) liegt die untere Grenze des vertikalen Auflösungsvermögens bei einem Viertel der Wellenlänge ( $1/4 \lambda$ ). Über die Beziehung

$$v = \lambda \cdot f$$

und bei einer mittleren Geschwindigkeit von  $v = 1500$  m/s sowie einer Frequenz von  $f = 3000$  Hz würde sich danach ein vertikales Auflösungsvermögen von ca. 13 cm ergeben.

Abschließend ist zu sagen, daß aufgrund der hier vorgestellten Fehlerabschätzung und vergleichender Modellrechnungen die Unsicherheiten bei den Intervallgeschwindigkeiten von  $\pm 40-80$  m/s (Boomerprofil) bis  $\pm 50-100$  m/s (Pingerprofil) reichen können. Der Unterschied ergibt sich aufgrund des klar definierten Quellsignals des Boomers und der wesentlich größeren Entfernung, über die sich die Einsätze verfolgen lassen.

Bei sehr dünnen Schichten ( $< 4$  m) und Datenlücken (Profil im Arkonabecken) müssen noch größere Fehler angenommen werden. Anhand der Modellrechnung ergibt sich ein sehr hoher Meßfehler von etwa  $\pm 300$  m/s, da die Reflexionseinsätze der Schichten dieses Profils (Abbildung 36) nur über einen Entfernungsbereich zwischen 70 und 170 m gemessen wurden und die Phasen nur schwach identifiziert werden konnten.

## 7 Diskussion der Ergebnisse

### 7.1 Diskussion der Ergebnisse des HF-OBH-Einsatzes im Arkona-Becken

Das aus dem Einsatz im Arkonabecken ermittelte Geschwindigkeitstiefenmodell zeigt unterhalb einer 2.4 m mächtigen Schlickschicht mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 1440 m/s (ermittelt an Sedimentkernen, Endler, 1989) zwei Schichten mit deutlich erniedrigten Geschwindigkeiten von 400 m/s und 950 m/s. Die Werte liegen auch unter Berücksichtigung der Fehlerschranken ( $\pm 300$  m/s) weit unterhalb "normaler" P-Wellengeschwindigkeiten (1440-1600 m/s). Seismische Untersuchungen in der Kieler Förde mit Hilfe eines über den Meeresboden gezogenen Schlittens zeigen ein sehr ähnliches Geschwindigkeitstiefenprofil mit Geschwindigkeiten von 300 m/s in einer Tiefe von 3 - 10 m unterhalb des Meeresbodens (Steentoft und Wende, 1991). Extrem niedrige P-Wellengeschwindigkeiten werden jedoch nur für gasführende Schichten vorhergesagt (Bedford und Stern, 1983; Anderson und Hampton, 1980), wobei der Nachweis mit Messungen unter *in situ* Bedingungen bisher nur selten gelang. Edrington und Calloway (1984) führten Untersuchungen an Sedimenten im Mündungsgebiet des Mississippi in einer Wassertiefe von 22 m durch. Mit Hilfe von kleinen Sprengsätzen, die 30 m tief im Sediment gezündet wurden, ermittelten sie eine Ausbreitungsgeschwindigkeit von 800 m/s bei einer Dämpfung von 1.4 dB/kHz/m. Den mittleren Gasgehalt der Sedimente schätzten sie auf 0.06 %.

Für die Ausbreitung akustischer Wellen in gasführenden Sedimenten berechneten Anderson und Hampton (1980) die Beziehung von P-Wellengeschwindigkeit und Gasgehalt für ein typisches Oberflächensediment mit einer Porosität von 60 % bei verschiedenen Drucken (1, 2, 5 atm).

Sedimentologische, geochemische und petrophysikalische Untersuchungen (Kolp, 1966; Rudolph, 1968; Bruegmann und Lange, 1983; Lange, 1984; Jaeger, 1984; Niedermayer, 1987) an holozänen Weichsedimenten (Schlick) der Beckenbereiche der Ostsee zeigen u.a. (Endler, 1989):

- Wassergehalte von 35 bis 86 %,
- häufig hohe Gasgehalte (starker H<sub>2</sub>S-Anteil),
- geringe hydrodynamische Durchlässigkeiten.

Da die Verhältnisse im Arkonabecken (46 m Wassertiefe, Porosität 35 - 85 %) den Rahmenbedingungen in gasführenden Sedimenten sehr gut entsprechen, können die von Anderson und Hampton (1980) berechneten Kurven (Abbildung 59) zur Abschätzung des Gasgehalts genutzt werden (Tabelle 6). Demnach variieren Gasgehalte (%-Volumen des Porenraums) bei Kompressionswellengeschwindigkeiten von 400 m/s - 950 m/s zwischen 0.4% - 0.05% (50 m Wassertiefe, 60 % Porosität).

Tabelle 6: Zusammenfassung der Ergebnisse des Einsatzes im Arkonabecken einschließlich der Fehlerbereiche.

	Mächtigkeit [m]	P-Wellengeschwindigkeit [m/s]	Gasgehalt %-Vol. des Porenraumes
Schicht 1	2.4 (2.10 - 2.70)	1440 (1420-1460)	0
Schicht 2	2 (0.5 - 3)	400 (100 - 700)	0.4 (8 - 0.2)
Schicht 3	5 (3.5 - 6.5)	950 (650 - 1250)	0.05 (0.15 - 0.03)

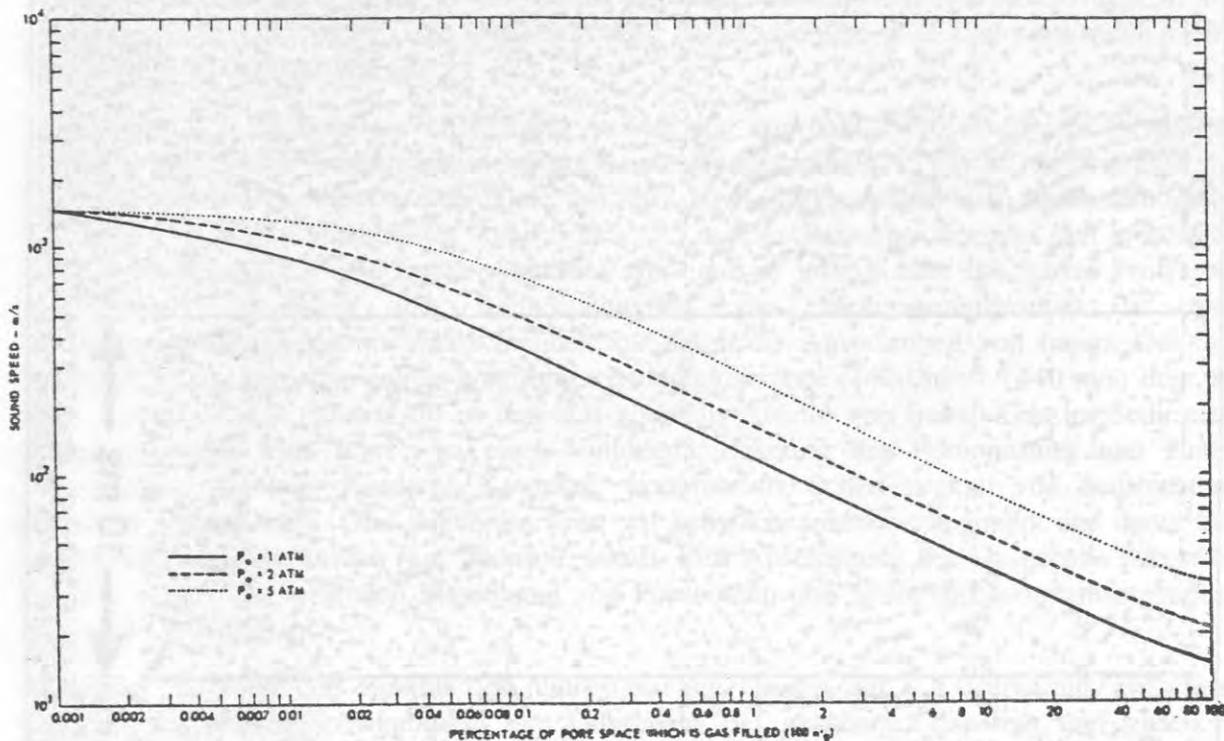


Abbildung 59: Beziehung zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und Gasgehalt. Die Kurven wurden mit drei unterschiedlichen Drücken (1, 2, 5 atm) für Silt berechnet (60 % Porosität) (Anderson und Hampton, 1980). Mit Hilfe dieser berechneten Beziehung läßt sich der Gasgehalt für zwei Schichten im Arkonabecken anhand der ermittelten Geschwindigkeiten abschätzen.

Für die Entstehung des Gases kommen zwei Mechanismen in Betracht. Zum einen ist dies der Abbau organischer Substanzen (Kanwisher, 1962a, 1969b; Stainer et al., 1963; Claypool und Threlkeld, 1982), und zum anderen können Gase aus Quellen im tieferen Untergrund durch Migrationsvorgänge bis an die Sedimentoberfläche und schließlich in die Wassersäule gelangen.

Die Ergebnisse der HF-OBH-Messungen unterstützen die bisherigen Beobachtungen von gasangereicherten Sedimenten im Arkonabecken und liefern darüber hinaus erste vertikale in situ Geschwindigkeitsabfolgen mit deutlich erkennbaren Niedriggeschwindigkeitszonen. Diese Zonen mit hoher Dämpfung und starker akustischen Rückstreuung liegen oft in direkter Umgebung zu Gebieten mit hohen Eindringungen der seismischen Signale in den Meeresboden (30-40 m) und deutlich erkennbaren Reflektorenabfolgen. Die lateralen Übergänge sind meist abrupt (Abbildung 60). Charakteristisch ist ein Abtauchen von Reflektoren in den Randbereichen oder Übergangszonen, was als „Beckeneffekt“ oder „akustische Anomalie“ bezeichnet wird (Schüler, 1952).

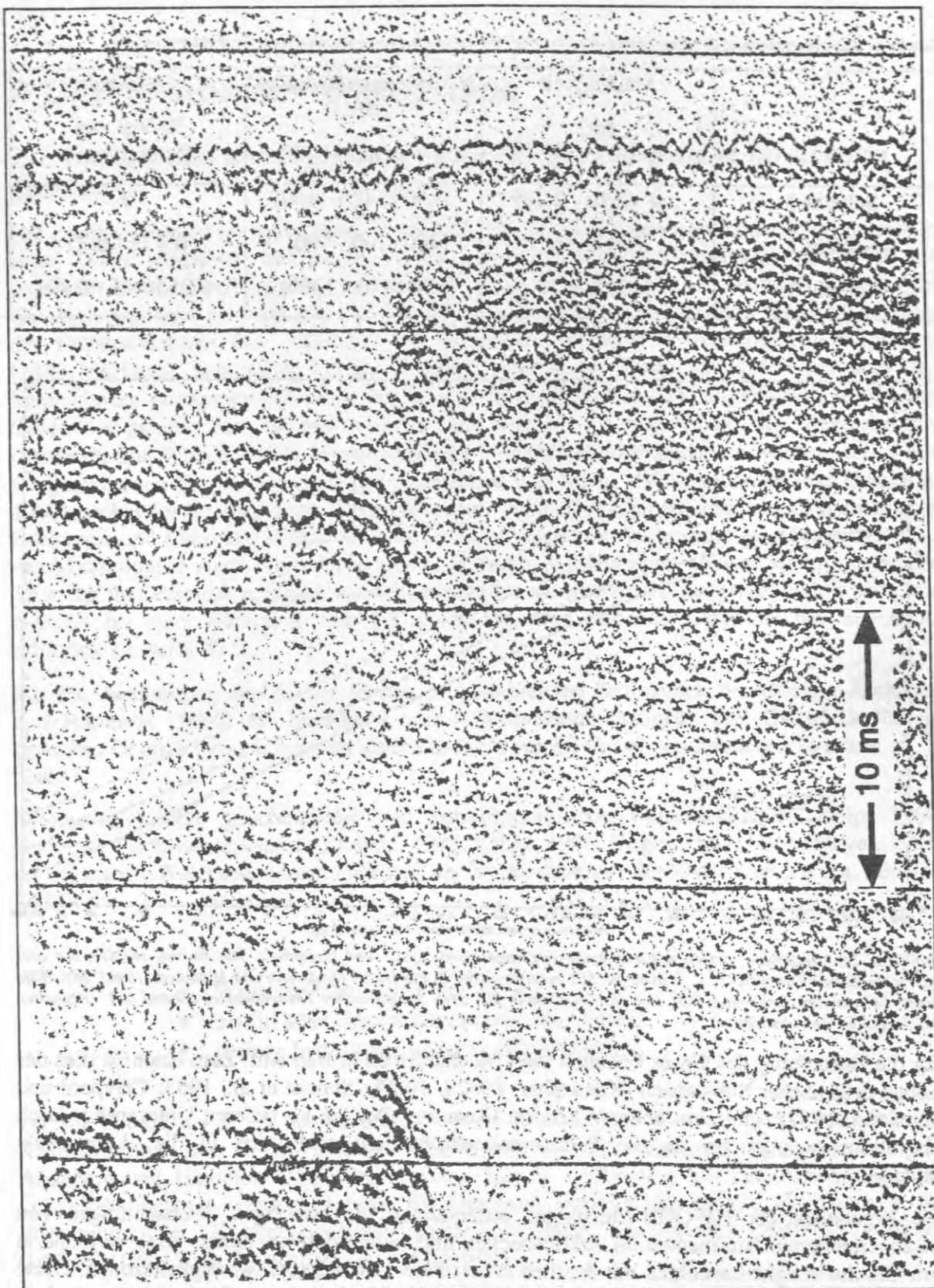


Abbildung 60: Beispiel einer akustischen Anomalie aus dem Arkonabecken. Deutlich zu erkennen ist der laterale Übergang von einem Bereich mit Eindringungen der Signale über 30 ms TWT in eine Zone (Akustische Anomalie) mit starker Rückstreuung. Nach einer transparenten vertikalen Zone von 3-4 ms TWT sind keine weiteren Nutzsignale erkennbar. Bei dem lateralen Übergang ist ein Abtauchen der Reflektoren feststellbar, was durch geringe Gasanteile im Sediment und der damit verbundenen Herabsetzung der Ausbreitungsgeschwindigkeit von akustischen Signalen erklärt werden kann.

## 7.2 Diskussion der Ergebnisse des Einsatzes an der Storegga-Rutschmasse

Abbildung 61 zeigt den Vergleich der Geschwindigkeitstiefenmodelle des Pinger- und des Boomerprofils im Tiefenbereich bis 70 m. Das Modell, das aus den Daten des Pingerprofils abgeleitet wurde, besteht aus fünf Schichten, während das des hochauflösenden Boomerprofils aus acht Schichten besteht. Obwohl im Seismogramm des Pingerprofils Reflexionen von weiteren Schichtgrenzen zu erkennen sind, war es nicht möglich, diese durchgehend über das Profil hinweg zu verfolgen. Der Vergleich beider Kurven zeigt aber, daß die Intervallgeschwindigkeiten des Pingermodells mit einer Ausnahme (zwischen 50 und 70 m) unter den Geschwindigkeiten des Boomermodells liegen und eine gute Übereinstimmung der Schichtgrenzen festzustellen ist.

Ein bedeutendes Ergebnis der integrierten Auswertung von beiden Profile ist eine in beiden Modellen erkennbare Niedriggeschwindigkeitszone (Pingermodell: 1370 m/s; Boomermodell: 1390 m/s). Diese Zone liegt in einer Tiefe von etwa 10 m (Pingermodell: 8 m ; Boomermodell: 10.5 m) und hat eine Mächtigkeit von 4.9 bzw. 3.5 m. Der Reflektor zeichnet sich in beiden Seismogrammen durch eine starke Amplitude aus und ist jeweils über das ganze Profil zu verfolgen. Auch unter der Berücksichtigung von Meßungenauigkeiten ist die Niedriggeschwindigkeitszone wahrscheinlich nur durch die Anwesenheit von freiem Gas im Sediment zu erklären. Die zweite Niedriggeschwindigkeitszone (1420 m/s - 1440 m/s) liegt in einer Tiefe zwischen 50 und 70 m und läßt ebenfalls Anteile von freiem Gas im Sediment vermuten. Freies Gas führt zu einer Volumenausdehnung des Porenraumes und einer Verringerung der intergranularen Kontakte, wodurch die Scherfestigkeit von Sedimenten erniedrigt werden kann. Dies wiederum kann zu Schwächezonen im Sediment und damit zu Sedimentrutschungen führen (u.a. Monroe, 1969). Eine Abschätzung des Gasgehalts läßt sich zur Zeit wegen der fehlenden Messungen von Porositäten und Sedimentzusammensetzungen noch nicht durchführen.

Abbildung 59 zeigt den Einfluß des hydrostatischen Drucks auf das Verhältnis zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und Gasgehalt. Bei gleichem Gasgehalt und gleichen sedimentphysikalischen Parametern wird die Geschwindigkeiterniedrigung mit zunehmender Tiefe erniedrigt. Das bedeutet, daß trotz höherer Geschwindigkeiten ähnliche Gasgehalte wie bei den Messungen in der Ostsee möglich sind.

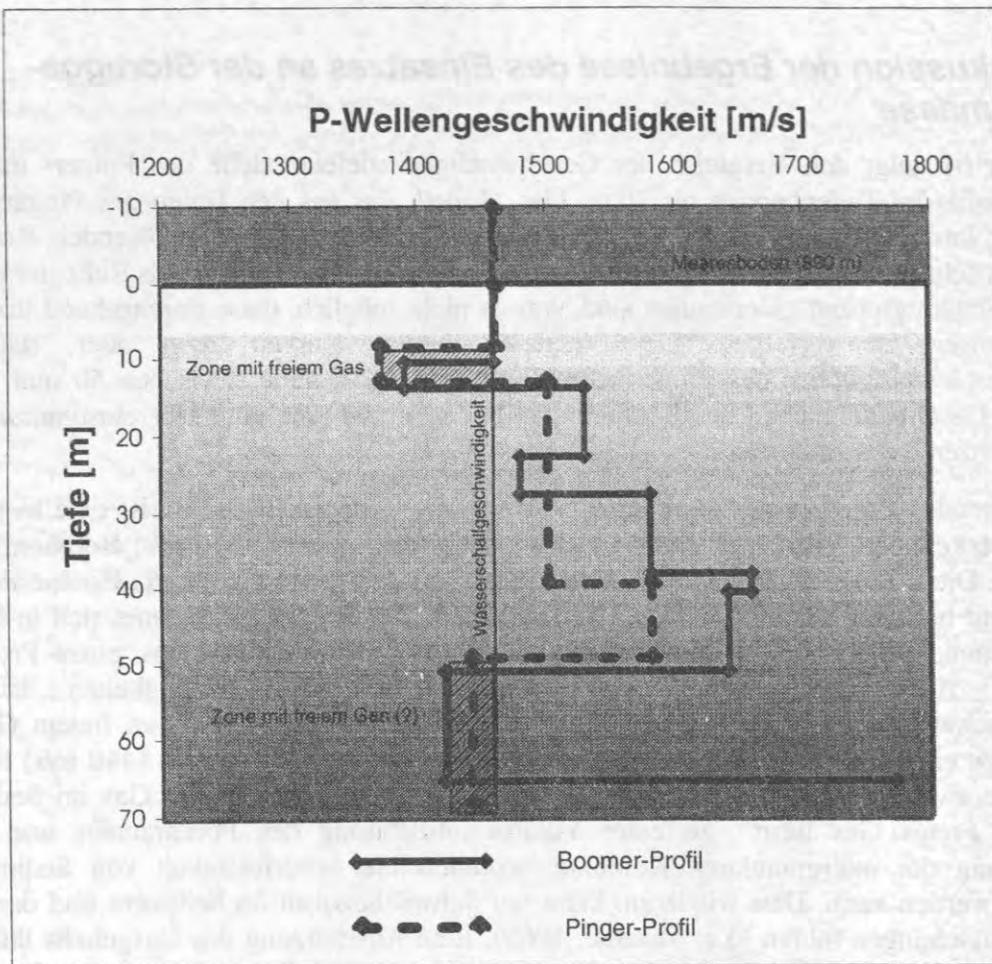


Abbildung 61: Der Vergleich der Ergebnisse des Pinger- und des Boomerprofils zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Tiefen der Schichtgrenzen. Ebenso in Übereinstimmung ist der Geschwindigkeitsverlauf an den Schichtgrenzen. In beiden Modellen sind zwei Zonen mit Geschwindigkeiten zu erkennen, die unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen, was nur durch Anteile von freiem Gas im Sediment erklärt werden kann.

Purdy (1986) untersuchte mit einem Ozean-Boden-Hydrophon die Geschwindigkeitsstrukturen von Sedimenten in einer Wassertiefe von 6200 m mit Hilfe von kleinen Sprengladungen, die in einer Tiefe von 5500 m gezündet wurden. Das Maximum der seismischen Energie lag bei einer Frequenz von 450 Hz. Das aus den Messungen abgeleitete Geschwindigkeitstiefenmodell ist in Abbildung 62 dargestellt.

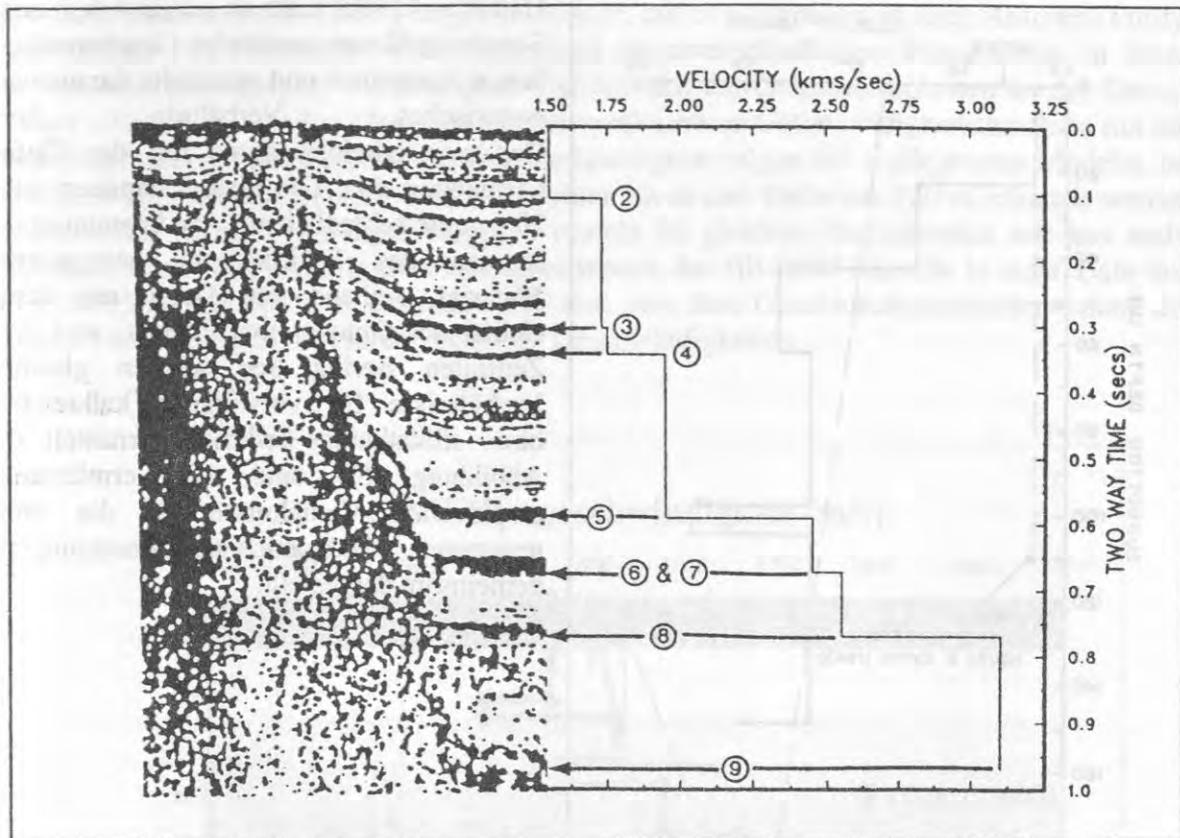


Abbildung 62: Geschwindigkeitstiefenstruktur von Tiefseesedimenten abgeleitet aus OBH-Messungen (Purdy, 1986)

Im Vergleich zu den vorliegenden Daten ist eine hohe Eindringung der seismischen Signale (1 s) in den Meeresboden zu erkennen. Das Modell liefert allerdings nur zwei Intervallgeschwindigkeiten aus dem Tiefenbereich bis 200 ms Zweiweglaufzeit. Mit den Daten dieser Arbeit konnten in demselben Teufenbereich 15 Intervallgeschwindigkeiten bestimmt werden (Abbildung 55). Die ermittelte Geschwindigkeit von 1750 m/s (Purdy, 1986) für den Bereich zwischen 100 und 200 ms TWT stimmt gut mit den Werten des Modells der vorliegenden Arbeit überein.

Das einzige bisher bekannte hochauflösende in situ Experiment, das mit der vorliegenden Arbeit verglichen werden kann, führte Bryan (1980) in einer Wassertiefe von 5000 m durch (Abbildung 63). Ein Hydrophon, das an einem 300 m langen Kabel unter einem 3.5 kHz Pinger hing, wurde zusammen mit dem Pinger bis auf den Meeresboden hinuntergelassen, so daß das 300 m lange Kabel zwischen Hydrophon und Pinger auf dem Meeresboden lag. Danach nahm das Schiff Geschwindigkeit auf und der Pinger entfernte sich von dem am Meeresboden liegenden Hydrophon. Die Profillänge ist durch die Länge des Kabels zwischen Hydrophon und Pinger begrenzt. Das aus den Daten abgeleitete Geschwindigkeitstiefenmodell reicht bis in eine Tiefe von 150 m, wobei Intervallgeschwindigkeiten von sechs Schichten mit einer Auflösung von 7 m ermittelt werden konnten. Einer 7 m mächtigen Schicht wurde eine Intervallgeschwindigkeit von 1828 +/- 45 m/s zugeordnet.

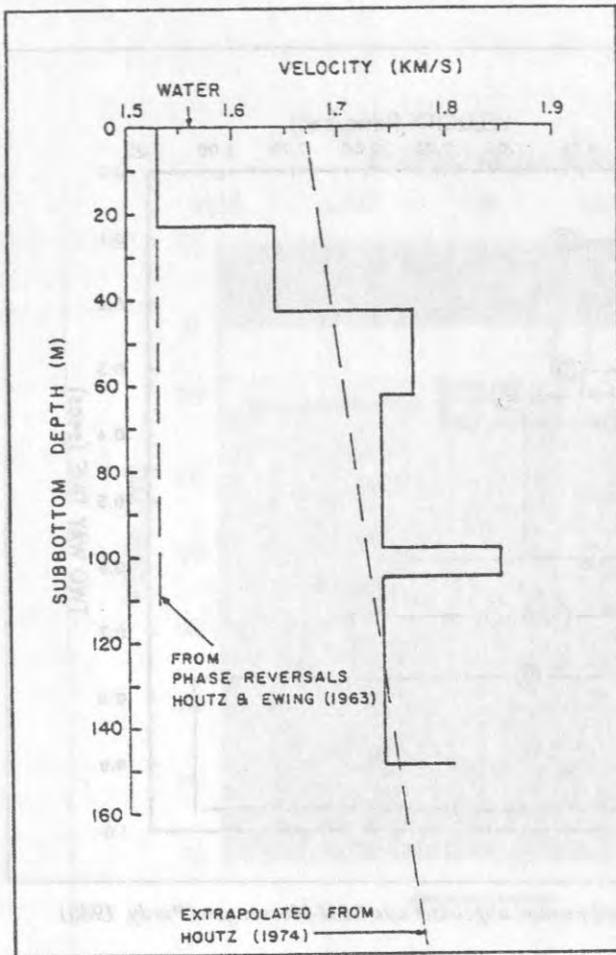


Abbildung 63: Geschwindigkeitstiefenmodell des Hydrophon-Pinger-Experiments (Bryan, 1980).

Hamilton (1980) faßte in seiner Arbeit aus Sonobuoy-Daten ermittelte Geschwindigkeiten zusammen und ermittelte daraus ein empirisches Verhältnis der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe (Abbildung 64). Die Daten stammen aus 20 unterschiedlichen Sedimentationsräumen des Pazifiks mit terrigenem Material. Anhand von Daten aus dem Gebiet des Ontong-Java Plateau und der Zentralen Bering See wurden gleiche Verhältnisse für vorwiegend kalkreiche bzw. silikathaltige Sedimente ermittelt. In Abbildung 65 sind die ermittelten empirischen Verhältnisse für die drei genannten Sedimentzusammensetzungen gemeinsam dargestellt.

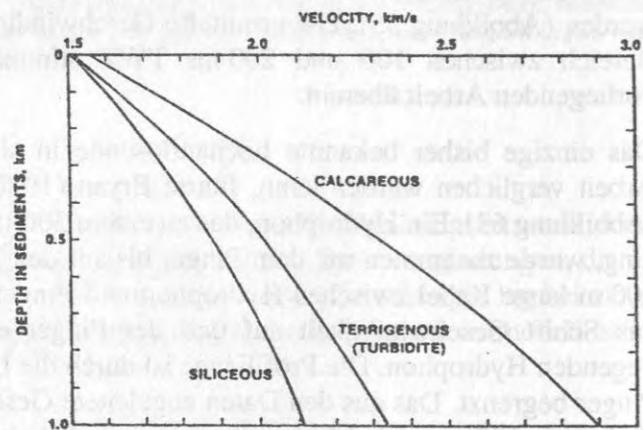
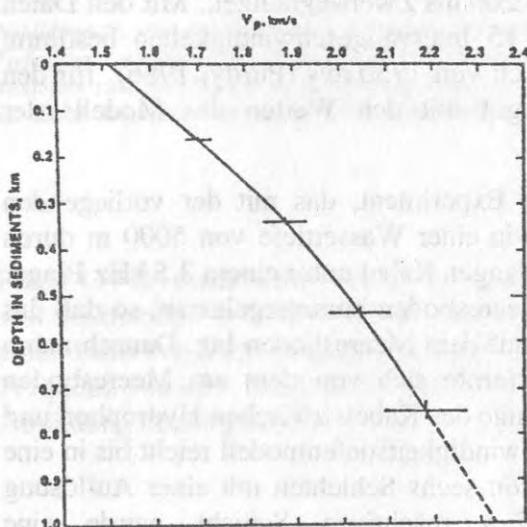


Abbildung 64 links: Kompressionswellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe abgeleitet aus Daten von 20 Gebieten mit terrigenen Sedimenten (Hamilton, 1980).

Bild rechts: Abhängigkeit der Kompressionswellengeschwindigkeit von der Tiefe für drei unterschiedliche Sedimentzusammensetzungen: Kalk, Terrigen, Silikat (Hamilton, 1980).

Abbildung 65 zeigt den Vergleich des Geschwindigkeitstiefenmodells, das aus den HF-OBH-Daten des Boomerprofils (BGS) abgeleitet wurde, mit den Modellen anderer Autoren (Purdy, 1986; Bryan, 1980; Hamilton, 1980). Aufgrund der unterschiedlichen Wassertiefen, in denen die Versuche durchgeführt wurden, unterscheiden sich die Geschwindigkeiten an der Grenze Wasser - Sediment. In allen Modellen ist eine vergleichbare Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe festzustellen. Auffallend ist das hohe Auflösungsvermögen des vorliegenden Modells, bei dem Intervallgeschwindigkeiten von 16 Schichten bis in eine Tiefe von 150 m ermittelt werden konnten. Das Modell von Bryan dagegen besteht im gleichen Tiefenbereich nur aus sechs Schichten. Die beiden Niedriggeschwindigkeitszonen des HF-OBH-Modells in einer Tiefe von etwa 10-15 m und 50-70 m unterscheiden sich von dem Geschwindigkeitstiefenverlauf der anderen Modelle durch die extrem niedrigen Geschwindigkeiten.

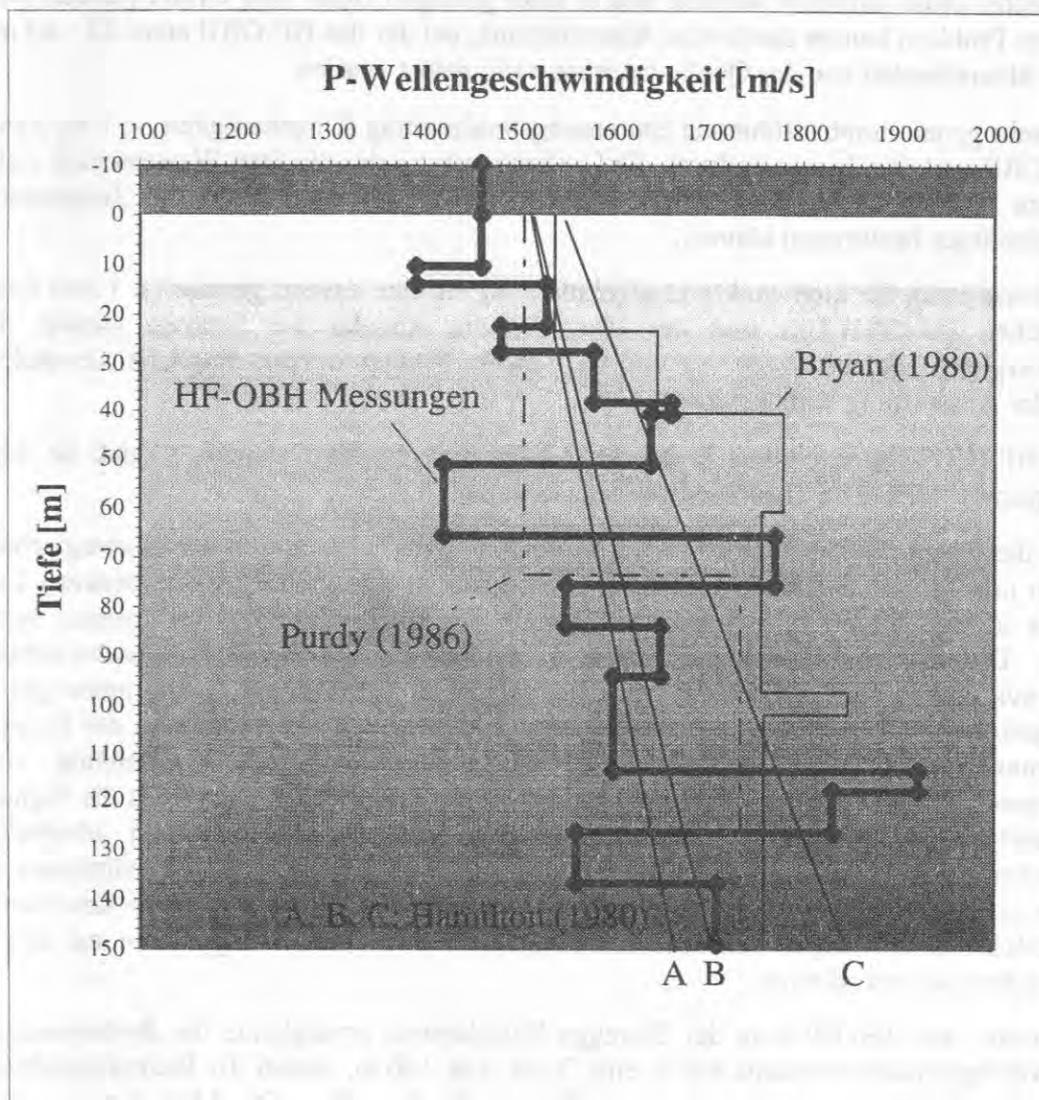


Abbildung 65: Vergleich des Geschwindigkeitstiefenmodells, abgeleitet aus den HF-OBH-Daten, mit den Modellen anderer Autoren (Purdy, 1986; Bryan, 1980; Hamilton, 1980). In dem Modell von Hamilton bedeutet A) silikatreiches Material, B) terrigenes Material, C) kalkreiches Material. Alle Modelle zeigen eine ähnliche Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe. Deutlich zu erkennen ist die große Zahl der mit Hilfe der HF-OBH-Messungen bestimmten Intervallgeschwindigkeiten, wobei zwei Zonen extrem niedrige Geschwindigkeiten aufweisen.

## 8 Schlußfolgerung

Die vorliegende Arbeit einschließlich der Meßgeräteentwicklung hat gezeigt, daß mit Hilfe des Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophons hochauflösend Kompressionswellengeschwindigkeiten in Sedimenten der Tiefsee und in Sedimenten eines flachen Nebenmeeres bestimmt werden können. Anhand der HF-OBH-Daten konnten durch strahlenseismische Modellrechnungen Intervallgeschwindigkeiten von Sedimentschichten mit einem Auflösungsvermögen von bis zu 3 m ermittelt werden. Neben der Entwicklung der elektronischen Registriereinheit, dem Bau des Gestells und der Entwicklung einer seismischen Quelle mußten folgende Probleme gelöst werden:

- 1) Das am Meeresboden stehende HF-OBH-System soll mit einer tiefgeschleppten Quelle möglichst ohne seitlichen Versatz und in einer geringen Höhe über Grund passiert werden. Dieses Problem konnte durch eine Absetztechnik, bei der das HF-OBH etwa 20 - 40 m über dem Meeresboden von der Quelle getrennt wird, gelöst werden.
- 2) Die sehr genau durchzuführende Entfernungsbestimmung (Ungenauigkeit  $< 1$  m) zwischen HF-OBH und Quelle ist nur durch die Laufzeitmessung des direkten Wasserschalls möglich. Hierzu wurden einige Programme entwickelt, die u.a. automatisch die Zeitpunkte von Ersteinsätzen bestimmen können.
- 3) Voraussetzung für eine exakte Laufzeitmessung ist eine extrem genaue ( $< 1$  ms) Zeitbasis zwischen HF-OBH-Uhr und der Uhr, die die Abgabe der Schüsse steuert. Durch Zeitvergleiche beider Uhren vor und nach einem Einsatz werden mögliche Abweichungen bei der Auswertung berücksichtigt.
- 4) Die HF-OBH-Daten mußten in das SEG-Y-Format überführt werden, so daß sie mit dem Programm "GEOSYS" bearbeitet werden konnten.

Bereits die ersten Einsätze des HF-OBH-Systems in der Ostsee und in der Norwegischen See lieferten interessante Ergebnisse. Mit den Messungen in der Ostsee (Arkonabecken) konnten erstmals in situ Ausbreitungsgeschwindigkeiten in gasangereicherten Sedimenten bestimmt werden. Die in zwei Sedimentschichten ermittelten extrem niedrigen Geschwindigkeiten ( $< 700$  m/s und  $< 1250$  m/s) lassen sich aus folgenden Gründen mit Labormessungen nicht bestätigen. Neben der Druckentlastung und dem nicht vermeidbaren Entgasen der Kerne nach der Entnahme liegt die Signalfrequenz von Laborgeräten zur Bestimmung von P-Wellengeschwindigkeiten an Kernen um mehr als eine Zehnerpotenz höher als die Signale der verwendeten Quellen. Deshalb ist es möglich, daß diese Frequenzen oberhalb der Gasblasenresonanzfrequenz (s. Kap. 0) liegen, so daß selbst unter in situ Verhältnissen andere Geschwindigkeiten gemessen werden würden. Eine Bestätigung der Ergebnisse kann somit nur durch Mehrfachmessungen oder mit Hilfe von in situ Sonden erfolgen, die mit etwa den gleichen Frequenzen arbeiten.

Der Einsatz des HF-OBHs an der Storegga-Rutschmasse ermöglichte die Bestimmung eines Geschwindigkeitstiefenmodells bis in eine Tiefe von 150 m, wobei 16 Intervallgeschwindigkeiten mit Mächtigkeiten zwischen 3 und 20 m ermittelt wurden. Das Modell zeigt eine hohe Variabilität der Geschwindigkeiten mit ständigen Wechseln von höheren und niedrigeren Geschwindigkeiten. Zwei Zonen zeichnen sich durch eine stark erniedrigte Geschwindigkeit aus, die weit unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegt, was nur durch freies Gas im Sediment erklärt werden kann. Mit Hilfe der Niedriggeschwindigkeitszonen können erste Hinweise auf Schwächezonen im Sediment gegeben werden, die möglicherweise zukünftige Rutschungsflächen bilden können.

Der gemeinsame Einsatz mit dem tiefgeschleppten Boomersystem des BGS hat gezeigt, daß die Datenqualität der HF-OBH-Aufzeichnungen im wesentlichen von der Art der Quelle abhängt, so daß hier eine Weiterentwicklung anzustreben ist. Für weitere Einsätze in der Ostsee ist der HF-OBH-Einsatz in Verbindung mit einer Wasserkanone (Watergun) geplant, um einerseits höhere Eindringtiefen der Signale in den Meeresboden zu erreichen und andererseits Amplitudenuntersuchungen durchführen zu können. Der zukünftige Einsatz von zwei HF-OBH-Systemen soll durch eine Auswertung von Weitwinkelreflexionsdaten mit Schuß und Gegenschuß auch die Untersuchung von Gebieten mit komplizierteren Sedimentstrukturen ermöglichen.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Anderson, A.L. and Hampton, L.D., 1980. Acoustics of Gas Bearing Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 67 (6), 1865-1903.
- Bachman, R.T., 1985. Acoustic and Physical Property Relationships in Marine Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 78 (2), 616-621.
- Badiey, M., Yamamoto, T. and Turgut, A., 1988. Laboratory and In Situ Measurements of Selected Geoacoustic Properties of Carbonate Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 84 (2), 689-696.
- Bedford, A. and Stern, M., 1983. A Model for Wave Propagation in Gassy Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 73 (2), 409-417.
- Biot, M.A., 1941. General Theory of Three-Dimensional Consolidation, *J. Applied Phys.*, 12, 155-164.
- Biot, M.A., 1956a. Theory of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I. Low Frequency Range. *J. Acous. Soc. Am.*, 28, 168-178.
- Biot, M.A., 1956b. Theory of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. II. Higher Frequency Range. *J. Acous. Soc. Am.*, 179-191.
- Biot, M.A., 1962. A Generalized Theory of Acoustic Propagation in Porous Dissipative Media. *J. Acoust. Soc. Am.*, 34, 1254-1265.
- Biot, M.A., 1962a. Mechanics of Deformation and Acoustic Propagation in Porous Dissipative Media. *J. Applied Phys.*, 33, 1482-1498.
- Biot, M.A., 1962b. Generalized Theory of Acoustic Propagation in Porous Dissipative Media. *J. Acous. Soc. Am.*, 34, 1254-1264.
- Bobsien, M. und Mienert, J., 1994. Geoacoustic Hydrophone-Pinger Experiments. In: Suess, E., Kremling, K., and Mienert, J., 1994. Nordatlantik 1993, Cruise No.26, 24 August - 26 November 1993. METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 94-4, 256 pp.
- Brandt, H., 1960. Factors Affecting Compressional Wave Velocity in Unconsolidated Marine Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 32, 171-179.
- Bronstein, I.N. und Semendjajew, K.A., 1979. Taschenbuch der Mathematik. BSB B.G. Teubnerverlagsgesellschaft, Leipzig und Verlag Nauka, Moskau.
- Bruegmann, L. und Lange, D., 1983. Geochemische und sedimentologische Untersuchungen an einem Sedimentkern aus dem Schlickgebiet der Lübecker Bucht. - Gerlands Beitr. Geophysik Leipzig, 92 (2-4), 241-268.
- Bryan, G.M., 1974. Sonobuoy Measurements in Thin Layers. In: *Physics of Sound in Marine Sediments*, edited by Loyd Hampton (Plenum Press, New York, 1974), 119-130.
- Bryan, G.M., 1980. The Hydrophone-Pinger Experiment. *J. Acoust. Soc. Am.*, 68 (5), 1403-1408.

- Bugge, T., Belderson, R.H., and Kenyon, N.H., 1988. The Storegga Slide. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, 325, 357-388
- Cerveny, V., Molotkov, I.A., and Psenik, I., 1977. *Ray Method in Seismology*. Charles University Press, Prague, 214 pp.
- Claypool, G.E., and Threlkeld, C.N., 1982. Anoxic Diagenesis and Methane Generation in Sediments of the Blake Outer Ridge, Deep Sea Drilling Project Site 533, Leg 76. In: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al., *Init. Repts. DSDP, 76*: Washington (U.S. Govt. Printing Office)
- Daniels, J.M., and Vidmar, P.J., 1982. Occurrence and Acoustical Significance of Natural Gas Hydrates in Marine Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 72 (5), 1564-1573.
- Dawson, A.G., Long, D., and Smith, D., 1988. The Storegga Slide; Evidence from East Scotland for a Possible Tsunami. *Mar. Geol.*, 82, 271-276.
- Dix, C.H., 1955. Seismic Velocities from Surface Measurements. *Geophysics*, 20, 68-86.
- Edrington, T. S., and Calloway, T.M., 1984. Sound Speed and Attenuation Measurements in Gassy Sediments in the Gulf of Mexico. *Geophysics*, 49 (3), 297-299.
- Endler, R., 1990. *Akustische Eigenschaften des seebodennahen Schlicks im Arkonabecken*. Diss., IfM, Warnemünde.
- Evans, D., King, E.L., Brett, C. and Wallis, D., 1994. Evidence for Long-Term Instability in the Storegga Slide Region off Western Norway. *Geomarine Letters* (submitted).
- Frappa, M., and Duprat, M., 1983. Relations between the Acoustic Response (5 kHz) and the Lithologic Character of the Sea Floor. *Mar. Geophys. Res.*, 5 (3), 405-419.
- Geertsma, T., and Smit, D.C., 1961. Some Aspects of Elastic Wave Propagation in Fluid-Saturated Porous Solids. *Geophysics*, 26, 169-181.
- Hamilton, E.L., 1971a. Elastic Properties of Marine Sediments. *J. Geophys. Res.*, 76 (2), 579-604.
- Hamilton, E.L., 1971b. Prediction of In Situ Acoustic and Elastic Properties of Marine Sediments. *Geophysics*, 36 (2), 266-284.
- Hamilton, E.L., 1972. Compressional Wave Attenuation in Marine Sediments. *Geophysics*, 37 (4), 620-646.
- Hamilton, E.L., 1979. Sound Velocity Gradients in Marine Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 65, 909-922.
- Hamilton, E.L., 1980. Geoacoustic Modelling of the Sea Floor. *J. Acoust. Soc. Am.*, 68 (5), 1313-1340.
- Hamilton, E.L., 1987. Acoustic Properties of Sediments. In: Lara-Saenz, A., Ranz-Guerra, C. and Carbo-Fite, C. (Eds): *Acoustics and Ocean Bottom. II. F.A.S.E. Specialized Conference Proceedings, C.S.I.C Madrid*, 3-58.
- Hamilton, E.L. and Bachman, R.T., 1982. Sound Velocity and Related Properties of Marine Sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, 72 (6), 1891-1903.
- Hamilton, E.L., Buckner, H.P., Keir, D.L., and Whitney, J.A., 1970. Velocities of Compressional and Shear Waves in Marine Sediments Determined In Situ from a Research Submersible. *J. Geophys. Res.*, 75 (20), 4039-4049.

- Hampton, L., (Ed), 1974. *Physics of Sound in Marine Sediments*. Plenum Press New York.
- Holler, P., 1991. *RV Poseidon Cruises 179/180. Cruise Report*. University Kiel.
- Houtz, R.E., 1963. Detailed Sedimentary Velocities from Seismic Refraction Profiles in the Western North Atlantik. *J. Geophys. Res.*, 68 (18), 5233-5258.
- Houtz, R.E., 1974. Preliminary Study of Global Sediment Sound Velocities from Sonobuoy Data. In: *Physics of Sound in Marine Sediments*, edited by Loyd Hampton (Plenum Press, New York, 1974), 519-535.
- Houtz, R.E., 1980. Sea Floor and Near Surface Sound Velocities from Barents Sea Sonobuoy Data. *J. Geophys. Res.*, 85 (9), 4838-4844.
- von Huene, R., Flüh, E., Bialas, J., Fabel, E., Hoffmann, J., Emeis, K., 1992. PACOMAR 91/92. *Fahrtbericht SONNE 76. GEOMAR*, Kiel.
- Jaeger, W., 1984. *Petrophysikalische Untersuchungen an quartären Sedimenten der westlichen Ostsee*. - unveröff. Bericht VEB Geophysik Leipzig.
- Kanwisher, J., 1962a. Gas Exchange of Shallow Marine Sediments. In: *The Environmental Chemistry of Marine Sediments. Proceedings of a Symposium at University of Rhode Island, Narrangasett Marine Laboratory*, 13-19.
- Kanwisher, J., 1962b. Sulfur Chemistry in Marine Muds. In: *Biochemistry of Sulfur Isotopes*, ed. by M.L. Jensen (NSF Symposium Volume, Yale University, New Haven, CT), 94-103.
- Kolp, O., 1966. Die Sedimente der westlichen und südlichen Ostsee und ihre Darstellung. *Beitr. z. Meereskunde Berlin*, 17-18, 9-60.
- Lange, D., 1984. *Geologische Untersuchungen an quartären Sedimenten der westlichen Ostsee*. - unveröff. Bericht, IfM, Rostock-Warnemünde.
- Loncarevic, B.D., 1983. Ocean Bottom Seismometry. In: *CRC Handbook of Geophysical Exploration at Sea*, pp. 219-263, R.A. Geyer (Ed.) CRC Press Inc., Florida.
- Luetgert, J.H., 1988. *User's Manual for Ray 84/R83PLT - Interactive Two-Dimensional Raytracing/Synthetic Seismogramm Package*, U.S. Geological Survey Open File Report 88-238.
- Luetgert, J.H., 1992. *MacRay - Interactive Two-Dimensional Seismic Raytracing for the Macintosh™*, U.S. Geological Survey Open File Report 92-356
- Makris, J. and Thiessen, J., 1984. Wide-Angle Reflection: A Tool to Penetrate Horizons with High Acoustic Impedance Contrasts. Paper presented at the 54th Annual International Meeting and Exposition, SEG, Atlanta, 1984, expanded abstracts pp. 672-674.
- Makris, J., and Möller, L., 1989. Seismic Studies of North Sea Seafloor Sediments with Ocean Bottom Seismometers (OBS). Paper presented at 51st EAEG Meeting and Technical Exhibition, Berlin.
- Mayer, L.A., 1979. Deep Sea Carbonates: Acoustic, Physical, and Stratigraphic Properties. *J. Sed. Petrol.*, 49 (3), 0819-0836.
- Mayer, L.A., 1983. A Depositional-Process-Oriented Impedance Model for Marine Sediments. Pres. at: *Acoustics and the Sea Bed*, Proceedings of an Institute of Acoustics, U.A.G.C., Bath, England.

- Mienert, J., Schultheiss, P., Langseth, M., Evans, D., 1994. Pore Water Overpressure in Norwegian Continental Margin Sediments. DGG Tagung, Münster.
- Monroe, J.N., 1969. Slumping Structures caused by Organically Derived Gases in Sediments. *Science*, 164, 1394-1395.
- Nakamura, Y., P.L. Donoho, P.H. Roper, and P.M. McPherson, 1987. Large-Offset Seismic Surveying Using Ocean-Bottom Seismographs and Air Guns: Instrumentation and Field Technique. *Geophysics*, 52, 1601-1611.
- NAVOCEANO, 1966. Handbook of Oceanographic Tables. Spcl. Publ. 68, U.S. Naval Ocean. Office, Washington, DC.
- Niedermayer, R.O., 1987. Beiträge zur komplexen Untersuchung von rezenten Sedimentationsprozessen in Schlickgebieten der westlichen und mittleren Ostsee. Diss. EMA- Universität Greifswald.
- Pfannkuche, O., Duinker, J.C., Graf, G., Henrich, R., Thiel, H. und Zeitschel, B., 1993. Nordatlantik 92, Reise Nr. 21 16. März - 31. August 1992. Meteor-Berichte, Universität Hamburg, 93-4, 281 S.
- Purdy, G.M., 1986. A Determination of the Seismic Velocity Structure of Sediments Using Both Sources and Receiver near the Ocean Floor. *Mar. Geophys. Res.*, 8, 75-91.
- Rudolph, H., 1968. Sedimentpetrographische Untersuchungen von rezenten Sedimenten der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht und Lübecker Bucht). *Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss., Berlin*, 13, 637-681.
- Schüler, F., 1952. Untersuchungen über die Mächtigkeit von Schlicksedimenten mit Hilfe des Echographen. *Dt. Hydrogr. Z.*, 5, 220-231.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., 1982. *Exploration Seismology. Vol.1: History, Theory, and Data Aquisition.* Cambridge University Press.
- Sieck, H.C., and Self, G.W., 1977. Analysis of High Resolution Seismic Data. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, 353-385, Payton, C.E. (Ed.) AAPG Memoir 26.
- Stainer, R.Y., Doudoroff, M., and Adelberg, E.A., 1963. *The Microbial World.* Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Steenoft, H. and Wende, S., 1991. 3-Component Colored Attribute Seismogramms. Paper presented at the EAEG Meeting, Florence.
- Stoll, R.D., 1974. Acoustic Waves in Saturated Sediments. In: *Physics of Sound in Marine Sediments*, edited by Loyd Hampton (Plenum Press, New York, 1974), 19-39.
- Stoll, R.D., 1977. Acoustic Waves in Ocean Sediments. *Geophysics*, 2, 715-725.
- Stoll, R.D., 1985. Marine Sediment Acoustics. *J. Acous. Soc. Am.*, 77 (5), 1789-1799.
- Stoll, R.D., 1989. *Sediment Acoustics. Lecture Notes in Earth Science.* Springer-Verlag.
- Stoll, R.D., Ewing, J., and Bryan, G.M., 1972. Anomalous Wave Velocities in Sediments Containing Gas Hydrates. *J.Geophys. Res.*, 76, 2090-2094.
- Suess, E., Kremling, K., and Mienert, J., 1994. Nordatlantik 1993, Cruise No.26, 24 August - 26 November 1993. METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 94-4, 256 pp.

- Sutton, G.H., and Duennebie, F.K., 1987. Optimum Design of Ocean Bottom Seismometers. *Mar. Geophys. Res.*, 9, 47-65.
- Sutton, G.H., Kasahara, J., Ichinose, W.N., and Byrne, D.A., 1977. Ocean Bottom Seismograph Development at Hawaii Institute of Geophysics. *Mar. Geophys. Res.*, 3 (2), 153.
- Weigel, W., Goldflam, P., and Hinz, K., 1978. The Crustal Structure of the Conception Bank. *Mar. Geophys. Res.*, 3, 381.
- Wood, A.B., and Weston, D.E., 1964. The Propagation of Sound in Mud. *Acoustica*, 14, 156-162.
- Wrolstad, D.K., 1980. Internal Velocity and Attenuation Measurements in Sediments from Marine Seismic Reflection Data. *J. Acous. Soc. Am.*, 68 (5), 1415-1435.

## ANHANG A: LISTE DER VERWENDETEN ABKÜRZUGEN UND SYMBOLE

## EINHEITEN:

m	Meter
cm	Zentimeter
mm	Millimeter
m/s	Meter pro Sekunde
km	Kilometer
km/s	Kilometer pro Sekunde
km <sup>3</sup>	Kubikkilometer
Hz	Hertz
kHz	Kilohertz (10 <sup>3</sup> Hz)
MHz	Megahertz (10 <sup>6</sup> Hz)
Pa	Pascal
MPa	Megapascal (10 <sup>6</sup> Pascal)
kg	Kilogramm
t	Tonne (Gewichtsangabe)
KByte/s	Kilobyte pro Sekunde
GByte	Gigabyte (10 <sup>9</sup> Byte)
s	Sekunde
ms	Millisekunde
μs	Mikrosekunden
h	Stunde
V	Volt
mV	Millivolt
1 V/μbar	1 Volt pro Mikrobar
μF	Mikrofarad
kJ	Kilojoule
dB	Dezibel
atm	Atmosphäre (Druckeinheit)

## SYMBOLE:

r	Radius
μ	Schermodul
γ	Verhältnis der spezifischen Wärme,
ρ <sub>s</sub>	Rohdichte des gasfreien Sediments
P <sub>0</sub>	Hydrostatischer Druck der Porenflüssigkeit
f	Frequenz
f <sub>n</sub>	Nyquist-Frequenz
π	Pi; Mathematische Konstante (3.14159....)
Ø	Durchmesser
λ	Wellenlänge
Δt	Abtastintervall
x-t-Darstellung	Darstellungsform der Laufzeit in Abhängigkeit von der Entfernung

## FORTSETZUNG ANHANG A

x	Entfernung
t	Zeit
$\Delta t$	Zeitdifferenz
d/dt	Zeitliche Ableitung
v	Geschwindigkeit
h	Höhe
z	Tiefe
y	Seitlicher (horizontaler) Versatz zwischen Quelle und HF-OBH
$\Delta t, \Delta x, \Delta h, \Delta v$	Fehlerschranken für die Größen Zeit, Entfernung, Höhe, Geschwindigkeit
$V(x,z)$	Geschwindigkeitsfunktion in Abhängigkeit von der Entfernung und der Tiefe
sin	Sinus
cos	Cosinus
$\theta$	Winkel seismischer Strahlen gegen die Vertikale

## ABKÜRZUNGEN:

TWT	Zweiweglaufzeit (Two Way Travel Time)
HF-OBH	Hoch-Frequenz-Ozean-Boden-Hydrophon
BGS	British Geological Survey
OBH	Ozean-Boden-Hydrophon
OBS	Ozean-Boden-Seismometer
DTB	Tiefgeschleppter Boomer (Deep Towed Boomer)
P-Wellen	Kompressionswellen
DAT-Rekorder	Digitales Magnetbandlaufwerk (Digital-Audio-Tape)
PC	Personal Computer
A/D-Wandler	Analog-Digital-Wandler
SCSI	Definierte Schnittstelle zwischen Computern und Peripheriegeräten (Small Computer System Interface)
SEG-Y	Datenformat festgelegt durch Society of Exploration Geophysicists (SEG)
EPROM	Lösch- und programmierbarer Speicher (Erasable and Programmable Read Only Memory)
CTD-Messungen	Messungen der Konduktivität, der Temperatur und des Drucks
GPS-Empfänger	Navigationsgerät zur Bestimmung der Position auf der Grundlage weltweit verfügbarer Satelliteninformationen (Global Positioning System)
DCF-Signal	Kodiertes Zeitsignal
EPC-Rekorder	Graphikrekorder zur Darstellung analoger Signale
TTL-Signal	Rechteckiges Spannungssignal
REF-SEG-Y	Datenformat der Firma REFRAKTION TECHNOLOGY
AGC	Amplitudenverstärkung (Amplitude Gain Control)
DEC, VAX/VMS	Bezeichnungen für Großrechnersysteme
GPI	Geologisches Paläontologisches Institut der Universität Kiel

## ANHANG B: ABBILDUNGSVERZEICHNIS

- Abbildung 1: Schema der Teilkomponenten der Projektentwicklung mit Meeresbodenplattform, Meßelektronik, seismischen Quellen und Datenauswertung..... 8
- Abbildung 2: Schematische Darstellung des HF-OBH-Systems. Der Auftriebskörper besteht aus zwei Halbkugeln und einer Scheibe aus syntaktischem Schaum (Gemisch aus einem Härter und kleinen Glaskugeln). Durch Zentralbohrungen in den Auftriebskörpern können diese auf das Zentralrohr aufgesetzt werden (Das Zentralrohr ist durch die Gerätekomponenten verdeckt). Der oberste Teil des Zentralrohres ist mit einem Außengewinde versehen, auf das ein Kopfteil mit einem ovalen Ring (Durchmesser etwa 400 mm) aufgeschraubt wird, der dem Festsetzen der Auftriebskörper, dem Aufnehmen auf See und dem Befestigen von Sicherungsleinen dient. Gegenüber dem akustischen Auslöser ist der Druckzylinder für die Aufzeichnungselektronik montiert. Unterhalb dieses Zylinders befindet sich der elektrochemische Auslöser. Abbildung 3 zeigt die mechanische Funktionsweise des elektrochemischen Auslösers. In Abbildung 4 ist die Verbindung des Ankergewichts mit den Auslösehaken vergrößert dargestellt.....11
- Abbildung 3: Mechanisches Prinzip des elektrochemischen Auslösers. Ein blanker Kupferdraht ist zwischen einer festen Aufhängung und einem drehbaren Kipphebel eingespannt. Durch die Spannung des Drahtes wird der Kipphebel in horizontaler Position gehalten und der Haken in geschlossener Stellung arretiert. Nach dem Anschluß einer Stromquelle löst sich der Draht aufgrund einer elektrochemischen Reaktion mit dem Salzwasser auf. Die Zugkraft einer kleinen Metallfeder zieht den Kipphebel nach oben und gibt den Haken frei (Nachbau des Auslösehakens der Universität Hamburg; freundliche Genehmigung durch Prof. Dr. Weigel und Herrn Herber) .....12
- Abbildung 4: Prinzip der Auslösung mit zwei unabhängigen Haken. Das Ankergewicht wird durch eine Schlaufe mit beiden Auslösehaken verbunden. Für den Auslösevorgang genügt es, wenn sich nur ein Haken öffnet. ....12
- Abbildung 5: Aufsicht auf ein Ankergewicht. Am äußeren Ende der Rohre befinden sich U-förmige Profileisen, so daß das HF-OBH-Gestell mit seinem Standdreibein exakt auf diesen Profileisen aufsitzt und ein Verrücken des Gestells verhindert wird. Im Zentrum des Gewichtssatzes befindet sich ein Stahlbügel. Eine Schlaufe aus Stahldraht wird straff durch den Bügel hindurchgezogen und mit den beiden Enden in die beiden Auslösehaken eingehängt (Abbildung 4). Damit das HF-OBH-Gestell wieder vom Meeresboden aufsteigen kann, braucht sich nur einer der beiden Haken zu öffnen. Mit Hilfe von drei Abstandsschrauben wird das Gestell angehoben und die Stahlschlaufe gespannt, wodurch eine starre Verbindung von Ankergewicht und HF-OBH-Gestell entsteht.....13
- Abbildung 6: Schema der Datenregistrierung. Die von den Sensoren (Hydrophone) aufgezeichneten Signale werden vorverstärkt, auf drei der vier Kanäle hochpaßgefiltert (100 Hz), A/D-gewandelt (nach vorheriger Anti-Aliasing-Filterung) und dann auf 4 mm Magnetbandkassetten gespeichert. Die Zeitinformationen werden zusammen mit Kommentaren ebenfalls auf das Band geschrieben. Die Meßprogramme und die Kommentare werden vor dem Einsatz über einen PC programmiert und im lokalen Speicher abgelegt (EPROM: Erasable and Programmable Read Only Memory).....15
- Abbildung 7: Schleppanordnung des 3.5 kHz Schwingersystems. Die Abstrahlcharakteristik des Wandlers ist nahezu omnidirektional bei einer Leistung von 10 kJ. Die Unterwasserelektronik wird über eine Kabelverbindung durch einen Unterwasserstecker mit dem Einleiterdraht der Tiefseewinde verbunden, über den die Spannungsversorgung und die Signalübertragung erfolgt. Von der Elektronik führt ein weiteres Kabel zu dem Schwingerelement. Die in dem Elektronikzylinder befindlichen Kondensatoren werden vorgeladen, und nach Erhalt des Triggersignals geben sie die Spannung an den Wandler ab. Gleichzeitig zeichnet der Wandler die von ihm erzeugten Signale auf und sendet diese zurück zum Schiff. ....18
- Abbildung 8: Schematische Darstellung aller Komponenten für den Betrieb des 3.5 kHz Wandlers. Die von einem Satellitenempfangsgerät (GPS-Empfänger) umgewandelten Zeitinformationen (DCF-Signal) werden durch eine Schaltung (Triggerbox) zu Rechtecksignalen (TTL-Signalen) mit einer Länge von 1 ms umgeformt. Der Analog-Rekorder (EPC-Rekorder) benötigt ebenfalls das Triggersignal, damit zu exakt jedem Schußzeitpunkt die analoge Aufzeichnung der Wandler signale gestartet wird. Die Wandler signale, aus denen sich der Abstand der Quelle zum Meeresboden berechnen läßt, erhält der Rekorder über den Ausgang der Bordelektronik (Signal Out). Die Bordelektronik ist über den Einleiterdraht mit dem Wandler verbunden. Über diesen Draht erfolgt die Spannungsversorgung, die Übermittlung der Triggerimpulse an die Unterwasserelektronik und das Rücksenden der vom Wandler aufgezeichneten Signale. ....19
- Abbildung 9: Aufnahmecharakteristik des Hydrophons (OAS). Bis zu einer Frequenz von etwa 5 kHz ist die Aufnahmecharakteristik des Hydrophons linear. ....20

- Abbildung 10: Geräteanordnung für einen Meßeinsatz in der Tiefsee. Das HF-OBH hängt unterhalb eines akustischen Auslösers, der über einen Wirbel mit dem Schleppfisch verbunden ist. Mit Hilfe eines Krans oder des Heckgalgens des Schiffes wird die Anordnung ausgebracht. Die Geräte werden, am Einleitertiefseedraht hängend, bis etwa 40 m über dem Meeresboden hinabgelassen (Kontrolle durch angezeigte Drahtlänge). Nach dem Stoppen wird das HF-OBH durch das Auslösen (Akustischer Auslöser A) von der Schleppanordnung getrennt.....22
- Abbildung 11: Abgleich von Mutteruhr und HF-OBH-Uhr durch zeitversetzte Aufzeichnung des Bodensignals. Das unter der Quelle hängende HF-OBH zeichnet zunächst das Pingersignal auf dem Weg zum Meeresboden auf (Eintreffen nach  $t_3$ ). Nach Ablauf der Zeit  $t = 2 \cdot t_2$  erreicht das am Meeresboden reflektierte Signal wiederum das HF-OBH. Der Pinger (Wandler) zeichnet das von ihm ausgesandte Signal nach Ablauf der Zeit  $t = 2 \cdot t_1$  auf. Im Falle von synchronen Uhren muß gelten :  
 $2 \cdot t_1 = 2 \cdot t_2 + 2 \cdot t_3$ .....23
- Abbildung 12: Auflistung aller Befehle des interaktiven Bedienungsprogramms, die in Kapitel 6.1 erläutert werden.....24
- Abbildung 13: Frontplatte des Einbaurahmens der elektronischen Aufzeichnungseinheit .....25
- Abbildung 14: Ein komplexes Programmbeispiel, so wie es bei einem Flachwassertest und der Durchführung zweier Profile programmiert werden könnte. Jedes Programm beginnt mit dem Befehl DEF<Programmname> und endet mit dem Befehl END-DEF. Einzelne Programmsegmente innerhalb eines Programms enden mit der Eingabe von FINISH. In einem Programm können folgende Befehle benutzt werden: CHANNELS, GAIN, STATION, EXPERIMENT, COMMENT, START, STOP, RELEASE. Nach der Definition eines solchen Meßprogramms erscheint der gewählte Programmname in der Liste der zur Verfügung stehenden Befehle. Durch die Eingabe des somit erzeugten Befehls FIRSTPROG wird das Meßprogramm gestartet.....26
- Abbildung 15: Bildschirmanzeige nach einer Programmierung und nach Eingabe des Befehls "SETTINGS". Die erste Zeile enthält die nicht veränderbare Gerätekennung. In der zweiten Zeile steht das momentane Systemdatum mit der entsprechenden Uhrzeit. Die dann folgende Zeile enthält die Zustandsangabe, wann das Gerät synchronisiert wurde (siehe Befehl "SYNCHRONIZE"). Weitere Angaben folgen zur Datenregistrierung.....27
- Abbildung 16: Bildschirmanzeige aller Befehle zur Steuerung der Abspielstation.....27
- Abbildung 17: SCSI-Adressen für die Datenabspielung auf PC bzw. Workstation. Nach der Eingabe des Befehls "SCSI-IDS" müssen in der erscheinenden Eingabemaske je nach Betriebsart (PC oder Workstation) obige Eintragungen gemacht werden. ....28
- Abbildung 18: PASSCAL-Dateistruktur (Blockbeschreibung siehe Tabelle 4). Zu Beginn der Datenabspielung über die SCSI-Datenleitung wird ein SC- und ein DS-Block ausgegeben. Danach folgen hintereinander zeitmultiplext die Datenblöcke der vier Kanäle, bis die Aufzeichnung gestoppt oder das Aufzeichnungsende erreicht wird. In diesem Fall wird ein abschließender ET-Block geschrieben. ....29
- Abbildung 19: Dateistruktur im (GEOMAR -) SEG-Y-Format. Zu Beginn der Datei stehen zwei Kopfeinträge (Reel-EBCDIC Header und Reel-Binary Header), in der allgemeine Informationen und Kommentare gespeichert sind. Danach folgen die Daten der seismischen Spuren. Jede Spur besitzt einen Kopfeintrag (Trace Header), in der u.a. Schußzeitpunkte und Entfernungen eingetragen sind. ....30
- Abbildung 20: Überführung der Felddaten in das SEG-Y-Format. Nach der Übertragung der Rohdaten auf die Workstation (Programm "ref2segy") und der Umwandlung in das SEG-Y-Format (Programm "hf-divide") folgen weitere Bearbeitungsschritte zur Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung mit Hilfe des direkten Wasserschalls: Das Programm "event-detect" liest die erzeugte SEG-Y(I) Datei ein und ermittelt für jede Spur den Zeitpunkt des Eintreffens der direkten Welle. Die Zeitpunkte werden in einer Datei (Detect-Datei) gespeichert. Zusätzlich werden die Zeitpunkte des Eintreffens der direkten Welle über 30 Spuren gemittelt. Die gemittelten Werte sowie die Abweichung von den Originalwerten werden in zwei weiteren Spalten in der Detect-Datei gespeichert. Das Programm "swell-correct" liest die Detect-Datei sowie die SEG-Y(I) Datei ein, verschiebt die seismischen Spuren entsprechend der Abweichung vom Mittel und erzeugt eine ansonsten identische SEG-Y(II) Ausgabedatei. Die Verschiebung eliminiert die durch den Seegang und durch Schwingungen im Schleppseil verursachten Störungen. Das Programm "distance-correct" berechnet die Entfernung zwischen HF-OBH und Quelle und trägt die errechneten Werte in die Spürköpfe (Trace Header) ein (SEG-Y (III)). Mit dem Programm GEOSYS erfolgt die seismische Datenbearbeitung (u.a. Filterung, graphische Ausgabe der Daten). ....32
- Abbildung 21: Steuerdatei für das Programm hf-divide. Die Steuerdatei besteht aus 10 Zeilen. Die Bezeichnungen "firstshot" und "lastshot" geben den ersten und letzten Schuß des Profilbereiches an, der in der Ausgabedatei gespeichert werden soll. Die Schußnummern beziehen sich auf die Tabelle der Schußpunkte (UKO-Datei, Abbildung 22). Hinter "Velred" kann eine Reduktionsgeschwindigkeit eingegeben werden. Hinter der Angabe "Timeoffset" wird ein konstanter Wert für alle Spuren in Millisekunden angegeben, um den die Spurdaten in der Ausgabedatei verschoben werden. Mit der Angabe eines Wertes nach "tracelength" wird festgelegt, wie lang jede Spur in Millisekunden sein soll. Die übrigen Angaben sind für die Auswertung der HF-OBH-Daten irrelevant. ....33

- Abbildung 22: Beispiel einer UKO-Navigationsdatei für das Programm hf-divide. In der UKO-Datei stehen zu Beginn 14 Kommentarzeilen, die in den ersten Kopfeintrag (EBCDIC Header) der SEG-Y Ausgabedatei übernommen werden. Die mit „A“ beginnende Zeile enthält die Position des HF-OBHs. Die letzten vier Ziffern dieser Zeile geben die Wasserschallgeschwindigkeit in Meter je Sekunde an (in diesem Beispiel 1460 m/s). Alle restlichen Zeilen bis zum Dateiende beginnen mit einem „S“. In diesen Zeilen stehen die Angaben über Schußzeitpunkt, Position des Schußpunktes und die Höhe der Quelle über Grund. Bei der Bearbeitung der HF-OBH-Daten sind die Einträge der HF-OBH- und Schußpunktpositionen obiger Datei ohne Belang, da die aus den Positionsdaten errechneten Werte für die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung später durch das Programm "distance-correct" überschrieben werden. Notwendig ist jedoch die Angabe des Schußzeitpunktes und die Zuordnung einer Schußnummer. ....34
- Abbildung 23: Mittelwertverfahren zur Bestimmung des Ersteinsatzes eines seismischen Signals. Über alle Amplitudenwerte innerhalb des Langzeitfensters und des Kurzzeitfensters wird der quadratische Mittelwert berechnet. Beide Mittelwerte werden miteinander verglichen. Danach wird das Kurzzeitfenster entlang der seismischen Spur zeitlich verschoben. Erreicht das Kurzzeitfenster ein starkes seismisches Ereignis (gestricheltes Kästchen), erhöht sich der Mittelwert innerhalb dieses Fensters sprunghaft. Durch Festlegung eines Schwellenwertes (Verhältnis des Mittelwertes des Kurzzeitfensters zu dem Mittelwert des Langzeitfensters) kann der Ersteinsatz somit durch das Programm "event-detect" automatisch bestimmt werden. ....35
- Abbildung 24: Ereigniserkennung und Mittelung von Meßwerten mit dem Programm "event-detect". Die durch das Programm ermittelten Ankunftszeiten der direkten Welle sind durch Punkte dargestellt. Diese Werte wurden über 30 Spuren gemittelt (Rechtecke; sie ergeben in der Darstellung die durchgezogene Linie). ...36
- Abbildung 25: Berechnung der horizontalen Entfernung von HF-OBH und Quelle. Die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung  $x$  (Offset) wird aus der Laufzeit  $t$ , der Wasserschallgeschwindigkeit  $v$  und der Höhe  $h$  der Quelle über Grund berechnet: 
$$x = \sqrt{v^2 t^2 - h^2}$$
 .....37
- Abbildung 26: Schematische Darstellung der dreidimensionalen  $x$ - $t$ -Beziehung. ....39
- Abbildung 27a: Bestimmung der minimalen Schußpunkt-Empfänger-Entfernung ( $y$ ) nach Verlust der Absolutzeit durch Ausgleichsrechnung. Synthetische Laufzeitkurven (schwarz) wurden für verschiedene  $y$ -Werte berechnet (der  $y$ -Wert entspricht der Lücke um den  $x$ -Achsennullpunkt) und mit einer gemessenen Laufzeitkurve (grau) verglichen. Bei der gemessenen Kurve sind nur die relativen Zeiten der Spuren zueinander bekannt, und diese werden so verschoben, daß sie mit den Zeitpunkten der jeweils berechneten Spuren im Bereich des  $x$ -Achsennullpunktes übereinstimmen. Entlang der  $x$ -Achse ist die Schußpunkt-Empfänger-Entfernung aufgetragen. Das negative Vorzeichen deutet an, daß die Signale aus zwei entgegengesetzten Richtungen aufgezeichnet wurden. ....40
- Abbildung 27b: Bei  $y = 300$  sind beide Kurven deckungsgleich, so daß dieser Wert die gesuchte Entfernung  $y$  darstellt. Die wesentlichen Schritte des Algorithmus sind: I. Vorgabe eines  $y$ -Wertes, II. Berechnung von Wertepaaren für  $t$  und  $x$ , III. Verschiebung aller (mit unbekanntem  $\Delta t$ ) gemessenen  $t$ -Werte, so daß der kleinste gemessene  $t$ -Wert mit dem kleinsten berechneten  $t$ -Wert übereinstimmt, IV. Berechnung der Summe der quadratischen Abweichungen von gemessenen und berechneten  $t$ -Werten, V. Ausgabe der Fehlersumme mit dazugehörigem  $y$ -Wert, VI. Wiederholung der Schritte I bis V für eine Folge von  $y$ -Werten ( $y = y + \Delta y$ ), VII. Suche des  $y$ -Wertes mit der geringsten Fehlersumme, VIII. Einsetzen von  $y$  in Gleichung 6.2 und Berechnung von  $t(x=0)$ , IX Berechnung von  $\Delta t$ :  $\Delta t = t(x=0) - t_{\text{gemessen}}(x=0)$  .....40
- Abbildung 28: Lage des Arbeitsgebietes im Arkonabecken .....44
- Abbildung 29: Analogaufzeichnung des Profils OBH-PII. Die von einem Boomer (GPI) ausgesandten Signale wurden mit einer Hydrophonkette registriert und auf einem Analogrekorder (EPC-Rekorder) aufgezeichnet. Unterhalb der Meeresbodenreflexion ( $W$ ) folgt eine transparente Zone bis etwa 3.3 ms Zweiweglaufzeit (TWT). Der Übergang in den darunter liegenden Bereich ist diffus und ohne Anzeichen eines klaren Reflektors ( $S1$ ). Zwei annähernd parallel zum Meeresboden verlaufende Reflektoren ( $R1$  und  $R2$ ) erscheinen bei 13 ms und 22 ms TWT. ....45
- Abbildung 30: Ungefiltertes Rohdatenseismogramm des Pingerprofils OBH-PI. Das Seismogramm zeigt die Weitwinkelregistrierungen des HF-OBHs. Bis auf den direkten Wasserschall sind keine weiteren seismischen Signale zu erkennen. Die minimale Entfernung der Quelle zur HF-OBH-Position kann mit Hilfe des Scheitelpunktes ( $t$ ) der Laufzeitkurve berechnet werden. Bei diesem Profil betrug der Abstand 105 m. ....47
- Abbildung 31: Endbearbeitetes Seismogramm des Profils OBH-PIV (Arkonabecken). Deutlich erkennbar ist eine Lücke um den Nullpunkt. Der Abstand der Spuren zueinander wird mit zunehmender Entfernung geringer. Dies liegt an der stetig geringer werdenden Schiffsgeschwindigkeit aufgrund des abgestellten Schiffsantriebes. Im Nahbereich bis etwa 65 m ist neben der direkten Welle eine weitere Reflexion (bei 13 m folgt sie nach 3 ms der direkten Welle) mit etwa derselben Amplitude zu erkennen. Hierbei handelt es sich um eine Reflexion an der Wasseroberfläche (Geistreflexion). Ab einer Entfernung von 65 m sind weitere seismische Signale zu erkennen (Abbildung 36). ....48

- Abbildung 32: Effekt des seitlichen Versatzes beim Passieren der HF-OBH-Position. Die einzelnen Spuren werden im Seismogramm entlang der x-Achse entsprechend des Abstandes von Schußpunkt und Empfänger dargestellt. Wird die HF-OBH-Position nicht exakt überfahren, führt dies zu einer Lücke in der Darstellung der Spuren um den Nullpunkt der x-Achse, deren Gesamtbreite dem Zweifachen des seitlichen Versatzes  $y$  entspricht. ....49
- Abbildung 33: Rohdaten von Profil OBH-PIV. Die Spuren sind im Seismogramm mit konstanten Abständen dargestellt. Als sich das Schiff etwa auf der Höhe der HF-OBH-Position befand, wurde die Schiffsschraube gestoppt, so daß die tieffrequenten Störgeräusche nur bis kurz vor dem Scheitelpunkt der Laufzeitkurve zu erkennen sind. Zwei Frequenzspektren (Abbildung 34 und Abbildung 35) wurden für eine Spur einschließlich der Störgeräusche berechnet. ....50
- Abbildung 34: Spektralanalyse der Schiffsgerausche der R.V. A.v.HUMBOLDT. Im obersten Teilbild (DATA TRACK) ist der zeitliche Abschnitt der Spur dargestellt, von dem das Amplitudenspektrum (mittleres Bild) und das Phasenspektrum (unteres Bild) berechnet wurde. Die Spur stammt von dem Profil OBH-PIV und liegt im Bereich der geringsten Entfernung von Schiffposition und HF-OBH-Position. Im Amplitudenspektrum sind deutliche Frequenzanteile bis über 1000 Hz zu erkennen. ....51
- Abbildung 35: Spektralanalyse einer seismischen Spur von Profil OBH-PIV (Pinger). Zu sehen ist die Spektralanalyse derselben Spur wie in Abbildung 34, allerdings über ein längeres Zeitfenster, so daß neben den Schiffsgerauschen die seismischen Signale mit enthalten sind. Im Unterschied zur vorherigen Abbildung sind Frequenzanteile zwischen 2700 Hz und 4400 Hz zu erkennen. Dies sind die für die Bandpaßfilterung gesuchten Eckfrequenzen. ....52
- Abbildung 36: Seismogrammsektion von Profil OBH-PIV mit angerissenen Reflektoren. Gezeigt ist das verkleinerte Seismogramm der Arbeitsvorlage. Die anschließende strahlenseismische Modellrechnung ergab, daß der dem Wasserschall (W) folgende Einsatz der Geistreflexion (G) entspricht, während M die Reflexion der Meeresbodenmultiplen darstellt. Unterhalb der Meeresbodenmultiplen M (nicht eingezeichnet) ist undeutlich die Geistreflexion von M zu erkennen, die weder angerissen noch in der Modellrechnung berücksichtigt wurde, da sie ohne weitere Bedeutung ist. ....53
- Abbildung 37: Modellrechnung der Laufzeitkurven im Wasserkörper (direkte Welle, Geistreflexion und Meeresbodenmultiple). Im oberen Bild sind die digitalisierten Werte ( $\times$ ) aus Abbildung 36 zusammen mit den berechneten Laufzeitkurven (durchgezogene Linien) dargestellt. Im unteren Teil sind die Laufwege der berechneten Strahlen durch die Wassersäule dargestellt. Die Schichtgrenze, die die Schlepptiefe der Quelle darstellt und an der die berechneten Strahlen enden, läuft etwa 2.4 m unterhalb der obersten Grenze des Modells. Der Punkt, von dem alle Strahlen ausgehen, entspricht der Position des HF-OBHs am Meeresboden. ....55
- Abbildung 38: Ergebnis der Modellrechnung. Das Modell besteht aus drei Sedimentschichten und wurde anhand der HF-OBH-Messungen (R1 und R2) und der analogen Boomerlaufzeichnungen (Abbildung 29) entwickelt. Die Geschwindigkeitsbestimmung der ersten Schicht erfolgte durch Messungen an kurzen Sedimentkernen aus dem Einsatzgebiet (Endler, 1989). ....56
- Abbildung 39: Geschwindigkeitstiefenmodell aus dem Arkonabecken, abgeleitet aus den HF-OBH-Messungen. Die oberste 2.4 m mächtige Sedimentschicht wurde aufgrund der Boomerlaufzeichnungen (Abbildung 29) in das Modell übernommen. Auffällig sind die extrem stark erniedrigten Geschwindigkeiten der beiden folgenden Schichten (400 und 950 m/s). ....57
- Abbildung 40: Im oberen Bild ist die Lage der Boomerprofile und die HF-OBH-Position (schwarzer Punkt) zu erkennen. Das verwendete Boomer-System ist eine Entwicklung des British Geological Survey (BGS). Das Bild rechts zeigt die geographische Lage des Arbeitsgebiets an der Storegga-Rutschmasse und die drei Hauptereignisse der Rutschungen. Die Übersichtskarte links unten veranschaulicht die enormen Ausmaße der Rutschmasse (Evans et al., 1994). ....58
- Abbildung 41: Das Boomerprofil und die HF-OBH-Position vor Norwegen. In der Übersichtskarte links oben sind die Boomerprofile angedeutet, mit denen die HF-OBH-Position festgelegt wurde (siehe Abbildung 40). ....59
- Abbildung 42: Analogaufzeichnungen des tiefgeschleppten Boomer-Systems des British Geological Survey. Der Boomer wurde mit einer kurzen Hydrophonkette in einer Wassertiefe von etwa 500 m geschleppt. Die registrierten Signale wurden mit einem Bandpaß zwischen 300 und 2000 Hz gefiltert. Die einkanalen Aufzeichnungen zeigen Eindringungen in den Meeresboden von über 200 ms (TWT) bei einer horizontalen Lagerung aller Schichten. Eine akustisch transparente Zone und eine darüber befindliche Depression im Meeresboden geben Hinweise auf eine Gasaustrittszone. Deshalb wurde eine HF-OBH-Position in der näheren Umgebung ausgewählt. ....61
- Abbildung 43: Analogaufzeichnung der Schlepphöhe der Quelle während des Pinger-Profiles (Bobsien und Mienert, 1994). Die Signale wurden von der Quelle registriert und über den Einleiterdraht auf einem Analogrekorder aufgezeichnet. Zu erkennen ist das Steigen und Sinken der Quelle innerhalb eines Tiefenbereichs von etwa 20 - 60 m über dem Meeresboden. ....62

- Abbildung 44: Darstellung der seismischen Spuren, die die Trennung von Quelle und HF-OBH und das Sinken auf den Meeresboden dokumentieren. Links im Bild befindet sich das HF-OBH direkt unterhalb der Quelle. Das starke Signal von Spur 34 dokumentiert das Öffnen des Auslösehakens, so daß nachfolgend das HF-OBH auf den Meeresboden sinkt. Bei den Spuren rechts sind Signale mit starken Amplituden zu erkennen, die durch das Aufsetzen auf dem Meeresboden entstanden sind. Mit Hilfe dieser Aufzeichnung lassen sich die Zeitsysteme von HF-OBH-Uhr und Mutteruhr vergleichen (Abbildung 11). .....64
- Abbildung 45: Spektralanalyse des Pinger-Profiles. Mit Hilfe dieser Analyse wurden die Eckfrequenzen für die Bandpaßfilterung festgelegt (2600 - 4400 Hz). Zu erkennen ist, daß die seismischen Signale auf den genannten Frequenzbereich beschränkt sind. ....65
- Abbildung 46: Seismogramm des 3.5 kHz Pinger-Profiles. Zu erkennen sind die Undulationen der Reflexionen und des Wasserschalls, die durch die variierende Schlepphöhe der Quelle hervorgerufen wurden. Anhand einer stark vergrößerten Seismogrammdarstellung konnten die Einsätze von fünf Reflektoren (E1 - E5) eindeutig verfolgt und digitalisiert werden. ....66
- Abbildung 47: Die Darstellung zeigt das Ergebnis der zweidimensionalen Modellrechnung mit den HF-OBH-Daten des 260 m langen 3.5 kHz Pinger-Profiles. Die sich verändernde Schlepphöhe der Quelle bewirkt Undulationen, die in den Laufzeitkurven zu erkennen sind (oberes Bild). Der Tiefenbereich des Modells von 0 bis 49 m entspricht dem untersten Teil der Wassersäule von 841 bis 890 m. Die in einer Tiefe von 23 m beginnende Linie, an der die berechneten Strahlen enden, beschreibt somit den Weg der Quelle durch das Wasser. ....67
- Abbildung 48: Geschwindigkeitstiefenfunktion des Modells auf der Basis von HF-OBH-Daten, die mit dem 3.5 kHz Pinger-Profil registriert wurden. Die horizontale Null-Linie der Tiefenachse ist die Grenze zwischen dem Wasserkörper und der ersten Sedimentschicht (Wassertiefe 890 m). Die Wasserschallgeschwindigkeit von 1460 m/s wurde durch CTD-Messungen an der HF-OBH-Station ermittelt. Das Modell besteht aus fünf Schichten. Auffällig sind zwei Teufenbereiche mit deutlich verringerten P-Wellengeschwindigkeiten, die unterhalb der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Kompressionswellen im Seewasser liegen, was durch Anteile von freiem Gas im Sediment erklärt werden kann. Die erste Zone liegt in einer Tiefe von nur 8 m mit einer Mächtigkeit von 4.9 m und einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 1370 m/s. Die zweite Zone liegt im Tiefenbereich 49-68 m mit einer Geschwindigkeit von 1420 m/s. ....68
- Abbildung 49: Vergleich der einkanaligen Boomer-aufzeichnungen (BGS) und der Weitwinkelreflexionsdaten des HF-OBHs. Die sehr gute Übereinstimmung beider Aufzeichnungen ermöglicht die Übertragung der ermittelten Intervallgeschwindigkeiten auf die einkanaligen Aufzeichnungen. Der Vergleich ist nur möglich, wenn die HF-OBH-Position mit geringem lateralen Versatz überfahren wurde. ....70
- Abbildung 50: Spektralanalyse einer vom HF-OBH registrierten Spur des BGS Boomer-Profiles. Im Vergleich zu dem Amplitudenspektrum des 3.5 kHz Pingers zeigt der Boomer ein wesentlich breiteres Spektrum. Verschieden gefilterte Seismogramme zeigten, daß die beste Datenqualität mit einer Filterung zwischen 600 Hz und 2100 Hz zu erreichen ist. ....71
- Abbildung 51: Seismogramm der HF-OBH-Aufzeichnungen des BGS Boomer-Profiles. Bis in eine Tiefe von über 200 ms (TWT bei  $x = 10$  m) sind mehr als 25 unterschiedliche Reflexionskurven zu erkennen, von denen 17 digitalisiert wurden. ....72
- Abbildung 52: Seismogramm der HF-OBH-Aufzeichnungen des BGS Boomer-Profiles mit geänderter Filterung. Dasselbe Seismogramm aus Abbildung 51 wurde anstatt mit 600-2100 Hz mit einem Bandpaß von 600-6000 Hz gefiltert. Es konnte dadurch keine Datenverbesserung erzielt werden. ....73
- Abbildung 53: Anpassung der berechneten Laufzeitkurven an die digitalisierten Meßwerte. Die Abbildung zeigt die für alle Schichten des Modells (Abbildung 54) berechneten Laufzeitkurven. ....75
- Abbildung 54: Schichtmodell, das anhand der Weitwinkelreflexionsdaten des Boomer-Profiles (BGS) entwickelt wurde. Es besteht aus 17 horizontal gelagerten Schichten, wobei die für eine Schicht berechneten Strahlenverläufe eingezeichnet sind. Der Punkt, von dem die Strahlen ausgehen, stellt die HF-OBH-Position am Meeresboden in einer Wassertiefe von 890 m dar. Der Nullpunkt der Tiefenachse liegt in einer Wassertiefe von 500 m. Die Linie, an der die Strahlen enden, beschreibt den Wegverlauf der tiefgeschleppten Quelle in einer Wassertiefe zwischen 545 und 570 m. Bei einer Entfernung von -450 m ist eine Depression im Meeresboden zu erkennen, die eine Gasaustrittszone anzeigen könnte. ....76
- Abbildung 55: Geschwindigkeitstiefenfunktion für das anhand der BGS Boomer-Daten entwickelte Modell. Neben der Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe sind mehrere Schichten mit einer Geschwindigkeitsinversion zu erkennen. Zwei dieser Niedriggeschwindigkeitszonen haben Geschwindigkeiten, die unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen. ....77
- Abbildung 56a: Fehlerschranke  $x$  für die Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$ . ....78
- Abbildung 56b: Fehlerschranke für  $t$  bei der Bestimmung der Schußpunkt-Empfänger-Entfernung in Abhängigkeit von der Entfernung  $x$ . ....80
- Abbildung 57: Erstes Beispiel einer Modellrechnung einer Schicht mit zwei unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Die dargestellte Laufzeitkurve gehört zu der etwa 5 m mächtigen Niedriggeschwindigkeitszone des Modells, das aus den Boomerdaten (BGS) entwickelt wurde

- (Abbildung 54). Links dargestellt ist die optimale Anpassung bei einer Geschwindigkeit von 1390 m/s. Im rechten Bildteil wurde die Geschwindigkeit um 50 m/s auf 1440 m/s erhöht. Zu erkennen ist die Abweichung der berechneten Kurve von den Meßpunkten in einer Entfernung von 300 - 400 m.....81
- Abbildung 58: Zweites Beispiel einer Modellrechnung an einer Schicht mit zwei unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Die Laufzeitkurven stammen von einer etwa 10 m mächtigen Schicht ebenfalls aus dem Modell, das anhand der Boomerdaten (BGS) entwickelt wurde. Links zu sehen ist die im Modell verwendete Anpassung bei einer Geschwindigkeit von 1580 m/s. Im rechten Bildteil wurde die Geschwindigkeit um 100 m/s erhöht, wobei sehr deutlich die Abweichung der berechneten Laufzeitkurve von den Meßpunkten bereits ab einer Entfernung von 500 m zu erkennen ist. Die Abweichung steigt mit zunehmender Entfernung.....82
- Abbildung 59: Beziehung zwischen Kompressionswellengeschwindigkeit und Gasgehalt. Die Kurven wurden mit drei unterschiedlichen Drucken (1, 2, 5 atm) für Silt berechnet (60 % Porosität) (Anderson und Hampton, 1980). Mit Hilfe dieser berechneten Beziehung läßt sich der Gasgehalt für zwei Schichten im Arkonabecken anhand der ermittelten Geschwindigkeiten abschätzen.....85
- Abbildung 60: Beispiel einer akustischen Anomalie aus dem Arkonabecken. Deutlich zu erkennen ist der laterale Übergang von einem Bereich mit Eindringungen der Signale über 30 ms TWT in eine Zone (Akustische Anomalie) mit starker Rückstreuung. Nach einer transparenten vertikalen Zone von 3-4 ms TWT sind keine weiteren Nutzsignale erkennbar. Bei dem lateralen Übergang ist ein Abtauchen der Reflektoren feststellbar, was durch geringe Gasanteile im Sediment und der damit verbundenen Herabsetzung der Ausbreitungsgeschwindigkeit von akustischen Signalen erklärt werden kann.....86
- Abbildung 61: Der Vergleich der Ergebnisse des Pinger- und des Boomerprofils zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der Tiefen der Schichtgrenzen. Ebenso in Übereinstimmung ist der Geschwindigkeitsverlauf an den Schichtgrenzen. In beiden Modellen sind zwei Zonen mit Geschwindigkeiten zu erkennen, die unterhalb der Wasserschallgeschwindigkeit liegen, was nur durch Anteile von freiem Gas im Sediment erklärt werden kann.....88
- Abbildung 62: Geschwindigkeitstiefenstruktur von Tiefseesedimenten abgeleitet aus OBH-Messungen (Purdy, 1986).....89
- Abbildung 63: Geschwindigkeitstiefenmodell des Hydrophon-Pinger-Experiments (Bryan, 1980). .....90
- Abbildung 64 links: Kompressionswellengeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Tiefe abgeleitet aus Daten von 20 Gebieten mit terrigenen Sedimenten (Hamilton, 1980). .....90
- Abbildung 65: Vergleich des Geschwindigkeitstiefenmodells, abgeleitet aus den HF-OBH-Daten, mit den Modellen anderer Autoren (Purdy, 1986; Bryan, 1980; Hamilton, 1980). In dem Modell von Hamilton bedeutet A) silikatreiches Material, B) terrigenes Material, C) kalkreiches Material. Alle Modelle zeigen eine ähnliche Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe. Deutlich zu erkennen ist die große Zahl der mit Hilfe der HF-OBH-Messungen bestimmten Intervallgeschwindigkeiten, wobei zwei Zonen extrem niedrige Geschwindigkeiten aufweisen. ....91

**ANHANG C: TABELLENVERZEICHNIS**

Tabelle 1: Technische Spezifikationen für die seismische Quelle .....	18
Tabelle 2: Kenndaten der Hydrophone (OAS).....	20
Tabelle 3: Regelbare Empfindlichkeit in Abhängigkeit von programmierbaren Verstärkungsfaktoren und Geräteeinstellungen (40 - 400 mV). Die Werte entsprechen der Vollaussteuerung (mV). .....	25
Tabelle 4: Die im PASSCAL-Format benutzten Blöcke zur Speicherung der HF-OBH-Daten.....	28
Tabelle 5: Positionsdaten der im Arkonabecken gefahrenen Profile. ....	43
Tabelle 6: Zusammenfassung der Ergebnisse des Einsatzes im Arkonabecken einschließlich der Fehlerbereiche. ....	85

## DANKSAGUNG

Meinen größten Dank möchte ich meinem Chef, Teilprojektleiter und Betreuer Dr. Jürgen Mienert aussprechen. Von ihm stammt die Idee zu dieser Arbeit, und er ist an der erfolgreichen Beendigung maßgeblich beteiligt. Er ließ mir einerseits alle Freiheiten zur Gestaltung und Planung der Arbeit und andererseits war er stets zur Stelle, sofern die geringsten oder auch größere Probleme auftraten. Sein großer persönlicher Einsatz bei der Überarbeitung der vorliegenden Arbeit war äußerst hilfreich.

Besonders danken möchte ich Prof. D. Ristow, der die offizielle Betreuung dieser Arbeit übernommen hat. Seine ruhigen und sachlichen Kommentare haben sehr zur Verbesserung der Arbeit beigetragen.

Danken möchte ich ebenfalls Dr. habil. E. Flüh, Dr. J. Bialas und Dr. Sanyu Ye für die fachlichen Diskussionen, Anregungen und Hilfen, die mir sehr geholfen haben.

Ein großer Dank gehört allen Mitarbeitern des Sonderforschungsbereichs 313 und hierbei besonders allen Teilprojektleitern, die nach dem Verlust des ersten Gerätes für eine schnelle und unbürokratische Neubeschaffung eingetreten sind. Besonders bedanken möchte ich mich bei unseren Sekretärinnen G. Thiel und B. Kaste-Fehlau sowie den Mitarbeitern aus der Werkstatt. Bei der Entwicklung des Gerätes war ich mehr als andere Teilprojekte auf deren Hilfe und Mitarbeit angewiesen. Insbesondere H. Beese und E. Steen zeigten mehr Einsatz- und Hilfsbereitschaft als man auf normalen Dienstweg erwarten darf. Auch für das freundschaftliche Verhältnis bedanke mich deshalb hiermit.

Allen wissenschaftlichen Hilfskräften, die mir während der Arbeit und bei einigen Ausfahrten geholfen haben, möchte ich danken. Hervorzuheben ist die selbstlose und stets vorhandene Einsatzbereitschaft von Dipl.-Geophys. C. Franke. Vielen Dank auch an Dipl.-Phys. A. Welter, der die Betreuung unserer Workstation übernommen hatte, und der mir bei dem Einstieg in die "UNIX-Welt" sehr geholfen hat. Für die Diskussionen und erwiesenen Hilfen innerhalb unserer Arbeitsgruppe bedanke ich mich bei meinen Kollegen Dipl.-Phys. J. Chi und Dipl.-Geophys. F.-J. Hollender.

Für die erfolgreiche Zusammenarbeit bei der Entwicklung der elektronischen Meßeinheit, des HF-OBH-Gestells und des Pinger-Systems möchte ich den Mitarbeitern der Firmen Delta t (Hamburg), GEOMAR Technologie GmbH (Kiel) und RESON System AS (Dänemark) danken.

Zuletzt möchte ich mich ganz besonders bei meinen Eltern, Willi und Anneliese Bobsien, bedanken, ohne deren Hilfe und Unterstützung diese Arbeit nicht zustande gekommen wäre. Einen herzlichen Dank auch an meine Schwester Petra Bobsien-Eissing, meine Freundin Brigitte Bach und alle meine Freunde, die stets für mich da waren, und dafür gesorgt haben, daß ich meinen Optimismus nie verloren habe.