



FD-Modellierung und Analyse der seismischen Wellenausbreitung am Vøring Plateau im Kontext der CO₂-Sequestrierung in Offshore-Basaltformationen

Bachelorarbeit von

Felix Schwer

am Geophysikalischen Institut (GPI)
KIT-Fakultät für Physik
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)

Abgabedatum:

13.05.2024

Referent: Prof. Dr. Thomas Bohlen
Korreferent: Dr. Jörg Bialas

Erklärung / Statutory declaration

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der jeweils gültigen Fassung beachtet zu haben.

I declare truthfully that I have written this thesis by myself, that I have fully and accurately specified all aids used, that I have correctly cited everything that was taken, either unchanged or with modification, from the work of others, and that I have complied with the current version of the KIT statutes for safeguarding good scientific practice.

Karlsruhe, 13.05.2024

Unterschrift: Felix Schwer

Als Prüfungsexemplar genehmigt von / As examination copy approved by:

Karlsruhe, 13.05.2024

Unterschrift: Prof. Dr. Thomas Bohlen

Abstract

In the present bachelor's thesis, a seismic survey at the Vøring Plateau is simulated and subsequently analyzed. For this purpose, the viscoelastic wave propagation is modeled using the SOFI2D software based on the finite-difference method. The subsurface model underlying the modeling is created from borehole data of the ODP Hole 642.

This work is carried out in cooperation with the Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR) within the PERBAS research project (Permanent sequestration of gigatons of CO₂ in continental margin basalt deposits). The project aims at developing CO₂ storage in offshore basalt formations as a future CCS technology. Such basalt formations are abundantly present at the Vøring Plateau. More specifically, a nearly 800 m thick basalt series consisting of 120 individual basaltic lava flows interbedded by sedimentary layers, drilled at ODP Hole 642, is at the core of this study. The evaluation of the modeling results and, in particular, the elaboration of the characteristic wave field properties will be used by GEOMAR to optimize the acquisition geometry of a marine 3D seismic survey at the Vøring Plateau.

First, a one-dimensional subsurface model of the physical parameters wave velocities v_p and v_s , bulk density ρ , and intrinsic seismic attenuation Q is created from the data of ODP Hole 642. In the modeling with SOFI2D, solving the two-dimensional viscoelastic wave equation, synthetic seismograms, simulating the use of ocean-bottom seismometers, are generated. These are then analyzed in detail using the basic seismic reflection and refraction method. Visual representations of the calculated wave field propagation serve as a guiding tool. A detailed characterization of the properties of the wave field is performed.

The basalt series causes both a reflected and guided wave field in the modeling. The former generates stronger signal amplitudes (about an order of magnitude stronger for comparable ray paths) and allows for the imaging of deeper structures throughout the basalt series, while the observed head waves are generated exclusively within the upper 250 m. The highly variable velocity and density structure of the basalt series create a complex wave field characterized by superimpositions. This limits the horizontal distance over which coherent reflective signals form, to 500 m or at most 1000 m for all deeper structures. The conversion between P- and S-waves also plays a role, resulting in different types of signals which are classified in the study. Multiple reflections are observed, with the strongest ones originating from the sea surface causing a quasi-periodic repetition of the seismic response of the subsurface. However, they do not limit the maximum depth that can be explored with primary reflections for small offsets.

The findings of this study provide qualitative insights into the wave field characteristics, but due to the limitations of the one-dimensional model, quantitative deviations are to be expected depending on the specific location of GEOMAR's planned seismic survey. This could be addressed by a continuation of this work using a two-dimensional subsurface model.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Anteilige Speicherform von CO ₂ nach Injektion in konventionellen Reservoirs und im Carbfix-Experiment	2
1.2	Illustration der möglichen CO ₂ -Sequestrierung in den Basaltformationen des Vøring Plateaus	3
2.1	Schematische Darstellung der Reflexion, Brechung und Konversion einer seismischen Welle an einer Grenzschicht.	6
2.2	Laufzeitdiagramm der elementaren Wellentypen im söhligen Ein-Schicht-Fall	9
2.3	Primäre Reflexionen im söhligen Mehr-Schicht-Fall	11
2.4	Verschiedene Strahlwege multipler Reflexionen.	11
2.5	Illustration des Phasenunterschiedes bei der Reflexion an einer dünnen Schicht zur Herleitung der vertikalen seismischen Auflösung	12
2.6	Strahlwege und Laufzeitdiagramm für Kopfwellen im söhligen Mehr-Schicht-Fall	13
3.1	Bathymetrische Karte des Europäischen Nordmeers und Vøring Plateaus.	18
3.2	Geologischer Profilschnitt des Vøring Plateaus	19
3.3	Geologische Karte des Vøring Plateaus und angrenzender Gebiete	20
3.4	3D Visualisierung der vulkanisches Fazies am Vøring Plateau aus seismischen Daten	20
3.5	Zusammenfassung der Lithologie an der ODP Bohrung 642	22
4.1	Abtauchen der Lava Flows in einem interpretierten Ausschnitt der Reflexionsseismik BGR74-01	25
4.2	Daten zu v_p -Geschwindigkeiten aus ODP Bohrung 642	27
4.3	Daten zur Dichte ρ aus ODP Bohrung 642	28
4.4	P- und S-Wellengeschwindigkeiten aus der LSS Full-Waveform Analyse im Bohrloch E	29
4.5	Analyse des v_p/v_s -Verhältnis der Daten aus der Full-Waveform Analyse und linearen Regression an die Daten	32
4.6	Finales elastisches 1D-Untergrundmodell und bearbeitete Datengrundlage	33
5.1	Ricker-Wavelet und zugehöriges Amplitudenspektrum bei einer Hauptfrequenz von 50 Hz	36
5.2	Übersicht der Quell- und Empfängerpositionen und der räumlichen Modelldimensionen für die Modellierung	37
5.3	Seismogramme der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x über die gesamte Modellbreite	40
5.4	Seismogramme der vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_y über die gesamte Modellbreite	40
5.5	Seismogramme des Drucks p über die gesamte Modellbreite	41
5.6	Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der Ausbildung primärer Reflexionen in der Modellierung	41
5.7	Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der Ausbildung eines geführten Wellenfeldes im Basalt	42
5.8	Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche	42
5.9	Seismogrammausschnitte der P-Wellen mit Fokus auf die primären Reflexionen . .	44
5.10	Untergrundmodell und Reflexionskoeffizient des Zero-Offset-Strahls und mögliche Zuordnung der primären Reflexionssignale zu den Untergrundstrukturen.	46

5.11 Ausschnitt des P-Wellenfeldes; Darstellung der Mechanismen die zur Ausbildung der gegenseitigen Überlagerungen im in der Basaltserie reflektierte Wellenfeld führen	48
5.12 Darstellung der PSP-Reflexionen	49
5.13 Ausschnitt des Druck Seismogramms mit Fokus auf die primären Reflexionen	50
5.14 Unterscheidung der Strahlwege der Meeresoberflächen Multiplen erster Ordnung in zwei verschiedene Typen	51
5.15 Maximale Signalamplitude in den verschiedenen Messgrößen der primären Reflexionen	52
5.16 Maximale Signalamplitude in den verschiedenen Messgrößen der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche	53
5.17 Seismogrammausschnitte der S-Wellen mit Fokus auf die primären Reflexionen	58
5.18 Unterscheidung der primären S-Reflexionen in die Typen „MB“ und „R“ je nach Ort der PS-Konversion	59
5.19 Darstellung der Ähnlichkeit zwischen PSP-Reflexionen und Typ MB S-Reflexionen	60
5.20 Mehrmaliges Auftreten der R-Typ S-Reflexionen und Vergleich mit dem MB-Typ	60
5.21 Primäre P-Basaltreflexion die am Meeresboden als S-Signal sichtbar wird (PPS)	61
5.22 S-Reflexion mit Konversion an einer Zwischenschicht	62
5.23 S-Reflexion mit Mehrfachkonversion.	62
5.24 Seismogrammausschnitte der horizontalen und vertikalen Partikelgeschwindigkeiten mit Fokus auf die primären Reflexionen	64
5.25 Amplituden der primären S-Reflexion am oberen Basaltkomplex für beide Konversionstypen R und MB	65
5.26 Ausschnitt des Seismogramms des Drucks p mit Fokus auf die P-Kopfwellen	67
5.27 Snapshot des P-Wellenfeldes und der ersten P-Kopfwelle	68
5.28 Snapshot des P-Wellenfeldes und mehrerer P-Kopfwellen	68
5.29 Vergleich des mit der durchschnittlichen P-Wellenlänge rechteckgefilterten v_p -Geschwindigkeitsmodells mit den gepickten P-Kopfwellengeschwindigkeiten	69
5.30 Ausschnitt des AGC-P-Wellenseismogramms mit Fokus auf die P-Kopfwellen	70
5.31 Amplitude der Erstankünfte der beiden P-Kopfwellen	71
5.32 Ausschnitt der mit Automatic Gain Control verstärkten P- und S-Wellenseismogramme mit Fokus auf die Kopfwellen	73
5.33 Snapshot des S-Wellenfeldes; Abbildung des geführten P-Wellenfeldes mit S-Konversion bei der Abstrahlung	74
5.34 S-Kopfwellen vom Typ PSS	75
5.35 S-Kopfwellen vom Typ PSP	75
5.36 Ausschnitt des Seismogramms der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x mit Fokus auf die S-Kopfwellen	76
5.37 Vergleich des mit der durchschnittlichen S-Wellenlänge rechteckgefilterten v_s -Geschwindigkeitsmodells mit der gepickten S-Kopfwellengeschwindigkeit	77
5.38 Amplituden der PSP-Erstankünfte der S-Kopfwelle	78
 E.1 Snapshot primäre P-Reflexion Naust-Horizont	105
E.2 Snapshot primäre P-Reflexion II - III	105
E.3 Snapshot primäre P-Reflexion Dichte anomalie III	105
E.4 Snapshot primäre P-Reflexion EOM-Horizont	106
E.5 Snapshot primäre P-Reflexion Top-Basalt	106
E.6 Snapshot primäre P-Reflexion Oberer Basaltkomplex	106
E.7 Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (1)(/Multiple?)	106
E.8 Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (2)	107
E.9 Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (3)	107
E.10 Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (4)	107
E.11 Snapshot multiple P-Reflexion (5)	107
E.12 Snapshot multiple P-Reflexion (6)	108
E.13 Snapshot multiple P-Reflexion (7)	108
E.14 Snapshot primäre S-Reflexion Naust	108
E.15 Snapshot primäre S-Reflexion II - III	108
E.16 Snapshot primäre S-Reflexion EOM	109
E.17 Snapshot primäre S-Reflexion Top Basalt	109
E.18 Snapshot primäre S-Reflexion Oberer Basaltkomplex	109

Tabellenverzeichnis

2.1	Faktoren der numerischen Stabilitätskriterien verschiedener FD-Operatoren	16
4.1	Für die Modellierung genutzten lithologischen Einheiten in der ODP Bohrung 642	31
4.2	Modellvorschlag für den intrinsischen Qualitätsfaktor Q aus Erfahrungswerten des GPI	34
4.3	Diskretes Untergrundmodell des intrinsischen Qualitätsfaktors Q	34
5.1	Maximale Amplituden des Quellsignals am Quellpunkt	36
5.2	Zusammenstellung aller auf dem Zero-Offset-Strahl erkennbaren primären/multiplen Reflexionsereignisse	45
5.3	Laufzeit und Signalamplitude der Erstankünfte der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche	51
5.4	Relativer Amplitudenverlust in den verschiedenen Messgrößen der primären Reflexionssignale bei $x = 900$ m Offset	53
5.5	Mittleres Amplitudenverhältnis aus der direkten Ankunft zur zusammengenommenen Basaltantwort der Meeresoberflächen Multiplen	54

Inhaltsverzeichnis

Erklärung / Statutory declaration	iii
Abstract	v
Abbildungsverzeichnis	vii
Tabellenverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
2 Theorie	5
2.1 Physikalische Grundlagen seismischer Wellen	5
2.1.1 Reflexion und Refraktion seismischer Wellen	6
2.1.2 Dämpfung seismischer Wellen	7
2.2 Seismische Verfahren zur Erkundung des nahen Untergrundes	8
2.2.1 Reflexionsmethode	10
2.2.2 Refraktionsmethode	12
2.3 Finite-Differenzen-Modellierung seismischer Wellen	14
2.3.1 Die isotropen seismischen Wellengleichungen im (visko-)elastischen Fall . .	14
2.3.2 Numerische Lösung der Wellengleichung durch Finite-Differenzen in SOFI2D	16
3 Geologie des Vøring Plateaus	17
3.1 Allgemeine Geologie des Vøring Plateaus	17
3.2 Geologie an der ODP Bohrung 642	21
4 Modellerstellung	23
4.1 Auswahl der Daten und Diskussion der 1D Modellannahme	23
4.1.1 Datenauswahl am Vøring Plateau	23
4.1.2 Diskussion der eindimensionalen Modellannahme	24
4.2 Datengrundlage der ODP Bohrung 642	26
4.3 Datenbearbeitung	29
4.4 Modellerstellung	30
5 Ergebnisse der FD-Modellierung	35
5.1 Modellierung	35
5.2 Visualisierung der Ergebnisse und generelle Anmerkungen zum Wellenfeld	38
5.3 Analyse der P-Reflexionen	43
5.3.1 Primäre Reflexionen	43
5.3.2 Intraformelle Multiple und Überlagerungen	47
5.3.3 Konvertierte PSP-Reflexionen	48
5.3.4 Vergleich mit den v_x , v_y und p -Seismogrammen	49
5.3.5 Multiple der Meeresoberfläche	49
5.3.6 Amplitudenverhalten	51
5.3.7 Zusammenfassung der Analyse der P-Reflexionen	54
5.4 Analyse der S-Reflexionen	56
5.4.1 Primäre Reflexionen und Multiple	56
5.4.2 Multiple der Meeresoberfläche	57

5.4.3	Unterscheidung der Reflexionen nach Entstehungsort der S-Wellen	57
5.4.4	Konvertierte primäre P-Reflexion (PPS)	59
5.4.5	Konversion an Zwischenschichten und Mehrfachkonversion	61
5.4.6	Vergleich mit den v_x , v_y und p -Seismogrammen	63
5.4.7	Amplitudenverhalten	63
5.4.8	Zusammenfassung der Analyse der S-Reflexionen	65
5.5	Analyse der P-Kopfwellen	66
5.5.1	Auftreten der P-Kopfwellen	66
5.5.2	Zuordnung der P-Kopfwellen im Untergrundmodell	66
5.5.3	Kopfwellen nach den Erstankünften und Amplitudenverhalten	70
5.5.4	Zusammenfassung der Analyse der P-Kopfwellen	71
5.6	Analyse der S-Kopfwellen	72
5.6.1	Konvertierte P-Kopfwellen	72
5.6.2	Auftreten der S-Kopfwellen	72
5.6.3	Zuordnung der S-Kopfwellen im Untergrundmodell und Amplitudenverhalten	74
5.6.4	Zusammenfassung der Analyse der S-Kopfwellen	77
6	Zusammenfassung und Ausblick	79
A	Zusammenfassung der Herleitung der viskoelastischen Wellengleichung nach Bohlen et al. (2023)	87
B	Matlab-Skripte zur Modellerstellung	89
C	Verwendete SOFI2D Modellierungsparameter	95
D	Matlab-Skript zum Erstellen der Snapshots	99
E	Snapshots der Reflexionsereignisse	105
F	Beweis der Behauptung in Abschnitt 5.4.3	111

Kapitel 1

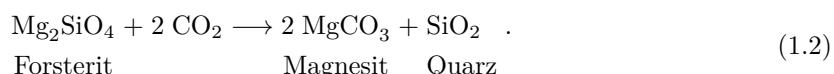
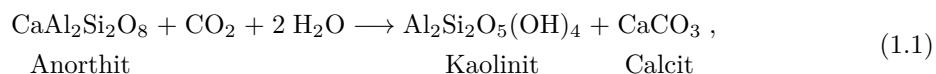
Einleitung

Es ist wissenschaftlicher Konsens, dass menschliche Aktivitäten, hauptsächlich die Emission von Treibhausgasen, für die globale Erwärmung der Erdatmosphäre sowie weitere Phänomene des Klimawandels verantwortlich sind. Den größten Anteil daran haben die Gase Kohlenstoffdioxid (CO_2) und Methan (CH_4). (IPCC, 2023)

Oelkers und Gislason (2023) identifizieren zwei Wege, die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre zu reduzieren. Zum einen können Prozesse, die Treibhausgase ausstoßen, wie die Verbrennung von fossilen Brennstoffen zur Energiegewinnung, zukünftig vermieden oder durch nachhaltige Alternativen ersetzt werden. Wo dies nicht möglich ist, kann die Technologie der CO_2 -Sequestrierung, auch CO_2 -Abscheidung und -Speicherung (CCS, englisch: Carbon Capture and Storage) zum Einsatz kommen.

Das IPCC (2005) und Oelkers und Gislason (2023) definieren CCS als einen Prozess, bei dem CO_2 in industriellen Prozessen oder bei der Energiegewinnung abgeschieden und dann an einem Ort in langfristiger Isolation vor der Atmosphäre gelagert wird. Das PERBAS-Forschungsprojekt (Permanent sequestration of gigatons of CO_2 in continental margin basalt deposits) untersucht die Möglichkeit, abgeschiedenes CO_2 in Offshore Basaltformationen im Ozeanboden zu speichern. Verglichen mit der konventionellen Speicherung in „produzierende[n] oder aufgegebene[n] Gas- und Ölfelder[n] oder saline[n] Aquifere[n]“ bietet die Offshore-Basaltspeicherung zahlreiche potentielle Vorteile (GEOMAR, 2024). In zwei Feldversuchen, dem Carbfix-Projekt in Südwestisland und dem Wallula Basalt Pilot Project im Bundesstaat Washington, USA, wurde die CO_2 -Injektion und -Speicherung in Basaltformationen bereits erprobt (Snæbjörnsdóttir et al., 2020).

CO_2 -Speicherung in Basaltformationen: In konventionellen Reservoirs funktioniert die Speicherung des injizierten CO_2 über einen mehrstufigen Prozess. Zunächst wird es in ein poröses Wirtsgestein gepresst, welches durch eine impermeable Deckschicht abgeschlossen ist (structural trapping). Dadurch sammelt sich das CO_2 in den Poren (residual trapping) und löst sich mit der Zeit in den Porenwässern auf (solubility trapping). Diese saure Lösung kann mit den Mineralien im umliegenden Gestein chemisch reagieren, wobei das CO_2 fest in Karbonatmineralien gebunden wird (mineral trapping). Je weiter dieser Prozess fortschreitet, desto sicherer ist das CO_2 gespeichert. In Abb. 1.1 ist im linken Teil der Abbildung das typische anteilige Vorliegen des CO_2 in den vier Stufen im Verlaufe der Zeit gezeigt. Dabei ist zu sehen, dass das CO_2 selbst nach mehreren tausend Jahren zum Großteil nicht in mineralisierter Form vorliegt. Im Carbfix-Projekt konnte der Prozess der Mineralisierung erheblich beschleunigt werden. Dazu wird das CO_2 in reaktive, mafische oder ultramafische Gesteine, wie beispielsweise Basalt eingebracht. Die mafischen Minerale reagieren durch ihre hohe Konzentration an divalenten Kationen wie Ca^{2+} , Mg^{2+} oder Fe^{2+} nach Oelkers und Gislason (2023) mit dem CO_2 unter anderem wie folgt:



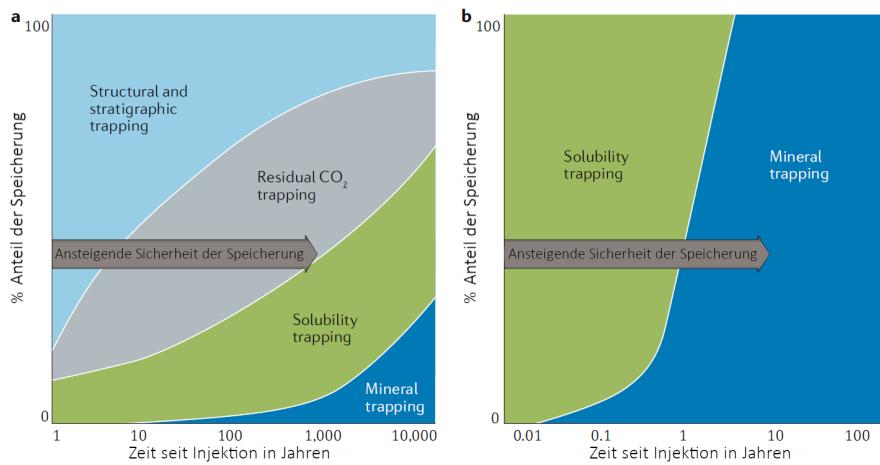


Abbildung 1.1: Anteilige Speicherform von CO_2 nach Injektion in konventionellen Reservoirs und im Carbfix-Experiment. a) Typischer zeitlicher Verlauf für die anteiligen CO_2 -Speicherformen in konventionellen Reservoirs. Selbst nach mehreren tausend Jahren liegt nur ein Bruchteil in Form von Karbonatmineralen vor (s. Fließtext für die Beschreibung der restlichen Phasen). b) Analoger zeitlicher Verlauf wie er im Carbfix-Projekt beobachtet und für ähnliche Experimente bei Speicherung in Basaltformationen vorausgesagt wird. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Snæbjörnsdóttir et al. (2020)

Weiterhin wurde das CO_2 im Carbfix-Projekt schon vor der Injektion in Wasser gelöst. Dadurch war bereits zwei Jahre nach der Injektion in den Basalt mehr als 95% des CO_2 mineralisch gebunden (vgl. Abb. 1.1b). In dieser Form ist das CO_2 selbst auf geologischen Zeitskalen sicher gespeichert. Dies stellt einen enormen Vorteil gegenüber der konventionellen Speicherung dar. (Snæbjörnsdóttir et al., 2020)

Weiterhin eröffnet die Speicherung in Basalt enorme zusätzliche Speicherpotentiale gegenüber konventionellen Reservoirs. Das gilt insbesondere wenn Offshore-Formationen im Ozeanboden genutzt werden können, wie es im PERBAS-Projekt untersucht wird. Das GEOMAR (2024) nennt ein geschätztes weltweites Volumen von 40 Tt CO_2 für die Kohlenstoffspeicherung in Offshore-Basaltkomplexen. Snæbjörnsdóttir et al. (2020) schätzt die theoretische Speicherkapazität unter Miteinbeziehung aller ozeanischen Rücken auf mindestens 100 Tt CO_2 . Dies ist mehr, als durch die Verbrennung aller fossilen Brennstoffe freigesetzt werden könnte. (Snæbjörnsdóttir et al., 2020)

Zuletzt vermeidet die Offshore-Speicherung Nutzungskonflikte, die bei der Nutzung von Reservoirs in Küstennähe oder auf dem Land auftreten. In Küstennähe können Gebiete beispielsweise für bestehende oder geplante Windparks oder als Naturschutzgebiete ausgewiesen sein. Bei der Offshore-Speicherung gibt es außerdem keine Gefahren für die Bevölkerung durch induzierte Seismizität oder mögliche Grundwasserbelastung. (Snæbjörnsdóttir et al., 2020)

Ziele und Aufgaben des GEOMAR im PERBAS-Forschungsprojekts: Gemeinsam mit mehreren Partnern aus Norwegen, Indien, den Vereinigten Staaten und Deutschland, ist das Geomar Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel (GEOMAR) am PERBAS-Forschungsprojekt beteiligt (GEOMAR, 2024). Die vorliegende Arbeit findet in Kooperation mit dem GEOMAR im Kontext des PERBAS-Projekts statt.

Die Aufgaben des GEOMAR konzentrieren sich auf die Untersuchung der geophysikalischen Parameter einer potentiellen CO_2 -Lagerstätte, sowie auf die Grenzen geophysikalischer Fernerkundung zur Beschreibung der Lagerstätte. Die Gebiete die im PERBAS-Projekt im Fokus stehen, sind die vulkanische Grabenzone des nordostatlantischen Kontinentalrands (NE Atlantic volcanic rifted margin), sowie der Dekkan-Trapp im westlichen Indien. Beide sind Teil magmatischer Großprovinzen (LIP, englisch: Large igneous provinces). In diesen sind nach Coffin und Eldholm (1992) große Mengen an magmatischen Gesteinen, typischerweise auf einer Fläche von mehr als 100 000 km², in sehr kurzer Zeit und oft in Form von Flutbasalten, abgelagert. Diese großen Mengen an basaltischen Gesteinen sind notwendig, da das PERBAS-Projekt auf die Speicherung von CO_2 im Bereich von

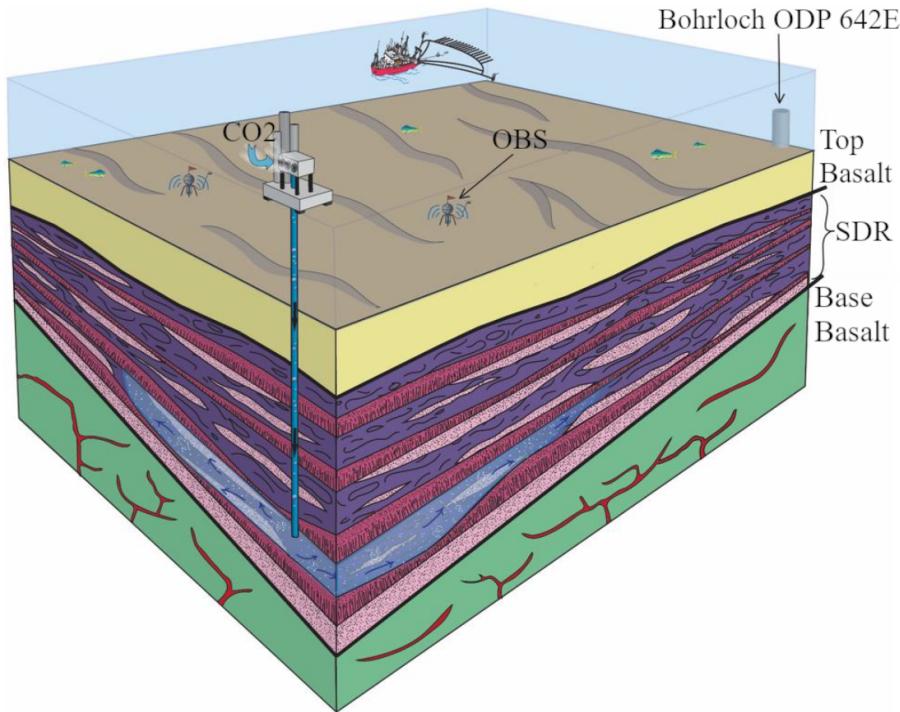


Abbildung 1.2: Illustration der möglichen CO_2 -Sequestrierung in den Basaltformationen des Vøring Plateaus. Das CO_2 (blau) wird in einen basaltischen Lava Flow (lila) der sogenannten Seaward Dipping Reflectors (SDR) des Vøring Plateaus eingepresst. Für eine genaue Beschreibung der geologischen Strukturen s. Kapitel 3. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Planke et al. (2021)

Gigatonnen abzielt (GEOMAR, 2024). Die Vulkanische Grabenzone im Nordatlantik lässt sich von Süden nach Norden in drei große Regionen unterteilen, die jeweils grob aus einer Randhochebene (Marginal high) und einem zugehörigen sedimentären Becken (Sedimentary basin) bestehen: Das Färöer-Shetland-System, das Møre System und das Vøring System (Millett et al., 2022; Grunnaléite & Gabrielsen, 1995). Im PERBAS-Projekt wird das Vøring Plateau, welches in Kapitel 3 detailliert beschrieben wird, untersucht. Die grundlegende Struktur des Vøring Plateaus ist durch mehrere seismische Messungen und viele Studien gut bekannt (Planke et al., 2000, 2017; Planke & Eldholm, 1994; Berndt et al., 2001; Breivik et al., 2014; Abdelmalak et al., 2015, 2016a,b; Millett et al., 2022). Außerdem existieren dort mehrere Bohrungen unter anderem des Ocean Drilling Program (ODP) und des International Ocean Discovery Program (IODP) (Eldholm et al., 1987; Planke et al., 2022; Millett et al., 2022).

Das GEOMAR plant im Rahmen des Projektes eine Messkampagne, bei welcher das Vøring Plateau auf dieser Grundlage weiter untersucht werden soll. Auf der Ausfahrt mit einem Forschungsschiff soll dazu unter anderem eine aktive marine 3D Seismik mit Ozeanbodenseismometern (OBS) akquiriert werden. Die vorliegende Arbeit unterstützt das GEOMAR in der Vorbereitung dieser Messung. Anhand einer numerischen Modellierung des Wellenfeldes einer seismischen Messung am Vøring Plateau sollen Erkenntnisse über die potentiellen Anforderungen und Einschränkungen an die Messgeometrie für die spätere tatsächliche Messung gewonnen werden.

Ziele der vorliegenden Arbeit: In dieser Arbeit soll eine seismische Messung am Vøring Plateau mit Hilfe numerischer Verfahren simuliert und ausgewertet werden. *Das Ergebnis der Arbeit wird eine ausführliche Analyse des in dieser Modellierung erzeugten Wellenfeldes sein. In der Auswertung werden die charakteristischen Eigenschaften des Wellenfeldes, die für die spätere Messkampagne des GEOMAR relevant sein können, herausgearbeitet.* Das GEOMAR wird diese Ausarbeitung dazu nutzen, um die Parameter der Messung (hauptsächlich die Messgeometrie, also die Positionen und Abstände der Ozeanbodenseismometer) zu planen und zu optimieren.

Das Ziel der Arbeit, also die Analyse des Wellenfeldes einer simulierten Messung am Vøring Plateau, wird in drei Schritten erreicht: 1.) Die Erstellung eines eindimensionalen Untergrundmodells der

physikalischen Eigenschaften des Untergrunds am Vørings Plateau; 2.) Das Durchführen einer numerischen Modellierung des Wellenfeldes unter Verwendung des im ersten Schritt erstellten Untergrundmodells; 3.) Die ausführliche Analyse des im zweiten Schritt erzeugten Wellenfelds.

Die Kapitel und Abschnitte dieser Arbeit teilen sich wie folgt auf diese drei Schritte auf:

1.) Erstellung des Untergrundmodells: Die Erstellung des Untergrundmodells wird grundsätzlich in Kapitel 4 beschrieben. In Abschnitt 4.1.1 erfolgt ein Überblick über die Daten, die am Vørings Plateau zu Beginn der Arbeit vorliegen. Die Qualität und Eignung zur Modellerstellung der Daten wird diskutiert, wobei für den weiteren Prozess die Bohrlochdaten der ODP Bohrung 642 ausgewählt werden. Da die Bohrlochdaten nur Informationen über die Abhängigkeit der petrophysikalischen Parameter mit der Tiefe enthalten, wird daraus ein eindimensionales Untergrundmodell erstellt. Dabei werden laterale Änderungen des Untergrunds vernachlässigt. Aufgrund der Geologie des Vørings Plateaus, die in Abschnitt 3.1 beschrieben wird, ist dies, abhängig vom späteren Ort der Kampagne und der Entfernung zur ODP Bohrung 642 eine Annahme, die nicht zutrifft und die die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf die Realität einschränkt. Die Auswirkungen der Eindimensionalität in der Modellannahme werden in Abschnitt 4.1.2 diskutiert. Eine detaillierte Beschreibung der im Weiteren verwendeten Daten aus dem ODP Bohrloch 642 findet in Abschnitt 4.2 statt. Die Bereinigung und Bearbeitung der Daten wird in Abschnitt 4.3 beschrieben. Abschließend geschieht die Zusammenführung der Datensätze und die Erstellung des finalen Modells in Abschnitt 4.4. Dabei fließen im Besonderen die in Abschnitt 3.2 beschriebenen geologischen Gegebenheiten in der Umgebung der ODP Bohrung mit ein.

2.) Durchführung der numerischen Modellierung des Wellenfeldes: Die numerische Modellierung geschieht mit der am Geophysikalischen Institut (GPI) des KIT entwickelten Software SOFI2D (Bohlen et al., 2023)¹. SOFI2D löst zur Modellierung des Wellenfeldes die zweidimensionale Wellengleichung nach dem Finite-Differenzen-Verfahren. An die Wellengleichung können in SOFI2D verschiedene Anforderungen gestellt werden. In dieser Arbeit findet eine viskoelastische Modellierung unter der Annahme von Isotropie statt. Die physikalischen Grundlagen zur Ausbreitung seismischer Wellen im Untergrund werden in Abschnitt 2.1 besprochen. Auf die Herleitungen der Wellengleichungen, die SOFI2D verwendet, wird in Abschnitt 2.3.1 eingegangen, während Abschnitt 2.3.2 das Finite-Differenzen-Verfahren in seinen Grundzügen anreißt. Die Modellierungsparameter sind in Absprache mit dem GEOMAR möglichst realistisch für die spätere Messung gewählt und werden in Abschnitt 5.1 aufgeführt. Dort wird auch die Wahl der Modellierung der viskoelastischen Wellenausbreitung, welche die vom Medium abhängige intrinsische Dämpfung seismischer Wellen mitberücksichtigt, begründet.

3.) Analyse des Wellenfeldes: Die Ergebnisse der Modellierung werden auf verschiedene Arten visualisiert. Mit Hilfe synthetischer Seismogramme werden simulierte Messdaten der späteren tatsächlichen Kampagne erzeugt. Die errechnete numerische Lösung der Wellengleichung wird durch sogenannte Snapshots abgebildet. Aus ihnen lassen sich Filme erstellen, die die Ausbreitung des Wellenfeldes in Echtzeit zeigen. Die Analyse des Wellenfeldes findet mit diesen beiden Hilfsmitteln unter den Gesichtspunkten der klassischen seismischen Reflexions- und Refraktionsmethode statt. Eine kurze Wiederholung der Prinzipien beider Methoden findet sich in Abschnitt 2.2 (siehe auch den Abschnitt 2.1 zu den physikalischen Grundlagen). Abschnitt 5.2 beschreibt die allgemeinen Eigenschaften des Wellenfeldes. Abschnitt 5.3 und Abschnitt 5.4 gehen konkret auf die Charakteristika unter Verwendung der Reflexionsmethode ein, wobei nach P- und S-Wellen unterscheiden wird. Bei den S-Wellen liegt der Fokus insbesondere auf den Unterschieden zu den bisher erarbeiteten Eigenschaften der P-Wellen. Als bereits im Vorfeld definierte Gesichtspunkte wird dabei unter anderem das Auftreten von multiplen Reflexionen, sowie das Amplitudenverhalten der Signale untersucht. Abschnitt 5.5 und Abschnitt 5.6 arbeiten die charakteristischen Eingenschaften des Wellenfeldes in Bezug auf die Refraktionsmethode heraus. Auch dort wird analog nach P- und S-Kopfwellen unterschieden. Eine Zusammenfassung der gesamten Arbeit, und insbesondere der in der Analyse beschriebenen charakteristischen Eigenschaften des Wellenfeldes findet in Kapitel 6 statt.

¹Repository: <https://gitlab.kit.edu/kit/gpi/ag/software/sofi2d> (besucht am 22.04.2024)

Kapitel 2

Theorie

Im folgenden Kapitel wird die für die Arbeit relevante physikalische und mathematische Theorie dargelegt. Abschnitt 2.1 beschreibt die Grundlagen der seismischen Wellenausbreitung. Darauf aufbauend werden in Abschnitt 2.2.1 die Reflexions- und in Abschnitt 2.2.2 die Refraktionsmethode zur Auswertung seismischer Messungen in ihren Grundzügen beschrieben. Beide Methoden werden in den Abschnitten 5.2 bis 5.6 dazu genutzt um das in der Modellierung erzeugte Wellenfeld zu analysieren. Weil der Modellierung ein eindimensionales Untergrundmodell zugrunde liegt, genügt im Theorienteil jeweils eine zweidimensionale Betrachtung mit söhlig gelagerten homogenen Schichten. Abschnitt 2.3 bezieht sich auf die numerische Modellierung mit Hilfe des Finite-Differenzen-Verfahrens. In Abschnitt 2.3.1 wird exemplarisch die elastische Wellengleichung hergeleitet, was in Anhang A auf die viskoelastische Wellengleichung erweitert wird. Letztere wird von der Software SOFI2D gelöst um die Wellenausbreitung zu modellieren. Da die Verwendung der viskoelastischen Wellengleichung auf die Mitberücksichtigung der intrinsischen Dämpfung seismischer Wellen abzielt, bildet Abschnitt 2.1.2 einen kurzen Grundlagenabschnitt zur mathematischen Beschreibung der Dämpfung. Das Finite-Differenzen-Verfahren wird in Abschnitt 2.3.2 angerissen.

2.1 Physikalische Grundlagen seismischer Wellen

Clauser (2018) definiert seismische Wellen als „zeitliche begrenzte (transiente) elastische Auslenkungen von Materie, welche sich räumlich und zeitlich quasi-periodisch ausbreiten.“ Sie ähneln darin anderen bekannten physikalischen Wellenphänomenen. Wichtig ist die Charakteristik der elastischen Wellenausbreitung. Breitet sich mechanische Energie elastisch im Untergrund aus, so bedeutet dies, dass die ausgelenkte Materie in der Abwesenheit weiterer verformender Kräfte sofort in ihre Ausgangsposition und -form zurückkehrt. Unter einer viskoelastischen Welle ist die verzögerte Rückkehr in die Ausgangsposition und -form zu verstehen. Inelastizität bezeichnet hingegen die permanente Verformung eines Körpers. (Everett, 2013)

Für die im Folgenden beschriebenen seismischen Verfahren sind vor allem Kompressions-, auch P-Wellen, und Scher-, auch S-Wellen, relevant. Die Auslenkung der Partikel einer P-Welle findet in der Ausbreitungsrichtung der Welle statt. Bei einer S-Welle geschieht dies senkrecht zur Ausbreitungsrichtung, wobei verschiedene Polarisationsrichtungen möglich sind. Für die zweidimensionale Betrachtung dieser Arbeit spielt nur die vertikale Polarisation (SV) eine Rolle. Es existieren weitere elastische Wellentypen, wie verschiedene Oberflächenwellen, die in der folgenden Betrachtung der Reflexions- und Refraktionsseismik keine Rolle spielen. (Everett, 2013)

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit einer seismischen Welle ist eine Eigenschaft des Mediums und in der Geophysik damit meistens ein petrophysikalischer Parameter des Gesteins. Die P-Wellengeschwindigkeit v_p ist immer größer als die S-Wellengeschwindigkeit v_s , wobei das Verhältnis v_p/v_s für die meisten Gesteine zwischen 1.5 und 2.5 liegt (Milsom & Eriksen, 2011). In gasförmigen oder flüssigen Medien, wie Wasser, können sich keine S-Wellen ausbreiten und es gilt $v_s = 0 \text{ m/s}$.

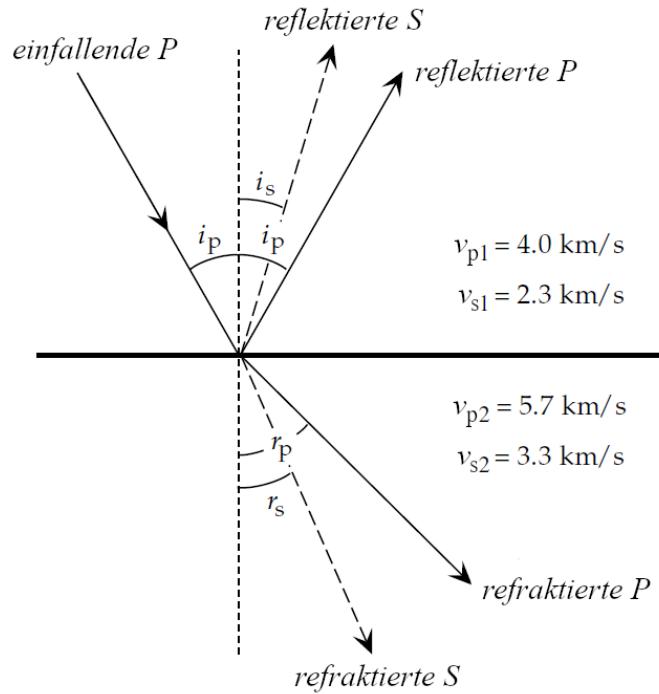


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Reflexion, Brechung und Konversion einer seismischen Welle an einer Grenzschicht. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Lowrie (2007, S. 175).

2.1.1 Reflexion und Refraktion seismischer Wellen

Trifft eine seismische Welle auf eine Grenzfläche zweier verschiedener Medien, verhält sie sich nach den Gesetzen der geometrischen Optik, analog zu beispielsweise Lichtstrahlen. Das heißt, die Welle wird an der Grenzfläche nach dem aus der Optik bekannten snelliusschen Gesetz

$$\frac{\sin(i)}{\sin(r)} = \frac{v_1}{v_2} \quad (2.1)$$

gebrochen (refraktiert) und reflektiert (Milsom & Eriksen, 2011). Für elastische Wellen findet an solchen Grenzflächen eine Konversion zwischen P- und S-Wellen (genauer SV-Wellen) statt (Everett, 2013). Ein Teil der mechanischen Energie einer einfallenden P-Welle wird also als S-Welle weiter propagiert. Dabei gilt das snelliussche Gesetz weiterhin, und die Reflexions- und Refraktionswinkel der konvertierten Welle werden durch die jeweiligen P- und S-Geschwindigkeiten beider Medien bestimmt (Lowrie, 2007). Abb. 2.1 zeigt alle entstehenden Wellentypen und deren Strahlwege und Ein-/Ausfallswinkel bei einer auf eine Grenzschicht treffende P-Welle. Wie sich die Amplitude der einfallenden Welle auf die Amplituden der konvertierten und nicht-konvertierten, reflektierten und gebrochenen Welle aufteilt wird durch die Zoeppritz-Gleichungen beschrieben und hängt in komplexer Weise von dem Einfallswinkel ab (Everett, 2013). Entscheidend sind weiterhin auch die Massendichte ρ und die Ausbreitungsgeschwindigkeit v der Medien. Für eine P-Welle mit einem Einfallswinkel von $\theta = 0^\circ$, vereinfachen sich die Zoeppritz-Gleichungen, da keine Konversion stattfindet. In diesem Fall lassen sie sich in simpler Form durch die Impedanzen $Z = \rho \cdot v$ beider Medien darstellen. Die dimensionslosen Reflexions- und Transmissionskoeffizienten R und T sind dann nach Everett (2013) gegeben durch

$$\begin{aligned} R^p &= \frac{Z_2^p - Z_1^p}{Z_2^p + Z_1^p} & R^s &= 0 \\ T^p &= \frac{2Z_1^p}{Z_2^p + Z_1^p} & T^s &= 0 . \end{aligned} \quad (2.2)$$

Von besonderer Relevanz ist der sogenannte kritische Einfallswinkel i_c . Wird die einfallende Welle in ein Medium mit einer höheren Ausbreitungsgeschwindigkeit $v_2 > v_1$ transmittiert, so wird sie vom

Lot weggebrochen und der Ausfallswinkel r ist größer als der Einfallswinkel i . Folglich existiert ein Einfallswinkel $i < 90^\circ$, für welchen die Welle mit $r = 90^\circ$ genau parallel zur Grenzfläche gebrochen wird. Nach Gleichung 2.1 ist dieser kritische Winkel gegeben durch

$$i_c = \arcsin\left(\frac{v_1}{v_2}\right). \quad (2.3)$$

Für Einfallswinkel $i > i_c$ findet eine Totalreflexion ($R = 1$ und $T = 0$) statt. Im Falle einer kritischen Refraktion $i = i_c$ bildet sich aus der gebrochenen Welle eine Kopfwelle, auch Mintrop- oder geführte Welle genannt. Sie bewegt sich mit der höheren Geschwindigkeit v_2 parallel zur Grenzfläche und strahlt ihre Energie unter dem nach Gleichung 2.1 gegebenen Ausfallswinkel r kontinuierlich auch wieder zurück in das erste Medium ab. (Clauser, 2018)

Es ist zu beachten, dass die Betrachtung von seismischen Wellen als Ansammlung von Strahlen, deren Strahlwege den Gesetzen der geometrischen Optik unterliegen, lediglich eine gute Näherung darstellt, wenn die Wellenlängen vergleichsweise klein gegenüber den räumlichen Ausdehnungen der zu beleuchtenden Strukturen im Untergrund sind. Je größer die Wellenlänge im Vergleich, desto relevanter werden reine Welleneffekte, die nicht durch die Strahlenbetrachtung erklärt werden können. Insbesondere die Beugung seismischer Wellen an Strukturen mit kleinen Krümmungsradien im Bereich der Wellenlänge kann bei der Erkundung des nahen Untergrundes mit seismischen Methoden relevant sein. (Milsom & Eriksen, 2011; Everett, 2013)

2.1.2 Dämpfung seismischer Wellen

Dämpfung bezeichnet die Abnahme der Amplitude einer sich ausbreitenden seismischen Welle. Lowrie (2007) leitet die vom Medium unabhängige geometrische Amplitudenabnahme wie folgt her. Eine dreidimensionale elementare Kugelwelle im Abstand r von ihrer Punktquelle verteilt ihre Energie auf die Fläche $4\pi r^2$. Bei gemäß dem Energieerhaltungssatz gleichbleibender Gesamtenergie nimmt die Energiedichte der Welle mit fortschreitender Ausbreitung quadratisch ab. Da die Intensität einer Welle im Allgemeinen proportional zum Amplitudenquadrat der Welle ist, verringert sich die Amplitude also proportional zu $1/r$. Analog folgt eine zweidimensionale geometrische Amplitudenabnahme proportional zu $1/\sqrt{r}$.

Weiterhin absorbiert jedes Medium einen Teil der Energie einer seismischen Welle durch imperfektes elastisches, beispielsweise viskoelastisches, Verhalten. Nur für den theoretischen Fall perfekter elastischer Kopplung aller Partikel können diese die Anregungsenergie verlustfrei durch das Medium transportieren. In Wirklichkeit geht ein Teil der Energie beispielsweise als Reibungsenergie verloren (Lowrie, 2007). Es existieren verschiedene Mechanismen die zur Absorption in Gesteinen beitragen. Deren Zusammenspiel ist im Allgemeinen komplex und nicht immer vollständig verstanden (Schön, 2015; Everett, 2013).

Mathematisch kann der Energieverlust einer seismischen Welle durch die Absorption des Mediums mit dem dimensionslosen Qualitätsfaktor Q beschrieben werden. Nach Lowrie (2007) ist Q^{-1} definiert als relativer Energieverlust pro Wellencyklus

$$\frac{1}{Q} = -\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E}. \quad (2.4)$$

Der Energieverlust pro Wellencyklus lässt sich auch als Energieverlust pro zurückgelegte Strecke r über eine Wellenlänge λ auffassen. Lowrie (2007) stellt daraus und mit Hilfe von $A^2 \propto E$ die Differentialgleichung und ihre zugehörige Lösung

$$\frac{dA}{dr} = -A \frac{\pi}{Q\lambda} \implies A = A_0 \exp\left(-\frac{\pi}{Q\lambda} r\right) \quad (2.5)$$

für die Amplitude A als Funktion von r auf. Der Absorptionskoeffizient

$$\alpha = \frac{\pi}{Q\lambda}; \quad [\alpha] = 1/m \quad (2.6)$$

ist demnach ein Maß für die Stärke der Dämpfung in einem Medium. Gleichung 2.6 zeigt, dass α linear von der Frequenz einer Welle abhängt. Hochfrequente Wellen werden also in stark absorbierenden Medien auch stärker gedämpft. Der Untergrund wirkt auf ein seismisches Signal in diesem Sinn

wie ein Tiefpassfilter (Clauser, 2018; Everett, 2013). In dieser allgemeinen Herleitung nach Lowrie (2007) ist Q^{-1} frequenzunabhängig und kann daher auch als nach der Wellenlänge normiertes Maß für die Dämpfung verstanden werden (Schön, 2015).

Die Amplitudenabnahme einer seismischen Welle in der Realität hängt auch damit zusammen, dass die Energie durch die Heterogenität des Untergrunds immer weiter aufgeteilt und gestreut wird (Everett, 2013). Destruktive Interferenz zwischen verschiedenen solchen aufgeteilten Laufwegen kann zu einer scheinbaren Dämpfung des Signals führen. Feldmessungen beobachten deshalb eine effektive Dämpfung, welche sich aus der intrinsischen Dämpfung durch die Absorption des Mediums und der scheinbaren Dämpfung zusammensetzt. (Rutledge & Winkler, 1989)

2.2 Seismische Verfahren zur Erkundung des nahen Untergrundes

Zur Analyse des modellierten Wellenfeldes in Abschnitt 5.2 bis Abschnitt 5.6 werden zwei Standardverfahren der seismischen Erkundung des nahen Untergrunds genutzt: Die Reflexionsmethode und die Refraktionsmethode. Beide haben gemeinsam, dass ein seismisches Signal mit einer Quelle an einem bekannten Ort und zu einer bekannten Zeit, im Allgemeinen an der Erd- oder Meeresoberfläche, erzeugt wird. Dieses bewegt sich durch den Untergrund und wird an den zu erkundenden Strukturen gebrochen und reflektiert. Ein Teil der Energie wird so an die Oberfläche zurückgeworfen. Dort zeichnen mehrere Messgeräte in verschiedenen Abständen zur Quellposition die Bodenbewegung (Geophon) oder den Schalldruck im Wasser (Hydrophon) durch das seismische Signal auf. Aus der Analyse dieser aufgezeichneten Daten lassen sich Erkenntnisse über die Struktur des Untergrundes gewinnen. Zwei für dieses Vorgehen typische Beispiele sind zum einen die Migration, bei geologische Grenzflächen abgebildet werden, indem das zurückgeworfene seismische Signal an seinen Entstehungspunkt im Untergrund zurückprojiziert wird. Zum anderen gibt es die Inversion, bei welcher ein Modell der physikalischen Parameter des Untergrundes, hauptsächlich der Ausbreitungsgeschwindigkeiten, rekonstruiert wird. Im einfachsten Fall werden dafür die Erstankunftszeiten der Signale an den Messgeräten sowie die Laufzeiten weiterer fundamentaler Strahlwege betrachtet. (Lowrie, 2007; Clauser, 2018)

Wie bereits in Kapitel 1 beschrieben wird im Folgenden mit einem isotropen, eindimensionalen Untergrundmodell gearbeitet, bei welchem die petrophysikalischen Eigenschaften nur von der Tiefe abhängen. Bei einer Anregung der seismischen Wellen durch eine Punktquelle ist das Wellenfeld rotationssymmetrisch bezüglich der vertikale Achse durch den Quellpunkt. Dadurch wird das Wellenfeld bereits vollständig durch einen zweidimensionalen Querschnitt beschrieben. Im Folgenden findet deshalb eine rein zweidimensionale Betrachtung statt. Auch die Modellierung wird rein zweidimensional durchgeführt (s. Kapitel 5). Die Verwendung eines eindimensionalen Modells wird in Abschnitt 4.1.1 durch die für die Arbeit vorliegenden Daten begründet. In Abschnitt 4.1.2 wird unter Bezug auf die konkreten geologischen Gegebenheiten am Vöring Plateau diskutiert, wie sich diese vereinfachende Annahme einschränkend auf die Aussagekraft der Modellierungsergebnisse auswirkt.

Bereits am einfachst möglichen Fall einer söhlig homogenen Schicht (1) über einem ebenfalls homogenen Halbraum (2) lassen sich die Charakteristika der Reflexions- und Refraktionsmethode aufzeigen. Die folgenden Beschreibungen sind Clauser (2018) und Lowrie (2007) entnommen. Für die Entstehung einer Kopfwelle gelte für die Ausbreitungsgeschwindigkeiten $v_2 > v_1$. Es genügt eine rein akustische Betrachtung, S-Wellen werden also vernachlässigt. Abb. 2.2 zeigt im unteren Teil einige Strahlwege der drei elementaren Wellentypen. Im oberen Teil ist das t-x-Laufzeitdiagramm gezeigt, welches den Ersteinsatz jedes Wellentyps bei einer gewissen Entfernung x von der Quellposition darstellt. Die direkte Welle läuft entlang der Oberfläche auf kürzestem Weg zu den Messgeräten. (Sie ist aber keine Oberflächenwelle!) Die Kopfwelle entsteht, sobald ein Wellenstrahl im kritischen Winkel i_c auf die Grenzschicht trifft. Da sich die Kopfwelle mit der schnelleren Geschwindigkeit v_2 bewegt, überholt sie nach einer gewissen Zeit die direkte Welle als Ersteinsatz im Laufzeitdiagramm. Dies geschieht in der Überholentfernung

$$x_k = 2d \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}, \quad (2.7)$$

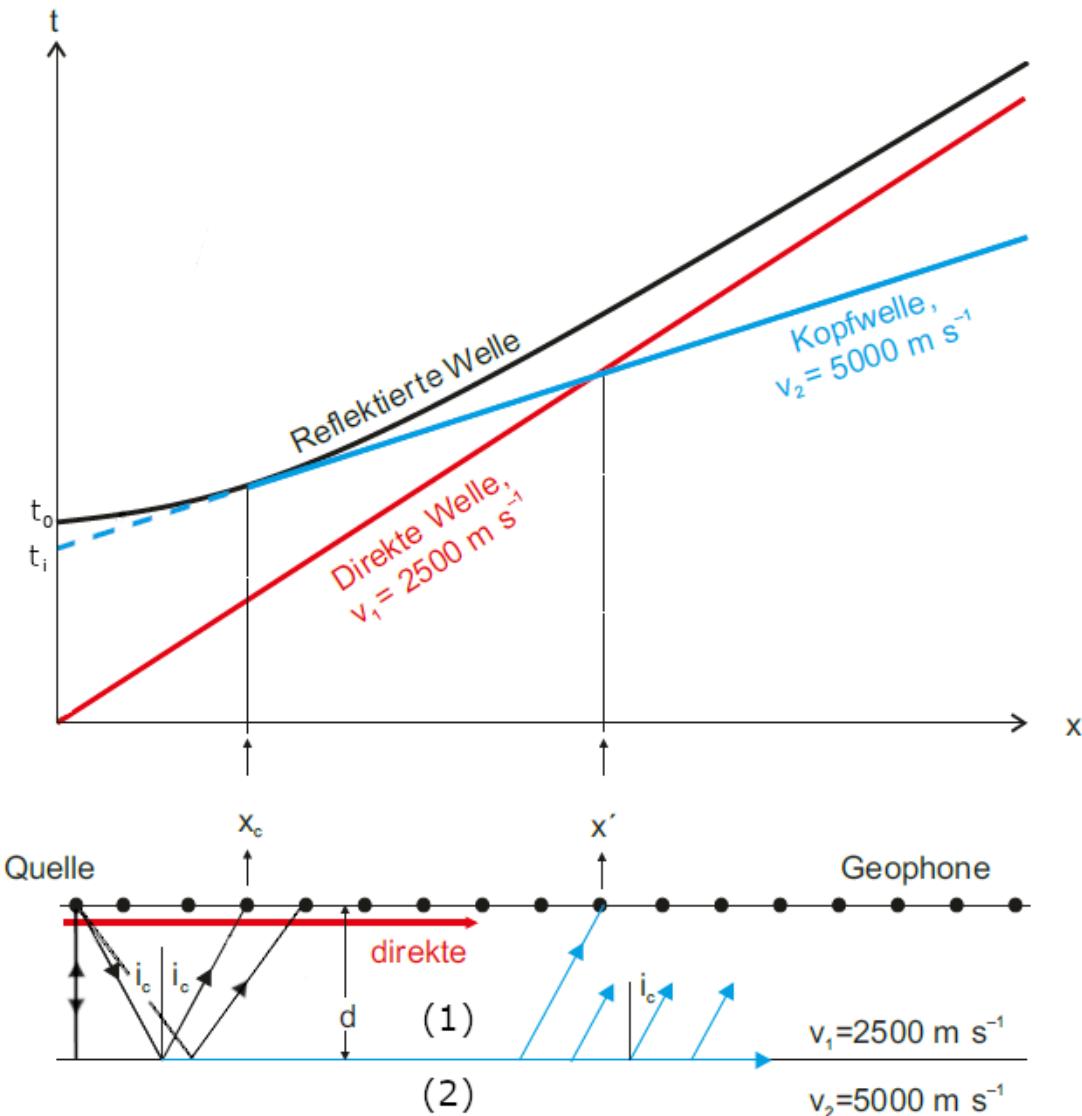


Abbildung 2.2: Laufzeitdiagramm der elementaren Wellentypen im söhlichen Ein-Schicht-Fall. Der obere Teil der Abbildung zeigt das t - x -Laufzeitdiagramm, während im unteren Teil einige Strahlwege der verschiedenen Wellentypen eingezeichnet sind. Die direkte Welle (rot) läuft an der Oberfläche mit der langsameren Geschwindigkeit der oberen Schicht v_1 . In schwarz sind die reflektierten Wellenstrahlen und deren Laufzeithyperbel eingezeichnet. Die blaue Kopfwelle läuft in der Grenzschicht mit der schnelleren Geschwindigkeit des Halbraums v_2 . Weitere charakteristische Größen, wie die Lotzeit t_0 , Interceptzeit t_i , kritische Entfernung x_c , Überholentfernung x' , Schichtmächtigkeit d und der kritische Winkel i_c , sind markiert. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Clauser (2018, S. 73).

wobei d die Mächtigkeit der söhlichen Schicht (1) ist. In Abb. 2.2 ist diese mit x' bezeichnet. Die Entfernung, in der zum ersten Mal ein Einsatz der Kopfwelle zu sehen ist, heißt kritische Entfernung

$$x_c = 2d \tan(i_c) \stackrel{(2.1)}{=} 2d \frac{v_1}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}. \quad (2.8)$$

Bei dieser Entfernung treffen sich die Laufzeitkurven der reflektierten und der Kopfwelle. Im Gegensatz zu den Laufzeitkurven der direkten und der Kopfwelle, ist die der reflektierten Welle keine Gerade sondern eine Hyperbel. Sie bildet nie den Ersteinsatz, da sie sich auch mit der Geschwindigkeit v_1 ausbreitet, aber eine größere Strecke zurücklegt, als die direkte Welle. Die reflektierte Kurve nähert sich der direkten aber mit fortschreitender Entfernung asymptotisch an. Der kürzeste reflektierte Strahlweg verläuft von der Quelle senkrecht nach unten und von der Grenzschicht wieder zurück. Dies ist der Lotstrahl und seine Laufzeit

$$t_0 = \frac{2d}{v_1} \quad (2.9)$$

heißt Lotzeit und bildet den Achsenabschnitt der Laufzeitkurve der reflektierten Welle. Da die Kopfwelle erst ab der kritischen Entfernung zu beobachten ist, besitzt ihre Laufzeitkurve keinen Achsenabschnitt. Die theoretische Verlängerung der Kurve (blau gestrichelt in Abb. 2.2) liefert bei $x = 0$ die sogenannte Interceptzeit

$$t_i = \frac{2d}{v_1} \cos(i_c) \stackrel{(2.1)}{=} 2d \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}. \quad (2.10)$$

2.2.1 Reflexionsmethode

Für die reflektierte Welle im oben beschriebenen söhlichen Ein-Schicht-Fall lässt sich trigonometrisch die Laufzeitkurve $t(x)$ herleiten (Everett, 2013):

$$t(x) = \sqrt{\left(\frac{2d}{v_1}\right)^2 + \left(\frac{x}{v_1}\right)^2} \stackrel{(2.9)}{=} \sqrt{t_0^2 + \left(\frac{x}{v_1}\right)^2} \quad (2.11)$$

$$\iff t^2(x^2) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_1^2}. \quad (2.12)$$

Aus der transformierten $t^2(x^2)$ -Kurve lassen sich dann aus dem Kehrwert der Steigung die ursprüngliche Ausbreitungsgeschwindigkeit v_1 und aus dem Achsenabschnitt die Schichtmächtigkeit $d = t_0/2v_1$ rekonstruieren. In einer tatsächlichen Messung wird versucht, die Laufzeitkurve aus den Seismogrammen der Messgeräte zu extrahieren. Das beschreibt das Prinzip der Reflexionsmethode in seiner grundlegendsten Form.

Dieses lässt sich nun auf komplexere Modelle verallgemeinern. Der Fall einer geneigten Schicht (s. bspw. Lowrie (2007)) wird hier nicht weiter betrachtet. Aufgrund des in der Arbeit verwendeten eindimensionalen Untergrundmodells können nur söhliche Reflektoren modelliert werden. Clauser (2018) beschreibt stattdessen die Verallgemeinerung für einen Mehr-Schicht-Fall. Abb. 2.3 zeigt die Strahlwege der primären Reflexion an drei Schichten. Unter Annahme kleiner Empfängerentfernungen x gegenüber der Reflektortiefe wird das $t^2(x^2)$ -Diagramm wieder aus Laufzeitkurven der Form von Gleichung 2.12 bestehen:

$$t_i^2(x^2) = t_{0,(i)}^2 + \frac{x^2}{v_{\text{RMS},(i)}^2} \quad i \in \{1, 2, \dots\}. \quad (2.13)$$

Da die an der n -ten Schicht reflektierte Welle auch die Schichten $i = 1, \dots, n-1$ mit der Ausbreitungsgeschwindigkeiten $v_i \neq v_n$ durchquert, stellt $v_{\text{RMS},(n)}$ in Gleichung 2.13 eine ausgleichende mittlere Geschwindigkeit des gesamten Strahlweges dar. Die Dixsche Formel

$$v_{\text{RMS},(n)} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 (t_{0,(i)} - t_{0,(i-1)})}{\sum_{i=1}^n (t_{0,(i)} - t_{0,(i-1)})}} \quad (2.14)$$

lässt sich iterativ nach den tatsächlichen Intervallgeschwindigkeiten v_i auflösen. Aus den Lotzeiten $t_{0,(i)}$ können analog die Schichtmächtigkeiten bestimmt werden.

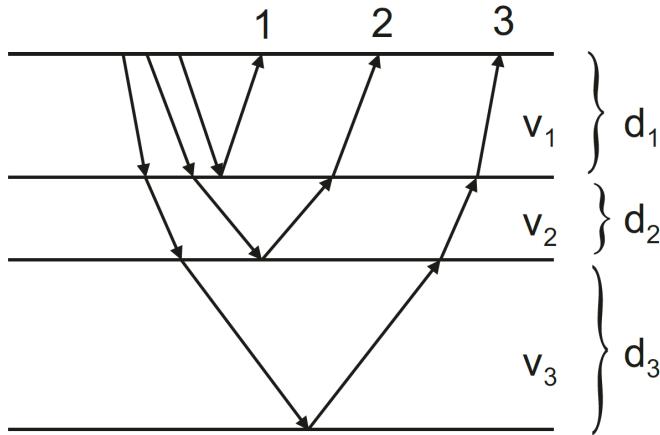


Abbildung 2.3: Primäre Reflexionen im söhligen Mehr-Schicht-Fall. Es sind die Strahlwege der primären Reflexionen dreier homogener söhliger Schichten gezeigt. d_i bezeichnet die jeweilige Schichtmächtigkeit und v_i die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Abbildung von Clauser (2018, S. 75).

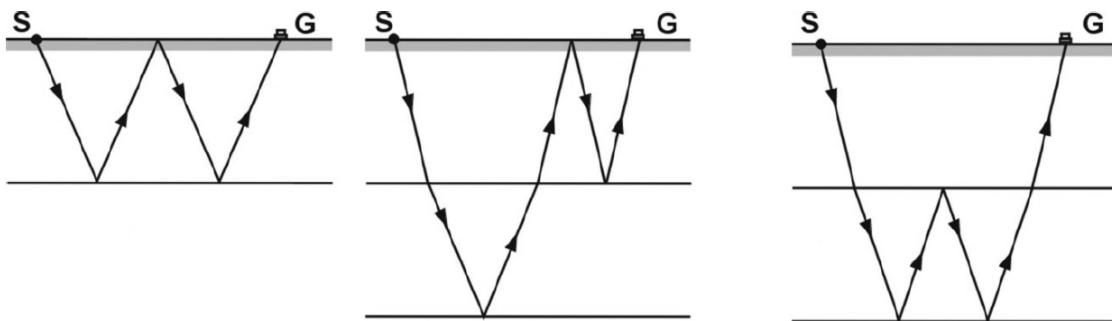


Abbildung 2.4: Verschiedene Strahlwege multipler Reflexionen. Links: Multiple erster Ordnung; Mitte: Holzbein (peg-leg); Rechts: Intraformationelle Multiple. Abbildung von Milsom und Eriksen (2011, S. 233).

Je komplexer die zu untersuchenden Strukturen des Untergrundes erwartet werden, desto mehr Zwischen- und Bearbeitungsschritte sind mit den seismischen Daten nötig, um mit der Reflexionsmethode Ergebnisse zu erzielen. Dabei bleibt das hier beschriebene Grundprinzip aber dasselbe. Wird zum Beispiel nicht nur ein seismisches Signal an einer Stelle ausgelöst, sondern die Quelle und Empfänger für mehrere Schüsse umpositioniert, so werden die aufgezeichneten Seismogramme häufig nach bestimmten Kriterien zu neuen Seismogrammgruppen, die die weitere Analyse vereinfachen, umsortiert. (Clauser, 2018)

Von spezieller Bedeutung für diese Arbeit sind multiple Reflexionen. Diese werden in der Analyse der Reflexionen in Abschnitt 5.3 und Abschnitt 5.4 gesondert untersucht. Beispiele für deren Strahlwege sind in Abb. 2.4 gezeigt. Die Äste multipler Reflexionen im Laufzeitdiagramm sind im Allgemeinen stärker gekrümmt als die der primären Reflexionen (Clauser, 2018; Everett, 2013). Eine Multiple erster Ordnung (linker Strahlweg in Abb. 2.4) lässt sich beispielsweise daran erkennen, dass ihre Laufzeit ein Vielfaches der primären Reflexion beträgt. Mehrfachreflexionen höherer Ordnung können scheinbare Reflektoren vorspiegeln und werden deshalb im Allgemeinen als Störfaktor betrachtet (Lowrie, 2007).

Als vertikale seismische Auflösung wird die Schichtmächtigkeit eines Reflektors bezeichnet, ab welcher sich dessen reflektiertes Signal eindeutig von den darüber und darunter liegenden Schichten unterscheiden lässt. Dies ist in der Analyse in Kapitel 5 relevant, da dadurch bestimmt wird, welche Strukturen des Untergrundes sich mit der Reflexionsmethode abbilden lassen. Everett (2013) gibt für eine seismische Welle der Wellenlänge λ eine theoretisch mögliche minimale vertikale Auflösung von $\lambda/4$ an. Dies lässt sich einfach herleiten, indem zwei idealisierte seismische Wellen in Form einer einzelnen Sinusschwingung betrachtet werden. Abb. 2.5 illustriert, dass sich die

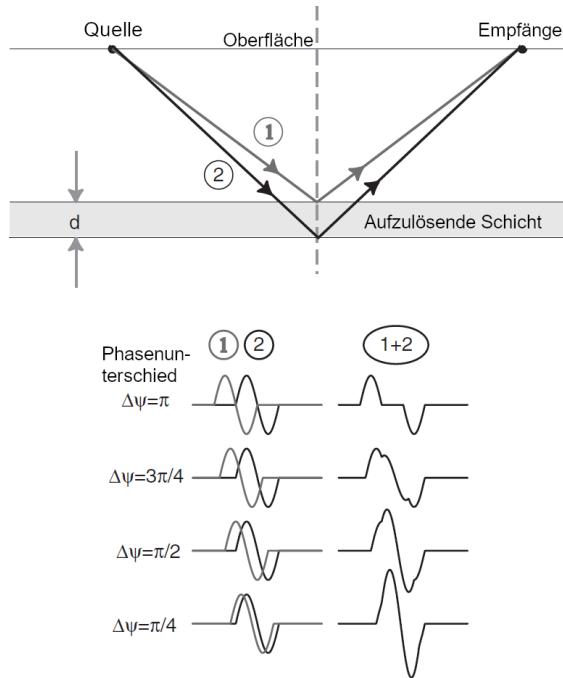


Abbildung 2.5: Illustration des Phasenunterschiedes bei der Reflexion an einer dünnen Schicht zur Herleitung der vertikalen seismischen Auflösung. Die Welle mit dem Strahlweg (1) hat einen kürzeren Laufweg als (2). Die beiden reflektieren jeweils von der Ober- beziehungsweise Unterkante der reflexionsseismisch aufzulösenden Schicht. Bei einem idealisierten Quellsignal mit nur einer Schwingungsperiode sind die sich gegenseitig überlagerten Wellen mit unterschiedlichen Phasenunterschieden $\Delta\Psi$ dargestellt. Erst ab $\Delta\Psi \geq \pi$ lassen sich die Ereignisse eindeutig unterscheiden. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Everett (2013, S. 145).

superponierten Signale bei einem Phasenunterschied von π erstmals eindeutig unterscheiden lassen. Dies korrespondiert zu einem räumlichen Versatz der Wellen von $\lambda/2$. Für das Zwei-Wege-Signal, welches an der Oberfläche aufgezeichnet wird genügt dann eine Schichtmächtigkeit von $\lambda/4$. (Everett, 2013)

Typischerweise ist bei einer seismischen Messung die Frequenz f des ausgesandten Signals bekannt. Die Wellenlänge ergibt sich aus $\lambda = v/f$. Damit ist die Frage, ob ein Reflektor seismisch aufgelöst werden kann, auch von der Ausbreitungsgeschwindigkeit in der entsprechenden Schicht selbst abhängig. Die Wellengeschwindigkeit im über der Schicht liegenden Medium ist irrelevant, da der Phasenunterschied unter Vernachlässigung von Brechung alleine durch den in der Schicht zusätzlich zurückgelegten Strahlweg entsteht. (Everett, 2013)

In der Realität kann die vertikale Auflösung aber auch schlechter als $\lambda/4$ sein, da die Betrachtung eines idealisierten Signals mit genau einer Schwingungsperiode im Allgemeinen nicht auf ein reales seismisches Signals zutreffen muss. Sollte das Signal beispielsweise aus mehreren Schwingungsperioden bestehen, lassen sich zwei überlagerte Welle nicht mehr anhand eines Versatzes von $\lambda/2$ auseinander halten. Bei zwei vollen Perioden muss der Versatz nach der Herleitung von Everett (2013) mindestens $3\lambda/2$ betragen.

2.2.2 Refraktionsmethode

Bei der Refraktionsmethode wird neben der Laufzeitkurve der Kopfwelle, auch die der direkten Welle hinzugezogen. Wie in Abb. 2.2 ersichtlich, bildet die direkte Welle die Ursprungsgerade

$$t(x) = \frac{x}{v_1} . \quad (2.15)$$

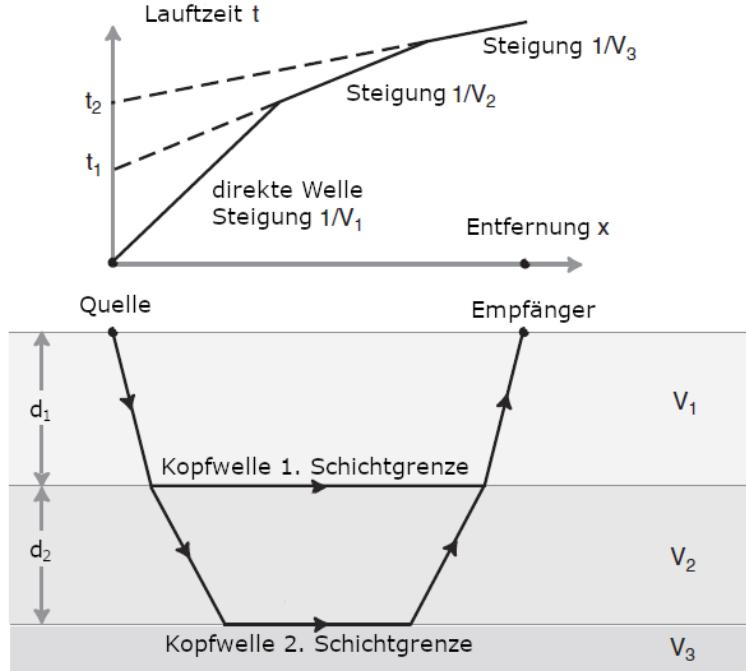


Abbildung 2.6: Strahlwege und Laufzeitdiagramm für Kopfwellen im söhlichen Mehr-Schicht-Fall. Es sind die Kopfwellen bei drei Schichten mit ansteigenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_j gezeigt. Im oberen Teil der Abbildung ist das zugehörige Laufzeitdiagramm zu sehen. Jede Kopfwelle sorgt für einen Knick in den Erstankunftszeiten, wobei die Steigungen der Geraden mit zunehmenden Geschwindigkeiten immer flacher werden. Die Interceptzeiten der Kopfwellen sind mit t_1 und t_2 bezeichnet. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Everett (2013, S. 159).

Für die Kopfwelle gilt nach Everett (2013)

$$\begin{aligned} t(x) &= \frac{2d}{v_1 \cos(i_c)} + \left(\frac{x}{v_2} - \frac{2d \tan(i_c)}{v_2} \right) \\ &\stackrel{(2.8)}{=} \frac{2d}{v_1 \cos(i_c)} + \frac{x - x_c}{v_2} \stackrel{(2.10)}{=} t_i + \frac{x}{v_2}. \end{aligned} \quad (2.16)$$

Somit können aus dem Kehrwert der Steigungen beider Laufzeitäste die ursprünglichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten v_1 und v_2 rekonstruiert werden. Die Schichtmächtigkeit d ergibt sich durch Umstellen von Gleichung 2.10 aus der Intercept-Zeit t_i oder aus der Überholentfernung x_k als $d = (x_k/2)\sqrt{(v_2 - v_1)/(v_2 + v_1)}$. Genau wie bei der Reflexionsmethode müssen für die Anwendung bei einer tatsächlichen Messung beide Laufzeitkurven aus den Seismogrammen extrahiert werden.

Auch analog zur Reflexionsmethode verallgemeinert Clauser (2018) das beschriebene grundlegende Prinzip für eine geneigte Schicht oder mehrere söhliche Schichten. Abb. 2.6 zeigt ein Modell dreier homogener Schichten mit ansteigenden Ausbreitungsgeschwindigkeiten $v_1 < v_2 < v_3$. Die Laufzeitkurve der Kopfwelle der j -ten Schichtgrenze ist in diesem Fall analog zu Gleichung 2.16 von der Form

$$t_{(j)}(x) = t_{i,(j)} + \frac{x}{v_{j+1}} \quad j \in \{1, 2, \dots\}. \quad (2.17)$$

Dementsprechend lassen sich die Schichtgeschwindigkeiten v_j aus den Kehrwerten der Steigungen der Laufzeitäste rekonstruieren. Für die zugehörige Interceptzeit der n -ten Kopfwelle gilt

$$t_{i,(n)} = \sum_{j=1}^n \frac{2d_j \cos(i_j)}{v_j} \quad \text{mit} \quad (2.18)$$

$$i_n = i_{c,(n)} = \arcsin \left(\frac{v_n}{v_{n+1}} \right) \quad \text{und} \quad (2.19)$$

$$i_j = \arcsin \left(\sin(i_{j+1}) \frac{v_j}{v_{j+1}} \right) = \arcsin \left(\frac{v_j}{v_{n+1}} \right) < i_{c,(j)} \quad j \in \{1, 2, \dots, n-1\}. \quad (2.20)$$

Gleichung 2.18 lässt sich unter Kenntnis aller Geschwindigkeiten iterativ nach den Schichtmächtigkeiten d_j auflösen.

Bei der Refraktionsmethode sollte auf zwei zusätzliche Situationen besonders achtgegeben werden. Zum einen erzeugt eine Niedriggeschwindigkeitszone keine Kopfwelle, da der Strahl beim Einfall aus dem darüber liegenden Medium zum Lot statt zur Grenzschicht hin gebrochen wird. Gilt im Beispiel in Abb. 2.6 also $v_1 > v_2 < v_3$, so wird nur ein Refraktionsast in den Daten zu sehen sein. Die Interpretation, dass nur zwei Schichten mit den Geschwindigkeiten v_1 beziehungsweise v_3 vorliegen, führt dann zu einer falschen Auswertung der Schichtmächtigkeiten. Durch die unerkannte Niedriggeschwindigkeitszone sind die Laufzeiten der Kopfwelle nämlich deutlich größer, als es bei der Existenz nur einer großen Schicht der Fall wäre. (Clauser, 2018)

Selbst wenn monoton ansteigende Schichtgeschwindigkeiten $v_1 < v_2 < v_3$ vorliegen, kann es bei einer sehr dünnen zweiten Schicht vorkommen, dass die Kopfwelle der ersten Schichtgrenze schon von der Kopfwelle der zweiten Schichtgrenze überholt wurde, bevor diese selbst die direkte Welle überholen konnte. Damit ist in den Ersteinsätzen wieder nur eine Kopfwelle erkennbar und die mittlere Schicht bleibt möglicherweise unerkannt. (Clauser, 2018)

Die beiden Fälle können durch eine Kombination von refraktions- und reflexionsseismischen Messungen behandelt werden (Clauser, 2018). Als grundlegender Konflikt besteht dabei jedoch, dass in der Reflexionsseismik eher kleine Auslagen (Entfernung der Messgeräte zur Quelle) genutzt werden, während die Refraktionsseismik auf große Auslagen angewiesen ist, da die Kopfwelle erst nach der Überholentfernung als Ersteinsatz sichtbar wird. (Milsom & Eriksen, 2011)

2.3 Finite-Differenzen-Modellierung seismischer Wellen

Die zur Modellierung genutzte Software SOFI2D löst die Wellengleichungen, die im folgenden Abschnitt und in Anhang A hergeleitet werden. Neben den zugrunde liegenden physikalischen Prinzipien werden dadurch auch die petrophysikalischen Parameter klar, die das Untergrundmodell beinhalten muss, welches in Kapitel 4 erstellt wird. Im Abschnitt 2.3.2 zum Finite-Differenzen-Verfahren werden Kriterien eingeführt, auf die beim Aufsetzen der Modellierung in Abschnitt 5.1 Bezug genommen wird.

2.3.1 Die isotropen seismischen Wellengleichungen im (visko-)elastischen Fall

Die Wellenausbreitung in einem elastischen Medium kann nach Bohlen et al. (2023) durch die folgenden Wellengleichungen beschrieben werden. Sie gelten für die vereinfachende Annahme von Isotropie, also der Richtungsunabhängigkeit der physikalischen Eigenschaften des Untergrundes:

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial v_k}{\partial x_k} \delta_{ij} + \mu \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right), \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} = \rho^{-1} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}. \quad (2.22)$$

Dabei gilt die Einsteinsche Summenkonvention und δ_{ij} ist das Kronecker-Delta. Es handelt sich um ein gekoppeltes lineares partielles Differentialgleichungssystem (Clauser, 2018; Bohlen et al., 2023). Die gekoppelten Größen sind die Partikelgeschwindigkeiten \vec{v} des Mediums und der zugehörige Spannungstensor σ ($[\vec{v}] = \text{m/s}$, $[\sigma] = \text{Nm}^{-2} = \text{Pa}$). Die Lösung der Wellengleichung hängt von den Eigenschaften des Untergrundes ab. Neben der Massendichte ρ sind die elastischen Moduln, die angeben, wie sich das Medium unter einer anliegenden Spannung elastisch verformt, relevant. Bei Isotropie lässt sich das elastische Verhalten durch die Angabe zweier unabhängiger Komponenten zusammenfassen. In Gleichung 2.21 werden die Lamé-Parameter λ und μ genutzt ($[\lambda] = [\mu] = \text{Pa}$). (Clauser, 2018)

Das numerische Lösen des Systems nach den Gleichungen 2.21 und 2.22 liefert das elastische Wellenfeld zu einem beliebigen Untergrundmodell und einer gegebenen Anregung als Anfangsbedingung. Für das Modell muss die räumliche Verteilung der Parameter λ , μ und ρ bekannt sein. Da nach

Clauser (2018) bei Isotropie für die Wellengeschwindigkeiten

$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{und} \quad (2.23)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.24)$$

gilt, können stattdessen auch v_p , v_s und ρ genutzt werden. In der Modellerstellung in Kapitel 4 wird mit letzteren drei Größen gearbeitet.

Neben der isotropen elastischen Wellengleichung leiten Bohlen et al. (2023) auch eine allgemein gültige elastische Version her. An ihr lassen sich die unterliegenden physikalischen Prinzipien ablesen. Als physikalische Grundgleichungen gehen das verallgemeinerte Hookesche Gesetz

$$\boldsymbol{\sigma}_{ij} = C_{ijkl} \boldsymbol{\varepsilon}_{kl}, \quad (2.25)$$

welches für infinitesimale Verformungen in jedem elastischen Medium gültig ist, und die newtonsche Bewegungsgleichung ohne äußere Kräfte

$$\rho \frac{\partial v_i}{\partial t} = \frac{\partial \boldsymbol{\sigma}_{ij}}{\partial x_j} \quad (2.26)$$

ein (Bohlen et al., 2023; Clauser, 2018; Lowrie, 2007). Dabei entspricht C dem sogenannten Elastizitätstensor und $\boldsymbol{\varepsilon}$ dem Dehnungstensor.

Unter Verwendung der Definition des linearisierten Dehnungstensors

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.27)$$

gilt mit $\vec{v} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t}$

$$\frac{\partial \boldsymbol{\varepsilon}_{ij}}{\partial t} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right). \quad (2.28)$$

Dann lässt sich die verallgemeinerte elastische Wellengleichung einfach aus dem Ableiten des verallgemeinerten Hookschen Gesetzes (Gleichung 2.25) nach der Zeit in Kombination mit der newtonschen Bewegungsgleichung (Gleichung 2.26) gewinnen:

$$\frac{\partial \boldsymbol{\sigma}_{ij}}{\partial t} = C_{ijkl} \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_k}{\partial x_l} + \frac{\partial v_l}{\partial x_k} \right), \quad (2.29)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} = \rho^{-1} \frac{\partial \boldsymbol{\sigma}_{ij}}{\partial x_j}. \quad (2.30)$$

Bei Isotropie besitzt der Elastizitätstensor C nur zwei unabhängige Komponenten, wodurch das zu Beginn eingeführte Differentialgleichungssystem aus den Gleichungen 2.21 und 2.22 entsteht. (Bohlen et al., 2023; Clauser, 2018)

In dieser Arbeit wird in den Abschnitten 5.1 bis 5.6 statt der elastischen die viskoelastische Wellenausbreitung modelliert und analysiert. Die Gründe für diese Wahl werden in Abschnitt 5.1 erläutert. Das gekoppelte Differentialgleichungssystem aus den Gleichungen 2.21 und 2.22 kann für die viskoelastische Wellenausbreitung erweitert werden. Eine kurze Zusammenfassung des Ansatzes von Bohlen et al. (2023) findet sich in Anhang A. Die (richtungsabhängigen) Dämpfungsparameter des Untergrunds werden dabei in einer dimensionslosen τ -Matrix zusammengefasst. Im isotropen Fall lässt sich diese wieder auf zwei unabhängige Parameter, τ_P und τ_S , reduzieren. Bohlen et al. (2023) schätzen die Dämpfungsparameter bei bekanntem Güte-Faktor Q als $\tau = 2/Q$. Für die Modellerstellung in Kapitel 4 muss bei der viskoelastischen Modellierung also zusätzliche eine Funktion für die Güte-Faktoren der P- und S-Wellen Q_p und Q_s vorliegen. (Bohlen et al., 2023)

2.3.2 Numerische Lösung der Wellengleichung durch Finite-Differenzen in SOFI2D

Die Software SOFI2D verwendet das Finite-Differenzen-Verfahren (FD) zur numerischen Lösung des Differentialgleichungssystems. Dabei werden die räumlichen und zeitlichen Ableitungen in Gleichung A.7 und Gleichung A.8 durch sogenannte Finite-Differenzen-Operatoren genähert. In Gleichung 2.31 sind ein Vorwärts- und ein Rückwärts-Operator zweiter Ordnung als Beispiele für FD-Operatoren gegeben:

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx D_x^+ f = \frac{f[i+1] - f[i]}{\Delta h} \quad \frac{\partial f}{\partial x} \approx D_x^- f = \frac{f[i] - f[i-1]}{\Delta h}. \quad (2.31)$$

Dabei steht Δh für das Diskretisierungsintervall und die eckigen Klammern zeigen den Index des zugehörigen Gitterpunktes an. Beim Finite-Differenzen-Verfahren werden die Zielgrößen auf einem diskretisierten äquidistanten Gitter berechnet. Bei einem ausreichend kleinen Diskretisierungsschritt liefert die Methode numerisch effizient und robust eine Lösung der Wellengleichung. Die Genauigkeit der Lösung hängt dabei von den Details des verwendeten FD-Operators ab. Dabei müssen die Speicher- und Geschwindigkeitsanforderungen des Algorithmus gegenüber den Voraussetzungen an die Genauigkeit der Lösung abgewogen werden. Für eine detaillierte Diskussion siehe Bohlen et al. (2023). Für einen FD-Operator vierter Ordnung mit Taylor-Koeffizienten, wie er in der Modellierung in Abschnitt 5.1 verwendet wird (vgl. die Parameterdatei in Anhang C) beträgt der Fehler bei der Approximation einer der partiellen Ableitungen in O-Notation $\mathcal{O}(\Delta h)^4$. Im Zweidimensionalen werden beide Raumrichtungen mit dem gleichen Intervall Δh diskretisiert, während für die Zeit ein eigenes Intervall Δt gewählt wird. (Bohlen et al., 2023)

Die Wahl der beiden Diskretisierungsintervalle ist sehr wichtig, um numerische Artefakte und die Stabilität des Verfahrens zu gewährleisten. Insbesondere müssen nach Bohlen et al. (2023) die folgenden beiden Kriterien erfüllt sein

$$\Delta h \leq \frac{v_{\min}}{n f_{\max}} \quad (2.32)$$

$$\Delta t \leq \frac{\Delta h}{h_C \sqrt{2} v_{\max}} \stackrel{(2.32)}{\leq} \frac{1}{\sqrt{2} n h_C} \frac{v_{\min}}{f_{\max} v_{\max}}. \quad (2.33)$$

Die Größen n und h_C hängen von der Ordnung und Art der gewählten Operatoren ab. Für FD-Operatoren mit Taylor-Gewichtung gibt Bohlen et al. (2023) die Werte aus Tabelle 2.1 an.

Tabelle 2.1: Faktoren der numerischen Stabilitätskriterien verschiedener FD-Operatoren. n bezieht sich auf die Anzahl an Gitterpunkten, mit denen die kleinste Wellenlänge mindestens abgetastet werden muss. h_C ist eine obere Schranke an die Courant-Nummer. Bearbeitete Tabelle von Bohlen et al. (2023, S. 28).

Ordnung des FD-Operators	n	h_C
2.	12	1
4.	8	7/6
6.	6	149/120

Kapitel 3

Geologie des Vøring Plateaus

In Abschnitt 3.1 werden zunächst die Lage des Vøring Plateaus und dessen übergeordnete geologische Strukturen beschrieben. Letztere werden in Abschnitt 4.1.2 bei der Diskussion über die Auswirkungen der eindimensionalen Modellannahme wieder aufgegriffen. Sie spielen eine Rolle dabei, inwiefern sich das in Kapitel 4 erstelle Untergrundmodell auf die spätere Messung übertragen lässt. In Abschnitt 3.2 wird dann auf die Geologie in der unmittelbaren Umgebung der ODP Bohrung 642, deren Daten zur Modellerstellung verwendet werden, eingegangen. Dabei fließen die dortigen geologischen Strukturen in Abschnitt 4.4 konkret in das Modell ein. Auch in der Analyse in Kapitel 5 wird auf diese Strukturen immer wieder Bezug genommen. Beispielsweise wird analysiert, ob und welche der in Abschnitt 3.2 beschriebenen Lava Flows seismisch aufgelöst werden können.

3.1 Allgemeine Geologie des Vøring Plateaus

Als Vøring Plateau wird eine Region im Europäischen Nordmeer außerhalb des norwegischen Kontinentschelfs bezeichnet. In Abb. 3.1 ist sie in einer bathymetrischen Karte eingezeichnet. Außerdem sind dort auch die reflexionsseismische Linie der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, rot) und die Bohrung 642 des Ocean Drilling Program (ODP, gelb), aus welchen die Daten für die Modellerstellung in Kapitel 4 stammen eingezeichnet. Das Vøring Plateau liegt geographisch zwischen 66° und 69° nördlicher Breite und 0° und 9° westlicher Länge (J. E. Ø. Nilsen & F. Nilsen, 2007). Es ist im Südwesten durch die Jan-Mayen- und im Nord-Osten durch die Bivrost-Bruchzone begrenzt (Berndt et al., 2001; Abdelmalak et al., 2016b). Vom Kontinentschelf aus gesehen besteht die Region zuerst aus dem Vøring Becken (Vøring Basin) und dann der Vøring Randhochebene (Vøring Marginal High), wobei der Übergang durch den in Südwest-Nordost-Richtung verlaufenden Vøring Steilhang (Vøring Escarpment) gebildet wird (Millett et al., 2022). Dahinter fällt der Meeresboden steil in das Norwegische Becken (Norwegian Basin) im Westen und in das Lofotenbecken (Lofoten Basin) im Norden auf Wassertiefen von über 3000 m ab (J. E. Ø. Nilsen & F. Nilsen, 2007). Das Vøring Plateau selbst liegt zu großen Teilen in Wassertiefen von ungefähr 1000 m bis 1500 m (vgl. Abb. 3.1).

Die Basaltstrukturen, die in der vorliegenden Arbeit untersucht werden, bildeten sich im frühen Eozän (vor ungefähr 53 Ma bis 56 Ma) durch das Zerbrechen der kontinentalen Platte Grönlands und Norwegens (Planke et al., 2017). Zwischen der auseinanderbrechenden kontinentalen Kruste bildete sich neue ozeanische Kruste. Dabei wurden zu beiden Seiten der so entstandenen Kontinent-Ozean-Grenze (COB, englisch: continent-ocean boundary) durch Intrusionen und intensive vulkanische Aktivität große Mengen basaltischer Schmelze abgelagert (Planke et al., 2017; Millett et al., 2022). Die heute vorhandenen basaltischen Strukturen können nach Abdelmalak et al. (2016b) durch die verschiedenen Ablagerungsmilieus, unter anderem auf der freien Kontinentaloberfläche beziehungsweise im Meer und am Meeresboden (subaerisch beziehungsweise subaquatisch), und durch den Massentransport der Schmelze an der aktiven Plattengrenze erklärt werden.

Abb. 3.2 zeigt einen geologischen Profilschnitt der Strukturen des Vøring Plateaus. Richtung Nordwesten bilden sogenannte Seaward Dipping Reflectors (SDR) die dominierende Fazies. Meerwärts abfallende Flutbasalte tholeiitischer Zusammensetzung sind dort wechselgelagert mit vulkanoklas-

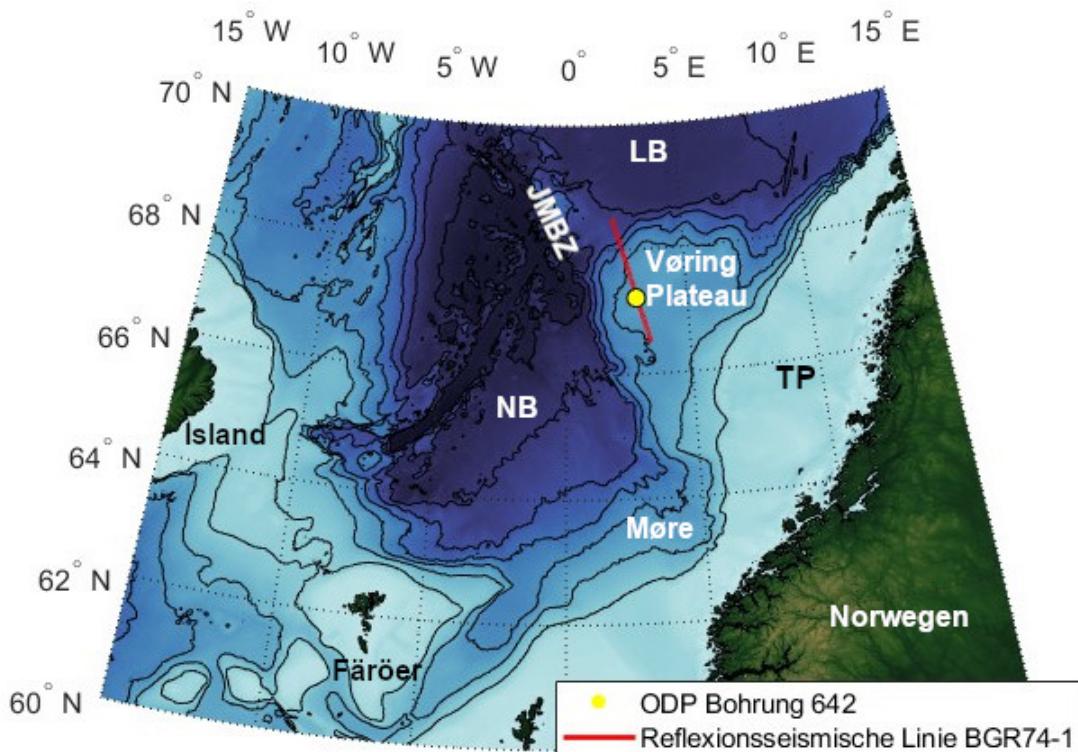


Abbildung 3.1: Bathymetrische Karte des Europäischen Nordmeers und Vørings Plateaus. Die bathymetrischen Linien (schwarz) zeigen 500 m Intervalle in der Tiefe des Meeresbodens an. Die gelbe und rote Markierung verweisen auf die in Kapitel 4 zu Beginn der Arbeit vorliegenden Datensätze. Abkürzungen: LB - Lofotenbecken; NB - Norwegisches Becken; TP - Trøndelag Plattform; JMBZ - Jan-Mayen-Bruchzone; Møre - Møre Becken; Eigene Darstellung. Kartengrundlage: ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model (NOAA National Centers for Environmental Information, 2022)^a

^aArchiv: https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/DEM//iso/xml/etopo_2022.xml&view=getDataView&header=none (besucht am 21.04.2024)

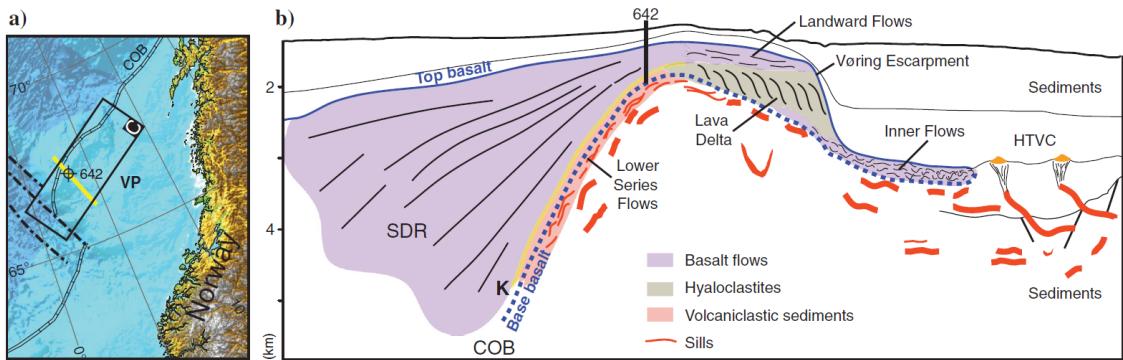


Abbildung 3.2: Geologischer Profilschnitt des Vørings Plateaus. Das in b) gezeigte Profil ist in der Übersichtskarte a) gelb markiert. Die geologischen Strukturen sind im Fließtext detailliert beschrieben. Die ODP Bohrung 642 (schwarze Markierung) liegt innerhalb der SDR (lila) kurz vor dem Übergang zu den Landward Flows (lila). Sie sitzt an einem Punkt, an dem die SDR eine vergleichsweise geringe Mächtigkeit besitzen, weshalb sie sogar noch ein Teil der Lower Series (hellrot) durchtäuft. Abbildung von Planke et al. (2017)

tischen Sedimenten (Abdelmalak et al., 2016b,a). Landeinwärts fließende Flutbasalte (Landward Flows) bildeten beim Eintritt in das heutige Vørings Becken und dem Übergang von einer subaerischen in eine subaquatische Umgebung ein Lava Delta aus. Dieses zeichnet sich durch eine zunehmende Fragmentierung des Basalts und das Vorliegen von Vulkanoklastika aus (Abdelmalak et al., 2016b). Das Vørings Escarpment entspricht dem Übergang dieser Fazies in das Vørings Becken. Unter dem Lava Delta befinden sich die Inner Flows, welche nach der Interpretation von Planke et al. (2000) wahrscheinlich durch Intrusion der Schmelze in Gesteinsrisse der Plattengrenze entstanden sind. Abdelmalak et al. (2016b) führt eine zum Lava Delta ähnliche Zusammensetzung mit zusätzlichen fragmentierten vulkanischen Glasen (Hyaloklastika) auf. Die Inner Flows erstrecken sich über das Escarpment hinaus in das Becken hinein. In der Karte in Abb. 3.3 ist räumliche Verteilung der wichtigsten vulkanischen Fazies dargestellt. Noch weiter Richtung Südwesten befinden sich Sedimente der späten Kreide, welche ansonsten durch die basaltischen Strukturen seismisch verdeckt werden (Abdelmalak et al., 2016a). Weiterhin liegen dort weitreichende Komplexe an Hydrothermalquellen (HTVC, englisch: hydrothermal vent complexes), während sich eine Vielzahl von Intrusionen, hauptsächlich in Form von schichtparallelen Lagergängen (Sills), auch in den unter den Basaltstrukturen liegenden sedimentären Strata finden lassen (Planke et al., 2017). Unter der Basaltserie der SDR beschreibt Abdelmalak et al. (2016a) eine weitere, sogenannte Lower Series mit einer veränderten Zusammensetzung der magmatischen Bestandteile (andesitische und dazitische Lava Flows, tholeiitische Intrusionen und rhyolitische Ignimbrite). Über allen den genannten Strukturen sind neo- und paläogene Sedimente abgelagert. Abb. 3.4 zeigt letztlich eine 3D-Visualisierung der vulkanischen Strukturen am Vørings Plateaus.

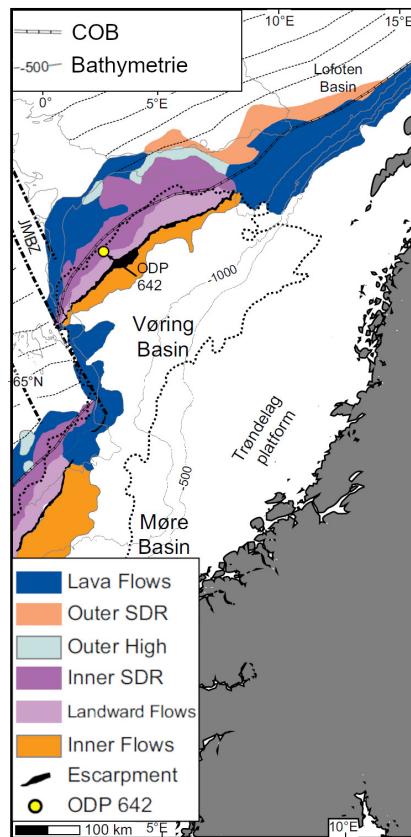


Abbildung 3.3: Geologische Karte des Vørings Plateaus und angrenzender Gebiete. Die wichtigsten vulkanischen Fazies aus Abb. 3.2 sind farblich markiert. Von Nordwesten nach Südosten ist für das Vørings Plateau grob die Abfolge Outer SDR/Lava Flows, Inner SDR, Landward Flows, Escarpment und Inner Flows zu sehen. Deren detaillierte Beschreibung erfolgt im Fließtext. Es ist zu erkennen, dass die ODP Bohrung 642 (gelb) in den Inner SDR kurz vor dem Übergang zu den Landward Flows liegt. Abkürzungen: JMBZ - Jan-Mayen-Bruchzone; OCB - Continent-ocean boundary. Eigene Bearbeitung der Abbildung von Abdelmalak et al. (2015)

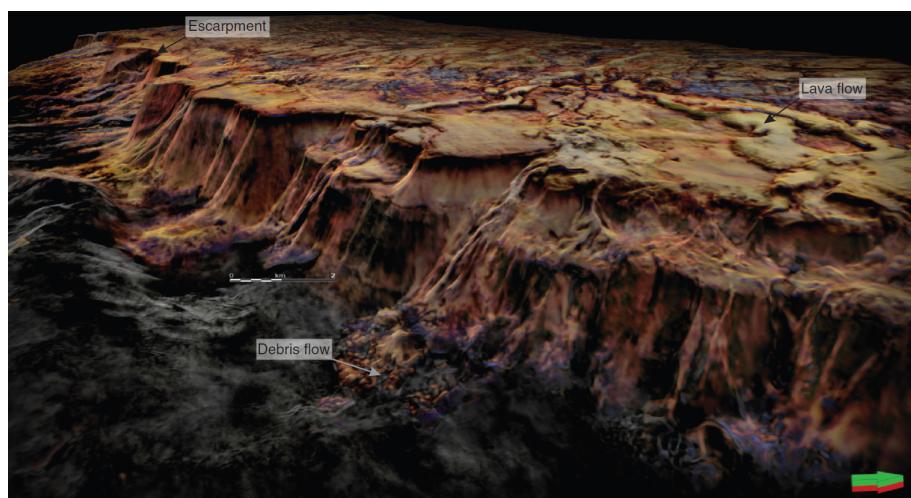


Abbildung 3.4: 3D Visualisierung der vulkanisches Fazies am Vørings Plateau aus seismischen Daten. Die Abbildung blickt vom Vørings Becken aus Richtung Südwesten auf das etwa 1 km hohe Escarpment und darüber hinaus auf die Landward Flows des Marginal Highs. Visualisiert ist der, in den seismischen Daten von Planke et al. (2017) gepickte, Top Basalt-Horizont. Abbildung von Planke et al. (2017)

3.2 Geologie an der ODP Bohrung 642

1985 fanden im Rahmen der Expedition 104 des Ocean Drilling Program mehrere Bohrungen auf dem Vøring Marginal High am Standort 642 statt. In fünf Bohrlöchern A bis E werden neben den neo- und paläogenen Sedimenten auch die komplette obere Basaltserie (Upper Series) und etwa 130 m der Lower Series durchtäuft. Der Standort der Bohrung kann dem inneren Teil der SDR zugeordnet werden und ist in den Abb. 3.1 bis 3.3 jeweils gelb oder schwarz gekennzeichnet. Dort existiert ein sehr genaues Verständnis der Lithologie. Eine grafische Übersicht über die Lithologie ist in Abb. 3.5 zu sehen.

Der sedimentäre Teil kann in vier verschiedene Untereinheiten zerlegt werden und umspannt den Bereich von 0 m bis 315 m unter dem Meeresboden (mbsf, englisch: meters below sea floor) (s. Abb. 3.5). Eine Zusammenstellung mit den für die Modellerstellung relevanten Eigenschaften der geologischen Einheiten findet sich in Abschnitt 4.4 in Tabelle 4.1 auf Seite 31. Die Upper Series der SDR reicht von 315 mbsf bis 1093 mbsf (s. Abb. 3.5), wobei 120 einzelne tholeiitische Basalt Flows identifiziert und jeweils einem von zwei charakteristischen Typen zugeordnet werden können. Die dazwischen gebetteten basaltisch-vitriolischen vulkanoklastischen Sedimente machen 4% der Sequenz aus. In der Lower Series, welche von 1093 mbsf bis 1229 mbsf durchtäuft wird (s. Abb. 3.5), stellen die Sedimente dagegen 29% der Sequenz dar. Die Zusammensetzung der Basalt Flows ist dort andesitischer Natur. Die beiden Serien werden durch eine Reihe von niedrigfrequenten Reflektoren getrennt. Im gesamten Teil sind sieben Einheiten identifiziert, die als Dikes interpretiert werden können. (Eldholm et al., 1987)

Für die Speicherung von CO₂ sind die SDR attraktiv, da die Lava Flows darin große zusammenhängende Reservoir bilden, wie es beispielsweise in Abb. 1.2 auf Seite 3 in Kapitel 1 dargestellt ist. Deshalb orientiert sich die in Kapitel 4 folgende Modellerstellung an der, am Ort der Bohrung herrschenden Geologie der Inner SDR.

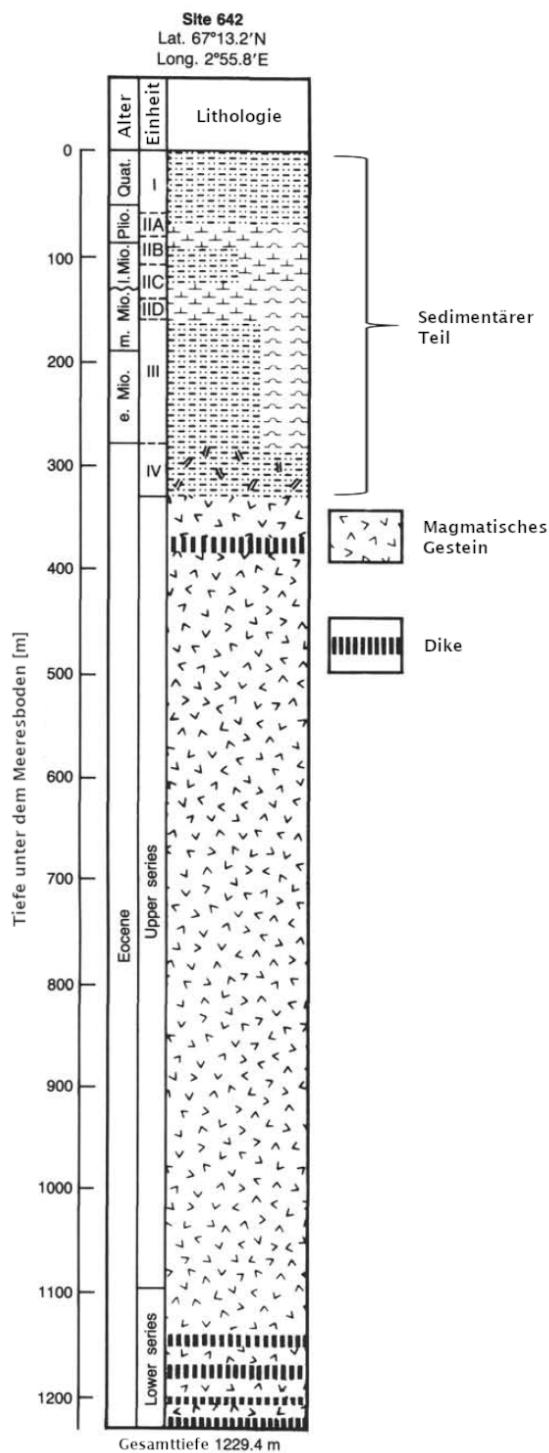


Abbildung 3.5: Zusammenfassung der Lithologie an der ODP Bohrung 642. Der obere sedimentäre Teil ist in vier Untereinheiten I bis IV eingeteilt. Darunter beginnt die Basaltserie wobei die einzelnen Lava Flows nicht eingezeichnet wird. Stattdessen ist die Unterteilung in die Upper und Lower Series markiert. Abkürzungen der bei der Datierung: Quart. - Quartär; Plio. - Pliozän; l. Mio. - spätes Miozän; m. Mio. - mittleres Miozän; e. Mio. - frühes Miozän; Eocene - Eozän; Eigene Bearbeitung der Abbildung von Eldholm et al. (1987, S. 55)

Kapitel 4

Modellerstellung

Im folgenden Kapitel ist der Prozess der Modellerstellung beschrieben. Das in Abschnitt 4.4 gezeigte fertige Untergrundmodell wird in Kapitel 5 in die Modellierung eingespeist. Abschnitt 4.1.1 führt die Datensätze auf, die zu Beginn der Arbeit am Vøring Plateau verfügbar sind. Da die Wahl auf die Nutzung von Bohrlochdaten fällt, wobei aus mehreren verschiedenen Bohrlöchern ausschließlich die ODP Bohrung 642 genutzt wird, ist das Untergrundmodell eindimensional. Die Konsequenzen aus der Vernachlässigung späterer Änderungen der Untergrundstrukturen werden in Abschnitt 4.1.2 erörtert. Dies wird im Ausblick auf weiterführende Untersuchungen in Kapitel 6 wieder aufgegriffen. Die Abschnitte 4.2 bis 4.4 beschreiben Schritt für Schritt die Modellerstellung, vom Beziehen der Bohrlochdaten über die Bereinigung und Bearbeitung bis zum letztendlichen Zusammenführen der Datensätze. Die dafür genutzten Matlab-Skripte sind in Anhang B beigelegt.

4.1 Auswahl der Daten und Diskussion der 1D Modellannahme

4.1.1 Datenauswahl am Vøring Plateau

Zu Beginn der Arbeit liegen unterschiedliche Daten zum zu untersuchenden Teil des Vøring Plateaus vor: Erstens, die reflexionsseismische Profilmessung der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe BGR74-01 aus dem Jahr 1974, die das Vøring Plateau von Südsüdosten nach Nordnordwesten quert und dabei die ODP Bohrung 642 streift (BGR, 2023)¹. Ihre genaue Lage ist in Abb. 3.1 auf Seite 18 in Kapitel 3 eingezeichnet. Die Qualität der reflexionsseismischen Daten wird aber als nicht zufriedenstellend angesehen, um sie für die Modellerstellung zu verwenden. Ursächlich dafür ist, dass sie ausschließlich als Post-Stack-Daten ohne Tiefenkonvertierung vorliegen (BGR, 2023).

Deshalb liegt der Fokus bei der Modellerstellung auf der zweiten Art von Datensätzen, den Bohrlochdaten. Aus diesen kann zwar nur ein eindimensionales Untergrundmodell erstellt werden, da aus dem Bohrloch Informationen über die petrophysikalischen Parameter nur an einem festen Ort in Abhängigkeit der Tiefe gewonnen werden können. Dafür liegen die Bohrlochdaten zu großen Teilen in einer sehr guten Auflösung vor (vgl. Abschnitt 4.2). Es kann daraus ein sehr realistisches Modell erstellt werden, welches zumindest für die Umgebung des Ortes der Bohrung repräsentativ ist.

Es existieren mehrere Bohrungen auf dem Vøring Marginal High. Dabei ist für die Modellerstellung ab Abschnitt 4.2 nur die ODP Bohrung 642 aus dem Jahr 1985 (Leg 104) relevant (Eldholm et al., 1987). Auch ihr Ort lässt sich in der Karte in Abb. 3.1 ablesen. Die aus der Bohrung detailliert bekannte Geologie an diesem Ort ist bereits in Abschnitt 3.2 beschreiben. Es gibt weiterhin auch Daten aus den Messungen des Integrated Ocean Drilling Program (IODP), welches das 642 Bohrloch 2005 (Leg 306) ein weiteres Mal aufsuchte, und des Nachfolge-Programms International Ocean Discovery Program (IODP), bei dem 2021 (Leg 396) zwei weitere Bohrungen (U1571 und U1572) auf dem Vøring Marginal High durchgeführt wurden (Kanamatsu et al., 2005; Planke et al., 2022). Diese

¹ Metadaten (26.04.2024): <https://www.geo-seas.eu/report/1299381>

fließen aber beide aus verschiedenen Gründen nicht mit in die Modellerstellung in Abschnitt 4.2 bis Abschnitt 4.4 ein.

In den beiden Bohrungen U1571 und U1572 des IODP von 2021 (Leg 396) weicht die Lithologie signifikant von der der Bohrung 642 ab. So beginnen beispielsweise die basaltischen Lava Flows bereits in einer Tiefe von 100 mbsf bis 200 mbsf (Planke et al., 2023), während dies bei der 642 Bohrung erst ab 315 mbsf der Fall ist (s. Abschnitt 3.2, Eldholm et al., 1987). Die IODP Messungen lassen sich also nicht direkt auf die Geologie in der Umgebung der Bohrung 642 übertragen. Gleichzeitig reichen sie aber auch nur bis in eine Tiefe von maximal 330 mbsf (Planke et al., 2023). Bei einer Tiefe von 1229 mbsf eignet sich damit das ODP Bohrloch 642 deutlich besser zur Erstellung eines eigenständigen Untergrundmodells (s. Abschnitt 3.2, Eldholm et al., 1987).

Die 2005 durchgeführte Neubohrung des IODP an der Stelle 642 reicht nur bis 197 mbsf (Kanamatsu et al., 2005). Deren Daten können daher nur zum sedimentären Teil der Modells beitragen (s. Abschnitt 3.2), für welchen ein detailliertes Abbild aber weniger wichtig ist. Von einer Zusammenführung mit den ODP Daten wird daher abgesehen. Zusätzlich wurden durch das IODP im Loch E der ursprünglichen Bohrung physikalische Parameter mittels Wireline-Logging gemessen. Aufgrund der existierenden Verrohrung des Lochs bis 371 mbsf sind dabei nur Werte von unterhalb der Verrohrung bis maximal 600 mbsf verfügbar (Channell et al., 2006). In diesem Bereich liegen bereits ausreichend Logging-Daten der ODP Exkursion vor, welche aus Konsistenzgründen bevorzugt werden. Damit stützt sich das Modell ausschließlich auf die Messungen aus der ODP Bohrung 642. Die daraus vorliegenden Daten werden in Abschnitt 4.2 genauer beschrieben (Eldholm et al., 1987).

4.1.2 Diskussion der eindimensionalen Modellannahme

In Abschnitt 3.1 ist beschrieben, dass die ODP Bohrung 642 die Inner SDR und deren basaltische Lava Flows in zwei Basaltserien durchläuft. Diese Lava Flows bilden große zusammenhängende Reservoirs die für die im PERBAS-Projekt zu untersuchende CO₂-Speicherung interessant sind (vgl. Kapitel 1 und 3). Damit lässt sich argumentieren, dass die Umgebung der ODP Bohrung 642 ein relevantes und angemessenes Modell für die Basaltstrukturen, die auch bei der späteren tatsächlichen Messung im Projekt untersucht werden sollen, bildet. Je weiter entfernt die Messung vom Ort der Bohrung stattfindet, desto weniger repräsentativ sind die in Abschnitt 5.2 erarbeiteten Ergebnisse.

Aus Abb. 3.3 auf Seite 20 in Kapitel 3 wird klar, dass die geologischen Strukturen des Vøring Plateaus im groben parallel zur Südwest-Nordost-Richtung verlaufen. Von der Bohrung aus in südöstliche Richtung findet der Übergang von den Inner SDR zu den Landward Flows statt. Dabei scheint sich der „Top Basalt“, also die oberste Schicht der Basaltserie, in einer gleichbleibenden Tiefe zu befinden (vgl. Abb. 3.2 auf Seite 19 in Kapitel 3). Während unter dem Top Basalt bei den SDR die Lava Flows in einer deutlichen, ordentlichen Schichtung vorliegen, bildet sich unter den Landward Flows das Lava Delta aus. Nach Abdelmalak et al. (2016b) zeichnet sich dies durch eine zusehende Fragmentierung des Basalts aus. Demnach ist für das Lava Delta eine andere seismische Signatur zu erwarten, als sie von den tieferliegenden Lava Flows in der Modellierung in Kapitel 5 verursacht wird. In die nordwestliche Richtung bleibt die stratigraphische Abfolge der SDR in etwa bestehen. Jedoch tauchen die geschichteten Lava Flows mit zunehmender Entfernung vom Ort der Bohrung immer mehr in die Tiefe ab. Auch dies beeinflusst die seismische Antwort der SDR. Generell werden dadurch die seismischen Signale tieferer Lava Flows erst später an der Meeresoberfläche aufgezeichnet. Das Wellenfeld aus der Modellierung in Kapitel 5 lässt sich also nicht ohne weiteres in die nordwestliche Richtung der Bohrung übertragen. In Abb. 4.1 ist ein Ausschnitt der tiefenkonvertierten BGR74-01 Seismik zu sehen. Die Tiefenkonvertierung wurde von den PERBAS-Projektpartnern Volcanic Basin Energy Research (VBER) vorgenommen und lag erst vor, als die Arbeit schon fortgeschritten war und bereits eine Modellierung mit dem eindimensionalen Modell durchgeführt worden war. Die Abbildung soll illustrieren wie die Lava Flows nach Nordwesten hin nach unten abtauchen. Die seismischen Daten sind durch die blauen und türkisen eingezeichneten Linien von Jörg Bialas (GEOMAR) interpretiert. Zwischen den Linien befindet sich in der Interpretation von Jörg Bialas jeweils ein Paket an dichten Lava Flows. In etwa 2 km Entfernung von der ODP Bohrung, können diese Pakete bis zu 200 m tiefer liegen. Der Ort der Bohrung wird durch das grüne Geschwindigkeitsmodell, welches über die Daten gelegt ist, markiert.

Ein eindimensionales Untergrundmodell kann folglich die am gesamten Vøring Plateaus vorliegenden

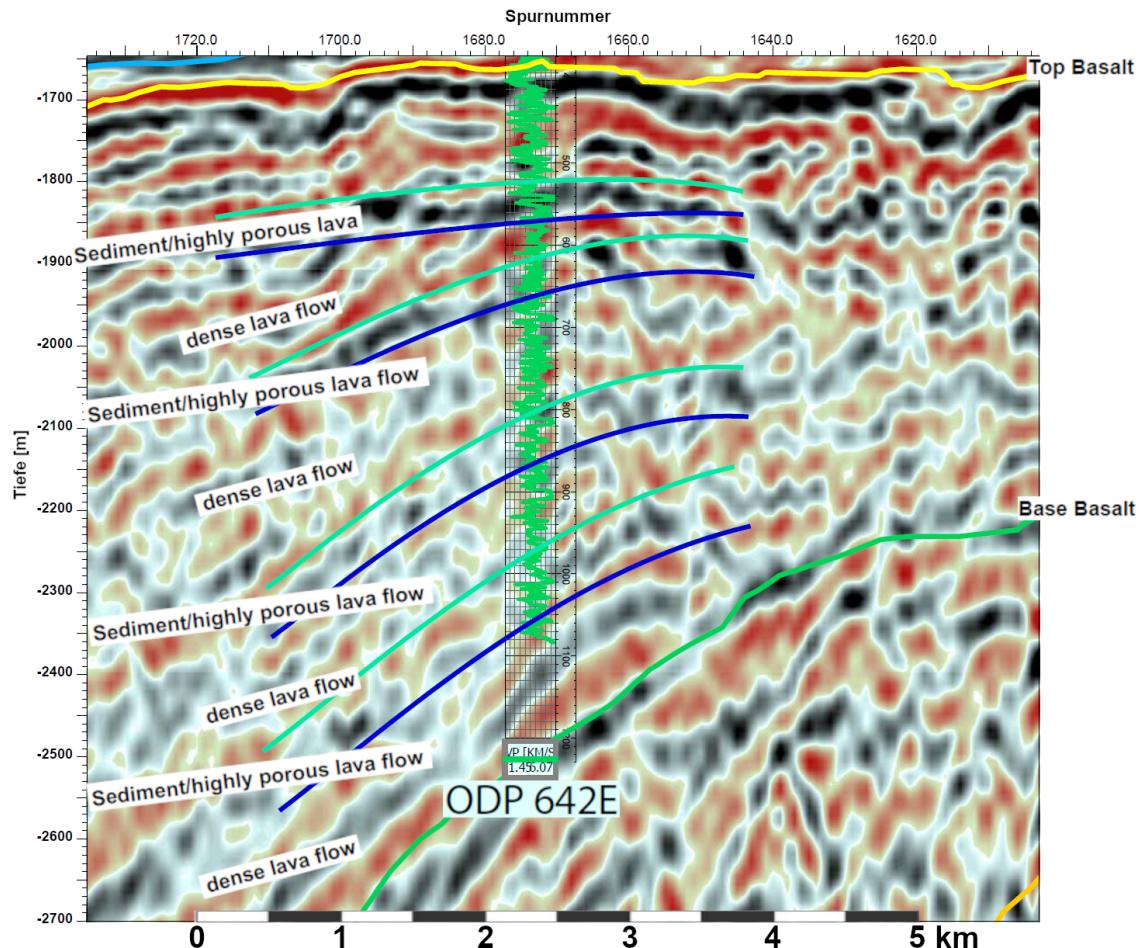


Abbildung 4.1: Abtauchen der Lava Flows in einem interpretierten Ausschnitt der Reflexionsseismik BGR74-01. Die obere und untere Grenze der Basaltserie sind durch den gelben und grünen Horizont gegeben. Der Ort der ODP Bohrung 642 wird durch das grüne v_p -Overlay angezeigt. Die Seismik ist ganz grob durch die blauen und türkisen Linien interpretiert, die jeweils das obere und untere Ende eines dichten Pakets an Lava Flows der Basaltserie darstellen könnten. Diese tauchen mit fortschreitender Entfernung von der Bohrung nach unten ab. Im unteren Teil der Abbildung ist ein Maßstab für die horizontale Entfernung angebracht. Abbildung und Interpretation von Jörg Bialas (GEOMAR) mit Daten vom PERBAS-Projektpartner VBER.

geologischen Strukturen nicht vollständig repräsentieren. Dazu werden insbesondere in der Nordwest-südöstlichen Richtung zu viele laterale Veränderungen vernachlässigt. Die FD-Modellierung mit dem eindimensionalen Untergrundmodell kann keinen Anspruch darauf erheben, ein bis ins Detail realistisches Verhalten des gesamten Untergrundes zu simulieren. Dies spiegelt sich in der Konsequenz auch in der Modellerstellung und später bei der Analyse der Modellierungsergebnisse wieder. Bei der Modellerstellung liegt der Fokus darauf, die wichtigsten Eigenschaften des Untergrundes mit ausreichender Genauigkeit abzubilden, damit noch eine Analyse der grundlegend zu erwartenden (hauptsächlich qualitativen) Eigenschaften der seismischen Antwort der Basaltserie vorgenommen werden kann. Die Aussagekraft der Ergebnisse ist außerhalb der unmittelbaren Umgebung des Ursprungs von vorneherein schon auf die generellen Charakteristika des Wellenfeldes beschränkt. Bei der Analyse der Ergebnisse muss immer deren beschränkte quantitative Aussagekraft außerhalb der Umgebung der ODP Bohrung 642 bedacht werden.

4.2 Datengrundlage der ODP Bohrung 642

In der ODP Bohrung existieren insgesamt fünf zusammengehörende Löcher A bis E. Diese befinden sich innerhalb von 450 m Entfernung zueinander (Eldholm et al., 1987). Für die Modellerstellung werden dabei die Werte des Bohrlochs E, welches die einzige tiefe Bohrung in die Basaltserie darstellt, und in Teilen die des Bohrlochs D, priorisiert. Ansonsten sind zwischen den Daten der Bohrlöcher keine Unterscheidungen vorgenommen. Bei Bedarf wird zwischen unterschiedlichen Informationen gemittelt. Beispielsweise unterscheiden sich die Tiefen der Schichtgrenzen zwischen den lithologischen Einheiten aus Tabelle 4.1 leicht zwischen den Löchern B und C. In die Modellerstellung fließt in diesem Fall der Mittelwert ein.

Die Daten können in drei Kategorien unterschieden werden. Bei der Bohrung des ODP wurden zu großen Teilen Bohrkerne entnommen. Die erfolgreiche Kernaufnahme liegt dabei je Loch zwischen 41% und 100% und die Kerne stammen aus Tiefen von 0 mbsf (B,C) bis 1229 mbsf (E) (Eldholm et al., 1987). An diesen Bohrkernen sind neben anderen Messungen auch mehrere physikalische Parameter untersucht. Die Daten zur Kompressionswellengeschwindigkeit v_p und der Dichte ρ (bulk density/Schüttichte: Massendichte der Gesteinsmatrix inklusive des Porenraums) können von der Janus Web Database (JOIDES Resolution Science Operator, Texas A&M University)² bezogen werden. Die Autoren der Daten sind Eldholm et al. (1987). Bei Messungen zu P-Wellengeschwindigkeiten in mehreren Raumrichtungen ist der verwendete Wert das arithmetische Mittel über alle Richtungen.

Zweitens wurden in den Bohrlöchern D und E zusätzlich Messungen mittels Wireline-Logging durchgeführt. Dabei werden an einem Kabel mehrere Messgeräte durch das Loch geführt. Von Interesse sind die Durchläufe mit dem Long Spacing Sonic Tool (LSS) und dem Lithodensity Tool (LDT), beide von der Firma Schlumberger, welche Daten zur Dichte ρ (bulk density/Schüttichte) und zur Kompressionswellengeschwindigkeit v_p liefern (Eldholm et al., 1987). Die Daten sind in der Scientific Well Logging Database LogDB (Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University)³ einsehbar. Die Autoren sind Eldholm et al. (1987). Die Datengrundlage aus diesen beiden Quellen zu v_p und ρ sind in Abb. 4.2 und Abb. 4.3 grafisch zusammengefasst.

Als Drittes wurden nach der Ausfahrt des ODP insgesamt 52 Scientific Reports verfasst, die sich mit einzelnen Fragestellungen unter Zuhilfenahme der Auswertungen der Exkursion detaillierter befassen. In den Scientific Reports 45 und 46 werden unter anderem die beiden noch fehlenden Parameter S-Wellengeschwindigkeit v_s und Güte-Faktor Q behandelt (Barton et al., 1989; Rutledge & Winkler, 1989). Im Scientific Report 45 wird eine Full-Waveform Analyse der LSS-Logging Daten vorgenommen. Unter anderem werden im Bohrloch E S-Wellengeschwindigkeiten v_s mit Hilfe der Semblance-Korrelations-Technik bestimmt (Barton et al., 1989). Die Ergebnisse dieser Analyse sind aus der Darstellung von Barton et al. (1989)⁴ digitalisiert und in Abb. 4.4 zusammengefasst. Allerdings sind dort nur S-Wellengeschwindigkeiten für den Teil der Basaltserie enthalten. Eine Möglichkeit weitere Daten zur v_s -Geschwindigkeit zu erhalten ist, Daten aus den Bohrkernproben zur Scherfestigkeit des sedimentären Teils zu nutzen. Moon und Ku (2016) schlagen mehrere Zusammenhänge vor, mit dem sich die Scherfestigkeiten verschiedener Sedimente in Scherwellengeschwindigkeiten umrechnen lassen. Dies wird in der Folge aber verworfen, da die so entstandenen

²Archiv: https://web.iodp.tamu.edu/janusweb/links/links_all.shtml (besucht am 27.04.2024)

³Archiv: https://brg.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling/ (besucht am 27.04.2024)

⁴s. „Figure 5“ in Barton et al. (1989)

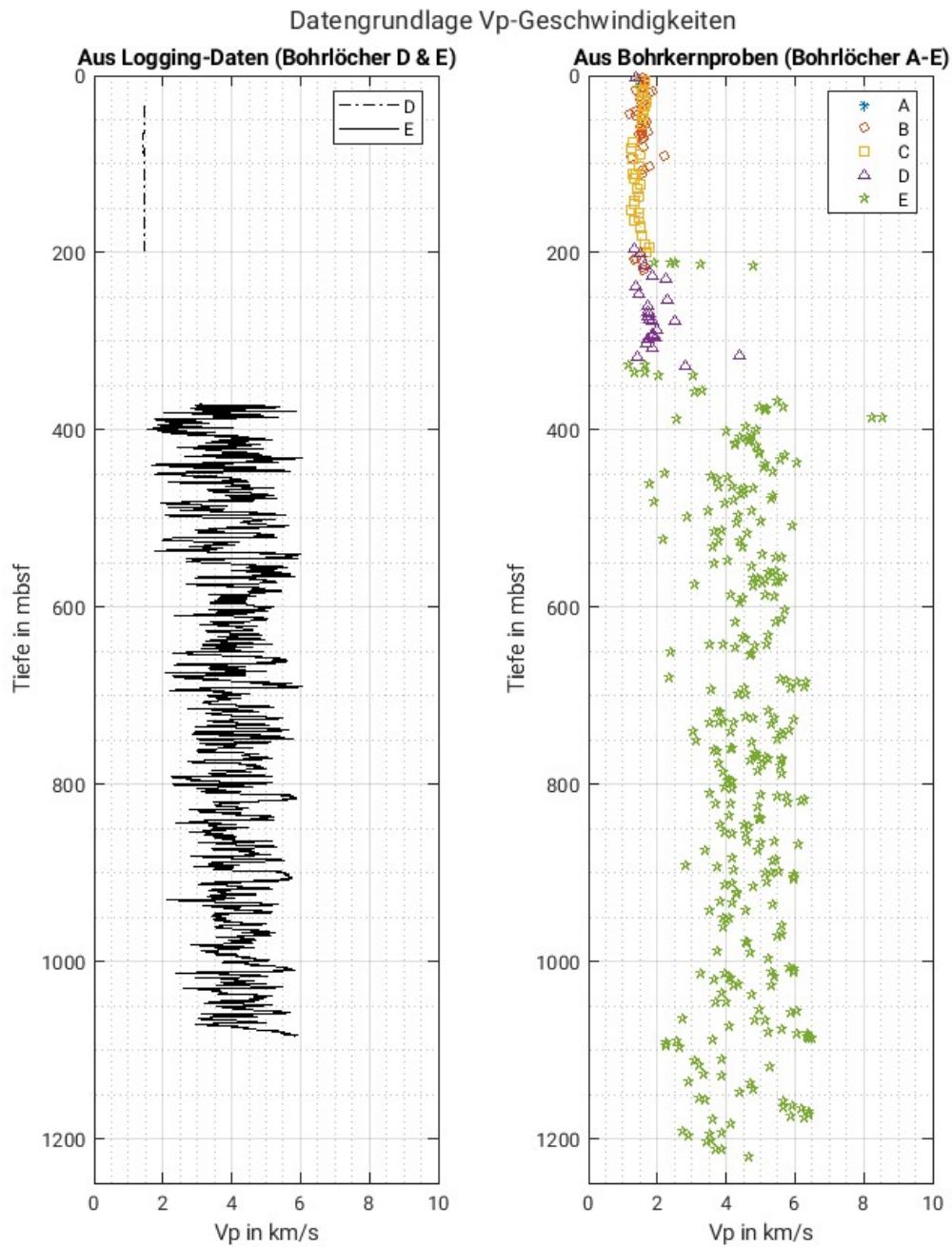


Abbildung 4.2: Daten zu v_p -Geschwindigkeiten aus ODP Bohrung 642. Als ungültig markierte Datenpunkte sind in dieser Darstellung bereits entfernt. Der linke Datensatz wurde per Wireline-Logging mit dem Schlumberger Long Spacing Sonic Tool aufgenommen. Der rechte Datensatz stammt aus der Untersuchung der entnommenen Bohrkernproben. Daten aus Scientific Well Logging Database LogDB (Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University) und Janus Web Database (JOIDES Resolution Science Operator, Texas A&M University) von Eldholm et al. (1987)

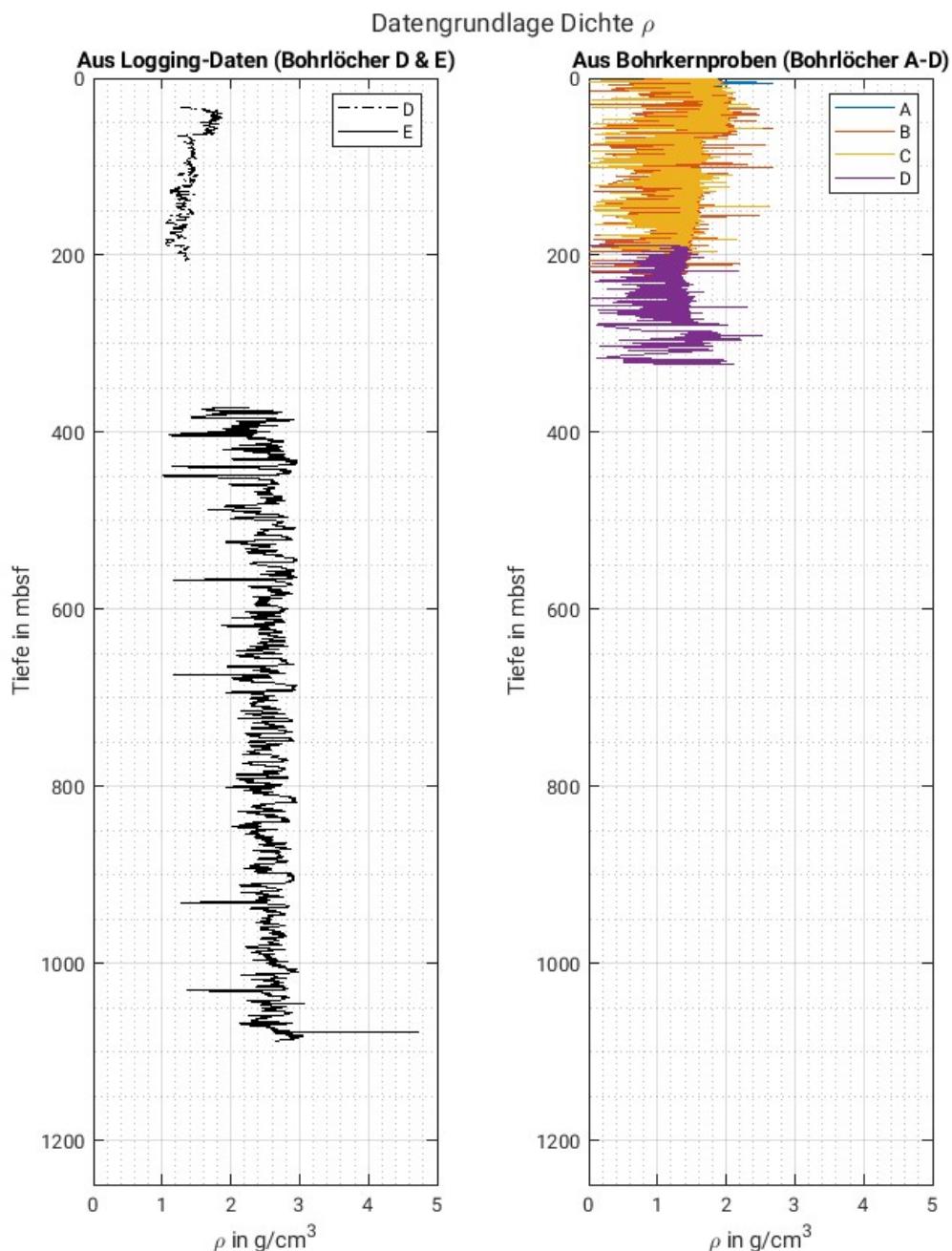


Abbildung 4.3: Daten zur Dichte ρ aus ODP Bohrung 642. Als ungültig markierte Datenpunkte sind in dieser Darstellung bereits entfernt. Der linke Datensatz wurde per Wireline-Logging mit dem Schlumberger Lithodensity Tool aufgenommen. Der rechte Datensatz stammt aus der Untersuchung der entnommenen Bohrkernproben. Daten aus Scientific Well Logging Database LogDB (Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University) und Janus Web Database (JOIDES Resolution Science Operator, Texas A&M University) von Eldholm et al. (1987)

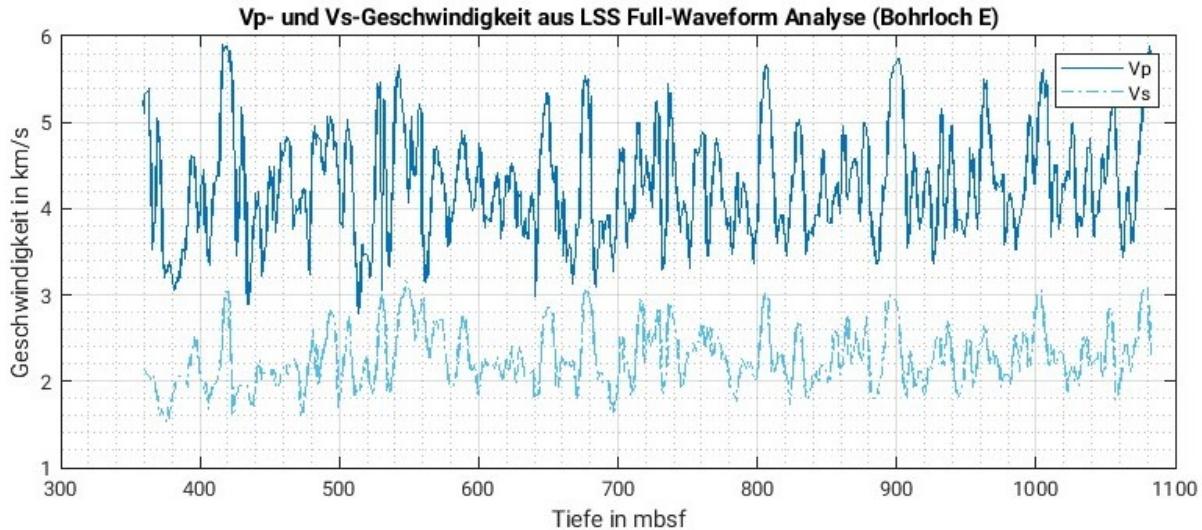


Abbildung 4.4: P- und S-Wellengeschwindigkeiten aus der LSS Full-Waveform Analyse im Bohrloch E. Die Wellengeschwindigkeiten sind mit Hilfe der Semblance-Korrelations-Technik extrahiert. Die Daten sind digitalisiert aus der Darstellung von Barton et al. (1989)

Werte unrealistisch niedrig sind (häufig $v_p/v_s > 10$). Da der Fokus der Arbeit auf der seismischen Antwort der Basaltserie liegt, ist es stattdessen ausreichend, die vorhandenen Daten aus dem Basalt auf die fehlenden sedimentären Bereiche zu extrapolieren.

Im Scientific Report 46 werden Daten aus einem Vertical-Seismic-Proiling (VSP) Experiment an der ODP Bohrung 642 zur Schätzung der Dämpfung analysiert. Rutledge und Winkler (1989) unterscheiden dabei zwischen effektiver, scheinbarer und intrinsischer Dämpfung (vgl. Abschnitt 2.1.2). Die Ergebnisse des VSP Experiments beziehen sich wie bei Barton et al. (1989) ausschließlich auf die Basaltserie. Es wird keine Unterscheidung zwischen P- und S-Wellen und Q_p und Q_s vorgenommen. Da jedoch mit den Amplituden der Erstankünften gearbeitet wird, steht der berechnete Güte-Faktor repräsentativ für Q_p . Rutledge und Winkler (1989) geben einen Wert von $Q > 115$ für die intrinsische Dämpfung in der Basaltserie an.

4.3 Datenbearbeitung

Um Ausreißer und Rauschen in den Logging-Daten der Basaltserie zu behandeln sind sowohl die v_p -Geschwindigkeit, als auch die Dichte ρ , mit einem Medianfilter mit 2 m breitem Filterfenster geglättet. Die Glättung mit dem Medianfilter behält scharfe Sprünge in der Funktion bei, sofern es keine einmaligen Ausreißer sind. Es ist keine Glättung solcher Sprünge erwünscht, da ein scharfer Impedanzkontrast zu einer geologischen Grenzfläche und einem seismischen Reflektor gehören kann und dieser Grenzflächen im Modell abgebildet werden sollen. Die gefilterten v_p - und ρ -Datensätze korrelieren stark positiv miteinander. Dies wird als Evidenz für die gute Qualität der Logging-Daten gewertet.

Bei den Bohrkernproben zeigt sich, dass die ersten und letzten Dichtewerte jeder Sektion besonders stark von dem jeweiligen Mittelwert der Sektion abweichen. Deshalb sind in den weiterverarbeiteten Daten die ersten und letzten fünf Werte jeder Bohrkernsektion ausgeschlossen. Der bereinigte Datensatz ist gegenüber dem in Abb. 4.3 deutlich weniger verrauscht.

In dem Abschnitt von 30 mbsf bis 200 mbsf, in dem sich die Dichtewerte der Logging-Daten und Bohrkernproben überschneiden (vgl. Abb. 4.3), scheint es eine systematische Verschiebung zwischen beiden Datensätzen zu geben. Da das Wireline-Logging als In-situ-Messung als primäre Datenquelle angesehen wird, wird eine Korrektur an den ρ -Datensatz der Bohrkernproben angebracht. Unter Annahme einer konstanten Verschiebung

$$\rho_{\text{Logging}} \approx \rho_{\text{Bohrkern}} - \Delta\rho \quad (4.1)$$

wird die systematische Verschiebung $\Delta\rho$ als Minimum der quadratischen Abweichung zwischen den beiden überlappenden Datensätzen bestimmt:

$$\begin{aligned}\|\epsilon\|_2 &= \|\rho_{\text{Logging}} - (\rho_{\text{Bohrkern}} - \Delta\rho)\|_2 \stackrel{!}{=} \min \\ \implies \Delta\rho &= 0.1074 \text{ g/cm}^3.\end{aligned}\quad (4.2)$$

Für die Dichtewerte des sedimentären Teils (sowohl aus den LDT-Logs als auch aus den Bohrkernproben) wird ein größerer 25 m breiter Medianfilter angewendet. Dessen Detailstrukturen sind für die Analyse dieser Arbeit nicht relevant. Die v_p -Werte der Bohrkernproben im sedimentären Teil werden aufgrund ihrer geringeren Anzahl und den ungleichmäßigeren Abständen zwischen den Datenpunkten nicht als kontinuierlich vorliegend angesehen. Statt einer Filterung wird in Abschnitt 4.4 eine lineare Regression an sie angelegt. Alle in diesem und auch im folgenden Abschnitt 4.4 beschriebenen Bearbeitungsschritte sind mit Matlab durchgeführt, wobei sich die entsprechenden Skripte in Anhang B befinden.

4.4 Modellerstellung

Dichte ρ : Für das eindimensionale Dichtemodell sind primär die, wie in Abschnitt 4.3 beschrieben, bearbeiteten Logging-Daten verwendet. In den Bereichen, in denen Daten aus den LDT-Logs fehlen, sind stattdessen die bearbeiteten Werte der Bohrkernproben ausgewählt. Um beim Wechsel zwischen beiden Datensätzen keinen künstlichen Sprung einzubauen, der als artifizieller Reflektor in der Simulation fungieren könnte, ist dazwischen eine kleine Lücke eingebaut, die linear interpoliert wird. Dadurch entsteht ein glatterer Übergang. Nach der Zusammenführung beider Daten ist immer noch ein Bereich innerhalb der Basaltserie von 325 mbsf bis 370 mbsf vorhanden, in dem keine Werte vorliegen. Auch diese Lücke wird linear interpoliert.

Für das fertige Untergrundmodell müssen noch die Wassersäule, sowie ein Modellrand am unteren Ende für die Modellierungssoftware hinzugefügt werden. Die Wassertiefe von 1277 m am Bohrloch E ist Eldholm et al. (1987) entnommen. Als Dichtewert für das Wasser wird nach Schön (2015) $\rho = 1.022 \text{ g/cm}^3$ verwendet, wobei zur Schätzung des Salzgehalts im Norwegischen Meer Encyclopaedia Britannica (2024) als Quelle dient. Für den Modellrand wird das Untergrundmodell von 2365 m auf 2500 m Gesamttiefe verlängert. In diesem Randbereich fällt ρ über 50 m hinweg auf den Mittelwert der unteren 500 m der Basaltserie ab und bleibt dann bis zum Modellende konstant. Dort dämpft die Modellierungssoftware einfallende Wellen ab, sodass keine künstliche Reflexionen vom Modellrand entstehen. Das fertige Dichtemodell ist in Abb. 4.6 gezeigt.

P-Wellengeschwindigkeit v_p : Beim P-Wellengeschwindigkeitsmodell wurde ursprünglich eine konstante v_p -Funktion bis 200 mbsf verwendet, da die Logging-Daten aus dem Bohrloch D fast konstant sind. Zusammen mit den gefilterten Werten des LSS Tools im Bohrloch E, bildete diese den Großteil des ursprünglichen v_p -Modells. In der Lücke zwischen den beiden Datensätzen wurde eine lineare Regression unter Stetigkeitsbedingungen an die Bohrkernproben angelegt. Aufgrund der auffälligen Konstanz im Bohrloch D entstanden Zweifel an der Korrektheit der Daten. Beim Einbringen einer Verrohrung in das Bohrloch kann es sein, dass das LSS Tool die P-Wellengeschwindigkeit des Wassers misst. Da laut Li und Hewett (2015) 1500 m/s ein guter Durchschnittswerte für die P-Wellengeschwindigkeit in Meerwasser ist, schien es möglich, dass dies im Bohrloch D passiert ist (vgl. Abb. 4.2). Die Beschreibung des Bohr- und Messvorgangs von Eldholm et al. (1987), sowie deren Klassifizierung der LSS-Daten im Bohrloch D als „poor quality“ konnten diese Zweifel nicht beseitigen. Deswegen werden diese Daten im überarbeiteten v_p -Modell nicht verwendet.

Stattdessen stützt sich das überarbeitete Modell bis zum Beginn der Logging-Daten aus dem Bohrloch E bei 370 mbsf ausschließlich auf die Bohrkernproben. Da diese nur in vergleichsweise großen Abständen zueinander, also gewissermaßen als wenige, diskrete Datenpunkte, vorliegen, wird ein funktionaler Zusammenhang zwischen der v_p -Geschwindigkeit und der Tiefe angenommen, dessen Parameter anhand der Bohrkernproben nach der Methode der kleinsten Quadrate geschätzt werden. Dazu werden die von Eldholm et al. (1987) aus der Bohrung erarbeiteten lithologischen Informationen hinzugezogen. Tabelle 4.1 fasst die für die Modellerstellung wichtigsten Informationen zusammen. Statt einem linearen Zusammenhang, wie im ursprünglichen Modell, wird für die Überarbeitung eine konstante v_p -Funktion innerhalb jeder lithologischen Einheit angenommen. An den Grenzen

Tabelle 4.1: Für die Modellierung genutzten lithologischen Einheiten in der ODP Bohrung 642. Bearbeitete Tabelle von Eldholm et al. (1987, S. 65).

Einheit	Lithologie	Tiefe in mbsf (je Bohrloch)	Datierung	Im Modell ver- wendete Schicht- grenzen in mbsf
I	Wechselgelagerte dunkle karbonatarme glaziale Schlämme und helle karbonatreiche interglaziale sandige Schlämme	B: 0-65.7 C: 0-59.7	spätes Pliozän - Holozän	0-62.7
II	Kieselschlämme (mit und ohne Nannofossilien), silifizierte und kalkhaltige (mergelige) (nannofossile) Schlämme	B: 65.7-158.4 C: 59.7-156.6	mittleres Miozän - spätes Pliozän	62.7-157.5
III	Kieselschlämme	B: 158.4-221.1 C: 156.5-199.6 D: 189.9-277.6	frühes Miozän - mittleres Miozän	157.5-277.6
IV	Vulkanoklastische und alterierte vulkanoklastische Schlämme, sandige Schlämme und Sande; Wiederholte „coarsening-upward“-Sequenzen	D: 277.6-315.2	Eozän	277.6-315.2
V	Wechselgelagerte Basalte und vulkanoklastische Sedimente	D: 315.2-1229.4 E: 315.2-1229.4	Eozän	315.2-...

zwischen den Einheiten sind Sprünge zugelassen. Nach Dekking et al. (2005) besteht die Least-Squares-Schätzung bei einem konstanten Modell aus dem Mittelwert der Datenpunkte. Vor der Berechnung des Mittelwerts jeder lithologischen Einheit sind noch Ausreißer aus den Daten entfernt. Das Ergebnis ist in Abb. 4.6 zu sehen. In der zur Basaltserie korrespondierenden Einheit V ist eine weitere Anpassung vorgenommen, damit beim Übergang zu den Logging-Daten kein künstlicher Sprung aufgrund des Datensatzwechsels entsteht. Dazu werden der Mittelwert der Bohrkernproben, sowie der v_p -Wert zu Beginn der Logging-Daten bei 370 mbsf linear mit der Tiefe gewichtet gemittelt:

$$\begin{aligned}
 v_p^{\text{Modell}}(y) &\Big|_{315.2 \text{ mbsf} \leq y \leq 370 \text{ mbsf}} = \gamma^{\text{Bohr}}(y) \cdot \bar{v}_p^{\text{Bohr}}[\text{Einheit V}] + \gamma^{\text{Logs}}(y) \cdot v_p^{\text{Logs}}(370 \text{ mbsf}) , \\
 \gamma^{\text{Bohr}}(y) &= \left(\frac{370 \text{ mbsf} - y}{370 \text{ mbsf} - 315.2 \text{ mbsf}} \right) \in [0, 1] , \\
 \gamma^{\text{Logs}}(y) &= 1 - \gamma^{\text{Bohr}}(y) = \left(\frac{y - 315.2 \text{ mbsf}}{370 \text{ mbsf} - 315.2 \text{ mbsf}} \right) \in [0, 1] .
 \end{aligned} \tag{4.3}$$

Die Wassersäule und der Modellrand sind analog zum Dichtemodell gestaltet. Der Wert 1500 m/s für die v_p -Geschwindigkeit in Meerwasser stammt von Li und Hewett (2015).

S-Wellengeschwindigkeit v_s : Für ein vollständiges elastisches Untergrundmodell fehlt noch die v_s -Funktion. Wie in Abschnitt 4.2 beschrieben, müssen dafür die vorhanden S-Wellengeschwindigkeitswerte im Bereich der Basaltserie auf den gesamten Untergrund extrapoliert werden. Da bereits ein vollständiges v_p -Modell vorliegt, besteht eine einfache Möglichkeit darin, einen funktionalen Zusammenhang des v_p/v_s -Verhältnisses anzunehmen. Nach einer visuellen Analyse der Full-Waveform Daten aus dem Scientific Report 45 zum v_p/v_s -Verhältnis als Funktion der Tiefe y und v_p scheint ein linearer Zusammenhang des Verhältnisses mit v_p ohne Tiefenabhängigkeit die beste Möglichkeit (vgl. Abb. 4.5). An den bekannten v_p - und v_s -Daten der Basaltserie (s. Abb. 4.4) wird also eine lineare

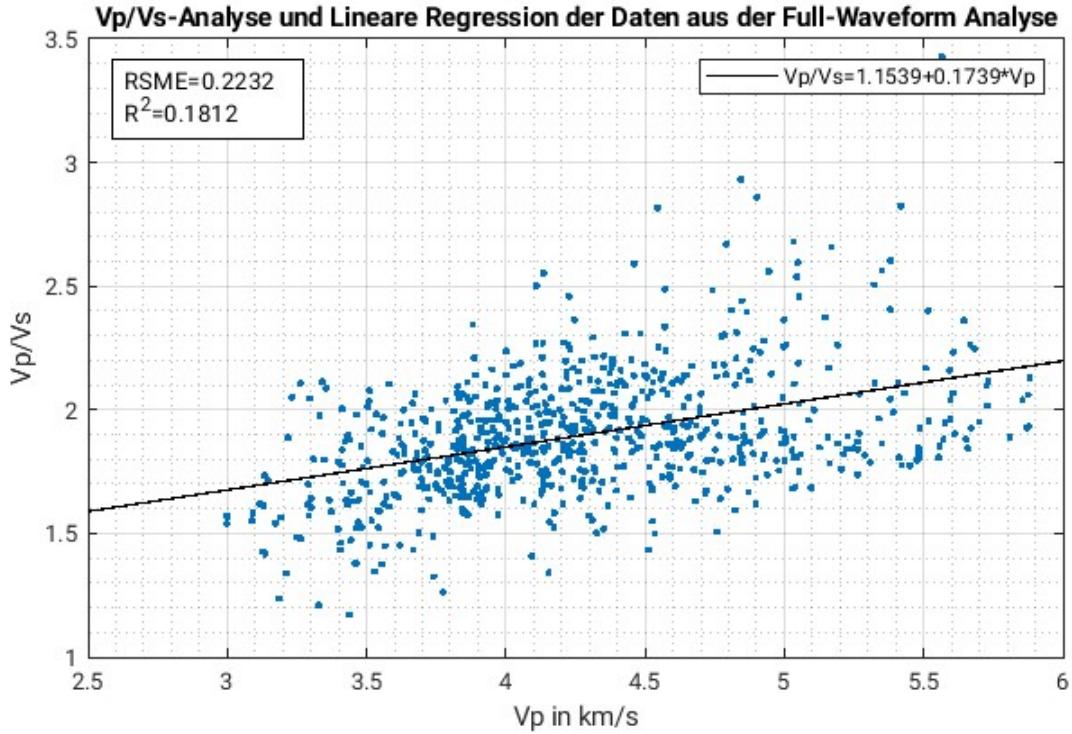


Abbildung 4.5: Analyse des v_p/v_s -Verhältnis der Daten aus der Full-Waveform Analyse und linearen Regression an die Daten. Die ursprünglichen Daten (blau) sind digitalisiert aus der Darstellung von Barton et al. (1989). Die angepasste Funktion nach Gleichung 4.4 ist in schwarz gezeigt. Der geringe R^2 -Wert sagt aus, dass die v_p/v_s -Werte mit nur geringer Bestimmtheit durch v_p erklärt werden. Anders formuliert ist die positive Korrelation von v_p/v_s mit v_p zwar visuell sichtbar aber statistisch nicht besonders stark ausgeprägt. Der Standardfehler der Regression (RMSE) ist mit 0.2232 im akzeptablen Bereich für das v_p/v_s -Verhältnis.

Regression nach den folgenden Parametern durchgeführt:

$$\frac{v_p}{v_s}(v_p) = p_2 + p_1 \cdot v_p . \quad (4.4)$$

Das Ergebnis der Regression

$$p_1 = 0.1739 \text{ (km/s)}^{-1} \quad p_2 = 1.1539 \quad (4.5)$$

ist in Abb. 4.5 inklusive zweier Maße der Anpassungsgüte zu sehen.

Das komplette Untergrundmodell der S-Wellengeschwindigkeit ist also nach

$$v_s = \frac{v_p}{1.1539 + 0.1739 \text{ (km/s)}^{-1} \cdot v_p} , \quad \text{wobei } [v_p] = [v_s] = \text{km/s} , \quad (4.6)$$

aus dem bereits fertigen v_p -Modell berechnet. Für die Wassersäule gilt nach Abschnitt 2.1 $v_s = 0 \text{ m/s}$. Der Modellrand ist analog zu den anderen Größen gestaltet.

Das vollständige fertige elastische Modell des Untergrunds ist in Abb. 4.6 dargestellt. Weiterhin sind auch die zugrundeliegenden bearbeiteten Daten nach der Ausführung der in Abschnitt 4.3 beschriebenen Schritte gezeigt.

Güte-Faktor Q : Wie in Abschnitt 5.1 beschrieben, erzeugt eine erste elastische Testmodellierung ein sehr komplexes Wellenfeld. Nach Abschnitt 2.1.2 trägt die Nichtberücksichtigung der Dämpfung dazu bei, da hochfrequente Signale durch die intrinsische Dämpfung des Untergrundes normalerweise stark gefiltert werden. Auch um die Größenordnungen der Amplituden verschiedener Signale abschätzen zu können, lohnt sich eine viskoelastische Modellierung mit Berücksichtigung der Dämpfung. Für das finale Untergrundmodell fehlen somit noch eine Q_p - und Q_s -Funktion.

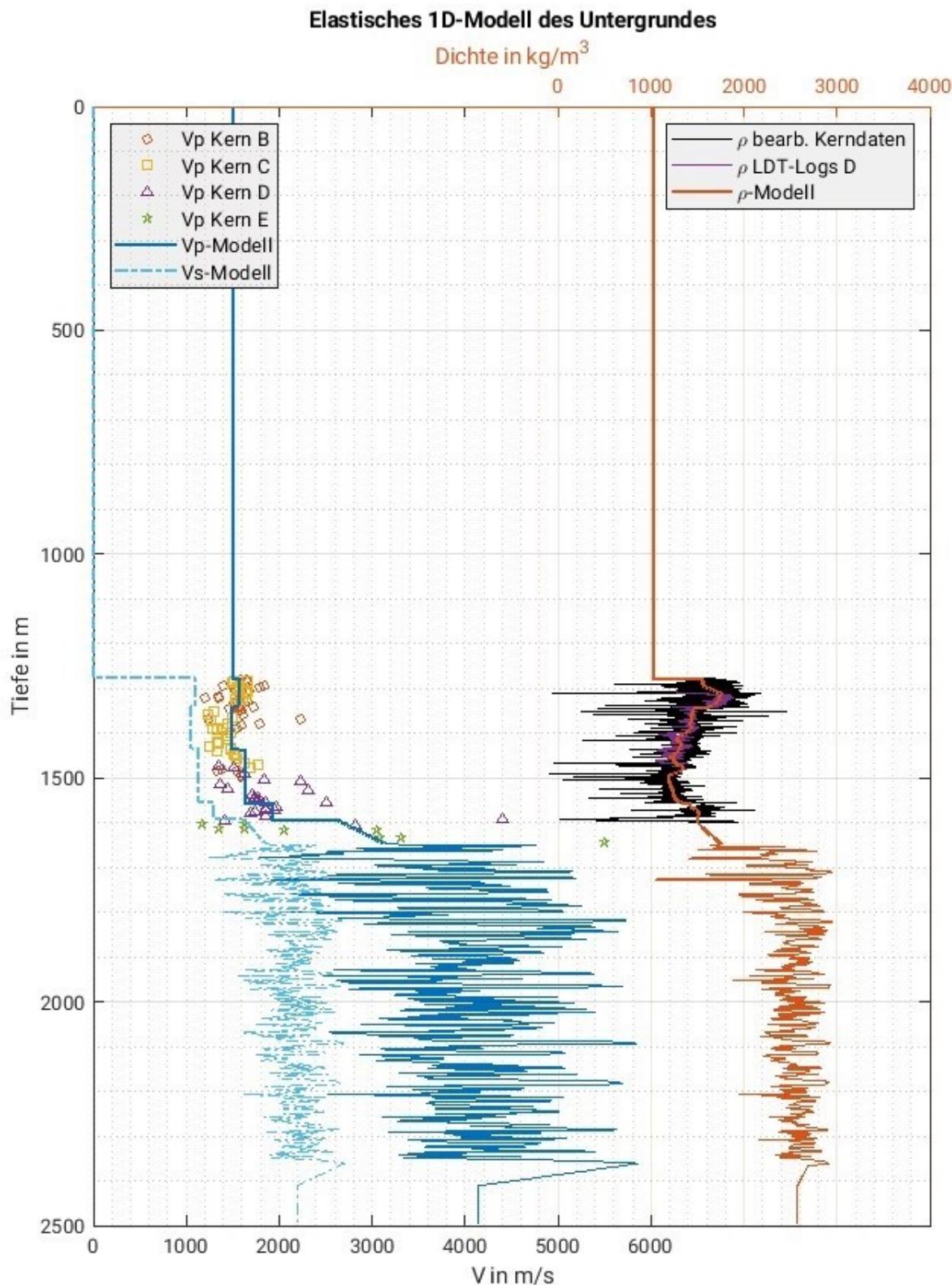


Abbildung 4.6: Finales elastisches 1D-Untergrundmodell und bearbeitete Datengrundlage. In blau und hellblau sind links das v_p - und v_s -Modell als Funktion der Tiefe unter der Meeresoberfläche gezeigt. Die zur Erstellung des Modells im sedimentären Bereich verwendeten Bohrkernproben sind durch die farbigen Symbole gekennzeichnet. Die Kurve für die Dichte ρ ist orange auf der rechten Seite dargestellt. Die bearbeiten Daten aus den Bohrkernproben in schwarz sind erkennbar weniger verrauscht als in Abb. 4.3. Außerdem besitzen sie keine systematische Verschiebung mehr gegenüber den Logging-Daten im Bohrloch D (lila). Die gefilterten Logging-Daten aus der Basaltserie im Bohrloch E sind sowohl für v_p , als auch für ρ nicht extra eingezeichnet, da diese identisch ohne weitere Bearbeitung nach der Filterung in das Modell eingehen.

Der in Tabelle 4.2 folgende Vorschlag setzt sich aus den Erfahrungswerten des Geophysikalischen Instituts (GPI) am KIT zusammen.

Tabelle 4.2: Modellvorschlag für den *intrinsischen Qualitätsfaktor Q* aus Erfahrungswerten des GPI.

Wassersäule		$Q = \infty$
Sedimentärer Teil	0 mbsf - 315.2 mbsf	$Q = 50$
Basaltserie	> 315.2 mbsf	$Q = 200$

Wie in Abschnitt 4.2 dargelegt, gibt es im Scientific Report 46 die Auswertung einer VSP-Messung zur Dämpfung innerhalb der Basaltserie (Rutledge & Winkler, 1989). Das Ergebnis ist dabei eine Untergrenze des intrinsischen Qualitätsfaktors von $Q > 115$. Gemeinsam mit den Erfahrungswerten aus Tabelle 4.2 wird folgendes abschließendes Modell wie in Tabelle 4.3 erstellt.

Tabelle 4.3: Diskretes Untergrundmodell des *intrinsischen Qualitätsfaktors Q*.

Wassersäule		$Q = \infty$
Sedimentärer Teil	0 mbsf - 315.2 mbsf	$Q = 50$
Basaltserie	> 315.2 mbsf	$Q = 150$

Der Wert $Q = 150$ für den Teil der Basaltserie ist dabei ein Kompromiss zwischen dem Erfahrungswert und der deutlich niedrigeren experimentell bestimmten unteren Schranke. Da ansonsten keine weiteren experimentellen Daten vorliegen, gehen die anderen Erfahrungswerte aus Tabelle 4.2 in das fertige Modell ein. Dies kann als gerechtfertigt angesehen werden, da nach Schön (2015) im Allgemeinen für sedimentäre Gesteine eine höhere Dämpfung erwartet wird, als für vulkanische Gesteine. Für eine Vielzahl von verschiedenen Sedimenten gibt Schön (2015) eine Spanne von $2 \leq Q_p \leq 270$ an. Wepfer und Christensen (1991) untersuchen Q_p -Werte ozeanischer Basalte zu verschiedenen Drücken. Auch hier liegt der gewählte Modellwert $Q = 150$ innerhalb einer Spanne aus realistischen Werten von $55 \leq Q_p \leq 295$. Aus den genannten Quellen wird auch ersichtlich, dass der Qualitätsfaktor je nach Ort und Umgebung eine sehr starke Varianz aufweisen kann. Das verwendete Modell sollte demnach nur als eine Abschätzung der realistischen Größenordnungen von Q angesehen werden.

Da von Rutledge und Winkler (1989) keine Unterscheidung zwischen Q_p und Q_s gemacht wird, gilt auch für die in der Arbeit durchgeführte viskoelastische Modellierung $Q = Q_p = Q_s$. Insbesondere bei der Analyse der S-Wellensignale sollte dies als limitierende Modellannahme berücksichtigt werden. Schön (2015) zeigt, dass je nach Milieu und Zustand der Probe sowohl $Q_p/Q_s > 1$, als auch $Q_p/Q_s < 1$ gelten kann. Dahingehend stellt die Festlegung $Q_p = Q_s$ wieder einen Kompromiss in Abwesenheit weiterer Informationen dar.

Kapitel 5

Ergebnisse der FD-Modellierung

Für die Modellierung in Abschnitt 5.1 wird das in Kapitel 4 erstellte Untergrundmodell genutzt. Auch alle weiteren Parameter, die in die Durchführung der Modellierung eingehen, werden in Abschnitt 5.1 aufgeführt. Eigenschaften, beispielsweise des Quellsignals, die Einfluss auf die ab Abschnitt 5.2 erfolgende Analyse des Wellenfelds haben, werden dort diskutiert. Abschnitt 5.2 beschreibt zunächst die Methoden die zur Verarbeitung und Visualisierung der Modellierungsergebnisse genutzt werden und geht dann auf die übergeordneten Eigenschaften des Wellenfelds ein. Ab Abschnitt 5.3 erfolgt die detaillierte Auswertung nach der Reflexions- und Refraktionsmethode, welche in Abschnitt 2.2 theoretisch behandelt wurden. Dabei bezieht sich je ein Abschnitt auf die P-, beziehungsweise S-Wellen. In einer Reihe an Unterabschnitten werden die verschiedenen Eigenschaften des korrespondierenden Wellenfels herausgearbeitet, wobei größtenteils die Beschreibung und Zuordnung, der in einem passenden Seismogramm beobachteten Signale als Leitfaden dient. Außerdem beschreibt jeder Abschnitt das Amplitudenverhalten des entsprechenden Wellentyps und endet mit einer Kurzzusammenfassung der wichtigsten Erkenntnisse. Eine übergeordnete Zusammenfassung, die alle Wellentypen verknüpft und auf die eingangs in Kapitel 1 definierte Zielsetzung Bezug nimmt, findet sich in Kapitel 6.

5.1 Modellierung

Die FD-Modellierung des Wellenfeldes wird mit der am GPI entwickelten Software SOFI2D durchgeführt (Bohlen et al., 2023)¹. Das in Abschnitt 4.4 beschriebene Untergrundmodell wird als Binärdatei im 32 Bit IEEE Gleitkommaformat mit Matlab erzeugt und von SOFI2D eingelesen. Zur Parallelisierung der Modellierung wird die Message Passing Interface (MPI-) Bibliothek OpenMPI verwendet.

Alle FD-Modellierungen finden unter der Annahme von Isotropie statt. Ein erster Test mit einer elastischen Modellierung zeigt ein komplexes, schwer visuell zu analysierendes Wellenbild. Der Fokus dieser Arbeit liegt deshalb auf der viskoelastischen Wellenausbreitung. In der Analyse in den Abschnitten 5.2 bis 5.6 wird ausschließlich mit der Lösung der viskoelastischen Wellengleichung gearbeitet. Die Berücksichtigung der Dämpfung seismischer Wellen führt dazu, dass insbesondere hochfrequente Signalanteile gedämpft und quasi herausgefiltert werden (vgl. Abschnitt 2.1.2). Außerdem werden die Amplituden verschiedener Signale stärker ausdifferenziert, da auf unterschiedlichen Strahlwegen unterschiedlich viel Energie durch den Untergrund absorbiert wird. Beides erleichtert die visuelle Analyse des Wellenfelds im viskoelastischen Fall. Die Berücksichtigung der Dämpfung führt auch zu einer insgesamt realistischeren Simulation der Amplituden, die in einer späteren Messung erwartet werden können. Da Untersuchung des Amplitudenverhaltens nach Kapitel 1 mitunter ein Teil der Analyse ist, ist dies erstrebenswert.

Die gewählten Modellierungsparameter orientieren sich hauptsächlich an den Vorgaben des GEOMAR, um den Bedingungen der tatsächlichen späteren Messung möglichst nahe zu kommen. Das Quellsignal besteht aus einem Ricker-Wavelet mit der Hauptfrequenz 50 Hz. Die Form des Ricker-Wavelets ist in Abb. 5.1 zu sehen. Die Modellierungssoftware geht für die Berechnung der in

¹Repository: <https://gitlab.kit.edu/kit/gpi/ag/software/sofi2d> (besucht am 22.04.2024)

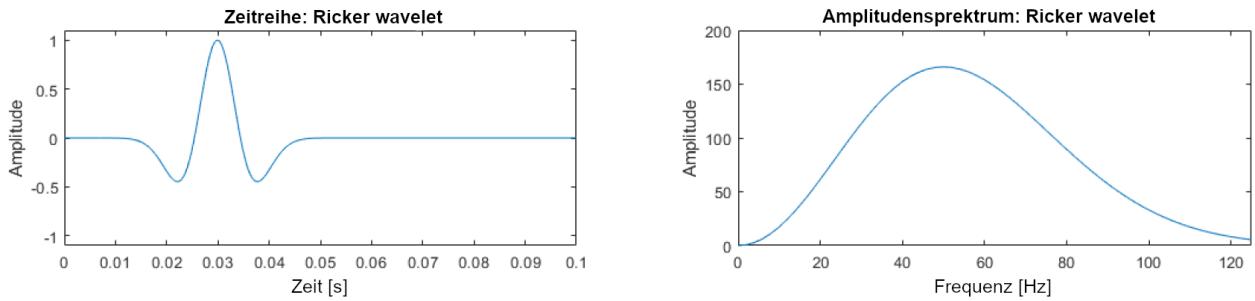


Abbildung 5.1: Ricker-Wavelet und zugehöriges Amplitudenspektrum bei einer Hauptfrequenz von 50 Hz. Abbildung von Bohlen et al. (2023, S. 34).

Abschnitt 2.3.2 dargelegten Stabilitätskriterien von einer Maximalfrequenz von 100 Hz aus. Dies entspricht ungefähr dem ebenfalls in Abb. 5.1 gezeigten Amplitudenspektrum. Die Signalquelle ist explosiv, es besteht also eine gleichmäßige Energieabstrahlung, unabhängig der Raumrichtung (Bohlen et al., 2023). Dies soll die Verwendung einer Airgun in der späteren Messung imitieren. Die maximale Amplitude des Quellsignals am Quellpunkt ist in Tabelle 5.1 für die drei Messgrößen der horizontalen und vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_x und v_y und des Drucks p zusammengefasst. Bei der Angabe von Signalamplituden in der Analyse in den Abschnitten 5.2 bis 5.6 beziehen sich diese auf die genannten Quellamplituden.

Tabelle 5.1: Maximale Amplituden des Quellsignals am Quellpunkt.

$ v_x $ in m/s	$ v_y $ in m/s	$ p $ in Pa
3.10×10^{-8}	3.11×10^{-8}	3.11×10^{-2}

Um den Einsatz von Ozeanbodenseismometern (OBS) in der späteren Messung zu simulieren, werden am Meeresboden über die gesamte Modellbreite im Intervall von 100 m synthetische Seismogramme der horizontalen und vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_x und v_y , sowie des Drucks p erzeugt.

Die Wahl der zeitlichen und räumlichen Diskretisierung ist durch die Stabilitätskriterien in Gleichung 2.32 und Gleichung 2.33 bedingt und fällt auf $\Delta h = 1$ m und $\Delta t = 100 \mu\text{s}$ (vgl. Abschnitt 2.3). Um die Rechenzeit für einen Modellierungsdurchlauf unter 24 Stunden zu halten, sind die Modelldimensionen auf $0 \leq y \leq 2500$ m in der Tiefe, $0 \leq x \leq 10\,200$ m in der Horizontalen und $0 \leq t \leq 10$ s in der zeitlichen Länge begrenzt. Mit Ausnahme der Wasseroberfläche nach oben, sind alle Modellränder durch eine absorbierende Zone von 25 m versehen, damit diese keine ungewünschte Reflexionen erzeugen. Die vollständige Liste aller für die Modellierung festgelegten Parameter findet sich als JSON-Datei im Anhang C. Eine Übersicht der Quell- und Empfängerpositionen sowie der räumlichen Modelldimensionen ist in Abb. 5.2 dargestellt.

Bezüglich des Quellsignals ist es wichtig zu bemerken, dass die Quelle in der Modellierungssoftware nicht am Modellrand, also nicht bei $Y = 0$ m positioniert wird. Beim Testen erzeugt eine Quellposition, die sich zu nah am Modellrand befindet unerwünschte Effekte. Wie der entsprechenden Parameterdatei in Anhang C zu entnehmen ist, befindet sich die Quelle deswegen bei der Modellkoordinate $Y = 10$ m. Durch die Verwendung einer Explosivquelle wird das Signal auch nach oben abgestrahlt, reflektiert an der Wasseroberfläche und überlagert sich mit sich selbst. Das tatsächliche Wavelet, dass am Meeresboden ankommt besitzt dadurch nicht die Form des reinen Ricker-Wavelets aus Abb. 5.1.

Nach Abschnitt 2.2.1 hat dies Auswirkungen auf minimal mögliche vertikale Auflösung in der Reflexionsseismik. Bei der Hauptfrequenz von 50 Hz und der Wassergeschwindigkeit von $v_p = 1500$ m/s beträgt die Wellenlänge des Quellsignals $\lambda = 30$ m. Die nach oben abgestrahlte und von der Wasseroberfläche zurückgeworfene Welle besitzt demgegenüber einen räumlichen Versatz von 20 m. Der quantitative Effekt auf die vertikale Auflösung wird wie folgt abgeschätzt: Da sich das Quellsignal effektiv um 20 m verlängert, verschlechtert sich die vertikale Auflösung gegenüber der theoretisch minimal möglichen Auflösung um den Faktor $(20 \text{ m} + 30 \text{ m})/30 \text{ m} = 5/3$.

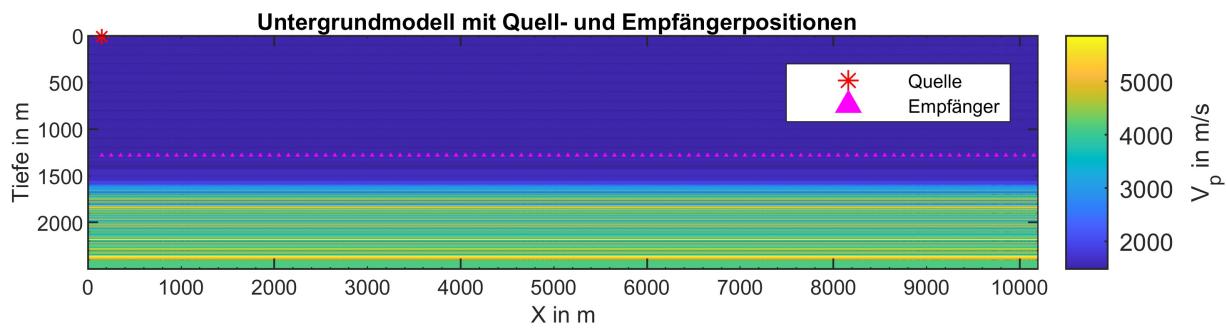


Abbildung 5.2: Übersicht der Quell- (rot) und Empfängerpositionen (magenta) und der räumlichen Modelldimensionen für die Modellierung. Das v_p -Modell ist farblich kodiert im Hintergrund zu sehen. Dadurch ist beispielsweise der Beginn der Basaltserie durch den Sprung ins Hellblaue zu erkennen.

5.2 Visualisierung der Ergebnisse und generelle Anmerkungen zum Wellenfeld

Methodik der Visualisierung: Das in der Modellierung errechnete Wellenfeld wird auf zwei Arten sichtbar gemacht: In sogenannten Snapshots wird die Lösung der Wellengleichung aller Gitterpunkte für einen gemeinsamen Zeitpunkt gespeichert. Das Einlesen und Visualisieren des gesamten Gitters erzeugt ein Abbild des Wellenfeldes. Aus vielen Snapshots in einem regelmäßigen Zeitabstand lässt sich ein Film erzeugen, der die Entwicklung der seismischen Wellen in Echtzeit zeigt. Für die hier vorgenommene Analyse werden Snapshots im Abstand von 25 ms verwendet. Das Einlesen der Snapshots und Erstellen der Filme erfolgt mit Hilfe eines eigens entwickeltes Matlab-Skripts, welches in Anhang D zu finden ist. In den Snapshots sind die Divergenz und Rotation des Vektorfelds der Partikelgeschwindigkeiten gezeigt. Nach Bohlen et al. (2023) sind die Energien des P- beziehungsweise S-Wellenfeldes proportional zur Divergenz, respektive zur Rotation der Partikelgeschwindigkeiten. So lässt sich in den Filmen strikt nach P- und S-Wellen unterscheiden. Zweitens liegen die in Abschnitt 5.1 beschriebenen Seismogramme vor. Sie dienen als simulierte Messdaten der späteren Messung. Mit ihnen lässt sich herausfinden, welche Charakteristika der seismischen Signale bei einer tatsächlichen Messung erwartet werden können. Mit Hilfe der Snapshots können die synthetischen Daten der Seismogramme interpretiert werden. Die Bearbeitung der Seismogramme geschieht mit Seismic Unix. Es wird im Folgenden zwischen der Modellkoordinate X , die in den Snapshots aufgetragen ist, und der horizontalen Empfängerentfernung von der Quellposition, den Offsets x , in den Seismogrammen unterschieden.

In Abb. 5.3 bis 5.5 sind die zur Modellierung zugehörigen Seismogramme gezeigt. Die Partikelgeschwindigkeiten v_x und v_y , sowie der Druck p entsprechen dabei den Größen, die die OBS auch in der späteren Messkampagne aufzeichnen können. Gemeinsam mit den drei Snapshots in Abb. 5.6 bis 5.8 lassen sich daran schon grundlegende Eigenschaften der seismischen Antwort des Untergrundes aufzeigen. Aufgrund der in 2.1.2 beschriebenen Dämpfungsmechanismen sinkt die Amplitude aller seismischen Signale schnell ab. Die Seismogramme sind deshalb im Allgemeinen bearbeitet, da ansonsten kaum mehr als die Erstankünfte der direkten Welle zu sehen sind. Im Fall von Abb. 5.3 bis 5.5 sind die Daten exponentiell mit der Zeit skaliert und danach auf die maximale Amplitude jeder Spur normiert. Bei den Snapshots sind Amplituden farblich gekennzeichnet. Positive Amplituden sind weiß, negative schwarz dargestellt. Der in den Grafiken angezeigte Wert „Clip“ gibt an, ab welchem Betrag eine Schwingung komplett weiß oder schwarz angezeigt wird. Unterhalb dieses Betrages sind Abstufungen zu grau verwendet. Der Meeresboden lässt sich meistens anhand der durch schwarze Dreiecke markierten OBS erkennen.

Überblick über die generellen Eigenschaften des Wellenfelds: Abb. 5.6 zeigt ein Beispiel für die Reflexionen, die sich durch die Geschwindigkeits- und Dichtekontraste der Basaltserie ausbilden. In Abb. 5.3 bis 5.5 lassen sich nach der deutlich zu erkennenden direkten Welle, welche die Erstankunft in den Seismogrammen bildet, schwache Reflexionsäste wahrnehmen, die von diesen primären Reflexionen stammen. In Abb. 5.7 ist zu sehen, dass sich in den Basaltformationen ein komplexes geführtes Wellenfeld ausbildet. Durch die höheren Geschwindigkeiten gegenüber dem sedimentären Teil und der Wassersäule entstehen Kopfwellen, die ab größeren Offsets (horizontaler Quellabstände) von etwa 2.5 km die Ersteinsätze bilden. In den Seismogrammen sind diese ohne weitere Bearbeitung jedoch kaum bis gar nicht erkennbar (vgl. Abb. 5.3 bis 5.5). Gegenüber den Amplituden der reflektierten Signale und der direkten Welle sind die Kopfwellen also sehr schwach. Durch die geringe Dämpfung im Wasser (in der Modellierung wird mit $Q = \infty$ sogar von keiner intrinsischen Dämpfung ausgegangen) verlieren Signale, deren Strahlwege zum großen Teil im Wasser verlaufen, weniger Energie als Signale, die sich von tieferen Reflektoren oder Refraktoren ausgehend hauptsächlich durch den festen Untergrund fortbewegen. Dadurch entstehen sehr starke multiple Reflexionen der Meeresoberfläche. Dies ist in Abb. 5.8 beispielhaft gezeigt. Die vom Meeresboden oder der Basaltserie nach oben abgestrahlte Energie erreicht den Meeresboden und die OBS nach dem Zurückwerfen durch die Meeresoberfläche ein zweites Mal mit einer vergleichsweise geringen Amplitudenabnahme. In den Seismogrammen ist beim dreifachen und fünffachen der Zero-Offset-Laufzeit der direkten Welle ein erneuter Einsatz zu sehen. Beim Druck p wiederholen sich die primären Reflexionen quasiperiodisch in Form mehrerer solcher Multiplenpakete. Nach der direkten Welle ist jeweils ein Reflexionsast zu erkennen, der zur Basaltserie gehört. Davon ausgenommen werden muss die horizontale v_x -Komponente in Abb. 5.3. Für annähernd vertikalen Strahleinfall, also

den geringeren Offsets, bildet diese hauptsächlich S-Wellen ab. Da die Quelle aber nur P-Wellen aussendet, muss zunächst eine Konversion zu S-Wellen an einer Grenzfläche stattfinden. Für annähernd vertikalen Einfall findet diese Konversion nach Abschnitt 2.1.1 aber kaum oder gar nicht statt, weshalb nicht dieselben Reflexionsäste wie für v_y und p zu sehen sind. Eine genauere Betrachtung findet in Abschnitt 5.3 und Abschnitt 5.4 statt.

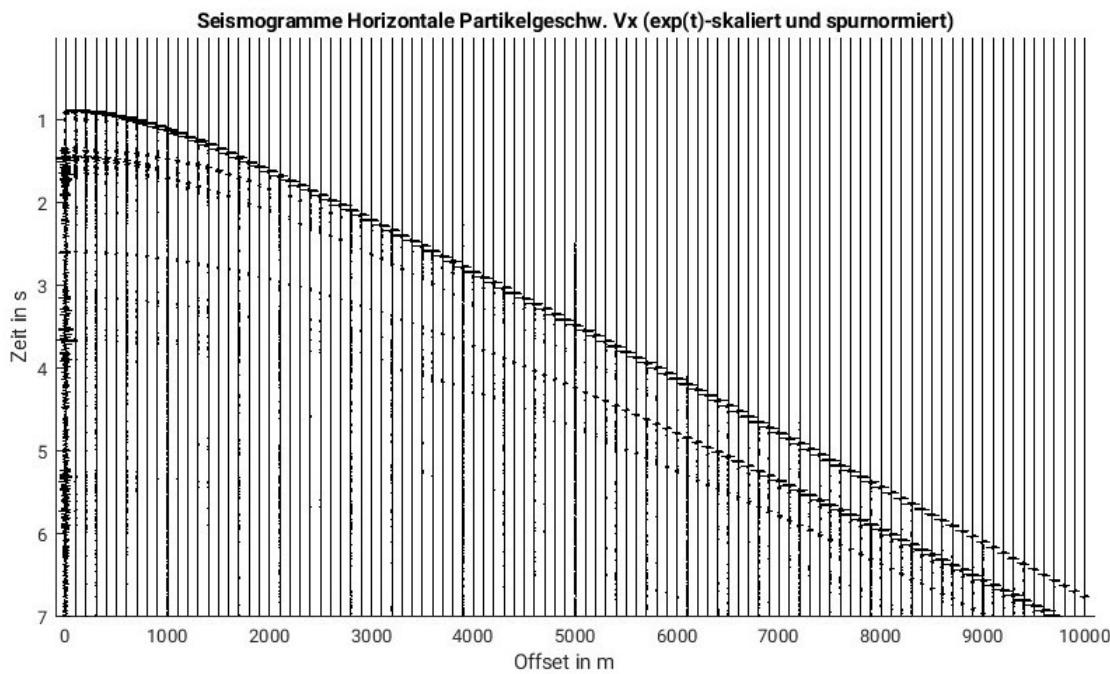


Abbildung 5.3: Seismogramme der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x über die gesamte Modellbreite. Die Spuren sind mit einem Faktor $\propto \exp(t)$ skaliert und danach spurnormiert.

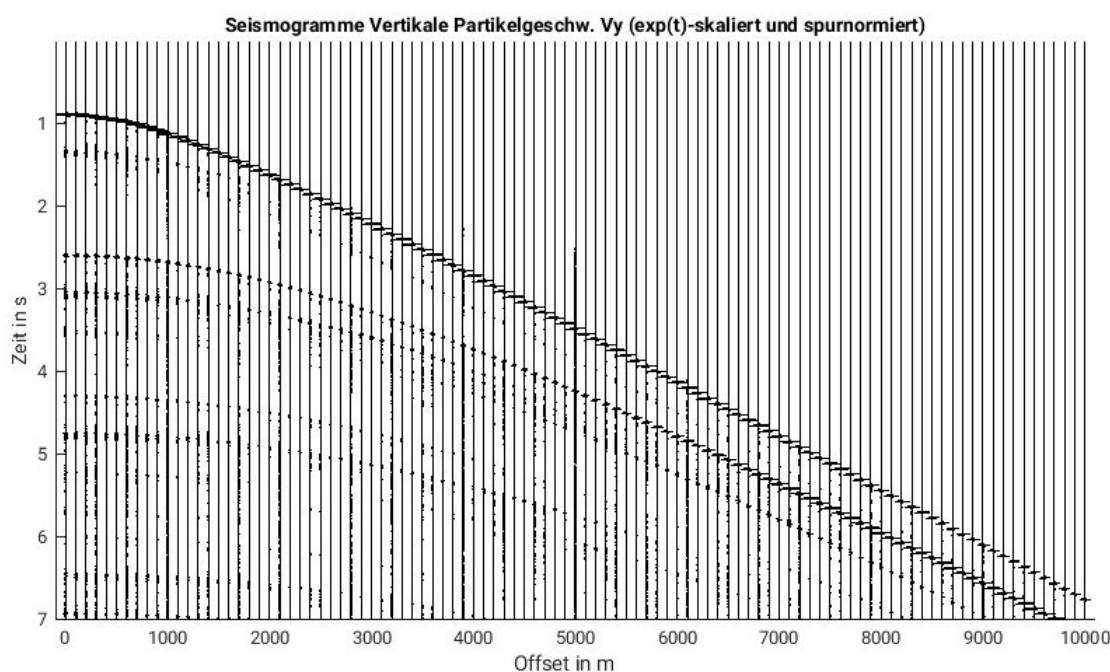


Abbildung 5.4: Seismogramme der vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_y über die gesamte Modellbreite. Die Spuren sind mit einem Faktor $\propto \exp(t)$ skaliert und danach spurnormiert.

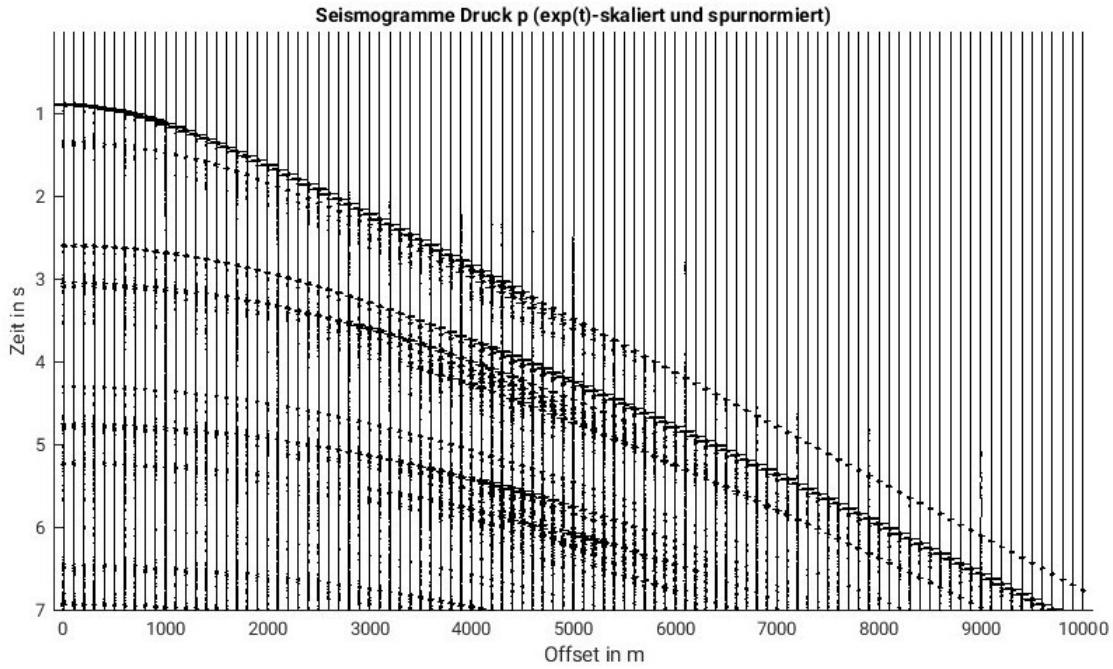


Abbildung 5.5: Seismogramme des Drucks p über die gesamte Modellbreite. Die Spuren sind mit einem Faktor $\propto \exp(t)$ skaliert und danach spurnormiert.

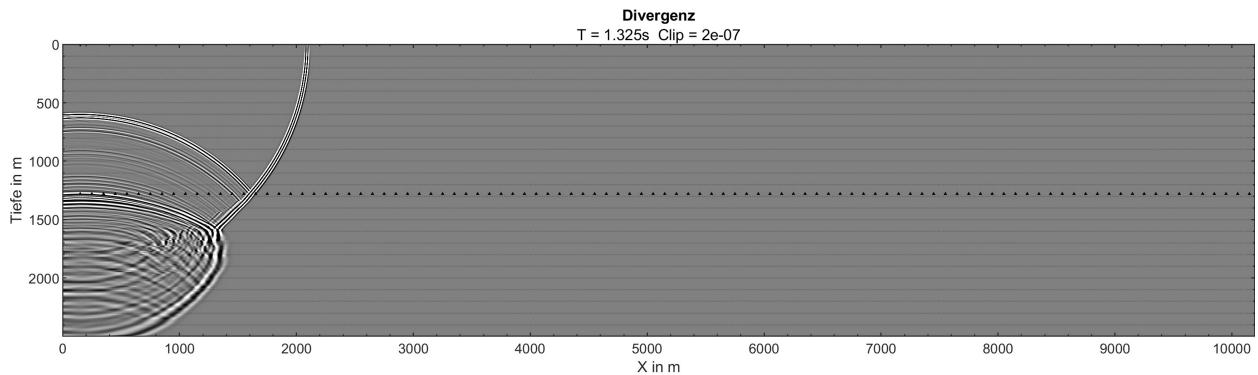


Abbildung 5.6: Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der Ausbildung primärer Reflexionen in der Modellierung. Der Meeresboden lässt sich anhand der Position der schwarz markierten Messgeräte erkennen. Die direkte Welle entspricht der Wellenfront, die sich horizontal schon am weitesten fortbewegt hat. Die Reflexionen an den Basaltstrukturen beginnen ab einer Modelltiefe von etwa 1600 m. Es sind auch Reflexionen des Meeresbodens, sowie der über dem Basalt liegenden sedimentären Schichten zu erkennen. X ist die horizontale Modellkoordinate.

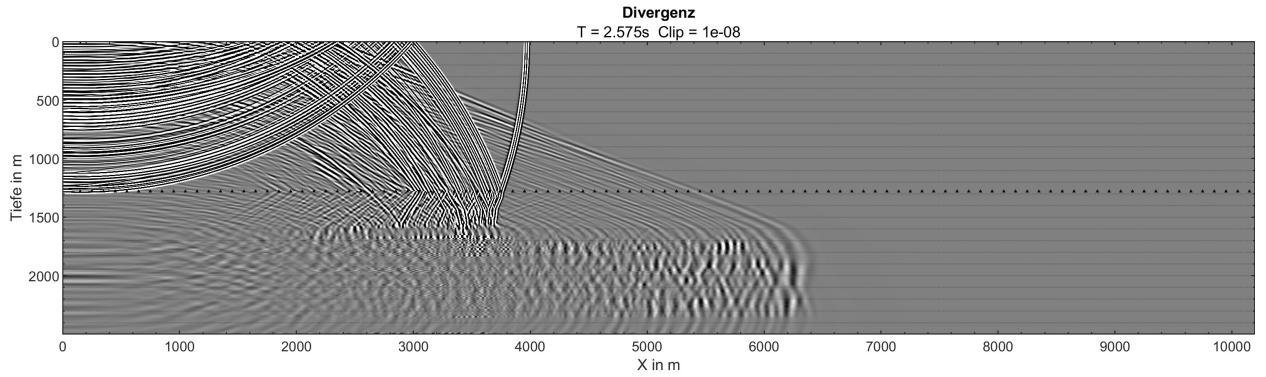


Abbildung 5.7: Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der Ausbildung eines geführten Wellenfeldes im Basalt. Der Meeresboden lässt sich anhand der Position der schwarz markierten Messgeräte erkennen. Das geführte Wellenfeld entsteht innerhalb der Basaltserie in Modelltiefen größer als 1600 m. Es ist ungefähr zwischen $4000 \text{ m} \leq X \leq 6500 \text{ m}$ zu sehen. Darüber werden die wieder nach oben abgestrahlten Wellenfronten der Kopfwellen abgebildet. Diese haben die direkte Welle auf der Höhe des Meeresboden bereits überholt.

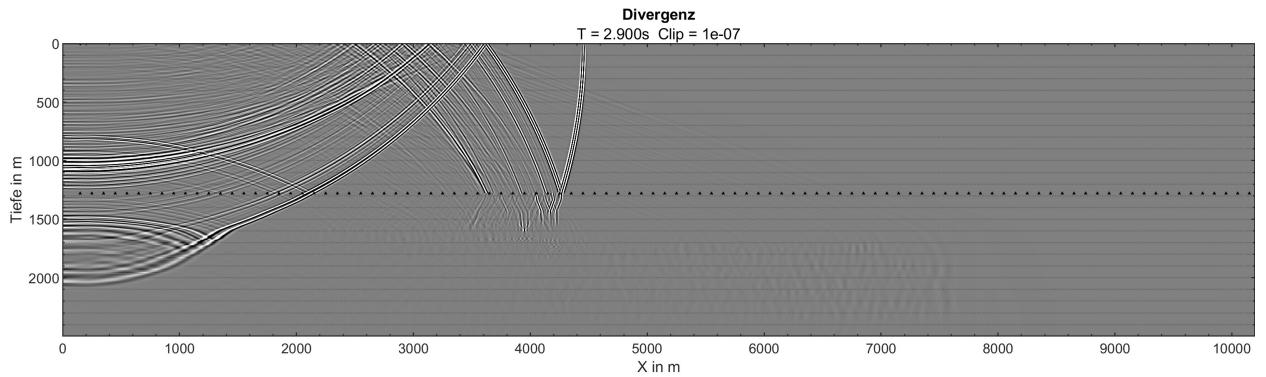


Abbildung 5.8: Snapshot des P-Wellenfeldes; Beispielhafte Darstellung der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche. Die Amplitudenverstärkung dieses Snapshots ist geringer als die des vorangegangenen (was sich am größeren Clip-Wert ablesen lässt), weshalb das geführte Wellenfeld hier kaum noch sichtbar ist. Stattdessen sind bei $0 \text{ m} \leq X \leq 1000 \text{ m}$ multiple Reflexionen an der Basaltserie zu erkennen. Bei Betrachtung der zugehörigen einfallenden Wellenfront wird klar, dass diese zuvor bereits am Meeresboden und an der Meeresoberfläche reflektiert wurde. Die Reflexion am Basalt ähnelt der im Snapshot in Abb. 5.6. Es entsteht so etwas wie eine „periodische Wiederholung“ der primär reflektierten Signale. Eine weitere mehrfach reflektierte Wellenfront die von der Meeresoberfläche einfällt ist noch kurz über dem Meeresboden zu sehen.

5.3 Analyse der P-Reflexionen

Zunächst werden die reflektierten P-Wellen betrachtet. Von hauptsächlicher Bedeutung für die Reflexionsmethode sind die primären Reflexionen, deren Signal sich von der Quelle aus nach einmaliger Reflexion an einer Schichtgrenze zum Empfänger bewegt. Diese primären Reflexionen werden in Abschnitt 5.3.1 beschrieben und den Strukturen des Untergrundmodells zugeordnet, wobei im Speziellen die Zero-Offset-Spur untersucht wird. Die Eigenschaften der primären Reflexionen werden durch verschiedene Formen der Überlagerung beeinflusst, welche in Abschnitt 5.3.2 charakterisiert werden. Weitere Phänomene, die im P-Wellenseismogramm zu erkennen sind, sind multiple Reflexionen (Abschnitt 5.3.2) und konvertierte Wellen (Abschnitt 5.3.3). Nachdem die vollständige Beschreibung des P-Wellenseismogramms abgeschlossen ist, vergleicht Abschnitt 5.3.4 wie sich die P-Reflexionen in den Seismogrammen der Messgrößen der OBS (Partikelgeschwindigkeit und Druck) abbilden. Auf die bereits in Abschnitt 5.2 beschriebenen Multiplen der Meeresoberfläche wird in Abschnitt 5.3.5 erneut eingegangen, bevor in Abschnitt 5.3.6 die Amplituden aller beschriebenen Signale quantifiziert werden.

5.3.1 Primäre Reflexionen

Nach Abschnitt 2.1.1 lässt sich die Reflexion einer P-Welle bei vertikalem Strahleneinfall besonders gut analysieren, da weder Brechung noch Konversion stattfindet. Die seismischen Impedanzen und die vereinfachte Zoeppritz-Gleichung (s. Gleichung 2.2 auf Seite 6) machen es möglich, die erzeugten Wellenfelder auf das Untergrundmodell und dessen Eigenschaften zurückzuführen. Für den Zero-Offset-Strahl lässt sich außerdem durch numerische Integration des v_p -Untergrundmodells dessen Laufzeit bei einer Reflexion in beliebiger Tiefe berechnen. Es gilt

$$t(x = 0 \text{ m}) = \int_{\text{Quelltiefe}}^{\text{Reflektortiefe}} \frac{1}{v_p(y)} dy + \int_{\text{Reflektortiefe}}^{\text{Empfängertiefe}} \frac{1}{v_p(y)} dy. \quad (5.1)$$

In Tabelle 5.2 sind alle Reflexionsereignisse zusammengestellt, die sich auf der Zero-Offset-Spur ($x = 0 \text{ m}$) deutlich erkennen lassen. Die entsprechenden Snapshots dieser Ereignisse sind in Anhang E zusammengestellt. In Abb. 5.9 sind Ausschnitte des Seismogramms der Divergenz des Wellenfeldes gezeigt, welche ausschließlich die P-Wellen abbilden. Die in Tabelle 5.2 identifizierten Reflexionsereignisse des Lotstrahls sind durch Volllinien farblich markiert. Die Signalamplituden des rechten Seismogramms sind durch die Verwendung von Automatic Gain Control (AGC) verstärkt. Im linken Seismogramm ist das Signal der direkten Welle rechnerisch entfernt, damit die Amplituden der restlichen Ereignisse besser zu erkennen sind. Die direkten Einsätze sind durch die oberste blaue Markierung gegeben. Für den sedimentären Teil, für welchen keine kontinuierliche Daten vorlagen, spiegeln sich die in der Modellerstellung berücksichtigten Schichtgrenzen als eindeutig erkennbare Reflektoren wieder. Die größten Amplituden verursacht dabei der sogenannte Naust-Horizont (orange), welcher mit dem Übergang zwischen den lithographischen Einheiten I und II (vgl. Tabelle 4.1) zusammenhängt. In Abb. 5.10 ist eine mögliche Zuordnung der beobachteten Ereignisse zu den im Untergrundmodell gegebenen Strukturen gezeigt. Für den sedimentären Teil ist die Zuordnung zweifelsfrei anhand der visuellen Analyse der Snapshots möglich. In Abb. 5.10 zeigt sich, dass vor allem der Dichtekontrast zwischen den glazialen Sedimenten der Naust-Formation (korrespondierend zur lithologischen Einheit I) und den leichten Schlammern der darunterliegenden Kai- und Brygge-Formationen (in Einheit II) für die starke Reflexion sorgt (Ottesen et al., 2009).

Da die Geschwindigkeitsfunktion bei der Modellerstellung im sedimentären Teil nur Sprünge an den Schichtgrenzen zulässt und auch die Dichtefunktion stark geglättet ist, ist es erwartbar, dass das Untergrundmodell diese klar erkennbaren Reflexionen erzeugt. Gewissermaßen ist dies sogar beabsichtigt, da so die seismische Antwort der Basaltserie ungestört erkennbar wird. Unter diesen Gesichtspunkten sind noch zwei weitere Aspekte bemerkenswert. Das einzige Reflexionsereignis, welches nicht an einer „absichtlich“ eingebauten Schichtgrenze stattfindet, ist der violette Reflexionsast in Abb. 5.9. Dieser entsteht durch den Dichteabfall bei etwa 1490 m Modelltiefe (vgl. Abb. 5.10). Außerdem ist die Amplitude des Signals durch den „Top Basalt“, also den Beginn der Basaltserie bei etwa 1592 m Modelltiefe, nur geringfügig größer, als die, die durch andere Schichtgrenzen verursachten Signale und sogar geringer als die Amplitude des Naust-Horizontes (vgl. Tabelle 5.2). Dies lässt sich darauf zurückführen, dass an dieser Stelle zwar der größte bisherige

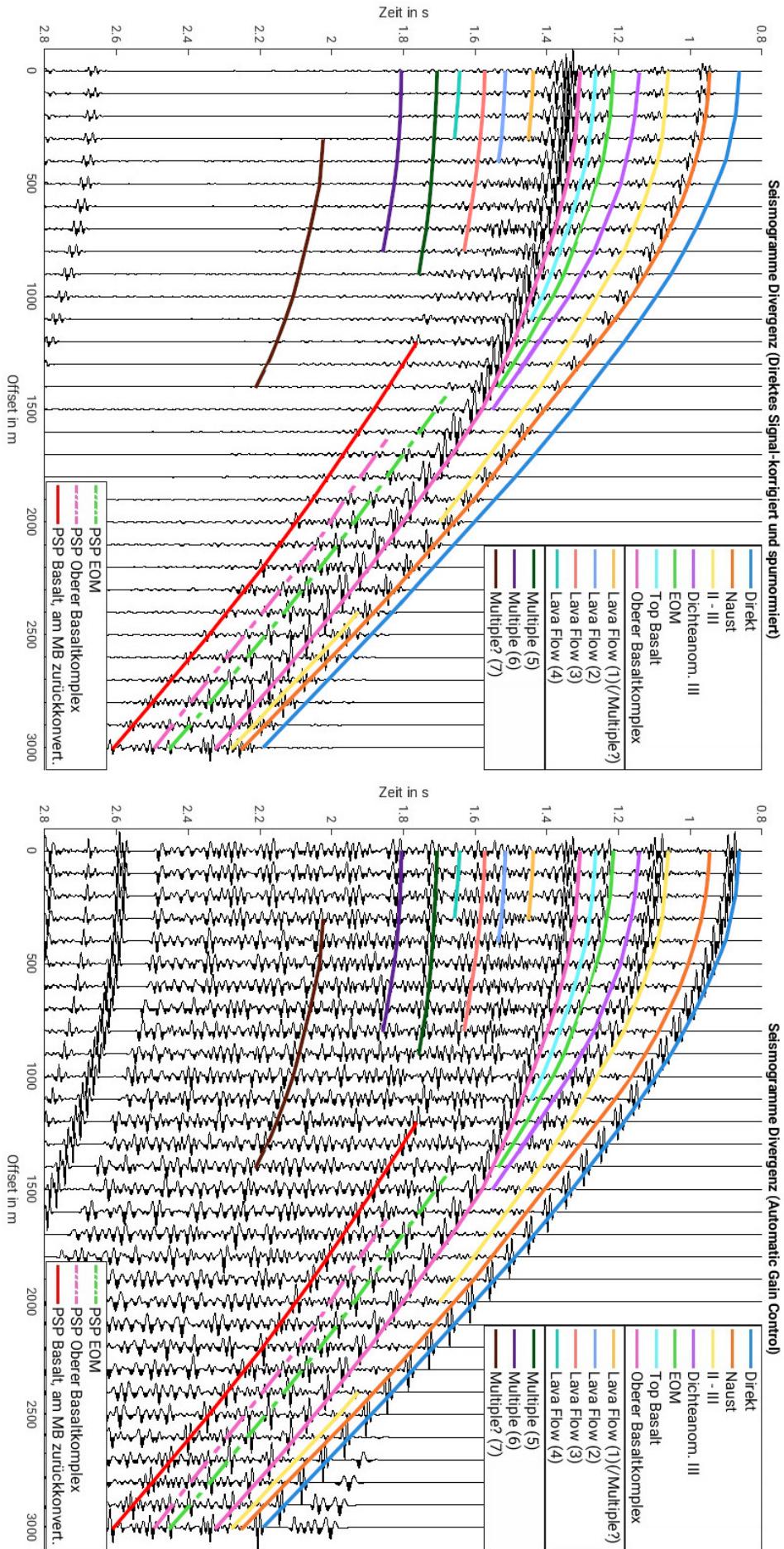


Abbildung 5.9: Seismogrammausschnitte der P-Wellen mit Fokus auf die primären Reflektionen. Im linken Seismogramm ist die direkte Welle rechnerisch entfernt, so dass die Amplituden der übrigen Signale besser sichtbar sind. Im rechten Seismogramm sind die Amplituden mit Automatic Gain Control (AGC) verstärkt. Die Laufzeitkurven aller Reflexionsereignisse, die in Abschnitte 5.3.1 bis 5.3.3 besprochen werden, sind durch die farbigen Linien gekennzeichnet. Die Snapshots aller Ereignisse des oberen Legendenteils sind in Anhang E zusammengefasst. Snapshots der Ereignisse des unteren Legendenteils finden sich im Fließtext. Für die Abkürzungen der primären Reflektoren siehe Abb. 5.10. Weitere Abkürzungen: PSP - Konvertierter Reflexionstyp nach Abschnitt 5.3.3; MB - Meeresboden;

Tabelle 5.2: Zusammenstellung aller auf dem Zero-Offset-Strahl erkennbaren primären/multiplen Reflexionereignisse. Die zugehörigen Snapshots sind in Anhang E zusammengestellt.

	Lotzeit t_0 in s	Reflektortiefe in m	$ v_y(x = 0) $ in m/s	$ p(x = 0) $ in Pa	Reflexionsast eindeutig bis Offset x
Direkte	0.855		3.2×10^{-10}	2.7×10^{-4}	
Naust	0.95	1339	1.4×10^{-11}	1.1×10^{-5}	3000 m
Schichtgrenze II zu III	1.08	1433	7.6×10^{-12}	5.7×10^{-6}	3000 m
Dichte-anomalie III	1.13	1483	3.4×10^{-12}	2.4×10^{-6}	1500 m
EOM	1.215	1554	8.8×10^{-12}	6.5×10^{-6}	1400 m
Top Basalt	1.26	1592	1.0×10^{-11}	7.5×10^{-6}	1100 m
Oberer Basaltkomplex	1.31-1.40	1660 bis 1825	3.9×10^{-11}	2.8×10^{-5}	
Lava Flow (1) (/Multiple?)	1.455	1930 & 1960	7.4×10^{-12}	5.1×10^{-6}	300 m
Lava Flow (2)	1.515	2040 & 2085	4.9×10^{-12}	3.3×10^{-6}	400 m
Lava Flow (3)	1.58	2170	4.0×10^{-12}	2.9×10^{-6}	400 m
Lava Flow (4)	1.64	2280 & 2310	2.9×10^{-12}	2.1×10^{-6}	300 m
Multiple (5)	1.71	?	3.5×10^{-12}	2.5×10^{-6}	900 m
Multiple (6)	1.81	?	2.7×10^{-12}	1.9×10^{-6}	800 m

Geschwindigkeitssprung stattfindet, aber kein zugehöriger Dichtesprung im Modell vorhanden ist, da in dieser Tiefe keine Logging-Daten des LDT Tools verwendet wurden (s. Abschnitt 4.2).

Nach der Reflexion durch den Top Basalt trifft das stärkste reflektierte Signal ein. Dieses muss aus der Überlagerung mehrerer Reflexionen bestehen. Für die Lotzeit des gesamten Signals kann eine Spanne von etwa 1.31 s des Ersteinsatzes, bis 1.40 s des letzten zum Signal gehörenden lokalen Maximums angegeben werden. Die Snapshots, sowie die Berechnung der Zero-Offset-Laufzeiten nach Gleichung 5.1 lassen vermuten, dass das zusammengenommene Signal in einer Modelltiefe von etwa 1660 m bis 1820 m entsteht. Abb. 5.10 zeigt im unteren Teil des Diagramms den positiven Teil des Reflexionskoeffizienten R für den Zero-Offset-Strahl nach Gleichung 2.2 auf Seite 6. Mögliche Reflektoren, die zu dem Signal beitragen können, sind durch die pinkfarbenen Markierungen identifiziert. Insbesondere die großen Dichtesprünge von 1660 m bis 1730 m sorgen für starke Reflexionen. Danach sind noch drei Bereiche markiert, die zu Lava Flows, wie sie nach der geologischen Beschreibung in Kapitel 3 in den SDR zu erwarten sind, korrespondieren könnten. Das obere Seismogramm in Abb. 5.9 zeigt, dass sich die Form des Signals mit wachsenden Empfängerentfernungen x allerdings deutlich verändert und keine einzelnen Reflexionen in Form mehrerer Äste auflösbar sind. Deshalb werden alle der genannten Reflektoren im Weiteren unter dem Begriff „Oberer Basaltkomplex“ zusammengefasst. Die großen Dichtesprünge im oberen Teil des Komplexes von 1660 m bis 1730 m sind aber hauptursächlich.

Nach Abb. 5.10 liegt die P-Wellengeschwindigkeit innerhalb der als Lava Flow identifizierten Reflektoren in etwa zwischen 4800 m/s und 5800 m/s. Damit ist nach Abschnitt 2.2.1 die theoretisch mögliche vertikale seismische Auflösung der Lava Flows mit P-Reflexionen bei der Hauptfrequenz von 50 Hz bei 24 m bis 29 m. Allerdings bezieht sich dies auf ein idealisiertes Quellsignal. Nach Abschnitt 5.1 überlagert sich das Quellsignal selbst und verändert seine Wellenform, wodurch sich die Auflösung ungefähr um den Faktor 5/3 verschlechtert. Für die minimal mögliche Auflösung der Lava Flows mit P-Wellen gilt also ein Schätzwert von etwa 40 m bis 48 m. Der Abstand zwischen zwei Reflektoren, die in Abb. 5.10 demselben Signal zugeordnet werden, spiegelt dies wider. Er ist mit einer Ausnahme immer deutlich kleiner als die geschätzte vertikale Auflösung.

Innerhalb der Basaltserie sind sechs weitere Reflexionereignisse des Lotstrahls identifiziert. Sie sind durch eine laufende Nummerierung von (1) bis (6) in Tabelle 5.2 gekennzeichnet. Auch für diese ist es nur schwer bis gar nicht möglich, die einzelnen Ereignisse in Form von durchgängigen Ästen im Seismogramm aufzulösen. Ab einer horizontalen Empfängerentfernung von mehr als 500 m oder spätestens 1000 m treten Überlagerungen auf, auf welche in Abschnitt 5.3.2 noch detaillierter eingegangen wird. Dadurch besitzen diese Reflexionereignisse (1) - (6) keine kohärenten Äste, die sich über die gesamte Entfernung der Seismogramme in Abb. 5.9 identifizieren lassen. Wie weit die einzelnen Reflexionereignisse als kohärenter Ast in den Seismogrammen der Divergenz zu erkennen sind, wird auch in Tabelle 5.2 in der letzten Spalte zusammengefasst. Dass auch die Ereignisse der

Untergrundmodell und Reflexionskoeffizient für Zero-Offset-Strahl und mögliche Zuordnung der primären Reflexionen

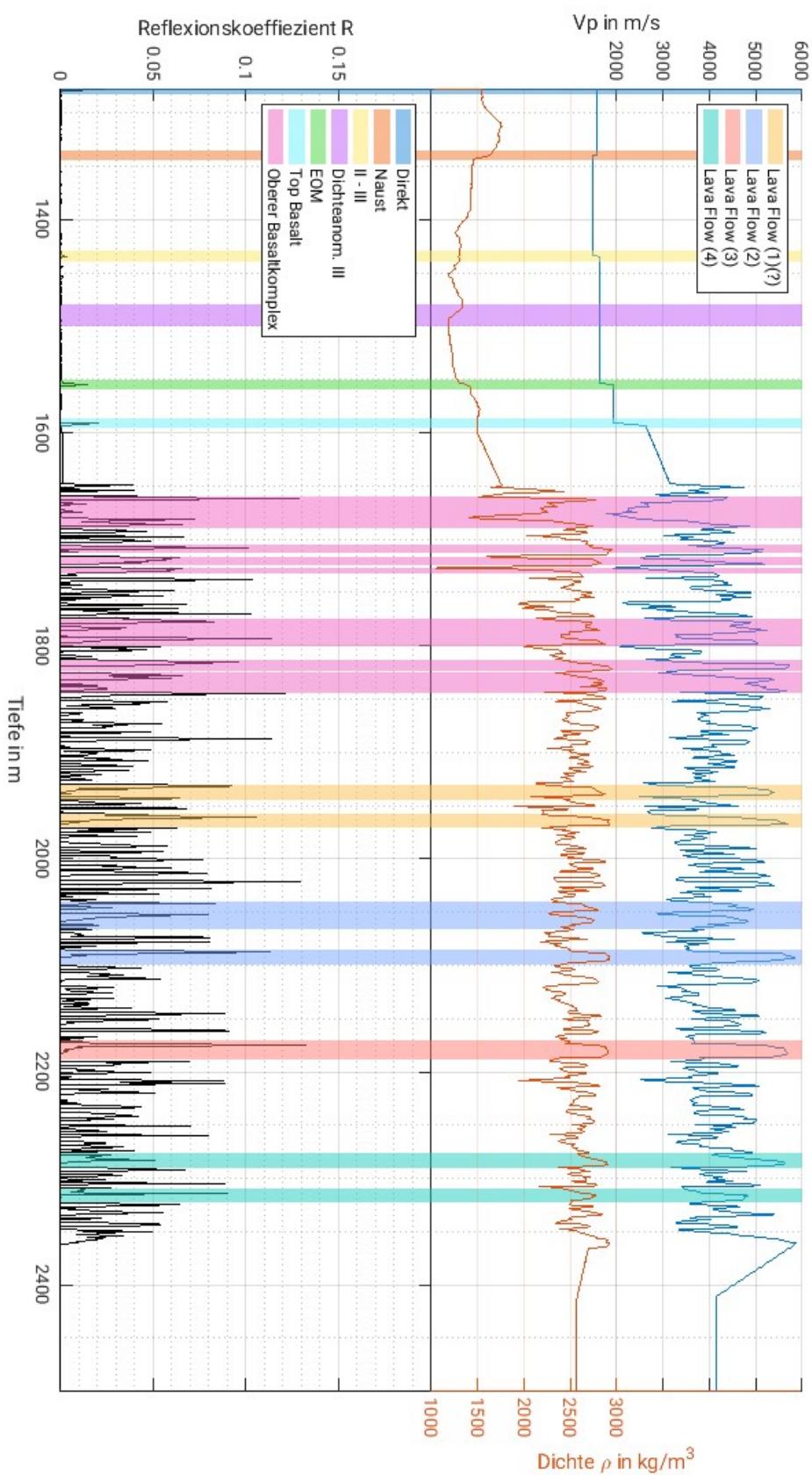


Abbildung 5.10: Untergrundmodell und Reflexionskoeffizient des Zero-Offset-Strahls und mögliche Zuordnung der primären Reflexionssignale zu den Untergrundstrukturen. Im oberen Diagramm ist blau das v_p -Geschwindigkeitsmodell gezeigt und orange die Dichtefunktion. Der Reflexionskoeffizient R im unteren Teil (schwarz) ist für den Lotstrahl nach Gleichung 2.2 aus übereinanderliegenden Gitterpunkten im Untergrundmodell berechnet. Es ist nur der positive Teil von R dargestellt. Die farbliche Zuordnung der Ereignisse zu den Strukturen des Untergrundmodells wird im Fließtext beschrieben. Abkürzungen: Naust - Seismischer Horizont der Naust-Formation (Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten II und III (s. Tabelle 4.1); II - III: Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten II und III; Dichte anom. - Dichte anomale; EOM - Ezän-Oligözän-Miozän-Horizont (Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten III und IV, s. Tabelle 4.1)

sedimentären Schichtgrenzen in Tabelle 5.2 nur für endliche Entferungen verfolgbar sind, lässt sich anders erklären. Das Modell weist im sedimentären Teil nur eine geringe Variabilität auf, wodurch kaum gegenseitige Überlagerungen entstehen. Stattdessen ist der Grund, dass die Laufzeitdifferenz der sedimentären Reflexionsäste mit steigenden Offsets sinkt. Diese liegen dann im Seismogramm näher beieinander (vgl. Abb. 5.9). Bei einer gleichbleibenden Signalfrequenz überlappen sich die Äste zunehmend. Irgendwann werden die Ereignisse mit kleinerer Amplitude von den stärkeren Signalen „verschluckt“.

In Tabelle 5.2, sowie Abb. 5.10 und Abb. 5.9 sind noch die angesprochenen Ereignisse (1) bis (6) der Basaltserie aufgeführt. Aufgrund der Überlagerungen können diese tieferen Reflexionen auf dem Lotstrahl nicht mehr alleine durch die visuelle Analyse der Snapshots zugeordnet werden. Stattdessen ist mit der Berechnung der Laufzeiten nach Gleichung 5.1 und den vorhandenen Informationen des Untergrundmodells aus Abb. 5.10 nur eine Interpretation hinsichtlich passender Reflektoren vorgenommen. Das Signal mit $t_0 \approx 1.58$ s entsteht durch den Lava Flow (3) (hellrot) ab etwa 2170 m Modelltiefe. Auch die in himmelblau (2) ($t_0 \approx 1.515$ s) und türkis (4) ($t_0 \approx 1.64$ s) markierten Signale entsprechen primären Reflexionen. Für diese lässt sich der Reflektor aber nicht ganz eindeutig definieren. Es kommen jeweils zwei bis drei Lava Flows in Frage (vgl. Abb. 5.10), die das Ereignis auch möglicherweise in Kombination verursachen. Deren vertikaler Abstand ist jeweils geringer als die geschätzte vertikale Auflösung von 40 m bis 48 m (vgl. Abb. 5.10). Das ockerfarbige Signal (1) ($t_0 \approx 1.455$ s) könnte durch zwei Lava Flows in einer Modelltiefe von 1930 m und 1960 m verursacht werden. Die Laufzeit passt allerdings auch zu einer intraformellen multiplen Reflektion innerhalb des oberen Basaltkomplexes von etwa 1660 m bis 1825 m. Dies lässt sich durch die Snapshots nicht aufklären.

5.3.2 Intraformelle Multiple und Überlagerungen

Nach der Beschreibung der Ereignisse (1) bis (4) des Zero-Offset-Strahls, fehlt bis jetzt eine Zuordnung für (5) und (6). Aufgrund deren Lotzeit t_0 wird klar, dass diese zu einer Mehrfachreflexion gehören müssen, da eine Reflexion vom unteren Modellende nach Gleichung 5.1 eine maximale Lotzeit von $t_0 \leq 1.68$ s besitzt. Da der obere Basaltkomplex von etwa 1660 m bis 1825 der stärkste Reflektor ist, ist es naheliegend, dass dieser ein mehrfach reflektiertes Signal erzeugen könnte. Anhand der Snapshots lässt sich der Strahlweg nicht klar ausmachen. Prinzipiell könnten die Laufzeiten aber zu den Multiplen „Oberer Basaltkomplex - Naust - Oberer Basaltkomplex“ (5) und „Oberer Basaltkomplex - Meeresboden - Oberer Basaltkomplex“ (6) passen.

Auch ohne eine sichere Zuordnung zu einem bestimmten Strahlweg vornehmen zu können, wird gemeinsam mit dem Ereignis (1), welches auch einer Multiplen innerhalb des oberen Komplexes entsprechen könnte, klar, dass Mehrfachreflexionen von signifikanter Signalenergie auftreten können. Weiterhin ist dafür der stärkste Reflektor der Basaltserie eine wahrscheinliche Quelle.

Innerhalb der Basaltserie entstehen so auch die Überlagerungen, die dafür sorgen, dass mehrere der identifizierten Ereignisse (1) bis (6) keine eindeutigen Reflexionsäste über größere Offsets hinaus erzeugen. Das mit Automatic Gain Control bearbeitete Seismogramm in Abb. 5.9 unterstreicht dies. Gäbe es weitere kohärente Reflexionsereignisse, die nur aufgrund ihrer geringen Amplitude schwer zu erkennen sind, so müssten diese durch die AGC-Verstärkung erkennbar werden. Neben den bereits beschriebenen Ereignissen gibt es lediglich einen einzigen weiteren kohärenten Ast (braune Volllinie, 7) der im AGC-Seismogramm zusätzlich auftaucht. Dieses Signal ist sehr schwach und lässt sich weder im Lotstrahl, noch in den Snapshots eindeutig zurückverfolgen. Ursächlich ist wahrscheinlich auch eine Mehrfachreflexion.

Um die bereits mehrfach angeführten Überlagerungen zu illustrieren und deren Einfluss zu beleben, ist in Abb. 5.11 das Wellenfeld bei 800 m Offset betrachtet. Dabei ist sind die unmittelbar eintreffenden Wellen sowie deren ungefähre Reflektoren in der Tiefe cyan eingefärbt (a). Dabei werden die Überlagerungen und das daraus resultierende komplexe Wellenbild sofort ersichtlich. In rot (b) ist beispielhaft eine prominente Mehrfachreflexion gekennzeichnet. Die gelbe Markierung (c) illustriert, wie die verschiedenen Wellenwege zur gegenseitigen temporären Auslöschung des Signals mittels destruktiver Interferenz führen können. Der graue Bereich zeigt, dass dort keine großen Amplituden vorhanden sind. Letztlich ist in grün (d) eine durch die Basaltserie entstehende Kopfwelle gekennzeichnet. Auch hier ist zu sehen, dass sich diese ab gewissen Entfernungen mit den Reflexionen überlagert.

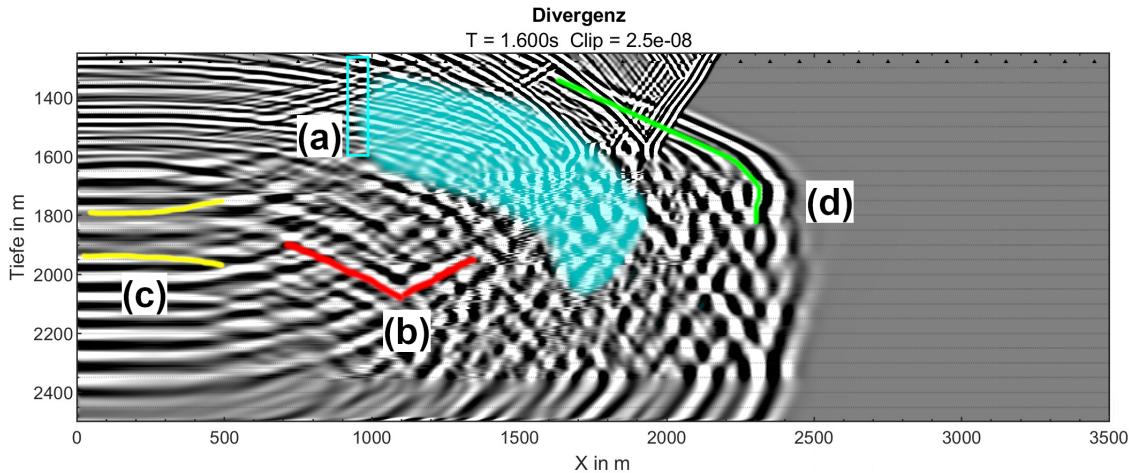


Abbildung 5.11: Ausschnitt des P-Wellenfeldes; Darstellung der Mechanismen die zur Ausbildung der gegenseitigen Überlagerungen im in der Basaltserie reflektierte Wellenfeld führen. a) Einfallende Wellenfronten bei $x = 800$ m und zugehörige Entstehungspunkte der reflektierten Signale; b) Prominente Mehrfachreflexion; c) Auslösung sich überlagernder Signale durch destruktive Interferenz; d) Überlagerung durch Kopfwellen;

Die ungefähre kritische Entfernung x_c , ab welcher die Kopfwellen der Basaltserie zum ersten Mal gemessen werden, lässt sich nach Abschnitt 2.2 bestimmen, indem die Gerade der Ersteinsätze der Kopfwelle im Seismogramm so lange verlängert wird, bis sie den zugehörigen Reflexionsast tangiert. Daraus ergibt sich nach Abb. 5.26 die ungefähre Abschätzung

$$x_c^{\text{Oberer Basaltkomplex}} = 1100 \text{ m} \pm 200 \text{ m}. \quad (5.2)$$

Wie in Abschnitt 5.5 gezeigt, sind die Amplituden des Basalts in den Ersteinsätzen zwar deutlich kleiner als die der Reflexionen, aber zumindest noch von vergleichbaren Größenordnungen gegenüber den tieferen Signalen der Lava Flows (bspw. $v_y \sim 10^{-12}$ m/s, $p \sim 10^{-6}$ Pa, vgl. Tabelle 5.2). Also spielen ab der kritischen Entfernung x_c auch die Kopfwellen eine Rolle bei den Überlagerungen, die die Reflexionsäste im Seismogramm beeinflussen.

5.3.3 Konvertierte PSP-Reflexionen

In den Seismogrammen in Abb. 5.9 sind drei der markierten Ereignisse noch nicht näher beschrieben. Ab Offsets von 1500 m bilden sich drei Reflexionäste (Strichpunktlinien und rote Volllinie) aus, die nicht zu den bisher behandelten primären und multiplen P-Reflexionen gehören. Die zugehörigen Wellen konvertieren am Meeresboden zu S-Wellen. In Abschnitt 5.4 wird die Scherwellenentstehung näher charakterisiert. Die aufgezeichneten Signale entsprechen natürlich trotzdem P-Wellen, sonst wären sie nicht in der Divergenz des Wellenfeldes abgebildet. Das heißt diese S-Wellen konvertieren an einer Grenzfläche wieder zurück und erreichen als P-Wellen den Meeresboden und die Messgeräte. Dies geschieht zum Beispiel bei der jeweiligen Reflexion. Die S-Welle, die auf den Reflektor trifft, strahlt einen Teil der reflektierten Energie wieder als P-Welle nach oben ab. Die zugehörigen Laufzeitäste sind durch die Strichpunktlinien in der Farbe des entsprechenden Reflektors gekennzeichnet. So erzeugen der EOM-Horizont (grün) und der obere Basaltkomplex (pink) eine solche PSP-Reflexion. Für noch größere Offsets, als in Abb. 5.9 gezeigt sind, wird auch noch eine PSP-Reflexion der Schichtgrenze zwischen den lithologischen Einheiten II und III sichtbar. Dadurch, dass die S-Wellengeschwindigkeiten im Allgemeinen geringer sind, besitzen diese Reflexionsäste eine steilere Krümmung als die primären P-Ereignisse und bleiben auch für große Entfernen im Seismogramm sichtbar. Warum diese Art von Wellen erst ab einer horizontalen Empfängerentfernung von etwa 1500 m auftreten, wird in Abschnitt 5.4.3 näher beschrieben. Gewissermaßen beschränkt dies den Bereich, in welchem die primären P-Reflexionen aus den tieferen Teilen der Basaltserie potentiell untersucht werden können. Ab ungefähr 1500 m bilden sich die PSP-Signale aus und verdecken alle schwächeren Signale.

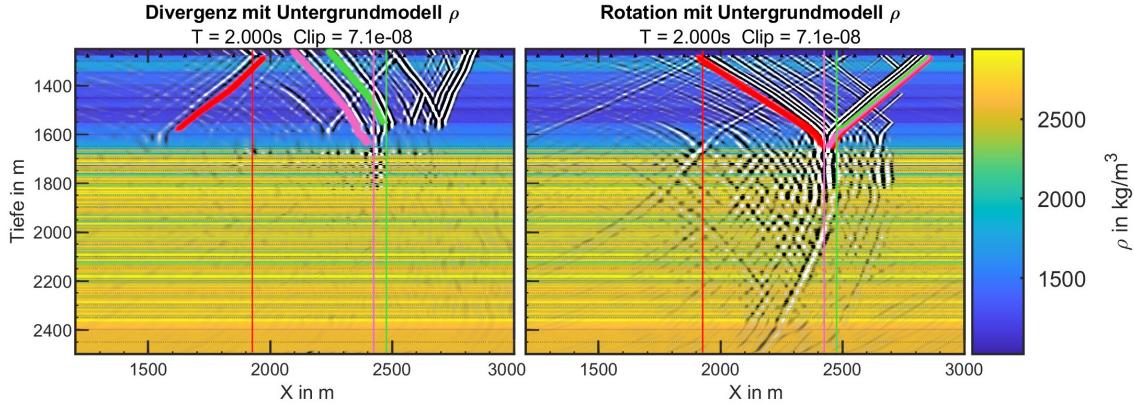


Abbildung 5.12: Darstellung der PSP-Reflexionen. Es werden ein Ausschnitt des P- (links) und S-Wellenfeldes (rechts) zum selben Zeitpunkt dargestellt. Die im Fließtext beschriebenen PSP-Signale sind farblich eingezzeichnet: grün - SP-Konversion an EOM-Schichtgrenze; pink - SP-Konversion am oberen Basaltkomplex; rot - S-Reflexion am Basalt, SP-Konversion erst am Meeresboden; Der jeweilige Ort der Konversion von der S- zurück in die P-Welle wird durch die vertikale Linie gekennzeichnet. Um die Reflexionsorte den Untergrundstrukturen zuordnen ist das Dichtemodell hinterlegt.

Die rote Volllinie in Abb. 5.9 entspricht hingegen einer S-Welle die an der Basaltserie reflektiert wird und erst beim Auftreffen am Meeresboden zurück in eine P-Welle konvertiert. Sie kann auch zu den PSP-Reflexionen hinzugezählt werden. In Abschnitt 5.4.4 wird weiterhin auf die komplementäre Entsprechung der S-Wellen dazu eingegangen. Dies ist die primäre P-Reflexion am Basalt, die erst beim Auftreffen am Meeresboden in eine S-Welle konvertiert (vgl. Abb. 5.17, rote Volllinie). Das Entstehungsprinzip ist beide Mal dasselbe. In Abb. 5.12 ist ein Ausschnitt des Wellenfelds der P- und S-Wellen zu demselben Zeitpunkt gezeigt. Durch das hinterlegte Dichtemodell sind die Untergrundstrukturen gut zu erkennen. Der Meeresboden befindet sich in der Modelltiefe von 1277 m am oberen Ende des Ausschnitts. Die beschriebenen PSP-Reflexionen sind in ihren entsprechenden Farben (von rechts nach links: EOM, grün; Basalt, pink; Am Meeresboden Zurückkonvertierte, rot) gekennzeichnet. Die horizontale Koordinate der Konversion ist durch die jeweilige vertikale Linie markiert. In den Snapshots ist gut zu erkennen, wie diese Reflexionen nach den primären P-Reflexionen an den Messgeräten eintreffen.

5.3.4 Vergleich mit den v_x , v_y und p -Seismogrammen

Da P-Wellen als Kompressionswellen den Druck abbilden, bildet das Seismogramm des Drucks p , wie zu erwarten, ein sehr gutes Abbild der P-Reflexionen. Das Druck-Seismogramm ist in Abb. 5.13 gezeigt. Die in Abb. 5.9 gepickten Laufzeitkurven sind darin übertragen. Nachdem das Druck-Seismogramm offensichtlich am besten dazu geeignet ist, die Reflexionen der P-Wellen abzubilden, wird auf die beiden anderen Messgrößen der horizontalen und vertikalen Partikelgeschwindigkeit in Abschnitt 5.4.6 bei den S-Wellen eingegangen. Bei deren Seismogrammen bilden sich je nach Einfallsinkel die P- oder S-Reflexionen stärker ab.

5.3.5 Multiple der Meeresoberfläche

Wie in Abschnitt 5.2 bereits beschrieben, sind die Meeresoberflächen Multiplen eine typische Charakteristik des Wellenbildes. Diese besitzen aufgrund der nicht vorhandenen Dämpfung im Wasser vergleichsweise große Amplituden und überlagern alle sonstigen Signale. Dabei tritt eine nahezu periodische Wiederholung der seismischen Antwort des sedimentären Teils und der Basaltserie ein. Dies ist in Abschnitt 5.2 bereits am Beispiel von Abb. 5.5 veranschaulicht. Bei der Betrachtung größerer Offsets von mehr als 3000 m lässt sich noch folgende Beobachtung anschließen: Neben dem Meeresboden ist die beginnende Basaltserie der stärkste Reflektor des Untergrundes. Dadurch ergeben sich genauer gesehen zwei Typen von Meeresoberflächen Multiplen, welche in Abb. 5.14 dargestellt sind. Beide werden von der Meeresoberfläche zurück reflektiert und sorgen so für eine Wiederholung der seismischen Antwort des Untergrundes. Beim links dargestellten Typ (a) findet die

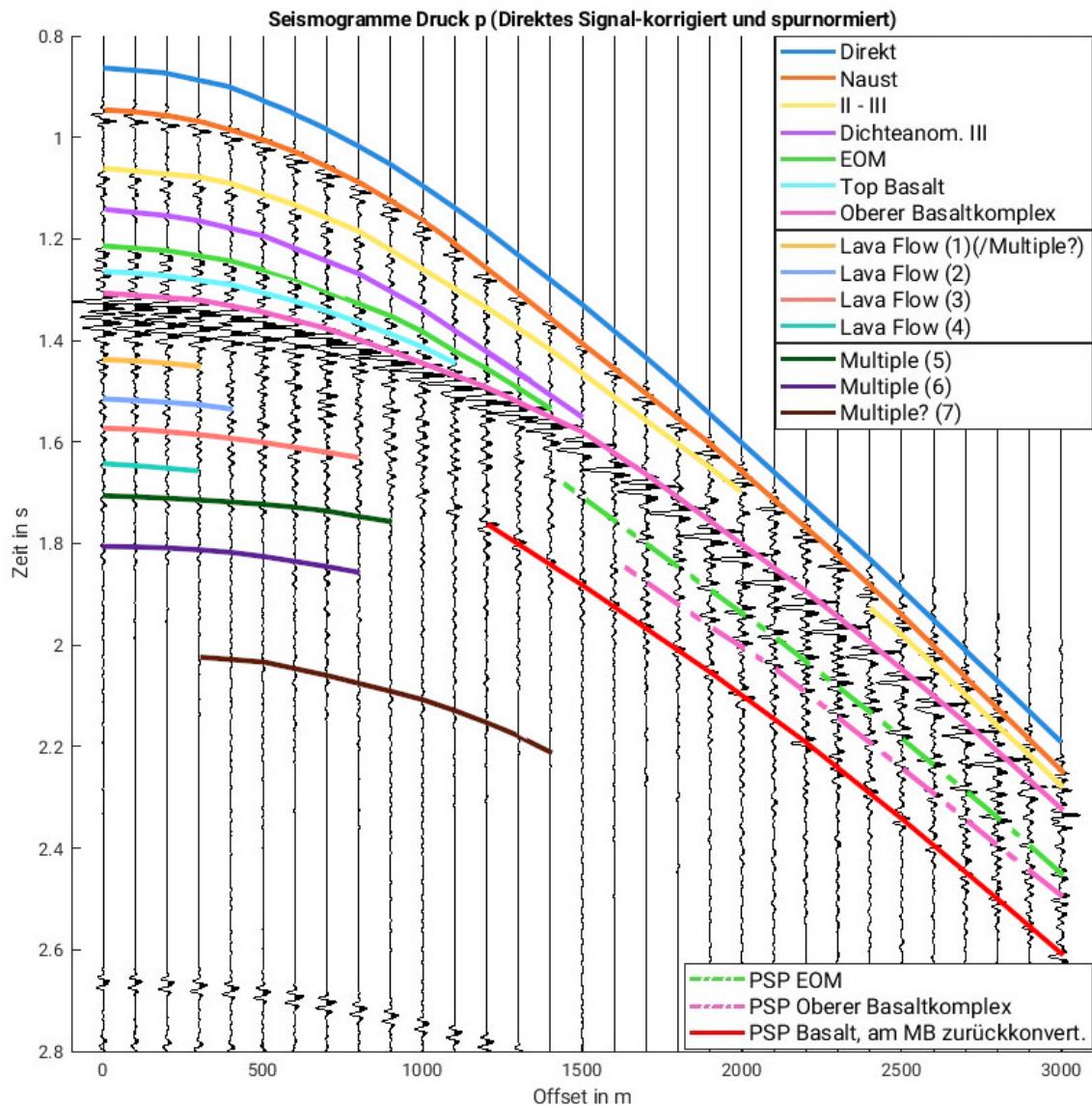


Abbildung 5.13: Ausschnitt des Druck Seismogramms mit Fokus auf die primären Reflexionen. Das Signal der direkten Welle ist wie in Abb. 5.9 rechnerisch entfernt. Es ist zu erkennen, dass die gepickten Laufzeitkurven der P-Wellen aus Abb. 5.9 im prinzip identisch im Druck Seismogramm widerspiegeln. Für die Abkürzungen der primären Reflektoren siehe Abb. 5.10. Weitere Abkürzungen: PSP - Konvertierter Reflexionstyp nach Abschnitt 5.3.3; MB - Meeresboden;

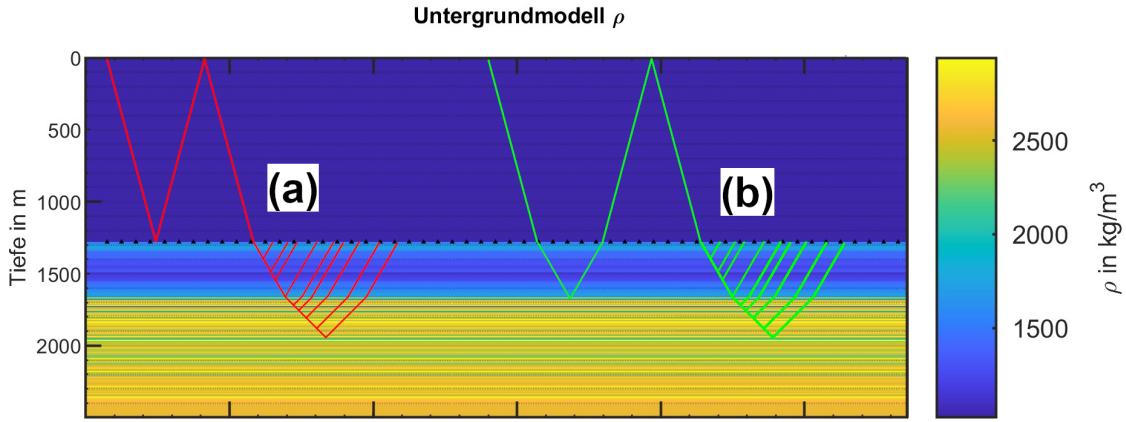


Abbildung 5.14: Unterscheidung der Strahlwege der Meeresoberflächen Multiplen erster Ordnung in zwei verschiedene Typen. a) Erste Reflexion findet am Meeresboden statt; b) Erste Reflexion findet am Basalt statt;

Tabelle 5.3: Laufzeit und Signalamplitude der Erstankünfte der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche.

	Lotzeit t_0 in s	$ v_y(x = 0) $ in m/s	$ p(x = 0) $ in Pa
Direkte	0.855	3.2×10^{-10}	2.7×10^{-4}
1. Meeresoberfl. Multiple (Erstankunft Typ (a))	2.565	3.8×10^{-11}	3.3×10^{-5}
2. Meeresoberfl. Multiple (Erstankunft Typ (a)(a))	4.27	6.5×10^{-12}	5.5×10^{-6}
3. Meeresoberfl. Multiple (Erstankunft Typ (a)(a)(a))	5.98	1.8×10^{-12}	1.1×10^{-6}

primäre Reflexion am Meeresboden statt, beim rechts dargestellten Typ (b) am Beginn des Basaltes. Mit steigenden Offsets ist Typ (b) immer stärker durch einen zusätzlichen Ast im Seismogramm zu erkennen (vgl. Abb. 5.5). Für die zweite und dritte Meeresoberflächen Multiple kombinieren beiden Typen weiter miteinander. (Im Folgenden beispielsweise als (a)(a), (a)(b), etc. bezeichnet.)

Für die tatsächliche Messung sind diese Multiplen vor allem als überlagerndes Störsignal gegenüber den primären Reflexionen relevant. Ihre Ankunftszeit limitiert, bis in welche Tiefe die Reflexionsmethode angewandt werden kann. In Tabelle 5.3 sind die Lotzeiten t_0 der direkten Ankünfte vom Typ (a) angegeben. Im Folgenden wird eine durchschnittlichen P-Wellengeschwindigkeit von $\bar{v}_p = 4137 \text{ m/s}$ (vgl. Abb. 4.6 auf Seite 33 und Abschnitt 4.4) angenommen, um das Untergrundmodell beliebig weit in die Tiefe fortzusetzen. Damit kann nach Gleichung 5.1 die maximale Reflektortiefe bestimmt werden, dessen Lotzeit geringer ist als die der ersten Meeresoberflächen Multiplen. Diese hypothetische Reflektortiefe beträgt 2865 mbsf. Damit ist problemlos möglich, auch die Lower Series ab 1093 mbsf (s. Abschnitt 3.2), welche in dem verwendeten Modell nicht mit enthalten ist, in einem tatsächlichen Experiment abzubilden.

Die ebenfalls in Tabelle 5.3 dargestellten Amplituden des Zero-Offset-Strahls zeigen, dass sich diese mit jeder weiteren Mehrfach-Reflexion etwa um den Faktor 5 bis 10 verringern.

5.3.6 Amplitudenverhalten

Für alle bisher beschriebenen primären Reflexionen, welche längere, gut erkennbare Reflexionsäste ausbilden, ist in Abb. 5.15 die maximale Amplitude des jeweiligen Signals gegenüber der Empfängerentfernung aufgetragen. Die Amplitude der direkten Welle fällt über die gesamte Modellbreite von 10 km um ungefähr eine Größenordnung bei den Partikelgeschwindigkeiten v_x und v_y ab und um etwa zwei Größenordnungen beim Druck p . Die Reflexionssignale verlieren je nach Reflektor und Messgröße unterschiedlich viel Energie. Während die Amplitude des Naust-Ereignisses über 2.5 km horizontaler Entfernung in allen Messgrößen einigermaßen konstant bleibt, fällt die des oberen Basaltkomplexes in der vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_y über etwa 3 km um eine Größenordnung ab. Dasselbe Signal behält seine Amplitude beim Druck p aber wieder ungefähr

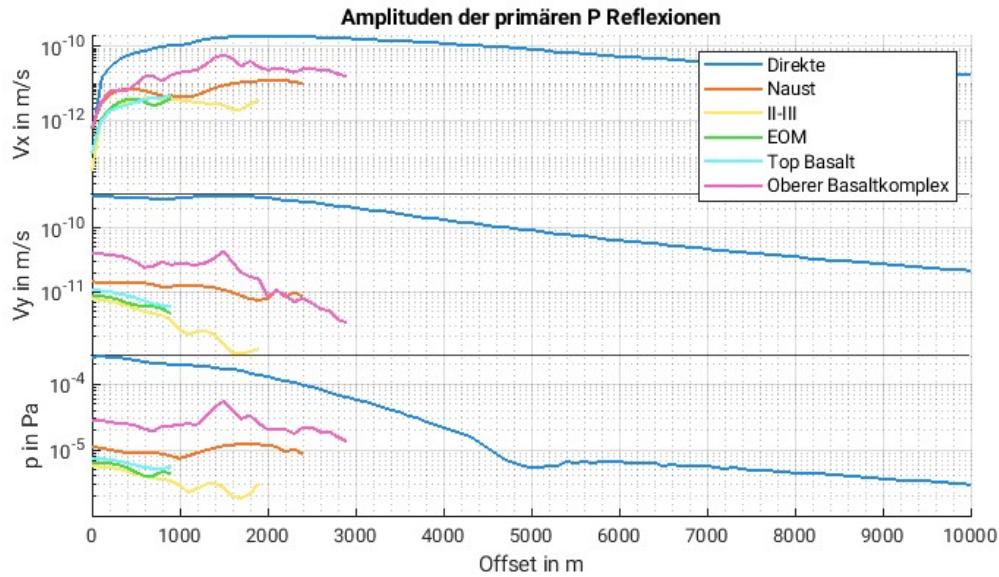


Abbildung 5.15: Maximale Signalamplitude in den verschiedenen Messgrößen der primären Reflexionen. Abkürzungen: Naust - Seismischer Horizont der Naust-Formation (Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten I und II, s. Tabelle 4.1); II - III: Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten II und III (s. Tabelle 4.1); EOM - Eozän-Oligizän-Miozän-Horizont (Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten III und IV, s. Tabelle 4.1)

bei. Generell zeigt v_y größere Verluste über die ersten 3 km Entfernung als v_x und p . Dies liegt daran, dass der Großteil der Signalenergie als P-Wellen transportiert wird. Je größer die Offsets werden, desto mehr weicht der Einfallswinkel gegenüber dem Meeresboden vom Lot ab, wodurch die Schwingungsrichtung der Kompressionswelle eine immer geringere Vertikal-, aber dafür eine größere Horizontalkomponente besitzt. Da bei vertikalem Strahleneinfall kaum bis gar keine Konversion der ausgesandten P-Wellen zu S-Wellen stattfindet, ist v_x bei sehr kleinen Offsets vernachlässigbar und steigt erst an, sobald durch steigende Einfallswinkel S-Wellen entstehen oder ein Teil der Energie der P-Wellen in der Horizontalkomponente gespeichert ist.

Prinzipiell ist der Zusammenhang, welcher das Verhalten der Amplituden mit steigenden Empfängerfunktionen beschreiben kann, die in Abschnitt 2.1.1 behandelte Zoeppritz-Gleichung. Abgesehen vom vereinfachten senkrechten Einfall weist diese Beziehung aber ein komplexes Verhalten auf (Everett, 2013). Weiterhin spielen auch die vielfältigen, in Abschnitt 5.3.2 beschriebenen, Überlagerungssphänomene, sowie die Entstehung von S-Wellen, welche zusätzlich in Superposition mit den hier betrachteten P-Wellen treten, eine Rolle bei der beobachteten Signalamplitude. Dies kann erklären, warum die in Abb. 5.15 gezeigten Kurven unter anderem starke Variationen zeigen. So hat beispielsweise die Reflexion durch den oberen Basaltkomplex in allen Messgrößen ihr lokales Maximum bei einer Empfängerentfernung von 1500 m.

Nichtsdestotrotz kann diese Analyse dazu verwendet werden, einen Eindruck der erwartbaren Signalstärken für die spätere Messkampagne zu erhalten. So ist nach der Modellierung in allen drei Messgrößen über 3 km horizontale Empfängerentfernung ein maximal möglicher Amplitudenverlust von 91.53 % zu erwarten. Für alle betrachteten Reflexionsereignisse beträgt der mittlere Amplitudenverlust über 900 m 33.23 % für v_y und 27.79 % für p . In Tabelle 5.4 sind die einzelnen Werte für jedes Ereignis aufgelistet.

In Abb. 5.16 sind die Amplituden-Kurven für die multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche dargestellt. Die Volllinien beziehen sich dabei auf die direkte Ankunft der Multiplen, während die Strichpunktlinien die zugehörige seismische Antwort der Basaltserie sind (wobei keine Unterscheidung zwischen den Ankünften nach Typ (a) oder (b) gemacht wird, s. Abb. 5.14). Dabei sind zwei Dinge auffällig. In großen Entfernungen (ab 8 km für die Partikelgeschwindigkeiten und 4.5 km für den Druck) wird die Amplitude der direkten Ankunft der ersten Multiplen größer als die der direkten

Tabelle 5.4: Relativer Amplitudenverlust in den verschiedenen Messgrößen der primären Reflexionssignale bei $x = 900$ m Offset. $|v_x|$ wird nicht betrachtet, da die P-Wellen bei $x = 0$ m keine Horizontalkomponente besitzen.

Relativer Amplitudenverlust bei Offset $x = 900$ m: $\frac{ A(0) - A(x) }{ A(0) }$	$ v_y $	$ p $
Direkte	0.0820	0.2503
Naust	0.1551	0.2769
Schichtgrenze II zu III	0.5357	0.4016
EOM	0.4774	0.3127
Top Basalt	0.4207	0.2551
Oberer Basaltkomplex	0.3228	0.1707
arithmetisches Mittel	0.3323	0.2779

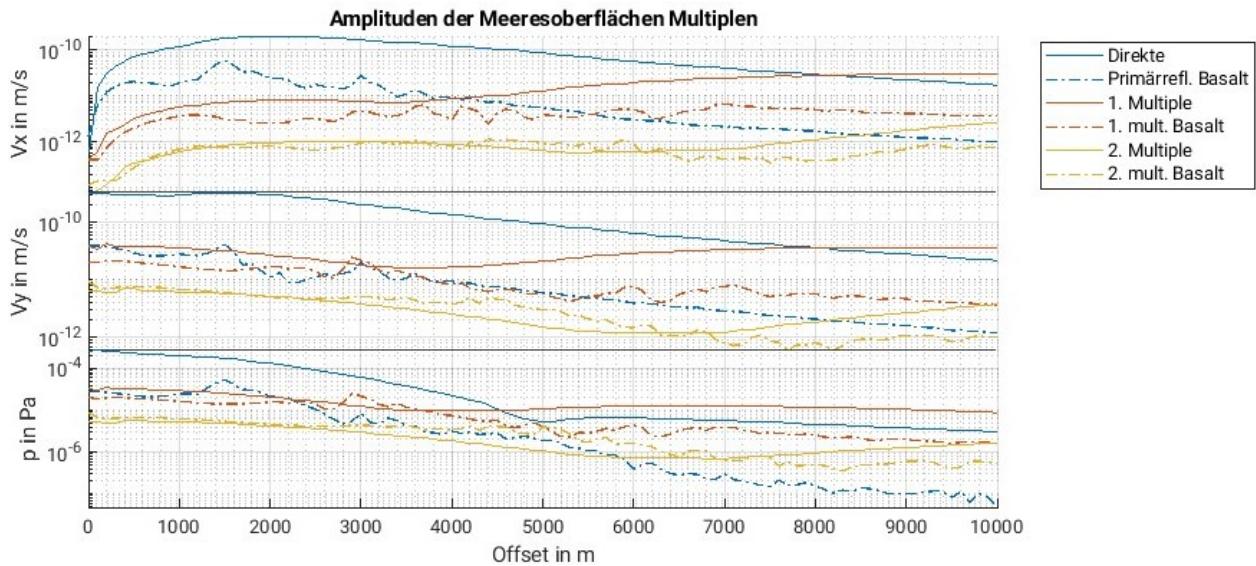


Abbildung 5.16: Maximale Signalamplitude in den verschiedenen Messgrößen der multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche. Die Volllinie gibt die Erstankunft vom Typ (a) (vgl. Tabelle 5.3) an. In der Strichpunktlinie ist die gesamte seismische Antwort des Basalts zusammengefasst, wobei keine Unterscheidung der verschiedenen Kombinationen aus den Typen (a) und (b) gemacht wird.

Welle. Dieses Verhalten wird für Multiple Reflexionen bei der marinen Seismik erwartet. Geldart und Sheriff (2004) erklären dies dadurch, dass die maximale Reflexivität am Meeresboden bei Einfall einer Welle nahe des kritischen Winkels auftritt. Für den Strahlweg der Multiplen tritt dieser Einfallswinkel natürlich erst später auf als für die direkte Welle. Beim Strahlweg vom Typ (a) ist die kritische Entfernung x_c sogar ein ganzzahliges Vielfaches der kritischen Entfernung des direkten Signals.

Außerdem lässt sich in Abb. 5.16 erkennen, dass die maximale Amplitude der Primärreflexion der Basaltserie durchschnittlich über alle Offsets ungefähr eine Größenordnung kleiner ist als die Amplitude der direkten Welle. Bei Betrachtung der direkten Ankunft der ersten Multiplen und der seismischen Antwort des Basalts in der ersten Multiplen fällt auf, dass dieser Unterschied geringer ist. Bei der zweiten Multiplen ist die maximale Amplitude der Basaltantwort teilweise sogar größer. Der durchschnittliche Quotient aus der maximalen Amplitude der zusammengenommenen Reflexionen des Basalts und der direkten Amplitude ist für alle Multiplen in Tabelle 5.5 zusammengestellt. Darin werden die eben genannten Beobachtungen für alle drei Messgrößen quantifiziert.

Dazu, dass das durchschnittliche Verhältnis in Tabelle 5.5 mit jeder weiteren Multiplen ansteigt, könnten potentiell zwei Faktoren als Erklärung dienen. Zum einen spaltet sich die seismische Antwort des Basalts in den Meeresoberflächen Multiplen wie beschrieben in mehrere Reflexionen nach Typ (a) oder (b) auf. Für die zweite Multiple besteht die Basaltantwort dann aus allen möglichen Zweierkombinationen beider Typen und damit insgesamt vier Strahlwegen. Dabei

Tabelle 5.5: Mittleres Amplitudenverhältnis aus der direkten Ankunft zur zusammengenommenen Basaltantwort der Meeresoberflächen Multiplen. Das mittlere Verhältnis ist je Messgröße als Mittel über alle Offsets $0 \text{ m} \leq x \leq 10\,000 \text{ m}$ bestimmt.

arithm. Spurmittel aus	$\frac{\text{Max. Amp. Basaltantwort}}{\text{Amp. Direktankunft}}$	für:	$ v_x $	$ v_y $	$ p $
Direkte			0.1215	0.0665	0.1106
1. Meeresoberfl. Multiple			0.3492	0.3704	0.5004
2. Meeresoberfl. Multiple			0.8588	1.0622	1.3539

besitzen all diese Wege ihren maximalen Reflexionskoeffizienten bei jeweils unterschiedlichen Offsets. Bei der Auswertung der zusammengenommenen seismischen Antwort des Basalt können so zu verschiedenen Entfernung jeweils die maximalen Amplituden unterschiedlicher Strahlwege eingehen. Die Direktankunft der Multiplen besitzt nur einen möglichen Strahlweg und hat damit ihr Amplitudenmaximum auch nur bei einer festen Entfernung. Zusätzlich kommt nach derselben Logik auch noch ein kombinatorischer Effekt zum Tragen. Bei jeder Schichtgrenze teilt sich die Energie einer seismischen Welle auf die reflektierte und die transmittierte Welle auf. Die Direktankunft der Multiplen besteht hingegen aus nur einem möglichen Strahlweg, nämlich dem der kürzesten Laufzeit. Für die Basaltantwort der Multiplen können sich aber mehrerer Strahlwege konstruktiv überlagern, da sie zur selben Zeit eintreffen und so ihre Amplitude verstärken. So treffen beispielsweise die Reflexion (a)(b) zur gleichen Laufzeit ein wie (b)(a). Je größer die Ordnung der Multiplen, desto geringer ist der Anteil der Energie, die im Strahlweg der Direktankunft verbleibt, gegenüber der Gesamtheit aller anderen möglichen Wege.

5.3.7 Zusammenfassung der Analyse der P-Reflexionen

Die ausführliche Betrachtung der auf der Zero-Offset-Spur aufgezeichneten Reflexionsereignisse zeigt, dass sich die Struktur der SDR aus basaltischen Lava Flows mit dazwischen gebetteten Sedimenten mit den primären P-Reflexionen in dieser Modellierung erkennen lässt. Mit der Hilfe der Snapshots und des Geschwindigkeitmodells, aus welchem Lotlaufzeiten nach Gleichung 5.1 berechnet werden können, lassen sich die aufgezeichneten Ereignisse einzelnen Lava Flows zuordnen. Dabei kommen aber zwei limitierende Faktoren zum Tragen. Zum einen beträgt die geschätzte vertikale seismische Auflösung 40 m bis 48 m. Dadurch ist die Zuordnung bis auf eine Ausnahme (Lava Flow (3)) nicht eindeutig und es bleibt Interpretationsspielraum. Weiterhin werden Lava Flows mit Mächtigkeiten geringer als 10 m, die nicht in dicht gepackten Pakten auftreten, gar nicht abgebildet. Zum anderen bilden die Signale tiefer liegender Strukturen innerhalb der Basaltserie keine kohärenten Reflexionsäste aus. Diese sind im Seismogramm häufig nur bis 500 m oder maximal 1000 m eindeutig zu erkennen. Der Grund dafür ist die hoch variable Geschwindigkeits- und Dichtestruktur innerhalb der SDR. Dadurch bilden sich eine Vielzahl an verschiedenen Reflexionen mit verschiedenen Strahlwegen aus, die sich alle gegenseitig überlagern, wodurch ein einzelnes Ereignis schwerer zu identifizieren wird. Abschnitt 5.3.2 erläutert dies im Detail. Der obere Teil der Basaltserie von etwa (1660 m bis 1820 m), der durch Logging-Daten im Modell abgebildet ist, bildet den stärksten Reflektor und wird als „Oberer Basaltkomplex“ zusammengefasst. Dessen Reflexionsereignis bildet als einziges einen kohärenten Ast aus, der sich im gesamten Seismogramm erkennen lässt

Auch multiple Reflexionen spielen bei den Überlagerungen eine Rolle. Auf dem Lotstrahl lassen sich mindestens zwei Ereignisse identifizieren, die Mehrfachreflexionen innerhalb des festen Untergrunds entsprechen. Davon abgesehen existieren die sehr starken Multiplen Reflexionen der Meeresoberfläche, die für eine quasiperiodische Wiederholung der seismischen Antwort des Untergrunds sorgen. Bei kleinen Offsets stellen die Meeresoberflächen Multiplen keine Einschränkung bezüglich der Tiefe, die durch die primären Reflexionen beleuchtet werden kann, dar. Sie weisen außerdem ein interessantes Verhalten in ihren Amplituden auf: Die Amplitude der zusammengefassten seismischen Antwort des Basalts wird mit jeder Wiederholung größer relativ zur zugehörigen Erstankunft der Multiplen. Durchschnittliche Amplitudenverluste für die primären Reflexionen sind in Tabelle 5.4 berechnet und betragen etwa 30% über die ersten 900 m Offset. Auf dem Lotstrahl sind die Signale der tieferen Lava Flows innerhalb der Basaltserie um etwa zwei Größenordnungen schwächer als die direkte Welle.

Zuletzt lassen sich neben den primären Reflexionen ab Offsets von ungefähr 1000 m, beziehungsweise

1500 m, Ereignisse erkennen, die durch die Konversion zwischen P- und S-Wellen entstehen. Diese PSP-Reflexionen sind abhängig vom zugehörigen Reflektor und Ort der PS-Konversion stark genug, dass sie in den Seismogrammen über große Entfernung sichtbar bleiben und mögliche primäre Ereignisse verdecken.

5.4 Analyse der S-Reflexionen

In Abschnitt 5.4.1 und Abschnitt 5.4.2 werden zunächst hauptsächlich die Gemeinsamkeiten der primären und multiplen S-Reflexionen mit dem P-Wellenfeld zusammengefasst. Eine Besonderheit im Reflexionsseismogramm der S-Wellen ist, dass derselbe Reflektor mehrere Signaläste abhängig vom Ort der PS-Konversion erzeugt. Eine Klassifikation und Beschreibung dessen findet in Abschnitt 5.4.3 statt, während auf Signale, die aus dieser Klassifikation herausfallen in Abschnitt 5.4.4 und Abschnitt 5.4.5 eingegangen wird. Nach der vollständigen Beschreibung des S-Wellen Seismogramms findet in Abschnitt 5.4.6 wieder der Vergleich mit den Seismogrammen der Messgrößen der OBS (Partikelgeschwindigkeit und Druck) statt. Vor der Kurzzusammenfassung folgt zuletzt die Beschreibung des Amplitudenverhaltens in Abschnitt 5.4.7, welche ausschließlich auf die in Abschnitt 5.4.3 klassifizierten Besonderheiten der S-Reflexionen Bezug nimmt.

5.4.1 Primäre Reflexionen und Multiple

Abb. 5.17 zeigt die Seismogramme der Rotation des Wellenfeldes mit unterschiedlicher Bearbeitung und Amplitudenverstärkung. Nach Bohlen et al. (2023) werden darin ausschließlich S-Wellen abgebildet. Insbesondere für den sedimentären Bereich und den Beginn der Basaltserie können die gleichen Reflexionsereignisse wie bei den P-Wellen identifiziert werden. In Anhang E sind die zugehörigen Snapshots zusammengefasst. Es ist die gleiche Farbkodierung wie in Abschnitt 5.3 verwendet. Nach der direkten Welle (blau) folgt also die Reflexion durch den Naust-Horizont (orange), durch die Grenzschicht zwischen den lithologischen Einheiten II und III (gelb), durch den EOM-Horizont (grün), durch den Beginn der Basaltserie am „Top Basalt“ (hellblau) und zuletzt durch den pink identifizierten oberen Basaltkomplex (vgl. Abschnitt 5.3.1 und speziell Abb. 5.10 und Abb. 5.9).

Das mit Automatic Gain Control (rechts) bearbeitete Seismogramm zeigt, dass sich nach diesen bekannten Reflektoren weitere Ereignisse ausbilden. Diese sind durch die dunkelblauen Linien gepickt. Im linken Seismogramm sind sie allerdings ohne die künstliche Amplitudenverstärkung nur schwer bis gar nicht zu erkennen. Das Wellenbild der S-Wellen ähnelt darin dem der P-Wellen. Auch bei den S-Wellen lassen sich diese schwachen Reflexionen ihrem Reflektor nicht anhand der Snapshots zuordnen. Aufgrund der vergleichsweise geringen Amplituden lassen sich die Signale visuell nicht durch das komplexe Wellenfeld voller Überlagerungen innerhalb der Basaltserie zurückverfolgen. Für die Überlagerungen ist, wie bei den P-Wellen, die stark variable Geschwindigkeits- und Dichtestruktur der Basaltserie maßgeblich mitursächlich. Die dazu führenden, in Abschnitt 5.3.2 beschriebenen, Mechanismen und Prinzipien, lassen sich analog übertragen. Durch all dies bilden die dunkelblau identifizierten Ereignisse in Abb. 5.17 keine kohärenten Reflexionsäste über mehr als 1000 m horizontale Empfängerentfernung aus. Meistens lassen sie sich sogar nur über 500 m identifizieren. Auch dies entspricht denselben Eigenschaften, die in Abschnitte 5.3.1 und 5.3.2 für die P-Wellen beobachtet sind.

Bei den Kompressionswellen konnte eine Zuordnung der gepickten Signale zu möglichen Reflektoren anhand der spezifischen Analyse des Zero-Offset-Strahls erfolgen. Da es für diesen keine Brechung gibt, konnten die Lotlaufzeiten für beliebige Reflektoren durch eine einfache numerische Integration des Geschwindigkeitmodells nach Gleichung 5.1 berechnet werden. Anhand dessen war eine potentielle Zuordnung der Signale zu Strukturen des Untergrundmodells möglich. Dazu wurden die beobachteten Lotlaufzeiten mit den nach Gleichung 5.1 theoretisch Berechneten verglichen.

Wie bereits in Abschnitt 5.3 beschrieben ist, findet bei vertikalem Strahleneinfall keine Konversion zu S-Wellen statt. Daher bildet der Zero-Offset-Strahl die S-Reflexionen nicht ab. Auch für sehr kleine Offsets bis 400 m bleiben die S-Wellen nur schwach ausgeprägt (vgl. hierzu Abschnitte 5.3.1 und 5.3.6). Deswegen lassen sich die dunkelblau markierten Ereignisse in Abb. 5.17 auch nicht mit der für die P-Wellen angewandten Methode zu ihren Reflektoren zurückverfolgen. Dabei muss beachtet werden, dass selbst bei den P-Wellen die Zuordnung schon nur grob und mit Mehrdeutigkeiten möglich war. Es ist aber davon auszugehen, dass die Ereignisse analog wie bei den P-Wellen aus einer Kombination aus primären Reflexionen an charakteristischen Untergrundstrukturen der Basaltserie, wie besonders mächtigen Lava-Flows, und intraformellen Mehrfachreflexionen bestehen. Im Unterschied zu den P-Wellen besitzen die S-Wellen aufgrund der geringeren v_s -Geschwindigkeit aber eine bessere vertikale seismische Auflösung. Diese lässt sich analog zur Auflösung der P-Wellen in Abschnitt 5.3.1 bei der Hauptfrequenz 50 Hz schätzen. Als Ausbreitungsgeschwindigkeiten innerhalb der Lava Flows ergibt sich mit Gleichung 4.6 auf Seite 32 aus Kapitel 4 die Spanne

2400 m/s bis 2700 m/s, wodurch der Schätzwert für die Auflösung 20 m bis 22.5 m beträgt. Ab Abschnitt 5.4.3 liegt der Fokus hauptsächlich darauf, die Eigenschaften, die das S-Wellenbild unterscheiden, herauszuarbeiten.

5.4.2 Multiple der Meeresoberfläche

Auch für die Meeresoberflächen Multiplen lassen sich die Ergebnisse der P-Wellen in Abschnitt 5.3.5 analog auf die S-Wellen übertragen. Im AGC-Seismogramm der S-Wellen in Abb. 5.17 sind die direkten Oberflächenmultiplen deutlich ab 2.565 s, dem dreifachen der Lotlaufzeit der direkten P-Welle, zu erkennen. Es existiert keine eigene S-Wellen Ankunft der Oberflächenmultiplen, da sich in der Wassersäule nur P-Wellen ausbreiten können. Die Betrachtung von Scherwellen fügt als zusätzlichen Aspekt lediglich hinzu, dass durch die mehrfache Konversion eines Strahls, wie beispielsweise in Abb. 5.23, eine weitere Aufspaltung der periodischen Antwort der Basaltserie (ähnlich zur Unterscheidung der Laufwege nach Typ (a) und (b) wie in Abschnitt 5.3.5) möglich ist.

5.4.3 Unterscheidung der Reflexionen nach Entstehungsort der S-Wellen

Als Besonderheit in Abb. 5.17 fällt sofort auf, dass bis zu drei Reflexionsäste demselben Reflektor zugeordnet sind. Dies liegt daran, dass die Quelle keine S-Wellen aussendet und diese erst bei der Konversion an verschiedenen Grenzflächen entstehen. Die stärksten Scherwellen werden im Allgemeinen durch die Konversion der direkten Welle am Meeresboden verursacht. Bei einem gegebenem Reflektor trifft diese am Meeresboden konvertierte S-Welle später ein, als die P-Welle, welche sich bis zu dem Reflektor mit der höheren Kompressionswellengeschwindigkeit fortbewegt. Bei der Reflexion wird nach Abschnitt 2.1.1 auch ein Teil der Energie als S-Welle zurück reflektiert. Diese am Reflektor selbst entstandene S-Welle erreicht dann die Messgeräte vor der am Meeresboden konvertierten. Der Reflektor erzeugt so zwei Scherwellensignale. Diese beiden Haupttypen werden für die Reflexionsereignisse im Folgenden durch die Angabe des Zusatzes „MB“ für eine am Meeresboden und „R“ für eine am Reflektor selbst erzeugte S-Welle unterschieden. Natürlich können S-Wellen auch noch an beliebigen weiteren Schichtgrenzen erzeugt werden und für weitere Reflexionsereignisse sorgen. Auf diese wird in Abschnitt 5.4.5 eingegangen.

Im Snapshot in Abb. 5.18 sind die beschriebenen Konversionsarten von S-Wellen beispielhaft dargestellt. Die zum oberen Basaltkomplex gehörenden Wellensignale sind pink markiert. Während die am Meeresboden konvertierte Welle gerade erst am Reflektor eintrifft, ist das Signal vom Typ R schon wieder auf dem Rückweg. Interessant zu beobachten ist, dass sich nicht beide Signaltypen gleich stark ausbilden. Die grüne Linie zeigt die Reflexion am EOM-Horizont. Dabei ist festzustellen, dass für die S-Welle vom Typ MB keine erkennbare Reflexion an diesem Horizont stattfindet. Wie in Abschnitt 2.1.1 beschrieben, hängt das Ausmaß der reflektierten und konvertierten Amplitude eines Signals in komplizierter Funktion vom Einfallswinkel und den seismischen Impedanzen der beteiligten Schichten ab. Unter gewissen vereinfachenden Annahmen lässt sich zeigen, dass am selben Reflexionspunkt eine S-Welle vom Typ MB einen geringeren Einfallswinkel besitzt, als eine R-Typ Welle. Ein vollständiger Beweis findet sich im Anhang F. Dadurch lässt sich erklären, warum die Reflexionssignale desselben Reflektors unterschiedlich stark je nach Offset und Entstehungsort der S-Welle sind.

Im Seismogramm in Abb. 5.17 ist der erklärte Sachverhalt durch die Verwendung unterschiedlicher Linientypen gekennzeichnet. Die Laufzeitkurve eines Signals ist nur gepickt, wenn sich die entsprechende Reflexion auch eindeutig in den Snapshots identifizieren lässt. Die R-Reflexionen sind durch Voll- und Strichlinien markiert. Die Strichpunktlinien stellen MB-Wellen dar. Generell lässt sich sagen, dass das MB-Signal später eintrifft, aber auch erst zu größeren Offsets besonders stark wird. Die MB-Reflexion bildet sich umso früher aus, je größer die Ausbreitungsgeschwindigkeit beziehungsweise je tiefer der Reflektor. Bei kleinen Offsets sind fast ausschließlich die Reflexionen vom Typ R zu erkennen. Beim Naust Reflektor lassen sich die beiden Signalarten nicht auseinander halten, da der Abstand zum Meeresboden so gering ist. Für die lithologischen Schichtgrenzen des Modells im sedimentären Teil, sowie für den Beginn der Basaltserie werden die ursprünglichen R-Signale durch eine P-Reflexion (rot), welche in Abschnitt 5.4.4 detailliert behandelt wird, überlagert. Das am besten zu untersuchende R-Signal ist deshalb das des oberen Basaltkomplexes (pink). Dieses ist nur bis etwa 1100 m als kohärenter Ast im Seismogramm zu identifizieren. Ab dieser horizontaler Entfernung beginnt das MB-Signal zu dominieren.

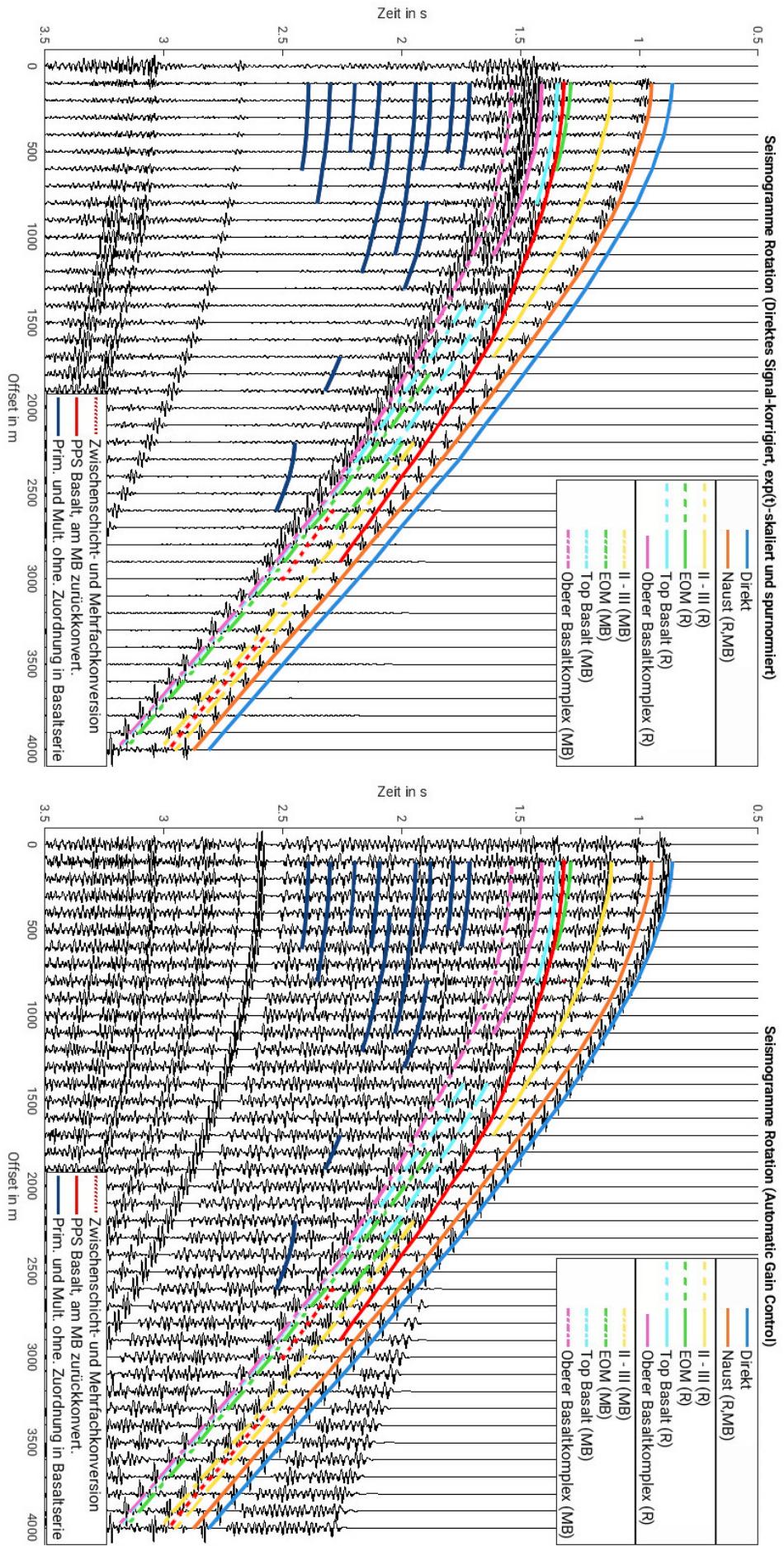


Abbildung 5.17: Seismogrammausschnitte der S-Wellen mit Fokus auf die primären Reflexionen. Im linken Seismogramm ist die direkte Welle rechnerisch entfernt, so dass die Amplituden der übrigen Signale besser sichtbar sind. Im rechten Seismogramm sind die Amplituden mit Automatic Gain Control verstärkt. Die Laufzeitkurven aller Reflexionsereignisse, die in Abschnitt 5.4.1 und 5.4.3 bis 5.4.5 besprochen werden, sind durch die farbigen Linien gekennzeichnet. Dabei wird nach Abschnitt 5.4.3 zwischen dem MB-Typ (Strichpunktlinie) und dem R-Typ (Volllinie) unterschieden. Das Signal des R-Typs verschwindet im Allgemeinen nach gewissen Offsets und wird teilweise in größerer Entfernung noch ein zweites Mal kurz sichtbar (Strichlinie). Primäre Reflexionen, die sich nicht einer dieser beiden Konversionstypen zuordnen lassen, sind durch die roten Punktlinien gekennzeichnet (s. Abschnitt 5.4.5). Die rote Volllinie (PPS) entspricht einer primären P-Reflexion, die erst am Meeresboden (MB) konvertiert (s. Abschnitt 5.4.4). Eine Zuordnung der verschiedenen primären und multiplen Reflexionsereignisse zu den Untergrundstrukturen wie bei den P-Wellen ist nicht vorgenommen (dunkelblau).

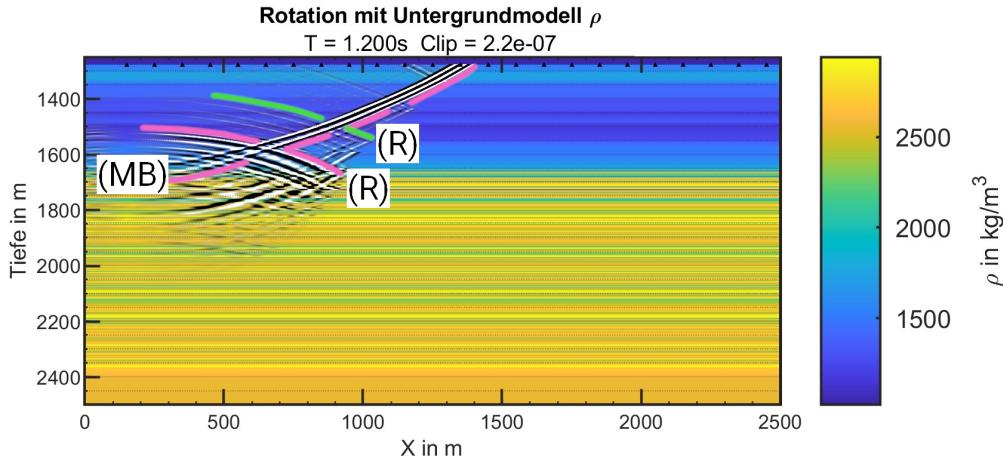


Abbildung 5.18: Unterscheidung der primären S-Reflexionen in die Typen „MB“ und „R“ je nach Ort der PS-Konversion. Für die S-Reflexion am oberen Basaltkomplex (pink) ist zu sehen, dass der R-Typ vor dem MB-Typ am Meeresboden und den Messgeräten eintrifft. Außerdem anhand der S-Reflexion am EOM-Horizont (grün) zu erkennen, dass die beiden Typen bei unterschiedlichen Offset mit unterschiedlicher Signalstärke entstehen. Für geringe Offsets, wie sie in diesem Snapshot betrachtet werden, ist die EOM S-Reflexion vom Typ MB zu schwach, dass sie hier sichtbar wird.

Das Verhalten der Amplituden von R- und MB-Signalen eines Reflektors ist in Abschnitt 5.4.7 untersucht. In Abschnitt 5.3.3 sind die sogenannten PSP-Reflexionen beschrieben. Diese sind mit den S-Reflexionen vom Typ MB verwandt. Sie entsprechen bis zum Reflektor demselben Signal. Die PSP-Reflexion läuft dann vom Reflektor als P-Welle zurück, während die S-Reflexion vom Typ MB dies als S-Welle tut. Diese Verwandtschaft ist in den Snapshots in Abb. 5.19 illustriert. Links ist das S-Wellenfeld und rechts die P-Wellen mit dem PSP-Ästen dargestellt. Durch die Ähnlichkeit entsteht ab größeren Offsets von mehr als 1500 m sowohl für P- als auch S-Wellen eine vergleichbare seismische Signatur. Darauf wird in Abschnitt 5.4.6 noch weiter eingegangen.

Interessant an den R-Signalen des Top Basalts, des EOM-Horizonts und der Schichtgrenze zwischen den lithologischen Einheiten II und III ist, dass sie zunächst verschwinden und sich aber nach einer gewissen Entfernung nochmal für ein kurzes Intervall sichtbar ausprägen. Dies wird durch die Strichlinie gegenüber dem ersten Auftreten des Typs R und der Volllinie gekennzeichnet. Dabei ist zu beobachten, dass der zweite Reflexionsast, die Strichlinie, ähnlich wie der MB-Ast, umso früher auftritt, je größer die Ausbreitungsgeschwindigkeit und tiefer der Reflektor.

Diese Phänomene hängen auch zu einem gewissen Grad mit der Überlagerung verschiedener Signale zusammen. Trotzdem ist es für die spätere tatsächliche Messung wichtig zu wissen, dass in der Modellierung diese Charakteristik der S-Wellen Reflexionen besteht. Ohne das Vorliegen der Snapshots könnten in den Seismogrammen beispielsweise das pinkfarbene R-Signal des oberen Basaltkomplexes und der zweite Reflexionsast des R-Signals des Top-Basalts (hellblau, Strichlinie) leicht als ein zusammenhängendes Ereignis interpretiert werden. Die Snapshots in Abb. 5.20 zeigen, dass dies aber nicht der Fall ist. Der R-Ast des oberen Basaltkomplexes ist im früheren Snapshot links deutlich zu erkennen, während 0.2 s später der MB-Typ deutlich erkennbar ist. Das R-Signal ist, wenn vorhanden, sehr schwach und wird stattdessen vom wieder erstarkten Reflexionsast des R-Signals des Top Basalts überlagert. Im ersten Snapshot ist noch zu sehen, wie dessen Amplitude bei Offsets um 900 m verschwindend gering ist. Für den Top Basalt hat sich auch noch keine MB-Reflexion ausgebildet, welche dann im zweiten Snapshot rechts aber zu sehen ist. Ohne diese visuelle Analyse des Wellenfeldes könnte leicht eine Fehlinterpretation der entsprechenden Stelle im Seismogramm passieren.

5.4.4 Konvertierte primäre P-Reflexion (PPS)

Die rote Volllinie im Seismogramm in Abb. 5.17 ist eine P-Welle. Die Snapshots in Abb. 5.21 zeigen, dass das vom Basalt zurück reflektierte Signal bei $t = 1.675\text{ s}$ bei der Modellkoordinate $X = 1850\text{ m}$ auf den Meeresboden und die Messgeräte trifft. Dies ist im P-Wellenfeld (rechts) durch die vertikale

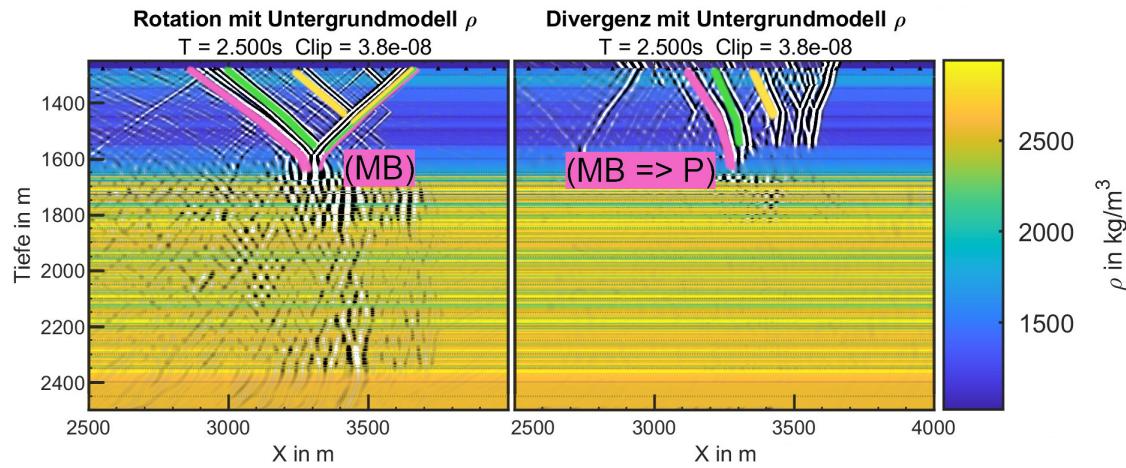


Abbildung 5.19: Darstellung der Ähnlichkeit zwischen PSP-Reflexionen und Typ MB S-Reflexionen. Beide Signale sind im S-Wellenfeld (links) und P-Wellenfeld (rechts) für drei Reflektoren farbig eingezeichnet (gelb: II-III, grün: EOM, pink: Oberer Basaltkomplex). Der Strahlweg beider Signaltypen ist bis zur Reflexion derselbe. Bei der Reflexion läuft ein Teil weiter als S-Welle zurück (links), während ein anderer Teil bei der Reflexion in eine P-Welle konvertiert wird (rechts). Letzte entsprechen den PSP-Reflexionen aus Abschnitt 5.3.3 und treffen leicht vor den zugehörigen Typ MB S-Reflexionen ein.

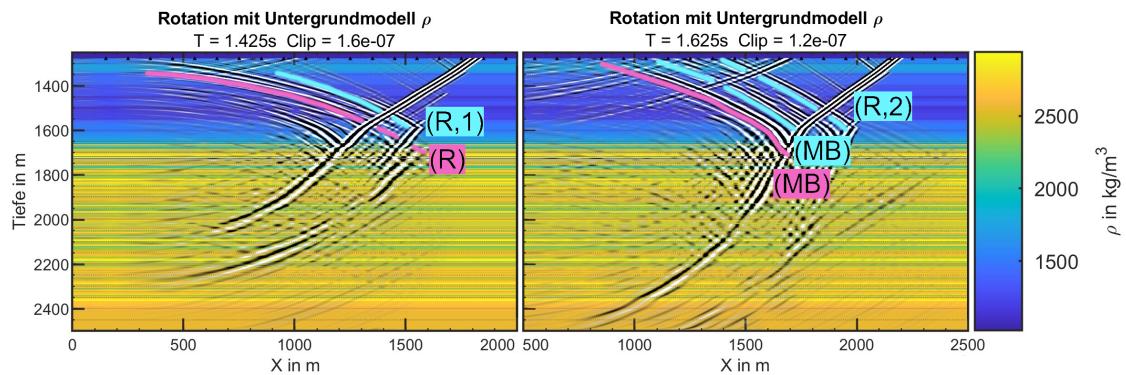


Abbildung 5.20: Mehrmaliges Auftreten der R-Typ S-Reflexionen und Vergleich mit dem MB-Typ. In beiden Snapshots ist das S-Wellenfeld gezeigt, wobei es rechts 0.2 s später abgebildet ist. Im linken, früheren Wellenbild sind für kleinere Offsets nur die R-Typ S-Reflexionen des Top Basalts (hellblau) und des oberen Basalkomplexes (pink) zu sehen. Die R-Reflexion des Top Basalts ist bei etwa $X = 1000$ m mit nur verschwindend geringer Amplitude zu sehen ($R,1$). 0.2 s später hat sich die R-Wellenfront des Top Basalts nochmal deutlich stärker ausgebildet ($R,2$). Die R-Typ S-Reflexionen des oberen Basalkomplexes (R) ist nur im früheren Snapshots zu sehen, während im späteren die MB-Typen beider Reflektoren deutlich ausgeprägter sind.

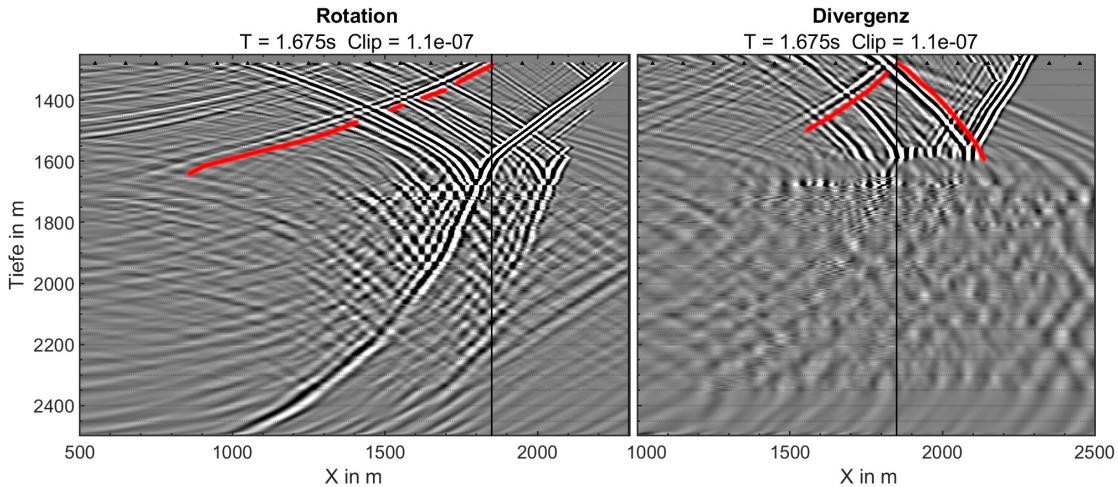


Abbildung 5.21: Primäre P-Basaltreflexion die am Meeresboden als S-Signal sichtbar wird (PPS). Die primäre P-Reflexion ist rechts rot dargestellt. Sie konvertiert erst am Meeresboden auch in eine S-Welle zurück (links), was von den Messgeräten aufgezeichnet wird und für das sich schneller fortbewegende „Störsignal“ in den S-Reflexionen sorgt (rote Volllinie im Seismogramm in Abb. 5.17).

Linie gekennzeichnet. Der linke Snapshot zeigt das S-Wellenfeld zu demselben Zeitpunkt. Bei der markierten Modellkoordinate ist zu erkennen, dass dort das gepickte rote Signal am Meeresboden entsteht. Es konvertiert erst mit der Ankunft bei den Messgeräten an der Grenzfläche zum Wasser in eine S-Welle. Da es seinen gesamten Laufweg bis dorthin als P-Welle zurückgelegt hat, enthält es auch nur Informationen über die P-Wellengeschwindigkeit. So ist seine Laufzeithyperbel auch flacher als die der sonstigen S-Reflexionen und durchkreuzt diese. Durch diese Überlagerung kann es gewissermaßen als Störsignal in dem Rotationsseismogramm angesehen werden.

Ein solches Signal entsteht nicht nur durch die primäre P-Reflexion am Basalt, sondern durch alle am Meeresboden einfallende P-Wellen. Dadurch, dass die Basaltserie den stärksten Reflektor darstellt, ist hauptsächlich dieses eine Signal so deutlich erkennbar. Es stellt das komplementäre Signal zur in Abschnitt 5.3.3 beschriebenen PSP-Reflexion am Basalt dar, welche auch erst am Meeresboden zurück konvertiert.

5.4.5 Konversion an Zwischenschichten und Mehrfachkonversion

Die P-Wellen konvertieren nicht ausschließlich am Meeresboden oder am jeweiligen Reflektor zu S-Wellen. Im Folgenden sind zwei Beispiele für die Konversion an einer oder mehreren dazwischen liegenden Schichten aufgeführt. Deren Signale sind durch eine rote Punktlinie im Seismogramm in Abb. 5.17 markiert. Im Snapshot in Abb. 5.22 ist zu sehen, wie die direkte P-Welle (rechts) am EOM-Horizont konvertiert. Die entstandene S-Welle (links) wird zum Teil transmittiert und reflektiert am Top Basalt. Dieses Reflexionsereignis ist von etwa 2.3 s bis 2.5 s und 2500 m bis 3000 m eindeutig identifizierbar. Im gezeigten Snapshot ist zu sehen, wie sich die reflektierte Wellenfront gerade ausbildet, aber den Meeresboden noch nicht erreicht hat. Die horizontale Modellkoordinate der Konversion ist durch die vertikale schwarze Linie gekennzeichnet. Abb. 5.23 zeigt hingegen sogar ein Beispiel einer dreifach konvertierten Welle. Die ursprüngliche S-Welle entsteht am Meeresboden und konvertiert am Naust Horizont zurück in eine P-Welle. Bei der Reflexion an der Grenzfläche zwischen den lithologischen Einheiten II und III wird auch ein Teil wieder zurück in eine S-Welle umgewandelt. Dadurch kommt der entsprechende Reflexionsast nach dem R- aber vor dem MB-Signal desselben Reflektors an (vgl. Seismogramm in Abb. 5.17). Auch diese Reflexion ist nur ab etwa 2.5 s und 3300 m mit signifikanter Amplitude im Seismogramm erkennbar. Während diese zusätzlichen Signaltypen also durchaus existieren und beobachtet werden können, treten sie für den größten Teil mit nur sehr geringer Signalstärke gegenüber den MB- und R-Typen auf. Die Charakteristik des S-Wellenbildes wird hauptsächlich durch die am Meeresboden und an den jeweiligen Reflektoren konvertierten S-Wellen bestimmt.

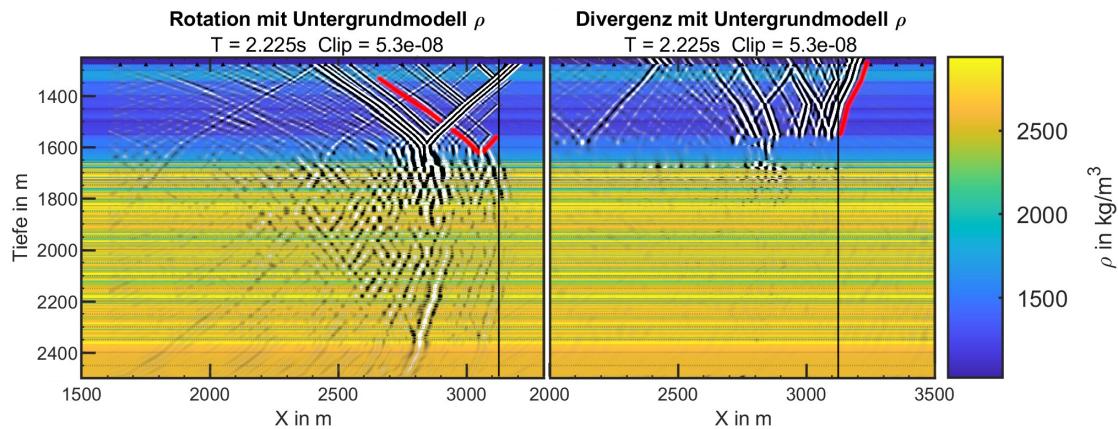


Abbildung 5.22: S-Reflexion mit Konversion an einer Zwischenschicht. Das in rot markierte Signal konvertiert erst am EOM-Horizont von einer P- (rechts) in eine S-Welle (links). Die entstandene S-Welle wird dann erst am Top Basalt reflektiert. Auch solche S-Reflexionen, die weder zum Typ R noch MB gehören, können bei bestimmten Offsets kohärente, im Seismogramm erkennbare, Signaläste erzeugen (vgl. Abb. 5.17). Dies ist jedoch eine seltene Ausnahme.

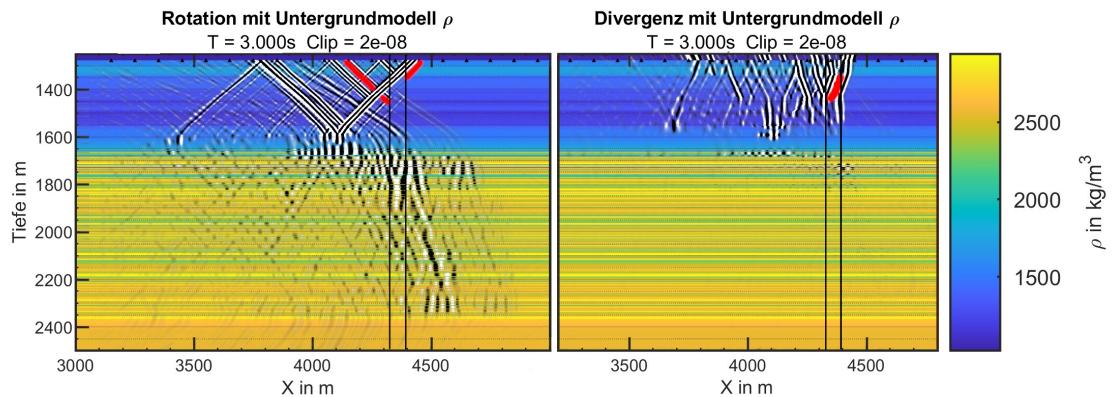


Abbildung 5.23: S-Reflexion mit Mehrfachkonversion. Die links zu sehende S-Welle (rot) ist ursprünglich vom Typ MB, da die S-Welle am Meeresboden aus der direkten Welle erzeugt wurde. An der Schichtgrenze der Naust-Formation konvertiert das betrachtete Signal zurück in eine P-Welle, bis es an der Schichtgrenze des Übergangs zwischen den lithologischen Einheiten II und III wieder als S-Welle reflektiert wird. Auch dieses Signal ist im S-Wellenseismogramm in Abb. 5.17 für einen kurzen Abschnitt als kohärenter Ast erkennbar.

5.4.6 Vergleich mit den v_x , v_y und p -Seismogrammen

Bei Betrachtung der Seismogramme der tatsächlichen Messgrößen v_x , v_y und p fällt auf, dass sich die S-Wellen Reflexionen für kleinere Offsets ($x < 1000$ m) nahezu ausschließlich auf dem Seismogramm der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x abbilden. Dies ist zu erwarten, da bei steilem Strahleneinfall von S-Wellen die Partikelbewegung auch hauptsächlich in der horizontalen stattfindet. In den anderen Seismogrammen werden die S-Wellen von den P-Wellen überlagert. In Abb. 5.24 ist links ein bearbeitetes v_x -Seismogramm mit den gepickten S-Laufzeitkurven zu sehen. Für größere Offsets ist erkennbar, dass diese Zuordnung der S-Wellen zu v_x so nicht mehr gültig ist. Am deutlichsten ist dies beispielsweise daran zu sehen, dass der Reflexionsast des Naust-Horizontes eine flachere Krümmung aufweist und ab etwa 1500 m vor der orangenen Laufzeitkurve eintrifft. Demnach entspricht dies der Naust P-Welle. Die direkte Welle (blau) ist in Abb. 5.24 rückwirkend entfernt, damit die restlichen Amplituden besser sichtbar sind. Im Seismogramm der vertikalen Partikelgeschwindigkeit v_y (rechts) werden hingegen bei kleinen Offsets ausschließlich die P-Wellen abgebildet. Für größere Empfängerentferungen hingegen zeigen sich deutliche Zusammenhänge mit den gepickten S-Wellen. Insbesondere die S-Reflexionen vom Typ MB (Strichpunktlinien), die erst ab größeren Offsets stärker auftreten, erzeugen eigene kohärente Wellenzüge. Im rechten Teil der Abbildung Abb. 5.24 sind diejenigen S-Wellen eingezeichnet, die sich im v_y -Seismogramm wiederfinden lassen.

Im Gegensatz zu den P-Wellen, bei denen die Betrachtung des Druck-Seismogramms ausreicht, um die Reflexionen zu charakterisieren, müssen für die S-Reflexionen beide Seismogramme, sowohl der horizontalen als auch der vertikalen Partikelgeschwindigkeit, hinzugezogen werden, um die S-Wellen abzubilden. Je nach Empfängerentfernung und Einfallswinkel des entsprechenden Signals treten die S-Wellen im einen oder anderen Seismogramm stärker auf. Allerdings kann man die S-Wellen in keinem der beiden isoliert betrachten. Abgesehen vom vertikalen Strahleneinfall schlagen sich auch die P-Wellen immer in beiden Komponenten wieder. Dabei ist es insbesondere bei größeren Offsets nicht einfach, die Wellentypen desselben Reflektors auseinander zu halten. Beispielsweise sind sich die PSP-Reflexionen (s. Abschnitt 5.3.3)) und die S-Reflexionen vom Typ MB (s. Abschnitt 5.4.3) sehr ähnlich und treffen nur leicht zeitlich versetzt ein. Ob das Signal nun als S- oder P-Welle am Messgerät eintrifft und auf welcher Komponente es sich dadurch hauptsächlich abbildet, hängt nur vom Wellentyp auf dem Rückweg vom Reflektor ab (vgl. hierzu auch Abb. 5.19). Der gesamte Strahlweg davor ist derselbe. Dadurch teilen eigentlich alle Seismogramme ab größeren Empfängerentfernungen ($x > 1500$ m) ähnliche Charakteristika und bilden die zu den PSP- oder MB S-Reflexionen gehörenden kohärenten Äste ab.

5.4.7 Amplitudenverhalten

Für die S-Wellen ist es interessant, das Verhalten der Amplituden der verschiedenen in Abschnitt 5.4.3 beschriebenen Typen, die nach dem Ort der Konversion unterschieden werden, zu untersuchen. Wie im letzten Abschnitt 5.4.6 erläutert, ist es aber schwierig S-Wellen-Signale zu identifizieren, die stark genug sind, damit sie in beiden Komponenten nicht von den entsprechenden P-Reflexionen überlagert und von ihnen unterschieden werden können. Der stärkste Reflektor ist die, als oberer Basaltkomplex bezeichnete, pinke Laufzeitkurve aus den Seismogrammen in Abb. 5.17 und 5.24.

In Abb. 5.25 sind die Amplituden der primären S-Reflexion an diesem Reflektor aufgetragen. Dabei werden die Signaltypen R und MB unterschieden. Statt dem Druck ist in der untersten Kachel eine zur Rotation der Partikelgeschwindigkeit proportionale Größe aufgetragen. Es ist deutlich zu erkennen, was auch schon in Abschnitt 5.4.3 beschrieben ist. Bei geringeren Offsets dominiert das zuerst eintreffende, am Reflektor konvertierte, R-Signal. Dabei liegt das Maximum in allen betrachteten Messgrößen bei etwas 500 m. Danach sinkt dessen Amplitude wieder ab. Ab Empfängerentfernungen von 1000 m ließ es sich nicht mehr eindeutig picken. Das schon am Meeresboden konvertierte, langsamere MB-Signal wird hingegen erst ab 1000 m richtig sichtbar. Das Maximum der Energie der zugehörigen S-Welle liegt in etwa bei 1200 m. Danach sinkt sie mit steigenden Offsets leicht, bleibt aber bis 2500 m immer in derselben Größenordnung wie das Maximum beider Typen. Im Allgemeinen ist keines der beiden Signale eindeutig stärker als das andere. Für die Komponenten der Partikelgeschwindigkeiten spielt der Einfallswinkel der S-Welle eine Rolle. Weil dieser mit steigenden Offsets flacher wird, sind die v_y -Amplituden zunächst um einen Faktor zwei bis drei geringer als bei v_x . Dafür steigen sie bis 2500 m an und liegen dann in einem ähnlichen Bereich wie die v_x -Werte, welche nach dem Erreichen ihres Maximums bei 1500 m

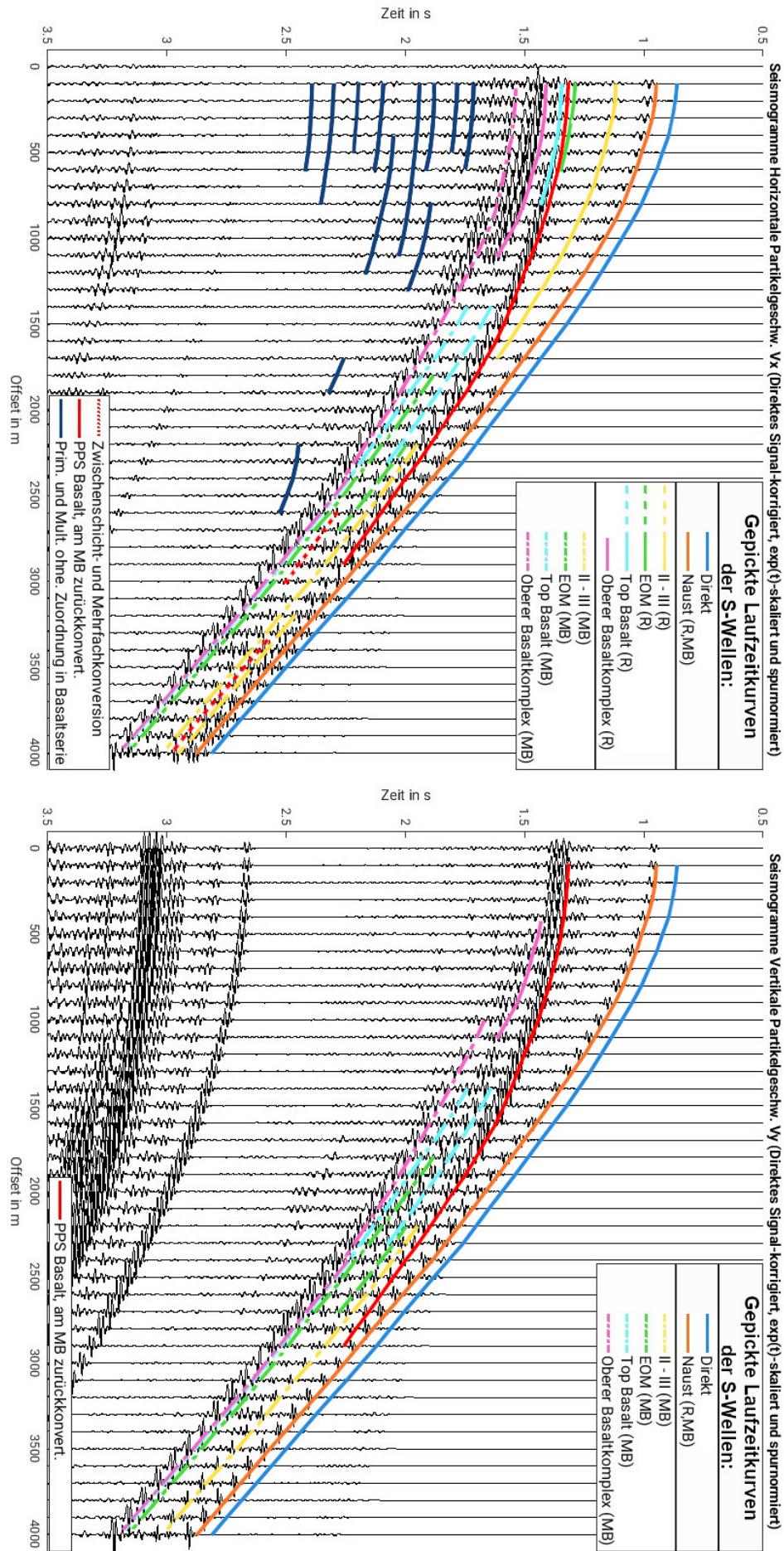


Abbildung 5.24: Seismogrammausschnitte der horizontalen und vertikalen Partikelgeschwindigkeiten mit Fokus auf die primären Reflexionen. Im linken Seismogramm ist Horizontalkomponente v_x zu sehen, im rechten die Vertikalkomponente v_y . Um zu beurteilen, inwiefern sich die S-Reflexionen in den v_x - und v_y -Seismogrammen abbilden, sind die gepickten Laufzeitkurven aus Abb. 5.17 hier ganz oder teilweise übertragen. Für eine Erläuterung der Legenden einträge siehe Abb. 5.17.

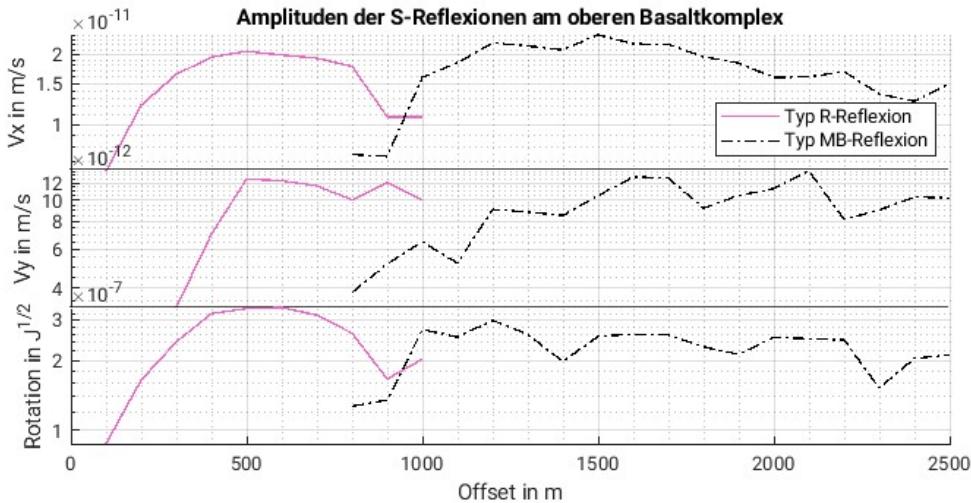


Abbildung 5.25: Amplituden der primären S-Reflexion am oberen Basaltkomplex für beide Konversionstypen R und MB. Nach Bohlen et al. (2023) ist die von SOFI2D als Rotation des Wellenfeldes dargestellte Größe bis auf ein Vorzeichen proportional zu $E_s^{1/2}$, wobei E_s die Energie des S-Wellenfeldes ist. Deswegen ist die Einheit der im untersten Diagramm als Rotation des Wellenfeldes statt des Drucks dargestellten Größe $J^{1/2}$.

wieder abfallen. Dies spiegelt auch das in Abschnitt 5.4.6 beschriebene Verhalten der S-Wellen bei größeren Empfängerentfernungen wider.

5.4.8 Zusammenfassung der Analyse der S-Reflexionen

In ihren Grundzügen ähneln sich die Reflexionsseismogramme bei den P- und S-Wellen. Auch bei Letzteren lassen sich die Lava Flows der Upper Series der SDR abbilden. Der stärkste Reflektor ist wie bei den P-Wellen die als oberer Basaltkomplex zusammengefasste Formation. Durch die geringere S-Wellengeschwindigkeit ist die vertikale Auflösung im Gegensatz zu den P-Wellen etwas besser. Aufgrund der fehlenden S-Wellensignale auf der Zero-Offset-Spur findet aber keine Zuordnung der identifizierten Ereignisse zum Entstehungspunkt im Untergrundmodell statt, die dies auch praktisch nachweist. Eine Zuordnung alleine anhand der Snapshots ist wie bei den P-Wellen aufgrund der Überlagerungen, multiplen Reflexionen und des allgemein komplexen Wellenfeldes innerhalb der Basaltserie nicht möglich. Die schwächeren Ereignisse, die aus dem tieferen Teil der Basaltserie stammen, bilden im Seismogramm wie bei den P-Wellen durch die Überlagerungen keine kohärenten Reflexionäste über mehr als 1000 m Offset aus.

Im Gegensatz zu den P-Wellen erzeugt ein Reflektor mehrere S-Reflexionsereignisse. Dies liegt daran, dass die Quelle an der Meeresoberfläche nur P-Wellen aussenden kann und die S-Wellen erst durch die Konversion an verschiedenen Grenzflächen entstehen. Die S-Wellen, die am Reflektor selbst entstehen (R-Typ), treffen vor den am Meeresboden konvertierten Wellen (MB-Typ) ein. Auch das Amplitudenverhalten unterscheiden sich zwischen den beiden Typen. Während die MB-Signale hauptsächlich ab größeren Offsets zu sehen sind (womit sie den PSP-Reflexionen nicht nur durch den ähnlichen Strahlweg gleichen), gilt für den R-Typ das Umgekehrte. (Wobei ein R-Signal auch ein zweites Mal sichtbar werden kann, nachdem es zwischenzeitlich zu verschwinden scheint.) Durch die unterschiedlichen Signaltypen besteht teilweise auch die Gefahr, die Seismogramme beim Picken der Laufzeitkurven nach der klassischen Reflexionsmethode falsch zu interpretieren, da Signale ineinander übergehen können, die zu unterschiedlichen Reflektoren gehören. Neben der eingeführten Systematik der MB- und R-Typen existieren auch noch weitere S-Reflexionen, die durch die Konversion an Zwischenschichten oder mehrfache PS-Konversion entstehen. Insbesondere primäre P-Reflexionen, die erst am Meeresboden in eine S-Welle konvertieren (PPS) bilden dabei ein „Störsignal“ mit einer geringeren Hyperbelkrümmung als die sonstigen S-Reflexionen.

5.5 Analyse der P-Kopfwellen

In der klassischen Refraktionsmethode werden die Kopfwellen anhand ihrer Ersteinsätze im Seismogramm ausgewertet (s. Abschnitt 2.2.2). Dies geschieht in Abschnitt 5.5.1. Daraufhin bildet Abschnitt 5.5.2 eine Zuordnung der im Seismogramm gepickten Ereignisse zu den Strukturen des Untergrundmodells, ähnlich wie bei den P-Reflexionen in Abschnitt 5.3.1. Abschnitt 5.5.3 blickt über die Auswertung der Ersteinsätze hinaus, wobei aber keine weiteren kohärenten Ereignisse analysiert werden. Vor der Kurzzusammenfassung am Ende des Abschnitts erfolgt in Abschnitt 5.5.3 außerdem eine Beschreibung des Amplitudenverhaltens der P-Kopfwellen.

5.5.1 Auftreten der P-Kopfwellen

Wie bereits in Abschnitt 5.3.2 beschrieben, treten erste durch den Basalt verursachte Kopfwellen ungefähr ab einer kritischen Entfernung von 1100 m auf. Die Überholentfernung, ab welcher diese Kopfwellen den Ersteinsatz bilden, liegt bei einer Empfängerentfernung von etwa 2500 m. In Abb. 5.26 sind die Seismogramme des Drucks p gezeigt, wobei die einzelnen Spuren speziell auf die Erstankünfte der Kopfwellen normiert sind, da deren Amplituden ansonsten so gering sind, dass die Kopfwellen nicht erkennbar sind (vgl. Abb. 5.5). Die Erstankunftszeiten sind in Form der blauen Laufzeitgeraden (1) gepickt. Durch das Verlängern dieser kann grafisch die kritische Entfernung bestimmt werden (s. Abschnitt 2.2), indem die Tangente an die Reflexionshyperbel des Basalts gesucht wird. Nach Abb. 5.26 ergibt sich die schon benannte ungefähre kritische Entfernung von $x_c = 1100 \text{ m} \pm 200 \text{ m}$. Abb. 5.27 zeigt den Überholzeitpunkt $t = 1.85 \text{ s}$ dieser ersten Kopfwelle. In dem Snapshot zeigt sich, dass die Kopfwelle, wie bereits vorweggenommen, durch den stärksten Reflektor zu Beginn der Basaltserie (s. Abschnitt 5.3.1) verursacht wird, welcher ab einer Modelltiefe von etwa 1660 m beginnt. Allein durch den Snapshot lässt sich die kritische Refraktion aber nicht lokalisieren. Nach Abschnitt 2.2.2 entspricht der Kehrwert der Steigung der Laufzeitgeraden im Seismogramm in Abb. 5.26 der P-Wellengeschwindigkeit des Refraktors. Daraus ergibt sich

$$v_p^{(1)} = 3750 \text{ m/s}. \quad (5.3)$$

Im Seismogramm in Abb. 5.26 ist neben der ersten Kopfwelle in den Ersteinsätzen auch eine zweite Kopfwelle sichtbar (orange, 2). Diese wird durch einen leichten Knick in den Ersteinsätzen bei einer Überholentfernung von etwa $4200 \text{ m} \pm 400 \text{ m}$ ersichtlich. Die zugehörige Laufzeit ist $t = 2.28 \text{ s}$. Da die beiden Geraden eine ähnliche Steigung haben, führen leicht unterschiedliche Picks schon zu einer großen Variation beim Bestimmen der Überholentfernung. Abb. 5.28 zeigt das Wellenbild kurz nachdem die zweite Kopfwelle den Ersteinsatz bildet. Die Wellenfronten der beiden Kopfwellen (1) und (2) lassen sich anhand des leicht unterschiedlichen Winkels identifizieren. Der Ursprung der zweiten Kopfwelle scheint anhand der Snapshots auch der obere Komplex der Basaltserie zu sein. Eine Modelltiefe des Refraktors größer als 1800 m wirkt plausibel. Die aus dem Seismogramm bestimmte Refraktorgeschwindigkeit beträgt

$$v_p^{(2)} = 4200 \text{ m/s}. \quad (5.4)$$

5.5.2 Zuordnung der P-Kopfwellen im Untergrundmodell

Beim Vergleich der bestimmten P-Wellengeschwindigkeiten der Kopfwellen in Gleichungen 5.3 und 5.4 mit dem v_p -Untergrundmodell (s. bspw. Abb. 4.6) fällt auf, dass diese nicht zu den Wellengeschwindigkeiten in den basaltischen Lava Flows passen, welche als Refraktoren erwartet werden. Deren maximale Geschwindigkeiten liegen im Bereich von 5000 m/s bis 6000 m/s. Dies lässt sich aber einfach erklären. Bei einer ungefähren durchschnittlichen P-Wellengeschwindigkeit von $\bar{v}_p = 4137 \text{ m/s}$ (vgl. Abb. 4.6 auf Seite 33 und Abschnitt 4.4) in der Basaltserie beträgt die zugehörige Wellenlänge bei der Hauptfrequenz von 50 Hz $\bar{\lambda}_p = 82.74 \text{ m}$. Die Variationen der P-Wellengeschwindigkeit im Untergrundmodell sind also viel zu kleinräumig. Nach Abschnitt 2.1.1 gelten die Gesetze der Strahlenoptik nur für die Näherung, dass die Wellenlängen kleiner als die Strukturen des Untergrundes sind. Deshalb kann für diese Wellenlängen ein nur wenige Meter mächtiger Lava Flow alleine keine kritisch refraktierte Welle erzeugen. Als grobe Abschätzung gilt, dass die Welle Untergrundstrukturen in der Größenordnung ihrer eigenen Wellenlänge „sieht“. Die Glättung des P-Wellengeschwindigkeitsmodells innerhalb der Basaltserie mit einem Rechteckfilter

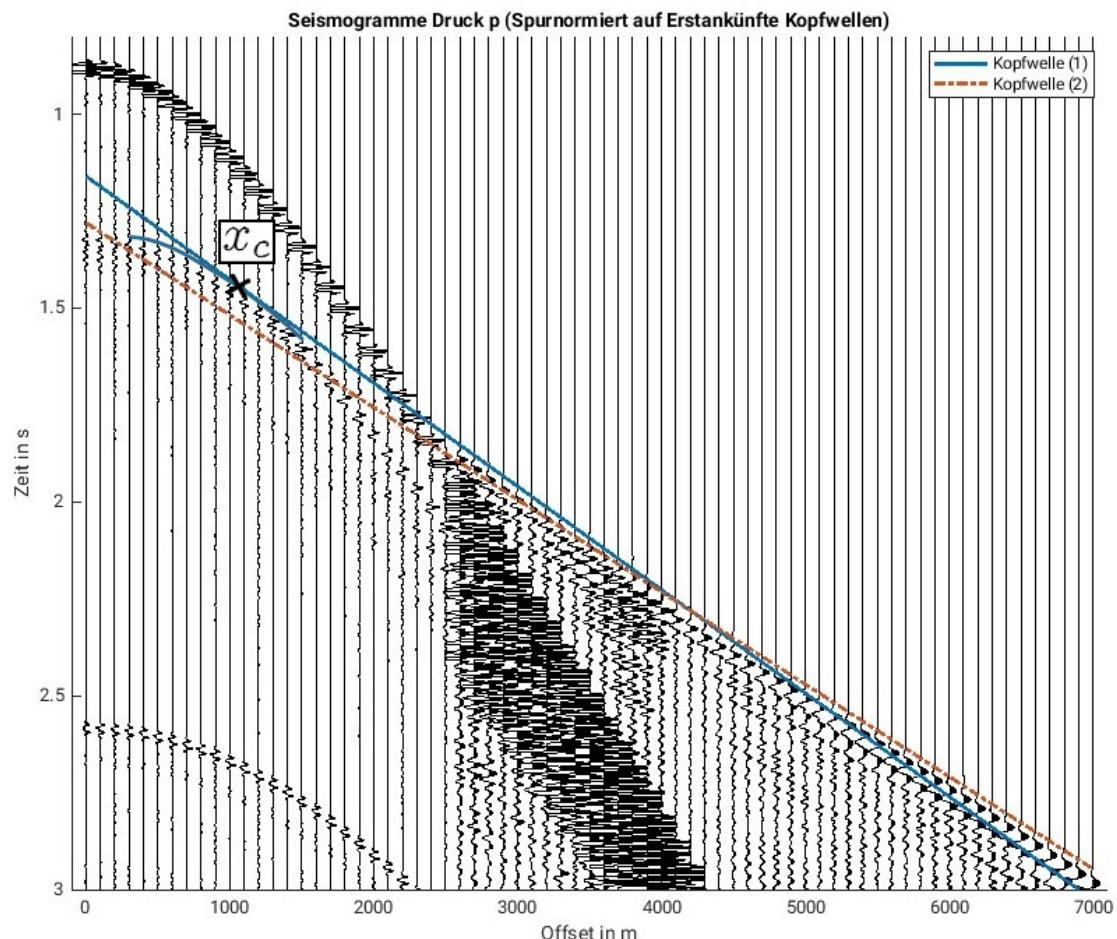


Abbildung 5.26: Ausschnitt des Seismogramms des Drucks p mit Fokus auf die P -Kopfwellen. Die einzelnen Seismogrammsspuren sind jeweils auf die Erstankunft der Kopfwellen normiert. Es sind zwei unterschiedliche Kopfwellen durch ihre unterschiedlichen Geradensteigungen erkennbar. Für die erste Kopfwelle (blau) ist die kritische Entfernung x_c grafisch durch den Tangentenpunkt an den zugehörigen Reflexionsast des Basalts bestimmt. Sie liegt bei etwa 1100 m Offset, während die Überholentfernung gegenüber der direkten Welle bei ungefähr 2500 m. Die zweite Kopfwelle (orange) entsteht tiefer innerhalb der Basaltserie aber läuft dafür auch mit einer größeren Geschwindigkeit. Der Knickpunkt mit der ersten Kopfwelle liegt bei etwa 4200 m.

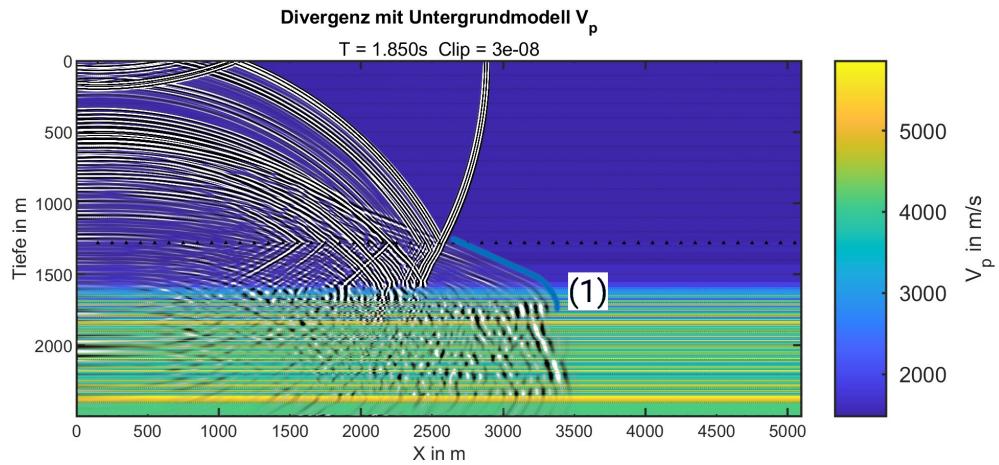


Abbildung 5.27: Snapshot des P-Wellenfeldes und der ersten P-Kopfwelle. Die Wellenfront der Kopfwelle (1) ist blau eingezeichnet. Es ist zu erkennen, dass sich ungefähr in einer Tiefe von 1700 m ausbildet. Zum Zeitpunkt des Snapshots von $t = 1.85\text{ s}$ hat die Kopfwelle soeben die direkte Wellenfront auf der Höhe des Meeresbodens überholt.

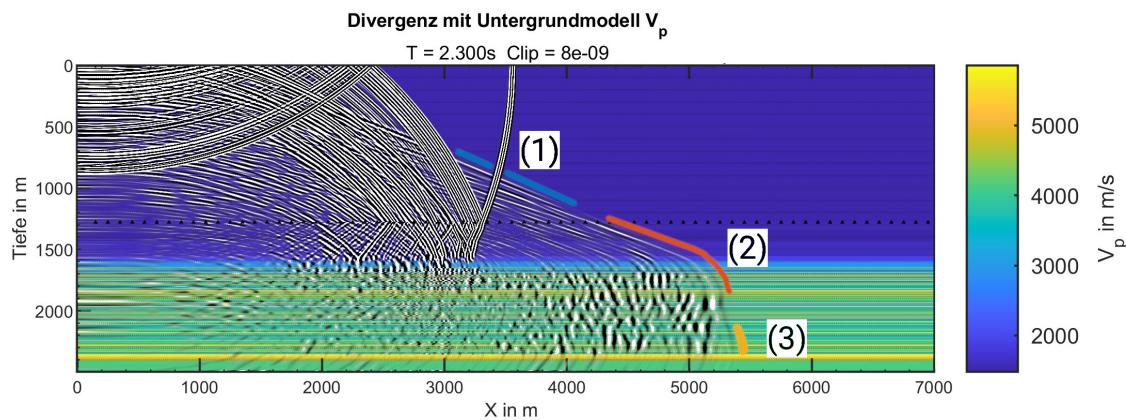


Abbildung 5.28: Snapshot des P-Wellenfeldes und mehrerer P-Kopfwellen. Neben der blauen Wellenfront der Kopfwelle (1) ist eine weitere Kopfwelle (2) in orange zu erkennen. Zum dargestellten Zeitpunkt $t = 2.3\text{ s}$ hat letztere die erste auf Höhe des Meeresboden überholte. Durch die unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Refraktoren lassen sich die beiden Wellenfronten durch ihren leicht verschiedenen Winkel unterscheiden. Die Kopfwelle (2) entsteht etwas tiefer als die in Abb. 5.27 dargestellte. Die gelb markierte geführte Welle (3) ist ein Artefakt des unteren Modellrandes und wird nicht weiter untersucht.

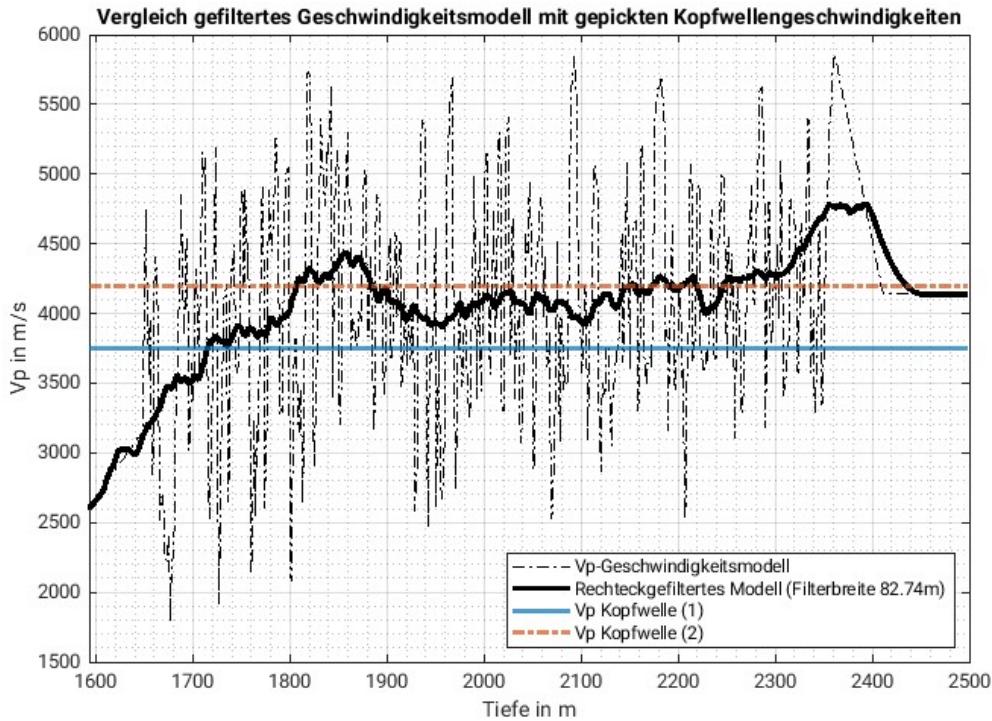


Abbildung 5.29: Vergleich des mit der durchschnittlichen P-Wellenlänge rechteckgefilterten v_p -Geschwindigkeitsmodells mit den gepickten P-Kopfwellengeschwindigkeiten. Das ursprüngliche Geschwindigkeitmodell ist durch Strichpunktlinie eingezeichnet. Anhand des gefilterten Geschwindigkeitmodells lässt sich eine Zuordnung der Kopfwellen zu den verursachenden Untergrundstrukturen durchführen. Die Kopfwellen entstehen an den Refraktoren die durch die Sprünge im gefilterten Modell bei 1720 m und 1820 m gegeben sind.

der Breite $\bar{\lambda}_p = 82.74 \text{ m}$ ergibt den in Abb. 5.29 gezeigten Verlauf. Die horizontalen Linien in blau (1) und orange (2) stellen dabei die gepickten Kopfwellengeschwindigkeiten dar. Die erste Kopf quelle passt dabei zum Sprung und darauf folgenden Plateau bei $v_p \approx 3800 \text{ m/s}$ in einer Modelltiefe von 1720 m. Für die zweite Kopf quelle findet ein ähnlicher Sprung auf $v_p \approx 4250 \text{ m/s}$ bei 1810 m statt. Damit ist eine Zuordnung der Kopfwellen zu Refraktortiefen möglich, die sehr gut zu den visuellen Beobachtungen der Snapshots passt. Die Entstehung der Kopfwellen in der Basaltserie wird zumindest bei einer Hauptfrequenz von 50 Hz hauptsächlich durch großräumige Trends in der Ausbreitungsgeschwindigkeit und weniger durch einzelne Basaltschichten verursacht. Obwohl in größeren Tiefen noch weitere deutlich ausgeprägte Geschwindigkeitsanomalien durch die Lava Flows vorhanden sind (vgl. auch Tabelle 5.2 und Abb. 5.10 in Abschnitt 5.3.1) entstehen daraus keine eindeutig sichtbaren Kopfwellen. In Abb. 5.29 zeigt sich, dass diese keine signifikanten Sprünge im gefilterten Geschwindigkeitsmodell verursachen.

Abb. 5.29 führt zu zwei weiteren Beobachtungen. In der gefilterten Geschwindigkeitskurve gibt es zu Beginn der Basaltserie eigentlich zwei weitere Sprünge bei 1620 m und 1680 m auf 3000 m/s und 3500 m/s. Nach Abschnitt 2.2.2 könnte deren fehlende Kopfwellen durch das Konzept unsichtbarer Schichten erklärt werden. In Abb. 5.28 ist eine dritte Kopf quelle in gelb (3) markiert. Sie ist durch ihre schwache Amplitude nur schwierig zu erkennen und kommt ungefähr aus einer Modelltiefe von 2300 m. Abb. 5.29 zeigt, dass diese wahrscheinlich mit dem Sprung auf 4800 m/s zusammenhängt. Dieser ist aber ein künstliches Artefakt des Modellrandes und keine Eigenschaft des tatsächlichen Untergrundes. Da sich in den Seismogrammen sonst aber keine kohärenzen Signale mit einer Laufzeitgeradensteigung von $(4800 \text{ m/s})^{-1}$ auffinden lassen (vgl. auch Abb. 5.30), wird dies im Folgenden nicht weiter beachtet.

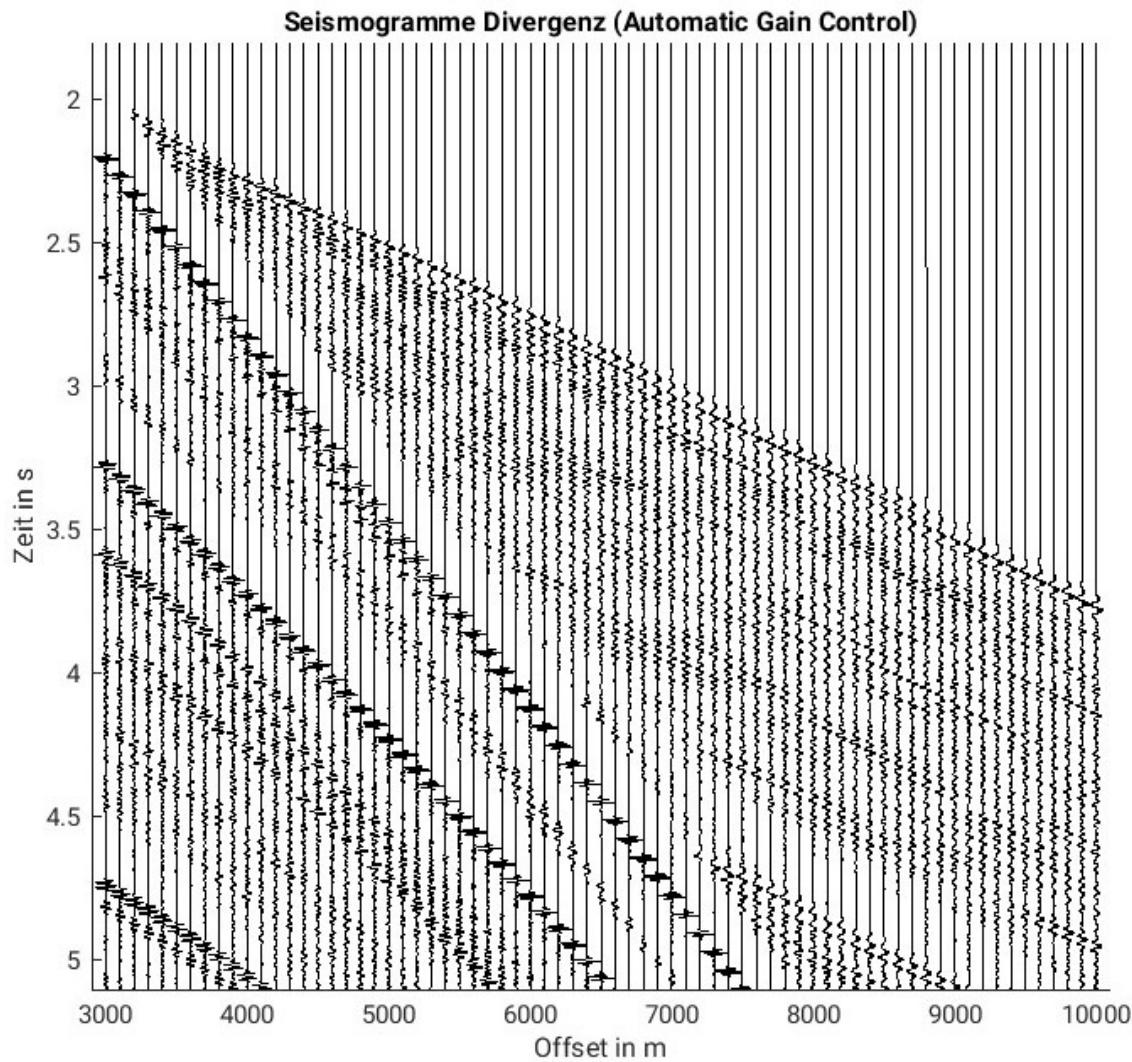


Abbildung 5.30: Ausschnitt des AGC-P-Wellenseismogramms mit Fokus auf die P-Kopfwellen. Neben den in den Erstankünften identifizierten Kopfwellen (s. Abb. 5.26) lassen sich mit der AGC-Verstärkung keine weiteren kohärenten Signale erkennen.

5.5.3 Kopfwellen nach den Erstankünften und Amplitudenverhalten

Die Seismogramme der Divergenz des Wellenfeldes in Abb. 5.30 zeigen den Bereich der primären Kopfwellen und sind durch die Anwendung von Automatic Gain Control (AGC) bearbeitet. Darin wird ersichtlich, dass nach den Erstankünften der beschriebenen Kopfwellen keine weiteren kohärenten Signale abgebildet werden. Signalmaxima auf einer zusammenhängenden Laufzeitgeraden erstrecken sich über höchstens 1000 m bis 1500 m horizontaler Entfernung. Der wahrscheinlichste Grund hierfür sind die in Abschnitt 5.3.2 beschriebenen Überlagerungsphänomene durch vielfältige Untergrundstruktur innerhalb der Basaltserie. Da die Divergenz betrachtet wird, kann die gegenseitige Interferenz der Kopfwellen mit S-Wellen nicht der alleinige Grund sein. Für die klassischen Reflexionsmethode und die Bestimmung von Refraktortiefen und Schichtgeschwindigkeiten aus gepickten Laufzeitgeraden können also nur die bereits betrachteten Erstankünfte verwendet werden. Damit liefert die Refraktionsmethode in der Betrachtung dieser Modellierung deutlich weniger Informationen über die Eigenschaften der Basaltserie als die klassische Verwendung der Reflexionsmethode. Bei Letzterer können Signale mit einer Reflexionstiefe bis zu 2300 m abgebildet werden. Um weitere Informationen aus den Kopfwellen zu extrahieren, können eventuell fortgeschrittenere Verfahren aus dem Bereich der Inversion und Tomographie hinzugezogen werden.

Abb. 5.31 zeigt die Amplitude beider beschriebenen Kopfwellen als Funktion der Empfängerentfernung. Im Gegensatz zur Betrachtung in Abschnitt 5.3.6 ist dabei nicht die maximale Amplitude des

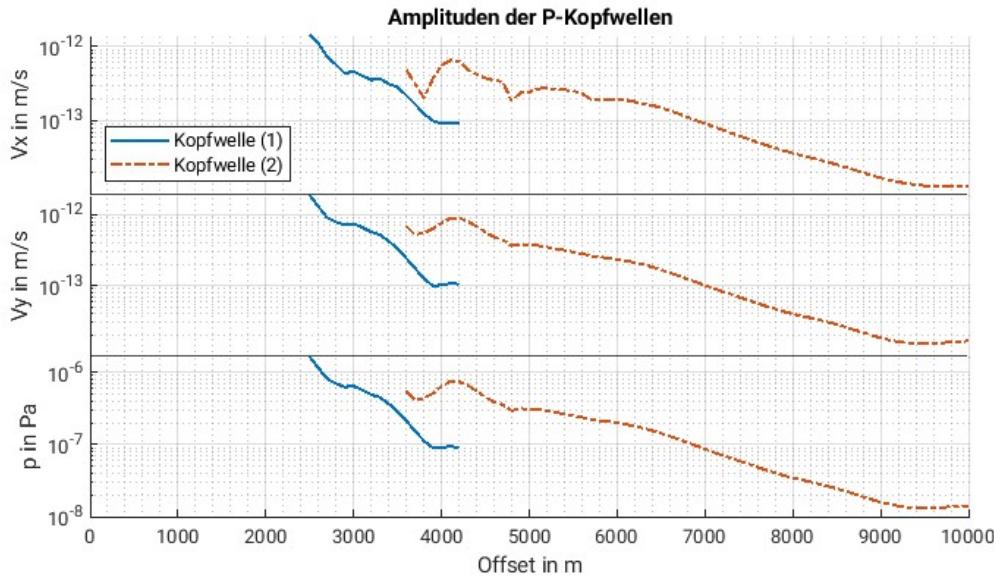


Abbildung 5.31: Amplitude der Erstankünfte der beiden P-Kopfwellen.

gesamten Signals sondern nur die, des zur Erstankunft gehörenden Wellencyklus aufgetragen. Die Maximalamplitude des gesamten Ereignisses kann um einen Faktor zwei bis fünf größer sein. Es ist zu erkennen, dass die Kopfwellen deutlich geringere Amplituden als die Reflexionereignisse haben. Die stärkste aufgezeichnete Kopfwelle entspricht dabei der Größenordnung der schwächsten behandelten Reflexionen. Ursächlich ist dafür auch, dass die Kopfwellen generell erst in einer größeren Entfernung aufgezeichnet werden. Die Amplitude der Kopfwellen fällt von der Überholentfernung bei 2500 m bis zum Modellende bei 10 000 m um ungefähr zwei Größenordnungen ab. Bei der Überholentfernung gegenüber der direkten Welle, 2500 m, ist die Kopfwelle ungefähr zwei Größenordnungen schwächer als die direkte Welle und etwa eine Größenordnung als das vergleichbare Reflexionssignal des oberen Basaltkomplexes (vgl. Abb. 5.15).

5.5.4 Zusammenfassung der Analyse der P-Kopfwellen

Am Basalt verursachte P-Kopfwellen treten ab einer kritischen Entfernung von 1100 m auf. Die Überholentfernung gegenüber der direkten Welle beträgt 2500 m. Es sind in den Snapshots und Seismogrammen zwei verschiedene Wellenfronten zu erkennen. Die Überholentfernung der zweiten gegenüber der ersten Kopfwelle ist 4200 m. Durch das Picken der Laufzeitgeraden können die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in den jeweiligen Refraktoren bestimmt werden. Gemeinsam mit den Snapshots ermöglicht dies eine Bestimmung der Refraktortiefe und Zuordnung der Kopfwellen zu den Strukturen des Untergrundmodells. Die Kopfwellen entstehen in einer Tiefe von 1720 m, beziehungsweise 1810 m und damit im oberen Teil der Basaltserie. Im Gegensatz zu den Reflexionen lassen sich allein mit der klassischen Refraktionsmethode keine Informationen über tieferliegenden Strukturen der Upper Series extrahieren. Die Kopfwellen sind auch deutlich kleiner in ihrer Amplitude als die Reflexionen und in etwa vergleichbar mit der Signalstärke der schwächsten aufgezeichneten Reflexionereignisse des Lotstrahls. Bei der Überholentfernung von 2500 m ist die Amplitude der ersten Kopfwelle um etwa zwei Größenordnungen geringer als die direkte Welle.

5.6 Analyse der S-Kopfwellen

Als letzter Analyseabschnitt erfolgt die Untersuchung der S-Wellen Seismogramme auf Kopfwellen. In den Seismogrammen sind zum großen Teil konvertierte Ereignisse zu sehen, die aber als P-Wellen im Refraktor laufen und damit in der Refraktionsmethode keine zusätzliche Information enthalten. Abschnitt 5.6.1 betrachtet dies ausführlicher. „Echte“ S-Kopfwellen werden in Abschnitt 5.6.2 besprochen, wobei sich wie bei den Reflexionen (vgl. Abschnitt 5.4.3) unterschiedliche Signaltypen klassifizieren lassen. Die Zuordnung zu den Strukturen des Untergrunds erfolgt in Abschnitt 5.6.3, bevor auf die Quantifizierung der Signalamplituden (auch Abschnitt 5.6.3) die Kurzzusammenfassung am Ende folgt.

5.6.1 Konvertierte P-Kopfwellen

In Abb. 5.32 ist links das gleiche Seismogramm wie in Abb. 5.30 dargestellt. Rechts sind dagegen für denselben Ausschnitt die Spuren der Rotation des Wellenfeldes gezeigt. Diese sind nach demselben AGC-Algorithmus bearbeitet. Der Vergleich von Divergenz und Rotation bietet die Möglichkeit, strikt nach P- und S-Wellen zu unterscheiden (Bohlen et al., 2023). Dabei ist zu sehen, dass sich das Abbild der Kopfwellen gleicht. Insbesondere die für die Auswertung nach der Refraktionsmethode wie in Abschnitt 2.2.2 relevanten Erstankunftszeiten sind nahezu identisch. Die Differenz ist typischerweise kleiner als 5 ms. Durch Abb. 5.33 lässt sich diese Beobachtung einfach erklären. Der Snapshot zeigt das S-Wellenfeld zur exakt gleichen Zeit wie Abb. 5.28 das P-Wellenfeld. Die P-Kopfwellen konvertieren bei der Abstrahlung zum Teil in S-Wellen. Aus diesen Scherwellen besteht das in Abb. 5.33 zu sehende Wellenfeld für $X > 3500$ m. Die Konversion findet erst nach dem Laufweg als geführte Welle statt. Die im Seismogramm der Rotation in Abb. 5.32 aufgezeichneten Signale bestehen nahezu ausschließlich aus diesen nach der Abstrahlung konvertierten P-Wellen. Dementsprechend ist auch die Steigung der Laufzeitgerade identisch und besitzt in der klassischen Refraktionsmethode keinen zusätzlichen Informationsgehalt.

5.6.2 Auftreten der S-Kopfwellen

Es entstehen in der Modellierung aber auch echte S-Kopfwellen. Diese laufen als geführte Welle mit der S-Wellengeschwindigkeit, bevor sie einen Teil ihrer Energie wieder nach oben abstrahlen. Wie schon bei den P-Kopfwellen, findet bei dieser Abstrahlung auch wieder eine teilweise Konversion statt, sodass das Signal der S-Kopfwelle den Meeresboden sowohl als P- als auch als S-Wellen erreicht. Diese beiden Wellentypen werden im Folgenden als „PSP“ beziehungsweise „PSS“ bezeichnet. Im Snapshot in Abb. 5.34 sind in blau (1) und orange (2) die PSS-Kopfwellen gezeigt. Die PSP- und PSS-Kopfwellen überholen die direkte Welle erst vergleichsweise spät, da die S-Wellengeschwindigkeit innerhalb der Basaltserie deutlich geringer ist als die zugehörige P-Wellengeschwindigkeit. Die Überholentfernung gegenüber der direkten Welle liegt bei einer Empfängerentfernung von etwa 5800 m und einer Laufzeit von 3.95 s (s. Abb. 5.36). Anhand der Snapshots lässt sich erkennen, dass ähnlich wie bei den P-Wellen zwei S-Kopfwellen in leicht unterschiedlicher Tiefe entstehen. Diese sind in Abb. 5.34 deswegen auch nach dem gleichen Farbschema wie bei den Kompressionswellen markiert. Im Gegensatz zu den P-Kopfwellen, bei welchen sich beide Refraktoren jeweils in den Ersteinsätzen zeigen, hat die schnellere Kopfwelle (2) die erste (1) schon überholt, bevor beide die direkte Welle überholen. Dadurch lässt sich im Seismogramm in Abb. 5.36 nur die orangene Kopfwelle (2) erkennen. Anhand der Snapshots lässt sich nicht genau auflösen, wie viel früher vor der direkten Welle die langsamere Kopfwelle (1) überholt wird, da dies durch die Reflexionsergebnisse der direkten Welle überlagert wird. Am Meeresboden geschieht dies ungefähr 0.3 s bis 0.5 s vor der Überholung der direkten Welle.

Abb. 5.34 zeigt auch das aus Abschnitt 5.4.3 bekannte Phänomen, dass neben den S-Wellen, die durch die Konversion am Meeresboden entstehen, ein zweites ähnliches S-Wellenfeld durch die Konversion von P-Wellen in der Basaltserie erzeugt werden. Durch die längeren Laufwege des zweiten Signaltyps als P-Welle trifft dieser leicht vor den am Meeresboden konvertierten Signalen ein. Diese bilden eine leicht vorauselende, schwächere „Kopie“ der am Meeresboden konvertierten Strahlen. Sie sind Abb. 5.34 durch die farbig schraffierte Fläche gekennzeichnet. Da die am Meeresboden entstandenen S-Wellen deutlich größer in ihrer Amplitude sind, sind die am Basalt konvertierten im Seismogramm nur schwer erkennbar (vgl. Abb. 5.36). Deshalb werden diese schwächeren Signale bis auf Weiteres nicht zur Analyse der Kopfwellen verwendet.

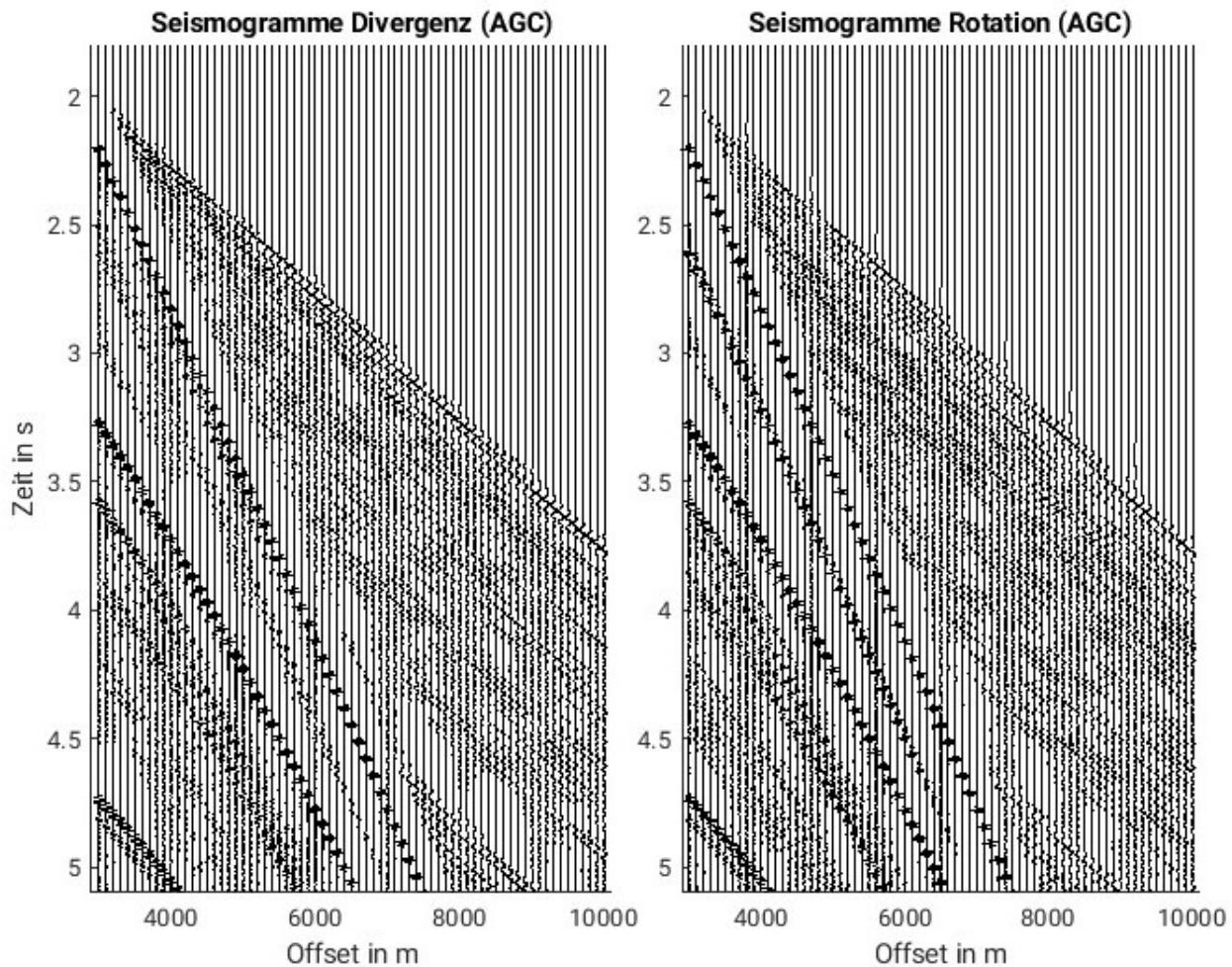


Abbildung 5.32: Ausschnitt der mit Automatic Gain Control verstärkten P- und S-Wellenseismogramme mit Fokus auf die Kopfwellen. In den S-Wellen sind im Prinzip dieselben Ersteinsätze wie bei den P-Kopfwellen zu sehen. Auch ansonsten gleicht sich das geführte Wellenfeld in beiden Seismogrammen sehr.

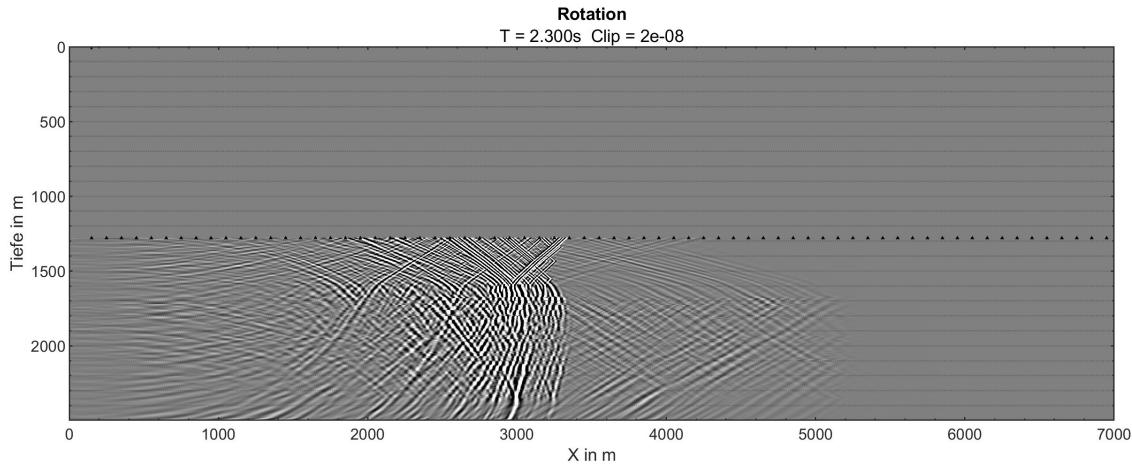


Abbildung 5.33: Snapshot des S-Wellenfeldes; Abbildung des geführten P-Wellenfeldes mit S-Konversion bei der Abstrahlung. Bis in etwa $X \leq 3500$ m sind tatsächliche S-Kopfwellen zu sehen, die auch im Refraktor mit der v_s -Geschwindigkeit laufen. Da die S-Wellengeschwindigkeit im Basalt nur wenig höher als die P-Wellengeschwindigkeit im Wasser ist, haben diese Kopfwellen die direkte Welle noch nicht überholt. Das zwischen $3500 \text{ m} \leq X \leq 5000 \text{ m}$ zu erkennende Wellenfeld entspricht eigentlich den P-Kopfwellen. Bei der Abstrahlung dieser Kopfwellen konvertiert auch ein Teil in Scherwellen, weshalb diese im Seismogramm (s. Abb. 5.32) und Snapshot der S-Wellen sichtbar werden. Da sie im Refraktor aber mit der größeren v_p -Geschwindigkeit laufen, sind sie den reinen S-Kopfwellen deutlich voraus.

Die zu den markierten PSS-Kopfwellen in Abb. 5.34 zugehörigen PSP-Wellen sind im Snapshot in Abb. 5.35 gezeigt. Dabei lässt sich beobachten, dass die Konversion von Scher- zurück in Kompressionswellen hauptsächlich beim Übergang von der Basaltserie in den sedimentären Teil stattfindet. Aufgrund der hohen P-Wellengeschwindigkeiten erreichen die PSP-Kopfwellen den Meeresboden kurz vor ihrem jeweiligen PSS-Gegenpart. Dabei ist interessant, dass die PSP-Signale dadurch auch einen deutlich flacheren Einfallswinkel gegenüber dem Meeresboden haben. Deswegen ist die als erstes eintreffende PSP-Kopfwelle am deutlichsten auf den Seismogrammen der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x zu sehen. Dies ist weiterhin relevant, weil die S-Kopfwellen schon nach kurzer Zeit, etwa bei 4.65 s und 7300 m, wieder durch die ersten multiplen P-Kopfwellenereignisse überlagert werden. Wie in Abb. 5.35 durch die rote Markierung zu sehen ist, fallen diese Multiplen aber deutlich steiler gegenüber dem Meeresboden ein, weswegen deren v_x -Komponente vergleichsweise gering ist. Dadurch sind die v_x -Seismogramme die einzigen, in denen sich die PSP-Kopfwelle auch innerhalb der Multiplen noch erkennen lassen.

Abb. 5.36 zeigt die Seismogramme der horizontalen Partikelgeschwindigkeiten v_x , wobei die einzelnen Spuren wie in Abb. 5.26 nach den Erstankünften der P-Kopfwellen normiert sind. Die erste multiple Kopfwelle ist wie in Abb. 5.35 rot eingezzeichnet. Die am Meeresboden konvertierte PSP-Kopfwelle (2) in orange ist auch in der Überlagerung mit den multiplen Kopfwellen noch zu erkennen. Dadurch lässt sich die Laufzeitgeradensteigung deutlich besser bestimmen als in den anderen Messgrößen, in denen nur der Ast zwischen 5800 m und 7300 m erkennbar ist. Die gepickte S-Wellengeschwindigkeit des Refraktors beträgt

$$v_s^{(2)} = 2193 \text{ m/s}. \quad (5.5)$$

5.6.3 Zuordnung der S-Kopfwellen im Untergrundmodell und Amplitudenverhalten

Nach dem gleichen Ansatz wie in Abschnitt 5.5 ist in Abb. 5.37 das rechteckgefilterte v_s -Geschwindigkeitsmodell in der Basaltserie zu sehen. Die Filterbreite ist gleich einer analog zu Abschnitt 5.5 geschätzten durchschnittlichen Wellenlänge von $\bar{\lambda}_s = 43.86$ m. Dabei passt die bestimmte Refraktorgeschwindigkeit aus Gleichung 5.5 weniger eindeutig wie bei den P-Wellen zum Refraktor in 1810 m Modelltiefe. Trotzdem wird gemeinsam mit den Snapshots ersichtlich, dass beide S-Kopfwellen (1) und (2) an den selben Refraktoren entstehen wie die P-Kopfwellen. Das gefilterte Modell in

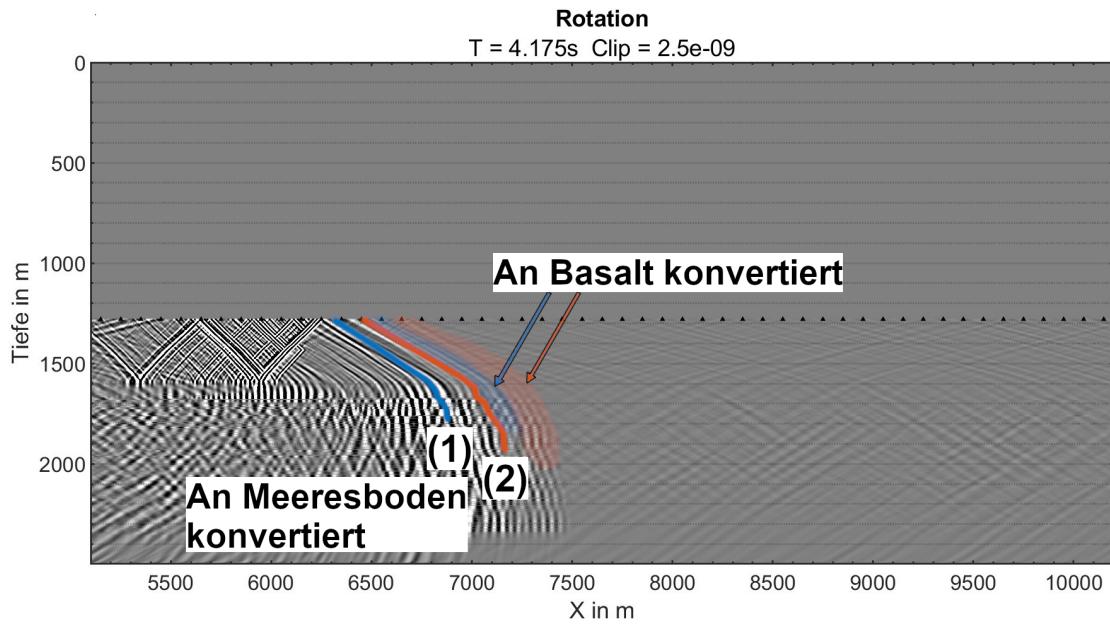


Abbildung 5.34: S-Kopfwellen vom Typ PSS. Es treten S-Kopfwellen durch dieselben Refraktoren (1) und (2) wie bei den P-Wellen auf. Sie sind blau beziehungsweise orange gekennzeichnet. Es ist zu erkennen, dass die blaue Wellenfront (1) die direkte Welle erst überholt, als sie bereits selbst schon von der orangenen Wellenfront (2) überholt wurde. Die S-Kopfwellen können natürlich auch wieder nach ihrem Kornversionsort wie in Abschnitt 5.4 unterschieden werden. Die am Basalt konvertierten S-Wellen (R-Typ) sind schneller, aber dafür deutlich schwächer als die am Meeresboden entstandenen S-Wellen vom Typ MB. Erstere sind durch die Schraffierung gekennzeichnet.

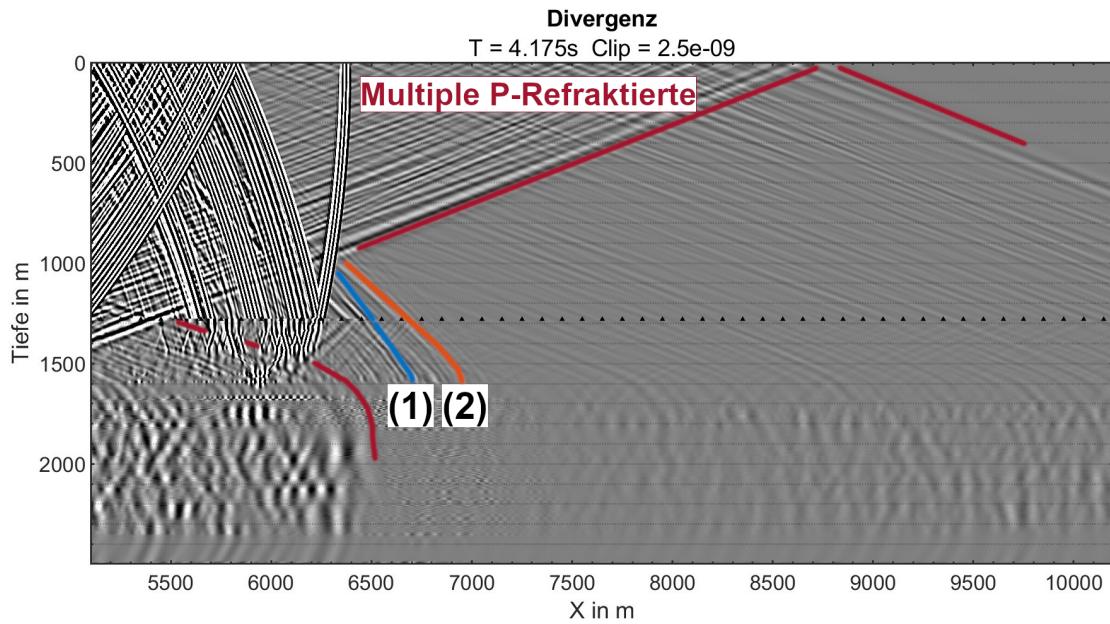


Abbildung 5.35: S-Kopfwellen vom Typ PSP. Es ist derselbe Modellierungsausschnitt wie bei den S-Wellen in Abb. 5.34 dargestellt. Ähnlich wie die P-Kopfwellen beim Abstrahlen nach oben auch zum Teil wieder in S-Wellen konvertieren, wandelt sich ein Teil der S-Kopfwellen aus Abb. 5.34 bei der Abstrahlung wieder in P-Wellen um. Diese werden als PSP-Typ für die S-Kopfwellen bezeichnet. Die beiden bekannten Refraktoren (1) und (2) erzeugen jeweils ein eigenes Signal. Deren Signale treffen leicht vor den entsprechenden reinen PSS Entsprechungen aus Abb. 5.34 ein. Die dunkelrot eingezzeichneten Wellenfronten entsprechen den an Meeresoberfläche mehrfach reflektierten P-Kopfwellen.

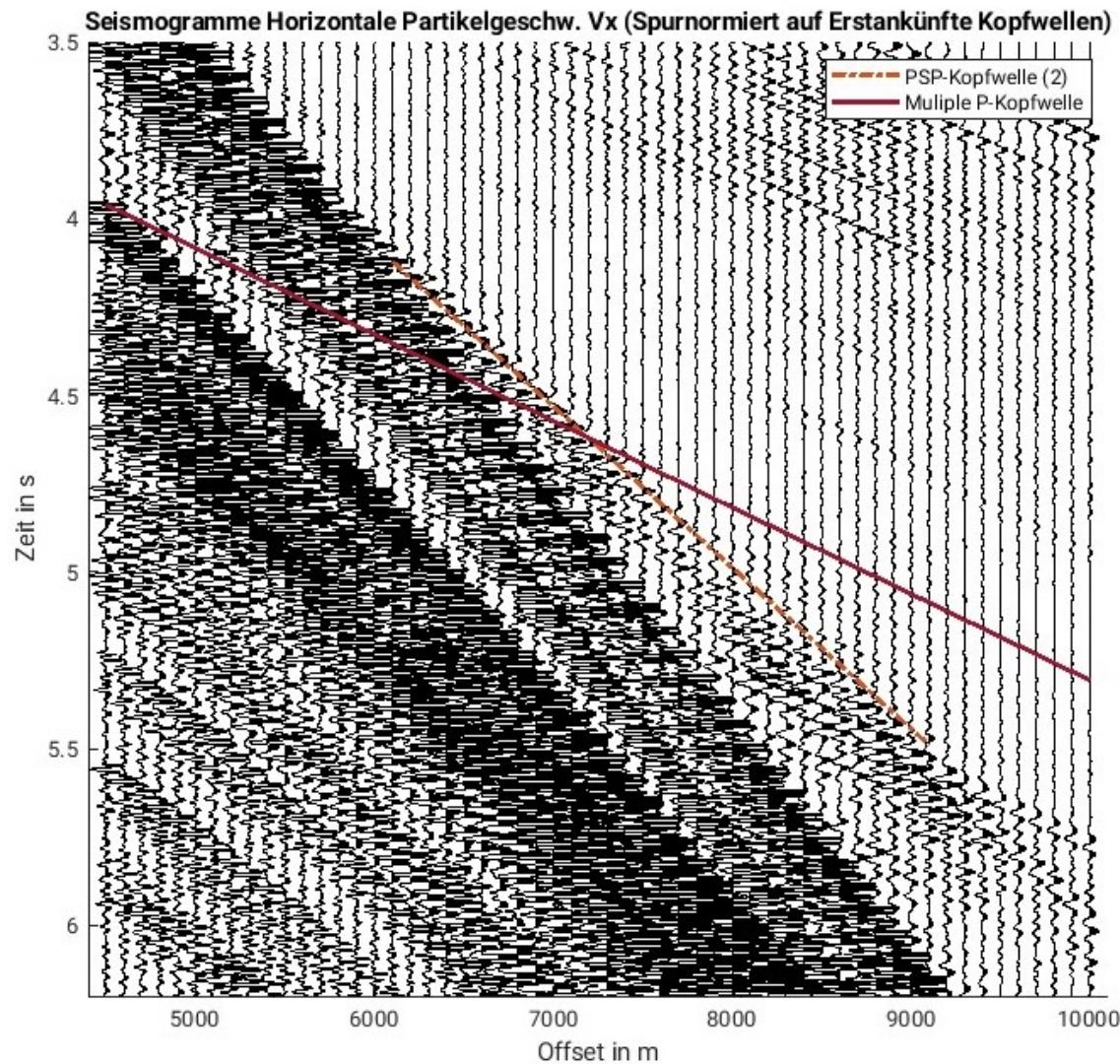


Abbildung 5.36: Ausschnitt des Seismogramms der horizontalen Partikelgeschwindigkeit v_x mit Fokus auf den S-Kopfwellen. Es wird die gleiche Spurnormierung auf die Kopfwellenerstankünfte wie in Abb. 5.26 verwendet. Die rot eingezeichnete, an der Meeresoberfläche mehrfach reflektierte, P-Kopf quelle (vgl. Abb. 5.35) verdeckt die S-Kopf quelle (orange) in den anderen Seismogrammen. Aufgrund des steilen Einfallswinkel ist deren horizontale Komponente aber vergleichsweise gering, wodurch die S-Kopf quelle im v_x -Seismogramm gut sichtbar bleibt. Die Laufzeitgerade der S-Kopf quelle ist aufgrund der geringen Ausbreitungsgeschwindigkeit im Refraktor deutlich steiler als die der P-Kopfwellen. Die eingezeichneten Einsätze der S-Kopf quelle gehören zum Typ PSP, da dieser leicht vor dem reinen PSS-Typ eintrifft. Die PS-Konversion des eingezeichneten Signals findet am Meeresboden statt (MB-Typ). Die Einsätze des vorher eintreffenden PSP-R-Typs sind nur schwach zu erahnen.

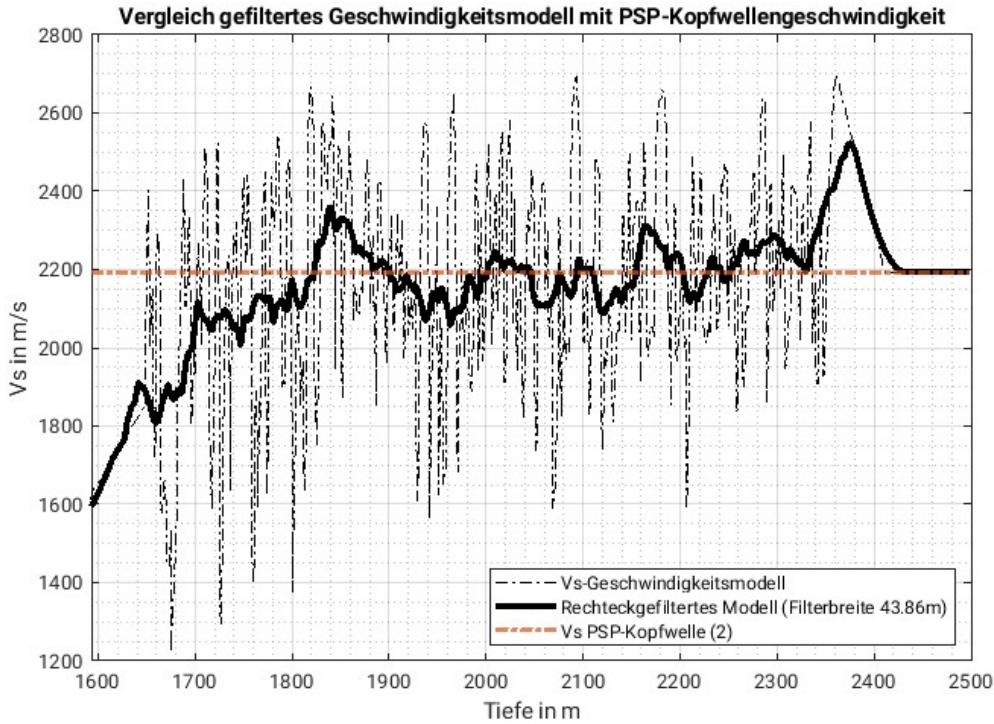


Abbildung 5.37: Vergleich des mit der durchschnittlichen S-Wellenlänge rechteckgefilterten v_s -Geschwindigkeitsmodells mit der gepickten S-Kopfwellengeschwindigkeit. Das ursprüngliche Geschwindigkeitmodell ist durch Strichpunktlinie eingezeichnet. Die Zuordnung der S-Kopfwellengeschwindigkeit zu dem Refraktor bei 1810 m ist weniger eindeutig als bei den P-Wellen. Trotzdem erscheint sie auch bei den S-Wellen konsistent.

Abb. 5.37 lässt vermuten, dass die S-Wellen aufgrund ihrer kleineren Wellenlänge eher als die P-Wellen dazu geeignet wären, tiefere Strukturen der Basaltserie durch Kopfwellen aufzulösen. So zeigt das gefilterte Modell in Abb. 5.37 gegenüber dem in Abb. 5.29 beispielsweise bei 2170 m einen deutlichen Sprung, der durch einen mächtigen Lava Flow mitverursacht wird. Dabei bleibt aber die Herausforderung, dass die S-Kopfwellen aufgrund der starken Multiplen nur für eine kurze Zeitspanne gut beobachtbar sind.

Abb. 5.38 zeigt das Verhalten der Amplituden der S-Kopfwellen. Diese wurden unter Verwendung der Laufzeiten des Typs PSP gepickt. In orange sind die in diesem Abschnitt behandelten S-Wellen, welche am Meeresboden konvertieren, aufgetragen. Die ansonsten nicht weiter betrachteten Scherwellen, die erst innerhalb der Basaltserie konvertieren, sind dagegen schwarz dargestellt. Es ist zu sehen, dass deren Partikelgeschwindigkeiten v_x und v_y um einen Faktor zwei bis drei kleiner sind. Dafür überholen sie die direkte Welle zu einem früheren Zeitpunkt und werden erst später von der Multiplen überlagert als die am Meeresboden konvertierten S-Kopfwellen. Generell sind die Amplituden Letzterer ähnlich zu denen der P-Kopfwellen bei vergleichbaren Offsets (vgl. Abb. 5.31).

5.6.4 Zusammenfassung der Analyse der S-Kopfwellen

Im Seismogramm der S-Wellen zeigen sich hauptsächlich P-Kopfwellen, die auf dem Weg nach oben zum Meeresboden an einer Grenzschicht konvertieren. In der klassischen Refraktionsmethode steckt in diesen Signalen keine zusätzliche Information gegenüber den bereits ausgewerteten P-Kopfwellen. Es entstehen auch S-Kopfwellen, die sich im Refraktor mit der Scherwellengeschwindigkeit ausbreiten. Dabei kann analog wie bei den S-Reflexionen nach den unterschiedlichen Typen der Konversion unterschieden werden. Sie entstehen an denselben Refraktoren wie die P-Wellen, was bedeutet, dass genau zwei Kopfwellenfronten in den Snapshots zu erkennen sind. Aufgrund der geringeren v_s -Geschwindigkeit wird die erste Kopfwellenfronte aber schon von der zweiten Kopfwellenfronte überholt, bevor sie selbst die direkte Welle überholen kann. Die zweite Kopfwellenfronte ist auch nur für geringes Intervall,

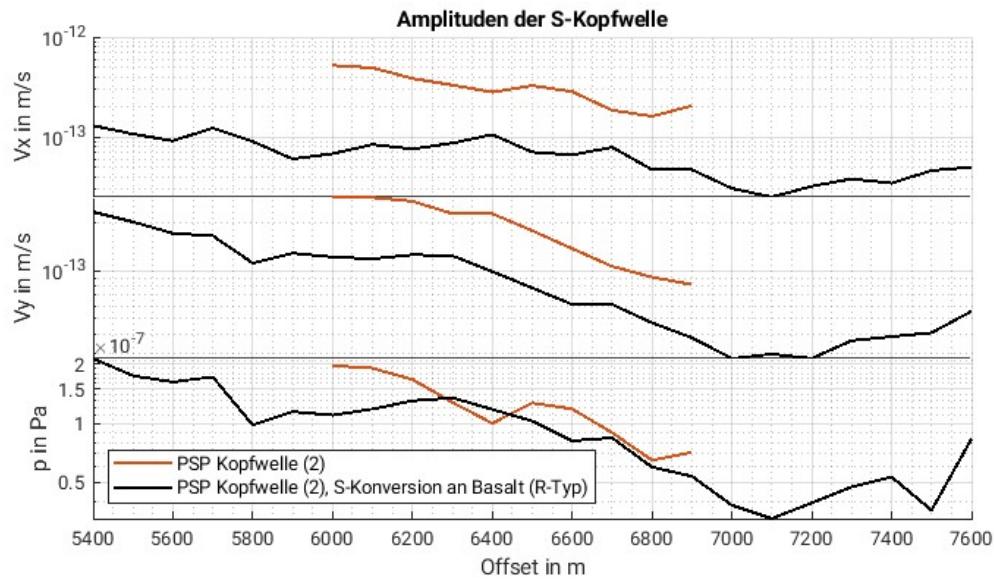


Abbildung 5.38: Amplituden der PSP-Erstankünfte der S-Kopfwelle. Es wird nach dem Ort der Konversion der S-Welle wie in Abschnitt 5.4 unterschieden. Die hauptsächlich behandelte am Meeresboden konvertierte S-Welle (MB-Typ) ist um den Faktor zwei bis drei stärker als die am Basalt konvertierte (R-Typ).

in etwa von 5800 m bis 7300 m, in allen Seismogrammen problemlos zu identifizieren. Danach wird sie von multiplen P-Refraktierten überlagert. In vergleichbaren Entfernungen sind die Amplituden der S-Kopfwellen ähnlich groß wie die der Erstankünfte der P-Kopfwellen.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit fand in Kooperation mit dem Geomar Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel (GEOMAR) im Rahmen des PERBAS-Forschungsprojekts (Permanent sequestration of gigatons of CO₂ in continental margin basalt deposits) statt. In dem Projekt wird die CO₂-Speicherung in Offshore Basaltformationen als zukünftige CCS-Technologie untersucht. Dabei steht unter anderem das Vøring Plateau, eine Region im europäischen Nordmeer vor Norwegen, im Fokus. Unter verschiedenen sedimentären Formationen sind dort große Mengen an Flutbasalten abgelagert. Deren geologische Struktur ist unter anderem aus der Bohrung 642 des Ocean Drilling Programs (ODP) sehr genau bekannt. Als Teil einer nahezu 800 m mächtigen Serie bildet der Basalt dort in sogenannten Lava Flows Schichten, die nur von zwischengebetteten Sedimenten unterbrochen werden. Das GEOMAR plant eine Messkampagne zur weiteren Untersuchung des Vøring Plateaus, wobei unter anderem eine aktive marine 3D Seismik mit Ozeanbodenseismometern (OBS) akquiriert werden soll. Das Ziel dieser Arbeit ist die Simulation einer seismischen Messung und die detaillierte Auswertung der Wellenausbreitung am Vøring Plateau. Dies unterstützt das GEOMAR in der Planung der späteren Ausfahrt.

Das Ziel dieser Arbeit wurde in den folgenden drei Schritten erreicht: Zunächst wurde für die Erstellung eines Untergrundmodells, aus den am Vøring Plateau vorhandenen Daten, der Bohrlochdatensatz der ODP Bohrung 642 ausgewählt. Aus diesen Daten wurde ein eindimensionales Untergrundmodell der physikalischen Parameter v_p , v_s , ρ und Q (P- und S-Wellengeschwindigkeit, Massendichte und Güte-Faktor der intrinsischen Dämpfung des Mediums) in Abhängigkeit der Tiefe erstellt. Im zweiten Schritt wurde eine seismische Messung anhand dieses Untergrundmodells simuliert. Dazu wurde die Wellenausbreitung einer seismischen Quelle, durch das numerische Lösen der zweidimensionalen viskoelastischen Wellengleichung mit der Software SOFI2D, modelliert. Den dritten Schritt bildete die Visualisierung und Auswertung der Modellierungsergebnisse. Das Wellenfeld wurde visuell mit sogenannten Snapshots aufbereitet, anhand derer die Eigenschaften der Wellenausbreitung nachvollzogen werden konnten. Außerdem wurden aus der Lösung der Wellengleichung synthetische seismische Messdaten, die die Verwendung von Ozeanbodenseismometern in einer tatsächlichen Messung imitieren, generiert. Diese wurden in Seismogrammen zusammengefasst und detailliert nach der klassischen seismischen Reflexions- und Refraktionsmethode ausgewertet.

In der Modellierung bildet sich an den Basaltstrukturen des Untergrundes sowohl ein reflektiertes, als auch ein geführtes, aus Kopfwellen bestehendes, Wellenfeld aus. Die Reflexionssignale sind dabei deutlich stärker. In vergleichbaren Empfängerentfernung ist die Amplitude einer Kopfwelle aus dem oberen Teil der Basaltserie in etwa um eine Größenordnung geringer als die einer, in derselben Tiefe entstandenen, Reflexion. Charakteristisch sind auch die starken Mehrfachreflexionen, die von der Meeresoberfläche ausgehen. Da die Wellen im Wasser deutlich weniger gedämpft werden als im festen Untergrund, überlagern diese Wellen, sobald sie wieder am Meeresboden eintreffen, alle weiteren Signale. Dies sorgt für eine quasiperiodische Wiederholung der seismischen Antwort der Basaltserie in den Seismogrammen. Die Laufzeit dieser Meeresoberflächen Multiplen ist aber groß genug, dass sie bei kleinen Offsets keine Rolle bezüglich der maximal möglichen Tiefe, die durch primäre Reflexionen abgebildet werden kann, spielt.

Bei der Analyse wurde jeweils nach P- und S-Wellen unterschieden. Die Auswertung der P-

Reflexionen insbesondere auf der Zero-Offset-Spur zeigt, dass sich die Lava Flows der Basaltserie in individuellen Reflexionsereignissen auflösen lassen. Die geschätzte vertikale seismische Auflösung bezogen auf die Lava Flows beträgt 40 m bis 48 m und ist damit aber zu schlecht um die detaillierte Struktur des Basaltserie abzubilden. Dies zeigt sich darin, dass nur sehr mächtige oder in Form von dichten Paketen auftretende Lava Flows identifiziert werden können. Der obere Teil (bis in eine Modelltiefe von etwa 1820 m) der Basaltserie erzeugt das stärkste Reflexionsignal. Dessen Amplitude ist ungefähr eine Größenordnung kleiner, als die der direkten Welle. Die Signale der tieferliegenden Lava Flows sind auf dem Lotstrahl nochmal um einen Faktor 5 bis 10 schwächer. Aufgrund der hochvariablen Geschwindigkeits- und Dichtestruktur innerhalb der Basaltserie entsteht dort ein sehr komplexes Wellenfeld das durch gegenseitige Überlagerungen verschiedener reflektierter Strahlwege charakterisiert wird. Dadurch bilden die schwächeren primären Reflexionsereignisse nur bis 500 m oder maximal 1000 m kohärente Laufzeitäste im Seismogramm aus. Dabei spielen auch multiple Reflexionen eine Rolle. Auf der Zero-Offset-Spur können mindestens zwei multiple Ereignisse innerhalb des festen Untergrunds identifiziert werden. Ab etwa 1000 m bis 1500 m beginnen zwischen P- und S-Wellen hin- und zurückkonvertierte (PSP-) Ereignisse im Seismogramm aufzutreten. Entstehen diese Signale an den Schichtgrenzen der Sedimente oder am oberen Teil des Basalts, ist deren Signalstärke groß genug, dass sie alle tieferen primären Reflexionen verdecken.

Das reflektierte S-Wellenbild ähnelt dem der P-Wellen. Die S-Wellen besitzen eine bessere Auflösung und eine ähnliche Signalstärke wie die P-Wellen. Als Unterschied zu den P-Wellen fällt auf, dass ein Reflektor mehrere in den Seismogrammen sichtbare S-Signale erzeugt. Dies liegt daran, dass die Quelle im Wasser nur P-Wellen aussendet, die zuerst an einer Grenzschicht im festen Untergrund in S-Wellen konvertieren müssen. In der Arbeit werden zwei Haupttypen identifiziert. Wellen, die als P-Wellen am Reflektor eintreffen und als S-Wellen reflektiert werden (R-Typ) und S-Wellen die bereits am Meeresboden entstehen (MB-Typ). Erste besitzen aufgrund der im Untergrund höheren P-Wellengeschwindigkeit eine geringere Laufzeit. Interessant ist der Vergleich des Amplitudenverhaltens zwischen den beiden Signaltypen desselben Reflektors. Bei kleinen Offsets ist hauptsächlich das R-Signal sichtbar, während ab etwa 1000 m Offset das MB-Signal dominiert und auch für größere Empfängerentfernungen sichtbar bleibt. Daneben gibt es noch weitere Signaltypen, beispielsweise durch die Konversion an einer Zwischenschicht oder die mehrfache Konversion zwischen P- und S-Wellen, die teilweise im Seismogramm sichtbar werden. Beim Picken des Laufzeitasts eines Reflektors können die unterschiedlichen Signaltypen zu Fehlinterpretationen führen, da ohne die Snapshots nicht offensichtlich ist, wann diese jeweils auftreten.

P-Kopfwellen treten ab einer kritischen Entfernung von 1100 m erstmals auf, wobei sie ab 2500 m Empfängerentfernung die Ersteinsätze bilden und die direkte Welle überholen. Es entstehen zwei separate Wellenfronten, wobei der Knickpunkt zwischen der ersten und zweiten Kopfwelle bei 4200 m liegt. Aus den Snapshots und der Analyse der Laufzeitgeraden in den Seismogrammen (aus welcher sich die Refraktorgeschwindigkeiten bestimmen lassen) wird klar, dass beide Kopfwellen im oberen Teil der Basaltserie entstehen (1720 m, beziehungsweise 1810 m Modelltiefe). Da nach den Ersteinsätzen keine weiteren kohärenten Kopfwellensignale über mehr als 1000 m beobachtbar sind, können mit der klassischen Refraktionsmethode keine tieferen Lava Flows abgebildet werden. Dies stellt einen wichtigen Kontrast gegenüber den Ergebnissen aus der Analyse der Reflexionsmethode dar.

Da sich die S-Kopfwellen langsamer fortbewegen, liegt deren Überholentfernung erst bei 5800 m. Das Seismogramm der Horizontalkomponente ausgenommen, werden sie bereits ab 7300 m wieder von multiplen P-Refraktierten verdeckt. Aus den Snapshots wird ersichtlich, dass dieselben Refraktoren wie bei den P-Wellen eine Kopfwelle erzeugen. Die zweite S-Kopfwelle überholt die erste aber vor der direkten Welle, wodurch im Seismogramm nur die zweite Kopfwelle sichtbar ist.

In diesem eindimensionalen Modell ist die in der Modellierung gewählte Profilbreite von 10 km passend für die Analyse der P- und S-Kopfwellen. Anhand der Snapshots werden keine weiteren Kopfwellenfronten ersichtlich, die die beiden beschriebenen in noch größeren Entfernungen überholt könnten. Für die alleinige Auswertung der beiden Ersteinsätze der P-Kopfwellen wäre bei der Knickpunktentfernung von 4200 m auch schon eine Profilbreite von beispielsweise 6 km ausreichend. Die Analyse der primären Reflexionen der tieferen Strukturen der Basaltserie beschränkt sich auf die ersten 1000 m. Um die diese Signale auf elf Seismogrammstreifen abzubilden ist der gewählte Empfängerabstand von 100 m mindestens erforderlich. Ab 1000 m bis 1500 m Offset bilden sich zunehmend Reflexionsereignisse (beispielsweise durch die PSP-Wellen) ab, die in der klassischen Re-

flexionseismik ein Störsignal darstellen. Für fortgeschrittenere Auswerteverfahren, wie beispielsweise die Inversion eines Geschwindigkeitsmodells, enthalten auch diese Signale wichtige Informationen, woran sich die Messgeometrie entsprechend anpassen sollte.

In Abschnitt 4.1.2 wurden die Einschränkungen in der Übertragbarkeit der Modellierungsergebnisse auf die reale Messung aufgrund der Eindimensionalität des Untergrundmodells diskutiert. Wegen den geologischen Gegebenheiten am Vørings Plateau ist das Untergrundmodell nur in der Umgebung der Bohrung ein genaues Abbild der Untergrundstrukturen. Im Bezug auf die Messgeometrie, die das GEOMAR im Vorfeld der Messkampagne vornimmt, liegen deswegen die Haupterkenntnisse dieser Arbeit in den aufgezählten qualitativen charakteristischen Eigenschaften des Wellenfelds. Bei den quantitativen Angaben sind abhängig vom genauen späteren Ort der Messkampagne Abweichungen zu erwarten. Um dies weiter zu untersuchen bietet sich eine Fortführung dieser Arbeit durch die Modellierung mit einem zweidimensionalen Untergrundmodell an. Dieses sollte senkrecht zum Streichen der vulkanischen Fazies am Vørings Plateau in Nordwest-Südost-Richtung verlaufen. Dadurch können der Einfluss des Abtauchens der Lava Flows in den Seaward Dipping Reflectors Richtung Nordweseten und der Ausbildung der Landward Flows und des Lava Deltas mit einer zunehmenden Fragmentierung der basaltischen Strukturen Richtung Südosten abgebildet werden.

Literatur

- Abdelmalak, M. M., Andersen, T. B., Planke, S., Faleide, J. I., Corfu, F., Tegner, C., Shephard, G. E., Zastrophnov, D. & Myklebust, R. (2015). „The ocean-continent transition in the mid-Norwegian margin: Insight from seismic data and an onshore Caledonian field analogue“. *Geology* 43.11, S. 1011–1014. ISSN: 0091-7613. DOI: 10.1130/G37086.1.
- Abdelmalak, M. M., Meyer, R., Planke, S. et al. (2016a). „Pre-breakup magmatism on the Vøring Margin: Insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E“. *Tectonophysics* 675, S. 258–274. ISSN: 0040-1951. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.02.037.
- Abdelmalak, M. M., Planke, S., Faleide, J. I., Jerram, D. A., Zastrophnov, D., Eide, S. & Myklebust, R. (2016b). „The development of volcanic sequences at rifted margins: New insights from the structure and morphology of the Vøring Escarpment, mid-Norwegian Margin“. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121.7, S. 5212–5236. ISSN: 2169-9356. DOI: 10.1002/2015JB012788.
- Bai, T. & Tsvankin, I. (2015). „Time-domain finite-difference modeling for attenuative anisotropic media“. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015*. SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015. New Orleans, Louisiana: Society of Exploration Geophysicists, S. 551–556. DOI: 10.1190/segam2015-5909357.1.
- Barton, C., Moos, D. & Blangy, J.-P. (1989). „Analysis of full waveform acoustic logging data at ODP Site 642 - Outer Vøring Plateau“. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschafterInnen der Expedition 104. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Bd. 104. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.104.147.1989. College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 953–964.
- Barton, C., Moos, D. & Blangy, J.-P. (o. D.). *Results of the semblance analysis in ODP Hole 642E*. Digitalisierte Daten aus Figure 5 in Barton et al. (1989).
- Berndt, C., Planke, S., Alvestad, E., Tsikalas, F. & Rasmussen, T. (2001). „Seismic volcanostratigraphy of the Norwegian Margin: constraints on tectonomagmatic break-up processes“. *Journal of the Geological Society* 158.3, S. 413–426. DOI: 10.1144/jgs.158.3.413.
- BGR (2023). *Geoportal der BGR*. Prozessierte seismische Daten der Fahrt BGR 1974. URL: <https://geoportal.bgr.de/mapapps/resources/apps/geoportal/index.html?lang=de#/datasets/portal/bab56949-fd5f-46a0-ac7d-f60fb6acce57> (besucht am 26.04.2024).
- Blanch, J. O., Robertsson, J. O. A. & Symes, W. W. (1995). „Modeling of a constant Q: Methodology and algorithm for an efficient and optimally inexpensive viscoelastic technique“. *Geophysics* 60.1, S. 176–184. ISSN: 0016-8033, 1942-2156. DOI: 10.1190/1.1443744.
- Bohlen, T., De Nil, D., Köhn, D., Jetschny, S., Hertweck, T., Houpt, L. & Şortan, S. (2023). *Seismic Modelling with Finite Differences 2D (Visco-)elastic anisotropic version - Users guide*. Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Fakultät für Physik, Geophysikalisches Institut (GPI).
- Breivik, A., Faleide, J. I., Mjelde, R., Flueh, E. & Murai, Y. (2014). „Magmatic development of the outer Vøring margin from seismic data“. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119.9, S. 6733–6755. ISSN: 2169-9356. DOI: 10.1002/2014JB011040.
- Channell, J. E. T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C. A., Malone, M. J. & die WissenschafterInnen der Expedition 306 (2006). „Site U1315“. In: *IODP Proc.*, 306.

- College Station, TX: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. DOI: 10.14379/iodp.proc.396.107.2023.
- Clauser, C. (2018). *Grundlagen der angewandten Geophysik - Seismik, Gravimetrie*. Berlin, Germany: Springer Spektrum. ISBN: 978-3-662-55309-1. DOI: 10.1007/978-3-662-55310-7.
- Coffin, M. F. & Eldholm, O. (1992). „Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces“. In: *Geological Society, London, Special Publications* 68.1, S. 17–30. DOI: 10.1144/GSL.SP.1992.068.01.02.
- Dekking, F. M., Kraaijkamp, C., Lopuhaä, H. P. & Meester, L. E. (2005). *A modern introduction to probability and statistics: understanding why and how*. London: Springer. ISBN: 978-1-85233-896-1.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 104 (1987). „Site 642: Norwegian Sea“. In: *Proc. ODP, Init. Repts., 104*. College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 52–453. DOI: 10.2973/odp.proc.ir.104.104.1987.
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 104 (2024a). *ODP Leg 104: Bulk Density (GRA)*. JOIDES Resolution Science Operator, Texas A&M University. URL: https://web.iodp.tamu.edu/janusweb/links/links_all.shtml (besucht am 27.02.2024).
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 104 (2024b). *ODP Leg 104: Lithodensity tool*. Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University. URL: https://brg.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling/ (besucht am 27.02.2024).
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 104 (2024c). *ODP Leg 104: Long Spacing Sonic Tool*. Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University. URL: https://brg.ldeo.columbia.edu/logdb/scientific_ocean_drilling/ (besucht am 27.02.2024).
- Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 104 (2024d). *ODP Leg 104: P-Wave Velocity (PWS)*. JOIDES Resolution Science Operator, Texas A&M University. URL: https://web.iodp.tamu.edu/janusweb/links/links_all.shtml (besucht am 27.02.2024).
- Encyclopaedia Britannica (2024). *Norwegian Sea*. Norwegian Sea. URL: <https://www.britannica.com/place/Norwegian-Sea> (besucht am 28.02.2024).
- Everett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN: 978-1-107-01877-8. DOI: 10.1017/CBO9781139088435.
- Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (2004). *Problems in Exploration Seismology and their Solutions*. Tulsa, OK, USA: Society of Exploration Geophysicists. ISBN: 978-1-56080-173-3. DOI: 10.1190/1.9781560801733.
- GEOMAR (2024). *PERBAS*. Dauerhafte Speicherung von CO₂ in gigatonnen Volumina in Basaltkomplexen an kontinentalen Rändern. URL: <https://www.geomar.de/fb4-gdy/projekte/perbas> (besucht am 22.04.2024).
- Grunnaleite, I. & Gabrielsen, R. (1995). „Structure of the Møre Basin, Mid-Norway continental margin“. *Tectonophysics* 252, S. 221–251. DOI: 10.1016/0040-1951(95)00095-X.
- IPCC (2005). „Sections“. In: *IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage. Prepared by Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Hrsg. von B. Metz, O. Davidson, H. C. de Coninck, M. Loos & L. A. Meyer. Cambridge, UK und New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- IPCC (2023). „Sections“. In: *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Hrsg. von Core Writing Team, H. Lee & J. Romero. Genf, Schweiz: IPCC, S. 35–115. URL: doi:10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.
- Kanamatsu, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C. A. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 306 (2005). „Expedition 306 Preliminary Report: North Atlantic Climate 2“. In: *IODP Prel. Rept., 306*. College Station, TX: Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. DOI: 10.2204/iodp.pr.306.2005.
- Li, Y. & Hewett, B. (2015). „Measurement of Seawater Average Velocity using Water Bottom Multiples from VSP Surveys“. In: New Orleans, Louisiana: OnePetro.

- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. 2. Aufl. Cambridge: Cambridge University Press. DOI: 10.1017/CBO9780511807107.
- Millett, J. M., Manton, B. M., Zastrozhnov, D. et al. (2022). „Basin structure and prospectivity of the NE Atlantic volcanic rifted margin: cross-border examples from the Faroe–Shetland, Møre and Southern Vøring basins“. *Geological Society Special Publication* 495, S. 99–138. ISSN: 0305-8719. DOI: 10.1144/SP495-2019-12.
- Milsom, J. & Eriksen, A. (2011). *Field Geophysics*. 4. Aufl. Chichester, England: John Wiley & Sons, Ltd. ISBN: 978-0-470-97231-1. DOI: 10.1002/9780470972311.
- Moon, S.-W. & Ku, T. (2016). „Empirical Estimation of Soil Unit Weight and Undrained Shear Strength from Shear Wave Velocity Measurements“. In: *Proceedings of the fifth international conference on geotechnical and geophysical site characterisation*. 5th International Conference on Geotechnical and Geophysical Site Characterisation. Bd. 2. Sydney, Australia: Australian Geomechanics Society, S. 1247–1252.
- Nilsen, J. E. Ø. & Nilsen, F. (2007). „The Atlantic Water flow along the Vøring Plateau: Detecting frontal structures in oceanic station time series“. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 54.3, S. 297–319. ISSN: 0967-0637. DOI: 10.1016/j.dsr.2006.12.012.
- NOAA National Centers for Environmental Information (2022). *ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model*. DOI: 10.25921/FD45-GT74. URL: https://data.noaa.gov/metaview/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/DEM//iso/xml/etopo_2022.xml&view=get DataView&header=none (besucht am 21.04.2024).
- Oelkers, E. H. & Gislason, S. R. (2023). „Carbon Capture and Storage: From Global Cycles to Global Solutions“. *Geochemical Perspectives* 12.2. ISSN: 2223-7755. DOI: 10.7185/geochempersp.12.2.
- Ottesen, D., Rise, L., Andersen, E. S., Bugge, T. & Eidvin, T. (2009). „Geological evolution of the Norwegian continental shelf between 61°N and 68°N during the last 3 million years“. *Norwegian Journal of Geology* 89, S. 251–265.
- Planke, S., Bellwald, B., Millett, J. et al. (2021). „Permanent Carbon Sequestration Potential in Offshore Basalt Sequences on the NW European Continental Margins“. In: *82nd EAGE Conference and Exhibition 2021*. 82nd EAGE Conference and Exhibition 2021. Bd. 3. Amsterdam, Netherlands: European Association of Geoscientists and Engineers, EAGE, S. 2357–2361. DOI: 10.3997/2214-4609.202011841.
- Planke, S., Berndt, C., Alvarez Zarikian, C. A. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 396 (2022). „Expedition 396 Preliminary Report: Mid-Norwegian Margin Magmatism and Paleoclimate Implications“. In: *IODP Prel. Rept., 396*. College Station, TX: International Ocean Discovery Program. DOI: 10.14379/iodp.pr.396.2022.
- Planke, S., Berndt, C., Alvarez Zarikian, C. A. & die WissenschaftlerInnen der Expedition 396 (2023). „Sites U1571 and U1572“. In: *IODP Proc., 396*. College Station, TX: International Ocean Discovery Program. DOI: 10.14379/iodp.proc.396.107.2023.
- Planke, S. & Eldholm, O. (1994). „Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts: Vøring volcanic margin“. *Journal of Geophysical Research* 99, S. 9263–9278. DOI: 10.1029/94JB00468.
- Planke, S., Millett, J. M., Maharjan, D., Jerram, D. A., Abdelmalak, M. M., Groth, A., Hoffmann, J., Berndt, C. & Myklebust, R. (2017). „Igneous seismic geomorphology of buried lava fields and coastal escarpments on the Vøring volcanic rifted margin“. *Interpretation* 5.3, SK161–SK177. ISSN: 2324-8858. DOI: 10.1190/INT-2016-0164.1.
- Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E. & Skogseid, J. (2000). „Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins“. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B8), S. 19335–19351. ISSN: 2156-2202. DOI: 10.1029/1999JB900005.
- Robertsson, J. O., Blanch, J. O. & Symes, W. W. (1994). „Viscoelastic finite-difference modeling“. *Geophysics* 59.9, S. 1444–1456. ISSN: 0016-8033. DOI: 10.1190/1.1443701.
- Rutledge, J. & Winkler, H. (1989). „Attenuation Measurements from Vertical Seismic Profile Data: Leg 104, Site 642“. In: Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. & die WissenschaftlerInnen der

- Expedition 104. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Bd. 104. DOI: 10.2973/odp.proc.sr.104.193.1989. College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 965–972.
- Schön, J. (2015). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. en. 2nd edition. Developments in Petroleum Science 65. Amsterdam, Netherlands: Elsevier. ISBN: 978-0-08-100404-3.
- Snæbjörnsdóttir, S. Ó., Sigfússon, B., Marieni, C., Goldberg, D., Gislason, S. R. & Oelkers, E. H. (2020). „Carbon dioxide storage through mineral carbonation“. *Nature Reviews Earth & Environment* 1.2, S. 90–102. ISSN: 2662-138X. DOI: 10.1038/s43017-019-0011-8.
- Wepfer, W. W. & Christensen, N. I. (1991). „Q structure of the oceanic crust“. *Marine Geophysical Researches* 13.3, S. 227–237. ISSN: 1573-0581. DOI: 10.1007/BF00369151.

Anhang A

Zusammenfassung der Herleitung der viskoelastischen Wellengleichung nach Bohlen et al. (2023)

Im Folgenden wird eine kurze Zusammenfassung der Herleitung der viskoelastischen Wellengleichung im isotropen Fall (Gleichungen A.7 und A.8) gegeben. Für die vollständige Herleitung siehe Bohlen et al. (2023).

Ein beliebter Ansatz um das viskoelastische Verhalten des Untergrundes mathematisch zu beschreiben, ist die Verwendung eines rheologischen Modells. Dieses sollte so gut wie möglich das, in Abschnitt 2.1.2 beschriebene, frequenzunabhängige Verhalten von Q annähern. (Bohlen et al., 2023) Im einfachsten Fall kann die intrinsische Dämpfung seismischer Wellen durch ein sogenanntes Zener-Modell, auch SLS (standard linear solid), beschrieben werden (Blanch et al., 1995). Das SLS besteht nach Bohlen et al. (2023) und Blanch et al. (1995) aus einem elastischen Hookeschen Element (Feder mit Federkonstante k_0) und einem parallel geschalteten Maxwell-Körper. Der Maxwell-Körper besteht wiederum aus einer Reihenschaltung eines Dämpfungselements (Stoßdämpfer mit newtonscher Viskosität η) mit einem elastischen Hookeschen Element (k_1).

Die (richtungsabhängigen) Dämpfungsparameter des SLS können nach Blanch et al. (1995) in der dimensionslosen Matrix

$$\tau_{ij} = \frac{\tau_{ij}^\varepsilon}{\tau^\sigma} - 1 \quad (\text{A.1})$$

zusammengefasst werden. τ^ε und τ^σ heißen Dehnungs-Retardationszeit beziehungsweise Spannungs-Relaxationszeit und sind durch die Viskosität und Federkonstanten des SLS gegeben:

$$\tau^\varepsilon = \frac{\eta}{k_0} + \frac{\eta}{k_1} \quad \tau^\sigma = \frac{\eta}{k_1} . \quad (\text{A.2})$$

Im isotropen Fall lässt sich τ_{ij} wieder auf zwei unabhängige Parameter, τ_P und τ_S , reduzieren. (Bohlen et al., 2023)

Das verallgemeinerte Hookesche Gesetz aus Gleichung 2.25 wird bei der viskoelastischen Wellenausbreitung zu einem Faltungsintegral

$$\boldsymbol{\sigma}_{ij}(t) = C_{ijkl}(t) * \boldsymbol{\varepsilon}_{kl}(t) , \quad (\text{A.3})$$

da durch die verzögerte Rückstellwirkung des Mediums die anliegende Spannung in einem Punkt von den Dehnungen zu vergangenen Zeitpunkten abhängt. Bohlen et al. (2023) definiert die Spannungs-Relaxationsfunktion $\Psi(t)$ als

$$C_{ijkl}(t) = \dot{\Psi}_{ijkl}(t) . \quad (\text{A.4})$$

Wie $\Psi(t)$ für das betrachtete SLS-Modell aussieht, leiten Blanch et al. (1995) und Bai und Tsvankin (2015) her. Für den isotropen Fall lässt sich $\Psi_{ijkl}(t)$ auf die zwei unabhängigen Komponenten $\Psi_P(t)$ und $\Psi_S(t)$ reduzieren. Es gilt

$$\Psi_P(t) = \pi \left(1 + \tau_P \exp \left(-\frac{t}{\tau^\sigma} \right) \right) \theta(t) \quad \Psi_S(t) = \mu \left(1 + \tau_S \exp \left(-\frac{t}{\tau^\sigma} \right) \right) \theta(t). \quad (\text{A.5})$$

Dabei ist $\theta(t)$ die Heaviside-Funktion und

$$\pi = v_p^2 \Big|_{\omega_0} \rho \left(1 + \tau_P \frac{(\omega_0 \tau^\sigma)^2}{1 + (\omega_0 \tau^\sigma)^2} \right)^{-1} \quad \mu = v_s^2 \Big|_{\omega_0} \rho \left(1 + \tau_S \frac{(\omega_0 \tau^\sigma)^2}{1 + (\omega_0 \tau^\sigma)^2} \right)^{-1} \quad (\text{A.6})$$

für die Referenzfrequenz $\omega_0 = 2\pi f_0$.

Um das Faltungsintegral in Gleichung A.4 zu ersetzen, führen Robertsson et al. (1994) eine Erinnerungsvariable \mathbf{r}_{ij} ein. Die Erinnerungsvariable berücksichtigt anstelle der Faltung die gesamte bisherige Historie der Dehnungs- und Spannungstensoren im betrachteten Punkt. Der zukünftige Wert von \mathbf{r}_{ij} hängt somit vom jeweils aktuellen Wert ab. Bei bekannter Spannungs-Relaxationsfunktion $\Psi(t)$, lässt sich daraus für \mathbf{r}_{ij} eine Differentialgleichung aufstellen. Für eine detaillierte Herleitung siehe Robertsson et al. (1994). Da für das SLS-Modell die Spannungs-Relaxationsfunktion durch Gleichung A.5 im isotropen Fall bekannt ist, lässt sich \mathbf{r}_{ij} aus dieser Differentialgleichung berechnen. Damit lässt sich für die isotrope viskoelastische Wellenausbreitung unter Verwendung des SLS-Modells das Differentialgleichungssystem ohne das Faltungsintegral aufstellen. Es lautet:

$$\frac{\partial \boldsymbol{\sigma}_{ij}}{\partial t} = [\pi(1 + \tau_P) - 2\mu(1 + \tau_S)] \frac{\partial v_k}{\partial x_k} \delta_{ij} + \mu(1 + \tau_S) \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) + \mathbf{r}_{ij} \quad (\text{A.7})$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial t} = \rho^{-1} \frac{\partial \boldsymbol{\sigma}_{ij}}{\partial x_j}. \quad (\text{A.8})$$

Die Differentialgleichung für \mathbf{r}_{ij} ist gegeben durch

$$\frac{\partial \mathbf{r}_{ij}}{\partial t} = -\frac{1}{\tau^\sigma} \left([\pi \tau_P - 2\mu \tau_S] \frac{\partial v_k}{\partial x_k} \delta_{ij} + \mu \tau_S \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) + \mathbf{r}_{ij} \right). \quad (\text{Bohlen et al., 2023}) \quad (\text{A.9})$$

Anhang B

Matlab-Skripte zur Modellerstellung

Einlesen der v_p - und v_s -Daten

```

1  %% Daten der Sonic-Logs D,E
2  sonicD = readtable('104-642D_standard/104-642D_lssspl.dat',Delimiter='\t',NumHeaderLines=5);
3  son_depthD = sonicD.(1); % in m
4  son_vpD = sonicD.(2); % in km/s
5  sonicE = readtable('104-642E_standard/104-642E_lssspl-proc.dat',Delimiter='\t',NumHeaderLines=5);
6  son_depthE = sonicE.(1); % in m
7  son_vp1E = sonicE.(6); % in km/s
8  son_vp2E = sonicE.(7); % in km/s
9
10 son_vp1E(son_vp1E == -999.25 | son_vp1E==20) = NaN; % Bereinige offensichtliche fehlende oder falsche Daten
11 son_vp2E(son_vp2E == -999.25 | son_vp2E==20) = NaN;
12 delete = isnan(son_vp1E) | isnan(son_vp2E);
13 son_depthE = son_depthE(not(delete));
14 son_vp1E = son_vp1E(not(delete));
15 son_vp2E = son_vp2E(not(delete));
16
17 %% Daten aus Bohrkernproben
18 core = readtable('PWS3.dat');
19 cor_hole = core.("H")();
20 cor_depth = core.("Depth_mbsf")();
21 cor_vp = core.("Velocity_m_s_")() / 1000;
22
23 % Über mehrmals vermessene Richtungen(x,y,z) mitteln und unbenötigte Zeilen löschen
24 duplicates = zeros(length(cor_depth),1);
25 for i=1:numel(cor_depth)-2
26 if duplicates(i) == 1 % bereits zum löschen markierte Zeile soll nochmal überprüft werden
27 else
28 if cor_depth(i) == cor_depth(i+1) && cor_depth(i) == cor_depth(i+2)
29 cor_vp(i) = (cor_vp(i)+cor_vp(i+1)+cor_vp(i+2))/3;
30 duplicates(i+1) = 1;
31 duplicates(i+2) = 1;
32 elseif cor_depth(i) == cor_depth(i+1)
33 cor_vp(i) = (cor_vp(i)+cor_vp(i+1))/2;
34 duplicates(i+1) = 1;
35 end
36 end
37 end
38 duplicates = logical(duplicates);
39 cor_depth = cor_depth(not(duplicates));
40 cor_hole = cor_hole(not(duplicates));
41 cor_vp = cor_vp(not(duplicates));
42
43 % Array, der anzeigt, zu welcher Bohrung (A-E) der entsprechende Wert in
44 % den Spalten der Arrays gehört
45 h = {'A','B','C','D','E'};
46 index_hole = zeros(length(cor_depth),numel(h));
47 for i=1:numel(h)
48 index_hole(:,i) = [cor_hole{:}] == h{i};
49 end
50 index_hole = logical(index_hole);
51
52 %% Daten aus Semblance Analyse Full Waveform Acoustic Logs
53 sem_p = readmatrix("Vp");
54 sem_s = readmatrix("Vs");
55 % Mittel über Duplikate bei gleichem Depth-Wert und entferne diese
56 [sem_depthp,iap,icp] = unique(sem_p(:,1),'stable');
57 sem_vp = accumarray(icp,sem_p(:,2),[],@mean); % P Geschwindigkeit
58 [sem_depths,ias,ics] = unique(sem_s(:,1),'stable');
59 sem_vs = accumarray(ics,sem_s(:,2),[],@mean); % S Geschwindigkeit
60 [sem_depthp,ip] = sort(sem_depthp);
61 sem_vp = sem_vp(ip);
62 [sem_depths,is] = sort(sem_depths);
63 sem_vs = sem_vs(is);
64
65 %% Zwischenspeicherung der Daten
66 writetable(array2table([son_depthD, son_vpD],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Vp [km/s]'}),"/path/Vp_Sonic.D.dat","Delimiter","\t")
67 writetable(array2table([son_depthE, (son_vp2E+son_vp1E)/2],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Vp [km/s]'}),"/path/Vp_Sonic.E.dat","Delimiter",
68 "\t")
69 writetable(array2table([sem_depthp, sem_vp],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Vp [km/s]'}),"/path/Vp_Semblance_E.dat","Delimiter","\t")
70 writetable(array2table([sem_depths, sem_vs],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Vs [km/s]'}),"/path/Vs_Semblance_E.dat","Delimiter","\t")
71 for i=1:numel(h)
72 fname = append('/path/Vp_Cores_',h{i},'.dat');
73 writetable(array2table([cor_depth(index_hole(:,i)), cor_vp(index_hole(:,i))],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Vp [km/s]'}),fname,"Delimiter",
74 "\t")
75 end

```

Einlesen der ρ -Daten

```

1  %% Daten der Sonic-Logs D,E
2  LitoDensityD = readtable('104-642D_standard/104-642D_ldt.dat',Delimiter='\t',NumHeaderLines=5);
3  ldt_DepthD = LitoDensityD.(1)(); % in m
4  ldt_rhoBulkD = LitoDensityD.(2)(); % in g/cm3
5
6  LitoDensityE = readtable('104-642E_standard/104-642E_ldt.dat',Delimiter='\t',NumHeaderLines=5);
7  ldt_DepthE = LitoDensityE.(1)(); % in m
8  ldt_rhoBulkE = LitoDensityE.(2)(); % in g/cm3
9
10 ldt_rhoBulkD(ldt_rhoBulkD == -999.25) = NaN; % Bereinige offensichtliche fehlende oder falsche Daten
11 ldt_rhoBulkE(ldt_rhoBulkE == -999.25) = NaN; % Bereinige offensichtliche fehlende oder falsche Daten
12 deleteD = isnan(ldt_rhoBulkD);
13 deleteE = isnan(ldt_rhoBulkE);
14 ldt_DepthD = ldt_DepthD(~deleteD);
15 ldt_DepthE = ldt_DepthE(~deleteE);
16 ldt_rhoBulkD = ldt_rhoBulkD(~deleteD);
17 ldt_rhoBulkE = ldt_rhoBulkE(~deleteE);
18
19 %% Daten aus Bohrkernproben
20 core = readtable('GRA.dat');
21 cor_hole = core.("H")();
22 cor_sc = core.("Cor")();
23 cor_sc1 = core.("Sc")();
24 cor_depth = core.("Depth_mbsf_")();
25 cor_rhoB = core.("Density_g_cc_")();
26 cor_sc = [cor_sc(), cor_sc1()];
27
28 % Remove NaN rows
29 missing_depth = isnan(cor_depth) | isnan(cor_sc(:,1)) | isnan(cor_sc(:,2)) | isnan(cor_rhoB);
30 cor_hole = cor_hole(~missing_depth);
31 cor_depth = cor_depth(~missing_depth);
32 cor_rhoB = cor_rhoB(~missing_depth);
33 cor_sc = cor_sc(~missing_depth,:);
34
35 % Array, der anzeigt, zu welcher Bohrung (A-E) der entsprechende Wert in den Spalten der Arrays gehört
36 h = {'A','B','C','D'};
37 index_hole = zeros(length(cor_depth),numel(h));
38 for i=1:numel(h)
39 index_hole(:,i) = [cor_hole{:}] == h{i};
40 end
41 index_hole = logical(index_hole);
42
43 MAX_SC = 7; % Maximum amount of sections in 1 core piece
44 RM_SC = 5; % Data points to delete at start and end of each section
45 % Data Clean Up: Delete first and last datapoint from each core piece (each core consists of up to 25 pieces) because they often are
        outliers; Some of the core pieces provide overlapping data points with respect to depth. In that case the overlapping part of the
        next core piece is also deleted.
46 new_depth = {};
47 new_hole = {};
48 new_rhoB = {};
49 new_sc = {};
50 for i=1:numel(h) % Procedure is carried through with respect to each hole
51 % Temporary arrays with respect to each hole
52 temp_depth = cor_depth(index_hole(:,i));
53 temp_rhoB = cor_rhoB(index_hole(:,i));
54 temp_hole = cor_hole(index_hole(:,i));
55 temp_sc = cor_sc(index_hole(:,i,:));
56 remove = []; % All the indices of data points that have to be deleted in the temporary arrays
57 min_nr = min(temp_sc(:,1));
58 max_nr = max(temp_sc(:,1));
59 % Find indices of first and last data point of each core piece section to remove
60 for nr=min_nr:max_nr
61 for sc=1:MAX_SC
62 try
63 remove(end+1:end+RM_SC) = find(temp_sc(:,1) == nr & temp_sc(:,2) == sc,RM_SC,"first");
64 remove(end+1:end+RM_SC) = find(temp_sc(:,1) == nr & temp_sc(:,2) == sc,RM_SC,"last");
65 catch
66 % Error because some nr inbetween min_nr and max_nr don't exist
67 % can be ignored --> Jump to next iteration
68 end
69 end
70 end
71 % Find indices of overlapping datapoints with respect to depth between two core pieces
72 max_depth = 0;
73 for j=1:length(temp_depth)
74 if temp_depth(j) > max_depth
75 max_depth = temp_depth(j);
76 else
77 remove(end + 1) = j;
78 end
79 end
80 temp_remove = zeros(length(temp_depth),1);
81 for j=1:length(remove)
82 temp_remove(int16(remove(j))) = 1;
83 end
84 temp_remove = logical(temp_remove);
85 new_sc(end + 1) = mat2cell(temp_sc(not(temp_remove),:),2,length(temp_sc(not(temp_remove),1)));
86 new_depth(end + 1) = mat2cell(temp_depth(not(temp_remove)),1);
87 new_hole(end + 1) = mat2cell(temp_hole(not(temp_remove)),1);
88 new_rhoB(end + 1) = mat2cell(temp_rhoB(not(temp_remove)),1);
89 end
90 cor_sc = cell2mat(new_sc); % Cleaned up data
91 cor_depth = cell2mat(new_depth);
92 cor_rhoB = cell2mat(new_rhoB);
93 cor_hole = cat(2,new_hole());
94 clearvars cor_sc1 missing_depth new_depth new_hole new_sc new_rhoB temp_depth temp_hole temp_sc temp_rhoB % Clear temporary variables from
        memory
95
96 %% Update index array h
97 index_hole = zeros(length(cor_depth),numel(h));
98 for i=1:numel(h)
99 index_hole(:,i) = [cor_hole{:}] == h{i};
100 end
101 index_hole = logical(index_hole);
102
103 %% Zwischenspeicherung der Daten
104 writetable(array2table([ldt_DepthD, ldt_rhoBulkD],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'RhoB [g/cm^3]'}),"/path/RhoB_LDT_D.dat","Delimiter","\t")
105 writetable(array2table([ldt_DepthE, ldt_rhoBulkE],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'RhoB [g/cm^3]'}),"/path/RhoB_LDT_E.dat","Delimiter","\t")
106 for i=1:numel(h)
107 fname = append("/path/RhoB_Cores_",h{i},".dat");
108 writetable(array2table([cor_depth(index_hole(:,i)), cor_rhoB(index_hole(:,i))],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'RhoB [g/cm^3]'}),fname,
        "Delimiter","\t")
109 end

```

Bearbeitung und Modellerstellung v_p

```

1 %> Lese aus zwischengespeicherten Dateien
2 dir = "/path/";
3 [Depth_Sonic_D,Vp_Sonic_D] = readmodedata("Vp_Sonic_D.dat",dir);
4 [Depth_Sonic_E,Vp_Sonic_E] = readmodedata("Vp_Sonic_E.dat",dir);
5 [Depth_Cores_A,Vp_Cores_A] = readmodedata("Vp_Cores_A.dat",dir);
6 [Depth_Cores_B,Vp_Cores_B] = readmodedata("Vp_Cores_B.dat",dir);
7 [Depth_Cores_C,Vp_Cores_C] = readmodedata("Vp_Cores_C.dat",dir);
8 [Depth_Cores_D,Vp_Cores_D] = readmodedata("Vp_Cores_D.dat",dir);
9 [Depth_Cores_E,Vp_Cores_E] = readmodedata("Vp_Cores_E.dat",dir);
10
11 % Bereinige Datenpunkte nach Tiefenwerten
12 Vp_Cores_D = Vp_Cores_D(not(Depth_Cores.D < 50));
13 Depth_Cores_D = Depth_Cores_D(not(Depth_Cores.D < 50));
14 Vp_Cores_E = Vp_Cores_E(not(Depth_Cores.E < 300));
15 Depth_Cores_E = Depth_Cores_E(not(Depth_Cores.E < 300));
16
17 Depth_Cores = [Depth_Cores_B; Depth_Cores_C; Depth_Cores_D; Depth_Cores_E];
18 Vp_Cores = [Vp_Cores_B; Vp_Cores_C; Vp_Cores_D; Vp_Cores_E];
19
20
21 %> Filtere die Sonic Logs aus E
22 % Sonic E is equally spaced in Depth with 0.1524 m
23 % Median filter of window size ~2m is roughly 15 datapoints
24 DELTAZ = 0.1524; % Depth spacing in m
25 FILTER_WINDOW = 2; % Windos size of median filter in m
26 filtersize.nr = 2*ceil(FILTER_WINDOW/(2*DELTAZ))+1; % corresponds to this number of datapoint
27
28 Vp_Sonic_E_filt = medfilt1(Vp_Sonic_E,filtersize.nr,'truncate');
29
30
31 %> Diskretes Modell aus Bohrkerndaten
32 % Benötige nur Kerndaten, wo keine Sonic Logs vorhandne sind
33 delete = Depth_Cores >= Depth_Sonic_E(1);
34 Vp_CoresU = Vp_Cores(not(delete));
35 Depth_CoresU = Depth_Cores(not(delete));
36
37 % Sort
38 [Depth_CoresU, I] = sort(Depth_CoresU);
39 Vp_CoresU = Vp_CoresU(I);
40
41 % Lithologische Einheiten nach Eldholm et al. (1987, p.65) (in m)
42 CUT1 = 62.7; % gemittelt
43 CUT2 = 157.5; % gemittelt
44 CUT3 = 277.6; % Nur D: 277.6
45 Depth_TOPBASALT = 315.2;
46
47 % Indexarrays für jede Einheiten
48 i1 = Depth_CoresU <= CUT1;
49 i2 = Depth_CoresU > CUT1 & Depth_CoresU <= CUT2;
50 i3 = Depth_CoresU > CUT2 & Depth_CoresU <= CUT3;
51 i4 = Depth_CoresU > CUT3 & Depth_CoresU <= Depth_TOPBASALT;
52 i5 = Depth_CoresU > Depth_TOPBASALT;
53
54 % Baue diskretes Modell mit Sprüngen an Schichtgrenzen
55 EPS = 0.001;
56 c = [0 CUT1 CUT2 CUT3 Depth_TOPBASALT Depth_TOPBASALT+EPS];
57 i = {i1,i2,i3,i4,i5};
58 Vp_Fit = [];
59 Depth_Fit = [];
60 for j=1:length(i)
61 B = mean(Vp_CoresU(cell2mat(i(j)))); % Mittelwert der jeweiligen Schicht
62 Depth_Fit = [Depth_Fit; {c(j):1:c(j+1)}];
63 Vp_Fit = [Vp_Fit; B*ones(length({c(j):1:c(j+1)}),1)];
64 end
65
66 Depth_Mf = [Depth_Fit;Depth_Sonic_E];
67 Vp_Mf = [Vp_Fit;Vp_Sonic_E_filt];
68
69 %> Zwischenspeichern des erstellten Modells
70 fname = "Model_Vp.dat";
71 writetable(array2table([Depth_Mf, Vp_Mf],"VariableNames",{"#Depth [m]",'Vp [km/s]'}),append(dir,fname),"Delimiter","\t")
72
73 function [depth,value] = readmodedata(filename,directory) %directory is a total path ending with '/'
74 filepath = append(directory,filename);
75 fileID = fopen(filepath);
76 data = cell2mat(textscan(fileID,'%f %f','CommentStyle','#','Delimiter','\t'));
77 depth = data(:,1);
78 value = data(:,2);
79 end

```

Bearbeitung und Modellerstellung v_s

```

1 %> Lese aus zwischengespeicherten Daten
2 dir = "/path/";
3 [DepthP_Semb_E,Vp_Semb_E] = readmodedata("Vp_Semblance_E.dat",dir);
4 [DepthS_Semb_E,Vs_Semb_E] = readmodedata("Vs_Semblance_E.dat",dir);
5 [DepthP_M,Vp_M] = readmodedata("Model_Vp.dat",dir);
6
7 %> Interpoliere die Vp und Vs-Kurven
8 % Damit sie an denselben Stützstellen gesampt werden können
9 F_p = griddedInterpolant(DepthP_Semb_E,Vp_Semb_E,'linear');
10 F_s = griddedInterpolant(DepthS_Semb_E,Vs_Semb_E,'linear');
11 x = [max(DepthP_Semb_E(1),DepthS_Semb_E(1)):1:min(DepthP_Semb_E(end),DepthS_Semb_E(end))];
12
13 %> Lineare Regression
14 VP = F_p(x);
15 VS = F_s(x);
16 VPVS RAT = VP./VS;
17 [vpvs_linreg1,gof] = createFit(VP,VPVS RAT);
18 p1 = vpvs_linreg1.p1; % Vp/Vs = p2 + Vp*p1
19 p2 = vpvs_linreg1.p2;
20
21 %> Extrapoliere Vs aus dem Vp/Vs Fit
22 Vs_M = Vp_M./(p2 + Vp_M*p1);
23
24 %> Zwischenspeichern des erstellten Modells
25 fname = "Model_Vs.dat";
26 writetable(array2table([DepthP_M, Vs_M],"VariableNames",{"#Depth [m]",'Vs [km/s]'}),append(dir,fname),"Delimiter","\t")
27
28 function [fitresult, gof] = createFit(FP, Y)
%CREATEFIT(FP,Y)

```

```

30 % Create a fit.
31 %
32 % Data for 'Vp/Vs_1' fit:
33 %   X Input: FP
34 %   Y Output: Y
35 % Output:
36 %   fitresult : a fit object representing the fit.
37 %   gof : structure with goodness-of fit info.
38 %
39 % See also FIT, CFIT, SFIT.
40
41 % Auto-generated by MATLAB on 27-Feb-2024 12:38:15
42
43 %% Fit: 'Vp/Vs_1'.
44 [xData, yData] = prepareCurveData( FP, Y );
45
46 % Set up fittype and options.
47 ft = fittype( 'poly1' );
48
49 % Fit model to data.
50 [fitresult, gof] = fit( xData, yData, ft );
51 end
52
53 function [depth,value] = readmodedata(filename,directory) %directory is a total path ending with '/'
54 filepath = append(directory,filename);
55 fileID = fopen(filepath);
56 data = cell2mat(textscan(fileID,'%f %f','CommentStyle','#','Delimiter', '\t'));
57 depth = data(:,1);
58 value = data(:,2);
59 end

```

Bearbeitung und Modellerstellung ρ

```

1 %% Lese aus zwischengespeicherten Daten
2 dir = "/path/";
3 [Depth_Ldt_D,Rhob_Ldt_D] = readmodedata("RhoB_LDT_D.dat",dir);
4 [Depth_Ldt_E,Rhob_Ldt_E] = readmodedata("RhoB_LDT_E.dat",dir);
5 [Depth_Cores_B,Rhob_Cores_B] = readmodedata("RhoB_Cores_B.dat",dir);
6 [Depth_Cores_C,Rhob_Cores_C] = readmodedata("RhoB_Cores_C.dat",dir);
7 [Depth_Cores_D,Rhob_Cores_D] = readmodedata("RhoB_Cores_D.dat",dir);
8
9 %% Filtere Daten
10 DELTAZ = 0.1524;
11 % Sedimentärer (D) wird deutlich größer gefiltert
12 FILTER_WINDOW_D = 25; % Window size of median filter in m
13 FILTER_WINDOW_E = 2;
14 filtersize_nrD = 2*ceil(FILTER_WINDOW_D/(2*DELTAZ))+1; % corresponds to this number of datapoints
15 filtersize_nrE = 2*ceil(FILTER_WINDOW_E/(2*DELTAZ))+1;
16
17 Rhob_Ldt_D_filt = medfilt1(Rhob_Ldt_D,filtersize_nrD,'truncate');
18 Rhob_Ldt_E_filt = medfilt1(Rhob_Ldt_E,filtersize_nrE,'truncate');
19 Depth_Ldt_D_filt = Depth_Ldt_D;
20 Depth_Ldt_E_filt = Depth_Ldt_E + SHIFT_LDT;
21
22 %% Füge Datensatz zum sedimentären Teil zusammen
23 Depth_Cores_T = [Depth_Cores_B; Depth_Cores_C; Depth_Cores_D];
24 Rhob_Cores_T = [Rhob_Cores_B; Rhob_Cores_C; Rhob_Cores_D];
25 [Depth_Cores_T, IT] = sort(Depth_Cores_T);
26 Rhob_Cores_T = Rhob_Cores_T(IT);
27 % Mittle über doppelte Datenpunkte
28 [Depth_Cores_T,iap,icc] = unique(Depth_Cores_T,'stable');
29 Rhob_Cores_T = accumarray(icc,Rhob_Cores_T,[],@mean);
30 % Selber grober Filter wie bei LDT D, da alle sedimentäre Daten
31 Rhob_Cores_T_filt = medfilt1(Rhob_Cores_T,2*ceil(FILTER_WINDOW_D/(2*0.005))+1,'truncate');
32
33 %% Korrigiere systematische Verschiebung zwischen Logs und Kernen in Sedimenten
34 % Interpoliere Kurven um an denselben Stützstellen auswerten zu können
35 F_Core = griddedInterpolant(Depth_Cores_T,Rhob_Cores_T_filt,'linear');
36 F_Ldt = griddedInterpolant(Depth_Ldt_D,Rhob_Ldt_D_filt,'linear');
37 x = [max(Depth_Cores_T(1),Depth_Ldt_D(1)):0.001:min(Depth_Cores_T(end),Depth_Ldt_D(end))];
38 yc = F_Core(x);
39 yl = F_Ldt(x);
40 CALCRHOSHIFT = 0.5; % Test bis zu dieser maximalen Verschiebung
41 STEPS = 0.0001; % Finde Verschiebung mit dieser Genauigkeit
42 maxiter = int16(CALCRHOSHIFT/STEPS);
43 E = -1*ones(maxiter,1);
44 % Quadratische Abweichung zwischen den beiden Datensätzen
45 for i=1:maxiter
46 E(i) = norm(yl - (yc - double(i)*STEPS));
47 end
48 [m, SHIFT_RHO] = min(E); % Finde Minimum der quadratischen Abweichung
49 SHIFT_RHO = SHIFT_RHO+STEPS;
50 % Verschiebe entsprechend die Kerndaten
51 Rhob_Cores_T_filt = Rhob_Cores_T_filt-SHIFT_RHO;
52 Depth_Cores_T_filt = Depth_Cores_T;
53
54 %% Füge Datensätze zu Modell zusammen
55 % Kleine Lücke beim Datensatzwechsel um artifizielle Diskontinuitäten zu verhindern
56 GAPZ = 10; %m
57 delete = Depth_Cores_T_filt >= Depth_Ldt_D_filt(1)-GAPZ;
58 Rhob_Cores_S = Rhob_Cores_T_filt(not(delete));
59 Depth_Cores_S = Depth_Cores_T_filt(not(delete));
60 delete = Depth_Cores_T_filt <= Depth_Ldt_D_filt(end)+GAPZ;
61 Rhob_Cores_L = Rhob_Cores_T_filt(not(delete));
62 Depth_Cores_L = Depth_Cores_T_filt(not(delete));
63
64 Depth_M = [Depth_Cores_S; Depth_Ldt_D_filt; Depth_Cores_L; Depth_Ldt_E_filt];
65 Rhob_M = [Rhob_Cores_S; Rhob_Ldt_D_filt; Rhob_Cores_L; Rhob_Ldt_E_filt];
66
67 %% Zwischenspeichern des erstellten Modells
68 fname = "Model_Rhob_.dat";
69 writetable(array2table([Depth_M, Rhob_M],"VariableNames",{'#Depth [m]', 'Rho_B [g/cm^3]'}),append(dir,fname),"Delimiter", '\t')
70
71 function [depth,value] = readmodedata(filename,directory) %directory is a total path ending with '/'
72 filepath = append(directory,filename);
73 fileID = fopen(filepath);
74 data = cell2mat(textscan(fileID,'%f %f','CommentStyle','#','Delimiter', '\t'));
75 depth = data(:,1);
76 value = data(:,2);
77 end

```

Gesamte Modellerstellung (inkl. Q) auf dem Modellierungsgitter

```

1 dir = "/path/";
2 [DepthP_M, Vp_M] = readmodeldata("Model_Vp.dat",dir);
3 [DepthS_M, Vs_M] = readmodeldata("Model_Vs.dat",dir);
4 [DepthR_M, Rhob_M] = readmodeldata("Model_Rhob.dat",dir);
5
6 %% Wassersäule hinzufügen
7 % Dafür muss Modell als "Linear interpolant" gespeichert werden
8
9 WATER_DEPTH = 1277; % in m
10 EPS = 0.001; % m (Breite der Schicht, in dem Übergang Wasser zu Gestein stattfindet)
11 Vp_WATER = 1.5;
12 Vs_WATER = 0;
13 Rhob_WATER = 1.022;
14
15 DepthP_M = [0; WATER_DEPTH-EPS; DepthP_M + WATER_DEPTH];
16 Vp_M = [Vp_WATER; Vp_WATER; Vp_M];
17 DepthS_M = [0; WATER_DEPTH-EPS; DepthS_M + WATER_DEPTH];
18 Vs_M = [Vs_WATER; Vs_WATER; Vs_M];
19 DepthR_M = [0; WATER_DEPTH-EPS; DepthR_M + WATER_DEPTH];
20 Rhob_M = [Rhob_WATER; Rhob_WATER; Rhob_M];
21
22 %% Modellrand hinzufügen
23 % Dafür muss Modell als "Linear interpolant" gespeichert werden
24 AVG_ZONE = 500; % in m (Below the model edge drop to the average value calculated over the last AVG_ZONE m)
25 DROP_OFF = 50; % in m (Drop of to the average occurs linearly over a zone of DROP_OFF m)
26
27 Vp_M = [Vp_M; mean(Vp_M(DepthP_M >= DepthP_M(end))-AVG_ZONE))];
28 DepthP_M = [DepthP_M; DepthP_M(end) + DROP_OFF];
29 Vs_M = [Vs_M; mean(Vs_M(DepthS_M >= DepthS_M(end))-AVG_ZONE))];
30 DepthS_M = [DepthS_M; DepthS_M(end) + DROP_OFF];
31 Rhob_M = [Rhob_M; mean(Rhob_M(DepthR_M >= DepthR_M(end))-AVG_ZONE))];
32 DepthR_M = [DepthR_M; DepthR_M(end) + DROP_OFF];
33
34 %% Nach SI konvertieren
35 vp_SI = Vp_M * 1000;
36 vs_SI = Vs_M * 1000;
37 rho_SI = Rhob_M * 1000;
38
39 %% SAVE MODEL AS A LINEAR INTERPOLANT
40 % !! Extrapolation has to be 'nearest' !!
41 vp_Interpolant = griddedInterpolant(DepthP_M, vp_SI, 'linear', 'nearest');
42 vs_Interpolant = griddedInterpolant(DepthS_M, vs_SI, 'linear', 'nearest');
43 rho_Interpolant = griddedInterpolant(DepthR_M, rho_SI, 'linear', 'nearest');
44
45 %% Diskretes Q-Faktor Modell
46 Depth_TOPBASALT = 315.2;
47 TOP_BASALT = Depth_TOPBASALT + WATER_DEPTH;
48 DepthQ_M = [0; WATER_DEPTH-EPS; WATER_DEPTH; TOP_BASALT-EPS; TOP_BASALT];
49 q = [inf; inf; 50; 50; 150];
50 q_Interpolant = griddedInterpolant(DepthQ_M, q, 'linear', 'nearest');
51
52 %% Modellierungsgitter samplen
53 GRID_DEPTH = 2500;
54 GRID_SPACING_Z = 1;
55 GRID_WIDTH = 10200;
56 GRID_SPACING_X = GRID_SPACING_Z;
57
58 modell_vec_z = [0:GRID_SPACING_Z:GRID_DEPTH-GRID_SPACING_Z];
59 modell_vp = vp_Interpolant(modell_vec_z);
60 modell_vs = vs_Interpolant(modell_vec_z);
61 modell_rho = rho_Interpolant(modell_vec_z);
62 modell_q = q_Interpolant(modell_vec_z);
63 modell_vec_x = [0:GRID_SPACING_X:GRID_WIDTH-GRID_SPACING_X];
64 [model_coord_x, model_coord_z] = meshgrid(modell_vec_x, modell_vec_z);
65 model_vp = repmat(model_vp.', 1, size(model_coord_x, 2));
66 model_vs = repmat(model_vs.', 1, size(model_coord_x, 2));
67 model_rho = repmat(model_rho.', 1, size(model_coord_x, 2));
68 model_q = repmat(model_q.', 1, size(model_coord_x, 2));
69
70 %% WRITE TO BINARY/SEGY
71
72 dir_bin = {'-','Documents','MATLAB','bin'};
73 dir_segy = {'/home','fschwer','Documents','MATLAB','segy'};
74 model_filename = 'Exp2DIFF3';
75
76 vpID = fopen(fullfile(dir_bin{:}), strcat(model_filename, '.vp')), 'w');
77 fwrite(vpID, model_vp, 'single');
78 fclose(vpID);
79
80 %WriteSegy(fullfile(dir_segy{:}), strcat(model_filename, '.vp.segy')), model_vp;
81
82 vsID = fopen(fullfile(dir_bin{:}), strcat(model_filename, '.vs')), 'w');
83 fwrite(vsID, model_vs, 'single');
84 fclose(vsID);
85
86 %WriteSegy(fullfile(dir_segy{:}), strcat(model_filename, '.vs.segy')), model_vs;
87
88 rhoID = fopen(fullfile(dir_bin{:}), strcat(model_filename, '.rho')), 'w');
89 fwrite(rhoID, model_rho, 'single');
90 fclose(rhoID);
91
92 %WriteSegy(fullfile(dir_segy{:}), strcat(model_filename, '.rho.segy')), model_rho;
93
94 qpID = fopen(fullfile(dir_bin{:}), strcat(model_filename, '.qp')), 'w';
95 fwrite(qpID, model_q, 'single');
96 fclose(qpID);
97
98 qsID = fopen(fullfile(dir_bin{:}), strcat(model_filename, '.qs')), 'w';
99 fwrite(qsID, model_q, 'single');
100 fclose(qsID);
101
102 function [depth,value] = readmodeldata(filename,directory) %directory is a total path ending with '/'
103 filepath = append(directory,filename);
104 fileID = fopen(filepath);
105 data = cell2mat(textscan(fileID, '%f %f', 'CommentStyle', '#', "Delimiter", '\t'));
106 depth = data(:,1);
107 value = data(:,2);
108 end

```


Anhang C

Verwendete SOFI2D Modellierungsparameter

SOFI2D Parameterdatei im JSON-Format:

```
{
    "Domain Decomposition" : "comment",
    "NPROCX" : "2",
    "NPROCY" : "2",

    "FD order" : "comment",
    "FDORDER" : "4",
    "FDORDER_TIME" : "2",
    "MAXRELERROR" : "0",

    "2-D Grid" : "comment",
    "NX" : "10200",
    "NY" : "2500",
    "DH" : "1.0",

    "Time Stepping" : "comment",
    "TIME" : "10",
    "DT" : "1.0e-4",

    "Wave Equation" : "comment",
    "WEQ" : "VEL_ISO",
    "WEQ values : AC_ISO:acoustic isotropic, AC_VTI:acoustic VTI,
    ↳ AC_TTI:acoustic TTI" : "comment",
    "WEQ values : VAC_ISO:viscoacoustic isotropic, VAC_VTI:viscoacoustic VTI,
    ↳ VAC_TTI:viscoacoustic TTI" : "comment",
    "WEQ values : EL_ISO:elastic isotropic, EL_VTI:elastic VTI,
    ↳ EL_TTI:elastic TTI" : "comment",
    "WEQ values : VEL_ISO:viscoelastic isotropic, VEL_VTI:viscoelastic VTI,
    ↳ VEL_TTI:viscoelastic TTI" : "comment",

    "Source" : "comment",

    "SOURCE_SHAPE" : "1",
    "SOURCE_SHAPE values:
    ↳ ricker=1;fumue=2;from_SIGNAL_FILE=3;SIN**3=4;Berlage=5;Klauder=6" :
    ↳ "comment",
    "SIGNAL_FILE" : " "
}
```

```

"SIGOUT" : "1",
"Output source wavelet: yes=1, no=else" : "comment",
"SIGOUT_FILE" : "./Exp2/signal_out",
"SIGOUT_FORMAT" : "1",
"Supported output formats for SIGOUT_FORMAT: SU=1, ASCII=2, BINARY=3" :
↪ "comment",

"SOURCE_TYPE" : "1",
"SOURCE_TYPE values (point_source):
↪ explosive=1;force_in_x=2;force_in_y=3;custom_force=4" : "comment",

"SRCREC" : "1",
"SRCREC values : read from SOURCE_FILE=1, PLANE_WAVE=2 (internal)" :
↪ "comment",

"SOURCE_FILE" :
↪ "/home/fschwer/Documents/Bachelorarbeit/sofi/Exp2/source.dat",
"RUN_MULTIPLE_SHOTS" : "0",

"PLANE_WAVE_DEPTH" : " ",
"PLANE_WAVE_ANGLE" : " ",
"TS" : " ",

"Model" : "comment",
"READMOD" : "1",
"MFILE" : "/home/fschwer/Documents/MATLAB/bin/Exp2",
"WRITE_MODELFILES" : "0",

"Q-approximation" : "comment",
"L" : "1",
"F_REF" : "50.0",
"FL1" : "50.0",

"Boundary Conditions" : "comment",
"FREE_SURF" : "1",
"BOUNDARY" : "0",

"FW" : "25",
"ABS_TYPE" : "1",
"ABS_TYPE values : CPML-Boundary=1; Damping-Boundary=2" : "comment",

"Parameter for CPML (ABS_TYPE=1)" : "comment",
"NPOWER" : "4.0",
"K_MAX_CPML" : "1.0",
"VPPML" : "3500.0",
"FPML" : "50.0",

"Parameter for ABS_TYPE=2" : "comment",
"DAMPING" : "8.0",

"Snapshots" : "comment",
"SNAP" : "3",
"TSNAP1" : "0.1",
"TSNAP2" : "10",
"TSNAPINC" : "0.025",
"IDX" : "2",
"IDY" : "1",
"SNAP_FORMAT" : "3",

```

```

"SNAP_FILE" : "/home/fschwer/Documents/Bachelorarbeit/sofi/Exp2/snap",

"Receiver" : "comment",
"SEISMO" : "4",
"READREC" : "1",
"REC_FILE" : "/home/fschwer/Documents/Bachelorarbeit/sofi/Exp2/rec.dat",
"REFRECX, REFRECY" : "0.0 , 0.0",
"XREC1,YREC1" : " " ,
"XREC2,YREC2" : " " ,
"NGEOPH" : "5",

"Receiver array" : "comment",

"REC_ARRAY" : "0",
"REC_ARRAY_DEPTH" : " " ,
"REC_ARRAY_DIST" : " " ,
"DRX" : " " ,

"Seismograms" : "comment",
"NDT" : "10",
"SEIS_FORMAT" : "1",
"SEIS_FILE" : "/home/fschwer/Documents/Bachelorarbeit/sofi/Exp2/seismo",

"Monitoring the simulation" : "comment",
"LOG_FILE" : "/home/fschwer/Documents/Bachelorarbeit/sofi/Exp2/Exp2.log",
"LOG" : "0",
"LOG_VERTBOSITY" : "INFO",
"OUT_TIMESTEP_INFO" : "100"
}

```

Quellpositionsdatei source.dat:

150.0	10.0	0.0	50.0	1
# XSRC	YSRC	TD	FC	AMP

Ausschnitt der Empfängerpositionsdatei rec.dat:

150.0	1280.0
250.0	1280.0
350.0	1280.0
:	
9950.0	1280.0
10050.0	1280.0
10150.0	1280.0

Anhang D

Matlab-Skript zum Erstellen der Snapshots

```

1 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
2 % Author: Felix Schwer (2024)
3 %
4 % Created as part of the bachelor thesis
5 % "FD-Modellierung und Analyse der seismischen Wellenausbreitung am Voring
6 % Plateau im Kontext der CO2-Sequestrierung in Offshore-Basaltformationen"
7 % Geophysical Institute (GPI), Karlsruhe Institute of Technology (KIT)
8 %
9 % This script allows you to create pretty plots of your wavefield snapshots
10 % from SOFI2D and make them into videos
11 % The script is highly customizable to include different features and
12 % options to change the appearance of the plots:
13 %— Specify Colormaps
14 %— Plot model graphs beside the plots
15 %— Plot models as overlays together with the wavefield
16 %— Plot source and receiver locations
17 %— Zoom into specific areas of your modeling grid
18 %— Apply various amplitude corrections to the snapshot data while plotting
19 %— Uniformly customize labels, fontsizes, etc.
20 %
21 % The script works on one snapshot file at a time
22 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
23
24 %clear all
25 %close all
26
27 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
28 % Please, carefully set the following parameters %
29 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
30
31 snapdir = {'C:\Users\Felix\Nextcloud'}; % Working directory
32 basename = 'snap'; % Basename of snapshots
33 variable = 'div'; % Plot 'vx', 'vy', 'p', 'div' or 'rot'
34 file1 = fullfile(snapdir{:},strcat(basename,'.bin.',variable));
35
36 videosuffix = ''; % Will be added to video filename
37
38 % Create the following subdirectory where processed snapshot figures will be stored
39 processdir_name = 'Snaps';
40 mkdir(fullfile(snapdir{:}),processdir_name);
41 processdir = [snapdir,processdir_name];
42
43 RESOLUTION = 600; % in dpi
44 OUTPUT_SIZE = [3000 1000]; % in pixels (choose even sizes for ffmpeg)
45 ENCODE_MATLAB = false; % true: Encode video using Matlab
46 % false: Display command that can be used to encode video with ffmpeg
47 WEQ = 'EL'; % 'AC', 'VAC', 'EL', 'VEL'
48 % Use 'EL' if you want to draw the models (Other versions are not implemented)
49
50 plot_sourceloc = false; % Mark the source location (true/false)
51 sources.x = []; % Array of source x coordinates in m
52 sources.y = []; % Array of source y coordinates in m
53 plot_recievers = false; % Mark the receiver locations (true/false)
54 recievers.x = []; % Array of receiver x coordinates in m
55 recievers.y = []; % Array of receiver y coordinates in m
56
57 plot_model = 0; % 0: Don't to plot model
58 % 1: 1D Model: Create diagramm side by side
59 % 2: 2D Model: Create Vp Overlay
60 % 3: 2D Model: Create Vs Overlay
61 % 4: 2D Model: Create Rho Overlay
62 %
63 modeldir = {};% Directory in which the subsurface model is stored in
64 modelname = '';% Filename of the model without extension!
65
66 %% Use corresponding Parameters from SOFI2D parameter file %%
67 NX=0; %
68 NY=0; %
69 DH=0; %
70 TSNAP1=0; %
71 TSNAPINC=0; %
72 TSNAP2=0; %
73 IDX=0; %
74 IDY=0; %
75 %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
76
77 % Frames to display
78 firstframe = 1; % Change if only specific time intervals should be processed
79 tsnap_vec = TSNAP1:TSNAPINC:TSNAP2;

```

```

80 totalno_frames = length(tsnap_vec);
81 lastframe = totalno_frames; % Change if only specific time intervals should be processed
82
83 % Zoom in onto specific area
84 xzoom = [];
85     in m
86 yzoom = [];
87     in m
88
89 % The following options control mostly cosmetic changes %
90 % These are optional to change, you can leave them as default at first %
91 % However feel free to change them for the movie to fit your liking %
92
93 % _____ Aesthetics of plot _____
94 % *** Shading ***
95 plotfunc = 'pcolor'; % 'imagesc' OR 'pcolor' (pcolor produces smoother pictures but takes longer to render)
96 interpolate = false; % true/false
97
98 % *** Amplitude display ***
99 cmplim = 'framemax';
100 % 'framemax': Colormap limits are selected by the maximum amplitude of each individual frame
101
102 % 'refgeo': Colormap limits are selected by the amplitude of a reference frame. With
103 % passing time a geometrical spreading correction ( $\sim \text{sqrt}(r)$ ) factor is applied. For this an approximate
104 % intermediate velocity of the model has to be given in geocorr_vel to calculate time into distance
105
106 % 'refexp': Colormap limits are selected by the amplitude of a reference frame. With passing time an
107 % exponential attenuation correction ( $\sim \exp(-\alpha \cdot r)$ ) factor is applied. For this an approximate
108 % intermediate Quality factor of the model has to be given in excorr_q. Additionally a reference
109 % frequency (main frequency) of the signal has to be given in refreq
110
111 % 'refgeoexp': Combines both of the above
112
113 % [<lowerclim> <upperclim>]: Static Colormap limits by your own choosing. No corrections are applied
114 % <>: Static Colormap limits [ $-\text{abs}(c)$   $\text{abs}(c)$ ]. No corrections are applied
115 % * ref *
116 refinit = 'max'; % 'max': Maximum amplitude of reference frame is selected as the colormap limit to which successive
117 % attenuation corrections are applied
118
119 % <>: Initial Colormap limits are [ $-\text{abs}(c)$   $\text{abs}(c)$ ]. With passing time the selected
120 % attenuation corrections are applied
121
122 firstrefframe = 1; % Before firstrefframe the Colormap limits are set to Aeps. Initial Colormap Limits are chosen from this frame
123 % Default = 1. (This option is e.g. helpful if your first snapshots don't contain any waves. Set this to
124 % the number of the first frame where waves begin to appear)
125 geocorr_vel = 0; % see refgeo [m/s]
126 reffreq = 0; % see refexp [1/s]
127 excorr_q = inf; % see refexp [dimensionless], Default = inf (no attenuation)
128
129 clip = 1.; % All colormap limits are always multiplied by clip
130 % Default = 1.
131 Aeps = 1e-20; % Smallest possible Colormap limit. Is also applied in frames before the reference frame
132 % Default = 1e-20
133
134 % *** Main plot grid ***
135 xgrid = false;
136 ygrid = false;
137
138 % *** Colormaps ***
139 try
140 load seismic.map
141 cmp_seismic = seismic;
142 catch 'MATLAB:load:couldNotReadFile'
143 cmp_seismicc = gray;
144 end
145 cmp = gray; % e.g. cmp_seismic, gray, ...
146 mod_cmp = parula; % e.g. parula, jet, ...
147
148 vpcolor = "#0072BD";
149 vscolor = "#4DBEEF";
150 rhocolor = "#D95319";
151
152 % *** Labels ***
153 switch variable
154 case 'vx'
155 snap_title = 'Horizontale Partikelgeschwindigkeit';
156 case 'vy'
157 snap_title = 'Vertikale Partikelgeschwindigkeit';
158 case 'p'
159 snap_title = 'Druck';
160 case 'div'
161 snap_title = 'Divergenz';
162 case 'curl'
163 snap_title = 'Rotation';
164 end
165 mod_titlesuffix = 'mit Untergrundmodell';
166 mod.title1 = "V_p & V_s";
167 mod.title2 = "\rho";
168 switch plot_model
169 case 2 %Vp
170 cblabel = "V_p in m/s";
171 cbtitle = "V_p";
172 case 3 %Vs
173 cblabel = "V_s in m/s";
174 cbtitle = "V_s";
175 case 4 %Rho
176 cblabel = "\rho in kg/m^3";
177 cbtitle = "\rho";
178 end
179 mod.xlabel1 = "V in m/s";
180 mod.xlabel2 = "\rho in kg/m^3";
181 snap_xlabel = "X in m";
182 snap_ylabel = "Tiefe in m";
183
184 % *** Fonts ***
185 title.fontsize = 6;
186 title.fontweight = 'bold';
187 subtitle.fontsize = 5;
188 subtitle.fontweight = 'normal';
189 label.fontsize = 5;
190 label.fontweight = 'normal';
191 ticklabel_fontsize = 4;
192 ticklabel_fontweight = 'normal';
193
194 % *** Markers ***

```

```

195 | source_markersize = 0.02;
196 | source_markercolor = 'black';
197 | receiver_markersize = 0.02;
198 | receiver_markercolor = 'black';
199 |
200 | %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
201 | %-----%
202 | %— Usually, there should be no reason to change something below here — %
203 | %-----%
204 | %%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
205 |
206 | % file naming conventions
207 | NLDG_zeros = int32(ceil(log10(lastframe)))+1;
208 | fmt_fnnumbers = ['%' num2str(NLDG_zeros) 'd']; % Leading zeros format in frame numbering
209 |
210 | % 1-based indices of gridpoints
211 | ngx1 = 1;
212 | ngy1 = 1;
213 | ngx2 = NX;
214 | ngy2 = NY;
215 | ngx_vec = ngx1:1:ngx2;
216 | ngy_vec = ngy1:1:ngy2;
217 | ngx = length(ngx_vec);
218 | ngy = length(ngy_vec);
219 |
220 | % 1-based indices of snapshot gridpoints
221 | nsx_vec = ngx1:IDX:ngx2;
222 | nsy_vec = ngy1:IDY:ngy2;
223 | nsx = length(nsx_vec);
224 | nsy = length(nsy_vec);
225 |
226 | % 0-based coordinates for plot
227 | xoffset_m = 0;
228 | yoffset_m = 0;
229 | x_snap = xoffset_m:IDX*DH:xoffset_m+(NX-1)*DH;
230 | y_snap = yoffset_m:IDY*DH:yoffset_m+(NY-1)*DH;
231 | x_grid = xoffset_m:DH:xoffset_m+(NX-1)*DH;
232 | y_grid = xoffset_m:DH:xoffset_m+(NY-1)*DH;
233 |
234 | % Calculate zoom logical indexing
235 | if isnumeric(xzoom) && numel(xzoom) == 2 && isnumeric(yzoom) && numel(yzoom)
236 | zoomsx = x_snap >= xzoom(1) & x_snap <= xzoom(2);
237 | zoomsy = y_snap >= yzoom(1) & y_snap <= yzoom(2);
238 | zoomgx = x_grid >= xzoom(1) & x_grid <= xzoom(2);
239 | zoomgy = y_grid >= yzoom(1) & y_grid <= yzoom(2);
240 | else
241 | zoomsx = true(1,nsx); zoomsy = true(1,nsy);
242 | zoomgx = true(1,ngx); zoomgy = true(1,ngy);
243 | end
244 | zoomnsx1 = find(zomsx,1,'first'); zoomnsx2 = find(zomsx,1,'last');
245 | zoomnsy1 = find(zomsy,1,'first'); zoomnsy2 = find(zomsy,1,'last');
246 | zoomngx1 = find(zomgx,1,'first'); zoomngx2 = find(zomgx,1,'last');
247 | zoomngy1 = find(zomgy,1,'first'); zoomngy2 = find(zomgy,1,'last');
248 |
249 | %-----%
250 |
251 | % Read Subsurface model from file
252 | if plot_model
253 | modelbasefile = fullfile(modeldir{:},modelname);
254 | switch WEQ
255 | case 'EL'
256 | fvp=strcat(modelbasefile,'.vp');
257 | fidvp=fopen(fvp,'r','ieee-le');
258 | vp=fread(fidvp,[ngv,ngx],'float');
259 | fclose(fidvp);
260 |
261 | fvs=strcat(modelbasefile,'.vs');
262 | fidvs=fopen(fvs,'r','ieee-le');
263 | vs=fread(fidvs,[ngv,ngx],'float');
264 | fclose(fidvs);
265 |
266 | frho=strcat(modelbasefile,'.rho');
267 | fidrho=fopen(frho,'r','ieee-le');
268 | rho=fread(fidrho,[ngv,ngx],'float');
269 | fclose(fidrho);
270 |
271 | otherwise
272 | error("Plotting models not yet implemented for WEQ types other than 'EL'.");
273 | end
274 | vp = vp(zoomngy1:zoomngy2,zoomngx1:zoomngx2); % Apply zoom
275 | vs = vs(zoomngy1:zoomngy2,zoomngx1:zoomngx2);
276 | rho = rho(zoomngy1:zoomngy2,zoomngx1:zoomngx2);
277 |
278 | % Open Snapshot file
279 | fid1=fopen(file1,'r','ieee-le');
280 | if fid1 >= 0
281 | disp(['Successfully opened file ' file1]);
282 | else
283 | disp(['Could not open file ' file1]);
284 | end
285 |
286 | %-----%
287 | dataSize_bytes = 4; % data format of binary snap file, default corresponds to 'ieee-le'; CHANGE IF NEEDED
288 | datatype = 'float32';
289 | %-----%
290 |
291 | % Create plot figure
292 | t = tiledlayout(1,1);
293 | t.TileSpacing = 'none';
294 | t.Padding = 'tight';
295 | ax1 = nexttile(t);
296 |
297 | % Loop through the frames
298 | for i=firstframe:1:lastframe
299 | timestamp = tsnap_vec(i);
300 |
301 | % Read one frame from snapshot file
302 | fileposition_offset = dataSize_bytes*nsx*nsy*(i-1);
303 | fseek(fid1,fileposition_offset,'bof');
304 | A=fread(fid1,[nsy,nsx],datatype);
305 |
306 | % Find reference values for applying amplitude corrections
307 | if i <= firsttrefframe; [amp,reftime] = find_refvalues(i,firsttrefframe,cmplim,refinit,Aeps,timestamp,A); end
308 |
309 |
310 |

```

```

311 % Apply zoom (After finding reference values for amplitude display)
312 A=A(zoomnsy1:zoomnsy2,zoomnsx1:zoomnsx2);
313
314 % Plot the wave field from snapshot
315 hold(ax1,"off")
316 im=plot_snap(ax1,x_snap(zoomsx),y_snap(zoomsy),A,plotfunc,interpolate,timestamp,reftime, ...
317 plot_sourceloc,sources_x,sources_y,plot_recievers,recievers_x,recievers_y, ...
318 source_markersize,source_markercolor,reciever_markersize,reciever_markercolor, ...
319 title_fontsize,title_fontweight,subtitle_fontsize,subtitle_fontweight, ...
320 label_fontsize,label_fontweight,ticklabel_fontsize,ticklabel_fontweight, ...
321 cmplim,clip,Aeps,amp,geocorr_vel,reffreq,expcorr_q,cmp, ...
322 snap_title,snap_xlabel,snap_ylabel,xgrid,ygrid);
323
324 % Plot Model as graph to the side
325 if plot_model == 1
326 ax1.Title.String = join([ax1.Title.String mod_titlesuffix]);
327
328 if i == firstframe
329 ax2 = nexttile(t,'west');
330 hold(ax2,"on")
331 ax2.YAxisLocation = 'left';
332
333 ax3 = nexttile(t,'east');
334 hold(ax3,"on")
335 ax3.YAxisLocation = "right";
336
337 plot_lines(ax2,ax3,ax1,y_grid(zoomgy),vp,vs,rho, ...
338 vpcolor,vscolor,mod_xlabel1,mod_title1,rhicolor,mod_xlabel2,mod_title2)
339
340 clear vp vs rho x_grid y_grid zoomgx zoomgy
341 end
342 end
343 % Plot model as overlay
344 if plot_model >= 2 && plot_model <= 4
345 disp(t.Children) % Removing this line causes the Overlay not to work. I cannot understand why this is though
346 if i == firstframe
347 switch plot_model
348 case 2 %Vp
349 mod = vp;
350 case 3 %Vs
351 mod = vs;
352 case 4 %Rho
353 mod = rho;
354 end
355 ax2 = axes(t);
356 plot_overlay(t,ax2,x_grid(zoomgx),y_grid(zoomgy),mod,mod_cmp,cblabel,label_fontsize,label_fontweight)
357
358 clear vp vs rho mod x_grid y_grid zoomgx zoomgy
359 end
360 ax1.Title.String = join([ax1.Title.String mod_titlesuffix cbtitle]);
361 ax1.Color = 'none';
362 alpha(ax1,"color")
363 alpha(ax1,"scaled")
364 alphamap(ax1,'vdown')
365 alim(ax1,get(ax1,"CLim"))
366 end
367
368 % Set image resolution and size and print to jpg file
369 set(gcf,'paperunits','inches','paperposition',[0 0 OUTPUT_SIZE/RESOLUTION]);
370 print(gcf,fullfile(processdir{:},strcat(basename,sprintf(fmt_fnnumbers,i),'.',variable,'.jpg')),'-djpeg','-'r',num2str(RESOLUTION));
371 cla(ax1)
372
373 disp(['Successfully processed snapshot no ',int2str(i)]);
374 end
375 fclose(fid1);
376
377 % After processing all frames encode the snapshots into a movie
378 if ENCODE_MATLAB
379 v = VideoWriter(fullfile(snapshot{:}),strcat(basename,videosuffix,'.',variable),"Motion JPEG AVI");
380 open(v)
381 for i=firstframe:1:lastframe
382 writeVideo(v,im2frame(imread(fullfile(processdir{:},strcat(basename,sprintf(fmt_fnnumbers,i),'.',variable,'.jpg')),'jpg')));
383 end
384 close(v)
385 else
386 disp('Encode in mp4 with ffmpeg by typing the following commands:')
387 disp(['ffmpeg -framerate ',num2str(int32(1/TSNAPINC)), '-pattern_type glob -i "',fullfile(processdir{:},'*.*.jpg'), ...
388 '" -r ',num2str(int32(1/TSNAPINC)), ', ',fullfile(snapshot{:},strcat(basename,videosuffix,'.',variable,'.mp4'))])
389 end
390
391 %%
392 function clims = set_clims(cmplim,clip,Aeps,timestamp,reftime,amp,geocorr_vel,reffreq,expcorr_q)
393 clims = NaN;
394 if isstring(cmplim)||ischar(cmplim)||iscellstr(cmplim)
395 if strcmp(cmplim,'framemax')
396 if amp < Aeps; amp = Aeps; end
397 c1 = -amp; c2 = amp;
398 clims = [c1 c2]*clip;
399 return
400 elseif strcmp(cmplim,'refgeo')
401 if amp < Aeps; amp = Aeps; end
402 c1 = -amp; c2 = amp;
403 clims = [c1 c2]*(1/sqrt(1+((timestamp-reftime)*geocorr_vel))) *clip;
404 return
405 elseif strcmp(cmplim,'refexp')
406 if amp < Aeps; amp = Aeps; end
407 c1 = -amp; c2 = amp;
408 clims = [c1 c2]* exp(-(pi*reffreq*(timestamp-reftime))/(expcorr_q)) *clip;
409 return
410 elseif strcmp(cmplim,'refgeoexp')
411 if amp < Aeps; amp = Aeps; end
412 c1 = -amp; c2 = amp;
413 % combine refgeo and refexp amplitude correction
414 ee = exp(-(pi*reffreq*(timestamp-reftime))/(expcorr_q));
415 gg = (1/sqrt(1+((timestamp-reftime)*geocorr_vel)));
416 clims = [c1 c2]* ee * gg *clip;
417 return
418 end
419 elseif isnumeric(cmplim)
420 if numel(cmplim) == 2
421 c1 = cmplim(1); c2 = cmplim(2);
422 clims = [c1 c2]*clip;
423 return
424 elseif numel(cmplim) == 1
425 c1 = -abs(cmplim); c2 = abs(cmplim);
426 clims = [c1 c2]*clip;

```

```

427 |     return
428 |   end
429 | end
430 |
431 |
432 | function [amp,reftime] = find_refvalues(i,firstrefframe,cmplim,refinit,Aeps,timestamp,A)
433 | if strcmp(cmplim,'framemax')
434 | A = max(abs(A),[],"all"); reftime = [];
435 | return
436 | elseif strcmp(cmplim,'refgeo')||strcmp(cmplim,'refexp')||strcmp(cmplim,'refgeoexp')
437 | if (isstring(refinit)||ischar(refinit)||iscellstr(refinit)) && strcmp(refinit,'max')
438 | if i < firstrefframe; amp = Aeps; reftime = timestamp;
439 | elseif i == firstrefframe; amp = max(abs(A),[],"all"); reftime = timestamp;
440 | end
441 | return
442 | elseif isnumeric(refinit)
443 | if i < firstrefframe; amp = Aeps; reftime = timestamp;
444 | elseif i == firstrefframe; amp = refinit; reftime = timestamp;
445 | end
446 | return
447 | end
448 | elseif isnumeric(cmplim)
449 | A = []; reftime = [];
450 | return
451 | end
452 |
453 |
454 | function im = plot_snap(ax1,x,y,A,plotfunc,interpolate,timestamp,reftime, ...
455 | plot_sourceloc,sources_x,sources_y,plot_recievers,recievers_x,recievers_y, ...
456 | source_markersize,source_markercolor,reciever_markersize,reciever_markercolor, ...
457 | title_fontsize,title_fontweight,subtitle_fontsize,subtitle_fontweight, ...
458 | label_fontsize,label_fontweight,ticklabel_fontsize,ticklabel_fontweight, ...
459 | cmplim,clip,Aeps,amp,geocorr_vel,reffreq,expcorr_q,cmp, ...
460 | snap_title, snap_xlabel, snap_ylabel, xgrid, ygrid)
461 |
462 | if strcmp(plotfunc,'imagesc')
463 | im = imagesc(ax1,x,y,A);
464 | if interpolate; im.Interpolation = 'bilinear'; else; im.Interpolation = 'nearest'; end
465 | elseif strcmp(plotfunc,'pcolor')
466 | im = pcolor(ax1,x,y,A);
467 | set(ax1,"Ydir","reverse")
468 | im.EdgeColor = 'none';
469 | if interpolate; im.FaceColor = 'interp'; else; im.FaceColor = 'flat'; end
470 | else
471 | error("plotfunc has to be either 'imagesc' or 'pcolor'")
472 | end
473 |
474 | hold(ax1,"on")
475 | if plot_sourceloc
476 | scatter(ax1,sources_x,sources_y,source_markersize,Marker='*',MarkerEdgeColor=source_markercolor,MarkerFaceColor=source_markercolor)
477 | end
478 | if plot_recievers
479 | scatter(ax1,recievers_x,recievers_y,reciever_markersize,Marker='^',MarkerEdgeColor=reciever_markercolor,MarkerFaceColor=reciever_markercolor)
480 | end
481 |
482 | ax1.Title.String = snap_title;
483 | ax1.XLabel.String = snap_xlabel;
484 | ax1.YLabel.String = snap_ylabel;
485 |
486 | axsnap_visuals(ax1, cmp, xgrid, ygrid, ...
487 | title_fontsize, title_fontweight, subtitle_fontsize, subtitle_fontweight, ...
488 | label_fontsize, label_fontweight, ticklabel_fontsize, ticklabel_fontweight)
489 |
490 | clims = set_clims(cmplim,clip,Aeps,timestamp,reftime,amp,geocorr_vel,reffreq,expcorr_q);
491 | set(ax1,"Clim",clims)
492 |
493 | ax1.Subtitle.String = join(['T = ' sprintf('%1.3f',timestamp) ' s ' Clip = ' sprintf('%1.2g',clims(2))]);
494 | end
495 |
496 | function axsnap_visuals(ax, cmp, xgrid, ygrid, ...
497 | title_fontsize, title_fontweight, subtitle_fontsize, subtitle_fontweight, ...
498 | label_fontsize, label_fontweight, ticklabel_fontsize, ticklabel_fontweight)
499 |
500 | set(ax,"Colormap",cmp)
501 | shading(ax,'interp')
502 | set(ax,'DataAspectRatio',[1 1 1]);
503 | set(get(ax,'title'),'FontSize',title_fontsize);
504 | set(get(ax,'title'),'FontWeight',title_fontweight);
505 | set(get(ax,'Subtitle'),'FontSize',subtitle_fontsize);
506 | set(get(ax,'Subtitle'),'FontWeight',subtitle_fontweight);
507 | set(get(ax,'Ylabel'),'FontSize',label_fontsize);
508 | set(get(ax,'Ylabel'),'FontWeight',label_fontweight);
509 | set(get(ax,'Xlabel'),'FontSize',label_fontsize);
510 | set(get(ax,'Xlabel'),'FontWeight',label_fontweight);
511 | set(ax,'FontSize',ticklabel_fontsize);
512 | set(ax,'FontWeight',ticklabel_fontweight);
513 | set(ax,'XMinorTick','on','YMinorTick','on')
514 | set(ax,'Linewidth',0.33);
515 | set(ax,'TickLength',[0.0025, 0.0025]);
516 | set(ax,'Box','on');
517 | set(ax,'XGrid',xgrid,'YGrid',ygrid)
518 | set(ax,'XMinorGrid',xgrid,'YMinorGrid',ygrid)
519 | set(ax,'Layer','top')
520 | end
521 |
522 | function plot_lines(vax,rax,mainax,y_vp,vs,rho, ...
523 | vpcolor,vscolor,mod_xlabel1,mod_title1,rhocolor,mod_xlabel2,mod_title2)
524 | plot(vax,vp(:,1),y,'LineWidth',0.2,'Color',vpcolor)
525 | plot(vax,vs(:,1),y,'LineWidth',0.2,'Color',vscolor)
526 |
527 | vax.Box = "on";
528 | set(vax,"YTickLabel",[])
529 | vax.XLabel.String = mod_xlabel1;
530 | vax.Title.String = mod_title1;
531 |
532 | axline_visuals(vax,mainax)
533 |
534 | plot(rax,rho(:,1),y,'LineWidth',0.2,'Color',rhocolor)
535 |
536 | set(rax,"YTickLabel",[])
537 | rax.Box = "on";
538 | rax.XLabel.String = mod_xlabel2;
539 | rax.Title.String = mod_title2;
540 |
541 | axline_visuals(rax,mainax)

```

```
542 end
543
544 function axline_visuals(ax,mainax)
545 copy_props = {"LineWidth","TickLength","YMinorTick","XMinorTick","FontSize","FontWeight","YLim","YDir"};
546 set(ax,copy_props,get(mainax,copy_props))
547 ax.Title.FontSize = mainax.Title.FontSize;
548 ax.Title.FontWeight = mainax.Title.FontWeight;
549 ax.Subtitle.FontSize = mainax.Subtitle.FontSize;
550 ax.Subtitle.FontWeight = mainax.Subtitle.FontWeight;
551 ax.XLabel.FontSize = mainax.XLabel.FontSize;
552 ax.YLabel.FontWeight = mainax.YLabel.FontWeight;
553 set(ax,'XGrid','off','YGrid','on')
554 set(ax,'XMinorGrid','off','YMinorGrid','on')
555
556
557 function plot_overlay(t,ax,x,y,mod,mod_cmp,cblabel,label_fontsize,label_fontweight)
558 imagesc(ax,x,y,mod)
559 set(ax,"DataAspectRatio",[1 1 1])
560 set(ax,"XTickLabel",[])
561 set(ax,"YTickLabel",[])
562 colormap(ax,mod.cmp)
563 cb = colorbar(ax,"FontSize",label_fontsize,"FontWeight",label_fontweight);
564 cb.Label.String = cblabel;
565 disp(t.Children)
566 t.Children = circshift(t.Children,1);
567 disp(t.Children)
568
```

Anhang E

Snapshots der Reflexionsereignisse

Im Seismogramm in Abb. 5.9 identifizierte P-Reflexionsereignisse:

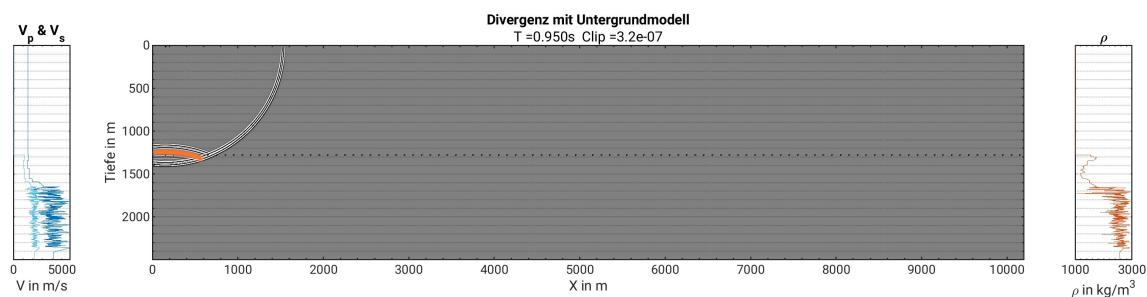


Abbildung E.1: Snapshot primäre P-Reflexion Naust-Horizont

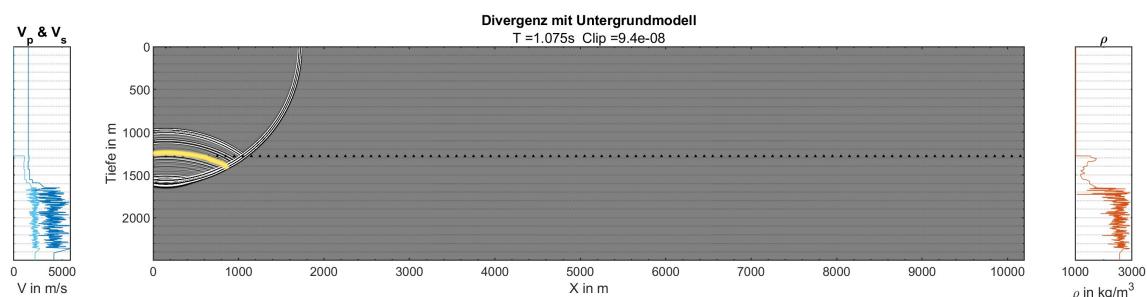


Abbildung E.2: Snapshot primäre P-Reflexion II - III

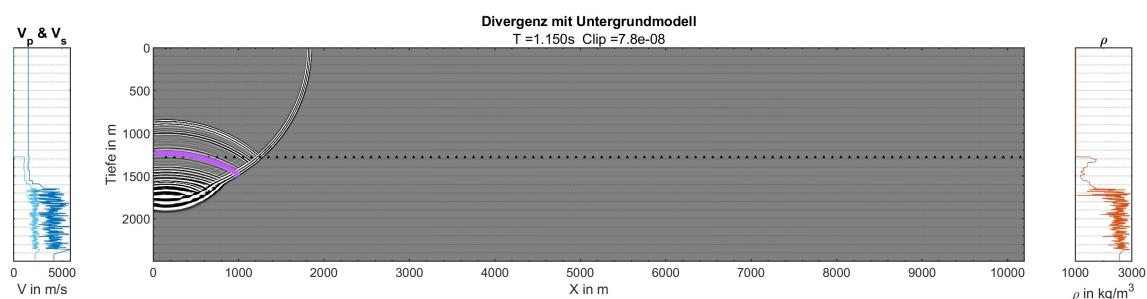
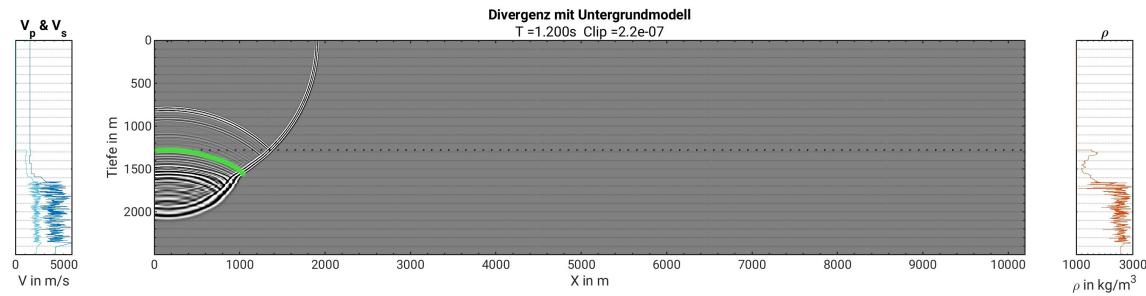
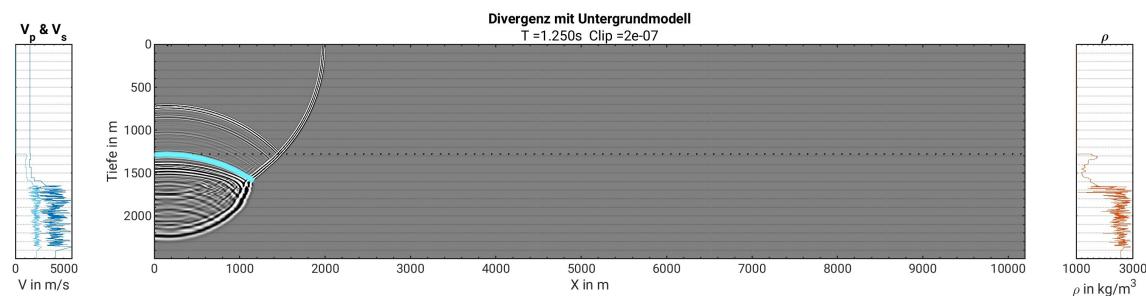
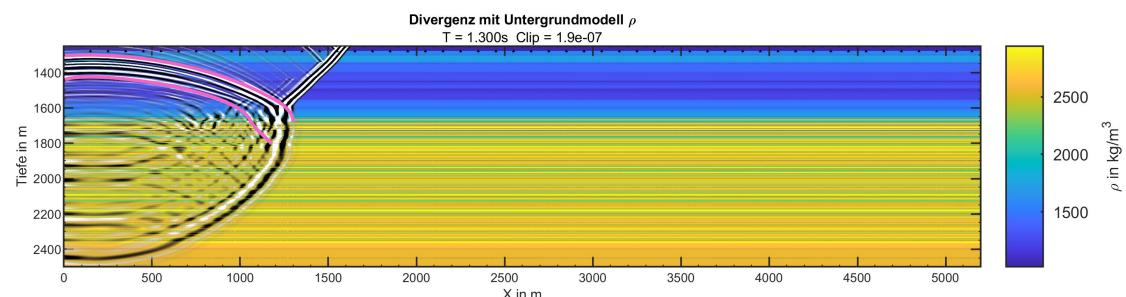
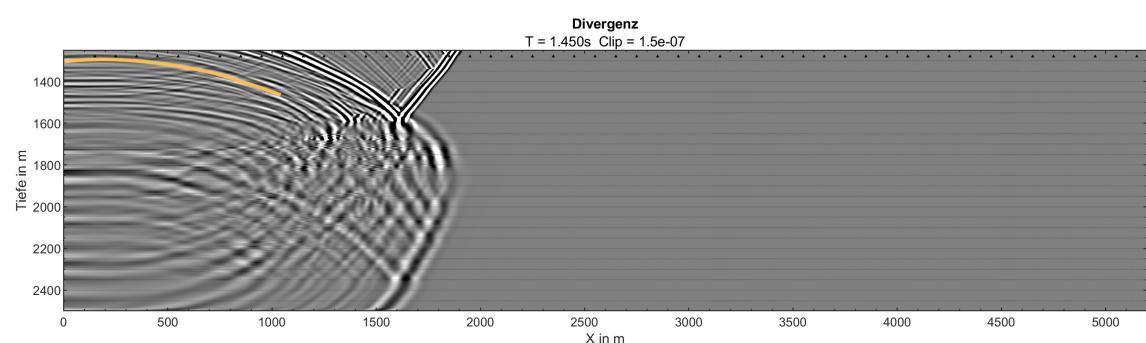


Abbildung E.3: Snapshot primäre P-Reflexion Dichteanomalie III**Abbildung E.4:** Snapshot primäre P-Reflexion EOM-Horizont**Abbildung E.5:** Snapshot primäre P-Reflexion Top-Basalt**Abbildung E.6:** Snapshot primäre P-Reflexion Oberer Basaltkomplex**Abbildung E.7:** Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (1)(/Multiple?)

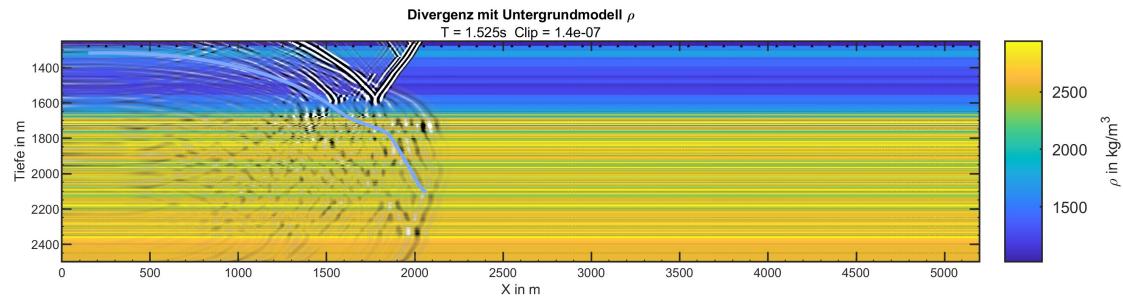


Abbildung E.8: Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (2)

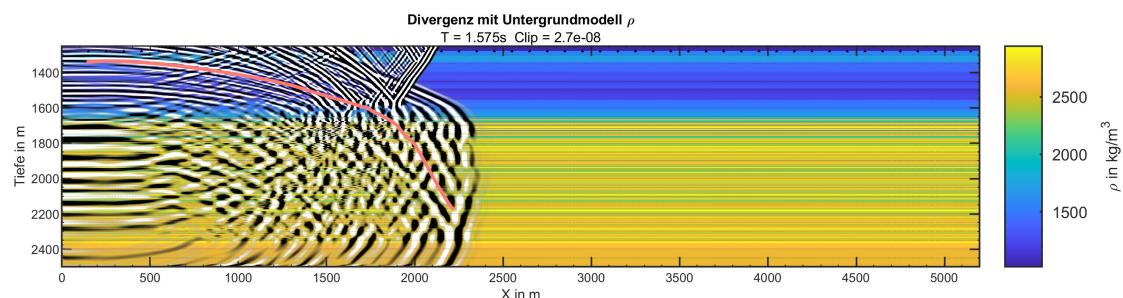


Abbildung E.9: Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (3)

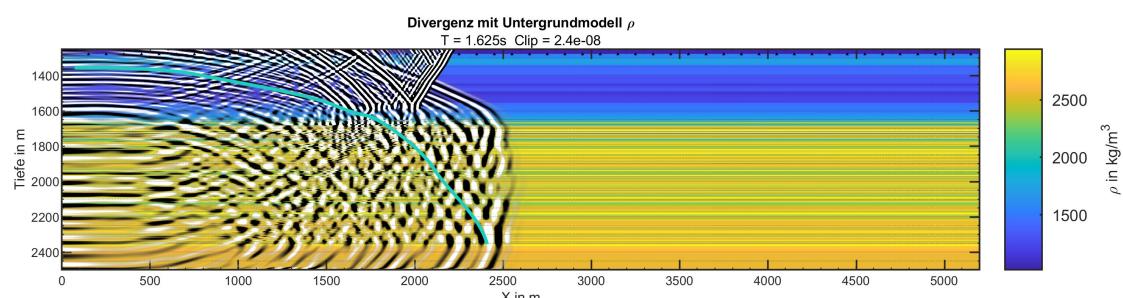


Abbildung E.10: Snapshot primäre P-Reflexion Lava Flow (4)

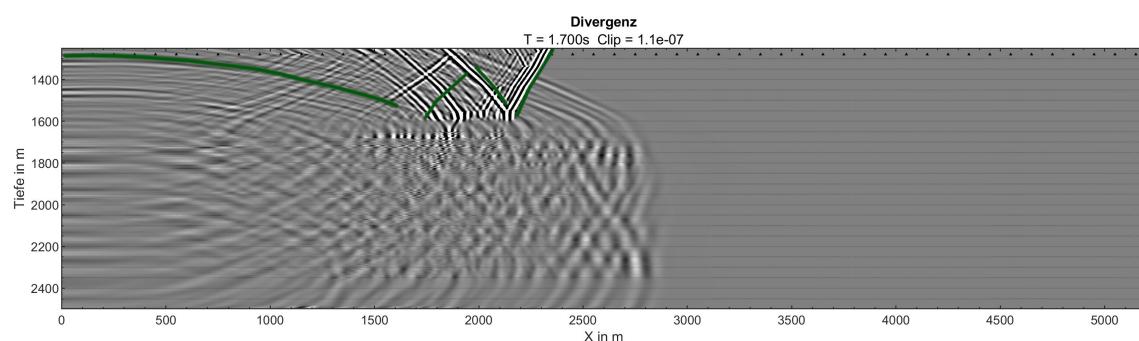


Abbildung E.11: Snapshot multiple P-Reflexion (5)

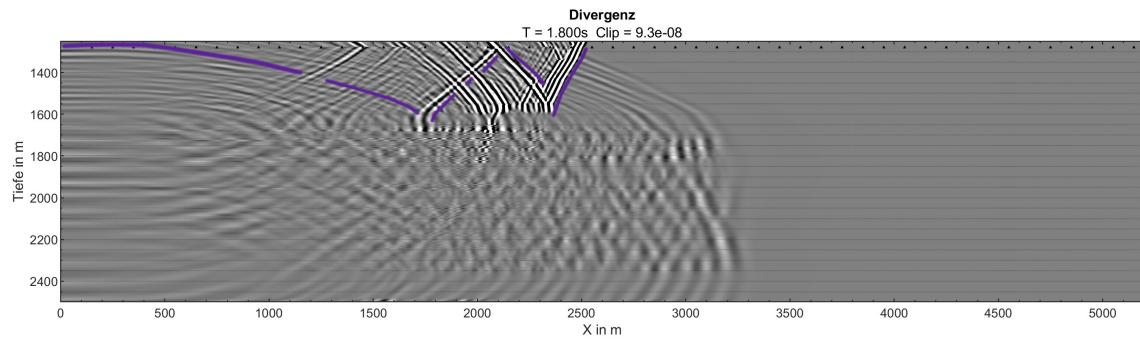


Abbildung E.12: Snapshot multiple P-Reflexion (6)

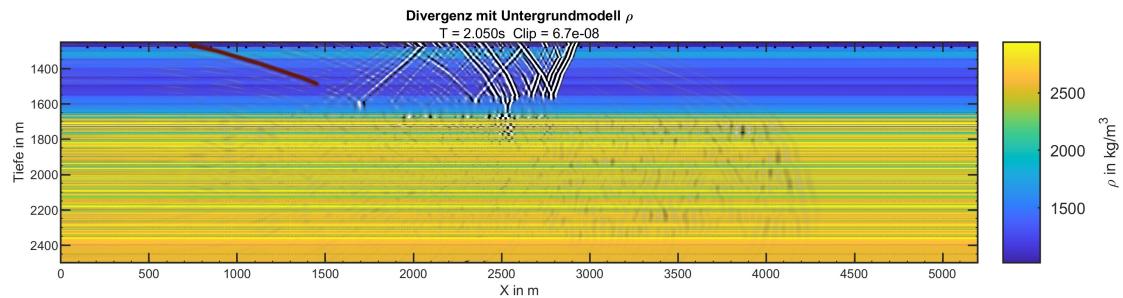


Abbildung E.13: Snapshot multiple P-Reflexion (7)

Primäre S-Reflexionsereignisse (R-Typ) aus dem Seismogramm in Abb. 5.17:

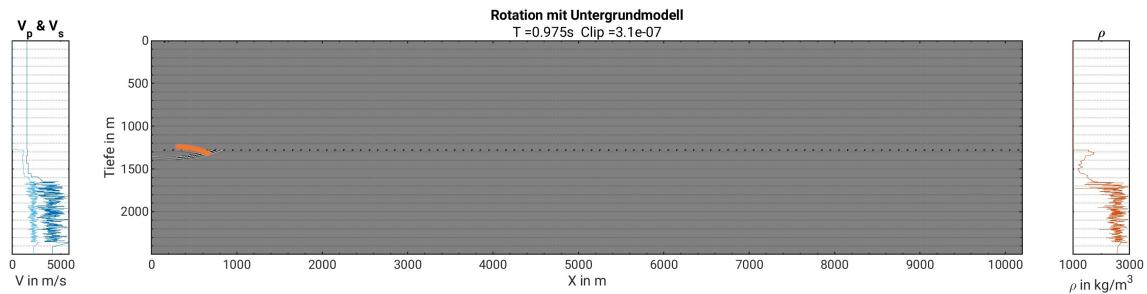


Abbildung E.14: Snapshot primäre S-Reflexion Naust

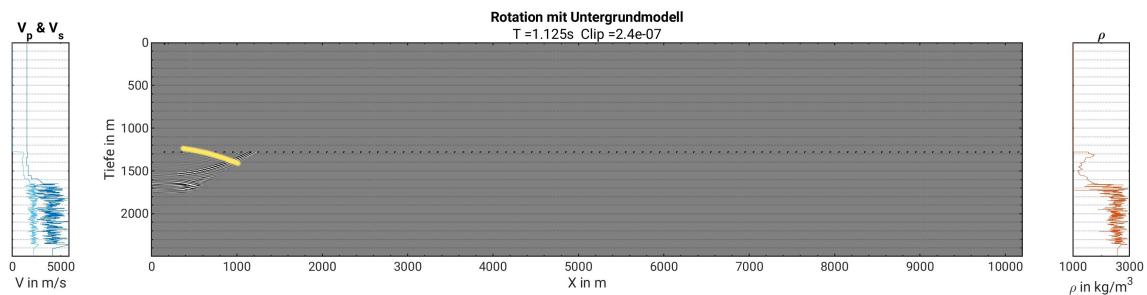


Abbildung E.15: Snapshot primäre S-Reflexion II - III

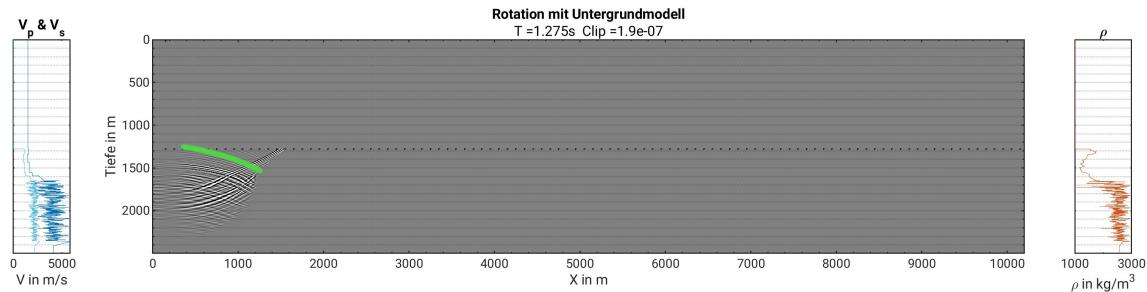


Abbildung E.16: Snapshot primäre S-Reflexion EOM

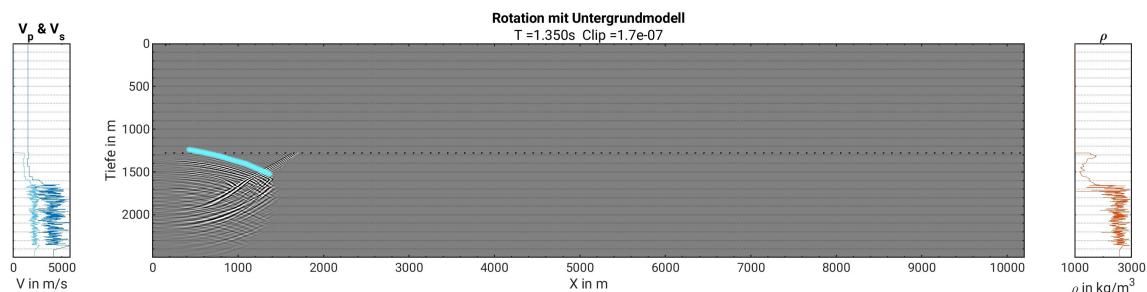


Abbildung E.17: Snapshot primäre S-Reflexion Top Basalt

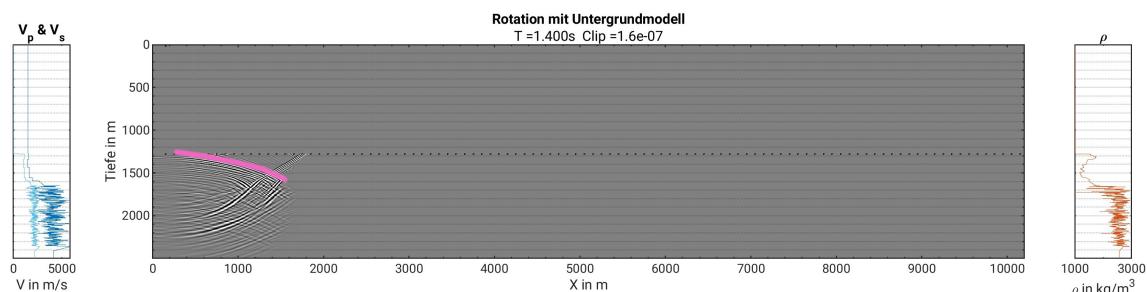


Abbildung E.18: Snapshot primäre S-Reflexion Oberer Basaltkomplex

Anhang F

Beweis der Behauptung in Abschnitt 5.4.3

Behauptung: Gegeben sei ein homogenes söhliges Schichtmodell des Untergrundes beliebiger, aber endlicher Schichtenanzahl $n < 1$. Für einen gemeinsamen Reflexionspunkt an der unteren Schichtgrenze der Schicht n zweier S-Wellen, welche am gleichen Quellpunkt als P-Welle ursprünglich ausgesendet wurden, besitzt der Strahlweg mit der Konversion vom Typ MB einen geringeren Einfallswinkel (s. Abschnitt 5.4) zum Lot als der Strahlweg vom Typ R (s. Abschnitt 5.4).

Annahmen: Dabei werden folgende Annahmen gemacht. Die erste Schicht beschreibt die Wassersäule und beide Wellentypen laufen dort mit der P-Wellengeschwindigkeit $v_1^{(p)}$. Danach beginnt der feste Untergrund und die Welle von Typ MB läuft ab der zweiten Schicht bis zur n -ten Schicht mit der S-Wellengeschwindigkeit $v_j^{(s)}$, $\forall j \in \{2, \dots, n\}$, da sie schon am Meeresboden zur S-Welle konvertiert. Die Welle vom Typ R läuft hingegen für alle Schichten weiter mit der P-Wellengeschwindigkeit $v_j^{(s)}$, $\forall j \in \{2, \dots, n\}$. Der Beweis wird unter der Annahme eines konstanten v_p - v_s -Verhältnisses von $v_j^{(p)} / v_j^{(s)} = \gamma > 1$, $\forall j \in \{2, \dots, n\}$ durchgeführt.

Beweis: Nach dem Snelliusschen Brechungsgesetz Gleichung 2.1 auf Seite 6 gilt wie in Abschnitt 2.2.2 in Gleichung 2.19 und Gleichung 2.20 auf Seite 13 in Abhängigkeit des letzten Einfallswinkels i_n folgendes für die Brechungswinkel zum Lot eines:

$$i_j = \arcsin \left(\frac{v_j}{v_n} \sin(i_n) \right) \quad j \in \{1, \dots, n-1\}. \quad (\text{F.1})$$

Der Strahl legt in der j -ten Schicht eine horizontale Entfernung x_j von

$$x_j = d_j \sin(i_j) \quad j \in \{1, \dots, n\} \quad (\text{F.2})$$

zurück, wobei d_j die Mächtigkeit der Schicht ist. Da beide Strahlen die selbe gesamte horizontale Entfernung $\sum_{j=1}^n x_j$ zurücklegen müssen um zum gleichen Reflexionspunkt zu gelangen, lässt sich gleichsetzen

$$\sum_{j=1}^n x_j^{(\text{MB})} = \sum_{j=1}^n x_j^{(\text{R})} \quad (\text{F.3})$$

$$\iff \sum_{j=1}^n d_j \sin \left(\arcsin \left(\frac{v_j^{(\text{MB})}}{v_n^{(\text{MB})}} \sin(i_n^{(\text{MB})}) \right) \right) = \sum_{j=1}^n d_j \sin \left(\arcsin \left(\frac{v_j^{(\text{R})}}{v_n^{(\text{R})}} \sin(i_n^{(\text{R})}) \right) \right) \quad (\text{F.4})$$

$$\iff \sin(i_n^{(\text{MB})}) \sum_{j=1}^n d_j \left(\frac{v_j^{(\text{MB})}}{v_n^{(\text{MB})}} \right) = \sin(i_n^{(\text{R})}) \sum_{j=1}^n d_j \left(\frac{v_j^{(\text{R})}}{v_n^{(\text{R})}} \right) \quad (\text{F.5})$$

$$\iff \frac{\sin(i_n^{(\text{R})})}{\sin(i_n^{(\text{MB})})} = \frac{v_n^{(\text{R})}}{v_n^{(\text{MB})}} \frac{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(\text{MB})}}{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(\text{R})}}. \quad (\text{F.6})$$

Wegen der strengen Monotonie der Sinusfunktion auf $i \in [0^\circ, 90^\circ]$ gilt

$$i_n^{(R)} > i_n^{(MB)} \iff \sin(i_n^{(R)}) > \sin(i_n^{(MB)}). \quad (\text{F.7})$$

Um die Behauptung unter den gegebenen Annahmen zu beweisen genügt es also zu zeigen, dass

$$\frac{v_n^{(R)}}{v_n^{(MB)}} \frac{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(MB)}}{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(R)}} \stackrel{!}{>} 1 \quad (\text{F.8})$$

$$\iff \frac{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(MB)}}{\sum_{j=1}^n d_j v_j^{(R)}} \stackrel{!}{>} \frac{v_n^{(MB)}}{v_n^{(R)}} \stackrel{\text{Ann.}}{=} \frac{1}{\gamma} \quad (\text{F.9})$$

$$\iff d_1 \gamma v_1^{(MB)} + \sum_{j=2}^n d_j \gamma v_j^{(MB)} \stackrel{!}{>} d_1 v_1^{(R)} + \sum_{j=2}^n d_j v_j^{(R)} \quad (\text{F.10})$$

$$\stackrel{\text{Ann.}}{\iff} d_1 \gamma v_1^{(MB)} + \sum_{j=2}^n d_j \gamma v_j^{(MB)} \stackrel{!}{>} d_1 v_1^{(MB)} + \sum_{j=2}^n d_j \gamma v_j^{(MB)} \quad (\text{F.11})$$

$$\iff d_1 \gamma v_1^{(MB)} \stackrel{!}{>} d_1 v_1^{(MB)} \quad (\text{F.12})$$

$$\iff \gamma \stackrel{!}{>} 1 \quad \mathbf{q.e.d.}$$