
Verbundprojekt MeProRisk II: Optimierungsstrategien und Risikoanalyse für tiefe geothermische Reservoirs - eine Machbarkeitsstudie

*Teilprojekt C: Optimierung seismischer Verfahren
zur Prognose geothermischer Lagerstätten*

BMWi-Projekt 0325389C

Endbericht 2. April 2012 – 31. August 2015

GEFÖRDERT VOM



Bundesministerium
für Wirtschaft
und Energie



**Das diesem Bericht zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln
des Bundesministeriums für Wirtschaft und Energie unter dem För-
derkennzeichen 0325389C gefördert.**

Projektleiter: Prof. Dr. Wolfgang Rabbel

Berichterstatter: Prof. Dr. Wolfgang Rabbel

Unter Beteiligung von:

Dr. Daniel Köhn

Dr. Martin Thorwart

Dipl.-Geophys. Martin Proksch

Dr. Nils Holzrichter

Ruth Behrendt, B.Sc.

Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

Inhaltsverzeichnis

Kapitel 1: Einleitung.....	1
1.1 Hintergrund und Voraussetzungen.....	1
1.2 Gesamtziel des Vorhabens des Teilprojektes C, CAU Kiel.....	1
1.2.1 Wissenschaftliche und technische Arbeitsziele.....	2
1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens.....	4
1.4 Stand der Wissenschaft und Technik.....	4
1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen.....	6
Kapitel 2: Erzielte Ergebnisse.....	8
2.1 Konzept.....	8
2.2 Anwendung des Konzeptes.....	9
2.2.1 Süd-Toskana.....	10
2.2.1.1 Seismisches Prozessing.....	11
2.2.1.2 Seismisches Interpretation.....	16
2.2.1.3 Gravimetrie und Magnetotellurik.....	23
2.2.2 Süd-Dänemark.....	27
2.2.2.1 Geologische Modellerstellung.....	27
2.2.2.2 Laterale Änderungen in den potentiellen Nutzhorizonten.....	29
2.2.2.3 Verwerfungsdetektion mittels eines Kohärenzfilters.....	31
2.3 Entwicklung eines hochauflösenden seismischen Abbildungsverfahrens zur Charakterisierung von geothermischen Reservoiren.....	33
2.3.1 Theorie.....	33
2.3.1.1 CRS-Analyse und NIP-Wellentomografie.....	33
2.3.1.2 Das seismische Vorwärtsproblem.....	34
2.3.1.3 Seismische Full Waveform Inversion.....	36
2.3.1.4 Pre-Stack Tiefenmigration.....	37
2.3.2 Anwendung auf das Marmousi-II Modell.....	37
2.3.2.1 Das Marmousi-II Modell.....	38
2.3.2.2 CRS-Stack and NIP-Wellentomographie von Streamerdaten.....	38
2.3.2.3 FWI des Marmousi-II Modells.....	41
2.3.2.4 PreSDM der Marmousi-II Daten.....	46
2.3.3 Anwendung auf Felddaten.....	47
2.4 Auflösungsstudie von Inhomogenitäten innerhalb des geothermischen Reservoir.....	51
2.4.1 Einfluss von Blockung auf das thermische Feld.....	52
2.4.2 Einfluss von Materialfluktuationen auf den Fluidfluss.....	55
2.4.2.1 Horizontale Materialwechsel.....	55
2.4.2.2 Laterale Materialwechsel.....	59
2.4.3 Auflösbarkeit des heterogenen Aufbaus durch reflexionsseismische Messungen.....	60
2.4.4 Anwendung der FWI auf das Aquifermodell.....	64

<u>Kapitel 3: Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse.....</u>	<u>67</u>
<u>3.1 Zusammenfassung der erzielten Ergebnisse.....</u>	<u>67</u>
<u>3.1.1 Ergebnisse der Lokation Toskana.....</u>	<u>67</u>
<u>3.1.2 Ergebnisse der Lokation Dänemark.....</u>	<u>69</u>
<u>3.1.3 Ergebnisse der Auflösungsstudie.....</u>	<u>69</u>
<u>3.2 Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse.....</u>	<u>70</u>
<u>3.3 Veröffentlichungen und Qualifikationsarbeiten im Rahmen des Projektes.....</u>	<u>70</u>
<u>Unterschrift.....</u>	<u>73</u>
<u>Literaturverzeichnis.....</u>	<u>74</u>
<u>Anhang.....</u>	<u>80</u>

Kapitel 1:

Einleitung

1.1 Hintergrund und Voraussetzungen

Die Erforschung erneuerbarer Energien dient der Reduzierung der Emission von Treibhausgasen. Sie wird durch die Bundesregierung schwerpunktmäßig gefördert. Unter den regenerativen Energieträgern kann die Geothermie in Zukunft eine führende Stellung einnehmen, da sie zur flächendeckenden Versorgung vom Prinzip her geeignet und von tages- und jahreszeitlichen Schwankungen unabhängig ist. Die wirtschaftliche Nutzung der geothermischen Energie wird jedoch zurzeit durch hohe Unsicherheiten in der Vorhersage der thermischen und hydraulischen Reservoirereigenschaften eingeschränkt. Eine methodische Verbesserung der Reservoircharakterisierung dient unmittelbar der Reduzierung des Investitionsrisikos.

Das Projekt steht auch in direktem Bezug zur Bekanntmachung des BMU vom 20.11.2008 (Bundesanzeiger 186 vom 5.12.2008) über die Förderung von Forschung und Entwicklung im Bereich erneuerbarer Energien. Hier wird zur „Tiefen Geothermie“ ausdrücklich festgestellt, dass die Exploration und die Erbohrung der Reservoirs hohe Kosten verursachen und dass insbesondere Gegenstand der Förderung Themen sind, die sich der Entwicklung von Methoden und Verfahren widmen, die während der Vorbereitung und im Zuge der Exploration das Fündigkeits- und Erfolgsrisiko vermindern.

1.2 Gesamtziel des Vorhabens des Teilprojektes C, CAU Kiel

Gesamtziel des Vorhabens war die praxisnahe Erprobung und Optimierung des im Vorgängerprojektes MeProRisk I realisierten integralen Konzepts der Reservoircharakterisierung, das auf der Verknüpfung geophysikalischer, petrophysikalischer und hydraulischer Messungen mit thermisch-hydraulischen Simulationsrechnungen beruht.

Innerhalb dieses Gesamtprojektes wurden vom Kieler Teilprojekt die folgenden Ziele angestrebt:

Das im Rahmen von MeProRisk I entwickelte quantitative Interpretationsschema für seismische Reflexionsdaten sollte als einer der zentralen Bausteine geothermischer Prospektion an konkreten zukünftigen Geothermie-Standorten praxisnah erprobt werden. Mit dem Ziel einer Senkung der Prospektionskosten sollte zugleich untersucht werden, in welchen Komponenten die reflexionsseismische Datenakquisition und –interpretation (a) vereinfacht werden können, ohne signifikant an Aussagekraft zu verlieren, und (b) durch preiswerte Zusatzmessungen ergänzt werden können, um die Aussagekraft zu erhöhen. Ein besonderes Gewicht sollte dabei auf die Quantifizierung der Mess- und Interpretationsunsicherheiten gelegt werden.

Zum Zeitpunkt der Antragsstellung standen Testdatensätze aus Italien und Australien in Aussicht, die von Projektpartnern in Vorbereitung der Erschließung geothermischer Felder erhoben wurden oder erhoben werden sollten. Jedoch stand zum Beginn des Projekts dann nur ein Datensatz der südlichen Toskana zur Verfügung. Während der Projektlaufzeit konnte eine Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst von Dänemark und Grönland (GEUS) realisiert werden, so dass ab Frühjahr 2015 ein weiterer Datensatz aus Süddänemark zur Verfügung stand.

1.2.1 Wissenschaftliche und technische Arbeitsziele

Das Forschungsvorhaben dient der praktischen Erprobung und Optimierung des quantitativen seismischen Interpretationsschemas zur geothermischen Prospektion, das in der vorigen Projektphase MeProRisk I entwickelt wurde. Es basiert auf seismischen Reflexionsmessungen von der Erdoberfläche, geophysikalischen Bohrlochmessungen und petrophysikalischem Datenmaterial, die durch kohärenzgestützte Bildanalysen, Korrelationsrechnungen und seismische Amplitudeninversion sowie numerische seismische Modellierung zu einem geologischen Strukturmodell kombiniert werden. Diesem Strukturmodell werden zugleich die für die thermische Modellierung erforderlichen physikalischen und hydraulischen Parameter zugeordnet.

Die bisherigen Entwicklungen basieren auf der Annahme des Idealfalls, dass 3D seismische Reflexionsdaten verfügbar sind, und wurden auf zwei Testlokalitäten, die Kontinentale Tiefbohrung KTB Oberpfalz und eine Bohrung der Kohlenwasserstoffindustrie in Norddeutschen Becken angewendet. Für diese lagen 3D-seismische Daten vor. Diese Datenlage kann jedoch nicht als Normalfall geothermischer Exploration angesehen werden, da 3D-seismische Reflexionsmessungen sehr kostenintensiv und teilweise logistisch gar nicht durchführbar sind. Daher sollte im Folgeprojekt MeProRisk II untersucht werden, in welchen Komponenten die reflexionsseismische Datenakquisition und –interpretation (a) vereinfacht werden können, ohne signifikant an Aussagekraft zu verlieren, und (b) durch preiswerte Zusatzmessungen ergänzt werden können, um die Aussagekraft zu erhöhen. Ein besonderes Gewicht soll dabei auf die Quantifizierung der Mess- und Interpretationsunsicherheiten gelegt werden.

Die Analysemethodik muss also von 3D zur Behandlung speziellerer Messkonfigurationen umformuliert und algorithmische Änderungen implementiert werden. Dies sind in der Regel linienhafte Messungen entlang von Kreuzprofilen und/oder Reflexionsseismik basierend auf vertikalen seismischen Profilen mit begrenzter Zahl an seismischen Anregungspunkten. Entsprechende Felddaten, an denen die Auswertung mit reduzierter Informationsdichte getestet werden können, wurden von den Projektpartnern zur Verfügung gestellt und sind unten näher erläutert. Die Felddaten stammen aus aktuellen geothermischen Erschließungsprojekten und liefern daher einen optimalen Praxisbezug in zweierlei Hinsicht: in Bezug auf die technische und finanzielle Realisierbarkeit entsprechender Messungen und auf die Überprüfbarkeit der Ergebnisse der Prognosemethodik.

Themenbereiche im Einzelnen sind:

1. Erfassung von geologischen Strukturen auf verschiedenen Skalen, basierend auf seismischen Reflexionsdaten und geophysikalischen Bohrlochmessdaten.
2. Vergleichende Auswertung für unterschiedliche zukünftige Geothermiestandorte unter Einbeziehung geophysikalischer und petrologischer Labordaten; dies zugleich als Modellbildung für die geothermische Modellierung.
3. Validierung der Ergebnisse durch seismische Modellrechnungen unter Einbeziehung der statistischen Streuung bzw. Signifikanz der Messdaten und Auswerteschritte.
4. Untersuchung der seismischen Datenbasis hinsichtlich der notwendigen Informationsdichte für eine zuverlässige Prognose der geologischen Struktur.
5. Untersuchung der Verbesserung der petrophysikalischen und strukturellen Aussagekraft von seismischen Messungen durch zusätzliche nicht seismischer Messmethoden.

Als geophysikalische Datenbasis standen Daten für zwei Lokationen mit unterschiedlichen für die geothermische Prospektion relevanten Formationen zur Verfügung:

- a) Lokation „Süd-Toskana“ (Italien), Kooperationspartner ENEL Green Power SpA: In dem 263 Quadratkilometer großen Hoch-Enthalpie-Feld existieren fünf Bohrungen mit entsprechender Information, fünf 2D seismische Reflexionsprofile, ein magnetotellurische Profil und flächenhafte Aufnahme der Schwereanomalie.
- b) Lokation Südwest Dänemark, Kooperationspartner: Geologischer Dienst von Dänemark und Grönland (GEUS): In dem 37 Quadratkilometer großen Niedrig-Enthalpie-Feld existieren 5 Bohrlöcher mit entsprechender Information und eine hochauflösende 3-D Reflexionsseismik.

Die obengenannten Themenbereiche wurden sowohl durch Feldstudien als auch durch theoretische Studien angegangen:

Die auf geophysikalischen Daten beruhende geologische Modellbildung für die Standorte Süd-Toskana und Süd-Dänemark, die die Themenbereiche 1, 2 und 5 umfasst, ist in Kapiteln 2.2 und 2.3 dargestellt. Für den Toskana-Fall wurden auch Daten der Gravimetrie und Magnetotellurik (Themenbereich 5) zur Modellbildung bzw. Modellverifikation herangezogen, deren Resultate in Kapitel 2.2.1.3 erläutert sind. Über den ursprünglichen Arbeitsplan hinausgehend, wurde auch die

sog. Common-Reflection-Surface-(CRS) Methode eingesetzt, um den besonderen Herausforderungen zu begegnen, die in der Toskana durch raue Topographie und komplexe Geologie und Noise-Bedingungen an die Seismik gestellt wurden. Die CRS-Bearbeitung ist in Kapitel 2.3.3 dargestellt. Das Kapitel 2.3 als Ganzes befasst sich mit Möglichkeiten der zukünftigen Verbesserung der seismischen Auswertemethodik für die Reservoirerkundung Wellenforminversion.

Die Themenbereiche 3 und 4 wurden durch eine theoretische Studie bearbeitet, die sich an ein reales Datenbeispiel anlehnt. Sie ist in Kapitel 2.4 dargestellt und behandelt die Fragen der erreichbaren und erforderlichen seismische Aufölsegenauigkeit für geothermische Studien.

1.3 Planung und Ablauf des Vorhabens

Gegenüber der ursprünglichen Planung kam es zu folgenden Änderungen:

- a) Dem Projekt wurde eine Stelle für einen promovierten Wissenschaftler (volle Stelle) sowie für einen Doktoranden (halbe Stelle) genehmigt. Die halbe Stelle wurde erst am 01.10.2012 besetzt. Auch die ganze Stelle konnte erst am 15.01.2013 mit einem promovierten Wissenschaftler besetzt werden. Durch die verspätete Besetzung konnte zeitweilig ein zweiter promovierter Wissenschaftler beschäftigt werden. Ab dem 16.10.2014 wurde diese Stelle zu Hälfte je mit einem promovierten Wissenschaftler besetzt.
- b) Von den ursprünglichen drei Datensätzen (Australien, Süd-Toskana und Kampanien) wurde nur der Datensatz „Süd-Toskana“ ausgewertet. Da es Verzögerungen bei dem Kooperationsvertrag mit ENEL Green Power gab, stand dieser Datensatz erst ab Anfang 2013 zur Verfügung. Bei dem geothermischen Projekt in Australien sollte Abwärme in den Untergrund verbracht werden. Aufgrund des technologischen Fortschritts war dies nicht mehr notwendig. Daher wurde das Projekt nicht weitergeführt. Aus dem Projekt in Kampanien wurden keine adäquate geophysikalischen Daten zur Verfügung gestellt.
Als Ersatz stand ab April 2015 ein weiterer Datensatz aus Süddänemark vom Geologischen Dienst von Dänemark und Grönland (GEUS) zur Verfügung. Daraus resultierten Änderungen bezüglich der Meilensteine des Projekts.
- c) Eine Mittelverschiebung für eine kostenneutrale Verlängerung des Projekts ermöglichte die Vertragsverlängerung bis 31.08.2015.

1.4 Stand der Wissenschaft und Technik

Zur Prognostizierung von Fließraten in geothermischen Reservoiren sind, neben thermischen Parametern, Kenntnisse über das in den Gesteinsformationen vorhandene hydraulische Wegenetz erforderlich. Dieses Wegenetz besteht aus dem Porenraum zwischen den Mineralkörnern sowie aus (Mikro-) Rissen und Bruchzonen, die durch tektonische Spannungen entstehen. Sie beeinflussen das Ausbreitungsverhalten seismischer Wellen, dessen Analyse daher für die Lokalisierung von Störzonen und die Quantifizierung von Porosität und Rissbildungen einge-

setzt werden kann. Je nach ihren Abmessungen im Vergleich zur seismischen Wellenlänge beeinflussen Poren und Risse die seismischen Welleneigenschaften auf unterschiedliche Art und Weise:

- Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten und Anisotropie seismischer Wellen liefern Informationen über die Porosität und die Vorzugsorientierung von Mikrorissen in situ, wobei Skalenlängen der erfassten Poren und Risspopulationen deutlich kleiner als eine Wellenlänge sind. Ein Anstieg der Porosität bzw. Rissdichte führt zu einer Erniedrigung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Kompressions- und Scherwellen (z.B. Schön, 1996). Sind die Risse vorzugsweise in einer oder mehreren Richtungen orientiert, stellt sich seismische Anisotropie ein, die sich in einer Richtungsabhängigkeit der Wellengeschwindigkeiten und in dem Auftreten von Scherwellen-Doppelbrechung äußert (u.a. Crampin, 1985). Diese Phänomene wurden bei Feldexperimenten beobachtet und im Labor nachvollzogen (u.a. Crampin, 1987; Kern et al., 1991; Crampin und Lovell, 1991). Es existieren gesteinsphysikalische Theorien, mit denen die Beobachtungen verifiziert werden können und die sich zur Ableitung von Porositäts- und Risskenngrößen aus seismischen Geschwindigkeiten und ihrer Anisotropie eignen (u.a. Schoenberg und Douma, 1988; Schoenberg und Sayers, 1995; Rasolofosaon et al., 2000; Mavko et al., 2003).
- Großskalige Bruch- und Verwerfungssysteme können reflexionsseismisch abgebildet und in ihrem Aufbau untersucht werden. „Großskalig“ bedeutet dabei, dass Risse und Verwerfungssegmente Ausdehnungen im Bereich einer Wellenlänge und größer aufweisen. Diese Strukturen erzeugen diskrete Reflexionen. Zur Erfassung der Dreidimensionalität von Verwerfungssystemen sind naturgemäß 3-D-seismische Reflexionsmessungen erforderlich, wie sie in der Kohlenwasserstoffindustrie zur Prospektion und Überwachung von Lagerstätten eingesetzt werden. Die Amplituden der reflektierten und transmittierten Wellen können zwar nicht unmittelbar durch die bekannten Zoeppritz-Gleichungen beschrieben werden, lassen sich jedoch durch die Reflektivitätsmethode (Müller, 1985), Finite-Differenzen-Modellierungen oder den Ansatz von Schoenberg (1980) auf deterministische Weise auswerten.
- Risse und Verwerfungssegmente zwischen den oben genannten Skalenbereichen, also mit Abmessungen von nicht zu kleinen Bruchteilen einer Wellenlänge, führen zu Scattering-Effekten, das heißt zu gestreuten Wellenfeldern mit unregelmäßigem Erscheinungsbild, in dem die Signale einzelner geologischer Strukturelemente in der Regel nicht mehr zu separieren sind. Die Auswertung geschieht meist über statistische Ansätze. Einen ausgezeichneten Überblick über die zahlreichen Aspekte und theoretischen Hintergründe der Streuung seismischer Wellen geben Sato und Fehler (1998), neuere Entwicklungen z. B. bei Wegler (2005). Rückschlüsse auf Fluidwegsamkeiten können nur in einem statistischen Sinne über die zugrunde Fluktuation der seismischen Geschwindigkeiten gezogen werden.

Die seismischen Beobachtungsgrößen Geschwindigkeit, Anisotropie und Reflexion erlauben Rückschlüsse auf die Porosität bzw. Risskenngrößen der untersuchten Gesteinspakete, wenn der Gesteinstyp bzw. die mineralogische Zusammensetzung bekannt oder eingrenzbar sind. Die hydraulischen Kenngrößen Permeabilität und Transmissivität lassen sich jedoch nicht unmittelbar ableiten. In der Regel müssen aus Porositäts-Permeabilitäts-Relationen ermittelt werden, die sich auf Laborana-

lysen und theoretische Gesteinsmodelle stützen. Integrale Werte der hydraulischen Permeabilität lassen sich aus Injektionsversuchen in Bohrlöchern ableiten und aus der dadurch indizierten Mikroseismizität (z.B. Shapiro et al., 1997).

Geophysikalische Charakterisierung geothermischer Reservoirs

Geophysikalische Methoden, mit denen vom Prinzip her geothermische Prospektion betrieben werden kann, sind seit langem bekannt (Überblick s. z. B. Manzella, 1994; Lüschen, 2005). Zunehmend werden dabei 3D seismische Reflexionsmessungen eingesetzt (z.B. Casini et al., 2010; Lüschen et al., 2011). Dies sollte jedoch nicht darüber hinweg täuschen, dass dies aus finanziellen und vor allem auch logistischen Gründen eher die Ausnahme bleiben wird. In der Regel werden in der Literatur Studien zur geophysikalischen Charakterisierung geothermischer Reservoirs vorgestellt, die auf preiswerten, jedoch gering auflösenden Messverfahren (Lokalbeben-tomographie, Magnetotellurik, Bohrloch-Logging ohne Oberflächenmessungen) beruhen. Im Normalfall wird ein einziges Messverfahren vorgestellt und Messansätze nicht kombiniert. Beispiele dazu sind Batini et al. (2002) (Bohrloch-Logging), Cuenot et al. (2008) (Mikroseismizität) Fiordelisi et al. (2000), Volpi et al. (2003) (Magnetotellurik), Vanorio et al. (2004) und De Matteis et al. (2008) (seismische Lokalbeben-Tomographie). Die sich in der Literatur widerspiegelnde Situation bestärkt uns daher in dem für das MeProRisk-Projekt eingeschlagenen Weg, integrierte Modellbildungsansätze zu systematisieren, die erforderlichen Auflösengenauigkeiten zu erforschen und Validierungskomponenten in das Auswerteschema aufzunehmen.

1.5 Zusammenarbeit mit anderen Stellen

Die Zusammenarbeit der Partner innerhalb des Projekts (RWTH Aachen, FU Berlin, TU Freiberg, CAU Kiel und Geophysica) geschah auf unterschiedlichen Ebenen. Innerhalb des Zeitraumes des MeProRisk II Projektes wurden jährliche zweitägige Treffen zum Präsentieren und Austausch der Ergebnisse veranstaltet. Die Treffen fanden am 13./14.03.2013, 15./16.04.2014 und 19./20.08.2015 statt. Dies wurde als ausreichend erachtet, da zusätzliche zweitägige Treffen mit dem italienischen Kooperationspartner ENEL Green Power in Pisa stattfanden, bei denen alle Gruppen anwesend waren.

Die Treffen in Pisa wurden am 04./05.11.2013 und 25./26.06.2014 abgehalten.

Außer den regelmäßigen Treffen aller MeProRisk Partner kam es zu mehreren kleineren Treffen, an denen sich nur die direkt betroffenen Arbeitsgruppen beteiligten. Vom 16. bis 17. Juni 2013 fanden sich einzelne Mitarbeiter der RWTH Aachen, FU Berlin, TU Freiberg, CAU Kiel sowie der Geophysica in Frankfurt am Main zusammen, um sich über den Stand der Arbeiten am Datensatz „Süd-Toskana“ des Kooperationspartners ENEL Green Power auszutauschen. Am 07./08.10.2013 trafen sich Mitarbeiter aller Gruppen in Aachen, um das Treffen in Pisa vorzubereiten und eine gemeinsame Darstellung und Interpretation der Ergebnisse zu erarbeiten. Vom 11.-14. August 2014 wurde in Kiel ein Treffen zwischen den Arbeitsgruppen Aachen, Freiberg und Kiel abgehalten, um die Ergeb-

nisse, Interpretationen und Modellbildung für den Datensatz „Südtoskana“ zu vergleichen.

Besprechungen von MeProRisk-Vertretern und Mitarbeitern des Geologischen Dienstes von Dänemark und Grönland (GEUS) fanden im September 2013 in Kopenhagen und im Januar 2014 in Flintbek statt. Dabei wurden die Grundlagen für einen Kooperationsvertrag erarbeitet, der im Februar 2015 in Kraft trat und auf dessen Grundlage MeProRisk seismische und bohrlochgeophysikalische Daten aus dem Raum Tondern für Forschungsarbeiten zur Verfügung gestellt wurden.

Kapitel 2:

Erzielte Ergebnisse

Die Aufgabe des Teilprojektes C bestand in der praxisnahen Erprobung und Optimierung des im Vorgängerprojektes MeProRisk I entwickelten Konzeptes. Welches die Erstellung eines Strukturmodells für eine verbesserte geothermische Abschätzung des Reservoirs durch geothermische Modellierungen umfasste. Zusätzlich sollte untersucht werden, welchen Nutzen moderne hochauflösende Prozessierungsmethoden für das seismische Abbild haben.

Außerdem wurde die Problematik der Feinstruktur und ihre Auflösbarkeit untersucht. Feine vertikale und laterale Veränderungen innerhalb eines Reservoirs können durch seismische Exploration nicht vollständig erfasst werden. Dadurch erscheinen Reservoirs homogener als sie in Wirklichkeit sind. Es wurde untersucht, wie groß der Effekt der nicht aufgelösten Heterogenität des Reservoirs auf die geothermische Modellierung ist.

2.1 Konzept

Abbildung 1 zeigt das Konzept, welches im Vorgängerprojekt MeProRisk I entwickelt wurde.

Ausgehend von einem 2-D oder 3-D seismischen Datenblock und von Bohrlochinformationen werden zuerst relevante Horizonte markiert und die unterschiedlichen Gesteinseinheiten mittels der Geschwindigkeitsanalyse identifiziert.

Zudem wird in den seismischen Daten nach Verwerfungen gesucht, da diese mögliche Fließwege im Reservoir darstellen.

Die Erstellung des Strukturmodells erfolgt durch die Kombination der Gesteinseinheiten und des Verwerfungsnetzwerkes. Somit sind die grundlegenden Strukturen des Reservoirs identifiziert. Abschließend werden jedem Gridpunkt des Modells geothermisch relevante Parameter, wie Porosität, Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit auf Grund von Bohrlochdaten zugeordnet. Mit diesen Informationen lässt sich nun das hydrothermale Verhalten des Reservoirs numerisch modellieren und das geothermische Potenzial abschätzen.

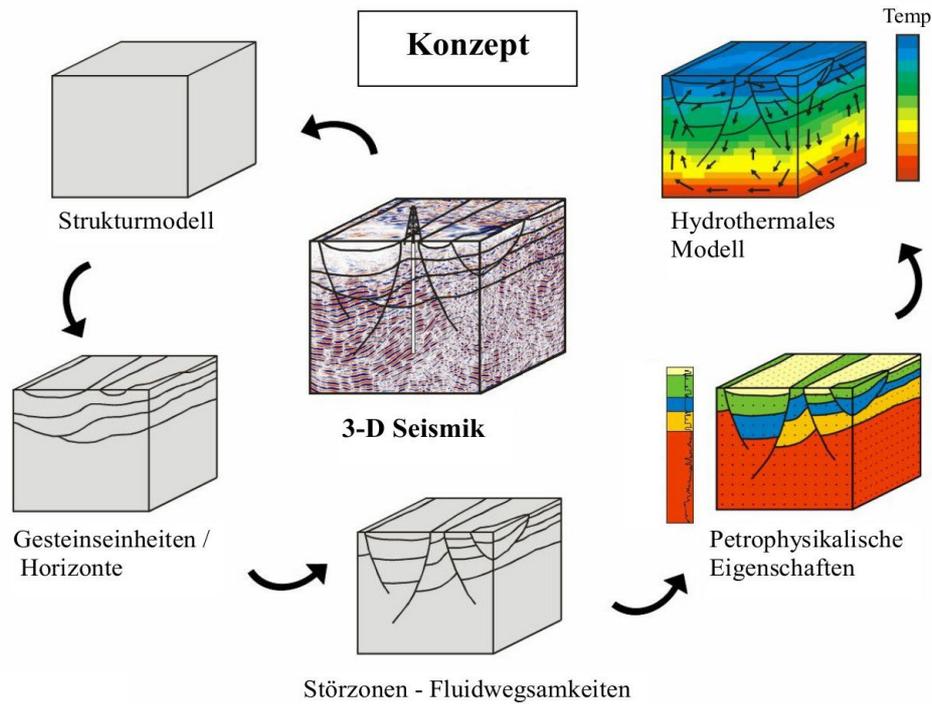


Abbildung 1: Das im Rahmen des Teilprojektes TP-C entwickelte Konzept der Erstellung eines Strukturmodelles zu Zwecken hydrothormaler Simulationen.

2.2 Anwendung des Konzeptes

Das im Vorgängerprojekt MeProRisk entwickelte Konzept wurde im Rahmen des neuen Projektes auf die zwei zur Verfügung stehenden geothermisch interessanten Reservoirs angewendet.

Der erste Datensatz aus der südlichen Toskana stand ab Anfang 2013 zur Verfügung. Er beinhaltet 5 seismische Profile, Informationen zu fünf Bohrlöchern, flächenhafte gravimetrische Daten und ein magnetotellurisches Profil.

Der zweite Datensatz aus der Region Süd-Dänemarks stand erst ab April 2015 zur Verfügung. Er besteht aus einem 3-D seismischen Datensatz sowie fünf Bohrlöchern mit entsprechenden Informationen.

2.2.1 Süd-Toskana

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Nähe vom Monte Amiata und ist gekennzeichnet durch einen hohen Wärmefluss von bis zu 200 mW/m^2 . Es erstreckt sich 23 km in west-östlicher und 16 km in nord-südlicher Richtung (Abbildung 2). Die seismischen Profile, das magnetotellurische Profil und die fünf Bohrlöcher befinden sich innerhalb des Untersuchungsgebiets. Die flächenhafte gravimetrische Aufnahme umfasst ein größeres Gebiet ($43 \text{ km} \times 35 \text{ km}$), um bei der Interpretation Randeffekte zu umgehen.

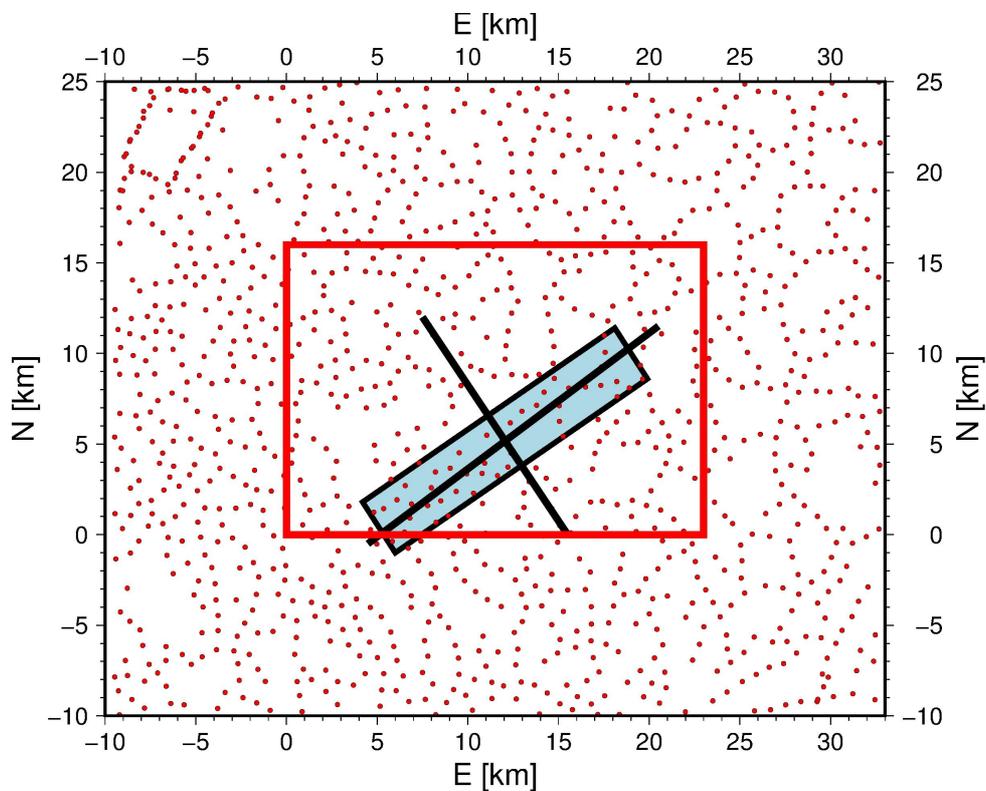


Abbildung 2: Untersuchungsgebiet Süd-Toskana (roter Rahmen). Der Datensatz besteht aus fünf seismischen Profilen – gezeigt werden nur die Profile 4 und 5 (schwarze Linien), einem magnetotellurischen Profil (blauer Bereich) und den gravimetrischen Daten (rote Punkte). Die Bohrlöcher befinden sich im östlichen Teil des Gebiets.

Die wichtigsten geologischen Einheiten sind Ligurische Sedimente, Toskanische Sedimente (oder Tuskan Nappe), der Burano (vorwiegend aus Anhydrit bestehend) und der Farma (metamorphe Gesteine) (Dini et al. 2010). In größerer Tiefe befindet sich der sog. K-Horizont. Seine Tiefenlage korreliert mit der Verteilung des Oberflächenwärmeflusses: Gebiete mit einem hohen Wärmefluss zeigen einen flachen K-Horizont. Daher wird der K-Horizont mit der 450°C

Isotherme identifiziert (u.a. Gianelli et al., 1997). Die Natur des K-Horizonts ist aber noch nicht geklärt. Der K-Horizont wird als Oberkante eines granitischen Intrusivkörpers (Bertini et al., 2005) oder als lokale Ansammlung von Fluiden interpretiert (Liotta and Ranalli, 1999; Bellani et al., 2004,2005).

Neben der Modellbildung für die geothermische Modellierung standen folgenden Fragen im Fokus (Abbildung 3):

- Wie ist die Lithologie im tiefen Reservoir im nordöstlichen Teil des Gebiets?
- Wie sind die multiplen Reflektoren im südwestlichen Teil aufgebaut?
- Gibt es Verwerfungen oder Wegsamkeiten für Fluide?
- Was ist die Natur des K-Horizonts?

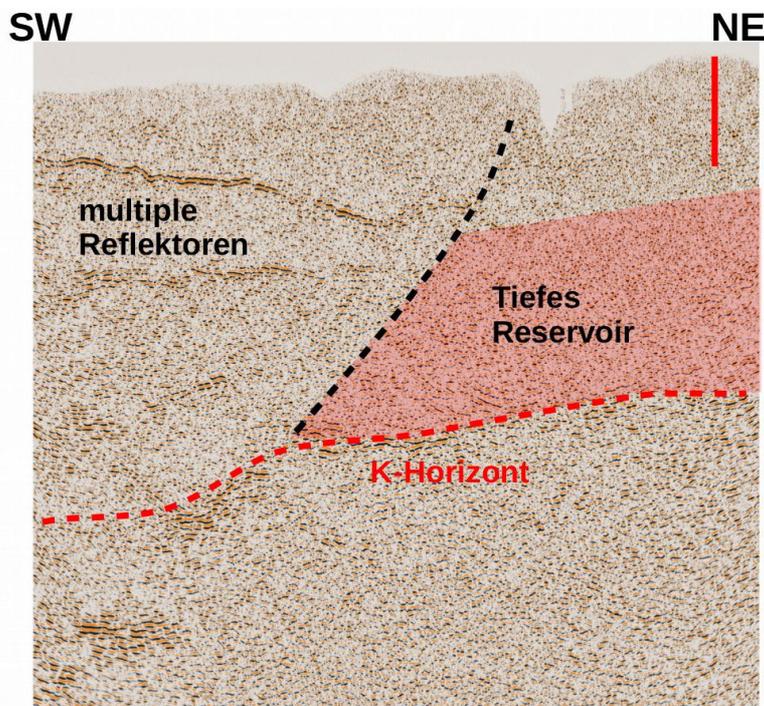


Abbildung 3: Ursprüngliche seismische Sektion des Profils 5.

2.2.1.1 Seismisches Processing

Mit den ursprünglichen seismischen Sektion war es nur bedingt möglich, einzelne Horizonte für das ganze Gebiet zu markieren, da die Reflektoren stellenweise große Lücken aufwiesen oder ganz verschwanden. Das Untersuchungsgebiet wird zum einem durch großen Höhenunterschied charakterisiert (100 – 1000 m). Zum anderen war aus der vom italienischen Kooperationspartner zur Verfügung gestellten geologischen Karte ersichtlich, dass die Profile Gebiete mit stark unterschiedlichen Morphologien (Sedimentbecken bis Bergzüge) durchkreuzen. Daher konnte

man oberflächennah starke laterale Geschwindigkeitsänderungen erwarten. Sowohl die Topographie als auch die oberflächennahen Geschwindigkeitsunterschiede in den einzelnen morphologischen Einheiten führen zu einer komplizierten statischen Korrektur. Eine fehlerhafte Berücksichtigung dieser Korrektur kann zu einer Verschlechterung des seismischen Abbildes und zum Verschwinden von Reflektoren führen.

Das zu den seismischen Profilen zugehörige Geschwindigkeitsmodell stand nicht zur Verfügung, so dass eine Zuordnung der Gesteinseinheiten kaum möglich war. Daher wurde entschieden, die seismischen Profile unter Berücksichtigung der genauen Analyse der Stationskorrekturen und des Geschwindigkeitsmodells zu reprozessieren.

Das Reprozessieren wurde mit dem Programm Claritas durchgeführt.

Bestimmung der Stationskorrekturen

Um die Stationskorrekturen berechnen zu können, musste ein oberflächennahes Geschwindigkeitsmodell bestimmt werden. Dazu wurden die Ersteinsätze von den Schüssen auf den Seismogrammen abgelesen. Es wurden sowohl die Einsätze der direkten sowie der refraktierten Wellen genutzt. Das Geschwindigkeitsmodell wurde manuell so verändert, dass die beobachteten Ankunftszeiten für alle Schüsse erklärt werden können.

In der Regel wurden 3 Schichten gefunden (siehe Abbildung 4). Die oberste, sehr dünne Schicht ist die Verwitterungsschicht mit Geschwindigkeiten um die 1000 m/s. Die zweite Schicht hatte i.d.R. eine Mächtigkeit von 50 m bis 300 m und eine seismischen Geschwindigkeit von 2500 m/s bis 3500 m/s. Darunter wurden Geschwindigkeiten um die 4000 m/s ermittelt.

Die Stationskorrektur wurde für jedes Geophon und jeden Schuss berechnet, indem die vertikale Laufzeit zwischen der Geophon- bzw. Schussposition und einem Referenzniveau berechnet wird. Als Referenzniveau kann eine konstante Höhe („fixed datum“) oder eine lateral variable Bezugshöhe („floating datum“), die durch Glättung der Topographie erzeugt wird, verwendet werden. Beim „floating datum“ wird gewissermaßen auf ein lokal konstantes Niveau korrigiert. Bei der vorliegenden starken Topographie war es sinnvoll, ein „floating datum“ zu verwenden. Dadurch bleiben die Stationskorrekturen klein und Fehler im Geschwindigkeitsmodell und damit in den Stationskorrekturen haben nur geringe Auswirkungen. Später wird durch eine Residualstatik versucht diese Fehler noch zu erfassen und zu korrigieren. Erst am Ende der Prozessierung wird von „floating datum“ auf ein konstantes Bezugsniveau („fixed datum“) umgerechnet, um die Vergleichbarkeit mit den anderen Profilen zu erhalten.

Bestimmung des Geschwindigkeitsmodells

Nach dem Anwenden der Stationskorrekturen wurden die Daten nach „Common-Mid-Points“ (CMP) sortiert. Zu einer CMP-Spurengruppe gehören mehrere Schuss-Geophon-Paare, die den gleichen Mittelpunkt haben. Es wird angenommen, dass alle Schuss-Geophon-Paare innerhalb CMP-Spurengruppe den gleichen Reflexionspunkt (CDP - common-depth-point) auf einer Schichtgrenze haben. Da die einzelnen Paare unterschiedlich weit auseinander standen, beobachtet man unterschiedlich lange Laufzeiten für die Reflexion. Um später die Reflexion kohärent aufsummieren zu können, muss der Unterschied in der Laufzeit korrigiert

werden. Dies geschieht mittels der „Normal-Moveout“(NMO)-Korrektur, welche abhängig von der mittleren Geschwindigkeit, der NMO-Geschwindigkeit, zwischen der Oberfläche und der Schichtgrenze ist.

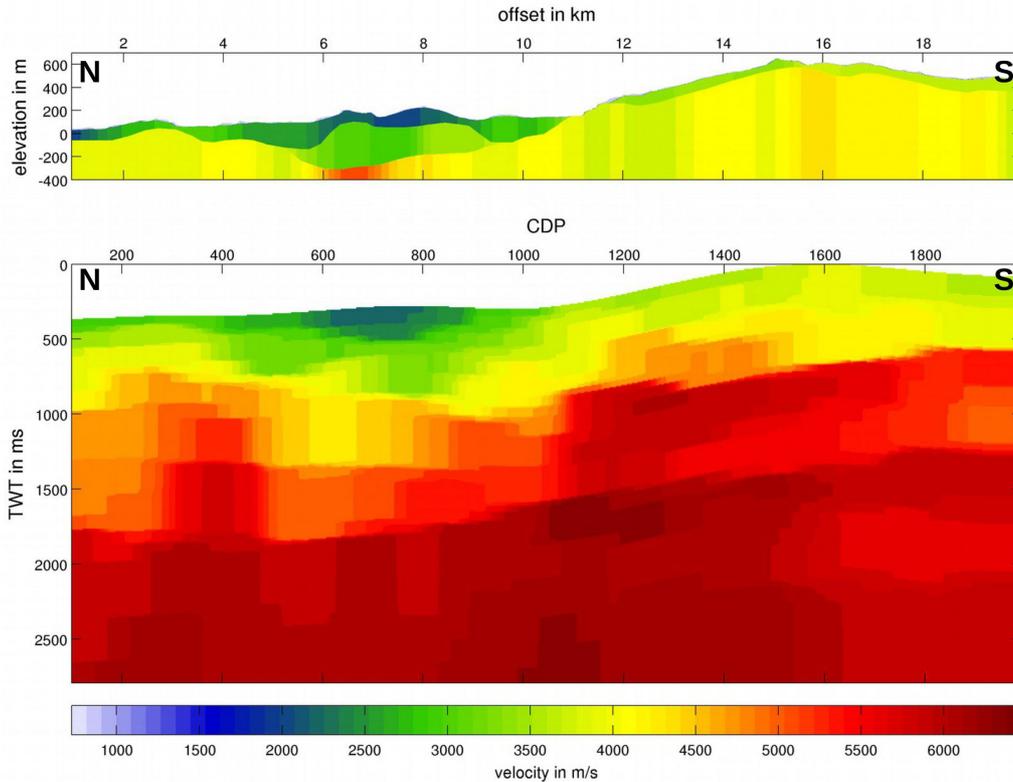


Abbildung 4: P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell aus der Ersteintrittsanalyse (oben) und aus der NMO-Analyse eines der seismischen Profile.

Zur Bestimmung der NMO-Geschwindigkeit wurde eine Semblance-Analyse durchgeführt. Dabei wird für eine angenommene Geschwindigkeit die NMO-Korrektur angewendet und dann die Ähnlichkeit der Signale zwischen den Spuren innerhalb eines Zeitabschnittes bestimmt. Dies wurde systematisch für einen Geschwindigkeitsbereich von 1500 m/s bis 8000 m/s durchgeführt. Maxima in der resultierende Semblance-Matrix bedeuten eine hohe Ähnlichkeit zwischen den Spuren und damit eine optimale Aufsummierung der Spuren und repräsentieren die Reflexionen an den einzelnen Schichtgrenzen. Durch Ablesen der Maxima erhält man eine Abfolge der NMO-Geschwindigkeit für die einzelnen Schichtgrenzen in Abhängigkeit der dazugehörigen Zweifwegelaufzeit („TWT“- two way traveltime).

Die NMO-Geschwindigkeiten wurden entlang der Profile in regelmäßigen Abständen von 1 km, d.h. für jede hundertste Spurgruppe, bestimmt. Dabei wurde aber beachtet, dass die Maxima auch für benachbarte Spurgruppen zu sehen waren.

Fehler in den Stationskorrekturen und nicht-horizontale Schichtgrenzen verfälschen die NMO-Geschwindigkeiten. Daher wird die oben erwähnte Residualstatik durchgeführt, um kleine systematische Abweichungen in der Reflexionshyperbel durch zusätzliche statische Korrekturen für die Geophon- und Schusspositionen zu beheben. Das Einfallen der Schichtgrenzen wird durch einen „Dip-Moveout-Filter“ (DMO) korrigiert. Nach Berücksichtigung beider Korrekturen wurden die NMO-Geschwindigkeiten erneut bestimmt.

Die seismische Geschwindigkeit der einzelnen Schichten (Intervallgeschwindigkeit) wurde mittels der Dix'schen Formel aus den NMO-Geschwindigkeiten berechnet (Abbildung 4).

Abbildung 4 zeigt dass das oberflächennahe Geschwindigkeitsmodell und das Intervallgeschwindigkeitsmodell aus der Semblance-Analyse gut übereinstimmen. Im oberflächennahen Bereich findet man Geschwindigkeiten zwischen 3000 m/s und 4500 m/s. In größerer Tiefe springt die Geschwindigkeit auf über 5500 m/s.

Bestimmung von Geschwindigkeitsunsicherheiten

Schichten werden anhand der Intervallgeschwindigkeit mit geologischen Einheiten verknüpft. Die Intervallgeschwindigkeit wird auch benutzt um die Zweiwegelaufzeit (TWT) in Tiefe umzurechnen. Daher ist es für die Interpretation der seismischen Sektionen, der Geschwindigkeitsmodelle sowie für die geologische Modellbildung notwendig, die Unsicherheiten der Intervallgeschwindigkeiten zu kennen. Dazu wurden zwei Ansätze verfolgt, die beide erst die Unsicherheit der NMO-Geschwindigkeit abschätzten und davon die Unsicherheit der Intervallgeschwindigkeit ableiteten.

Im ersten Ansatz wird untersucht, wie scharf die Maxima in der Semblance-Analyse sind und wie stark die NMO-Geschwindigkeiten variieren. Daraus wurden ein mittleres Modell und die Unsicherheit für die NMO-Geschwindigkeit ermittelt. Über die Dix'sche Formel wurden dann daraus mittlere Intervallgeschwindigkeiten und ihre Unsicherheiten berechnet. Ergebnis ist, dass die Unsicherheiten von +/- 2.5 % für die oberen Schichten auf +/- 16 % für die tieferen Reflektoren ansteigt (Abbildung 5).

Zum Vergleich wurden alternative Modelle der Intervallgeschwindigkeit gewählt, die geologische Endmember-Modelle darstellen und deren Geschwindigkeiten auf petrophysikalischen Überlegungen beruhen. Vergleichsmodell 1 weist keine Geschwindigkeitsinversion auf, Vergleichsmodell 2 dagegen eine starke Geschwindigkeitsinversion. Das Modell ohne die Geschwindigkeitsinversion liegt außerhalb des Unsicherheitsbereichs der NMO-Geschwindigkeit und kann daher ausgeschlossen werden (Abbildung 5).

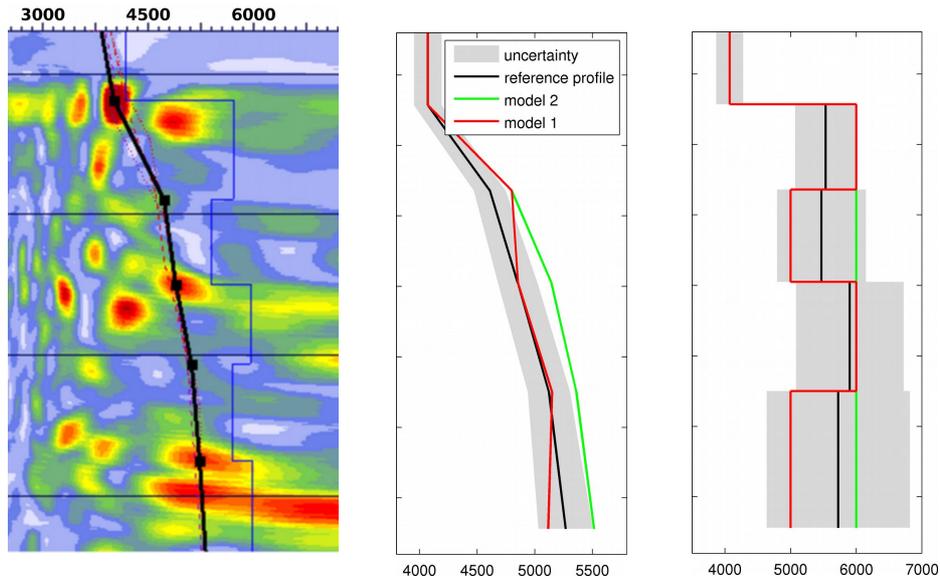


Abbildung 5: Semblance-Matrix (links), NMO-Geschwindigkeitsmodelle (Mitte) und die dazugehörigen Intervallgeschwindigkeiten (rechts) für Profil 1.

Der zweite Ansatz untersucht Stapelsektionen, die auf konstanten NMO-Geschwindigkeiten beruhen. Es wurde dann bestimmt welche Reflektoren bei welchen NMO-Geschwindigkeiten sichtbar sind. Dadurch konnte ein Minimum-, ein Optimum- und ein Maximum-Intervallgeschwindigkeitsmodell bestimmt werden. Abbildung 6 zeigt das Ergebnis dieser Analyse für Profil 3. Die erste Schicht hat hier eine Intervallgeschwindigkeit von 3500 m/s bis 4000m/s und die zweite Schicht von 5000 m/s bis 6000 m/s. Die untere Schichtgrenze der dritten Schicht liegt in größerer Tiefe, so dass hier die NMO-Geschwindigkeit und damit auch die Intervallgeschwindigkeit nur schlecht bestimmt werden kann. Die Intervallgeschwindigkeit liegt hier zwischen 5000 m/s und 9000 m/s. Unterhalb dieser Schicht kann man keine NMO-Geschwindigkeit bestimmt, da keine weitere Reflexion zu sehen war.

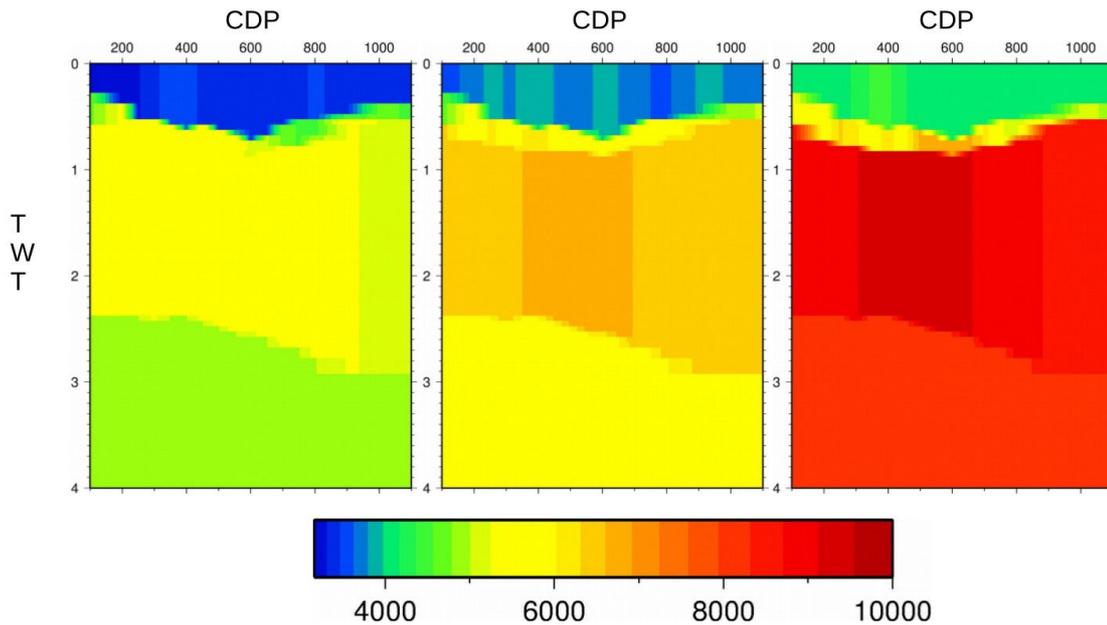


Abbildung 6: Minimum- (links), Optimum- (Mitte) und Maximum-Modell (rechts) der Intervalgeschwindigkeit für Profil 3. Die Farbskala zeigt die Intervalgeschwindigkeit in m/s.

2.2.1.2 Seismisches Interpretation

Es wird exemplarisch für 2 Profile (Profil 4 und 5) die Verbesserung durch die Re-prozessierung dargestellt und die Identifikation der geologischen Einheiten durchgeführt. Profil 4 ist ein von Nordwest nach Südost verlaufendes Profil, Profil 5 verläuft von Südwest nach Nordost (Abbildung 2). Der Kreuzungspunkt beider Profile befindet sich jeweils mittig auf den Profilen.

Verbessertes seismisches Abbild

Auf dem ursprünglichen Abbild von Profil 4 sind drei starke Reflektoren zwischen den Profilkilometern 3 und 9 (nordwestliche Hälfte) zu erkennen: bei einer Zweiwegelaufzeit von 0.9 s, 1.3 s und 2.4 s (Abbildung 7). Des weiteren ist der Rand eines Sedimentbeckens am Nordende des Profils und ein kleiner reflektiver Bereich bei Profilkilometer 11,5 und einer Zweiwegelaufzeit von 2.8 s andeutungsweise zu erkennen. Die ersten 2 Sekunden der südöstlichen Hälften des Profils sind frei von kohärenten Reflektoren.

In der reprozessierten Sektion sind insgesamt alle Reflektoren sehr viel stärker ausgeprägt und zeigen eine größere laterale Ausdehnung. So können jetzt beide Reflektoren bei 0.9 s und 1.3 s bis fast an das nördliche Profilende verfolgt werden. Zwei zusätzlich Reflektoren wurden sichtbar: eine flache Schichtgrenze in der Mitte des Profils bei 0 s und ein Reflektor bei 0.3 s in der südöstlichen Hälfte. Bei Profilkilometer 13 und einer Zweiwegelaufzeit von 0.7 s befindet sich erhöhte reflektierte Energie. Diese stellt aber keinen länger durchhaltenden Reflektor dar.

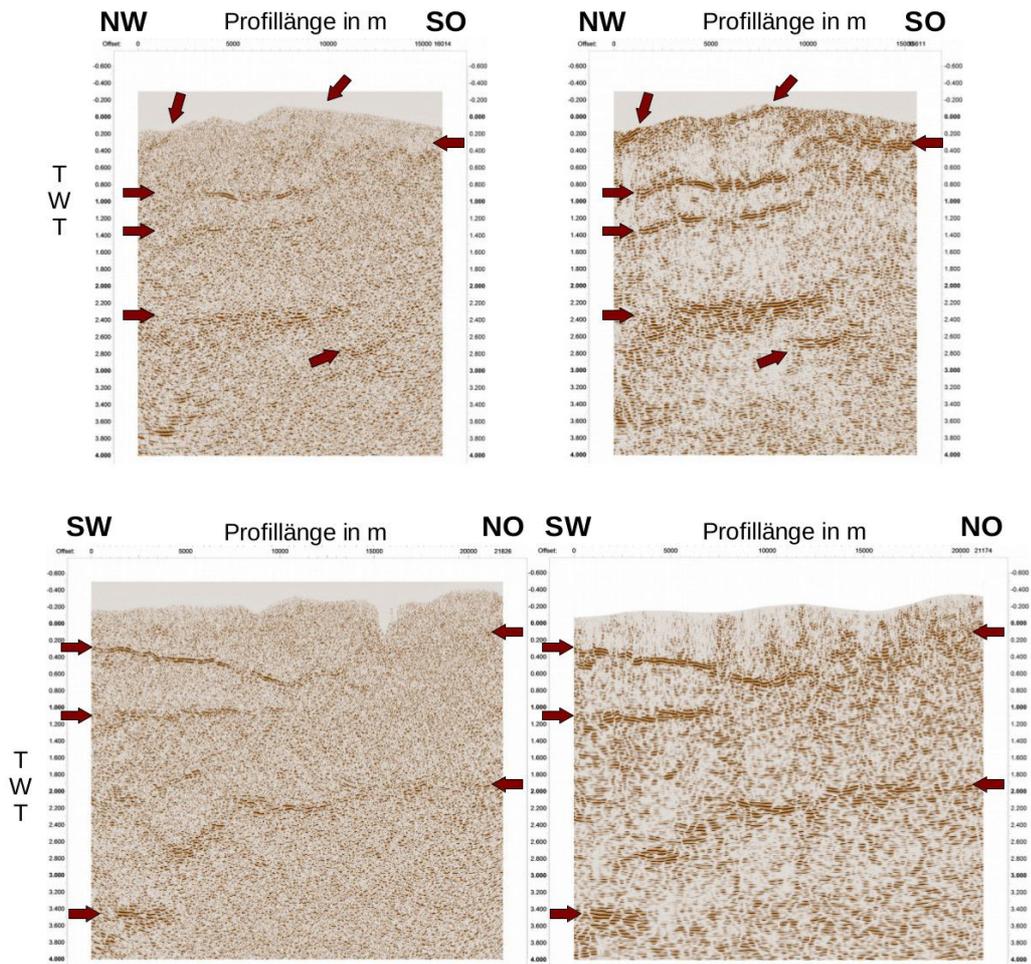


Abbildung 7: Vergleich zwischen dem originalen Abbild (links) und dem Ergebnis der Reprozessierung (rechts) für Profil 4 (oben) und Profil 5 (unten).

Ähnliche Verbesserungen lassen sich auch für Profil 5 feststellen (Abbildung 7). Im ursprünglichen Abbild kann man in der südwestlichen Hälfte (Profilkilometer 0 – 12) einen starken Reflektor zwischen 0.3 s und 0.7 s und einen schwächeren bei 1.1 s erkennen. Der dritte Reflektor befindet sich hier bei 2.2 s und ist mehr oder weniger auf dem ganzen Profil zu sehen. Am südwestlichen Ende scheint er zu größeren Tiefen versetzt zu sein. Die nordöstliche Hälfte des Profils ist für die ersten 1.8 s frei von reflektierter Energie.

Wie bei Profil 4 erscheinen die Reflektoren im reprozessierten Profil deutlicher. Zusätzlich kann man schwache Reflektorstücke direkt unterhalb des ersten starken Reflektors erkennen (Profilkilometer 5, Zweiwegelaufzeit 0.6). In der nordöstlichen Hälfte ist nun reflektierte Energie zu erkennen. Diese bildet aber keinen kohärenten Reflektor ab.

Vergleich von Geschwindigkeitsmodell und seismischen Abbild

Wie in Abbildung 8 zu erkennen ist, stimmen die starken Reflektoren mit der Änderung in der Intervalggeschwindigkeit überein. Des Weiteren findet man Änderungen die nicht mit einem durchgehenden Reflektor oder nur stückweise mit einem schwachen Reflektor übereinstimmen. Es wurde angenommen dass hier auch Schichtgrenzen vorliegen, die sich aber seismisch nur schlecht abbilden.

Daher wurden nicht nur die seismischen Sektionen, sondern auch die Geschwindigkeitsmodelle benutzt, um Horizonte anzureißen.

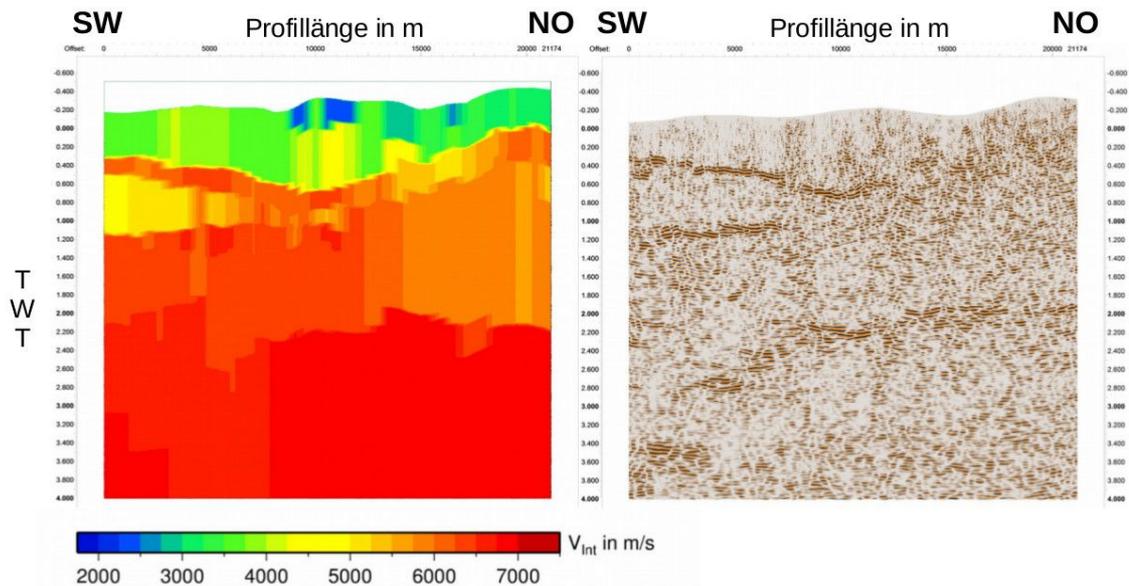


Abbildung 8: Geschwindigkeitsmodell und seismische Sektion für Profil 5.

Vertikale Seismische Profile in vorhandenen Bohrlöchern

In einigen Bohrlöchern im Untersuchungsgebiet wurden vertikale seismische Profile (VSP) durchgeführt. Zusätzlich war eine stratigraphische Aufnahme des Bohrlochs vorhanden.

In der Stratigraphie findet man die in der Region vorkommenden Gesteineinheiten: Ligurischen Sedimente, Tuscan Nappe, Burano, Farma.

Ligurische Sedimente und der Tuscan Nappe bestehen aus Ablagerung mariner Sedimente. In der Burano-Schicht kommt vor allem Anhydrit vor. Der Farma ist ein metamorphes Gestein.

Bei einem vertikalen seismischen Profil befindet sich die Quelle an der Erdoberfläche und im Bohrloch werden mit einem Geophon die Signale der Quelle registriert. Die direkte Welle ist in der Regel gut sichtbar und kann entsprechend gepickt werden. Um die Ausbreitungsgeschwindigkeit in einer Tiefe z zu bestimmen, wurde die Steigung der gepickten Einsätze in einem Tiefenintervall um die Tiefe z von ± 100 m durch eine lineare Regression bestimmt. Zusätzlich wurde für die unteren Schichten eine konvertierte S-Welle beobachtet. Dadurch konnten

seismische Geschwindigkeiten für die einzelnen Gesteinseinheiten bestimmt werden. (Abbildung 9, Tabelle 1).

Tabelle 1: Seismische Geschwindigkeiten aus der Analyse der VSPs.

Einheit	P-Geschw. (km/s)	S-Geschw. (km/s)
Ligurischen Sedim.	3.5	-
Tuscan Nappe	4.0	-
Burano	6.0 – 6.5	3.0 – 3.5
Farma	5.0	2.8

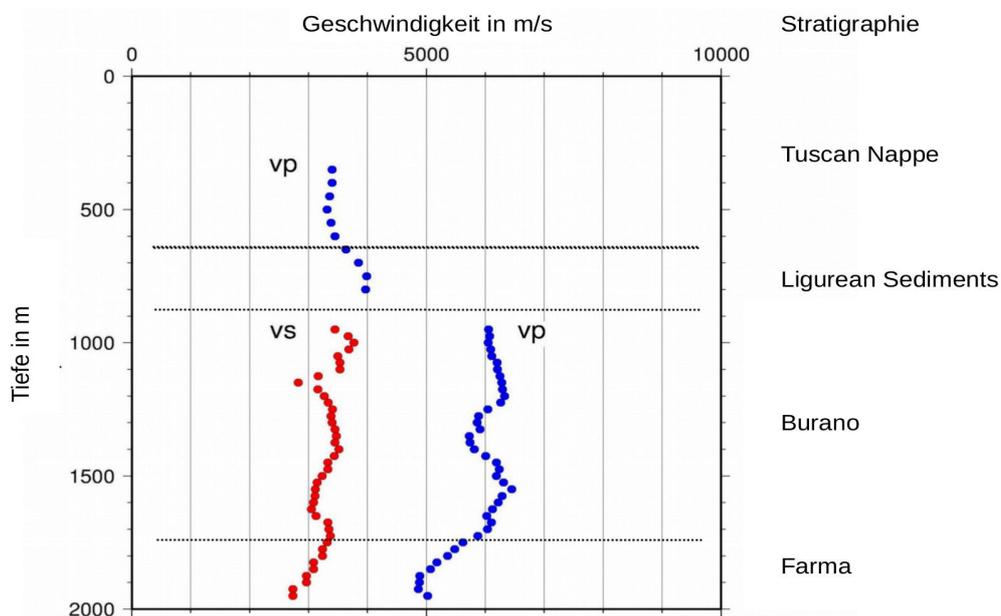


Abbildung 9: Geschwindigkeiten aus dem VSP und Gesteinseinheiten aus der stratigraphischen Ausnahme für ein Bohrloch.

Abschätzung der S-Geschwindigkeiten aus v_p/v_s -Verhältnissen

An einigen ausgewählten CDP-Gathern wurde eine Amplitude-versus-Offset Analyse durchgeführt. Ziel ist es, aus der Winkelabhängigkeit des Reflexionskoeffizienten den seismischen Kontrast an einer Schichtgrenze zu bestimmen, speziell den Kontrast des Quotienten aus P- und S-Wellengeschwindigkeiten („ v_p/v_s -Verhältnis“), der ein lithologischer Indikator ist.

Dazu werden in Schuss-Seismogrammen die Amplituden einer Reflexion von dieser Schichtgrenze in Abhängigkeit der Schuss-Geophon-Entfernung („Offset“) bestimmt. Um die Veränderung des v_p/v_s -Verhältnisses an der Schichtgrenze bestimmen zu können, muss man die Reflexionskoeffizienten in Abhängigkeit des Reflexionswinkels darstellen. Der Reflexionswinkel θ wurde aus der Entfernung unter Berücksichtigung von Beugung und Brechung und der Reflexionskoeffizient aus

der beobachteten Amplitude durch die Korrektur von geometrischer Amplitudendivergenz bestimmt. Zusätzlich wurde der Reflexionskoeffizient $R=R(\theta)$ mit dem Reflexionskoeffizienten für den vertikalen Einfall $R_0=R(0)$ normiert:

$$\frac{R}{R_0} \approx \left(1 - \frac{4}{5} \frac{v_S^2}{v_P^2} \sin^2 \theta + \frac{4}{5} \tan^2 \theta \right) - \frac{32}{5} \frac{v_S^2}{v_P^2} \sin^2 \theta \frac{\Delta v_S / v_S}{\Delta v_P / v_P}$$

$$\approx A + B \frac{\Delta v_S / v_S}{\Delta v_P / v_P}$$

A und B sind Koeffizienten die vom Einfallswinkel und dem mittleren v_P/v_S -Verhältnis an der Schichtgrenze abhängen. Der kann über das Verhältnis der relativen Veränderungen $\Delta v_S/v_S$ und $\Delta v_P/v_P$ bestimmt werden. Aus diesem Wert kann dann die Veränderung des v_P/v_S -Verhältnisses berechnet werden:

$$\frac{\Delta(v_P/v_S)}{v_P/v_S} = \frac{\Delta v_P}{v_P} \cdot \left(1 - \frac{\Delta v_S / v_S}{\Delta v_P / v_P} \right)$$

Die Reflexionsamplitude zeigt einen charakteristischen Verlauf in Abhängigkeit von der Reflexionsamplitude (Abbildung 10). Durch Anpassung konnte die Veränderung des v_P/v_S -Verhältnisses bestimmt werden. Diese Analyse wurde für 3 Schichtgrenzen durchgeführt: a.) Ligurische Sedimente und Tuscan Nappe, b.) Ligurische Sedimente und Burano und c.) Tuscan Nappe und Burano. Die Schichtgrenze zwischen Burano und Farma liegt zu tief um die Winkelabhängigkeit zu bestimmen.

Aus der VSP-Analyse sind v_P , v_S und v_P/v_S -Verhältnis für die Schicht Burano bekannt. Daher ist es möglich für die Ligurischen Sedimente und den Tuscan Nappe das v_P/v_S -Verhältnis und daraus die v_S -Geschwindigkeit zu bestimmen. Wie die Werte aus Tabelle 2 zeigen, unterscheiden sich die Tuscan Nappes und Ligurischen Einheiten deutlich vom Burano und auch untereinander, so dass hier ein weiteres Indiz für die geologische Interpretation der seismischen Daten erarbeitet wurde.

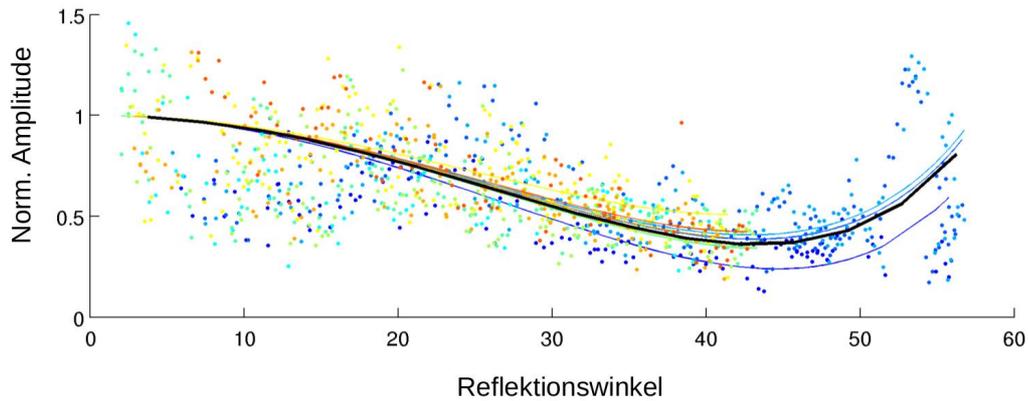


Abbildung 10: Reflexion an der Schichtgrenze zwischen Ligurischen Sedimenten und dem Tuscan Nappe: Verlauf der Amplitude in Abhängigkeit des Reflexionswinkels. Die dicke, schwarze Linie zeigt die beste Anpassung durch die theoretische Kurve.

Tabelle 2: v_p/v_s -Verhältnis und v_s -Geschwindigkeiten aus der AVO-Analyse.

Einheit	v_p/v_s	v_s (km/s)
Ligurischen Sedim.	1.85 – 2.10	1.7 – 1.9
Tuscan Nappe	1.80 – 1.90	2.1 – 2.3
Burano	1.75 – 1.80	3.3 – 3.4

Anreißen der Horizonte

Das Anreißen der Horizonte und die Zuweisung der Gesteineinheiten wurden mit dem Programm „KingdomSuite“ durchgeführt. Die seismischen Sektionen wurden in das Programm als Zeitsektionen importiert. Daher erhält man nicht die Tiefenlage der Horizonte, sondern zunächst nur die Zweiwegelaufzeit. Zum Anreißen der Horizonte wurde nicht nur das seismischen Abbild verwendet, sondern auch die Geschwindigkeitsmodelle. Teilweise waren Schichtgrenzen im Geschwindigkeitsmodell sichtbar, aber nur bedingt im seismischen Abbild. Es konnten keine Schichtgrenzen zwischen Ligurischen Sedimenten und der Tuscan Nappe in den seismischen Abbildern und in den Geschwindigkeitsmodellen beobachtet werden. Daher wurden beide Einheiten im weiteren als eine gemeinsame Einheit behandelt, die als „Sedimente“ bezeichnet wird.

Wie man an den seismischen Sektionen und in den Geschwindigkeitsmodellen (Abbildung 11) erkennen kann, besteht eine Zweiteilung in der Region.

Der westliche Teil wird von zwei starken Reflektoren dominiert. Unterhalb der beiden Reflektoren werden seismische P-Wellen-Geschwindigkeiten von über 6 km/s gefunden. Beide Reflektoren wurden daher als obere Schichtgrenze der Bu-

rano Schicht interpretiert. Oberhalb des ersten Reflektors beträgt die P-Wellengeschwindigkeit zwischen 3 km/s und 4 km/s. Hierbei handelt es sich um eine der Sedimentschichten: Tuscan Nappe oder Ligurische Sedimente. Zwischen den beiden Reflektoren wird ein Geschwindigkeitserniedrigung auf 4.5 km/s bis 5 km/s gefunden. Die Geschwindigkeiten schließen eine sedimentäre Zwischenschicht aus. Eher kommt eine metamorphe Schicht wie der Farma in Frage. Unterhalb des zweiten Reflektors findet man Geschwindigkeiten zwischen 5 km/s und 7 km/s. Dies weist wiederum auf die metamorphe Farma-Schicht hin.

Im östlichen Teil ist im oberen Bereich nur bedingt ein Reflektor zu erkennen. Im Geschwindigkeitsmodell und im Bohrloch kann jedoch eine Abfolge von einer Sediment-Schicht, der Burano-Schicht und der Farma-Schicht festgemacht werden. Weitere Gesteinseinheiten sind nicht auszumachen.

Zur Trennung des westlichen und östlichen Teils wurde eine Verwerfung eingefügt, die durch Horizontversätze an mehreren Stellen belegt ist.

Der K-Horizont ist im ganzen Untersuchungsgebiet sichtbar. Dabei zeigt er sich selten als durchgehender Reflektor. Es wechseln sich stark reflektierende Bereiche mit Bereichen geringer Reflexionsamplitude ab. Im Südwesten scheint sich der K-Horizont stufenweise zu größerer Tiefe zu versetzen.

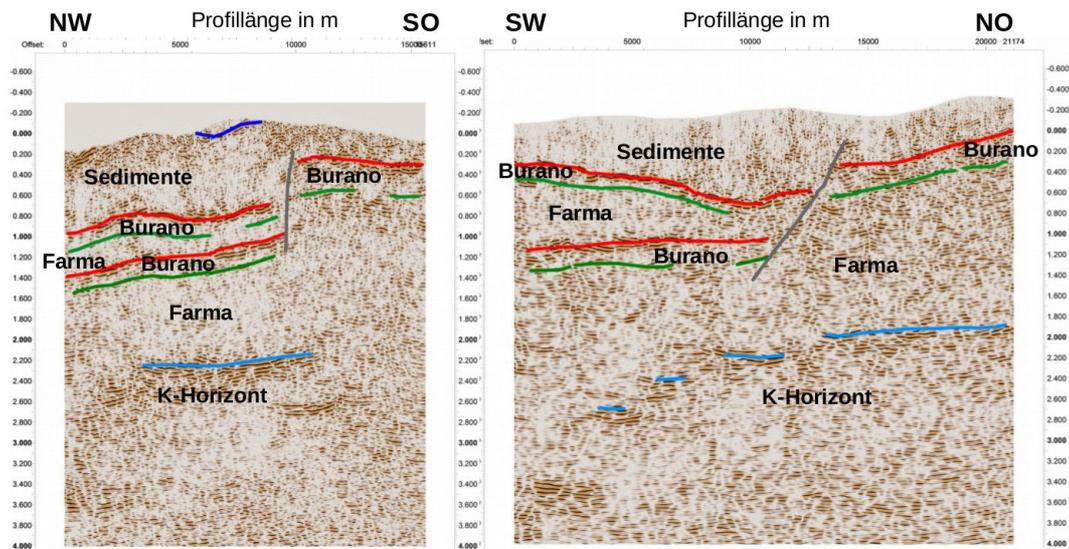


Abbildung 11: Geologisch interpretierte Sektionen für Profil 4 und 5. Farbige Horizonte stellen die Oberkante von Gesteinseinheiten dar: Burano (rot) und Farma (grün). Der K-Horizont wird durch eine türkis farbige Linie markiert. Die graue Linie stellt die Verwerfung dar.

Geologische Modellbildung

Hierzu wurde das Programm „GeoModeller“ verwendet.

Die in „KingdomSuite“ angerissenen Zweiwegelaufzeiten der Horizonte wurden mittels der Geschwindigkeitsmodelle in die Tiefe konvertiert und in „GeoModel-

ler“ importiert. Des weiteren standen die stratigraphische Aufnahme an 5 Bohrlöchern und die Karte der geologischen Oberfläche zur Verfügung.

Die vorhandenen Datenpunkte waren nicht ausreichend um ein sinnvoll interpoliertes Modell zu berechnen. Daher war es notwendig, einzelne künstliche Tiefenpunkte und Orientierungen der Schichtgrenzen als Nebenbedingungen einzufügen. Als Ergebnis ist ein glattes Modell des Untergrundes entstanden.

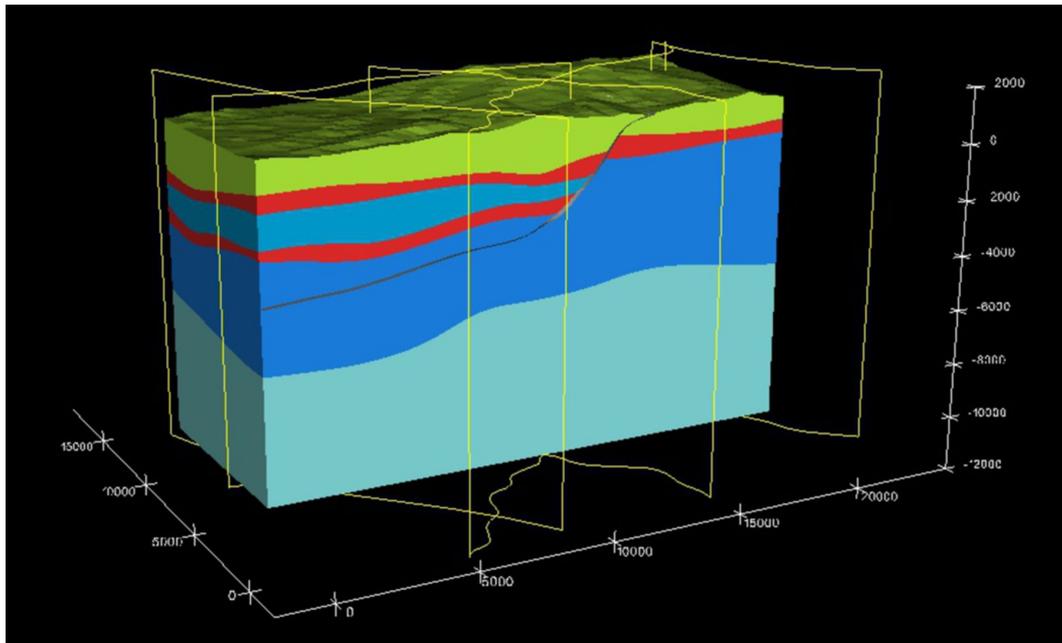


Abbildung 12: Geologische Modell des Untersuchungsgebiets in der südlichen Toskana.

2.2.1.3 Gravimetrie und Magnetotellurik

Um das Modell zu testen und zusätzliche Gesteinsparameter zu bestimmen, wurden Auswertungen gravimetrischer und magnetotellurischer Messungen vorgenommen. In beiden Methoden war das aus der Seismik angeleitete geologische Modell Grundlage für die entsprechenden Modellrechnungen.

Gravimetrie

Die Schwerebeschleunigung wurde auf einem 45 km x 35 km großen Areal gemessen, das das deutlich kleinere eigentliche Untersuchungsgebiet enthält (Abbildung 2). Zur Verfügung stand eine Karte der sog. Bouguer-Anomalie („Bouguerschwere“) die aus den Schweremessungen durch Anwendung mehrerer Korrekturen abgeleitet wird. Für die Bouguer-Korrektur wurde eine Dichte von 2400 kg/m³ verwendet.

Die Bouguerschwere beinhaltet sowohl die lokalen Schwereanomalien, als auch

den großräumigen regionalen Trend des Schwerefeldes. Um den regionalen Trend zu entfernen, wurde die Bouguerschwere durch Feldfortsetzung in einer Höhe von 20 km berechnet. In dieser Höhe sind die langwelligen, regionalen Anteile der Schwere dominant gegenüber den kurzwelligen lokalen Schwereanomalien. Die Differenz zwischen Bouguerschwere an der Erdoberfläche und in 20 km Höhe beinhaltet nur noch die lokalen Schwereanomalien.

Nach dem Entfernen des regionalen Trends zeigte die Bouguerschwere in Gebieten, in denen der „Tuscan Nappe“ an der Oberfläche anstand, eine Korrelation mit der Topographie. In den anderen Gebieten wurde keine Korrelation gefunden. Dies zeigt, dass die ursprüngliche Bouguerkorrektur in den Gebieten des „Tuscan Nappe“ mit einer falschen Dichte angewendet wurde. Daher wurde die Bouguerschwere in den Gebieten des „Tuscan Nappe“ mit einer Dichte von 2500 kg/m³ nachkorrigiert.

Um ein Modell der Dichteverteilung im Untergrund zu ermitteln, wurden den einzelnen Gesteinseinheiten innerhalb des geologischen Modells geschätzte Dichtewerte zugewiesen, das sich daraus ergebende Schwerefeld berechnet und das berechnete Feld unter Veränderung der Dichtewerte durch eine Inversionsrechnung an das gemessene angepasst (Tabelle 3). Dabei zeigte es sich, dass in der östlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets die Gesteinseinheit „Farma“ in größerer Tiefe eine geringe Dichte haben muss. Mit diesen Dichtewerten können die gemessenen Schweredaten sehr gut erklärt werden. Die Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Schwerewerten betragen im Mittel weniger als 3 mGal (Abbildung 13)..

Tabelle 3: Dichte der Gesteinseinheiten

Einheit	Dichte (kg/m ³)
Ligurischen Sedim.	2400
Tuscan Nappe	2450 - 2580
Burano	2630 - 2800
Farma	2690
Tiefer Farma (Ost)	2540
Unterhalb des K-H.	2520

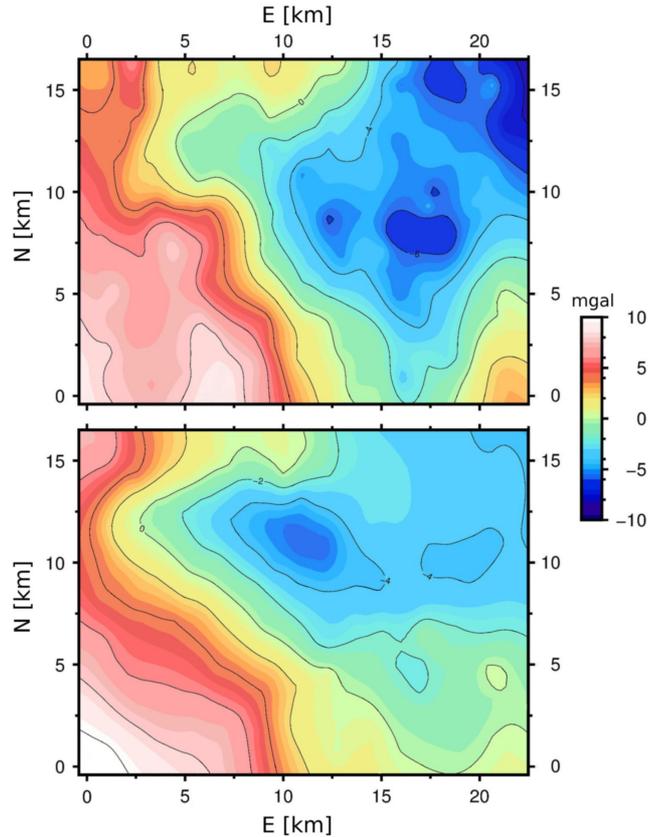


Abbildung 13: Vergleich der gemessenen (oben) und der modellierten (unten) Bouguer-Anomalie.

Magnetotellurik

Als Grundlage für eine Untersuchung der spezifischen elektrischen Widerstände des Untergrundes standen magnetotellurischen Daten von 10 Messstationen entlang von Profil 5 zur Verfügung (Abbildung 2). Dabei zeigen zwei benachbarte Stationen widersprüchliche Daten, so dass eine der beiden nicht verwendet wurde.

Als Erstes wurde eine magnetotellurische Inversionsrechnung, eine Art elektromagnetische Tomographie, ohne strukturelle Randbedingungen durchgeführt. Das Ergebnis war ein sehr glattes Modell, bei dem man nur schwer Gesteinseinheiten unterscheiden konnte.

Daher wurde das geologische Strukturmodell als Randbedingung für die weiteren Rechnungen verwendet. Für jede Gesteinseinheit wurde ein Bereich festgelegt, in dem der spezifische elektrische Widerstand variieren konnte. Unter Berücksichtigung dieser Randbedingungen wurde erneut eine Tomographie gerechnet. Nun sind die unterschiedlichen Gesteinseinheiten im Modell erkennbar (Abbildung 14).

Zusätzlich wurde getestet, ob es im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets ein Körper mit erhöhter Porosität und Wassergehalt geben kann, der sich durch erniedrigte spezifische Widerstände auszeichnet.

Die sedimentären Gesteine (Ligurische Sedimente und „Tuscan Nappe“) haben niedrige spezifische Widerstände von $8 \Omega\text{m}$ und $200 \Omega\text{m}$ und die Burano-Schicht

einen spezifischen Widerstand von 1050 Ωm (Tabelle 4). Die Farma-Schicht zeigt eine deutliche Zweiteilung. Die westliche Hälfte zeigt eher höhere spezifische Widerstände von 200 Ωm bis 400 Ωm und in der östliche Hälfte finden sich eher niedrige spezifische Widerstände unterhalb von 100 Ωm . Eine Gesteinseinheit mit sehr niedrigen spezifischen Widerständen um 30 Ωm ist im Bereich des östlichen Farma mit den Messdaten verträglich, aber zu ihrer Erklärung nicht zwingend erforderlich. Insgesamt weist der niedrige spezifische Widerstand des Farma im Osten auf eine erhöhte Porosität bzw. einen erhöhten Wassergehalt und damit auch auf eine möglicherweise erhöhte hydraulische Permeabilität hin.

Tabelle 4: Spezifische Widerstand der Gesteinseinheiten

Einheit	Spezif. Widerstand (Ωm)
Ligurischen Sedim.	8-30
Tuscan Nappe	8-200
Burano	1050
Farma	80-400
Unterhalb des K-H.	1000

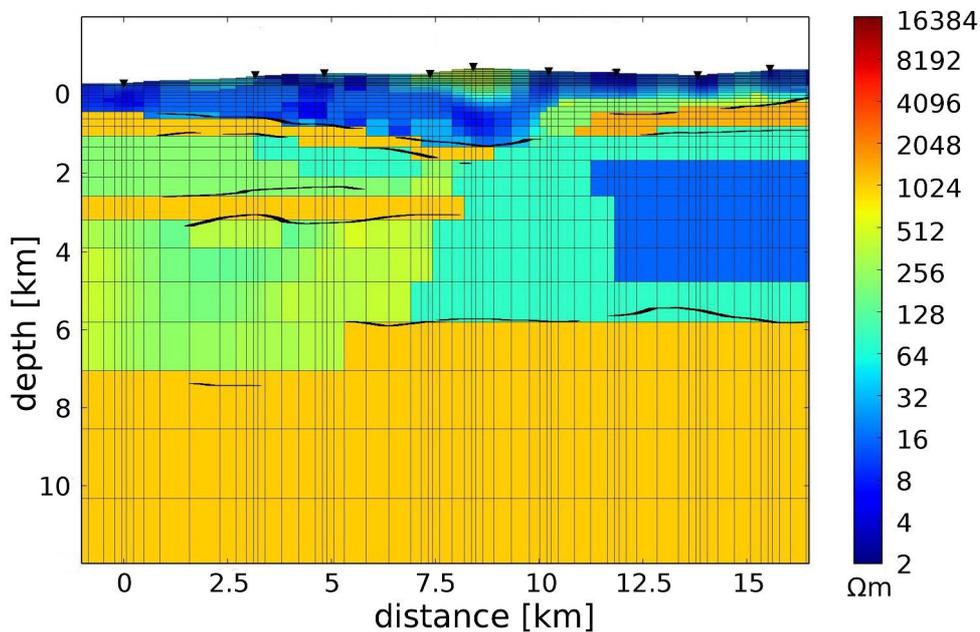


Abbildung 14: Finales Modell des spezifischen elektrischen Widerstands entlang Profil 5, abgeleitet aus magnetotellurischen Messungen.

2.2.2 Süd-Dänemark

Das zweite Untersuchungsgebiet des Projektes liegt in Süddänemark nahe der deutsch-dänischen Grenze im Bereich Tondern. Die geothermisch relevanten Sandsteinlagen befinden sich oberhalb eines Salzdomes. Durch die Salzdynamik wurden die sedimentären Schichten aufgewölbt. Zur Verfügung stand ein 3-D seismischer Datensatz (7.2 km x 5.2 km) und fünf Bohrlöcher (Logs, Stratigraphische Aufnahme) (Abbildung 15). Zwei Bohrlöcher waren ca. 3.1 km tief und reichten bis zum Zechstein. Die anderen Bohrlöcher wurden nur bis kurz unterhalb des Reservoir (bei 1.9 km) geteuft.

Da der Datensatz erst sehr spät in der Projektlaufzeit zur Verfügung stand, ist die Auswertung noch nicht abgeschlossen. Die Bearbeitung wird im Rahmen zweier Doktorarbeiten an der RWTH Aachen und der Universität zu Kiel fortgesetzt.

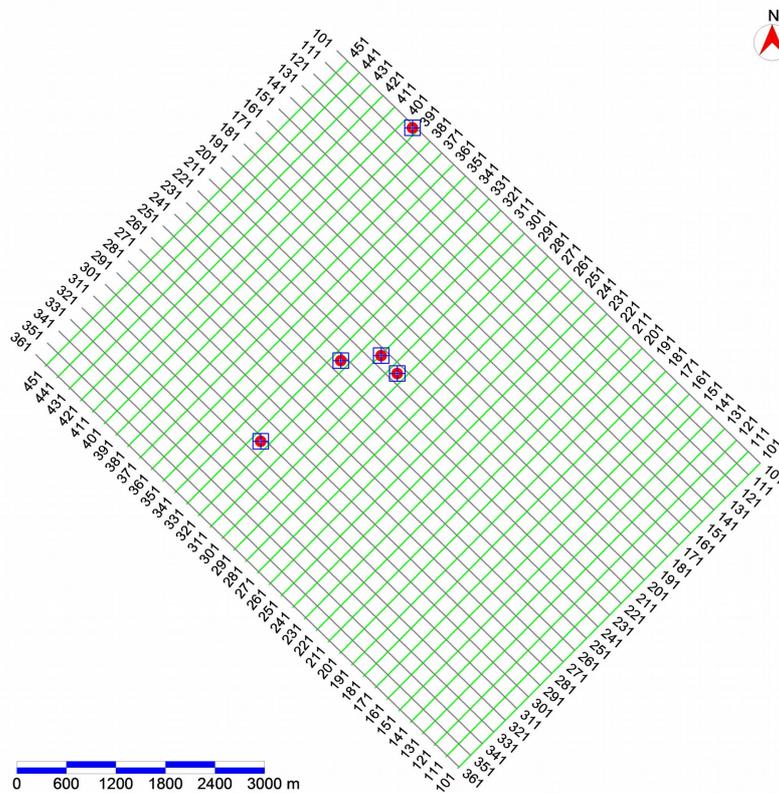


Abbildung 15: Lageplan der verfügbaren Daten in Süd-Dänemark.

2.2.2.1 Geologische Modellerstellung

Aufgrund der guten Datenbasis erwies sich das Anreißern der Horizonte sowie das Zuweisen der einzelnen Gesteinspakete als unproblematisch. Problematisch ist eher die große Anzahl der aufgelösten Schichten innerhalb des seismischen Daten-

satzes, da ein detailreiches geologischen Modell zu einem erheblichen größeren Rechenaufwand bei der numerischen Simulation führt.

Daher wurden die Schichten auf Grund der stratigraphischen Aufnahme und des Gamma-Logs zu 14 Gesteinseinheiten zusammengefasst (Abbildung 16). Dabei war weniger die geologische Einteilung von Bedeutung, vielmehr wurde darauf geachtet, dass innerhalb einer zusammenhängenden Gesteinseinheit eine ähnliche Gesteinszusammensetzung und ähnliche physikalische Eigenschaften vorlagen. So wurden zum Beispiel einige seismisch gut erkennbare Schichten nicht als eigenständige Einheiten berücksichtigt, da an ihren Schichtgrenzen kein deutlicher Wechsel der Gesteinszusammensetzung vorlag.

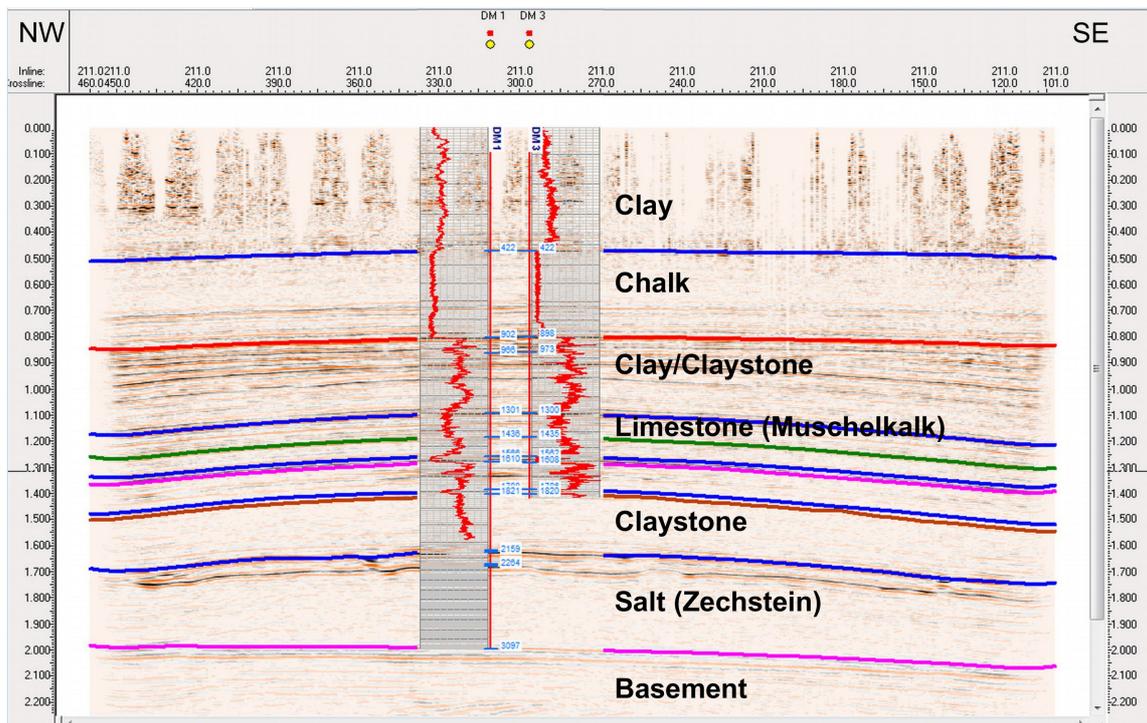


Abbildung 16: Mit Hilfe von Bohrlochdaten geologisch interpretierte seismische Sektion.

Es konnten zwei Gesteinseinheiten ausfindig gemacht werden die für eine geothermische Produktion in Frage kämen: der „Upper Bunter Sand“ und der „Lower Bunter Sand“ (grüne Einfärbung in Abbildung 17). Aufgrund des Bohrberichtes war bekannt, dass der „Upper Bunter Sand“ eine etwa 50 m mächtige Sandschicht ist, die eine Porosität von 20 % besitzt. Jedoch ist der „Upper Bunter Sand“ stark zementiert und zeigt starke Heterogenitäten mit eingebetteten Tonschichten. Zudem ist diese Schicht gasführend. Der „Lower Bunter Sand“ ist eine etwa 35 m mächtige Sandschicht und weist in den oberen 20 Metern ebenfalls eine Porosität von 20 % auf. Diese fällt in den unteren zehn Metern auf 15 % zurück. Dafür ist der Sand in der Schicht nur wenig zementiert und zu 100 % wassergesättigt. Er weist in allen fünf Bohrlöchern sehr ähnliche Eigenschaften auf. Daher ist davon auszugehen, dass der „Lower Bunter Sand“ ein sehr homogenes Schichtpaket darstellt und deshalb für eine geothermische Nutzung zu bevorzugen ist.

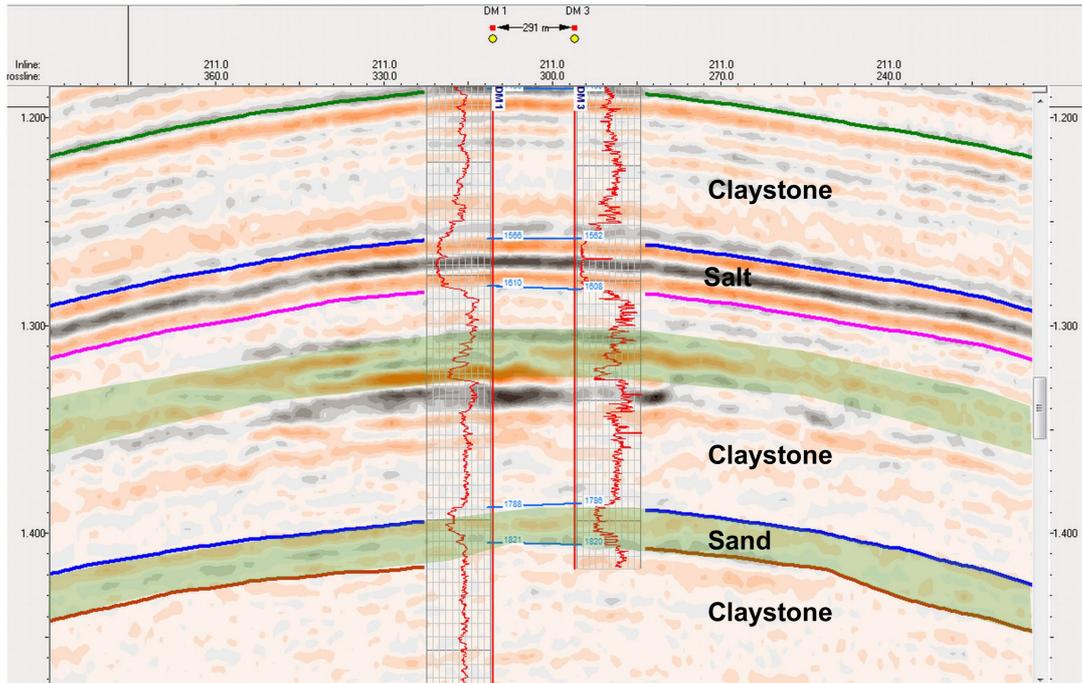


Abbildung 17: Lage der beiden potenziellen geothermischen Nutzhorizonte.

2.2.2.2 Laterale Änderungen in den potentiellen Nutzhorizonten

Durch eine Laufzeitkorrektur („Glattziehen“) eines Referenzhorizontes ist es möglich, die gekrümmten Horizonte des ganzen 3-D Datensatzes in ebenen Zeit- oder Tiefenscheiben relativ zu diesem Referenzhorizont darzustellen. Dadurch kann zum Beispiel wie im folgenden die flächenhafte Verteilung der Reflexionsamplitude entlang gekrümmter Schichtgrenzen als Karte dargestellt werden.

Um eine bessere Vergleichbarkeit innerhalb der Schichten zu erzielen, wurde allerdings zuvor die Envelope der einzelnen Spuren berechnet, die die Reflexionsenergie der oszillierenden seismischen Signale unabhängig von der Phasenlage, also auch bei Nulldurchgängen der Signale, erfasst.

In Abbildung 18 sind die Envelopenwerte einer Zeitscheibe innerhalb des „Upper Bunter Sand“ aufgetragen. Das in der Schicht enthaltene Gas wird sehr deutlich durch die hohen, hell dargestellten, Werte im Zentrum der Schicht widergespiegelt. Um diesen Bereich kommt es dann zum vielfältigem Wechsel von Bereichen hoher und niedriger Reflektivität. Betrachtet man hingegen Abbildung 19, welche die Envelopenwerte für den „Upper Bunter Sand“ zeigt, sind die Reflexionsamplituden sehr viel gleichmäßiger verteilt. Auffällig ist in dieser Schicht, dass es vom Zentrum des Aquifers einen Bereich in südwestlicher Richtung gibt, der nur sehr geringe Reflektivität aufweist. Im Gesamten zeigt sich der Werteverlauf allerdings sehr viel ruhiger ohne kleinskalige Wechsel. Diese Beobachtungen bestärken die oben gemachte Annahme, dass es sich bei der unteren Sandschicht um einen sehr viel homogenen Aquifer handelt.

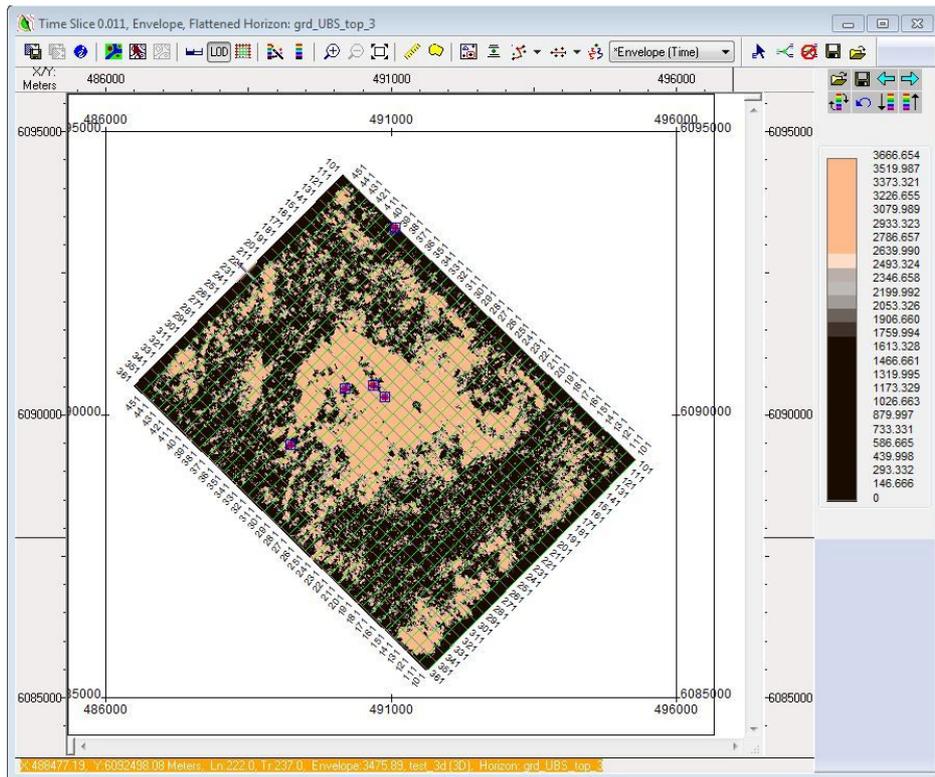


Abbildung 18: Enevolpenamplituden im „Upper Bunter Sand“.

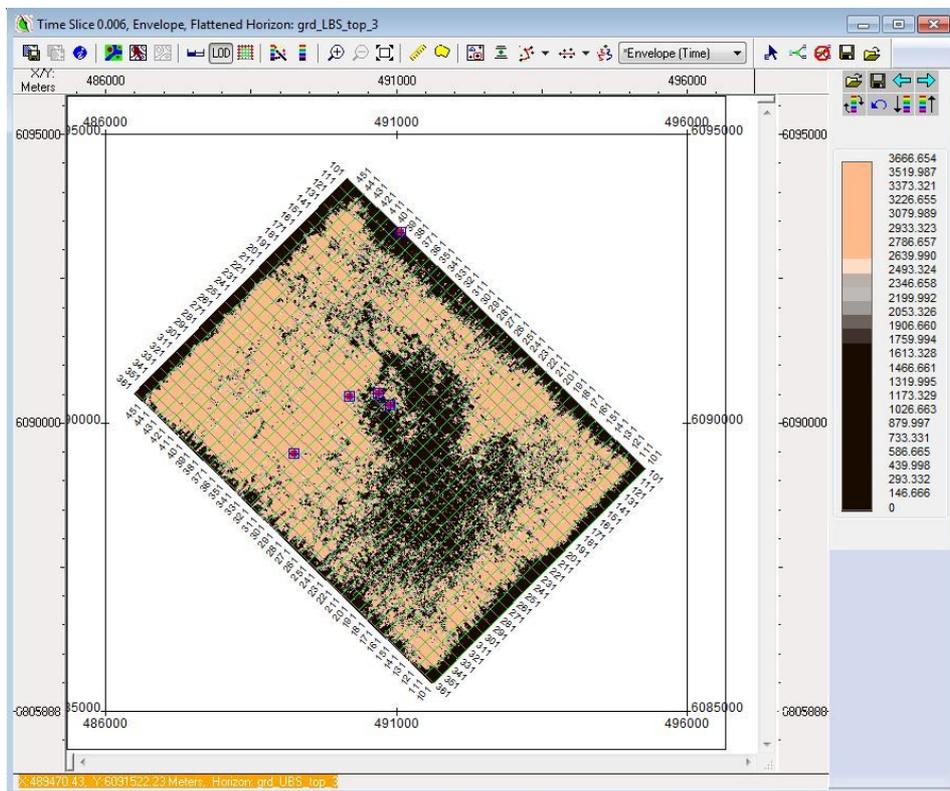


Abbildung 19: Enevolpenamplituden im „Lower Bunter Sand“.

2.2.2.3 Verwerfungsdetektion mittels eines Kohärenzfilters

Um Verwerfungen im 3-D Datensatz zu detektieren, wurde ein Kohärenzfilter auf die Daten angewendet, der im Vorgängerprojekt MeProRisk I entwickelt wurde. Verwerfungen zeichnen sich dadurch ab, dass die Kohärenz der Reflexionen über die Verwerfungen hinweg verringert ist, obwohl die seismischen Amplituden beiderseits der Verwerfungen groß sein können.

Abbildung 20 zeigt das Kohärenzbild für ein ausgewähltes Profil. Deutlich ist darin eine Verwerfung zu erkennen (rote Umkreisung). Die feine durchgezogene rote Linie markiert die Zweiwegelaufzeit von 1 Sekunde, zu dieser Zeit wird im folgendem (Abbildung 21) eine Zeitscheibe des Kohärenzdatenwürfels gezeigt. In ihr ist die Verwerfung ebenfalls sehr schön in der Fläche nachvollziehbar.

Die Frage nach der Durchlässigkeit der Verwerfung kann hier jedoch leider nicht beantwortet werden. Da sie oberhalb der geothermisch interessanten Aquifere (blaue und rote Linie in Abb. 20) liegt und diese nicht quert wurde sie für die geothermische Modellbildung zunächst nicht betrachtet.

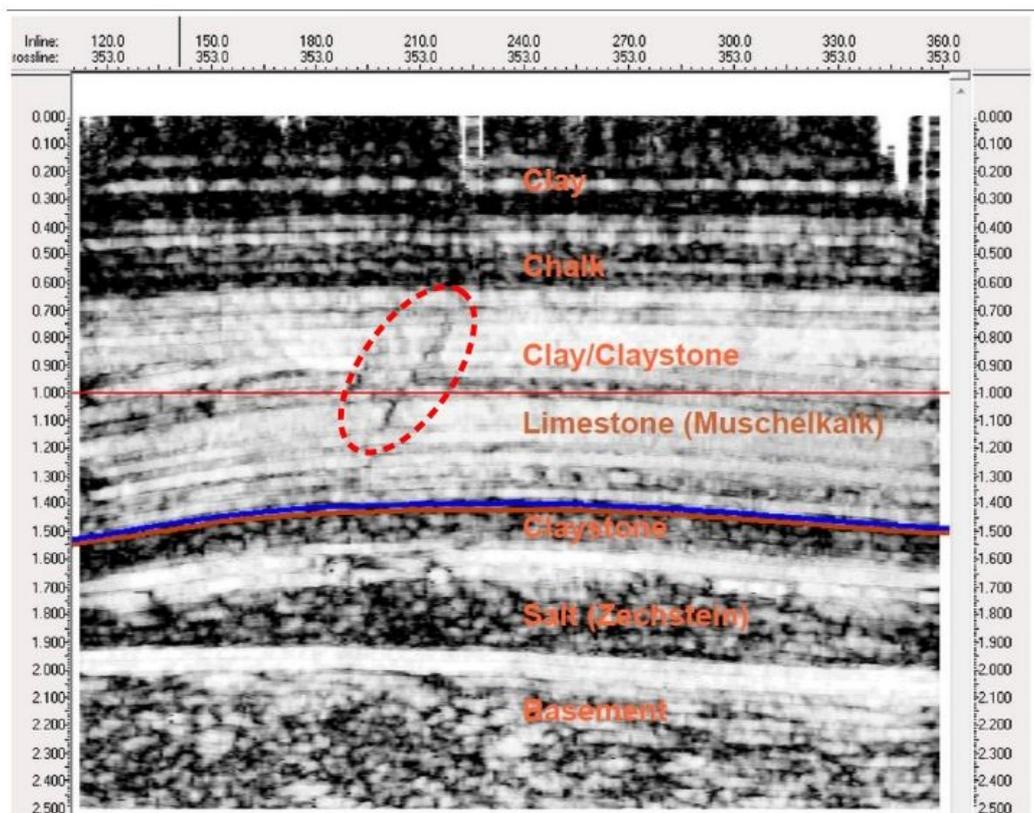


Abbildung 20: Störungsidentifikation im seismischen Kohärenzbild.

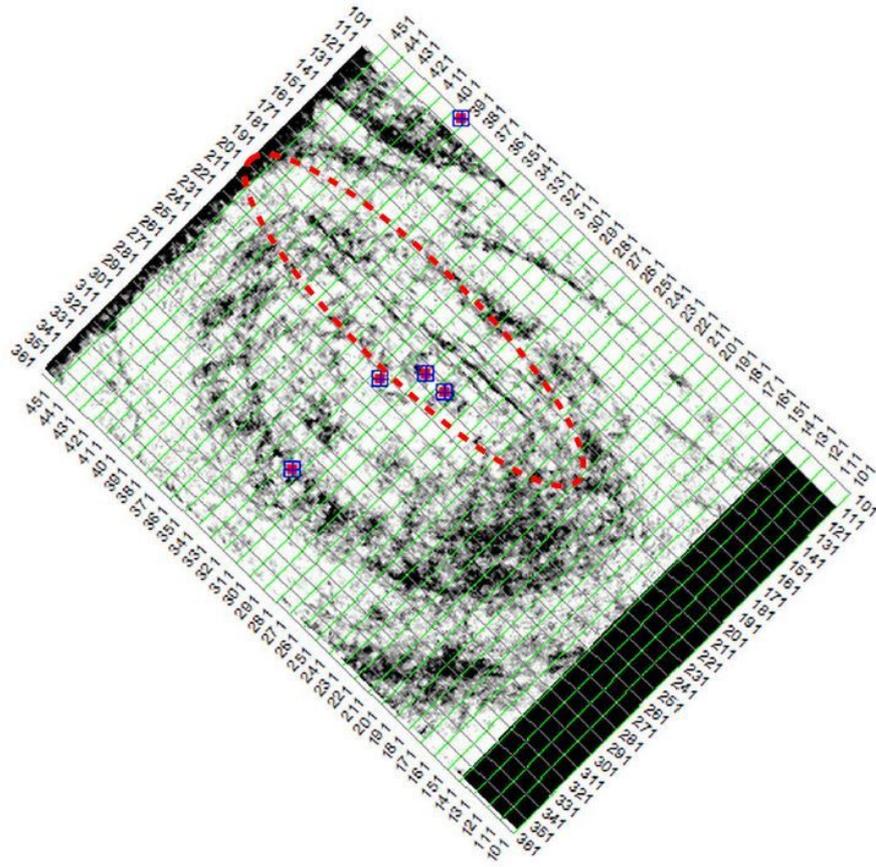


Abbildung 21: Zeitscheibe des Kohärenzdatenwürfels bei einer Zweiwegelaufzeit von 1 Sekunde.

2.3 Entwicklung eines hochauflösenden seismischen Abbildungsverfahrens zur Charakterisierung von geothermischen Reservoiren

Die Auflösung kleinskaliger Strukturen in einem geothermischen Reservoir, erfordert ein hochauflösendes seismisches Abbildungsverfahren. Im Bereich der Reflexionsseismik besteht dieses klassischerweise aus einer interaktiven Common-Midpoint (CMP) Kohärenzanalyse zur Ableitung eines Normal-Moveout (NMO) Geschwindigkeitsmodells. Dieses kann genutzt werden, um die Daten zu einer Zero-offset (ZO) Sektion zu stapeln, oder über eine Dix Inversion in Intervall-Geschwindigkeit zu konvertieren. Abschließend folgt eine Post-stack Zeit und/oder Tiefenmigration. Der von uns verwendete Ansatz kombiniert die manuelle CMP Analyse mit einem ausgefeilteren Stapelverfahren, der automatischen Common-Reflection Surface (CRS) Analyse. Die daraus abgeleiteten CRS Parameter lassen sich in ein reflexionsseismisches Tomographiekonzept (NIP-Wellentomographie) einbinden, um langwellige seismische Geschwindigkeitsmodelle des Untergrundes abzuleiten. Die Auflösung dieser Modelle kann in einem weiteren Schritt mit einer hochauflösenden akustischen Full Waveform Inversion (FWI) substantiell verbessert werden. Während die Auflösung einer strahlenbasierten Laufzeittomographie nach unten durch die erste Fresnel Zone beschränkt ist, lassen sich mit der FWI Strukturen im Bereich von einem Viertel bis der Hälfte der seismischen Wellenlänge auflösen. Der Grund für diese signifikante Steigerung der Auflösung durch die FWI ist die Anpassung des kompletten registrierten seismischen Wellenfeldes durch ein komplexes nicht-lineares Optimierungsverfahren. Im Gegensatz dazu passt die Laufzeittomographie nur die Phaseninformationen einzelner Ereignisse, z.B. des Ersteinsatzes, an. Die so gewonnenen Geschwindigkeitsmodelle erlauben nicht nur einen detaillierten Einblick in den kleinskaligen Aufbau eines geothermischen Reservoirs, sondern lassen sich auch für andere bildgebende Abbildungsverfahren, wie eine Pre-Stack Tiefenmigration, verwenden. Anhand von synthetischen Daten eines bekannten seismischen Testproblems - der akustischen Variante des Marmousi-II Modells - demonstrieren wir das Potential des hochauflösenden seismischen Abbildungskonzeptes. Abschließend folgt die Anwendung auf Felddaten, welche in der Süd-Toskana nahe eines geothermischen Reservoirs gewonnen wurden. Da der Datensatz nicht alle Anforderungen des von uns entwickelten seismischen Abbildungskonzeptes erfüllt, lassen sich an diesem nur einige Teilaspekte testen

2.3.1 Theorie

2.3.1.1 CRS-Analyse und NIP-Wellentomografie

Die klassische Laufzeitnäherung von reflektierten Wellen in einer CMP Konfiguration lässt sich über

$$t^2 = t_0^2 + \frac{4h^2}{v_{NMO}^2}, \quad (2.3.1)$$

beschreiben, wobei t die Laufzeit der Welle von der Quelle zum Empfänger, t_0 die ZO-Laufzeit, h den halben Quell-Empfänger-Abstand (Offset) und v_{NMO} die NMO-Geschwindigkeit bezeichnen. Die Parameter t_0 und v_{NMO} können aus einer kohärenzbasierten Stapelgeschwindigkeitsanalyse bestimmt werden. Aus diesen Parametern lassen sich über eine Dix-Inversion langwellige Makro-Geschwindigkeitsmodelle ableiten. Die Laufzeitnäherung (Gl. 2.3.1) hat allerdings den Nachteil, dass sie nur für lateral homogene Medien ohne Neigungen oder Krümmungen der Schichtgrenzen korrekt ist. Weichen die Untergrundstrukturen signifikant von diesem 1D Medium ab, werden die Reflexionspunkte über einen größeren Raumbereich verschmiert, was schließlich zu Unschärfen oder gar deutlichen Fehlern in den seismischen Abbildungen des Untergrundes führt. Krümmungen von Schichtgrenzen lassen sich über den CRS Stapeloperator berücksichtigen. Dieser beruht auf einer hyperbolischen 2D Laufzeitnäherung (Mann et al. 1999; Jäger et al. 2001; Mann 2002) ausgedrückt in der Verschiebung $\Delta x_m = x_m - x_0$ des Mittelpunkts x_m zwischen Quelle und Empfänger relativ zur Position x_0 einer simulierten gestapelten Spur

$$t^2 = \left(t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{v_0} \Delta x_m \right)^2 + \frac{2 t_0 \cos^2 \alpha}{v_0} \left(\frac{\Delta x_m^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right), \quad (2.3.2)$$

wobei v_0 die seismische Geschwindigkeit nahe der Erdoberfläche und den Auftauchwinkel eines Normalstrahls bezeichnen. R_N und R_{NIP} sind die lokalen Radien zweier hypothetischer Wellenfronten, zum einen angeregt durch ein Exploding Reflector Experiment und zum anderen durch eine Explosionspunktquelle an dem unbekanntem Reflexionspunkt des Normalstrahls, dem sogenannten Normal Incidence Point (NIP). Ein Sample der Zero-Offset Spur wird durch t_0 , x_0 definiert. Die Ausgabe des CRS Stapeloperators liefert drei Parametersätze (α , R_N , R_{NIP}), eine Kohärenzsektion, sowie eine verbesserte gestapelte ZO Sektion. Aufgrund der großen Anzahl an seismischen Spuren, die beim CRS-Prozessing einbezogen werden, zeigt die daraus resultierende ZO Sektion ein signifikant besseres Signal-zu-Rausch Verhältnis, als die konventionelle CMP Stapelung. In einem weiteren Schritt lassen sich die CRS Parameter in einen strahlenbasierten tomographischen Ansatz (NIP-Wellentomographie) einbeziehen, welcher langwellige Makro-Geschwindigkeitsmodelle liefert (Duvencok 2004). Im Vergleich zur klassischen Ersteinsetzungtomographie oder anderen reflexionsbasierten Ansätzen, wie der Stereotomographie (Billette & Lambaré 1998; Billette et al. 2003; Lambaré et al. 2004; Prioux et al. 2013), werden keine Daten in den Schuss-Sektionen, sondern nur in den gestapelten Zero-Offset und Kohärenzsektionen gepickt. Das bessere Signal-zu-Rausch Verhältnis in diesen Sektionen erleichtert die Identifizierung möglicher Reflexionseinsätze.

2.3.1.2 Das seismische Vorwärtsproblem

Eine korrekte Beschreibung der seismischen Wellenausbreitung ist ein wesentlicher Bestandteil jedes seismischen Abbildungsverfahrens, sei es die Tiefenmigration oder Full Waveform Inversion. Aus diesem Grund beschreiben wir kurz die wesentlichen physikalischen Aspekte des seismischen Vorwärtsproblems. Die Eigenschaften einer seismischen Welle in einem dreidimensionalen isotrop elas-

tischen Medium lassen sich über ein System von gekoppelten, partiellen Differentialgleichungen erster Ordnung beschreiben

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial v_x}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} + f_x \\
\rho \frac{\partial v_y}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} + f_y \\
\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + f_z \\
\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_y}{\partial y} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\
\frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_y}{\partial y} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \\
\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x} \right) \\
\frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_y}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial y} \right) \\
\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right).
\end{aligned} \tag{2.3.3}$$

Hierbei bezeichnen λ , μ die Lamé Parameter, (v_x, v_y, v_z) den Partikelgeschwindigkeitsvektor, σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , σ_{xy} , σ_{yz} , σ_{xz} die Komponenten des Spannungstensors und (f_x, f_y, f_z) gerichtete Einzelkraftquellterme. Um die benötigte Rechenzeit zur numerischen Lösung des Problems zu reduzieren, nähern wir die 3D Wellenausbreitung in einem elastischen Medium durch 2D Zylinderwellen in einem akustischen Medium an. In diesem Fall vereinfacht sich Gl. (2.3.3) zu

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial v_x}{\partial t} &= \frac{\partial P}{\partial x} + f_x \\
\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} &= \frac{\partial P}{\partial z} + f_z \\
\frac{\partial P}{\partial t} &= \lambda \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right),
\end{aligned} \tag{2.3.4}$$

wobei als neue Größe der Druck P eingeführt wurde. Obgleich die akustische Näherung dynamisch gesehen eine falsche Beschreibung der Wellenausbreitung in einem elastischen Medium ist, sind die kinematischen Eigenschaften der modellierten Wellenfelder dennoch korrekt. Somit lässt sich die akustische Näherung für seismische Abbildungsverfahren verwenden (Operto et al. 2015). Für die numerische Lösung von Gl. (2.3.4) verwenden wir einen 2D Finite-Differenzen (FD) Ansatz im Zeitbereich mit expliziten zeitlichen Operatoren 2. Ordnung und räumlichen Operatoren 2., 4., 6., 8., 10. oder 12. Ordnung. Wellenfeldvariable und Materialparameter werden hierbei auf einem geschachtelten kartesischen Gitter diskretisiert (Virieux 1986; Levander 1988). Eine korrekte Beschreibung der Randbedingung an der Erdoberfläche erfolgt über das Image-Verfahren (Levander 1988; Robertsson 1996; Groos 2013), während an allen anderen Rändern des Modells absorbierende Randbedingungen in Form von Convolutional PMLs (C-PMLs) im-

plementiert sind (Komatitsch & Martin 2007), um unerwünschte künstliche Randreflexionen zu vermeiden. Durch eine Zerlegung des Modellgebiets und anschließende Parallelisierung mit dem Message Passing Interface (MPI) sowie weiteren Optimierungen, läßt sich die Rechenzeit des Codes auf modernen Multicore-CPUs und massiven parallelen Supercomputern signifikant reduzieren. Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für die Anwendung der seismischen Abbildungsverfahren auf großskalige Probleme. Eine detailliertere Beschreibung des Vorwärtscodes findet sich in Bohlen (2002) und Köhn et al. (2014).

2.3.1.3 Seismische Full Waveform Inversion

Der ursprüngliche Ansatz der Full Waveform Inversion (FWI) basiert auf der Minimierung der Datenresiduen $\delta v = v_{mod} - v_{obs}$ zwischen modellierten seismischen Daten v_{mod} und gemessenen Felddaten v_{obs} , um hochauflösende Modelle der Verteilung von akustischen Materialparametern im Untergrund zu gewinnen. Um dieses hochgradig nichtlineare Optimierungsproblem zu lösen, wird zunächst eine Zielfunktion E definiert

$$E = \frac{1}{2} \delta v^T \delta v, \quad (2.3.5)$$

Die Zielfunktion Gl. (2.3.5) läßt sich minimieren, indem man iterativ die akustischen Modellparameter m_n (P-Wellengeschwindigkeit V_p , Dichte ρ) verändert. Ausgehend von einem langwelligigen Startmodell m_0 , ergibt sich ein besonders effiziente Modellverbesserung von Iterationsschritt n zu $n+1$ mit dem quasi-Newton limited memory Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno (l-BFGS) Verfahren (Nocedal & Wright 2006; Brossier 2011)

$$\begin{aligned} V p^{n+1} &= V p^n - \mu^n H_a^{-1} \frac{\partial E^n}{\partial V p} \\ \rho^{n+1} &= \rho^n - \mu^n H_a^{-1} \frac{\partial E^n}{\partial \rho} \end{aligned} \quad (2.3.6)$$

bei dem das Produkt aus inverser Hesse-Matrix H_a^{-1} mit dem Gradienten der Zielfunktion nach den Materialparametern $\partial E / \partial m_n$ iterativ durch Finite-Differenzen approximiert wird. Dabei ist μ_n die Schrittweite für die Aufdatierung der Parameter bei der Iteration. Die Gradienten lassen sich mit adjungierten Operatoren berechnen (Tarantola 2005; Shipp and Singh 2002; Plessix 2006; Köhn et al. 2012). Für den akustischen Fall ergeben sich die Gradienten wie folgt

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial V_p} &= \frac{-2}{\rho V_p^3} \sum_{sources} \int dt P \hat{P} \\ \frac{\partial E}{\partial \rho} &= - \sum_{sources} \frac{1}{\rho^2 V_p^2} \int dt P \hat{P} + \int dt \frac{\partial v_x}{\partial t} \hat{v}_x + \frac{\partial v_z}{\partial t} \hat{v}_z. \end{aligned} \quad (2.3.7)$$

Hierbei lassen sich die Vorwärtswellenfelder P, v_x, v_z mit Hilfe von Gl. (2.3.4) für die aktuellen Modellparameter m_n berechnen. Die hypothetischen Wellenfelder

$\hat{P}, \hat{v}_x, \hat{v}_z$ entstehen durch eine zeitliche Rückpropagation der Datenresiduen δv von den Empfängerpositionen in das akustische Medium. Die Lösung des akustischen Vorwärtsproblems, sowie die Rückpropagation der Datenresiduen erfolgt mit dem in Abschnitt 2.3.1.2 beschriebenen FD Code.

Die Schrittweite μ_n in Gl. (2.3.6) wird über einen nicht-exakten parabolischen Line-Search Algorithmus (Nocedal & Wright 2006) bestimmt. Die Konvergenzgeschwindigkeit und Tiefenauflösung des l-BFGS Verfahrens lässt sich signifikant verbessern, indem man als erste Näherung für die Hesse-Matrix den Ansatz von Plessix & Mulder (2004) verwendet.

2.3.1.4 Pre-Stack Tiefenmigration

Um einen existierenden akustischen FWI Code für die Pre-Stack Tiefenmigration (Pre-Stack Depth Migration - PreSDM) zu nutzen, ist nur eine kleine Modifikation erforderlich. Der V_p Gradient in Gl. (2.3.7)

$$\frac{\partial E}{\partial V_p} = \frac{-2}{\rho V_p^3} \sum_{sources} \int dt P \hat{P}$$

ähnelt der Abbildungsbedingung I eines skalaren Wellenfeldes in der PreSDM (z.B. Claerbout 1985; Yan & Sava 2008):

$$I = \sum_{sources} \int dt P \check{P} \quad (2.3.8)$$

Statt einer Korrelation des Vorwärtswellenfeldes P mit dem rückpropagierten Residualwellenfeld \hat{P} , erfolgt jedoch eine Korrelation des Vorwärtswellenfeldes mit dem Wellenfeld \check{P} , welches sich durch Rückpropagation der aufgezeichneten Daten v_{obs} und nicht der Datenresiduen δv berechnen lässt. Im Gegensatz zu Migrationsalgorithmen, bei denen die Wellenfelder P und \check{P} basierend auf Näherungen der akustischen Bewegungsgleichungen (2.3.4) berechnet werden, können wir das komplette akustische Wellenfeld beschreiben und damit ebenfalls die Migration nutzen. Häufig erfolgt als Teil des Post-Prozessings der PreSDM die Berechnung der zweiten räumlichen Ableitung von I in Richtung der Tiefe, um die Position der Reflektoren und damit der Schichtgrenzen zu verdeutlichen.

2.3.2 Anwendung auf das Marmousi-II Modell

Das Marmousi-II Modell (Versteeg 1994, Martin et al. 2006) vereint ein breites Spektrum an geologischen Strukturen unterschiedlichster Komplexität und gehört damit zu einem der am meisten genutzten Testprobleme für seismische Abbildungsverfahren. Im folgenden testen wir unser in Abschnitt 2.3.1 beschriebenes hochauflösendes seismisches Abbildungsverfahren mit Hilfe einer akustischen Variante des Marmousi-II Modells.

2.3.2.1 Das Marmousi-II Modell

Das Marmousi-II Modell (Abbildung 22) besteht aus einer 500 m mächtigen Wassersäule über einem Modell mit unterschiedlich komplexen geologischen Strukturen. Den Zentraltteil dominiert ein komplexes System aus Verwerfungs-zonen über einer Antiklinalstruktur, während sich einfache, nahezu horizontal gelagerte Schichten zu den linken und rechten Modellrändern erstrecken. Während in geringeren Tiefen oberhalb von 2.5 km vorwiegend Sedimente anzutreffen sind, bestehen die tieferen Strukturen vorwiegend aus Salz, Kalkstein und Mergel. Eingelagert in das Verwerfungssystem, die Antiklinalstruktur und die Sedimente, finden sich Kohlenwasserstofflagerstätten unterschiedlicher Zusammensetzung und Größe (Martin et al. 2006).

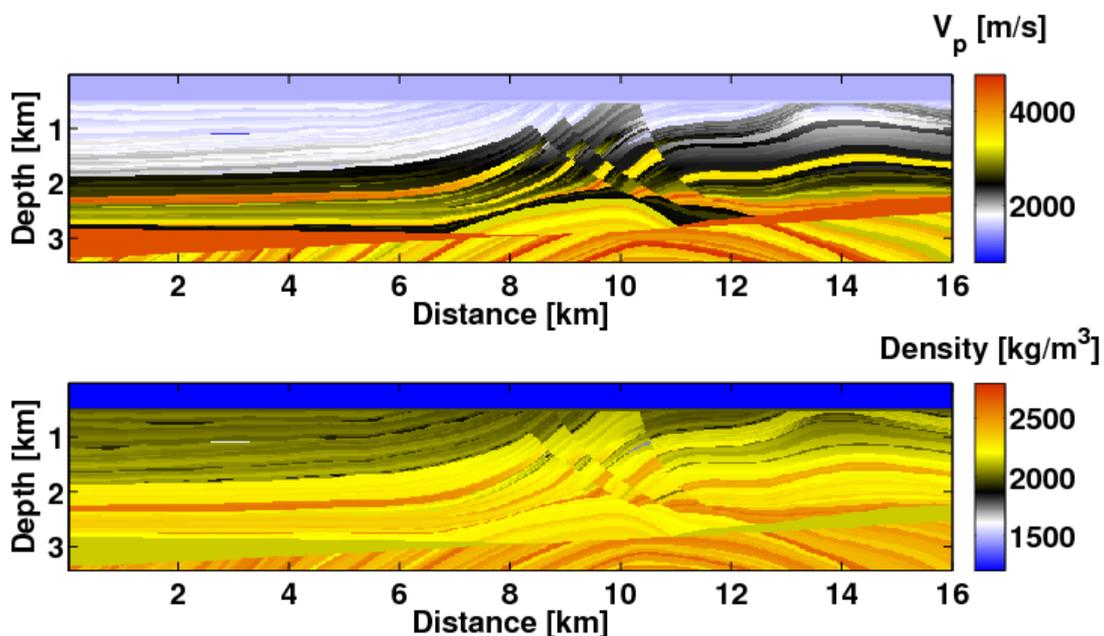


Abbildung 22: Wahres akustisches Marmousi-II Modell: P-Wellengeschwindigkeit (oben) und Dichte (unten).

2.3.2.2 CRS-Stack and NIP-Wellentomographie von Streamerdaten

Um das Potential des kombinierten Ansatzes aus CRS-Stack und NIP-Wellentomographie zur Rekonstruktion von langwelligen P-Wellengeschwindigkeitsmodellen zu demonstrieren, berechnen wir zunächst synthetische Daten für eine Streamer-Akquisitionsgeometrie innerhalb des Marmousi-II Modells. Der verwendete Streamer besteht aus 284 Hydrophonen mit einem räumlichen Abstand von 20 m und einem maximalen Offset von 2890 m, die Aufzeichnungsdauer beträgt 6 s.

Der Datensatz besteht aus insgesamt 210 Airgunschüsse im Abstand von 80 m, das Quellwavelet ist ein tiefpassgefilterter Spike mit einer oberen Grenzfrequenz von 30 Hz. Sowohl Airgun als auch Hydrophone befinden sich in einer Wassertiefe von 50 m. Um das Pre-Prozessing der Daten zu vereinfachen, enthalten diese keine Multiplen. Der aus dem automatischen CRS-Prozessing abgeleitete CRS-Stack der Streamerdaten (Abbildung 23a) zeigt eine gute Rekonstruktion der großskaligen geologischen Strukturen, wie die horizontalen Sedimentschichten nahe der rechten und linken Modellränder, einige Details in dem Verwerfungssystem im Zentrum des Modells, sowie eine dominante Kohlenwasserstofflagerstätte, eingebettet in die Sedimentschichten bei CDP 1350.

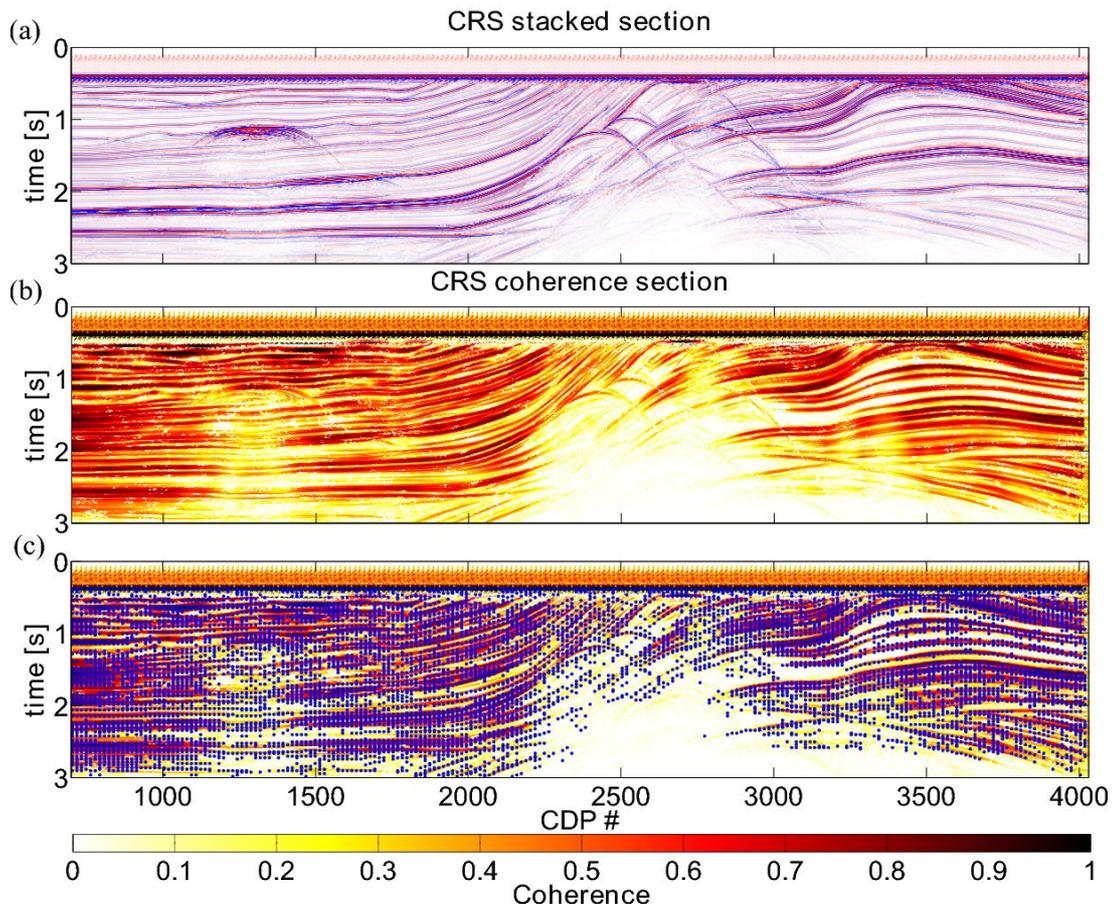


Abbildung 23: Ergebnisse des CRS-Prozessings für die Streamerdaten: CRS Stack (a), CRS Kohärenzsektion (b) und Kohärenzsektion mit Datenpicks (blaue Punkte) für die NIP-Wellentomographie (c).

Große Kohärenzwerte in der Kohärenzsektion (Abbildung 23b) sind ein weiteres Indiz für die erfolgreiche Anwendung des automatischen CRS-Prozessings in den meisten Teilen des Modells. Niedrige Kohärenzwerte finden sich vor allem im Bereich der Verwerfungssysteme, insbesondere bei ZO-Zweiwegelaufzeiten größer als 2 s. Aufgrund des dort auftretenden komplexen seismischen Wellenfeldes stößt selbst das CRS-Konzept an seine Grenzen. Für die Anwendung der NIP-Wellentomographie müssen die CRS-Parameter α , R_N , R_{NIP} an den Schichtgrenzen, d.h. an Orten mit hohen Kohärenzwerten gepickt werden. Ein einfacher Auto-Picker, ex-

trahierte die CRS-Parameter an knapp 8500 Datenpunkten (blaue Punkte in Abbildung 23c), welche die Datengrundlage für die NIP-Wellentomographie bilden. Startmodell für die Tomographie ist ein einfaches 1D Gradientenmedium mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 1500 m/s knapp unter der Oberfläche und einem Gradienten von 0.62 1/s. Darüber hinaus fließen Tiefe und P-Wellengeschwindigkeit der Wassersäule als bekannte Nebenbedingungen in die Inversion ein. Abbildung 24 zeigt einen Vergleich zwischen dem NIP-Wellentomographie Ergebnis (oben) und einer geglätteten Version des wahren Marmousi-II Modells (unten). Man beachte die gute Übereinstimmung beider Modelle in den einfachen Sedimentschichten und dem zentralen Verwerfungssystem bis zu einer Tiefe von knapp 2 km. Selbst das große Kohlenwasserstoffreservoir bei 3 km und einer Tiefe von 1 km ist eindeutig erkennbar. Aufgrund der geringeren Anzahl von gepickten CRS-Parametern bei größeren Zweiweglaufzeiten und der allgemein geringeren Strahlüberdeckung, nimmt die Auflösung der NIP-Wellentomographie unterhalb von 2 km Tiefe deutlich ab, insbesondere im Bereich der Verwerfungszone. Eine vergleichbare Auflösung zeigen auch die Ergebnisse einer klassischen Ersteinstatztomographie (z.B. Sirgue & Pratt 2004). Man beachte jedoch, daß in die Reflexionstomographie nur Daten bis zu einem maximalen Offset von 3 km eingegangen sind, während die Ersteinstatztomographie auf Offsets von 9 km angewiesen ist, um die Einsätze der refraktierten Wellen picken zu können.

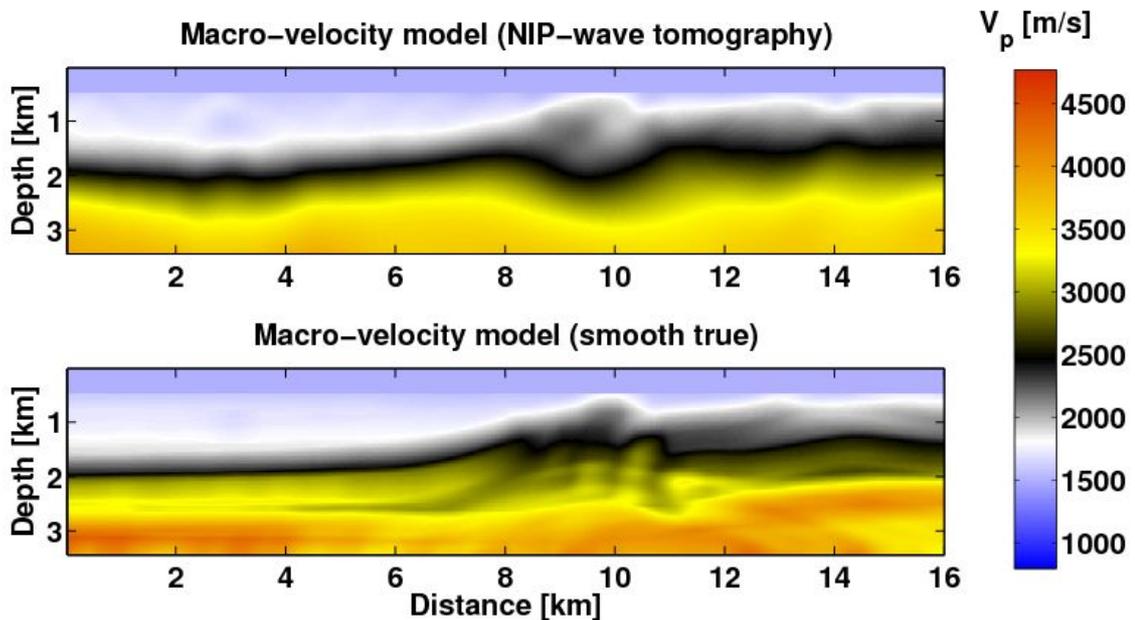


Abbildung 24: Vergleich des P-Wellengeschwindigkeitsmodells, abgeleitet aus der NIP-Wellentomographie (oben) mit einer geglätteten Version des wahren Marmousi-II Modells (unten).

2.3.2.3 FWI des Marmousi-II Modells

Um die Auflösung des Modells weiter zu verbessern, wenden wir im nächsten Schritt eine akustische FWI an. Aufgrund des damit verbundenen großen Rechenbedarfs beschränkt sich diese auf den zentralen Teil des Marmousi-Modells zwischen 4 km und 14 km (Abbildung 25).

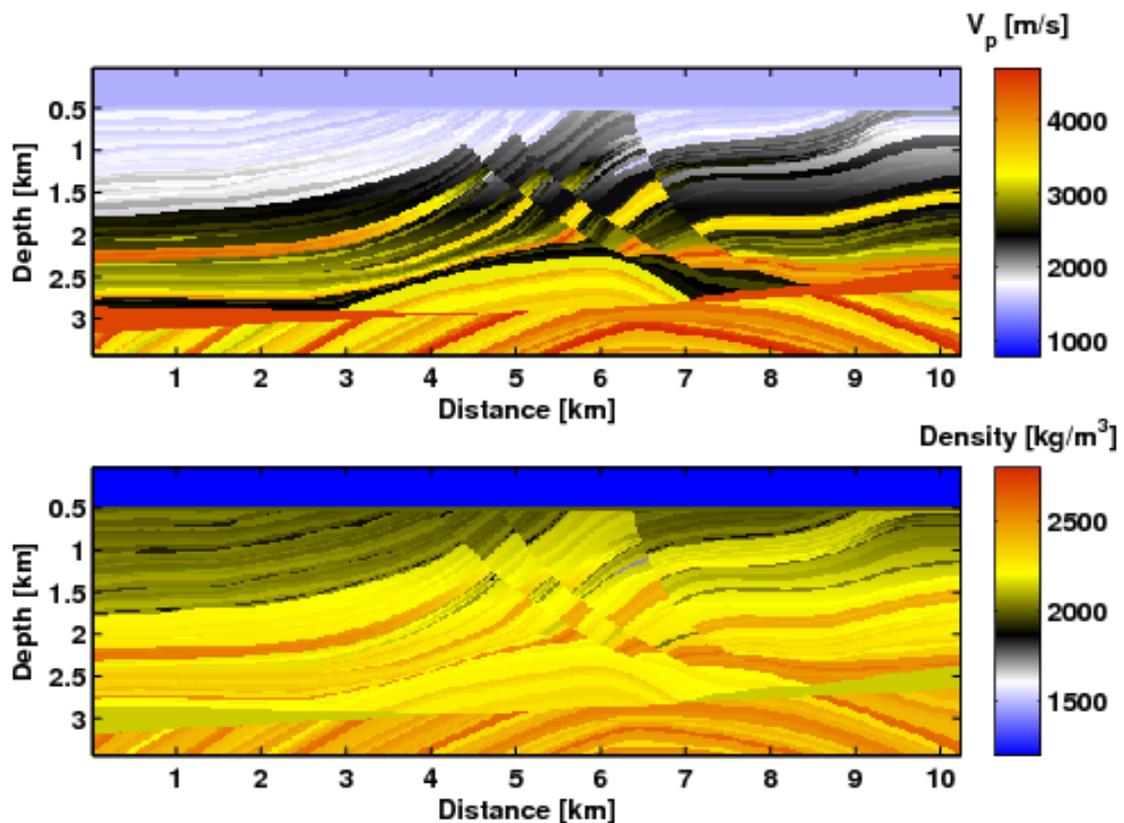


Abbildung 25: Teilbereich des für die akustische FWI verwendeten Marmousi-II Modells: V_p (oben) and Dichte (unten).

Neben einem langwelligen Startmodell für die P-Wellengeschwindigkeit wird ein passendes Dichtemodell benötigt. Dieses erhalten wir über die empirische Beziehung von Gardner (Gardner et al. 1974)

$$\rho = 273.6 V_p^{0.261}.$$

Die resultierenden Startmodelle (Abbildung 26a) weichen für die P-Wellengeschwindigkeit im Mittel um $\Delta V_p = \pm 500 \text{ m/s}$ und für die Dichte um $\Delta \rho = \pm 200 \text{ kg/m}^3$ von dem wahren Modell ab (Abbildung 26b), wobei lokal sehr viel größere Fehler von bis zu $\Delta V_p = 2000 \text{ m/s}$, bzw. auftreten können, insbesondere in Tiefen unterhalb von 2 km und dem problematischen Bereich der Verwerfungszone.

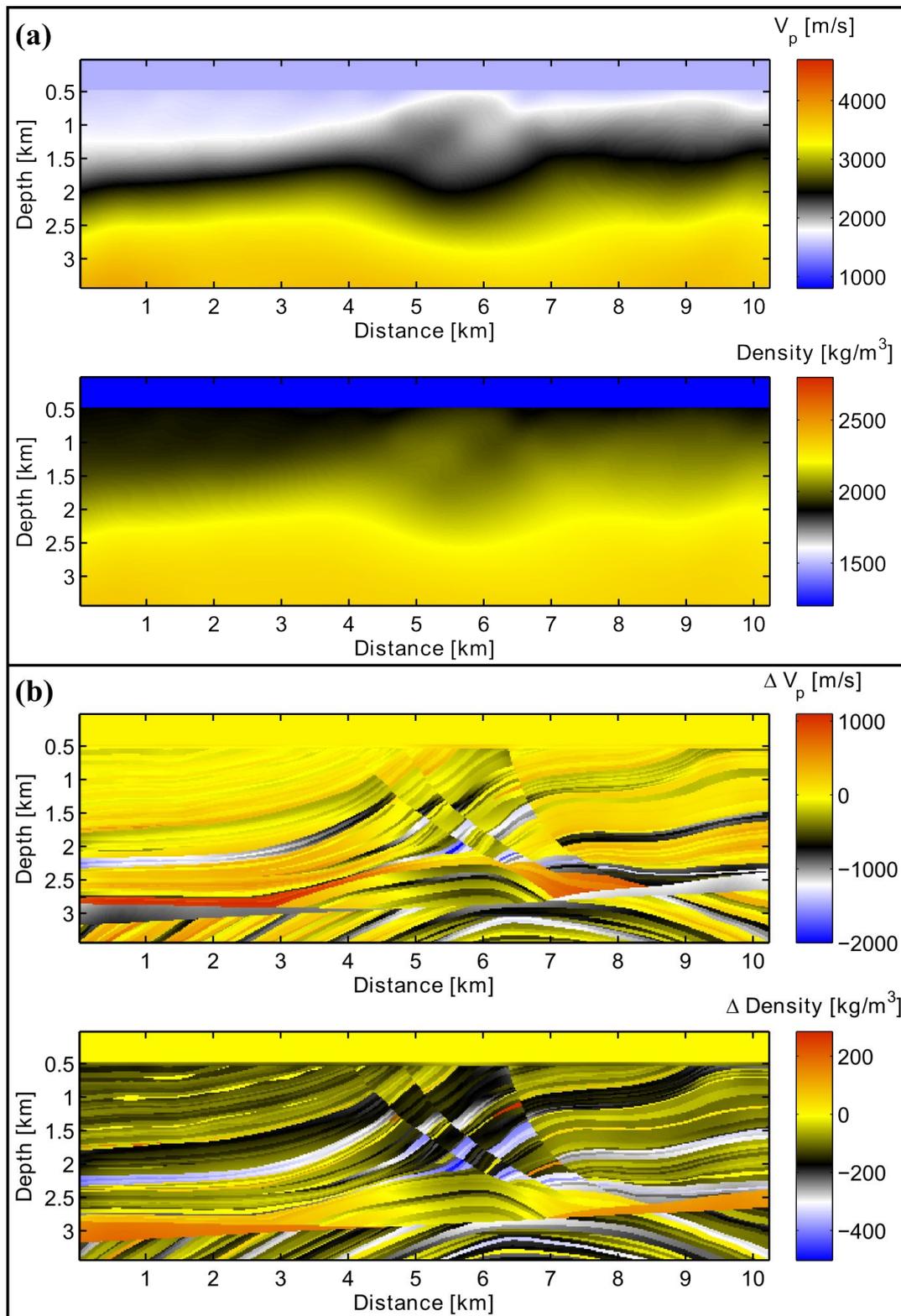


Abbildung 26: Startmodell für die akustische FWI (a) und deren Abweichung vom wahren Modell (b).

Um das volle Potential der akustischen FWI zu demonstrieren, ist die verwendete Akquisitionsgeometrie an eine aktuelle Felddatenanwendung angelehnt (Operto et al. 2015). Sie besteht aus einem 8 km langen Ocean-Bottom-Cable (OBC) mit 400 Geophonen in einem Abstand von 20 m, welche beide Komponenten der Partikelgeschwindigkeiten (v_x , v_z) aufzeichnen. Für den synthetischen Datensatz wurden alle 80 m in einer Tiefe von 40 m unter der Wasseroberfläche 100 Airgun-Schüsse angeregt. Als Quellwavelet dient ein tiefpassgefilterter Spike mit einer oberen Grenzfrequenz von 15 Hz. Wie bei der für das CRS-Prozessing verwendeten Streamergeometrie beträgt auch in diesem Fall die maximale Aufzeichnungsdauer 6 s.

Um die Nichtlinearität des Inversionsproblems zu reduzieren, werden nacheinander tiefpassgefilterte Daten mit oberen Grenzfrequenzen von 2.5 Hz, 5 Hz, 10 Hz und 20 Hz invertiert. Das Endergebnis der FWI nach 290 Iterationen zeigt Abbildung 27a. Im Vergleich zum langwelligen Startmodell zeigt das FWI Ergebnis sehr viele kleinskalige Details, wie die Feinschichtung in den Sedimenten, das komplexe Verwerfungssystem, sowie die Kohlenwasserstoffreservoire. Sämtliche Details finden sich auch in dem wahren Modell (Abbildung 25) wieder. Neben einer verbesserten Strukturauflösung, liefert die FWI aber auch geophysikalisch aussagekräftige Parameter, wie P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten, die für die Charakterisierung eines Reservoirs von entscheidender Bedeutung sind. In Bereichen mit hoher Strahlenüberdeckung sind die Abweichungen des FWI Ergebnisses von dem wahren Modell stark reduziert (Abbildung 27b). Im Fall des P-Wellengeschwindigkeitsmodells liegen diese nahezu bei $\Delta V_p = \pm 0 \text{ m/s}$ innerhalb der Schichten. Größere Fehler treten vor allem an Schichtgrenzen mit großen Impedanzkontrasten auf. Gründe hierfür sind neben dem endlichen Frequenzgehalt der seismischen Daten, welcher eine perfekte Auflösung der scharfen Schichtgrenzen verhindert, Trade-Off Effekte mit dem Dichtemodell. Dieses weicht insbesondere an den Schichtgrenzen kaum vom wahren Modell ab. Allgemein zeigt das Dichtemodell größere langwellige Fehler bis zu $\Delta \rho = 200 \text{ kg/m}^3$, lokal sind die Fehler jedoch teilweise stark reduziert.

In dem ersten FWI Test sind wir davon ausgegangen, dass die Daten sehr niedrige Frequenzen bis zu 0.17 Hz enthalten, allerdings liegen die niedrigsten Frequenzen bei Felddaten unter optimalen Bedingungen bei 2-3 Hz (Operto et al. 2015). Die entscheidende Frage ist also, ob das Ergebnis der NIP-Wellentomographie genau genug ist, um die Frequenzlücke zwischen 0.17 Hz und 3 Hz zu schließen und somit eine erfolgreiche Anwendung der FWI zu garantieren, wenn dieser Frequenzbereich nicht von den Daten abgedeckt wird. Um diese Frage zu klären wenden wir einen Hochpassfilter mit einer unteren Grenzfrequenz von 3 Hz auf die Daten an und wiederholen die zuvor durchgeführte FWI mit Frequenzbändern bis 3.5 Hz, 5 Hz, 10 Hz und 20 Hz. Die fehlenden niedrigen Frequenzen führen zu einer leichten Verschlechterung der Modellauflösung in größeren Tiefen und nahe des linken und rechten Modellrandes (Abbildung 28a). Insgesamt zeigen die Ergebnisse jedoch eine große Ähnlichkeit mit den Modellen, die unter Einbeziehung der niedrigen Frequenzen gewonnen wurden. Dies zeigt, dass die Kombination aus CRS-Prozessing und NIP-Wellentomographie ein vielversprechender Ansatz ist, um langwellige Startmodelle mit ausreichender Genauigkeit für die akustische FWI zu liefern.

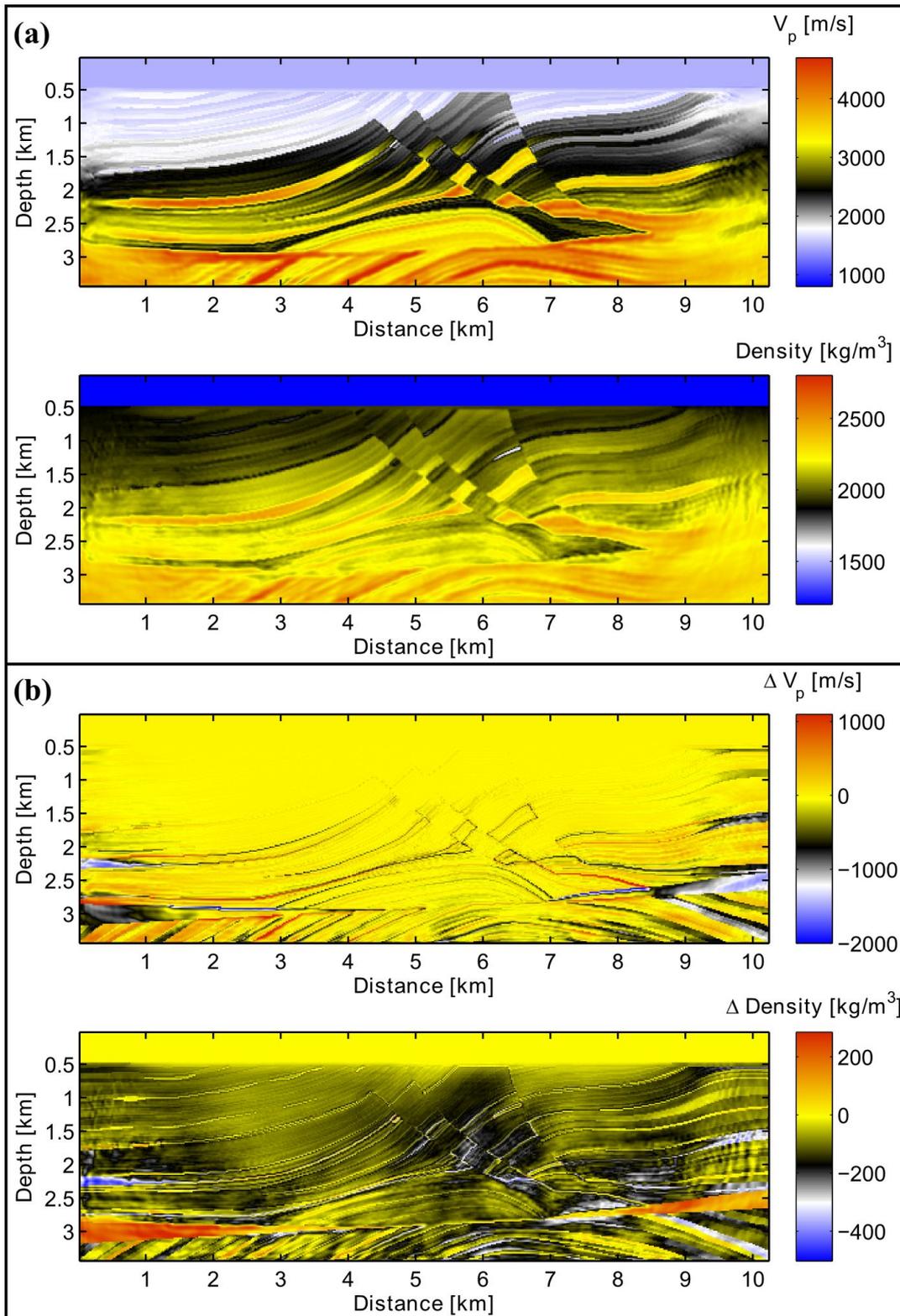


Abbildung 27: Ergebnis der FWI des Marmousi-II Modells für OBC-Daten mit minimalen Frequenzen von 0.17 Hz (a) und deren Abweichung vom wahren Modell (b).

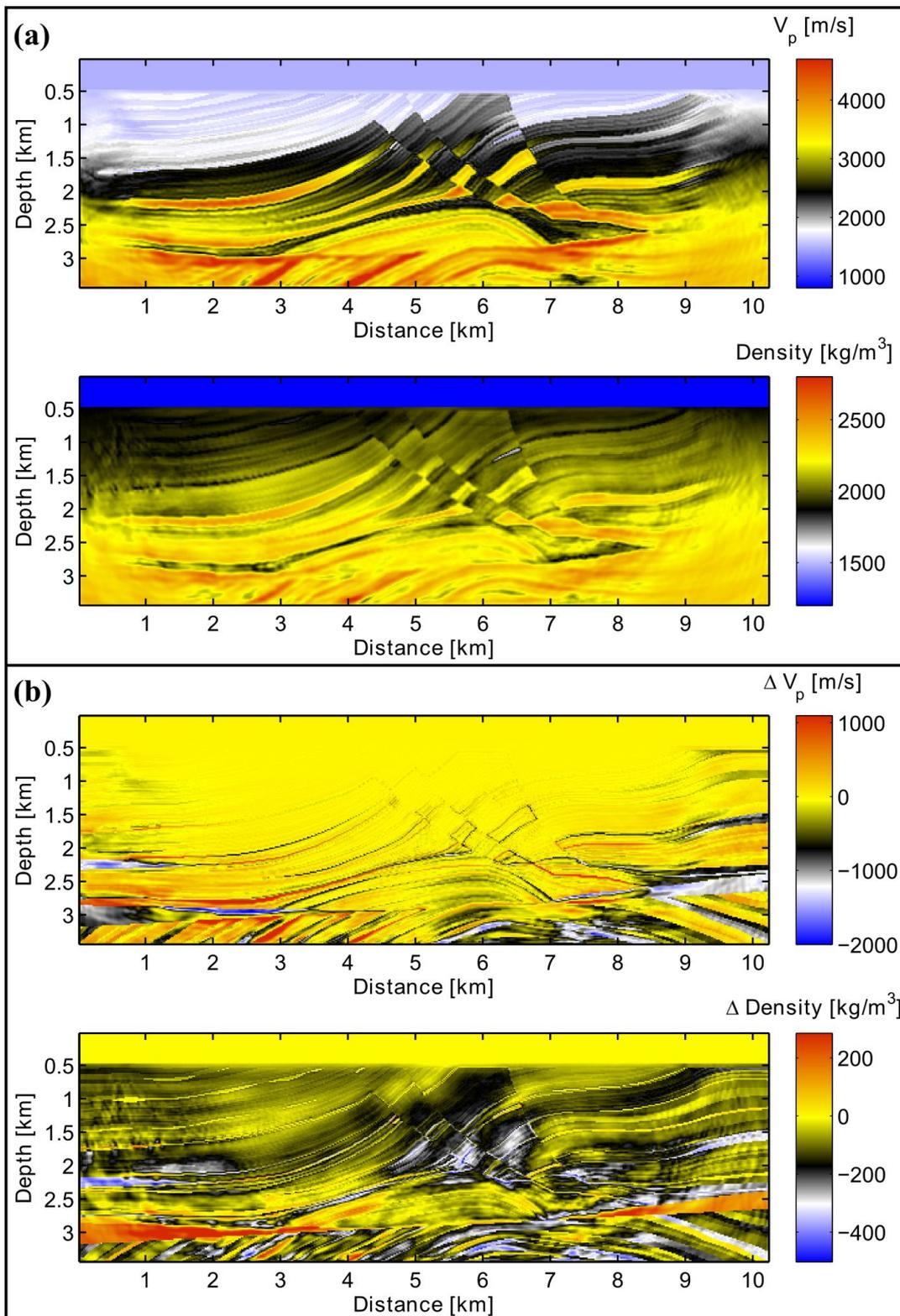


Abbildung 28: Ergebnis der FWI des Marmousi-II Modells für OBC-Daten mit minimalen Frequenzen von 3 Hz (a) und deren Abweichung vom wahren Modell (b).

2.3.2.4 PreSDM der Marmousi-II Daten

Um den Einfluss der Modellverbesserung des langwelligen NIP-Wellentomographie Modells durch die FWI zu veranschaulichen, greifen wir im letzten Schritt auf die in Abschnitt 2.3.1.4. beschriebene PreSDM zurück. Aufgrund der starken Sensitivität gegenüber dem verwendeten Geschwindigkeitsmodell eignet sich die PreSDM besonders zur Quality Control (QC).

Abbildung 29 zeigt das Ergebnis einer Anwendung der PreSDM auf die synthetischen OBC Daten aus dem letzten Abschnitt. Um die Schichtgrenzen zu betonen wurde die zweite räumliche Ableitung des P-Wellenimages I in Richtung der Tiefe berechnet. Während die PreSDM mit dem NIP-Wellentomographie Modell Abbildung 29 (oben) den Verlauf der einfachen Sedimentschichtung im Randbereich bis in einer Tiefe von 3 km korrekt darstellt, treten innerhalb der zentralen Verwerfungszone aufgrund des unzureichenden langwelligen Geschwindigkeitsmodells starke Abbildungsfehler auf. Die eigentlichen Verwerfungen sind nur ansatzweise erkennbar und die darunterliegende Antiklinalstruktur gar nicht. Im Vergleich dazu stellt das hochauflösende FWI Ergebnis (Abbildung 29 unten) diese Strukturen ohne Abbildungsfehler dar.

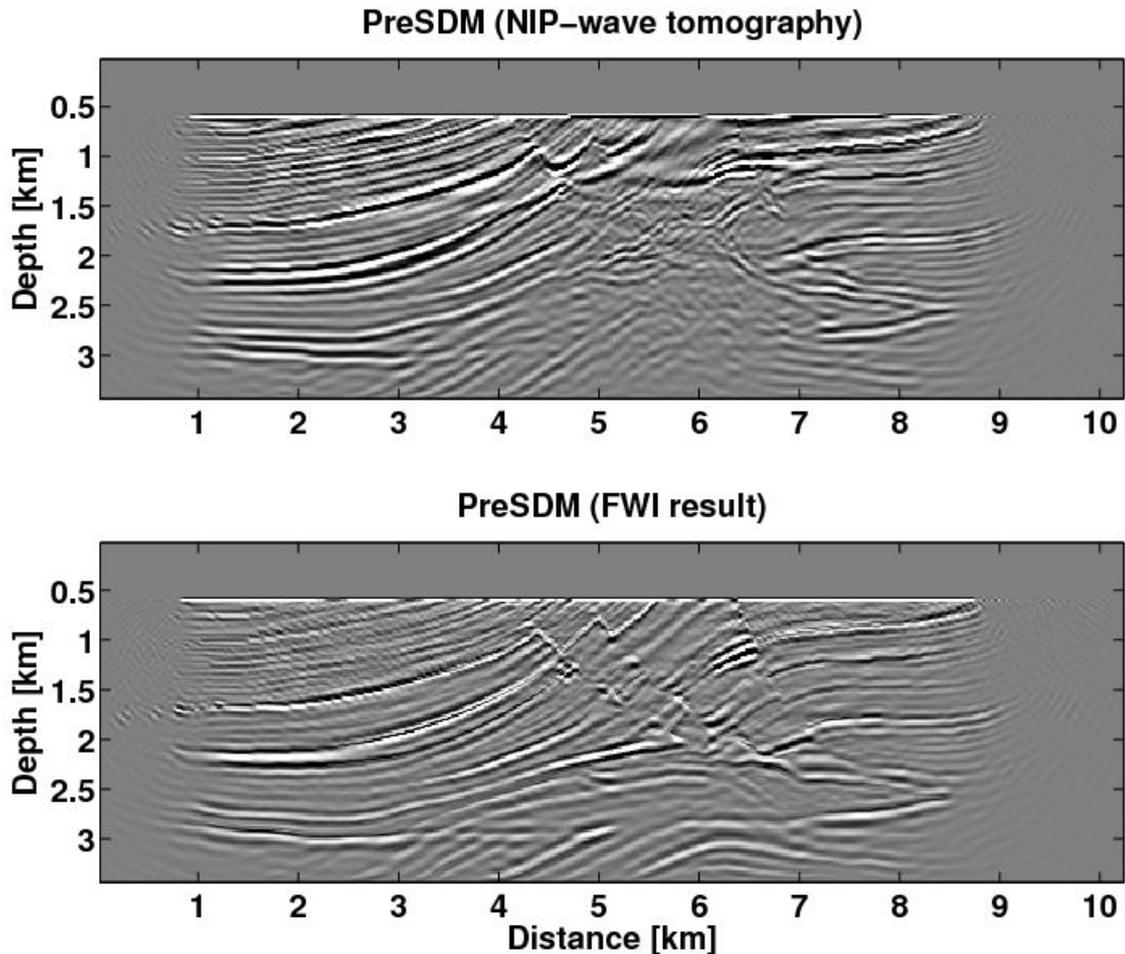


Abbildung 29: PreSDM der Marmousi-OBC Daten mit dem langwelligen NIP-Wellentomographie Ergebnis (oben) und dem FWI Ergebnis (unten).

2.3.3 Anwendung auf Felddaten

Im zweiten Beispiel wenden wir das in Abschnitt 2.3.2 getestete hochauflösende seismische Abbildungsverfahren auf Felddaten einer seismischen Linie an, die in der südlichen Toskana (Italien) in der Nähe von geothermischen Reservoiren gewonnen wurde.

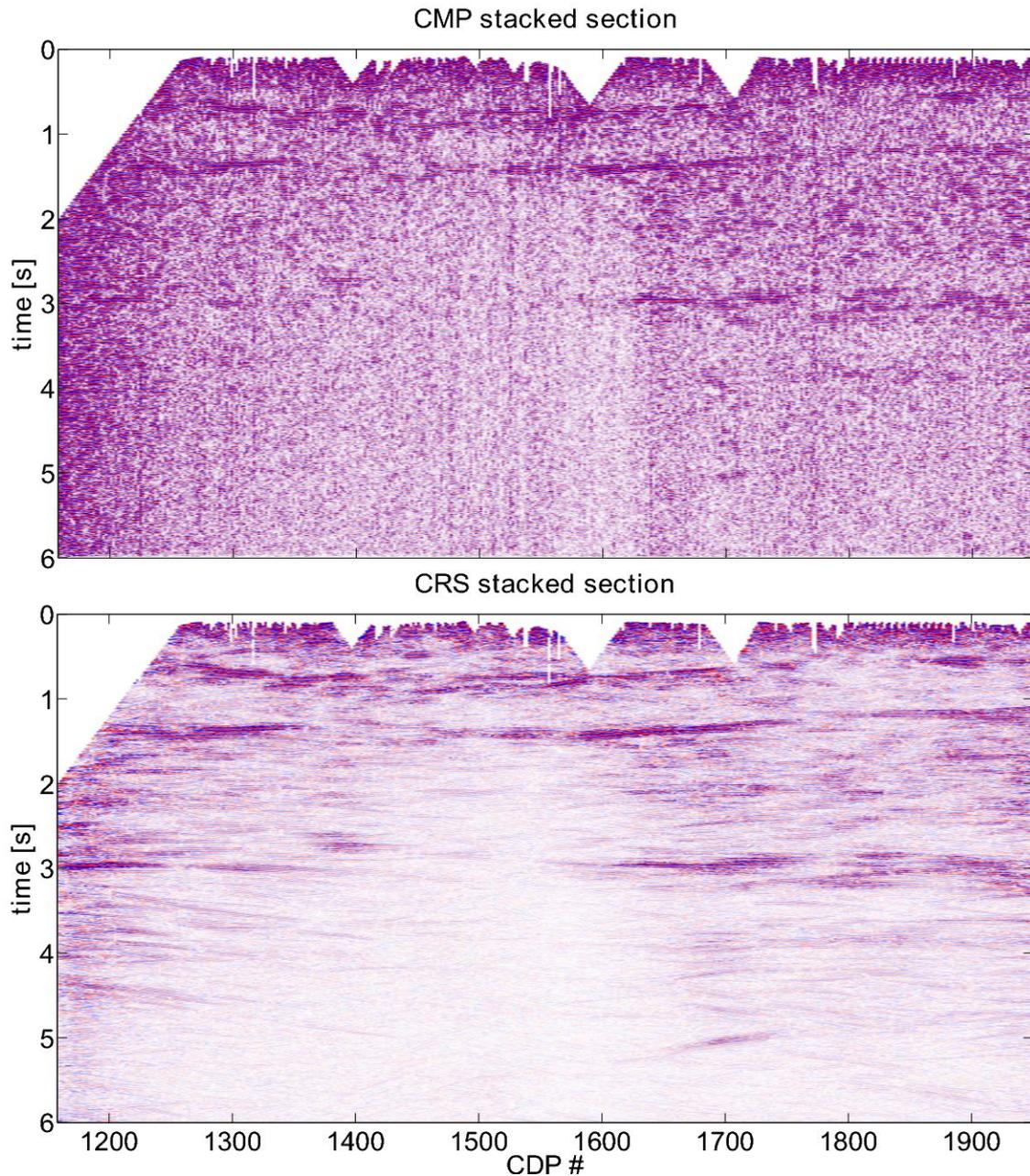


Abbildung 30: Vergleich des CMP-Stacks (oben) mit einem CRS-Stack (unten) für die Felddatenanwendung.

Der dominante Einfluss einer nicht vernachlässigbaren Topographie, sowie eine deutliche Residualstatik, erschwerten die Prozessierung des Datensatzes. Trotzdem konnte nach einer intensiven manuellen Datenbearbeitung ein NMO-Geschwindigkeitsmodell abgeleitet werden, welches als Nebenbedingung in das CRS-Prozessing eingeflossen ist, um die Optimierung der CRS Parameter zu stabilisieren. Abbildung 30 zeigt einen Vergleich zwischen klassischem CMP-Stack (oben) mit einem CRS-Stack (unten). Man beachte die deutliche Verbesserung des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses durch das CRS-Prozessing und die damit verbundenen deutlich leichter erkennbaren Reflexionseinsätze. Dies erlaubt eine sehr viel einfachere Interpretation des CRS-Stacks. Die zugehörige Kohärenzsektion (Abbildung 31) zeigt welche Einsätze erfolgreich gestapelt wurden. Im Gegensatz

zum CRS-Stack des Marmousi-Modells (Abbildung 23b) sind jedoch nur wenige Reflektoren mit hoher Kohärenz erkennbar, was eine schlechte Datengrundlage für eine erfolgreiche NIP-Wellentomographie darstellt. Der Auto-Picker konnte brauchbare CRS-Parameter an 5100 Datenpunkten bestimmen.

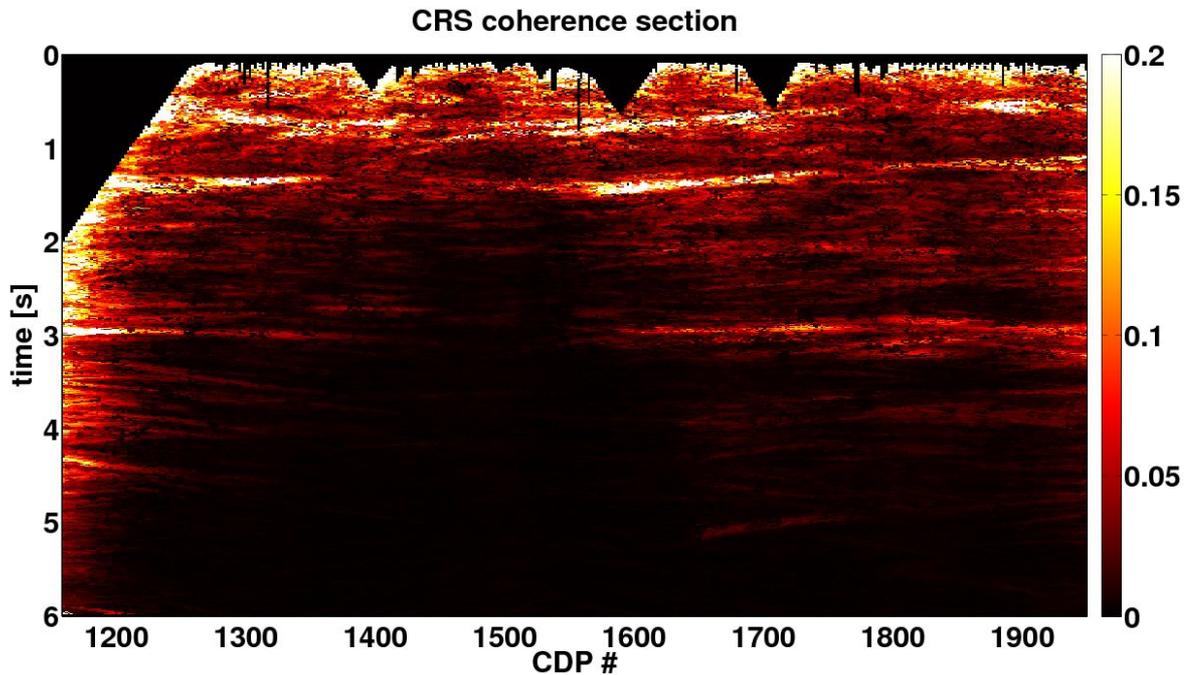


Abbildung 31: CRS Kohärenzsektion für die Felddatenanwendung.

Startmodell für die NIP-Wellentomographie ist ein 1D Gradientenmedium mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 3200 m/s an der Oberfläche und einem Gradienten von 0.78 1/s. Das Ergebnis der durchgeführten NIP-Wellentomographie zeigt Abbildung 32 (oben). Bis zu einer Tiefe von 2 km hat die NIP-Wellentomographie Änderungen an dem Startmodell vorgenommen. Der Profilbereich zwischen 2.2 km und 4.5 km ist durch die geringe Menge an gepickten CRS-Parametern nur unzureichend durch Strahlen abgedeckt und damit kaum interpretierbar. Das P-Wellengeschwindigkeitsmodell der NIP-Wellentomographie zeigt ein Gradientenmedium mit einer oberflächennahen Geschwindigkeit von $V_p = 3300$ m/s, und Geschwindigkeiten von $V_p = 4500$ m/s im unteren Teil des Modells. Dieses Ergebnis ähnelt dem Geschwindigkeitsmodell, welches sich aus der Dix-Inversion des manuell bestimmten NMO-Geschwindigkeitsmodells berechnen lässt (Abbildung 32 unten). Abgesehen von etwas höheren Geschwindigkeiten im oberflächennahen Bereich und dem Halbraum ist ein vergleichbares Gradientenmedium erkennbar.

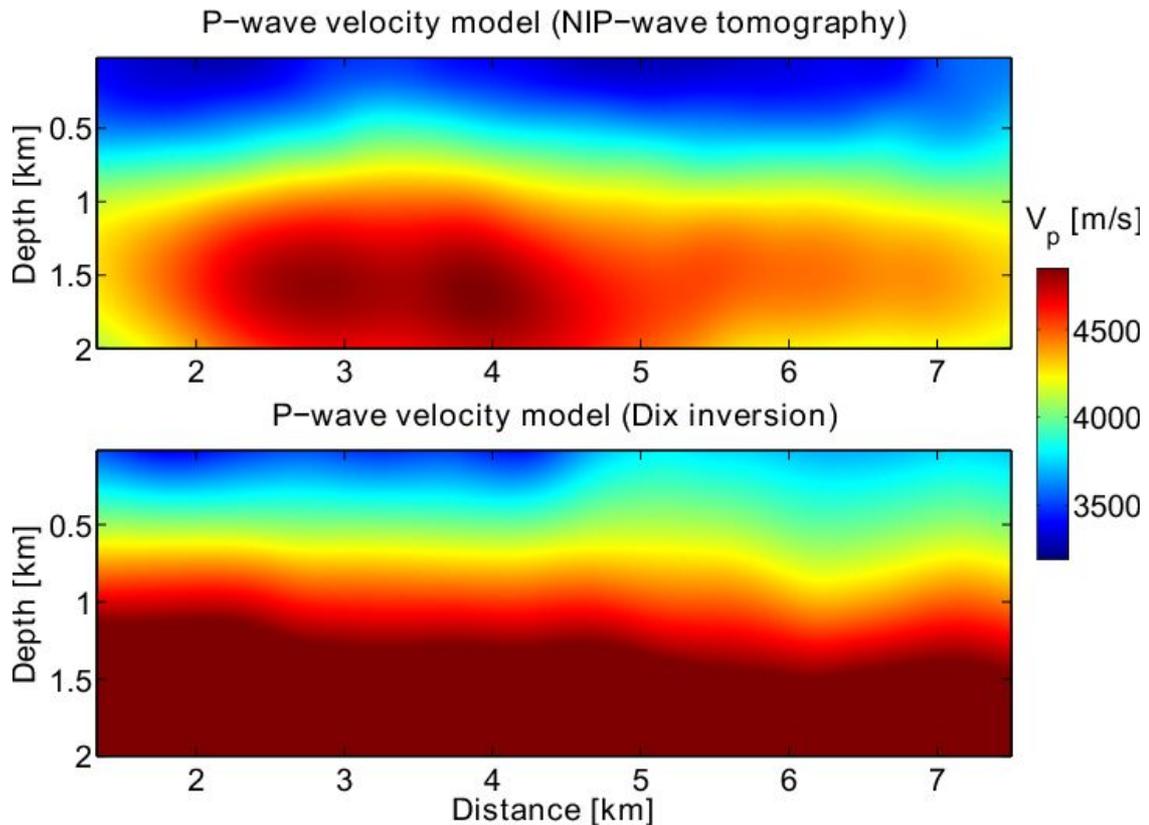


Abbildung 32: Vergleich der Ergebnisse einer NIP-Wellentomographie (oben) mit der Dix Inversion der manuell bestimmten NMO-Geschwindigkeiten (unten) für die Felddatenanwendung.

Da die Felddaten keine Frequenzen unterhalb von 16 Hz enthalten, ließ sich die akustische FWI nicht anwenden. Die PreSDM der Marmousi-Daten in Abbildung 29 zeigt jedoch, dass in den Bereichen mit näherungsweise lateral homogener Schichtung eine erfolgreiche PreSDM auch mit einem langwelligen P-Wellengeschwindigkeitsmodell durchgeführt werden kann. Eine in guter Näherung lateral homogene Schichtung scheint auch in dem Felddatensatz vorhanden zu sein, so dass wir mit dem aus der Dix Inversion bestimmten Geschwindigkeitsmodell (Abbildung 33 oben) eine PreSDM auf die Daten anwenden können. Im Gegensatz zu dem PreSDM Ergebnis des Marmousi-Modells wird in diesem Fall keine zweite räumliche Ableitung des P-Wellenimages berechnet. Entsprechend sieht man in dem Ergebnis keine Schichtgrenzen, sondern die Schichten selbst. Dies erlaubt im vorliegenden Fall eine sehr viel einfachere Interpretation der Ergebnisse. Um die Auflösung der PreSDM weiter zu verbessern, wird für jeden modellierten Schuss ein Quellwavelet über eine stabilisierte Wiener-Dekonvolution (Groos 2013) berechnet. Dadurch lassen sich nicht nur systematische Phasenfehler zwischen modellierten und gemessenen Daten ausgleichen, sondern auch die Amplituden der in der Abbildungsbedingung (Gl. 2.3.8) miteinander korrelierten Wellenfelder angleichen. Das Ergebnis der PreSDM (Abbildung 33 unten) zeigt in blau eine oberflächennahe ca. 0.5 km mächtige durchgängige Schicht, darunter in rot eine etwas dünnere Schicht. In noch größeren Tiefen treten diffuse Einsätze auf. Die signifikant bessere Auflösung der oberflächennahen Schichten lässt sich dadurch erklären, dass dort neben den Reflexionseinsätzen auch Refraktionen durch die PreSDM migriert werden.

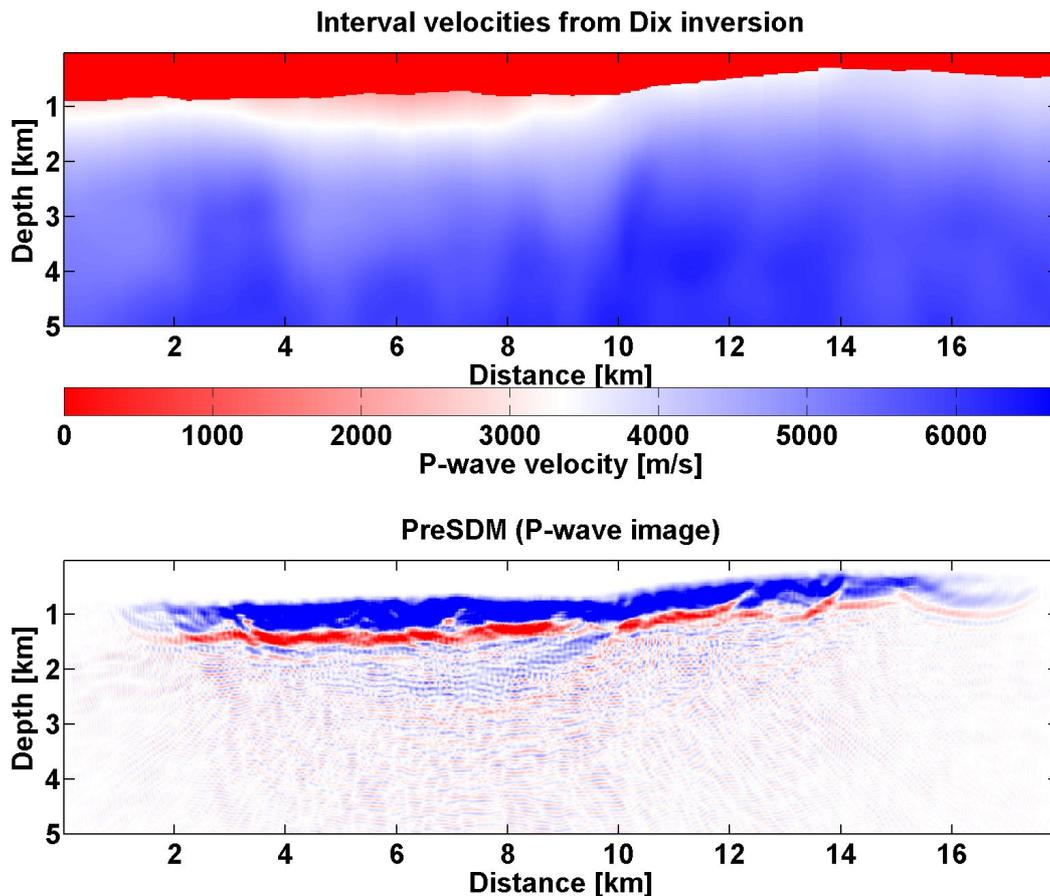


Abbildung 33: Intervall Geschwindigkeiten, bestimmt aus einer Dix Inversion des manuellen NMO-Geschwindigkeitsmodells (oben), sowie die damit berechnete PreSDM (unten).

2.4 Auflösungsstudie von Inhomogenitäten innerhalb des geothermischen Reservoir

Im Regelfall wird die Feinstruktur des Untergrundes bei geothermischen Modellierungen nicht exakt erfasst. Dies liegt zum einen in der, verglichen mit Bohrlochmessungen, geringen Auflösungsgenauigkeit der an der Erdoberfläche gebundenen geophysikalischen Messmethoden begründet, zum anderen wäre eine exakte Abbildung des Untergrundes in einer numerischen hydrothermalen Simulation in angemessener Rechenzeit nicht realisierbar.

Daher soll zunächst untersucht werden, in welchem Ausmaß sich eine Abstrahierung des Untergrundes auf die Vorhersage des stationären Temperaturfeldes auswirkt, bzw. welche Auswirkung die Vernachlässigung von Materialwechsellern unterhalb der Auflösungsgrenze der Reflexionsseismik hat. Diese stellt im Regelfall die Projektionsmethode dar, mit deren Hilfe Informationen über den flächen-

haften strukturellen Aufbau des Untergrundes gewonnen werden. Detailreichere Informationen stehen hingegen nur punktuell über Bohrungen zur Verfügung.

2.4.1 Einfluss von Blockung auf das thermische Feld

Als Grundlage der Untersuchung dient ein für das norddeutsche Becken typischer Bohrlochdatensatz. Dieser, aus der ersten Projektphase vorhandene Datensatz, enthält Informationen über alle wichtigen geophysikalischen Gesteinsparameter. Die Messwerte liegen in einem regelmäßigen Abstand von 0,15 m über ein Tiefenintervall von 3000 m vor. Zusätzlich stehen kontinuierliche Daten eines zugehörigen Porositäts-Logs über ein ca. 2000 m langes Tiefenintervall zur Verfügung.

Aus der stratigrafischen Abfolge ist bekannt, dass sich in einer Tiefe von etwa 1780 m eine ca. 230 m mächtige Wechsellagerung aus Sandsteinen und Tonen befindet. Dieser Abschnitt stellt auf Grund seiner Tiefenlage und Zusammensetzung einen potentiellen Bereich für die geothermische Nutzung dar (siehe Vogt et al., 2013).

Somit stehen detaillierte Informationen aller gewonnenen Gesteinsparameter bis unter den potentiellen Nutzungsbereich zur Verfügung.

Für eine hydrothermale Simulation sind neben den Porositätswerten auch die Größen der Permeabilitäten erforderlich. Jedoch lassen sich diese nicht unmittelbar aus den erfassten Messgrößen ableiten. Deshalb wird zur Bestimmung auf die Porositäts-Permeabilitäts-Relation zurück gegriffen, wie sie bei Pape et al. (2005) beschrieben wird.

Um den Einfluss der Vergrößerung von Modellen auf das prognostizierte Temperaturfeld zu bestimmen werden eindimensionale Modelle des Untergrundes bis in eine Tiefe von 3000 m generiert. Dazu müssen im Vorfeld Lücken im Porositätslog geschlossen werden. Hierfür wird die Gleichung von Wyllie angewandt.

$$\frac{1}{v_p} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{1-\phi}{v_m} \quad (2.4.1)$$

Dabei beschreibt ϕ die Porosität des Gesteins, v_f die p-Wellengeschwindigkeit des Fluides, v_m die P-Wellengeschwindigkeit der Gesteinsmatrix und v_p die P-Wellengeschwindigkeit des gesättigten Bodens. Mit ihrer Hilfe werden die fehlenden Porositätswerte aus den entsprechenden P-slowness Werten und der mittleren Porosität der einzelnen stratigraphischen Einheiten abgeschätzt.

Danach können die Modelle dem Simulationscode SHEMAT-Suite (Simulator for HEat and MAss Transport von Clauser, 2003) übergeben werden. Dieser löst die gekoppelte Wärme- und Transport Gleichung.

Zunächst wird jedoch ein rein stationäres System betrachtet, dementsprechend nur der konduktive Wärmefluss berücksichtigt. Als Randbedingung für das obere Modellende, welches die Erdoberfläche beschreibt, wird eine Jahresdurchschnittstemperatur von 11° Celsius gewählt. Am unteren Modellrand wird ein kontinuierlicher Wärmefluss über eine Neumann Randbedingung angelegt. Dieser wurde mit Hilfe von Temperaturwerten aus der Literatur (Vogt et al, 2013) bestimmt. Dazu wurde der Verlauf der Temperatur einem bekannten Tiefen-Temperaturwert der

betrachteten Region invers angepasst. Der Wärmefluss beträgt demnach am unteren Modellende $0,028 \text{ W/m}^2$. Das Ergebnis beschreibt den Referenztemperaturverlauf, welcher auf dem Strukturmodell mit maximal möglicher Auflösung von 0.15 m resultiert

Die Schichtpakete des Modells werden anschließend vergrößert. Dies wird über eine Blockung realisiert. Als Kriterium dient die Varianz der Impedanzwerte nach Prüßmann (1996). Denn der Wert der Impedanz stellt in der Seismik den ausschlaggebenden Parameter für die Detektierbarkeit eines Materialwechsels dar. Ein Schwellwert legt fest, welche Pakete zusammengefasst werden. Die geblockten Ersatzschichten erhalten Eigenschaften, die sich aus den gewichteten Mitteln ihrer Ausgangsschichten ergeben.

Im Anschluss werden von den vergrößerten Modellen die Temperaturfelder bestimmt und mit dem Referenzfeld verglichen. Es zeigt sich, dass der Temperaturverlauf nicht wesentlich von der Vergrößerung beeinflusst wird. Abbildung 34 zeigt den Verlauf der Temperaturwerte mit der Tiefe für das Ausgangsmodell und 6 geblockte Modelle. Die relativen Abweichungen liegen selbst bei einem zugelassenem Schwellenwert von 30% relativer Abweichung im niedrigen einstelligen Bereich. Dementsprechend hat die Vergrößerung vom Aufbau des Untergrundes einen sehr geringen Einfluss auf das stationäre Temperaturfeld.

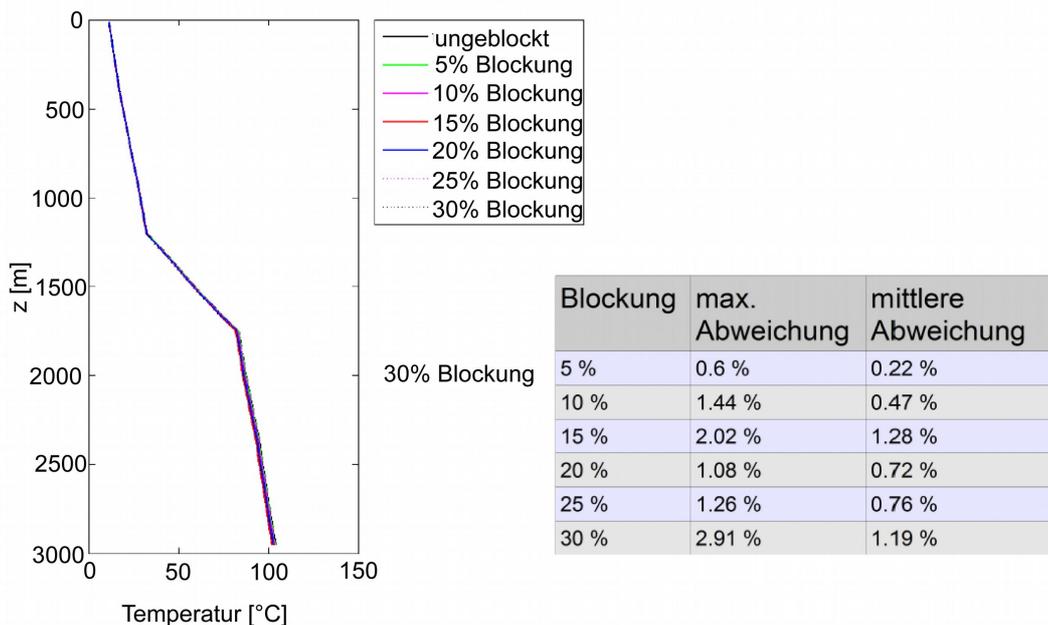


Abbildung 34: Temperaturverlauf des Referenzmodells und der vergrößerten Modelle.

Um die Auswirkung der Vergrößerung auf das seismische Signal zu untersuchen, werden synthetische eindimensionale Seismogramme der einzelnen Modelle erstellt. Die Seismogramme werden durch eine Ricker-Wavelets angeregt. Die Zentralfrequenzen variieren hierbei in 5 Hz Schritten von 5 bis 60 Hz .

Abbildung 35 zeigt beispielhaft die zunehmende Vergrößerung des Modells anhand eines Ausschnitts der Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonen. Dargestellt ist der Verlauf der Impedanzwerte über der Tiefe. Mit zunehmendem Blockungsgrad geht die Anzahl der einzelnen Schichtpakete merklich zurück. Links sind die entsprechenden Ausschnitte der zugehörigen seismischen Spuren geplotet. Die Seismogramme wurden durch Wavelets mit einer Zentralfrequenz von 35 Hz angeregt.

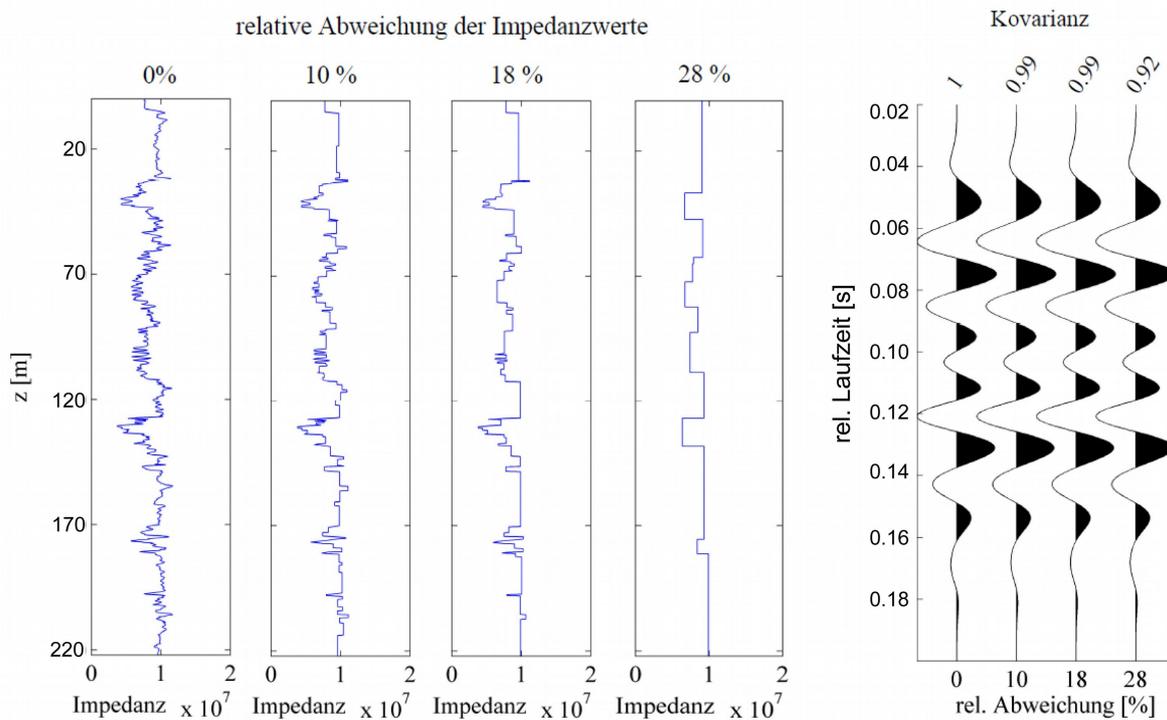


Abbildung 35: Vergrößerung des Modells mit zugehörigen seismischen Spuren. Anregung durch Rickerwavelett mit Hauptfrequenz von 35 Hz.

Der Blick auf die seismischen Spuren lässt zunächst keine wirklichen Abweichungen erkennen. Um einen quantitativen Eindruck zu gewinnen, werden die einzelnen Signale über ihre Kovarianz verglichen. Mit zunehmendem Blockungsgrad weicht dieser stärker vom Idealwert eins ab. In Abbildung 36 sind die Werte der Kovarianz zwischen den synthetischen Seismogrammen des Referenzmodells und den entsprechenden vergrößerten Modellen aufgetragen. Die Kurven beschreiben dabei den Verlauf der Kovarianz zwischen Referenzsignal und den Spuren der vergrößerten Modelle, angeregt durch ein identisches Quellwavelet. Auf der horizontalen Achse ist die entsprechende zugelassene Abweichung zur Blockung aufgetragen. Ab ca. 10 % relativer Abweichung des Blockungsschwellwerts beginnen sich die Kurven zu trennen. Besonders die mit höheren Frequenzen angeregten Seismogramme, mit ihrer detailreicheren Auflösung, weichen nun zunehmend vom Referenzsignal ab.

Vergleicht man den Einfluss der Blockung auf das Temperaturfeld und die seismischen Spuren, zeigt sich eindeutig, dass das seismische Signal sehr viel stärker als

das Temperaturfeld von der Vergrößerung beeinflusst wird. Obwohl die Blockung über den Wert der Impedanz gewählt wurde, der der ausschlaggebende Parameter für die Reflexionseigenschaft ist, reagiert das seismische Signal viel sensitiver auf die Modellvergrößerung als es das stationäre Temperaturfeld tut. Daraus lässt sich schlussfolgern dass Materialwechsel unterhalb der seismischen Auflösungsgrenze, zumindest für das stationäre Temperaturfeld, vernachlässigbar sind, sofern den verwendeten Ausgleichschichten gut angepasste Eigenschaften zugesprochen werden.

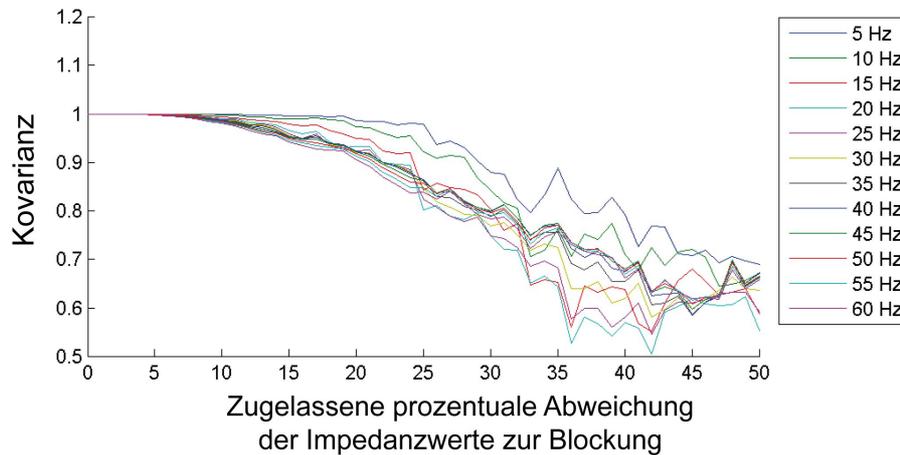


Abbildung 36: Verlauf der Kovarianzen der synthetischen Seismogramme der Blockmodelle gegenüber dem Referenzsignal. Die einzelnen Kurven entsprechen dabei den Werten der Hauptfrequenz der Quellfunktion (Ricker-Wavelet).

2.4.2 Einfluss von Materialfluktuationen auf den Fluidfluss

2.4.2.1 Horizontale Materialwechsel

Der Einfluss von kleinskaligen Strukturen auf das Temperaturfeld unter Annahme von Fluidfluss soll mit Hilfe der Simulation eines Dublettenbetriebs untersucht werden.

Dazu wird ein Ausschnitt des Bohrlochdatensatzes extrahiert und in ein dreidimensionales Modell extrapoliert. Der gewählte Abschnitt liegt in der zuvor beschriebenen Wechsellagerung von Sandsteinen und Tonen. Die obere Kante befindet sich in einer Tiefe von 1767 m und er ist 150 m mächtig. Für das Modell wurde ein durch die Blockung vergrößertes Abbild des Ausschnitts verwendet welcher anhand der seismischen Spuren nicht vom Referenzmodell zu unterscheiden ist. Das erzeugte Modell beinhaltet 11 Schichten und erstreckt sich in der über 3000 mal 1500 m in der Horizontalen. Ein zweidimensionaler Schnitt des gewählten Modells ist in Abbildung 37 dargestellt.

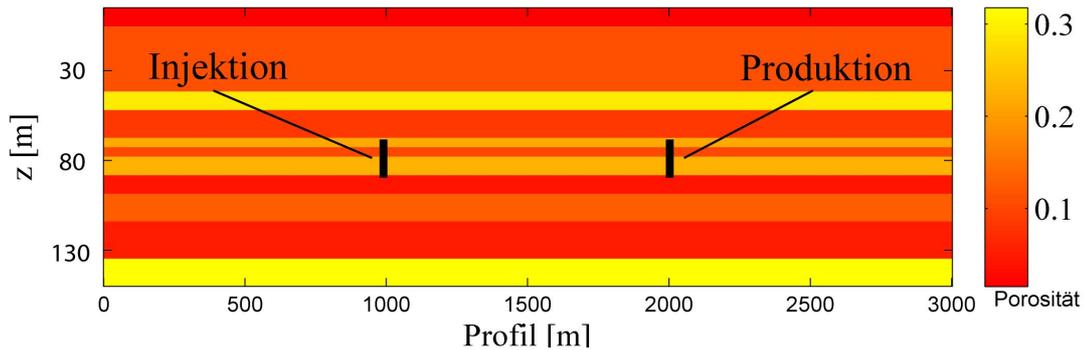


Abbildung 37: Aufbau des Modells für die geothermischen Modellierungen.

Der Gitterabstand für die hydrothermale Modellierung beträgt $5 \times 5 \times 5$ m in x-, y- und z-Richtung. Als Randbedingung wird für die obere Modellkante ein Temperaturwert aus den eindimensionalen Modell extrahiert und an der Unterkante der im vorherigen Arbeitsschritt abgeschätzte Wärmefluss angelegt. Das Modell ist zu den Seiten hydraulisch geöffnet. Die Initialwerte für die Simulation stammen aus der Berechnung des stationären Temperaturfeldes. Der Dublettenbetrieb wird zunächst über 15 Jahre betrachtet. Dabei wird dem System 21 L/s abgekühltes Fluid mit einer Temperatur von 40°C an der Injektion zugeführt und das gleiche Volumen an der Produktion entnommen. Die Produktionstemperatur liegt zu Beginn bei ungefähr 81°C . Injektion und Produktion finden in einer Abfolge von drei porösen Schichten im Zentrum des Modells statt (Abbildung 37). Diese haben zusammen eine vertikale Mächtigkeit von 20 m. Abgeschlossen wird diese Formation durch zwei gering permeable Schichten. Die Einspeisung und Entnahme wird entlang eines simulierten Bohrlochs entlang aller der entsprechenden gitterpunkte in den Schichten des Reservoirs vorgenommen. Dabei wird das eingesetzte Volumen am jeweiligen Gitterpunkt anhand der jeweiligen Permeabilität gewichtet. Quell- und Senkenpunkte haben eine horizontale Distanz von 1000 m.

Im Anschluss wird der heterogene Aufbau des Aquifers verändert. Der dreilagige Aufbau wird durch eine Ausgleichsschicht ersetzt. Diese weist Eigenschaften der gewichtet gemittelten Parameter der zuvor genutzten Schichten auf. Das Ergebnis einer Simulation mit gleichen Einstellungen liefert ein nahezu identisches Ergebnis der Temperaturverteilung.

Es zeigt sich dass eine homogene Ausgleichsschicht im vorliegenden Fall das Simulationsergebnis nicht wesentlich verfälscht. In Abbildung 38 und 39 ist der Blick auf die Temperaturverteilung im Aquifer nach 12 Jahren für den jeweiligen Fall zu sehen. Zum anderen sind in Abbildung 40 die Temperaturverläufe von der Injektion in Richtung Produktion für beide Simulationen für einige Zeitschritte dargestellt. Die aufgezeigten Werte sind dabei jeweils die gemittelten Werte aller vertikalen Punkte, die der Tiefenlage von Einspeise- bzw. Entnahmepunkten entsprechen. Links ist das Ergebnis des dreischichtigen Aquifers dargestellt, welchem auf der rechten Seite das Ergebnis des einschichtigen Aquifers gegenübergestellt ist.

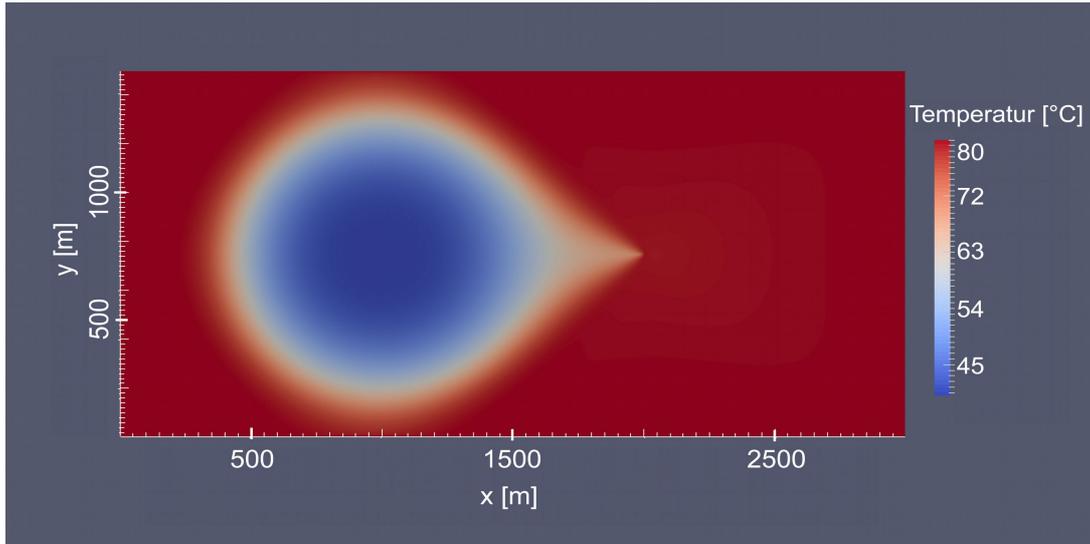


Abbildung 38: Simulationsergebnis der Temperaturverteilung im dreischichtigen Aquifer nach 12 Jahren Dublettenbetrieb.

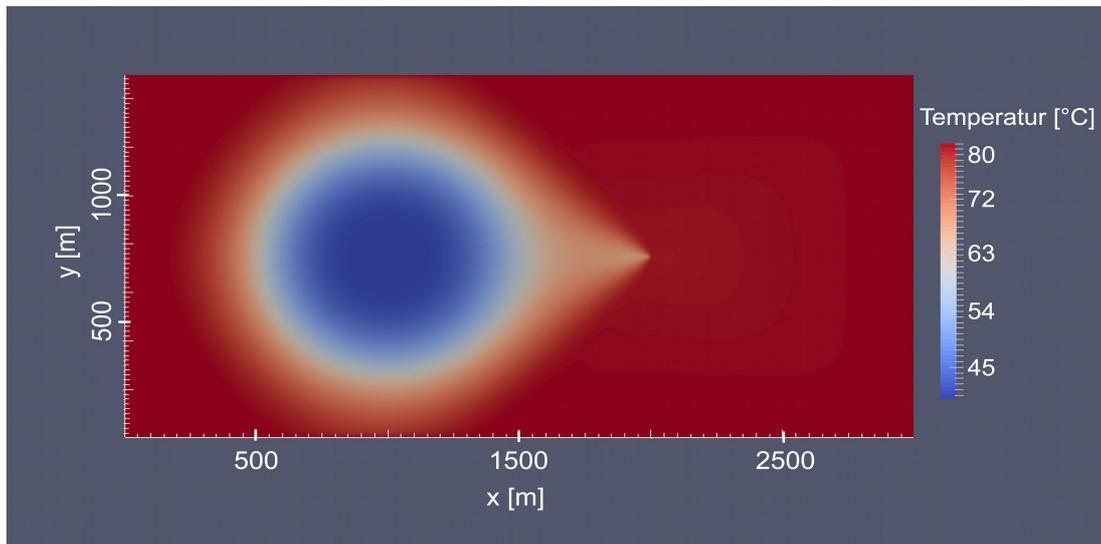


Abbildung 39: Simulationsergebnis der Temperaturverteilung im einschichtigen Aquifer nach 12 Jahren Dublettenbetrieb.

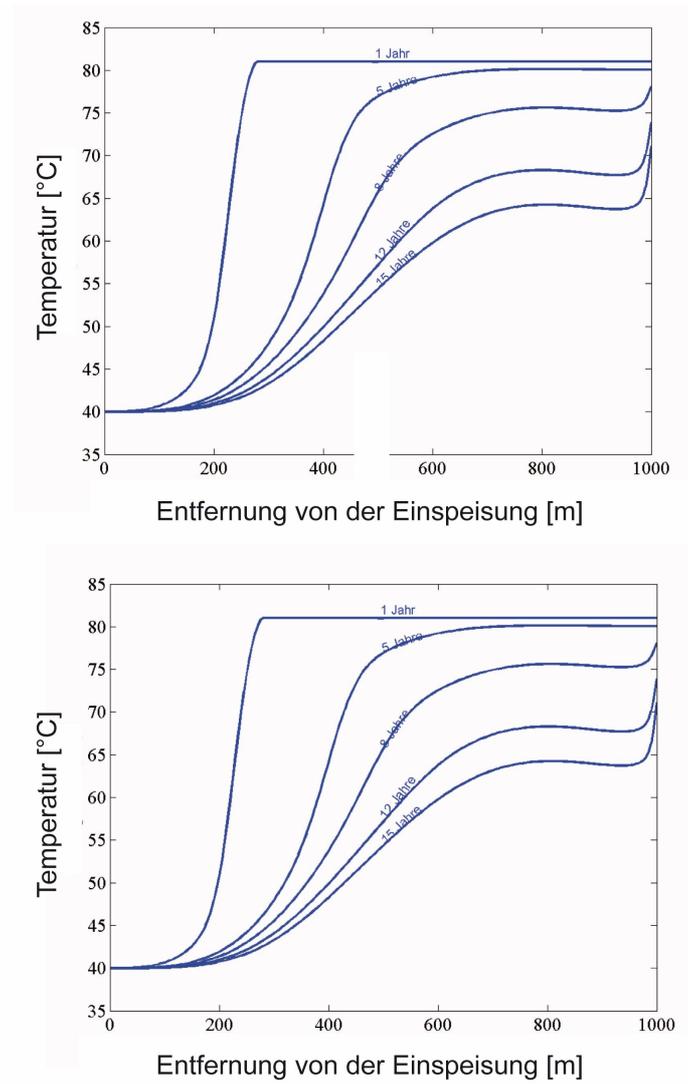


Abbildung 40: Temperaturverläufe im Aquifer vom Punkt der Injektion in Richtung Produktion für verschiedene Zeitschritte. Oben: dreischichtiger Aquifer, unten: einschichtiger Aquifer.

2.4.2.2 Laterale Materialwechsel

Im folgenden wird das Verhalten der Fluidausbreitung und das damit zusammenhängende Temperaturfeld unter der Annahme von lateralen Materialwechseln im Aquifer betrachtet. Dazu wird der zuvor genutzte homogene Aufbau durch die Hinzunahme eines zweiten Materials verändert. Dieses hat Eigenschaften eines Tonen und ist zufällig im Aquifer verteilt. Zusammenhängende Materialkomponenten beider Medien haben dabei mindestens eine horizontale Ausbreitung von 50*50 m, vertikal erstrecken sie sich über die gesamte Aquifertiefe (Abbildung 41).

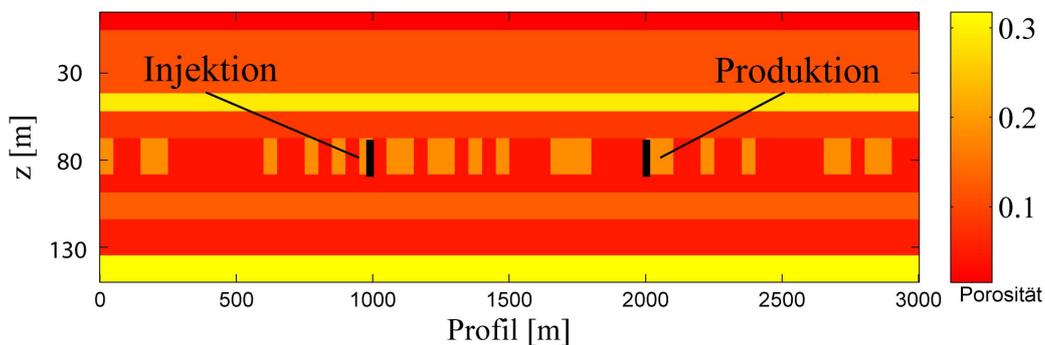


Abbildung 41: Zwei-dimensionaler Schnitt durch das Modell mit lateralen Materialfluktuationen.

Mit diesem Modell wird ebenfalls eine hydrothermale Simulation mit den zuvor beschriebenen Einstellungen durchgeführt. Der Vergleich mit dem homogenen Modell zeigt besonders zu Beginn erhebliche Unterschiede im resultierendem Temperaturfeld (Abbildung 42). Um diese zu quantifizieren, wird um den Bereich der Injektion die Abweichung der Temperatur gegenüber dem homogenen Modell ermittelt. Dabei wird die Fläche betrachtet die zum jeweiligen Zeitpunkt vom injizierten Fluid beeinflusst wird. Es zeigt sich, dass es zu Beginn der Simulation punktuell zu Unterschieden von bis zu 40°C kommt, welche im Lauf der Simulation auf einen Wert von ca. 10°C zurückgeht. Im Mittel liegt die Abweichung zu Beginn bei ca. 10°C und verringert sich nach den 15 Jahren auf ca. 3°C.

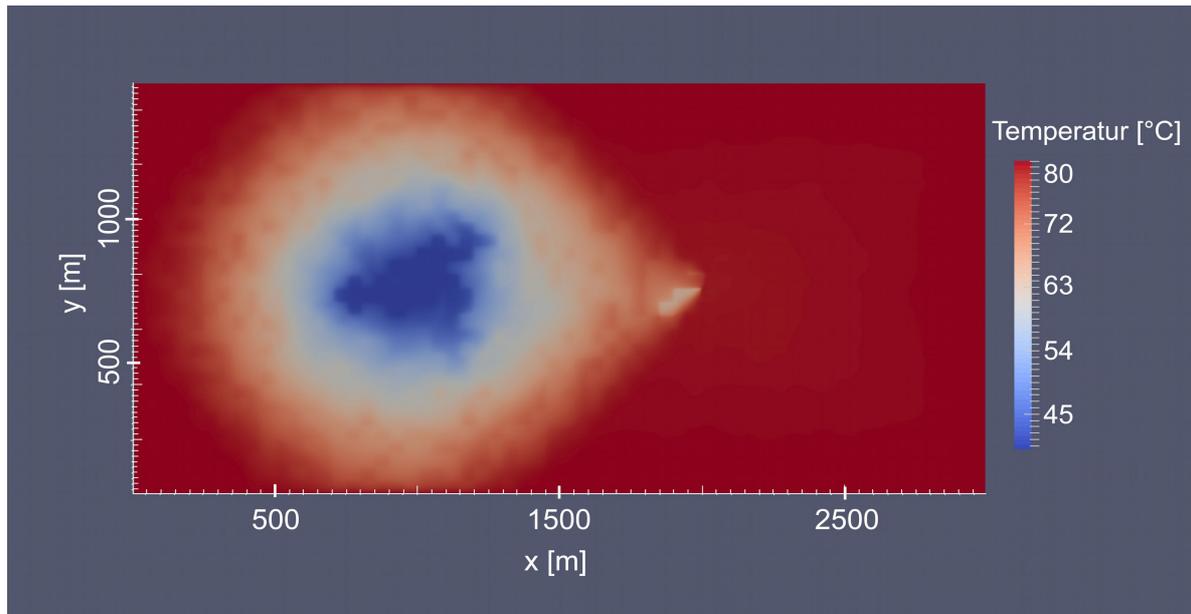


Abbildung 42: Simulationsergebnis der Temperaturverteilung im Aquifer mit lateralen Materialwechselln nach 12 Jahren Dublettenbetrieb.

2.4.3 Auflösbarkeit des heterogenen Aufbaus durch reflexionsseismische Messungen

Ob die Materialfluktuationen seismisch auflösbar sind und somit ihr Einfluss abschätzbar ist, soll mit Hilfe von synthetischen Seismogrammen untersucht werden. Hierfür werden zweidimensionale Schnitte des Modells extrahiert und bis zur Erdoberfläche mit Ausgleichsschichten entsprechend der Lithologie der Bohrlochansprache aufgefüllt. Im Anschluss werden von diesen Reflexionsseismogramme berechnet, angeregt durch ein Ricker-Wavelet mit einer Hauptfrequenz von 35 Hz. Das gewählte Wavelet hat ein für Feldseismik realistisches Frequenzspektrum. Die Empfänger sind im Abstand von 10 m auf dem Profil angeordnet. Nach der Generierung der Seismogramme über eine Finite-Differenzen-Modellierung, basierend auf dem Exploding-Reflector-Ansatz, wurden die Daten vor der Beurteilung einer Stoltmigration unterzogen (Abbildung 43).

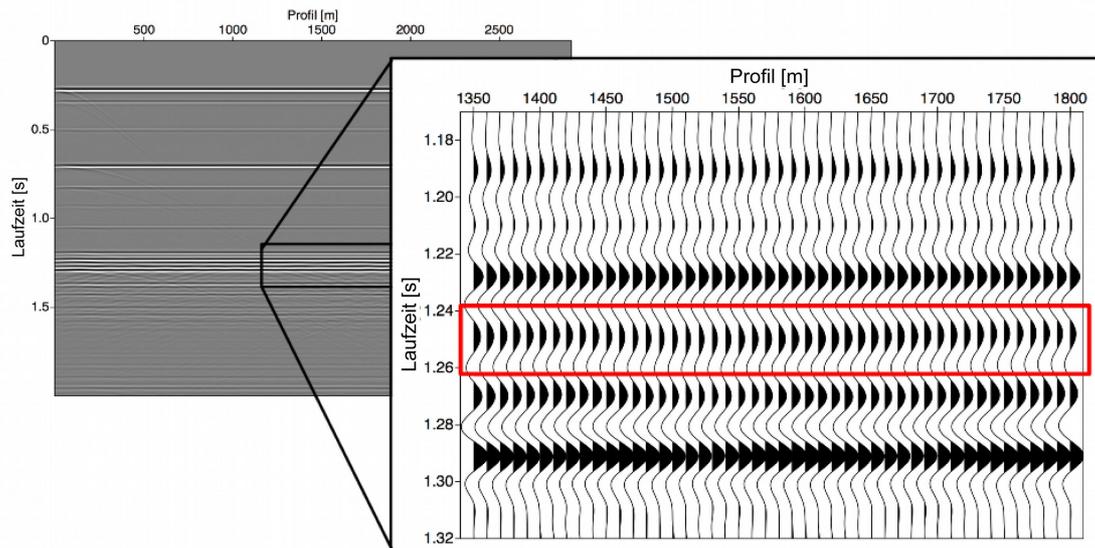


Abbildung 43: Synthetische Seismogrammsection für das lateral heterogene Modell nach der Stoltmigration. Die laterale Heterogenität des Reservoirbereichs schlägt sich in subtilen lateralen Amplitudenvariationen nieder.

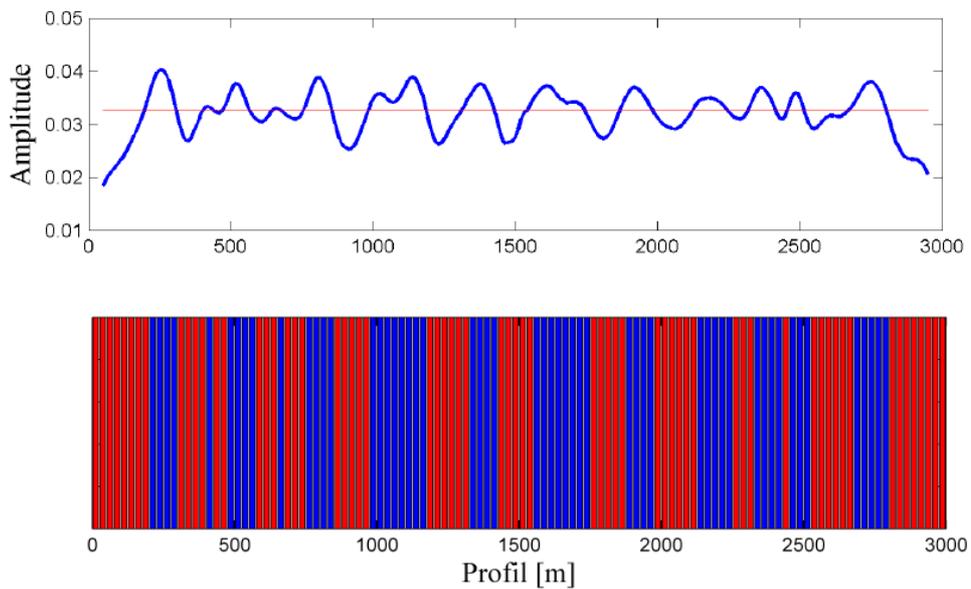


Abbildung 44: Aus der synthetischen Sektion ermittelte Reflexionsamplituden (oben) und die Rekonstruktion der Heterogenitäten auf der Basis von Amplitudenminima und -maxima (unten).

Wie sich aus der Größe der mittleren Wellenlänge von 90 m schon ableiten lässt, können die Strukturen nicht direkt reflexionsseismisch aufgelöst werden, da die Auflösungsgrenze in der Praxis bei ca. einer halben Wellenlänge liegt (die theoretische Auflösungsgrenze liegt bei einer Viertelwellenlänge). Deshalb wird der Verlauf der Amplitudenwerte betrachtet. Hierbei wird der Maximalwert der Amplitude jeder Spur zur erwarteten Zwei-Weg-Laufzeit der Reflexion des Aquifers extrahiert. Über den Verlauf der Werte wird versucht, die Strukturen des Untergrundes zu rekonstruieren, indem Maxima und Minima der Amplituden entsprechend den Extrema der einer bimodalen Porositäts- bzw. Permeabilitätsverteilung zugeordnet werden (Abbildung 44). Der Blick auf eine exemplarische Gegenüberstellung vom ursprünglichen Verlauf des bimodalen Aufbaus des Aquifers zu dem rekonstruierten zeigt, dass das „wahre“ Modell durch die seismische Interpretation nicht im Detail, sondern nur in seinem Erscheinungsbild rekonstruiert wird. Abbildung 45 stellt den ursprünglichen Aufbau des Aquifers dem den aus der Seismik interpretierten gegenüber.

Aus der unterschiedlichen Amplitudenstärke lässt sich zwar der inhomogene Aufbau des Aquifers ableiten, eine korrekte Abbildung der Strukturen kann allerdings nicht realisiert werden.

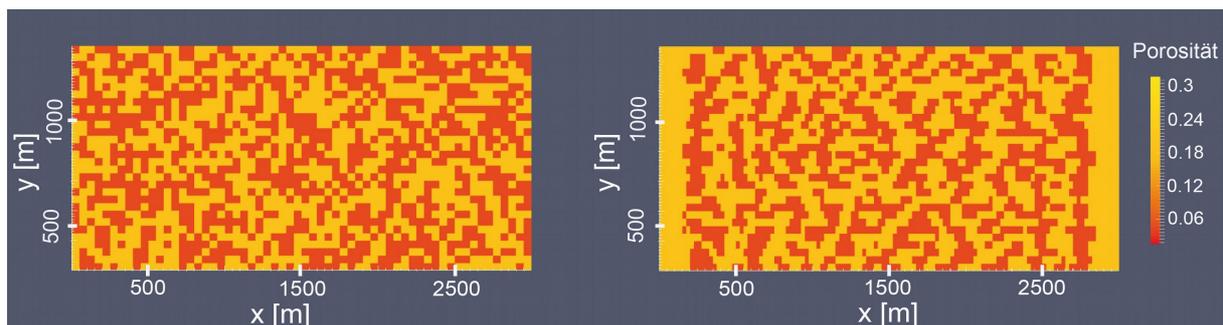


Abbildung 45: Bimodale Verteilung im Aquifer.

Links: Ursprüngliche Anordnung. Rechts: Aus der Reflexionsseismik rekonstruiert.

Im folgenden wird mit dem aus der Reflexionsseismik abgeleiteten Modell erneut die Simulation des Dublettenbetriebs durchgeführt. Alle Einstellungen werden identisch beibehalten. Abbildung 46 zeigt die resultierende Temperaturverteilung im Aquifer. Das Ergebnis scheint sich zwischen den beiden zuvor betrachteten Fällen einzuordnen. Die Verteilung weist im Gesamtbild eher den radialen Aufbau des homogenen Modells auf. Die Ränder wirken hingegen verschwommen und sind nicht so klar begrenzt, ähnlich wie es im zuvor betrachteten heterogenen Aufbau der Fall ist.

Zum Vergleich wurden die Abweichungen der Temperaturfelder betrachtet. Abbildung 47 stellt hierzu die Verläufe der mittleren Abweichung mit der Simulationszeit dar. Diese zeigt eine um 2°C bessere Anpassung der Temperaturhervorsage unter Einbeziehung der aus der Seismik abgeleiteten Inhomogenität gegenüber der Annahme eines rein homogenen Aquifers.

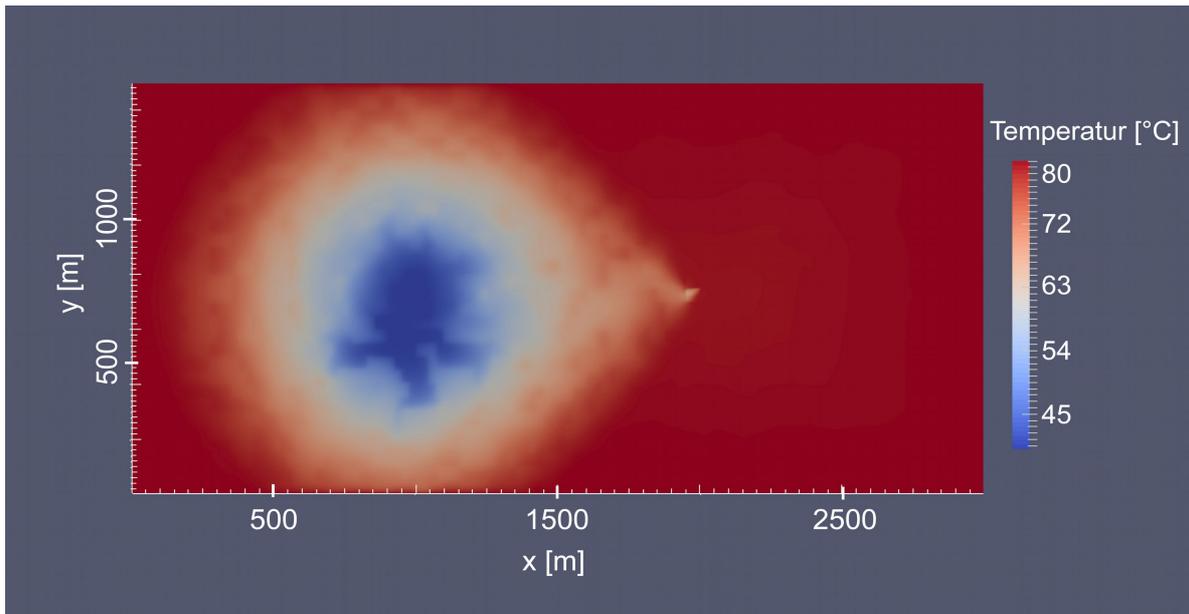


Abbildung 46: Simulationsergebnis der Temperaturverteilung im rekonstruierten Aquifer nach 12 Jahren Dublettenbetrieb.

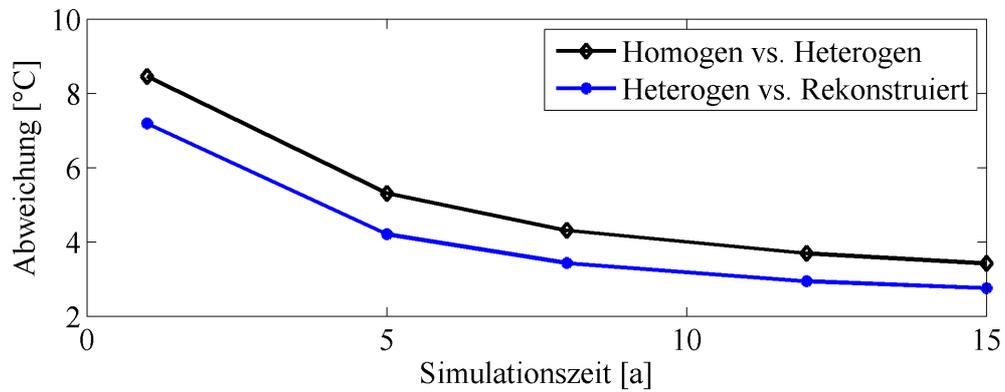


Abbildung 47: Relative Abweichungen der Temperaturprognose zwischen homogenem und heterogenem Aquifer.

2.4.4 Anwendung der FWI auf das Aquifermodell

Da sich die kleinskaligen Strukturen innerhalb des Aquifers mit klassischen seismischen Migrationsverfahren nicht auflösen lassen, testen wir im folgenden die Anwendbarkeit der seismischen FWI (siehe Abschnitt 2.3.1.3). Dabei stellen Modellgröße, sowie die für die Auflösung der Feinschichtung innerhalb des Aquifers benötigte FD-Diskretisierung eine besondere Herausforderung dar. Die Rechenzeit für eine FWI des gesamten Modells auf unserem NEC-Cluster bei Verwendung von 32 Cores liegt bei ca. 4.5 Tagen. Um die Rechenzeit signifikant zu reduzieren wurde eine spezielle Variante der FWI, die sogenannte Grid Injection (GI)FWI (Robertsson & Chapman, 2000; Royle & Singh, 2010; Borisov & Singh, 2013; Monteiller et al., 2015), in den FWI Code implementiert. Unter der Annahme, dass sich die seismischen Geschwindigkeiten und Dichten in den großskaligen Schichten oberhalb des Aquifers mit hoher Präzision bestimmen lassen, kann die GIFWI auf den Bereich des geothermischen Reservoirs beschränkt werden. Zur Vorbereitung müssen die Vorwärtswellenfelder der einzelnen Schüsse einmalig für das gesamte Modell gerechnet und in einem Rahmen um das betrachtete Teilgebiet abgespeichert werden. Darüber hinaus ist ein Redatuming der aufgezeichneten Daten von der Erdoberfläche in den für die GIFWI vorgesehen Modellbereich erforderlich. Die Injektion des zuvor gespeicherten Wellenfeldes in dem Rahmen um das Rechengebiet ersetzt die herkömmliche Vorwärtsmodellierung. Das Residualwellenfeld lässt sich durch Rückpropagation der Datenresiduen von den virtuellen Empfängerpositionen auf dem neuen Datum oberhalb des Aquifers berechnen.

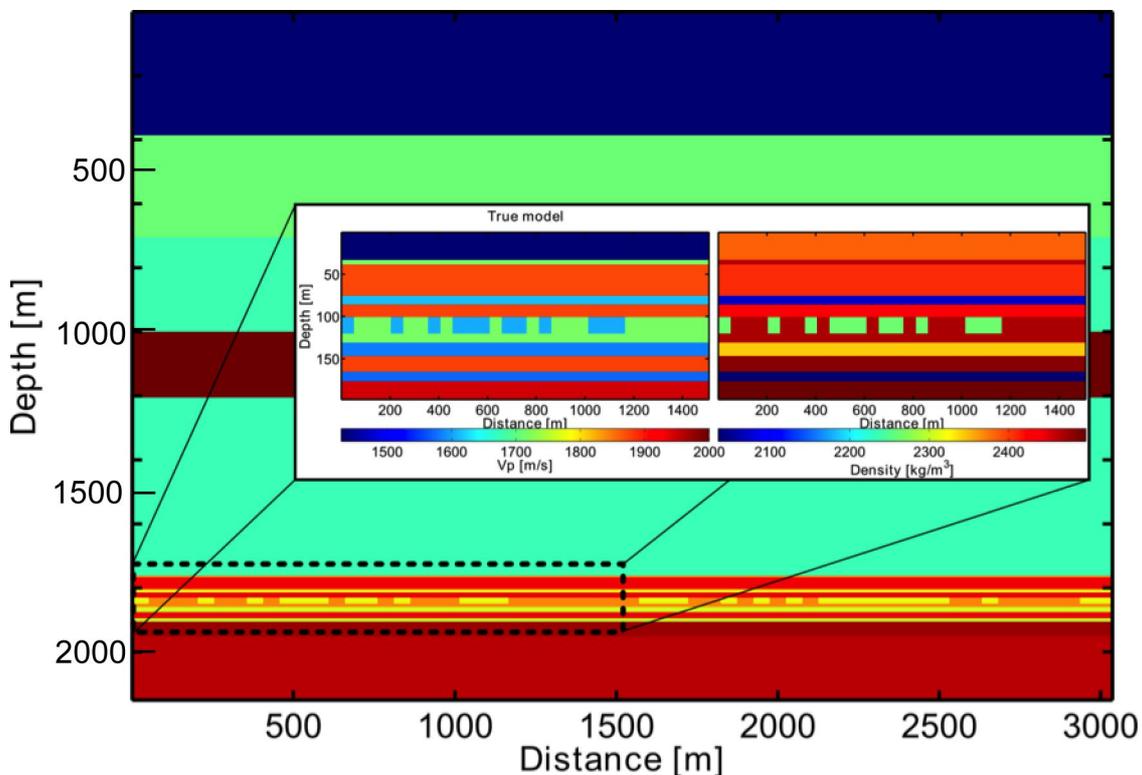


Abbildung 48: Stratigraphie des Aquifer-Modells, sowie das für die GIFWI verwendete Teilgebiet (gestricheltes Rechteck) mit wahren P-Wellengeschwindigkeits- und Dichte-Modell.

Mit diesen beiden Wellenfeldern lassen sich wie bei der herkömmlichen FWI die Gradienten der Zielfunktion nach den Materialparametern berechnen und ausgehend von einem langwelligen Startmodell hochauflösende Abbildungen der P-Wellengeschwindigkeits- und Dichteverteilung im Untergrund bestimmen. Bei dem hier betrachteten Problem beträgt die Rechenzeit bei Verwendung der GIFWI nur noch knapp 5 Stunden. Damit ist die GIFWI ca. 22x schneller als die klassische FWI. Abb. 48 zeigt das für die GIFWI verwendete Teilgebiet des Aquifermodells (gestricheltes Rechteck) und die dazugehörigen P-Wellengeschwindigkeits- und Dichtemodelle. Datengrundlage für die GIFWI bilden Shot-Gather von 74 Explosionsquellen, die im Abstand von 20 m gezündet wurden, sowie 148 Zweikomponentengeophone im Abstand von 10 m bis zu einer maximalen Auslagenlänge von 1488 m an der Erdoberfläche. Das Quellsignal ist ein bandbegrenztes Spike-Wavelet, welches einen Frequenzbereich von 16 Hz bis 50 Hz abdeckt. Das Startmodell für die GIFWI beschreibt P-Wellengeschwindigkeiten und Dichten in den Schichten oberhalb des Aquifers exakt, während sämtliche Strukturen innerhalb des Aquifers stark geglättet und damit nicht erkennbar sind (Abb. 49a). Um die Nichtlinearität des Inversionsproblems zu reduzieren werden nacheinander tiefpassgefilterte Daten mit oberen Grenzfrequenzen von 20 Hz, 30 Hz, 40 Hz und 50 Hz invertiert. Das Ergebnis (Abb. 49b-d) zeigt, dass sich bereits bei relativ niedrigen Frequenzen von 20 Hz sowohl die Feinschichtung innerhalb des Aquifers, als auch kleinskalige Anomalien mit einer vertikalen Ausdehnung von 18 m mit Hilfe der GIFWI auflösen lassen. Dies entspricht nur knapp einem Viertel der P-Wellenlänge in dem entsprechenden Modellbereich. Höhere Grenzfrequenzen führen zu einer verbesserten Abbildung der Anomaliegrenzen, insbesondere bei Frequenzen oberhalb von 30 Hz. Der Vergleich des Endergebnisses der Inversion (Abb. 49d) mit dem wahren Modell (Abb. 49e) zeigt eine sehr gute Rekonstruktion der Anomalien innerhalb des Aquifers, nur in der untersten Schicht ist die Modellauflösung durch die geringe Strahlüberdeckung geringfügig schlechter. Durch den begrenzten maximalen Frequenzgehalt des Quellsignals lassen sich die Schichtgrenzen nicht perfekt abbilden, so dass dort die größten Abweichungen zwischen Inversionsergebnis und wahren Modell bestehen. Analog zum P-Wellengeschwindigkeitsmodell lässt sich durch die Multi-Parameter GIFWI auch ein zufriedenstellendes Dichtemodell ableiten (Abb. 49). Das Ergebnis zeigt, dass im Einsatz von FWI ein enormes Potenzial für die Ermittlung von Reservoirstrukturen liegt. Die Anwendung von FWI auf Felddaten befindet sich jedoch noch in ihren Anfängen, da die Bewältigung der messtechnischen Unzulänglichkeiten (z. B. anthropogene Störsignale oder durch Bebauung oder Bewuchs ungleichförmige Quell-Empfänger-Konfigurationen) eine besondere Herausforderung darstellt.

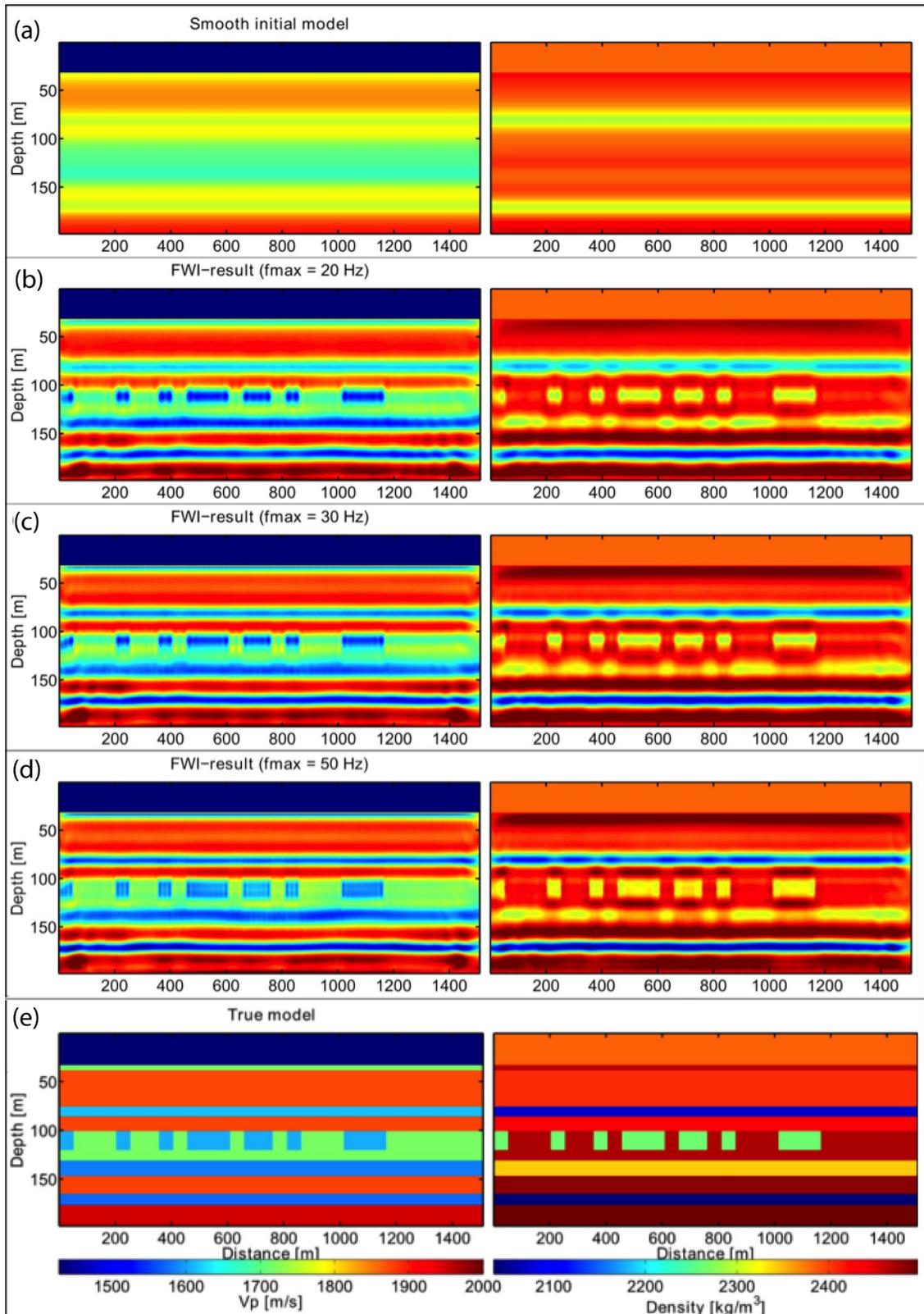


Abbildung 49: Startmodell (a) und Ergebnisse der GIFWI für tiefpassgefilterte Daten mit Maximalfrequenzen von 20 Hz, 30 Hz und 50 Hz (b-d) und der Vergleich zum wahren Modell (e).

Kapitel 3:

Zusammenfassung und Bewertung der Ergebnisse

3.1 Zusammenfassung der erzielten Ergebnisse

Die Zielsetzung des Kieler Teilprojekts innerhalb von MeProRisk II bestand zum einen darin dass im Vorgängerprojekt MeProRisk I entwickelte Konzept für die Prognose der Nutzbarkeit geothermischer Reservoirs praxisnah zu erproben und zu optimieren. Ein Augenmerk lag dabei darauf, neben seismischen Daten, weitere geophysikalischen Datensätze zu verwenden.

Für den Großteil der Projektlaufzeit stand hierfür nur ein Datensatz aus der südliche Toskana zur Verfügung. Für diesen wurden die seismischen Daten reprozessiert, interpretiert und ein geologisches Strukturmodell erstellt. Basierend auf dem Strukturmodell wurden gravimetrische und magnetotellurische Daten analysiert. Ein zweiter Datensatz aus Süd-Dänemark stand erst kurz vor dem Projektende zur Nutzung bereit, so dass dieser nicht mehr vollständig bearbeitet werden konnte.

Ein weiterer Aspekt des Kieler Teilprojekts bestand aus der Untersuchung der Auflösbarkeit von geologischen Strukturen und des Einflusses von seismisch nicht aufgelösten Strukturen auf die Prognose der Nutzbarkeit geothermischer Reservoirs.

3.1.1 Ergebnisse der Lokation Toskana

Bei diesem Datensatz gab es neben dem Ziel, ein geologisches 3-D Strukturmodell zu erstellen, konkrete Fragestellungen seitens des italienischen Kooperationspartners ENEL Green Power. Es sollte versucht werden eine genauere Abfolge der geologischen Einheiten, gekennzeichnet durch multiple Reflektoren, in der westlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets zu bestimmen und zum ande-

ren untersucht werden, ob in der östlichen Hälfte ein mögliches Reservoir in größerer Tiefe auszumachen ist. Des Weiteren war die Klärung des Vorhandenseins von Verwerfungen von Interesse.

Um diese Fragen zu beantworten, wurden alle vorhandenen seismischen Daten reprozessiert. Unter anderem wurde dabei die Methode des Common-Reflection-Surface-Stacking erfolgreich eingesetzt. Die Analysen führten zur einer Verbesserung des seismischen Abbildes und zur Bestimmung der Geschwindigkeiten der einzelnen Schichten. Dadurch konnte festgestellt werden, dass eine Wechselagerung von Burano und Farma in der westlichen Hälfte vorliegt. Der tiefere Untergrund in der östlichen Hälfte erscheint seismisch homogen. Außer einer zentralen Hauptverwerfung, die die östliche und westliche Hälfte trennt, konnten keine weiteren großen Verwerfungen eindeutig festgestellt werden. Für eine Kohärenzanalyse zur Detektion kleinerer Verwerfungen war die Datenqualität jedoch nicht ausreichend gut genug.

Durch die verbesserten seismischen Abbilder und die Geschwindigkeitsmodelle konnte ein 3-D Modell erstellt werden. Darauf basierend wurden gravimetrische und magnetotellurische Daten analysiert. Beide Methoden lieferten das Ergebnis, dass es in der östlichen Hälfte einen Bereich in größerer Tiefe gibt, der eine erniedrigte Dichte und einen erniedrigten spezifischen Widerstand aufweisen könnte. Hierbei könnte es sich um ein tieferes Reservoir handeln.

Zusätzlich zum geologischen Modell konnten für die einzelnen geologischen Gesteinseinheiten geophysikalische Eigenschaften und ihre Unsicherheiten bestimmt werden (Tabelle 5).

Das geologische Strukturmodell wurde dem Aachener Teilprojekt für die numerische Modellierung zur Verfügung gestellt.

Tabelle 5: Geophysikalische Eigenschaften der einzelnen Gesteinseinheiten in Süd-Toskana

Gesteinseinheit	P-Geschw. (m/s)	S- Geschw. (m/s)	spez. Widerstand (Ω m)	Dichte (kg / m ³)
Ligurische Sedimente	3.0 - 3.5	1.7 - 1.9	8 - 30	2400
Tuscan Nappe	4.0 - 4.5	2.1 - 2.3	8 - 200	2450-2580
Burano	6.0 - 6.5	3.0 - 4.0	1050	2800
Farma	5.0 - 7.0	> 3.0	30 - 400	2540 - 2690
K-Korizont	---		1000	2520

3.1.2 Ergebnisse der Lokation Dänemark

Auf Grund der guten Datenqualität konnte relativ zeitnah ein erstes geologisches Modell der Region erstellt werden. Hierzu trug vor allem die gute Abdeckung durch die fünf Bohrlöcher bei, welche alle den Reservoirbereich durchteuften. Mit Hilfe dieser konnten zum einen einzelne Schichteinheiten definiert werden und zum anderen jene mit Parametern versehen werden. Das innerhalb der Schichteinheiten noch homogene Strukturmodell wurde dem Aachener Teilprojekt für eine erste numerische Modellierung zur Verfügung gestellt.

Beim vertieften Blick auf die beiden potentiellen Aquifere konnten bereits wichtige Eindrücke zu ihrer Charakteristik gewonnen werden. So zeichnet sich ab, dass der untere, etwas gering mächtigere Aquifer sich gegenüber dem etwas höher gelegenen Aquifer eher für eine geothermische Nutzung zu eignen scheint. Dieses aus der Bohrlochansprache resultierende Ergebnis lässt sich durch die Betrachtung der Amplitudenverteilung ebenfalls in der Fläche nachvollziehen. Wie bereits erwähnt sind die Arbeiten zu diesem Datensatz auf Grund der verspäteten Verfügbarkeit noch nicht abgeschlossen und es wird weiterhin an ihnen gearbeitet.

3.1.3 Ergebnisse der Auflösungsstudie

Die Untersuchung der Auflösungsstudie konnte zeigen dass eine Vergrößerung der vertikalen Schichtung keinen eklatanten Einfluss auf die Prognose der Temperaturverteilung für das stationäre Temperaturfeld hat, sofern ein sinnvoller Blockungsalgorithmus verwendet wird. Ebenfalls als vernachlässigbar zeigt sich der Einfluss durch das Zusammenfügen vertikaler Feinschichtungen zu einer Subschicht im Nutzhorizont mit gemittelten Eigenschaften auf das Simulationsergebnis einer geothermischen Dublette, sofern diese komplett von Injektions- und Produktionsbohrung durchdrungen werden.

Im Gegensatz dazu zeigte sich, dass kleinräumige laterale Änderungen im Zielhorizont zu einer Fehleinschätzung in der Temperaturprognose zum Betrieb einer geothermischen Anlage führen können. Der Abbildungsfehler der klassischen Reflexionsseismik, die diese Strukturen nicht auflösen kann, setzt sich in Form von Ungenauigkeiten in der Hervorsage der Temperaturverteilung fort. Durch eine Betrachtung der Unterschiede in den Amplitudenstärken konnte auf die Materialfluktuationen geschlossen werden. Es war jedoch nicht möglich den genauen Verlauf zu rekonstruieren. Jedoch führte selbst dieser fehlerhaft Aufbau zu einer Verbesserung des Prognoseergebnisses.

Zum Abschluss konnte dargestellt werden dass es unter optimalen Bedingungen mit reflexionsseismischen Messungen möglich ist über die Full Waveform Inversion eine vollständige Rekonstruktion des Aquifers zu bewerkstelligen.

3.2 Voraussichtlicher Nutzen und Verwertbarkeit der Ergebnisse

Die in Forschungsvorhaben erzielten Ergebnisse werden dazu beitragen das Potenzial geothermischer Ressourcen besser abzuschätzen und somit Planungssicherheit für geothermische Anlagen erhöhen.

Durch die Anwendung der in der ersten Projektphase an virtuellen Lokationen entwickelten Interpretationsschema für seismische Reflexionsdaten auf zwei Datensätze konkreter geothermischer Lagerstätten konnten diese geprüft und für den Realfall optimiert werden.

Durch die Verfügbarkeit der beiden Lokationen mit ihren unterschiedlichen geologischen Eigenschaften konnten sowohl Vorgehensweisen für petrothermale als auch hydrothermale Reservoirs erarbeitet werden.

Die erfolgreiche Hinzunahme weiterer geophysikalischer Messmethoden, wie gravimetrische und magnetotellurische Messungen zur Modellerstellung, haben gezeigt, dass diese eine aussagekräftige und kostengünstige Ergänzung zur Reflexionsseismik als Explorationswerkzeug darstellen können. Durch Weiterentwicklung der Full-Wavform-Inversion besteht Aussicht auf eine weitere Verbesserung der Prognosewerkzeuge.

3.3 Veröffentlichungen und Qualifikationsarbeiten im Rahmen des Projektes

Qualifikationsarbeiten

Behrendt, R. (2013): Digitale Bearbeitung eines seismischen Reflexionsprofils aus der südlichen Toskana zur geothermischen Prospektion. Bachelor-Thesis, Universität Kiel

Publikationen mit peer review

Ebigbo, A., Niederau, J., Marquart, G., Dini, I., Thorwart, M., Pechinig, R., Bertani, R., Clauser, C., Rabbel, W., 2015. On the influence of depth and structure of a crustal heat source on the geothermal regime of reservoirs in Tuscany, revised version submitted to Geothermal Energy Journal

Szalaiová, E., K.Iwanowski-Strahser and W. Rabbel (2015): 3D fracture networks in the crystalline upper crust - A new seismic model of the Continental Deep Drilling Site KTB (South Germany). Geophysical Prospecting 63, 937–956

Szalaiová, E., W. Rabbel, G. Marquart, and C. Vogt (2015): Geothermal Modeling of Faulted Metamorphic Crystalline Crust: A new model of the Continental Deep Drilling Site KTB (Germany). Geophys. J. Int. 203 (2), 1039-1053, doi: 10.1093/gji/ggv359

Vogt, C., Iwanowski-Strahser, K., Marquart, G., Arnold, J., Mottaghy, D., Pechinig, R., Gnjezda, D., Clauser, C., 2013: Modeling Contribution to Risk Assessment of Thermal Production Power for Geothermal Reservoirs, Renewable Energy, 53, 230-241, doi:10.1016/j.renene.2012.11.026

Konferenzproceedings und Konferenzbeiträge mit Extended Abstracts

- Ebigbo, A., Niederau, J., Thorwart, M., Riedel, M. Alexandrakis, C., Marquart, G. (2015): Simulation of Flow and Heat Transport in a High-Enthalpy Reservoir in Tuscany, Italy. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne
- Köhn, D., Dokter, E., Wilken, D., Nil, D. D., & Rabbel, W. (2015). Near-surface 2D SH-waveform Inversion - A Case Study from Slovakia. 77th EAGE Conference and Exhibition - Workshops. doi:10.3997/2214-4609.201413538.
- Köhn, D., Meier, T., Auras, M., Nil, D. D., & Fehr, M. (2015). Application of 2D (visco)-elastic Rayleigh Waveform Inversion to Ultrasonic Data from the Porta Nigra in Trier (Germany). 77th EAGE Conference and Exhibition - Workshops. doi:10.3997/2214-4609.201413541
- Marquart, G., Clauser, C., and the MeProRisk Research Consortium, 2013. MeProRisk-II - A joint research project for optimization strategies and risk analysis for deep geothermal reservoirs, extended abstract, Proceedings European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, 3-7 June 2013.
- Rabbel, W., Szalaiova, E., and the MeProRisk Research Group (2013) Extended Abstracts of the European Geothermal Congress 2013, Pisa, 4p.
- Rabbel, W., & Szalaiova, E. (2014) *INVITED*. Seismic Prospecting of Geothermal Reservoirs in Hard Rock Environment-General Concept and Field Study. In 76th EAGE Conference and Exhibition-Workshops, Amsterdam, 4p.
- Rabbel, W., Thorwart, M., Behrendt, R., Holzrichter, N., Niederau, J., Ebigbo, A., Marquart, G., Dini, I., Ciuffi, S., 2015. A Stochastic Assessment of Geothermal Potenzial Based on Seismic and Potential Field Analysis and Hydrothermal Forward Modeling – an Example from Tuscany (Italy), Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015
- Vogt, C., Iwanowski-Strahser, K., Rabbel, W., Clauser, C., and the MeProRisk Research Consortium, 2013. Geothermal Potenzial of a sedimentary reservoir in Northern Germany - deduced from stochastic modeling, extended abstract, Proceedings European Geothermal Congress 2013, Pisa, Italy, 3-7 June 2013.
- Wehner, D., Köhn, D., Nil, D. D., Schmidt, S., al Hagrey, S. A., & Rabbel, W. (2015). A Combined Elastic Waveform and Gravity Inversion for Improved Density Model Resolution Applied to the Marmousi-II Model. 77th EAGE Conference and Exhibition 2015, Madrid, ES. doi:10.3997/2214-4609.201413407.

Sonstige Konferenzbeiträge (Vorträge und Poster)

- Ebigbo, A., Padalkina, K., Seidler, R., Thorwart, M., Niederau, J., Marquart, G., Dini, I. (2015): Numerical simulation of a geothermal reservoir in Tuscany (Italy) with application of “Optimal Experimental Design” for finding optimal slimhole sites. Geophysical Research Abstracts, Vol. 17, EGU General Assembly, Vienna (Poster)
- Proksch, M., Rabbel, W. (2015): Seismische Strukturauflösung geothermischer Reservoir. 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hannover (Vortrag).
- Thorwart, M., Behrendt, R., Dreiling, J., Holzrichter, N., Rabbel, W., Niederau, J., Ebigbo, A., Marquart, G., Dini, I., Ciuff, S. (2015): Geothermal assessment based on seismic, magnetotelluric and potential field analysis and hydrothermal forward modeling – an example from Southern Tuscany (Italy). 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Hannover (Poster).
- Wehner, D. Köhn, D. De Nil, S. Schmidt, S. A. al Hagrey, W. Rabbel und H.-J. Götze (2015): Kombination von elastischer Wellenform- und Schwereinversion zur Bestimmung hochauflösender Dichtemodelle anhand des Marmousi-II Modells. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft 2015, Hannover. (Vortrag)

Unterschrift

Kiel, 29.02.2016

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'W. Rabbel'. The signature is fluid and cursive, with the first letter 'W' being particularly large and stylized.

Projektleiter
(Prof. Dr. Wolfgang Rabbel)

Literaturverzeichnis

Batini, F., R. Bertani, B. Ciulli, A. Fiordelisi and P. Valenti 2002: Geophysical well logging – a contribution to the fracture characterization. PROCEEDINGS, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford Univ., Stanford, SGP-TR-171, 8p.

Bellani, S., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Ranalli, G., 2004: Heat flow, deep temperatures and extensional structures in the Larderello Geothermal Field (Italy): constraints on geothermal fluid flow. *Journal Of Volcanology And Geothermal Research* 132(1), 15–29 (2004). doi:10.1016/s0377-0273(03)00418-

Bellani, S., Magro, G., Brogi, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., 2005: Insights into the Larderello Geothermal Field: Structural Setting and Distribution of Thermal and ^3He Anomalies. In: *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya*

Bertini, G., Casini, M., Ciulli, B., Ciuffi, S., Fiordelisi, A., 2005: Data Revision and Upgrading of the Structural Model of the Travale Geothermal Field (Italy). In: *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April*

Billette, F., and G. Lambaré. 1998: Velocity Macro-Model Estimation from Seismic Reflection Data by Stereotomography. *Geophysical Journal International* 135 (2): 671–90.

Billette, F., S. Le Bégat, P. Podvin, and G. Lambaré. 2003: Practical Aspects and Applications of 2D Stereotomography. *Geophysics* 68 (3): 1008–21.

Bohlen, T. 2002: Parallel 3-D Viscoelastic Finite-Difference Seismic Modelling. *Computers & Geosciences* 28 (8): 887–99.

Borisov, D., and S.C Singh. 2013: An Efficient 3D Elastic Full Waveform Inversion of Time-Lapse Seismic Data Using Grid Injection Method. In *83rd SEG Annual International Meeting*, 954–58. Houston.

Brossier, R. 2011: Two-Dimensional Frequency-Domain Visco-Elastic Full Waveform Inversion: Parallel Algorithms, Optimization and Performance. *Computers & Geosciences* 37 (4): 444–55.

Casini, M., S. Ciuffi, A. Fiordelisi and A. Mazzotti 2010: 3D Seismic Surveys and Deep Target Detection in the Larderello-Travale Geothermal Field (Italy), *Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia*, 7p.

Claerbout, J. F. 1985: *Imaging the Earth's Interior*. Cambridge, MA, USA: Blackwell Scientific Publications, Inc.

Clauser, C. (ed), 2003: *Numerical Simulation of Reactive Flow in hot Aquifers. SHEMAT and processing SHEMAT*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 331p.

Crampin, S., 1985: Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics* 50, 142-152.

Crampin, S., 1987: Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature* 328, 491-496.

Crampin, S., Lovell, J.H., 1991: A decade of shear-wave splitting in the Earth's crust: what does it mean? What use can we make of it? And what should we do next? *Geophys. J. Int.* 107, 387-407

Cuenot, N., C. Dorbath and L. Dorbath 2008: Analysis of the Microseismicity Induced by Fluid Injections at the EGS Site of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France): Implications for the Characterization of the Geothermal Reservoir Properties. *Pure appl. geophys.* 165, 797–828.

De Matteis, R., T. Vanorio, A. Zollo, S. Ciuffi, A. Fiordelisi, E. Spinelli 2008: Three-dimensional tomography and rock properties of the Larderello-Travale geothermal area, Italy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, doi:10.1016/j.pepi.2008.04.019.

Dini, I., Ceccarelli, A., Brogi, A., Giogi, N., Galleni, P., Roosi, L., 2010: Geological Evolution of the Base of the Mount Amiata Volcanic Complex (Tuscany, Italy), *Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali*

Duveneck, E. 2004: 3D Tomographic Velocity Model Estimation with Kinematic Wavefield Attributes. *Geophysical Prospecting* 52 (6): 535–45.

Fiordelisi, A., A. Manzella, G. Buonasorte, J. C. Larsen, R. L. Mackie 2000: MT methodology in the detection of deep, water-dominated geothermal systems. *Proceedings World Geothermal Congress 2000, Kyushu - Tohoku, Japan*, 1121-1126.

Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. & Gregory, A.R. 1974: Formation velocity and density - the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics* 39 (6): 770–780.

Gianelli, G., Manzella, A., Puxeddu, M., 1997: Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy). *Tectonophysics* 281(3-4), 221–239. doi:10.1016/S0040-1951(97)00101-

Groos, L. 2013: 2D Full Waveform Inversion of Shallow Seismic Rayleigh Waves. PhD thesis. Karlsruhe Institute of Technology.

Jäger, R., R. Mann, G. Höcht, and P. Hubral. 2001: Common--Reflection--Surface Stack: Image and Attributes. *Geophysics* 66 (1): 97–109.

Kern, H., Schmidt, R., Popp, T., 1991 The velocity and density structure of the 4000 m crustal segment at the KTB drilling site and their relationship to lithological and microstructural characteristics of the rocks: an experimental approach. *Scientific Drilling*, 2, 130-145.

Köhn, D., D. De Nil, A. Kurzmann, A. Przebindowska, and T. Bohlen. 2012: On the Influence of Model Parametrization in Elastic Full Waveform Tomography. *Geophysical Journal International* 191 (1): 325–45.

Köhn, D., A. Kurzmann, D. De Nil, and L. Groos. 2014: DENISE - User Manual.

Komatitsch, D., and R. Martin. 2007: An Unsplit Convolutional Perfectly Matched Layer Improved at Grazing Incidence for the Seismic Wave Equation. *Geophysics* 72 (5): 155–67.

Lambaré, G., M. Alerini, R. Baina, and P. Podvin. 2004: Stereotomography: A Semi-Automatic Approach for Velocity Macromodel Estimation. *Geophysical Prospecting* 52 (6): 671–81.

Levander, A.R. 1988: Fourth-Order Finite-Difference P-SV Seismograms. *Geophysics* 53 (11): 1425–36.

Liotta, D., Ranalli, G., 1999: Correlation between seismic reflectivity and rheology in extended lithosphere: southern Tuscany, inner Northern Apennines, Italy. *Tectonophysics* 315(1-4), 109–122. doi:10.1016/S0040-1951(99)00292-

Lüschen, E. 2005: Relationship between recent heat flow and seismic properties: Some notes from crustal research in Germany. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 148, 31–45.

Lüschen, E., Dussel, M., Thomas, R., Schulz, R. 2011: 3D seismic survey for geothermal exploration at Unterhaching, Munich, Germany. – *FIRST BREAK*, 29, 45-5

Mann, J. 2002: Extensions and Applications of the Common-Reflection-Surface Stack Method. Logos Verlag Berlin.

Mann, J., R. Jäger, T. Müller, G. Höcht, and P. Hubral. 1999: Common-Reflection-Surface Stack – a Real Data Example. *Journal of Applied Geophysics* 42 (3–4): 301–18.

Manzella, A. 1994: Geophysical Methods in Geothermal Exploration. *Geochemical and Geophysical Methodologies in Geothermal Exploration*, Italian National Research Council, Pisa, 40 p.

Martin, G.S., R. Wiley, and K.J. Marfurt. 2006: Marmousi2 - An Elastic Upgrade for Marmousi. *The Leading Edge* 25: 156–66.

Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2003 *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. Cambridge University Press.

Monteiller, V., S. Beller, L. Combe, S. Operto, J. Virieux, and T. Nissen-Mayer. 2015: 3D Discontinuous Galerkin Elastic Modeling Based Upon a Grid Injection Method. In 77th EAGE Conference and Exhibition 2015, Th-N112–14. Madrid.

Müller, G., (1985) The reflectivity method: a tutorial, *J. Geophys.* 58, 153-174.

Nocedal, J., and S.J. Wright. 2006: *Numerical Optimization*. Springer, New York.

Operto, S., A. Miniussi, R. Brossier, L. Combe, L. Métivier, V. Monteiller, A. Ribodetti, and J. Virieux. 2015: Efficient 3-d Frequency-Domain Mono-Parameter Full-Waveform Inversion of Ocean-Bottom Cable Data: Application to Valhall in the Visco-Acoustic Vertical Transverse Isotropic Approximation. *Geophysical Journal International* 202 (2): 1362–91.

Pape, H., Clauser, C., Iffland, J., Krug, R., Wagner, R., 2005: Anhydrite cementation and compaction in geothermal reservoirs: Interaction of pore-space structure with flow, transport, P-T conditions, and chemical reactions, *Int. J. of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42, 1056-1069.

Plessix, R.-E. 2006: A Review of the Adjoint-State Method for Computing the Gradient of a Functional with Geophysical Applications. *Geophysical Journal International* 167 (2): 495–503.

Plessix, R.-E., and W. A. Mulder. 2004: Frequency-Domain Finite-Difference Amplitude-Preserving Migration. *Geophysical Journal International* 157 (3): 975–87.

Prieux, V., G. Lambaré, S. Operto, and J. Virieux. 2013: Building Starting Models for Full Waveform Inversion from Wide-Aperture Data by Stereotomography. *Geophysical Prospecting* 61: 109–37.

Prüssmann, J., . 1996: Better preservation of seismic fine layering effects by new methods for blocking log data. 58th EAGE Conference & Exhibition, Amsterdam

Rasolofosaon, P.N.J., Rabbel, W., Siegesmund, S., Vollbrecht, A. (2000). Characterization of crack distribution: Fabric analysis vs. Ultrasonic inversion. *Geophys J Int* 141, 413-424.

Robertsson, J. O. A. 1996: A Numerical Free-Surface Condition for Elastic/visco-elastic Finite-Difference Modeling in the Presence of Topography. *Geophysics* 61: 1921–34.

Robertsson, J.O.A., and C.H. Chapman. 2000: An Efficient Method for Calculating Finite-Difference Seismograms After Model Alterations. *Geophysics* 65: 907–18.

Royle, G.T., and S.C. Singh. 2010: Time-Lapse Elastic Full Waveform Inversion Using Injected Grid Method. In 72nd EAGE Conference & Exhibition, A023. Barcelona.

Sato, H., Fehler, M. 1998. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth*. Springer-Verlag, Berlin

Schön, J., 1996: *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics*. Pergamon Press, Amsterdam.

Schoenberg, M., 1980. Elastic wave behavior across linear slip interfaces. *J. acoust. Soc. Am.* 68, 1516-1521.

Schoenberg, M., Douma, J., 1988. Elastic wave propagation in media with parallel fractures and aligned cracks. *Geophysical Prospecting* 36, pp. 571.

Schoenberg, M., Sayers, C.M., 1995. Seismic anisotropy of fractured rock. *Geophysics* 60, 204-211.

Shapiro SA, Huenges E, Borm G (1997) Estimating the permeability of the earth's crust from the fluid-injection induced seismic emission at the KTB-site. *Geophysical Journal International*, 131, F15-F18

Shipp, R.M., and S.C. Singh. 2002: Two-Dimensional Full Wavefield Inversion of Wide-Aperture Marine Seismic Streamer Data. *Geophys. J. Int.* 151: 325–44.

Sirgue, L., and R. G. Pratt. 2004: Efficient Waveform Inversion and Imaging: A Strategy for Selecting Temporal Frequencies. *Geophysics* 69 (1): 231–48.

Tarantola, A. 2005: *Inverse Problem Theory*. SIAM.

Vanorio, T., R. De Matteis, A. Zollo, F. Batini, A. Fiordelisi and B. Ciulli 2004: The deep structure of the Larderello-Travale geothermal field from 3D microearthquake traveltime tomography. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07613, doi:10.1029/2004GL019432.

Versteeg, R. 1994: The Marmousi Experience: Velocity Model Determination on a Complex Data Set. *The Leading Edge* 13: 927–36.

Virieux, J. 1986: P-SV Wave Propagation in Heterogeneous Media: Velocity-Stress Finite-Difference Method. *Geophysics* 51 (4): 889–901.

Vogt, C., K. Iwanowski-Strahser, G. Marquart, J. Arnold, D. Mottaghy, R. Pech-nig, D. Gnejzda, C. Clauser 2013: Modeling contribution to risk assessment of thermal production power for geothermal reservoirs. *Renewable Energy* 53, 230-241

Volpi, G., A. Manzella, A. Fiordelisi 2003: Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt. Amiata area, Italy. *Geothermics* 32, 131–145

Wegler, U., 2005. Diffusion of seismic waves in layered media: boundary conditions and analytical solutions. *Geophysical Journal International* 163, pp.1123.

Yan, J., and P. Sava. 2008: Isotropic Angle-Domain Elastic Reverse-Time Migration. *Geophysics* 73 (6): S229–39.

Anhang

Geräteliste Stand 31. August 2015

Position	Beschreibung	Ansatz	Stand
1	Software-Lizenzen für seismische Datenbearbeitung	4590 €	4.759,28 €
2	Software-Lizenz für Prozessing vertikaler seismischer Profile	8001 €	0 €
3	Software-Lizenz für geologische Modellbildung	14250 €	7326,74 €