

FRIEDRICH-SCHILLER-UNIVERSITÄT JENA

Institut für Geowissenschaften

Allgemeine Geophysik



seit 1558

2D elastische Inversion
flachseismischer Oberflächenwellen
im Cheb-Becken

MASTERARBEIT

zur Erlangung des Grades eines

M. Sc. Geowissenschaften, Studienrichtung Geophysik

vorgelegt von

Kersten Schlosser

Jena, den 11.11.2015

Gutachter:

Prof. Dr. Nina Kukowski

Prof. Dr. Thomas Bohlen

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	i
1 Einleitung	1
2 Das Cheb-Becken	4
2.1 Lithosphärische Struktur NW-Böhmens	4
2.2 Geologie und Störungsmuster im Cheb-Becken	5
2.3 Bisherige Forschungsergebnisse im Untersuchungsgebiet	8
3 Feldexperiment	10
3.1 Messgeometrie	10
3.2 Wahl eines geeigneten Messabschnittes	11
3.3 Messdaten	13
3.3.1 Darstellung der Messdaten	13
3.3.2 Frequenzgehalt der Messdaten	15
3.3.3 Frequenzgehalt der Explosionsquellen	15
4 Grundlagen und Inversionsstrategie	17
4.1 Ausbreitung seismischer Wellen	17
4.2 Modellierung	19
4.2.1 Standard Staggered Grid	19
4.2.2 Modellierung der Ränder	21
4.2.3 Modellierung der Quelle	22
4.3 Inversionsstrategie und Implementierung in DENISE	23
4.3.1 L2-Norm und adjungierte Quellen	23
4.3.2 Präkonditionierung der Gradienten	25
4.3.3 Skalierung der Gradienten	25
4.3.4 Schrittweitenberechnung	25
4.3.5 3D/2D-Transformation	28
5 Preprocessing	29
5.1 Fenster von Rauschen	29
5.2 Durchführung der 3D/2D-Transformation	30
5.3 Dämpfungsanalyse	31

5.4	Dispersionsanalyse	33
5.5	Modellierung der Startmodelle	35
6	Ergebnisse	37
6.1	Wahl der Parameter für Wellenforminversion	37
6.2	Erste Ergebnisse	39
6.3	Reduktion von Artefakten	43
6.4	Inversion mit weniger Schusspunkten	45
6.5	Erhöhung der dominanten Frequenz der Quellsignale	47
7	Diskussion und Ausblick	50
7.1	Diskussion	50
7.1.1	Einfluss invertierter Quellsignale	50
7.1.2	Übereinstimmung realer und synthetischer Daten	54
7.1.3	Geologische Interpretation	55
7.2	Ausblick	56
	Literatur	58
	Abbildungsverzeichnis	62
	Tabellenverzeichnis	63
	Symbolverzeichnis	66
	A json-Datei für Parameterwahl	67
	B Ergebnisse der Wellenforminversion	72
B.1	Ergebnisse zur Reduktion von Artefakten	72
B.2	Ergebnisse zur Inversion mit weniger Schusspunkten	73
B.3	Ergebnisse zur Erhöhung der dominanten Frequenz der Quellsignale	74
	Abkürzungsverzeichnis	67
	Eidesstattliche Erklärung	76

1 Einleitung

Die Inversion flachseismischer Oberflächenwellen ist eine gute Methode, um oberflächennahe Strukturen im Untergrund abzubilden. Dank eines hohen Signal-Rausch-Verhältnisses und großer Sensitivität bezüglich der S-Wellengeschwindigkeit sind Oberflächenwellen besser geeignet zur Detektion von Niedriggeschwindigkeitszonen als Raumwellen. Sie werden während einer seismischen Messung ebenso wie Raumwellen erzeugt und mit der Vertikalkomponente von Geophonen aufgezeichnet. Im vorliegenden Fall wurden die Oberflächenwellen mittels einer explosiven Quelle erzeugt.

Die Inversion von Oberflächenwellen beschränkte sich in der Vergangenheit auf eindimensionale Untergrundstrukturen, die mittels Inversion von Dispersionskurven (z.B. Wathelet et al., 2004) oder Fourier-Bessel Dehnungskoeffizienten (Forbriger, 2001) bestimmt wurden. Mit DENISE (subwavelength DEtail resolving Nonlinear Iterative SEismic inversion) wurde ein Programm entwickelt, das mittels Wellenforminversion von Oberflächenwellen auch zweidimensionale Strukturen im Untergrund abbilden kann. Erste Anwendungen von DENISE auf synthetische und Felddaten konnten erfolgreich durchgeführt werden (Groos, 2013; Schäfer, 2014). Diese Anwendungen fanden mit einem Hammerschlag als Quelle statt. Daher ist es eine große Herausforderung DENISE auf Felddaten mit einer explosiven Quelle anzuwenden. Somit ist diese Forschungsarbeit die dritte globale Anwendung von DENISE. Neben Groos (2013) und Schäfer (2014) beschränken sich die Kenntnisse auf einige wenige weitere Anwendungen der Wellenforminversion flachseismischer Oberflächenwellen. Synthetische Studien mit komplexer Geologie wurden von Romdhane et al. (2011) durchgeführt, Felddaten konnten erfolgreich von Tran und McVay (2012) invertiert werden und Labordaten wurden von Bretaudeau et al. (2013) invertiert.

Die Messung der hier verwendeten Felddaten fand im Cheb-Becken im Nordwesten Tschechiens statt. Dieses Gebiet ist geprägt vom zyklischen Auftreten von Schwarmbeben (Fischer und Horalek, 2003) und CO_2 -Entgasung (Fischer et al., 2014). Die Ursache wird in der Fluidodynamik vermutet (Bräuer et al., 2008). Um ein Verständnis über die Bewegung der Fluide im Untergrund zu erlangen, werden Position und Lage der Störungszonen im Gebiet untersucht. Zwei wichtige Störungen, die Mariánské-Lázne-Störung und die Pocátky-Plesná-Zone, waren Teil früherer Studien

(Bankwitz et al., 2003; Flechsig. et al., 2010) und schneiden auch das hier verwendete seismische Profil. Mittels Reflexionsseismik und Laufzeit-tomographie konnten mehrere Störungen im Profil interpretiert werden (Halpaap, 2014), die Lage ist in Tiefen zwischen 200-400 m. Eine hohe Auflösung oberflächennaher Strukturen ist mit den bisherigen Methoden allerdings nicht möglich gewesen. Daher sollen mittels Inversion der Oberflächenwellen zweidimensionale Strukturen des flachen Untergrundes im Cheb-Becken aufgelöst werden.

Aufbau der Masterarbeit:

Die Lage und Position der bekannten Störungen sowie ein geologischer Hintergrund wird in Kapitel 2 geliefert. Im Cheb-Becken mit jungen Sedimenten aus dem Pliozän und Miozän konnten in früheren Studien Störungszonen in unterschiedlichen Tiefen gemessen werden. Die Ergebnisse dieser Studien werden ebenso besprochen wie die geologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet und wichtige Störungszonen, die zum Verständnis der Fluidynamik im Cheb-Becken näher untersucht werden müssen.

Im Oktober 2013 wurden erfolgreich seismische Messungen mittels explosiver Quelle durchgeführt. Wichtige Parameter für die Wellenforminversion wie z.B. Schuss- und Empfängerabstand, Aufbau der Quelle etc. werden in Kapitel 3 besprochen. Um eine Übersicht über Qualität und Charakter der Messdaten zu erhalten, werden exemplarisch Felddaten gezeigt. Für den weiteren Verlauf werden Frequenzgehalt der Messdaten sowie der Explosivquelle benötigt, die ebenfalls dargestellt sind.

Kapitel 4 befasst sich mit der für DENISE benötigten Theorie zur elastischen Wellenausbreitung und Modellierung finiter Differenzen. Die einzelnen Schritte, die während einer Iteration der Inversion ablaufen, werden skizziert und besprochen. Dabei wird die wichtigste Gleichung zur Kreuzkorrelation der Gradienten ebenso hergeleitet wie die Berechnung adjungierter Quellen, die für die Wellenforminversion von Oberflächenwellen benötigt werden. Wichtige Schritte des Preprocessing, z.B. die 3D/2D-Transformation, werden hergeleitet.

Bevor eine Wellenforminversion durchgeführt werden kann, müssen die gemessenen Daten bearbeitet werden. Dazu zählen die Reduktion von Hintergrundrauschen, die 3D/2D-Transformation, Bestimmung einer geeigneten Dämpfung sowie Berechnung von S-Wellengeschwindigkeiten mittels Dispersionsanalyse. Diese Aspekte können

Kapitel 5 entnommen werden.

Die Ergebnisse der Wellenforminversion flachseismischer Oberflächenwellen sind in Kapitel 6 abgebildet. Dabei wurden mehrere Inversionen mit verschiedenen Parametern durchgeführt, deren Wahl von dem Preprocessing und den Ergebnissen vorheriger Inversionen abhing.

Eine Zusammenfassung sowie Diskussion der Ergebnisse steht in Kapitel 7. Zum Schluss wird ein Ausblick gegeben, welche Möglichkeiten und Methoden die Ergebnisse noch verbessern können.

2 Das Cheb-Becken

Die Region NW-Böhmen/Vogtland ist eine der wenigen intrakontinentalen Gebiete, in denen aktive geodynamische Prozesse auftreten wie z.B. CO_2 -Entgasung (Fischer et al., 2014) und anhaltende seismische Aktivität in Form von Schwarmbeben (Fischer und Horalek, 2003). Die Ursache für diese Beben ist nicht abschließend geklärt. Es wird vermutet, dass Fluidynamik eine wichtige Rolle in der seismischen Aktivität der Region spielt (Bräuer et al., 2008). Die bisherigen Erkenntnisse über das Gebiet in NW-Tschechien, in dem auch das Untersuchungsgebiet Cheb-Becken liegt, werden im Folgenden dargestellt.

2.1 Lithosphärische Struktur NW-Böhmens

Das Cheb Becken (CB) ist ein relativ kleines intrakontinentales Becken mit einer Größe von 20 km Breite und 10 km Länge (Malkovsky, 1987). Es liegt im östlichen Teil des böhmischen Massivs (BM), des größten Reliktes des variszischen Orogens in Zentral- und Westeuropas. Als Teil des variszischen Orogens hat sich das BM vor 500 bis 250 Ma gebildet in Folge von Konvergenz der Superkontinente Laurasia (Laurentia-Baltica) und Afrika (Gondwana) (Babuska und Plomerova, 2013). Das BM wird in mehrere variszische Einheiten eingeteilt (Abb. 2.1): Saxothuringikum (ST), Tepla-Barrandium (TB), Moldanubikum (MD) und die Moravo-Silesische Einheit (MS-SI). Das Eger Rift (Abb. 2.1, ER) mit dem Eger Graben (EG) im Zentrum wird durch das ST im Norden und TB im Süden begrenzt.

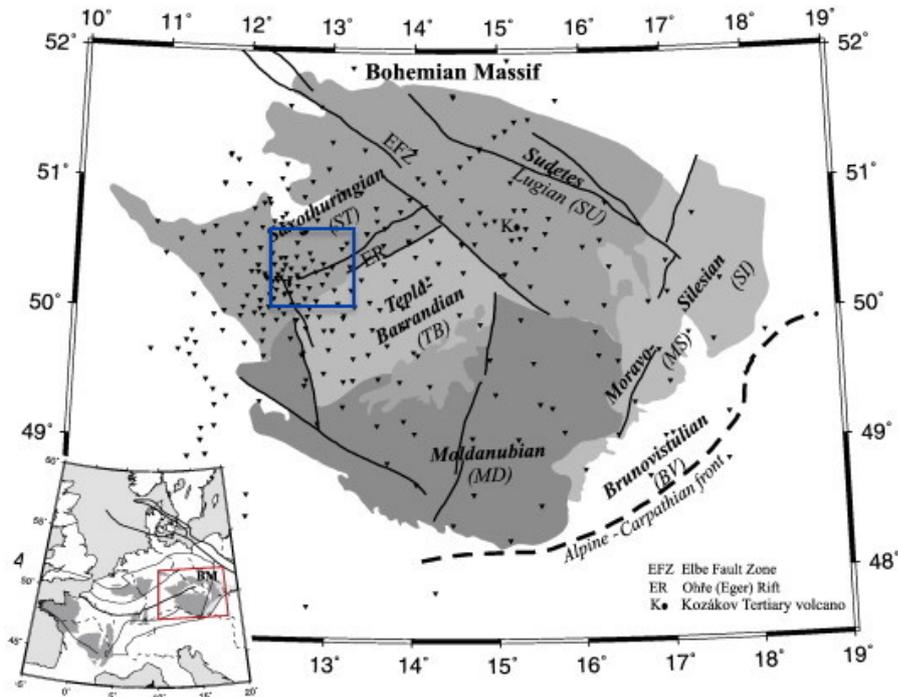


Abbildung 2.1: Lage des Böhmisches Massivs (BM) als Teil des variszischen Orogens in Zentraleuropa (links unten, rotes Quadrat). Dargestellt sind die variszischen Einheiten des BM, Saxothuringikum (ST), Tepla-Barrandium (TB), Moldanubikum (MD) und die Moravo-Silesische Einheit (MS-SI). Die schwarzen Dreiecke zeigen seismologische Messstationen und die schwarzen Linien bekannte Störungszonen. Das Cheb-Becken (Eger-Becken) liegt im Bereich des Eger-Rifts (ER). Die Region Vogtland/NW-Böhmen als Teil des ER, in dem das Untersuchungsgebiet liegt, ist mit einem blauen Quadrat markiert (bearbeitet nach Babuska und Plomerova, 2013).

Die krustale Struktur der Varisziden ist heute definiert durch magmatische Bögen und Mikrokontinente als Überbleibsel der Kollision. Seismische Anisotropien der Mantel-Lithosphäre konnten unter dem Cheb-Becken einen Tripel-Punkt aus Mikrokontinenten belegen (Babuska et al., 2007), an dem krustale Anisotropien bis zu 10 – 15 % auftreten (Fischer et al., 2014). Unter Berücksichtigung des hohen Wärmeflusses und periodischer vulkanischer Aktivität unterhalb des ER (Babuska et al., 2007) ist eine periodische Seismizität aufgrund von Fluidynamik sehr wahrscheinlich.

2.2 Geologie und Störungsmuster im Cheb-Becken

Die Region Vogtland/NW-Böhmen liegt im Schnittpunkt zweier tektonischer Strukturen, dem ONO-WSW streichenden, 300 km langen ER und der N-S streichenden,

700 km langen und 40 km breiten Regensburg-Leipzig-Rostock-Zone (RLRZ). Die RLRZ ist im Gebiet von Marktredwitz und Leipzig seismisch sehr aktiv (Bankwitz et al., 2003). Im südöstlichen Teil der RLRZ befindet sich das Cheb-Becken, das durch die Mariánské-Lázne-Störung (MLF) zum Osten hin eine scharfe Grenze besitzt (Abb. 2.2, Fischer et al., 2014). Gebildet hat sich das Cheb-Becken im späten Oligozän-Miozän durch eine Reaktivierung der Grundgebirgsstörungen der variszischen Orogenese. Aufgefüllt wurde das Becken durch Sedimente des Tertiär und Quartär bis zu einer Mächtigkeit von 300 m (Fiala und Vejnar, 2004). Die NNW-SSO streichende MLF hat eine Länge von 100 km und ist topografisch deutlich sichtbar durch einen Geländeabbruch von 50-400 m. Die MLF kreuzt mit Nový Kostel (NK) das seismisch aktivste Gebiet im Vogtland, wo über 80 % der seismischen Energie in den letzten 25 Jahren in Form von Schwarmbeben freigesetzt wurde (Abb. 2.2, schwarze Punkte, Fischer und Michalek, 2008). Neben der MLF wird als Ursache der hohen seismischen Aktivität eine weitere Störungszone vermutet, die Pocátky-Plesná-Zone (PPZ). Diese streicht N-S und ist Teil der RLRZ (Bankwitz et al., 2003). Mittels geoelektrischer Untersuchungen konnte für die MLF eine Grabenstruktur mit einem Versatz von 10-15 m bis in Tiefen von 50-80 m bestimmt werden und für die PPZ eine größtenteils NE eintauchende Störung (Flehsig. et al., 2010).

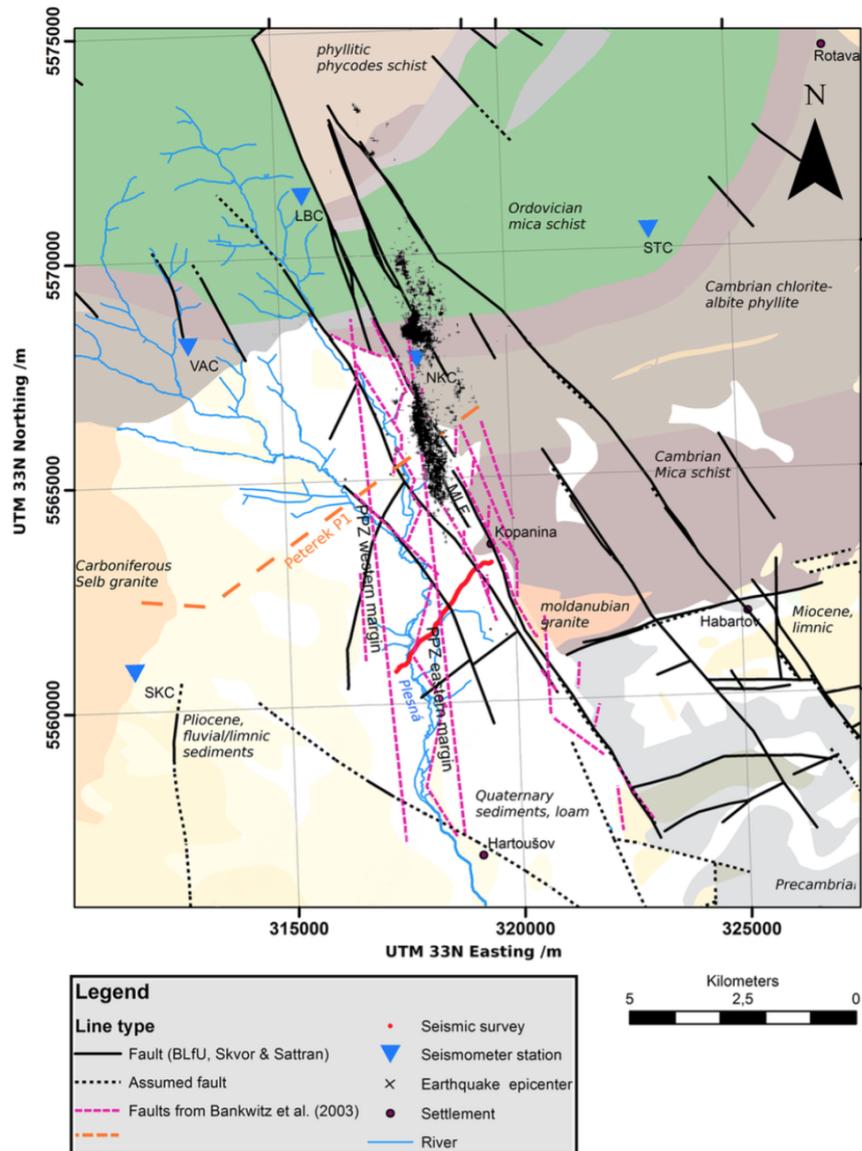


Abbildung 2.2: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes im nördlichen Cheb-Becken mit geologischen Einheiten (Emmert et al., 2007). Schwarze Linien zeigen Störungen nach Emmert et al. (2007) und Skvor und Sattran (1974), lila Linien wurden von Bankwitz et al. (2003) prognostiziert. Die orange-gestrichelte Linie markiert die Position eines geologischen Schnittes von Peterek et al. (2011). Schwarze Punkte stehen für lokalisierte Erdbeben (Fischer und Horalek, 2003) und die rote Linie zeigt die Position des seismischen Profils, das die MLF und PPZ kreuzt (bearbeitet nach Halpaap, 2014).

Wie in Abb. 2.2 (orange-gestrichelte Linie) sichtbar, verläuft parallel zum Messprofil (rote Punkte) ca. 4 km nordwestlich ein geologischer Tiefenschnitt bis ca. 200 m Tiefe. Die von Peterek et al. (2011) stammende Interpretation zeigt die komplexe

tektonische Struktur des Untergrundes. Das im Bereich zwischen der MLF und dem Fluss Plesná (Abb. 2.3) liegende Messprofil liegt am nordöstlichen Rand des Cheb-Beckens. Es ist gekennzeichnet von Störungszonen mit sichtbarem Versatz (bis zu 15 m) und zeigt Sedimente der Vildstein-Formation aus dem Pliozän sowie Cypris-Formation aus dem Miozän (Spicakova et al., 2000). Unter den Neogen-Formationen folgt ein Kohleflöz und das variszische Grundgebirge. Die Mächtigkeit der Schichten nimmt in Bezug auf das Messprofil Richtung Südwesten zu. Die Störungszone der PPZ wird zwischen Lubinka und Plesná vermutet (Abb. 2.3). Der blau markierte Bereich (Abb. 2.3) zeigt das Gebiet, in dem das Messprofil liegt. Am nordöstlichen Rand des Messprofils ist variszisches Grundgebirge vorzufinden und Richtung Südwesten schneidet das Profil den Rand des Sedimentbeckens und bewegt sich in Richtung zunehmender Sedimentmächtigkeiten der Vildstein- und Cypris-Formation.

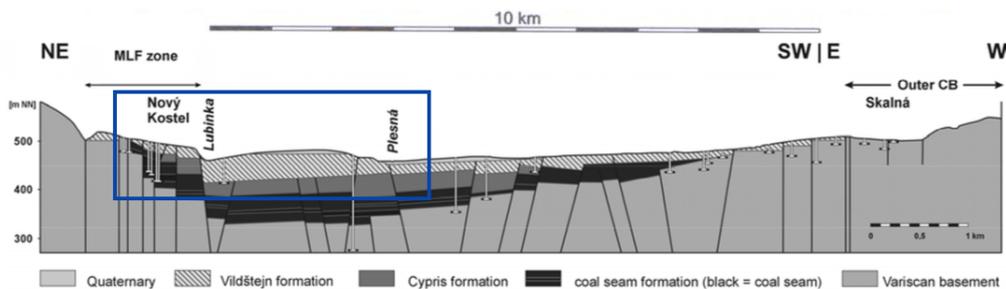


Abbildung 2.3: Geologischer Querschnitt des Cheb-Beckens ca. 4 km nördlich des seismischen Profils. Das sedimentäre Cheb-Becken besteht aus der pliozänen Vildstein-Formation und neogenen Cypris-Formation, gefolgt von einem Kohleflöz. Unterhalb des Beckens ist das variszische Grundgebirge vorzufinden. Die MLF liegt im Bereich um Nový-Kostel, die PPZ wird zwischen Lubinka und dem Fluss Plesná vermutet. Insgesamt zeigen die Störungen einen Versatz von bis zu 15 m und ein Eintauchen Richtung NE oder SW (bearbeitet nach Peterek et al., 2011).

2.3 Bisherige Forschungsergebnisse im Untersuchungsgebiet

Entlang von Teilen des hier verwendeten Messprofils wurde 2010 geoelektrische Messungen durchgeführt (Flehsig, et al., 2010). Mit dem dort gemessenen 650 m langen Profil zeigte sich ein Widerstandskontrast bis in 60-80 m Tiefe, der als kleinräumige Grabenstruktur und Teil der MLF interpretiert wurde. Im Bereich der Plesna (Abb. 2.3) wurden vier weitere geoelektrische Messungen durchgeführt, die NO- und SW-eintauchende Strukturen erhöhter Konduktivität zeigten, was einen erhöhten Gehalt an leitenden Fluiden suggeriert. Das Eintauchen der Strukturen stimmt

mit dem geologischen Querschnitt des Cheb-Beckens in Abb. 2.3 überein. Mit den gemessenen Daten des hier verwendeten seismischen Profils (Abb. 2.2, rote Linie) wurde von Halpaap (2014) sowohl eine Laufzeittomographie der Ersteinsätze als auch eine reflexionsseismische Analyse durchgeführt. Es konnten P-Wellengeschwindigkeiten bis in Tiefen von ca. 75 m ermittelt werden sowie Mächtigkeit und Lage der Vijdstein- und Cypris-Formation bestimmt werden. Eine Interpretation tektonischer Strukturen in Tiefen zwischen 200 m und 400 m bestätigt das Eintauchen der vorliegenden Störungszonen Richtung NO und SW. Oberhalb einer Tiefe von 100 m konnten für das verwendete Messprofil keine tektonischen Strukturen bestimmt werden. Die Ergebnisse von Halpaap (2014) sind in Abschnitt 3.2 (Abb. 3.2) dargestellt.

3 Feldexperiment

3.1 Messgeometrie

Die Lage des Messprofils kann Abb. 2.2 entnommen werden. Die Länge des Profils beträgt 3440 m. Bei einem Schussabstand von 20 m und einem Empfängerabstand von 2 m ergeben sich 172 Schüsse. Gemessen wurde mit 8 Geoden und pro Geode mit jeweils 24 Empfängern, was einen maximalen Offset von 382 m und 1686 Empfängerpositionen ergibt. Die seismischen Messungen wurden „roll-along“ durchgeführt, d.h. die Auslage der Empfänger wurde zwischen zwei Schüssen teilweise in Messrichtung weitergesteckt. Die Empfänger konnten ausschließlich die Vertikal-komponente der seismischen Wellen messen. Die Messdauer beträgt 2 s und die Samplerate 1 ms. Als Quellsignal wurde die Explosivquelle SISSY (Seismic Impulse Source SYstem, Abb.3.1) mit 8 g Ladungen in 1 m tiefen Bohrlöchern verwendet. Um die bestmögliche Ankopplung zu erhalten, wurde zum einen das Bohrloch mit den Lockersedimenten an der Oberfläche wieder verfüllt und zum anderen wurde oberhalb der Ladungen in 1 m Tiefe ein Packer ausgefahren (Abb. 3.1), eine Art Luftkissen, dass an der Bohrlochwand anschließt. Dennoch war eine ideale Ankopplung nicht möglich, da sich die SISSY bei Zündung der Ladung Richtung Oberfläche bewegt hat und somit nicht die komplette Energie in den Untergrund abgegeben werden konnte. Der Druck der Ladung wurde über vier horizontale Löcher um die Hülse der Ladung (in alle vier Himmelsrichtungen) und ein vertikales Loch (nach unten) an das umgebende Gestein abgegeben.

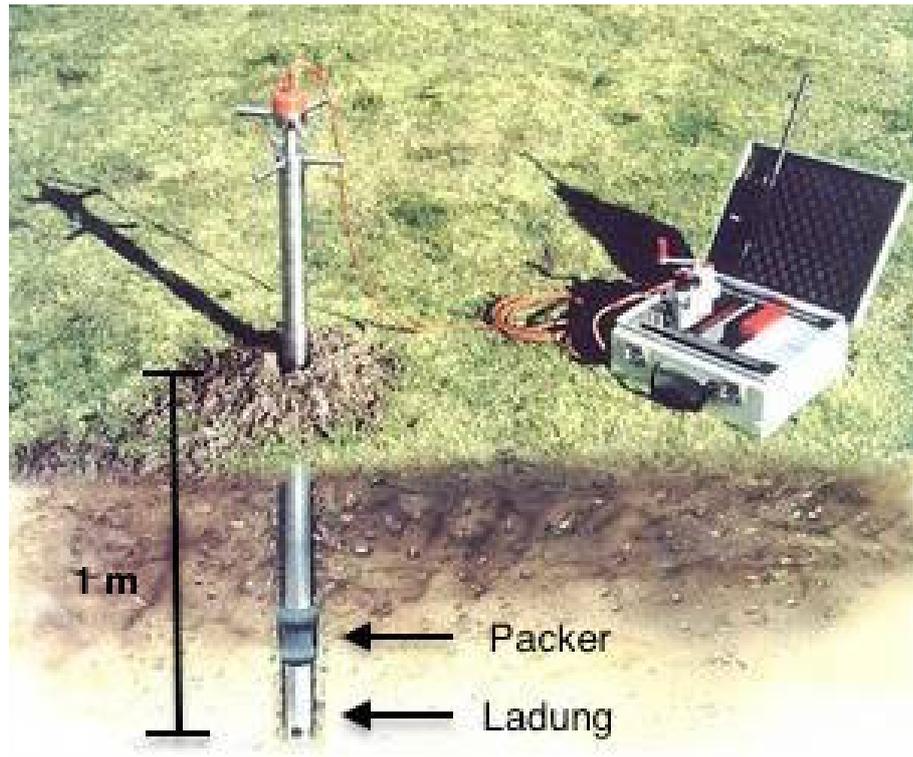


Abbildung 3.1: Abbildung der Explosionsquelle Sissy (Seismic Impulse Source System). Die 1,26 m lange Explosionsquelle wird in einem 1 m tiefen Loch deponiert. Der Packer oberhalb der Ladung sorgt für eine Stabilisierung im Bohrloch. Gezündet wird über eine externe Vorrichtung, die mit einem elektrischen Kabel am oberen Ende der Sissy befestigt ist. Die Genauigkeit liegt bei < 1 ms (bearbeitet nach *Sissy*).

3.2 Wahl eines geeigneten Messabschnittes

Das Messgebiet liegt, wie in Kapitel 2 beschrieben, im Vogtland/NW-Böhmen. Ziel der Messungen war das senkrechte Kreuzen der Störungen MLF und PPZ. Aufgrund des unwegsamen Geländes war ein Kreuzen der MLF jedoch nicht möglich (Abb. 2.2), der östliche Beckenrand der PPZ wurde senkrecht geschnitten. Reflexionsseismische und laufzeittomographische Studien (Halpaap, 2014) konnten keine eindeutige Lage der PPZ bestimmen (Abb. 3.2). In Abb. 3.2 sind die Ergebnisse der Reflexionsseismik und Laufzeittomographie dargestellt. Für die obersten 75 m des Untergrundes konnten mittels Laufzeittomographie P-Wellengeschwindigkeiten berechnet werden und bis zu einer Tiefe von maximal 400 m eine reflexionsseismische Abbildung des Untergrundes bestimmt werden. Diese Abbildung wurde hinsichtlich Störungen in Tiefen zwischen 200 m und 400 m und geologisch ab 100 m Tiefe interpretiert (Abb.3.2, Halpaap, 2014). Zwischen Profilmeter 600 und 650 konnten

die Ergebnisse mit Bohrlochdaten abgeglichen werden (Spicakova et al., 2000). Reflexionsseismische Interpretationen in den mit DENISE abzubildenden Bereichen der obersten 75 m sind nicht vorhanden.

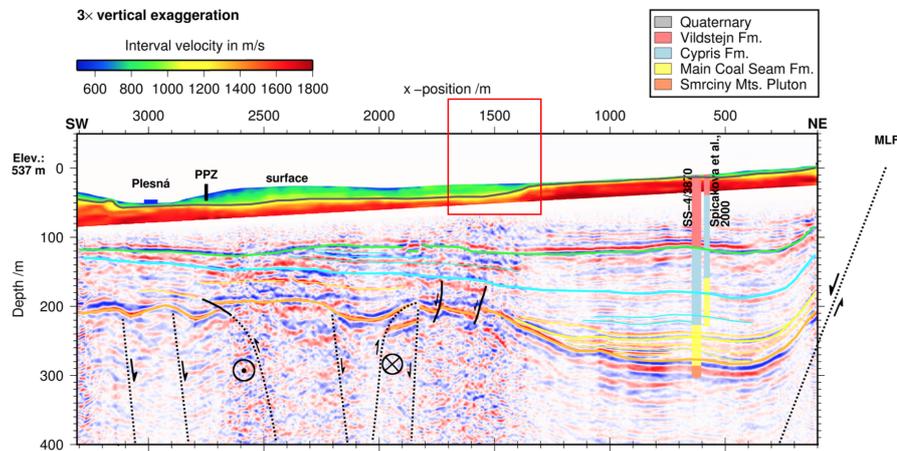


Abbildung 3.2: Bisherige Forschungsergebnisse der Reflexionsseismik und Laufzeittomographie des seismischen Messprofils im Cheb-Becken. Die gezeigten Störungen und geologischen Einheiten (farbige Linien) sind Interpretationen von Halpaap (2014) und liegen zwischen 200 m und 400 m Tiefe. Oberhalb von 200 m konnten keine Störungen ermittelt werden. Die Geschwindigkeiten gelten für P-Wellen und reichen bis maximal 75 m Tiefe. Das rote Rechteck zeigt das für die Wellenforminversion verwendete Teilprofil, da dort keine Topographie und horizontale Heterogenität der Geschwindigkeiten vorliegen (bearbeitet nach Halpaap, 2014).

Wie in Kapitel 1 beschrieben ist die Arbeit eine der ersten praktischen Anwendungen von DENISE. Dabei wird die Wahl des Messgebietes folgendermaßen einschränkt:

1. Im Teilprofil darf keine Topografie vorhanden sein.
2. Die Länge des Teilprofils darf nicht größer als 500 m sein.
3. Laterale Heterogenität ist von Vorteil.

Änderungen der Topografie sind in DENISE noch nicht implementiert, weshalb ein Abschnitt ausgewählt werden muss, bei dem der Höhenunterschied vernachlässigbar ist. Die Länge des Abschnittes muss beschränkt werden, da die Rechendauer von der Anzahl an Gridpunkten des Modells abhängig ist und somit auch von der Länge des Teilprofils. Sind die Prozessor-Kapazitäten beschränkt, muss auch das Teilprofil beschränkt werden. Durch eine laterale Heterogenität der Geschwindigkeiten kann

die Abhängigkeit des Ergebnisses vom Startmodell sehr gut untersucht werden. Unter Berücksichtigung dieser Punkte wurde ein 400 m großer Abschnitt des Profils gewählt, der in Abb. 3.2 (rotes Rechteck) sichtbar ist.

3.3 Messdaten

3.3.1 Darstellung der Messdaten

Im Folgenden werden die Ergebnisse der seismischen Messungen für drei Schüsse des Teilprofils dargestellt. Die Schüsse befinden sich am Anfang (Abb. 3.3 (a)), in der Mitte (Abb. 3.3 (b)) und am Ende (Abb. 3.3 (c)) des gewählten Abschnittes (Abb. 3.2, rotes Rechteck). Die Qualität der seismischen Messungen variiert von sehr gut (Abb. 3.3 (a)) bis stark verrauscht (Abb. 3.3 (b)). In Abb. 3.3 (a) sind die unterschiedlichen Arten von seismischen Wellen markiert, die sichtbar sind. Der Ersteinsatz der P-Welle besteht aus direkter und refraktierter Welle und hat die höchste Wellengeschwindigkeit. Die S-Welle hat niedrigere Geschwindigkeiten und ist aufgrund der Überlagerung mit reflektierten P-Wellen nicht so deutlich sichtbar wie die P-Welle. Am langsamsten sind die Oberflächenwellen, die aus mehreren Phasen bestehen können (wird in der Dispersionsanalyse untersucht) und aufgrund der hohen Amplitude deutlich sichtbar sind. Vor Beginn des Ersteinsatzes der P-Welle ist ein Rauschen sichtbar, das auf Umgebungsgeräusche (z.B. Traktor) zurückzuführen ist. Die blauen Rechtecke in Abb. 3.3 (a) und Abb. 3.3 (c) zeigen Spuren, die für die Wellenforminversion in DENISE nicht berücksichtigt werden können, da sie außerhalb des gewählten Abschnittes liegen.

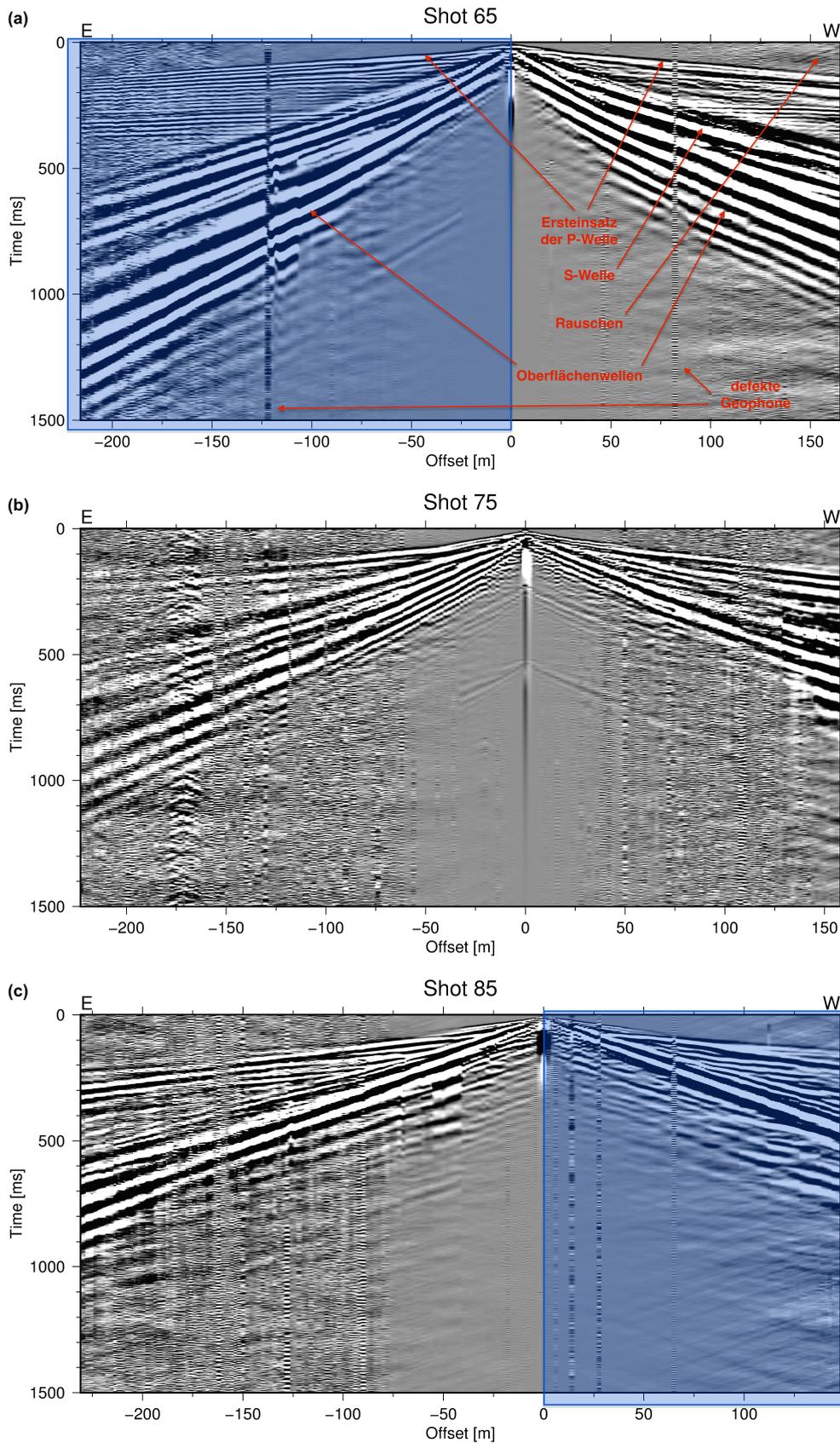


Abbildung 3.3: Beispiele seismischer Daten zu Beginn (a), in der Mitte (b) und am Ende (c) des gewählten Teilprofils. Erklärt sind alle sichtbaren Arten von Wellen (a) sowie Rauschen und defekte Geophone. Die blauen Rechtecke in (a) und (c) zeigen den Bereich, der für die Wellenforminversion nicht mehr berücksichtigt wird, da er außerhalb des Abschnittes liegt.

3.3.2 Frequenzgehalt der Messdaten

Das frequenzabhängige Amplitudenspektrum der Messdaten ist in Abb. 3.4 dargestellt. Zur Berechnung des Spektrums wurden alle Spuren berücksichtigt. Es sind zwei Maxima sichtbar bei 4.5 Hz und 22-24 Hz. Zwischen dem Maximum bei 22-24 Hz und 50 Hz nimmt die Amplitude um 50 % ab. In diesem Bereich ist eine deutlich größere Abnahme vorhanden im Vergleich zu Frequenzen zwischen 50-100 Hz. Das Maximum bei 4.5 Hz kann als niederfrequentes Rauschen durch Umwelteinflüsse (z.B. Traktor) bei den Messungen angenommen werden.

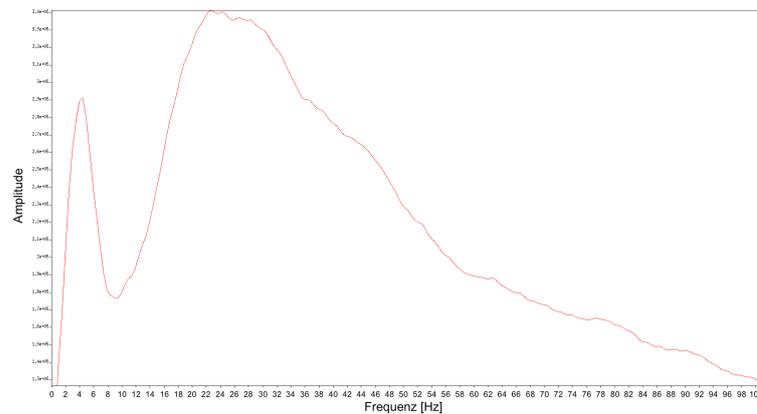


Abbildung 3.4: Frequenzabhängiges Amplitudenspektrum der Messdaten. Zur Berechnung wurden alle Spuren des Teilprofils verwendet. Der dargestellte Frequenzbereich liegt zwischen 0 Hz und 100 Hz. Es sind zwei Maxima bei 4.5 Hz und 22-24 Hz sichtbar.

3.3.3 Frequenzgehalt der Explosionsquellen

Das frequenzabhängige Amplitudenspektrum einer Quelle ist in Abb. 3.5 dargestellt. Dabei wurde exemplarisch der Schusspunkt 75 gewählt, der sich in der Mitte des gewählten Teilprofils befindet. Vergleichbar mit dem Amplitudenspektrum der Messdaten (Abschnitt 3.3.2) zeigt auch das Amplitudenspektrum der Quellen ein Maximum bei 4.5 Hz. Der weitere Frequenzgehalt der Quelle beschränkt sich auf Frequenzen bis 28 Hz und zwischen 34 Hz und 70 Hz. Eine dominante Frequenz der Quelle ist in diesem Amplitudenspektrum nicht erkennbar unter der Annahme, dass das Maximum niederfrequentes Rauschen ist.

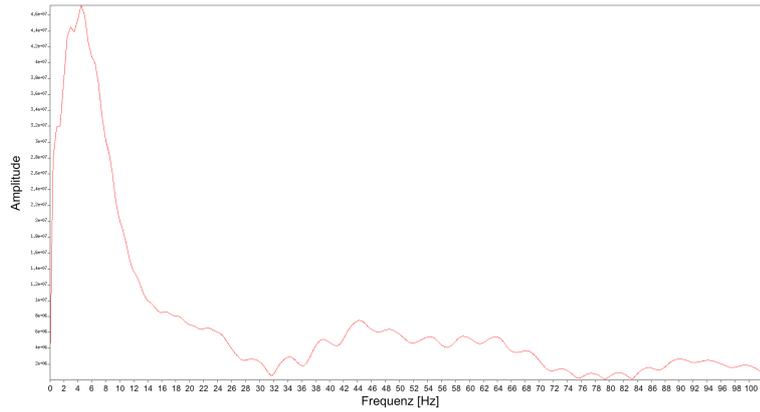


Abbildung 3.5: Frequenzabhängiges Amplitudenspektrum des Quellsignals bei Schusspunkt 75. Zur Berechnung wurde die Spur am Schusspunkt verwendet. Der dargestellte Frequenzbereich liegt zwischen 0 Hz und 100 Hz, das Maximum bei 4.5 Hz. Zwischen 28 Hz und 34 Hz sowie 70 Hz bis 84 Hz ist die Amplitude minimal. Eine dominante Frequenz der Quelle ist nicht erkennbar.

4 Grundlagen und Inversionsstrategie

4.1 Ausbreitung seismischer Wellen

Die Ausbreitung seismischer Wellen wird physikalisch durch die lineare Theorie der Elastizität definiert, dass den Zusammenhang von Spannung und Dehnung beinhaltet. Das Folgende wurde zusammengefasst von Müller (2007) entnommen.

Für ideale Elastizität und infinitesimale Deformation beschreibt das Hookesche Gesetz das Verhältnis von Spannung σ und Dehnung ϵ :

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl} \quad (4.1)$$

mit c_{ijkl} = elastische Konstanten.

Für die lineare elastische Theorie werden für Körper folgende Vereinfachungen angenommen:

1. Deformationen sind infinitesimal.
2. Das Verhältnis aus Spannung und Dehnung ist linear.

Die elastischen Konstanten c_{ijkl} sind ein Tensor vierten Grades mit $(9 \cdot 9 =) 81$ Komponenten. Aufgrund der Symmetrie von Deformation und Spannung sowie der Erhaltung elastischer Energie beträgt die Anzahl an unabhängigen Komponenten 21. Diese 21 unabhängigen Komponenten gelten für anisotrope Körper. Für isotrope Körper reduziert sich die Anzahl auf 2 unabhängige Komponenten. Daraus folgt die Spannungs-Dehnungs-Beziehung:

$$\sigma_{ij} = \lambda \Theta \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (4.2)$$

$$\epsilon_{ij} = \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (4.3)$$

mit den Lamé-Konstanten λ und μ , der Dilatation $\Theta = \epsilon_{11} + \epsilon_{22} + \epsilon_{33}$, dem Dehnungstensor ϵ_{ij} und dem Kronecker-Symbol δ_{ij} mit $\delta_{ij} = 1$ für $i = j$ und $\delta_{ij} = 0$ für $i \neq j$.

Die Lamé-Konstanten können definiert werden mittels Young-Modul E und Poisson-Zahl ν :

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (4.4)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (4.5)$$

Im isothermen und isotropen viskoelastischen Medium gilt für die Spannungs-Dehnungs-Beziehung:

$$\sigma_{ij} = (\dot{\Psi}_p - 2\dot{\Psi}_s) * \epsilon_{il}\delta_{ij} + 2\dot{\Psi}_s * \epsilon_{ij} \quad (4.6)$$

wobei $\dot{\Psi}_p$ und $\dot{\Psi}_s$ die Relaxationsfunktionen des Mediums für P- und S-Wellen sind (Bohlen, 1998) und $*$ eine Konvolution darstellt (zur Herleitung s. Schäfer, 2014, Gleichung II.10 und II.11).

Mit der Momentum-Gleichung für infinitesimale Deformation (Müller, 2007, Gleichung 2.12), dem Verhältnis von Spannung und Dehnung im linearen isotropischen Fall (Gleichung 4.2) und dem Dehnungstensor (Gleichung 4.3) ergibt sich:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i, \\ \sigma_{ij} &= \lambda \Theta \delta_{ij} + 2\mu \epsilon_{ij}, \\ \epsilon_{ij} &= \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), \end{aligned} \quad (4.7)$$

mit Dichte ρ in $\frac{kg}{m^3}$, Partikelbewegung u_i in m, Spannung σ_{ij} in $\frac{N}{m^2}$ und Volumenkraftdichte f_i in $\frac{N}{m^3}$. Mit diesem System von Differentialgleichungen zweiter Ordnung kann in einem elastischen Medium die Ausbreitung seismischer Wellen beschrieben werden. Da die Partikelbewegung Bestandteil der Gleichungen ist, wird dieses System Spannungs-Bewegungs-Formulierung genannt. Um eine Spannungs-Geschwindigkeits-Formulierung zu erhalten, wird im Gleichungssystem 4.7 $\frac{\partial u_i}{\partial t}$ mit der Geschwindigkeit v_i ersetzt und die zeitliche Ableitung des Spannungs-Dehnungsverhältnisses und des Dehnungstensors eingesetzt:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial v_i}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i, \\ \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial \Theta}{\partial t} \delta_{ij} + 2\mu \frac{\partial \epsilon_{ij}}{\partial t}, \\ \frac{\partial \epsilon_{ij}}{\partial t} &= \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right). \end{aligned} \quad (4.8)$$

Da aufgrund der geologischen Gegebenheiten der Untergrund im Allgemeinen heterogen ist, wird eine numerische Lösung für dieses Gleichungssystem benötigt. Eine Möglichkeit ist dabei die partiellen Ableitungen durch Finite Differenzen (FD) Operatoren zu ersetzen, was im nächsten Abschnitt beschrieben wird.

4.2 Modellierung

4.2.1 Standard Staggered Grid

Der Wellenform-Inversionscode DENISE löst die elastische Wellengleichung im Zeitbereich mittels 2D P-SV Finiten Differenzen und wurde von Bohlen (1998) entwickelt. Verwendet wird dabei ein Standard Staggered Grid (SSG, Virieux, 1986; Levander, 1988; Robertsson et al., 1994), das auf dem Gleichungssystem mit Spannung und Geschwindigkeit (Gleichung 4.8) basiert. Zur Vorwärtsmodellierung wird ein 2D kartesisches Koordinatensystem verwendet, bei dem der Ursprung in der oberen linken Ecke liegt (Abb. 4.2).

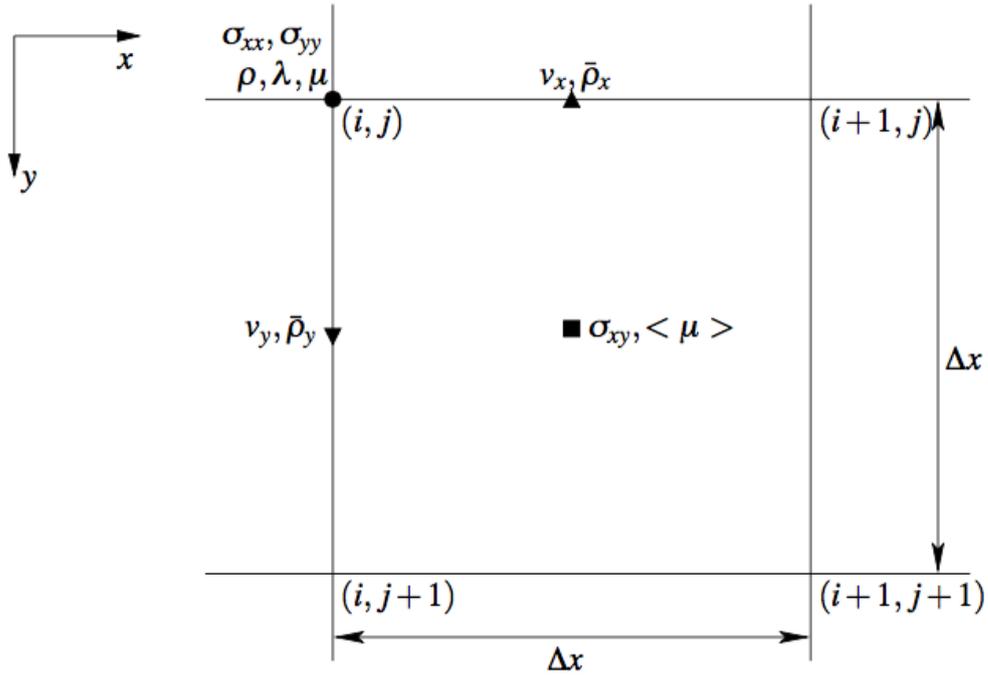


Abbildung 4.1: Position der Materialparameter und Variablen der Spannungs-Geschwindigkeits-Formulierung im Standard Staggered Grid, das in DENISE verwendet werden. Δx entspricht dem Abstand von zwei Gridpunkten zueinander. Die Normalspannungen σ_{xx} und σ_{yy} , die Dichte ρ und die Lamé-Parameter λ und μ gelten für die Position der vollen Gridpunkte. Die Partikelgeschwindigkeiten v_x und v_y und die entsprechenden Modellparameter $\bar{\rho}_x$ und $\bar{\rho}_y$ werden für Positionen berechnet, die um $\frac{\Delta x}{2}$ in x- oder y-Richtung verschoben sind. Die Scherspannung σ_{xy} gilt für eine um $\frac{\Delta x}{2}$ in x- und y-Richtung verschobene Position. Die Indizes i und j stehen für die Nummer des Gridpunktes (Köhn, 2011).

An den Koordinatenpunkten $x = i\Delta x$ und $y = j\Delta x$ wird die Wellengleichung diskretisiert. Gleiches gilt für diskrete Zeiten $t = n\Delta t$. Dabei beschreibt Δx den räumlichen Abstand zweier Gridpunkte (Abb. 4.1) und Δt das Sample-Intervall zwischen zwei Zeitschritten (Schäfer, 2014). Um partielle Ableitungen berechnen zu können, werden FD-Operatoren verwendet, was an folgendem Beispiel von 1D Gleichungen partieller Ableitungen erster Ordnung gezeigt wird (Schäfer, 2014):

$$\frac{\partial f(x, t)}{\partial t} \sim \frac{\partial g(x, t)}{\partial x} \quad (4.9)$$

$$\frac{\partial g(x, t)}{\partial t} \sim \frac{\partial f(x, t)}{\partial x} \quad (4.10)$$

Diese Gleichungen sehen diskret wie folgt aus:

$$\frac{f_i^{n+1} - f_i^n}{\Delta t} \sim \frac{g_{i+1/2}^{n+1/2} - g_{i-1/2}^{n+1/2}}{\Delta x} \quad (4.11)$$

$$\frac{g_{i+1/2}^{n+1/2} - g_{i+1/2}^{n-1/2}}{\Delta t} \sim \frac{f_{i+1}^n - f_i^n}{\Delta x} \quad (4.12)$$

Für die diskrete Schreibweise der Gleichungen 4.11 und 4.12 wird eine Staggered-Grid Formulierung benötigt. Dabei sind die Variablen des Wellenfeldes der Funktionen $f(x, t)$ und $g(x, t)$ um einen halben Gridpunkt und einen halben Zeitschritt zueinander verschoben. Für die elastische Wellengleichung wird das Prinzip für Spannungs- und Geschwindigkeitsfeld übernommen (Abb. 4.1). Die FD-Lösung für elastische und viskoelastische Wellenausbreitung wird in Bohlen (1998) beschrieben.

4.2.2 Modellierung der Ränder

Eine besondere Stellung im Grid nehmen die Ränder ein, da die Genauigkeit der Modellierung von seismischen Wellen abhängig von der exakten Modellierung der Ränder ist. Unterschieden wird zwischen der Oberfläche ($j = 0$, Abb. 4.1), den seitlichen Rändern ($i = 0$ bzw. $i = i_{max}$, Abb. 4.1) und der Unterseite des Modells ($j = j_{max}$, Abb. 4.1).

Die Oberfläche bildet die Grenze zwischen elastischem Medium und Atmosphäre und wird freie Oberfläche genannt. In DENISE wird eine stabile und genaue Modellierung der freien Oberfläche (Groos, 2013) nach Levander (1988) verwendet, bei der für die freie Oberfläche $\sigma_{yy} = 0$ gilt und alle weiteren Spannungskomponenten σ_{iy} ($i = x, y$) mit inversem Zeichen abgebildet werden.

Für die seitlichen Ränder bzw. den unteren Rand tritt das numerische Problem auf, dass die seismischen Wellen an den Rändern reflektiert werden und mit weiteren Wellen interferieren können. Daher wird das Modell um 20-30 Gridpunkte in jede Richtung (außer in Richtung Oberfläche) erweitert und sogenannte „convolutional perfectly matched layers“ (CPML, Schäfer, 2014) nach Komatitsch und Martin (2007) und Martin und Komatitsch (2009) verwendet.

4.2.3 Modellierung der Quelle

Das Potential L kann die Volumenkraftdichte f , die durch eine explosive Linienquelle entlang der z -Achse (Abb. 4.2) erzeugt wird, folgendermaßen beschreiben:

$$\vec{f}(\vec{x}, t) = \nabla L(\vec{x}, t) \quad \text{mit} \quad L(\vec{x}, t) = M'_0 s(t) \delta(x) \delta(y), \quad (4.13)$$

mit $M'_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} (\frac{M_0}{l})$ als seismisches Linienmoment in $\frac{Nm}{m}$ und der Länge der Linienquelle l . Das absolute seismische Moment M_0 wirkt entlang der kompletten Linienquelle und führt zu einer infinitesimal kleinen Kraftdichte (Forbriger et al., 2014). $s(t)$ ist die dimensionslose Quell-Zeit-Funktion und $\delta(x)$ und $\delta(y)$ sind δ -Funktionen mit der Einheit $\frac{1}{m}$.

Die δ -Funktion kann mit $\delta(x) \approx \frac{1}{\Delta x}$ angenähert werden. Daraus ergibt sich mit einer Quelle an der Position (i, j) für das diskretisierte Potenzial:

$$L^n(i, j) = \frac{M'_0}{\Delta x^2} s^n, \quad (4.14)$$

wobei der obere Index n den diskreten Zeitschritt beschreibt. Um eine Explosivquelle nun in das FD-Schema zu implementieren wird das Potenzial L zu den Normalspannung σ_{xx} und σ_{yy} addiert (zur Berechnung des Wellenfeldes einer Linienquelle und des Updates der Hauptspannungen s. Groos, 2013, Gleichung 3.11 und 3.12).

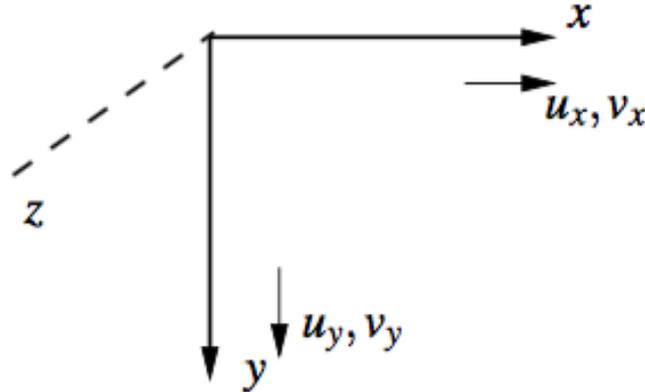


Abbildung 4.2: Definition eines zweidimensionalen Koordinatensystems. Entlang der dritten Achse z verläuft die explosive Linienquelle. Die Spannungen und Geschwindigkeiten bewegen sich entlang der x - und y -Achse.

4.3 Inversionsstrategie und Implementierung in DENISE

Der hier verwendete 2D Wellenform-Inversionscode DENISE wurde von Köhn (2011) entwickelt und ist auf den Internetseiten www.gpi.kit.edu/Software.php oder www.opentoast.de unter den Bedingungen der allgemeinen GNU-Lizenz verfügbar. Das Schema der Wellenforminversion basiert auf adjungierten Quellen (Tarantola, 1988; Mora, 1987), bei dem eine parallelisierte elastische Vorwärtsmodellierung Finitier Differenzen (Bohlen, 2002) und die Berechnung der Gradienten im Zeitbereich durchgeführt werden.

In Abb. 4.3 ist der Ablaufplan von DENISE für eine Iteration dargestellt. Benötigt werden zwei Eingangsparameter, zum einen die gemessenen, vorprozessierten Daten inklusive Messgeometrie und zum anderen ein Startmodell bzw. das Geschwindigkeitsmodell aus dem vorherigen Iterationsschritt. Als erster Arbeitsschritt wird der Gradient des Misfits in einer Schleife über die einzelnen Schüsse berechnet. Teil dieser Schleife ist eine Vorwärtsmodellierung für das aktuelle Geschwindigkeitsmodell, wobei die Spannungen und Partikelgeschwindigkeiten im Arbeitsspeicher gespeichert werden. Anschließend können die adjungierten Quellen für beobachtete und synthetische Daten an den Empfängerpositionen berechnet werden. Eine weitere Modellierung mit den adjungierten Quellen folgt, in dem die Wellenfelder von den Empfängerpositionen zurück in das Medium propagieren. Die vorwärtsmodellierten und adjungierten Wellenfelder werden zur Berechnung des Gradienten-Misfits benötigt, da der Gradient abhängig von der Kreuzkorrelation beider Wellenfelder ist und daher parallel in der selben Schleife über die Zeitschritte berechnet wird wie die Rückpropagation der Wellenfelder (Groos, 2013). Dafür werden die Gradienten unterteilt in Gradient der P-Wellengeschwindigkeit, Gradient der S-Wellengeschwindigkeit und Gradient der Dichte. Diese drei Gradienten werden in den weiteren Schritten separat betrachtet. Vorab die Berechnung des Misfits mittels L2-Norm.

4.3.1 L2-Norm und adjungierte Quellen

Ziel der Wellenforminversion sind Informationen über Modell-Parameter des Untergrundes mittels beobachteter Seismogramme zu erhalten. Dafür muss die Differenz zwischen beobachteten und synthetischen Daten (Misfit) minimiert werden, in dem die Modell-Parameter $m(v_P, v_S, \rho)$ aktualisiert werden. Bei der adjungierten Methode wird die Misfit-Funktion mittels Korrelation der vorwärtsmodellierten und adjungierten Wellenfelder berechnet.

Ein häufig verwendete Misfit-Definition in der Wellenforminversion ist die L2-Norm, dessen Misfit-Funktion definiert ist als:

$$E = \sum_{r=1}^{n_r} \sum_{j=1}^{n_c} \int_0^T (d_j(\vec{x}_r, t) - s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m}))^2 dt, \quad (4.15)$$

mit dem Misfit E, der beobachteten Partikelbewegung $d_j(\vec{x}_r, t)$ der j-ten Komponente am Punkt \vec{x}_r und der entsprechenden synthetischen Partikelbewegung $s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m})$ mit zugehörigem Modell-Parameter \vec{m} . n_r ist die Anzahl an Empfängern, n_c die Zahl der Komponenten und T die Messdauer. Damit der Misfit unabhängig ist vom Abfall der Amplitude mit dem Offset, kann die L2-Norm für normalisierte Wellenfelder verwendet werden. Dabei wird jedes Seismogramm mit seinem quadratischen Mittel normalisiert (Choi und Alkhalifah, 2012).

$$E = \sum_{r=1}^{n_r} \sum_{j=1}^{n_c} \int_0^T \left(\frac{s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m})}{\left(\frac{1}{T} \int_0^T s_j^2(\vec{x}_r, t'', \vec{m}) dt''\right)^{1/2}} - \frac{d_j(\vec{x}_r, t)}{\left(\frac{1}{T} \int_0^T d_j^2(\vec{x}_r, t'') dt''\right)^{1/2}} \right)^2 dt \quad (4.16)$$

Die Anwendung der binomischen Formeln führt zu (Choi und Alkhalifah, 2012):

$$E = 2 \frac{n_r n_c}{T} - 2 \sum_{r=1}^{n_r} \sum_{j=1}^{n_c} \int_0^T \frac{s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m}) \cdot d_j(\vec{x}_r, t)}{\left(\frac{1}{T} \int_0^T s_j^2(\vec{x}_r, t'', \vec{m}) dt''\right)^{1/2} \left(\frac{1}{T} \int_0^T d_j^2(\vec{x}_r, t'') dt''\right)^{1/2}} dt \quad (4.17)$$

Hier entspricht der zweite Summand der Kreuzkorrelation zwischen normalisierten beobachteten und normalisierten synthetischen Daten. Durch Ableitung der normalisierten L2-Norm (Gleichung 4.17, Herleitung s. Groos, 2013, Appendix B.4) erhält man die adjungierten Quellen (Choi und Alkhalifah, 2012):

$$\frac{\partial E}{\partial m_k} = \sum_{r=1}^{n_r} \sum_{j=1}^{n_c} \int_0^T -2 \left[\frac{d_j(\vec{x}_r, t)}{\left(\frac{1}{T} \int_0^T s_j^2(\vec{x}_r, t'', \vec{m}) dt''\right)^{1/2} \left(\frac{1}{T} \int_0^T d_j^2(\vec{x}_r, t'') dt''\right)^{1/2}} \right. \\ \left. - \frac{\left(\frac{1}{T} \int_0^T s_j(\vec{x}_r, t', \vec{m}) d_j(\vec{x}_r, t') dt'\right) s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m})}{\left(\frac{1}{T} \int_0^T s_j^2(\vec{x}_r, t'', \vec{m}) dt''\right)^{3/2} \left(\frac{1}{T} \int_0^T d_j^2(\vec{x}_r, t'') dt''\right)^{1/2}} \right] \frac{\partial s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m})}{\partial m_k} dt \quad (4.18)$$

4.3.2 Präkonditionierung der Gradienten

Im nächsten Schritt werden Prakonditionierungen für die Gradienten definiert. Da die Gradienten in der Nähe der Quellen sehr große Amplituden besitzen, muss mittels Präkonditionierung eine große Dämpfung in der Quellregion definiert werden, ansonsten würden die Geschwindigkeitsmodelle ausschließlich in Quellnähe aktualisiert werden und die Inversion fehlschlagen. Dafür wird ein halbkreisförmiger Taper an den Quellpositionen definiert, dessen Amplitude bei null beginnt (an der Quellposition) und mit der Fehlerfunktion bis zu einer Amplitude von eins am Rand des Halbkreises zunimmt (Abb. 6.2). Diese Präkonditionierung findet für jeden Schuss einzeln statt, bevor die Gradienten aufsummiert werden (Groos, 2013).

4.3.3 Skalierung der Gradienten

Wie schon erwähnt, werden die Gradienten für P- und S-Wellengeschwindigkeit sowie Dichte unterteilt, d.h.:

$$\frac{\partial E}{\partial m_n} = \begin{pmatrix} \partial E / \partial v_P \\ \partial E / \partial v_S \\ \partial E / \partial \rho \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_{v_P} \\ g_{v_S} \\ g_\rho \end{pmatrix} \quad (4.19)$$

Gleiches gilt für das Modell-Update:

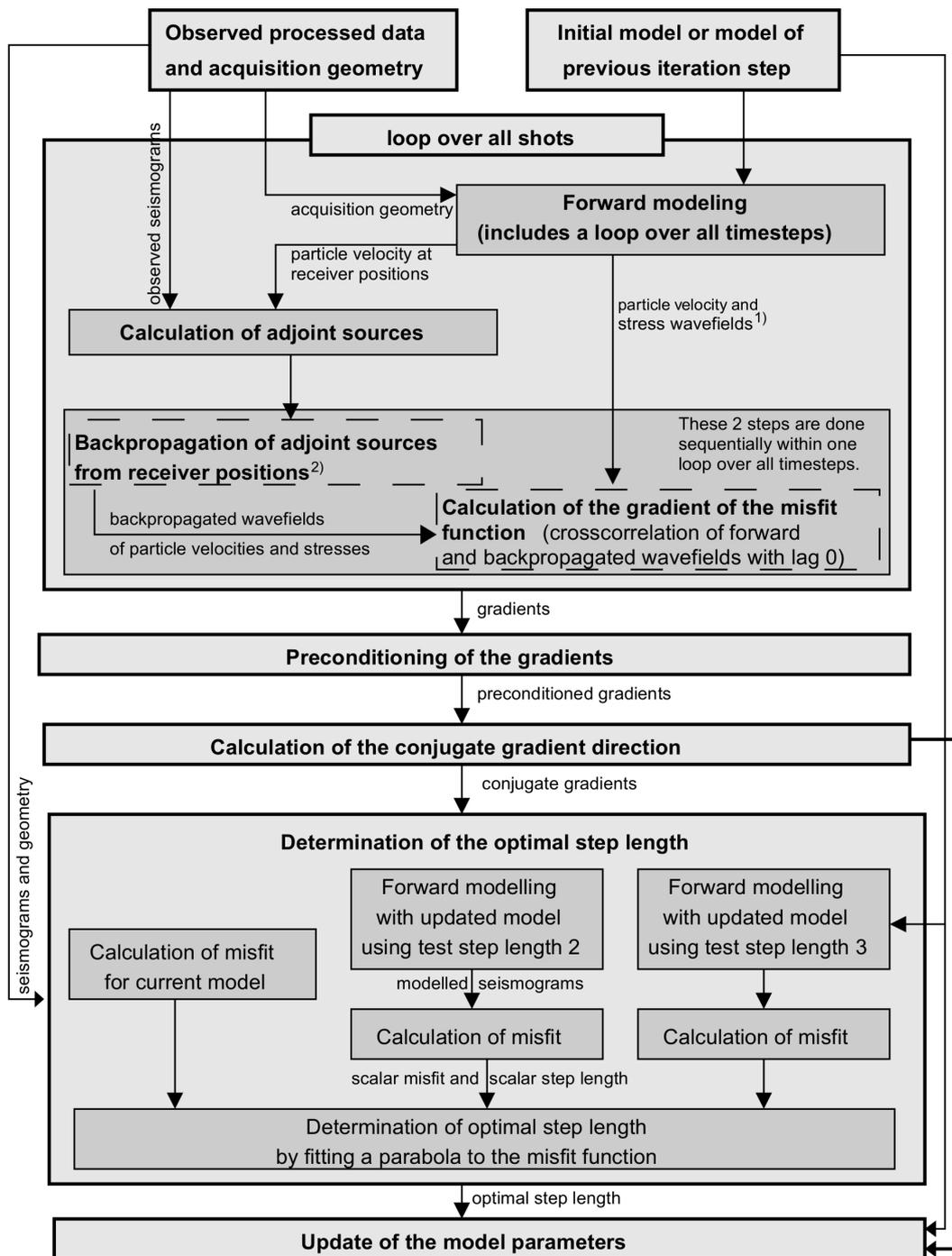
$$\begin{aligned} \Delta v_P &= \alpha_{v_P} g_{v_P} \quad \text{mit} \quad \alpha_{v_P} = \varepsilon \frac{\max[v_P]}{\max[g_{v_P}]} \\ \Delta v_S &= \alpha_{v_S} g_{v_S} \quad \text{mit} \quad \alpha_{v_S} = \varepsilon \frac{\max[v_P]}{\max[g_{v_S}]} \\ \Delta \rho &= \alpha_\rho g_\rho \quad \text{mit} \quad \alpha_\rho = \varepsilon \frac{\max[\rho]}{\max[g_\rho]} \end{aligned} \quad (4.20)$$

wobei $\max[a]$ das Maximum des absoluten Wertes des Vektors a ist, α die Schrittweite und ε ein skalarer Faktor (Groos, 2013). So entspricht z.B. $\varepsilon = 0.01$ einem Modell-Update von 1 % des maximalen Wertes des Modellparameters v_P , v_S oder ρ , da das absolute Maximum des Gradienten durch den maximalen Wert des entsprechenden Modell-Parameters skaliert wird.

4.3.4 Schrittweitenberechnung

Um das Geschwindigkeitsmodell aktualisieren zu können, wird eine entsprechende Schrittweite α (Gleichung 4.20) benötigt, berechnet mit einer Methode der para-

bolischen Liniensuche nach Nocedal und Wright (1999). Diese Methode wurde für DENISE erweitert (*DENISE - User manual*), indem nicht alle Schüsse der Messgeometrie zur Schrittweitenberechnung verwendet werden. Dafür werden zwei weitere Test-Vorwärtsmodellierungen durchgeführt.



¹⁾ The whole process is realized in one binary program. Therefore, the wavefields remain in memory for one shot.

²⁾ Corresponds to a forward modelling with time reversed adjoint sources which act as sources at the receiver positions.

Abbildung 4.3: Funktionsschema für eine Iteration der 2D-Wellenforminversion in DENISE (Groos, 2013).

4.3.5 3D/2D-Transformation

Seismische Wellen breiten sich im Untergrund dreidimensional aus. Die Vorwärtsmodellierung in DENISE wird jedoch in zwei Dimensionen durchgeführt, was zu Unterschieden in Amplitude und Phase zwischen realen und synthetischen Seismogrammen führt. Daher müssen Amplitude und Phase der realen seismischen Daten angepasst und zwischen Raum- und Oberflächenwellen unterschieden werden, die unterschiedliche 3D/2D-Transformationen benötigen (Forbriger et al., 2014). In dieser Arbeit werden die Oberflächenwellen betrachtet, weshalb Forbriger et al. (2014) empfiehlt, jedes Seismogramm einzeln mit $\frac{1}{\sqrt{t}}$ zu falten, wobei t die Laufzeit der Welle ist. Dies entspricht einer Phasenverschiebung von $\frac{\pi}{4}$. Anschließend wird die Amplitude mit einem Faktor F_{amp} multipliziert. Dieser Faktor kann je nach Quell-Empfänger-Abstand unterschiedlich interpretiert werden.

Unter Annahme einer einzelnen Phasengeschwindigkeit v_{ph} gilt $F_{amp} = \sqrt{2rv_{ph}}$ mit r als Quell-Empfänger-Abstand. Forbriger et al. (2014) nennt dies eine „single-velocity transformation“.

Für Oberflächenwellen kann angenommen werden, dass die Distanz der Wellenausbreitung dem Quell-Empfänger-Abstand entspricht, also gilt für die Phasengeschwindigkeit $v_{ph} = \frac{r}{t}$. Das führt zu $F_{amp} = r\sqrt{\frac{2}{t}}$. Diese Methode wird „direct-wave transformation“ genannt (Forbriger et al., 2014).

Um Artefakte effektiv zu eliminieren, empfiehlt Forbriger et al. (2014) eine Kombination beider Transformationen, die „hybrid transformation“. Dabei wird für kleine Offsets die „single-velocity transformation“ angewendet, für ferne Offsets die „direct-wave transformation“ und dazwischen wird eine Übergangszone mit einer Kombination beider Transformationen definiert.

5 Preprocessing

Dieser Abschnitt befasst sich mit dem kompletten Preprocessing der gemessenen seismischen Daten. Dazu zählt die Reduktion von Rauschen, 3D/2D-Transformation, Bestimmung von S-Wellengeschwindigkeiten aus den Realdaten sowie Wahl der Parameter, die für die Wellenforminversion benötigt werden.

5.1 Fenstern von Rauschen

Um Artefakte im Inversionsmodell minimieren zu können, wurde vor Beginn des Ersteinsatzes der P-Welle ein Fenster definiert, in dem alle Amplituden auf null reduziert wurden. Dieses Fenster wurde über die Spurnummer n und die minimale P-Wellengeschwindigkeit $v_{P_{min}}$ bestimmt. Die Geschwindigkeit $v_{P_{min}}$ entspricht in diesem Fall dem doppelten Inversen der Steigung der Refraktierten (Abb. 5.1, rote gestrichelte Linie), da die Empfänger einen Abstand von 2 m besitzen und somit die Spurnummer n dem halben Offset x_{off} entspricht. Folglich gilt für die Steigung $m = \frac{t}{n}$ und für die Geschwindigkeit $v_{P_{min}} = \frac{2}{m} = \frac{2n}{t} = \frac{x_{off}}{t}$, wobei t die Zeit ist. Im Beispiel von Schuss 75 (Abb. 5.1) liegt $v_{P_{min}}$ bei $1500 \frac{m}{s}$. Mit den ermittelten Werten kann anschließend ein Fenster definiert werden (Abb. 5.1, blaues Dreieck), für das alle Amplituden null gesetzt werden. Die Steigung der Hypotenuse des blauen Dreiecks (Abb. 5.1) entspricht der Steigung m der Refraktierten und schneidet die Spur der Quelle n_q bei $t = 0$ (Abb. 5.1, Spurnummer 100). Damit kann der Ordinatenabschnitt berechnet werden mittels $t_y = n_q \cdot m$ und das Fenster ist definiert. Dies gilt für $0 \leq n \leq n_q$. Für $n_q \leq n \leq n_{max}$ muss die maximale Spurnummer n_{max} berücksichtigt werden, da in diesem Fall $t_y = (n_{max} - n_q) \cdot m$ gilt.

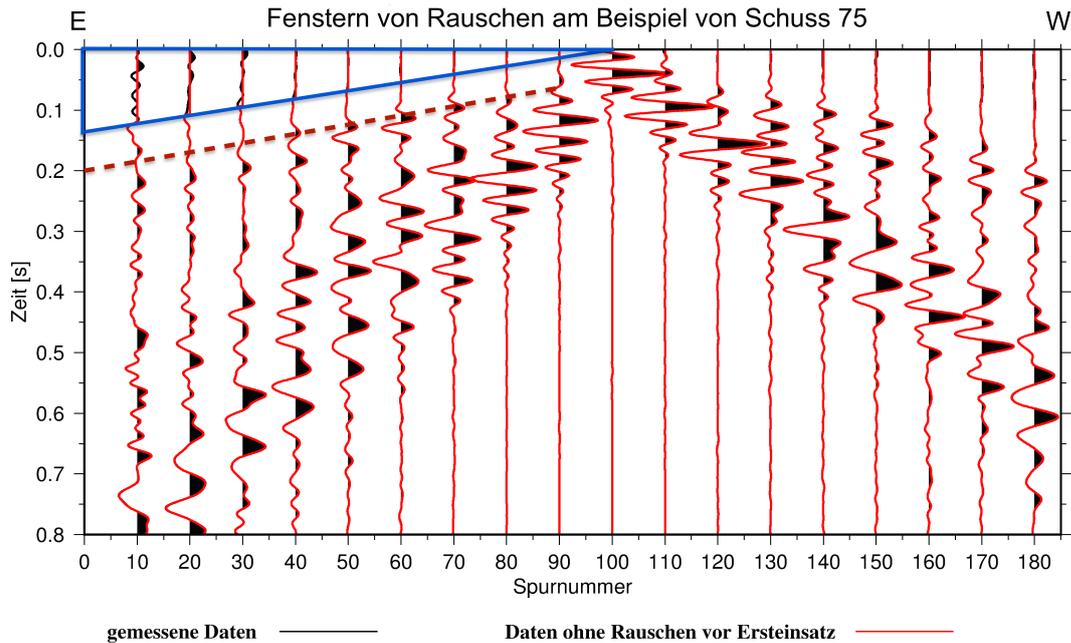


Abbildung 5.1: Datenbeispiel zum Fenstern von Rauschen bei Schusspunkt 75. Um mit der Wellenforminversion bessere Ergebnisse zu erzielen wird vor Beginn des Ersteinsatzes der P-Welle (rote gestrichelte Linie) ein Fenster definiert, in dem alle Amplituden auf null gesetzt werden. Die Steigung der Hypotenuse des Fensters entspricht der Steigung der roten gestrichelten Linie (direkte Welle) und verläuft zum Zeitpunkt $t = 0$ durch die Spur am Standort der Quelle (hier Spurnummer 100). Schwarze Linien zeigen gemessene Daten und rote Linien Daten nach Bearbeitung mit dem definierten Fenster. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

5.2 Durchführung der 3D/2D-Transformation

Wie in Abschnitt 4.3.5 beschrieben, muss eine 3D/2D-Transformation durchgeführt werden, um Phase und Amplitude der seismischen Wellen korrekt darstellen zu können. Die Ausbreitung dreidimensionaler Wellen wird in DENISE zweidimensional simuliert, weshalb auf die gemessenen Daten eine Transformation angewendet werden muss. Dabei wird die hybride 3D/2D-Transformation für Oberflächenwellen verwendet. Das Ergebnis wird in Abb. 5.2 am Beispiel von Schusspunkt 75 gezeigt. Wie im blauen Kreis vergrößert dargestellt (Abb. 5.2), sind deutliche Unterschiede in Amplitude und Phase sichtbar.

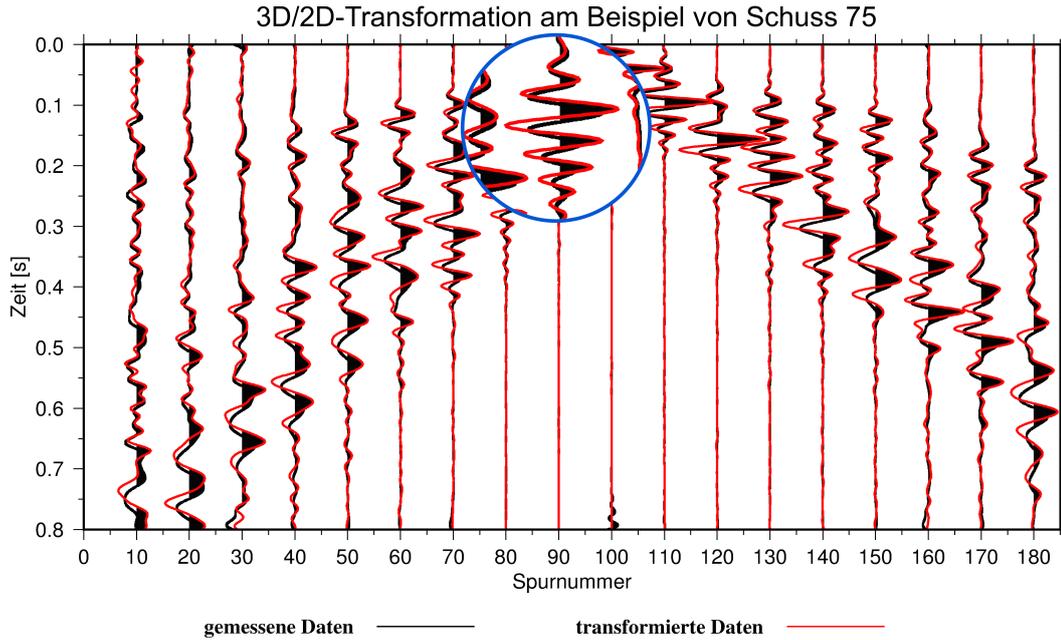


Abbildung 5.2: Datenbeispiel zur 3D/2D-Transformation bei Schusspunkt 75. Damit die gemessenen Daten Phase und Amplitude zweidimensionaler Wellenausbreitung besitzen, muss eine Transformation durchgeführt werden, bei der die Daten zur Phasenkorrektur mit $\frac{1}{\sqrt{t}}$ gefaltet werden und zur Amplitudenkorrektur je nach Offset mit $\sqrt{2rv_{ph}}$ (für nahe Offsets) oder $r\sqrt{\frac{2}{t}}$ (für ferne Offsets) multipliziert werden. Schwarze Linien zeigen gemessene Daten und rote Linien transformierte Daten. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

5.3 Dämpfungsanalyse

Die Dämpfung seismischer Wellen ist ein wichtiger Parameter, der die Genauigkeit der Ergebnisse beeinflusst. Daher muss mittels Spektraldivision ein Qualitätsfaktor Q bestimmt werden, der für die Wellenforminversion berücksichtigt wird. Die Spektraldivision wird nach Tonn (1991) durchgeführt. Dabei wird das Amplitudenspektrum A einer Spur mit nahem Offset x_1 und mit fernem Offset x_2 berechnet und der natürliche Logarithmus des Quotienten beider Amplitudenspektren $\ln\left(\frac{A_2(\omega)}{A_1(\omega)}\right)$ frequenzabhängig abgebildet, wobei für die Kreisfrequenz ω gilt: $\omega = 2\pi f$ (mit der Frequenz f). Im Idealfall ergibt sich eine Gerade mit der Steigung $m = \frac{\Delta t}{Q}$, wobei für die Laufzeit Δt der Welle zwischen x_1 und x_2 gilt: $\Delta t = \frac{c}{(x_2 - x_1)}$ (mit der Wellengeschwindigkeit c). Durch Auflösen von $m = \frac{\Delta t}{Q}$ nach Q und Einsetzen von Δt erhält man: $Q = \frac{c}{(x_2 - x_1) \cdot m}$.

In Abb. 5.3 ist exemplarisch an Schusspunkt 73 das Ergebnis der Spektraldivision (schwarze Linie) für Frequenzen zwischen 10 Hz und 40 Hz dargestellt. Nach Durchführung einer linearen Interpolation und Berechnung der Steigung m der Interpolati-

onsgeraden mittels $m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1}$ für zwei abgelesene Punkte $[x_1; y_1]$ und $[x_2; y_2]$ kann Q berechnet werden. Dabei wurde eine S-Wellengeschwindigkeit $c = 500 \frac{m}{s}$ verwendet. Die Ergebnisse der Dämpfungsanalyse sind in Tab. 5.1 dargestellt. Im Mittel über alle Schusspunkte ergibt sich ein Qualitätsfaktor $Q = 39.5 \approx 40$.

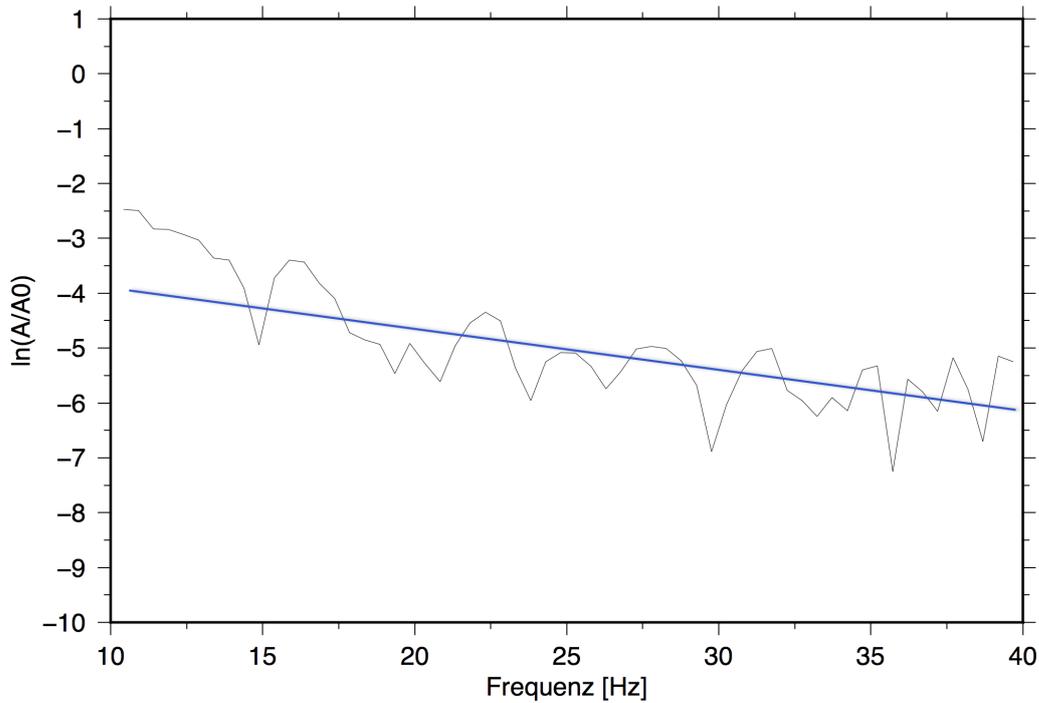


Abbildung 5.3: Gezeigt ist die Spektraldivision am Beispiel von Schusspunkt 73. Aufgetragen ist der Logarithmus der dividierten Amplitudenspektren für eine Spur mit nahem Offset (A_0) und fernem Offset (A) über Frequenzen zwischen 10 Hz und 40 Hz. Die schwarze Linie zeigt die berechnete Division für alle Frequenzen und die blaue Linie ist eine lineare Regression der Spektraldivision. Mit der Steigung der Geraden kann der Qualitätsfaktor Q berechnet werden.

Tabelle 5.1: Berechnung des Qualitätsfaktors Q mittels Spektraldivision für jeden Schusspunkt. Dabei wird die Offsetdifferenz $x_2 - x_1$ zwischen den beiden verwendeten Spuren benötigt. Die Steigung m wurde mittels linearer Regression der dividierten Spektren berechnet. Der Qualitätsfaktor ergibt sich anschließend aus $Q = \frac{c}{(x_2 - x_1) \cdot m}$ für eine S-Wellengeschwindigkeit $c = 500 \frac{m}{s}$.

Schusspunkt	Offsetdifferenz $x_2 - x_1$ [m]	Steigung m	Qualitätsfaktor Q
65	125	-0.09	45.33
66	201	-0.06	41.19
67	180	-0.05	43.47
68	160	-0.07	46.69
69	142	-0.06	57.62
70	122	-0.14	6.07
71	198	-0.12	21.79
72	178	-0.12	23.63
73	158	-0.07	42.85
74	138	-0.12	30.20
75	148	-0.11	29.65
76	140	-0.08	44.88
77	126	-0.12	33.49
78	128	-0.05	72.99
79	108	-0.08	60.33
80	72	-0.11	60.53
81	208	-0.12	19.62
82	128	-0.09	42.13
83	152	-0.08	42.24
84	172	-0.08	36.47
85	192	-0.09	27.49

5.4 Dispersionsanalyse

Dispersionskurven zeigen die Abhängigkeit der Frequenz seismischer Wellen von der Geschwindigkeit bzw. der Langsamkeit (Kehrwert der Geschwindigkeit). Da Oberflächenwellen die größte Amplitude aller seismischen Wellen besitzen, kann mittels Dispersionsanalyse der Charakter von Oberflächenwellen bestimmt werden. Dazu zählen die Anzahl an Moden, Frequenzgehalt der Oberflächenwellen sowie die Wellengeschwindigkeit.

Ermittelt wurden die Dispersionskurven mit dem Programm *suslantstack* (in *Seismic Unix*). Für die Langsamkeit wurden Werte zwischen $0.002 \frac{s}{m}$ und $0.005 \frac{s}{m}$ gewählt (entspricht Geschwindigkeiten zwischen $200 \frac{m}{s}$ und $500 \frac{m}{s}$) und ein Frequenzspektrum von 0-40 Hz.

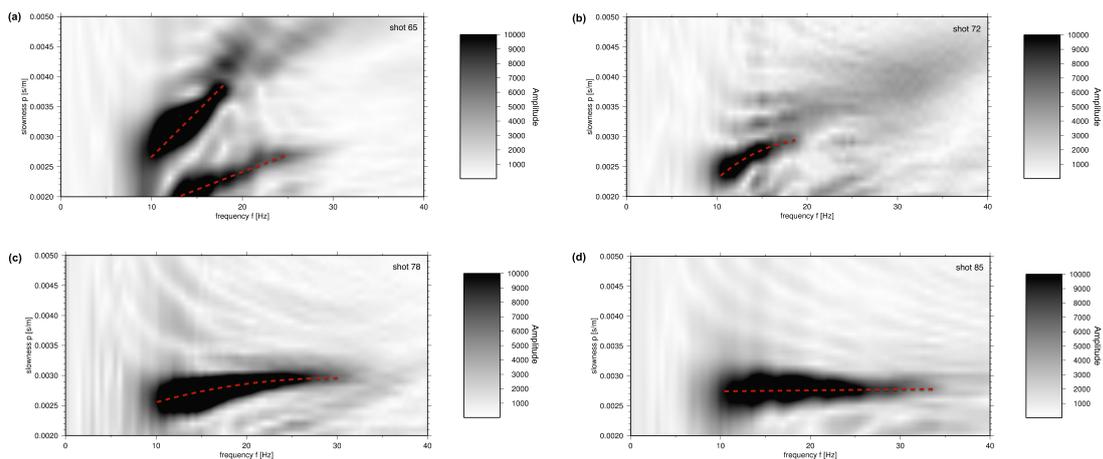


Abbildung 5.4: Dispersionsanalyse für einen ausgewählten Bereich des Profils, der für eine elastische Inversion infrage kommt. Dargestellt ist der Frequenzbereich 0-40 Hz und Langsamkeitsbereich 0.002-0.005 $\frac{s}{m}$ (entspricht 200-500 $\frac{m}{s}$). Die Amplitude nimmt von weiß nach schwarz zu. Die roten gestrichelten Linien zeigen eine Interpretation der Dispersionskurven. Die Abbildungen zeigen die Analyse für Schusspunkt 65 (a), 72 (b), 78 (c) und 85 (d).

Die Dispersionsanalyse (Abb. 5.4) zeigt, dass zwischen 10 Hz und 40 Hz Oberflächenwellen mit ausgeprägter Amplitude sichtbar sind. Die Dispersion, das heißt die Abhängigkeit der Frequenz von der Geschwindigkeit, ist zu Beginn des Teilprofils bei Schusspunkt 65 am größten (Abb. 5.4 (a)) und nimmt nach Westen Richtung Schusspunkt 85 stetig ab. Bei Schusspunkt 85 ist keine Dispersion mehr vorhanden. Bei Schusspunkt 65 ist neben der Grundmode noch eine weitere Mode der Oberflächenwellen vorhanden. Diese Mode ist ab Schusspunkt 72 nicht mehr sichtbar. Aus den Dispersionskurven kann die Wellengeschwindigkeit der Oberflächenwellen abgelesen werden, die als Startmodell für S-Wellen in der Wellenforminversion verwendet wird. Dabei wird für jeden Schusspunkt die niedrigste Frequenz der sichtbaren Grundmode gewählt und die entsprechende Langsamkeit abgelesen. Der Kehrwert der Langsamkeit entspricht der Geschwindigkeit. Aus der abgelesenen Frequenz f und Geschwindigkeit c kann anschließend die Tiefe berechnet werden, für die die entsprechende Geschwindigkeit gilt. Dabei entspricht die Tiefe d einer Wellenlänge λ . Daraus folgt: $c = \lambda f \Rightarrow \lambda = d = \frac{c}{f}$. In Tab. 5.2 sind die Ergebnisse der Dispersionsanalyse dargestellt.

Tabelle 5.2: Abgelesene Geschwindigkeiten und Frequenzen der Dispersionsanalyse für jeden Schusspunkt entlang des Teilprofils. Die Tiefe, für die die Geschwindigkeiten gelten, wurde mittels $c = \lambda f \Rightarrow \lambda = \frac{c}{f}$ berechnet. Die Geschwindigkeiten gelten für Oberflächenwellen und entsprechen daher S-Wellengeschwindigkeiten.

Schusspunkt	Geschwindigkeit [$\frac{m}{s}$]	Frequenz [Hz]	Tiefe [m]
65	357	10	35
66	370	11	33.7
67	400	10	40
68	416.7	10	41.6
69	434.8	10	43.5
70	454.4	10	45.5
71	434.8	9	48.3
72	434.8	11	39.5
73	454.5	10	45.5
74	434.8	11	39.5
75	434.8	12	36.2
76	434.8	9	48.3
77	416.7	9	46.3
78	434.8	10	43.5
79	434.8	11	39.5
80	454.5	7	64.9
81	400	12	33.3
82	416.7	8	52.1
83	416.7	9	46.3
84	416.7	10	41.7
85	400	10	40

5.5 Modellierung der Startmodelle

Um eine Wellenforminversion durchführen zu können, werden Startmodelle mit P-Wellengeschwindigkeiten, S-Wellengeschwindigkeiten und Dichte für eine regelmäßige Anzahl an Grid-Punkten benötigt. Die P-Wellengeschwindigkeiten werden von einer Laufzeit-tomographie von Halpaap (2014) übernommen (Abb. 3.2).

Die S-Wellengeschwindigkeiten konnten für eine bestimmte Tiefe mittels Dispersionsanalyse ermittelt werden (Abschnitt 5.4). Damit wurde ein mittleres $\frac{v_P}{v_S}$ -Verhältnis von 4.16 berechnet. Im Allgemeinen liegt das $\frac{v_P}{v_S}$ -Verhältnis für flachseismische Messungen zwischen $1.5 < \frac{v_P}{v_S} < 10$ (Forbriger, 2003, Part II), daher ist der berechnete Wert vertretbar. Mit dem ermittelten $\frac{v_P}{v_S}$ -Verhältnis und den P-Wellengeschwindigkeiten wurden anschließend die entsprechenden S-Wellengeschwindigkeiten berechnet, die im Bereich von $100 \frac{m}{s}$ bis $800 \frac{m}{s}$ liegen. Für das Dichtemodell wurde eine Dichte von $1.6 \frac{kg}{m^3}$ für $v_P \leq 1200 \frac{m}{s}$ und $2.0 \frac{kg}{m^3}$ für $v_P > 1200 \frac{m}{s}$. Da das Dich-

temodell für die Wellenforminversion in DENISE noch nicht korrekt implementiert ist, gilt die Genauigkeit dieses Modells als hinreichend. Es wurde ein Grid-Abstand dh von 0.5 m gewählt (sowohl in x- als auch in y-Richtung). Dies ergibt sich aus dem Kriterium zum Vermeiden von numerischer Dispersion: $dh \leq \frac{v_{S,min}}{2f_c n}$. Für eine minimale S-Wellengeschwindigkeit $v_S = 100 \frac{m}{s}$, einer mittleren Quell-Frequenz $f_c = 50 \text{ Hz}$ und einer FD-Ordnung $n_{FD} = 2$ ergibt sich ein $dh \leq 0.5 \text{ m}$. Nach der Interpolation und des Resampling auf ein Grid-Intervall von 0.5 m müssen für jedes Startmodell die Ränder modelliert werden (Abschnitt 4.2.2). Dafür wird jedes Startmodell an den Rändern (außer der Oberfläche) um 20 Gridpunkte mit der entsprechenden Geschwindigkeit bzw. Dichte des jeweils letzten Gridpunktes erweitert. Das Ergebnis der Startmodelle ist in Abb. 5.5 dargestellt. Jedes Startmodell enthält somit 888 Gridpunkte in x-Richtung und 296 Gridpunkte in y-Richtung.

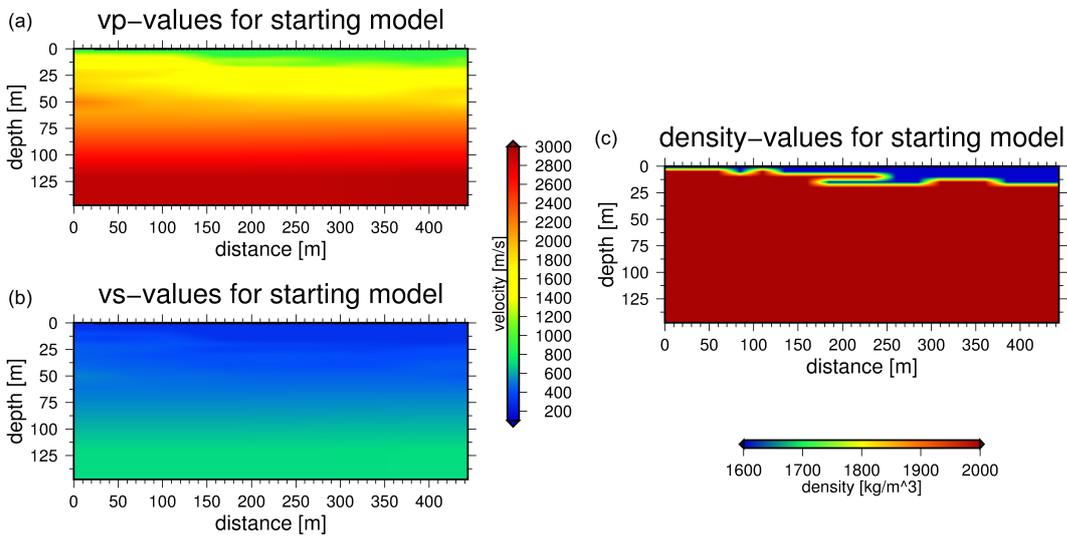


Abbildung 5.5: Dargestellt sind die Startmodelle für die Wellenforminversion. Die P-Wellengeschwindigkeiten mittels Laufzeittomographie (a) wurden interpoliert und resampled. Die S-Wellengeschwindigkeiten (b) wurden für eine Tiefe mittels Dispersionsanalyse bestimmt und mit einem festgelegten $\frac{v_P}{v_S}$ -Verhältnis von 4.16 für alle weiteren Tiefen berechnet. Die Dichte (c) wurde für P-Wellengeschwindigkeiten $\leq 1200 \frac{m}{s}$ mit $1600 \frac{kg}{m^3}$ und $> 1200 \frac{m}{s}$ mit $2000 \frac{kg}{m^3}$ festgelegt. Das Grid-Intervall beträgt in x- und y-Richtung 0.5 m.

6 Ergebnisse

6.1 Wahl der Parameter für Wellenforminversion

Die möglichen Parameter, die eine Wellenforminversion beeinflussen, werden in DENISE in einer json-Datei zusammengefasst. Im Folgenden wird die Wahl der wichtigsten Parameter besprochen, wobei in Klammern die entsprechende Bezeichnung in der json-Datei genannt wird. Die Datei wird in Anhang A dargestellt.

Wie in Abschnitt 5.5 beschrieben, besitzen die Startmodelle 888 Gridpunkte in x-Richtung (NX) und 296 Gridpunkte in y-Richtung (NY) bei einem Grid-Intervall von 0.5 m (DH). Da die Anzahl der Gridpunkte durch die Anzahl an Prozessoren in eine Richtung teilbar sein muss, ist die maximale Anzahl in x-Richtung 8 (NPROCX), gleiches gilt für die y-Richtung (NPROCY). Für die Wahl der maximal gemessenen Zeit und Samplerate (DT) muss das Stabilitätskriterium beachtet werden: $DT \leq \frac{dh}{h\sqrt{2}v_{max}}$. Mit einer maximalen S-Wellengeschwindigkeit $v_{max} = 800 \frac{m}{s}$ und einem Faktor $h = 1$ (abhängig von der FD-Ordnung, hier für $FD = 2$) gilt $DT \leq 5 \cdot 10^{-4}$. Um das Stabilitätskriterium zu erfüllen, wird daher eine Samplerate $DT = 5 \cdot 10^{-5}$ verwendet. Um pro Spur 16 000 Sample zu erhalten, muss die maximale Messzeit (TIME) auf 0.8 s reduziert werden. DENISE kann keine roll-along gemessenen Profile berücksichtigen, weshalb für jeden Schusspunkt die gesamten Empfänger-Positionen des Teilprofils als Nullspuren hinzugefügt werden müssen, die keine realen Daten enthalten.

Als synthetische Quelle (QUELLART) wird ein \sin^3 verwendet mit einer dominanten Frequenz von 20 Hz, da diese Frequenz mit akzeptabler Amplitude im Frequenzspektrum der Quelle enthalten ist (Abschnitt 3.3.3), wobei fünf Empfänger im Bereich um die Explosionsquelle nicht für die Quellsignalinversion berücksichtigt werden um mögliche Übersteuerungen ausschließen zu können (TRKILL_STF). Da als Quelle eine Sissy verwendet wurde, wird für die Wellenforminversion eine explosive Quelle gewählt (QUELLTYP). Wie in Abschnitt 4.2.2 beschrieben wird eine freie Oberfläche für die Geschwindigkeitsmodelle angenommen (FREE_SURF). In Abschnitt 5.3 konnte mittels Dämpfungsanalyse ein Qualitätsfaktor $Q = 40$ bestimmt werden. Dies entspricht den drei Relaxationsfrequenzen $F_1 = 0.6130$ (FL1), $F_2 = 7.7069$ (FL2), $F_3 = 71.3369$ (FL3) und einem Wert $\tau = 0.0432$ (TAU). Die Stabilität des Qualitätsfaktors wird in Abb. 6.1 abgebildet.

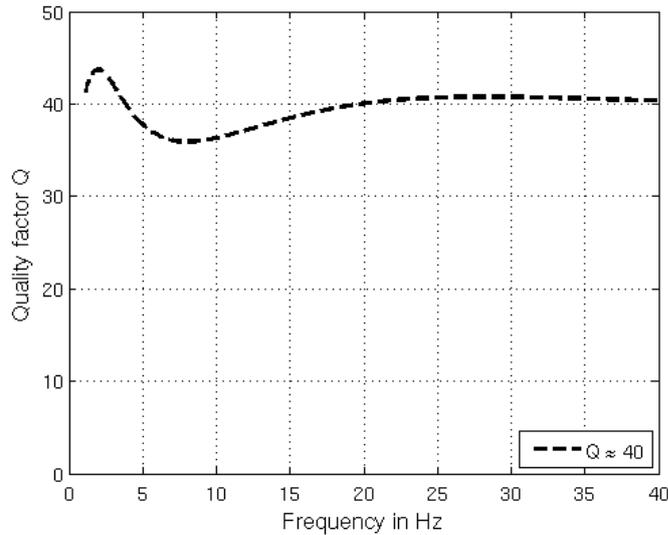


Abbildung 6.1: Dargestellt ist die Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors für drei Relaxationsfrequenzen $F_1 = 0.6130$, $F_2 = 7.7069$, $F_3 = 71.3369$ und einem Wert $\tau = 0.0432$. Berechnet wurden die Relaxationsfrequenzen für $Q = 40$. Bis 15 Hz schwankt der Wert des Qualitätsfaktors für die gegebenen F_1 , F_2 und F_3 , für größere Frequenzen ist Q stabil.

Das minimale $\frac{v_P}{v_S}$ -Verhältnis, dass für die Berechnung der invertierten Geschwindigkeiten berücksichtigt werden darf, wird basierend auf Forbriger (2003, Part II) auf 1.5 festgelegt (VP_VS_RATIO). Die Gradienten werden mit der normalisierten L2-Norm berechnet (LNORM), die in Abschnitt 4.3.1 beschrieben wird. Die Schrittweitenberechnung (Abschnitt 4.3.4) wird für jeden vierten Schuss durchgeführt (TESTSHOT_INCR) mit einer Skalierung von 2 % (EPS_SCALE). Wenn die Misfit-Änderung zwischen zwei Iterationen weniger als 1 % beträgt, wird die Frequenz erhöht (PRO). Da die Gradienten im Bereich der Quelle sehr hoch sind, wird ein radialer Taper mit einer Länge von 5 Gridpunkten um jede Quelle angenommen, mit dem die Gradienten gemäß Abb. 6.2 bearbeitet werden (SWS_TAPER_CIRCULAR_PER_SHOT).

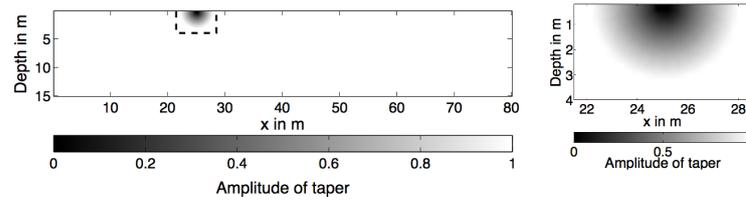


Abbildung 6.2: Da an den Positionen der Schusspunkte die Gradienten sehr hoch sind, werden diese mittels radialem Taper reduziert. Die Amplitude des Tapers ist in der Grauskala dargestellt, je dunkler, desto mehr werden die Gradienten reduziert. Das dargestellte Beispiel stammt aus Groos (2013).

Die Gradienten werden ebenso geglättet (GRAD_FILTER) wie die invertierten Geschwindigkeitsmodelle (MODEL_FILTER). Auf die Daten wird vor jeder Iteration ein Tiefpassfilter angewendet, der bei 15 Hz beginnt (FC_START) und abhängig vom PRO-Kriterium die Frequenz um 2.5 Hz erhöht (FC_INCR) bis zu einer maximalen Frequenz von 30 Hz (FC_END). Manuell wurde vorab ein Hochpassfilter ab 10 Hz auf die Realdaten angewendet. Für die Inversion werden Empfänger, die an der Position der Quelle messen, aufgrund einer Übersteuerung nicht berücksichtigt (TRKILL).

6.2 Erste Ergebnisse

Zur Durchführung der Wellenforminversion mit DENISE wurden die in Abschnitt 5.5 beschriebenen Startmodelle verwendet. Die Parameter für eine erste Inversion können Abschnitt 6.1 entnommen werden. Eine Wellenforminversion konnte erfolgreich durchgeführt werden bei einer Rechenzeit von 8.3 Stunden. Nach 38 Iterationen hat sich der Datenmisfit für die höchste Frequenz von 30 Hz nicht mehr um $\geq 1\%$ geändert. Die Abnahme des Misfit ist in Abb. 6.3 dargestellt. Dabei sind die maximal invertierten Frequenzen farblich kodiert. Ist für eine Iteration kein Wert vorhanden, so war die Änderung des Misfit $\leq 1\%$ und für die entsprechende Frequenz wurde nur eine Iteration durchgeführt. Bis zu einer Frequenz von 20 Hz nimmt der L2-Misfit kontinuierlich ab. Ab 22.5 Hz steigt der L2-Misfit bis auf 30 Hz um 10 % an.

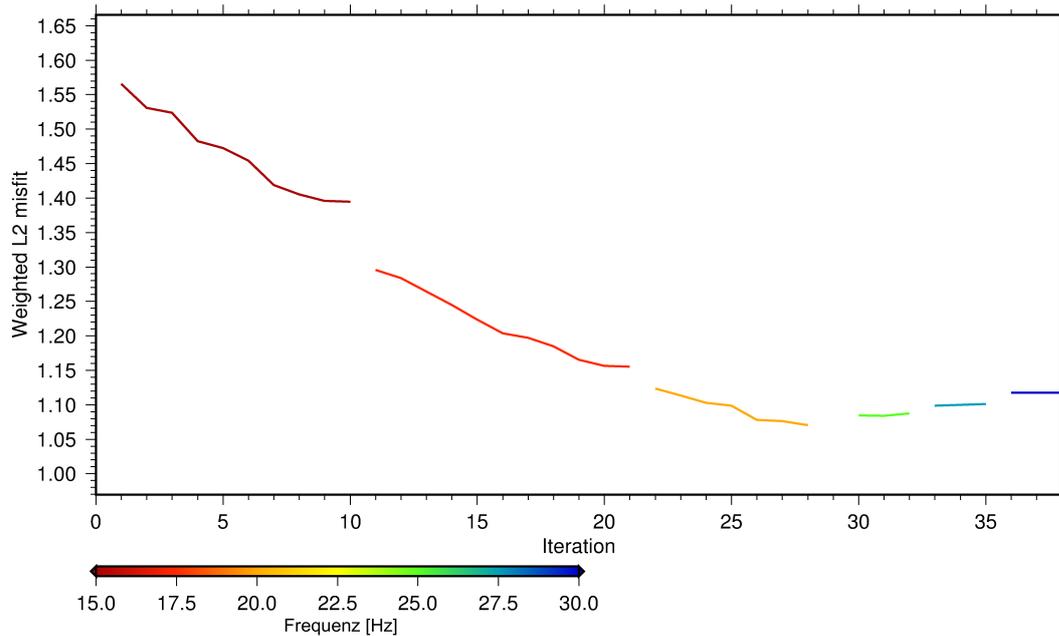


Abbildung 6.3: Abnahme des L2-Misfits für eine erste Wellenforminversion. Die Abnahme des Misfits ist über die Anzahl an Iterationen aufgetragen. Die maximale Frequenz, für die bei der entsprechenden Iteration invertiert wurde, ist in einer Farbskala markiert. Bis zur 28. Iteration und einer max. Frequenz von 20 Hz nimmt der Misfit ab, danach steigt er bis zur Iteration 38 und einer Frequenz von 30 Hz wieder um ca. 10 % an.

Als erstes Indiz für die Qualität der Ergebnisse der Inversion werden die invertierten Quellsignale betrachtet. Da für alle Schüsse eine Sissy als Explosionsquelle verwendet wurde, müssen die invertierten Quellsignale in Phase und Amplitude sehr ähnlich sein. In Abb. 6.4 sind die Ergebnisse der invertierten Quellen abgebildet. Die Darstellung ist über das quadratische Mittel spurnormiert und auf den relevanten Zeitbereich des Quellsignals reduziert. Außer Schusspunkt 77, 81 und 82 (Abb. 6.4, rote Pfeile) zeigen alle Schusspunkte Quellsignale mit gleicher Phase und ähnlichen Amplituden. Die in Abb. 6.4 markierten Quellsignale zeigen eine Phasenverschiebung von 180° .

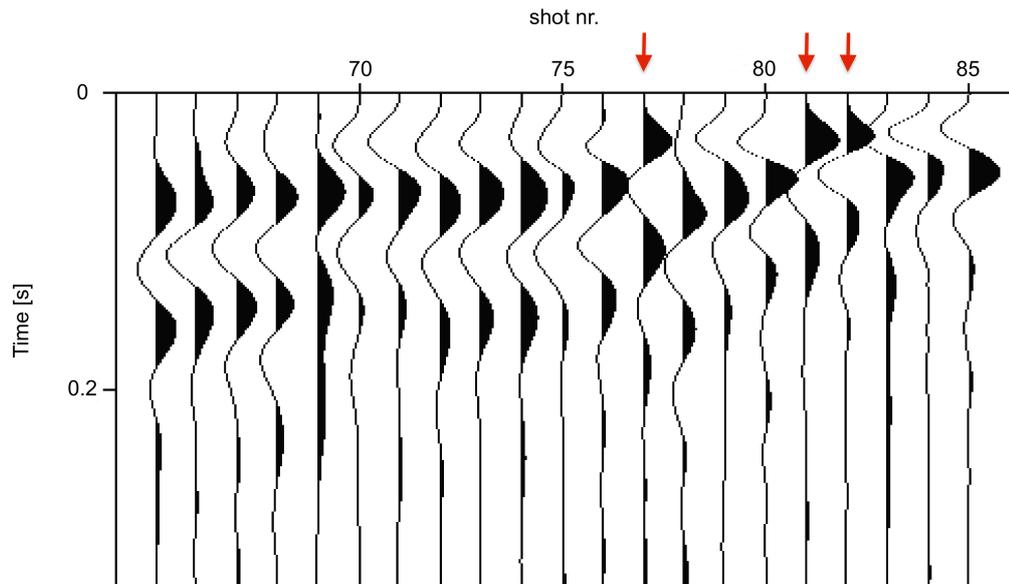


Abbildung 6.4: Dargestellt sind die invertierten Quellsignale der 21 Schusspunkte. Die Quellsignale stimmen weitestgehend in Amplitude und Phase überein. Die drei markierten Quellsignale (rote Pfeile) zeigen eine Phasenverschiebung von 180° .

In Abb. 6.5 sind die Ergebnisse von Vorwärtsmodellierung (grüne Linien) und Wellenforminversion (rote Linien) mit den gewählten Parametern dargestellt. Verglichen werden die synthetischen Daten der Vorwärtsmodellierung (grüne Linien) und Inversion (rote Linien) mit den gemessenen seismischen Daten (schwarze Linien). Da nicht für alle 201 Spuren Messdaten vorhanden sind, können nicht alle synthetischen Daten mit Realdaten verglichen werden (z. B. Abb. 6.5 (a)). Exemplarisch sind die Schüsse 65, 75 und 85 abgebildet, die am Anfang, in der Mitte und am Ende des 400 m langen Teilprofils liegen. Wie in Abschnitt 6.1 erwähnt, liegt der Frequenzbereich der Vorwärtsmodellierung und Wellenforminversion bei $10\text{ Hz} \leq f \leq 30\text{ Hz}$, weshalb auf die realen Messdaten zur Darstellung ein Bandpassfilter angewendet wurde, der nur Frequenzen $10\text{ Hz} \leq f \leq 30\text{ Hz}$ zulässt. Alle Datensätze sind spurnormiert über das quadratische Mittel dargestellt. Daher sind z. B. bei Schuss 65 (Abb. 6.5 (a)) bis Spurnummer 80 die Oberflächenwellen und ab Spurnummer 90 die Ersteinsätze der P-Welle mit großer Amplitude sichtbar. Der Misfit zwischen realen und synthetischen Daten ist im quellnahen Bereich am größten, z. B. bei Schuss 75, Spurnummer 90-110 (Abb. 6.5 (b)), für ferne Offset ist der Misfit geringer.

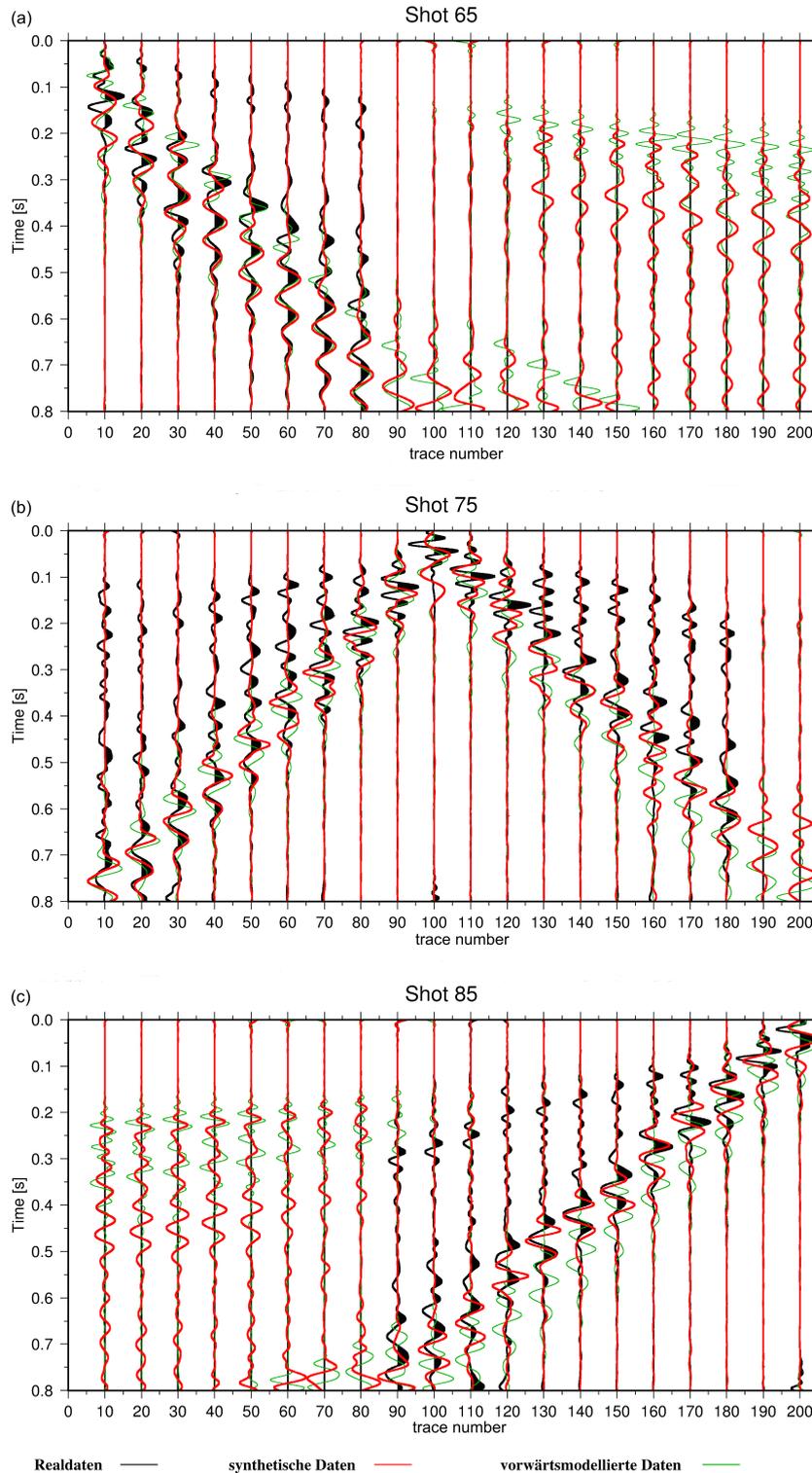


Abbildung 6.5: Verglichen werden hier reale (schwarze Linien), vorwärtsmodellerte (grüne Linien) und invertierte Daten (rote Linien) für eine erste Wellenforminversion. Exemplarisch sind drei Schusspunkte am Anfang (a), in der Mitte (b) und am Ende (c) des Teilprofils spurnormiert dargestellt. Da nicht für alle Spuren reale Daten vorhanden sind, fehlen diese teilweise (z. B. (a), Spurnummer 90-200). Für ferne Offsets (z. B. (b), Spurnummer 30) stimmen reale und invertierte Daten teilweise gut überein, für nahe Offsets sind größere Unterschiede sichtbar (z. B. (a), Spurnummer 20). Auf die realen Daten wurde ein Bandpassfilter mit 10-30 Hz angewendet, um dem Frequenzbereich der invertierten und vorwärtsmodellierten Daten zu entsprechen.

Die invertierten Geschwindigkeitsmodelle sind in Abb. 6.6 dargestellt. Signifikante Änderungen im Vergleich zum Startmodell sind sowohl für P- als auch S-Wellengeschwindigkeiten bis in Tiefen von ca. 75 m zu sehen. Das Dichtemodell wird in DENISE zur Amplitudenkorrektur verwendet und hat keine Bedeutung für Aussagen über den Untergrund. Die Geschwindigkeiten der invertierten Modelle reichen von $500 \frac{m}{s}$ bis $3000 \frac{m}{s}$ für P-Wellen und von $200 \frac{m}{s}$ bis $800 \frac{m}{s}$ für S-Wellen. Für das Geschwindigkeitsmodell der P-Wellen ist eine deutliche Niedriggeschwindigkeitszone mit einer Geschwindigkeitsabnahme von $400\text{-}600 \frac{m}{s}$ bis in ca. 10 m Tiefe sichtbar (Abb. 6.6, schwarzer Kreis). Das Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen zeigt im markierten Bereich (Abb. 6.6, schwarze Ellipse) zwei Niedriggeschwindigkeits- und eine Hochgeschwindigkeitszone mit Geschwindigkeitsänderungen von $200\text{-}500 \frac{m}{s}$ auf eine Distanz von 100 m.

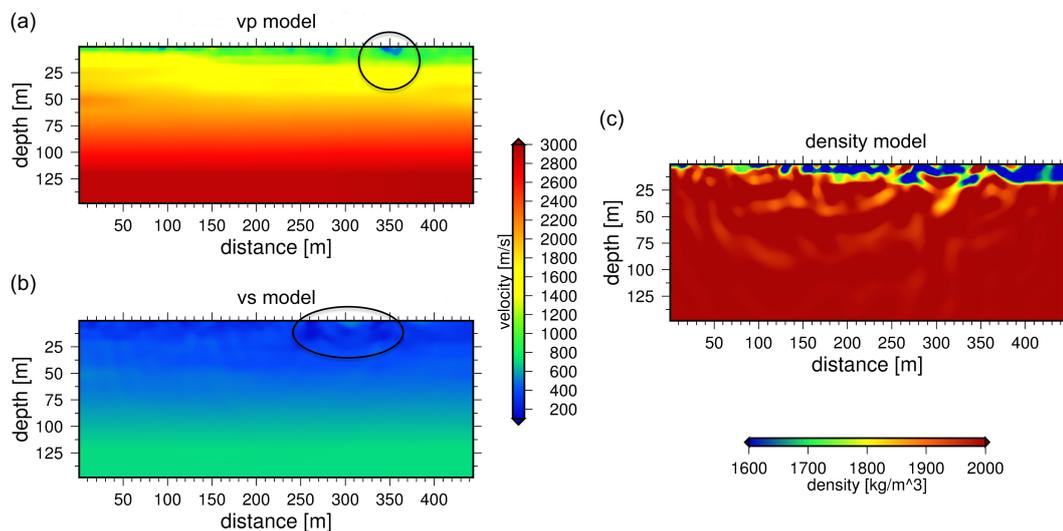


Abbildung 6.6: Invertierte Modelle für P- (a) und S-Wellengeschwindigkeit (b) sowie Dichte (c). Das invertierte Dichte-Modell ist fehlerhaft, da die Inversion der Dichte in DENISE nicht korrekt ist. Im v_P -Modell zeigt sich eine Niedriggeschwindigkeitszone (schwarzer Kreis) mit Geschwindigkeiten von ca. $500 \frac{m}{s}$ in einem Gebiet von 20 m. Im v_S -Modell sind alternierend hohe und niedrige Geschwindigkeiten zu sehen (schwarze Ellipse), wobei die Geschwindigkeiten auf einem Gebiet von 110 m um $300 \frac{m}{s}$ schwanken.

6.3 Reduktion von Artefakten

Im nächsten Schritt wurde eine Wellenforminversion durchgeführt, bei der neben den gewählten Parametern in Abschnitt 5.5 zusätzlich ein räumlicher Gauss-Filter auf die Gradienten angewendet wurde, der in horizontaler Richtung über 20 Gridpunkte die Gradienten glättet. Es konnte die Inversion erfolgreich nach 38 Iterationen und

einer Rechenzeit von 8.4 Stunden beendet werden. Die Ergebnisse mit Geschwindigkeitsmodellen, Abnahme des L2-Misfit, invertierten Quellen und Datenbeispiel sind in Anhang B.1 dargestellt.

Im Folgenden werden signifikante Unterschiede zu den ersten Ergebnissen abgebildet (Abschnitt 6.2). Die invertierten Geschwindigkeiten der P-Wellen zeigen für diese Inversion eine geringere Niedriggeschwindigkeitszone im markierten Bereich (Abb. 6.7, schwarzer Kreis). Die Änderung im Vergleich zu Abb. 6.6 beträgt ca. $200 \frac{m}{s}$. Für das Geschwindigkeitsmodell der S-Wellen gibt es keine deutlichen Unterschiede, sowohl die beiden Niedriggeschwindigkeitszonen als auch eine Hochgeschwindigkeitszone bleiben unverändert.

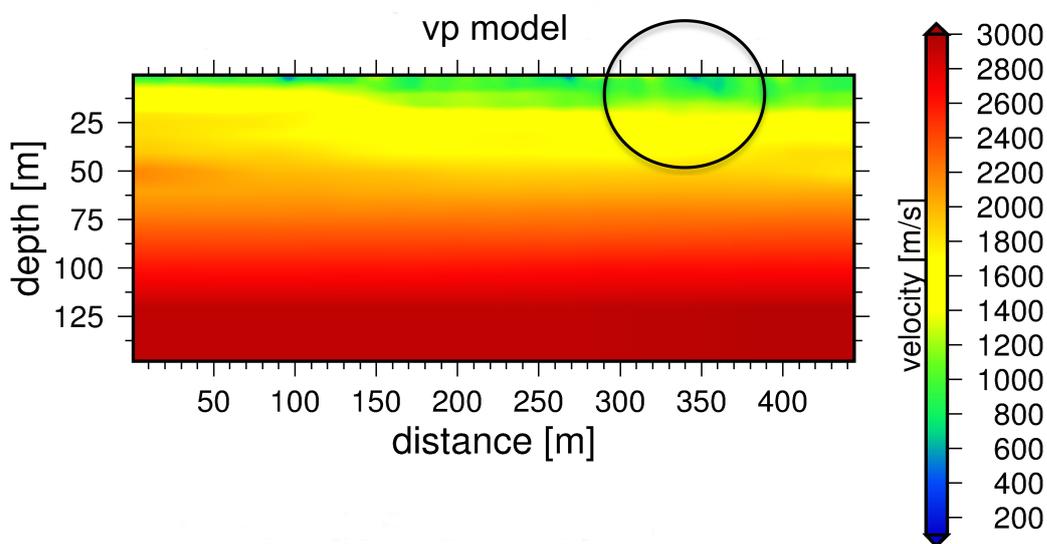


Abbildung 6.7: Invertierte P-Wellengeschwindigkeiten nach Anwendung eines horizontalen Gauss-Filters auf die Gradienten. Im markierten Bereich (schwarzer Kreis) ist im Vergleich zur vorherigen Wellenforminversion (Abschnitt 6.2) keine Niedriggeschwindigkeitszone sichtbar.

Für die invertierten Quellensignale sind keine signifikanten Verbesserungen sichtbar. Geringe Änderungen in der Amplitude einzelner Quellensignale sind vorhanden, die Phasen sind gegenüber der ersten Inversion gleich geblieben.

Deutliche Änderungen sind in den seismischen Daten sichtbar. Die Abweichung zwischen synthetischen und realen Daten konnte für ferne Offsets reduziert werden. Wie in Abb. 6.8 markiert (schwarze Ellipse), ist z. B. bei Spurnummer 30 für die synthetische Spur (rote Linie) eine Phasenverschiebung und Amplitudenkorrektur sichtbar, die die reale seismische Spur besser widerspiegelt (schwarze Linie) im Vergleich zur ersten Inversion (Abb. 6.5 (b)).

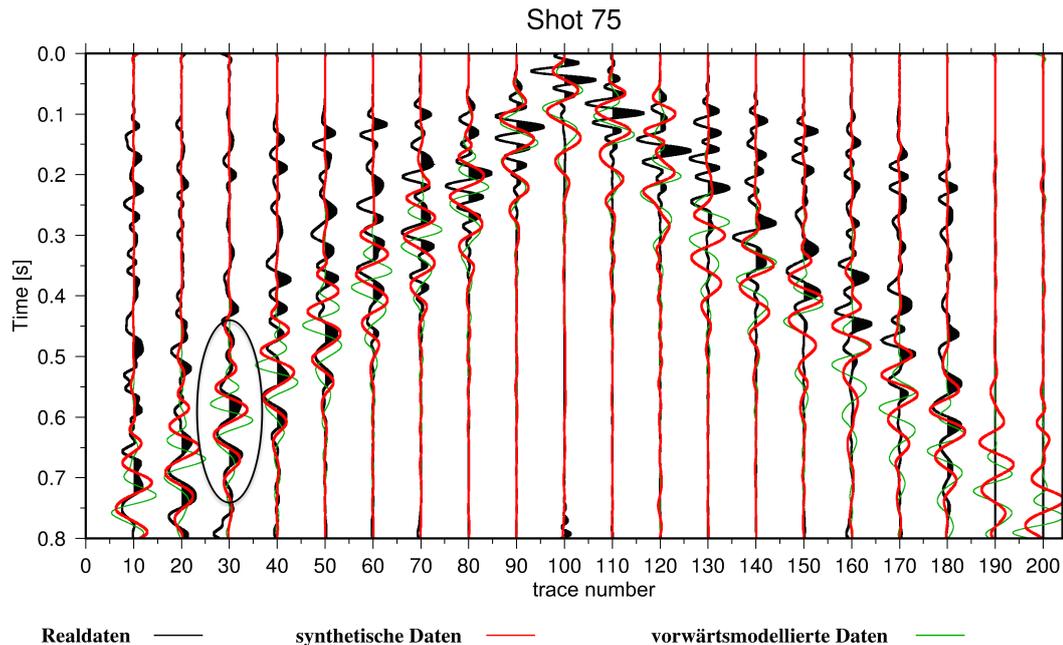


Abbildung 6.8: Dargestellt sind reale (schwarze Linien), vorwärtsmodellierter (grüne Linien) und invertierte Daten (rote Linien) für eine Wellenforminversion nach Anwendung eines horizontalen Gauss-Filters auf die Gradienten. Im Vergleich zur vorherigen Inversion zeigt sich eine verbesserte Übereinstimmung für ferne Offsets (schwarze Ellipse). Exemplarisch gezeigt wird Schuss 75 in der Mitte des verwendeten Abschnittes des Messprofils. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

6.4 Inversion mit weniger Schusspunkten

Da der Gauss-Filter für Gradienten die schlechte Übereinstimmung zwischen realen und synthetischen Daten im quellnahen Bereich nicht verbessern konnte und drei invertierte Quellen (Abb. 6.4, rote Pfeile) weiterhin eine Phasenverschiebung von 180° zeigen, werden in dieser Wellenforminversion die drei Schusspunkte mit phasenverschobenen invertierten Quellsignalen (Schusspunkt 77, 81, 82) nicht berücksichtigt. Folglich findet eine Inversion für 18 Schusspunkte statt. Die Länge des Teilprofils ändert sich ebenso wenig wie die Startmodelle und Wahl der Parameter gegenüber Abschnitt 6.3. Nach 30 Iterationen und 8.3 Stunden Rechenzeit wurde die Inversion beendet. Die Ergebnisse mit Geschwindigkeitsmodellen, Abnahme des L2-Misfit, invertierten Quellen und Datenbeispiel sind in Anhang B.2 dargestellt.

Durch die Reduzierung der Schusspunkte um die phasenverschobenen Quellen hat die Qualität der übrigen invertierten Quellsignale stark abgenommen. Wie in Abb. 6.9 sichtbar ist, variieren die Amplituden der invertierten Quellsignale im Vergleich zur Wellenforminversion mit allen Schusspunkten (Abb. 6.4) wesentlich stärker. Die

Quellsignale 69 und 78 zeigen im Vergleich zu den anderen Quellsignalen ein deutlich langwelligeres Signal.

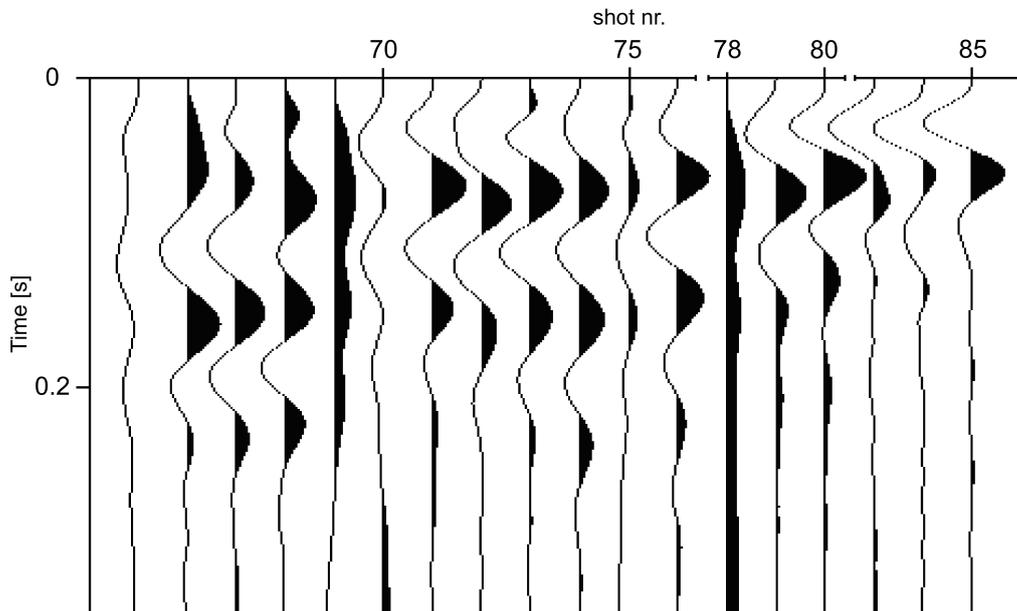


Abbildung 6.9: Gezeigt werden die invertierten Quellsignale für 18 Schusspunkte, wobei drei Schusspunkte mit phasenverschobenen Quellsignalen eliminiert wurden. Die Quellsignale 69 und 78 zeigen deutliche Unterschiede zur vorherigen Quellsignalinversion aufgrund der Eliminierung anderer Schusspunkte. Eine Übereinstimmung bzgl. der Phase ist vorhanden, die Amplituden der invertierten Quellsignale sind teilweise sehr unterschiedlich.

Die qualitative Abnahme der invertierten Quellen zeigt sich auch in den seismischen Daten. Der Misfit zwischen synthetischen und realen Daten hat im Vergleich zur vorherigen Inversion zugenommen (z. B. Abb. 6.10, schwarze Ellipse).

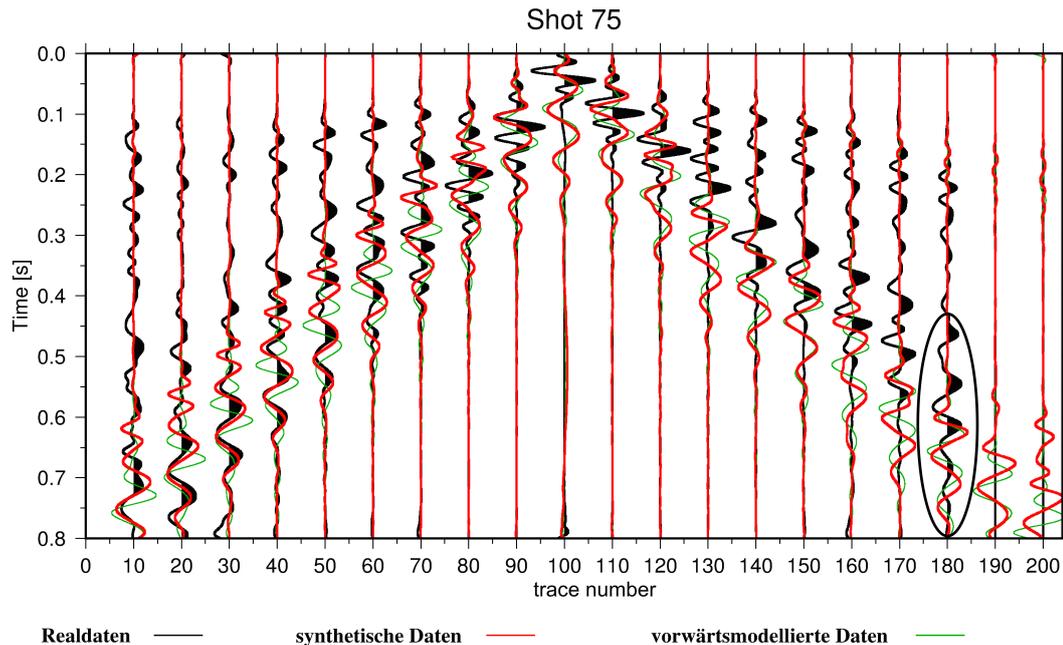


Abbildung 6.10: Zu sehen sind reale (schwarze Linien), vorwärtsmodellerte (grüne Linien) und invertierte Daten (rote Linien) für 18 Schusspunkte am Beispiel von Schusspunkt 75. Trotz Eliminierung von Schusspunkten mit phasenverschobenen Quellensignalen zeigen die übrigen invertierten Daten eine schlechtere Übereinstimmung im Vergleich zur vorherigen Inversion. Dies wird deutlich im markierten Bereich (schwarze Ellipse). Auf die realen Daten wurde ein Bandpassfilter mit 10-30 Hz angewendet, um dem Frequenzbereich der invertierten und vorwärtsmodellierten Daten zu entsprechen. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

6.5 Erhöhung der dominanten Frequenz der Quellensignale

Im quellnahen Bereich zeigen die bisherigen Inversionen keine gute Übereinstimmung zwischen synthetischen und realen Daten. Dabei sind die synthetischen Wellenzüge deutlich langwelliger. Die Erhöhung des Frequenzbereiches kann als Ergebnis kürzere Wellenlängen zur Folge haben. Daher wurde in einer weiteren Inversion der Frequenzbereich auf 10-40 Hz erhöht. Diese Inversion zeigte Ergebnisse, die größtenteils mit den Ergebnissen aus Abschnitt 6.3 übereinstimmten. Da die Übereinstimmung zwischen realen und synthetischen Daten ausschließlich im quellnahen Bereich sehr schlecht ist, werden im nächsten Schritt Parameter der Quelle geändert. Für die dominante Frequenz der Quelle wurde ein Wert von 20 Hz basierend auf dem Frequenzgehalt der gemessenen Quellensignale gewählt. In der nächsten Inversion wird dieser Wert verdoppelt und eine dominante Frequenz von 40 Hz für die Quellen ge-

wählt.

Für eine erhöhte dominante Frequenz von 40 Hz zeigen die invertierten Quellen keine neuen Ergebnisse. Die Schusspunkte 77, 81 und 82 zeigen eine Phasenverschiebung von $\frac{\lambda}{2}$ und alle weiteren Schüsse stimmen in Phase und Amplitude weitgehend überein. Die Ergebnisse der invertierten Quellen sind im Anhang B.3 sichtbar.

Für vereinzelte Schüsse zeigt sich gegenüber einer dominanten Frequenz von 20 Hz eine bessere Übereinstimmung zwischen realen und synthetischen Daten im quellnahen Bereich. In Abb. 6.11 sind die seismischen Daten für reale Messungen (schwarz), vorwärtsmodellerte (grün) und invertierte Daten (rot) dargestellt. Die markierte Spur im Bereich der Quelle (Abb. 6.11, blaue Ellipse) zeigt eine deutliche bessere Übereinstimmung zwischen realen und invertierten Daten im Vergleich zu einer dominanten Frequenz der Quellen von 20 Hz (Abschnitt 6.3). Für ferne Offsets ist weiterhin eine gute Übereinstimmung zu sehen.

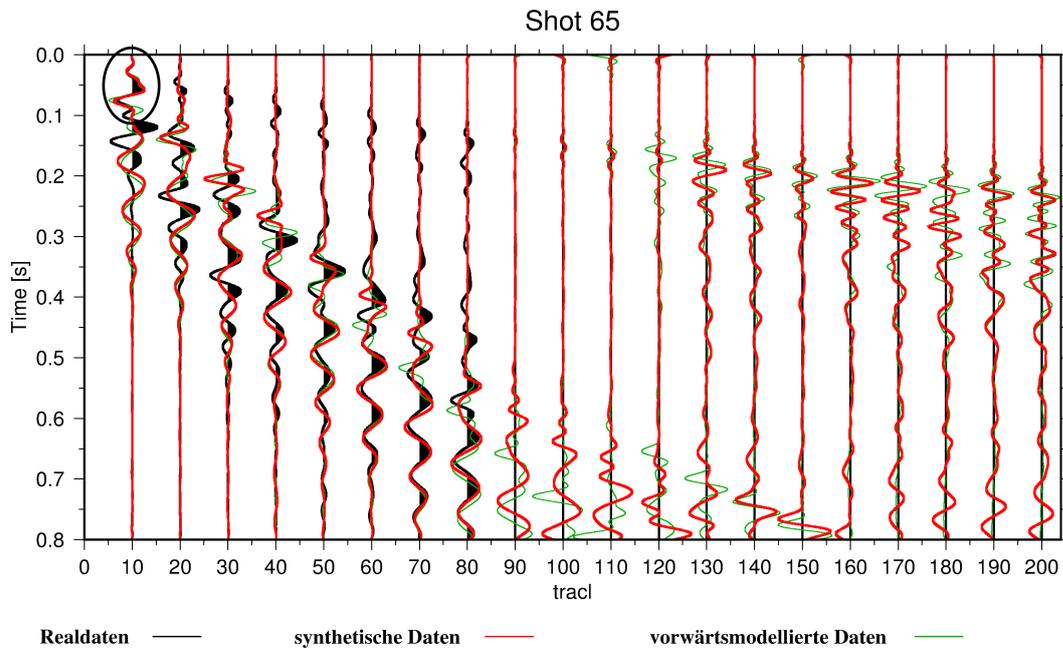


Abbildung 6.11: Datenbeispiel mit realen (schwarze Linien), vorwärtsmodellierten (grüne Linien) und invertierten Daten (rote Linien) für eine erhöhte dominante Quellsignalfrequenz von 40Hz. Im quellnahen Bereich ist eine verbesserte Übereinstimmung zu sehen, wie im markierten Bereich sichtbar (schwarze Ellipse). Auf die realen Daten wurde ein Bandpassfilter mit 10-40 Hz angewendet, um dem Frequenzbereich der invertierten und vorwärtsmodellierten Daten zu entsprechen. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

Für eine doppelte dominante Quellfrequenz zeigen sich ebenfalls veränderte invertierte Geschwindigkeitsmodelle. Die invertierten Geschwindigkeitsmodelle für P- und S-Wellen sind in Abb. 6.12 dargestellt. Im P-Wellenmodell sind zwei Niedrigge-

schwindigkeitszonen sichtbar (Abb. 6.12, graue Ellipsen), die ca. $300\text{-}500 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ niedrigere Geschwindigkeiten zeigen. Die beiden Zonen konnten mit einem horizontalen Gauss-Filter nicht eliminiert werden (Abschnitt 6.3). Die invertierten Geschwindigkeiten der S-Wellen zeigen dagegen einen alternierenden Charakter zwischen hohen und niedrigen Geschwindigkeiten (Abb. 6.12, schwarze Ellipse). Die Geschwindigkeitsänderung beträgt ca. $200\text{-}300 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ auf 30 m Länge.

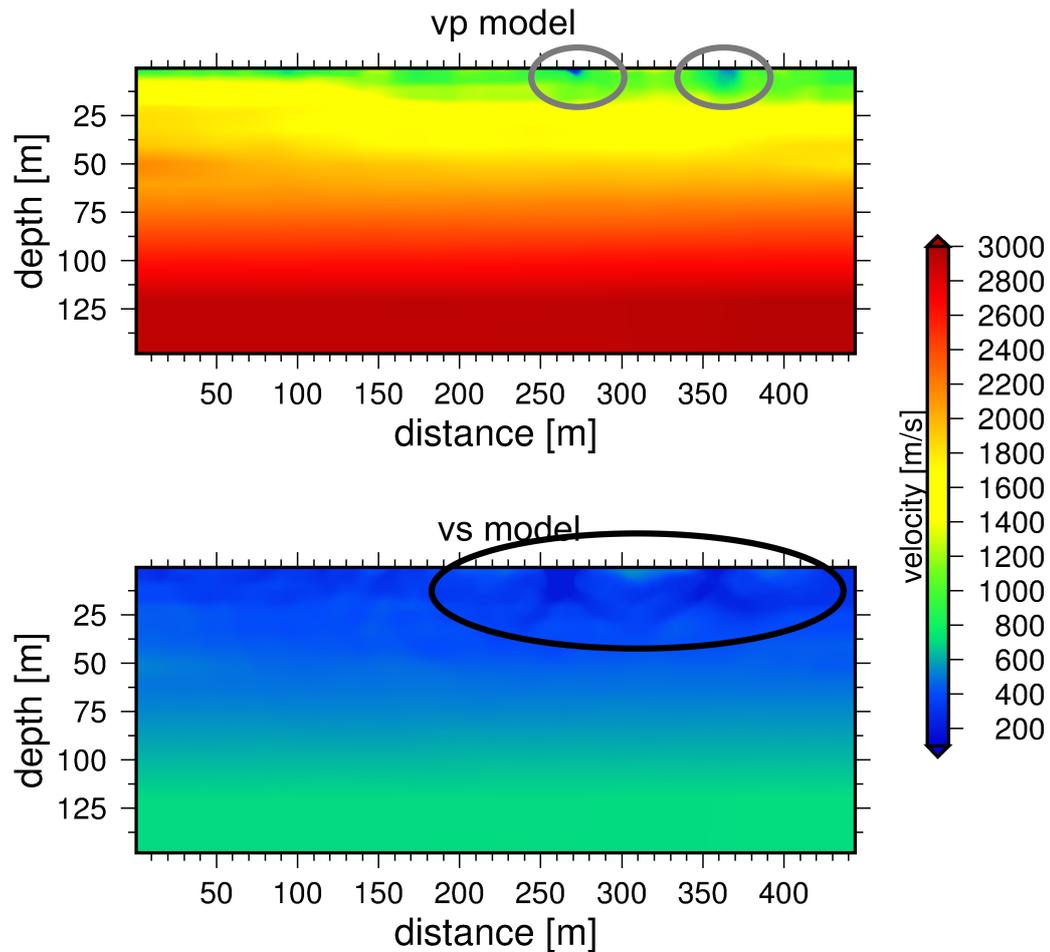


Abbildung 6.12: Dargestellt sind v_P - und v_S -Geschwindigkeiten für eine Wellenforminversion mit erhöhter dominanter Frequenz der Quellsignale von 40 Hz. Im Vergleich zur Inversion mit 20 Hz zeigen sich hier trotz horizontalem Gauss-Filter der Gradienten im v_P -Modell zwei Niedriggeschwindigkeitszonen (graue Ellipsen) mit um bis zu $500 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ verminderten Geschwindigkeiten. Im v_S -Modell sind abwechselnd hohe und niedrige Geschwindigkeiten sichtbar (schwarze Ellipse), wobei sich die Geschwindigkeit um bis zu $300 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ ändert.

7 Diskussion und Ausblick

7.1 Diskussion

Eine 2D-Wellenforminversion von Oberflächenwellen konnte erfolgreich mit Felddaten aus dem Cheb-Becken durchgeführt werden. In allen Inversionen wurde der Misfit zwischen realen und synthetischen Daten durch eine Wellenforminversion reduziert. Für P- und S-Wellengeschwindigkeiten zeigen sich Änderungen bis in Tiefen von ca. 75 m. Die Ergebnisse werden im Folgenden hinsichtlich der invertierten Quellsignale, der Übereinstimmung zwischen realen und synthetischen Daten sowie einer geologischen Interpretation betrachtet und diskutiert.

7.1.1 Einfluss invertierter Quellsignale

Für die erste Wellenforminversion (Abschnitt 6.2) mit Parametern, die aufgrund des Preprocessing (Abschnitt 5) gewählt wurden, zeigen drei invertierte Quellen eine Phasenverschiebung von π . Diese Phasenverschiebung geht einher mit Artefakten sowohl im Geschwindigkeitsmodell der P- als auch S-Wellen (Abb. 6.6). Im v_P -Modell sind die Artefakte erhöhter Wellengeschwindigkeiten räumlich begrenzt mit einer Größe von ca. 20 x 10 m, im v_S -Modell treten alternierend erhöhte und verminderte Wellengeschwindigkeiten auf. Unstimmigkeiten zeigen sich ebenfalls in der Quellsignalinversion durch eine Phasenverschiebung von drei Schusspunkten (Abb. 6.4). In Abb. 7.1 sind die Positionen der phasenverschobenen Quellen (rote Pfeile) und den Geschwindigkeitsmodellen gezeigt. Sowohl die Position der Niedriggeschwindigkeitszone im v_P -Modell (Abb. 7.1 (a), blau) als auch die oberflächennahen hohen S-Wellengeschwindigkeiten (Abb. 7.1 (b)) korrelieren mit den Positionen der phasenverschobenen Quellen.

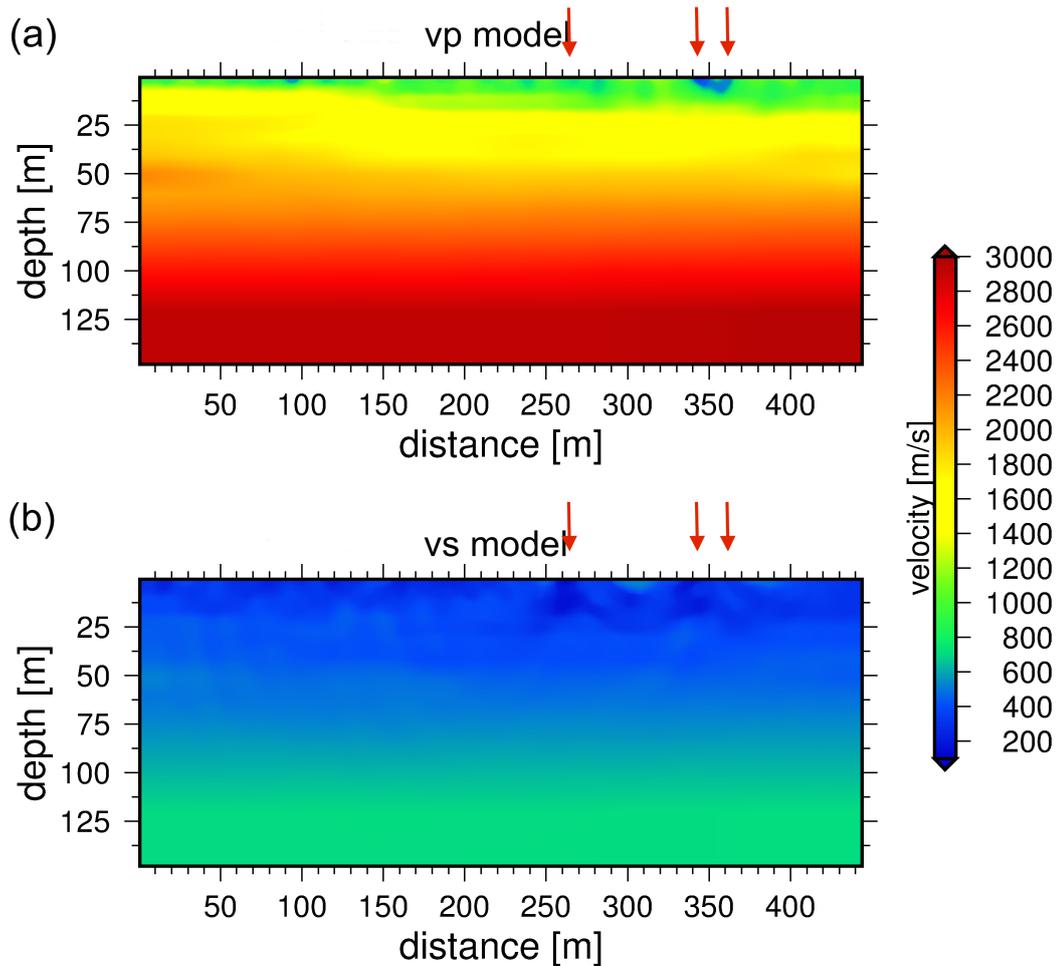


Abbildung 7.1: Die roten Pfeile zeigen die Positionen der phasenverschobenen invertierten Quellsignale an. Im v_P -Modell stimmt die Position zweier phasenverschobener Quellsignale mit der Position der Niedriggeschwindigkeitszone überein. Im v_S -Modell stimmen alle drei Positionen mit den Positionen verminderter Geschwindigkeiten überein. Die Modelle sind das Ergebnis der ersten Wellenforminversion ohne horizontalen Gauss-Filter für Gradienten.

Die Niedriggeschwindigkeitszone im v_P -Modell konnte allerdings im nächsten Schritt mittels horizontalem Gauss-Filter eliminiert werden (Abb. 6.7). Für die invertierten Quellsignale zeigte sich durch den Gauss-Filter keine Reduktion der Phasenverschiebung. Daher kann die Ursache der Artefakte im v_P -Modell nicht ausschließlich bei den phasenverschobenen Quellen liegen. Eine deutlich größere Abhängigkeit der Phasen der Quellsignale zu Wellengeschwindigkeiten zeigt sich im v_S -Modell, da die hohen bzw. niedrigen Geschwindigkeiten mittels Gauss-Filter nicht reduziert werden konnten und weiterhin Artefakte an den Positionen der phasenverschobenen Quellsignale auftreten (Abb. 7.2).

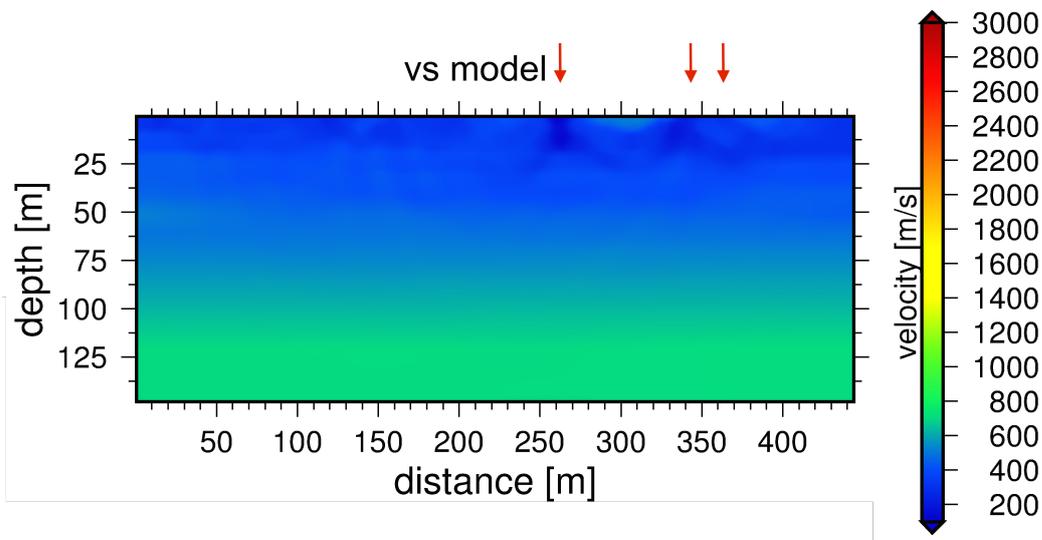


Abbildung 7.2: Zu sehen ist das v_S -Modell mit der Position phasenverschobener Quellsignale (rote Pfeile) nach einer Wellenforminversion mit horizontalem Gauss-Filter für Gradienten. Trotz Eliminierung der Niedriggeschwindigkeitszone im v_P -Modell mittels Gauss-Filter zeigt das v_S -Modell weiterhin deutlich niedrigere Geschwindigkeiten an den Positionen der phasenverschobenen Quellsignale.

Daher wurden in einem weiteren Schritt als logische Konsequenz die entsprechenden Schusspunkte sowohl für die Inversion der Quellen als auch für die Wellenforminversion nicht berücksichtigt. Wie die Ergebnisse zeigen, ändern sich die Geschwindigkeitsmodelle nur marginal (Anhang B.2). Es treten keine neuen Artefakte im v_P -Modell auf und die niedrigen Geschwindigkeiten im v_S -Modell an den Positionen der (in dieser Inversion) nicht berücksichtigten Schusspunkte sind weiterhin vorhanden. Daraus kann geschlossen werden, dass auch die niedrigen Geschwindigkeiten der S-Wellen nicht direkt durch die Phasenverschiebung der Quellsignale beeinflusst werden. Allerdings zeigt sich durch die Eliminierung der entsprechenden Schusspunkte, dass die Quellsignalinversion nicht für jeden Schusspunkt einzeln durchgeführt wird, sondern die Quellsignale während der Inversion miteinander verknüpft sind. Durch das Entfernen einzelner Schusspunkte bei der Quellsignalinversion verändert sich die Amplitude der übrigen Quellsignale.

Im letzten Schritt wurde die dominante Quellfrequenz auf 40 Hz erhöht und die Inversion wieder für alle 21 Schusspunkte durchgeführt, was zur Folge hatte, dass erneut Artefakte mit erniedrigten Geschwindigkeiten im v_P -Modell aufgetreten sind (Abb. 7.3). Das v_S -Modell hat sich nur unwesentlich verändert (Anhang B.3). Die Phasenverschiebung der drei invertierten Quellen konnte ebenfalls nicht behoben werden. Wie in Abb. 7.3 sichtbar ist, stimmt hier die Position der Niedriggeschwindigkeits-

zonen nicht exakt mit der Position der Schusspunkte mit phasenverschobenen Quellsignalen überein. Daraus kann geschlossen werden, dass diese erneut auftretenden Artefakte eine andere Ursache haben als die Niedriggeschwindigkeitszone aus der ersten Wellenforminversion (Abb. 7.1).

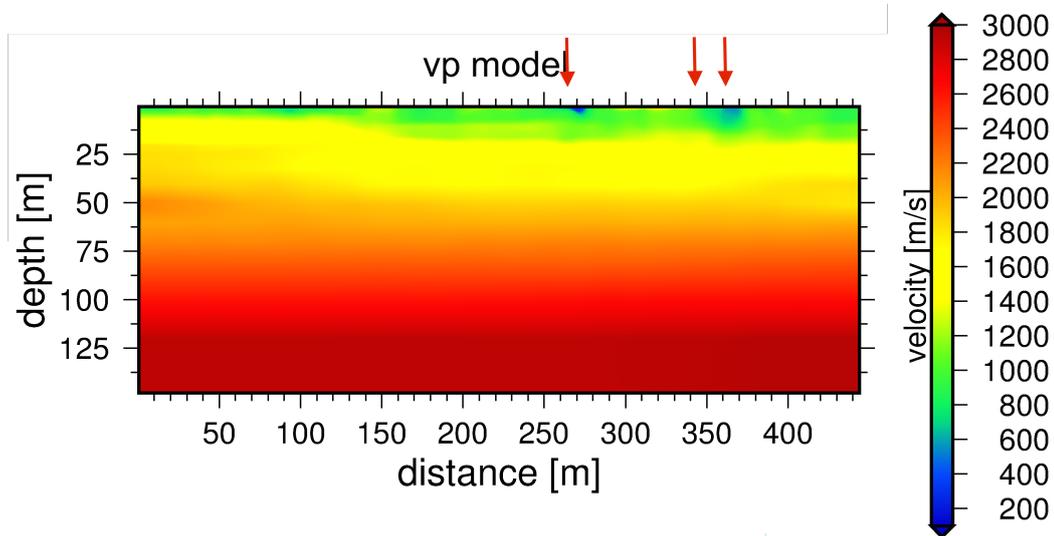


Abbildung 7.3: Durch das Erhöhen der dominanten Quellfrequenz auf 40 Hz treten erneut Niedriggeschwindigkeitszonen im v_P -Modell auf. Die Position dieser Artefakte stimmt nicht exakt mit der Position der Schusspunkte mit phasenverschobenen Quellsignalen überein (rote Pfeile).

Betrachtet man die synthetischen Daten für einen Schuss mit phasenverschobenem Quellsignal, zeigt sich, dass für ferne Offsets dennoch eine gute Übereinstimmung zu den realen Daten besteht (Abb. 7.4). Ebenfalls unerwartet ist eine bessere Übereinstimmung für den quellnahen Bereich der invertierten Daten im Vergleich zu den vorwärtsmodellierten Daten trotz mehrerer Artefakte in den Geschwindigkeitsmodellen und einer Phasenverschiebung der Quellsignale. Dies spricht eher für die Richtigkeit der Phasenverschiebung. Diese Beobachtung gilt für alle drei Schusspunkte mit phasenverschobenen Quellsignalen.

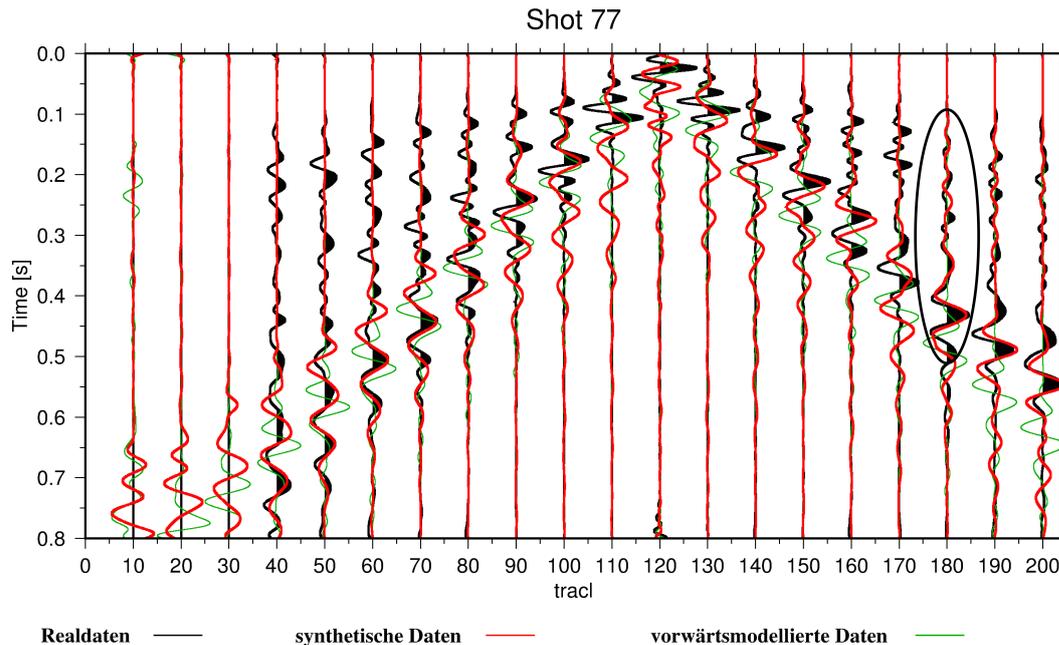


Abbildung 7.4: Gezeigt ist ein Schusspunkt, bei dem im invertierten Quell-signal eine Phasenverschiebung von 180° sichtbar ist. Trotz dieser Phasenverschiebung und Artefakten in den Geschwindigkeitsmodellen stimmen reale und synthetische Daten teilweise sehr gut überein (z.B. schwarze Ellipse). Das Datenbeispiel ist das Ergebnis der Wellenforminversion mit einer dominanten Quellfrequenz von 40 Hz. Auf die realen Daten wurde ein Bandpassfilter mit 10-40 Hz angewendet, um dem Frequenzbereich der invertierten und vorwärtsmodellierten Daten zu entsprechen. Die Daten sind spurnormiert dargestellt.

Es kann festgehalten werden, dass die Inversion der Quellsignale erfolgreich durchgeführt werden konnte und 18 der 21 Quellen einheitliche Wellenzüge besitzen. Allerdings ist bei drei Quellen eine Phasenverschiebung von π sichtbar, der mittels geeigneter Parameter nicht behoben werden kann. Der Einfluss der phasenverschobenen Quellsignale auf die Ergebnisse der Wellengeschwindigkeiten kann nicht abschließend geklärt werden, da die Artefakte scheinbar unabhängig von den phasenverschobenen Quellen auftreten, obwohl die Positionen der Artefakte mit denen der betroffenen Quellen übereinstimmen. Weiterhin sprechen die invertierten seismischen Daten für eine Richtigkeit der Phasenverschiebung, da eine gute Übereinstimmung im Bereich ferner Offsets besteht und eine Verbesserung gegenüber der Vorwärtsmodellierung sichtbar ist.

7.1.2 Übereinstimmung realer und synthetischer Daten

Mittels Wellenforminversion konnte die Übereinstimmung synthetischer und realer Daten im Vergleich zu den vorwärtsmodellierten Daten (mit den Startmodellen) verbessert werden. Dabei muss zwischen nahen und fernen Offsets unterschieden

werden. Für ferne Offsets konnte in allen Wellenforminversionen eine gute Übereinstimmung zwischen realen und invertierten Daten erzielt werden. Dabei nehmen sowohl Gradienten-Filter als auch die Erhöhung der Inversionsfrequenzen und dominanten Frequenz der Quelle kaum Einfluss auf die synthetischen Daten. Gleiches gilt überraschenderweise auch für die Quellsignale. Eine Phasenverschiebung einzelner Quellen zeigt keinen großen Einfluss auf die Übereinstimmung in Bereichen ferner Offsets. Wesentlich komplexer ist die Betrachtung synthetischer Daten im quellnahen Bereich. Dort scheint die Wahl der dominanten Frequenz der Quellen eine große Rolle zu spielen. Die dominante Frequenz beeinflusst vornehmlich das Amplitudenspektrum, das bei einer doppelten dominanten Frequenz noch 10 % der Maximalamplitude besitzt (*DENISE - User manual*). Somit kann der Anteil der kurzwelligen Phasen erhöht werden. Weitere Inversionen zeigten, dass oberhalb einer dominanten Frequenz von 40 Hz keine weiteren Veränderungen in der Übereinstimmung realer und synthetischer Daten auftritt. Daher werden diese Inversionen hier nicht gezeigt.

7.1.3 Geologische Interpretation

Die geologische Interpretation ist aufgrund der auftretenden Artefakte und phasenverschobenen Quellsignale kritisch zu betrachten. Eine geologische Interpretation der Niedriggeschwindigkeitszone im v_P -Modell ist nicht möglich, da die Ursache für diese Zone nicht abschließend geklärt ist.

Wie in Abschnitt 2.3 beschrieben wurde, konnten bisherige Forschungsergebnisse Störungen in Tiefen von 200-400 m lokalisieren. Mittels Wellenforminversion der Oberflächenwellen zeigen sich in den invertierten Geschwindigkeitsmodellen keine weiteren Störungszonen. Daher können die Ergebnisse von Halpaap (2014) bestätigt werden. Demnach zeigt das Teilprofil den Rand einer quaternären Sedimentauffüllung, gefolgt von der Vildstejn- und Cypris-Formation (Abb. 7.5).

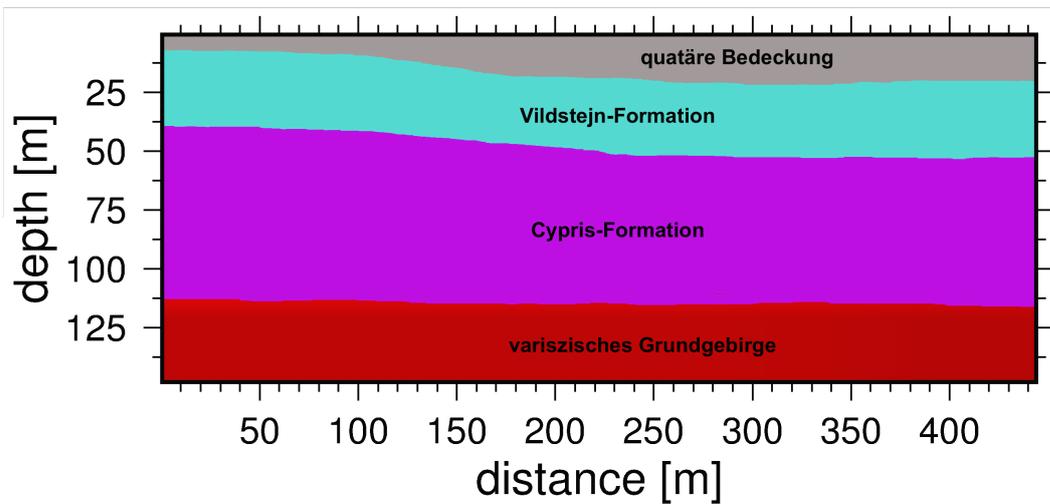


Abbildung 7.5: Dargestellt ist die geologische Interpretation des v_P -Modells auf Basis der Wellenforminversion mit einer dominanten Quellfrequenz von 40 Hz. Die Interpretation ist eine grobe Einschätzung der geologischen Verhältnisse im Untergrund. Eine genaue Aussage über den Untergrund kann aufgrund von Artefakten in den Geschwindigkeitsmodellen, deren Ursache nicht abschließend geklärt ist, nicht vorgenommen werden. Die geologischen Einheiten entsprechen den Formationen nach Peterek et al. (2011). Die Vildstejn-Formation würde im gewählten Abschnitt des Teilprofils demnach eine Mächtigkeit von ca. 25 m besitzen, die Cypris-Formation eine Mächtigkeit von 75 m und die quaternäre Bedeckung schwankt zwischen 10 m und 20m. In die Geschwindigkeitsmodelle kann der Rand eines quaternären Sedimentbeckens interpretiert werden.

7.2 Ausblick

Wie die Diskussion gezeigt hat, sind einige Fragen bezüglich der Quellsignale nicht abschließend geklärt. Die Ursache für eine schlechte Übereinstimmung zwischen realen und synthetischen Daten im quellnahen Bereich wurde nicht gefunden ebenso wie die Ursache für die Phasenverschiebung dreier Quellsignale. Es ist denkbar, dass die physikalische Beschreibung der Quelle in DENISE für die Verwendung einer SISSY überarbeitet werden muss. Wie in Abschnitt 3.1 beschrieben breiten sich die Wellen bei einer Zündung der SISSY nicht gleichmäßig radial aus sondern durch vier horizontale und ein vertikales Loch in der Vorrichtung. Die schlechte vertikale Ankopplung durch das Bohrloch Richtung Erdoberfläche kann auch durch den Packer nicht ausgeglichen werden. Dadurch kann eine wesentlich komplexere Beschreibung der Quelle entstehen, die Ursache für die schlechte Übereinstimmung im quellnahen Bereich ist.

Eine mögliche Ursache für die Artefakte in den invertierten Geschwindigkeitsmodellen kann in einem schlechten Startmodell liegen. Eine Optimierung der Startmodelle könnte bessere Ergebnisse sowohl für invertierte Geschwindigkeiten als auch für synthetische Daten liefern.

Um die Quellsignalinversion besser kontrollieren zu können, ist eine frei definierbare Offset-Wichtung von Vorteil. Bisher kann ausschließlich über eine e-Funktion eine Wichtung vorgenommen werden und einzelne Spuren über das „trace-kill file“ nicht berücksichtigt werden. Durch die Wahl eines Offset-Bereichs und eine geeignete Wichtung könnte die Quellsignalinversion verbessert werden und eventuell eine Phasenverschiebung reduziert werden, da ferne Offsets weniger berücksichtigt werden für die Inversion der Quellsignale.

Literatur

- Babuska, V. und J. Plomerova (2013). »Boundaries of mantle-lithosphere domains in the Bohemian Massif as extinct exhumation channels for high-pressure rocks«. *Gondwana Research*, Bd. 23, S. 973–987.
- Babuska, V., J. Plomerova und T. Fischer (2007). »Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): A possible correlation with a paleoplate junction«. *J. of Geodynamics*, Bd. 44, S. 149–159.
- Bankwitz, P., G. Schneider, H. Kämpf und E. Bankwitz (2003). »Structural characteristics of epi- central areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic)«. *J. Geodyn.* Bd. 35, S. 5–32.
- Bohlen, T. (1998). »Viskoelastische FD-Modellierung seismischer Wellen zur Interpretation gemessener Seismogramme«. Diss. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- (2002). »Parallel 3-D viscoelastic finite difference seismic modelling«. *Comput. Geosci.* Bd. 28, S. 887–899.
- Bräuer, K., H. Kämpf, S. Niedermann, G. Strauch und J. Tesar (2008). »Natural laboratory NW Bohemia: Comprehensive fluid studies between 1992 and 2005 used to trace geodynamic processes«. *Geochem., Geophys., Geosys.* Bd. 9(4), Q04018.
- Bretonneau, F., R. Brossier, D. Leparoux, O. Abraham und J. Virieux (2013). »2D elastic full- waveform imaging of the near-surface: application to synthetic and physical modelling data sets«. *Near Surface Geophysics*, Bd. 11(3), S. 307–316.
- Choi, Y und T Alkhalifah (2012). »Application of multi-source waveform inversion to marine streamer data using the global correlation norm«. *Geophysical Prospecting*, Bd. 60, S. 748–758.
- Emmert, U., G. v. Horstig und G. Stettner (2007). »Geologische Uebersichtskarte 1:200000«. Hrsg. von German Federal Institute for Geosciences und Natural Resources. German Federal Institute for Geosciences und Natural Resources, Hannover.
- Fiala, J. und Z. Vejnar (2004). »The lithology, geochemistry, and metamorphic gradation of the crystalline basement of the Cheb (Eger) Tertiary Basin, Saxothuringian Unit«. *Bull. Geosci.* Bd. 79, S. 41–52.
- Fischer, T. und J. Horalek (2003). »Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia / Vogtland seismoactive region: period 1985-2001«. *J. of Geodynamics*, Bd. 35, S. 125–144.

- Fischer, T. und J. Michalek (2008). »Post 2000-swarm microearthquake activity in the principal focal zone of West Bohemia/Vogtland: space-time distribution and waveform similarity analysis«. *Stud. Geophys. Geod.* Bd. 52, S. 493–511.
- Fischer, T., J. Horalek, P. Hrubcova, V. Vavrycuk, K. Bräuer und H. Kämpf (2014). »Intra-continental earthquake swarms in West-Bohemia and Vogtland: A review«. *Tectonophysics*, Bd. 611, S. 1–27.
- Flehsig., C., T. Fabig, C. Rücker und C. Schütze (2010). »Goelectrical investigations in the Cheb Basin/W-Bohemia: an approach to evaluate the near-surface conductivity structure«. *Stud. Geophys. Geod.* Bd. 54, S. 443–463.
- Forbriger, T. (2001). »Inversion flachseismischer Wellenfeldspektren«. Diss. Institut für Geophysik, Universität Stuttgart.
- (2003). »Inversion of shallow-seismic wavefields: Part I and II«. *Geophys. J. Int.* Bd. 153(3), S. 719–752.
- Forbriger, T., L. Groos und M. Schäfer (2014). »Line-source simulation for shallow-seismic data. Part 1: Theoretical background«. *Geophys. J. Int.* Bd. 198(3), S. 1387–1404.
- Groos, L. (2013). »2D full waveform inversion of shallow seismic Rayleigh waves«. Diss. Karlsruher Institut für Technologie.
- Halpaap, F. (2014). »Seismic Structure of the Cheb Basin from a Reflection Survey«. Masterarbeit. Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Köhn, D. (2011). »Time domain 2D elastic full waveform tomography«. Diss. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Köhn, D., D. De Nil, A. Kurzmann, L. Groos, M. Schäfer und S. Heider. *DENISE - User manual*. URL: http://www.gpi.kit.edu/downloads/manual_DENISE.pdf.
- Komatitsch, D. und R. Martin (2007). »An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for the seismic wave equation«. *Geophysics*, Bd. 72(5,2), SM155–SM167.
- LIAG. *SISSY*. URL: <https://www.liag-hannover.de/s/s1/a1/sissy.html>.
- Levander, A. R. (1988). »Fourth order finite-difference P-SV seismograms«. *Geophysics*, Bd. 53(11), S. 1425–1436.
- Malkovsky, M. (1987). »The Mesozoic and the Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution«. *Tectonophysics*, Bd. 137, S. 31–42.
- Martin, R. und D. Komatitsch (2009). »An unsplit convolutional perfectly matched layer technique improved at grazing incidence for the viscoelastic wave equation«. *Geophys. J. Int.* Bd. 179(1), S. 333–344.
- Mora, P. (1987). »Nonlinear two-dimensional elastic inversion of multioffset seismic data«. *Geophysics*, Bd. 52(9), S. 1211–1228.

- Müller, G. (2007). *Theory of elastic waves*. Samizdat Press.
- Nocedal, J. und S. J. Wright (1999). *Numerical Optimization*. Springer, New York.
- Peterek, A., C.-D. Reuther und R. Schunk (2011). »Neotectonic evolution of the Cheb Basin (Northwestern Bohemia, Czech Republic) and its implications for the late Pliocene to Recent crustal deformation in the western part of the Eger Rift«. *Z. geol. Wiss.* Bd., S. 335–365.
- Robertsson, J. O. A., J. O. Blanch und W. W. Symes (1994). »Viscoelastic finite-difference modeling«. *Geophysics*, Bd. 59(9), S. 1444–1456.
- Romdhane, G., G. Grandjean, R. Brossier, F. Rejiba, S. Operto und J. Virieux (2011). »Shallow- structure characterization by 2D elastic full-waveform inversion«. *Geophysics*, Bd. 76(3), R81–R93.
- Schäfer, M. (2014). »Application of full-waveform inversion to shallow-seismic Rayleigh waves on 2D structures«. Diss. Karlsruher Instituts für Technologie.
- Skvor, V. und V. Sattiran (1974). *Geological Map of Czech Republic 1:50.000*. Cheb. Czech Geological Survey, Prague.
- Spicakova, L., D. Ulicny und G. Koudelkova (2000). »Tectonosedimentary Evolution of the Cheb Basin (NW Bohemia, Czech Republic) between Late Oligocene and Pliocene: A Preliminary Note«. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Bd. 44/4, S. 556–580.
- Tarantola, A. (1988). »Theoretical background for the inversion of seismic waveforms including elasticity and attenuation«. *Pure Appl. Geophys.* Bd. 128(1), S. 365–399.
- Tonn, R. (1991). »The determination of the seismic quality factor q from vsp data: A comparison of different computational methods«. *Geophysical Prospecting*, Bd. 39, S. 1–27.
- Tran, K. und M. McVay (2012). »Site characterization using Gauss-Newton inversion of 2-D full seismic waveform in the time domain«. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* Bd. 43, S. 16–24.
- Virieux, J. (1986). »P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method«. *Geophysics*, Bd. 51(4), S. 889–901.
- Wathelet, M., D. Jongsmans und M. Ohrnberger (2004). »Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements«. *Near Surface Geophysics*, Bd. 2(4), S. 211–221.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Tektonische Struktur des böhmischen Massivs	5
2.2	Geologische Karte des Untersuchungsgebietes	7
2.3	Geologischer Querschnitt im Cheb-Becken	8
3.1	Abbildung der Explosionsquelle SISSY	11
3.2	Bisherige Forschungsergebnisse des seismischen Messprofils	12
3.3	Seismische Datenbeispiele	14
3.4	Frequenzabhängiges Amplitudenspektrum der Messdaten	15
3.5	Frequenzabhängiges Amplitudenspektrum einer Quelle	16
4.1	Aufbau eines Standard Staggered Grids	20
4.2	Definition des Koordinatensystems	22
4.3	Workflow DENISE	27
5.1	Datenbeispiel zum Fenster von Rauschen	30
5.2	Datenbeispiel zur 3D/2D-Transformation	31
5.3	Spektraldivision am Beispiel von Schusspunkt 73	32
5.4	Dispersionsanalyse exemplarisch an vier Schüssen	34
5.5	Startmodelle für die Wellenforminversion	36
6.1	Frequenzabhängigkeit des Qualitätsfaktors	38
6.2	Radialer Gradiententaper um Schusspunkte	39
6.3	Abnahme des L2-Misfits für eine erste Wellenforminversion	40
6.4	Invertierte Quellsignale für eine erste Wellenforminversion	41
6.5	Vergleich von realen und synthetischen Daten	42
6.6	Invertierte Modelle für P- und S-Wellengeschwindigkeit sowie Dichte	43
6.7	Invertierte P-Wellengeschwindigkeiten nach Anwendung eines Gauss- Filters auf Gradienten	44
6.8	Datenbeispiel nach Anwendung eines Gauss-Filters auf Gradienten	45
6.9	Invertierte Quellsignale für 18 Schusspunkte	46
6.10	Datenbeispiel für Inversion mit weniger Schusspunkten	47
6.11	Datenbeispiel nach Inversion mit erhöhter dominanter Frequenz der Quellsignale	48

6.12	Invertierte Geschwindigkeitsmodelle für erhöhte dominante Quellsignalfrequenz	49
7.1	Korrelation invertierter Quellsignale mit Geschwindigkeitsmodellen .	51
7.2	S-Wellenmodell mit Position invertierter Quellsignale	52
7.3	Korrelation phasenverschobener Quellsignale mit P-Wellenmodell für 40 Hz dominante Quellfrequenz	53
7.4	Seismische Daten für phasenverschobenes Quellsignal	54
7.5	Geologische Interpretation des Geschwindigkeitsmodells	56

Tabellenverzeichnis

5.1	Berechnung des Qualitätsfaktors mittels Spektraldivision	33
5.2	Abgelesene S-Wellengeschwindigkeiten mittels Dispersionsanalyse . .	35

Symbolverzeichnis

σ	Spannung
$\sigma_{xx,yy}$	Normalspannung
σ_{xy}	Scherspannung
ϵ	Dehnung
c	elastische Konstanten
λ, μ	Lamé-Konstanten
Θ	Dilatation
δ_{ij}	Kronecker-Symbol
E	Young-Modul
ν	Poissonzahl
$\dot{\Psi}_{p,s}$	Relaxationsfunktionen für P- und S-Wellen
ρ	Dichte
u	Partikelbewegung
f_i	Volumenkraftdichte
$v_{p,s}$	Geschwindigkeit für P- und S-Welle
Δx	räumlicher Abstand zweier Gridpunkte
Δt	Sample-Intervall
L	Potential
M'_0	seismisches Linienmoment
l	Länge der Linienquelle
$s(t)$	dimensionslose Quell-Zeit-Funktion
$\delta(x), \delta(y)$	δ -Funktionen
$m(v_P, v_S, \rho)$	Modell-Parameter
E	Misfit-Funktion
$d_j(\vec{x}_r, t)$	beobachtete Partikelbewegung der j-ten Komponente am Punkt \vec{x}_r
$s_j(\vec{x}_r, t, \vec{m})$	synthetische Partikelbewegung mit zugehörigem Modell-Parameter \vec{m}
n_r	Anzahl der Empfänger
n_c	Zahl der Komponenten
T	Messdauer
$\frac{\partial E}{\partial m_k}$	adjungierte Quellen
$\Delta v_P, \Delta v_S, \Delta rho$	Modell-Update
$max[a]$	Maximum des absoluten Wertes des Vektors a
α	Schrittweite

ε	skalärer Faktor
t	Laufzeit der Welle
F_{amp}	Amplitudenfaktor
r	Quell-Empfänger-Abstand
v_{ph}	Phasengeschwindigkeit
n	Spurnummer
n_{max}	maximale Spurnummer
n_q	Spurnummer der Quellposition
x_{off}	Offset
m	Steigung
t_y	Zeit des Ordinatenabschnittes
$A(\omega)$	Amplitudenspektrum
ω	Kreisfrequenz
f	Frequenz
c	Wellengeschwindigkeit
λ	Wellenlänge
Q	Qualitätsfaktor
d	Tiefe
dh	Gridabstand
n_{FD}	FD-Ordnung
f_c	mittlere Quell-Frequenz
h	Faktor abhängig von n_{FD}
dt	Samplerate
F_{1-3}	Relaxationsfrequenzen
τ	Wert zur Berechnung des Qualitätsfaktors Q

Abkürzungsverzeichnis

BM	Böhmisches Massiv
CB	Cheb-Becken
CPML	convolutional perfectly matched layers
DENISE	subwavelength DEtail resolving Nonlinear Iterative SEismic inversion
EG	Eger-Graben
ER	Eger-Rift
FD	Finite Differenzen
MD	Moldanubikum
MLF	Mariánské-Lázne-Störung
MS-SI	Moravo-Silesische Einheit
NK	Nový Kostel
PPZ	Pocátky-Plesná-Zone
RLRZ	Regensburg-Leipzig-Rostock-Zone
SISSY	Seismic Impulse Source SYstem
SSG	Standard Staggered Grid
ST	Saxothuringikum
TB	Tepla-Barrandium

A json-Datei für Parameterwahl

```
#-----  
#       JSON PARAMETER FILE FOR DENISE  
#-----  
# description:  
# description/name of the model: 2 layer example, model grid created  
# by ../genmod/2layer.c  
#  
{  
  "Domain Decomposition" : "comment",  
    "NPROCX" : "8",  
    "NPROCY" : "8",  
  
  "FD order" : "comment",  
    "FDORDER" : "2",  
    "MAXRELEROR" : "0",  
  
  "2-D Grid" : "comment",  
    "NX" : "888",  
    "NY" : "296",  
    "DH" : "0.5",  
  
  "Time Stepping" : "comment",  
    "TIME" : "0.8",  
    "DT" : "5.0e-05",  
  
  "Source" : "comment",  
    "QUELLART" : "4",  
    "QUELLART values:  
ricker=1;fumue=2;from_SIGNAL_FILE=3;SIN**3=4;Gaussian_deriv=5" :  
  "comment",  
    "QUELLART values:  
Spike=6;from_SIGNAL_FILE_in_su_format=7;integral_of_SIN**3=8" :  
  "comment",  
    "SIGNAL_FILE" : "./STF/stf.su",  
  
    "QUELLTYP" : "1",  
    "QUELLTYP values (point_source):  
explosive=1;force_in_x=2;force_in_y=3;rotated_force=4" : "comment",  
  
    "SRCREC" : "1",  
    "SRCREC values : read source positions  
from SOURCE_FILE=1, PLANE_WAVE=2" : "comment",  
  
    "SOURCE_FILE" : "./source/  
sources_ep65-85.dat",  
  
    "RUN_MULTIPLE_SHOTS" : "1",  
  
    "PLANE_WAVE_DEPTH" : "0.0",  
    "PHI" : "0.0",  
    "TS" : "0.032",  
  
  "Model" : "comment",  
    "READMOD" : "1",
```

```

"MFIL" : "model/
ep65-85_resampled0.5-0.5_PML",
"Free Surface" : "comment",
"FREE_SURF" : "1",
"PML Boundary" : "comment",
"FW" : "20",
"DAMPING" : "600.0",
"FPML" : "31.25",
"BOUNDARY" : "0",
"npower" : "4.0",
"k_max_PML" : "8.0",
"Receiver" : "comment",
"SEISMO" : "1",
"READREC" : "1",
"REC_FILE" : "./receiver/rec-
position_ep65-85.dat",
"REFRECX, REFRECY" : "0.0 , 0.0",
"XREC1, YREC1" : "24.00 , 0.00",
"XREC2, YREC2" : "420.00 , 0.00",
"NGEOPH" : "4",
"Seismograms" : "comment",
"NDT" : "1",
"SEIS_FORMAT" : "1",
"SEIS_FILE_VX" : "su/DENISE_x.su",
"SEIS_FILE_VY" : "su/DENISE_y.su",
"SEIS_FILE_CURL" : "su/DENISE_rot.su",
"SEIS_FILE_DIV" : "su/DENISE_div.su",
"SEIS_FILE_P" : "su/DENISE_p.su",
"Q-approximation",
"L" : "3",
"FL1" : "0.6130",
"FL2" : "7.7069",
"FL3" : "71.3369",
"TAU" : "0.0432",
"F_REF" : "100.00",
"Snapshots" : "comment",
"SNAP" : "0",
"TSNAP1" : "2.7e-3",
"TSNAP2" : "6.0",
"TSNAPINC" : "0.12",
"IDX" : "1",
"IDY" : "1",
"SNAP_FORMAT" : "3",
"SNAP_FILE" : "./snap/waveform_forward",
"Receiver array" : "comment",
"REC_ARRAY" : "0",
"REC_ARRAY_DEPTH" : "70.0",

```

```

"REC_ARRAY_DIST" : "40.0",
"DRX" : "4",

"Monitoring the simulation" : "comment",
"LOG_FILE" : "log/2layer.log",
"LOG" : "1",

"Checkpoints" : "comment",
"CHECKPTREAD" : "0",
"CHECKPTWRITE" : "0",
"CHECKPTFILE" : "tmp/checkpoint_fdveps",

"General inversion parameters" : "comment",
"ITERMAX" : "60",
"DATA_DIR" : "su/measured_data/
DENISE_real",
"INVMAT1" : "1",
"INVMAT" : "0",
"INVTYP" : "2",
"QUELLTYPB" : "2",
"MISFIT_LOG_FILE" : "L2_LOG.dat",
"VELOCITY" : "1",

"Inversion for density" : "comment",
"INV_RHO_ITER" : "0",

"Inversion for Vp" : "comment",
"INV_VP_ITER" : "0",

"Inversion for Vs" : "comment",
"INV_VS_ITER" : "0",

"Minimum Vp/Vs-ratio" : "comment",
"VP_VS_RATIO" : "1.5",

"Limited update of model parameters in reference to the starting
model" : "comment",
"S" : "0",
"S_VS" : "0.0",
"S_VP" : "0.0",
"S_RHO" : "0.0",

"Output of inverted models" : "comment",
"INV_MODELFILE" : "model/syn_model",
"nfstart" : "2",
"nf" : "2",

"Output of gradients" : "comment",
"JACOBIAN" : "jacobian/
jacobian_gradients",
"nfstart_jac" : "2",
"nf_jac" : "2",

```

```

"Hessian and Gradient-Method" : "comment",
    "HESSIAN" : "0",
    "FC_HESSIAN" : "100",
    "ORDER_HESSIAN" : "4",
    "TSHIFT_back" : "0.0",
    "GRAD_METHOD" : "1",

"Gradient calculation" : "comment",
    "LNORM" : "7",
    "LNORM values: L1 norm=1, L2 norm=2,
Cauchy=3, SECH=4, Global correlation=5, normalized L2 norm=7,
Envelope-based norm=8" : "comment",
    "NORMALIZE" : "0",
    "DTINV" : "1",
    "WATERLEVEL_LNORM8" : "0.0",

"Step length estimation" : "comment",
    "EPS_SCALE" : "0.02",
    "STEPMAX" : "5",
    "SCALEFAC" : "5.0",
    "TESTSHOT_START , TESTSHOT_END ,
TESTSHOT_INCR" : "1 , 21 , 4",

"Termination of the programme" : "comment",
    "PRO" : "0.01",

"Minimum number of iteration per frequency" : "comment",
    "MIN_ITER" : "0",

"Cosine taper" : "comment",
    "TAPER" : "0",
    "TAPERLENGTH" : "10",

"Definition of gradient taper geometry" : "comment",
    "SWS_TAPER_GRAD_VERT" : "0",
    "SWS_TAPER_GRAD_HOR" : "0",
    "GRADT1 , GRADT2 , GRADT3 , GRADT4" : "5 ,
15 , 490 , 500",
    "SWS_TAPER_GRAD_SOURCES" : "0",
    "SWS_TAPER_CIRCULAR_PER_SHOT" : "1",
    "SRTSHAPE" : "1",
    "SRTRADIUS" : "5.0",
    "FILTSIZE" : "1",
    "SWS_TAPER_FILE" : "0",
    "SWS_TAPER_FILE_PER_SHOT" : "0",
    "TAPER_FILE_NAME" : "taper.bin",
    "TAPER_FILE_NAME_U" : "taper_u.bin",
    "TAPER_FILE_NAME_RHO" : "taper_rho.bin",

"Definition of smoothing (spatial filtering) of the gradients" :
"comment",
    "SPATFILTER" : "0",
    "SPAT_FILT_SIZE" : "10",

```

```

        "SPAT_FILT_1" : "1",
        "SPAT_FILT_ITER" : "0",

"Definition of smoothing the gradients with a 2D-Gaussian filter" :
"comment",
        "GRAD_FILTER" : "1",
        "FILT_SIZE_GRAD" : "20",
        "GRAD_FILT_WAVELENGTH" : "0",
        "A" : "1.0",

"Upper and lower limits for model parameters" : "comment",
        "VPUPPERLIM" : "3500",
        "VPLOWERLIM" : "100",
        "VSUPPERLIM" : "3000",
        "VLOWERLIM" : "100",
        "RHOUpperLIM" : "4000",
        "RHOLowerLIM" : "0",

"Definition of smoothing the models vp and vs" : "comment",
        "MODEL_FILTER" : "1",
        "FILT_SIZE" : "4",

"Definition of inversion for source time function" : "comment",
        "INV_STF" : "1",
        "PARA" : "fdlsq:tshift=0.0",
        "N_STF" : "5",
        "N_STF_START" : "1",
        "TRKILL_STF" : "1",
        "TRKILL_FILE_STF" : "./trace_kill/
trace_kill_STF.dat",

"Frequency filtering during inversion" : "comment",
        "TIME_FILT" : "1",
        "FC_START" : "15.0",
        "FC_END" : "30.0",
        "FC_INCR" : "2.5",
        "ORDER" : "2",
        "ZERO_PHASE" : "0",
        "FREQ_FILE" : "frequencies.dat",

"Trace killing" : "comment",
        "TRKILL" : "1",
        "TRKILL_FILE" : "./trace_kill/
trace_kill.dat",

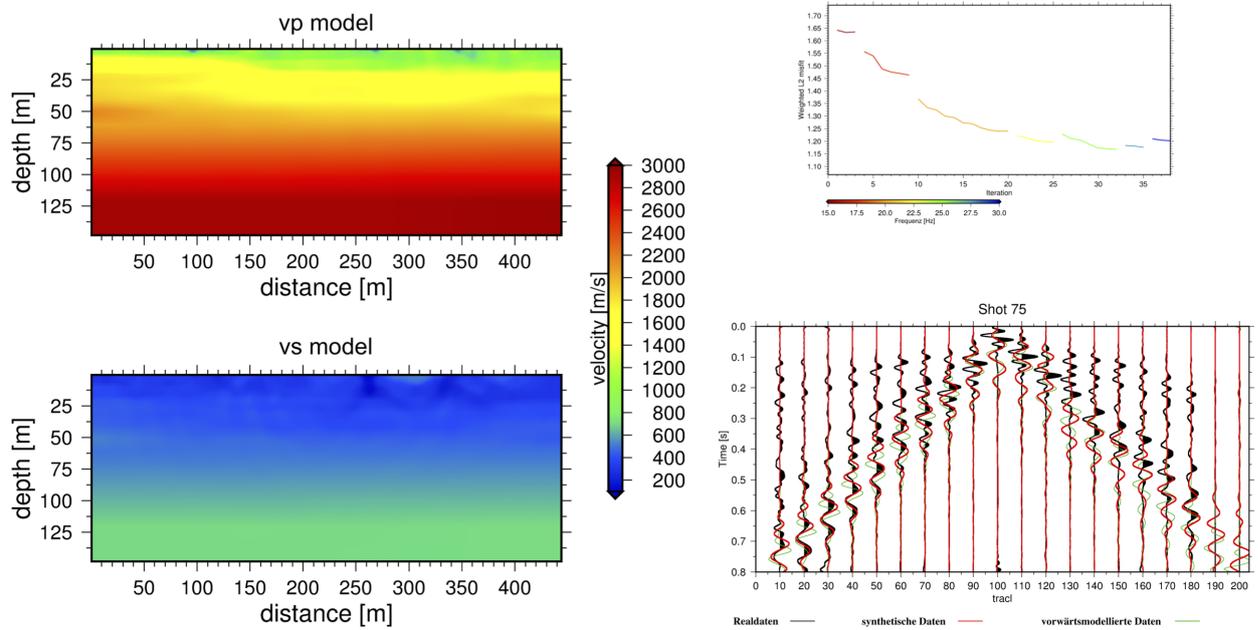
"Time windowing and damping" : "comment",
        "TIMEWIN" : "0",
        "PICKS_FILE" : "./picked_times/picks",
        "TWLENGTH_PLUS" : "0.01",
        "TWLENGTH_MINUS" : "0.01",
        "GAMMA" : "100000",
}

```

B Ergebnisse der Wellenforminversion

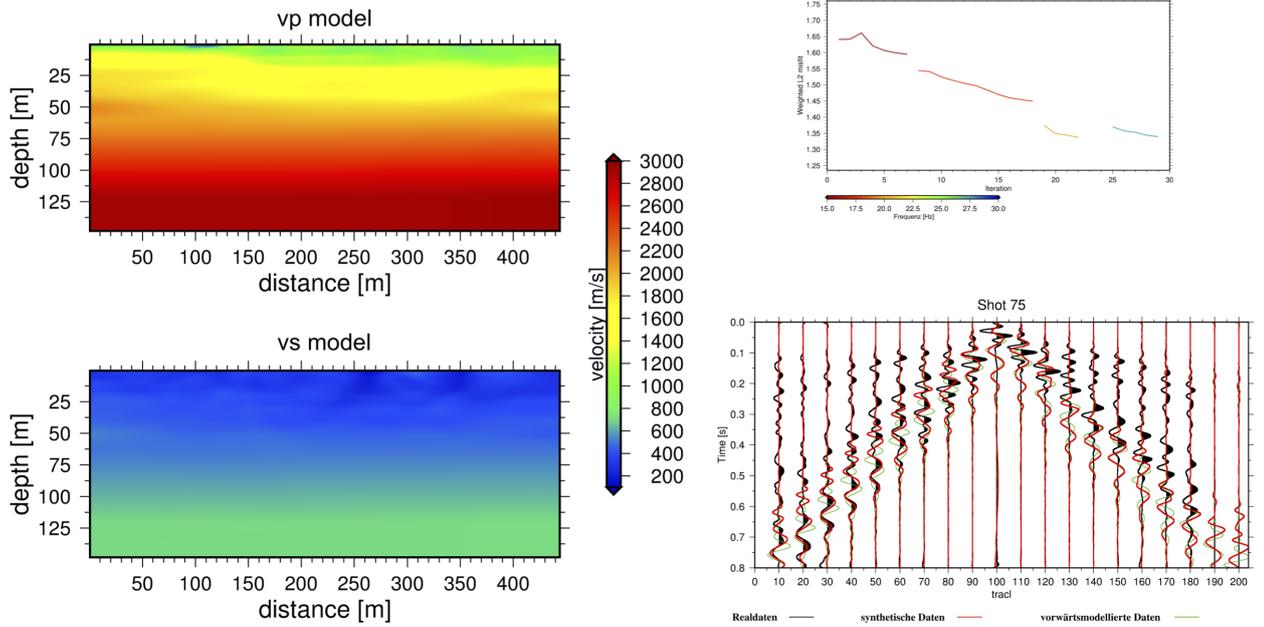
B.1 Ergebnisse zur Reduktion von Artefakten

Ergebnisse zu Abschnitt 6.3. Dargestellt ist exemplarisch der Schusspunkt 75 in der Mitte des Teilprofils, die Geschwindigkeitsmodelle der P- und S-Wellen und die Reduktion des Misfits.



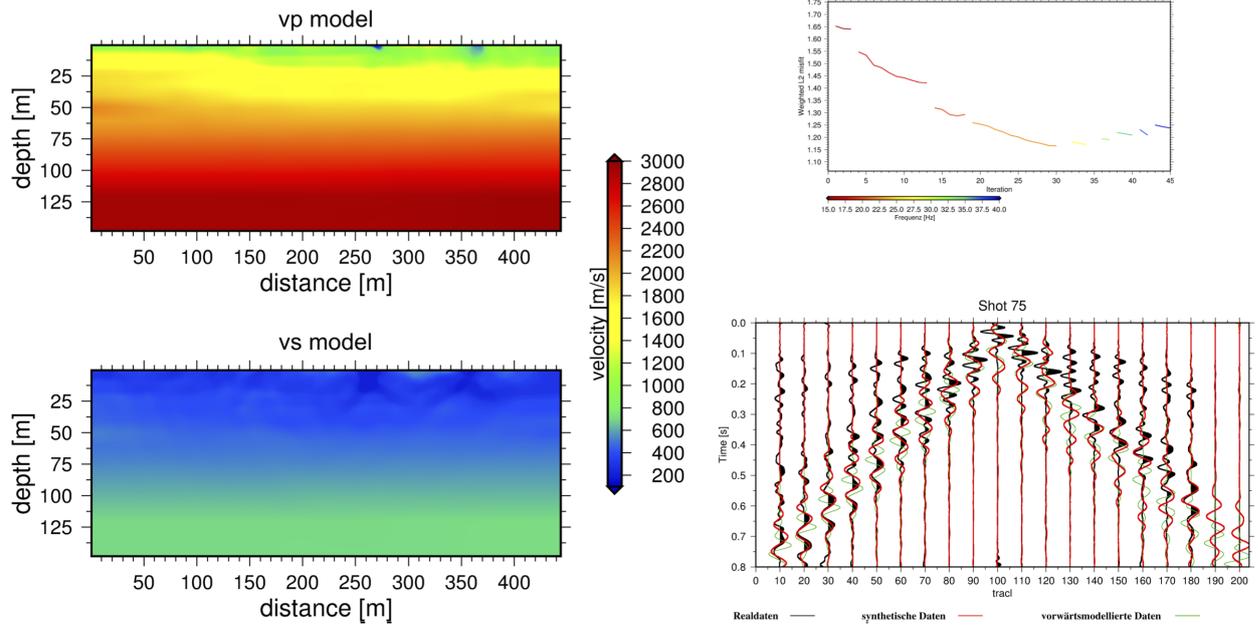
B.2 Ergebnisse zur Inversion mit weniger Schusspunkten

Ergebnisse zu Abschnitt 6.4. Dargestellt ist exemplarisch der Schusspunkt 75 in der Mitte des Teilprofils, die Geschwindigkeitsmodelle der P- und S-Wellen und die Reduktion des Misfits.



B.3 Ergebnisse zur Erhöhung der dominanten Frequenz der Quellsignale

Ergebnisse zu Abschnitt 6.5. Dargestellt ist exemplarisch der Schusspunkt 75 in der Mitte des Teilprofils, die Geschwindigkeitsmodelle der P- und S-Wellen und die Reduktion des Misfits.



Danksagung

Ich möchte mich bei all denjenigen bedanken, die mich während der Anfertigung dieser Masterarbeit unterstützt und motiviert haben.

Zuerst gebührt mein Dank Herrn Prof. Bohlen, der meine Forschung sehr zeitintensiv betreut und die Masterarbeit begutachtet hat und Frau Prof. Kukowski, die sehr kurzfristig meine Betreuung übernommen hat und jederzeit bei Fragen ansprechbar war. Für die hilfreichen Anregungen und die konstruktive Kritik bei der Erstellung dieser Arbeit möchte ich mich bei beiden herzlich bedanken.

Ebenfalls möchte ich mich bei Marco, Marvin, Niklas, Laura und Tilman bedanken, die mir mit viel Geduld, Interesse und Hilfsbereitschaft zur Seite standen. Bedanken möchte ich mich für die zahlreichen interessanten Debatten und Ideen, die maßgeblich dazu beigetragen haben, dass diese Masterarbeit in dieser Form vorliegt.

Meinen Freunden Frank, Jörg, Dario, Alex und ganz besonders meiner Freundin Anne danke ich für den starken emotionalen Rückhalt über die Dauer meines gesamten Studiums.

Abschließend möchte ich mich bei meinen Eltern bedanken, die mir mein Studium durch ihre Unterstützung ermöglicht haben und stets ein offenes Ohr für meine Sorgen hatten. Danke auch meiner Schwester, meinem Bruder und Godl. Euch allen verdanke ich es, dass ich nie aufgegeben habe!

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich meine Masterarbeit mit dem Titel *2D elastische Inversion flachseismischer Oberflächenwellen im Cheb-Becken* selbständig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe und dass ich alle Stellen, die ich wörtlich oder sinngemäß aus Veröffentlichungen entnommen habe, als solche kenntlich gemacht habe. Die Arbeit hat bisher in gleicher oder ähnlicher Form oder auszugsweise noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Jena, den 11.11.2015

(Kersten Schlosser)