



Inversion des Quellsignals in der Vibroseismik

Bachelorarbeit von

Nils Frederik Böger

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

Datum der Abgabe:

02.09.2024

Referent:	Prof. Dr. Thomas Bohlen
Korreferentin:	Dr. Laura Gaßner
Betreuer:	Rezaei Nevisi Arash

Erklärung

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

Karlsruhe, 02.09.2024

Unterschrift: Nils Frederik Böger

Zusammenfassung

Ziel der Arbeit ist es, zu überprüfen, ob der Wiener-Filter anwendbar ist, um das unbekannte Quellsignal in der Vibroseismik zu berechnen. Die Firma Herrenknecht plant, den Filter für die Validierung eines neuen Vibro-Trucks zu nutzen. Zudem kann das berechnete Quellsignal für die Datenanalyse verwendet werden, um ein genaueres Untergrundmodell zu bestimmen. Aktuell wird für die Auswertung von Vibroseismikdaten das Steuersignal benutzt. Genauer wäre es, das Quellsignal zu verwenden. Um die Funktion des Filters zu testen, wurden synthetische Daten erstellt und ausgewertet.

Die Auswertung bestätigt, dass mit dem Filter das Quellsignal berechnet werden kann. Bei kurzen und simplen Quellsignalen funktioniert der Filter nahezu perfekt. Bei Sweep-Signalen, die typisch für die Vibroseismik sind, kommt es bei der Berechnung des Quellsignals an einzelnen Stellen zu Abweichungen von zehn Prozent. Mehrheitlich liefert der Filter ein Signal, das um weniger als fünf Prozent vom Quellsignal abweicht.

Inhaltsverzeichnis

Erklärung	iii
Zusammenfassung	v
1 Einleitung	1
2 Theoretische Hintergründe	3
2.1 Aufbau eines seismischen Vibrators	3
2.2 Seismische Wellen	4
2.2.1 Raumwellen	4
2.2.2 Oberflächenwellen	5
2.2.3 Oberflächenwellen und Raumwellen im Vergleich	6
2.3 Laufwege seismischer Wellen	7
2.4 Bekannte Signale	9
2.4.1 Das Sweep-Signal	9
2.4.2 Klauder-Signal	11
2.4.3 Ormsby-Signal	11
2.4.4 Ricker-Signal	14
2.4.5 Fuchs-Müller-Signal	14
2.5 Taper	15
2.6 Wiener-Filter	17
2.7 Anwendung des Wiener-Filters	21
3 Auswertung	23
3.1 Datenerhebung	23
3.1.1 Messung auf dem Betriebsgelände der Firma Herrenknecht	23
3.1.2 Erstellung der synthetischen Daten	25
3.2 Filter auf die erstellten Daten anwenden	29
3.2.1 Filter auf kurze Quellsignale anwenden	29
3.2.2 Filter auf einen Sweep anwenden	32
3.3 Ergebnisse bewerten	34
4 Fazit	37
5 Danksagung	39
Literatur	41
Abbildungsverzeichnis	43
Tabellenverzeichnis	45

A	Anhang	47
A.1	Matlab Programm für die Auswertung der kurzen Signale	47
A.2	Matlab Programm für die Auswertung der Sweep-Signale	51
A.3	Matlab Funktion für die Berechnung des Fitlers	56

Kapitel 1

Einleitung

Eines der ersten Unternehmen, das Explorationsseismik betrieb, wurde in Deutschland gegründet. Der deutsche Seismologe Ludger Mintrop gründete das Unternehmen „SEISMOS“ nachdem er 1919 ein Patent beantragt hatte, was ihm die Rechte der Refraktionsmethode zuschrieb. Auch heute werden die Erkenntnisse der Seismik genutzt, um Rohstoffe von der Erdoberfläche aus zu finden (Clauser, 2018, S. 5-10).

Zu Beginn der Explorationsseismik wurden fast ausschließlich Sprengungen als seismische Quelle genutzt. Die US-Firma „Continental Oil Company“ patentierte 1954 das Seismikverfahren mit einem Vibroseismiktruck. Heutzutage erzielen die Vibro- und die Sprengseismik gleichwertige Ergebnisse. Durch die geringe Akzeptanz der Bevölkerung gegenüber Sprengungen wird die Vibroseis-Methode in bewohnten Gebieten bevorzugt (Bundes Verband Geothermie, 2021).

Durch die angestrebte Energiewende der deutschen Politik bedarf es mehrerer Alternativen, welche die Energieträger Erdgas, Erdöl und Kohle ablösen. Eine Alternative soll die Geothermie sein, die als erneuerbar eingestuft wird. Hierzu sollen bis 2030 10 TWh hauptsächlich durch mitteltiefe oder tiefe Geothermie erschlossen werden. Geeignete Stellen sollen durch die Seismik gefunden werden (Bundesministerium für Wirtschaft und Klimaschutz, 2022).

Das Unternehmen „Herrenknecht“ arbeitet in Kooperation mit dem "Karlsruher Institut für Technologie“ und mit der Förderung durch das „Bundesministerium für Wirtschaft und Klimaschutz“ an einem „Vibro Truck“, der optimiert für einen Einsatz in städtischen Gebieten ist. Der Truck soll bei der Erkundung von geeigneten Orten für geothermische Lagerstätten in Europa zum Einsatz kommen. Der Vorteil des Trucks von Herrenknecht im Vergleich zu bereits existierenden Modellen soll unter anderem die Straßenzulassung innerhalb Europas sein. Zudem soll der Vibrator des Trucks durch die Optimierung in Stabilität und Qualität seines Quellsignals zu einem besseren Ergebnis der Untergrundbeleuchtung führen. Dabei spielt auch die Kraftübertragung vom Vibrator in den Boden eine entscheidende Rolle. Deshalb legt das Unternehmen einen Fokus darauf, Methoden zur Validierung der Kraftübertragung zu ermitteln (Herrenknecht Tunneling Systems, o. D.).

Für die Validierung der Kraftübertragung haben das KIT und die Firma Herrenknecht einen Filter konzipiert, der mit synthetischen Daten und Felddaten berechnet werden kann. Der Filter wiederum hilft dabei, das Quellsignal, welches wirklich in den Boden geschickt wird, zu ermitteln. Vor der Probe des Filters mit echten Felddaten wird der Ansatz mit

rein synthetischen Daten getestet.

Die Berechnung des in den Boden übertragenen Signals hat neben der Validierung des Vibro-Trucks eine weitere Funktion. In der Vibroseismik wird bislang für die Analyse der Daten das Steuersignal benutzt. Besser wäre es, das exakte Signal zu verwenden, welches in den Boden übertragen wird. Dieses Signal wird mit dem Filter berechnet. Mithilfe dieses Signals lassen sich genauere Untergrundmodelle erstellen.

Wie gut der Filter anwendbar ist und wie verlässlich daraus das in den Boden übertragene Signal errechnet werden kann, soll in dieser Bachelorarbeit untersucht werden.

Kapitel 2

Theoretische Hintergründe

2.1 Aufbau eines seismischen Vibrators

Je nach Rahmenbedingungen werden bei der Seismik verschiedene Quellen benutzt. Bei der Vibroseismik kommt der seismische Vibrator als Quelle zum Einsatz. Der Vibrator befindet sich auf einem Lastwagen, welcher zum Transport des schweren Systems dient. Der Vibrator besteht aus einer Reaktionsmasse, einer Grundplatte, einem Kolben und einem Hydrauliksystem, welches die Bewegung erzeugt. Die Grundplatte liegt bei der Erzeugung des Signal auf dem Boden. Ihr eigenes Gewicht ist groß genug gewählt, so dass sie sich während der Messung nicht vom Boden löst. Der Kolben sorgt für die Schwingungen und wird meistens mit einem Hydrauliksystem betrieben. Selten werden dafür elektrodynamische oder magnetische Systeme verwendet. Die Reaktionsmasse macht es möglich, genügend Kraft auf die Grundplatte zu bringen. Der Aufbau eines solchen Vibrators und ein Lastwagen mit Vibrator sind in der Abbildung 2.1 links und rechts zu sehen (Baeten, 1989, S. 4-6).



Abbildung 2.1: Links: Lastwagen mit Vibrator und Hydrauliksystem. Rechts: Aufbau des seismischen Vibrators (Gang Li, Wen Qi, Zhiqiang und Zhifei Tao, 2020)

2.2 Seismische Wellen

In der Seismik gibt es fünf verschiedene elastische Wellenarten. Alle Wellen haben die Gemeinsamkeit, dass sie beim Durchlaufen von einem Medium örtlich und zeitlich periodische Auslenkungen bzw. Verformungen des Mediums verursachen. Unterschieden werden die Wellenarten in ihrer Polarisierung, Ausbreitungsrichtung, Geschwindigkeit und dem Ort, an dem sie auftreten. Die vier wichtigsten Wellen werden in den folgenden Unterkapiteln aufgeführt und ihre unterschiedlichen Eigenschaften erklärt. Die Scholte-Welle wird nicht berücksichtigt, da sie nur an Grenzflächen von festen zu flüssigen Materialien auftritt (Clauser, 2018, S. 16-18). In der Aufgabenstellung der Bachelorarbeit gibt es nur Grenzschichten zwischen festen Materialien.

2.2.1 Raumwellen

Zwei von den insgesamt fünf Wellenarten sind Raumwellen. Genannt werden diese zwei Raumwellen S- und P-Welle. Wie die Kategorisierung vermuten lässt, verlaufen die Wellen im Raum. Die Wellen treten nicht nur an Grenzschichten oder Oberflächen auf, sondern laufen durch Schichten in alle Raumrichtungen. Welche weiteren Eigenschaften die beiden Wellen haben, wird in den nächsten zwei Abschnitten beschrieben.

P-Welle

Die schnellste Welle wird als P-Welle bezeichnet, das P steht dabei für primär. Die Geschwindigkeit der P-Welle (v_p) hängt von dem Kompressionsmodul (K), Schermodul (μ) und der Dichte (ρ) der jeweiligen Schicht ab und lässt sich mit der Gleichung 2.1 berechnen (Clauser, 2018, S. 16-22).

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

Die P-Welle ist eine Kompressionswelle, ähnlich wie die Schallwelle. Die Welle bewegt Teilchen in dieselbe Richtung, in der sie sich auch ausbreitet. Zwischen den bewegten Teilchen kommt es zu kurzzeitigen Abstandsänderungen. Die Charakteristik der P-Wellen-Bewegung ist in der Abbildung 2.2 gezeigt.

S-Welle

Wie die P-Welle ist die S-Welle eine Raumwelle und breitet sich auch in alle Raumrichtungen aus. Die Namensgebung der S-Welle beruht auf demselben Prinzip wie bei der P-Welle. Die S-Welle ist die Welle, die als zweites am Geophon eintrifft, deshalb steht das S für sekundär. Die Geschwindigkeit der S-Welle hängt von dem Schermodul (μ) und der Dichte (ρ) ab und lässt sich mit der Gleichung 2.2 berechnen.

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Wie sich aus der Abhängigkeit der Geschwindigkeit ableiten lässt, ist die S-Welle eine Scherwelle. Die Polarisierung der S-Welle ist tangential zu ihrer Ausbreitung. Es ist üblich geworden, die Polarisierung in eine vertikale (S_V) und horizontale (S_H) Bewegung aufzuteilen. Sinnvoll ist dies bei speziellen Materialien, weil sie unterschiedliche physikalische Eigenschaften in der vertikalen und horizontalen Achse haben. Hier können dann die

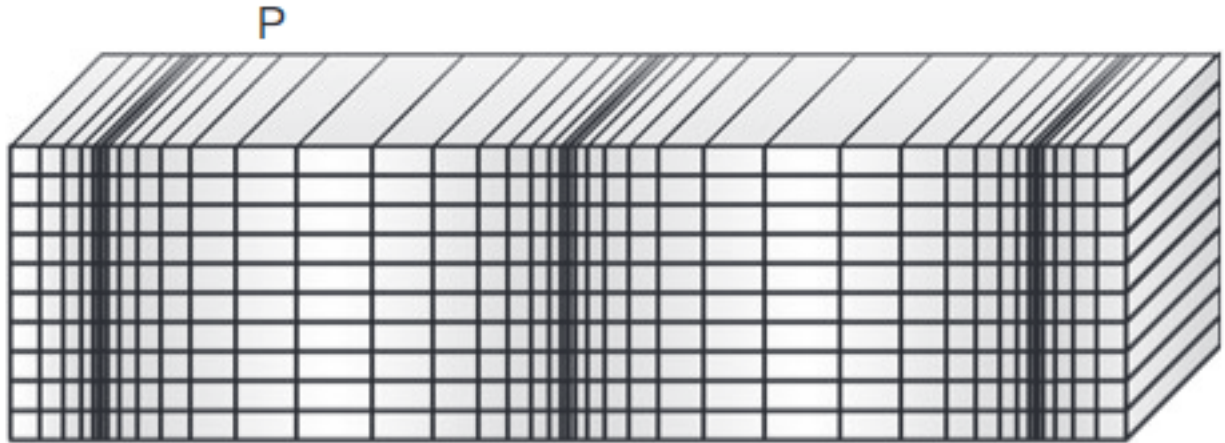


Abbildung 2.2: Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer P-Welle (Clauser, 2018, S. 21).

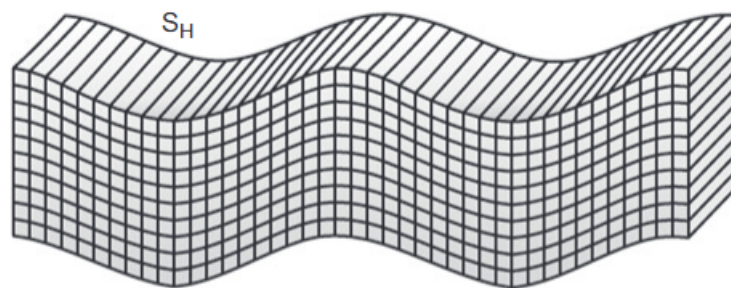


Abbildung 2.3: Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer S-Welle mit reiner S_H -Polarisation (Clauser, 2018, S. 21).

Auslenkungen der S-Welle separat betrachtet werden. In der Abbildung 2.3 ist die Polarisation S_H gezeigt. Scherwellen können sich nicht in flüssigen oder gasförmigen Materialien bewegen, da dort keine Scherkräfte wirken können. (Clauser, 2018, S. 16-22)

2.2.2 Oberflächenwellen

Die noch verbleibenden zwei wichtigen Wellenarten sind Oberflächenwellen. Diese werden Rayleigh- und Love-Welle genannt. Oberflächenwellen treten an freien Oberflächen auf und ihre Amplitude nimmt mit der Tiefe stark ab. Sie breiten sich also nicht in alle Raumrichtungen aus, sondern im wesentlichen entlang der freien Oberfläche. Sie entstehen aus den Raumwellen (Clauser, 2018, S. 16-22).

Rayleigh-Welle

Die Rayleigh-Welle hat eine elliptische Teilchenbewegung, die aus der Rückstellkraft der Elastizität und der anfänglichen Auslenkung der P- und S_V -Wellen entsteht. Die Rayleigh-Welle bewegt sich vertikal ihrer Ausbreitungsrichtung der Wellenpolarisation, genauso wie die Raumwellen P und S_v , aus denen sie entsteht. Die Auslenkung, welche die einzelnen Teilchen durch die Rayleigh-Welle erfahren, ist in der Abbildung 2.4 zu sehen (Clauser, 2018, S. 16-22).

Bei einer Tiefe, die etwa 19 % der Wellenlänge (Λ_R) entspricht, ist die Welle ausschließlich vertikal polarisiert. Oberhalb davon ist die Rayleigh-Welle retrograd polarisiert. Unterhalb

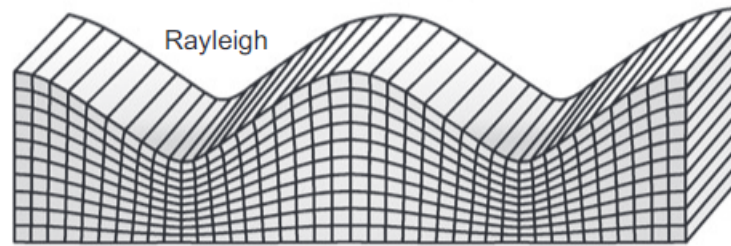


Abbildung 2.4: Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer Rayleigh-Welle (Clauser, 2018, S. 21)

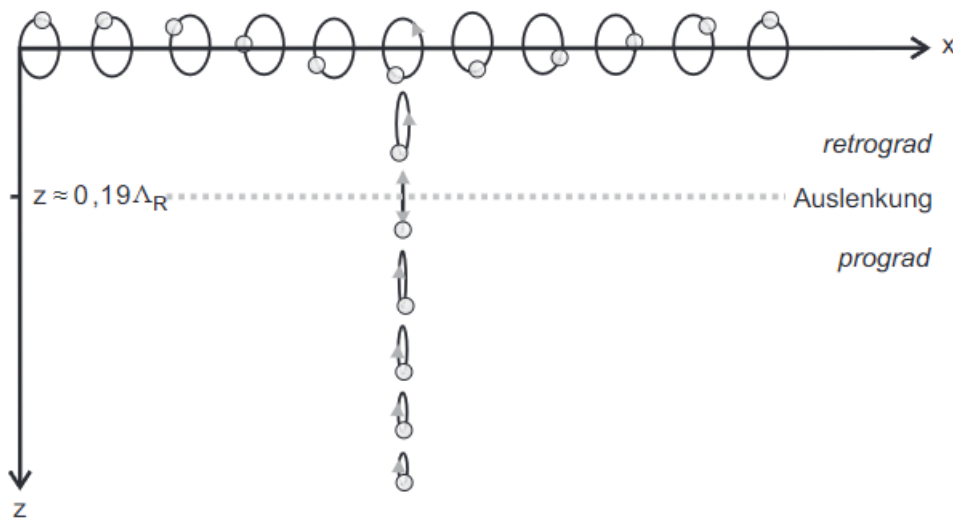


Abbildung 2.5: Änderung der Umlaufrichtung und Auslenkung der Rayleigh-Welle mit der Tiefe (Clauser, 2018, S. 22)

der 19-Prozent-Grenze ist die Welle prograd polarisiert. Die Änderung der Polarisation mit der Tiefe ist in der Abbildung 2.5 gezeigt.

Love-Welle

Die Love-Welle entsteht aus konstruktiver Überlagerung zweier S_H -Wellen. Ihre Auslenkung ist in der Abbildung 2.6 gezeigt. Eine der beiden verläuft entlang der freien Oberfläche, die andere Welle wird von einer Schichtgrenze, die unterhalb der freien Oberfläche liegt, überkritisch zur Oberfläche hin reflektiert. Beide Wellen sind zum selben Zeitpunkt und am selben Ort entsprungen. Der Laufweg der S_H -Welle, die zurück an die Oberfläche reflektiert wird, ist länger als die der anderen Welle. Damit beide Wellen zum selben Zeitpunkt wieder an die Oberfläche treffen, muss die tiefere Schicht S-Wellen schneller passieren lassen als die Schicht an der Oberfläche (Clauser, 2018, S. 16-22).

2.2.3 Oberflächenwellen und Raumwellen im Vergleich

Die verschiedenen Wellenarten unterscheiden sich nicht nur in ihrer Polarisation, Ausbreitungsrichtung oder Ausbreitungsgeschwindigkeit. Relevant für die Auswertung seismischer Daten ist auch die Energieabnahme und die damit einhergehende Amplitudenabnahme der jeweiligen Welle. Die Energie, die durch eine punktförmige Anregung entsteht und durch einen homogenen Halbraum fließt, nimmt mit der Entfernung (r) ab. Die Energie von Raumwellen (E_R) nimmt schneller mit der Entfernung ab als die Energie von Oberflächen-

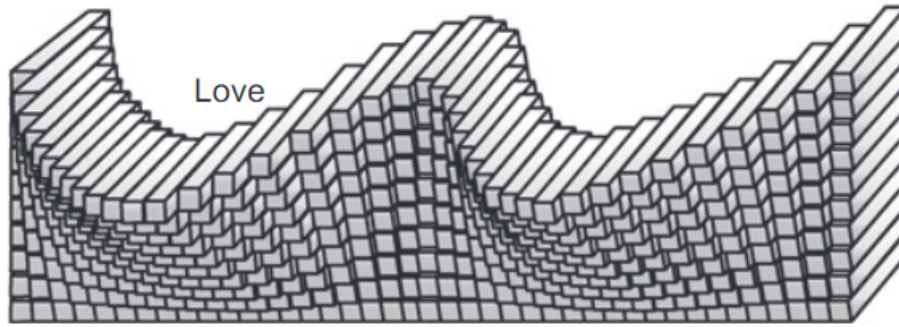


Abbildung 2.6: Partikel-Bewegung beim Durchgang einer Love-Welle (Clauser, 2018, S. 21)

wellen (E_O). Die folgenden Gleichungen in 2.3 zeigen die unterschiedlichen Berechnungen der Energie pro Fläche für Oberflächen- und Raumwellen abhängig von der Entfernung und der Tiefe (d) (Clauser, 2018, S. 38-40).

$$E_{RA}(r) = \frac{E_R}{2\pi r^2} \quad \text{und} \quad E_{OA}(r) = \frac{E_O}{2\pi r d} \quad (2.3)$$

In der Gleichung steht E_R oder E_O für die Energie, welche die jeweilige Wellenart am Anfang hat. Der Index A soll lediglich daran erinnern, dass das Ergebnis Energie pro Fläche ist. Aus den Gleichungen kann geschlossen werden, dass die Energie entlang der Oberfläche der Raumwellen mit $\frac{1}{r^2}$ und der Oberflächenwellen mit $\frac{1}{r}$ abnimmt (Clauser, 2018, S. 38-40).

Wegen der unterschiedlichen Energieabnahme lassen sich Oberflächenwellen deutlicher in seismischen Daten erkennen. Besonders nützlich ist das, wenn viele und starke Störsignale auftreten. Die Einsätze der Raumwellen können je nach Störgeräuschen nicht erkannt werden, aber die Einsätze der Oberflächenwellen sind dann immer noch zu erkennen.

2.3 Laufwege seismischer Wellen

Die Ausbreitung der seismischen Wellen kann mit zwei unterschiedlichen Ansätzen erklärt werden. Den Ansatz, den Christiaan Huygens 1678 nahm, beschreibt das Voranschreiten der Wellen mit Hilfe einer Wellenfront. Pierre de Fermat, der 22 Jahre vor Huygens zur Welt kam, benutzte einen Ansatz, der die Bewegung der Wellen mit Strahlenwegen erklärte. Beide Methoden sind gleichwertig und beschreiben dieselbe Sache auf unterschiedliche Weise (Clauser, 2018, S.41- 47).

Trifft eine Welle auf eine Grenzschicht, kommt es zur Reflexion, Brechung und Beugung. Die Brechung und die Reflexion können durch das Huygensprinzip erklärt werden. Huygens stellte sich Wellenfronten so vor, dass jeder Punkt auf der Front Ausgangspunkt einer neuen Kugelwelle ist, sobald die einzelnen Punkte auf ein Hindernis stoßen. Die Abbildung 2.7 zeigt, wie eine einfallende Welle auf ein Hindernis (Grenzfläche) trifft und daraus eine reflektierte und eine gebrochene Wellenfront entsteht. Die beiden Gebiete in der Abbildung werden durch eine Grenzschicht voneinander getrennt und haben unterschiedliche Ausbreitungsgeschwindigkeiten, α_1 und α_2 . Die einfallenden Wellenfronte treffen mit dem Winkel i_1 auf die Grenzschicht und wird auch mit demselben Winkel reflektiert. Innerhalb desselben Mediums gilt der bekannte Merksatz: Einfallswinkel gleich Ausfallswinkel. Bei der Brechung in ein anderes Medium verändert sich der Winkel sofern beide Medien nicht

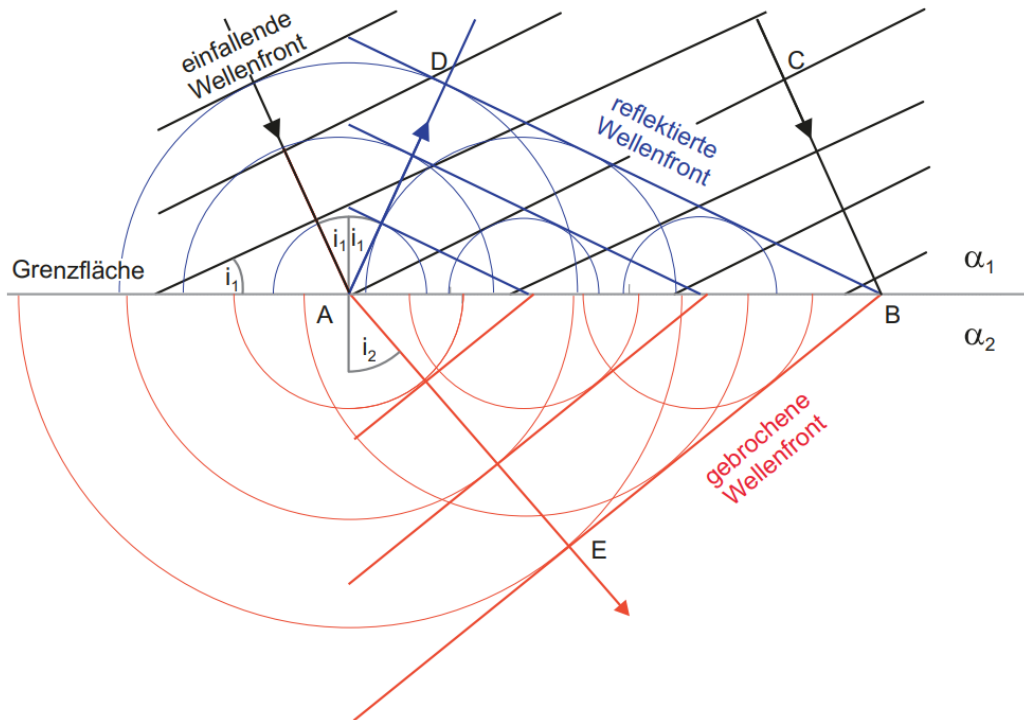


Abbildung 2.7: Aus dem huygensschen Prinzip abgeleitetes Reflexions- und Brechungsgesetz, wenn eine einfallende Welle (schwarz) auf eine Grenzschicht trifft und daraus eine reflektierte (blau) und gebrochene Wellenfront (rot) entstehen (Clauser, 2018, S. 41-47)

dieselbe Ausbreitungsgeschwindigkeit haben. In der Abbildung hat die untere Schicht eine höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit und somit wird die Welle stärker vom Lot weg gebrochen. Wäre der Fall anders herum, α_1 größer als α_2 , würde die Welle zum Lot hin gebrochen werden.

Der Untergrund in der Seismik besitzt mehr als eine Grenzschicht. Durch die vielen Schichten entstehen viele reflektierte Wellen, die sich beim Aufzeichnen überlagern können. Durch ein langes Quellsignal werden Überlagerungen von der direkten Welle und Reflexionen wahrscheinlicher. In der Vibroseismik wird ein langes Quellsignal benutzt, weshalb es zu vielen Überlagerungen kommt. Die Abbildung 2.8 zeigt, wie sich aus drei Reflexionen die Aufzeichnung an einem Geophon zusammen setzt. Die Kreuzkorrelation zwischen dem Quellsignal (Sweep) und der Spur des Seismogramms ist ebenfalls in der Abbildung dargestellt. Die Kreuzkorrelation hat ihre Maxima dort, wo die verschiedenen Reflexionen beim Seismogramm eintreffen.

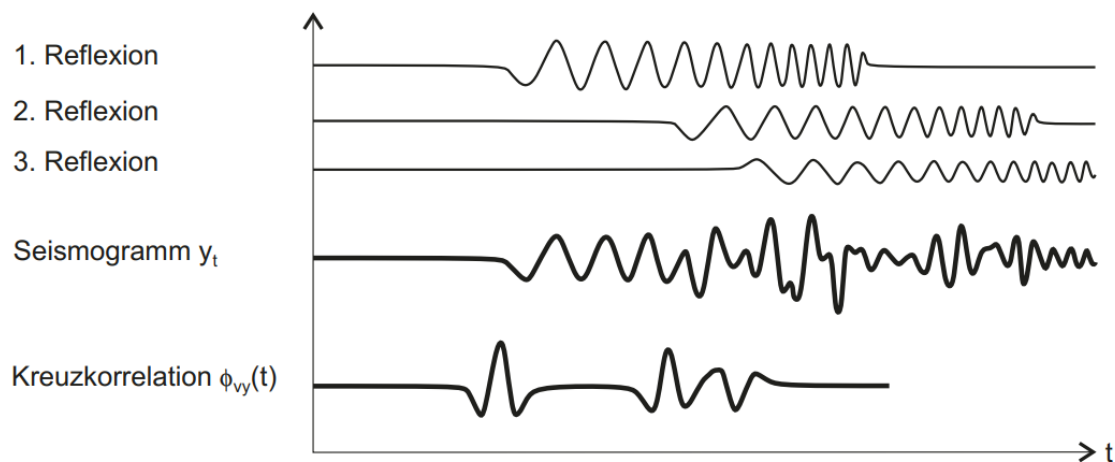


Abbildung 2.8: Drei Reflexionen, die sich in der Aufzeichnung von einem Seismogramm überlagern, sowie eine Kreuzkorrelation der Aufzeichnung mit dem Quellsignal (Sweep) (Clauser, 2018, S.124)

2.4 Bekannte Signale

Für die Analyse des Quellsignals werden zwei verschiedene Signalpaare benutzt. Das Klauder-Signal und das Ormsby-Signal bilden ein Paar und das Ricker-Signal und Fuchs-Müller-Signal das andere Paar. Das Klauder- und Ormsby-Signal besteht aus ähnlichen Frequenzen. Wichtig ist dies für die Analyse der Signale. Hätten die Signale stark unterschiedliche Frequenzbreiten, wäre die Berechnung des Filters mathematisch fragwürdig. Gleiches gilt für das Ricker- und Fuchs-Müller-Signal.

Das Klauder-Signal entsteht aus der Autokorrelation eines Sweep-Signals. Das Sweep-Signal ist das Signal, welches in der Vibroseismik als Steuersignal benutzt wird.

Innerhalb der Bachelorarbeit sind die Signale alle auf eins normiert. Die verschiedenen Signale werden in den weiteren Unterkapiteln ausführlicher behandelt.

2.4.1 Das Sweep-Signal

In der Vibroseismik ist das Quellsignal ein spezielles Signal, welches Sweep genannt wird. Bei der gewöhnlichen Seismik wird meistens eine Quelle benutzt, welche ein Impulssignal erzeugt. Ein perfektes Impulssignal würde alle Frequenzen ohne Phasenverschiebungen beinhalten. Das ist nur theoretisch möglich, weil dafür eine unendliche Menge an Energie nötig wäre. Das bestmöglich erreichbare Quellsignal ist ein bandbegrenzter Impuls. Der Sweep bei der Vibroseismik ist ein ausgedehnter bandbegrenzter Impuls. Die theoretisch unendlichen Möglichkeiten, den Sweep zu gestalten, werden durch die technischen Grenzen der Apparatur eines Vibroseismiktrucks limitiert. In der Praxis wird daher ein Sweep mit einer Dauer um die zehn Sekunden und Frequenzen von zehn bis 100 Hz genutzt. Unterschieden wird zwischen einem Up- und Downsweep. Bei einem Upsweep wird die Frequenz stetig größer. Bei einem Downsweep wird die Frequenz stetig verringert. Egal welcher Sweep eingesetzt wird, er hat immer die Form einer Sinusschwingung. Ein Upsweep ist in Abbildung 2.9 zu sehen (Baeten, 1989, S. 6-12).

Die genannten Eigenschaften eines Sweeps lassen sich auch anschaulich in einer Gleichung zeigen.

$$\text{Sweep}(t) = a(t) \cdot \sin(2\pi \cdot \phi(t)) \quad (2.4)$$

Hierbei beschreibt $s(t)$ den zeitabhängigen Sweep und $\phi(t)$ die Veränderung der Frequenz

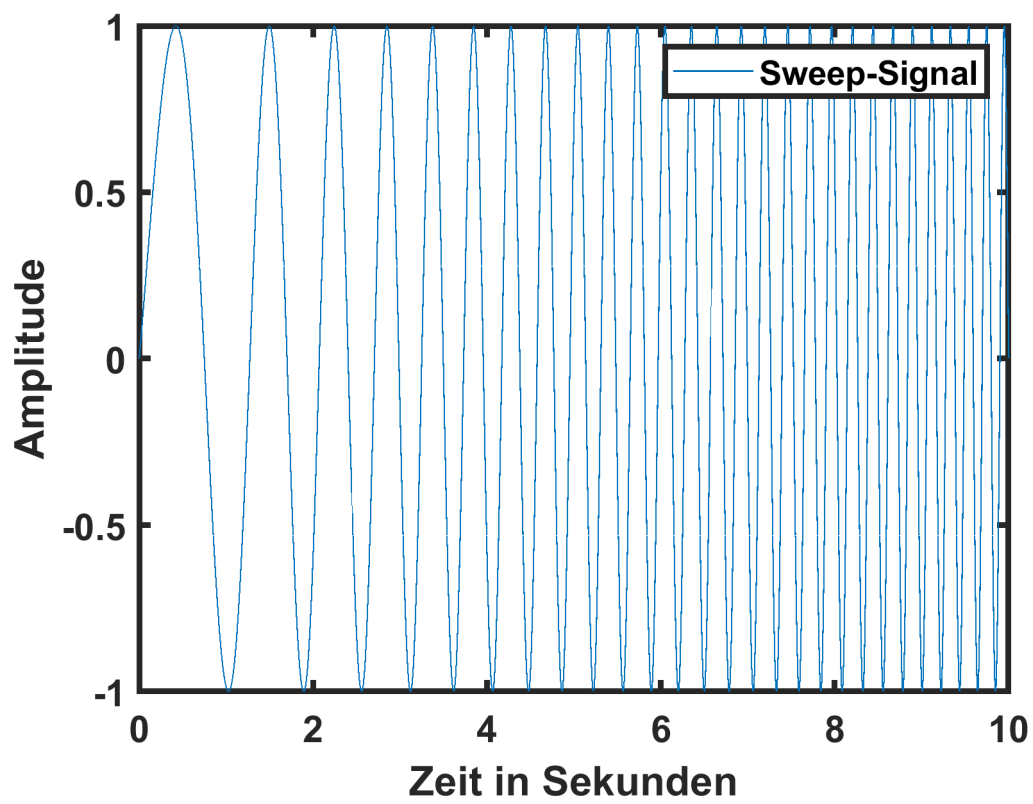


Abbildung 2.9: Sweep-Signal mit einer Sendedauer von 10 Sekunden und Frequenzen von 0.5 bis 5 Hz

über die Zeit. Die Funktion $a(t)$ verringert Überschwinger, die durch abgebrochene Fourierreihen entstehen. Dafür ist $a(t)$ so erstellt, dass es am Anfang oder am Ende Einfluss auf das Signal nimmt. Wie genau eine solche Funktion aussehen kann, ist im Kapitel 2.5 beschrieben. Die Frequenz zu einem bestimmten Zeitpunkt ist die zeitliche Ableitung von $\phi(t)$ und gegeben durch:

$$\frac{d\phi(t)}{dt} = f_0 + \frac{f_1 - f_0}{T} \cdot t \quad (2.5)$$

Die Gleichung ist eine Geradengleichung, weil die Frequenz von der Startfrequenz (f_0) bis zur Endfrequenz (f_1) innerhalb der Sendezeit (T) linear ansteigen soll. Durch Separation der Variablen unter der Voraussetzung, dass zu Beginn keine Schwingung übertragen wird, kann $\phi(t)$ berechnet werden. $\phi(t)$ ist notwendig, um die Gleichung für den Sweep (2.4) zu vervollständigen (Baeten, 1989, S. 6-12).

$$\int_0^\phi d\phi = \int_0^t \left(f_0 + \frac{f_1 - f_0}{T} \cdot t\right) dt \Rightarrow \phi(t) = \left(f_0 + \frac{f_1 - f_0}{2T} \cdot t\right) \cdot t \quad (2.6)$$

Nach dem Einsetzen von $\phi(t)$ in die Gleichung 2.4 ergibt sich die vollständige Gleichung für den Sweep.

$$Sweep(t) = a(t) \cdot \sin\left(2\pi \cdot t\left(f_0 + \frac{f_1 - f_0}{2T} \cdot t\right)\right) \quad (2.7)$$

2.4.2 Klauder-Signal

Das Klauder-Signal hängt eng mit dem Sweep-Signal zusammen. Es entsteht durch eine Autokorrelation von einem Sweep. Daher hat das Klauder-Signal dieselben festen Parameter, die auch das Sweep-Signal entstehen lassen. Der Graph des Klauder-Signals ist symmetrisch zu einer Geraden, die durch den größten Peak und parallel zur Y-Achse verläuft. In der Abbildung 2.10 ist die Symmetrie zu erkennen. Oft wird für die Berechnung des Signals die folgende Formel benutzt.

$$Klauder(t) = \text{real} \left[\frac{\sin\left(\pi \frac{f_1 - f_0}{T} t(T - t)\right)}{\pi \frac{f_1 - f_0}{T} t \cdot e^{2i\pi \frac{f_1 + f_0}{2} t}} \right] \quad (2.8)$$

Die Parameter f_0 , f_1 , T und t stehen für dieselben Größen wie in der Gleichung 2.7. Zudem steht *real* für den Realteil des Inhalts der eckigen Klammer und i für die imaginäre Zahl (Ryan, 1994). Das Ergebnis, welches sich daraus ergibt, ist aber nicht mehr symmetrisch, da es sich um eine Vereinfachung handelt. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird die Berechnung des Klauder-Signals per Autokorrelation berechnet und nicht mit der Formel aus der Gleichung 2.8.

2.4.3 Ormsby-Signal

Das Ormsby-Signal ähnelt dem Klauder-Signal in der Frequenzbreite. Das Ormsby-Signal eignet sich deshalb für die Analyse, da bei derselben Frequenzbreite der Wiener-Filter besonders gut funktioniert.

Der Luft- und Raumfahrt-Ingenieur Ormsby entwickelte einen Filter, der durch vier verschiedene Frequenzen charakterisiert ist. Die untere Grenzfrequenz (f_1) ist die niedrigste Frequenz, die im Signal vorkommt. Das Gegenstück dazu ist die obere Grenzfrequenz (f_4).

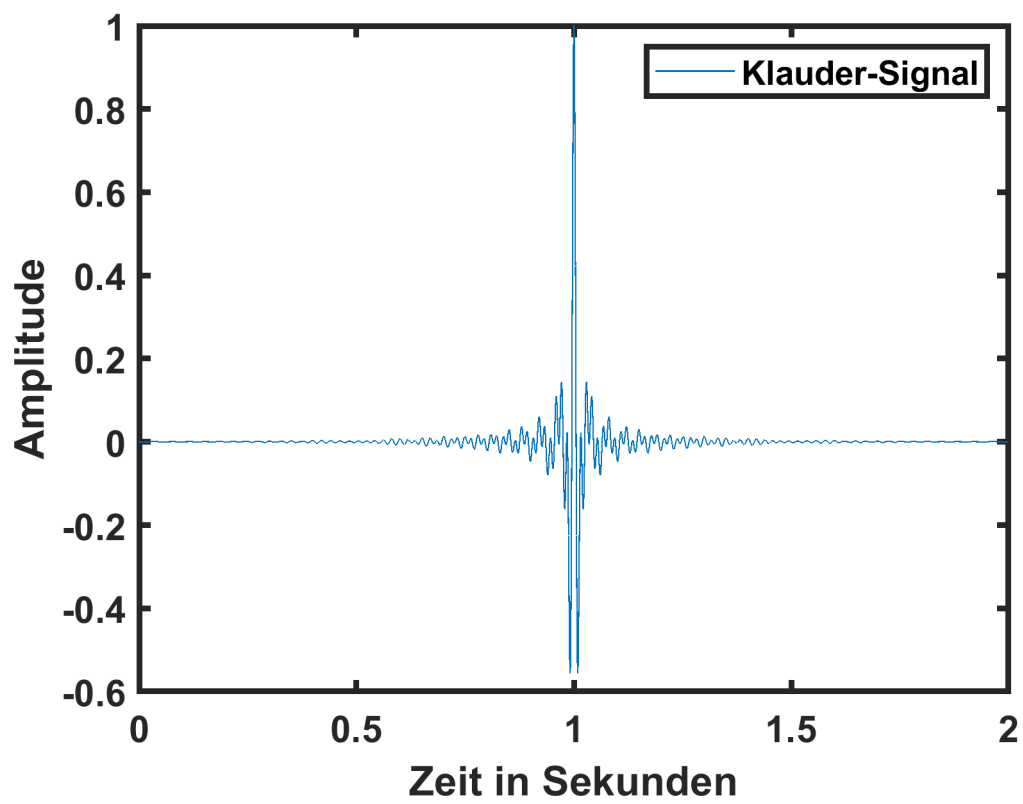


Abbildung 2.10: Klauder-Signal mit einer Startfrequenz von 3 Hz und Endfrequenz von 80 Hz und einer Signaldauer von einer Sekunde.

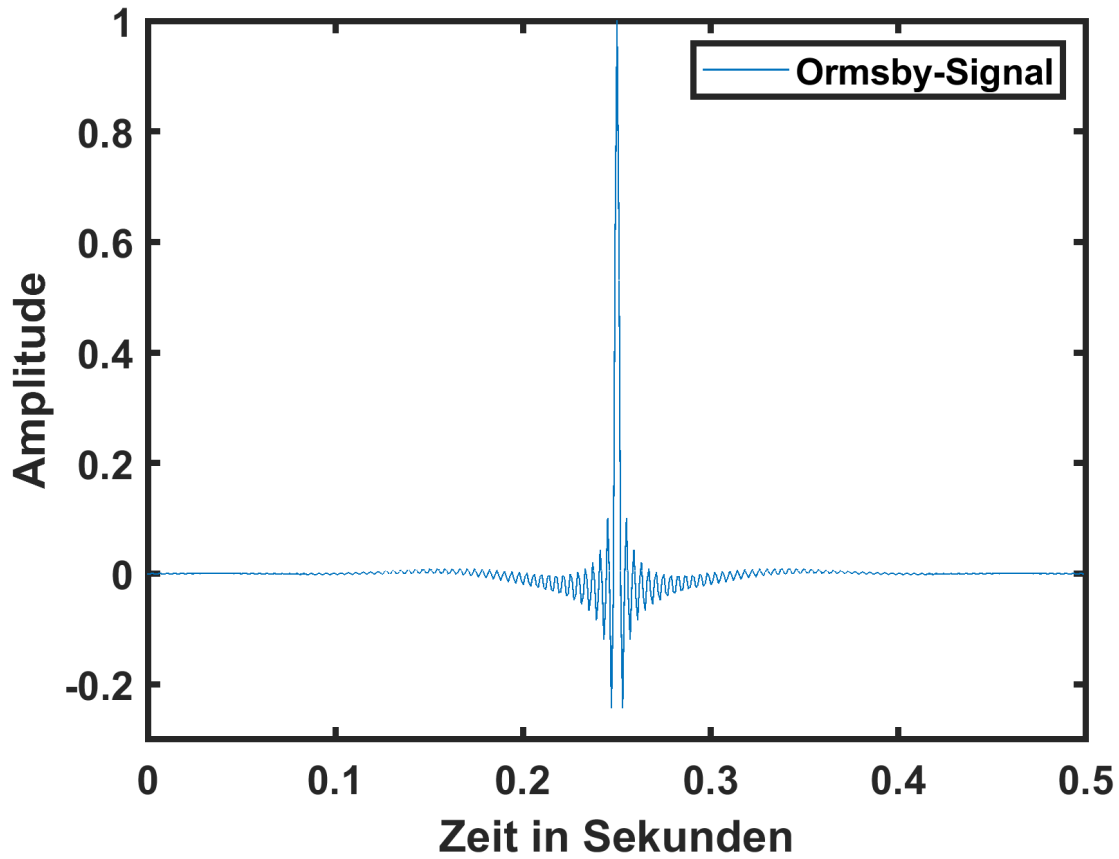


Abbildung 2.11: Ormsby-Signal mit einer Sendedauer von 0,4 Sekunden und einer Zeitverschiebung von 0,25 Sekunden sowie verschiedenen unteren und oberen Grenz- oder Passfrequenzen. ($f_1 = 1.5Hz$, $f_2 = 3Hz$, $f_3 = 80Hz$, $f_4 = 81,5Hz$)

Diese gibt an, ab welcher Frequenz keine größeren Frequenzen mehr Bestandteil des Signals sind. Frequenzen, die zwischen der unteren Grenzfrequenz und der unteren Passfrequenz (f_2) liegen, sind Frequenzen, die weniger stark im Signal vertreten sind. Gleiches gilt für Frequenzen, die zwischen der oberen Passfrequenz (f_3) und der oberen Grenzfrequenz liegen. Ähnlich wie das Klauder-Signal ist das Ormsby-Signal auch symmetrisch. Gleich wie beim Klauder-Signal liegt die Spiegelachse im Hauptmaximum und verläuft parallel zur Y-Achse (Ryan, 1994). Berechnet wird das Ormsby-Signal mit der folgenden Gleichung:

$$\begin{aligned} Ormsby(t) = & \left[\frac{(\pi f_4)^2}{\pi f_4 - \pi f_3} \text{sinc}^2(\pi f_4 t) - \frac{(\pi f_3)^2}{\pi f_4 - \pi f_3} \text{sinc}^2(\pi f_3 t) \right] \\ & - \left[\frac{(\pi f_2)^2}{\pi f_2 - \pi f_1} \text{sinc}^2(\pi f_2 t) - \frac{\pi f_1^2}{\pi f_2 - \pi f_1} \text{sinc}^2(\pi f_1 t) \right] \end{aligned} \quad (2.9)$$

In der Gleichung 2.9 steht *sinc* für eine Sinus cardinalis und t für die Zeit. In der Abbildung 2.11 ist ein Graph des Ormsby-Signals gezeigt. Zu erkennen ist das Hauptmaximum bei 0,25 Sekunden, die Symmetrie und weitere kleinere Nebenschwingungen.

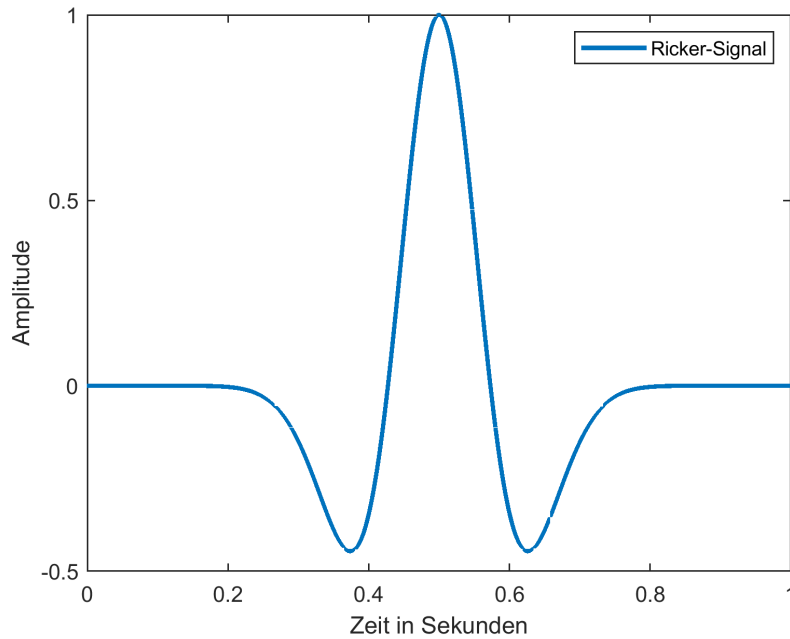


Abbildung 2.12: Ricker-Signal mit einer Frequenz von 30 Hz

2.4.4 Ricker-Signal

Das Ricker-Signal hat im Zentrum den größten Peak mit zwei kleineren Schwingungen daneben. Wegen seines Verlaufs wird das Ricker-Signal auch Mexikanischer-Hut-Signal genannt. Die Gleichung 2.10 zeigt, wie das Signal in der Zeitreihe (t) berechnet werden kann (Ryan, 1994).

$$Ricker(t) = (1 - 2\pi^2 f^2 t^2) e^{-\pi^2 f^2 t^2} \quad (2.10)$$

Wie die Gleichung 2.10 erkennen lässt, hängt das Ricker-Signal nur von einem Parameter ab, und zwar der Frequenz (f). Dieser Parameter ist die Frequenz, aus dem das Ricker-Signal hauptsächlich besteht (Ryan, 1994). Das Ricker-Signal unterscheidet sich zu den anderen Signalen wie dem Ormsby- oder Klauder-Signal in seiner Anzahl der Nebenschwingungen. Das Ricker-Signal ist in diesem Vergleich ein simples Signal, welches nur einen Peak und zwei Nebenschwingungen hat und sonst null ist.

2.4.5 Fuchs-Müller-Signal

Das Fuchs-Müller-Signal wurde von K. Fuchs und G. Müller in ihrem Artikel aus dem Jahr 1971 das erste Mal erwähnt. Sie benutzten das Signal bei einer Reflexionsmethode in der Auswertung. Berechnet wird das Signal mit folgender Gleichung:

$$FuchsMüller(t) = \sin\left(\frac{N\pi}{\tau}t\right) - \frac{N}{N+2}\sin\left(\frac{(N+2)\pi}{\tau}t\right) \quad (2.11)$$

In der Gleichung 2.11 sind die Parameter N und τ frei wählbar, bestimmen aber die Form des Signals. Der Parameter N steht dabei für alle natürlichen Zahlen und gibt an, wie viele Extremstellen das Signal haben soll. Der griechische Buchstabe τ steht für die Sendezeit des Signals. Wenn der Zeitvektor t eine größere Zeitspanne abdeckt als die Sendezeit τ , wird von dem Fuchs-Müller-Signal gefordert, dass es nach der Sendezeit den Wert null

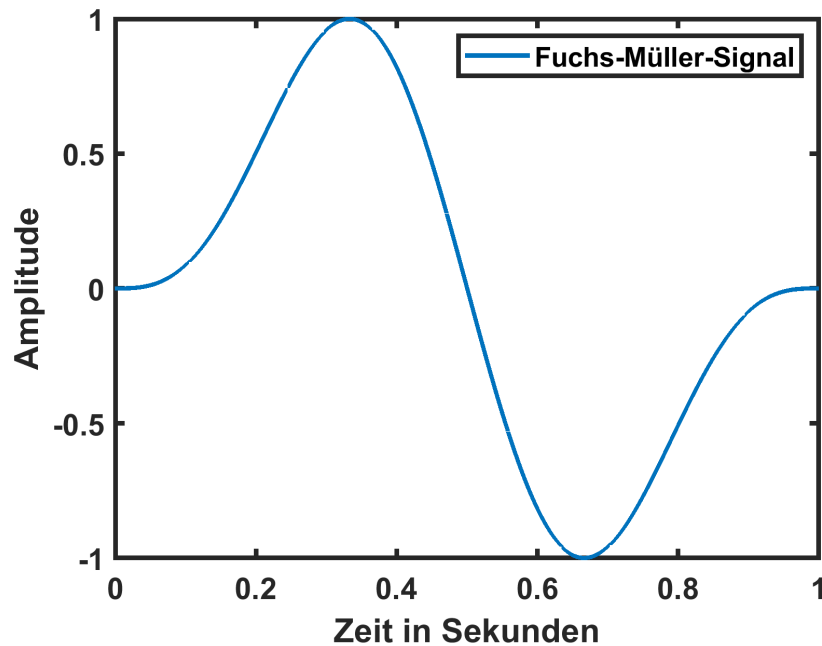


Abbildung 2.13: Fuchs-Müller-Signal mit einer Sendezeit von einer Sekunde und zwei Extremstellen

zurückgibt (K. Fuchs, G. Müller, 1971, S. 422-423). In der Abbildung 2.13 ist der Verlauf des Signals mit zwei Extremstellen und einer Sendezeit von einer Sekunde gezeigt.

2.5 Taper

Um Signale zu analysieren, wird die Fourier-Transformation verwendet. Hierbei wird das Signal nicht mehr im Raum-Zeit-Kontinuum betrachtet, sondern im Frequenz-Raum. Bei der Transformation stören kleinere Schwingungen, welche sich am Anfang oder am Ende der gemessenen Zeit befinden. Solche Schwingungen werden im Englischen „Sidelobes“ genannt. Durch den begrenzten zeitlichen Rahmen jeder Messung kommt es zu solchen Sidelobes. Sie verursachen eine Unschärfe im Frequenzspektrum. Um die Sidelobes zu minimieren, werden Taper-Funktionen benutzt (Armin, 2017). Diese gewichten bestimmte Bereiche des Signals unterschiedlich. Das Hamming-Window hat eine Sinusform und sorgt für einen breiten Spitzenwert und niedrige Nebenschwingungen (Doerry, 2017). In der Abbildung 2.14 ist das Hamming-Window gezeigt. Für die Analyse der Signale wird in dieser Bachelorarbeit das Hamming-Window benutzt.

Die Abbildung 2.15 zeigt zwei Sweep-Signale einmal ohne und einmal mit Taper. Deutlich zu sehen ist, wie die Gewichtung des Hamming-Windows den Sweep verändert. Bildlich lässt sich der Einfluss gut nachvollziehen. Die Multiplikation von Sweep und Hamming-Window ist graphisch gut zu erkennen, wenn die Abbildungen 2.14 und 2.15 hintereinander angeschaut werden.

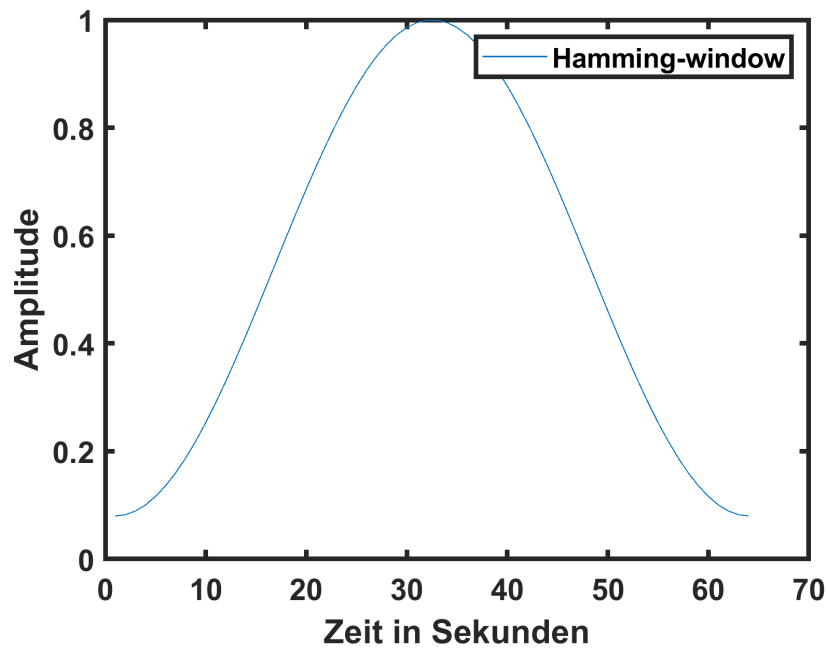


Abbildung 2.14: Hamming Window für 64 Datenpunkte

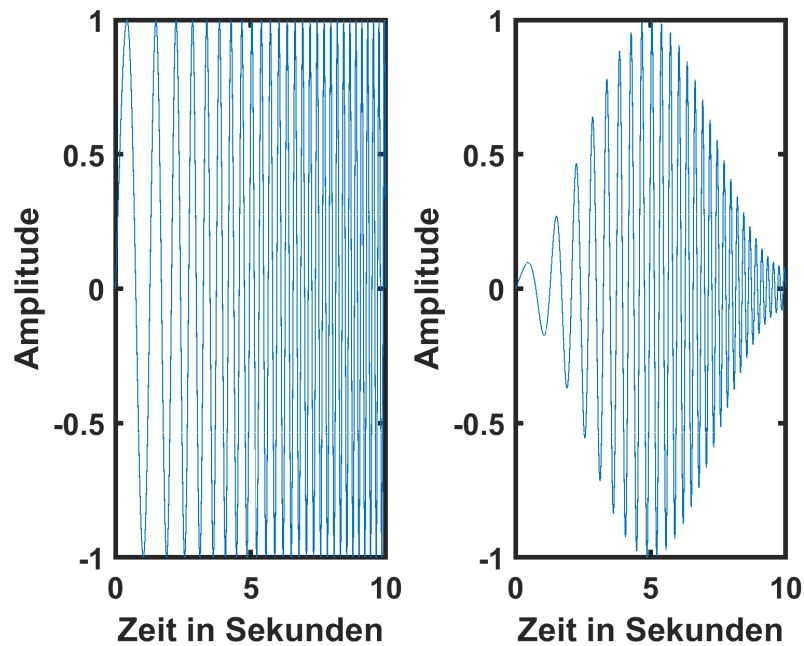


Abbildung 2.15: Sweep mit Startfrequenz von 0,5 Hz und Endfrequenz von 5 Hz mit einer Sendedauer von 10 Sekunden. Rechts ohne, links mit Taper.

2.6 Wiener-Filter

Bei der Vibroseismik gibt es neben dem Quellsignal ($s(x_s, t)$) auch die Aufzeichnungen der Seismogramme ($g(x_r, t)$). Das Quellsignal ist dabei vorgegeben und bekannt. Das Signal, welches bei $g(x_r, t)$ ankommt, ähnelt dem Quellsignal. Es ist zeitversetzt, abgeschwächt und durch andere synthetische Modellparameter verändert. Der theoretische Einfluss anderer Faktoren kann mit Hilfe einer Faltung mit der Greensfunktion und dem Quellsignal ausgedrückt werden.

$$g(x_r, t) = \int_0^T G_{m_0}(x_s, x_r, t - t') s(t') dt \quad (2.12)$$

In der Gleichung 2.12 sind x_s und x_r die Orte, an denen die Quelle oder die Geophone im Boden eingebracht sind. Die Indizes s und r stehen hierbei für Sender und Empfänger in Englisch. m_0 steht für ein gewisses Modell mit der Nummer null.

Eine Faltung im Ort-Zeitraum entspricht einer Multiplikation im Frequenzraum. Somit ergibt sich nach einer Fourier-Transformation die Gleichung 2.13.

$$g(x_r, \omega) = G_{m_0}(x_s, x_r, \omega) s(\omega) \quad (2.13)$$

Gleiches kann für die gemessenen Daten ($d(x_r, t)$) formuliert werden. Diese unterscheiden sich von $g(x_r, t)$ dadurch, dass ein anderes Quellsignal am Anfang steht. Wie bereits Guido Jozef Maria Baeten im Jahr 1989 in seinem Buch „Theoretical and practical aspects of the Vibroseis method“ schreibt, ist das Quellsignal nicht gleich dem Signal, welches in den Boden übertragen wird. (Baeten, 1989)

$$d(x_r, \omega) = G_{m_{real}}(x_s, x_r, \omega) s_{real}(\omega) \quad (2.14)$$

Ziel ist es, einen Filter ($c(\omega)$) zu finden, der den Unterschied zwischen den beiden Signalen minimiert. Durch die Gleichung 2.15 wird dies mathematisch ausgedrückt.

$$s_{real}(\omega) - c(\omega) s(\omega) = \min \quad (2.15)$$

In der Annahme, dass der Untergrund sich gleichermaßen auf das theoretische Quellsignal und das reale Quellsignal auswirkt, lassen sich die Greensfunktionen für die unterschiedlichen Modelle als identisch ansehen. Damit diese Annahme gemacht werden kann, muss das Messgebiet vorerkundet werden und ein möglichst gutes Abbild des Untergrundes erstellt werden. Im nächsten Schritt werden die Gleichungen 2.13 und 2.14 nach $s_{real}(\omega)$ oder $s(\omega)$ umgestellt, um sie danach in Gleichung 2.15 einzusetzen. Die daraus resultierende Gleichung 2.17 wird mit G multipliziert, damit die Brüche sich auflösen.

$$s_{real}(\omega) = \frac{d(x_r, \omega)}{G_{m_{real}}} \quad \text{und} \quad s(\omega) = \frac{g(x_r, \omega)}{G_{m_0}} \quad (2.16)$$

$$\frac{d(x_r, \omega)}{G_{m_{real}}} - c(\omega) \frac{g(x_r, \omega)}{G_{m_0}} = \min \quad / \cdot G \quad \Rightarrow \quad d(x_r, \omega) - c(\omega) g(x_r, \omega) = \min \quad (2.17)$$

Um die Werte für den Filter $c(\omega)$ zu bestimmen, wird die „damped least-squares method“ benutzt. Mittels dieser Methode lassen sich Funktionen minimieren.

$$F(\tilde{c}_l, \epsilon) = \sum_{l=0}^{N-1} \sum_{k=1}^M |\tilde{d}_{lk} - \tilde{c}_l \tilde{g}_{lk}|^2 + \epsilon^2 \sum_{l=0}^{N-1} |\tilde{c}_l|^2 \quad (2.18)$$

Zum Berechnen von \tilde{c}_l Werten, für welche die Funktion $F(\tilde{c}_l, \epsilon)$ möglichst kleine Werte ausgibt, wird die Ableitung nach \tilde{c}_l gebildet und gleich null gesetzt. Die Ableitung nach \tilde{c}_l wird Schritt für Schritt ausgeführt.

Bei allen Variablen in Gleichung 2.18, die durch eine Tilde gekennzeichnet sind, handelt es sich um komplexe Zahlen. Das ϵ ist ein Gewichtungsfaktor, der durch Ausprobieren getestet wird. Bei unstimmigen Ergebnissen wird so lange ein neuer Wert probiert, bis die Ergebnisse stimmig sind. Ist der Faktor groß, minimiert er unterbestimmte Modellparameter, ist er gleich null, gibt die Gleichung keine Informationen, um unterbestimmte Modellparameter zu bestimmen (Menke, 2012). Mit Hilfe von komplex konjugierten Zahlen lassen sich die Beträge, welche quadriert werden, umschreiben. Für komplex konjugierte Zahlen wird ein Stern verwendet.

$$F(\tilde{c}_l, \epsilon) = \sum_{l=0}^{N-1} \sum_{k=1}^M (\tilde{d}_{lk} - \tilde{c}_l \tilde{g}_{lk})(\tilde{d}_{lk}^* - \tilde{c}_l^* \tilde{g}_{lk}^*) + \epsilon^2 \sum_{l=0}^{N-1} \tilde{c}_l \tilde{c}_l^* \quad (2.19)$$

Bei der Ableitung nach \tilde{c}_l gilt \tilde{c}_l^* als eine Konstante, was die Ableitung vereinfacht. Als Beispiel dafür, was mit den Summen bei der Ableitung passiert, schauen wir die letzte Summe der Gleichung 2.19 an. Angenommen die Summe würde von l gleich null bis zwei gehen, dann sähe die Summe wie folgt aus:

$$\sum_{l=0}^2 \tilde{c}_l \tilde{c}_l^* = \tilde{c}_0 \tilde{c}_0^* + \tilde{c}_1 \tilde{c}_1^* + \tilde{c}_2 \tilde{c}_2^* \quad (2.20)$$

Wenn die Summe von Gleichung 2.20 nach \tilde{c}_0 abgeleitet würde, bliebe nur \tilde{c}_0^* übrig. Dasselbe gilt für alle anderen möglichen Werte, die l annehmen kann. Mit dieser Erkenntnis lässt sich voraussagen, wie sich die Summen aus der Gleichung 2.19 verhalten, wenn sie nach \tilde{c}_l abgeleitet werden.

Die Ableitung von Gleichung 2.19 nach \tilde{c}_l wird in der nächsten Gleichung 2.21 berechnet.

$$\frac{\partial F(\tilde{c}_l, \epsilon)}{\partial \tilde{c}_l} = \sum_{k=1}^M (-\tilde{g}_{lk})(\tilde{d}_{lk}^* - \tilde{c}_l^* \tilde{g}_{lk}^*) + \epsilon^2 \tilde{c}_l^* \quad (2.21)$$

Um die Werte für den Filter zu erhalten, wird Gleichung 2.21 gleich null gesetzt und anschließend nach \tilde{c}_l^* umgestellt.

$$\tilde{c}_l^* = \frac{\sum_{k=1}^M \tilde{g}_{lk} \tilde{d}_{lk}^*}{\epsilon^2 + \sum_{k=1}^M \tilde{g}_{lk} \tilde{g}_{lk}^*} \quad (2.22)$$

Es wurde gezeigt, wie der Filter berechnet werden kann. Um die Funktion des Filters zu belegen, wird der Filter auf zwei unterschiedliche Signale angewendet: auf ein Sweep- und ein Klauder-Signal. Das Klauder-Signal ergibt sich aus einer Autokorrelation mit einem Sweep-Signal. Als synthetisches Signal wird in beiden Fällen ein Ormsby-Signal benutzt.

In der folgenden Abbildung 2.16 sind Sweep- und Ormsby-Signal sowie das korrigierte Signal zu sehen. Deutlich zu erkennen ist, dass die korrigierte Spur fast genau über der Spur des Sweep-Signals liegt, also genau das, was erwartet wird, wenn der Filter auf die synthetischen Daten angewandt wird. Lediglich am Anfang und am Ende kommt es zu leicht unterschiedlichen Verläufen der Graphen. Der Unterschied entsteht durch Anfang oder Ende des Zeitfensters. Für einen besseren Verlauf bräuchte der Filter einen kurzen Vor-

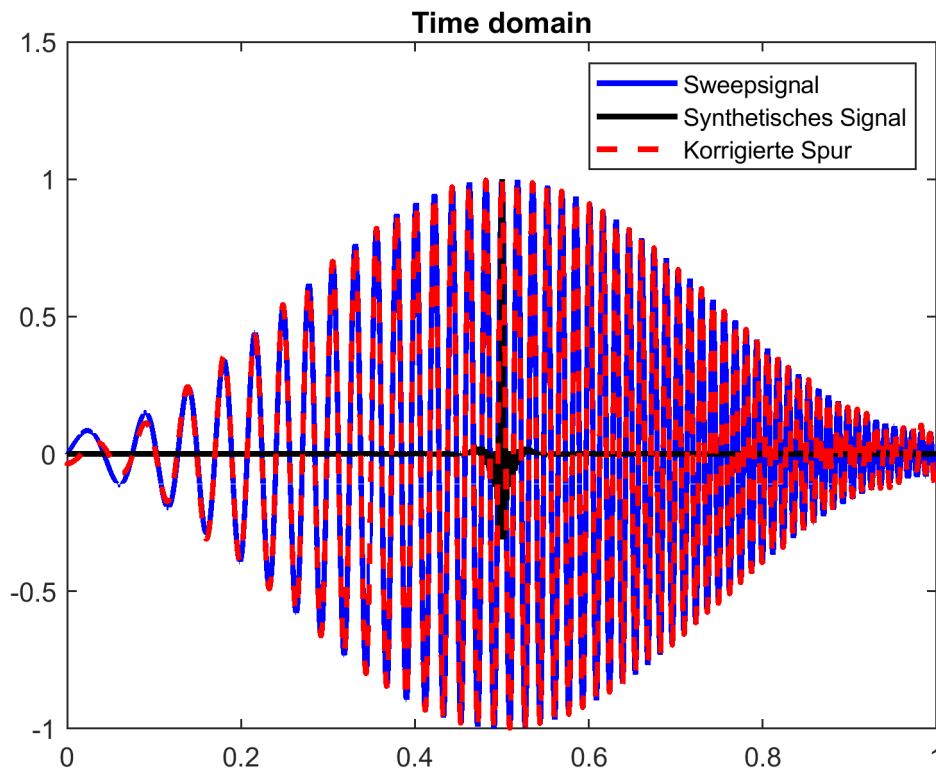


Abbildung 2.16: In blau: Sweep-Signal mit Startfrequenz von 10 Hz und einer Endfrequenz 100 Hz mit Hamming-Window. In schwarz: synthetisches Signal (Ormsby) mit einer unteren Grenzfrequenz von 5 Hz, einer unteren Passfrequenz von 10 Hz, einer oberen Passfrequenz von 100 Hz und einer oberen Grenzfrequenz von 105 Hz. In rot gestrichelt: synthetisches Signal korrigiert mit Filter.

bzw. Nachlauf der Signale. Die gewählten Frequenzen entsprechen ungefähr den Frequenzen, die bei realen Messungen genutzt werden. Lediglich die Sendezeit des Signals von einer Sekunde ist für eine reale Messung unrealistisch. Für die Abbildung würde aber eine größere Sendezeit dafür sorgen, dass kaum etwas zu erkennen wäre.

Im zweiten Beispiel sind wieder drei Signale zu erkennen, nur wurde das Sweep-Signal durch das Klauder-Signal ersetzt. In der Abbildung 2.17 wird nur ein bestimmtes Zeitfenster der eigentlichen 20 Sekunden langen Signalen gezeigt, damit die unterschiedlichen Verläufe der Signale zu erkennen sind. Da es sich um einen Ausschnitt handelt, gibt es an den Rändern des Plots keine Ungenauigkeiten der korrigierten Spur. Sie überdeckt immer das Klauder-Signal.

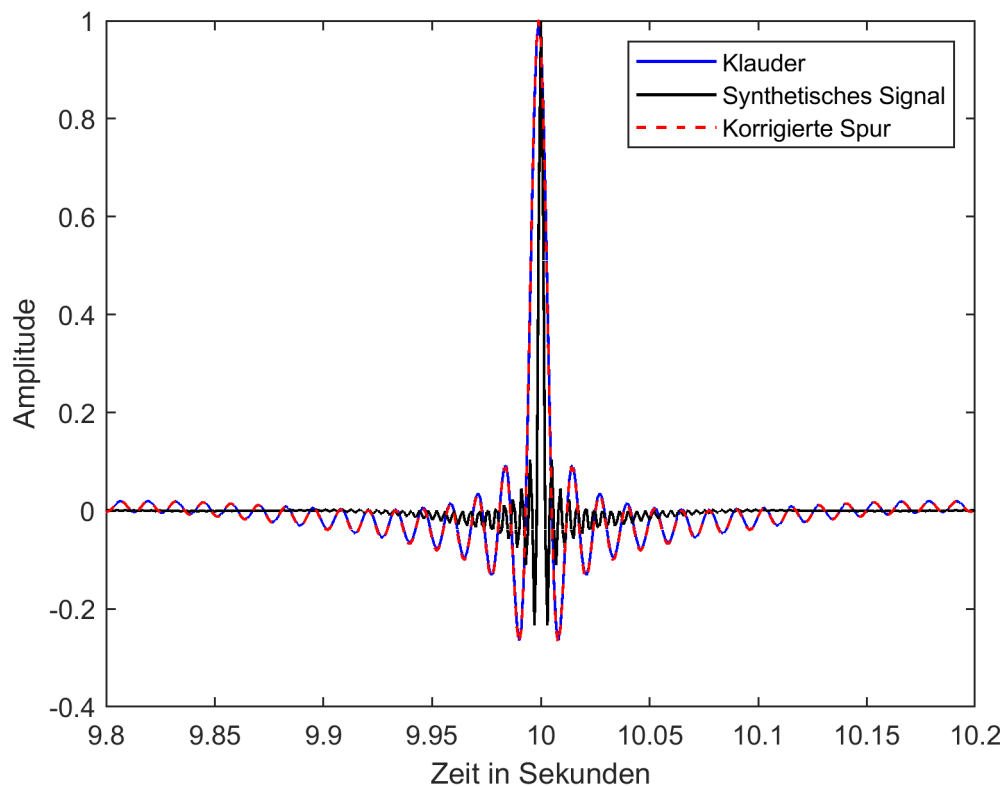


Abbildung 2.17: Ausschnitt von 9,8 bis 10,2 Sekunden zweier Signale und der korrigierten Spur mit Sendezeiten von 20 Sekunden. In blau das Klauder-Signal mit einer Startfrequenz von 3 Hz und einer Endfrequenz von 80 Hz, passend dazu in schwarz das Ormsby-Signal mit unterer Grenzfrequenz von 0,5 Hz, unterer Passfrequenz von 3 Hz, oberer Passfrequenz von 80 Hz und oberer Grenzfrequenz von 82,5 Hz. Rot gestrichelt ist die Spur, die durch Multiplikation mit dem Ormsby-Signal und dem Filter entsteht.

2.7 Anwendung des Wiener-Filters

Der Nutzen des Filters liegt nicht darin, aus synthetischen Signalen ähnliche Signale zu erzeugen. Der Filter wird auf das synthetische Quellsignal angewendet, um das davor unbekannte Quellsignal im Feld zu bestimmen. Dafür müssen davor Daten aus dem Feld und synthetische Daten vorliegen, um den Filter mit der Gleichung 2.22 zu berechnen. Dafür werden die Daten fouriertransformiert und im Frequenzraum die unterschiedlichen Frequenzen der Signale verglichen und der Filter ermittelt. Der Filter sorgt dafür, dass die Frequenzen des synthetischen Signals multipliziert mit ihm die Frequenzen des anderen Signals ergeben. Durch die Annahme, dass der Unterschied in den Daten mit demselben Filter behoben werden kann wie der Unterschied zwischen den Quellsignalen, lässt sich das unbekannte Quellsignal berechnen. Dazu wird das synthetische Quellsignal mit dem Filter multipliziert. Der letzte Schritt ist dann die Rücktransformation. Der Ablauf ist in der Abbildung 2.18 dargestellt.

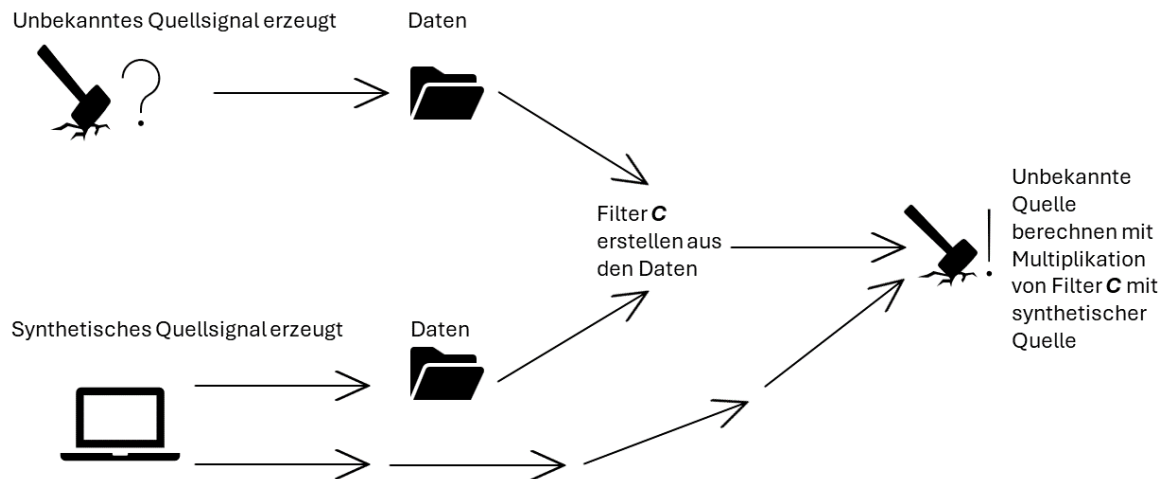


Abbildung 2.18: Erstellung des Filters aus Felddaten und synthetischen Daten mit anschließender Berechnung des unbekannten Quellsignals

Kapitel 3

Auswertung

3.1 Datenerhebung

Für die Verwendung des Filters werden zwei Datensätze benötigt. In dieser Ausarbeitung sind beide Datensätze mit dem Programm SOFI erstellt worden. Somit sind die Daten, welche in der Auswertung benutzt werden, synthetisch. Die eigentliche Anwendung des Filters ist aber anders geplant. Bei den späteren Versuchen mit der Firma Herrenknecht werden Felddaten und synthetische Daten verglichen. Die synthetischen Daten haben jedoch Bezug zum realen Untergrund. Am 20.06.2024 hat das KIT mit der Firma Herrenknecht zusammengearbeitet, um eine Vorerkundung des Versuchsuntergrunds durchzuführen. Hierfür wurden seismische Messungen durchgeführt, um die Schichtungen zu bestimmen. Dieselbe Fläche wird später bei der Validierung des Vibroseismiksignals benutzt werden. Mehr über die Messung steht im nächsten Kapitel (3.1.1). Aufgrund der Erkenntnisse aus der Messung wurden die synthetischen Signale für die Auswertung erstellt. Wie die synthetischen Daten erzeugt wurden und wie realistisch diese sind, wird in Kapitel 3.1.2 erläutert.

3.1.1 Messung auf dem Betriebsgelände der Firma Herrenknecht

Am 29.06.2024 haben einige Mitarbeiter des KITs eine seismische Messung auf dem Firmengelände der Firma Herrenknecht durchgeführt. Hierfür wurden entlang zweier Linien Geophone gesteckt, die zusammen ein Kreuz ergaben. Das Messprofil ist schematisch in der Abbildung 3.1 zu sehen. In orange ist der Sickergraben gekennzeichnet, der dafür sorgte, dass nicht genau nach jedem Meter ein Geophon gesteckt werden konnte. Die Umplatzzierung der Geophone beeinflusst die Auswertung nicht und wird deshalb nicht genauer beschrieben. Die Linien sind jeweils 72 Meter lang und orthogonal zueinander ausgerichtet und die eingelesenen Punkte, die per GPS bestimmt wurden, mit $K0$ bis $K4$ beschriftet. Die Geophone, die in drei Raumrichtungen aufzeichnen, wurden wenn möglich immer in einem Abstand von einem Meter entlang der Linie gesteckt. Als seismische Quelle wurde der Hammerschlag benutzt. Die Schläge des Hammers wurden bei jedem Schusspunkt zehnfach gestapelt, um die Ausschläge, die durch den Hammerschlag erzeugt wurden, deutlicher zu erkennen. Geschossen wurde entlang der Linien alle vier Meter. Der erste Schusspunkt lag bei der Messung jeweils einen Meter hinter dem ersten Geophon. Nachdem entlang beider Linien geschossen wurde, wurden die Geophone gewechselt. Um mit dem Verhältniss von v_p zu v_{sh} die Qualität der Daten zu verbessern, wurde nochmal entlang der Linie gemessen, die sich entlang der Punkte $K1$ bis $K2$ erstreckt. Für diese Aufzeichnung sind Geophone zum Einsatz gekommen, die nur Bewegungen in eine Raumrichtung aufzeichnen. Die Schusspunkte hierfür lagen ein Meter hinter dem ersten Geophon, bei 35,5 und 72

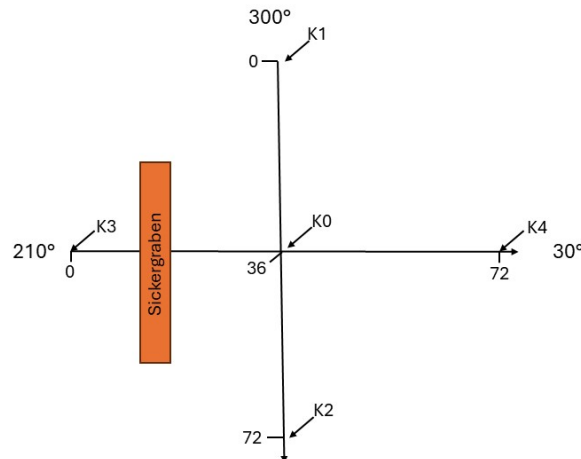


Abbildung 3.1: Skizze der Messlinien und ihre Ausrichtungen, sowie die mit GPS eingelesenen Punkte von K0 bis K4 und der Sickergraben.

Metern. Bei jedem Schuss wurde wie zuvor zehnfach gestapelt. Zudem wurden bei jedem Schusspunkt in beide Schlagrichtungen Messungen durchgeführt. Die Schlagrichtungen waren dabei immer orthogonal zur Linie und in derselben Ebene wie das aufgespannte Messkreuz. Die Messung der Scherwellen wurde nur entlang einer Linie durchgeführt.

Für die Auswertung wurden nur die Laufzeiten der Rayleigh-Wellen genutzt. Die Einsätze der P- oder S-Welle ließen sich trotz zehnfachen Stapelns nicht erkennen. Das Rauschen der nahe liegenden Straße sowie der Betrieb auf dem Firmengelände machten das Erkennen der Einsätze der Raumwellen nicht möglich. Wie bereits im Kapitel 2.2.3 beschrieben, sind Oberflächenwellen energetischer und dadurch deutlicher zu erkennen. In den Abbildungen 3.2 sind die Aufzeichnungen eines Schusses hinter dem ersten Geophon gezeigt. Das linke Bild zeigt die Auslenkungen der Geophone entlang der Messlinie, das rechte Bild die zu dem Schusspunkt gehörige Verbindung der Langsamkeit und Frequenz, auch „slant stack“ genannt. Im linken Bild, dem „shot gather“, ist zu erkennen, wie der erste Einsatz der direkten Welle mit zunehmendem Abstand immer später ankommt. Die ersten Einsätze der Kopfwellen lassen sich kaum erkennen. In dem „slant stack“ lässt sich bei Frequenzen von fast 20 bis 30 Hz eine Zunahme der Langsamkeit erkennen. Diese stagniert für die höheren Frequenzen bei $0.005 \frac{\text{s}}{\text{m}}$. Zudem sind neben der Dispersionskurve mehrere kleinere Artefakte zu sehen, die aus Störsignalen und dem Grundrauschen entstanden sein könnten. Für die Bewertung von Modellen ist der Vergleich der „slant stacks“ nützlich, um die Qualität des Modells zu beurteilen. Aus der Auswertung der Felddaten, die von Prof. Dr. Thomas Bohlen mit dem Programm MASWaves durchgeführt wurde, ergibt sich ein Schichtmodell. Die verschiedenen Geschwindigkeiten der Schichten und ihre Mächtigkeit sind in der Tabelle 3.1 gelistet.

In den ersten drei Schichten, die bis zu einer Tiefe von 5,32 Metern reichen, nimmt die v_s Geschwindigkeit leicht ab. Bei der Tiefe von 5,32 Metern nehmen v_p sowie v_s deutlich zu. Hier liegt der Grundwasserspiegel, der immer für eine Erhöhung der Geschwindigkeiten sorgt und in ungefähr dieser Tiefe in der Region zu erwarten ist. Durch einen seitlichen Aufschluss neben der Fläche lassen sich die Ergebnisse für die ersten Schichten bestätigen. Der seitliche Aufschluss ist in der Abbildung 3.3 zu sehen. Die Tiefe des Aufschlusses

Tabelle 3.1: Schichtmodell mit der Mächtigkeit und den seismischen Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s sowie der Dichte

Tiefe (m)	v_s (m/s)	v_p (m/s)	Dichte (kg/m ³)
0	234	500	1850
0,35	216	450	1850
1,41	200	400	1850
5,32	341	2000	2000
14,19	542	2200	2000

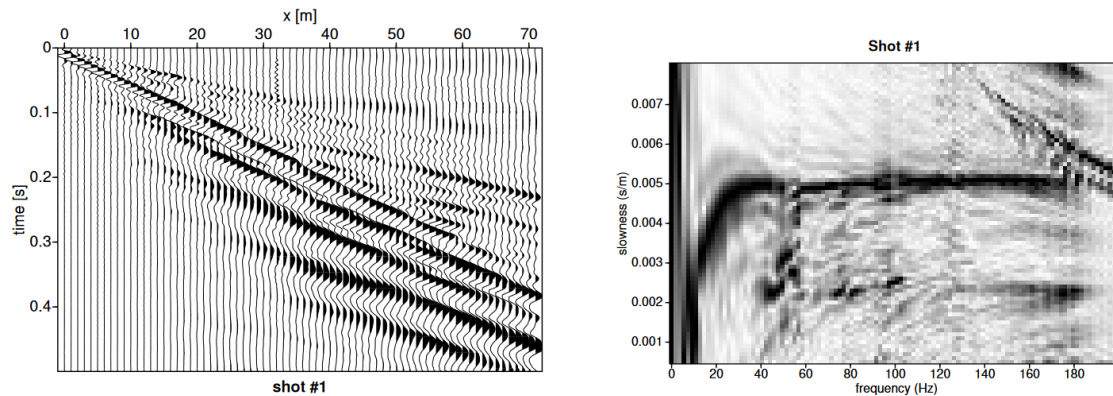


Abbildung 3.2: Links: Feldaufzeichnungen bei einem Schuss hinter dem ersten Geophon. Rechts: slant stack der Messdaten

wurde im Feld auf ungefähr einen Meter geschätzt. Der rötliche Schotter an der Oberfläche wurde auf eine Mächtigkeit von 0,2 Metern geschätzt. Der darunterliegende lehmige Boden erstreckt sich schätzungsweise bis zu einer Tiefe von etwas mehr als einem Meter.

Die Messung und die vollständige Analyse der gesammelten Messdaten sind Bestandteil einer Masterarbeit, die dieses oder nächste Jahr fertiggestellt wird. Geschrieben wird die Masterarbeit am KIT von Ahmad Rasho, der bei der Messung dabei war.

3.1.2 Erstellung der synthetischen Daten

Die Daten wurden mit dem Programm SOFI2D erstellt. SOFI2D ist ein Programm, mit dem seismische Daten erstellt werden können. Für die Erstellung der Daten sind bestimmte Modellvorgaben notwendig. Für die Daten, die in der Bachelorarbeit verwendet werden, wurden die Modellparameter aus der Tabelle 3.1 benutzt. Es wurden vier verschiedene Datensätze erstellt. Die Datensätze haben alle dieselben Modellparameter, bis auf die Quellsignale. Diese sind bei jedem Datensatz anders. Die Daten wurden von Prof. Dr. Thomas Bohlen erstellt. Die Datensätze mit ähnlichen Quellsignalen werden miteinander ausgewertet, indem der Filter mit der Gleichung 2.22 berechnet wird. Die Datensätze werden paarweise ausgewertet. Beim ersten Datensatz (HK1) wurde ein Ricker-Signal als Quellsignal verwendet. Beim zweiten Datensatz (HK2) wurde das Fuchs-Müller-Signal verwendet. Die ersten beiden Datensätze und der dritte und vierte Datensatz werden jeweils miteinander verrechnet. Die Quellsignale der Datensätze eins und zwei sind in der Abbildung 3.4 dargestellt. Beide Signale haben Sendedauern von ungefähr 0,06 Sekunden. Das Quellsignal des ersten Datensatzes ist das Ricker-Signal in Blau, das für den zweiten Datensatz in Orange ist das Fuchs-Müller-Signal. Die verschiedenen Quellsignale, die mit einander verrechnet werden, sind absichtlich Signale mit ähnlichen Frequenzspektren, damit der Vergleich der Signale sinnvoll ist.



Abbildung 3.3: Seitlicher Aufschluss mit drei verschiedenen erkennbaren Schichten mit einer Tiefe von etwas mehr als einem Meter

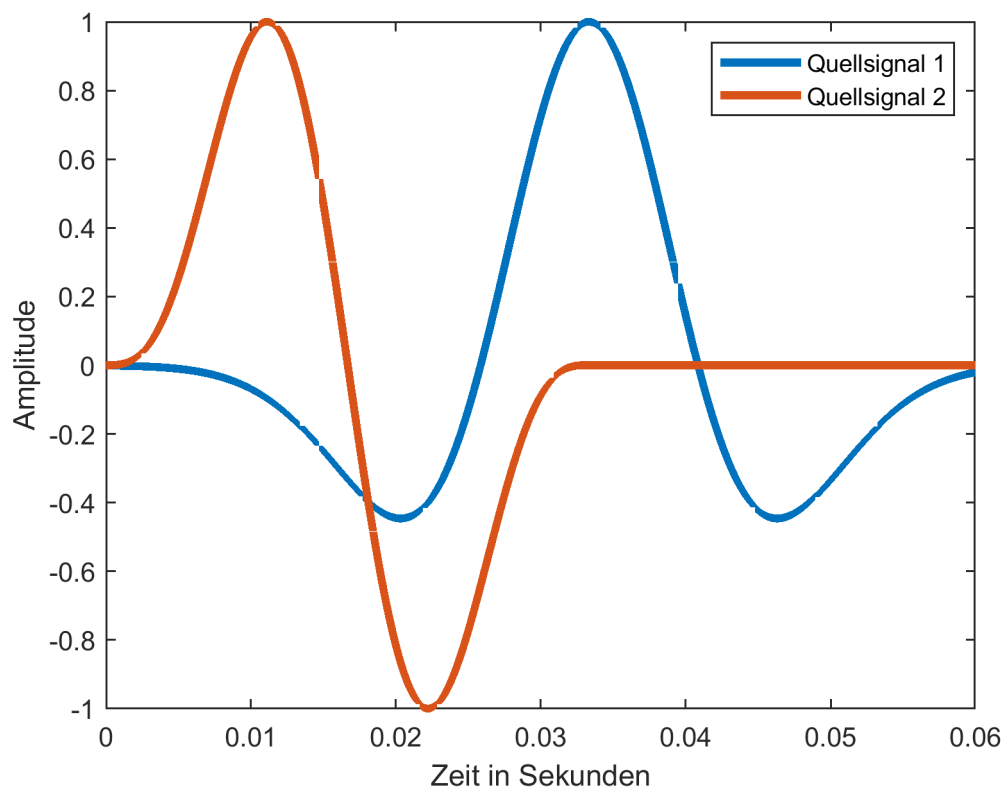


Abbildung 3.4: Quellsignale der Datensätze eins und zwei. In blau Quellsignal vom ersten Datensatz (Ricker-Signal). In orange Quellsignal vom zweiten Datensatz (Fuchs-Müller-Signal)

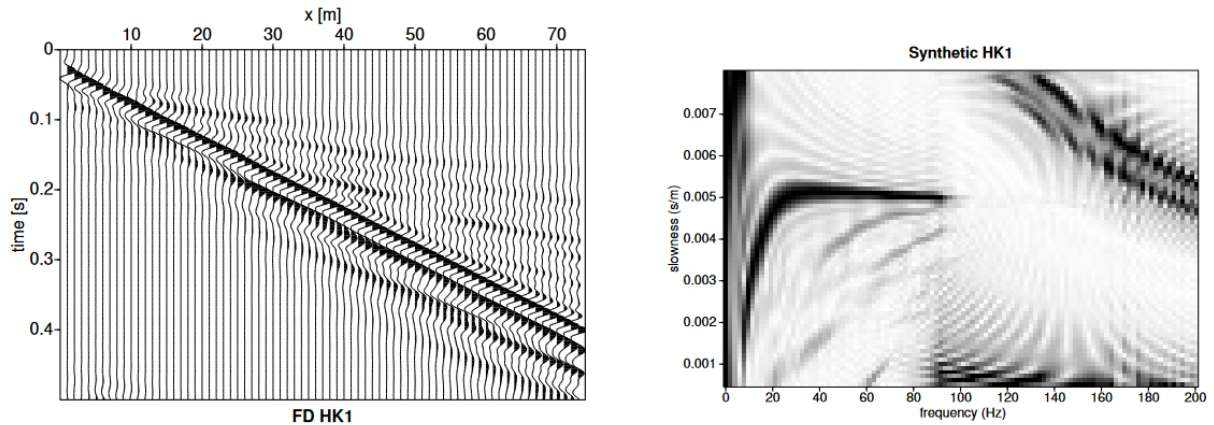


Abbildung 3.5: Grafiken von dem ersten Datensatz. Links: shot gather. Rechts: slant stack

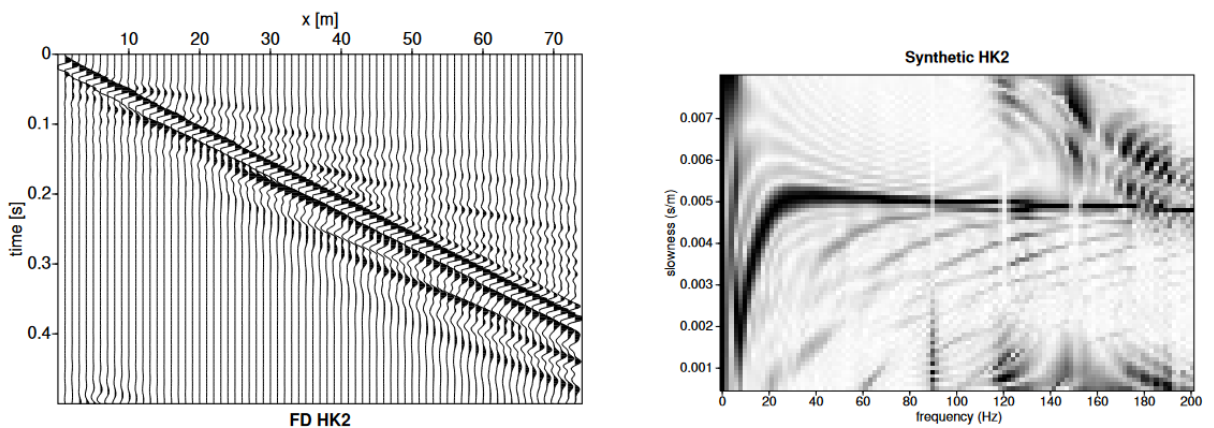


Abbildung 3.6: Grafiken vom zweiten Datensatz. Links: shot gather. Rechts: slant stack

Die „shot gathers“ und die „slant stacks“ der Datensätze HK1 und HK2 sind in den Abbildungen 3.5 und 3.6 zu sehen. Im Vergleich mit dem „slant stack“ aus der Abbildung 3.2 sind die „slant stacks“ der synthetischen Daten mit weniger Artefakten versehen, weil die synthetischen Daten keine äußeren Störeinflüsse beinhalten. Die Dispersionskurve der synthetischen Daten stimmt gut mit der Kurve der Felddaten überein. Daraus lässt sich ableiten, dass das Modell der Schichtgeschwindigkeiten gut mit der Realität übereinstimmt.

Für die letzten beiden Datensätze (HK3 und HK4) wurden jeweils Sweep-Signale benutzt, welche leicht unterschiedlich sind, aber eine gleiche Sendedauer von ungefähr acht Sekunden haben. Die beiden Sweeps sind in der Abbildung 3.7 zu sehen. Mit einer Startfrequenz von fünf bis zu 80 Hz schwingt der Sweep von dem dritten Datensatz. Der Sweep vom vierten Datensatz wurde mit einem Gauß-Fenster und dem Quellsignal aus dem dritten Datensatz erstellt. Das Gauß-Fenster wurde so modifiziert, dass die mittleren Werte dreimal stärker als die äußeren Bereiche gewertet werden. Das hat zur Folge, dass die äußeren Schwingungen eine maximale Auslenkung bei $\pm \frac{1}{3}$ haben. Die Sweep-Signale sind wesentlich komplizierter und sorgen mit ihrer langen Signaldauer und den hohen Frequenzen dafür, dass übliche Zeit-Auslenkung-Grafiken unübersichtlich werden. Um dennoch einen übersichtlichen Vergleich zu haben, eignet sich eine Zeit-Frequenz-Grafik.

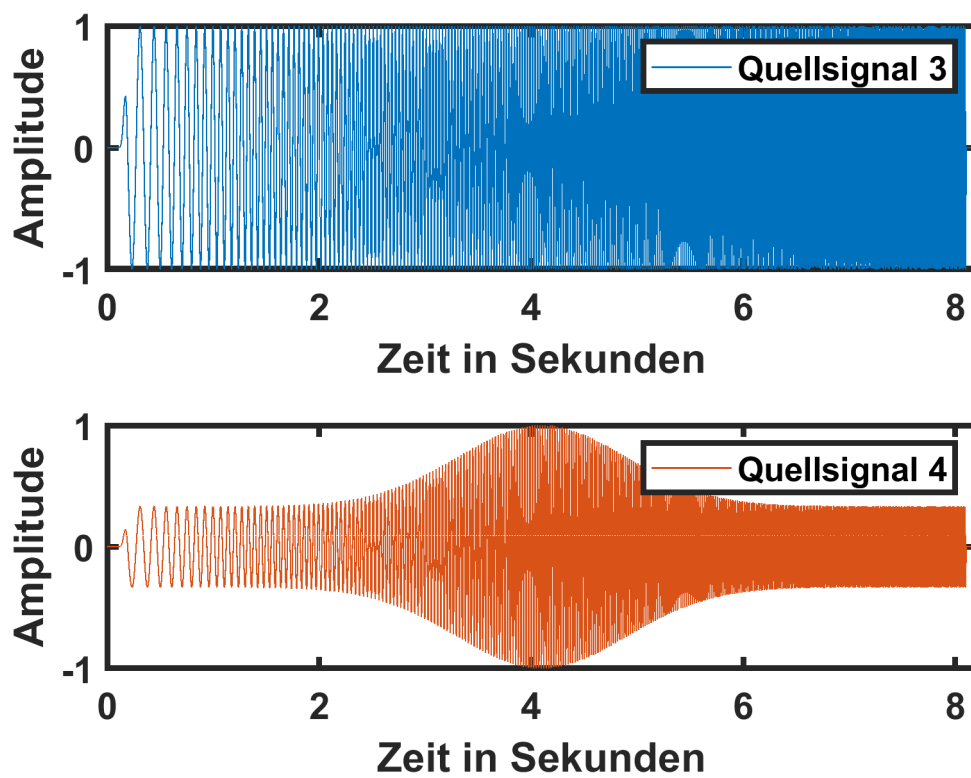


Abbildung 3.7: Quellsignale der Datensätze drei und vier. In blau Quellsignal vom dritten Datensatz (Sweep). In orange Quellsignal vom vierten Datensatz (veränderter Sweep).

3.2 Filter auf die erstellten Daten anwenden

Der Filter aus dem Kapitel 2.6 wird auf die zwei Datensatzpaare angewendet. Anders als in den Beispielen aus dem Theorieteil bestehen jetzt die Daten aus mehreren Spuren mit Daten, aber die Berechnung des Filters bleibt gleich. In den zwei weiteren Kapiteln werden zuerst die Daten mit kurzen Quellsignalen und danach die mit langen Quellsignalen behandelt.

3.2.1 Filter auf kurze Quellsignale anwenden

Die Datensätze mit kurzen Quellsignalen sind HK1 und HK2. Bei der geplanten Verwendung des Filters wird ein Datenpaar aus einem Felddatensatz und einem synthetischen Datensatz bestehen. In diesem Kapitel werden daher der erste Datensatz als Felddaten oder „observed data“ und der zweite Datensatz als „model data“ bezeichnet. Für die späteren Versuche wird das Quellsignal der Felddaten unbekannt sein und mit Hilfe des Filters berechnet werden. Die Abbildung 3.8 zeigt 14 der 73 Spuren. Es werden nicht alle Spuren gezeigt, sondern nur die Spuren, die alle fünf Meter aufgezeichnet werden, damit die Abbildung überschaubar bleibt. In Schwarz sind die Ergebnisse der Modellrechnung und in Blau die aufgezeichneten Felddaten zu erkennen. Das Ergebnis des Filters ist rot gestrichelt und liegt fast überall über den in Blau dargestellten Felddaten. Die Schwingungen der einzelnen korrigierten und im Feld aufgezeichneten Spuren sind fast immer identisch. Vereinzelt stimmen die Amplituden der Schwingung nicht überein, wie bei der Spur bei 25 Metern „offset“ kurz vor 0,2 Sekunden. Noch seltener kommt es zu unterschiedlichen Schwingungen, wie bei der Spur mit 5 Metern „offset“ direkt am Anfang. Hier liegt die korrigierte Spur anfangs daneben und schwingt, während die Felddaten keine Bewegung zeigen.

Der nächste Schritt ist es, den Filter zu benutzen, um das unbekannte Quellsignal zu bestimmen. Hierfür wird das Quellsignal der Modelldaten mit dem Filter multipliziert. Das Ergebnis ist das eigentlich unbekannte Quellsignal. Um zu bestimmen, wie gut die Berechnung das Quellsignal trifft, sind in der Abbildung 3.9 alle Quellsignale gemeinsam in einem Schaubild dargestellt. Das Quellsignal des „observed“-Datensatzes verläuft dabei fast identisch mit dem Signal, welches sich aus der Berechnung mit dem Filter ergibt. Zu Beginn und zum Ende hin weichen die Verläufe leicht voneinander ab.

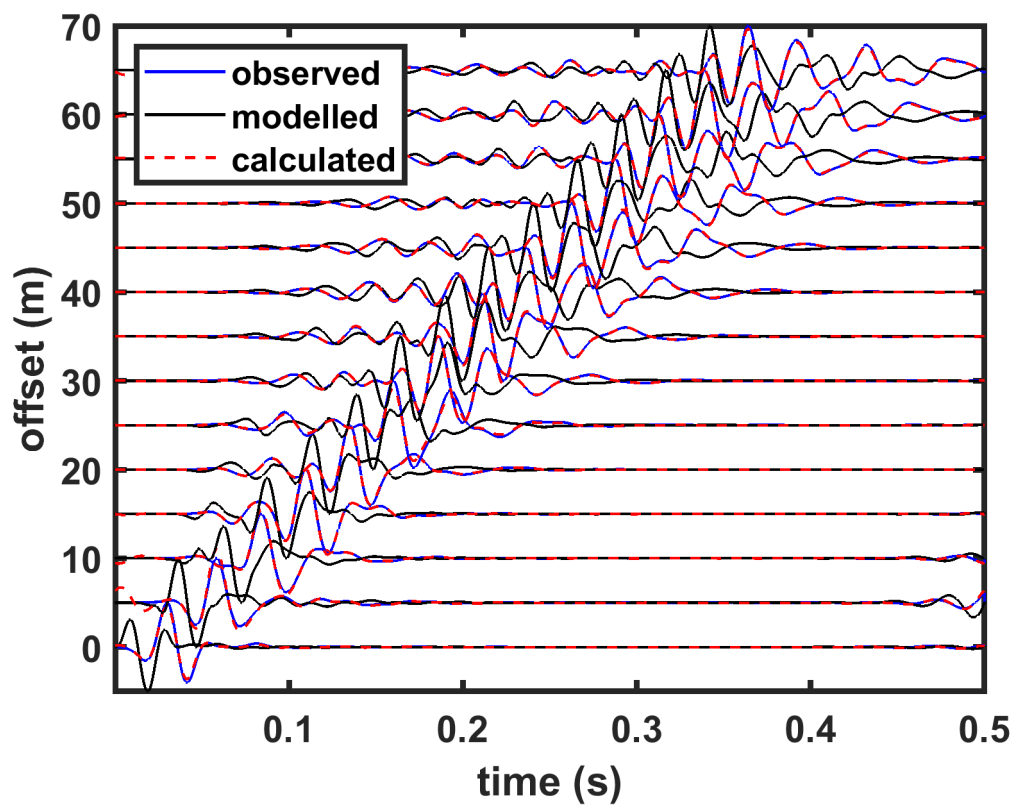


Abbildung 3.8: Alle 5 Meter Spuren von Felddaten (blau), Modelldaten (schwarz) und mit dem Filter veränderte Modelldaten (rot gestrichelt)

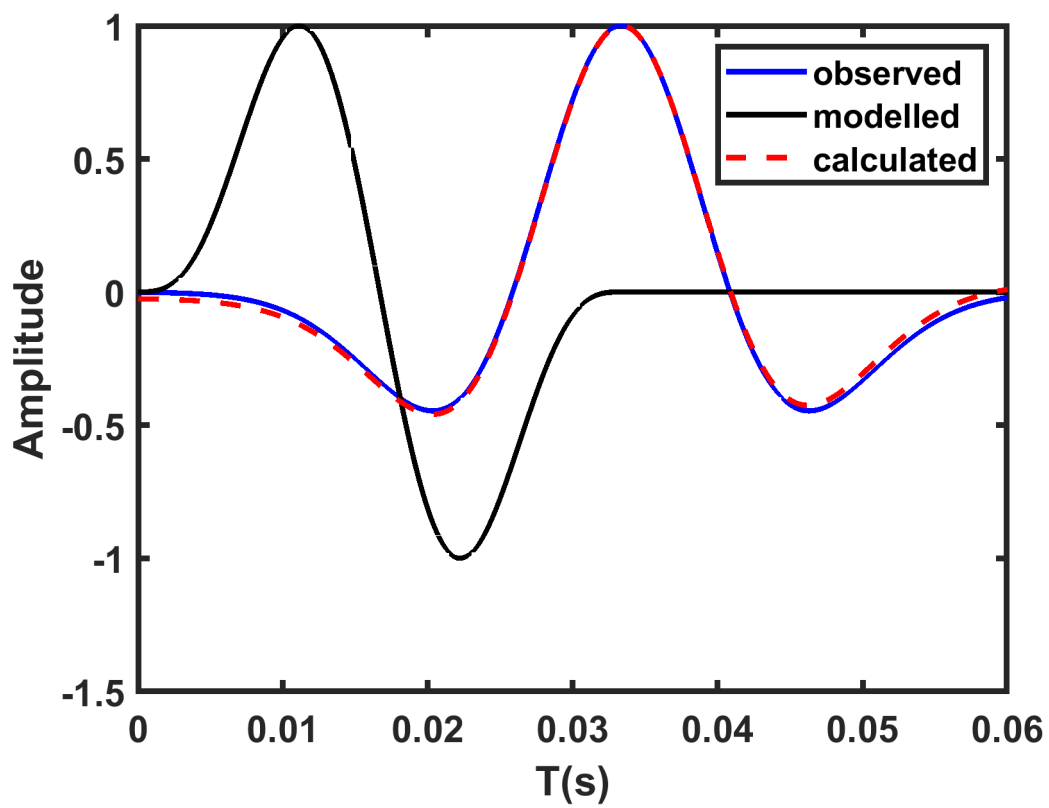


Abbildung 3.9: Quellsignale der Felddaten (blau), der Modelldaten (schwarz) und verändertes Modell-Quellsignal (rot gestrichelt)

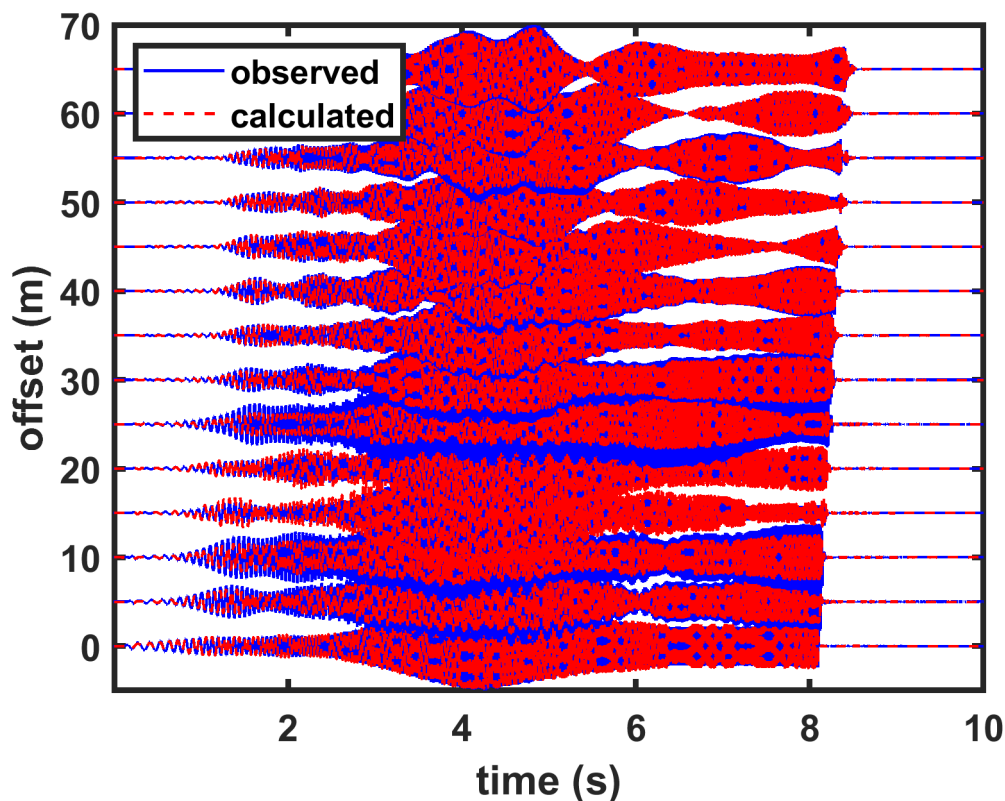


Abbildung 3.10: Alle 5 Meter Spuren von Felddaten (blau) und mit dem Filter veränderte Modelldaten (rot gestrichelt)

3.2.2 Filter auf einen Sweep anwenden

Die Datensätze mit dem Sweep als Quellsignal sind HK3 und HK4. Wie im Kapitel zuvor (3.2.1) wird mit diesem Datensatz-Paar der Filter getestet. Dabei werden die Daten aus HK4 als Felddaten und die Daten aus HK3 als synthetische Daten behandelt. Die Abbildung 3.10 zeigt 14 Spuren in fünf Meter-Abständen zueinander. In Blau sind die Feldaufzeichnungen und in Rot die Spur, die entsteht, wenn der Filter mit den Modelldaten multipliziert wird. In der Abbildung lässt sich nichts Genaues ablesen, weil die Frequenzen zu hoch sind, um in 10 Sekunden deutlich erkennbar zu sein. Es ist zu erkennen, dass die rote Spur im Vergleich mit der blauen Spur an einigen Stellen weniger starke Auslenkungen verzeichnet. Gut erkennen lässt sich das bei einem Empfängerabstand („offset“) von 10 Metern von der ersten Sekunde bis zur zweiten. Bei der Interpretation der Abbildung gibt es zu beachten, dass die Spuren oft von Spuren mit größerem Empfängerabstand überdeckt werden.

Als Nächstes wird der Filter auf das Modell-Quellsignal angewendet, um das eigentlich unbekannte Quellsignal aus dem Feld zu berechnen. Die Abbildung 3.11 zeigt die zwei Signale. Wie auch schon zuvor ist blau die Farbe für der Felddaten und rot gestrichelt das Ergebnis vom Filter. Der Trend, dass die Auslenkung des berechneten Signals kleiner ausfällt als die der Felddaten, zeigt sich auch bei der Berechnung des Quellsignals. Innerhalb der ersten Sekunde lässt sich erkennen, dass die Frequenz, mit der das Feld-Quellsignal schwingt, dieselbe Frequenz ist, mit der auch das berechnete Quellsignal schwingt, aber die Auslenkungen des berechneten Signals kleiner sind.

Da in der Abbildung 3.11 die Frequenzen nicht zu erkennen sind, werden in der Abbildung 3.12 die Frequenzen im Laufe der Zeit mit ihrer Stärke gezeigt. Links ist das Feld-Quellsignal

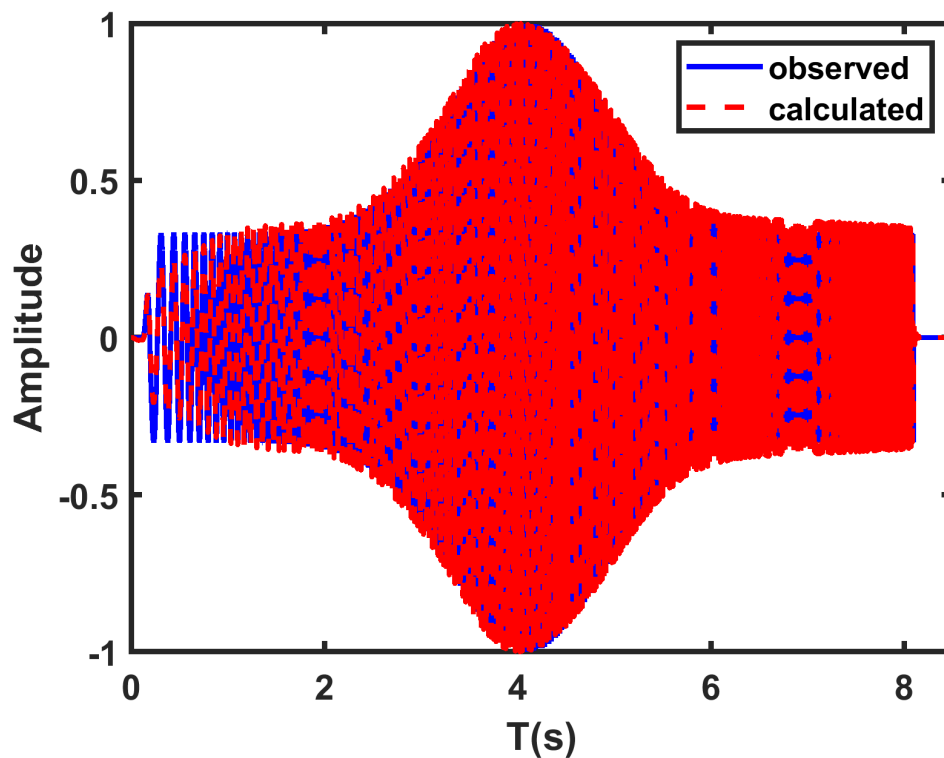


Abbildung 3.11: Quellsignal der Felddaten (blau), mit dem Filter verändertes Modell-Quellsignal (rot gestrichelt)

und rechts das mit dem Filter berechnete Signal zu sehen. Zu erkennen ist der lineare Anstieg der Frequenz, der typisch für einen Sweep ist. Zudem ist ein Zentrum deutlich zu erkennen, was sich aufgrund der unterschiedlichen starken Auslenkung der Schwingungen innerhalb der Laufzeit ausprägt. Das Feld-Quellsignal hat bei vier Sekunden seine maximale Auslenkung, und deshalb ist auch beim Frequenzspektrum die Frequenzstärke bei vier Sekunden maximal. Im Vergleich der Frequenzspektren lässt sich kaum ein Unterschied ausmachen. Nur zu Beginn ist ein Unterschied zu erkennen, der aber bereits bei der Abbildung 3.11 zu erkennen ist.

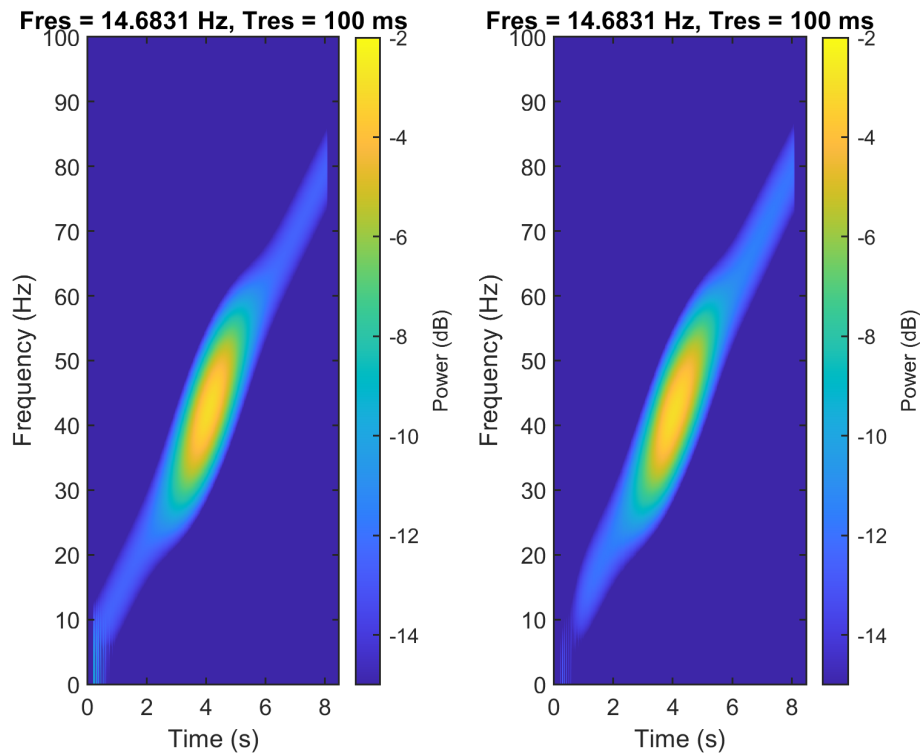


Abbildung 3.12: Frequenzspektrum der Signale. Links: Feld-Quellsignal. Rechts: berechnetes Signal

3.3 Ergebnisse bewerten

Die Ergebnisse der Auswertung mit den Datensätzen HK1 und HK2 sind nahezu perfekt. Die Abbildung 3.9 zeigt bereits, wie ähnlich die Verläufe der zwei Signale sind. Wie klein die Abweichungen der Verläufe sind, ist in der Abbildung 3.13 dargestellt. Die Abbildung zeigt den Verlauf des Ergebnisses, wenn die Auslenkungen beider Signale voneinander abgezogen werden. Zu Beginn und am Ende der Zeitreihe sind die Abweichungen größer. Sie liegen dort bei bis zu 0.03. Durch die Normierung der Signale entspricht das drei Prozent Abweichung. In dem mittleren Teil der Zeitreihe funktioniert der Filter perfekt. Hier kommt es zu Abweichungen von weniger als einem Prozent. Solch ein Ergebnis war zu erwarten, wenn die verschiedenen Spuren einzelner Geophone und das berechnete Signal bereits im „shot gather“ (Abbildung 3.8) fast perfekt übereinander liegen.

Die Ergebnisse der Auswertungen mit den Datensätzen HK3 und HK4 sind im Vergleich mit der Auswertung der Datensätze HK1 und HK2 schlechter ausgefallen, aber sind dennoch gute Ergebnisse. Zwar ist in der Abbildung 3.12 quasi kein Unterschied in den Frequenzspektren zu erkennen, aber die Abbildung 3.11 zeigt leicht unterschiedliche Verläufe zwischen Quellsignal und berechnetem Signal. Wie groß die Unterschiede sind, zeigt die Abbildung 3.14. Zu sehen ist der Unterschied beider Signale, indem die Werte beider Signale bei jedem Messwert voneinander abgezogen werden. Wie auch bei der Auswertung der kurzen Signale ist der Unterschied zu Beginn und zum Ende hin größer. Bei den Sweep-Signalen sind es Abweichungen von mehr als zehn Prozent. Im mittleren Bereich der Zeitreihe sind die Unterschiede kleiner. Es sind Unterschiede von unter fünf Prozent.

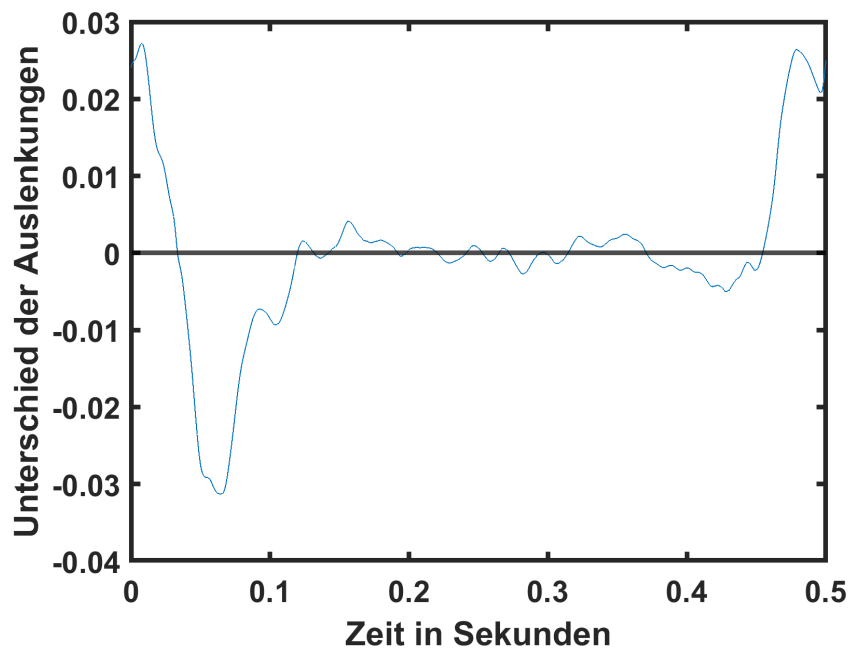


Abbildung 3.13: Unterschied in der Auslenkung zwischen dem Feld-Quellsignal (HK1) und dem dazugehörigen berechneten Signal

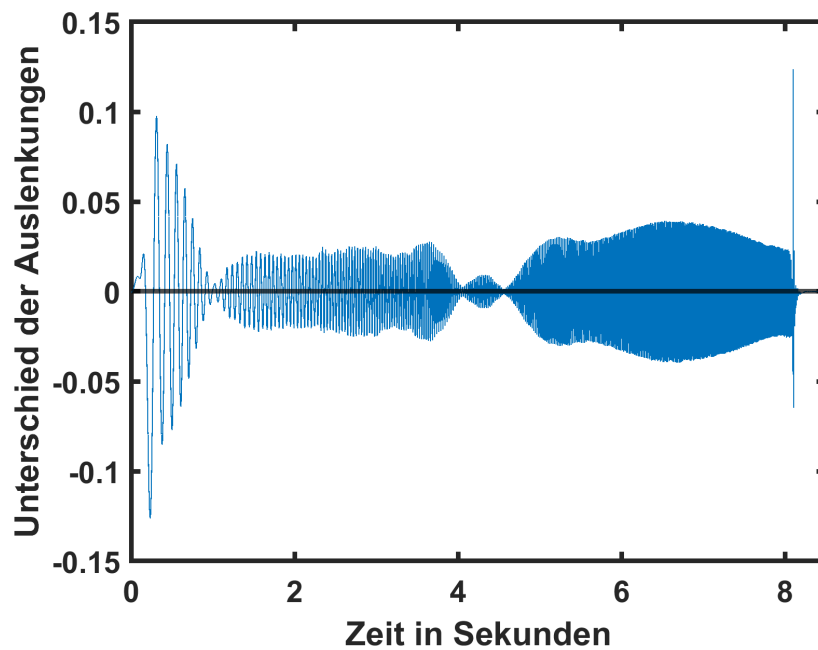


Abbildung 3.14: Unterschied in der Auslenkung zwischen dem Feld-Quellsignal (HK4) und dem dazugehörigen berechneten Signal

Kapitel 4

Fazit

Das Ziel der Bachelorarbeit ist es, mit dem Filter das Quellsignal zu berechnen, welches sich vom Steuersignal unterscheidet: zum einen für die Validierung des Vibro-Trucks von der Firma Herrenknecht, zum anderem für die Signalverarbeitung. Wenn die Berechnung des Quellsignals funktioniert, können daraus bessere Analysen seismischer Daten resultieren. Daraus würde ein besseres Untergrundmodell entstehen, weil das Quellsignal zur Auswertung benutzt werden würde und nicht das Steuersignal.

Die Auswertung mit synthetischen Daten ist gelungen. Daten, die mit einem kurzen Quellsignal erstellt wurden, erzielen besonders gute Ergebnisse. Die Quellsignale und das berechnete Signal sind zusammen in der Abbildung 3.9 gezeigt. Wie die Abbildung 3.13 zeigt, sind zwischen dem berechneten Signal und dem Quellsignal nur geringe Unterschiede von weniger als drei Prozent. Die komplizierteren Daten, die mit einem Sweep als Quellsignal erstellt wurden, ergaben bei der Auswertung größere Abweichungen. Der Verlauf der Signale ist in der Abbildung 3.11 zu sehen. Die Abbildung 3.14 zeigt die Unterschiede zwischen dem Quellsignal und des errechneten Signals. Zu Beginn und gegen Ende der Signale unterscheiden sie sich um bis zu zehn Prozent. Abweichungen von zehn Prozent sind kein gutes Ergebnis für einen synthetischen Test. Jedoch weichen die Signale größtenteils nur um weniger als fünf Prozent voneinander ab.

Auffällig ist, dass bei den kurzen Signalen und den Sweepsignalen der Unterschied zwischen dem Quellsignal und dem berechneten Signal anfangs und gegen Ende größer ist als im restlichen Verlauf. Hier könnte der Filter weiter verbessert werden oder die Daten vor der Analyse mit einem anderen Filter verändert werden, so dass der Filter besser funktioniert.

Die Auswertung zeigt, dass der Wiener-Filter funktioniert. Die Methode kann also zur Berechnung des Quellsignals herangezogen werden.

Mit Felddaten wird die Berechnung des unbekannten Signals durch äußere Störeinflüsse ungenauer. Störsignale oder nicht perfekte Untergrundmodelle sorgen dafür, dass das unbekannte Quellsignal ungenauer berechnet wird. Die untersuchten synthetischen Daten sind frei von solchen Störeinflüssen. Wie groß der Einfluss von solchen Faktoren ist, bleibt zu untersuchen.

Kapitel 5

Danksagung

Als Erstes möchte Prof. Dr. Thomas Bohelen danken. Er hat mir das interessante Thema vorgeschlagen und mich tatkräftig unterstützt und die Daten für die Auswertung für mich erstellt. Zudem hatte er ein offenes Ohr für meine Fragen.

Meinem Betreuer Rezaei Nevisi Arash danke ich für seine schnellen Antworten. Er hat mir die MATLAB-Umgebung nähergebracht und war immer bereit, sich mit meinen Anliegen auseinanderzusetzen.

Bei der Herleitung des Wiener-Filters half mir mein Kommilitone Nick Sander. Er gab mir mit seinen Ratschlägen große Hilfe.

Ein großer Dank geht auch an meine Korrekturleserinnen: Barbara Dammenhayn-Scott und Lucia Digel. Sie halfen mir bei Formulierungen und wiesen mich auf meine Fehler im Text hin.

Zuletzt danke ich meinen Freunden und meiner Familie, die mich während der Zeit begleitet haben. Sie gaben mir Zuversicht und unterstützten mich, wo sie konnten.

Literatur

- Armin, D. (2017). „Catalog of Window Taper Functions for Sidelobe Control“. *Sandia National Laboratories*.
- Baeten, G. J. M. (1989). *Theoretical and practical aspects of the Vibroseis method*. Technische Universität Delf.
- Bundes Verband Geothermie (2021). *Vibroseismik*. Aufrufe: 19.08.2024. URL: <https://www.geothermie.de/bibliothek/lexikon-der-geothermie/v/vibroseismik>.
- Bundesministerium für Wirtschaft und Klimaschutz (2022). *Eckpunkte für eine Erdwärmekampagne. Geothermie für die Wärmewende*. Techn. Ber. Bundesministerium für Wirtschaft und Klimaschutz.
- Clauser, C. (2018). *Grundlagen der angewandten Geophysik - Seismik, Gravimetrie*.
- Doerry, A. (2017). *Catalog of Window Taper Functions for Sidelobe Control*. Techn. Ber. Sandia National Laboratories.
- Gang Li, Wen Qi, Zhiqiang und Zhifei Tao (2020). „Modal characteristics and phase response of vibrator under excitation of sweep frequency“. *Advances in Mechanical Engineering*.
- Herrenknecht Tunneling Systems (o.D.). *Urban Vibro Truck. Innovativer mobiler Vibro Truck für Reflexionsseismik - Speziell optimiert für den Einsatz im städtischen Gebiet*. Aufrufe: 19.08.2024. URL: <https://www.herrenknecht.com/de/produkte/productdetail/urban-vibro-truck/>.
- K. Fuchs, G. Müller (1971). „Computation of Synthetic Seismograms with the Reflectivity Method and Comparison with Observations“. *Geophysical Journal International*.
- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. International Geophysics Series.
- Ryan, H. (1994). „Ricker, Ormsby, Klauder, Butterworth - A Choice of Wavelets“. *CSEG Recorder*.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Links: Lastwagen mit Vibrator und Hydrauliksystem. Rechts: Aufbau des seismischen Vibrators (Gang Li, Wen Qi, Zhiqiang und Zhifei Tao, 2020) . . .	3
2.2	Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer P-Welle (Clauser, 2018, S. 21). .	5
2.3	Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer S-Welle mit reiner S_H -Polarisation (Clauser, 2018, S. 21).	5
2.4	Partikel-Auslenkung beim Durchgang einer Rayleigh-Welle (Clauser, 2018, S. 21)	6
2.5	Änderung der Umlaufrichtung und Auslenkung der Rayleigh-Welle mit der Tiefe (Clauser, 2018, S. 22)	6
2.6	Partikel-Bewegung beim Durchgang einer Love-Welle (Clauser, 2018, S. 21)	7
2.7	Aus dem Huygensschen Prinzip abgeleitetes Reflexions- und Brechungsgesetz, wenn eine einfallende Welle (schwarz) auf eine Grenzschicht trifft und daraus eine reflektierte (blau) und gebrochene Wellenfront (rot) entstehen (Clauser, 2018, S. 41-47)	8
2.8	Drei Reflexionen, die sich in der Aufzeichnung von einem Seismogramm überlagern, sowie eine Kreuzkorrelation der Aufzeichnung mit dem Quellsignal (Sweep) (Clauser, 2018, S.124)	9
2.9	Sweep-Signal mit einer Sendedauer von 10 Sekunden und Frequenzen von 0,5 bis 5 Hz	10
2.10	Klauder-Signal mit einer Startfrequenz von 3 Hz und Endfrequenz von 80 Hz und einer Signaldauer von einer Sekunde.	12
2.11	Ormsby-Signal mit einer Sendedauer von 0,4 Sekunden und einer Zeitverschiebung von 0,25 Sekunden sowie verschiedenen unteren und oberen Grenzfrequenzen. ($f_1 = 1,5\text{Hz}$, $f_2 = 3\text{Hz}$, $f_3 = 80\text{Hz}$, $f_4 = 81,5\text{Hz}$) . . .	13
2.12	Ricker-Signal mit einer Frequenz von 30 Hz	14
2.13	Fuchs-Müller-Signal mit einer Sendezeit von einer Sekunde und zwei Extremstellen	15
2.14	Hamming Window für 64 Datenpunkte	16
2.15	Sweep mit Startfrequenz von 0,5 Hz und Endfrequenz von 5 Hz mit einer Sendedauer von 10 Sekunden. Rechts ohne, links mit Taper.	16
2.16	In blau: Sweep-Signal mit Startfrequenz von 10 Hz und einer Endfrequenz 100 Hz mit Hamming-Window. In schwarz: synthetisches Signal (Ormsby) mit einer unteren Grenzfrequenz von 5 Hz, einer unteren Passfrequenz von 10 Hz, einer oberen Passfrequenz von 100 Hz und einer oberen Grenzfrequenz von 105 Hz. In rot gestrichelt: synthetisches Signal korrigiert mit Filter. . .	19

2.17	Ausschnitt von 9,8 bis 10,2 Sekunden zweier Signale und der korrigierten Spur mit Sendezeiten von 20 Sekunden. In blau das Klauder-Signal mit einer Startfrequenz von 3 Hz und einer Endfrequenz von 80 Hz, passend dazu in schwarz das Ormsby-Signal mit unterer Grenzfrequenz von 0.5 Hz, unterer Passfrequenz von 3 Hz, oberer Passfrequenz von 80 Hz und oberer Grenzfrequenz von 82,5 Hz. Rot gestrichelt ist die Spur, die durch Multiplikation mit dem Ormsby-Signal und dem Filter entsteht.	20
2.18	Erstellung des Filters aus Felddaten und synthetischen Daten mit anschließender Berechnung des unbekannten Quellsignals	22
3.1	Skizze der Messlinien und ihre Ausrichtungen, sowie die mit GPS eingelesenen Punkte von <i>K0</i> bis <i>K4</i> und der Sickergraben.	24
3.2	Links: Feldaufzeichnungen bei einem Schuss hinter dem ersten Geophon. Rechts: slant stack der Messdaten	25
3.3	Seitlicher Aufschluss mit drei verschiedenen erkennbaren Schichten mit einer Tiefe von etwas mehr als einem Meter	26
3.4	Quellsignale der Datensätze eins und zwei. In blau Quellsignal vom ersten Datensatz (Ricker-Signal). In orange Quellsignal vom zweiten Datensatz (Fuchs-Müller-Signal)	26
3.5	Grafiken von dem ersten Datensatz. Links: shot gather. Rechts: slant stack	27
3.6	Grafiken vom zweiten Datensatz. Links: shot gather. Rechts: slant stack . .	27
3.7	Quellsignale der Datensätze drei und vier. In blau Quellsignal vom dritten Datensatz (Sweep). In orange Quellsignal vom vierten Datensatz (veränderter Sweep).	28
3.8	Alle 5 Meter Spuren von Felddaten (blau), Modelldaten (schwarz) und mit dem Filter veränderte Modelldaten (rot gestrichelt)	30
3.9	Quellsignale der Felddaten (blau), der Modelldaten (schwarz) und verändertes Modell-Quellsignal (rot gestrichelt)	31
3.10	Alle 5 Meter Spuren von Felddaten (blau) und mit dem Filter veränderte Modelldaten (rot gestrichelt)	32
3.11	Quellsignal der Felddaten (blau), mit dem Filter verändertes Modell-Quellsignal (rot gestrichelt)	33
3.12	Frequenzspektrum der Signale. Links: Feld-Quellsignal. Rechts: berechnetes Signal	34
3.13	Unterschied in der Auslenkung zwischen dem Feld-Quellsignal (HK1) und dem dazugehörigen berechneten Signal	35
3.14	Unterschied in der Auslenkung zwischen dem Feld-Quellsignal (HK4) und dem dazugehörigen berechneten Signal	35

Tabellenverzeichnis

3.1	Schichtmodell mit der Mächtigkeit und den seismischen Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s sowie der Dichte	25
-----	--	----

Anhang A

Anhang

A.1 Matlab Programm für die Auswertung der kurzen Signale

```
clear all; close all; clc;

addpath SegyMAT -begin
%-----
% Definition of some parameters
filed="su/HK1_vy.su"; % Observed data d
fileg="su/HK2_vy.su"; % Modelled data g
signald="su/source_signal_HK1.shot1.su"
signalg="su/source_signal_HK2.shot1.su"

tracenorm=1; % =1: Apply trace normalization
SN=0.0;      % Noise added to observed data.
NFmax=150.0; % SN=signal to noise ratio
              % NFMax= Max. frequency of noise
%-----

%-----
% read seismic data
[d,SuTraceHeaders1,SuHeader1]=ReadSu(filed);
[g,SuTraceHeaders2,SuHeader2]=ReadSu(fileg);
[sd,SuTraceHeadersg,SuHeaderg]=ReadSu(signald);
[sg,SuTraceHeadersd,SuHeaderd]=ReadSu(signalg);

ns=SuHeader1(1).ns;
dt=SuHeader1(1).dt*10^-6;
t=linspace(dt, ns*dt, ns)';
num_trace=[SuTraceHeaders1.TraceNumber];
offset=[SuTraceHeaders1.offset];
ntr=length(num_trace);

%-----
% trace normalization
if tracenorm,
    for trace=1:ntr
        d(:,trace)=d(:,trace)/max(abs(d(:,trace)));
        g(:,trace)=g(:,trace)/max(abs(g(:,trace)));
    end
end

% Normalize source signals
sd=sd/max(sd);
sg=sg/max(sg);

dmax=max(max(abs(d)));

%wiggle(offset,t,d,'VA2');

%-----
% calculate known source signals for comparison
source_d=sd;
source_g=sg;
[SOURCE_D,f]=fast_fourier_transform(source_d, dt, 1);
[SOURCE_G,f]=fast_fourier_transform(source_g, dt, 1);
```

```
%-----
% calculate source wavelet correction filter
c=stfi(d,g);

%-----
% apply source wavelet correction filter
SOURCE_G_NEW=c.*SOURCE_G;
source_g_new=inverse_fast_fourier_transform(SOURCE_G_NEW, dt, 1);
source_g_new=source_g_new/max(source_g_new);

for n=1:ntr,
    [G(:,n),f]=fast_fourier_transform(g(:,n), dt, 1);
    G_NEW(:,n)=c.*G(:,n);
    g_new(:,n)=inverse_fast_fourier_transform(G_NEW(:,n), dt, 1);
end

%-----
% Plot results. Inverted source time function. Source Signal and calculated
% signal

figure; plot(t,source_d,'b-',...
    t,source_g,'k-',...
    t,source_g_new,'r--',...
    'linewidth',2.0);

legend('observed','modelled','calculated','Location','NorthEast')

%legend('g(t)','d(t)','c*g');
TW=0.06;
xlim([0 TW])
xlabel('Zeit in Sekunden'); ylabel('Amplitude')
niceplot;
print('shortsourcesignals','-dpng','-r300')
% %print('STFI-F4','-dpng')

%-----
% Plot results. Seismograms. shot gathers

figure; hold on
itr=[1:5:70]; % plot only these traces, negative if all
% Wind data
if itr>0,
    dw=d(:,itr);
    gw=g(:,itr);
    gw_new=g_new(:,itr);
    offsetw=offset(itr);
end

xcur=1.0;
xp=xcur*(offsetw(2)-offsetw(1));
for trace=1:length(offsetw),
    plot(t,dw(:,trace)*xp+offsetw(trace),'b-','linewidth',1.0)
    plot(t,gw(:,trace)*xp+offsetw(trace),'k-','linewidth',1.0)
    plot(t,gw_new(:,trace)*xp+offsetw(trace),'r--','linewidth',1.0)
```

```
end
legend('observed','modelled','calculated','Location','NorthWest')
hold off
axis xy
axis([ min(t) max(t) min(offsetw)-xp max(offsetw)+xp])

ylabel('offset (m)');
xlabel('time (s)');
niceplot;
print('shortsingals','-dpng','-r300')

%-----
%calculate difference between source signal and calculated signal

unterschied=source_d-source_g_new;

figure;
plot(t,unterschied)
yline(0,'LineWidth',2,'Color','black')
xlabel('Zeit in Sekunden')
ylabel('Unterschied der Amplituden')
niceplot;
print('unterschiedshortsignal','-dpng','-r300')
%-----
```

A.2 Matlab Programm für die Auswertung der Sweep-Signale

```
clear all; close all; clc;

addpath SegyMAT -begin
%-----
% Definition of some parameters
fileg="su/HK3vy.su"; % Observed data
filed="su/HK4vy.su"; % Modelled data

signalg="HK3corr.su"
signald="HK4corr.su"

tracenorm=1; % =1: Apply trace normalization
SN=0.0;      % Noise added to observed data.
NFmax=150.0; % SN=signal to noise ratio
           % NFMax= Max. frequency of noise
%-----

%-----
% read seismic data
[d,SuTraceHeaders1,SuHeader1]=ReadSu(filed);
[g,SuTraceHeaders2,SuHeader2]=ReadSu(fileg);
[sd,SuTraceHeadersg,SuHeaderg]=ReadSu(signald);
[sg,SuTraceHeadersd,SuHeaderd]=ReadSu(signalg);

ns=SuHeader1(1).ns;
dt=SuHeader1(1).dt*10^-6;
t=linspace(dt, ns*dt, ns)';
num_trace=[SuTraceHeaders1.TraceNumber];
offset=[SuTraceHeaders1.offset];
ntr=length(num_trace);

%source data

[dsource,SuTraceHeaders1source,SuHeader1source]=ReadSu(filedsource);
[gsource,SuTraceHeaders2source,SuHeader2source]=ReadSu(filegsource);

%-----
% trace normalization

dmax=max(max(d));
gmax=max(max(g));
if tracenorm,
    for trace=1:ntr
        d(:,trace)=d(:,trace)/max(abs(d(:,trace))); %with dmax or max(abs(d(:,↙
trace)))???
        g(:,trace)=g(:,trace)/max(abs(g(:,trace))); %with gmax or max(abs(g(:,↙
trace)))???
    end
end

% Normalize source signals
sd=sd/max(sd);
```



```

sg=sg/max(sg);

% dmax=max(max(abs(d)));

% wiggle(offset,t,d,'VA2');

%-----
% calculate known source signals for comparison
source_d=sd;
source_g=sg(:,1);
[SOURCE_D,f]=fast_fourier_transform(source_d, dt, 1);
[SOURCE_G,f]=fast_fourier_transform(source_g, dt, 1);

%-----
% calculate source wavelet correction filter
c=stfi(d,g);

%-----
% apply source wavelet correction filter
SOURCE_G_NEW=c.*SOURCE_G;
source_g_new=inverse_fast_fourier_transform(SOURCE_G_NEW, dt, 1);
source_g_new=source_g_new/max(source_g_new);

for n=1:ntr,
    [G(:,n),f]=fast_fourier_transform(g(:,n), dt, 1);
    G_NEW(:,n)=c.*G(:,n);
    g_new(:,n)=inverse_fast_fourier_transform(G_NEW(:,n), dt, 1);
end

% apply source wavelet correction filter
SOURCE_G_NEW=c.*SOURCE_G;
source_g_new=inverse_fast_fourier_transform(SOURCE_G_NEW, dt, 1);
source_g_new=source_g_new/max(source_g_new);

for n=1:ntr,
    [G(:,n),f]=fast_fourier_transform(g(:,n), dt, 1);
    G_NEW(:,n)=c.*G(:,n);
    g_new(:,n)=inverse_fast_fourier_transform(G_NEW(:,n), dt, 1);
end

%-----
% Plot results. Inverted source time function.
figure; plot(t,source_d,'b-',...
    t,source_g_new,'r--',...
    'linewidth',2.0);

legend('observed','calculated','Location','NorthEast')

% legend('g(t)','d(t)','c*g');
TW=8.5;
xlim([0 TW])
xlabel('T(s)'); ylabel('Amplitude')

```

```

niceplot;
print('sweepourcesignals2','-dpng','-r300')
% %print('STFI-F4','-dpng')

%-----
% Plot results. Seismograms.

figure; hold on
itr=[2:5:71]; % plot only these traces, negative if all
%Wind data
if itr>0,
    dw=d(:,itr);
    %gw=g(:,itr);
    gw_new=g_new(:,itr);
    offsetw=offset(itr);
end

xcur=1.0;
xp=xcur*(offsetw(2)-offsetw(1));
for trace=1:length(offsetw),
    plot(t,dw(:,trace)*xp+offsetw(trace),'b-','linewidth',1.0)
    %plot(t,gw(:,trace)*xp+offsetw(trace),'k-','linewidth',1.0)
    plot(t,gw_new(:,trace)*xp+offsetw(trace),'r--','linewidth',1.0)
end
legend('observed','calculated','Location','NorthWest')
hold off
axis xy
axis([ min(t) max(t) min(offsetw)-xp max(offsetw)+xp])

ylabel('offset (m)');
xlabel('time (s)');
niceplot;
print('sweepsingals2','-dpng','-r300')
fs=1/dt;

unterschied=source_d-source_g_new;
figure
plot(t,unterschied)
xlim([0 8.5])
yline(0,'LineWidth',2,'Color','black')
xlabel('Zeit in Sekunden')
ylabel('Unterschied der Auslenkungen')
niceplot;
print('unterschiedsweep','-dpng','-r300')

figure
subplot(1,2,1)
pspectrum(source_d,fs,'spectrogram','FrequencyLimits',[0,100],'TimeResolution',0.1,↵
...
'OverlapPercent',99,'Leakage',0.85)
caxis([-18 -2])

```

```
xlim([0 8.5])
```

```
subplot(1,2,2)
```

```
pspectrum(source_g_new,fs,'spectrogram','FrequencyLimits',[0,100],'TimeResolution', ↵  
0.1, ...
```

```
'OverlapPercent',99,'Leakage',0.85)
```

```
caxis([-18 -2])
```

```
xlim([0 8.5])
```

```
print('frequenzspectrum','-dpng','-r300')
```

A.3 Matlab Funktion für die Berechnung des Fitlers

```
function [c] = stfi(d,g)
% Source time function inversion

[ns,ntr]=size(d);

dt=1.0;
epsilon2=1.0e-2;

for n=1:ntr,
[D(:,n),f]=fast_fourier_transform(d(:,n), dt, 1);
[G(:,n),f]=fast_fourier_transform(g(:,n), dt, 1);

end

a1=0.0; E=0.0; a2=0.0;a3=0.0;
for n=1:ntr,
a1=a1+conj(G(:,n)).*D(:,n);
E=E+sum(abs(G(:,n)).^2);
a3=a3+abs(G(:,n)).^2;
end
E=E/(ntr*ns);
a2=ntr*E*epsilon2;
c=a1./(a2+a3);

end
```

