

Bachelorarbeit

Refraktionsseismische Messungen im Schwarzwassertal



vorgelegt von:
Måns Lundström

Betreuer: Prof. Dr. Thomas Bohlen
Zweitgutachter: Prof. Dr. Nico Goldscheider

Bearbeitungszeitraum: 01.02.2025 - 01.08.2025

Geophysikalisches Institut (Fakultät für Physik)

Abstract

Mit dem Ende des letzten Glazials vor etwa 10.000 Jahren ging ein Bergsturz in das Schwarzwassertal (SWT) im Norden Österreichs nieder. Bis zu hausgroße Schrattekalkblöcke der nördlichen Talseite blockierten den Lauf des Schwarzwasserbachs (SWB). Heute ist das Gebiet hinter dem Bergsturz fast vollständig verlandet und wird nur noch nach der Schneeschmelze in Teilen überschwemmt. Die dort abgelagerten Sedimente haben jede Kenntnis über die Beschaffenheit des Tals vor dem Bergsturz unter sich begraben. Um der Frage nachzugehen, welche Beschaffenheit die Ausgangsgesteine des SWT ursprünglich hatte, wurde eine Refraktionsseismik auf der Sedimentoberfläche durchgeführt. Diese Methode hat eine lange Geschichte in der Erforschung des flachen Untergrundes und ist besonders effektiv im Fall hoher Geschwindigkeitskontraste, wie sie hier zu erwarten sind. Acht Profile wurden im Rahmen einer dreitägigen Messkampagne untersucht und anschließend ausgewertet, um tomographische Modelle der Schichtgeschwindigkeiten im Untergrund zu erstellen.

Zwei der Profile untersuchen mittig im Tal die oberen Sedimentschichten und kreuzen sich über einer Bohrung, um Vergleichswerte zu erzeugen. Drei längere Profile untersuchen den westlichen Teil des Tals. Im Osten des Tals fanden zudem Untersuchungen auf drei parallelen Profilen statt, die geologische Besonderheiten kartieren sollten. In diesem Teil des Tals wurden einerseits unterirdische Kalksteinbrocken als Überbleibsel des Bergsturzes vermutet, andererseits fließt hier Wasser in Sinklöchern in den Boden. Beide Strukturen hinterließen keine Signatur in den Messungen.

Die P-Wellengeschwindigkeiten der Deckschichten konnten in allen Profilen konstant bestimmt werden; so erscheint zunächst eine Verwitterungsschicht von etwa 2.5m Mächtigkeit mit sehr geringen Geschwindigkeiten, an die sich weitere Sedimentschichten mit Geschwindigkeiten von ca. 1000 m/s bzw. 1500 m/s anschließen. Gestützt durch Erkenntnisse einer Bohrung werden diese Schichten als tonige Sedimente interpretiert. Geschwindigkeiten von 2000-2500 m/s treten in drei Profilen in Tiefen von 20-40 m auf. Diese Geschwindigkeiten könnten durch Festgestein erklärbar sein, was auch im Einklang mit der Topographie der Umgebung stehen würde. In diesem Fall kann nicht abschließend festgestellt werden, ob es sich um einen stark verkarsteten Kalkstein der Nordseite des Tals oder Teile des Flyschs der südlichen Talseite handelt. Schlussendlich kann nach Abgleich mit den geologischen Gegebenheiten in der Umgebung des Tals ein Modell der Struktur des Festgesteins unter den Sedimentschichten erstellt werden. Dessen Tiefenlage war deutlich größer als erwartet. Weiterhin lassen die Daten vermuten, dass es im Westen des Tals tiefer liegt als flussabwärts im Osten, was neue Fragen zur Entstehungsgeschichte des Tals aufwirft. Es konnte der Einfluss des Schwarzwasserbachs auf die seismischen Geschwindigkeiten analysiert werden.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
2	Messmethode Seismik: theoretischer Hintergrund	5
2.1	Seismische Wellen	5
2.1.1	Geometrische Seismik	7
2.1.2	Schicht über Halbraum	8
2.2	Inversionsmethode	9
3	Das Untersuchungsgebiet	13
4	Versuchsdurchführung	18
4.1	Profile	18
4.2	Messung	19
4.3	Datenverarbeitung	19
4.3.1	Rohdaten	21
4.3.2	Picks	21
4.3.3	Die iterative Inversion	23
5	Ergebnisse	25
5.1	Profil 1	25
5.2	Profil 2	28
5.3	Profil 3	30
5.3.1	Kurzer Teil	30
5.3.2	Langer Teil	31
5.4	Profil 4	33
5.5	Profil 5	34
5.6	Profil 6	35
5.7	Profil 7	37
5.8	Profil 8	38
6	Analyse	39
7	Rekonstruktion der Talstruktur	43
8	Fehlerbetrachtung	45
9	Zusammenfassung	47
	Literaturverzeichnis	49
	Eigenständigkeitserklärung	51
	Anhang	52

Abbildungsverzeichnis

1	2D-Deformationen von Gesteinen.	6
2	Schematische Darstellung verschiedener Wellentypen.	7
3	Strahlwege und Laufzeitkurven.	8
4	Iterative Erstellung eines Untergrundmodells.	11
5	Das Finite-Elemente-Mesh.	12
6	Die tektonischen Einheiten der Alpen.	14
7	Geologie des SWT.	15
8	Der Schwarzwasserbach.	15
9	Korngrößenverteilung der Bohrung von Bollow (2022).	17
10	Alters-Tiefen-Modell der Bohrung.	17
11	Die Messprofile.	18
12	Fotos der Messauslagen.	20
13	Workflow des Programms RefraPy.	20
14	Datenbeispiel: Rohdaten des ersten Schusspunktes auf Profil 4.	22
15	Datenbeispiel: Bearbeitete Daten des ersten Schusspunktes auf Profil 4.	22
16	Picks aller Schusspunkte von Profil 4.	23
17	Ergebnis der P-Wellentomographie auf Profil 4. Die schwarzen Linien sind die modellierten Strahlenwege.	24
18	Die Farbskala der Geschwindigkeiten auf allen Profilen.	25
19	Tomographien auf Profil 1.	26
20	Tomographien und Strahlwege auf Profil 2.	29
21	Tomographien und Strahlwege auf dem kurzen Teil von Profil 3.	30
22	Tomographien und Strahlwege auf dem langen Teil von Profil 3.	32
23	Tomographie und Strahlwege auf Profil 4.	33
24	Tomographie und Strahlwege auf Profil 5.	34
25	Tomographien und Strahlwege auf Profil 6.	36
26	Tomographie und Strahlwege auf Profil 7.	37
27	Tomographie und Strahlwege auf Profil 8.	38
28	Geologisches Schichtmodell im Untersuchungsgebiet.	41
29	Höhenprofil und unterirdischer Verlauf der geologischen Schichten im SWT.	43
30	Ein Überblick über die Picks auf den Profilen 1 bis 3.	52
31	Ein Überblick über die Picks auf den Profilen 3 bis 8.	53

Tabellenverzeichnis

1	Messgeometrie der Profile.	18
2	RRMSE-Fehler bei steigender Zahl an Iterationen bei der Auswertung von Profil 4.	24
3	Übersicht über Tiefenlagen, Strahleindringung, minimale und maximale P-Wellengeschwindigkeiten sowie die Tiefe des beobachteten Festgesteins auf den Profilen.	39
4	Fehler der Modelle.	46

1 Einleitung

Das am Nordrand der Alpen gelegene Schwarzwassertal weist einige (hydro-) geologische Besonderheiten auf. An der Grenze zwischen Helvetikum und Penninikum treffen hier zwei tektonische Großeinheiten aufeinander. An der Oberfläche findet sich zum einen Schrätkalk, der das Tal nach Norden begrenzt und dort das Gottesackerplateau sowie den Hochifen aufbaut, sowie Flyschgesteine, die im Süden des Tals liegen. Mit Ende des letzten Glazials löste sich ein Bergsturz von der Ifenplatte im Norden und beförderte große Mengen Kalksteinbrocken ins Tal. Diese stellten eine Barriere für den Wasserfluss des SWB dar, der ein Zufluss für die Breitach im angrenzenden Kleinwalsertal ist. Im Laufe der letzten 10.000 Jahre staute sich das Wasser auf dem Gebiet der heutigen Melköde, wodurch sich dieses mit Sedimenten auffüllte. Heute ist dort auf etwa 1340 Meter über dem Meeresspiegel (m ü. M) ein Plateau anzutreffen. Die Durchführung refraktionsseismischer Messungen im Tal soll Informationen über die ursprüngliche Topographie des Tals, vor dem Bergsturz und der Sedimentation beschaffen. Vorangegangene Bohrungen bis zu 10 m Tiefe in der Mitte des Beckens waren noch nicht zum Festgestein vorgedrungen. Seismische Untersuchungen können bei der Bestimmung der Gesteinsarten und ihrer räumlichen Ausdehnung beitragen. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Frage:

Wie verläuft das Festgestein unter dem Sedimentbecken im oberen Schwarzwassertal?

Die Refraktionsseismische Methode erlaubt durch eine Messung an der Oberfläche einen Einblick in den Aufbau des Untergrunds. Sie eignet sich besonders im Fall eines geschichteten Untergrunds, in dem mit der Tiefe die seismische Geschwindigkeit zunimmt, wie es hier erwartbar ist. An einer Punktquelle werden seismische Wellen angeregt und ihre Ankunftszeiten an einer Reihe von Geophonen ausgewertet.

Sowohl das Kleinwalsertal als auch das Schwarzwassertal und speziell die Melköde Alpe sind bereits Gegenstand von Forschungsprojekten gewesen. So haben beispielsweise Völk und Scheid (2001), Schmidt-Thomé (1960) oder Wagner (1950) detaillierte Beschreibungen des Gebiets und der geologischen Vorgänge angefertigt. Unter anderem Sinreich et al. (2002) und Goldscheider und Hötzl (2000) widmeten sich der hydrogeologischen Untersuchung der Melköde. Es wurden unter anderem Markierungsversuche durchgeführt um Fließwege und -zeiten des Wassers zu bestimmen und eine Modellvorstellung der Bergsturzmasse erarbeitet. Bollow (2022) hat bis zu 5 m Tiefe Sedimentmaterial aufgenommen und untersucht. Das Ziel dieser Untersuchung war, die Umweltgeschichte des Gebiets zu rekonstruieren. In diesem Zuge wurde das Material auch ^{14}C -datiert. Die vorliegende Arbeit ergänzt diese Liste um seismische Messungen und ein Modell des unterirdischen Verlaufs des Festgesteins.

2 Messmethode Seismik: theoretischer Hintergrund

Die seismische Messung ist eine der Grundlegenden Messmethoden in der Geophysik. Sie hat eine breite Reihe von Anwendungen. Diese reichen von kleinräumigen Untersuchungen über Rohstofferkundungen bis zu Messungen, die die gesamte Erde umschließen. Wird das Signal von einer natürlichen Quelle (Erdbeben o.ä.) ausgelöst, spricht man von Seismologie, wohingegen man bei künstlich angeregten Wellen von Seismik spricht. Bei einer seismischen Messung werden die Ankunftszeiten der im Untergrund laufenden Wellen gemessen. Aus dieser Information soll zunächst die Wellengeschwindigkeit und später andere physikalische Parameter des Untergrunds, beispielsweise Dichte oder Porosität, bestimmt werden.

Seismische Wellen können sich in festen und flüssigen Materialien ausbreiten, wobei sie das Ausbreitungsmedium elastisch verformen. Ihr Weg und die Laufzeit durch das Medium ist von der Ausbreitungsgeschwindigkeit beeinflusst.

2.1 Seismische Wellen

Um seismische Wellen zu verstehen, ist es zunächst notwendig, das mechanische Verhalten von Gesteinen unter Krafteinwirkung zu betrachten. Ist die Kraft klein und zeitlich begrenzt, wird das Gestein nach der Verformung in seine ursprüngliche Position zurückkehren. Es verhält sich elastisch. Diese Art der Verformung wird durch das hookesche Gesetz beschrieben. Es stellt den Zusammenhang her zwischen der wirkenden Spannung $\sigma_n = \text{Kraft/Fläche}$ und der daraus resultierenden Dehnung $\epsilon = \text{Längenänderung/Länge}$. In Tensorschreibweise lautet es:

$$\sigma_{ij} = E_{ijkl} \epsilon_{kl} , \quad (2.1)$$

wobei E das Elastizitätsmodul ist. Die Tensoren für Spannung und Dehnung σ_{ij} und ϵ_{kl} sind symmetrisch für ein unbewegtes Element und haben sechs unabhängige Elemente. E_{ijkl} ist ebenfalls ein symmetrischer 6×6 -Tensor, der sich im allgemeinen aus 21 unabhängigen Elementen zusammensetzt. Im isotropen Medium reduzieren sich die unabhängigen Elemente auf zwei (Schoen 2011). Je nach betrachtetem Fall (beispielsweise starr ummantelter Körper, pure einaxiale Stauchung, etc., siehe Abb. 1) bieten sich verschiedene Kombinationen der elastischen Moduln als Parameter zur Beschreibung des Systems an. Stellvertretend seien hier die Poissonzahl ν , die das Querdehnungsverhältnis bei einaxialer Spannung beschreibt, sowie das Schermodul μ und das Kompressionsmodul κ , welche das Verhalten bei entsprechender Belastung beschreiben, genannt.

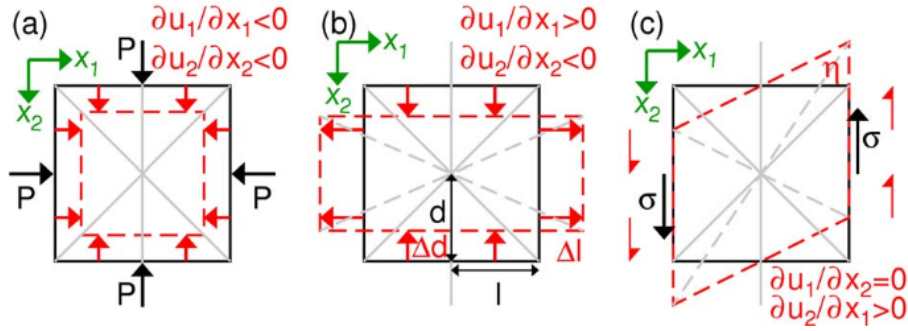


Abbildung 1: Darstellung verschiedener Gesteinsdeformationen in 2D. (a) Kompression unter allseitigem Druck P . Die Kraft wirkt senkrecht zur Oberfläche des Materials. (b) Einaxiale Belastung führt zu Stauchung in x_2 -Richtung und zu Dehnung in x_1 -Richtung. Auch hier wirkt die Kraft senkrecht zur Oberfläche. (c) Einfache Scherung. Die Kraft wirkt parallel zur Oberfläche. Aus Dahm 2015.

Breiten sich die beschriebenen Verformungen periodisch in einem Medium aus, so spricht man von elastischen Wellen, zu denen auch Erdbebenwellen und seismischen Wellen zählen. Prinzipiell gibt es drei Typen von seismischen Wellen, die im allgemeinen gleichzeitig auftreten. Sie sind in Abb. 2 dargestellt und werden im Folgenden charakterisiert:

- Kompressionswellen (P-Wellen): Es handelt sich um Longitudinalwellen, die Schwingung findet in der Ausbreitungsrichtung der Welle statt. Aufgrund ihrer hohen Ausbreitungsgeschwindigkeit bilden sie den Erst- oder Primäreinsatz.
- Scherwellen (S-Wellen): Scherwellen sind Transversalwellen, die Schwingung findet senkrecht zur Ausbreitungsrichtung statt. In der Erde kann man bezüglich einer Grenzfläche, wie zum Beispiel der Erdoberfläche oder einer Schichtgrenze, zwischen sogenannten S_v - und S_h -Wellen unterscheiden. Bei letzteren findet die Schwingung parallel zur Bezugsebene statt, bei ersteren senkrecht. Generell wird eine S-Welle eine Überlagerung beider Polarisationsrichtungen aufweisen. Sie bewegen sich langsamer als die P-Wellen und stellen daher im Seismogramm den Sekundäreinsatz. S-Wellen können sich in flüssigen Medien, wie beispielsweise dem äußeren Erdkern, nicht ausbreiten, da dort per Definition die Scherkräfte gleich Null sind.
- Oberflächenwellen (Love- und Rayleigh-Wellen): Sie unterliegen komplexeren Bewegungsmustern und entstehen aus der Überlagerung von P- und S-Wellen. Ihre Ausbreitung ist allerdings an die Erdoberfläche gebunden und sie bewegen sich langsamer fort als die Raumwellen P und S.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der P- und S-Wellen v_P und v_S (Einheit: $[v] = \frac{m}{s}$) hängt von der Massendichte des Mediums ρ und den elastischen Moduln ab. Es gelten unter den oben genannten Annahmen die Gleichungen

$$v_P = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}, \quad v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

für die Geschwindigkeiten der Kompressions- und Scherwellen.

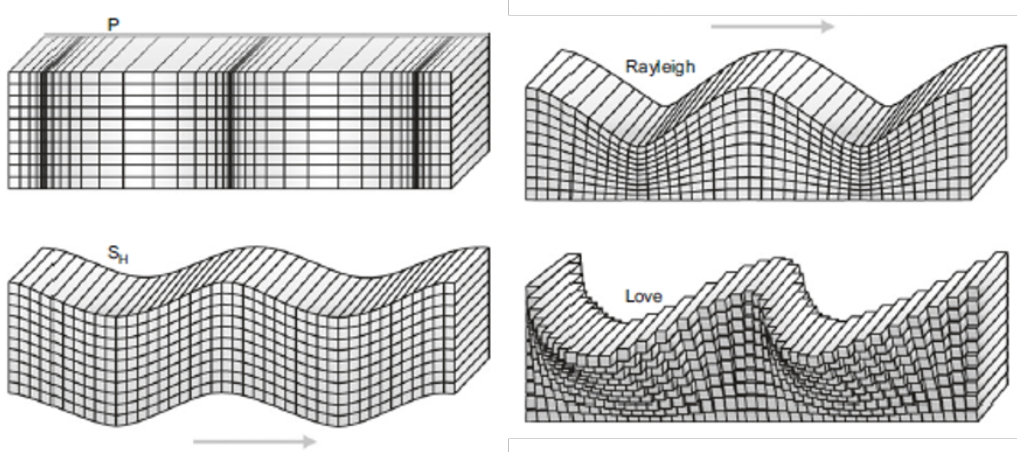


Abbildung 2: Schematische Darstellung verschiedener Wellentypen: Kompressions- oder P-Wellen (oben links), horizontal polarisierte Scher- oder S_H -Wellen (unten links) sowie die Oberflächenwellen vom Typ Rayleigh (oben rechts) und Love (unten rechts). Quelle Clauser (2018).

Die seismische Geschwindigkeit hängt jedoch nicht ausschließlich vom Medium, sondern zusätzlich von weiteren Umweltfaktoren ab. Dazu gehören unter anderem Temperatur, Druck und Porenfüllung. Besonders Porenwasser hat einen großen Einfluss auf die Geschwindigkeit (Schoen 2011). Jefferson et al. (1998) beschreiben, dass ein hoher Wassergehalt bei oberflächennahen Messungen einen positiven Effekt auf gemessene Amplituden hat und somit die Auswertung vereinfacht.

2.1.1 Geometrische Seismik

Eine seismische Welle breitet sich nach einer punktförmigen Anregung durch beispielsweise Hammerschlag oder Explosion annäherungsweise auf einer Kugelfläche im Untergrund aus. Das Verhalten der Welle an Grenzflächen ist von besonderem Interesse für die seismische Messung. Eine Grenzfläche im seismischen Sinn bedeutet eine Änderung der Impedanz

$$Z = \rho \cdot v. \quad (2.3)$$

Das Huygenssche Prinzip beschreibt die Wellenausbreitung sowie das Verhalten von Wellen an Grenzflächen. Es postuliert, dass jeder Punkt einer Wellenfront als Quelle neuer elementarer Kugelwellen betrachtet werden kann. Die Einhüllende dieser Elementarwellen bestimmt die neue Wellenfront. Dieses Konzept ermöglicht die Erklärung fundamentaler Welleneffekte wie Brechung, Beugung und Reflexion.

Darüber hinaus lässt sich das Fermatsche Prinzip aus dem Huygensschen ableiten. Es stellt die zweite zentrale theoretische Grundlage der geometrischen Seismik dar und beschreibt das Verhalten seismischer Strahlen, die stets senkrecht zu den Wellenfronten verlaufen. Nach diesem Prinzip nimmt eine Welle zwischen zwei Punkten stets einen Weg mit extremaler Laufzeit - in physikalischen Systemen handelt es sich dabei meist um eine minimale Laufzeit (Gamburcev 1965).

Aus dem Fermatschen Prinzip lassen sich sowohl das Reflexionsgesetz (Einfallswinkel = Ausfallswinkel) als auch das Snellius'sche Brechungsgesetz

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{c_1}{c_2} \quad (2.4)$$

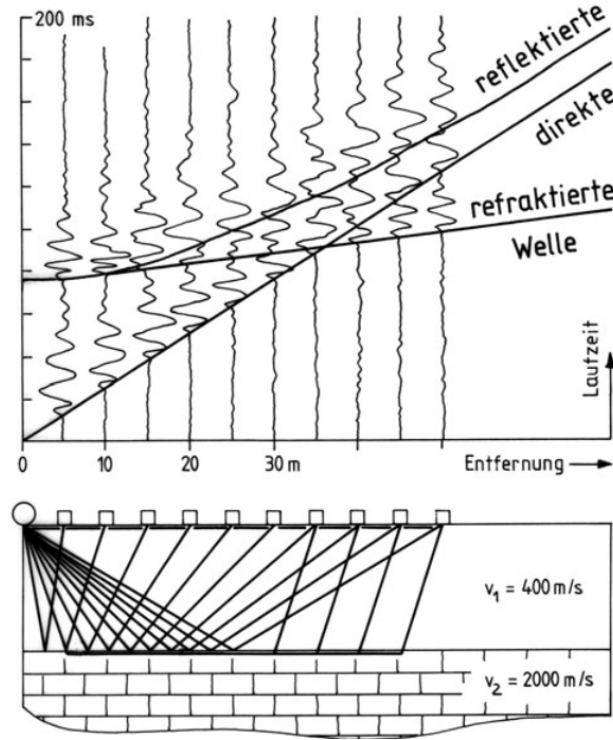


Abbildung 3: Strahlwege und Laufzeitkurven der direkten, reflektierten und refraktierten Wellen in einer Schicht über einem Halbraum. Aus Ernstson (2018).

für gebrochene Strahlen ableiten. Hier sind α_1 und α_2 die Winkel gegenüber dem Lot und c_1 und c_2 die Ausbreitungsgeschwindigkeiten oberhalb und unterhalb der Grenzfläche. Die Strahlenseismik bietet einen vereinfachten Ansatz, um die Wellenausbreitung im Boden zu erklären. Wellenfronten werden durch zu ihnen orthogonale Pfeile dargestellt, deren Weg einfacher nachzuvollziehen ist. Sie folgen den oben genannten Gesetzen an Grenzflächen.

2.1.2 Schicht über Halbraum

Ein grundlegendes Beispiel für die Strahlenseismik ist eine Schicht über einem Halbraum. Die Deckschicht hat die P-Wellengeschwindigkeit c_1 , der Halbraum c_2 . Es gilt $c_1 < c_2$. An einer Punktquelle werden Wellen angeregt. Für die seismische Messung sind drei Arten von Strahlwegen von herausragender Bedeutung. In Abb. 3 ist die Ausbreitung von Wellenstrahlen mit den zugehörigen Laufzeitkurven in einer Schicht über einem Halbraum abgebildet.

Die direkte Welle läuft in der obersten Bodenschicht entlang der Oberfläche von der Quelle zu den Empfängern. Aus ihr kann die seismische Geschwindigkeit der obersten Bodenschicht bestimmt werden. Sie erscheint im Laufzeitdiagramm als gerade durch den Koordinatenursprung. Die Geschwindigkeit der Deckschicht lässt sich direkt als Reziprokes der Steigung dieser geraden ablesen. Ihre Laufzeitkurve folgt der Gleichung

$$t_{\text{direkt}} = \frac{x}{v}. \quad (2.5)$$

Die reflektierte Welle läuft durch die oberste Bodenschicht und wird an der Schichtgrenze zurückgeworfen. Aus ihr kann die Tiefe des Reflektors bestimmt werden. Ihre Laufzeitkurve folgt der Gleichung

$$t_{\text{reflektiert}} = \sqrt{t_0^2 + x^2/v^2}. \quad (2.6)$$

Hierbei ist x der Abstand zum Schusspunkt und d sei die Dicke der Schicht. Man nennt $t_0 = 2d/v$ die Lotzeit, also die Zeit, die der vertikale Strahl braucht, um vom Schusspunkt zur Schichtgrenze und zurück zu laufen. Somit lässt sich die Mächtigkeit der Deckschicht direkt aus dem Schnittpunkt der Hyperbel der reflektierten Welle mit der Zeitachse (y-Achse) bestimmen (Clauser 2018).

Im Fall der gebrochenen Welle an einer Schichtgrenze mit $c_1 < c_2$ wird der gebrochene Strahl stets einen größeren Winkel zum Lot haben als der einfallende. Mit zunehmendem Einfallswinkel α_1 nähert sich der Brechungswinkel α_2 dem Grenzwert von $\alpha_2 = 90^\circ$, bei dem der gebrochene Strahl senkrecht zum Lot und somit parallel zur Grenzfläche austritt. In diesem Fall nennt man den Einfallswinkel

$$\alpha^* \equiv \arcsin\left(\frac{c_1}{c_2}\right), \quad (2.7)$$

den kritischen Winkel. Obige Formel lässt sich aus dem Snellius'schen Brechungsgesetz (Gl. 2.4) bei $\alpha_2 = 90^\circ$ ableiten. Statt einer gebrochenen entsteht in diesem Fall die sogenannte refraktierte Welle. Sie läuft mit der schnelleren Geschwindigkeit c_2 des unteren Mediums an der Schichtgrenze und strahlt kontinuierlich Energie unter dem kritischen Winkel α^* zurück an die Oberfläche. Mit dieser Welle kann die Geschwindigkeit der zweiten Schicht bestimmt werden. Die Laufzeitkurve folgt der Gleichung

$$t_{\text{refraktiert}} = \frac{x}{v_2} + \frac{2d\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}, \quad (2.8)$$

welche eine Geradengleichung darstellt. Die seismische Geschwindigkeit des Halbraums lässt sich als reziprokes der Steigung berechnen. Der zweite Summand

$$t_i \equiv \frac{2d\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} = \frac{2d \cos \alpha^*}{v_1} \quad (2.9)$$

wird als Interceptzeit bezeichnet und stellt den Schnittpunkt mit der Zeitachse (y-Achse) dar. Die Interceptzeit beschreibt die Laufzeitanteile der refraktierten Welle innerhalb der Deckschicht: Sowohl beim Eintritt in den Halbraum als auch beim Austritt zurück zur Oberfläche durchquert sie die Deckschicht mit dem kritischen Winkel α^* , wodurch der Term in Gl. 2.9 zustandekommt. Hieraus kann die Dicke der Deckschicht berechnet werden, sofern die Geschwindigkeiten v_1 und v_2 bereits bestimmt wurde.

Obwohl im Gelände weitaus kompliziertere Strukturen vorkommen, bieten diese grundlegenden Strahlwege häufig die Basis der Auswertung für die Erkundung des flachen Untergrunds. Je nachdem, welche Strahlen primär betrachtet werden, spricht man von Reflexions- bzw. Refraktionsseismik. In dieser Arbeit werden die Erstankunftszeiten ausgewertet. Konkret bedeutet das, dass an jedem Geophon der Zeitpunkt ausgewählt wird, an dem zuerst eine Welle einen Ausschlag erzeugte. Im quellenahen Bereich ist das die direkte Welle, da sie den kürzesten Weg zurückzulegen hat. Ab einem bestimmten Punkt ist die refraktierte Welle schneller als die direkte und wird somit den Ersteinsatz bilden. Für diese sogenannte Überholdistanz gilt:

$$x' = 2d\sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}. \quad (2.10)$$

2.2 Inversionsmethode

Die Methode der seismischen Inversion hat das Ziel, aus gemessenen seismischen Daten Rückschlüsse auf die physikalischen Eigenschaften des Untergrunds, insbesondere die seismischen

Geschwindigkeiten, zu ziehen. Sie bildet die Grundlage für die tomografische Abbildung des Erdinneren. Das zugrundeliegende inverse Problem lässt sich wie folgt beschreiben: Aus den bekannten Messdaten (Ankunftszeiten seismischer Wellen) und ebenfalls bekanntem Eingangssignal soll ein Modell der Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund erstellt werden. Das Gegenstück ist die Vorwärtsmodellierung, bei der aus einem gegebenen Modell des Untergrunds und bekanntem Eingangssignal synthetische Messdaten generiert werden. Die mathematische Grundlage für das tomografische Abbildungsverfahren bildet die Radon-Transformation

$$g(r, \varphi) \leftrightarrow G(l, \theta) = \int_R^S g(r, \varphi) ds. \quad (2.11)$$

$G(l, \theta)$ ist die Radon-Transformierte einer Eigenschaft $g(r, \varphi)$ (z.B. seismische Geschwindigkeit) entlang einer Strecke \overline{RS} . In diesem Fall das Integral über die seismische Geschwindigkeit entlang eines Strahlwegs; die Ankunftszeit. Die Gerade zwischen \overline{RS} ist in der hesseschen Normalform $l = x \cos(\theta) + y \sin(\theta)$. Die Inversion besteht darin, von $G(l, \theta)$ auf $g(r, \varphi)$ rückzuschließen. Dafür wird die Rückprojektion

$$h(x, y) = \int_0^\pi G(l, \theta) d\theta = \int_0^\pi G(x \cos \theta + y \sin \theta, \theta) d\theta \quad (2.12)$$

berechnet. Sie ähnelt der inversen Radon-Transformation und summiert die Messwerte aller Strahlen auf, die durch den Punkt (x, y) gelaufen sind. Das so erhaltene Bild kann $g(x, y)$ nur verschwommen abbilden, aber durch Dekonvolution noch verbessert werden (Clauser 2018, S. 127 ff.).

Voraussetzung für eine erfolgreiche Tomografie ist, dass der untersuchte Bereich aus möglichst vielen verschiedenen Richtungen durchstrahlt wird. Dabei wird der Bereich in einzelne Elemente unterteilt, deren Eigenschaften sich durch die gesammelten Daten rekonstruieren lassen. Das Problem ist mathematisch überbestimmt, wenn mehr Strahlen als Elemente vorhanden sind.

Da der Strahl im Boden dem Fermatschen Prinzip folgt und gekrümmt ist, muss zusätzlich der Strahlweg verfolgt werden; dieses Verfahren wird ray tracing genannt. Während dieser Prozess in einfach geschichteten Medien noch relativ unkompliziert ist, erfordert er bei lateraler Heterogenität deutlich komplexere, numerische Verfahren (Nolet 2008).

Es liegt für die Beziehung zwischen der Geschwindigkeitsverteilung und den gemessenen Laufzeiten ein nichtlineares Problem vor, weil der Strahlweg von der seismischen Geschwindigkeit, also der gesuchten Variable, abhängt. Dieses Problem kann daher nicht direkt mit mathematischen Mitteln gelöst werden. Daher muss ein iterativer Ansatz verfolgt werden. Dieser beinhaltet das Aufstellen und schrittweise modifizieren eines Geschwindigkeitsmodells und darauffolgende Vorwärtsmodellierung der seismischen Laufzeiten. Es wird im nächsten Schritt die Differenz zwischen den tatsächlichen Messwerten und den synthetischen Werten aus dem Modell aufgestellt. Diese Differenz gilt es zu minimieren. Nach jedem Durchlauf wird das Modell angepasst und eine erneute Modellierung durchgeführt. Diese Schritte werden wiederholt, bis das Ergebnis zufriedenstellend ist (Clauser 2018). Diese iterative Methode wird indirekte Inversion genannt. In Abb. 4 findet sich eine anschauliche Darstellung des Prozesses.

Das Programm RefraInv stützt sich auf pyGIMLi (Rücker et al. 2017), eine open-source Python-Bibliothek mit Anwendungen im Bereich geophysikalische Modellierung und Inversion. Für refraktionsseismische Anwendungen implementiert pyGIMLi unter anderem die Methode des kürzesten Weges zur Simulation von Strahlwegen (Guedes et al. 2022). Um den

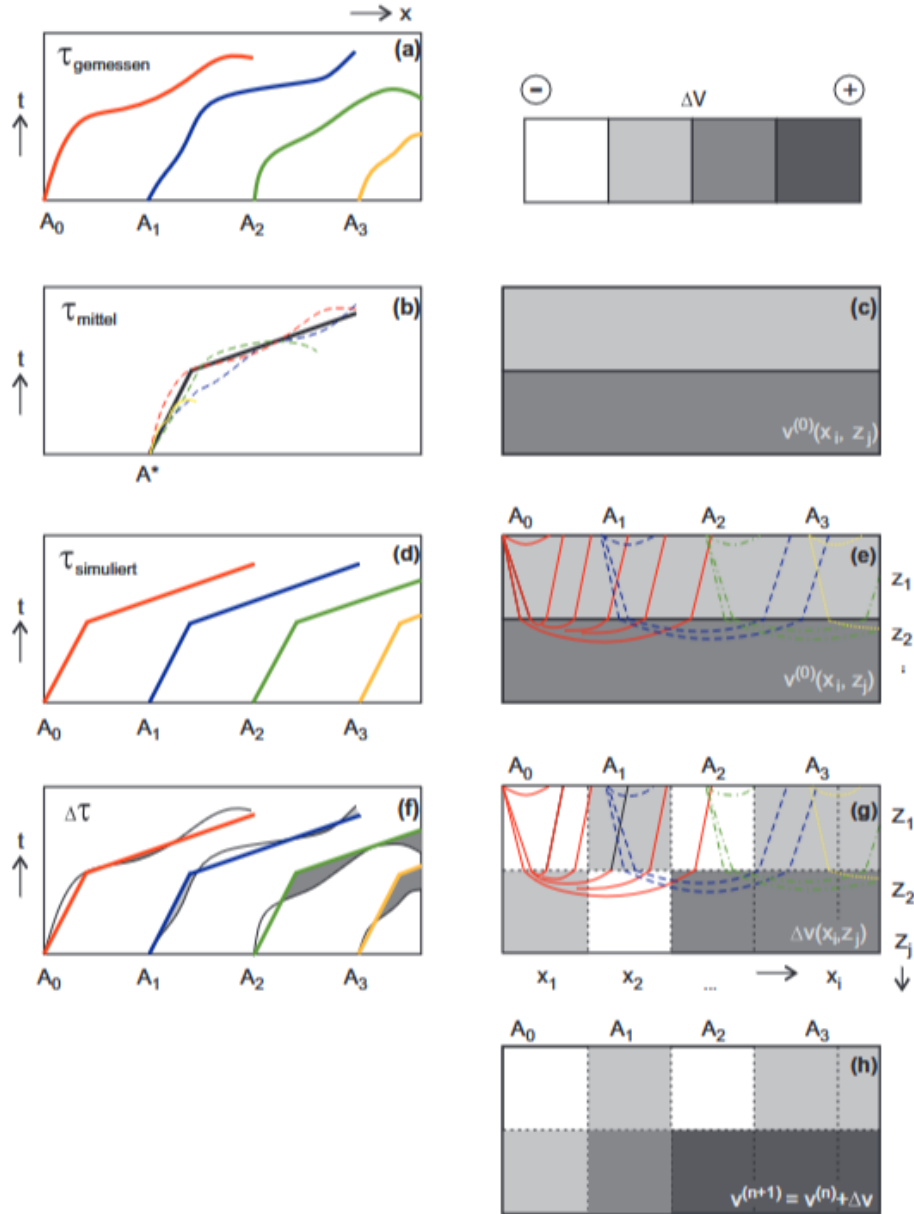


Abbildung 4: Schritte beim iterativen erstellen eines Untergrundmodells: Zunächst werden die in (a) gemessenen Daten in Schritt (b) zu einer mittleren Laufzeitkurve zusammengefasst. Aus dieser wird in (c) ein einfaches Startmodell aufgestellt. (d) zeigt die aus dem Startmodell modellierte Laufzeiten, (e) die zugehörigen Strahlwege. In (f) werden die Residuen zu den Messwerten bestimmt und in (g) eine Korrektur des Geschwindigkeitsmodells berechnet. Die Berechnung erfolgt mithilfe eines Inversionsschemas. Schließlich ist in (h) das aktualisierte Geschwindigkeitsmodell zu sehen; mit diesem werden die Schritte ab (d) wiederholt, bis die Anpassung zufriedenstellend ist. Abbildung aus Clauser (2018, S. 207), nach Rabbel (2009).

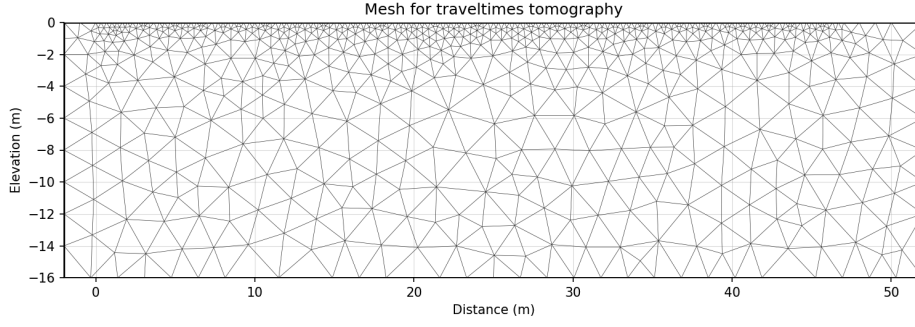


Abbildung 5: Das Mesh, welches für die Inversion benutzt wird. Die Zellen sind dreieckig und kleiner in oberflächennähe.

Strahlverlauf und die Laufzeit der Welle im Untergrund zu modellieren, wird ein sogenanntes Finite-Element-Mesh (siehe Abb. 5) verwendet, welches den Raum in Zellen unterteilt. An den Ecken der Zellen befinden sich die sogenannten Nodes, zwischen welchen Strahlen laufen können. Da dies eine starke räumliche Einschränkung darstellt, wird zusätzlich mit Sekundär-Nodes gearbeitet. Sie befinden sich auf den Kanten der Zellen. Das zugrundeliegende Geschwindigkeitsmodell kann nun auf zwei Arten diskretisiert werden. Entweder als zellbasierte Darstellung, bei der den einzelnen Zellen eine feste Geschwindigkeit zugewiesen wird, oder als punktbasierte Darstellung, wobei den Nodes eine Geschwindigkeit zugewiesen wird (Moser 1991). Die Laufzeit t zwischen Quelle und Empfänger berechnet als Summe der durchlaufenen Wegstücke l_i mit der jeweiligen Geschwindigkeit v_i

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{l_i}{v_i} \quad (2.13)$$

und wird nach dem Fermatschen Prinzip minimiert, woraus sich der Strahlweg ergibt. Nach Ronczka et al. (2017) ist das linearisierte Inversionsproblem durch die Gleichung

$$\vec{\Delta t} = G \vec{\Delta m} \quad (2.14)$$

gegeben. Hierbei bezeichnet $\vec{\Delta t}$ die Differenz zwischen gemessenen und berechneten Laufzeiten, G die Jacobi-Matrix mit den partiellen Ableitungen $\delta t_i / \delta m_j$, und $\vec{\Delta m}$ die Modellaktualisierung.

Für die Inversion wird eine Kostenfunktion minimiert:

$$\Phi = \Phi_d + \lambda \Phi_m = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i - f_i(\vec{m})}{\epsilon_i} \right)^2 + \lambda \left\| \vec{C} \vec{m} \right\|_2^2. \quad (2.15)$$

Hierbei beschreibt Φ_d den fehlergewichteten Daten-Fit und Φ_m die Modellglattheit, gewichtet durch den Regularisierungsparameter λ . Die Abweichung zwischen gemessenen Daten d_i und den modellierten Werten $f_i(\vec{m})$ wird anhand ihrer individuellen Fehler ϵ_i gewichtet. Die Glattheitsfunktion Φ_m basiert auf der Ableitungsmatrix C , die auf das Modell \vec{m} angewendet wird; jede Zeile von C entspricht einer Modellgrenze. Zusätzliche Modellrestriktionen können durch Erweiterung von Φ_m um eine gewichtete Modellfunktion W_c integriert werden. In pyGIMLi ist das beschriebene vorgehen in der Klasse `TravelTimeManager()` zusammengefasst, welche im Programm aufgerufen werden kann und eine Vielzahl an Methoden für die durchführung der Inversion bereithält.

Diese methodischen Grundlagen bilden die Basis für die nachfolgende Analyse der erhobenen Daten.

3 Das Untersuchungsgebiet

Die Alpen sind ein Hochgebirge, das sich auf etwa 750 km Länge bogenförmig von Osten nach Westen durch Mitteleuropa erstreckt. Besonders Österreich und die Schweiz sind von dem Gebirge geprägt, aber auch in Süddeutschland wurde das Relief von der alpidischen Gebirgsbildung geformt. Diese hat vor etwa 150 Millionen Jahren angefangen und fällt damit Erdgeschichtlich in die Kreidezeit beziehungsweise das sich daran anschließende Känozoikum. Die Hebung ist eine Folge der nordwärts gerichteten Bewegung der Afrikanischen Platte mit etwa 4–6 cm pro Jahr, wodurch das Mittelmeer komprimiert und die Alpen tektonisch aufgewölbt werden. Dabei vollführt die Platte eine leichte Drehbewegung gegen den Uhrzeigersinn, da sie sich im Osten schneller bewegt als im Westen (Pfiffner 2010). Der Prozess ist sehr detailreich und wird von vielen weiteren Platten beeinflusst. Östlich der afrikanischen Platte bewegt sich die arabische Platte mit 25 mm/Jahr nach Norden, wo sie auf die anatolische Platte trifft, welche sich wiederum mit 25 mm/Jahr nach Westen in den Mittelmeerraum bewegt. Weiterhin sind im Mittelmeer mehrere Mikroplatten vorhanden, die einen entscheidenden Einfluss auf die Ausformung der Alpen haben. Besonders die im Westen Italiens gelegene adriatische Platte, welche aufgrund ihrer komplexen geodynamischen Vorgänge noch heute Gegenstand von Untersuchungen und Debatten ist, spielt eine wesentliche Rolle in der alpidischen Orogenese und ist ein gutes Beispiel für den komplexen geologischen Rahmen. Zwischen der afrikanischen und der Eurasischen Platte gelegen, hatte sie seit der späten Kreidezeit Einfluss auf die Bildung von den südlichen Alpen, Apenninen und Dinariden (Brancolini et al. 2019). Nachdem im Zuge der konvergenten Plattenbewegung Afrikas und Eurasiens zunächst die Meere zwischen den Kontinenten geschlossen und ihre dichtere ozeanische Kruste unter den leichteren Kontinentalplatten subduziert wurde, führte die Kollision des europäischen Kontinentalrands mit dem der adriatischen Platte dazu, dass sich die Alpen aufwölbt (Pfiffner 2010, S. 292). Die komplexe tektonische Ausgangslage im Mittelmeer hat mit den Alpen ein heterogenes Hochgebirge erschaffen, in dem eine Vielzahl geologischer Strukturen vorzufinden sind.

Am Nordrand der Alpen, nah an der österreichisch-deutschen Grenze liegt das Schwarzwassertal als Nebental des Kleinwalsertals im Bundesland Vorarlberg (siehe Abb. 7). Durch das Tal verläuft von SE nach NW der Schwarzwasserbach. Seine Wassermenge unterliegt starken Schwankungen. Sie kann, je nach Jahreszeit, Werte von wenigen 10 l/s bis zu 1000 l/s annehmen (Sinreich et al. 2002). Das Tal zeichnet die Grenze zwischen den tektonischen Einheiten Helvetikum und Penninikum nach.

Das Helvetikum ist eine tektonische Einheit der Alpen, die hauptsächlich aus Sedimentgesteinen besteht, die ursprünglich am europäischen Kontinentalrand abgelagert wurden. Es umfasst vor allem Kalk-, Mergel- und Tonschichten aus der Kreidezeit und dem Jura. Charakteristisch für das Helvetikum ist die starke Faltung und Überschiebung im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung. Die helvetischen Decken, wie etwa die Säntis-Decke, wurden während der Alpenentstehung von Süden her über weite Distanzen nach Norden überschoben. Das Helvetikum erstreckt sich vor allem entlang des nördlichen Alpenrands – in der Schweiz, im Allgäu, in Vorarlberg und bis nach Süddeutschland hinein. Helvetische Gesteine bilden den nördlichen Rand des gesamten Kleinwalsertals und sind im Schwarzwassertal auf der orographisch linken Talseite zu finden. Hier ist der Schrätkalk anzutreffen, der auch den Gottesacker und den hohen Ifen aufbaut und zur Verkarstung neigt. Obwohl der Schrätkalk nur eine relativ geringe Mächtigkeit von 50–100 m aufweist und nicht die stratigraphisch jüngste Einheit ist, ist er in dieser Region häufig gipfelbildend. Er ist kompetenter als die ihn überlagernden Schichten und bleibt auch nach ihrer Abtragung bestehen. Zudem hat eine

3 Das Untersuchungsgebiet

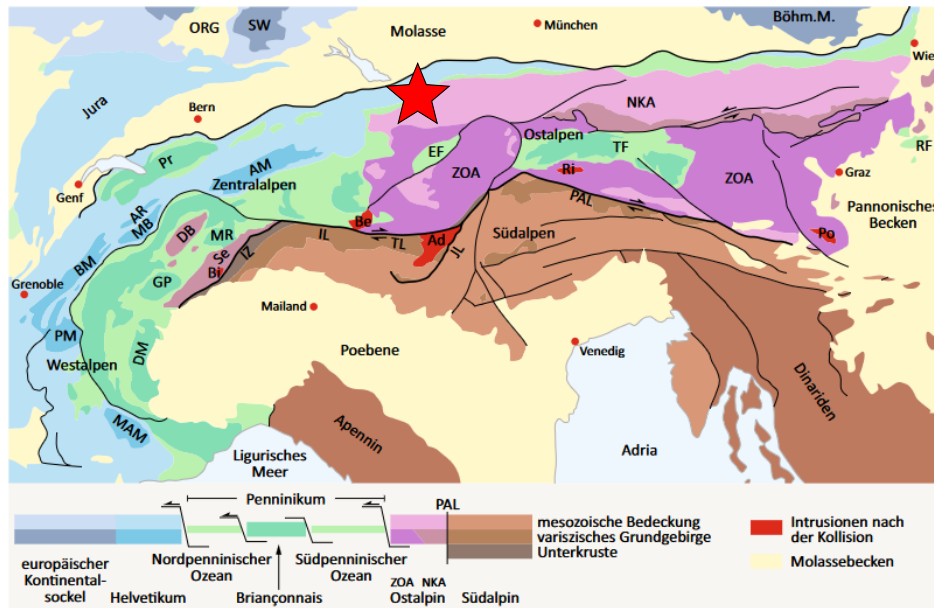


Abbildung 6: Die tektonischen Einheiten der Alpen. Das Helvetikum ist blau eingezeichnet, das Penninikum in grün. Das Untersuchungsgebiet liegt etwa 30 km südöstlich des Bodensees am Übergang zwischen Helvetikum und Penninikum und ist den Karte mit einem roten Stern markiert. Abbildung entnommen und modifiziert aus Meschede (2015).

Hebung ihn erst nach dem Deckenschub an die Oberfläche befördert (Völk und Scheid 2001, S. 21 ff.). Das Helvetikum taucht im SWT unter dem Penninikum ab.

Das Penninikum bildet normalerweise eine tiefere tektonische Einheit der Alpen, wurde aber im Kleinwalsertal auf das Helvetikum überschoben. Es besteht aus ehemaligen ozeanischen und kontinentalen Krustenteilen des sogenannten Penninischen Ozeans, der im Mesozoikum zwischen Europa und Adria existierte. Es enthält unter anderem Flysch, Schiefer, Marmor und stark metamorphe Gesteine. Charakteristisch für das Penninikum im KWT sind „engständige Wechsellagerungen von dünnplattigen Kalken und Tonsteinen“ (Völk und Scheid 2001, S. 23). Im Gegensatz zum Helvetikum wurde das Penninikum stärker metamorph überprägt, insbesondere in seinem südlichen Teil. Es tritt oft in höheren, zentralalpinen Lagen auf, kann aber – wie hier – durch tektonische Überschiebung auch in tiefer liegende Bereiche gelangen (Meschede 2015). Die Gesteine dieser Flyschlagen weisen eine geringe Wasserdurchlässigkeit auf, was zu hohem Oberflächenabfluss führt. Eine geographische Einordnung dieser tektonischen Einheiten in den Alpen ist in Abb. 6 zu sehen.

Mit dem Ende des letzten Glazials zog sich vor etwa 11.500 Jahren ein Gletscher aus dem Schwarzwassertal zurück. In diesem Zusammenhang ist von der Ifenplatte der nördlichen Talseite ein Bergsturz in das Tal niedergegangen, dessen Geröllmasse das Tal verstopfte und zur Aufstauung des SWB geführt hat. Ob der Sturz vor oder nach dem Ende des Glazials stattgefunden hat und was ihn ausgelöst hat ist nicht endgültig geklärt. So erkennen Völk und Scheid (2001) Ablagerungen auf der Südseite des Tals als Bergsturmoränen und vermuten, dass sich zunächst eine Felsplatte vom Bärenköpfe abgelöst hat. Diese hat dann auf der „idealtypisch vorgegebenen Gleitfläche“ (Völk und Scheid 2001, S. 49), den Drusbergemergeln, Fahrt aufgenommen und ist schließlich über den Gletscher geglitten. So wird erklärt, dass Kalksteinbrocken weitaus höher als die Ebene der heutigen Talfüllung auf den Flyschgesteinen zu finden sind. Die Ursachen für das als Felsgleitung kategorisierte Ereignis werden in glazialerosiver Unterschneidung des Schrattekalks und anschließendem Rückgang des Glet-

3 Das Untersuchungsgebiet

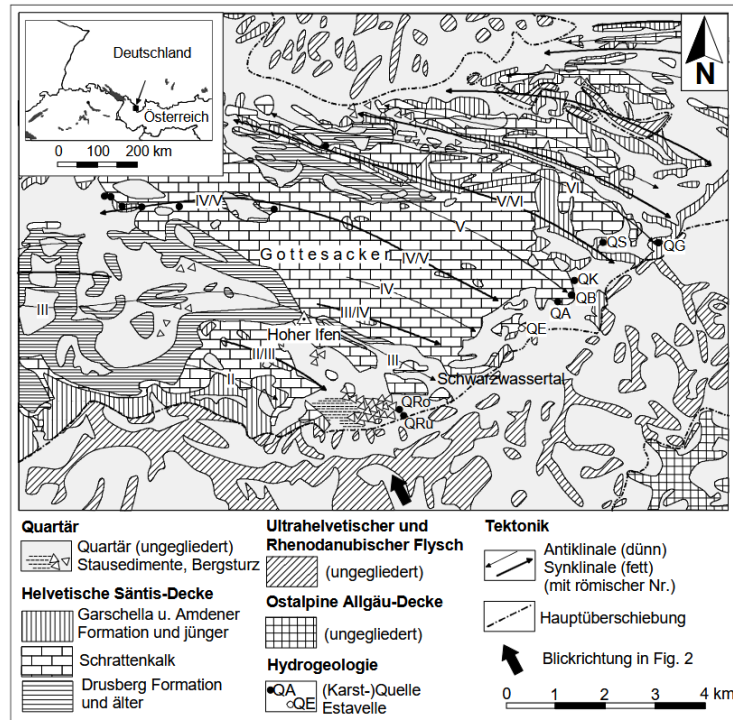


Abbildung 7: Übersicht über Geologie und Hydrogeologie im SWT, Gottesacker-Plateau und Hochifen. Das Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf die Stausedimente westlich der Bergsturzmasse im Tal. Links oben: Die Lage des SWT an der österreichisch-deutschen Grenze. Aus Sinreich et al. (2002).



Abbildung 8: Der Schwarzwasserbach fließt durch das Messgebiet und verliert dabei diffus Wasser an die umliegenden Sedimente.

schers gesehen. Der sich zurückziehende Gletscher stützte den vorher unterschrittenen Hang nicht mehr. Hinzu kommt als auslösender Faktor Kluftwasserüberdruck und eine mögliche Aufweichung der Drusbergmergeln. Wagner (1950) vermutet den Bergsturz im Postglazial und berechnet das Volumen der Bergsturzmasse zu ca. $10 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Die Bergsturzmasse blockierte den Fließweg des SWB. In der Folge staute sich Wasser im Gebiet der Melköde auf. Dieses hat sich anschließend mit Sedimenten aufgefüllt, weshalb heute eine ebene Landschaft zwischen den Bergen vorliegt. Es ist jedoch unklar, ob jemals tatsächlich ein tiefer See vorgelegen hat; es wäre genauso denkbar, dass sich, den Jahreszeiten folgend, regelmäßig eine leichte Wasserbedeckung eingestellt hat, welche nach einigen Wochen wieder verschwunden ist. Dieses Muster ist auch heute noch im Gebiet zu beobachten. Es liegt ein komplexes hydrogeologisches System vor, welches von Sinreich et al. (2002) beschrieben wurde. Der SWB, der vorher den See befüllt hatte, fließt heute an der Oberfläche durch diese grasbewachsene Ebene. Dabei verliert er diffus Wasser und versickert schließlich in der Bergsturzmasse (siehe hierzu Abb. 8). Zusätzlich fließt Wasser unterirdisch durch den verkarsteten Schrattenkalk, welcher zusätzlich das Sickerwasser aus den Sedimenten aufnimmt. Oberflächenabfluss findet auf den Flyschschichten im Süden des Tals in Form von vier Bächen statt, welche in das Tal fließen und in der Bergsturzmasse versickern. Im Bereich der Bergsturzmasse gibt es keinen oberirdischen Fließweg mehr; das Wasser fließt unterirdisch und tritt weiter unten im Tal in Resurgenzen aus.

In Abb. 9 sind die Ergebnisse einer im Rahmen einer Bachelorarbeit an der Uni Kiel im SWT durchgeführten Bohrung dargestellt. Der untersuchte Boden besteht vor allem aus sandigen und schluffigen Partikeln und enthält Tonanteile. Die vorherrschende Bodenart ist Us, sandiger Schluff. Eine Schichtung ist hier nicht direkt ersichtlich.

Zudem zeigt Abb. 10 eine ^{14}C -Datierung der Sedimente aus der Bohrung. Die Sedimentierungsrate ist ungewöhnlich hoch mit etwas weniger als 200 Jahren pro Meter Sediment.

3 Das Untersuchungsgebiet

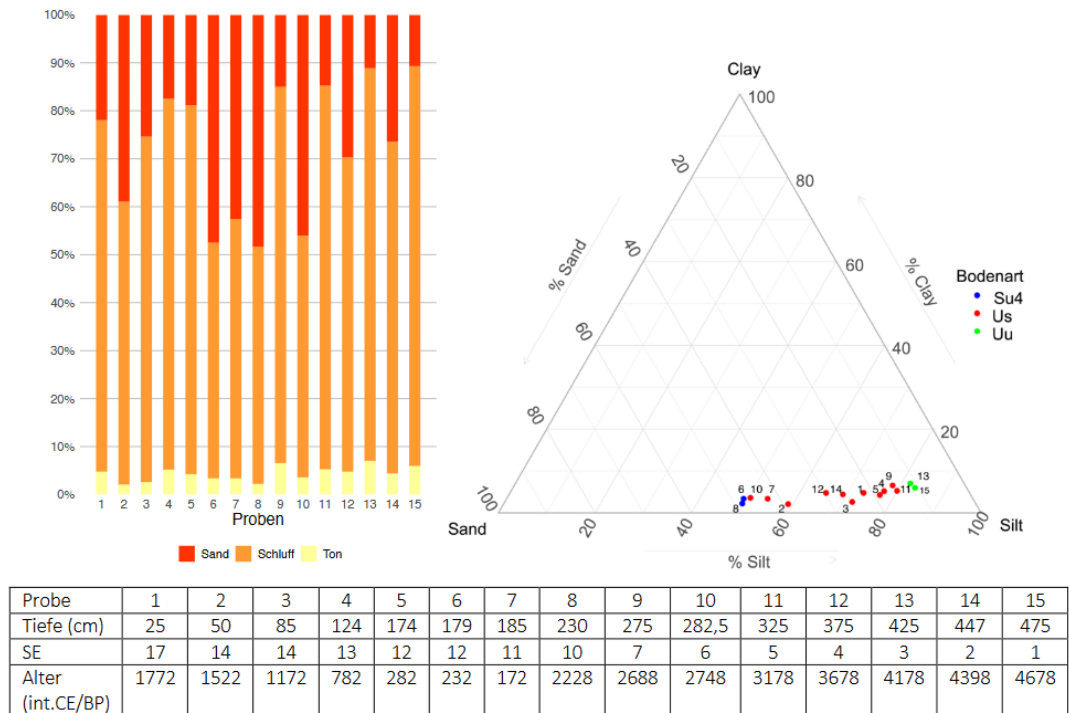


Abbildung 9: Die Ergebnisse der von Bollow (2022) durchgeführten Bohrung im Bezug auf Korngrößen und Bodenart. Das hier angegebene Alter ist linear interpoliert und entspricht nicht den Ergebnissen der ^{14}C -Datierung.

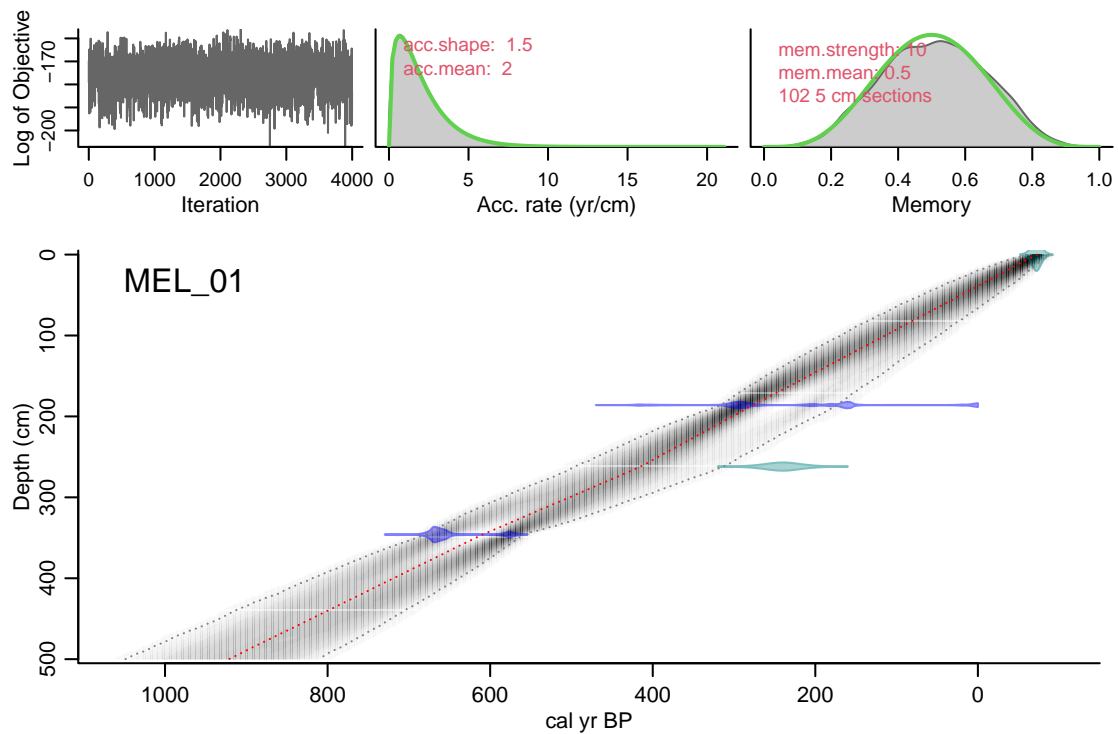


Abbildung 10: Alters-Tiefen-Modell nach ^{14}C -Datierung der Proben aus Abb. 9. Zur Verfügung gestellt von Prof. Dr. Ingmar Unkel.

4 Versuchsdurchführung

Eine dreitägige seismische Untersuchung des Messgebiets fand im Juni 2024 statt. Auf insgesamt acht Profilen wurde P- und teilweise S-Wellen-Seismik mit unterschiedlichen Geophonkonfigurationen durchgeführt. Mehrere Schusspunkte in regelmäßigen Abständen entlang der einzelnen Profile liefern die Datengrundlage um eine seismische Tomographie durchzuführen. Das Ergebnis dieser Methode ist ein Geschwindigkeitsmodell des Untergrunds.

4.1 Profile

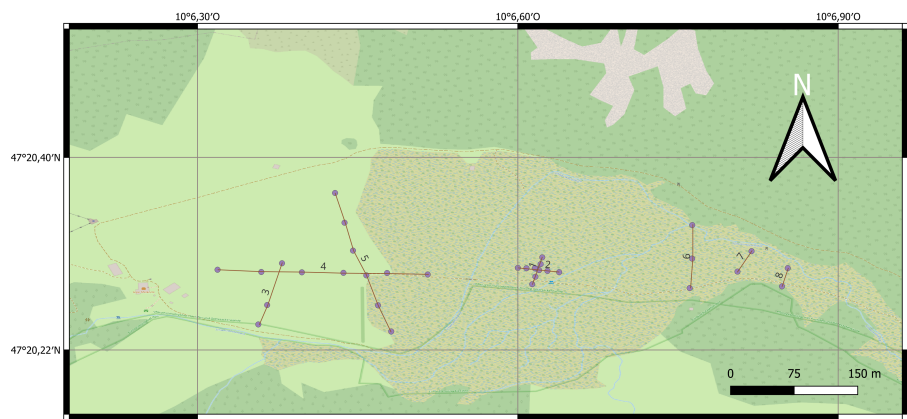


Abbildung 11: Die acht Messprofile im Schwarzwassertal. Die Punkte stellen GPS-Messungen dar. Die Profile 1 und 2 kreuzen sich über der Bohrung von Bollow (2022).

Nr.		Länge	Geophon- abstand	Schuss- punkte	Messungen	Sonstiges
1		48 m	1 m	10	P & S	Bohrung bei 30 m PK
1	kurz	24 m	0,5 m	3	P	
2		48 m	1 m	10	P & S	Bohrung bei 25 m PK
2	kurz	24 m	0,5 m	3	P	
3	kurz	35 m	1 m	3	P & S	
3	lang	72 m	2 m			Verlängerung von 3 kurz
4		240 m	5 m	6	P	
5		240 m	5 m	6	P	
6		105 m	1,5 m	6	P & S	
7		48 m	1 m	6	P	Über einem Sinkloch
8		24 m	0,5 m	5	P	

Tabelle 1: Messgeometrie der Profile.Die Schusspunkte auf dem kurzen und langen Teil von Profil 3 sind identisch und die Messungen wurden gleichzeitig ausgeführt. In der Kategorie "Messungen"ist aufgeschlüsselt, welche Art von Wellen bei der Messung verwendet wurde.

In Abb. 11 ist das gesamte Messgebiet sowie die Messprofile zu sehen. Weiterhin enthält Tabelle 1 die Messgeometrie und zusätzliche Informationen zu den Profilen. Diese werden

nun kurz charakterisiert. Jedes Profil soll eine bestimmte Fragestellung in Bezug auf die Geometrie des Tals beantworten.

Die Profile 1 und 2 wurden über die von Bollow (2022) durchgeführte Bohrung gelegt und dienten dazu, einen Überblick über das Gebiet zu bekommen und um für den Punkt der Bohrung komplementäre Informationen zu erzeugen.

Profil 3 wurde so nah wie möglich an den Talrand gelegt. Somit sollte die Struktur des einfallenden Gebirges beobachtet werden. Dieses Ziel konnte nicht erreicht werden, denn obwohl sehr einfach erkannt werden konnte, wo die ursprüngliche Talstruktur von den horizontal liegenden Sedimenten abgelöst wird, war der Rand schlecht zugänglich. Somit liegen zwischen dem tatsächlichen Rand und dem südlichsten Punkt vom dritten Profil etwa 50 m. Dort fließt der befestigte SWB. Entlang des Profils wurden unterschiedliche Geophonabstände gesteckt. Die ersten 36 Geophone hatten einen Abstand von 1 m, während die weiteren 36 Geophone im Abstand von 2 m angebracht wurden. Diese Geometrie hatte zum Ziel, sowohl eine hohe Auflösung im flachen Randbereich zu erzielen als auch eine möglichst umfassende Abdeckung des Tals zu gewährleisten. Somit erreicht das Profil eine Gesamtlänge von 107 m. Drei Schusspunkte befanden sich bei 0 m, 36 m und 107 m PK.

Für das mittig im Tal liegende Profil 4 wurde die längstmögliche Messauslage von 250 m gewählt. Dieses Profil hatte das Ziel, den Verlauf der alpinen Gesteinseinheiten in Talrichtung zu untersuchen.

Profil 5 kreuzt Profil 4 mit der ebenfalls größtmöglichen Messauslage und untersucht die Topografie des Talbodens quer zum Tal.

Die Profile 6, 7 und 8 befinden sich im östlichsten Teil des Tals. Sie untersuchen spezifische Ausschnitte, in denen unterirdisch Teile der Bergsturzmasse vermutet wurden. Profil 7 liegt über einem Zulauf zu einem der für das Gebiet charakteristischen Sinklöcher und soll zeigen, ob sich diese Struktur in den seismischen Geschwindigkeiten niederschlägt.

4.2 Messung

Die Anzahl der verwendeten Schusspunkte auf den Profilen sind in Tabelle 1 festgehalten. Abhängig von der Länge des Profils sind entweder acht oder zehn Schläge zu einem sogenannten Stack zusammengefasst. Die Messungen der einzelnen Schläge werden im Feld summiert und normalisiert. Dieser Prozess wird als „Stacking“ bezeichnet.

Als Quelle diente für die P-Wellenmessung eine einfache Metallplatte, auf die mit dem Hammer geschlagen wurde. Sie ist in Abb. 12 links zu sehen. Für die S-Wellenmessung wurde ein etwa 50 cm hohes, dreieckiges Metallgestell verwendet, das mit spitzen Füßen im Boden verankert war. Durch Schläge auf die Seitenflächen des Gestells wurden Transversalwellen angeregt. Da sich die P-Wellen-Messungen als einfacher durchzuführen und verlässlicher auszuwerten herausstellten, haben nicht auf jedem Profil S-Wellen-Messungen stattgefunden. Ab ca. 100 m Profillänge reichte die Amplitude der S-Wellen selbst nach dem Stacking nicht aus, um den Ersteinsatz zu bestimmen. Bei P-Wellen lag diese Grenze bei etwa 150 m.

Für die Messung wurden Geophone der Firma Geospace mit einer Eigenfrequenz von 10 Hz verwendet.

4.3 Datenverarbeitung

Für die Auswertung wurde das von Guedes et al. (2022) entwickelte Pythonprogramm RefraPy, das für die Auswertung von refraktionsseismischen Daten angelegt ist, verwendet. Das Programm erlaubt das Picken der Ersteinsätze und kann zwei Arten der Inversion durchfüh-

4 Versuchsdurchführung



Abbildung 12: Messauslagen auf Profil 3 (links) und 4 (rechts). Auf Profil 3 sind die Geophone entlang eines Maßbands in regelmäßigen Abständen gesteckt. Unten im Bild sind die Kabelrollen, Schlagplatte, sowie eine Geode (gelber Kasten) zusehen.



Abbildung 13: Der Workflow der Programme RefraPick und RefraInv. Die Auswertung erfolgte nach diesem Schema. Zunächst werden die Daten im Programm RefraPick eingelesen, prozessiert und schließlich die Erstankunftszeiten ausgelesen. Mit diesen startet der Inversionsprozess in RefraInv.

ren: die simplere „time-terms“-inversion, bei der ein geschichteter Untergrund angenommen wird und die „traveltimes tomography“, welche einen allgemeineren Ansatz darstellt.

Für die „time-terms“-inversion werden die gepickten Ersteinsätze händisch Bodenschichten zugeordnet. In Fällen, in denen klare Refraktoren im Untergrund vorliegen, lässt sich diese Zuordnung leicht von Hand vornehmen, da die seismischen Geschwindigkeiten der Schichten sich in Steigungen im Laufzeitdiagramm niederschlagen (siehe Kapitel 2.1.2). Das Programm erstellt ein Modell mit der Anzahl an Schichten, die beim Picken zugeordnet wurden. Sobald das Untergrundmodell komplexer als horizontal gelagerte Refraktoren wird, stößt dieser Ansatz jedoch an seine Grenzen.

Für die „traveltimes tomography“ werden lediglich die gepickten Ersteinsätze vorgegeben. Das Programm führt daraufhin eine indirekte Inversion durch (siehe Kapitel 2.2). Als Startmodell wird generell ein linear mit der Tiefe ansteigendes Geschwindigkeitsmodell angenommen, bei dem die Geschwindigkeiten am oberen und unteren Rand des Modells als Parameter vorgegeben werden. Zudem kann die Auflösung und die Anzahl an Iterationen vorgegeben werden. Das Ergebnis dieser Inversion ist ein 2-D Geschwindigkeitsmodell des Untergrunds und die zugehörigen Strahlwege.

Beide Modelle geben den „relative root mean squared error“ (RRMSE) als Maß für die Differenz zwischen Modell und Messdaten, in diesem Fall die seismischen Laufzeiten, aus. Für jeden Messpunkt wird die Abweichung zwischen Modell und Messwert bestimmt. Diese Fehler sind in erster Annahme Gaussverteilt, mit dem Erwartungswert Null. Da die Fehler sowohl positiv, als auch negativ sein können, werden sie zunächst quadriert, da sonst der durchschnittliche Fehler Null wäre. Aus den so erhaltenen Fehlerquadraten wird der Durchschnitt gebildet. Um den tatsächlichen Betrag zu erhalten wird schließlich die Quadratwurzel gezogen. Dieser Wert wird RMSE genannt und gibt den Durchschnitt der absoluten Fehlerwerte an (Li 2010). Durch teilen des RMSE durch den Durchschnitt der fehlerbehafteten Werte ergibt sich der RRMSE als prozentualer Wert. In Despotovic et al. (2016) werden grobe Vergleichswerte zur Interpretation des RRMSE angegeben. Das Modell ist exzellent wenn $RRMSE < 10\%$, gut wenn $RRMSE < 20\%$, befriedigend wenn $RRMSE < 30\%$ und schlecht, sollte der Wert über 30% liegen.

Das Prozedere der Auswertung soll anhand von Profil 4 erklärt werden, da dieses eine gute Datenqualität hat und eine simple Untergrundstruktur aufweist. Ein Foto der Messung auf Profil 4 ist in Abb. 12 zu sehen. Der Workflow der Auswertung ist in Abb. 13 abgebildet.

4.3.1 Rohdaten

In Abbildung 14 sind die gestackten und normalisierten Geophondaten entsprechend der Messanordnung dargestellt. Im Zuge der Datenaufnahme im Feld wird noch vor dem ersten Speichern das Stacking durchgeführt. Die Daten eines einzelnen Schusses sind nicht von Interesse, da sie ein zu schlechtes Signal-Rausch-Verhältnis haben. Um sie verlässlich Picken zu können müssen die Daten jedoch vergrößert und der Zeitbereich eingengt werden.

4.3.2 Picks

In Abb. 15 sind die bearbeiteten Daten aus Abb. 14 zu sehen. Bis etwas über 100m PK lassen sich die Ersteinsätze noch gut bestimmen, bevor sich das Signal-Rausch-Verhältnis zunehmend verschlechtert, bis es unmöglich ist, den Ersteinsatz zu Picken. Da die Schusspunkte über das gesamte Profil verteilt sind, werden mit den weiteren Messungen trotzdem alle Bereiche des Profils abgedeckt. Es lassen sich in den Picks bereits mit bloßem Auge drei

4 Versuchsdurchführung

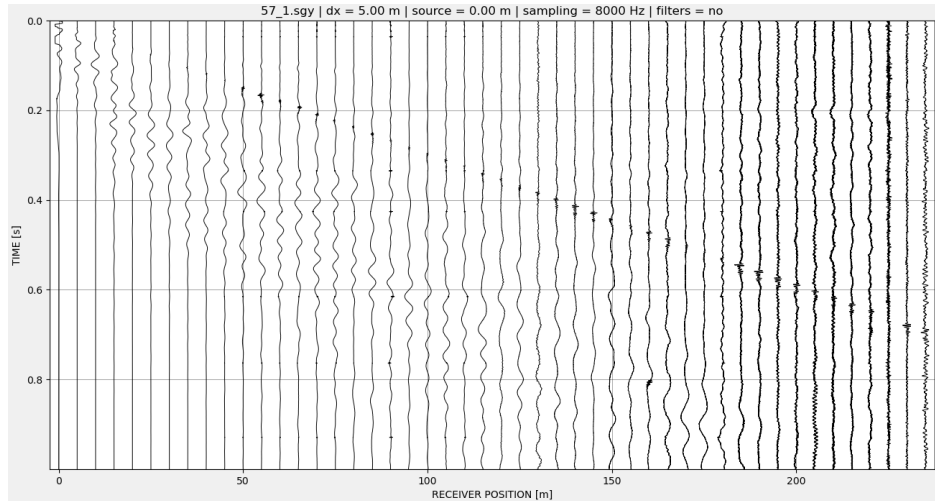


Abbildung 14: Die Daten des ersten Schusspunktes auf Profil 4. Der Geophonabstand war $dx = 5$ m und der Schusspunkt lag bei 0 m PK. Die Oberflächenwellen sind aufgrund ihrer größeren Amplituden bereits gut zu erkennen. Da sie sich langsamer Ausbreiten als die Raumwellen sind diese im Diagramm weiter oben zu suchen. An einigen Stellen lassen sich bereits leichte Ausschläge erkennen. Zudem ist ab etwa 50 m Profilkordinate (PK) eine Gerade mit hochfrequenten, zeitlich streng begrenzten Ausschlägen zu erkennen. Die Steigung dieser Linie beträgt ca. 340 m/s und kann somit der Schallgeschwindigkeit in Luft zugeordnet werden (Lyde 2005). Sie ist auch in allen anderen Dateien zu finden. Weiterhin lässt sich erkennen, dass sich das Signal-Rausch-Verhältnis mit zunehmendem Geophonabstand deutlich verschlechtert.

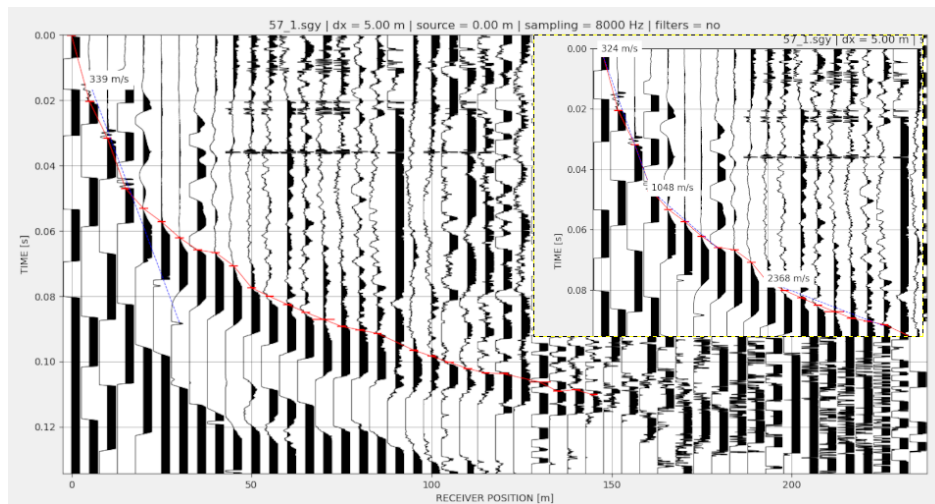


Abbildung 15: Bearbeitete Daten des ersten Schusspunktes auf Profil 4 mit Picks. Zunächst wurden die Amplituden stark vergrößert und der betrachtete Zeitabschnitt von 1s auf 0.15s eingeschränkt. Die Ausschläge der Amplituden wurden ausgefüllt und abgeschnitten, wodurch die vorher Wellenförmigen Kurven nun eine annähernd rechteckige Form annehmen. Diese Schritte dienen der genaueren Bestimmung des Ersteinsatzes. Oben rechts ist ein zoom auf die ersten 100 m eingebettet und die Scheingeschwindigkeiten aufgetragen. Es können bereits erste Schätzungen über Schichtgeschwindigkeiten und Überholdistanzen gemacht werden. Die blaue, gestrichelte Linie mit der Beschriftung „339 m/s“ ist grob anhand der Einsätze des Schalls gepickt. Die waagerechten roten Linien sind die von Hand gepickten Ersteinsätze der direkten bzw. refraktierten Welle.

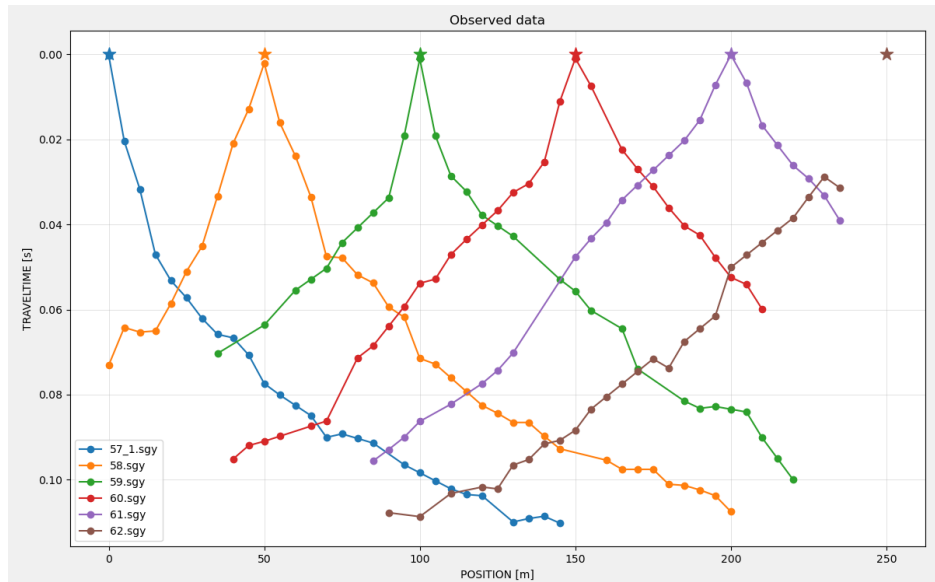


Abbildung 16: Die Picks aller Schusspunkte auf Profil 4. Der letzte Schusspunkt lag 2 m außerhalb des letzten Geophons, weshalb keine Picks im Nahbereich vorliegen.

geraden mit ansteigenden Steigungen erkennen (im Zoom-Bereich oben rechts in Abb. 15). Eine erste Vermutung könnte daher ein Modell mit zwei Schichten über einem Halbraum sein, bei dem die Geschwindigkeit mit der Tiefe ansteigt. So entstünde an jeder Schichtgrenze eine refraktierte Welle. Zuerst bildet die direkte Welle den Ersteinsatz, sie wird dann bei ca. 15 m PK von der refraktierten Welle der ersten Schicht überholt, welche wiederum bei ca. 50 m PK von der refraktierten Welle der zweiten Schicht überholt wird.

Das beschriebene Vorgehen wird für die Messungen aller Schusspunkte wiederholt. So ergibt sich das in Abb. 16 dargestellte Bild. Für alle Schusspunkte haben die Laufzeitkurven eine ähnliche Form, unterscheiden sich jedoch beispielsweise in den Überholdistanzen. Mit diesen Daten kann zum Prozess der iterativen Modellierung übergegangen werden. Die umfangreiche Datengrundlage von insgesamt über 100 Schusspunkten kann in dieser Form kompakt abgebildet werden. Daten in dieser Form sind für alle Profile im Anhang zu finden.

4.3.3 Die iterative Inversion

Nachdem die Messungen aller Schusspunkte des Profils gepickt sind, wird das tomographische Modell erstellt. Die Picks werden in das Programm Refrainv importiert und mit diesem die Inversion durchgeführt. Man kann einige Startparameter auswählen. Das Startmodell ist auf allen Profilen gleich aufgebaut: es ist lateral homogen und beginnt an der Oberfläche mit einer Geschwindigkeit von 300 m/s, welche dann linear bis zum unteren Rand des Modells auf 3000 m/s ansteigt. Die Tiefe beträgt standardmäßig $\frac{1}{3}$ der Länge des Profils.

Mit steigender Zahl an Iterationen nimmt der RRMSE des Modells ab, wie aus Tabelle 2 ersichtlich ist. Erstaunlich ist hier, dass schon nach der ersten Iteration der Fehler bei einem Wert von 18,32% liegt und sich auch nach 20 Iterationen nur um einen Prozentpunkt verbessert. Dies ist auch anhand der Modelle erkennbar: während zwischen der ersten und dritten Iteration noch einige deutliche Veränderungen stattfinden, kann man die Modelle nach 3, 10 und 20 Iterationen nur in Details voneinander unterscheiden.

Es ist anzumerken, dass die erstellten Modelle nicht überall die selbe Aussagekraft haben. In Abb. 17 ist das finale Modell mit den vom Programm berechneten Strahlenwegen zu sehen.

4 Versuchsdurchführung

Iterationen	RRMSE-Fehler
1	18,32 %
2	17,37 %
3	17,19%
5	17,2 %
10	17,19 %
20	17,2 %

Tabelle 2: RRMSE-Fehler bei steigender Zahl an Iterationen bei der Auswertung von Profil 4.

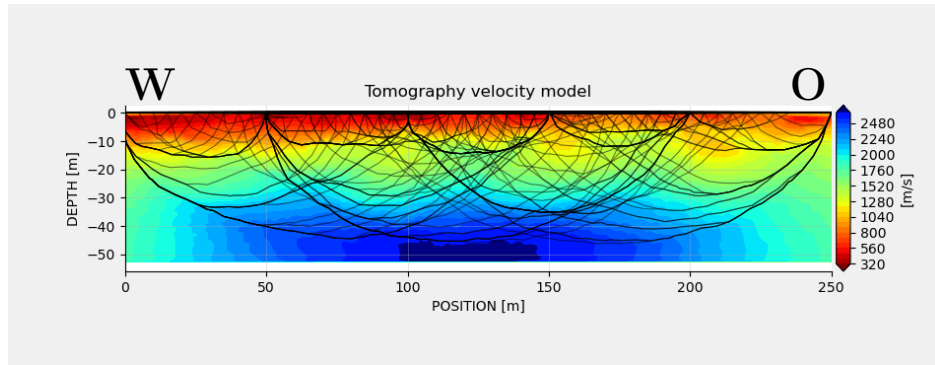


Abbildung 17: Ergebnis der P-Wellentomographie auf Profil 4. Die schwarzen Linien sind die modellierten Strahlenwege.

Gültigkeit besitzt das Modell nur dort, wo auch ein Strahl durch den Untergrund gelaufen ist, ihn „gesehen“ hat. Aus diesem Grund sollten die unteren Ecken des Modells nicht beachtet werden. Zudem ist erkennbar, dass es Bereiche sehr guter Abdeckung in der Mitte des Profils gibt, während die Randbereiche von weniger Strahlen durchlaufen werden.

Eine geologische Einordnung für alle Profile, einschließlich Profil 4, wird in Kapitel 5 stattfinden. Hierbei werden zur Deutung der Ergebnisse der Inversion die lokalen Gegebenheiten hinzugezogen. Die RRMSE-Werte für alle Modelle sind in Tabelle 4 in Kapitel 8 zusammengefasst.

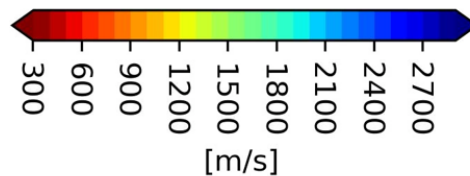


Abbildung 18: Die Farbskala der Geschwindigkeiten auf allen Profilen. Die Skala reicht von 250 m/s bis 3000 m/s.

5 Ergebnisse

Nachfolgend werden die Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle für alle Profile dargestellt. Zur besseren Vergleichbarkeit sind alle auf der selben Farbskala (siehe Abb. 18) aufgetragen. Ein Fehler im Darstellungsprogramm hat dazu geführt, dass in jedem Profil der Bereich der höchsten Geschwindigkeit in dunkelblau statt in der richtigen Farbe dargestellt wird.

5.1 Profil 1

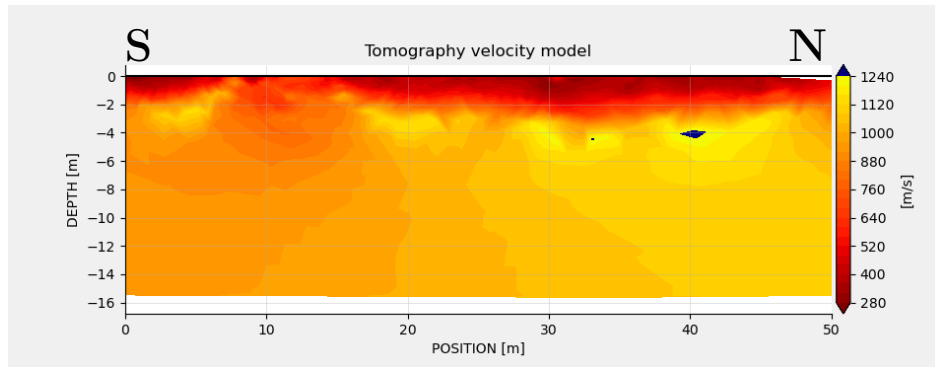
Profil 1 verläuft senkrecht zum Talverlauf in Nord-Süd-Richtung über die Bohrung. Da das Nordende des Profils unter Wasser stand, liegt es nicht ganz symmetrisch darüber. Die Bohrung liegt bei 30 m (PK). Der Boden war während der Messung wassergesättigt. Aufgrund eines Wegs und dazugehörigem Entwässerungsgraben, welche das Profil kreuzten, blieb ein Geophon (bei 9 m PK) ungenutzt. Zwei Geophone wurden auf dem festen Weg gesteckt und haben somit eine abweichende Bodenbindung.

Auf diesem Profil wurden drei Messungen durchgeführt: Zunächst eine P- und S-Wellen-Messung auf der gesamten Profillänge und anschließend noch eine P-Wellen-Messung auf einem verkürzten Teil des Profils. Daraus wurden mit RefraPy drei Modelle erstellt.

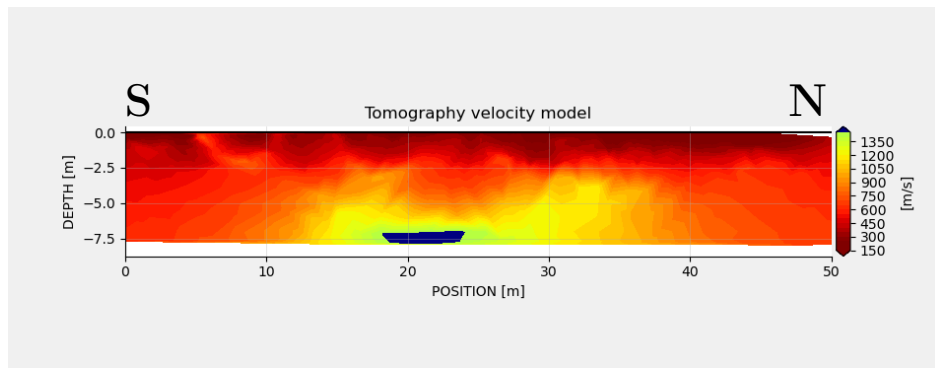
Die Tomographie der P-Wellen in Abb. 19a liefert ein Modell bis zu einer Tiefe von 15 m. Gut zu erkennen sind der Weg samt Entwässerungsgraben, die das Profil bei 8 m bzw. 10-12 m PK kreuzen. Sie erscheinen als Bereiche höherer Geschwindigkeit an der Oberfläche. Das verdichtete Material des Wegs, sowie das Wasser im Graben, haben höhere P-Wellengeschwindigkeiten als die umliegenden Lockersedimente. In Tiefen von 4-9 m scheinen sie den gegenteiligen Effekt zu haben und die Geschwindigkeit gegenüber der Umgebung herabzusetzen. Dies könnte an der niedrigeren Durchlässigkeit für Regenwasser liegen.

Abgesehen von diesen Anomalien sind an der Oberfläche geringe seismische Geschwindigkeiten von unter 500 m/s zu beobachten. Eine Geschwindigkeitsdiskontinuität ist bei ca. 2-2,5 m anzutreffen. Dort steigen die Geschwindigkeiten schnell auf etwas über 1000 m/s an. Diese Geschwindigkeit scheint sich bis zur unteren Genze des Modells fortzusetzen. Direkt unterhalb der Schichtgrenze sind kleine Bereiche (in hellgelb) höherer Geschwindigkeiten zu erkennen. Diese könnten größere Gesteinsbrocken, wassergesättigte Bereiche oder auch Artefakte aus der Modellerstellung sein.

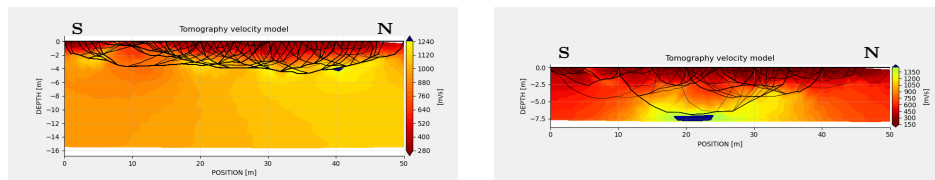
In der Tomographie der S-Wellengeschwindigkeiten (Abb. 19b) liegt die Geschwindigkeit an der Oberfläche bei unter 300 m/s, bevor sie in einer Tiefe von 2-2,5 m auf etwa 500 m/s ansteigt. Somit zeigt sich eine ähnliche Diskontinuität wie im P-Wellenmodell. Die Grenze ist allerdings weniger klar definiert. Weder der Weg noch der Graben sind klar erkennbar. Wie erwartet sind die S-Wellengeschwindigkeiten im größten Teil des Profils deutlich niedriger als die der P-Welle. Höhere Geschwindigkeiten von bis zu 1400 m/s beginnen in der Mitte des Profils ab einer Tiefe von ca. 5 m.



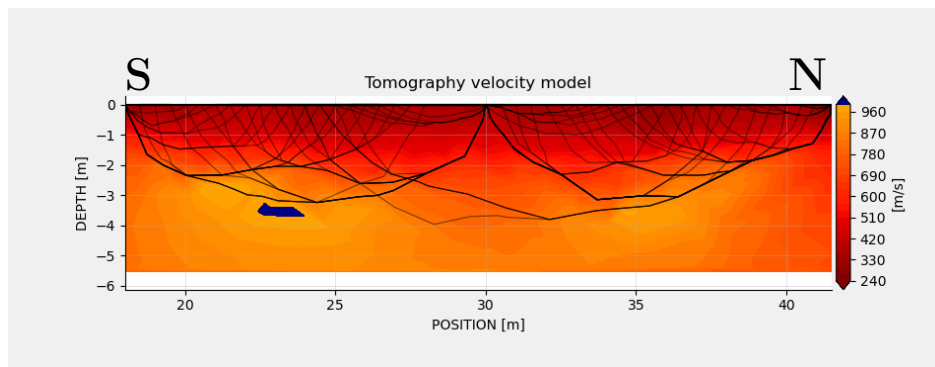
(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeit auf Profil 1.



(b) Tomographie für die S-Wellengeschwindigkeit auf Profil 1.



(c) Strahlwege auf Profil 1 für P-Wellen (links) und S-Wellen (rechts).



(d) Strahlwege der P-Wellen auf einem Teilstück von Profil 1.

Abbildung 19: Tomographien auf Profil 1.

Die Strahlwege, dargestellt in Abb. 19c, liefern zusätzliche wichtige Information zur Gültigkeit der erstellten Modelle. Es stellt sich heraus, dass die Strahlen sowohl bei P- als auch bei S-Wellen nur bis etwa 5 m Tiefe in den Boden eingedrungen sind. Somit verlieren die Modelle in den Bereichen darunter ihre Gültigkeit. Die Tiefe der Modellrechnung bestimmt das Programm automatisch aus den gegebenen Daten. Mit Blick auf die Strahlwege ist klar ersichtlich, dass Bereiche, in denen kein Strahl gelaufen ist, lediglich mit einem Geschwindigkeitsverlauf aufgefüllt wurden. Die Strahlwege der P-Wellen zeigen eine schlechte Abdeckung unter dem Weg/Entwässerungsgraben, was auf das fehlende Geophon zurückzuführen ist. Somit müssen die oben gemachten Modellvorstellungen des Untergrunds noch einmal präzisiert werden. Die für die P-Wellen gemachten Aussagen bezüglich der Schichtgrenzen, Schichtgeschwindigkeiten und der Hochgeschwindigkeitszone an der Oberfläche gelten weiterhin, jedoch kann die Mächtigkeit und der Geschwindigkeitsverlauf der unteren Schicht nicht bestimmt werden. Bei den S-Wellen lief nur ein Strahl tiefer als 5 m, wo er scheinbar auf höhere Geschwindigkeiten traf. Es würde nahe liegen, dass sich diese lateral fortsetzen und nicht bloß auf den Bereich in der Mitte des Profils beschränkt sind. Dies lässt sich aber nicht abschließend feststellen. Bis 5 m Tiefe ist die Abdeckung beider Messungen gut und lateral gleichmäßig.

Eine P-Wellen-Messung auf einem Teilstück des ersten Profils (18 m bis 41,5 m PK), symmetrisch über die Bohrung, soll die obersten Bodenschichten genauer beleuchten. Das Modell in Abb. 19d bestätigt die vorher getätigten Aussagen.

Die fünf Meter tiefe Bohrung von Bollow (2022), die in diesem Profil bei 30 m PK liegt, traf kein Festgestein, sondern vor allem schluffig-sandige Sedimente an und deckt sich somit mit diesen Ergebnissen.

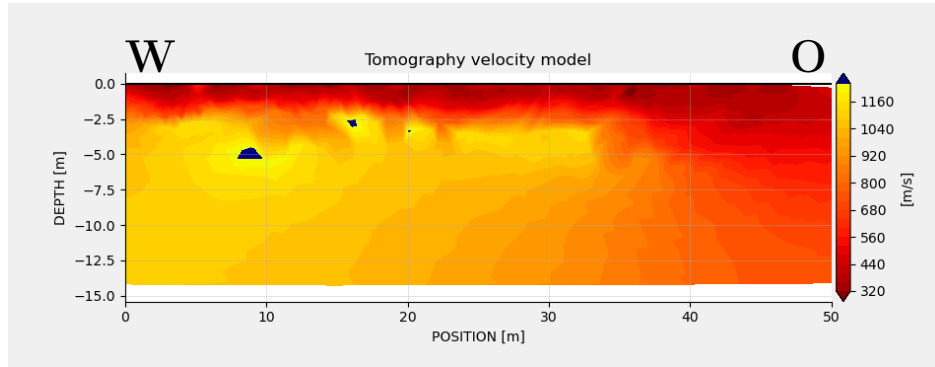
5.2 Profil 2

Das zweite Profil liegt senkrecht zum ersten Profil und folgt somit dem Talverlauf in Ost-West-Richtung. Die Bohrung befindet sich in der Mitte des Profils bei 25 m PK. Das Profil endet im Osten etwa 5 m vom SWB entfernt.

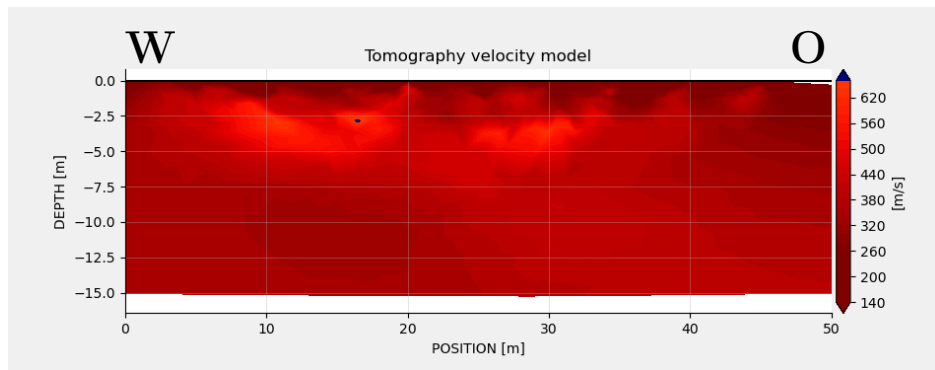
In der Tomographie der P-Wellengeschwindigkeit (Abb. 20a) zeigen sich ähnliche Werte wie auf Profil 1. Es ist auffällig, dass am östlichen Rand, ab ca. 35 m PK, die oberflächennahe Schicht niedriger Geschwindigkeiten stark an Mächtigkeit gewinnt. In diesem Bereich hat sich das Profil dem Fluss angenähert. Die Strahlwege in Abb. 20c zeigen eine gute Abdeckung der oberen Schichten, bis zu 5 m Tiefe, ähnlich wie bei der P-Welle auf Profil 1.

Die Tomographie für die S-Welle ist in Abb. 20b dargestellt. Sie zeigt eine ungewöhnliche Untergrundstruktur und es ist aus den Strahlwegen (Abb. 20c ersichtlich, dass die Wellen nur bis etwa 2,5 m Tiefe eingedrungen sind. Es ist keine klare Struktur zu erkennen, es scheinen an der Oberfläche Bereiche sehr niedriger Geschwindigkeiten vorzuliegen. Die höchsten Geschwindigkeiten werden in 2,5 m Tiefe mit etwa 600 m/s erreicht und liegen somit weit niedriger als auf Profil 1.

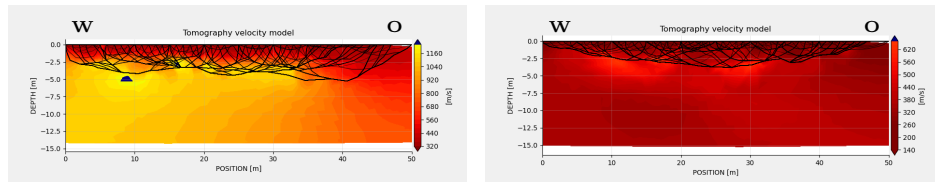
Auf Profil 2 wurde das Teilstück von 12 m PK bis 35,5 m PK zusätzlich mit P-Wellen untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 20d zu sehen und bestätigen die vorher getätigten Aussagen bezüglich der P-Wellen-Geschwindigkeit des oberen Bodens.



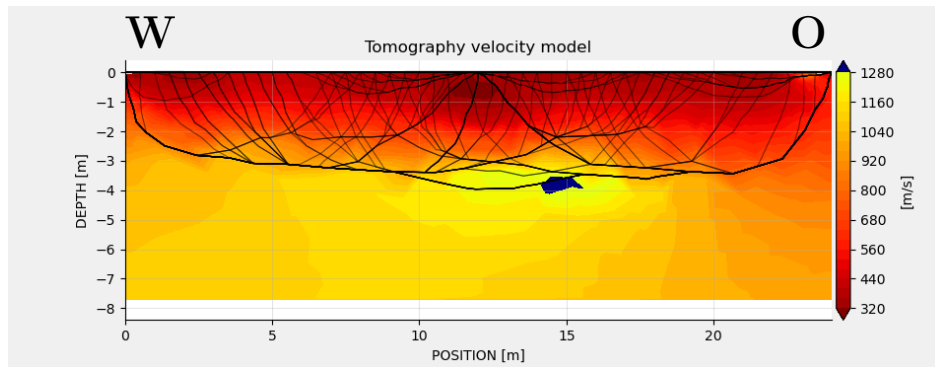
(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeit auf Profil 2.



(b) Tomographie für die S-Wellengeschwindigkeit auf Profil 2.



(c) Strahlwege für P-Wellen (links) und S-Wellen (rechts) auf Profil 2.



(d) Strahlwege der P-Wellen auf einem Teilstück von Profil 2.

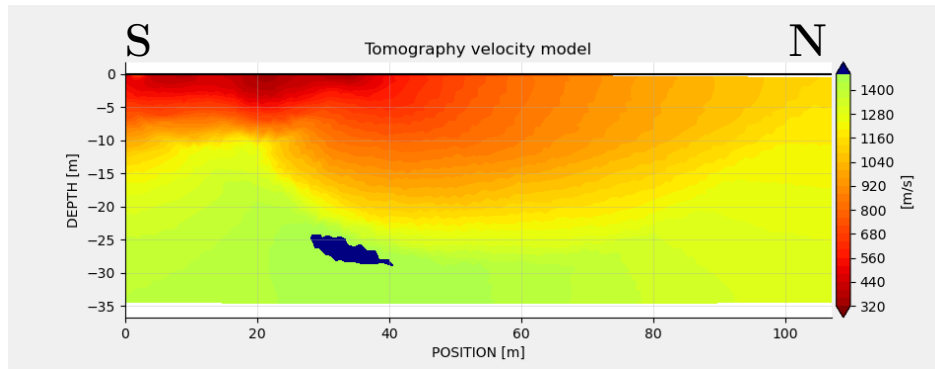
Abbildung 20: Tomographien und Strahlwege auf Profil 2.

5.3 Profil 3

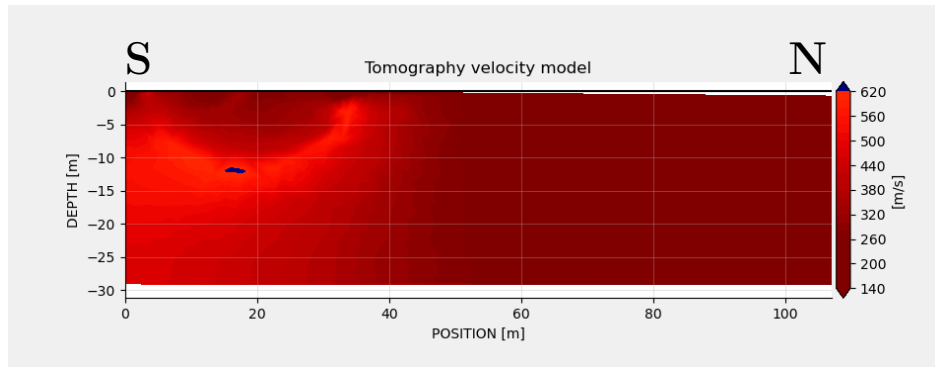
Das dritte Profil erstreckt sich im Westen des Tals vom südlichen Hang bis etwas über die Mitte des Tals. Entlang dieser Strecke wurden die Geophone in variierenden Abständen angebracht, siehe Tabelle 1. Da diese Geometrie in RefraPy nicht ausgewertet werden konnte, mussten die Daten in zwei Messreihen mit jeweils konstanten Geophonabständen aufgeteilt werden. Die Schusspunkte lagen bei 0 m, 35 m und 107 m PK.

5.3.1 Kurzer Teil

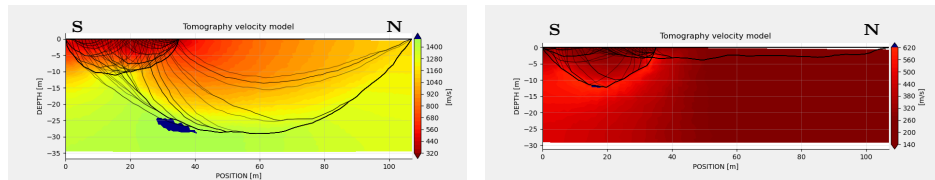
Zunächst werden die ersten 36 Geophone, die den Talrand (0 m - 35 m PK) abdecken, betrachtet. Da auch der dritte Schuss in diesen Modellen ausgewertet wird, reicht das erstellte Modell dennoch bis 107 m PK. Für den Bereich, in dem keine Geophone standen, liegen keine Daten vor und das inverse Problem ist dort unterbestimmt. Somit kann das Programm dort kein ernstzunehmendes Modell erstellen.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeit auf dem kurzen Teil von Profil 3.



(b) Tomographie für die S-Wellengeschwindigkeit auf dem kurzen Teil von Profil 3.



(c) Strahlwege für P-Wellen (links) und S-Wellen (rechts) auf dem kurzen Teil von Profil 3.

Abbildung 21: Tomographien und Strahlwege auf dem kurzen Teil von Profil 3.

In der P-Wellen-Tomographie (Abb. 21a) ist zunächst eine ca. 5 m mächtige Schicht niedrigerer Geschwindigkeiten (unter 700 m/s) zu erkennen. Nach einer Übergangsschicht mit ca.

920 m/s steigen die Geschwindigkeiten in etwa 10 m Tiefe schnell auf bis zu 1200 m/s an. Diese Schichtgrenze taucht ab ca. 20 m PK ab, bis sie etwa 20 m Tiefe am Ende des Profils bei 35 m PK erreicht. Dabei steigen die beobachteten Geschwindigkeiten mit der Tiefe auf bis zu 1400 m/s an. Ab 35 m PK steigt die Schichtgrenze scheinbar wieder an bis sie am Ende des Profils fast die Oberfläche erreicht. Dieser Teil der Daten ist allerdings bloß als Erklärungsversuch des Inversionsprogramms zu verstehen, da in diesem Teil keine Geophondaten vorliegen. In Abb. 21c ist zu sehen, dass eine gute Abdeckung mit Strahlen nur unter dem Bereich mit Geophonen bis ca. 10 m Tiefe gegeben ist. Der Rest des Profils wurde jeweils nur von einem Strahl durchleuchtet. In diesem Fall ist die Geschwindigkeitsverteilung entlang des Strahls unbestimmt und dieser Bereich kann nicht ausgewertet werden. Es stellt sich die Frage, wie diese offensichtlich abwegige Struktur auf die Auswertung der Daten im vorderen Teil des Profils auswirkt, da diese Strahlen, obwohl ihr Weg auch völlig anders sein könnte, auch das Modell im vorderen Bereich beeinflussen. Der oberflächennahe Bereich in den ersten 35 m des Profils weist realistische Schichtdicken und -geschwindigkeiten auf, die sich mit den Beobachtungen der anderen Profile decken.

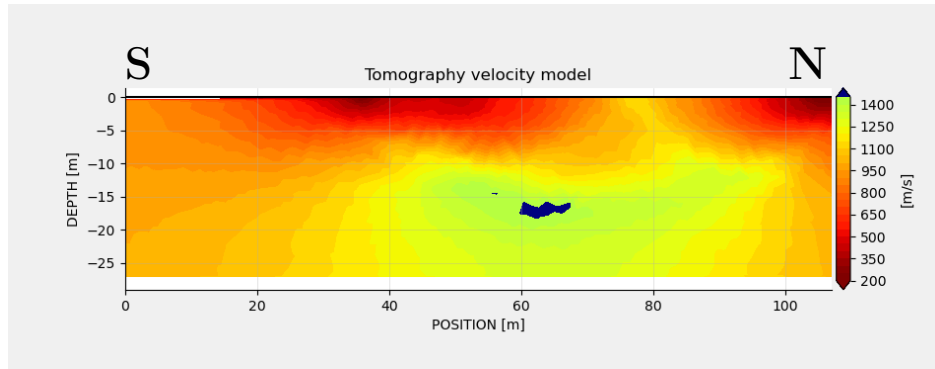
Auch bei den S-Wellen in Abb. 21b sollen nur die ersten 35 m ausgewertet werden. Die Geschwindigkeiten sind mit maximal 600 m/s ähnlich wie auf Profil 2. Die schnellsten Geschwindigkeiten liegen bei 20 m PK ca. 10 m tief und kommen zu den Rändern des Profils näher an die Oberfläche. Das Inversionsmodell weist am Nordende des Profils einen Bereich sehr geringer Geschwindigkeiten aus. Auch die Strahlverteilung in Abb. 21c sieht anormal aus und weist nur in einem kleinen Bereich an der Oberfläche eine gute Abdeckung auf.

5.3.2 Langer Teil

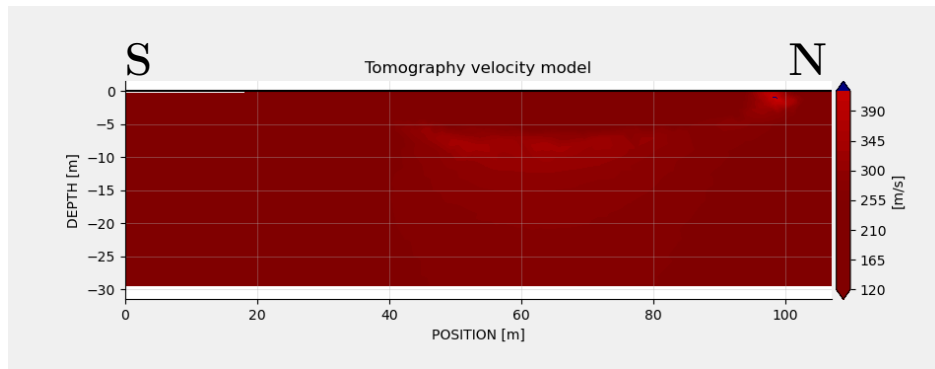
Auf dem langen Teilstück von Profil 3 liegen in absoluten Zahlen ähnliche Geschwindigkeiten wie auf dem kurzen vor. In der P-Wellentomographie (siehe Abb. 22a) deutet sich eine Schichtgrenze im Bereich von ca. 10-15 m Tiefe an. Ein Bereich höherer Geschwindigkeit scheint bei 80 m PK bis an die Oberfläche zu reichen. Dort kreuzte das Profil einen Weg, der diese Struktur erklären könnte. Es könnte auch eine Sedimentstruktur vorliegen, die beispielsweise aus vergangenen Flussverläufen bzw. Unregelmäßigkeiten im Sedimentationsprozess hervorgeht. Eine ausreichende und gleichmäßige Strahlabdeckung (vgl. Abb. 22c) ist bis ca. 15 m Tiefe gegeben, da in diesem Fall die Geophone über einen größeren Teil des Profils gesteckt sind.

Die S-Wellen-Tomographie in Abb. 22b zeigt sehr geringe Geschwindigkeiten von unter 400 m/s und generell wenig Informationen, der Untergrund erscheint mehr oder weniger homogen. Auch die Strahlabdeckung, zu sehen in Abb. 22c, hat ein anormales Profil.

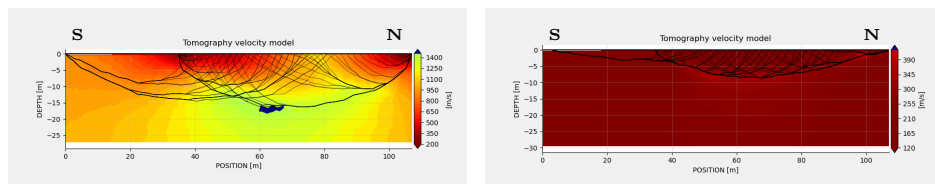
In der vorliegenden Form sind die Modelle auf Profil 3, besonders die S-Wellen-Modelle, als nicht hinreichend fundiert anzusehen und sollten nicht zur Ableitung geophysikalischer Schlussfolgerungen herangezogen werden. Sie zeigen offensichtlich keine plausible Untergrundstruktur. Dies gilt eingeschränkt ebenso für die P-Wellenmodelle, welche jedoch zumindest auf Teilstücken plausible Modelle erzeugen. Der Grund für diese Einschränkungen liegt in der ungewöhnlichen Messgeometrie, welche nicht mit RefraPy kompatibel war und dadurch die Datengrundlage einschränkte.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeit auf dem langen Teil von Profil 3.



(b) Tomographie für die S-Wellengeschwindigkeit auf dem langen Teil von Profil 3.



(c) Strahlwege für P-Wellen (links) und S-Wellen (rechts) auf dem langen Teil von Profil 3.

Abbildung 22: Tomographien und Strahlwege auf dem langen Teil von Profil 3.

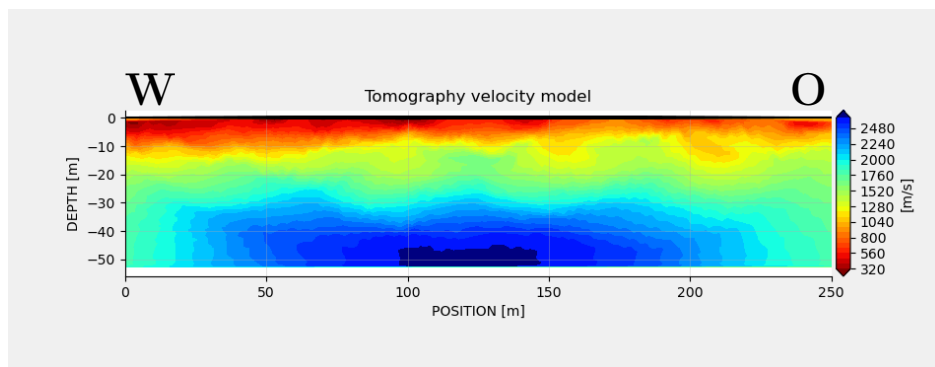
5.4 Profil 4

Das vierte Profil erstreckt sich vom Westende des Tals, beginnend in der Nähe der Melköde Alpe, parallel zum Talverlauf nach Osten. Es verläuft direkt neben einem Weg und führt durch teilweise sehr nasses Gebiet. Das Ende ist ca. 50 m von der Stelle entfernt, an der der Fluss das Tal kreuzt.

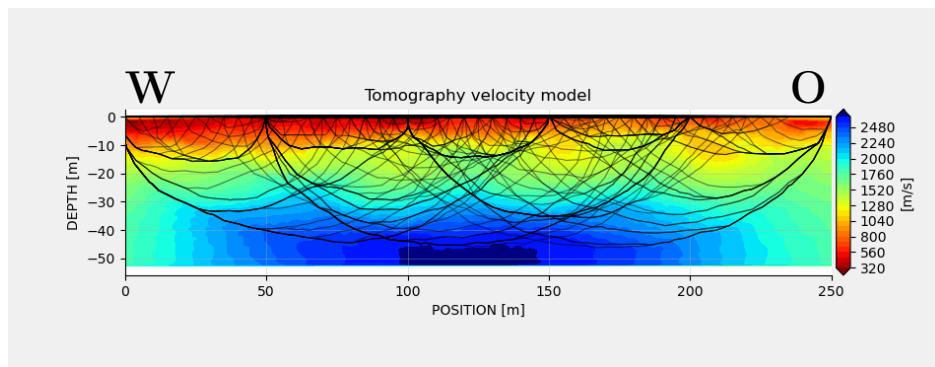
Es ist in den P-Wellengeschwindigkeiten (Abb. 23a) deutlich eine Schicht hoher Geschwindigkeiten zu erkennen, die sich durch das ganze Profil auf ca. 30 m Tiefe finden lässt. Von zwei langsameren Schichten mit Geschwindigkeiten von 500-900 m/s bzw. ca. 1500 m/s überlagert weist sie seismische Geschwindigkeiten von bis zu 2500 m/s auf. Im Verlauf des Profils ist eine gewisse Topographie der unteren Schichtgrenze zu erkennen, mit drei Erhebungen von wenigen Metern. Die Deckschicht ist zu Beginn etwa 10 m dick und verliert zum Ende des Profils an Mächtigkeit, während ihre Geschwindigkeit zunimmt.

Die Strahlabdeckung (Abb. 23b) ist durchweg sehr gut, einzig an den unteren Ecken verlaufen keine Strahlen, was zu Randeffekten führt. Daher kann auch hier angenommen werden, dass die gefundene Struktur sich an den Rändern fortsetzt.

Die Schichtgrenzen, die in den ersten Profile gefunden wurden, sind hier nicht auszuma-chen, was vermutlich auf die geringere Auflösung dieses Modells zurückzuführen ist. Die dort gefundenen Schichten verschmelzen hier zu einer Deckschicht, innerhalb welcher ein Geschwindigkeitsanstieg zu beobachten ist. Zusätzlich können zwei weitere Schichten höherer Geschwindigkeiten identifiziert werden.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeit auf Profil 4.



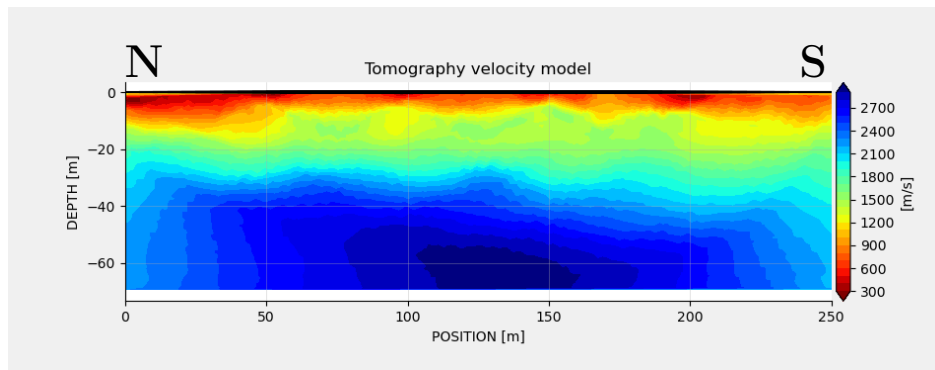
(b) Strahlwege der P-Wellen auf Profil 4.

Abbildung 23: Tomographie und Strahlwege auf Profil 4.

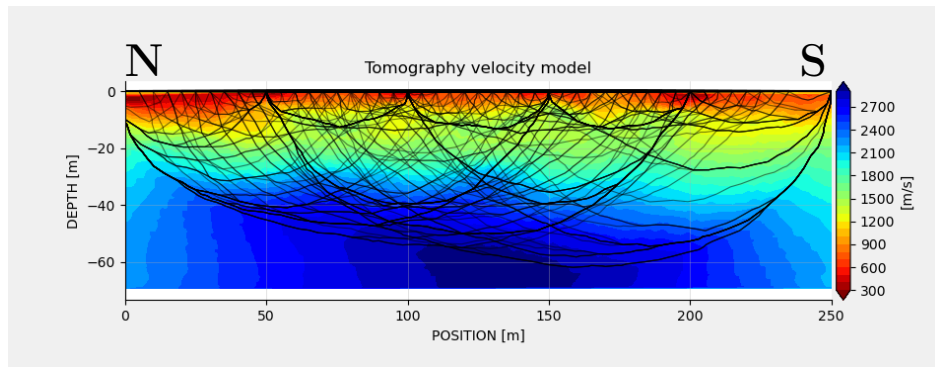
5.5 Profil 5

Etwa 100 m östlich von Profil 3 erstreckt sich Profil 5 von Norden nach Süden durch das ganze Tal. Im Norden beginnt es an einer Kuhweide.

In Abb. 24a ist eine ähnliche Struktur wie bei Profil 4 zu erkennen. Die oberen Schichten haben ähnliche Mächtigkeiten und Geschwindigkeiten. Die Hochgeschwindigkeitsschicht taucht in ca. 20-25 m Tiefe am nördlichen Rand des Profils auf und sinkt Richtung Südende des Tals auf bis zu 40 m Tiefe ab. Es ist wieder eine Topographie des Festgesteins mit leichten Erhebungen zu erkennen. Der Untergrund wurde, bis auf die unteren Ecken, gleichmäßig durchstrahlt, wie in Abb. 24b zu sehen ist. Am südlichen Rand gibt es einen Bereich, in dem eine geringe Strahldichte vorliegt.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeiten auf Profil 5.



(b) Strahlwege der P-Wellen auf Profil 5.

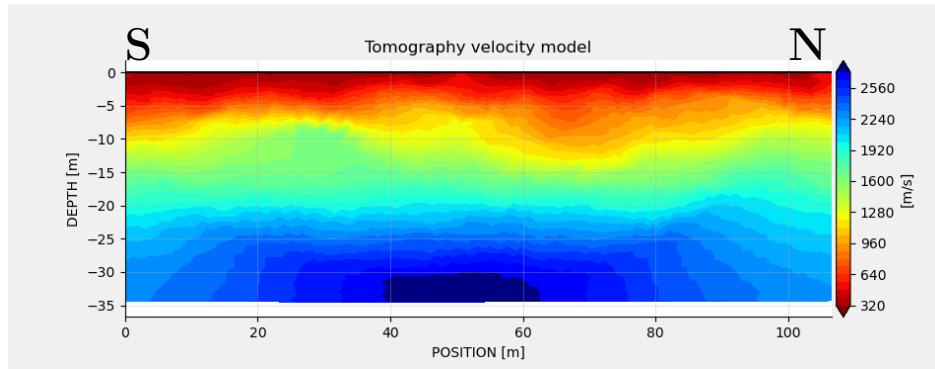
Abbildung 24: Tomographie und Strahlwege auf Profil 5.

5.6 Profil 6

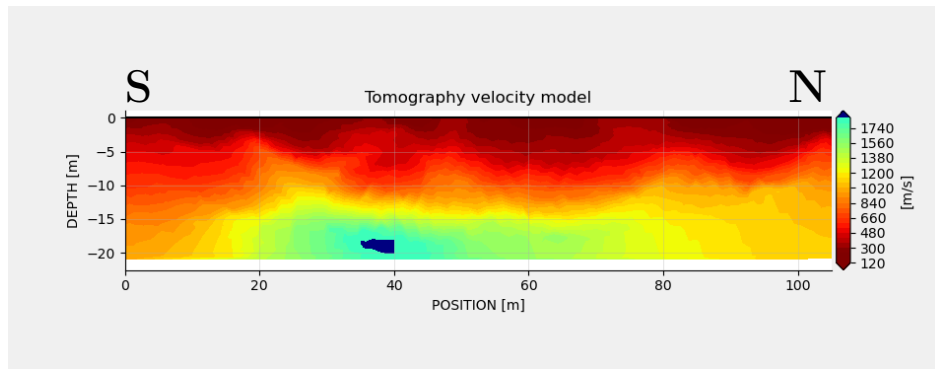
Profil 6 verläuft im Osten des Tals in Nord-Süd-Richtung und endet wenige Meter vom Fluss entfernt. Der Boden war während der Messung sehr matschig und stellenweise stark bewachsen.

Die P-Wellen-Tomographie in Abb. 25a zeichnet ein ähnliches Bild wie bereits Profil 4 und 5. Nach einer dünnen Deckschicht von 5-10 m Mächtigkeit mit Geschwindigkeiten von unter 900 m/s schließt sich eine schnellere Schicht mit Geschwindigkeiten von 1300-1700 m/s an. Darunter findet sich in 20-30 m Tiefe Gestein mit bis zu 2500 m/s, wobei diese Schichtgrenze söhlig verläuft. Die Strahlabdeckung (Abb. 25c) ist sehr gut, lässt aber wie auch in Profil 4 und 5 keine Aussagen über die unteren Ecken zu.

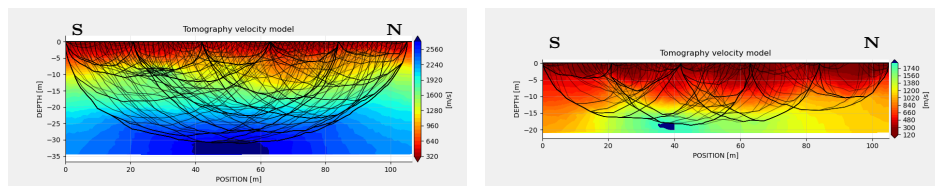
Bei der S-Wellen-Messung in Abb. 25b erscheint eine ähnliche Struktur wie bei der P-Welle. Wie in den vorherigen Profilen ist die Grenze zwischen den oberen Schichten weniger klar. Außerdem ist der Geschwindigkeitskontrast der Hochgeschwindigkeitszone zur Umgebung höher. Im Gegensatz zu den P-Wellen setzt sich die Hochgeschwindigkeitszone nicht an den Rand des Profils fort. Das könnte wieder eine Konsequenz der Strahlabdeckung (siehe Abb. 25c) sein, welche hier spärlicher ist, als bei den P-Wellen. Es sind nur wenige Strahlen in größere Tiefen vorgedrungen, weshalb der weitere Verlauf der Schichtgrenze nur vermutet werden kann. Sie liegt hier in 10-15 m Tiefe.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeiten auf Profil 6.



(b) Tomographie für die S-Wellengeschwindigkeiten auf Profil 6.



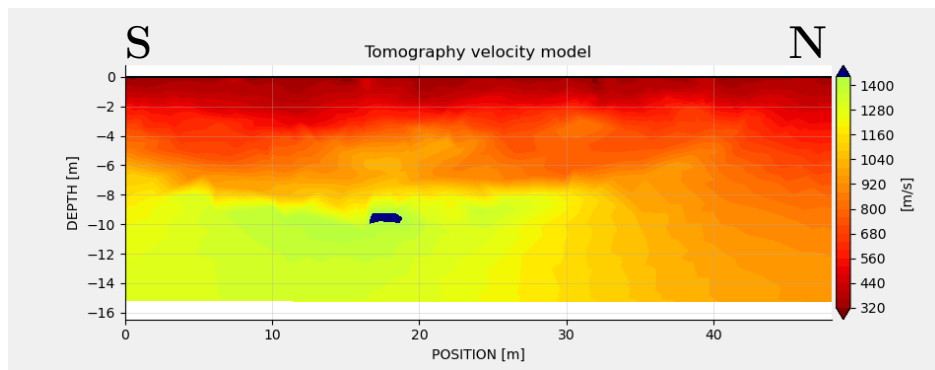
(c) Strahlwege der P-Wellen (links) und S-Wellen (rechts) auf Profil 6.

Abbildung 25: Tomographien und Strahlwege auf Profil 6.

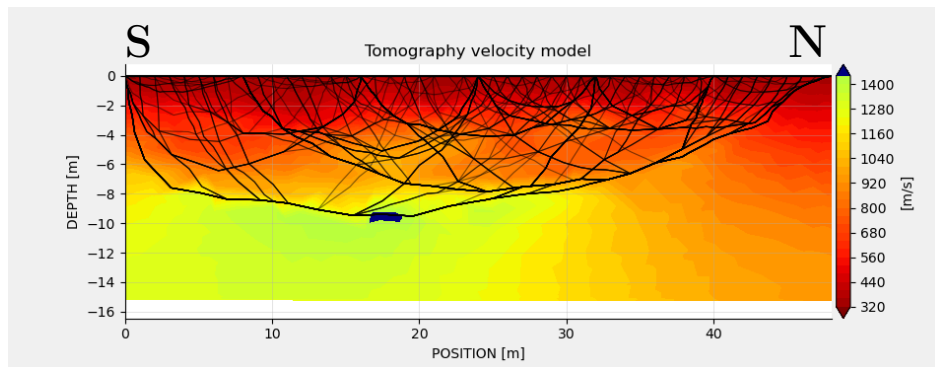
5.7 Profil 7

Profil 7 läuft von Süden nach Norden über einen Zufluss zu den charakteristischen Sinklöchern des Gebiets. In der sonst fast perfekt flachen Umgebung stellt dieses Loch einen wenige Meter tiefen, lokalen Einschnitt dar. Es entwässert ein Gebiet von wenigen 100 m^2 und hat mehrere verästelte Zuflüsse. Bei 22m PK konnte auf diesem Profil dementsprechend kein Geophon gesetzt werden, da der grabenförmige Zufluss dort ca. 1 m tief lag. Trotzdem ist die Topographie des restlichen Profils nicht beeinflusst. Der Boden stand teilweise leicht unter Wasser, wie auf Profil 6. Das Ende des Profils liegt nahe des SWB.

In der P-Wellentomographie von Profil 7 (siehe Abb. 26a) ist zunächst eine Deckschicht von 2m Dicke auszumachen, die Geschwindigkeiten von unter 400 m/s aufweist. Anschließend steigt die Geschwindigkeit auf ca. 600 m/s . In 8m Tiefe ist von 0m bis 30m PK ein Bereich höherer Geschwindigkeiten (bis zu 1400 m/s) zu erkennen. Dieser Bereich stimmt in Tiefe und Geschwindigkeit mit den entsprechenden Schichten aus den Profilen 4-6 überein. Die Strahlabdeckung (siehe Abb. 26b) in den oberen Bodenschichten ist gut, jedoch ist die Eindringtiefe im Norden geringer als im Süden. Das oben erwähnte Sinkloch scheint keine Auswirkungen auf die P-Wellengeschwindigkeit zu haben. Das lässt vermuten, dass es nur eine oberflächliche Struktur ist und den Boden ansonsten nicht beeinflusst. Das Wasser spült den Boden aus, ohne in ihn einzudringen.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeiten auf Profil 7.



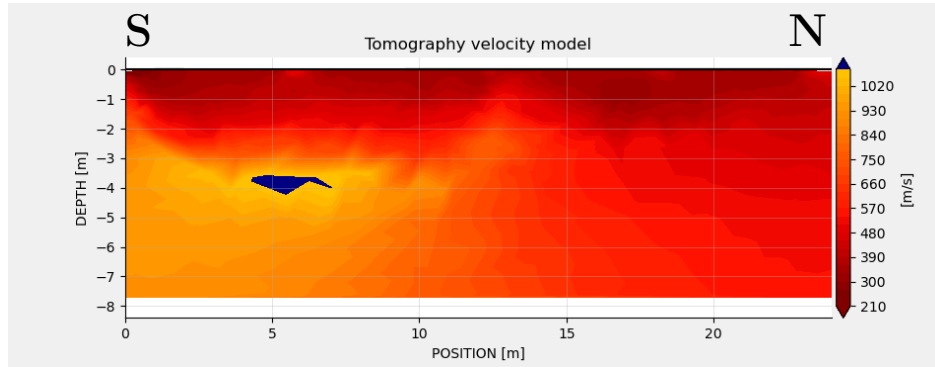
(b) Strahlwege der P-Wellen auf Profil 7.

Abbildung 26: Tomographie und Strahlwege auf Profil 7.

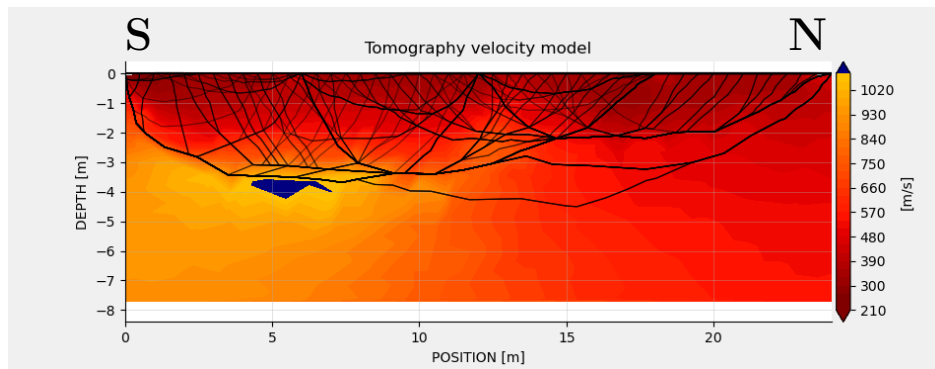
5.8 Profil 8

Das östlichste aller Profile, Profil 8, hat die selben Bodenbedingungen wie die parallel liegenden Profile 6 und 7 und läuft so wie diese im Norden auf den Fluss zu. Vom Sinkloch ist es nicht beeinflusst.

Der Untergrund unter Profil 8, siehe Abb. 27a, zeigt eine ähnliche Struktur wie unter Profil 7, jedoch sind sowohl die Eindringtiefe der Strahlen (siehe Abb. 27b) als auch die Geschwindigkeiten niedriger. Es sind niedrige Geschwindigkeiten nahe der Oberfläche und der bekannte Anstieg bei 2 m zu beobachten. Daran schließt sich im Süden ein Bereich mit bis zu 1000 m/s an, welcher im Norden niedrigeren Geschwindigkeiten weicht.



(a) Tomographie für die P-Wellengeschwindigkeiten auf Profil 8.



(b) Strahlwege der P-Wellen auf Profil 8.

Abbildung 27: Tomographie und Strahlwege auf Profil 8.

6 Analyse

In den in Kapitel 5 gezeigten Daten sind einige geologische Strukturen erkennbar, die nachfolgend benannt und zugeordnet werden sollen. Diese Analyse wird aufgrund der höheren Datenqualität und der Messungen auf allen Profilen zunächst nur die P-Wellen betrachten. Zudem sind in Tabelle 3 die Ergebnisse der P-Wellenmessungen aufgelistet. Im Vergleich der P- und S-Wellenmessung auf den Profilen wird deutlich, dass die Eindringtiefe der Wellen stark mit ihrer Geschwindigkeit korreliert, weshalb die P-Wellen stets ein aussagekräftiges Modell bis zu größeren Tiefen liefern.

In allen Profilen lässt sich eine Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe beobachten, welche jedoch nicht gleichmäßig verläuft. Anhand dieser Differenzen in den Geschwindigkeitsgradienten lassen sich einige geologische Schichten differenzieren. Sie sind in Abb. 28 dargestellt. Oberflächennah ist zunächst eine Deckschicht mit einer Mächtigkeit von etwa 2-2,5 m und P-Wellengeschwindigkeiten im Bereich von 300–500 m/s erkennbar. Dieser lässt sich besonders in den kurzen Profilen 1 und 2 von den nachfolgenden Sedimenten abgrenzen. Die niedrigen Geschwindigkeiten dieser Schicht sind auf die rezente Ablagerung und Einflüsse der Witterung zurückzuführen.

Darunter folgt ein Anstieg der P-Wellengeschwindigkeiten auf 1000-1200 m/s. Aufgrund der Erkenntnisse aus der Bohrung lässt sich diese Schicht als junge Sedimentablagerungen interpretieren. In den längeren Profilen erscheint sie zusammen mit der Deckschicht als weitgehend zusammenhängende Einheit, in der die Geschwindigkeit mit der Tiefe ansteigt. Im Vergleich zu den darunterliegenden Einheiten weisen diese Sedimente dennoch eine deutlich geringere seismische Geschwindigkeit auf. Ihre Mächtigkeit Schichten variiert mit Werten zwischen 4 m und 10 m, auch innerhalb einzelner Profile. Auf Profil 4 reichen sie zu Beginn noch bis in eine Tiefe von über 10 m, erreichen bei 200 m PK jedoch nur noch eine Tiefe von etwa 5 m. Auf den Profilen 5 und 6 zeigen sie ebenfalls starke Undulationen, mit Mächtigkeiten von 5-10 m. Die ^{14}C -Datierung dieser Sedimente (siehe Abb. 10) zeigt, dass die Sedimentation hier sehr schnell stattgefunden hat. Sie kann somit eine Erklärung für den Geschwindigkeitsanstieg sowie die stark variierenden Mächtigkeiten der Deckschicht bieten.

Profil Nr.	Tiefe	Tiefster Strahl	v_{min}	v_{max}	Tiefe Festgestein
1	15 m	5 m	280 m/s	1240 m/s	-
1 kurz	5,5 m	4 m	240 m/s	960 m/s	-
2	13 m	5 m	300 m/s	1200 m/s	-
2 kurz	7,5 m	4 m	300 m/s	1280 m/s	-
3 kurz	35 m	30 m	320 m/s	1500 m/s	-
3 lang	32 m	17 m	150 m/s	1400 m/s	-
4	50 m	45 m	320 m/s	2500 m/s	30 m
5	70 m	60 m	300 m/s	2700 m/s	30-40 m
6	34 m	30 m	320 m/s	2600 m/s	20 m
7	15 m	10 m	320 m/s	1400 m/s	-
8	7,5 m	4,5 m	210 m/s	1100 m/s	-

Tabelle 3: Übersicht über Tiefenlagen, Strahleindringung, minimale und maximale P-Wellengeschwindigkeiten sowie die Tiefe des beobachteten Festgesteins auf den Profilen.

Unterhalb dieser oberflächennahen Sedimente zeigt sich in den längeren Profilen (3, 4, 5 und 6) eine weitere Schicht mit P-Wellengeschwindigkeiten von ca. 1400-1700 m/s. In Profil 3 ist deutlich diese Einheit an, ist aber aufgrund der schlechten Datenqualität nicht mit Sicherheit zu bestimmen. In den übrigen langen Profilen ist sie deutlich ausgeprägt und weist Mächtigkeiten von 10–20 m auf. Die Geschwindigkeiten sind hier stets über größere Distanzen homogen, jedoch sind auch lokal Bereiche niedrigerer oder höherer Geschwindigkeiten zu beobachten. Die darüber und darunter liegenden Schichten weisen stets eine lineare Geschwindigkeitszunahme auf, während dieser Bereich eher von leichten lateralen Inhomogenitäten geprägt ist und mit der Tiefe nur einen leichten Geschwindigkeitsanstieg aufweist. Knödel et al. (2005) geben die seismischen P-Wellengeschwindigkeiten für Deckschichten mit 300-800 m/s und für die Verwitterungszone mit 100-500 m/s an. Zusätzlich wird für Seebodenlehm der Wertebereich von 700-1800 m/s angegeben. Sowohl die Deckschicht unterhalb von 2,5 m, als auch die sich daran anschließende Schicht finden sich in diesem Wertebereich wieder. Auf Grundlage der geologischen Vorgeschichte des Untersuchungsgebietes ist ebendieser Seebodenlehm als plausible Interpretation für diese Schicht anzusehen. Die Geschwindigkeiten unmittelbar unter der Oberfläche stimmen mit den Werten für die Verwitterungszone bzw. Deckschichten überein.

Unterhalb dieser sedimentären Lagen treten Geschwindigkeiten im Bereich von 2000–2500 m/s auf. Sie befinden sich in einer Tiefe von 20 m auf Profil 6 bzw. 30-40 m auf Profil 4 und 5. Es gibt eine klare Grenze zur vorherigen Schicht. Danach findet sich jedoch innerhalb dieser Einheit wieder eine Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe. Die Tiefenlage erlaubt es nicht, die Dimensionen dieser Schicht genau zu bestimmen, da die Strahlen nicht tief genug eindringen konnten. Die Modelle legen nahe, dass es sich um eine durchgehende Schicht handelt, sie kann jedoch aufgrund der Strahlwege immer nur in der Mitte der Profile beobachtet werden. Ob die Geschwindigkeit mit der Tiefe immer weiter ansteigt oder ob es sich bloß um ein Verwitterungsphänomen am oberen Rand der Gesteine handelt kann nicht abschließend bestimmt werden.

Knödel et al. (2005) beziffern typische P-Wellengeschwindigkeiten für Kalksteine mit 2000-6250 m/s. Im Rahmen einer Bachelorarbeit gab es bereits geophysikalische Untersuchungen im SWT (Schaneng 2015). Diese waren im Talverlauf weiter unten gelegen und hatten das Ziel, Dolinen, Hohlräume und Estavellen im Bereich der Austritte des SWB am Fuße der Bergsturzmasse zu untersuchen. Der Fokus der Arbeit lag auf Geoelektrik, auf zwei Profilen wurde jedoch auch Refraktionsseismik durchgeführt und mit hoher Wahrscheinlichkeit Schrattenkalk angetroffen, welcher auch dort die Deckschichten unterlagert. Die Geschwindigkeiten auf den zwei Profilen werden mit $2566 \text{ m/s} \pm 433 \text{ m/s}$ bzw. $1607 \text{ m/s} \pm 69 \text{ m/s}$ angegeben. Während die Geschwindigkeit von 1607 m/s eher mit den in dieser Arbeit angetroffenen Seebodensedimenten übereinstimmt, entspricht der Wert von 2566 m/s gut den untersten Schichten in den Profilen 4, 5 und 6. Somit erscheint es wahrscheinlich, dass der Kalkstein des Gottesacker-Plateaus in den genannten Profilen beobachtet wurde. Er würde sich aber am unteren Ende der für Kalkstein typischen Geschwindigkeiten befinden. Da der Schrattenkalk zur Verkarstung neigt und in diesem Szenario über Jahrtausende von einem See bedeckt war, ist es gut möglich, dass sich seine Geschwindigkeit stark herabgesetzt hat. Die Oberfläche könnte sich aufgeweicht haben, woraus sich die geringere Geschwindigkeit an der Grenzfläche erklären ließe. Zudem hat der sich zurückziehende Gletscher vermutlich eine Grundmoräne zurückgelassen, welche den Geschwindigkeitsanstieg innerhalb dieser Schicht erklären könnte. Sie könnte zudem zu einer gewissen Abdichtung des Talbodens geführt haben. Falls der Talboden aus Schrattenkalk besteht, würde dies sich mit der von Sinreich et al. (2002) aufgestellten hydrogeologischen Modellvorstellung für das Gebiet decken. Dort

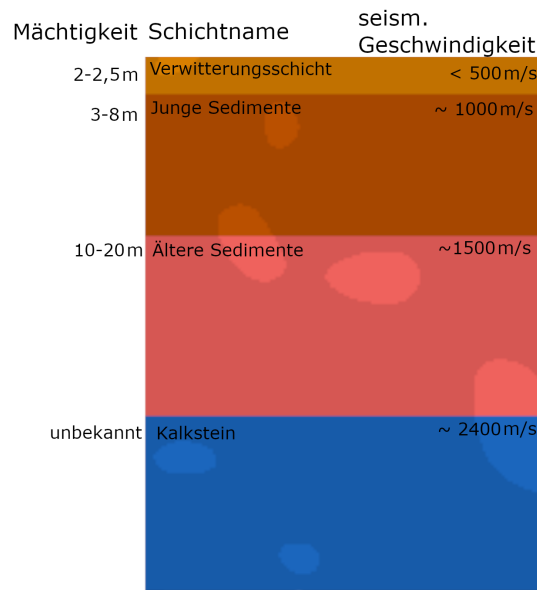


Abbildung 28: Vorgeschlagenes Schichtmodell der Sedimente und des darunter liegenden Festgesteins. Die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten variieren lokal teils erheblich, während sich sowohl die seismischen Geschwindigkeiten als auch die Schichtabfolge im gesamten Untersuchungsgebiet einheitlich darstellen. Nah der Oberfläche ist zunächst eine Deck-/Verwitterungsschicht erkennbar, welche in Sedimente unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Verdichtungsstufen übergeht. In 20-40 m Tiefe taucht mit dem Schrattenkalk der nördlichen Talseite erstmals Festgestein auf.

wird vermutet, dass fast der gesamte Talgrund aus Schrattenkalk aufgebaut ist. Ein Blick auf die geologische Karte (Abb. 7) stützt diese These. Obwohl der genaue Verlauf der Grenze zwischen Schrattenkalk und Flysch unterhalb der Sedimente nicht bekannt ist, deutet das Vorkommen von Schrattenkalk sowohl im westlichen als auch im östlichen Profilbereich darauf hin, dass große Teile des Talbodens aus Schrattenkalk bestehen könnten.

Für Flyschgesteine ist es schwerer eine seismische Geschwindigkeit anzugeben, da Flysch ein Sammelbegriff für unterschiedliche Gesteinsschichten ist (Prey 1968; Wagner 1950). Der Flysch im Kleinwalsertal besteht vor allem aus Sandsteinen, dünnplattigem Kalk und Kalkmergel. Diese Bestandteile haben generell geringere seismische Geschwindigkeiten und könnten auch die beobachteten Geschwindigkeiten von 2000-2500 m/s erklären (Schoen 2011). Hinzu kommt, dass auch in diesem Fall die Gesteine nach vielen Jahren unter dem Einfluss des Sees sowie der darauffolgenden Sedimentation höchstwahrscheinlich verwittert wären, was die Geschwindigkeiten weiter herabsetzen würde. Welches Gestein den Talgrund aufbaut geht aus den Daten nicht eindeutig hervor, jedoch gibt es mehr Indizien, die für Schrattenkalk sprechen.

Drei der Profile (2, 7 und 8), enden in unmittelbarer Nähe des SWB. Ihre Geschwindigkeitsverteilungen weisen ähnliche Strukturen auf. In großer Entfernung des Flusses ist die bekannte Sedimentstruktur zu beobachten, wie sie beispielsweise auch auf den Profilen 1 und 4 auftritt. In Flussnähe verschwindet die Schicht der schnelleren seismischen Geschwindigkeiten und die Deckschichten gewinnen stark an Mächtigkeit. Auch die Strahlwege zeigen Ähnlichkeiten. Zu Beginn der Profile dringen die Strahlen deutlich tiefer in den Untergrund ein als in flussnähe. Das heißt, dass in flussnähe lediglich oberflächennahe Informationen vorliegen, da keine Strahlen in größere Tiefen vordringen. Allerdings trägt auch das Ausbleiben

tiefer eindringender Strahlen eine relevante Information: Die nahezu senkrecht eintauchenden Strahlen, die sich am Profilanfang mit höheren Geschwindigkeiten ausbreiten und dort die späteren Ersteinsätze verursachen, fehlen am Profilende. Andernfalls wäre die Strahlwege symmetrisch. Das Fehlen dieser Strahlen lässt daher auf geringere Ausbreitungsgeschwindigkeiten in flussnähe schließen. Die genaue Struktur und die exakten Geschwindigkeiten können daraus nicht eindeutig abgeleitet werden, das Vorhandensein niedrigere Geschwindigkeiten hingegen schon.

Da der Fluss im Verlauf durch die Melköde diffus Wasser verliert (Sinreich et al. 2002), müssen ihn ungesättigte Sedimente umgeben. Im flussnahen Bereich sind diese weniger dicht gepackt und weisen eine höhere Porosität auf, was die Geschwindigkeiten von sowohl P- als auch S-Wellen stark herabsetzen kann (Liu et al. 1997). Zudem transportiert der Fluss kontinuierlich Verwitterungsprodukte aus den umliegenden Gebirgsregionen. Diese lagern sich vorwiegend in unmittelbarer Nähe des Flusses und dem Flussbett ab. Während der Zeiten, in denen die Melköde leicht Überschwemmt ist, kann es sich auch auf der gesamten Ebene ablagern. Es ist daher anzunehmen, dass das in Flussnähe abgelagerte Material in seiner Zusammensetzung jenem an der Oberfläche der angrenzenden Ebene entspricht.

Die Datengrundlage der S-Wellen-Messungen ist generell von niedrigerer Qualität als die der P-Wellen. Ein Grund dafür kann der Anregungsmechanismus sein, welcher eine schwächere Bodenanbindung als der der P-Wellen hat und weniger Energie in den Boden einbringen kann. Zudem breiten sich S-Wellen langsamer aus, was wiederum zu einer geringeren Eindringtiefe führt. Aufgrund des schwächeren Signals sind sie schwieriger in den Diagrammen zu erkennen und können auf einer kürzeren Strecke aufgezeichnet werden, als die P-Wellen. Die Strahlwege verlaufen weniger einheitlich und decken vor allem die Randbereiche schlechter ab.

Die S-Wellen-Tomographien von Profil 1 und 2 lassen Schichtgrenzen in ähnlichen Tiefen, wie die P-Wellen-Modelle sie bereits gezeigt hatten, erkennen. Die Grenzen zeigen sich weniger klar und undulieren in einer Art Wolkenform. Dies könnte einen Hinweis auf bevorzugte Fließwege des Wassers liefern. Auf dem dritten Profil wirken die S-Wellen-Modelle wenig realistisch und sollen daher nicht weiter betrachtet werden. Auf Profil 6 hingegen zeigen sie eine ähnliche Struktur wie die Modelle der P-Welle. Ein wichtiger Unterschied liegt darin, dass in den S-Wellen-Modellen der Bereich höherer Geschwindigkeiten weiter oben beginnt, was auf das unterschiedliche Verhalten der Wellenarten, beispielsweise bei Vorhandensein von Wasser, zurückzuführen sein könnte.

In der Untersuchung der geologischen Strukturen des Untersuchungsgebiets war die S-Wellen-Messung aufgrund ihrer geringeren Datenqualität nicht zielführend. Sie kann zusätzliche Informationen zu Wassersättigung und Porosität liefern.

7 Rekonstruktion der Talstruktur

Das Ziel der Untersuchung war es, die Struktur des Festgesteins unter den Seesedimenten zu rekonstruieren. Mit den längeren Profilen ist es vermutlich gelungen, dieses abzubilden. Diese lokalen Blickpunkte sollen nun in eine geologische Vorstellung des Tals zusammengeführt werden. Die Topographie sowie die Modellvorstellung des unterirdischen geologischen Aufbaus ist in Abb. 29 dargestellt.

Die Topographie stellt sich wie folgt dar. Vom Westen fällt das Gebirge mit einem Einfallswinkel von etwa 15° ein. Folgt man vom Westende des Tals dem Verlauf des SWB, so überquert man zunächst die Ebene des Sees auf 1340 m ü. M. Die Ebene weist eine leichte Steigung auf, sinkt auf ihren etwa 1000 m Länge ca. 3 m ab. Im Osten endet sie am Gebiet der bewaldeten Bergsturzmasse. Diese weist ein hügeliges Relief auf. Folgt man dem Talverlauf über die Bergsturzmasse weiter nach Osten, tritt nach etwa 800 m wieder das Festgestein des Talbodens zu Tage. Dies geschieht bei einer Höhe von etwa 1280 m ü. M. An dieser Stelle tritt auch der SWB wieder zu Tage, nachdem er unterirdisch durch die Bergsturzmasse geflossen ist. Schmidt-Thomé (1960) setzt die Talsohle bei „rd. 1290 m“ an und erkennt weiterhin, dass der Bergsturzkegel das Tal mindestens 60 m hoch über die Sohle ausfüllt.

Das Festgestein wurde auf den Profilen 4, 5 und 6 beobachtet. Auf Profil 4 taucht es in etwa 30 m Tiefe auf. Auf Profil 5 erscheint es zunächst in 30 m Tiefe und sinkt dann, mit gelegentlichen kleinen Erhebungen, auf 40 m Tiefe am Ende des Profils. Auf Profil 6 zeigt es sich in ca. 20 m Tiefe. Da alle Messungen auf ca. 1340 m über dem Meeresspiegel stattgefunden haben, kann gefolgert werden, dass das Festgestein auf Profil 4 in 1310 m ü. M. liegt, auf Profil 5 in 1300-1310 m ü. M. und auf Profil 6 in 1320 m ü. M.

Um die Topographie des Festgesteins zu rekonstruieren sollen die bestimmten Tiefen mit der heute vorliegenden Topographie abgeglichen werden. In Abb. 29 ist eine Skizze der Modellvorstellung der ursprünglichen Topographie im Talverlauf eingezeichnet. Dem Einfall des Schrattenkalks am Rand der Melköde folgend sinkt es schnell auf die in Profil 4 und 5 beobachteten Tiefen von 30-40 m ab, wo es sich einem horizontalen Verlauf annähert. Auf Profil 6 zeigt es sich in 20 m Tiefe. Geht man davon aus, dass auch dort das Festgestein beobachtet wurde, muss es im Osten des Tals noch einmal angestiegen sein, um anschließend wieder abzusinken, bis es bei etwa 1280 m ü. M. wieder zutage tritt. Zusammenfassend deuten die Daten auf eine Senke im Westen des Tal hin. Diese Interpretation erscheint plausibel aufgrund der geographischen Gegebenheiten: das SWT ist nach oben recht weit geöffnet

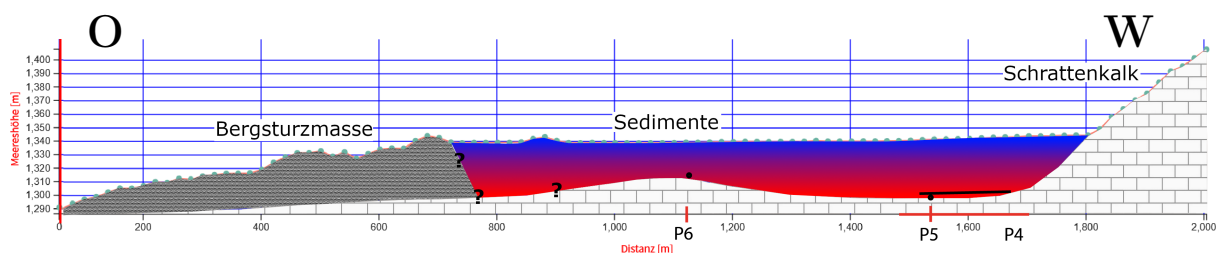


Abbildung 29: Höhenprofil entlang des SWB. Die Gesteinseinheiten Schrattenkalk, Bergsturzmasse und Sedimente mit ihren postulierten unterirdischen Grenzen sind eingezeichnet. Auf der „Distanz“-Achse ist die Lage der Profile 4, 5 und 6 gekennzeichnet. Über dem jeweiligem Profil ist in schwarz die Tiefenlage des angetroffenen Festgesteins als Punkt bzw. Linie eingezeichnet, je nachdem, ob das Profil quer oder parallel zum Talverlauf liegt. Im Übergangsbereich zwischen Bergsturzmasse und Sedimenten liegen keine Messdaten vor. Er kann somit nicht klar abgegrenzt werden und ist mit „?“ gekennzeichnet.

und hat mehrere seitliche Zuflüsse. Die Tiefenlage des postulierten Talbodens erscheint realistisch eingebettet in der unmittelbaren Umgebung. Zudem wurde das Tal durch glaziale Prozesse geformt, wodurch diese Struktur entstanden sein könnte. Es ist jedoch nicht sicher bestätigt, dass diese Senke tatsächlich vorliegt. Im Profil 6 könnte beispielsweise auch ein Kalksteinbrocken der Bergsturzmasse für die höheren Geschwindigkeiten verantwortlich sein. Die Geschwindigkeiten in allen Profilen sind weiterhin niedrig für Kalkstein. Auch ältere, dichter gelagerte Sedimente könnten solche Geschwindigkeiten aufweisen.

Sollte sich das Vorhandensein einer Senke bestätigen, stellt sich eine neue Frage:

Existierte möglicherweise bereits vor dem Bergsturz ein See im Bereich der Melköde?

Nachdem sich der Gletscher zurückgezogen und das Tal abgetragen hatte, könnte sich im Westen des Tals ein flacher See gebildet haben, auf den später der Bergsturz niederging. Dieser hätte jedoch bereits früher zur Ablagerung von Sedimenten geführt; möglicherweise sind auch diese für die höheren Geschwindigkeiten unter den Profilen 4 und 5 verantwortlich. In diesem Fall läge das Festgestein noch tiefer als bisher vermutet und das Schwarzwassertal wäre als Kartal einzustufen. Jedoch hätte ein möglicher See nur maximal einige tausend Jahre nach dem Rückzug des Gletschers existieren können, bevor der Bergsturz das gesamte Gebiet abgeriegelt hat.

Profil 5 und 6 liefern Erkenntnisse zur Untergrundstruktur quer zum Talverlauf. Während das Festgestein unter Profil 6 fast perfekt söhlig verlaufen zu scheint, weist es auf dem längeren Profil 5 die Struktur einer schiefen Ebene mit kleineren Erhöhungen auf. Nachdem das Gebirge am Rand mit 25-30° einfällt scheint die Steigung zur Talmitte abzunehmen, bis es fast waagerecht verläuft. Auch dies deckt sich mit der Modellvorstellung, die Sinreich et al. (2002) aufgestellt haben. Der Querschnitt gleicht eher einer Schale. Dass der Talboden in Profil 5 nach Süden hin absinkt könnte nahelegen, dass der tiefste Punkt des Tals im Nord-Süd-Schnitt eher im Süden liegt.

8 Fehlerbetrachtung

Einige nicht zu verhindernde Fehler haben einen Einfluss auf die Ergebnisse der Untersuchungen. Zu nennen sind Fehler, die während der Messung passiert sind, beispielsweise Unregelmäßigkeiten von wenigen Zentimetern bei der Profillegung. Des weiteren hatte ein defektes Triggerkabel zur Folge, dass bei einigen Messungen auf Profil 4 die am weitesten entfernten Daten unbrauchbar wurden. Die Messungen konnten allerdings wiederholt werden. Eine weitere Unsicherheit ist das Picken der Ersteinsätze, da diese von Hand ausgewählt werden. Die Genauigkeit der Picks ist, besonders bei größeren Quelle-Geophon-Abständen vom Rauschen und anderen Störfaktoren beeinflusst. Dieser Fehler hat einen weitaus größeren Einfluss auf das Ergebnis als Messungenauigkeiten, da in der Auswertung versucht wird, die gepickten Ersteinsätze mit einem synthetischen Untergrundmodell zu rekonstruieren. Die Picks stellen dadurch die Verbindung zwischen den Messdaten und den erstellten Modellan dar. Der Einfluss lässt sich jedoch nur schwer exakt quantifizieren, da zwischen den Picks und dem finalen Modell der Inversionsprozess stattfindet. Der inhärente Fehler dieser Methode ist viel größer als die Abweichungen im Aufnehmen und Picken der Daten. Die Ergebnisse der Inversionen sind generell als fehlerbehaftet zu betrachten und mithilfe von geologischem Hintergrundwissen auf Plausibilität zu überprüfen. Auch bei geringem RRMSE-Wert kann das Modell stark von der Realität Abweichen. Bei der Auswertung solcher Daten folgt man daher dem Principle of least Astonishment (Roecker 1993). Das Modell muss mit geologischem Hintergrundwissen abgeglichen werden und sollte sich plausibel einfügen. Stehen zwei konkurrierende Modell zur Auswahl, ist das zu bevorzugen, welches am wenigsten überrascht. Besonders das Modell vom kurzen Teil von Profil 3 ist ein gutes Beispiel hierfür. Wegen schlechter Datenqualität liefert es abwegige Untergrundstrukturen, die nicht als korrektes Abbild der Realität angesehen werden können. Dennoch sind die Fehlerwerte auf diesem Profil am geringsten (siehe Tabelle 4). Auch die Strahlwege können hier nicht als verlässliches Mittel zur Überprüfung herangezogen werden, da ihre Berechnung Teil der Modellerstellung ist. Somit gibt es keine unabhängige Möglichkeit um die Ergebnisse zu überprüfen. Lediglich Bohrungen oder andere geophysikalische Methoden könnten als ergänzende Informationen zur Validierung verwendet werden, diese liegen jedoch nur an einem Punkt im Messgebiet vor.

An den Schnittpunkten zweier Profile lässt sich die Plausibilität der Modelle überprüfen. Theoretisch müssten die Tiefenverteilungen der seismischen Geschwindigkeiten an den Schnittpunkten genau übereinstimmen. Die untersuchten Profile weisen drei Schnittpunkte auf. Profil 1 und 2 kreuzen sich über dem Punkt der Bohrung. Außerdem schneidet Profil 4 sowohl Profil 3, als auch Profil 5.

Der Schnittpunkt von Profil 1 und 2 befindet sich bei 30 m PK auf Profil 1 und bei 25 m PK auf Profil 2. Im direkten Vergleich stimmen beide sehr gut überein. Sowohl die Geschwindigkeiten der Schichten als auch die Schichtgrenzen unterscheiden sich nur geringfügig. Die Deckschichten haben Geschwindigkeiten von rund 350-400 m/s, worauf bei ca. 2, 25 m \pm 0, 25m eine dünne Übergangsschicht mit Geschwindigkeiten von 700 m/s (P1) bzw. 800 m/s (P2) folgt. Die unterste Schicht hat dann eine seismische Geschwindigkeit von etwas über 1000 m/s (P1) bzw. etwa 1100 m/s (P2).

Der Schnittpunkt von Profil 3 und 4 liegt 16 m südlich vom Nordende von Profil 3, bei 91 m PK. Bei Profil 4 liegt er bei 71 m PK. Da Profil 4 deutlich länger ist als Profil 3, reicht das Modell dort deutlich tiefer. In Profil 4 gibt es bei etwa 7,5-10 m einen Geschwindigkeitsanstieg von ca. 500 m/s auf ca. 1400 m/s und einen weiteren bei etwa 25-30 m Tiefe auf über 2000 m/s. In Profil 3 gibt es bei etwa 7,5 m Tiefe einen Anstieg von ca. 600 m/s auf

Nr.		Länge	RRMSE P-Welle	RRMSE S-Welle
1		48 m	15.08 %	29.43 %
1	kurz	24 m	18.54 %	-
2		48 m	15.17 %	19.93 %
2	kurz	24 m	13.39 %	-
3	kurz	35 m	14.33 %	15.97 %
3	lang	72 m	7.48 %	7.22 %
4		240 m	17.19 %	-
5		240 m	14.94 %	-
6		105 m	12.31 %	24.13 %
7		48 m	14.54 %	-
8		24 m	13.36 %	-

Tabelle 4: Fehler der Modelle.

etwa 1200 m/s, welche dann bis 15 m Tiefe konstant erscheinen. Die Strukturen ähneln sich, auch wenn die Modelle nicht perfekt übereinstimmen. Ein Grund dafür ist die mangelhafte Datenqualität von Profil 3. Die Strahlen reichten dort nur bis 15 m Tiefe, während Profil 4 bis 40 m Tiefe durchstrahlt wurde.

Der Schnittpunkt von Profil 4 und 5 liegt auf Profil 4 bei 176 m PK, auf Profil 5 bei 147 m PK. In beiden Profilen ist eine etwa 5 m mächtige Deckschicht erkennbar, jedoch mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Auf Profil 4 weist sie mit etwa 900 m/s einen recht hohen Wert auf, während sie auf Profil 5 etwa 700 m/s hat. Darauf folgt in beiden Profilen eine Schicht mit rund 1500 m/s, die bei 30 m Tiefe von einer schnelleren abgelöst wird. Die Schichtgrenze scheint bei Profil 5 etwas tiefer zu liegen als bei Profil 4, dies ist aber nicht genau festzustellen, da der Übergang nicht abrupt stattfindet. Darunter steigen die Geschwindigkeiten auf bis zu 2500 m/s in 50 m Tiefe an, mit einem ähnlichem Verlauf in beiden Profilen. Bei Profil 5 setzt sich der Anstieg noch auf über 2700 m/s bei 60 m Tiefe fort, während das Modell unter Profil 4 nicht so tief reicht.

So lässt sich für die Schichtgeschwindigkeiten schätzungsweise eine Unsicherheit von ± 200 m/s angeben. Die Schichtdicken unterscheiden sich im Bereich $\pm 1 - 2$ m. Die Unsicherheiten steigen mit der Profillänge und der Eindringtiefe, womit auch ein Rückgang des Auflösungsvermögens einhergeht.

Die Profillegung war insgesamt durch äußere Umstände eingeschränkt. Unter anderem führten die Präsenz von Weidevieh sowie lokal auftretende Überschwemmungen dazu, dass nicht alle geplanten oder wünschenswerten Profile umgesetzt werden konnten. Zudem waren viele der aufgenommenen Profile zu kurz, um die Struktur des Festgesteins zu erfassen oder vollständig abzubilden.

In Tabelle 4 ist für jedes Modell der RRMSE-Fehler gegenüber den Messdaten eingetragen. Spannend ist, dass die Fehler von dem langen Teil von Profil 3 die niedrigsten sind, obwohl besonders das S-Wellen-Modell keine plausible Erklärung der Untergrundstruktur lieferte. Dies stellt anschaulich das Problem der Inversion von Messdaten dar: fehlerhafte Werte können mit einem fehlerhaften Modell, welches nicht die Realität abbildet, gut erklärt werden. Die Modellfehler der S-Wellen-Messungen liegen jeweils höher als in den entsprechenden P-Wellen-Modellierungen. Dies ist auf die schlechtere Datenqualität zurückzuführen. Bis auf die S-Wellenmessungen auf Profil 1 und 6 übersteigen keine Fehlerwerte 20%. In Anlehnung an Despotovic et al. (2016) kann ein Modell in diesem Fehlerbereich als gut eingestuft werden (siehe Kapitel 4.3).

9 Zusammenfassung

Im Rahmen dieser Bachelorarbeit wurde die Geologie des Österreichischen Schwarzwassers untersuchen. Seismische Daten wurden im Juni 2024 aufgenommen und anschließend ausgewertet. Besonderer Fokus lag dabei darauf, die Topographie des von Seesedimenten überlagerten Festgesteins nachvollziehen zu können. Die P-Wellen-Hammerschlagseismik als einfache und nicht-invasive Untersuchungstechnik hat sich als gut geeignet erwiesen, da sie einen Blick in größere Tiefen erlaubt. Jedoch ist die Profillegung und die damit verbundene Eindringtiefe aufgrund der Talstruktur eingeschränkt gewesen.

Es konnten drei Schichten innerhalb der Seesedimente abgegrenzt und ihre Mächtigkeiten sowie seismischen Geschwindigkeiten erfasst werden. Es handelt sich um eine Verwitterungsschicht mit geringen P-Wellengeschwindigkeiten von unter 500 m/s. Nach 2,5 m wird diese Schicht von etwas älteren Sedimenten abgelöst, die nicht mehr unter dem direkten Einfluss der Witterung stehen. Die seismische Geschwindigkeit steigt auf etwas über 1000 m/s an. In 5-10 m Tiefe wird diese Schicht von einer weiteren lithologischen Einheit abgelöst. Die Geschwindigkeit steigt weiter auf ca. 1500 m/s an und bleibt danach in dieser Schicht relativ konstant, mit geringfügigen lateralen Änderungen. Es wird angenommen, dass es sich bei dieser Schicht um ältere Sedimente mit höherem Verdichtungsgrad handelt. Ihre Mächtigkeit beträgt rund 10-20 m. Sie wird in einer Tiefe von 20-40 m von einem erneuten Geschwindigkeitsanstieg abgelöst. Mit Geschwindigkeiten von 2000-2500 m/s schließen sich Gesteine an, die mit hoher Wahrscheinlichkeit dem Schrattenkalk der Nordseite des Tals entsprechen. Die Grenzfläche zu den Sedimentablagerungen verläuft sölhlig, auch wenn teilweise Unregelmäßigkeiten oder leichte Neigungen festgestellt werden konnten. Diese Schicht konnte auf den drei längsten Profilen beobachtet werden. Vermutlich ist diese Schicht noch überlagert von einer Grundmoräne aus der Zeit, als das Tal von einem Gletscher bedeckt war. Jedoch ist nicht als final gesichert anzusehen, dass der Schrattenkalk den Talgrund aufbaut; es wäre auch möglich, dass Flyschschichten angetroffen worden. Die Trennlinie zwischen Flysch und Schrattenkalk wird südlich der Mitte des Tals vermutet, sie könnte jedoch auch komplexer ausgeformt sein und kann Anhand der vorliegenden Ergebnisse nicht exakt nachvollzogen werden.

Mit den so erhaltenen Tiefenlagen des Festgesteins konnte die Forschungsfrage der Arbeit beantwortet werden. Es wird ein einfaches Modell des Talbodens unter der Schuttmassse des Bergsturzes und den Sedimenten der Melköde vorgestellt: im Westen des Tals wird eine, vermutlich auf glaziale Aktivität zurückzuführende, etwa 30-40 m tiefe Vertiefung angenommen. Im weiteren Talverlauf nähert sich das Festgestein wieder auf 20 m an die Oberfläche an, bevor es unter der Bergsturzmassse abtaucht. Lateral zeigt es im beobachteten Bereich in der Mitte der Fläche keine große Steigung und nur kleinräumige Erhebungen. Es verläuft demnach nicht konstant mit der Steigung, unter der es an der Oberfläche einfällt.

Um die Talstruktur vollständig zu verstehen wären weitere seismische Untersuchungen, vor allem auf längeren, durchgehenden Profilen, wünschenswert. Es sind zudem weitere Bohrungen geplant, welche Anhand der vorliegenden Daten voraussichtlich auf größere Tiefen als bisher angenommen angelegt sein müssen, um das Festgestein zu erreichen. Weiterhin wären eingehende Untersuchungen der Bergsturzmassse interessant, um zu überprüfen, welche Struktur dort unterirdisch vorliegt. Hierfür würden sich sowohl geophysikalische Methoden als auch Bohrungen eignen, da das Gebiet teilweise bewaldet ist und somit eine Messauslage sehr einschränken würde. Zudem ist Bergsturzmateriel dort in geringeren Tiefen zu erwarten, sodass eine Bohrung einfacher und zielführender sein könnte.

Die Interpretation der Geschwindigkeiten basiert auf händischem Picken der Laufzeiten und

einfachen Modellannahmen, wodurch Unsicherheiten im Bereich von $\pm 1\text{--}2$ m bei der Tiefenlage und von bis zu 200 m/s in den seismischen Geschwindigkeiten bestehen.

Die hier vorgestellten Ergebnisse tragen nicht nur zum besseren Verständnis der geologischen Entwicklung des Schwarzwassertals bei, sondern liefern auch einen methodischen Beitrag zur Untersuchung ähnlich aufgebauter alpiner Talräume.

Literatur

- Bollow, Jan Tjard (2022). „Rekonstruktion der quartären Umweltgeschichte im Gebiet des Schwarzwassertals (Österreich)“.
- Brancolini, Giuliano et al. (2019). „New insights on the Adria plate geodynamics from the northern Adriatic perspective“. In: *Marine and Petroleum Geology* 109, S. 687–697. ISSN: 0264-8172. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.06.049>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817219303010>.
- Clauser, Christoph (Feb. 2018). *Grundlagen der angewandten Geophysik - Seismik, Gravimetrie*. ISBN: 978-3-662-55309-1 (print) & 978-3-662-55310-7 (e-book). DOI: [10.1007/978-3-662-55310-7](https://doi.org/10.1007/978-3-662-55310-7).
- Dahm, Torsten (2015). *Grundlagen der Geophysik - Lecture Notes*. Potsdam: Deutsches Geo-ForschungsZentrum GFZ, S. 332. DOI: [0.2312/GFZ.2.1.2015.001](https://doi.org/10.2312/GFZ.2.1.2015.001).
- Despotovic, M. et al. (Apr. 2016). „Evaluation of empirical models for predicting monthly mean horizontal diffuse solar radiation“. In: *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 56, S. 246–260. ISSN: 1364-0321. DOI: [10.1016/j.rser.2015.11.058](https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.11.058). URL: <https://doi.org/10.1016/j.rser.2015.11.058>.
- Ernstson, Kord (2018). „Geologische und geophysikalische Untersuchungen“. In: *Handbuch Oberflächennahe Geothermie*. Hrsg. von Mathias Bauer et al. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 65–219. ISBN: 978-3-662-50307-2. DOI: [10.1007/978-3-662-50307-2_3](https://doi.org/10.1007/978-3-662-50307-2_3). URL: https://doi.org/10.1007/978-3-662-50307-2_3.
- Gamburcev, Grigorij A. (1965). *Grundlagen seismischer Erkundung*. Verlag Otto Sagner.
- Goldscheider, N. und H. Hötzl (2000). „Tektonik und Karstentwässerung“. In: *Karst & Höhle* 2000/2001, S. 51–82.
- Guedes, Victor José Cavalcanti Bezerra, Susanne Taina Ramalho Maciel und Marcelo Peres Rocha (2022). „Refrapy: A Python program for seismic refraction data analysis“. In: *Computers & Geosciences* 159, S. 105020. ISSN: 0098-3004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.105020>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300421003022>.
- Jefferson, Robert D. et al. (1998). „Effects of soil-moisture content on shallow seismic data“. In: *Geophysics* 63, S. 1357–1362. URL: <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:56392436>.
- Knödel, Klaus, Heinrich Krummel und Gerhard Lange (Jan. 2005). „Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten/BGR“. In: DOI: [10.1007/978-3-642-55790-3](https://doi.org/10.1007/978-3-642-55790-3).
- Li, Yibing (2010). *Root mean square error*. In *Encyclopedia of research design*. Bd. 0. SAGE Publications, Inc., S. 1288. DOI: <https://doi.org/10.4135/9781412961288>.
- Liu, Hsi-Ping et al. (1997). „Upper Mississippi embayment shallow seismic velocities measured in situ“. In: *Engineering Geology* 46.3. Neotectonics and Earthquakes in the Central Mississippi Valley, S. 313–330. ISSN: 0013-7952. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(97\)00009-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(97)00009-4). URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795297000094>.
- Lyde, David R. (2005). „CRC Handbook of Chemistry and Physics, Internet Version 2005“. In: *Journal of the American Chemical Society*. URL: <http://www.hbcpnetbase.com>.
- Meschede, Martin (2015). „Die Entwicklung der Alpen“. In: *Geologie Deutschlands: Ein prozessorientierter Ansatz*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, S. 161–174. ISBN: 978-3-662-45298-1. DOI: [10.1007/978-3-662-45298-1_12](https://doi.org/10.1007/978-3-662-45298-1_12). URL: https://doi.org/10.1007/978-3-662-45298-1_12.

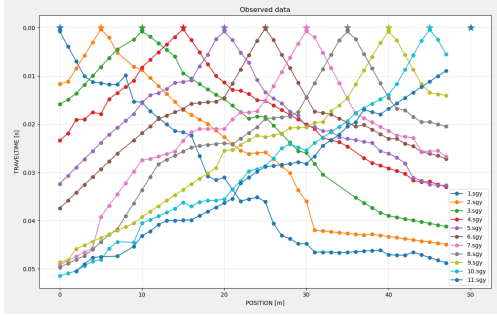
- Moser, Thomas J. (1991). „Shortest path calculation of seismic rays“. In: *Geophysics* 56.1, S. 59–67. DOI: [10.1190/1.1442958](https://doi.org/10.1190/1.1442958). URL: <https://doi.org/10.1190/1.1442958>.
- Nolet, Guust (2008). *A Breviary of Seismic Tomography: Imaging the Interior of the Earth and Sun*. Cambridge University Press.
- Pfiffner, O. Adrian (2010). *Geologie der Alpen*. 2. korr. Aufl. Stuttgart, Deutschland: Haupt, S. 359. ISBN: 978-3-8252-8416-9. DOI: [10.36198/9783838584164](https://doi.org/10.36198/9783838584164). eprint: <https://elibrary.utb.de/doi/pdf/10.36198/9783838584164>. URL: <https://elibrary.utb.de/doi/abs/10.36198/9783838584164>.
- Prey, Siegmund (1968). „Probleme im Flysch der Ostalpen“. In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 111, S. 147–174.
- Rabbel, Wolfgang (2009). „Seismic methods“. In: *Groundwater Geophysics*. Hrsg. von Reinhard Kirsch. 2. Aufl. Berlin/Heidelberg: Springer, S. 23–84.
- Roecker, S. W. (1993). „Tomography in Zones of Collision: Practical Considerations and Examples“. In: *Seismic Tomography: Theory and Practice*. Hrsg. von H. M. Iyer und K. Hirahara. 1st. London: Chapman & Hall, S. 584–612. ISBN: 0412371901.
- Ronczka, M. et al. (2017). „Electric resistivity and seismic refraction tomography: a challenging joint underwater survey at Äspö Hard Rock Laboratory“. In: *Solid Earth* 8, S. 671–682. DOI: [10.5194/se-8-671-2017](https://doi.org/10.5194/se-8-671-2017). URL: <https://doi.org/10.5194/se-8-671-2017>.
- Rücker, Carsten, Thomas Günther und Florian M. Wagner (2017). „pyGIMLi: An open-source library for modelling and inversion in geophysics“. In: *Computers & Geosciences* 109, S. 106–123. ISSN: 0098-3004. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.07.011>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300417300584>.
- Schaneng, Svenja (2015). „Untersuchung der Gesteinsstrukturen im Helvetikum“. Bachelorarbeit. Karlsruhe: Karlsruher Institut für Technologie.
- Schmidt-Thomé, P. (1960). „Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu)“. In: *Erdkunde* 14, S. 181–195.
- Schoen, Jürgen (Jan. 2011). *Physical Properties of Rocks: A Workbook*. ISBN: 9780444537966.
- Sinreich, Michael, Nico Goldscheider und Heinz Hötzl (Juni 2002). „Hydrogeologie einer alpinen Bergsturzmasse (Schwarzwassertal, Vorarlberg)“. In: *Beiträge zur Hydrogeologie* 53, S. 5–20.
- Völk, Hellmut Rudolf und Alexander Scheid (2001). *Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung: Forschen und entdecken; Dornbirn*.
- Wagner, G. (1950). *Rund um Hochifen und Gottesackergebiet*. Öhringen: Verlag der Hohenlohschen Buchhandlung Ferdinand Rau.

Eigenständigkeitserklärung

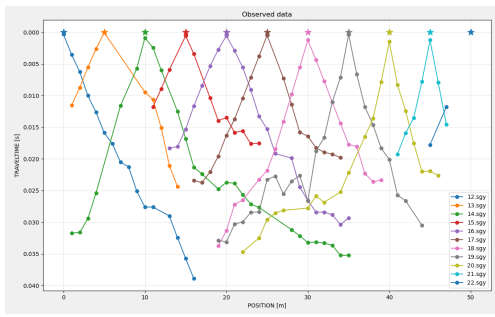
Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig verfasst, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde, sowie die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher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

Karlsruhe, den 27.07.2025

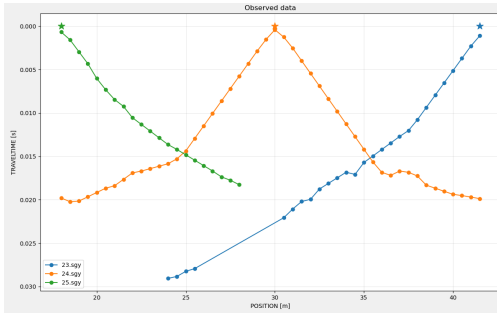
Anhang



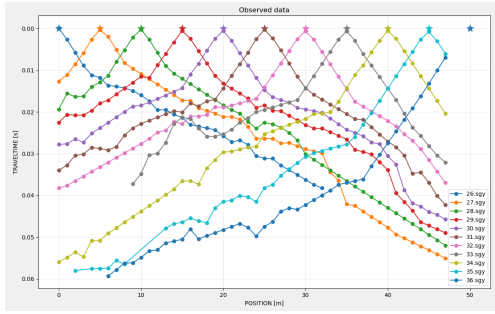
(a) Picks der P-Welle auf Profil 1.



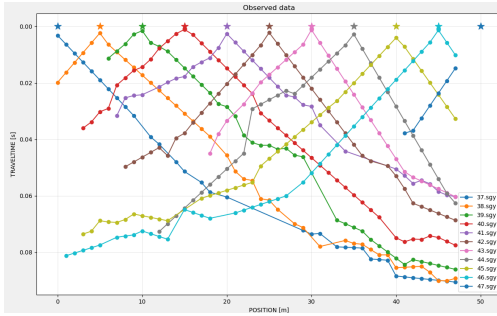
(b) Picks der S-Welle auf Profil 1.



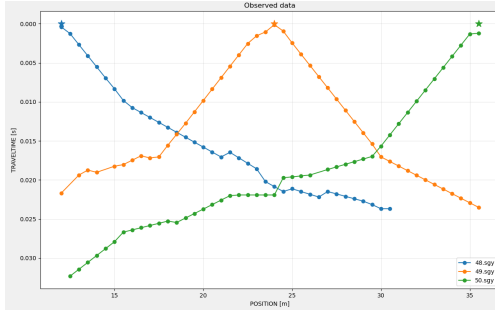
(c) Picks der P-Welle auf dem kurzen Teil von Profil 1.



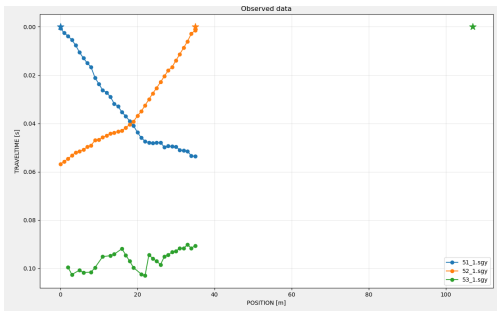
(d) Picks der P-Welle auf Profil 2.



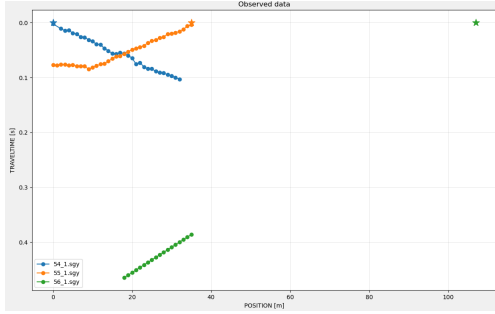
(e) Picks der S-Welle auf Profil 2.



(f) Picks der P-Welle auf dem kurzen Teil von Profil 2.

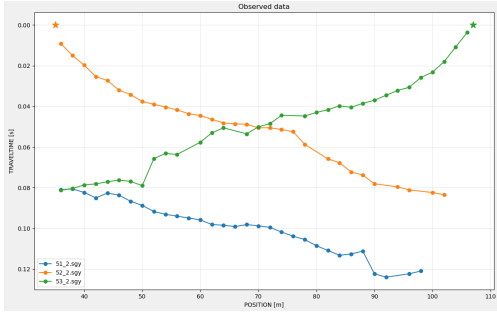


(g) Picks der P-Welle auf dem kurzen Teil von Profil 3.

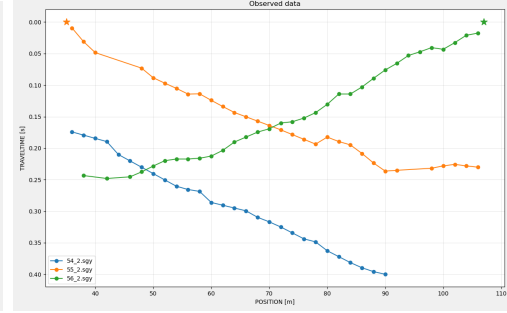


(h) Picks der S-Welle auf dem kurzen Teil von Profil 3.

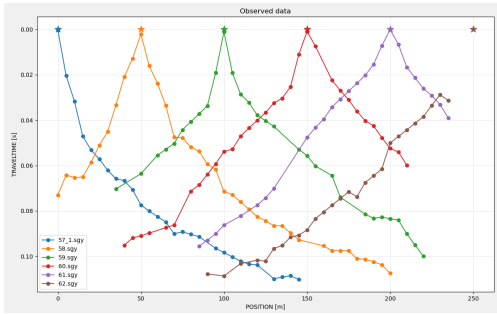
Abbildung 30: Ein Überblick über die Picks auf den Profilen 1 bis 3.



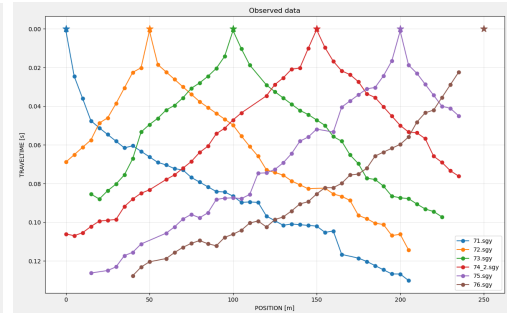
(a) Picks der P-Welle auf dem langen Teil von Profil 3.



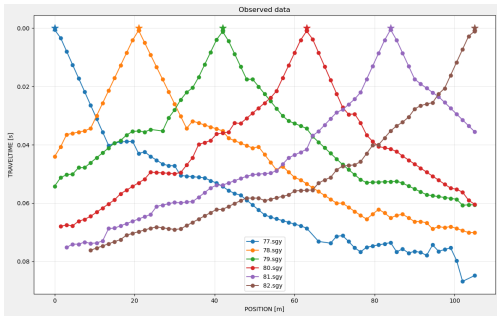
(b) Picks der S-Welle auf dem langen Teil von Profil 3.



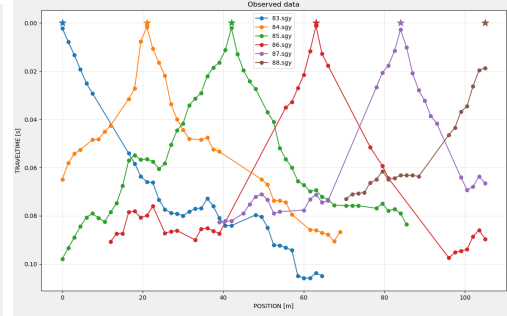
(c) Picks der P-Welle auf Profil 4.



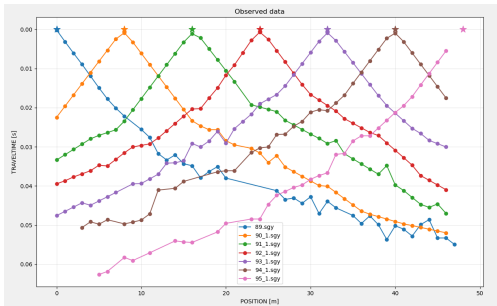
(d) Picks der P-Welle auf Profil 5.



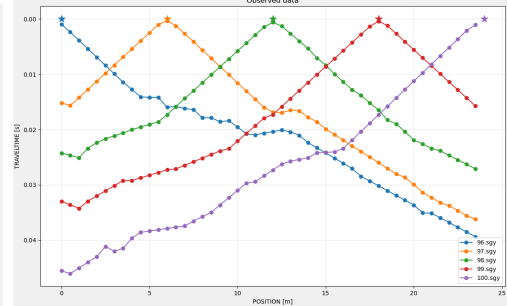
(e) Picks der P-Welle auf Profil 6.



(f) Picks der S-Welle auf Profil 6.



(g) Picks der P-Welle auf Profil 7.



(h) Picks der P-Welle auf Profil 8.

Abbildung 31: Ein Überblick über die Picks auf den Profilen 3 bis 8.