

Projekt NAGRAnet METMA

Bericht	zur aktiv-seismischen Untersuchung
----------------	---

Bauherr Schweizerischer Erdbebendienst SED
Institut für Geophysik
Sonneggstr. 5
8092 Zürich

Bauleitung Nagra
Hardstrasse 73
5430 Wettingen

Kontraktor roXplore gmbh
Oberfeldstrasse 6
8514 Amlikon-Bissegg
Telefon 078 687 3999
roXplore@roXplore.ch
www.roXplore.ch

Berichtsdatum 8. Oktober 2013

INHALTSVERZEICHNIS

1	Ausgangslage und Aufgabenstellung	3
1.1	Das Untersuchungsobjekt.....	3
1.2	Erkundungsziele.....	3
1.3	Die topographischen Verhältnisse.....	3
	Die geologischen Verhältnisse.....	4
1.4	Seismische Rahmenbedingungen.....	4
2	Messmethodik	5
2.1	Seismische Wellen.....	5
2.2	Tauchwellentomographie (Refraktionsseismik).....	7
2.3	Die Crosshole-Tomographie (Durchschallung).....	9
2.4	Die Oberflächenwellenanalyse (MASW).....	10
3	Messdurchführung und Auswertung	14
3.1	Feldarbeiten	14
3.1.1	Das Messprogramm.....	14
3.1.2	Zusammenfassung der Registrierparameter der aktiven Seismik.....	15
3.1.3	Situation am Standort METMA.....	16
3.1.4	Messequipe seismische Feldarbeiten.....	18
3.1.5	Die äusseren Messbedingungen, lokale Besonderheiten.....	18
3.2	Datenbearbeitung und Ergebnisse	20
3.2.1	Allgemeine Bemerkungen zur Datenbearbeitung und Interpretation.....	20
3.2.2	Die refraktionsseismische Auswertung der S-Wellen-Daten.....	20
3.2.3	Die refraktionsseismische Auswertung der P-Wellen-Daten.....	28
3.2.4	Crosshole-Tomographie.....	32
3.2.5	Bewertung der Ergebnisse.....	41
3.2.6	Auswertung der Oberflächenwellen (MASW).....	42
3.2.7	Anisotropie.....	57
4	Zusammenfassung und Bewertung der Untersuchung	59
5	Referenzen	61

1 Ausgangslage und Aufgabenstellung

1.1 Das Untersuchungsobjekt

Im Eichstaudenstollen des Schluchseewerks, Gemarching Ühlingen-Birkendorf BW/DE, Koordinaten 3444000 / 5286000 (Gauss-Krüger) resp. 47.7119476N 8.25273139E (nach den Angaben des SED: 47.71210N 8.25290E), befindet sich eine seismographische Breitbandstation des NAGRAnet. Sie wird vom Schweizerischen Erdbebendienst SED betreut.

1.2 Erkundungsziele

Mittels geophysikalischer Studien soll der den Standort umgebende Untergrund hinsichtlich der Ausbreitungsgeschwindigkeit der akustischen Scherwellen untersucht werden. Dieser Report befasst sich mit den aktiv-seismischen Untersuchungen (Refraktionstomographie, MASW und Crosshole-Tomographie).

Das Hauptaugenmerk liegt in der Bestimmung eines vertikalen Scherwellen-Geschwindigkeitsprofils unter der Station sowie zwischen der Station und der darüber liegenden, freien Oberfläche.

1.3 Die topographischen Verhältnisse

Der Standort der Erdbebenstation liegt ca. 665 m ü.M. in einem wenig genutzten Zugangsstollen im engen Tal der Mettma ca. 900 m südlich der Mettma-Staumauer. Die freie Oberfläche über der Station liegt an einer Talflanke im Wald und ist mit Fahrzeugen nicht direkt erreichbar – die letzten ca. 200 m bis zum Oberflächenprofil sind nur zu Fuss möglich.

Das Stollenportal hingegen ist mit Fahrzeugen direkt erreichbar, die Distanz zur Erdbebenstation (ca. 190 m) muss zu Fuss bewältigt werden. Der lichte Raum im Stollen beträgt mindestens 2.2 x 1.8 m (BxH). Der Stollen wird im Bereich der NAGRAnet-Station von ca. 60 m Fels- und Lockergestein überdeckt.

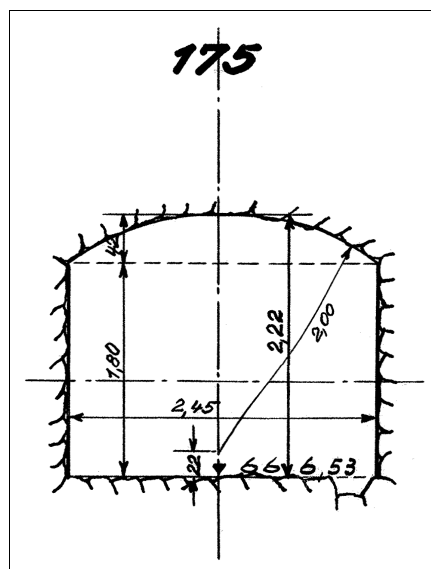


Fig. 1.1 Querschnitt durch den Zugangsstollen 15 m luftseitig der seismographischen Station.

Die geologischen Verhältnisse

Die erwarteten geologischen Verhältnisse am Untersuchungsstandort zeigen eine Lockergesteinsbedeckung von Hangschutt unbekannter Mächtigkeit über sehr kompaktem Granitfels des Schwarzwaldkomplexes. In den höheren Schichten ist eventuell mit Buntsandstein zu rechnen (Geologische Karte der Schweiz 1:500'000).

Die Sohle des Stollens sollte gemäss Aussagen des Betreibers aus festem Fels bestehen. Wie sich erst bei den Messungen herausstellte, war die felsige Sohle von einem grobkörnigen Sediment (Ausbruchmaterial) von 0 bis ca. 50 cm bedeckt.

1.4 Seismische Rahmenbedingungen

Es ist nicht mit grösseren Störsignalen zu rechnen da die Umgebung fern von Industrie und Verkehrsanlagen liegt. Einzig im Stollen vorhandenen Stromleitungen könnten die seismischen Daten mit 50 Hz-Interferenzen beeinträchtigen.



Fig. 1.2 Manchmal ist auch bei seismischen Feldarbeiten Sitzen gefragt: Die zusätzliche Belastung der Scherwellen-Vibratorquelle (Bildmitte) setzt sich der Operator während des Sweeps auf die Quelle. Damit wird die Kopplung an den Untergrund verbessert.

2 Messmethodik

2.1 Seismische Wellen

Eine stosswellenartige Erschütterung des Untergrundes mittels Hammerschlag, Fallgewicht, Sprengung oder organisierter Vibration (=Quelle) erzeugt die seismischen Wellen. Abhängig von den Materialeigenschaften Schubmodul und Kompressionsmodul sowie der Dichte durchteilen die Erschütterungswellen den Untergrund mit unterschiedlicher Geschwindigkeit. Dabei werden zwei Formen der Ausbreitung unterschieden: Körperwellen und Oberflächenwellen. Sie können getrennt ausgewertet werden und ermöglichen differente Aussagen über den Untergrund.

Die Körperwellen lassen sich aufgrund der Partikelbewegung (elastische Deformation des Mediums) in P- (=Primär-, auch Longitudinal- oder Kompressionswelle, Fig. 2.1) und S-Welle (=Sekundär-, auch Scherwelle, Fig. 2.2) unterscheiden, wobei sich die Primärwelle bei natürlichen Gesteinen knapp doppelt so schnell ausbreitet als die Sekundärwelle.

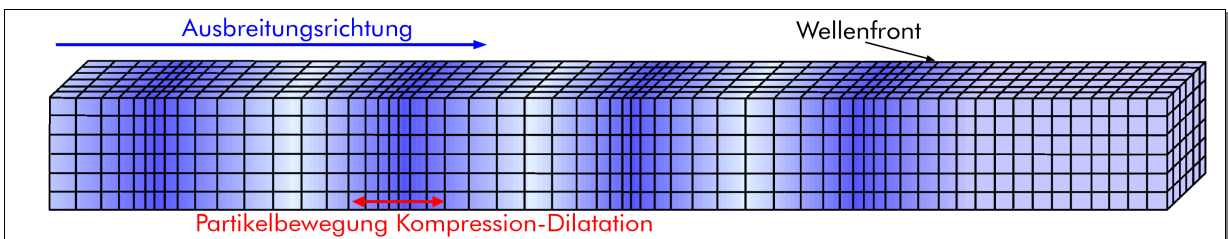


Fig. 2.1 P-Welle: Das Blockdiagramm zeigt, dass die Partikelbewegung und die Ausbreitungsrichtung bei der Kompressionswelle parallel sind. Die stossartige Erschütterung erzeugt einen Wechsel von Kompression und Dilatation, gleich den Schallwellen in der Luft (Druckschwankungen). Im Folgenden sind auf P-Wellen basierende Ergebnisse in blauen Farbtönen gezeichnet.

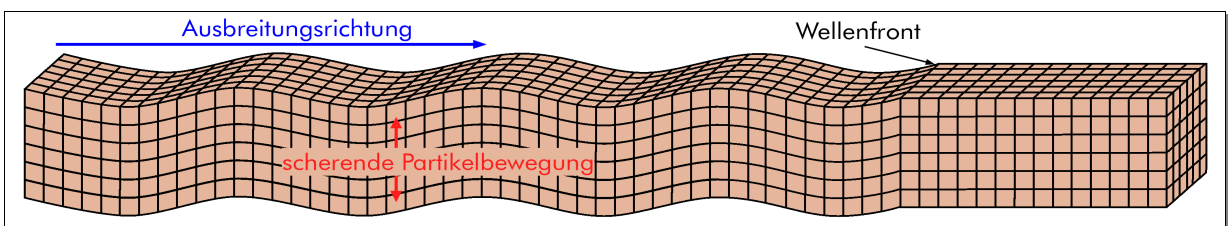


Fig. 2.2 S-Welle: Das Blockdiagramm zeigt, dass bei der Scherwelle die scherende Partikelbewegung senkrecht zur Ausbreitungsrichtung liegt. Weil Fluide keine Scherfestigkeit aufweisen, können sich S-Wellen nur in festen Medien ausbreiten. Im Folgenden sind auf S-Wellen basierende Ergebnisse in roten Farbtönen gezeichnet.

An der freien Oberfläche sowie am Grund von Seen und in Bohrlöchern werden sogenannte Oberflächenwellen beobachtet. Die Partikelbewegungen sind komplexer als bei Raumwellen, die Energie und damit die Bodenbewegung grösser. Die Bodenpartikel beschreiben bei der Rayleigh-Welle (Fig. 2.3) eine retrograd rotierende Bewegung. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Rayleighwelle ist sowohl von der Scherfestigkeit als auch vom Kompressionsmodul abhängig und in der Regel etwas geringer als jene der Scherwelle.

Die Love-Welle (Fig. 2.4) kann wie die S-Welle nur mittels horizontaler Anregung und Aufnehmer aufgezeichnet werden und ist ebenfalls im Wesentlichen von der Scherfestigkeit des Mediums abhängig. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Love-Welle ist in der Regel geringfügig kleiner als jener der Rayleigh-Welle.

An der Trennfläche festes Medium – Flüssigkeit (z.B. Bohrloch, Meeresgrund) werden Stoneley-Wellen beobachtet werden. Sie sind eine besondere Form der Rayleigh-Wellen und werden auch als *leaky Rayleigh wave* oder als *tube wave* (Rohrwelle) bezeichnet.

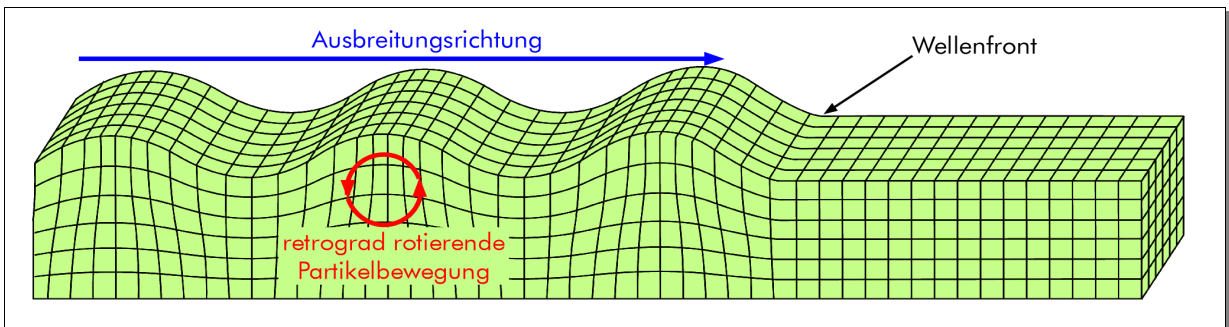


Fig. 2.3 Das Blockdiagramm zeigt, dass bei der Rayleigh-Welle die retrograd rotierende Partikelbewegung sowohl eine Horizontal- als auch eine Vertikalkomponente aufweisen. Rayleigh-Wellen treten nur an der freien Oberfläche auf und haben allgemein den grössten Energieanteil im ganzen Seismogramm. Im Folgenden sind auf Rayleigh-Wellen basierende Ergebnisse in grünen Farbtönen gezeichnet.

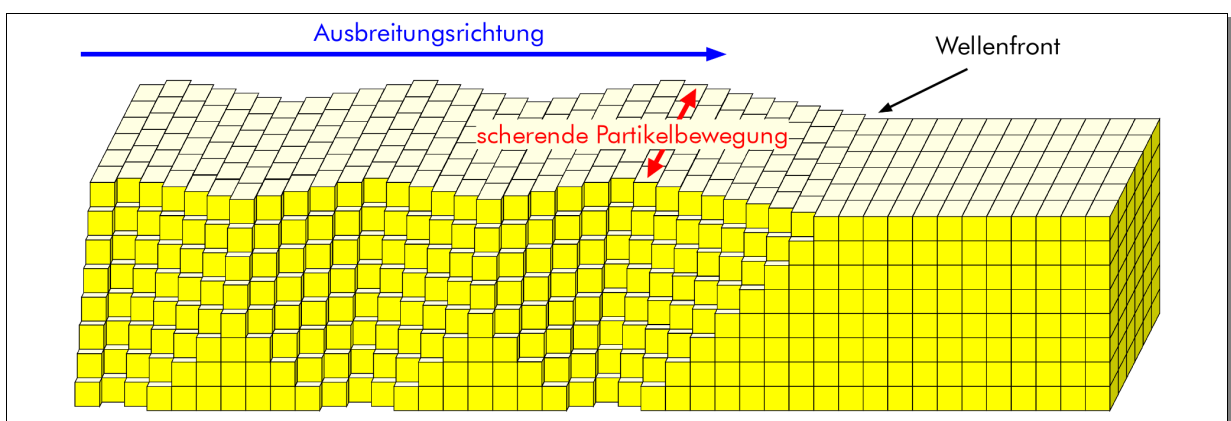


Fig. 2.4 Das Blockdiagramm zeigt, dass bei der Love-Welle die scherende Bewegung senkrecht zur Ausbreitungsrichtung liegt. Love-Wellen treten nur an der freien Oberfläche und in geschichteten Medien auf. Im Folgenden sind auf Love-Wellen basierende Ergebnisse in gelben Farbtönen gezeichnet.

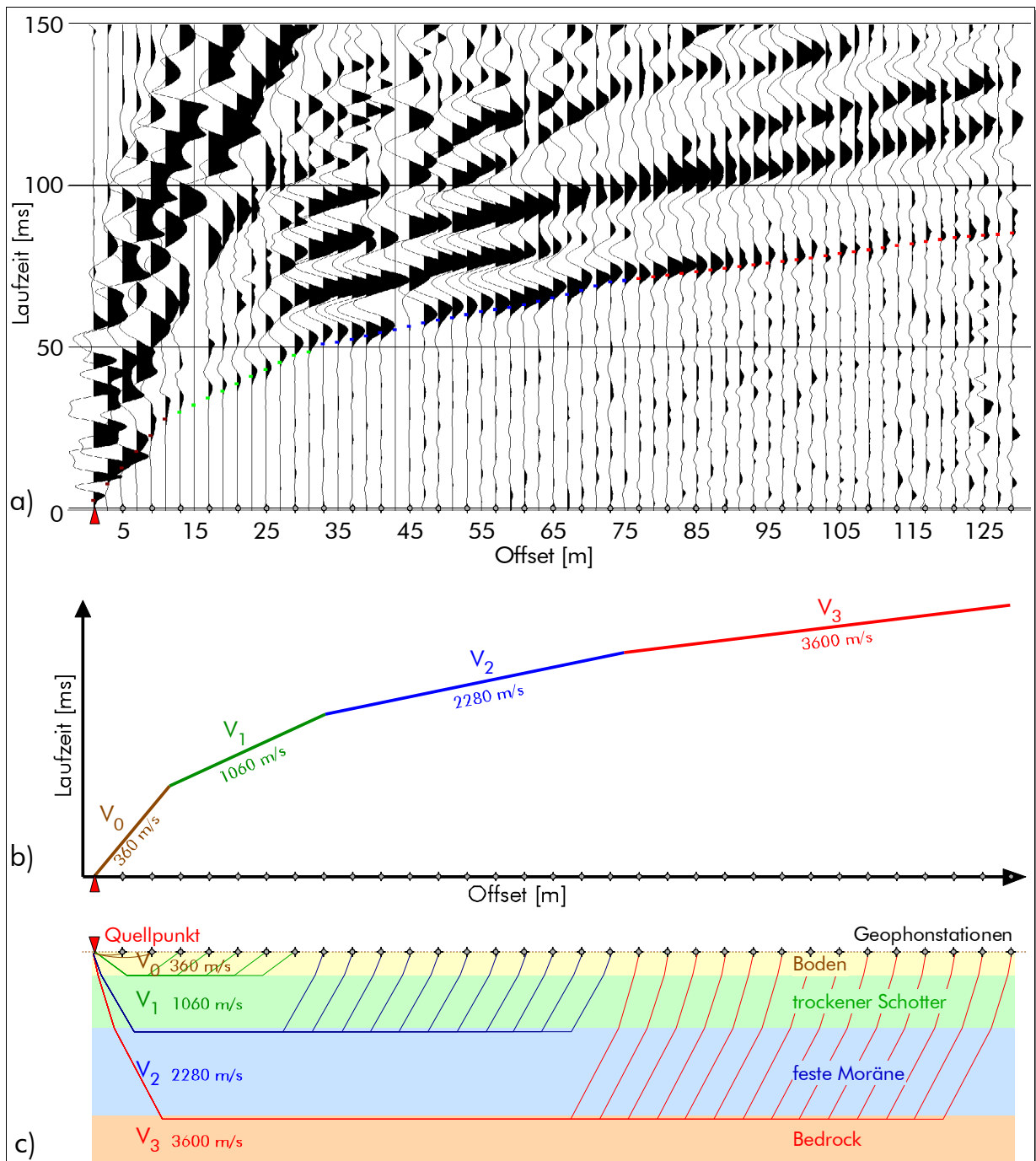


Fig. 2.6 Generalisierter Workflow der Refraktionsseismik:

- a) Die seismischen Daten (im Gegensatz zu Fig. 3.6 wird hier die Laufzeit von unten nach oben dargestellt) werden auf gemeinsamen Schusspunkt sortiert (auch möglich mit Empfänger-, CDP- oder Offset-Sortierung). Die Einsatzzeiten der seismischen Wellen werden mit den farbig markierten Zeitmarken „gepickt“.
- b) Ableitung der seismischen Geschwindigkeiten.
- c) Inversion der Laufzeiten und Geschwindigkeiten zu einem geologischen Modell.

2.3 Die Crosshole-Tomographie (Durchschallung)

Ähnlich der Refraktionstomographie (siehe Kap. 2.2) werden auch bei der Crosshole-Tomographie eine Vielzahl an Laufzeiten zwischen Quellpunkten und Empfängerstationen ausgewertet. Ausgehend von einer virtuellen Geschwindigkeitsverteilung $V_s = f(x,y,z)$ (das Startmodell) werden unter Berücksichtigung der physikalischen Brechungsgesetze für Strahlen (Fig. 2.5) iterativ eine endliche Geschwindigkeitsverteilung (das finale Modell) berechnet. Mit jedem Iterationsschritt werden die Laufzeitfehler zwischen neuem Modell und letztem Modell korrigiert. Im Gegensatz zur Refraktionstomographie treten bei der Durchschallung in der Regel keine kritisch refraktierten Strahlengänge auf.

Die hier angewendeten Inversionsalgorithmen basieren im Wesentlichen auf folgenden Publikationene: Bregman et al. (1989), Jackson et al. (1996), Lehmann (2007), Menke (1984), Peterson et al. (1985) und Tweeton (1992).

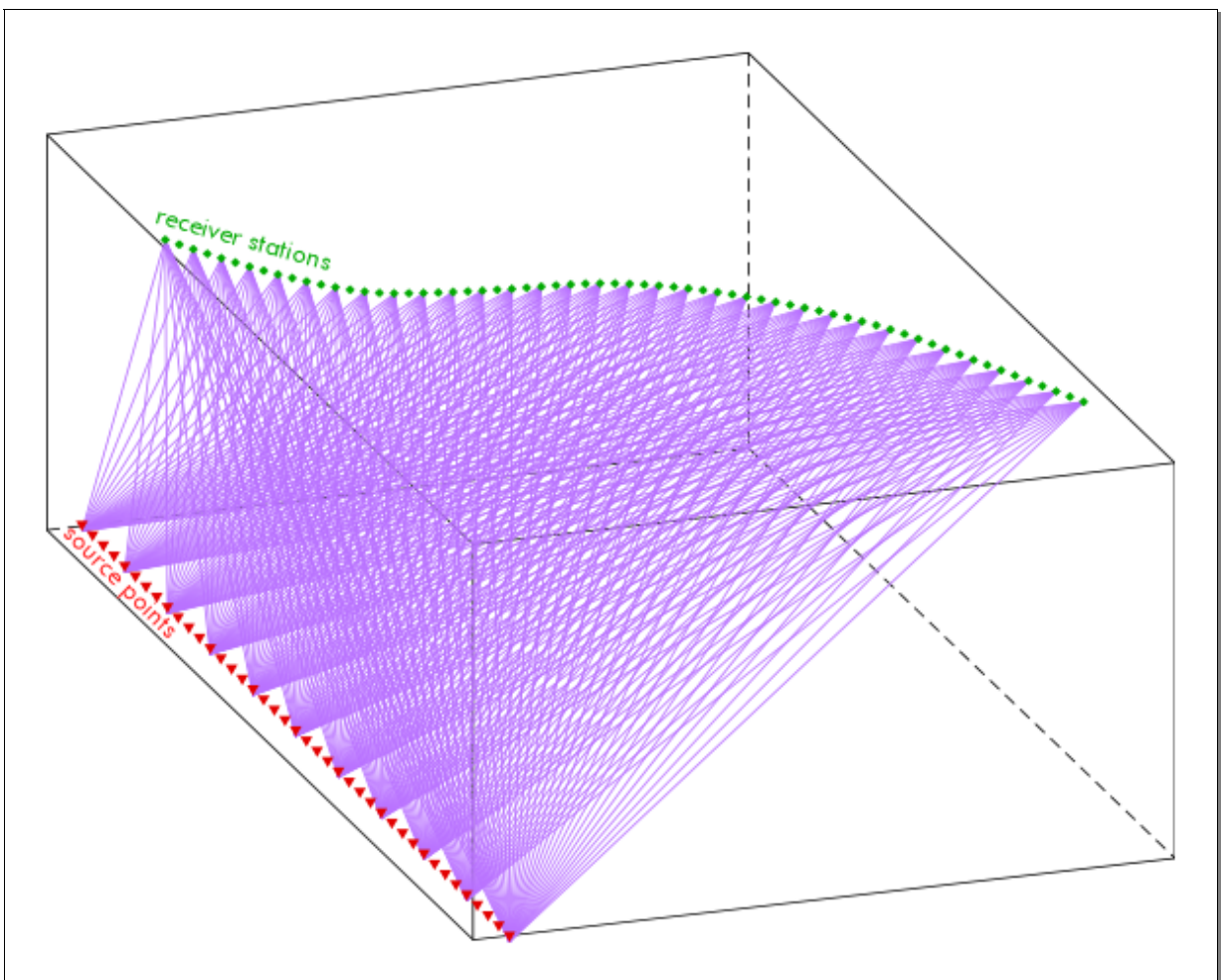


Fig. 2.7 Schematisches Blockdiagramm einer crosshole-tomographischen Messung zwischen einer Quellpunktlinie (rot) und einem Empfängerstations-Array (grün). Die Vielzahl an Strahlengängen (violett, hier nur von jedem 4. Schusspunkt zu jeder 2. Empfängerstation) in jedem Flächen- resp. Volumenelement mit verschiedenen Durchstrahlungswinkeln erlaubt eine Berechnung der tatsächlichen Geschwindigkeit in jedem Element.

2.4 Die Oberflächenwellenanalyse (MASW)

Seit den späten 1990er Jahren wurde vorab an den nordamerikanischen und japanischen geophysikalischen Instituten verschiedener Universitäten und technischer Hochschulen ein Verfahren entwickelt, welches die Möglichkeit bietet, aus herkömmlicher Kompressionswellenseismik Aussagen über die Scherwellengeschwindigkeit zu gewinnen. Die bis dahin als Störsignal möglichst vermiedenen Oberflächenwellenanteile wurden damit plötzlich zum Nutzsignal.

Die Oberflächenwellenanalyse basiert auf zwei grundlegenden Eigenschaften:

- a) Oberflächenwellen zeigen dispersiven Charakter
- b) die Phasengeschwindigkeit der Oberflächenwellen wird wesentlich durch die Scherwellengeschwindigkeit des Mediums beeinflusst.

Dispersion bedeutet, dass die Phasengeschwindigkeit einer (seismischen) Welle abhängig von der Frequenz der im Seismogramm enthaltenen Signalanteile ist. Der Regenbogen ist ein bekanntes Beispiel für dieses Phänomen. Eine Gegenüberstellung der Phasengeschwindigkeit und Frequenz, ein so genannter Dispersionsplot oder Geschwindigkeitsspektrum erlaubt Rückschlüsse auf die Scherwellengeschwindigkeitsverteilung im Untergrund. Man spricht auch von einer Dispersionskurve, wenn spezifische Phasengeschwindigkeiten zu entsprechenden Frequenzen zugeordnet sind und nicht das gesamte Geschwindigkeitsspektrum betrachtet wird.

In einer natürlichen Umgebung steigt die Scherwellengeschwindigkeit normalerweise mit zunehmender Tiefe an. Entsprechend lassen sich über diese Koppelung die Scherwellengeschwindigkeiten in grösserer Tiefe berechnen.

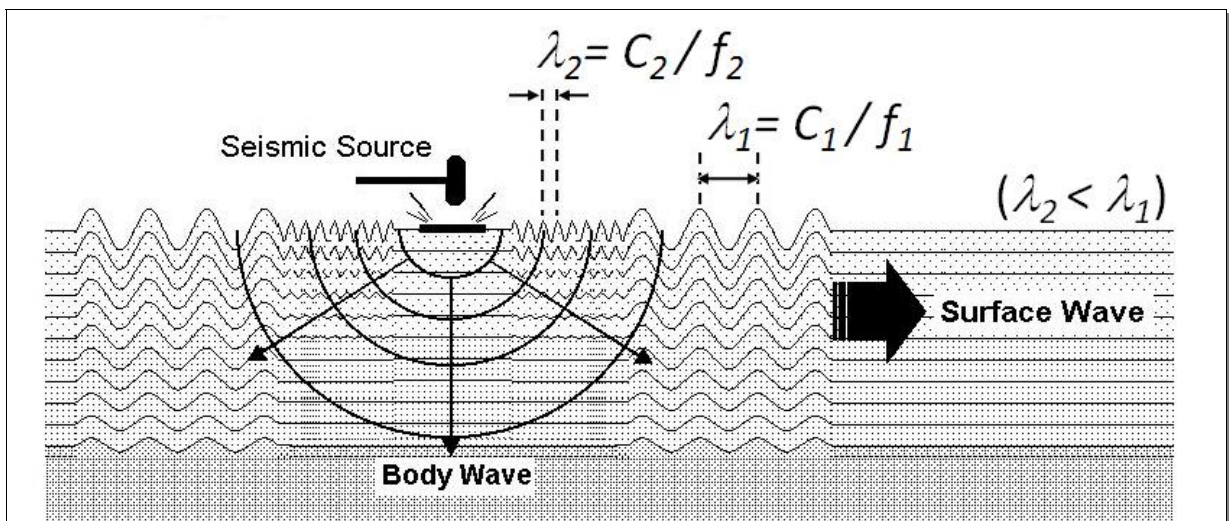


Fig. 2.8 Schematisches Bild der durch die seismische Quelle hervorgerufenen Oberflächenwellen mit der Wellenlänge λ in Beziehung zur Phasengeschwindigkeit c und der Frequenz f . (Bildquelle: www.masw.com)

Die Grundlage für den Inversionsprozess bildet die Annahme, dass in erster Linie die Scherwellengeschwindigkeit die Phasengeschwindigkeit der Rayleighwellen in einem geschichteten Medium beeinflusst. Das Poissonverhältnis, die Dichte und die P-Wellengeschwindigkeit zeigen eine untergeordnete Wirkung auf die Phasengeschwindigkeit (Xia 1999).

Seit wenigen Jahren ist es auch mit frei erhältlicher Software möglich, Love-Wellen (Fig. 2.4) zu analysieren. Love-Wellen – quasi die Oberflächenwellenform der Scherwellen – bieten den grossen Vorteil, dass die Grundfrequenz (*fundamental mode*) in der Regel sehr deutlich im Geschwindigkeitsspektrum erkennbar ist und zusätzlich weist sie in aller Regel den höchsten Energieanteil auf (Dal Moro et al. 2007). Daher geschehen wesentlich weniger Fehler in der Interpretation der verschiedenen Oberflächenwellen-Moden.

Bei geeigneter Auswahl der Registrierparameter (u.a. genügend lange Horchzeit, tieffrequente Geophone) können aus den Dispersionseigenschaften mittels geeigneter Inversionsprozesse oder Vorwärtsmodellierung die Parameter Scherwellengeschwindigkeit und Mächtigkeit der einzelnen Schichten bestimmt werden.

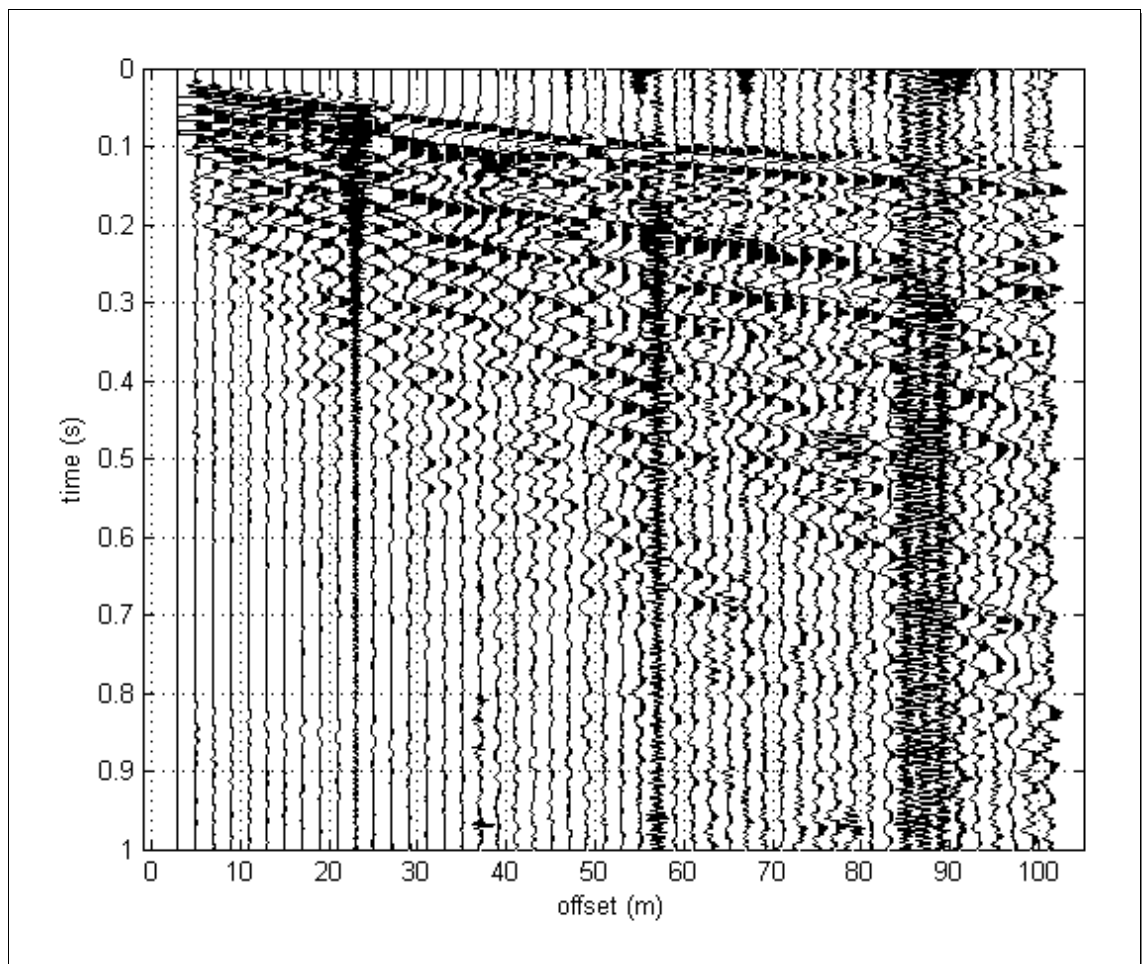


Fig. 2.9 Ausschnitt aus einer unbearbeiteten seismischen Aufzeichnung vom Profil 13METMA1 (Quelle bei Station 101, horizontale Anregung und Empfänger, Love-Welle). Obwohl die Quelle (Scherwellenbalken) in steilem Gelände und auf weichem Waldboden gesetzt werden musste, konnten bis 100 m Offset den Umständen entsprechend recht gute Daten gemessen werden.

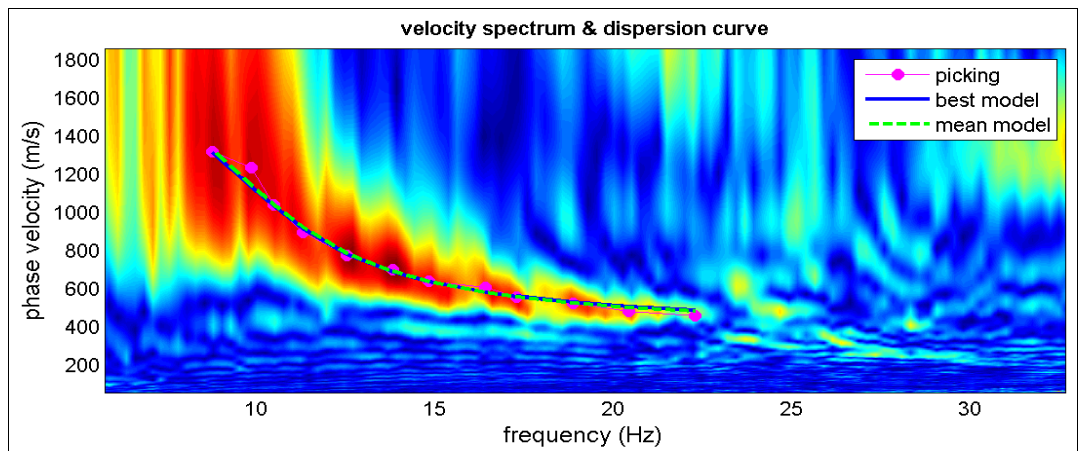


Fig. 2.10 Charakteristischer Dispersionsplot des Rekords aus Fig. 2.9 (THF1008rev von 13MET-MA1). Mit den magenta Punkten sind die manuell bestimmten Bereiche höchster Amplituden, d.h. die Dispersionskurve als Übereinstimmung von Phasengeschwindigkeit zur Frequenz, dargestellt. Die blau durchgezogene (best fit) und die hellgrün gestrichelte Linie (mean) zeigen die modellierten Dispersionskurven aus den invertierten Geschwindigkeitsmodellen.

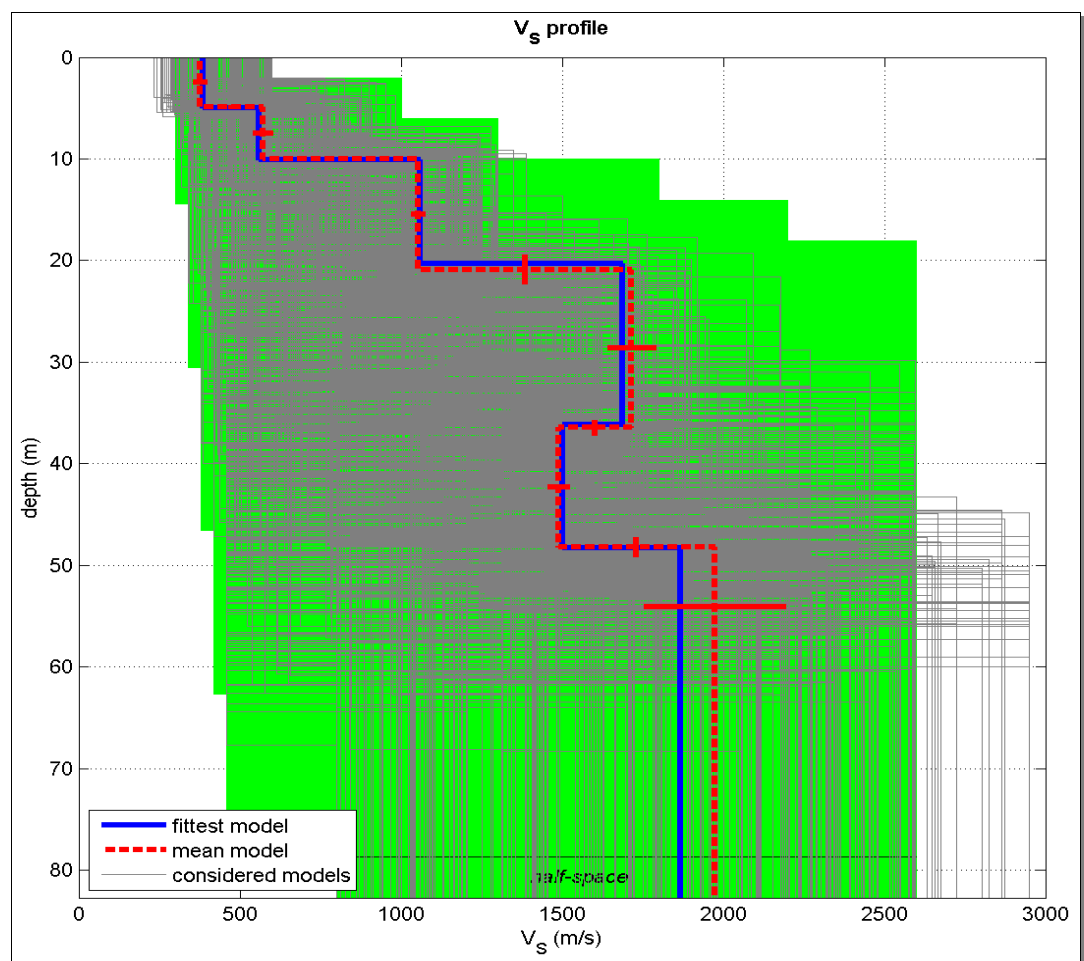


Fig. 2.11 Inversionsergebnisse der Dispersionskurve von Fig. 2.10 (in Kombination (joint inversion) mit jener der Rayleigh-Dispersion). Der grüne Bereich umfasst den bevorzugten Suchbereich der Geschwindigkeits-Tiefen-Modelle (6-Schichten-Randbedingung), in dem die Inversionen vornehmlich durchgeführt wurden. Die rote Linie zeigt das mittlere Modell und die blaue das best-passende Modell.

Die Joint-Inversion basiert auf dem Hintergrund der Pareto Front Analyse (Dal Moro et al 2005; Dal Moro et al. 2007). Dabei werden die Ergebnisse der Inversionen der Rayleigh- und der Love-Wellen-Dispersion unter anderem hinsichtlich ihrer Vieldeutigkeit einander gegenübergestellt und erlauben so, die Richtigkeit der Randbedingungen und Annahmen, welche inhärenter Teil der Inversionsverfahren sind (bspw. Anzahl der Layer, korrekte Interpretation der Modi, etc.) zu überprüfen (siehe auch Fig. 2.12).

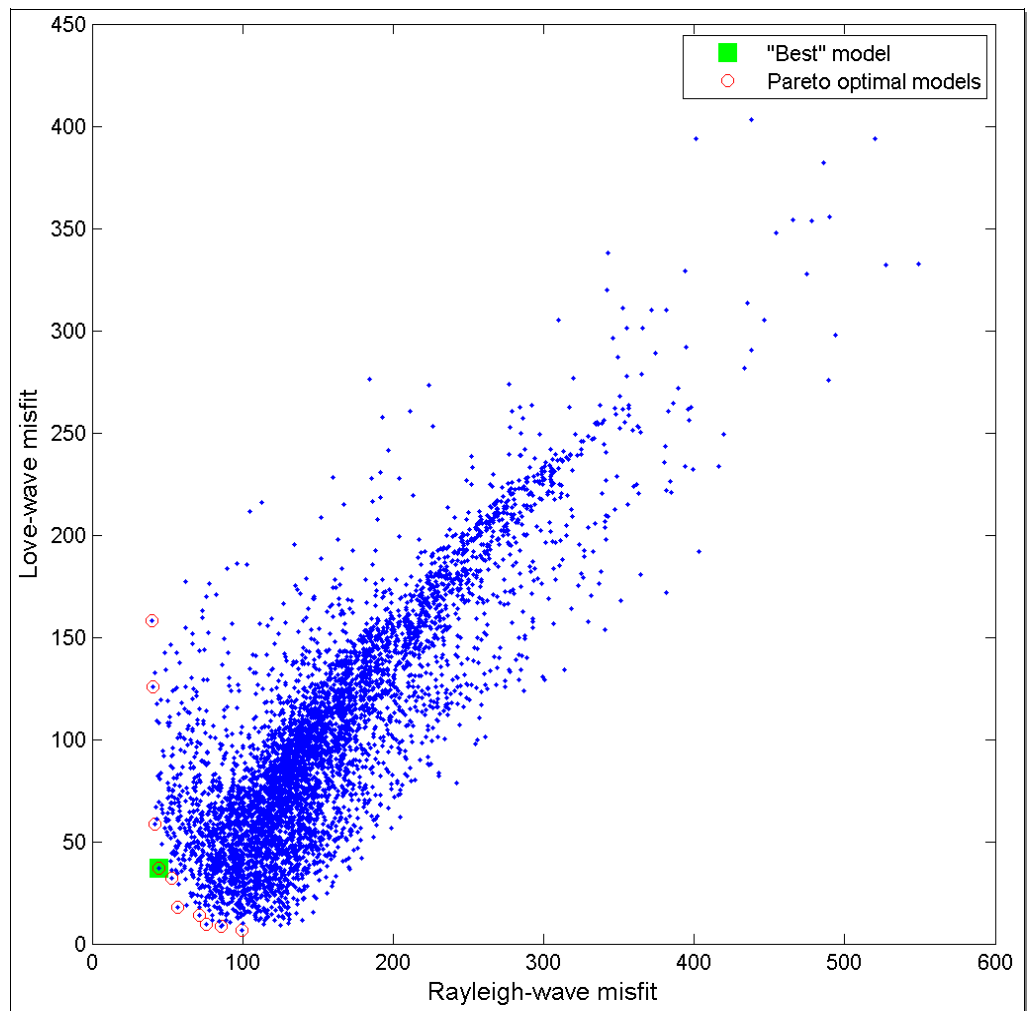


Fig. 2.12 Das Auftragen des Misfits (hier Darstellung von der Joint Inversion Profil 13METMA1, positive Offsets) der beiden kombinierten Inversionen von Love- und Rayleigh-Wellen zeigt (unter anderem), ob die Modi der Dispersion richtig interpretiert wurden und die Inversions-Ergebnisse tatsächlich die seismischen Daten widerspiegeln. Zeigt die Pareto Front (rote Krin-gel im Graph) annähernd eine Symmetrie und weist sie annähernd auf den Ursprung hin, kann von korrekt verstandenen Modi und Randbedingungen ausgegangen werden.

3 Messdurchführung und Auswertung

3.1 Feldarbeiten

3.1.1 Das Messprogramm

Die seismischen Feldarbeiten umfassten die Datenerfassung auf einem 128 m langen Array an der freien Oberfläche, einer gallery-to-surface-Messung (Durchschallung) sowie auf einem 142 m langen Array im Eichstaudenstollen. Bei beiden Profilen sowohl an der Oberfläche als auch im Stollen wurden jeweils p-wellenseismische (ZVF¹) und s-wellenseismische (THF) Messungen vollzogen. Für die Durchschallung wurde nur THF (Scherwellen) angewendet.

a) *Ablauf der Messungen*

Datum	Zeit	Beschreibung
04.07.2013	0700-1130	Feldbegehung
27.05.2013	0800	Anfahrt von Amlikon TG
	0800-1045	Aufbau des Arrays Linie 13METMA1
	0830-0900	Begehung des Stollens mit einem Vertreter des Betreibers
	1015-1030	Tests Oberflächenseismik
	1030-1055	seismische Messungen 13METMA1 ZVF
	1055-1130	Umbau auf THF
	1135-1215	seismische Messungen 13METMA1 THF, Vibro
	1240-1250	seismische Messungen 13METMA1 THF, Balken
	1315-1420	Legen der Triggerline zu Stollen und Umsetzen Vibroquelle Sicherstellen der Kommunikation in den Stollen hinein
	1420-1515	Messung crosshole Stollen – Oberfläche
	1515-1715	Umbau des Arrays in den Stollen
	1715-1800	seismische Messungen 13SBUB-2 THF Vibro
	1810-1830	seismische Messungen 13SBUB-2 THF Balken
	1845-1855	seismische Messungen 13SBUB-2 ZVF
	1855-1930	Aufräumarbeiten
	1930	Rückfahrt nach Amlikon TG

¹Terminologie der einzelnen Quellen- und Empfänger-Komponenten nach R. Herrmanns (2002). Der erste Buchstabe steht für die Orientierung des Empfängers, der 2. und 3. für die Orientierung der Quelle.

ZVF: vertikales Geophon **z** und vertical force (z.B. Hammerschlag) → vertikale Komponente der Rayleighwelle;

RVF: radial ausgerichtetes Horizontal-Geophon und vertical force → horizontale Komponente der Rayleighwelle;

THF: transversales Geophon und horizontal force (z.B. Scherwellenbalken) → Love-Welle.

b) Der Messumfang

Array	Typ	Empfänger		Quelle		Länge [m]	Anzahl Kanäle	Anzahl Records
		Typ	Δx [m]	Typ	Δx [m]			
13METMA1	THF	tangential	2.0	Vibro tan	4.0-6.0	128	65	32
13METMA1*	THF	tangential	2.0	Balken tan	2.0	128	65	27
13METMA1	ZHV	vertikal	2.0	Hammer vert	4.0-6.0	128	65	8
13METMAX	XH°	tangential	2.0	Vibro tan		128	65	38
13METMA2	THF	tangential	2.0	Vibro tan	4.0	142	72	37
13METMA2	THF	tangential	2.0	Hammer tan	4.0	142	72	37
13METMA2	ZHV	vertikal	2.0	Hammer vert	4.0	142	72	37
TOTAL								216

° XH = crosshole-Messung

* Diese Rekords wurden nur zu den Profilen, nicht aber in der Profilmitte aufgezeichnet.

Tab. 3.1 Zusammenfassung der Messmengen. Gesamte Datenmenge: ca. 560 MBytes.

3.1.2 Zusammenfassung der Registrierparameter der aktiven Seismik

Energiequelle	8 kg Hammer & Platte 8 kg Hammer & Scherwellenbalken Vibroquelle EIViS der Geosym GmbH, Hannover
Abstand Anregungspunkte	2 m – 4 m
Anzahl Schläge / Anregungspunkt	1 – 4
Sweep Oberflächenarray	20 → 160 Hz, 10 sec Sweeplänge
Sweep Durchschallung	30 → 120 Hz, 10 sec Sweeplänge
Sweep Stollenarray	30 → 120 Hz, 10 sec Sweeplänge
Empfängerarray	stationäre Aufstellung
Anzahl Kanäle	72
Empfängerabstände	2.0 m
Anzahl Geophone pro Station	1
Geophontyp	4.5 Hz vertikal & 10 Hz horizontal
Messapparatur	Geode der Geometrics, San José US-CA
A/D-Wandlung	24bit
Abtastrate	0.25 Millisekunden
Horchzeit	4000 Millisekunden, 11000 Millisekunden für Vibro
Hochpassfilter	out
Tiefpassfilter	anti-alias

3.1.3 Situation am Standort METMA

a) Koordinatenliste

METMA	Rechtswert	Hochwert	Kote
NAGRAnet	5286230	3444001	666.65

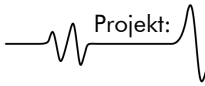
13METMA1	Rechtswert	Hochwert	Kote
101	3444042.1	5286254.1	711.66
112	3444037.1	5286233.2	712.23
124	3444036.2	5286209.5	712.22
136	3444037.4	5286186.2	714.24
148	3444034.2	5286162.9	713.54
160	3444027.2	5286140.3	714.25
166	3444022.8	5286127.7	714.96

13METMA3	Rechtswert	Hochwert	Kote
-72	3443955.8	5286175.2	667.23
-48	3443972.3	5286192.1	667.03
-24	3443988.8	5286208.9	666.84
0	3444005.3	5286225.8	666.65
24	3444021.8	5286242.6	666.45
48	3444038.3	5286259.5	666.25
72	3444054.8	5286276.3	666.05

Tab. 3.2 Koordinatenliste der Geophonstationen im deutschen Gauss-Krüger-System.



Fig. 3.1 Seismische Vibro-Quelle ELViS im steilen Gelände im Einsatz.



b) Situationsübersicht

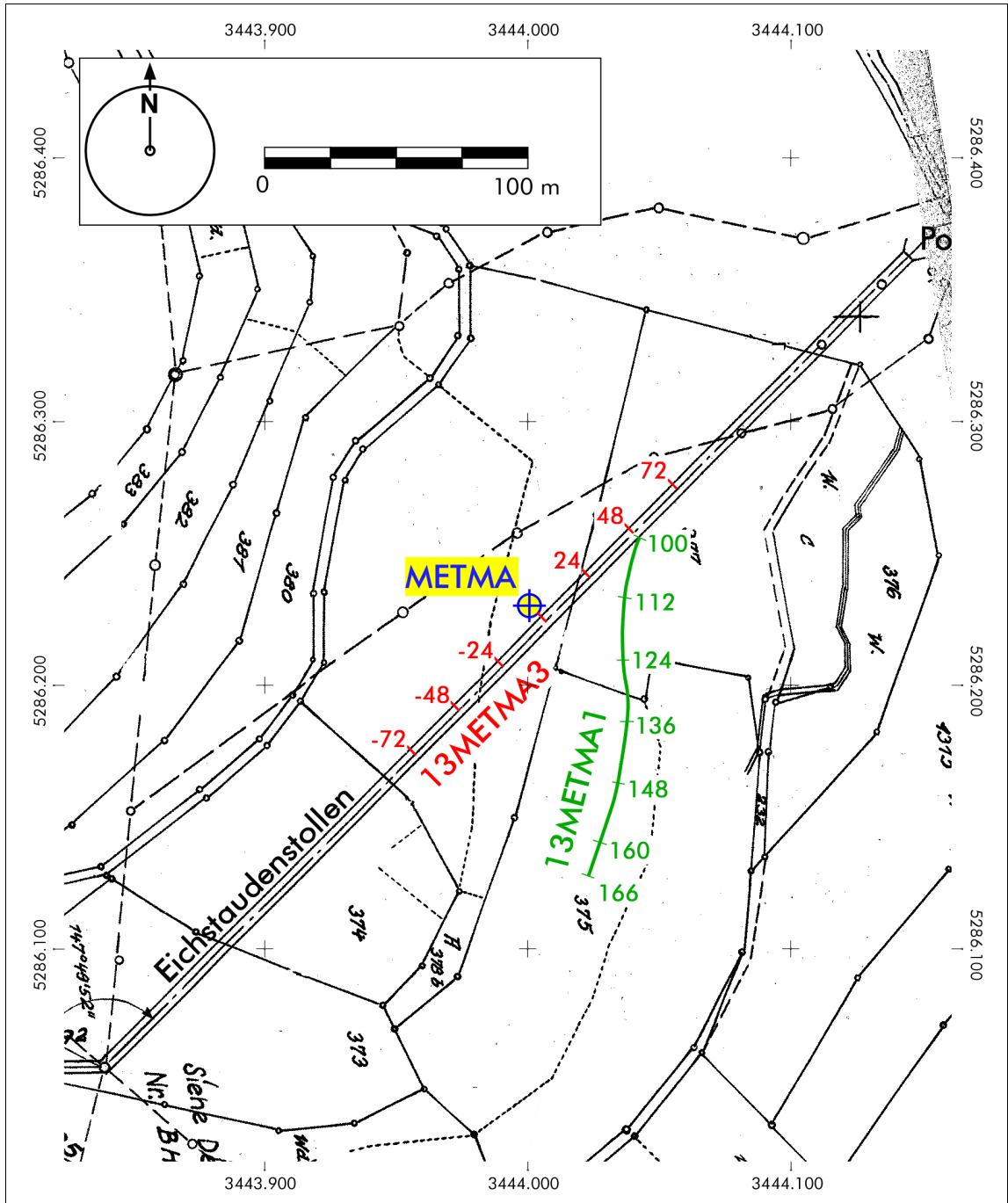


Fig. 3.2 Situationsübersicht mit dem Standort der Erdbebenstation METMA und den verschiedenen Mess-Arrays:
13METMA1 (grün): Array entlang der Topographie
13METMA3 (rot): Array im Stollen

3.1.4 Messequipe seismische Feldarbeiten

a) Personal

Lorenz Keller dipl. Natw. ETHZ, Geophysiker, Messleitung, Bedienung seism. Quellen
Günther Druivenga Diplom-Geophysiker, Fa. Geosym GmbH, Hannover, Registration
Kai Detzner Diplom-Geophysiker, Geophon-Auslage, Bedienung seismische Quelle
Thomas Kuhn Messhelfer, Geophon-Auslage, Bedienung seismische Quelle

b) Ausrüstung

div. Hammer verschiedener Grösse
1 Scherwellen-Balken
1 Vibro-Quelle EIViS der Geosym GmbH, DE-Hannover
96 Horizontalempfänger 10 Hz
96 Vertikalempfänger 4.5 Hz
div. Geophon- und Ethernetkabel
1 seismische Messapparatur Geode, 24bit A/D der Geometrics, San José, CA/US
1 Computer für Datenkontrolle und Steuerung
2 Kabeltriggerung
div. Netzwirkkabel 10 - 80 m
div. Funkgeräte

c) Fahrzeuge

1 VW T5 Synchro
1 Personenwagen

3.1.5 Die äusseren Messbedingungen, lokale Besonderheiten

Die Messarbeiten fanden bei günstigen Witterungs- und Umweltbedingungen statt. Der Waldboden war allerdings teilweise sehr trocken und mit viel Mull bedeckt, woraus sich teilweise eine schlechte Ankopplung sowohl der Quelle als auch der Empfänger ergab. Entgegen den Aussagen der Kraftwerksbetreiber war die Stollensohle mit sehr weichem Schutt bedeckt. Dies ermöglichte nur eine schlechte Ankopplung der Vibro-Quellen und der Geophone. Für die Refraktionstomographischen Messungen im Stollen wurden zusätzlich zu den Vibro-Aufzeichnungen auch direkt die Stollenwand mit dem Hammer sowohl vertikal als auch horizontal behämmert. So konnten sehr gute Daten sowohl THF als auch ZVF gewonnen werden.

Externe Lärmquellen konnten keine beobachtet werden.

Die Datenqualität kann allgemein als gut, im Stollen als gut bis sehr gut bezeichnet werden und eignet sich für eine erfolgreiche Auswertung. Nur eingeschränkte Aussagen sind bei der Durchschallung zu gewinnen, da ein Ringing im geringmächtigen Sohlensediment viel Energie vernichtet und das Signal zudem gestreut wird.

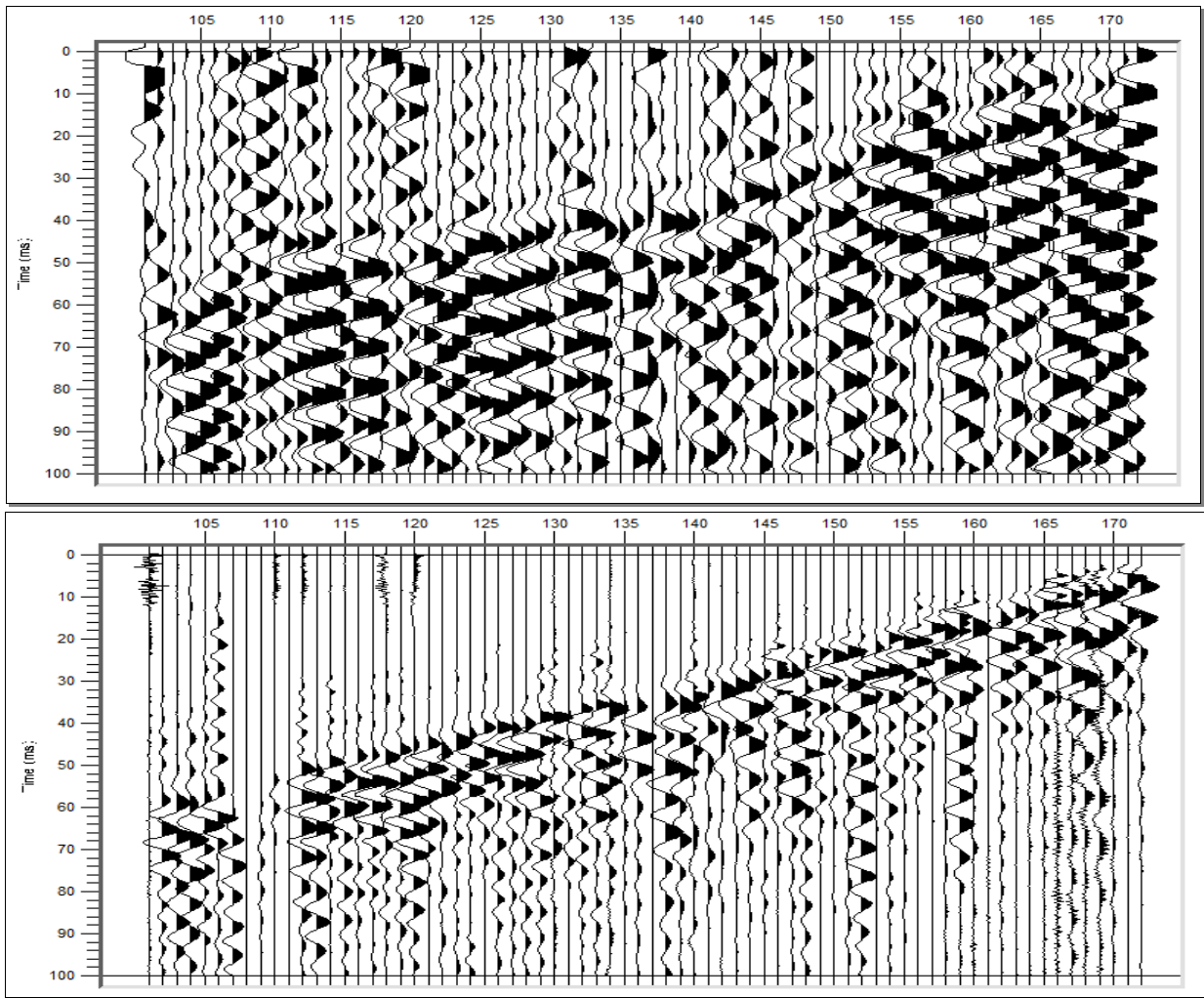


Fig. 3.3 Beispiel von einer Feldaufzeichnung der THF-Daten vom Stollenarray:
oben: Vibro-Daten mit starkem Ringing
unten: Hammer-Daten mit deutlich verbesserter Qualität.

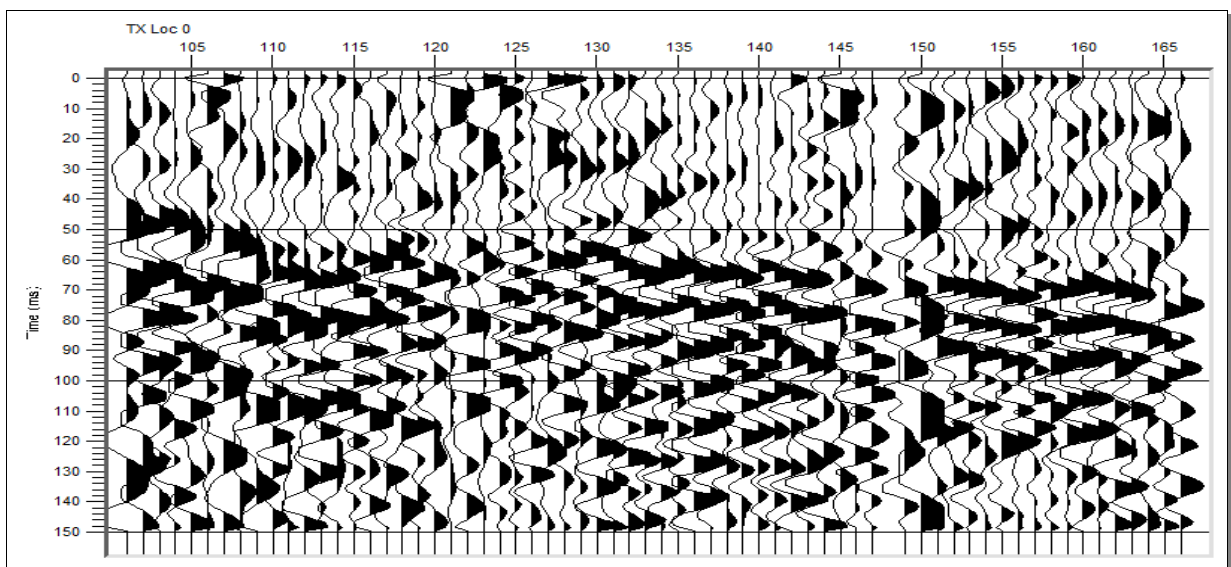


Fig. 3.4 Beispiel von einer Feldaufzeichnung der THF-Daten von der Crosshole-Messung mit dem EIViS-Scherwellenvibrator.

3.2 Datenbearbeitung und Ergebnisse

3.2.1 Allgemeine Bemerkungen zur Datenbearbeitung und Interpretation

a) Personal

Lorenz Keller dipl. Natw. ETHZ, Geophysiker

b) Verwendete Software

Seismic PrePro und Picking: SPW V2.3.14 der Parallel Geosc. Corp → www.parallelgeo.com

Refraction Seismic: RAYFRACT V3.26 der Intelligent Resources Inc. → www.rayfract.com

Crosshole Tomography: Geotom CG V13.8.1 der GeoTom LLC → www.geotom.net

MASW: winMASW V5.2prof der Eliosoft → www.winMASW.com

Gridding: SURFER V11.5 der Golden Software, Inc. → www.goldensoftware.com

Graphische Aufbereitung: CANVAS V14 der ACDSYSTEMS → www.acdsee.com

Text & Tabellen: OpenOffice V4.0 der Apache Software Foundation → www.openoffice.org

3.2.2 Die refraktionsseismische Auswertung der S-Wellen-Daten

a) Datenvorbereitung

Das Editing besteht in der Zuordnung der geometrischen Informationen der Schuss- und Empfängerpunkte zu den seismischen Daten. Zusätzlich werden Seismogramme geringer Datenqualität gefiltert oder gelöscht, notwendige Ungenauigkeiten in der Nullzeitbestimmung korrigiert und eine rudimentäre Geschwindigkeitsbestimmung einzelner Refraktoren mittels linearer Regression vorgenommen.

b) Bestimmung der Ersteinsatzzeiten

Die Darstellung sämtlicher Seismogramme eines Quellpunktes erlaubt die einfache Bestimmung der Laufzeiten zwischen Quellpunkt und Empfängerstation. Durch manuelles Setzen von Zeitmarken auf jedem Seismogramm werden die Laufzeiten der Schallimpulse (hier der S-Wellen) bestimmt (siehe Fig. 3.6 und Fig. 2.6, a)).

Dabei wird ein iteratives Verfahren mit verschiedenen Kombinationen unterschiedlicher Parameter angewendet:

- Ersteinsatzzeitbestimmung in *shot*, *receiver* oder *CMP gather*
- mit unterschiedlicher Verstärkung (AGC, div. Gain, spur-normiert)
- mit und ohne Anwendung verschiedener Filter (low/high/bandpass, notch, median)
- unterschiedliche Polarität, unterschiedliche Färbung
- positive Auslenkung nach rechts oder links
- sowie mit und ohne Darstellung der von den Nachbarstationen projizierten Picks der Ersteinsatzzeiten angewendet.

In mehreren Durchläufen werden so die bestimmten Laufzeiten der Ersteinsätze optimiert.

Auffallend ist bei den Laufzeitkurven des Oberflächenprofils (siehe Fig. 3.5), dass keine linearen Ersteinsätze zu beobachten sind. Dies wird als erster Hinweis auf mehr oder weniger kontinuierlichen Übergang zwischen kompaktem Fels zu sehr weichem Boden gedeutet.

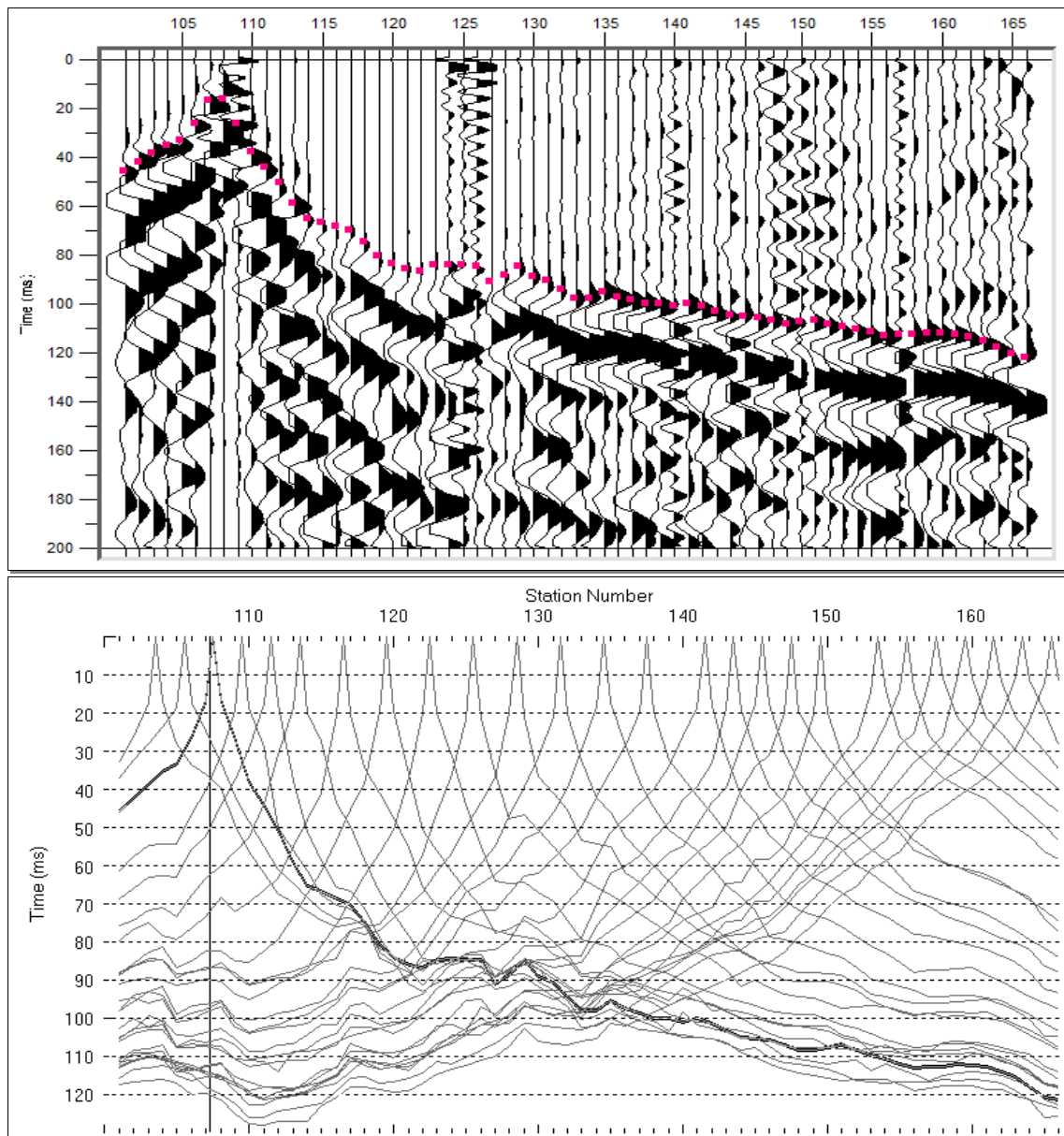


Fig. 3.5 oben: Beispiel einer Feldaufzeichnung der Scherwellendaten vom Messprofil 13METMA1 (Oberfläche) mit farblich hervorgehobenen Ersteinsatzeiten.
unten: Die Gesamtheit aller Laufzeitkurven.

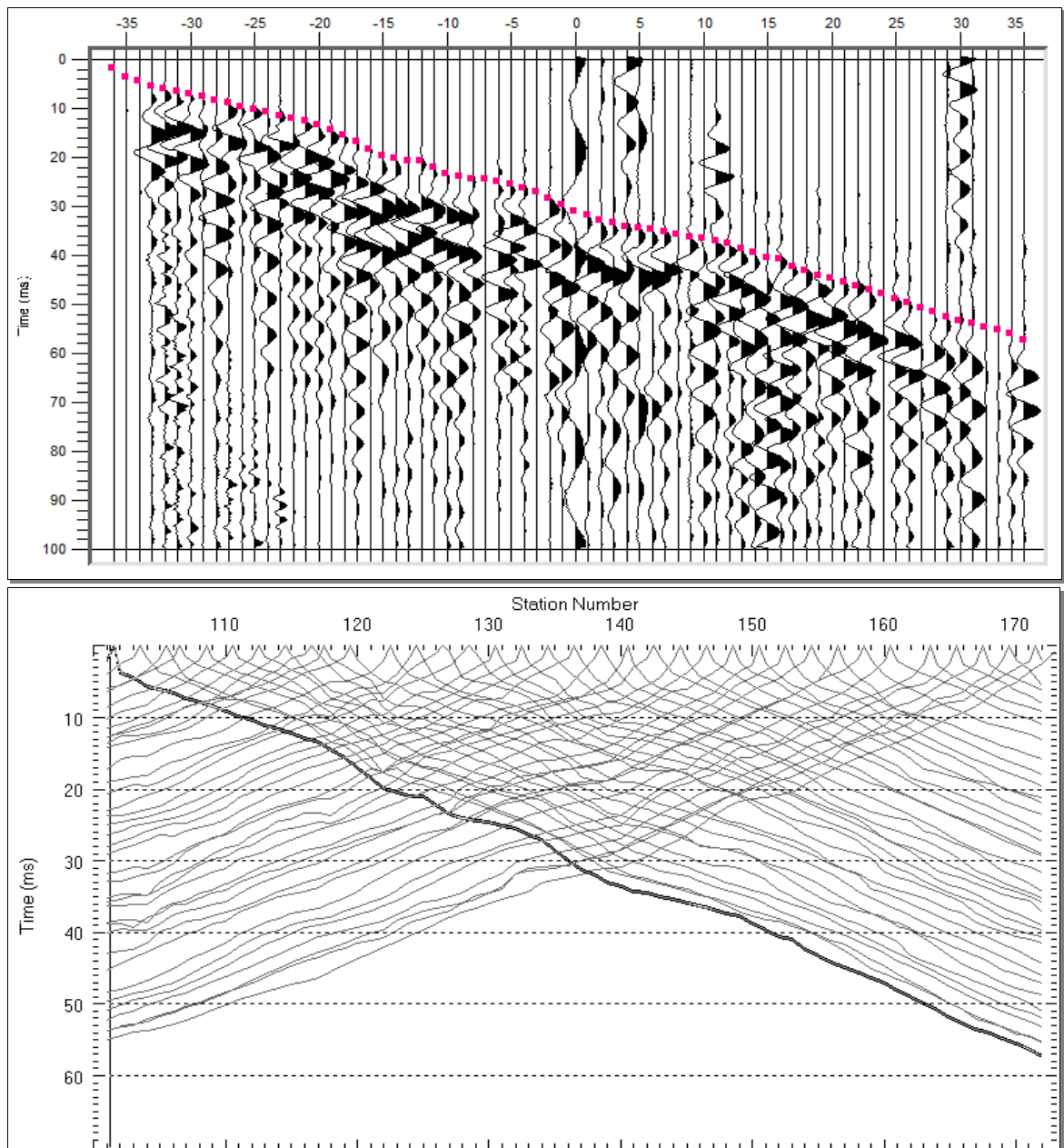


Fig. 3.6 oben: Beispiel einer Feldaufzeichnung der Scherwellendaten vom Messprofil 13METMA2 (Stollenprofil) mit farblich hervorgehobenen Ersteinsatzeiten.
 unten: Die Gesamtheit aller Laufzeitkurven.

c) Ableitung eines geeigneten Startmodells der Inversion (Fig. 2.6, b)

Die refraktionsseismische Auswertung wurde nach dem XTV-Verfahren (Winkelmann 1998) der CMP-Methode (Δt -v-Methode, Gebrande et al. 1985; Gebrande 1986) berechnet. Diese Methode erlaubt, auch starke Geschwindigkeitskontraste zwischen Locker- und Festgestein besser abzubilden. Dabei werden die Laufzeiten zu gemeinsamen Mittelpunkten (CMP) sortiert und durch zeitliche Ableitung nach dem Weg die Geschwindigkeiten bestimmt. Das endliche Startmodell wird durch eine Mittelung aller berechneten 1-D-Geschwindigkeitsmodelle (*smooth gradient*) und laterale Ausdehnung erzeugt.

d) Dateninversion (Modellierung)

Das Startmodell wird iterativ zum finalen Modell mittels wavepath eikonaler travelttime tomography (WET tomography, (Schuster 1993; Watanabe 1999)) in 100 Schritten verfeinert (Fig. 2.8, c).

Der RMS-Fehler ist dabei ein Gütemass der Inversion. Je geringer der Fehlerwert ausfällt, desto besser widerspiegeln die modellierten Laufzeiten die tatsächlichen Messwerte.

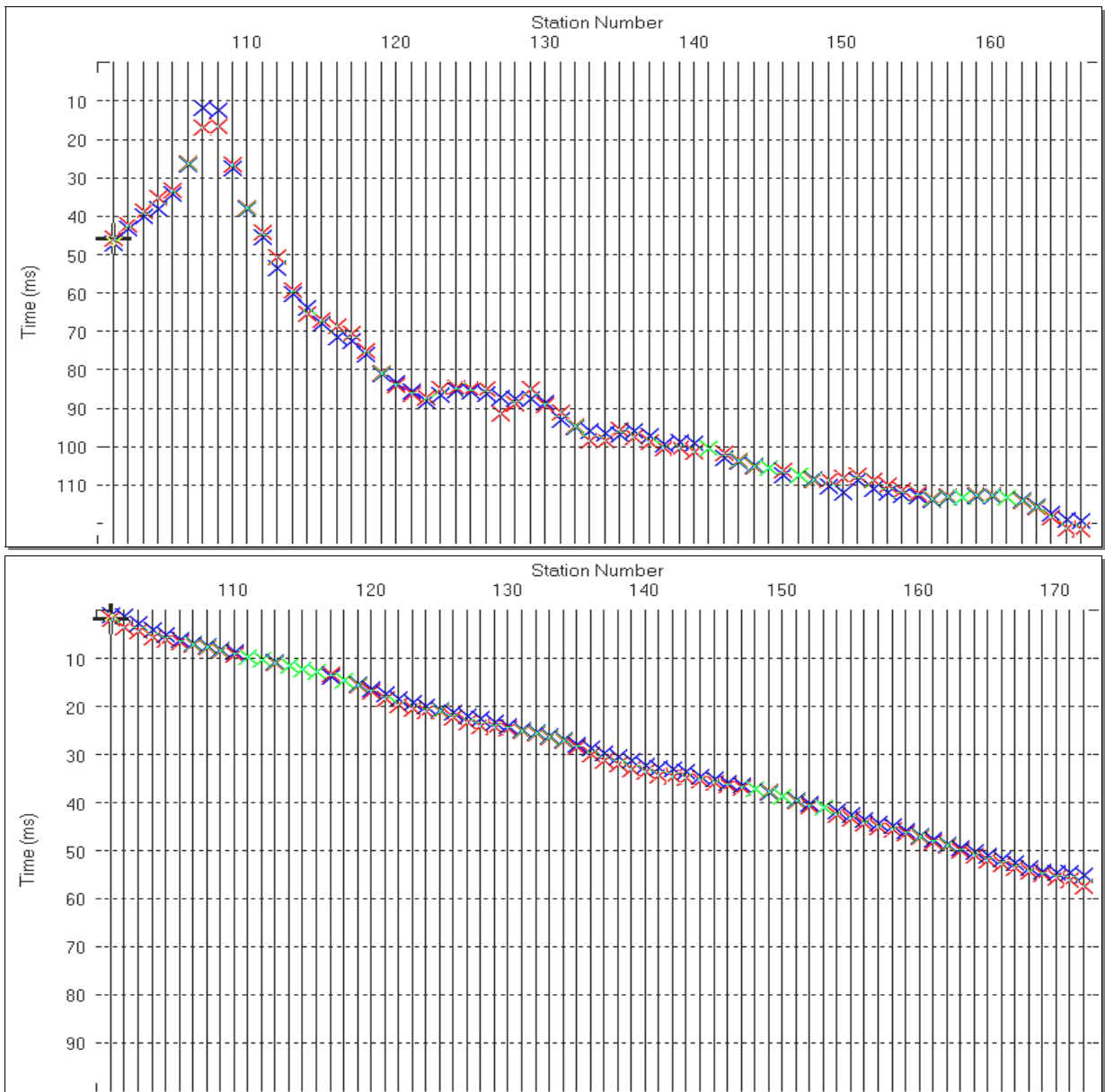


Fig. 3.7 Beispiel der modellierten Laufzeiten je eines Schusses vom Messprofil 13METMA1 (oben) resp. 13METMA2 (unten): rote Kreuze markieren die tatsächlich gemessenen Laufzeiten, die blauen Kreuze die modellierten Werte. Grüne Kreuze stehen für die Übereinstimmung der Modelldaten mit den Messdaten. Der RMS-Fehler aller modellierten Laufzeiten in Bezug auf die Messwerte der Messlinie 13METMA1 beträgt 1.87 ms (normalisierter Fehler 1.5 %), jener auf Messlinie 13METMA3 0.68 ms (normalisiert: 1.2%).

e) Ergebnisse

Das Ergebnis der Refraktionstomographischen Auswertung besteht aus zwei Illustrationen: Die seismische Geschwindigkeitsverteilung und die Wellenpfaddichte.

- ▶ Die Geschwindigkeitsverteilung bildet die seismischen Geschwindigkeiten farbcodiert ab und wird von Isotachen überlagert. Aus der Geschwindigkeitsverteilung lassen sich lithologische Aussagen ableiten und Angaben zur Gesteinsgüte gewinnen.
- ▶ Die Wellenpfaddichte zeigt ebenfalls farbcodiert die Anzahl Wellenpfade pro Flächeneinheit. Sie ist ein Mass für den Geschwindigkeitskontrast einzelner Einheiten und somit bestens geeignet, die Felsoberfläche zu definieren.

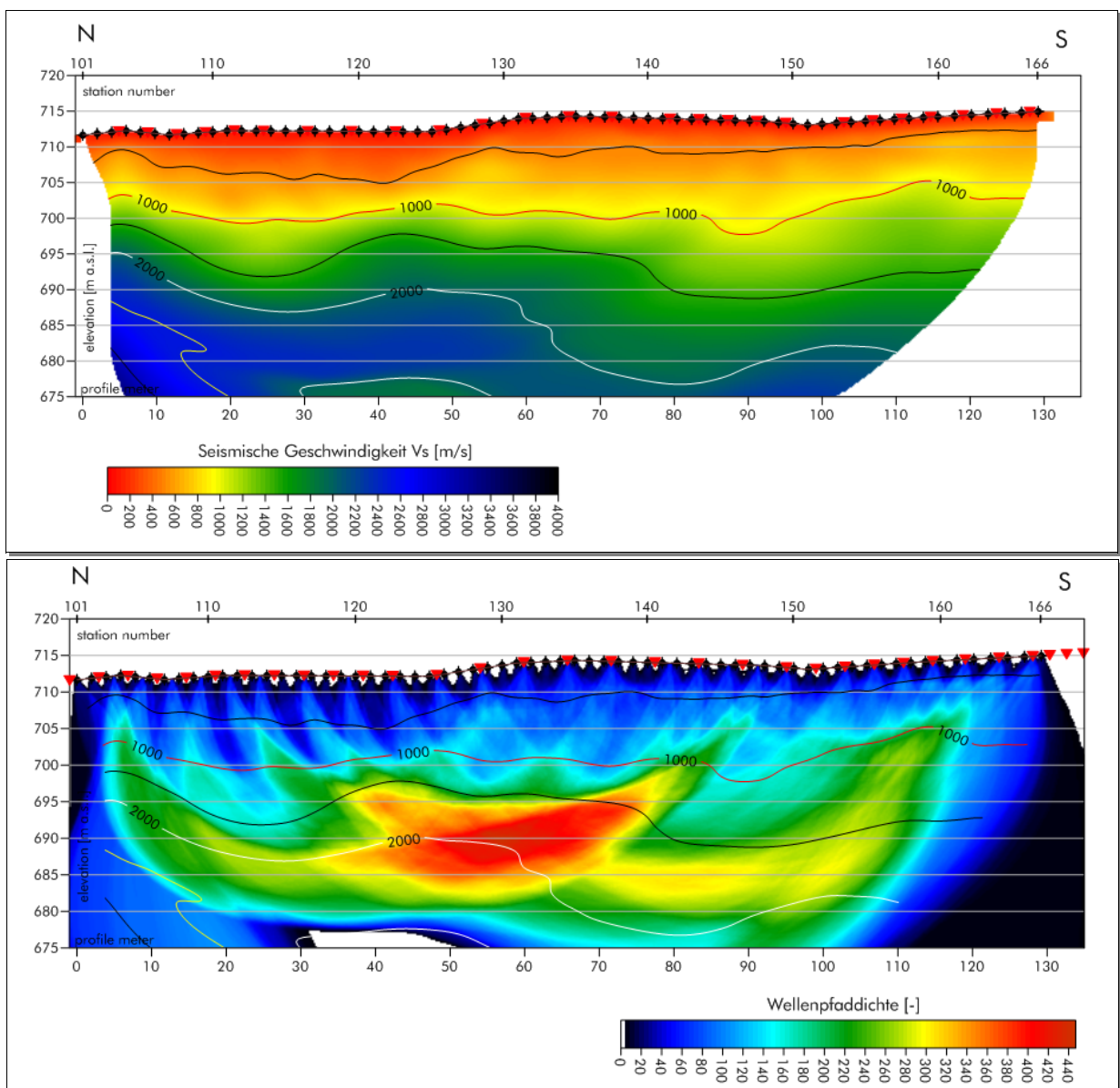


Fig. 3.8 Oben: Refraktionsseismische Geschwindigkeitsverteilung V_s beim Profil 13METMA1 (Oberflächenprofil).
 Unten: Refraktionsseismische Wellenpfaddichte beim Profil 13METMA1 mit überlagerten Isotachen. Sie charakterisiert die Refraktivität einzelner Grenzflächen, bei hohen Werten ist mit einem (lithologisch bedingten) Geschwindigkeitssprung zu rechnen.

Die Ergebnisse der Messlinie 13METMA-3 (Stollenprofil) wurden nicht als z =Elevation und x =Profilmeter sondern als z =Distanz zum Geophon und X =Distanz zur SED-Station abgebildet. Die Distanz zum Geophon wurde gewählt weil bei einer eindimensionalen Messkonfiguration im Quasi-Vollraum keine Angabe zur „Elevation“ berechnet werden kann.

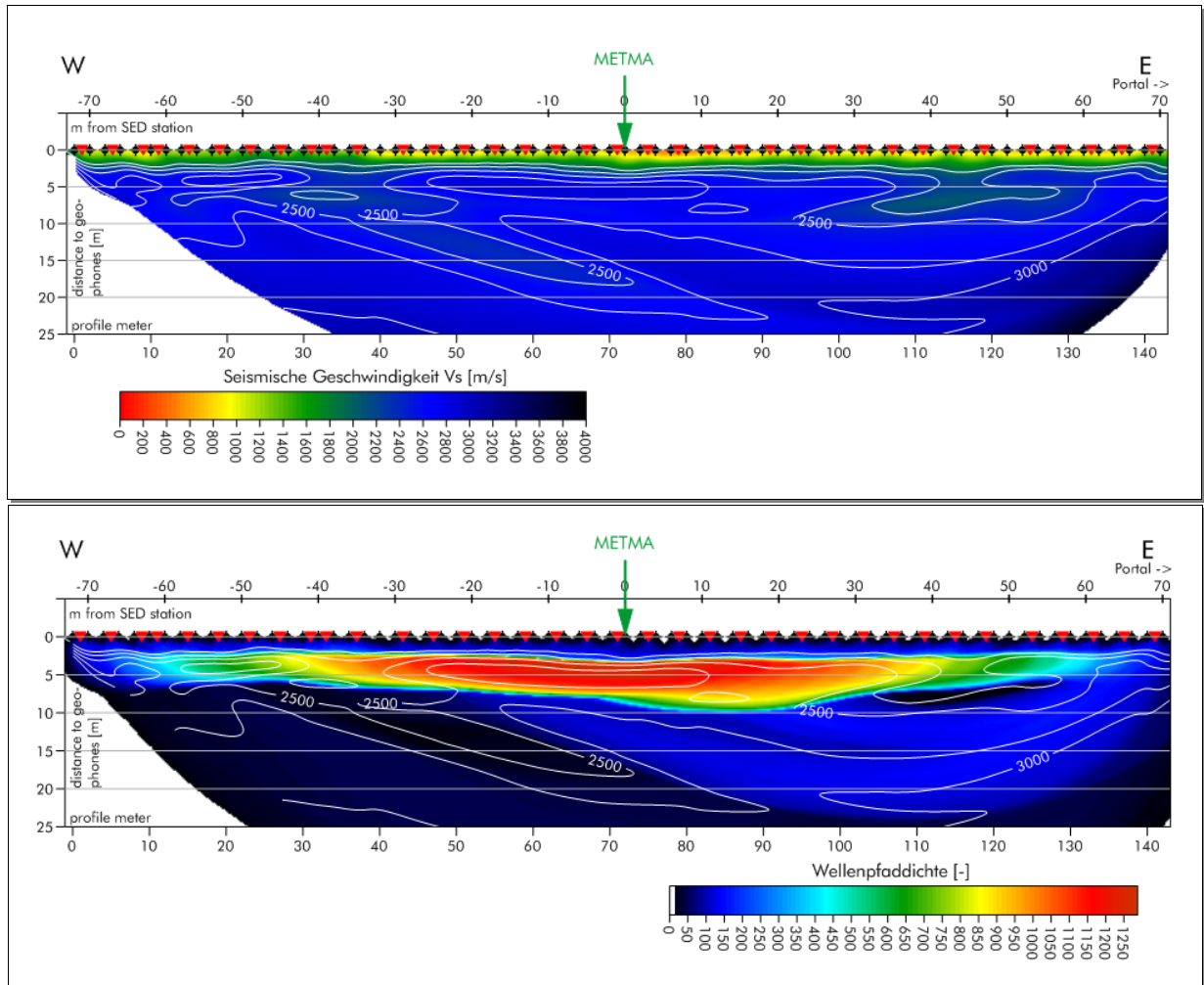


Fig. 3.9 *Oben: Refraktionsseismische Geschwindigkeitsverteilung V_s beim Profil 13METMA3 (Stollenprofil). Unten: Refraktionsseismische Wellenfaddichte beim Profil 13METMA3 mit überlagerten Isotachen. Sie charakterisiert die Refraktivität einzelner Grenzflächen, bei hohen Werten ist mit einem (lithologisch bedingten) Geschwindigkeitssprung zu rechnen.*

Die Genauigkeit der Inversion wird mit einem normalisierten RMS-Fehler von 1.5 % bei einem maximalen absoluten Fehler von 8.91 ms (Profil 13METMA1) resp. 1.2 % normRMSE bei 2.7 ms maxErr (Profil 13METMA3) angegeben.

f) *Bewertung der Ergebnisse*

Wie aus den Feldbeobachtungen und den Rohdaten erwartet, wird auf dem Profil 13METMA1 eine mehr oder weniger kontinuierliche Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten bis ungefähr 2500 m/s berechnet. Im Stollenprofil treten sehr seicht hohe Geschwindigkeiten von um die 2500 m/s auf. Die Feldbeobachtungen (konstant kompakter Granit entlang des gesamten Stollenabschnitts) würden eine etwas homogenere Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten nahelegen. Möglicherweise handelt es sich bei den reduzierten Geschwindigkeiten um Verschmierungen von Effekten aufgrund schlechter Ankopplung von Quelle und Empfängern im doch stellenweise sehr lockeren Sohlensediment. Diese verzögernden Effekte sind auch auf den Seismogrammen in Fig. 3.6 recht gut zu erkennen.

Werden die untersten 5 bis 10 m der Scherwellengeschwindigkeiten aufgrund der hohen Eindringtiefe vernachlässigt, ist die Fortsetzung der Geschwindigkeitsfunktionen vom Oberflächen- zum Stollenprofil in Fig. 3.11 erstaunlich gut.



Fig. 3.10 Feldarbeiten bei seismischen Untersuchungen (von links): geodätische Vermessung, Begutachtung durch den bird dog, seismische Anregung und Aufzeichnung der seismischen Signale mit Qualitätskontrolle.

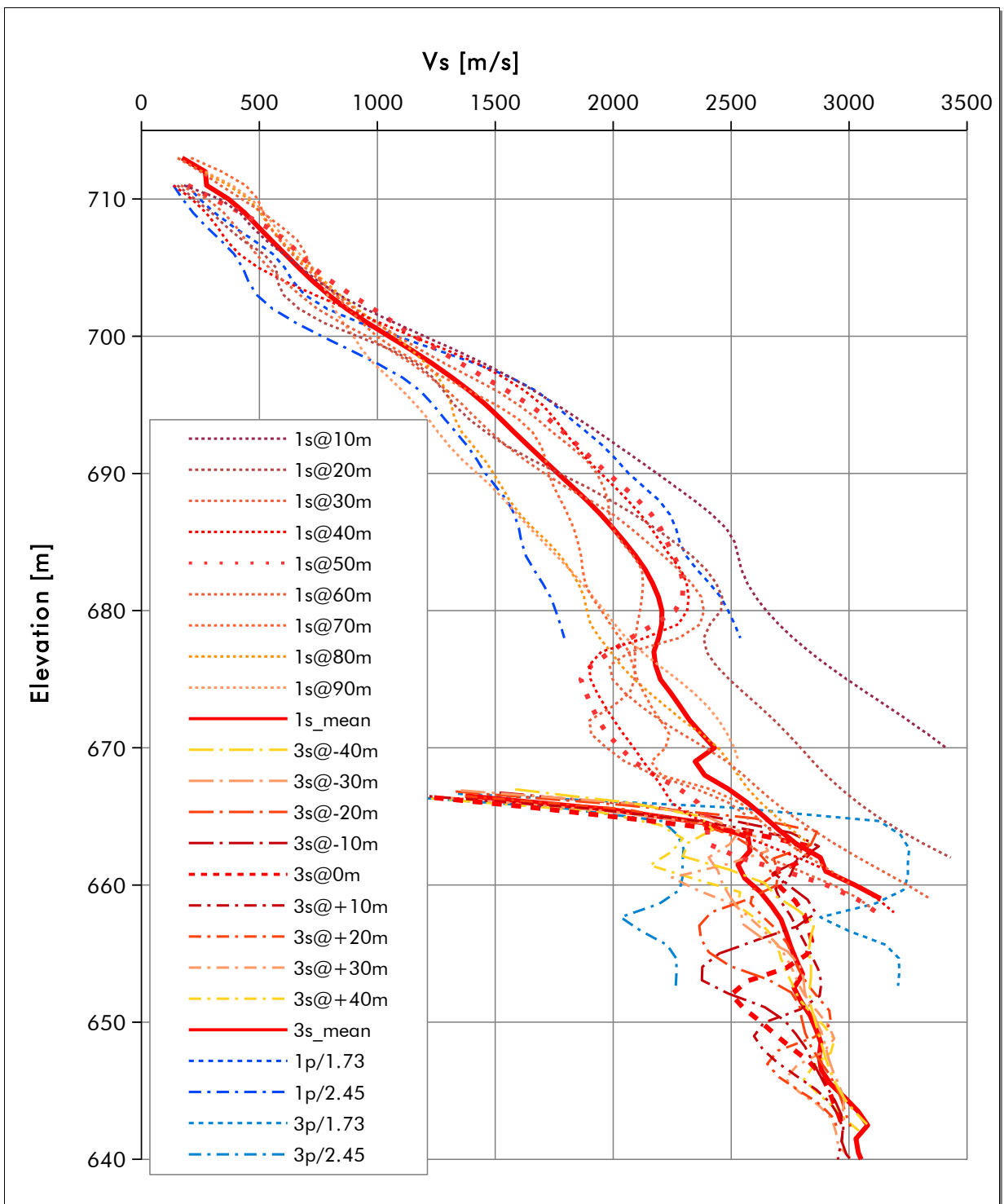


Fig. 3.11 Seismische Scherwellengeschwindigkeitsfunktionen V_s vom Oberflächenprofil 13METMA-1 (punktiert) und vom Stollenprofil 13METMA-3 (strichpunktiert). Die Geschwindigkeitsfunktionen wurden jeweils aus der zweidimensionalen Geschwindigkeitsverteilungen im Abstand von jeweils 10 m (13METMA-1) resp. 20 m (13METMA-3) extrahiert. Die dick punktierten Linien zeigen die Geschwindigkeitsfunktionen in den jeweiligen Mitten der Messlinien, die dick durchgezogenen das jeweils gemittelte Geschwindigkeitsmodell. Als Vergleich wurden die aus V_p abgeleiteten Geschwindigkeitsfunktion (siehe Abschnitt 3.2.3) von Profilmeter 50 (13METMA-1) resp. 0 m (13METMA-3) mit blauen Linien dargestellt:
 $p/1.73$: berechnete V_s -Funktion bei einem Poisson-Verhältnis von 0.25 (~Granit).
 $p/2.45$: berechnete V_s -Funktion bei einem Poisson-Verhältnis von 0.4 (~Boden).

3.2.3 Die Refraktionsseismische Auswertung der P-Wellen-Daten

Die seismischen Messdaten wurden auch hinsichtlich der P-Wellen-Geschwindigkeitsverteilung refraktionstomographisch ausgewertet.

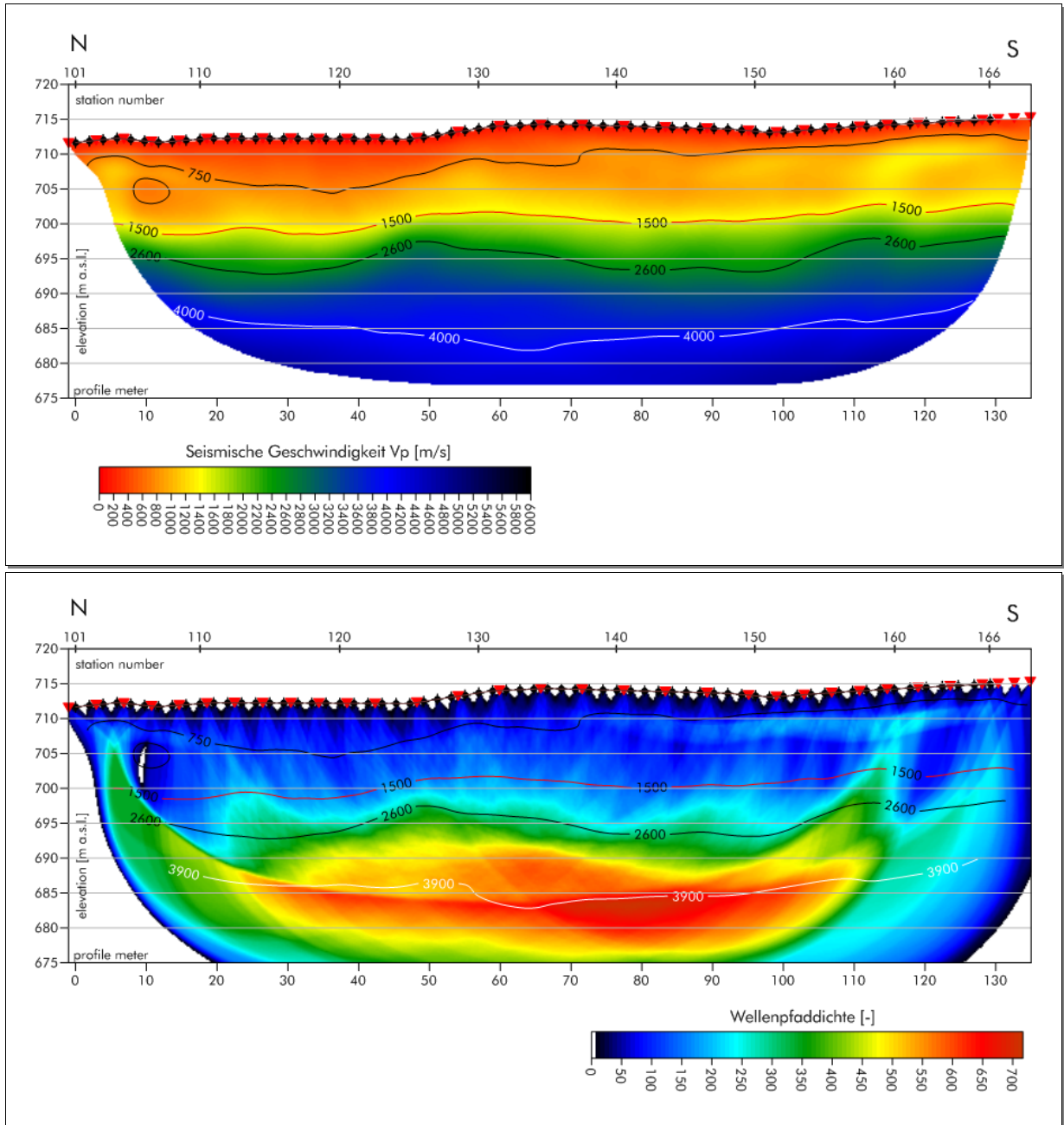


Fig. 3.12 oben: Refraktionsseismische Geschwindigkeitsverteilung V_p beim Profil 13METMA1. unten: Refraktionsseismische Wellenfaddichte beim Profil 13METMA1 mit überlagerten Isotachen. Sie charakterisiert die Refraktivität einzelner Grenzflächen, bei hohen Werten ist mit einem (lithologisch bedingten) Geschwindigkeitssprung zu rechnen.

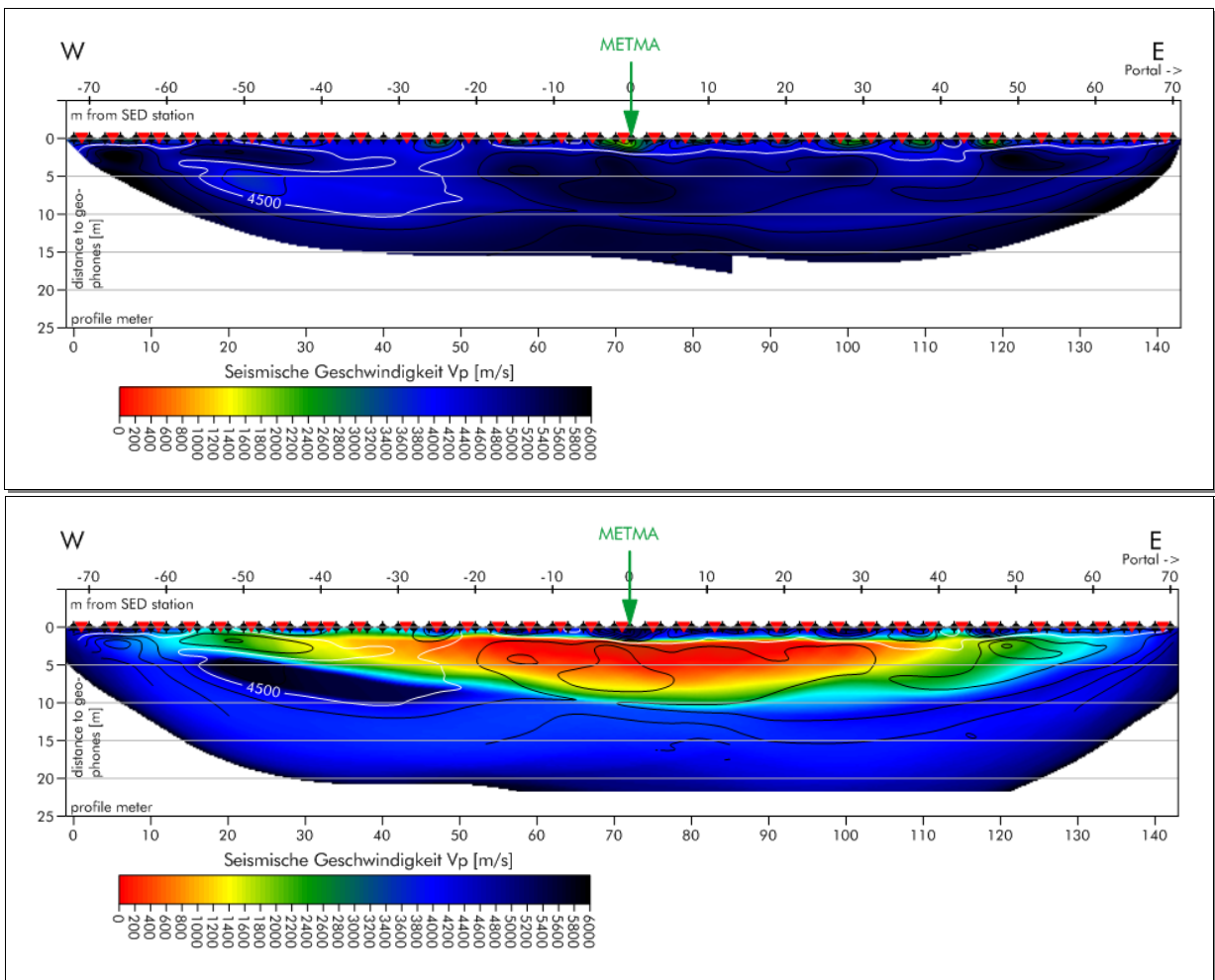


Fig. 3.13 oben: Refraktionsseismische Geschwindigkeitsverteilung V_p beim Profil 13METMA3 (Stollenprofil).
 unten: Refraktionsseismische Wellenpaddichte beim Profil 13METMA3 mit überlagerten Isotachen. Sie charakterisiert die Refraktivität einzelner Grenzflächen, bei hohen Werten ist mit einem (lithologisch bedingten) Geschwindigkeitssprung zu rechnen.

Die Genauigkeit der Inversion wird mit einem normalisierten RMS-Fehler von 1.4 % bei einem maximalen absoluten Fehler von 3.9 ms (Profil 13METMA1) resp. 0.8 % normRMSE bei 0.9 ms maxErr (Profil 13METMA3) angegeben.

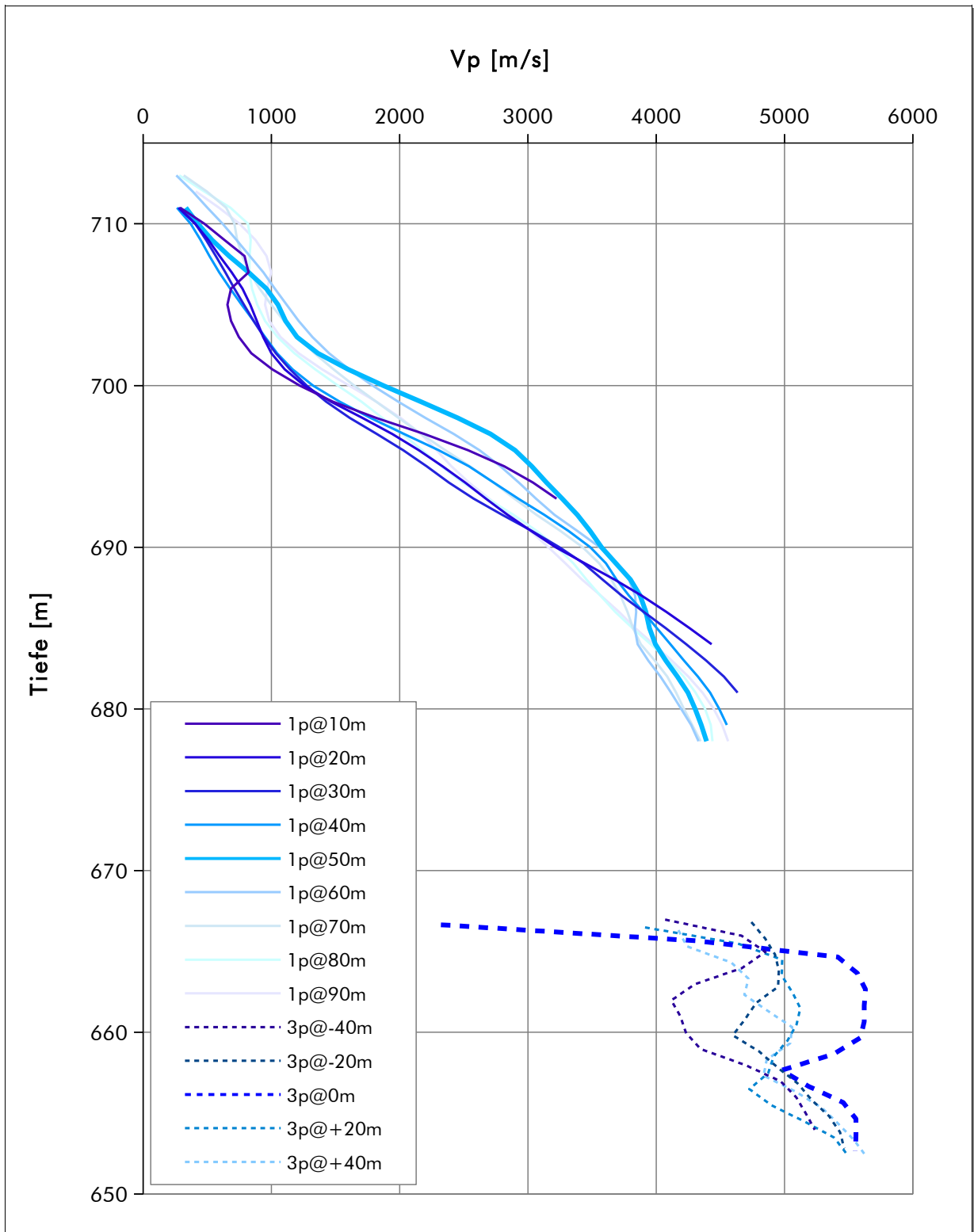


Fig. 3.14 Seismische Kompressionswellengeschwindigkeiten V_p aus den beiden refraktionstomographischen Profilen 13METMA1 und 13METMA3. Die Geschwindigkeitsfunktionen wurden jeweils aus den beiden zweidimensionalen Geschwindigkeitsverteilungen im Abstand von 10 m (13METMA1) resp. 20 m (13METMA3) extrahiert. Die dicken Linien zeigen die Geschwindigkeitsfunktionen in den jeweiligen Mitten der Messlinien. Auffallend ist die stark reduzierte Geschwindigkeit im Stollen bei der Erdbebenstation (3p@0m). Dies führen wir auf den grösseren Abstand zwischen Schuss- und Empfängerpunkten und der Stollenwand aufgrund der Nische mit der seismologischen Station zurück.

a) Bewertung der Ergebnisse

Die Geschwindigkeitssektionen der P-Wellen zeigen recht ähnliche Strukturen wie jene der S-Wellen (siehe Fig. 3.14). Insbesondere sind die der Felsoberfläche zuzuordnende Geschwindigkeiten der Vs- und Vp-Auswertung in sehr ähnlicher Tiefe zu finden.

Reduzierte Geschwindigkeiten in den beiden Auswertungen des Stollenprofils liegen an praktisch identischer Lage (-42 bis -30 m sowie +35 bis +55 von der Erdbebenstation METMA), sind allerdings mehr oder weniger stark akzentuiert.

Die sehr gute Übereinstimmung von aus den P-Wellengeschwindigkeiten abgeleiteten Vs-Werte (siehe blaue Linien in Fig. 3.11) zeugen ebenfalls von einer hohen Belastbarkeit der berechneten Werte.

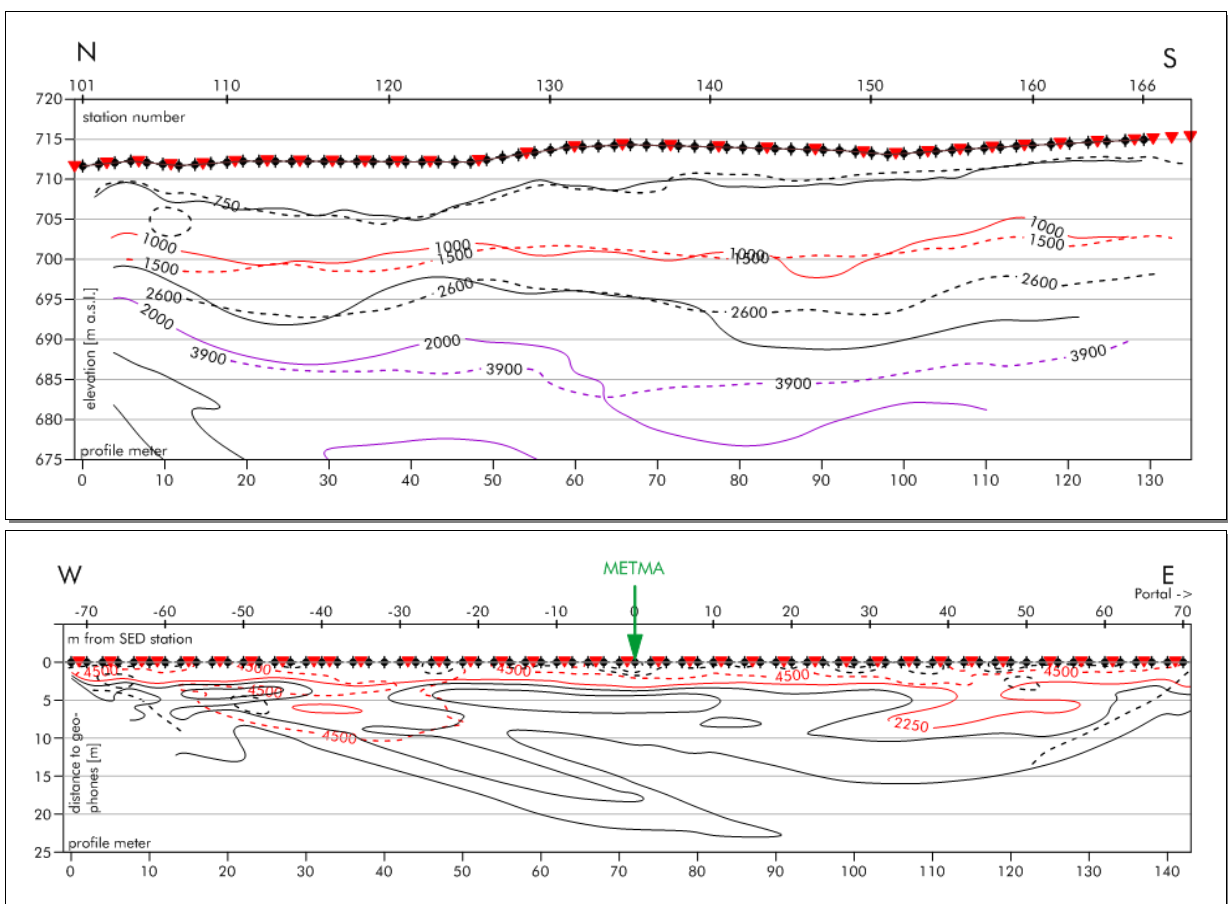


Fig. 3.15 Der Vergleich der Strukturen zwischen den Ergebnissen der Vp- (gestrichelte Isotachen) und Vs- (durchgezogene Isotachen)-Refractionsseismik zeigt eine überraschend gute Übereinstimmung. Einzig beim Profil 13METMA1 (Oberflächenprofil) zeigt die Vp-Auswertung der Felsoberfläche zugeordnete Geschwindigkeiten rund 3 bis 5 m tiefer als die Vs-Auswertung (Diskrepanz der beiden violetten Isotachen).

3.2.4 Crosshole-Tomographie

Eine crosshole-tomographische Messung wurde zwischen dem Stollen (Vibro-seis-Quelle entlang der Profilspur 13METMA3) und der Oberfläche (Geophone entlang der Profilspur 13METMA1) durchgeführt. Das Quellpunkt- und das Empfängerarray konnten dabei aus topographischen Gründen nicht auf zueinander parallelen Spuren ausgelegt werden, was zu einem komplexen Strahlenwegbild und einer räumlichen Verteilung der erzielten Geschwindigkeitsinformationen führt.

a) Zuordnung der geodätischen Informationen

Für die Berechnung der Geschwindigkeitsverteilung aus den Laufzeiten wurden ein lokales Koordinatensystem konstruiert mit $X = 0$ entlang der Stollenachse, $Y = 0$ bei der Station METMA und $Z = \text{Kote}$ (siehe Fig. 3.16).

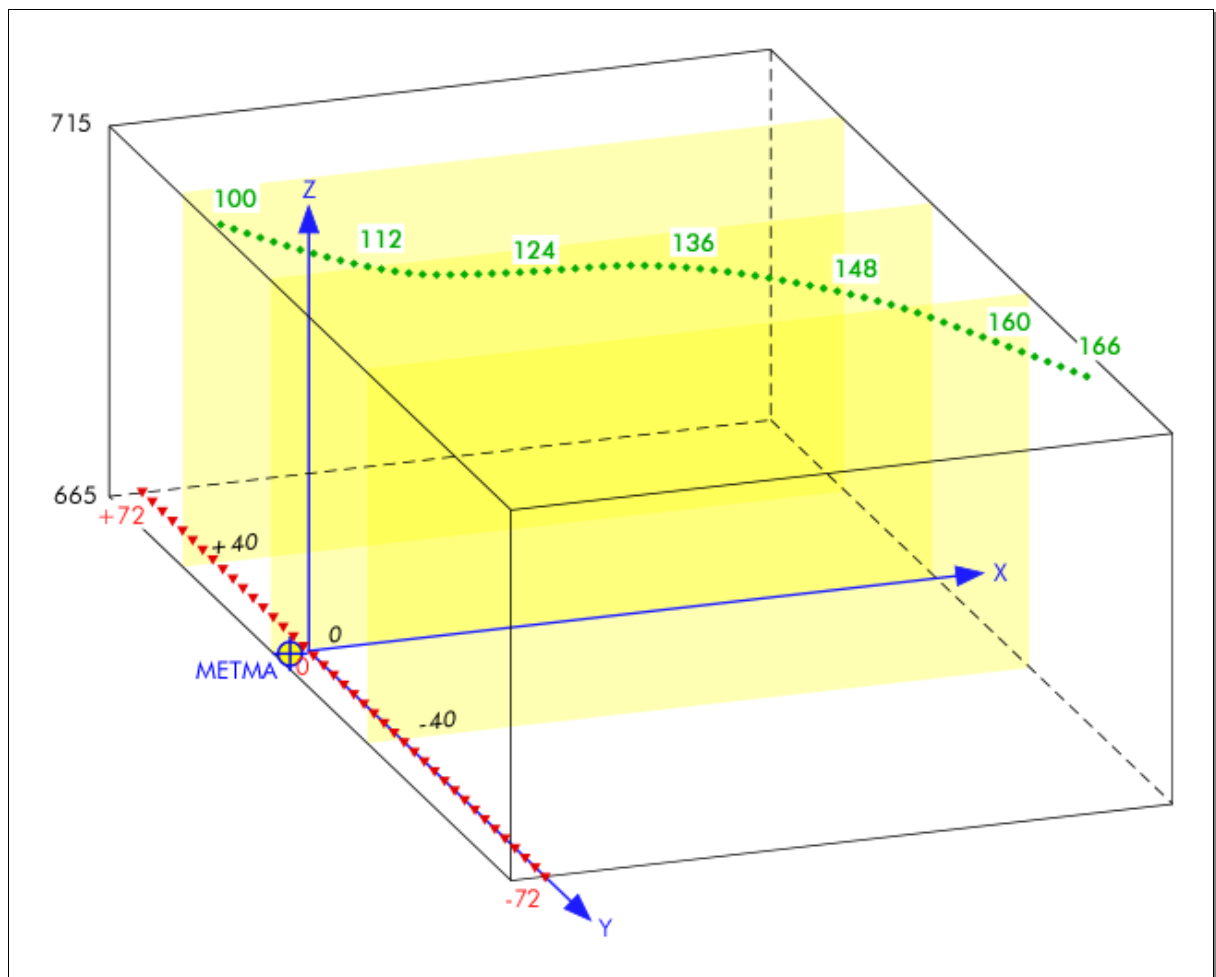


Fig. 3.16 Blockdiagramm der Situation für die Crosshole-Tomographie mit den lokalen Koordinatenachsen $X/Y/Z$. Mit roten Dreiecken sind die Quellpunkte 13METMA3 entlang des Stollens mit den Distanzangaben zu METMA dargestellt, mit grünen Kringeln die Empfängerstationen mit Stationsnummern entlang der Topographie. Die Seismographenstation METMA liegt an den lokalen Koordinaten $X=-2, Y=0, Z=665$. Die gelben Flächen deuten die zur Extraktion der eindimensionalen V_s -Geschwindigkeitsfunktionen verwendeten Ebene von $Y=-40$ bis $Y=+40$ an.

b) Picking

Die Bestimmung der Ersteinsatzzeiten der seismischen Scherwellen wurde durch manuelles Setzen von Zeitmarkern auf jedem Seismogramm mit dem Softwarepaket SPW durchgeführt. Dabei dienten im Wesentlichen zwei Argumente zur Definition des ersten Einsatzes:

- Kontinuität im Shot- (Fig. 3.17 oben) und Receiver-Gather (Fig. 3.17 unten)
- maximale Amplitude des ersten Einsatzes (weil Vibro-Daten Zero-Phase-Daten sind).

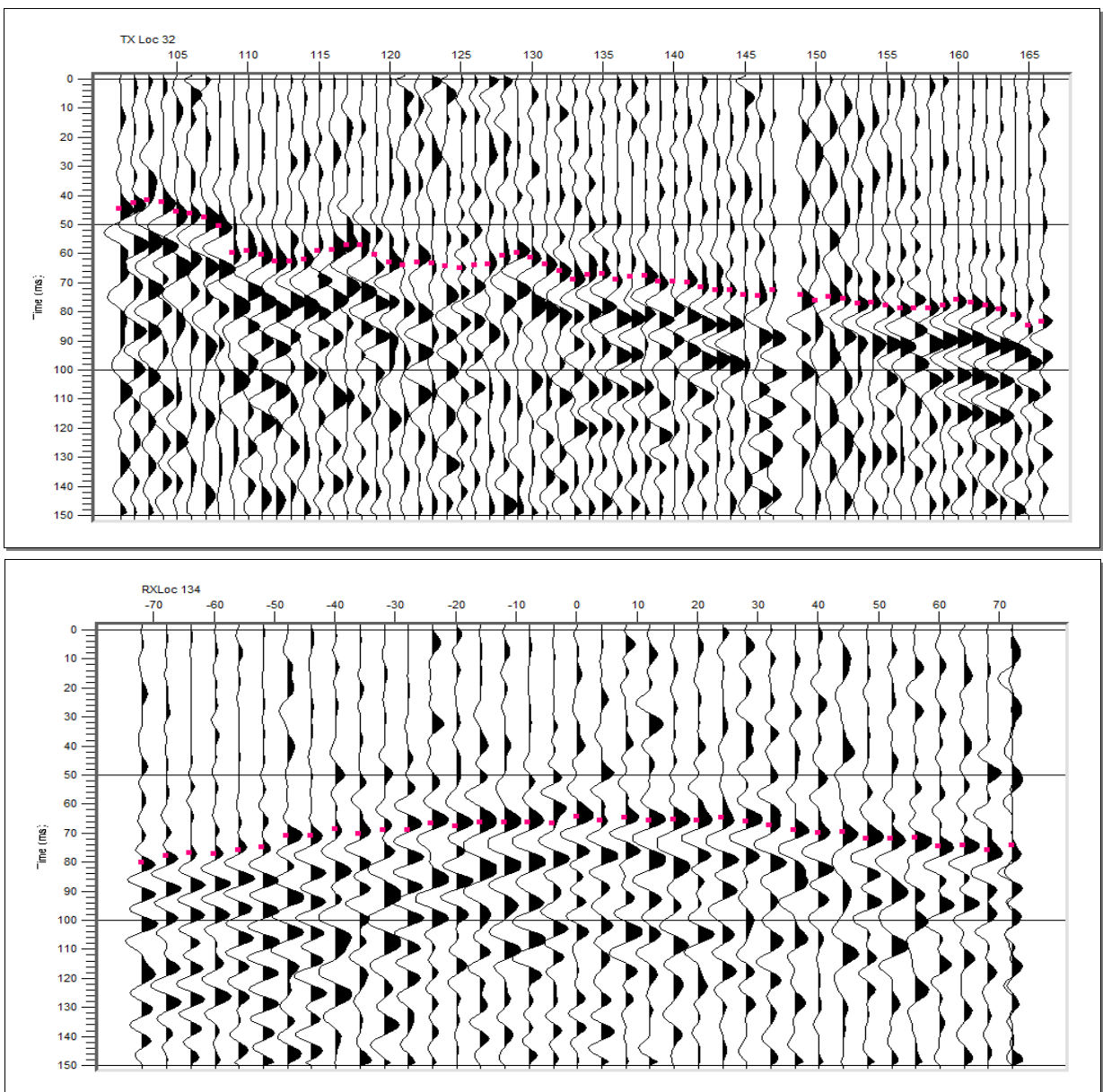


Fig. 3.17 Bestimmung der Ersteinsatzzeiten auf einem Source-Gather (oben) und einem Receiver-Gather (unten). Die roten Punkte bezeichnen die erste Ankunftszeit der seismischen Scherwellen an jedem Seismogramm. Aus dem Vergleich der beiden Abbildungen zeigt sich sehr deutlich der Einfluss der oberflächennahen Heterogenitäten durch ein wildes Auf und Ab in den Ersteinsatzzeiten des Sourcegathers während dessen die Ersteinsätze im Receivergather eine hohe Kontinuität zeigen.

c) Tomographische Inversion

Die Inversionen wurden auf einem lokalen Koordinatensystem mit $Y = 0$ entlang der Stollenachse und der Erdbebenstation METMA am Punkt $X=-4 / Y=0$. Das Grid wurde mit folgenden Dimensionen gerechnet: $dx=2\text{m}$ (-76..+76 m), $dy = 2\text{m}$ (-4..+84 m), $dz=1\text{m}$ (665-715m).

Die Inversion der Messdaten wurden mit insgesamt 16 verschiedenen Startmodellen durchgeführt:

- (1) konstantes Startmodell mit einem datenabgeleiteten Mittelwert von $V_s = 1020\text{ m/s}$; im Folgenden mit dem Suffix „cnst“ versehen.
- (2) Startmodell mit $V_s = 2200\text{ m/s}$ zwischen $z=665$ und $z=696$, darüber mit 100 m/s / m-Schritten Abnahme bis 300 m/s auf $z=715$; im Folgenden mit dem Suffix „low“ versehen.
- (3) Startmodell mit $V_s = 2500\text{ m/s}$ zwischen $z=665$ und $z=694$, darüber mit 100 m/s / m-Schritten Abnahme bis 300 m/s auf $z=715$; im Folgenden mit dem Suffix „unconstr“ versehen.
- (4) Startmodell mit $V_s = 2500\text{ m/s}$ zwischen $z=665$ und $z=694$, darüber mit 100 m/s / m-Schritten Abnahme bis 300 m/s auf $z=715$ und zuzüglich einer Bedingung, welche die laterale Variabilität exkl. der obersten 5 m eingeschränkt wird; im Folgenden mit dem Suffix „constr“ versehen.
- (5) Startmodell mit $V_s = 2500\text{ m/s}$ zwischen $z=665$ und $z=694$, darüber mit 100 m/s / m-Schritten Abnahme bis 300 m/s auf $z=715$ und zuzüglich einer Bedingung, welche die laterale Variabilität über den gesamten Tiefenbereich eingeschränkt wird; im Folgenden mit dem Suffix „constr2“ versehen.
- (6) Startmodell mit gestuften Geschwindigkeitsgradienten von $V_s = 2400\text{-}2000\text{ m/s}$ zwischen $z=665\text{-}690$, $V_s=2000\text{-}500\text{ m/s}$ zwischen $z=690\text{-}710$ und mit $V_s = 500\text{-}250$ von $710\text{-}715$. Zuzüglich wurde die Bedingung zur lateralen Variabilität über den gesamten Tiefenbereich von (5) beibehalten; im Folgenden mit dem Suffix „final“ versehen.

Diese Startmodelle wurden kombiniert mit folgenden Datensätzen:

- (a) jeweils nur die Laufzeiten der Durchschallung; im Folgenden mit Präfix „2“ versehen.
- (b) die Laufzeiten der Durchschallung kombiniert mit den refraktionstomographischen Messdaten vom Oberflächenprofil; im Folgenden mit Präfix „21“ versehen.
- (c) die Laufzeiten der Durchschallung kombiniert mit den refraktionstomographischen Messdaten vom Stollenprofil; im Folgenden mit Präfix „23“ versehen.
- (d) die Laufzeiten der Durchschallung kombiniert mit den refraktionstomographischen Messdaten sowohl vom Oberflächen- als auch vom Stollenprofil; im Folgenden mit Präfix „213“ versehen.

Für die Inversion wurden folgende Randbedingungen angewendet:

- keine Glättung
- keine Dämpfung
- isotroper Untergrund,
- 10 iterative Schritte mit *curved ray inversion*
- curved ray inversion
- gültige V_s -Werte zwischen 0 und 4000 m/s

Zur Bewertung der zu verwendenden Inversion wurden aus allen 3D-Geschwindigkeitsverteilungen 1D-Geschwindigkeitsmodelle extrahiert, indem die Geschwindigkeiten jener Gitterzellen gleicher Elevation entlang einer vertikalen Schnittfläche senkrecht zur Stollenachse gemittelt wurden, welche von mehr als fünf Strahlenwegen durchquert worden sind. Diese 1D-Geschwindigkeitsfunktionen jeweils bei der Erdbebenstation sind in Fig. 3.18 einander gegenüber gestellt.

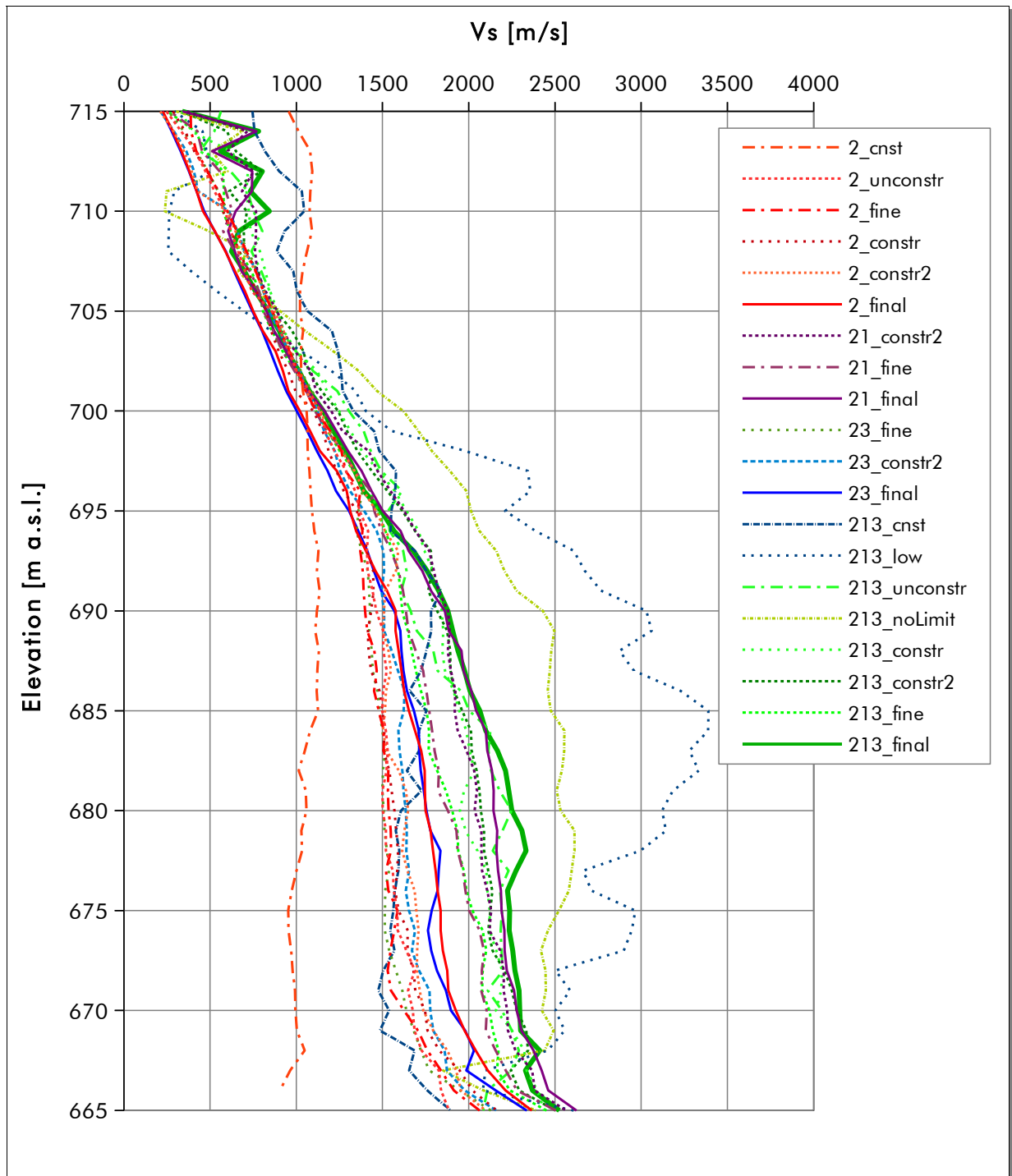


Fig. 3.18 Vergleich der berechneten 1D-Geschwindigkeitsmodelle jeweils zwischen der Erdbebenstation und der Geophonauslage entlang der Topographie. Erklärungen zu den einzelnen Berechnungen und den verwendeten Bezeichnungen im Text. Mit durchgezogener Linie sind die Ergebnisse der Inversionen mit dem finalen Startmodell wiedergegeben (..._final).

Beim Vergleich der unterschiedlichen Ergebnisse (Fig. 3.18) zeigte sich erwartungsgemäss, dass die Inversion allein der Crosshole-Daten – also ohne surface-surface- und ohne gallery-gallery-Daten – ein ungenügendes Resultat erzielt. Die alleinige Verwendung von sub-vertikalen Strahlengängen in einem mehr oder weniger horizontal geschichteten Medium erlaubt keine sinnvolle Auswertung, das System ist extrem unterbestimmt. Dies gilt auch bei gutem Startmodell (Fig. 3.19). Daher sollte in der weiteren Verarbeitung der Daten in erster Linie jene Auswertung verwendet werden, welche sämtlichen Messdaten (Präfix „213“) invertiert.

Die unterschiedlichen Inversionen mit verschiedenen Startmodellen sowie die Auswertung der Refraktionstomographie legen den Schluss nahe, dass bis auf die Tiefe des Stollens mit einem positiven Geschwindigkeitsgradienten zu rechnen ist. Für die weitere Verwendung wurde daher entschieden, jenes Startmodell zu verwenden, welches auf in allen Tiefen graduell zunehmende Geschwindigkeiten basiert (Suffix „final“).

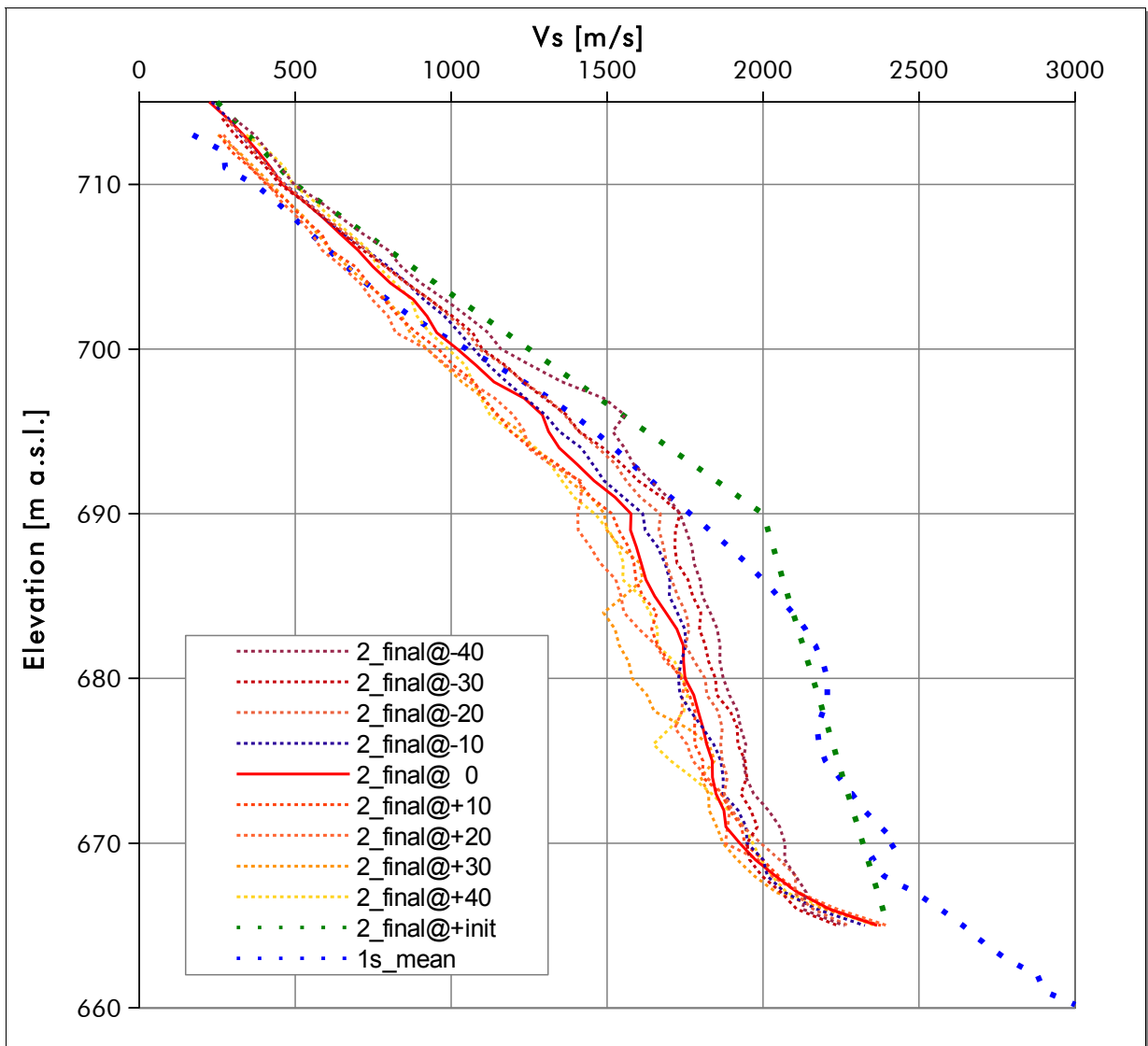


Fig. 3.19 Vergleich der Extraktionen vom Inversionsergebnis 2_final (finales Startmodell, nur gallery-surface Daten) an den Positionen -40 bis +40 m von der Erdbebenstation (in rot) mit dem Startmodell (grüne Punkte) und dem mittleren Ergebnis aus der Refraktionstomographie (blaue Punkte).

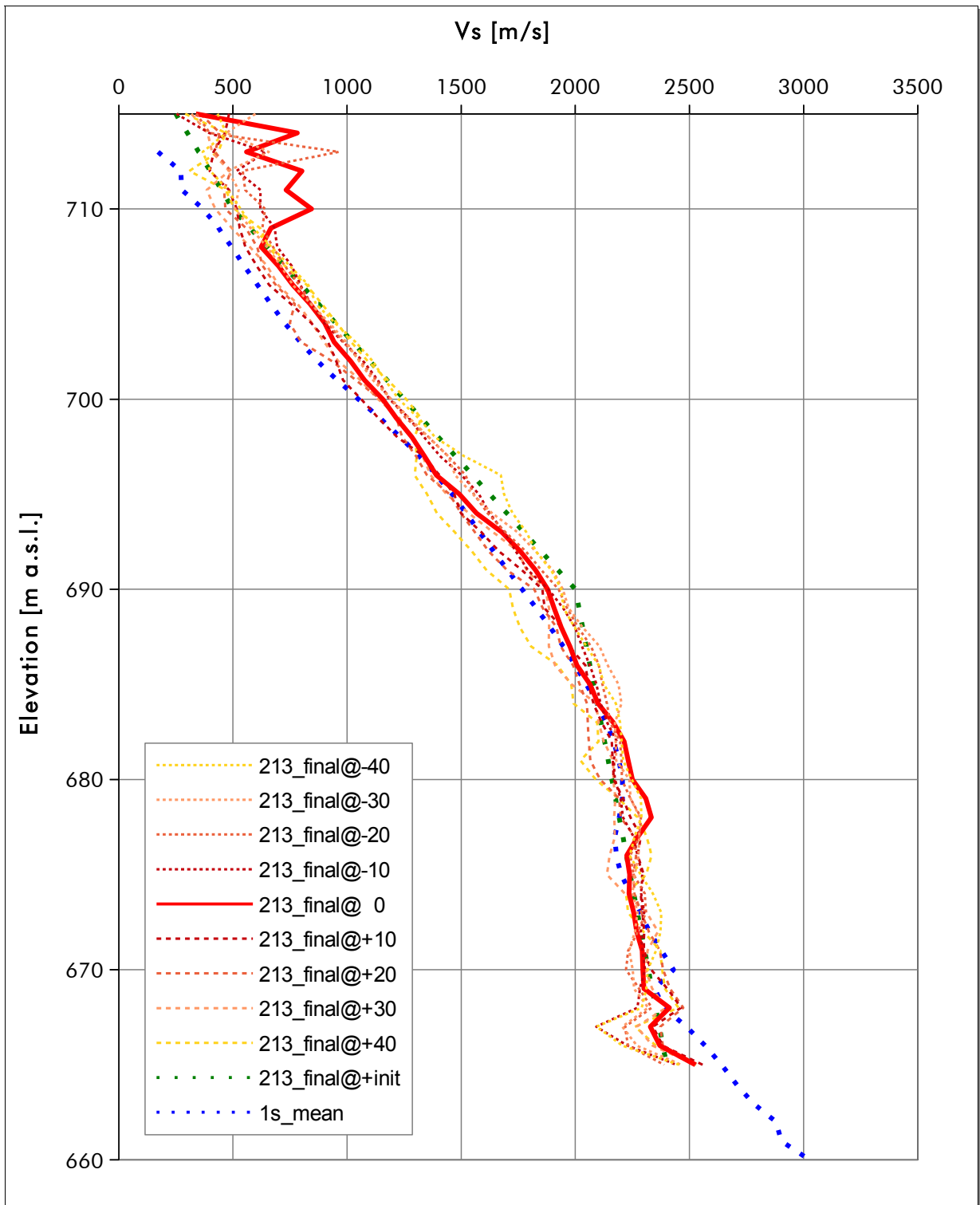


Fig. 3.20 Vergleich der Extraktionen an den Positionen -40 bis +40 m von der Erdbebenstation vom endlichen Inversionsergebnis 213_final (Inversion sämtlicher Daten surface-surface, gallery-surface, gallery-gallery mit finalelem Startmodell, in rot) mit dem Startmodell (grüne Punkte) und dem mittleren Ergebnis aus der Refraktionstomographie (blaue Punkte). Die dominanten Ausreisser (Zick-Zack-Linie beim Geschwindigkeitsmodell „213_dinal@ 0“ sind auf artefaktische Ausreisser (siehe schwarze Punkte im entsprechenden Schnitt in Fig. 3.18, Mitte) zurückzuführen.

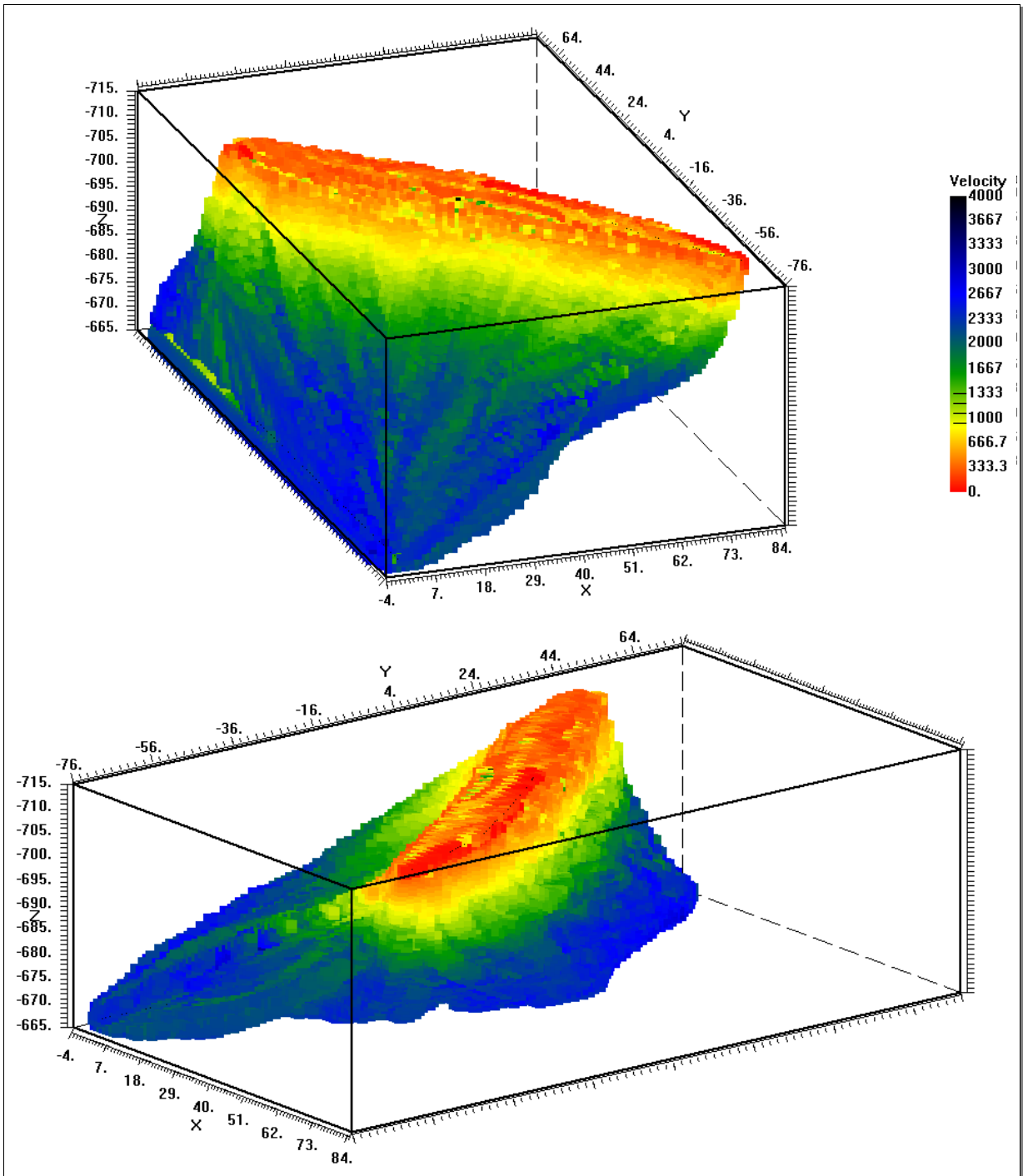


Fig. 3.21 3D-Blockdiagramm des schlussendlich zu verwendenden Geschwindigkeitsmodells 13METMA-123_final. Oben: Blick von Westen; unten: Blick von Süden.

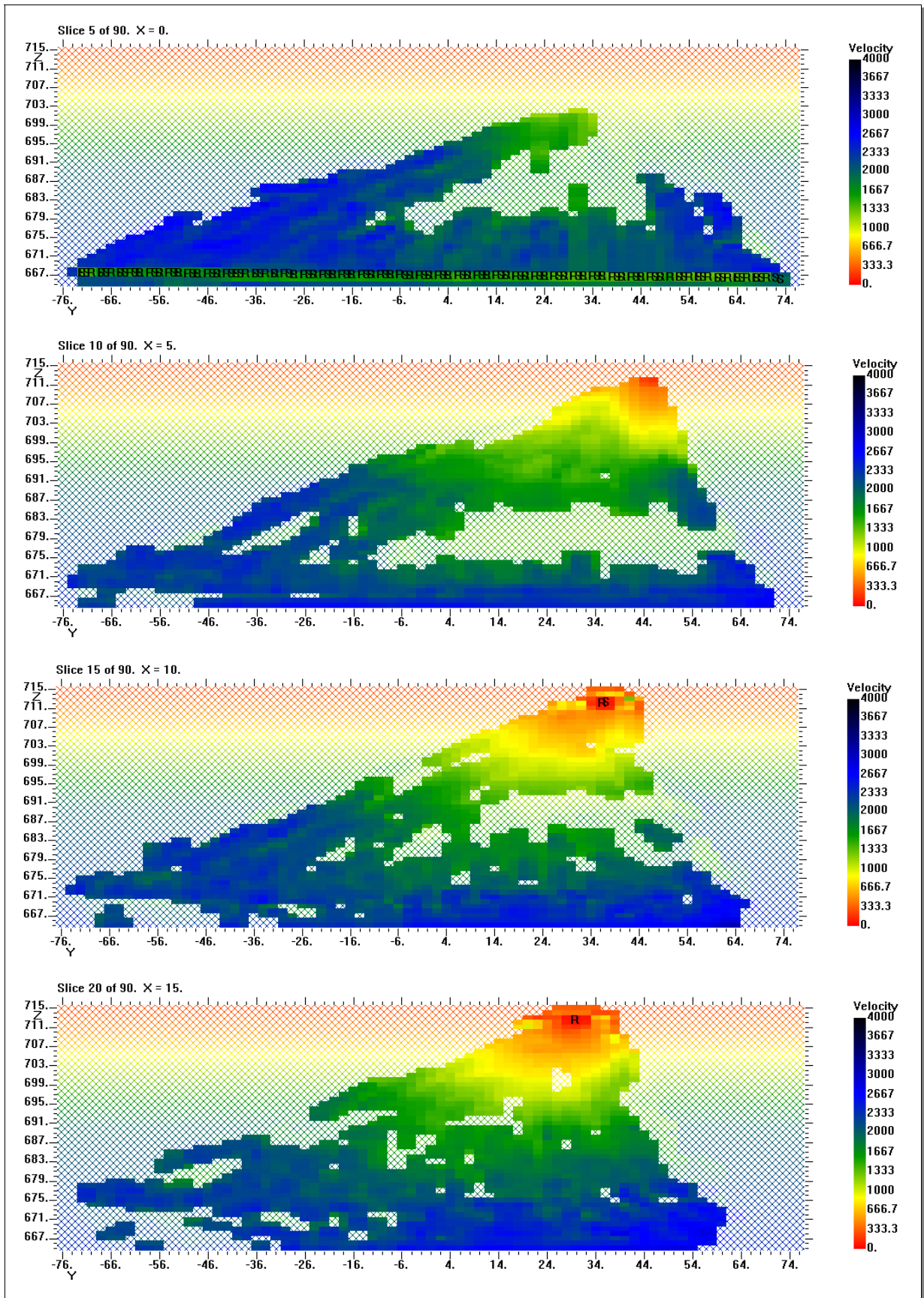


Fig. 3.22 Vertikale Geschwindigkeitssektionen parallel zur Stollenachse durch das Ergebnis der kombinierten Tomographie. Von oben: in der Stollenachse, +5 m, +10 m, +15 m. R = Empfängerstation; S = Quellpunkt.

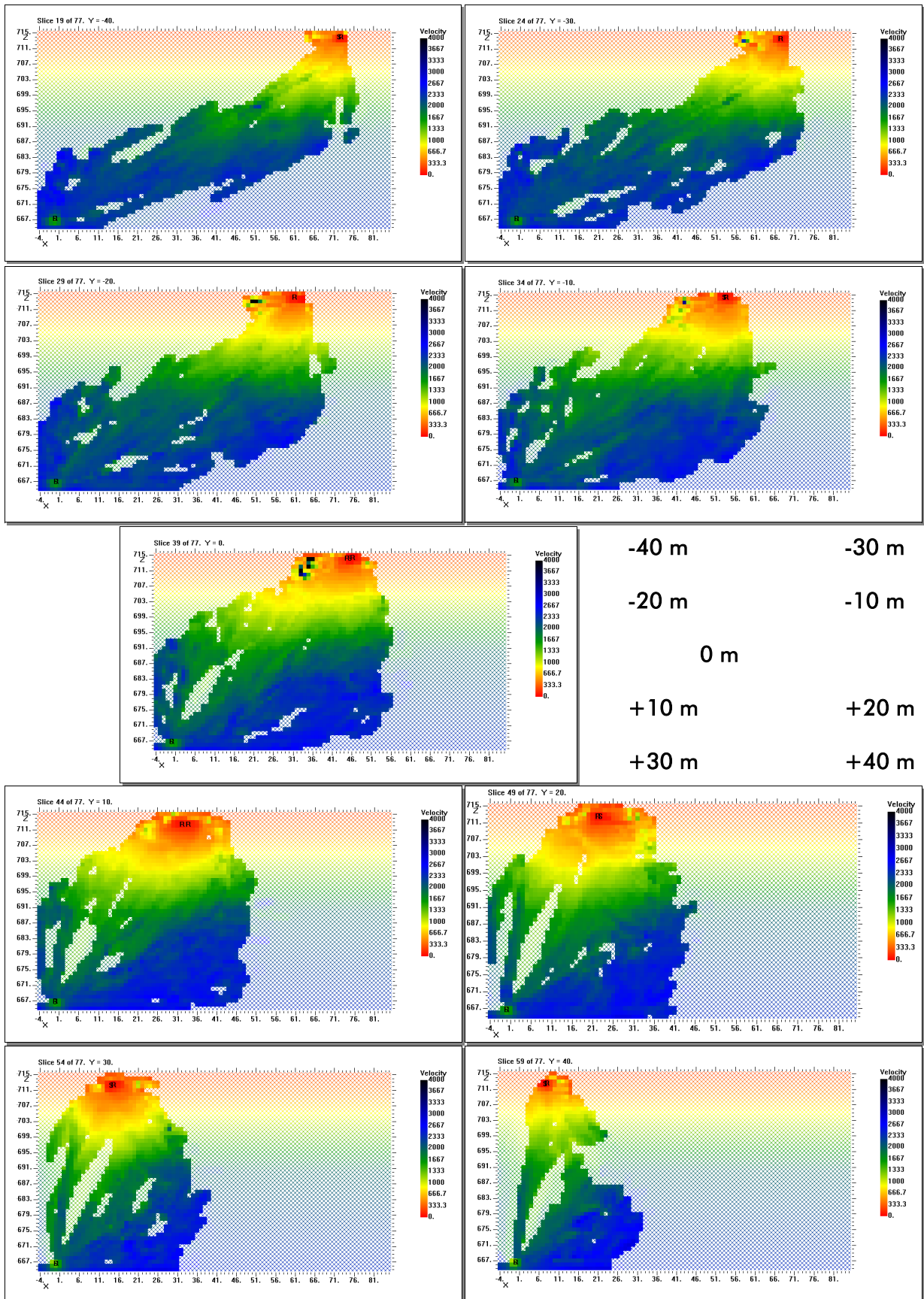


Fig. 3.23 Vertikale Geschwindigkeitssektionen senkrecht zur Stollenachse durch den Geschwindigkeitswürfel 13METMA-123_final der kombinierten Tomographie. R = Empfängerstation; S = Quellpunkt. In der Mitte finden sich die Angaben zur Position der einzelnen Schnitte.

Die Genauigkeit der Inversion wird mit den Residualwerten (gemessene Laufzeit – berechnete Laufzeit, siehe Fig. 3.24) resp. dem RMS-Fehler (quadratisches Mittel der Residuen) wiedergegeben werden. Sie beträgt für das endliche Ergebnis 6.4 ms (5.0 % normalisierter RMS). Für das endliche Modell betragen die RMS-Fehler der entsprechenden Teildatensätze: gallery-surface-Daten: 3.0 ms (3.2%), surface-surface-Daten: 12.1 ms (9.4%) und gallery-gallery-Daten: 1.2 ms (2.1%). Die grose Streuung der Residuen bei den surface-surface Daten und eine mittlere Streuung bei den gallery-surface Daten lässt sich sehr gut erklären mit der Verwitterungsschicht entlang der Oberfläche, welche bei den surface-surface Daten doppelt die Genauigkeit beeinflusst (Quelle- und Empfängerstation), während die praktisch direkte Ankopplung am relativ unverwitterten Fels in den gallery-gallery Daten eine hohe Präzision der Messdaten bewirkt.

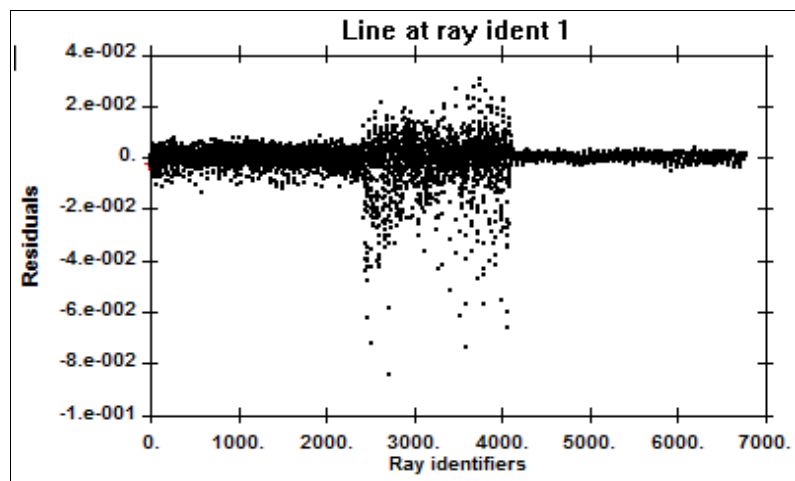


Fig. 3.24 Absolutwerte der Residuen vom endlichen Inversionsergebnis. Gut ersichtlich sind die drei kombinierten Datensätze: RayID 1..2405 => gallery-surface Daten; RayID 2405..4121 => surface-surface Daten; RayID 4121..6784: gallery-gallery Daten.

3.2.5 Bewertung der Ergebnisse

Der Vergleich der bestimmten Vs-Modelle mit unterschiedlichen Startmodellen und verschiedenen Datensätzen (einzeln oder kombiniert) zeigt eine erstaunlich gute Übereinstimmung der Ergebnisse. Werden zum Vergleich die Ergebnisse aus der Scherwellentomographie beigezogen, kann von einer sehr hohen Übereinstimmung der verschiedenen Auswertungen gesprochen werden.

3.2.6 Auswertung der Oberflächenwellen (MASW)

Um eine hohe Qualität einer eindimensionalen Geschwindigkeitsfunktion aus einem seismischen Record zu gewinnen, wurden zusätzlich von den beiden Messlinien an der Oberfläche und im Stollen je eine Aufzeichnung mit positiven und negativen Schuss-Empfänger-Offset-Werten hinsichtlich der Rayleigh- und Love-Wellen invertiert.

Aus der Vielzahl an Daten wurden jeweils die zu analysierenden Aufzeichnungen auf der Basis zweier Kriterien ausgewählt:

- möglichst grosse Offset-Bereiche (d.h. möglichst mit Quellpunkten ganz an den Enden oder end-off)
- sowie
- optisch beurteilte Eignung der enthaltenen Oberflächenwellen hinsichtlich einer erfolgreichen Analyse derselben.

Nach Möglichkeit wurde eine Joint-Inversion von Rayleigh- und Love-Wellen-Dispersionskurve durchgeführt.

a) Messlinie 13METMA-1

Insgesamt wurden von sieben Aufzeichnungen (jeweils je eine Rayleigh-Welle mit positiven Offset-Werten sowie zwei [positive Offset-Werte] resp. drei [negative Offsetwerte Lovewelle]) die Dispersionskurven invertiert. Zusätzlich wurde zur Überprüfung der Qualität der Ergebnisse eine Joint-Inversion gerechnet.

Als Randbedingung wurde ein 6-Schichten-Fall vorausgesetzt.



Fig. 3.25 Vibroseis-Quelle EViS im Stollen auf dem Profil 13METMA3.

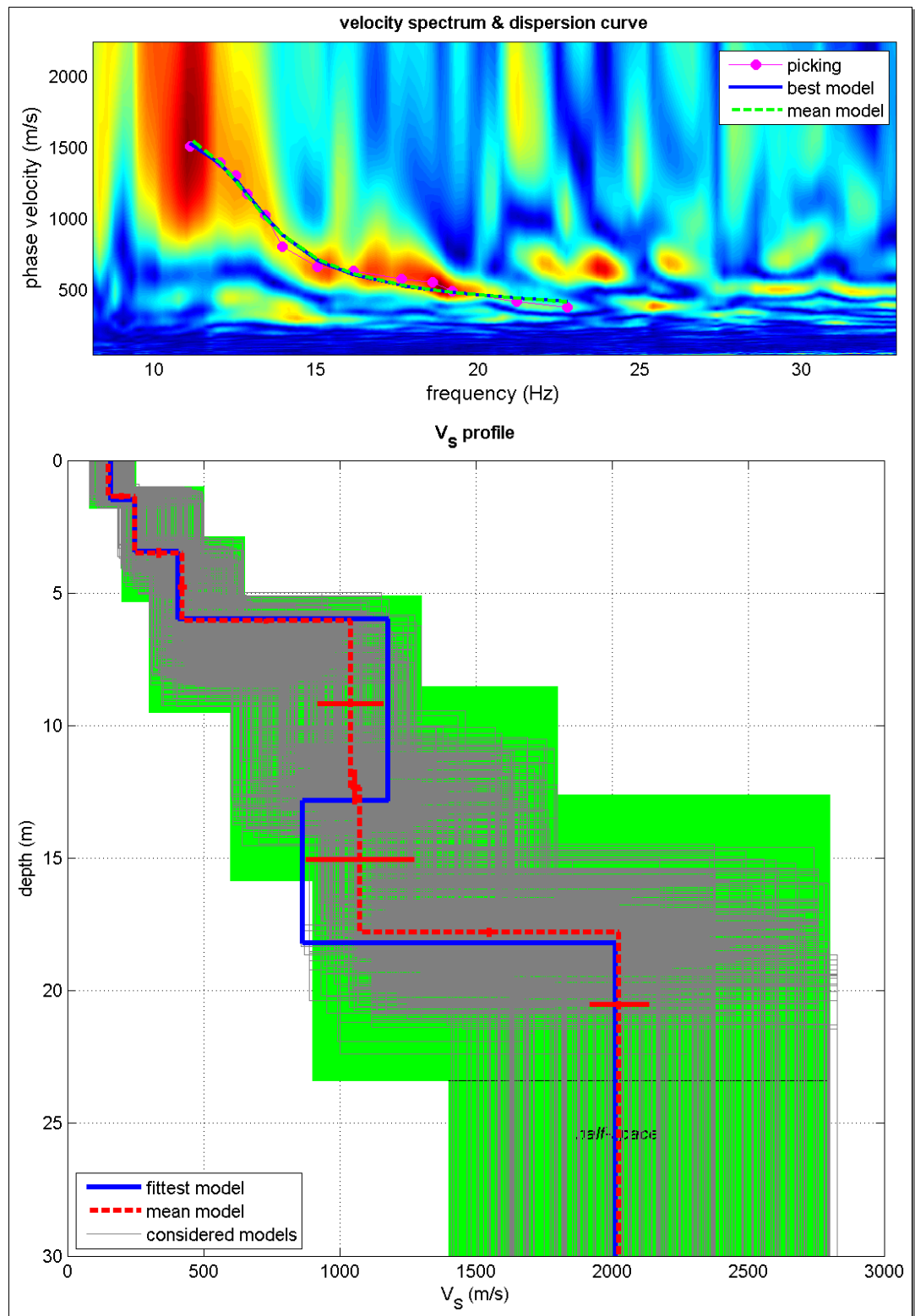


Fig. 3.26 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords ZVF1026dir vom Messprofil 13METMA1 mit positiven Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

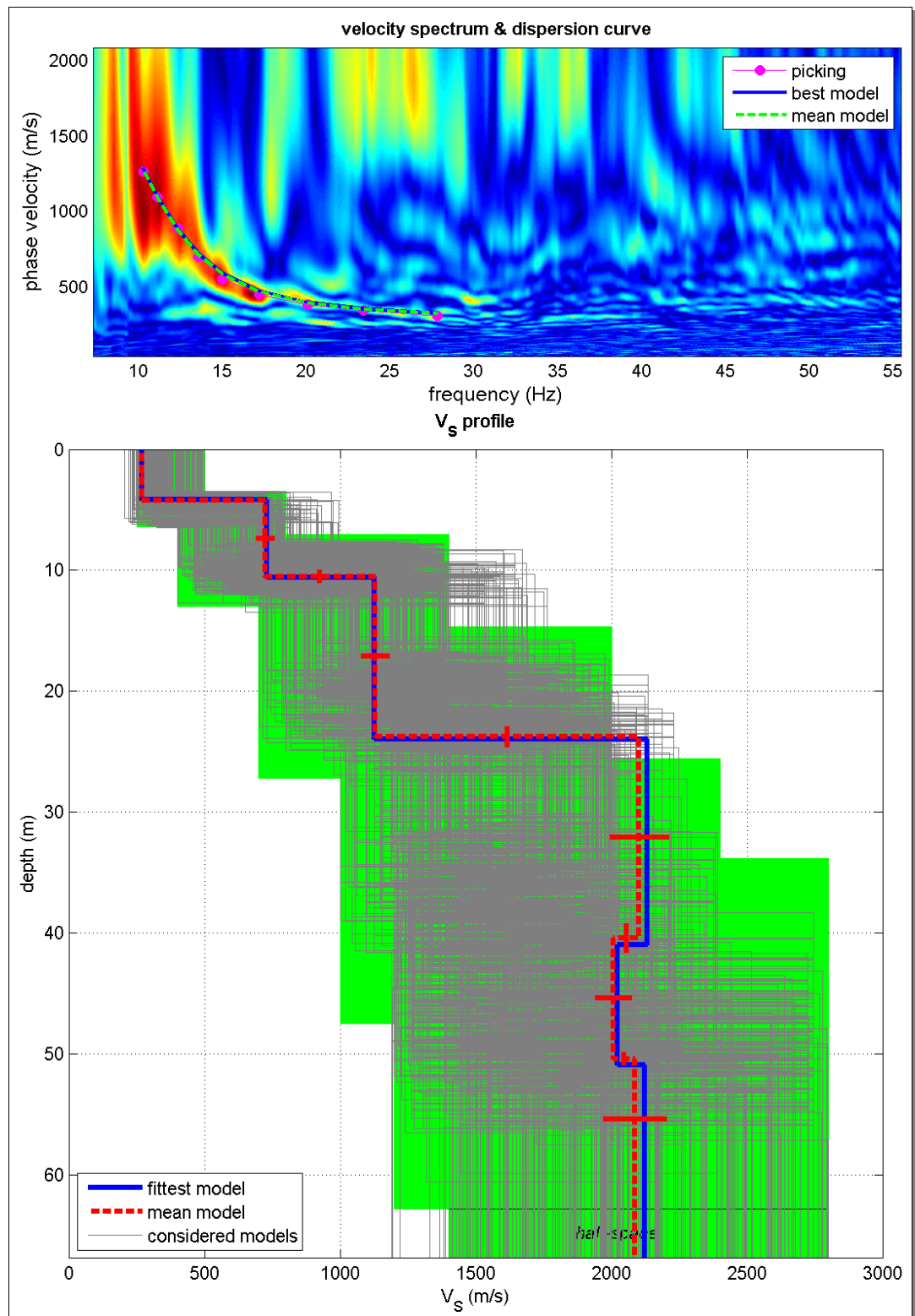


Fig. 3.27 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords THF1002dir vom Messprofil 13METMA1 mit positiven Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

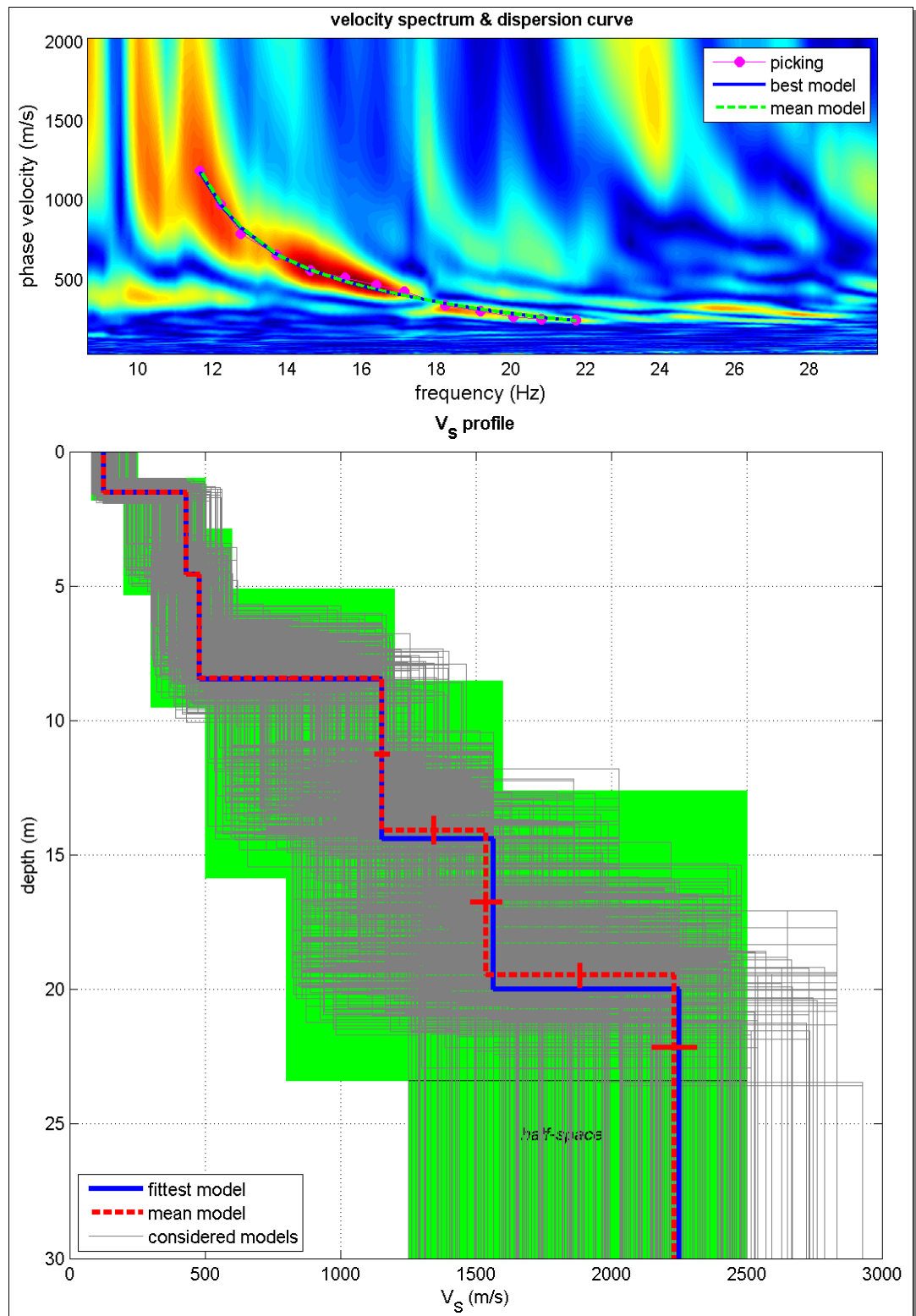


Fig. 3.28 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords THF1003dir vom Messprofil 13METMA1 mit positiven Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

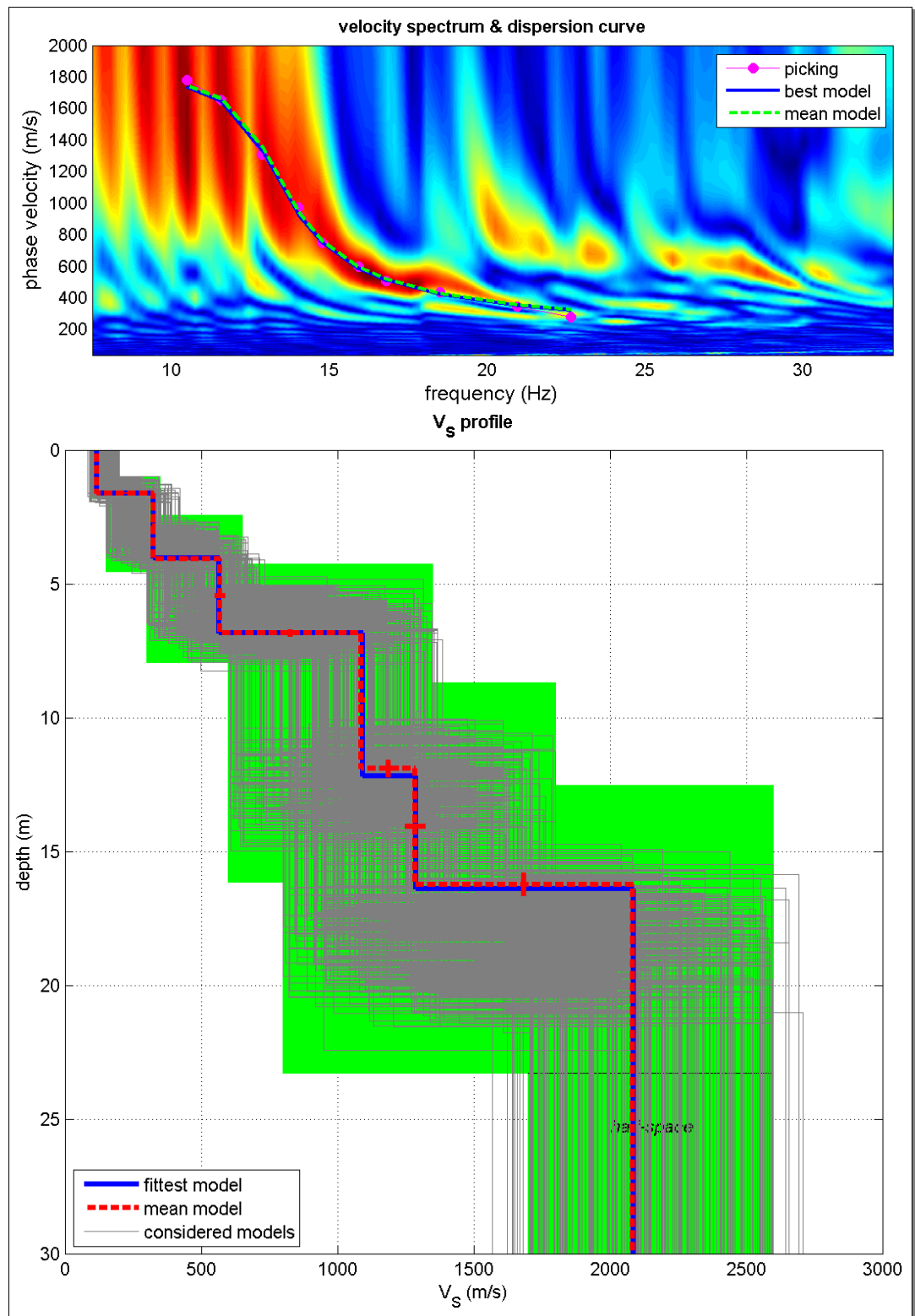


Fig. 3.29 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords ZVF1005rev vom Messprofil 13METMA1 mit negativen Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

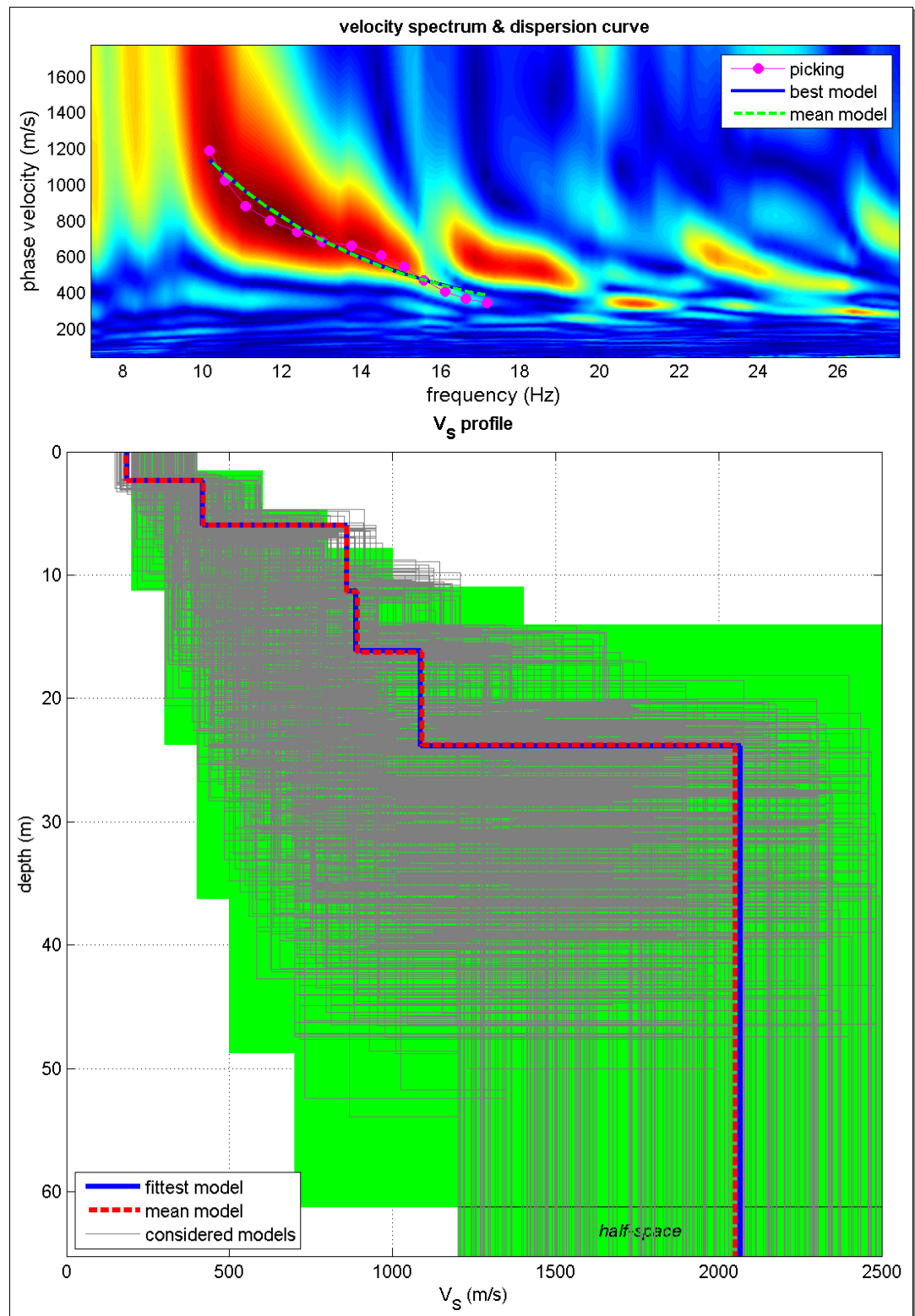


Fig. 3.30 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords THF1006rev vom Messprofil 13METMA1 mit negativen Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

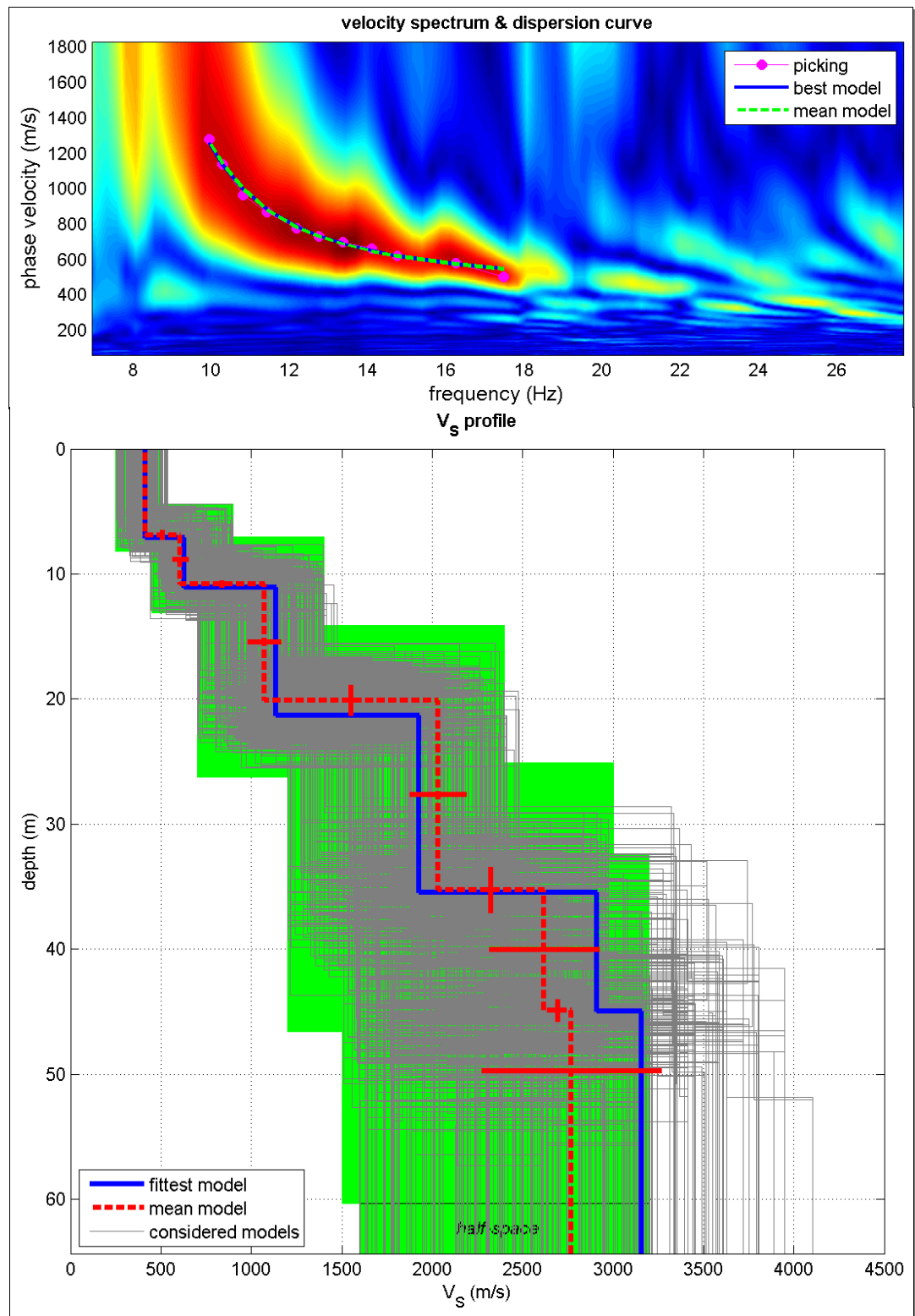


Fig. 3.31 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords THF1007rev vom Messprofil 13METMA1 mit positiven Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

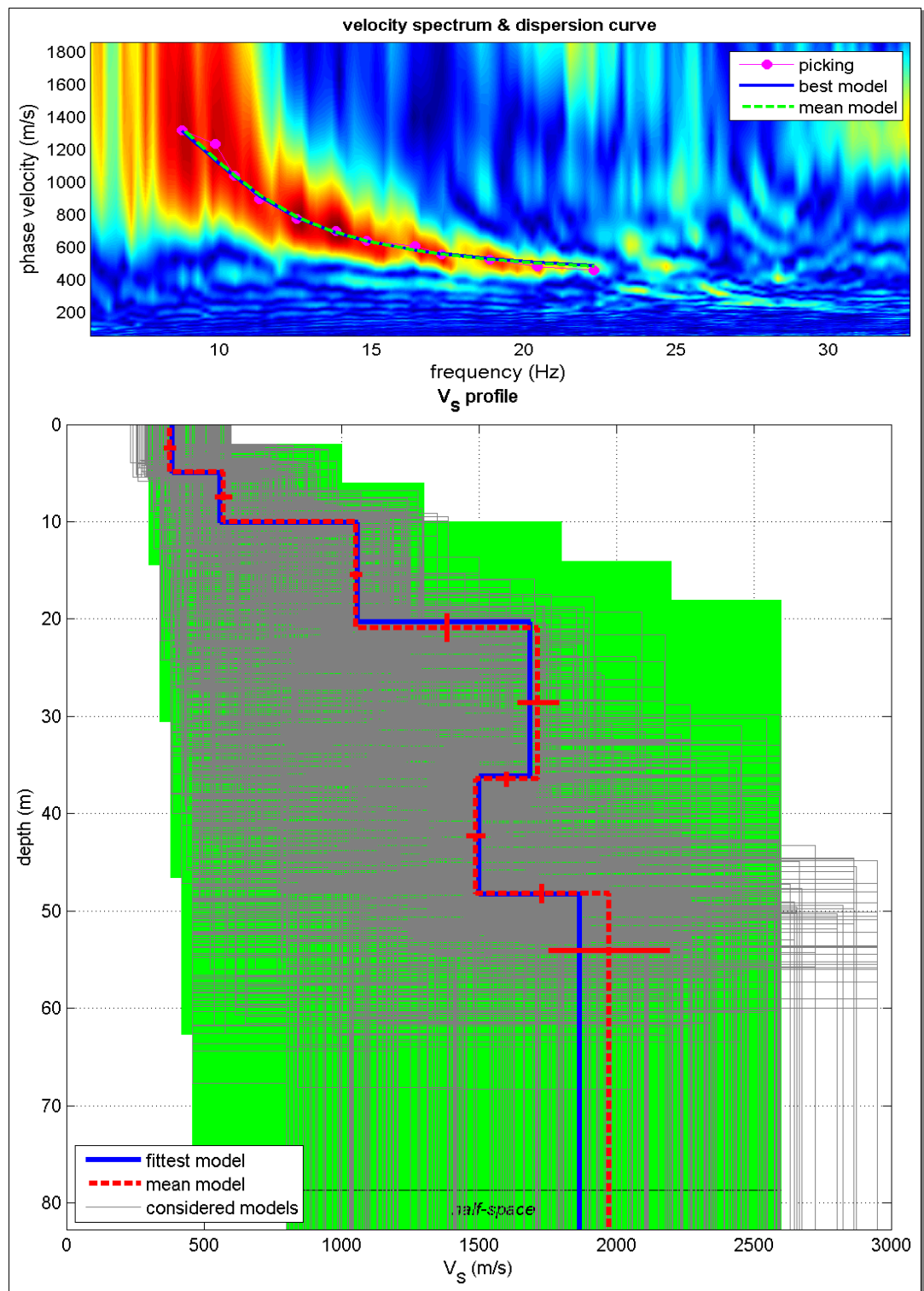


Fig. 3.32 Oben: Geschwindigkeitsspektrum des seismischen Rekords THF1008rev vom Messprofil 13METMA1 mit positiven Offset-Werten. Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierte Dispersionskurve vom best-passenden, in grün jene vom mittleren 1D-Geschwindigkeitsmodell. Unten: Gesamtheit aller invertierten Geschwindigkeitsmodelle, grau: berechnete Modelle, blau: best-passendes, rot: mittleres Geschwindigkeitsmodell.

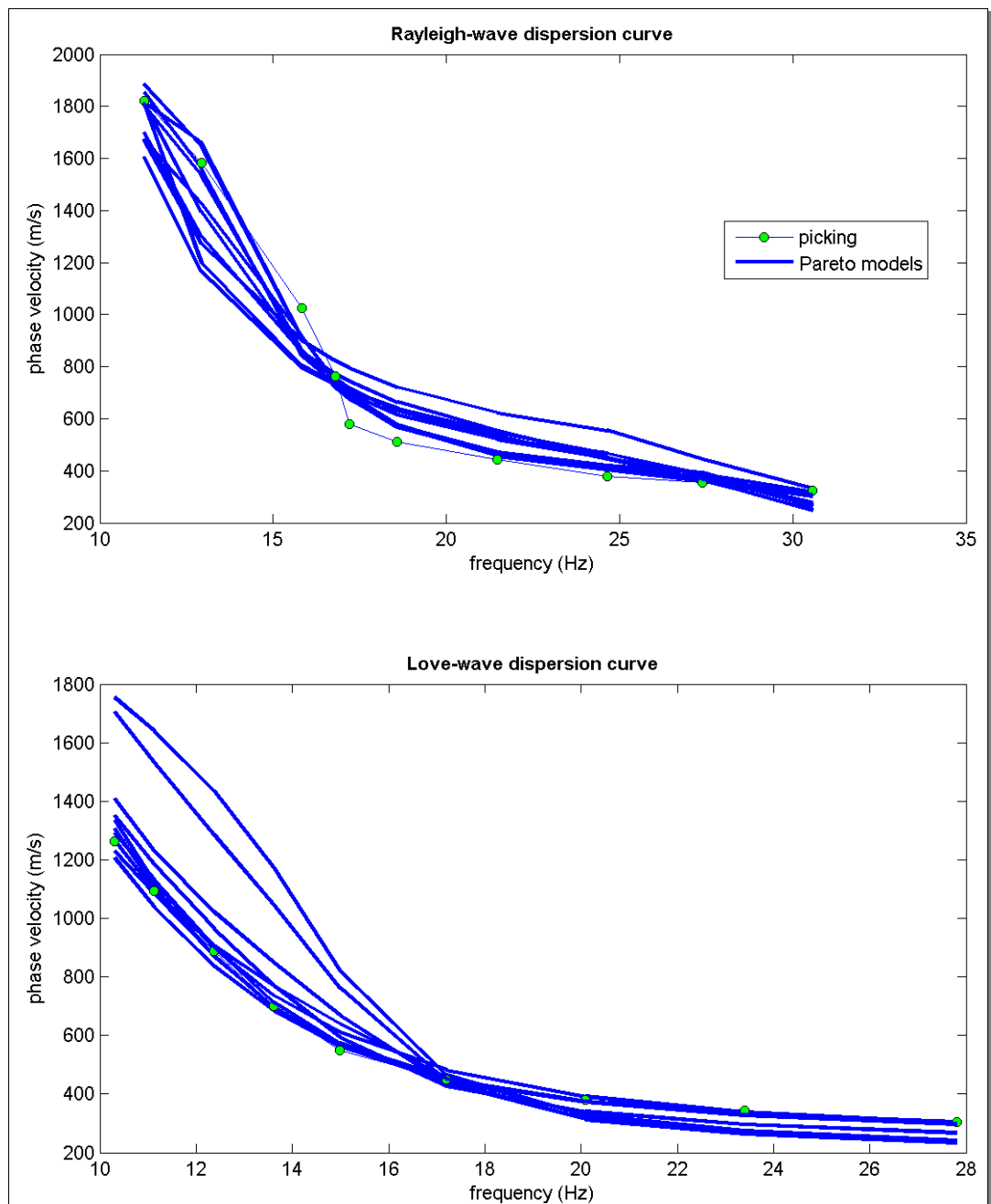


Fig. 3.33 Joint-Inversion von Rayleighwellen- (oben, Rekord 1031ZVF) und Lovewellen-Dispersionskurven (unten, Rekord 1002THF). Einzelne Modellkurven der Paretofront-Modelle zeigen eine grössere Abweichung von den Messwerten, insbesondere im Love-Wellen-Geschwindigkeitsspektrum.

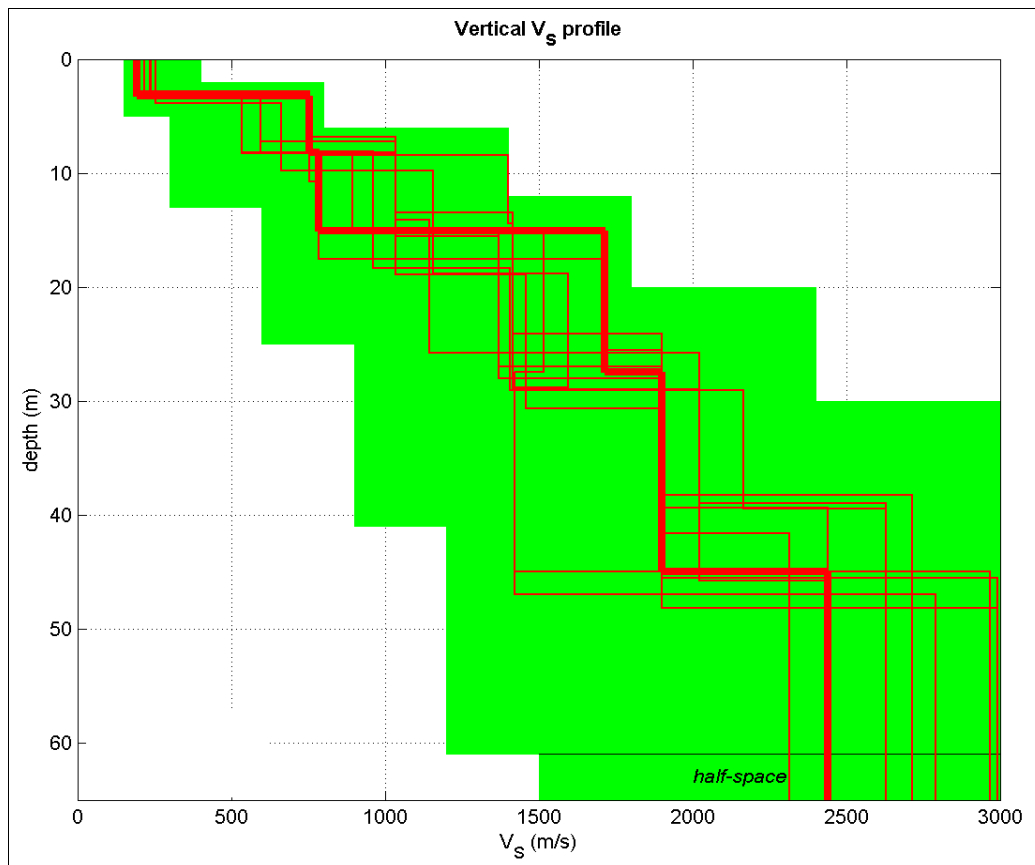


Fig. 3.34 Geschwindigkeitsmodelle der berechneten Paretofront-Modelle, in dicker Linie gezeichnet das best-passende Modell.

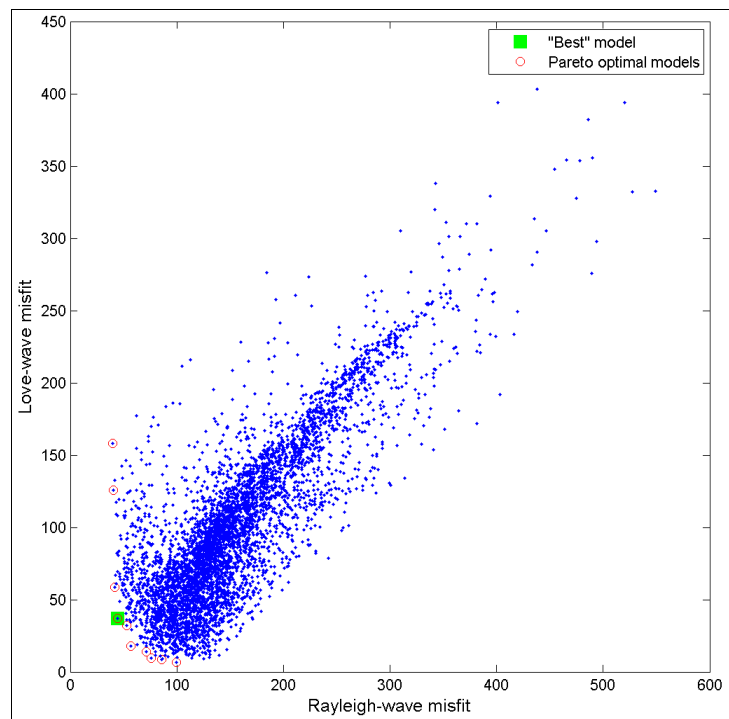


Fig. 3.35 Bi-objektive Darstellung des aktuellen Misfits sämtlicher Resultate der Inversion der Dispersionskurven vom Profil 13METMA3. In rot die Paretofront-Modelle, in grün das best-passende Modell.

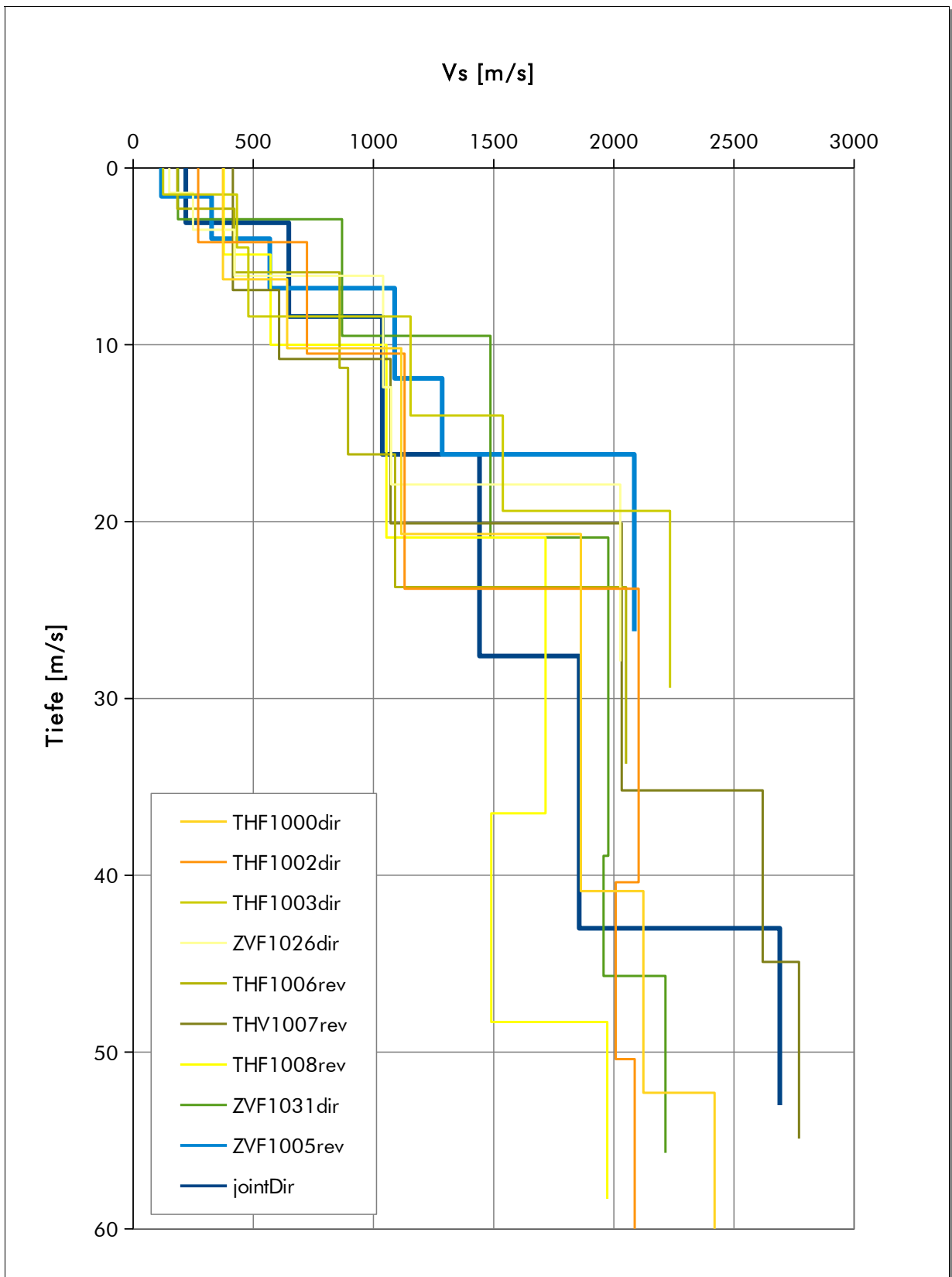


Fig. 3.36 Geschwindigkeitsmodelle Vs der unterschiedlichen Auswertungen von der Messlinie 13METMA1.

...dir: positiver Offsetbereich, d.h. die Quelle ist im Norden positioniert.

...rev: negativer Offset, die Quelle ist im Süden positioniert.

jointDir: Joint-Inversion mit Quelle im Norden.

b) Messlinie 13METMA3

Aus der Gesamtmenge der Stollenprofilaten wurden insgesamt von zwei ZVF- und vier THF-Aufzeichnungen die Dispersionskurven invertiert. Zusätzlich wurde zur Überprüfung der Qualität der Ergebnisse je eine Joint-Inversion mit Quelle im Westen (direkt) und im Osten (reversed) gerechnet. Im Folgenden sind nur die Ergebnisse der Joint-Inversion ausführlich dargestellt.

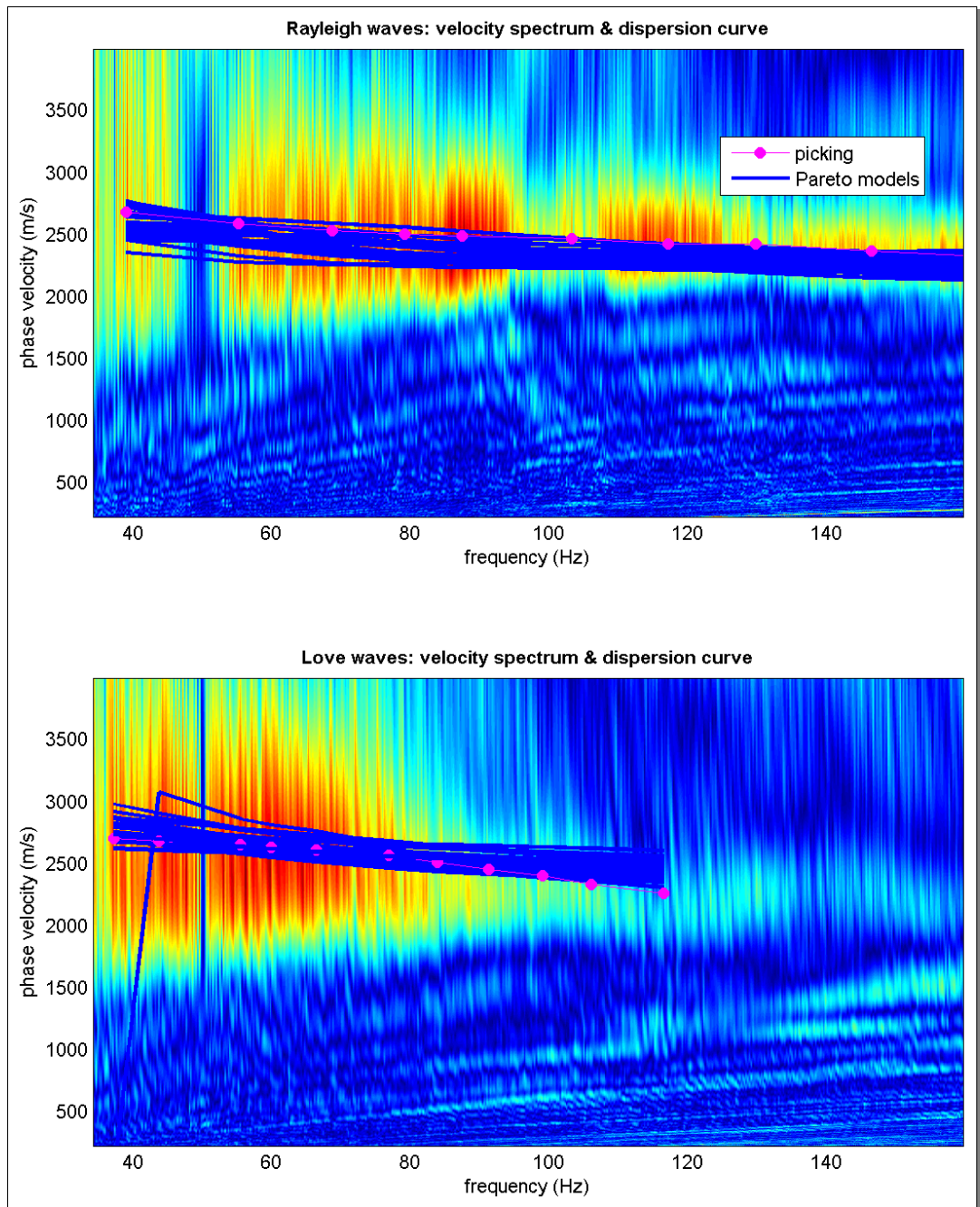


Fig. 3.37 Geschwindigkeitsspektrum der seismischen Rekords vom Messprofil 13METMA3 mit positiven Offset-Werten, d.h. die Quelle ist im Westen positioniert. Oben: Rayleigh-Wellenanalyse (Rekord ZVF1035), unten: Love-Wellen-Analyse (Rekord THF1002). Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierten Dispersionskurven der Paretofront-Modellen.

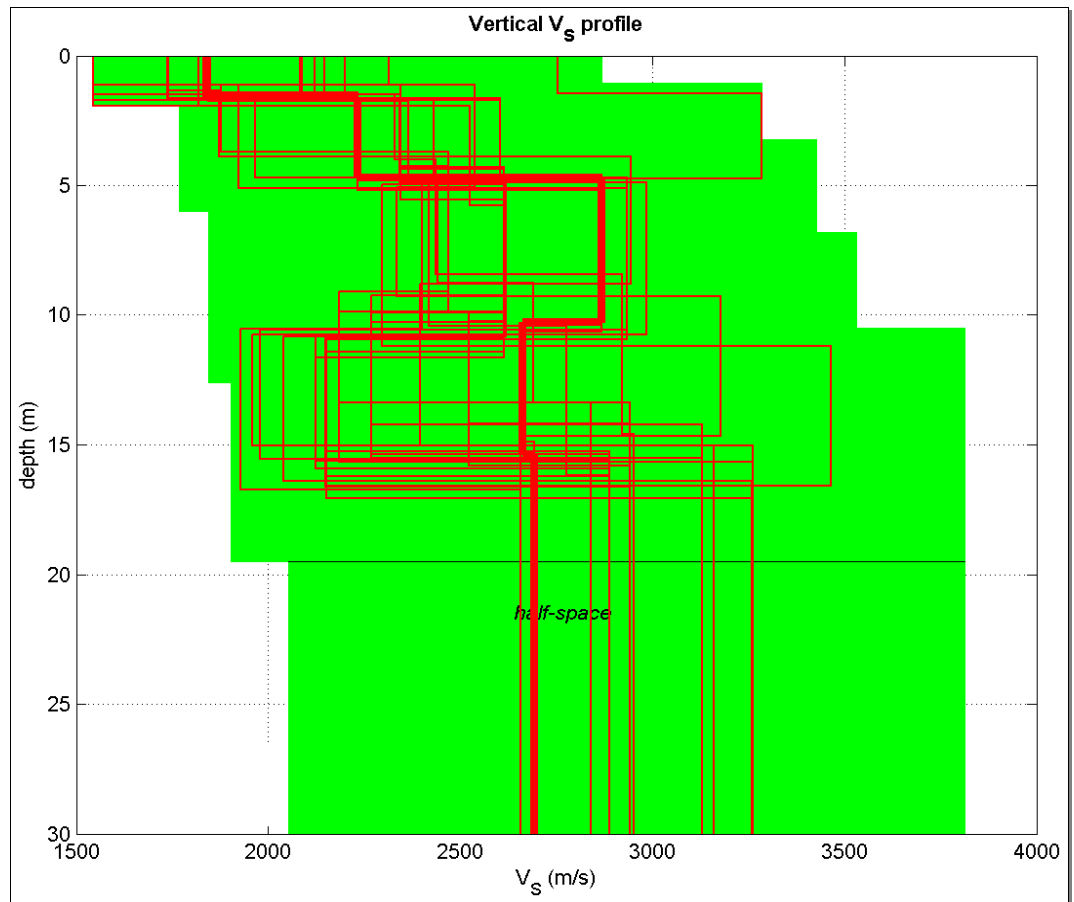


Fig. 3.38 Geschwindigkeitsfunktionen der Paretofront-Modelle vom Profil 13METMA3 mit positiven Offset-Werten. In fetter Linie ist das best-passende Modell gezeichnet.

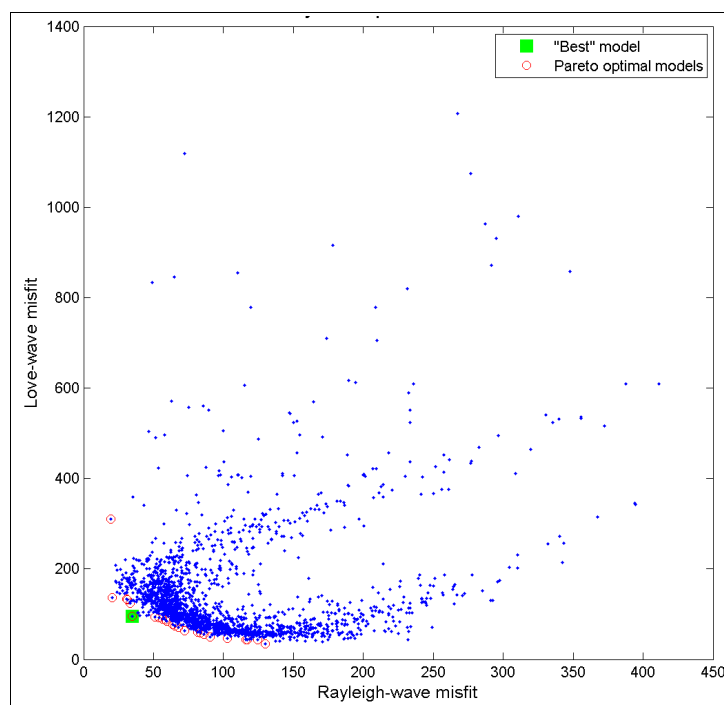


Fig. 3.39 Bi-objektive Darstellung der aktuellen Misfits sämtlicher Resultate der Inversion der Dispersionskurven vom Profil 13METMA3 (positive Offset-Werte). In rot die Paretofront-Modelle, in grün das best-passende Modell.

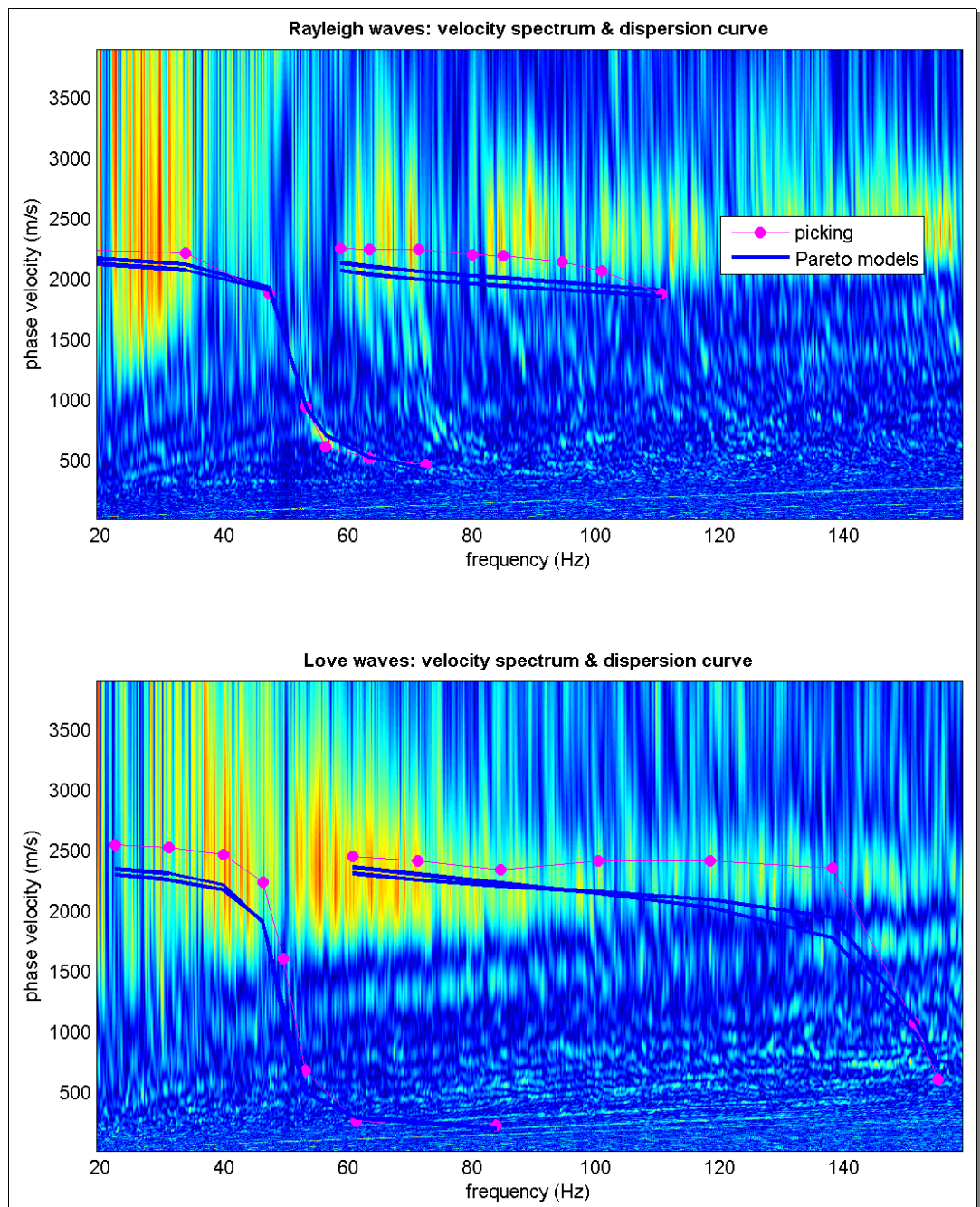


Fig. 3.40 Geschwindigkeitsspektrum der seismischen Rekords vom Messprofil 13METMA3 mit negativen Offset-Werten, d.h. die Quelle ist im Osten positioniert. Oben: Rayleigh-Wellenanalyse (Rekord ZVF1001), unten: Love-Wellen-Analyse (Rekord THF1037). Pink: gepickte Dispersionskurven, in blau die modellierten Dispersionskurven der Paretofront-Modellen. Das Geschwindigkeitsspektrum der Rayleigh-Welle zeigt zwischen 50 und 60 Hz deutliche Signale, die dem Sohlensediment zugeordnet werden können. An entsprechender Stelle im Love-Wellen-Geschwindigkeitsspektrum sind keine Signale zu erkennen – einzig ein schwach angedeuteter Unterbruch im fundamentalen Mode kann vermutet werden.

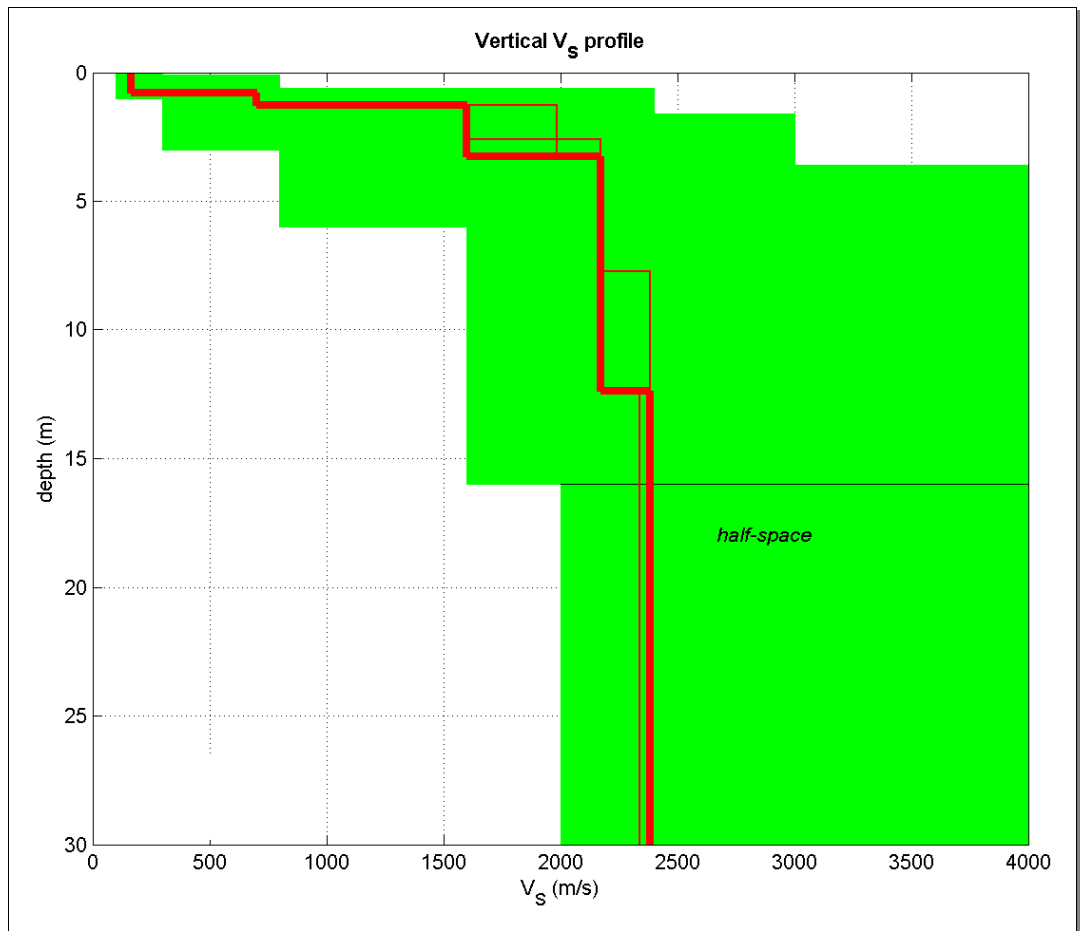


Fig. 3.41 Geschwindigkeitsfunktionen der Paretofront-Modelle vom Profil 13METMA3 mit negativen Offset-Werten. In dicker Linie ist das best-passende Modell gezeichnet.

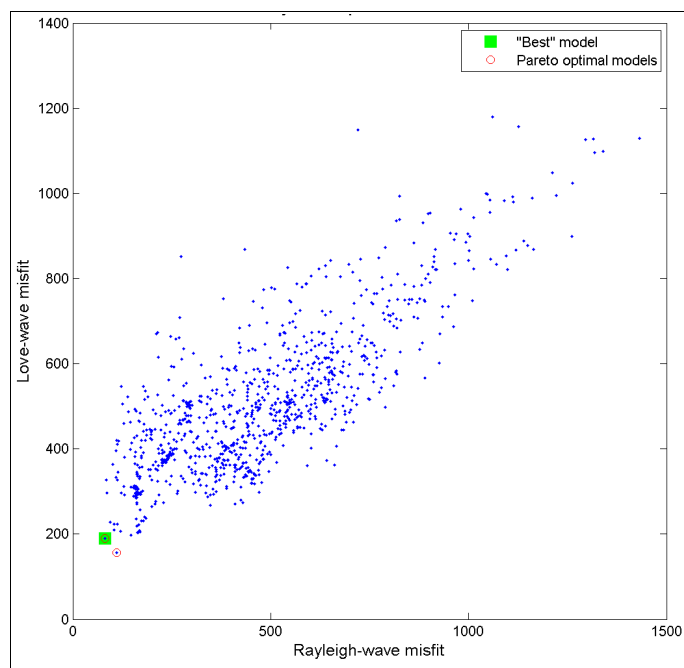


Fig. 3.42 Bi-objektive Darstellung der aktuellen Misfits sämtlicher Resultate der Inversion der Dispersionskurven vom Profil 13METMA3 (negative Offset-Werte). In rot die Paretofront-Modelle, in grün das best-passende Modell.

3.2.7 Anisotropie

Betrachtet man die Ergebnisse der Rückwärtsmodellierung der Dispersionskurven in Fig. 3.37, so fällt auf, dass die modellierten Dispersionskurven der Rayleighwelle generell zu tiefe Phasengeschwindigkeiten aufweisen, während jene der Lovewellen eher zu hoch liegen. Möglicherweise bestimmen anisotrope Verhältnisse die vorliegende Situation.

Eine Vorwärtsmodellierung (trial and error) zeigt, dass mit einer abnehmenden Anisotropie von 20 % (am Stollenboden) bis 5 % im Halbraum eine sehr gute Übereinstimmung der Dispersionskurven ergibt (siehe modellierte Dispersionskurven in Fig. 3.44. Diese Anisotropie könnte gut mit einer durch den Stollen bedingten, radial gerichteten Entlastung des Gebirges erklärt werden.

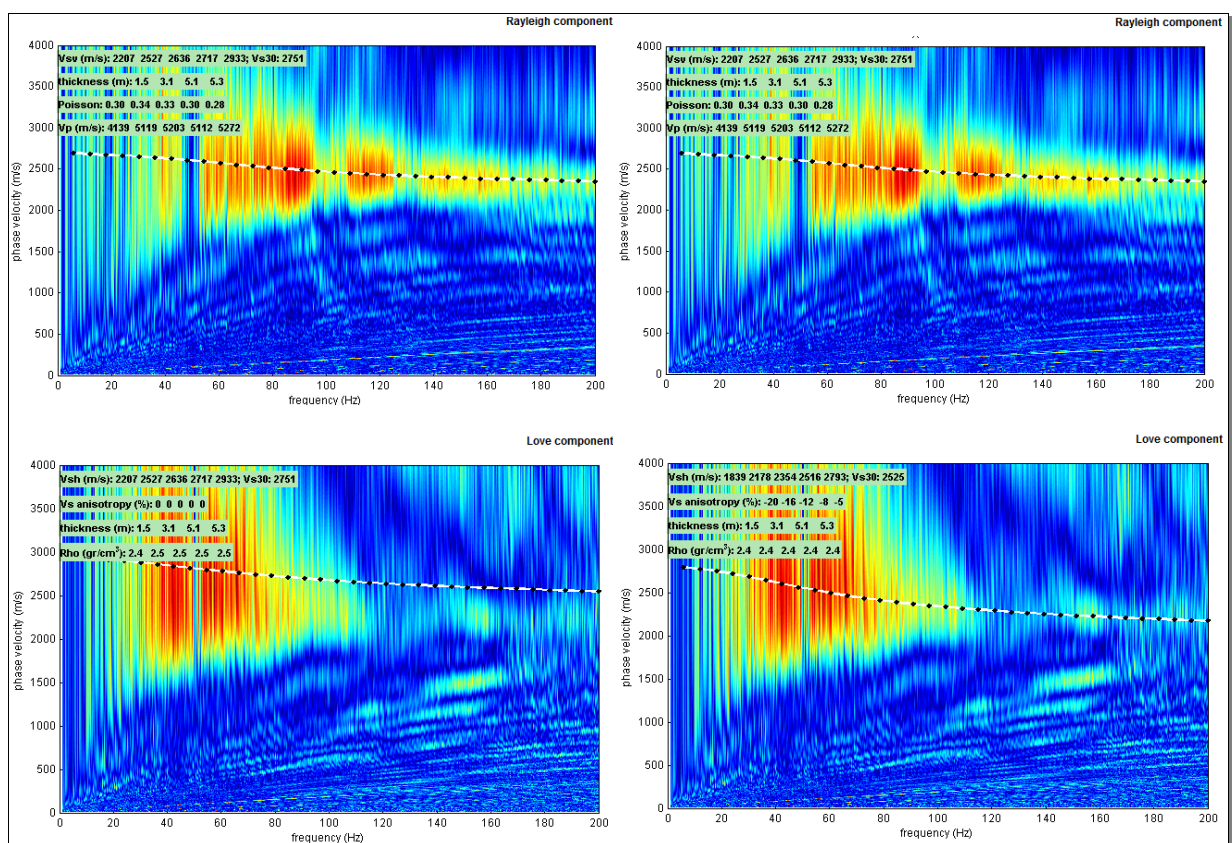


Fig. 3.43 Dispersionskurven der Rayleigh- (oben) und Lovewellen (unten) eines isotropen (links) respektive anisotropen (rechts) Geschwindigkeitsmodells. Die Anisotropie beträgt zwischen 20% (0-1.5 m), 16% (1.5-3.6 m), 12% (3.6-8.7 m), 8% (8.7-14.0 m) und 5% (Halbraum).

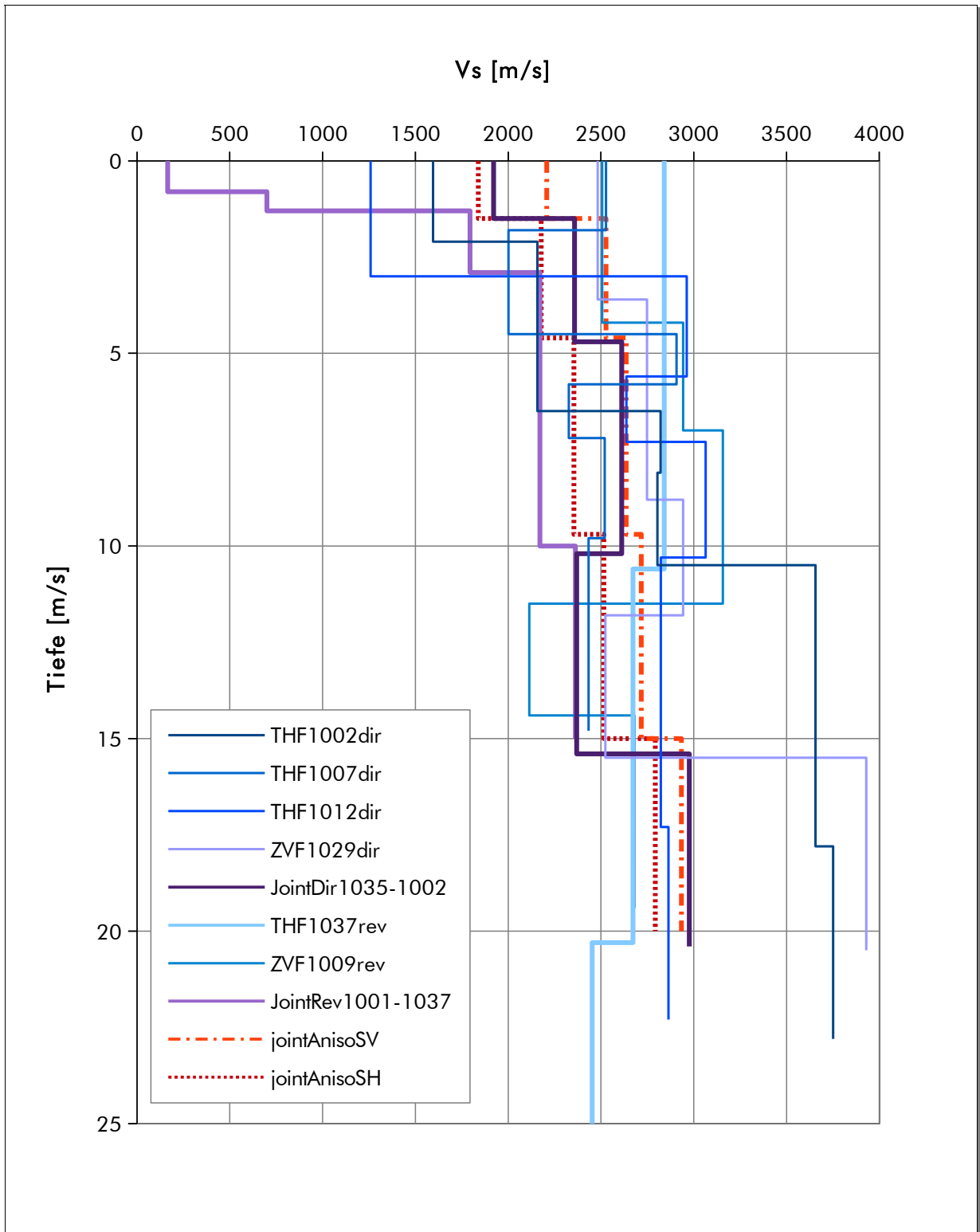
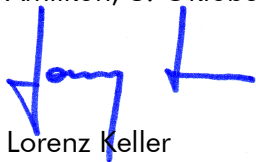


Fig. 3.44 Geschwindigkeitsmodelle V_s der unterschiedlichen Auswertungen von der Messlinien 13METMA3.
 ...dir: positiver Offsetbereich, d.h. die Quelle ist im Westen positioniert
 ...rev: negativer Offsetbereich, d.h. die Quelle ist im Osten positioniert
 Joint...: JointInversion von ZHF und THF
 AnisoMod...: anisotropes Modell

4 Zusammenfassung und Bewertung der Untersuchung

- ▶▶ Für die NAGRAnet Erdbebenbeobachtungsstation METMA im Eichstaudenstollen der Schluchseewerk AG, Gemarching Ühlingen-Birkendorf BW, wurden mittels oberflächen-, crosshole- und stollenseismischen Messungen die Verteilung der Scherwellengeschwindigkeit V_s bestimmt.
- ▶▶ Ein oberflächenseismisches, lineares Array wurde sowohl mit Horizontal- als auch Vertikal-Quelle und -Aufnehmern bemessen.
- ▶▶ Zwischen dem Stollen und der Oberfläche wurden scherwellenseismische Messungen mit einer Vibrator-Quelle durchgeführt.
- ▶▶ Im Stollen wurden sowohl P- als auch S-Wellen-Messungen ausgeführt.
- ▶▶ Aus den Felddaten wurden refraktionstomographische Kompressions- und Scherwellen-Geschwindigkeitssektionen mittels Tauchwellentomographie berechnet.
- ▶▶ Mittels Inversionsverfahren wurden die Dispersionskurven der Oberflächenwellen hinsichtlich eindimensionaler V_s -Geschwindigkeitsmodelle ausgewertet.
- ▶▶ Eine eigentliche Felsoberfläche konnte nicht gefunden werden. Vielmehr ist eine mehr oder weniger kontinuierliche Zunahme der Wellengeschwindigkeiten von weniger als 200 m/s bis ca. 2500 m/s für V_s und etwa 500 m/s bis 5500 m/s für V_p zu beobachten. Dies wird mit einer in-situ-Verwitterung vom gesunden Granit zu Boden erklärt.
- ▶▶ Die Übereinstimmung der mit unterschiedlichen Messverfahren berechneten absoluten Geschwindigkeitswerte ist sehr überzeugend – die Geschwindigkeitskurven der verschiedenen Methoden und Tiefenlagen lassen sich praktisch übergangslos ineinander überführen.
- ▶▶ Mittels MASW-Analyse der Messdaten aus dem Stollen konnte eine Anisotropie von 5 bis 20% hergeleitet werden.
- ▶▶ Eine Zusammenfassung der berechneten Geschwindigkeitsfunktion ist in Fig. 4.1 (nächste Seite) abgebildet.

Amlikon, 8. Oktober 2013



Lorenz Keller
dipl. Natw. ETHZ, Geophysiker

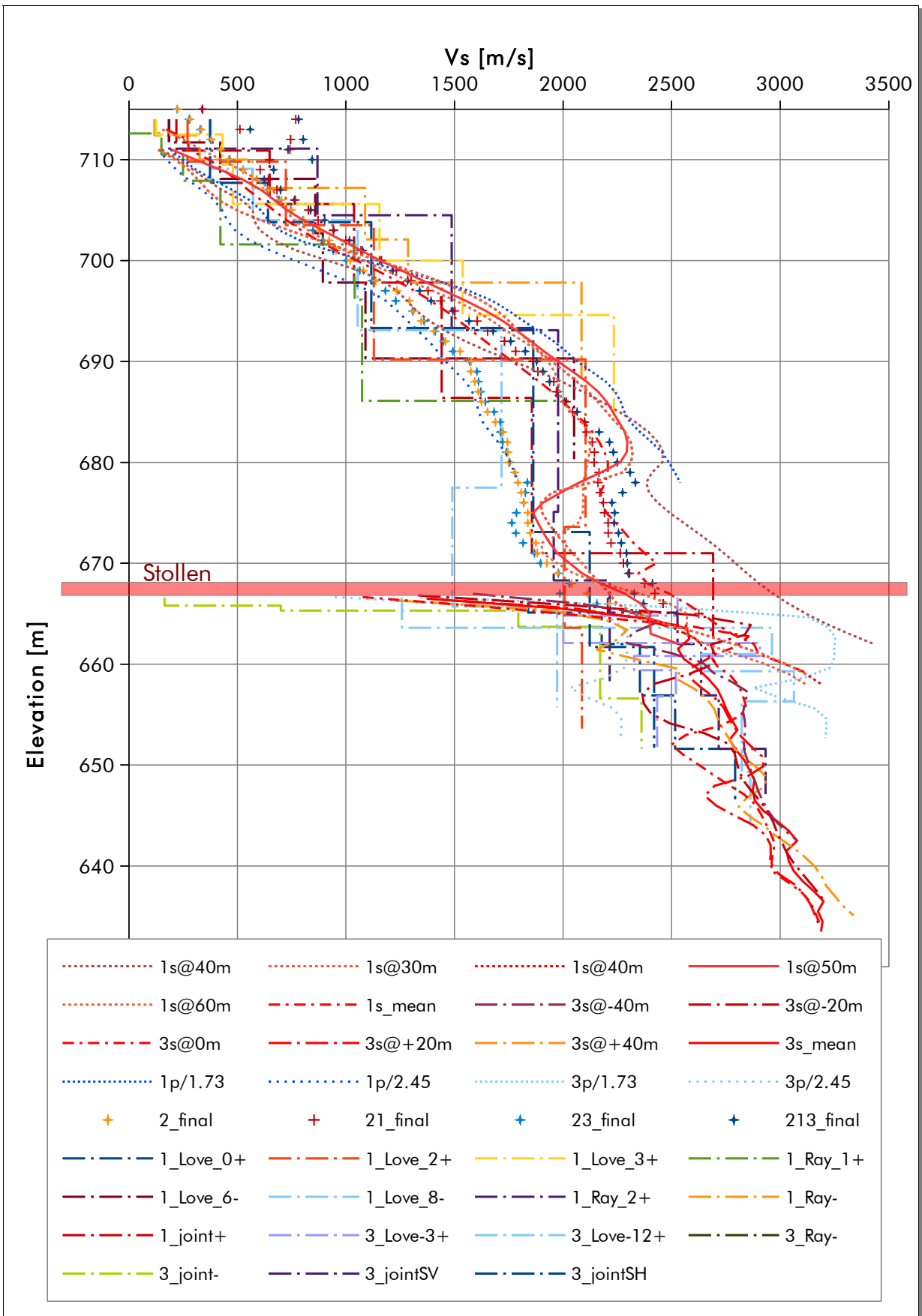


Fig. 4.1 Übersicht über die ermittelten Scherwellengeschwindigkeiten am Standort METMA.

5 Referenzen

- Bregman, N. D., R. C. Bailey, and C H. Chapman (1989): **Crosshole Seismic Tomography**. *Geophysics*, Vol. 54, p. 200-215.
- Dal Moro G. (2012): **Onde di Superficie in Geofisica Applicata – acquisizione ed analisi secondo le tecniche MASW e HVSR**, pp. 191, ISBN 978-8857901169, Dario Flaccovio Editore (in Italian)
- Dal Moro G. and Marques Moura R.M. (2013): **Multi-component Acquisition and Joint Analysis of Surface Waves: some Issues and Two Case Studies**, submitted to *J. Appl. Geophysics*.
- Gebrande, H., Miller, H. (1985): **Refraktionsseismik**. in: *Angewandte Geowissenschaften II, Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in Geowissenschaften*, edited by F. Bender, p. 226-260, F. Enke Verlag, Stuttgart.
- Gebrande, H. (1986): **CMP-Refraktionsseismik**. In: *Seismik auf neuen Wegen*, edited by L. Dreses, p. 191-205, Dt. Vereinigung d. Erdölgeol. u. Erdölöing., Celle.
- Herrmann, R. B. (2002): **Computer Programs in Seismology – an overview of synthetic seismogram computation**, *Saint Louis Univ.*, pp. 183.
- Jackson, M.J., and D.R. Tweeton (1996): **3DTOM: Three-Dimensional Geophysical Tomography**, *USBM RI 9617*, 84 pp.
- Lehmann, B., (2007): **Seismic Traveltime Tomography for Engineering and Exploration Applications**. *EAGE Publications bv*, DB Houton, the Netherlands.
- Menke, W. (1984): **The Resolving Power of Cross-borehole Tomography**. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 11, p. 105-108.
- Peterson, J. E., B. N. P. Paulson, and T. V. McEvelly (1985): **Applications of Algebraic Reconstruction Techniques to Crosshole Seismic Data**. *Geophysics*, vol. 50, p. 1566-1580.
- Park, C.B., Miller, R.D., J. Xia. (1999): **Multi-channel analysis of surface waves (MASW)**. *Geophysics*, vol. 63(3), p. 800-808.
- Schuster, G.T., Quintus-bosz, A., (1993): **Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory**. *Geophysics*, vol. 58(9), p. 1314-1323.
- Tweeton, D.R., M.J. Jackson, and K.S. Roessler (1992): **BOMCRATR – A Curved Ray Tomographic Computer Program for Geophysical Applications**, *USBM RI 9411*, 39 pp.
- Winkelmann, R.A. (1998): **Entwicklung und Anwendung eines Wellenfeldverfahrens zur Auswertung von CMP-sortierten Refraktionseinsätzen**, Ludwig-Maximilians-Universität München, München.
- Xia, J., R.D. Miller, and C.B. Park (1999): **Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave**. *Geophysics*, vol. 94, p. 691-700.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., and Ivanov, J., (2000): **Construction of 2-D vertical shear-wave velocity field by the Multichannel Analysis of Surface Wave technique**. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, Washington D.C, February 20-24, p. 1197-1206.