

Seismische Untersuchungen an der KTB-Lokation

U. Kästner
K. Bram
P. Hubral
W. Kiefer
Ch. Königer
C. Macdonald
J. Merz
Th. Rühl
K. J. Sandmeier

SEISMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DER KTB-LOKATION

U. Kästner*, K. Bram**, P. Hubral*, W. Kiefer*, Ch. Köninger*,
C. Macdonald*, J. Merz*, Th. Rühl*, K. J. Sandmeier*

ZUSAMMENFASSUNG

Im engeren Umfeld der KTB-Vorbohrung wurden zahlreiche seismische Untersuchungen (2 vertikalseismische Profile bis 2185 m Tiefe, refraktionsseismische Kurzprofile, In-Hole-Shot-Experimente, Sonic-Logs) durchgeführt, deren Ergebnisse (Stand Januar 1989) hier gemeinsam vorgestellt und interpretiert werden.

Die VSP's gestatten eine präzise Bestimmung der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion für P-Wellen (allmählich abnehmender Gradient) und eine Abschätzung für die S-Wellengeschwindigkeit. Das V_P/V_S -Verhältnis, ein wichtiger lithologischer Parameter, beträgt 1.87.

Auch nach aufwendigem Processing zur Trennung des herunter- und herauflaufenden Wellenfeldes konnten keine bei den Ersteinsätzen beginnenden Reflexionen in Tiefen bis zu 2200 m erkannt werden, obwohl die Sonic- und Dichtelogs z. B. einen deutlichen Impedanzsprung in 1160 m Tiefe anzeigen. Die VSP-Sektion ist dominiert durch viele, sehr hochfrequente (Peakfrequenz 120 Hz), meist nur über wenige Spuren korrelierbare nach oben laufende Einsätze. Diese können als Reflexionen an horizontalen oder geneigten Grenzflächen oder als Diffraktionen an ausgedehnten Streukörpern in größerer Tiefe gedeutet werden.

Eine kinematisch-geometrische Migration einiger dieser Einsätze führt ebenso wie eine kinematische Pre-Stack-Migration vor Einzelschüssen des DEKORP 4-Profiles und des KTB 8502-Profiles im Bereich der Bohrung zu einer guten Übereinstimmung mit migrierten Sektionen dieser Profile.

Zweidimensionale elastische Modellieretechniken helfen bei der Interpretation bestimmter Wellenphänomene in den reflexionsseismischen Daten, die zum Teil durch Wellenausbreitung in zufallsverteilten, inhomogenen Medien erklärt werden können.

SUMMARY

Numerous seismic experiments (2 vertical seismic profiles down to 2,200 m depth, short refraction seismic profiles, in-hole-shot-experiments, sonic-logs) were carried out at the site of the KTB pilot borehole. First results (as of January 1989) are presented and interpreted.

The VSP's allow for a precise determination of the velocity-depth function of P-waves (gradually decreasing gradient) and an estimation of the S-wave velocity. The V_p/V_s -ratio, an important lithological parameter, yields a value^p of^s 1.87.

The VSP data underwent a very sophisticated processing in order to separate the downgoing and the upgoing wavefield. No reflections starting at the first onsets have been observed so far down to 2,200 m depth despite both sonic-log and density-log showing e.g. a distinct increase in the impedance at a depth of 1,160 m. The VSP-section is dominated by many, high frequency (peak frequency 120 Hz) upgoing onsets which can only be correlated over a limited number of traces. These onsets can be explained as reflections from horizontal or dipping boundaries or as diffractions from large bodies at greater depths.

A kinematic-geometrical migration of several reflections as well as a kinematic pre-stack migration of single shots of the DEKORP 4 and the KTB 8502-profile recorded in the vicinity of the borehole do agree well with the migrated sections of these two profiles.

Two-dimensional elastic modelling techniques assist in the interpretation of particular wave phenomena observed in the reflection seismic data, partly explicable by wave propagation through randomly perturbed inhomogeneous media.

Anschrift der Autoren:

*Geophysikalisches Institut der Universität Karlsruhe,
Hertzstr. 16, 7500 Karlsruhe 21.

**Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 Einleitung

Im Rahmen der Vorerkundung für die KTB-Lokation Oberpfalz und während der laufenden Vorbohrung wurden eine Reihe seismischer Messungen im Umfeld der Bohrung und in der Vorbohrung selbst durchgeführt. Diese Messungen wurden von der Firma Prakla Seismos AG, Hannover im Auftrag des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung - Projektleitungen DEKORP und KTB -, Hannover, vorgenommen.

Die hier vorgestellten Ergebnisse beruhen, soweit nicht anders vermerkt, auf eigener Processing- und Auswertearbeit der Reflexionsseismikgruppe des Geophysikalischen Instituts der Universität Karlsruhe.

Folgende Daten standen zur Verfügung:

- Oberflächenreflexionsseismik (DEKORP 4- und KTB 8502-Profile, siehe dazu den Lageplan Abb. 1)
- Expanding-Spread-Experiment
- 2 Geophonversenkmessungen bzw. VSP's (vertical seismic profile) bei Teufen von 458 und 2185 m
- In-hole-shot-Experiment zur Beobachtung der Polarisierung von Bohrlochwellenmoden
- oberflächennahe Refraktionsseismik (Nahlinienexperiment)

Die Daten eines weiteren VSP bei 3600 m Bohrteufe und zweier Multiazimut-MSP's (moving source profile), die im Dezember 1988 durchgeführt wurden, standen noch nicht zur Auswertung zur Verfügung.

Insbesondere VSP-Messungen im Kristallin bewegen sich auf wissenschaftlichem Neuland, wo noch sehr wenige Erfahrungen vorliegen. Hier sollen unsere bisherigen Ergebnisse dargestellt werden, wobei besonderes Gewicht auf die Beschreibung der auftauchenden Probleme gelegt wird, die eine gemeinsame Interpretation aller seismischen Daten notwendig machen. Wir versuchen aufzuzeigen, welche Informationen VSP-Messungen zusätzlich zu anderen Experimenten zu bringen in der Lage sind und auf welche Experimentationsbedingungen man dabei zu achten hat.

2 Seismische Messungen im Bohrloch und in der unmittelbaren Umgebung

2.1 Nahlinienexperiment

Zur Untersuchung der Verwitterungsschicht in der Umgebung der Vorbohrung wurde ein von der Fa. Prakla Seismos durchgeführtes refraktionsseismisches Nahlinienexperiment mit 9 Anregungspunkten (Hammer) entlang einer geraden Profillinie in EW-Richtung (s. Lageplan Abb. 2) ausgewertet.

Es wurden sowohl P- als auch S-Wellen angeregt (S1 bis S9 in Abb. 2) und mit 36 Geophongruppen registriert. Der Gruppenabstand betrug 10 m, zwischen den ersten und den

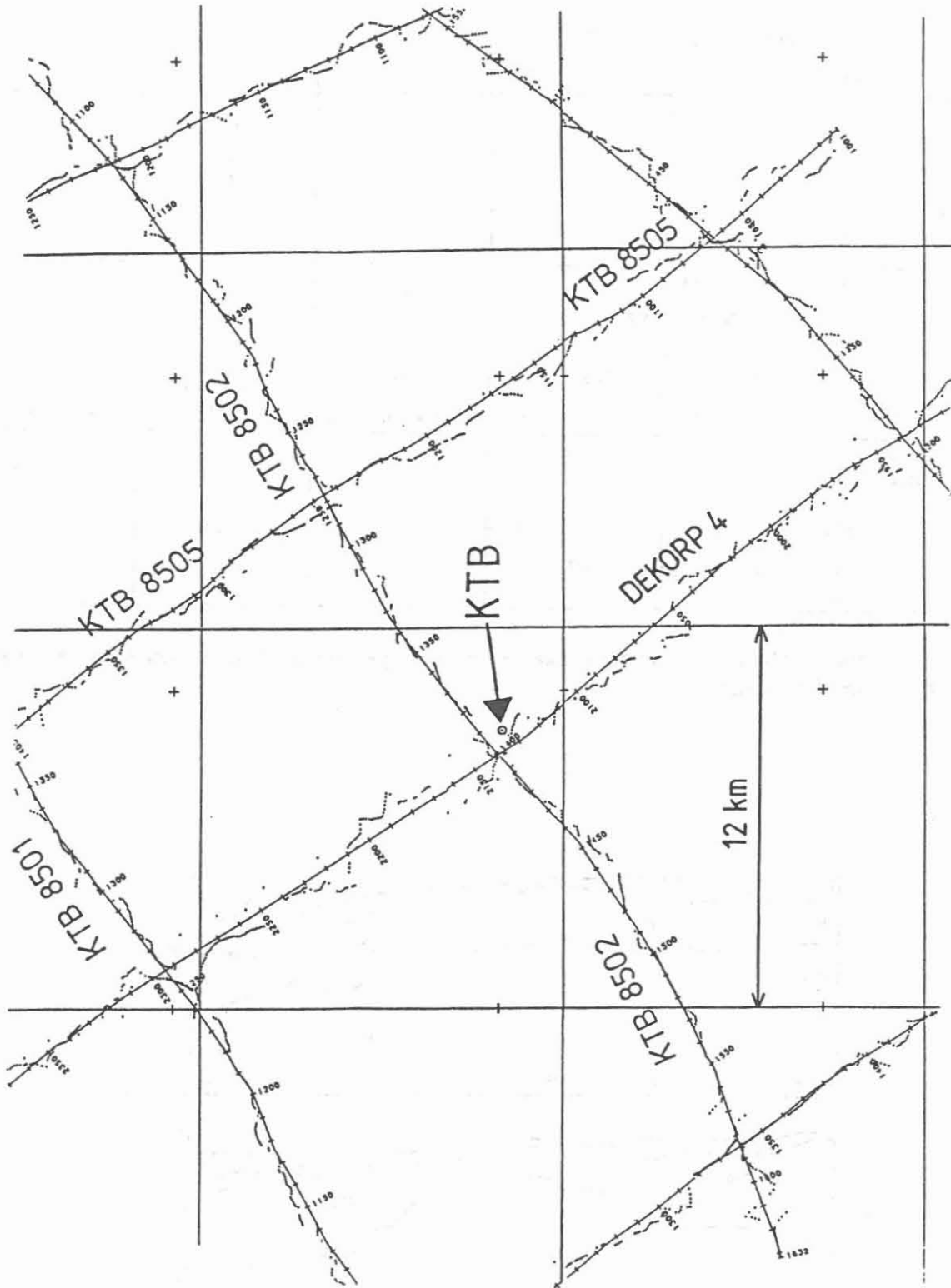


Abbildung 1: Lage reflexionsseismischer Profile mit Geophonnummern in der Umgebung der KTB-Lokation

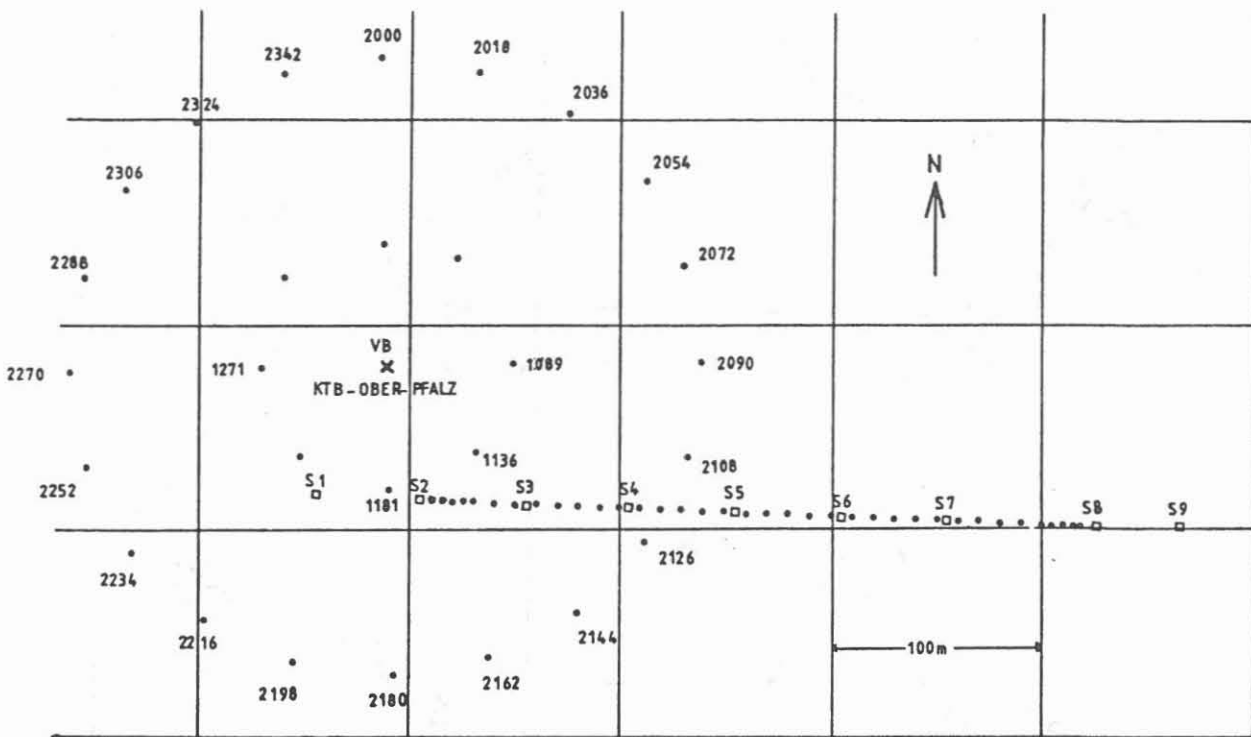


Abbildung 2: Quell- und Geophonlokationen für Experimente in der unmittelbaren Umgebung der Vorbohrung

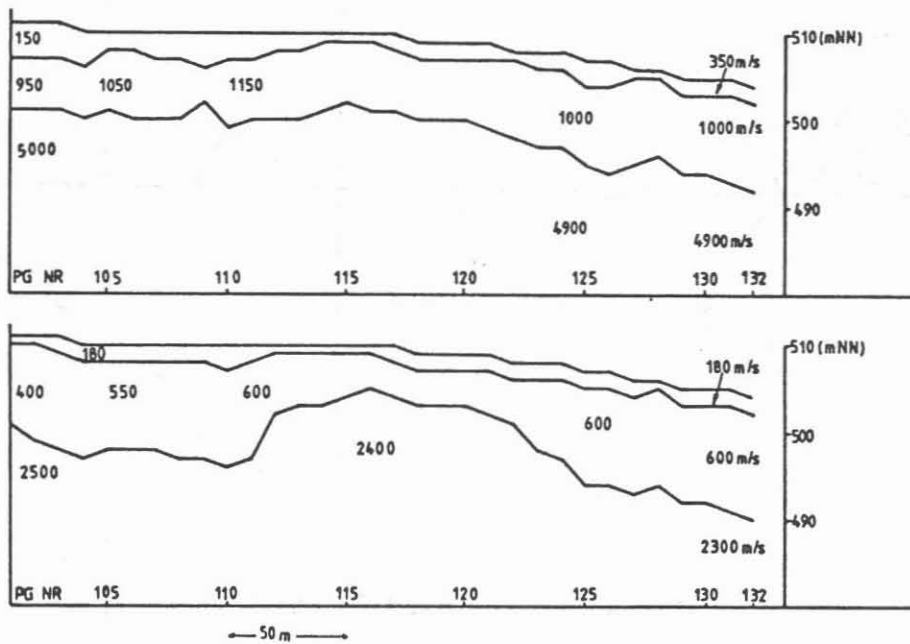


Abbildung 3: Ergebnisse des Nahlinienexperiments: Oben das P-Wellengeschwindigkeitsmodell, unten das für S-Wellen

letzten 4 Lokationen 5 m (s. Abb. 2).

Ausgewertet wurden die Ersteinsätze der direkten P- und S-Wellen. Es zeigt sich, daß das Verhältnis der Laufzeiten zwischen P- und S-Wellen für die unterschiedlichen Schußpunkte nahezu konstant bleibt. Undulationen in den Laufzeitkurven treten bei P- und S-Wellenanregung an bestimmten Geophongruppen gleichförmig auf. Das nach refraktionsseismischen Methoden von der Fa. Prakla Seismos erstellte Geschwindigkeits-Tiefen-Modell ist in Abb. 3 zu sehen. Das obere Teilbild gibt die Situation für P-Wellengeschwindigkeiten und das untere für S-Wellengeschwindigkeiten wider.

Beide Modelle sind in ihrer Charakteristik sehr ähnlich. Auf eine Oberflächenschicht von ca. 2 m Mächtigkeit ($v_p = 350$ m/s, $v_s = 180$ m/s) folgt eine 5 bis 10 m mächtige Schicht mit $v_p = 950-1150$ m/s und $v_s = 400-600$ m/s. Der Hauptrefraktor zeichnet sich durch eine P-Wellengeschwindigkeit von 4900-5000 m/s und eine S-Wellengeschwindigkeit von 2300-2500 m/s aus. Das v_p/v_s -Verhältnis variiert im Tiefenbereich bis etwa 15 m somit zwischen 2.0 und 2.13. Diese Ergebnisse stimmen mit den Ergebnissen früherer flachseismischer Messungen im Bereich der KTB überein (Steuernagel et al., 1988).

Dieser Hauptrefraktor kennzeichnet die untere Grenze der oberflächennahen Verwitterungsschicht und zeigt die minimale Bohrtiefe an, in der bei weiteren seismischen Experimenten die Schüsse abgetan werden müssen.

Das Modell wurde benutzt, um die Größenordnung der Differenz statischer Korrekturen in der Umgebung des Bohrlochs abzuschätzen. Es ergab sich ein Wert von etwa 4 ms für den einfachen Weg durch die Verwitterungsschicht als Obergrenze für die mögliche Differenz der Laufzeiten an zwei, etwa 200 m voneinander entfernten Punkten.

2.2 In-Hole-Shot-Experiment

Bei diesem Experiment wurde im Bohrloch in einer Tiefe von 470 m angeregt (BSAD-Schußsonde). Die Empfänger waren auf zwei zum Bohrloch konzentrischen Kreisen mit den Radien 60 m und 150 m angeordnet (Abb. 2). Dieses Experiment zielte sowohl auf die Untersuchung der Polarisationsrichtung der Bohrlochwelle als auch einer azimutalen Abhängigkeit der Raumwellen ab. Es ergab sich bei den Ersteinsätzen kein Zusammenhang der Polarisation mit der Geometrie oder einer ausgezeichneten Raumrichtung; sehr wohl aber waren spätere Einsätze auf dem kleineren Kreis vorzugsweise in eine Raumrichtung orientiert, und zwar in Übereinstimmung mit der Hauptspannungsrichtung (NW-SE) im Gebiet der KTB-Lokation.

Diese Einsätze wurden kinematisch (aufgrund ihrer Laufzeit) auf eine Bohrlochwelle und eine Konversion zu einer P-Welle an der Erdoberfläche zurückgeführt, wobei als Ursache der beobachteten Polarisation eine stark polarisierte Bohrlochwelle angenommen wurde (s. Bericht von Clauß und Fuchs, 1988).

In diesem Bericht soll aber nur die zusätzlich durchgeführte Analyse der Laufzeiten der direkten P-Wellen betrachtet werden, um eine Aussage über eine eventuell vorhandene azimutale Anisotropie der Raumgeschwindigkeit machen zu können.

Auffällig ist, daß die Ersteinsätze nur in den Aufzeichnungen der Vertikalkomponente deutlich hervortreten. Die beiden Horizontalkomponenten zeigen keine erkennbaren Ersteinsatzamplituden. Das gilt sowohl für die Geophone des inneren als auch für die des äußeren Kreises.

In Abb. 4 sind die Laufzeiten der direkten P-Welle in radialer Richtung aufgetragen. Die

Laufzeiten auf dem 60 m-Kreis (Dreiecke) und dem 150 m-Kreis (Kreuze) zeigen keine signifikanten Unterschiede.

Die Meßanordnung wurde unter dem Aspekt einer optimalen Polarisationsanalyse gewählt und ist für die Erkennung azimuthaler Anisotropie nicht geeignet.

Dazu hätten längere Laufwege für die direkte Welle, also ein größerer Kreisradius gewählt werden müssen.

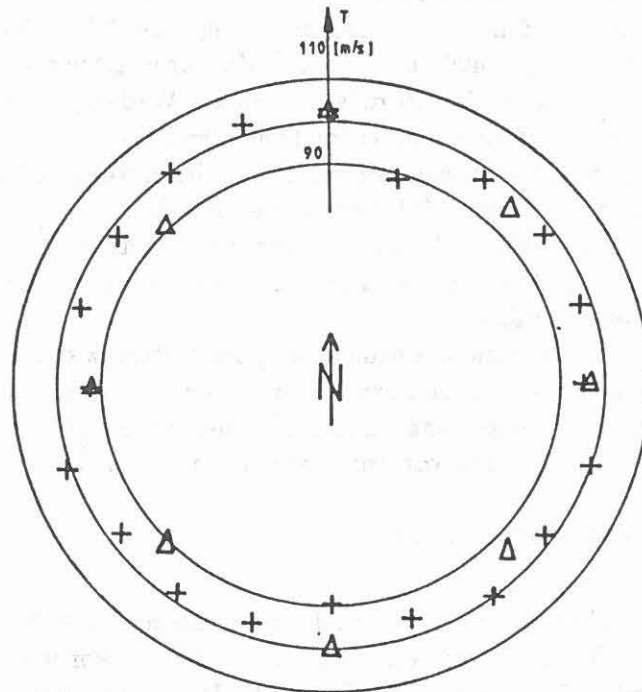


Abbildung 4: P-Ersteinsatzzeiten beim In-Hole-Shot-Experiment. Die Laufzeiten sind in radialer Richtung aufgetragen. Dreiecke (Kreuze) bedeuten Laufzeiten auf dem 60 m (150 m) Kreis.

Aufgrund der bisherigen Messungen können also keine Aussagen über eine azimuthale Anisotropie gemacht werden.

Hinweise auf eine mögliche Anisotropie dürfen aber von der Auswertung der Ersteinsatzzeiten des Multiazimut-MSP erwartet werden.

2.3 Geophonversenkmessung (VSP) bei 478 m Teufe

Ziel dieser im folgenden als VSP 500 bezeichneten Geophonversenkmessung war die Ermittlung einer für statische Korrekturen unbedingt erforderlichen Geschwindigkeits-Tiefen Beziehung.

Auf einem konzentrisch zum Bohrloch gelegenen Kreis mit Radius 60 m wurden 4 Anregungslokationen gewählt (1089, 1136, 1181, 1271 in Abb. 2). Am Punkt 1089 wurden getrennt P- und S-Wellenanregungen (Hammer) durchgeführt. An den Punkten 1136 und 1181 wurden nur S-Wellen angeregt, am Punkt 1271 nur P-Wellen.

Dreikomponenten-Geophone registrierten im Bohrloch in Tiefen von 60 bis 460 m in 25 m-Abständen.

Abb. 5 zeigt die drei Komponenten der VSP-Messungen mit der P-Wellenquelle am Punkt 1271. Die Daten wurden bandpaßgefiltert (12 - 80 Hz) und normalisiert dargestellt, um gleiche Maximalamplituden für jede Spur zu erreichen. Es wurde keine zeitabhängige Skalierung angewandt.

Die 4 dominanten Ereignisse sind die direkte P-Welle (P) mit einer Steigung (moveout) von 4.5 ms/Spur, die direkte S-Welle (S) mit einer Steigung von 8 ms/Spur (besonders gut auf der zweiten Horizontalkomponente zu sehen) und eine langsame, nach unten laufende und dort reflektierte Bohrlochwelle (BW) mit einer Steigung von 18 ms/Spur.

Diese Steigungen entsprechen Geschwindigkeiten von 5.45 km/s für P-Wellen und 2.92 km/s für S-Wellen. Man erhält damit ein gemittelttes v_p/v_s -Verhältnis von 1.87.

Es gibt keine eindeutigen Hinweise auf reflektierte oder zurückgestreute Energie. Es bestand die Möglichkeit, daß entsprechende Einsätze von der großen Amplitude der Bohrlochwelle verdeckt wurden.

Das Entfernen der Bohrlochwelle gestaltete sich aber schwierig:

- Spektralanalysen der P-, S- und der nach unten laufenden Bohrlochwelle ergaben ähnliche Ergebnisse (s. Abb. 6): Die maximale Energie trat bei etwa 70 Hz auf; für die S-Wellen wurden außerdem Anteile im 25- und im 50 Hz-Bereich gefunden.
- Wegen des großen Spurabstandes war es schwierig, f-k-Filtertechniken zur Hervorhebung der nach oben laufenden Wellen einzusetzen. Entsprechende Versuche führten zu Phantom-Ereignissen mit einer Steigung ähnlich der Filtergeraden. Die Komplikationen sind hervorgerufen durch das deutliche räumliche Aliasing der Rohrwellen: die Steigung von 18 ms/Spur entspricht einer Geschwindigkeit von 1.4 km/s. Dies entspricht bei einer dominanten Frequenz von 70 Hz einer Wellenlänge von 20 m, die kleiner als der Spurabstand ist. Man erkennt das Problem auch beim Betrachten von Abb. 5: Es ist möglich, Maxima und Minima im Bereich der Rohrwellen auf Geraden mit geringer Steigung zu korrelieren; mit Steigungen, die etwa denen von P-Wellen entsprechen.

Deswegen wurde schließlich eine statische Korrektur angewandt, um den moveout der Bohrlochwelle zu eliminieren; danach konnte ein Großteil der herunterlaufenden Bohrlochwellenenergie mit einem dip-Filter entfernt werden.

Mit einer ähnlichen Prozedur wurde dann auch die herauflaufende Bohrlochwelle entfernt. Danach konnten f-k-Techniken eingesetzt werden, um das herauflaufende Wellenfeld zu betonen. Abb. 7 zeigt das Resultat nach Anwendung eines Bandpaß-Filters (10 bis 80 Hz) und eines AGC (200 ms Zeitfenster).

Unglücklicherweise erkennt man immer noch keine deutlichen kohärenten Einsätze herauflaufender Wellen. Die Interpretation einiger weniger über mehrere Spuren kohärenter Einsätze bleibt wegen der vielen durch die Filtertechniken hervorgerufenen Artefakte ein

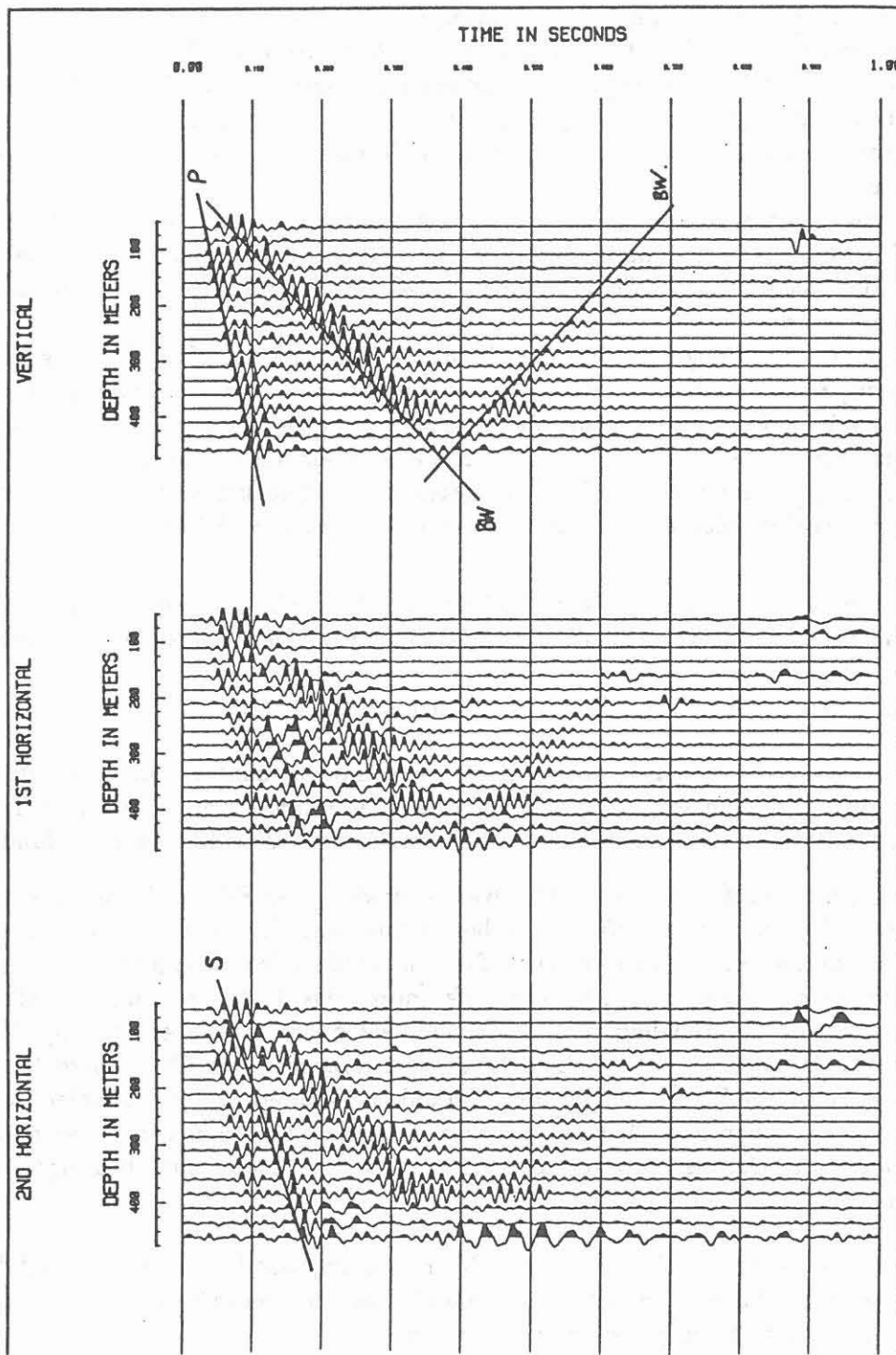


Abbildung 5: Geophonversenkmessung bei 478 m: Angerissen sind die herunterlaufende P-Welle, die entsprechende S-Welle und die herauf- und herunterlaufenden Bohrlochwellen

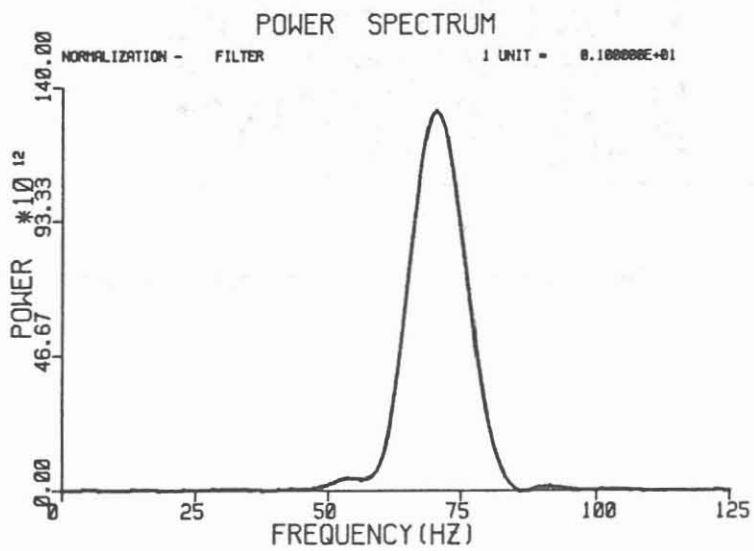
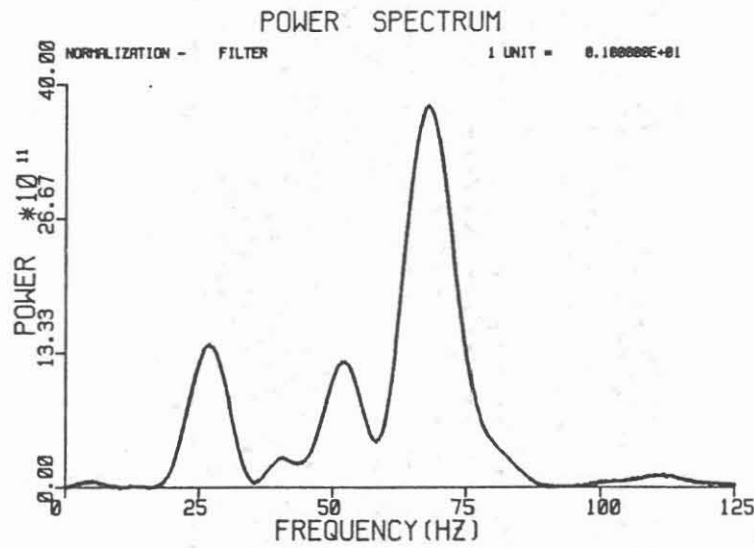
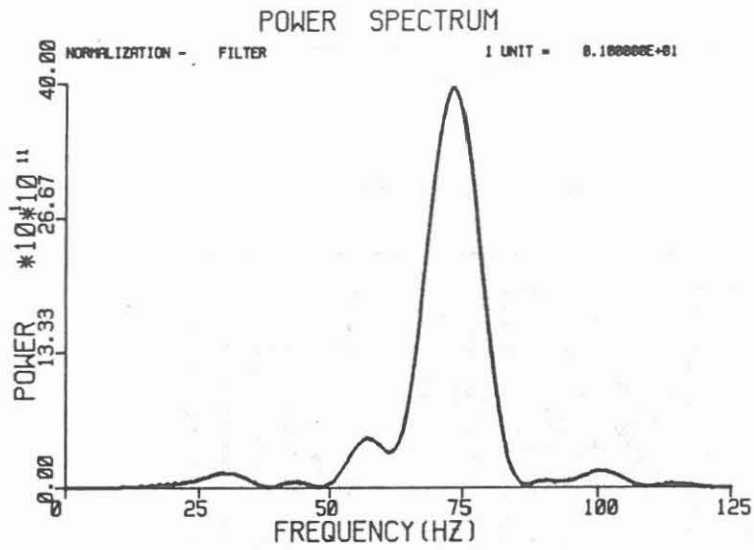


Abbildung 6: Spektren für die P-Welle (oben), die S-Welle (Mitte) und die Bohrlochwelle (unten)

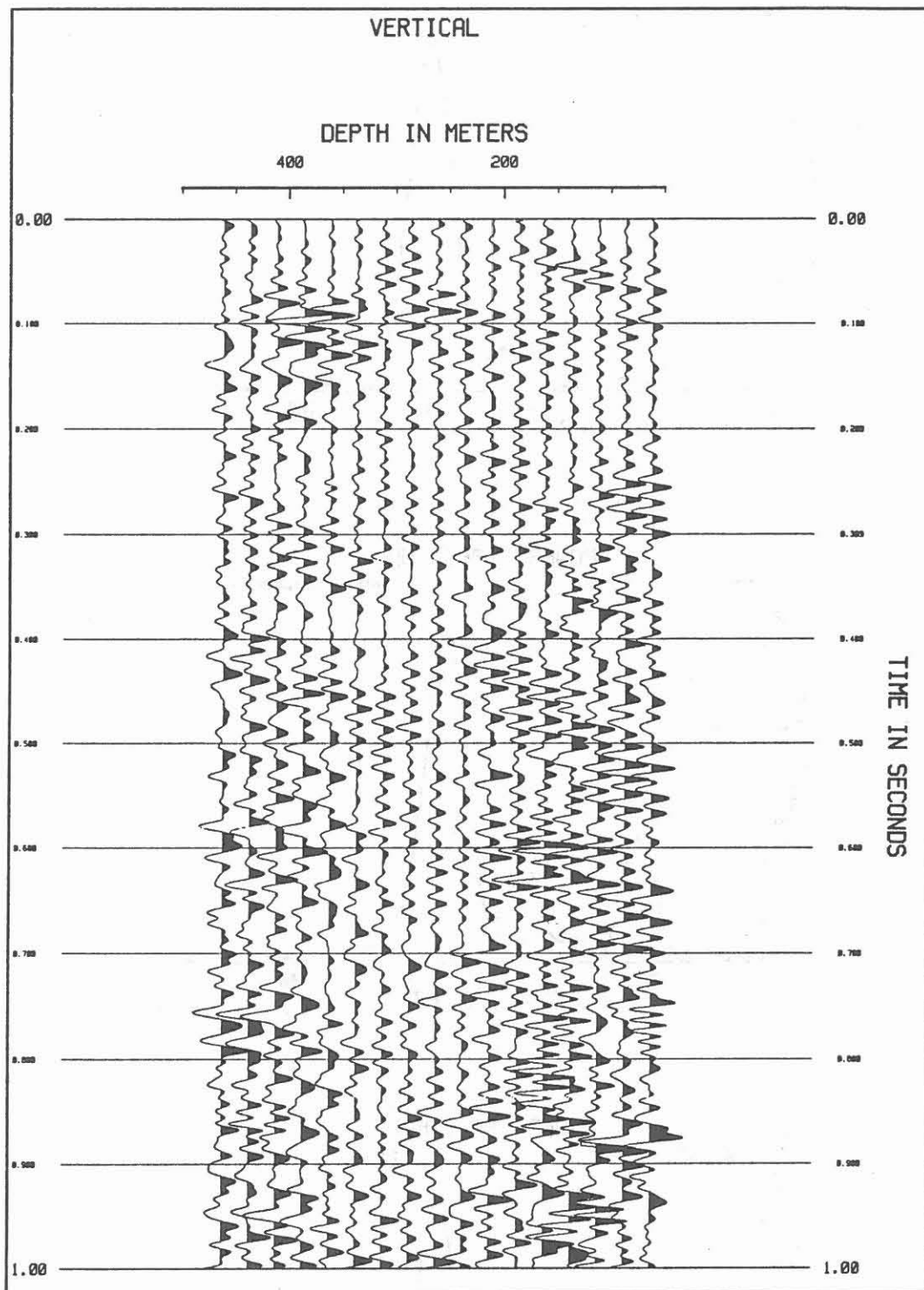


Abbildung 7: VSP 500: Vertikalkomponente nach Entfernen der Bohrlochwelle und der herunterlaufenden Wellen

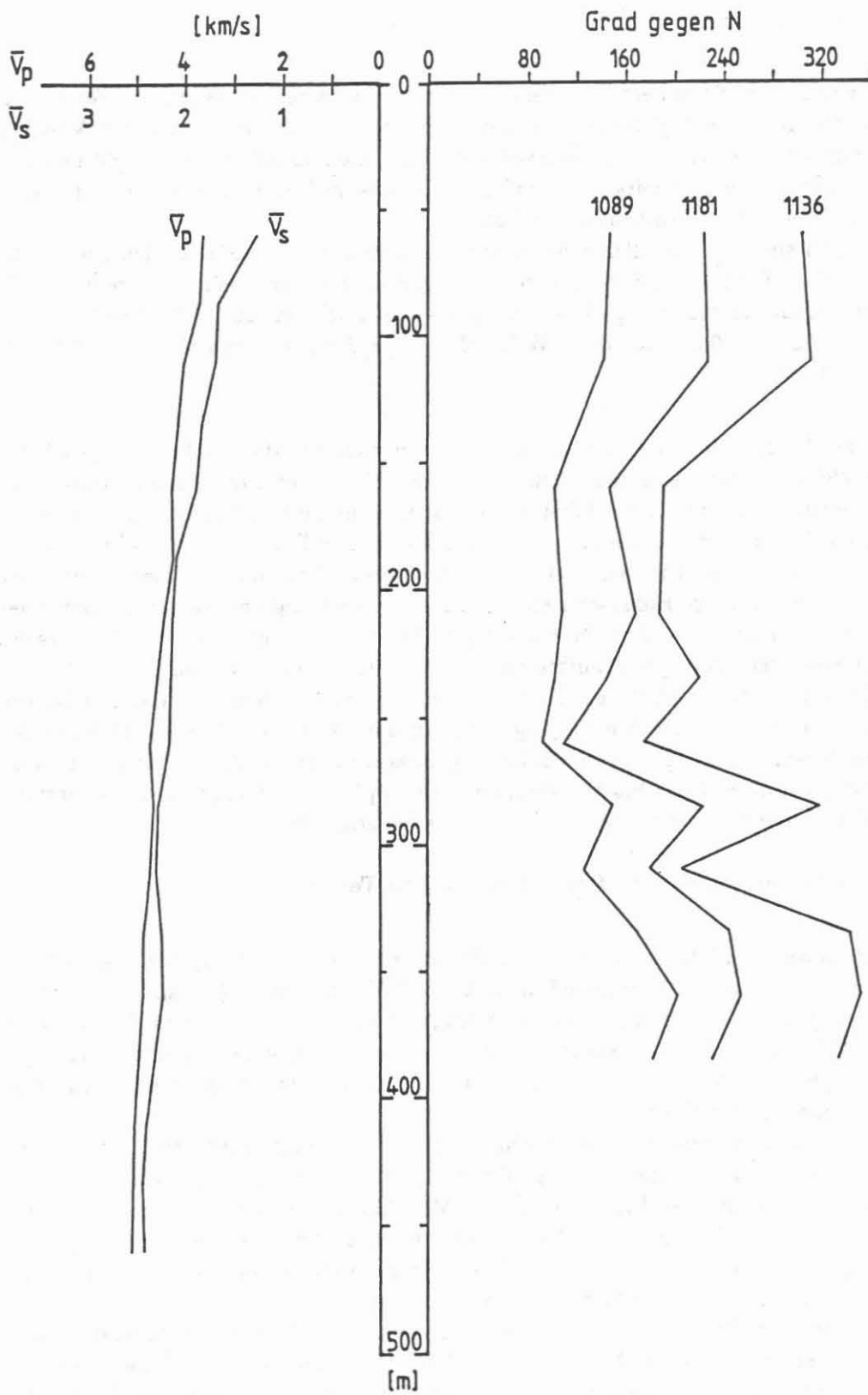


Abbildung 8: links: Durchschnittsgeschwindigkeiten \bar{v}_p , \bar{v}_s , aus dem VSP 500-Experiment. rechts: Richtung der größten Scherwellenenergie bei dieser Messung

fragwürdiges Unternehmen.

Zusätzlich wurde eine detaillierte Auswertung der Ersteinsätze von P- und S-Wellen vorgenommen. Die für jede Registrierung einzeln gepickte Laufzeit wurde auf ihre Vertikallaufzeit korrigiert. Bei den meisten Kurven tritt im Tiefenbereich zwischen 260 und 285 m ein Schlenker in den Laufzeitkurven auf. Dies könnte im Zusammenhang mit den dort vorhandenen Bohrlochrandausbrüchen stehen.

In Abb. 8 links sind die aus allen Ersteinsatz-Laufzeitkurven gemittelten Durchschnittsgeschwindigkeiten für P- und S-Wellen in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Die P-Wellen-Durchschnittsgeschwindigkeit steigt im Tiefenbereich von 60 - 460 m von ca. 4000 m/s auf etwas über 5000 m/s an, die S-Wellen-Durchschnittsgeschwindigkeit von 1500 m/s auf knapp 3000 m/s.

Mit Hilfe der beiden Horizontalkomponenten lassen sich die Hauptschwingungsrichtungen der S-Wellen-Ersteinsätze rekonstruieren. Diese Hodogrammauswertung wurde von der Prakla Seismos durchgeführt. Dabei wurde das ursprüngliche Horizontalkomponentensystem in ein System mit minimaler und maximaler Scherwellenenergie transformiert.

Mit dem dazu benötigten Drehwinkel wurde unter Berücksichtigung der gemessenen Orientierung des Geophons im Bohrloch gegen Norden die Richtung der maximalen Scherwellenenergie im Zeitfenster des Ersteinsatzes gegen Norden bestimmt und in Abb. 8 rechts für die drei Scherwellenanregungspunkte als Funktion der Tiefe dargestellt.

Es zeigt sich eine gute trendmäßige Übereinstimmung der drei Kurven. Markant ist eine ausgeprägte Anomalie in der Schwingungsrichtung bei 285 m Tiefe, was wahrscheinlich ebenfalls im Zusammenhang mit den Bohrlochrandausbrüchen in 210 m bis 290 m Tiefe steht. In solchen Bohrlochabschnitten kann eine Ankopplung des Geophons trotz sorgfältiger Wahl der Teufenposition mittels Caliper-Log schwierig sein.

2.4 Vertikalseismisches Profil bei 2200 m Teufe

Bei einer Bohrtiefe von 2200 m wurde ein VSP-Experiment (VSP 2000) durchgeführt. Die Signalanregung erfolgte mit Sprengstoff in ca. 20 m Tiefe und einem Abstand von etwa 200 m zur Bohrung. Die Ladung betrug bis auf wenige Ausnahmen 1 kg. Registriert wurde in Tiefen von 359 - 2185 m in 25 m-Schritten. Am Schußpunkt wurde das jeweilige Quellsignal sowohl in einer Tiefe von 60 m als auch an der Oberfläche mit einem 3-Komponenten-Monitorgeophon aufgezeichnet.

Zunächst bot das Experiment die Möglichkeit, die Geschwindigkeitsbestimmung aus der Geophonversenkmesung (siehe 2.3) in größeren Tiefen fortzusetzen. Danach wurde ohne aufwendiges Processing versucht, mit einfachen Mitteln ein Bild von der Lage reflektierender Elemente (Strichzeichnung) zu erhalten, so wie diese Elemente bei der vorgegebenen Geometrie „gesehen“ werden. Eine weitere Datenverarbeitung ist noch nicht abgeschlossen; es kann daher hier nur über die bisher gewonnenen Ergebnisse berichtet werden.

Zur Zeit werden die für die hier beschriebenen Arbeiten zur Verfügung stehenden Daten in das Datenmaterial, das im Dezember 1988 bei einem weiteren VSP-Experiment (bei 3600 m) gewonnen wurde, eingefügt. Bei der Bearbeitung des so vergrößerten Datensatzes werden die bisher gewonnenen Erkenntnisse berücksichtigt.

2.4.1 Geschwindigkeitsanalyse und kinematisch-geometrische Migration

Abb. 10 zeigt eine Seismogrammsektion der VSP 2200-Messung. Die herablaufenden P-Wellen wurden dazu benutzt, die Durchschnittsgeschwindigkeiten \bar{v}_p entsprechend Abb. 8 für einen Tiefenbereich von 500 - 2200 m zu bestimmen. Dazu wurden jeweils die Ersteinsätze gepickt, und die sich ergebende Scheingeschwindigkeit (Tiefe / Einsatzzeit) entsprechend dem Offset (200 m) in eine vertikale Durchschnittsgeschwindigkeit korrigiert.

Abb. 9 zeigt die Ergebnisse dieser Auswertung:

Man erkennt einen kontinuierlichen Anstieg der Geschwindigkeit mit der Tiefe. Die P-Wellengeschwindigkeiten steigen von ca. 5050 m/s in 500 m Tiefe bis auf etwa 5750 m/s in 2200 m Tiefe an. Diese Ergebnisse stimmen sehr gut mit den Ergebnissen des Expanding-Spread-Experiments überein (DEKORP Research Group, 1988). Der Geschwindigkeitsgradient nimmt mit zunehmender Tiefe stetig ab.

Im Folgenden sollen einige der in Abb. 10 erkennbaren Reflexionselemente mit einer einfachen Methode in ihre wahre Position „migriert“ werden. Die so kartierten Reflektorelemente können mit den Ergebnissen anderer Experimente verglichen werden.

Die hier durchgeführte Auswertung stützt sich auf ein geometrisches Verfahren für einen homogenen Halbraum:

Deutlich korrelierbare Reflexionseinsätze wurden angerissen und die Einsatzzeiten für einzelne Schuß-Empfänger-Konfigurationen abgelesen.

Für eine einzelne Spur entspricht diese Laufzeit dem Laufweg der seismischen Wellen vom Schußpunkt zum Reflektor und von da zum Empfänger.

Mit der Annahme einer homogenen Geschwindigkeit ergibt sich damit als möglicher Ort des Reflektorpunktes ein Punkt auf einer Ellipse mit den Brennpunkten am Schußpunkt und an der Geophonposition. Ein Reflektor, der über mehrere Spuren hinweg korrelierbare Einsätze hervorruft, stellt sich dann als die Einhüllende der Ellipsen für jede Geophonposition dar.

Abb. 10 zeigt die Seismogrammsektion mit angerissenen Ereignissen, für die dann die kinematisch-geometrische Migration vorgenommen wurde.

Man erkennt deutlich, daß in diesem Fall die Bohrlochwelle keine störende Rolle mehr spielt. Die Auswahl der angerissenen Ereignisse stellt eine Art „subjektive Filterung“ dar. Das erhaltene Bild ist natürlich weniger vollständig als das eines Migrationsverfahrens in das das gesamte Datenmaterial einfließt: Vorteilhaft ist allerdings, daß das herauflaufende Wellenfeld nicht vom herunterlaufenden getrennt werden muß. Man behält bei dieser Art der Bearbeitung den Bezug zu den Daten im Auge, d.h. man gewinnt einen subjektiven Eindruck von der Verlässlichkeit der Ergebnisse.

So sind bei den dargestellten Ergebnissen (Abb. 12) die Elemente 9, 16 und 17 hervorzuheben, bei denen die dazugehörigen Ereignisse in der Ausgangssektion (Abb. 10) besonders deutlich waren.

Andererseits läßt die Geometrie des Experiments keine genaue Positionsbestimmung von Reflektorelementen, die außerhalb der Bohrlochachse sind, zu.

Geneigte Reflektorelemente mit einem bestimmten Abstand zu dieser Achse können rotationssymmetrisch um sie verteilt sein, wenn man den (geringen) Schuß-Offset vernachlässigt. Die „richtige“ Lage von Reflektoren kann also nur für horizontale, die Bohrlochachse schneidende Reflektorelemente ermittelt werden.

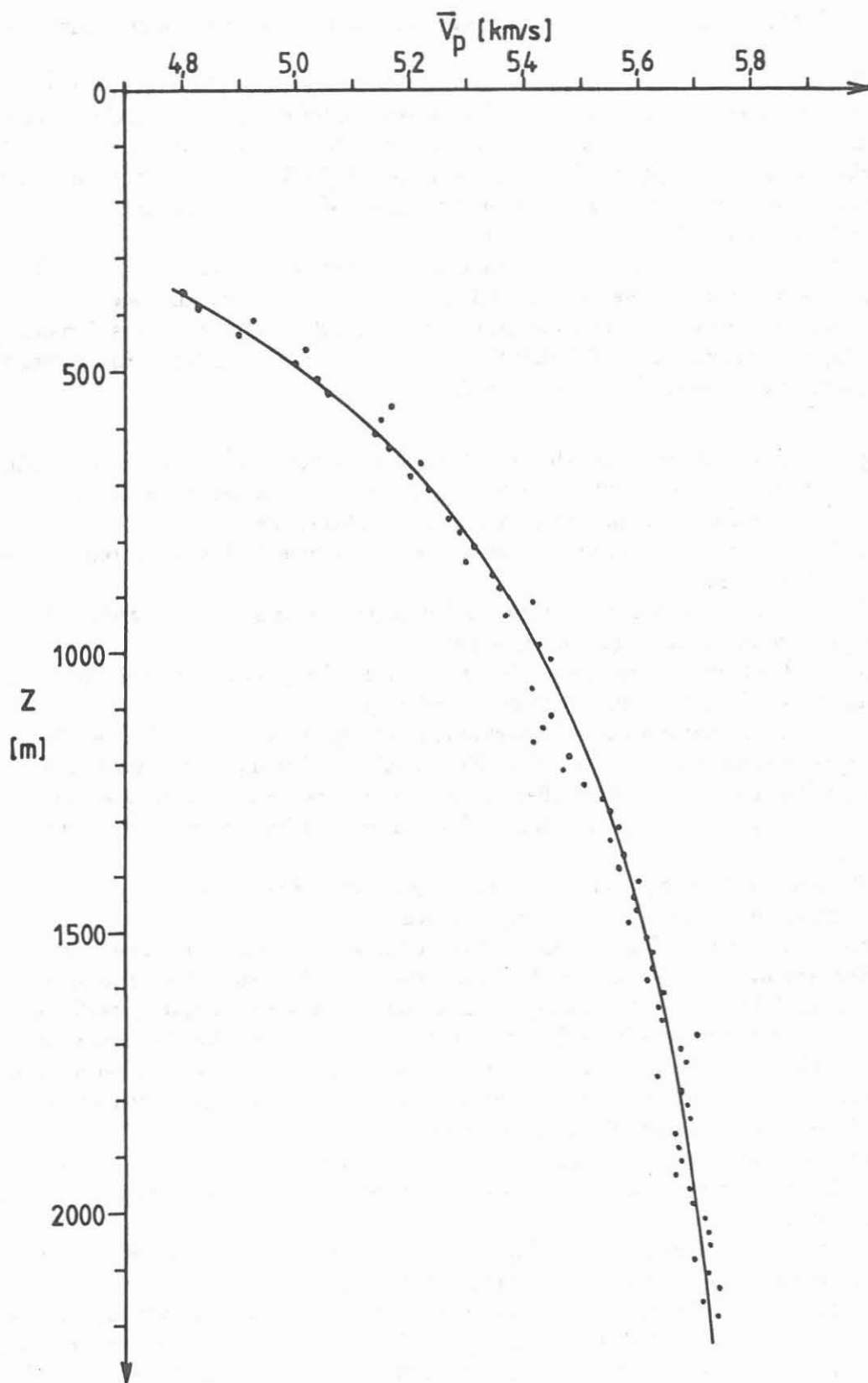


Abbildung 9: Durchschnittsgeschwindigkeit \bar{v}_p bis in eine Tiefe von 2200 m, ermittelt aus dem VSP 2000-Experiment

VERTICAL

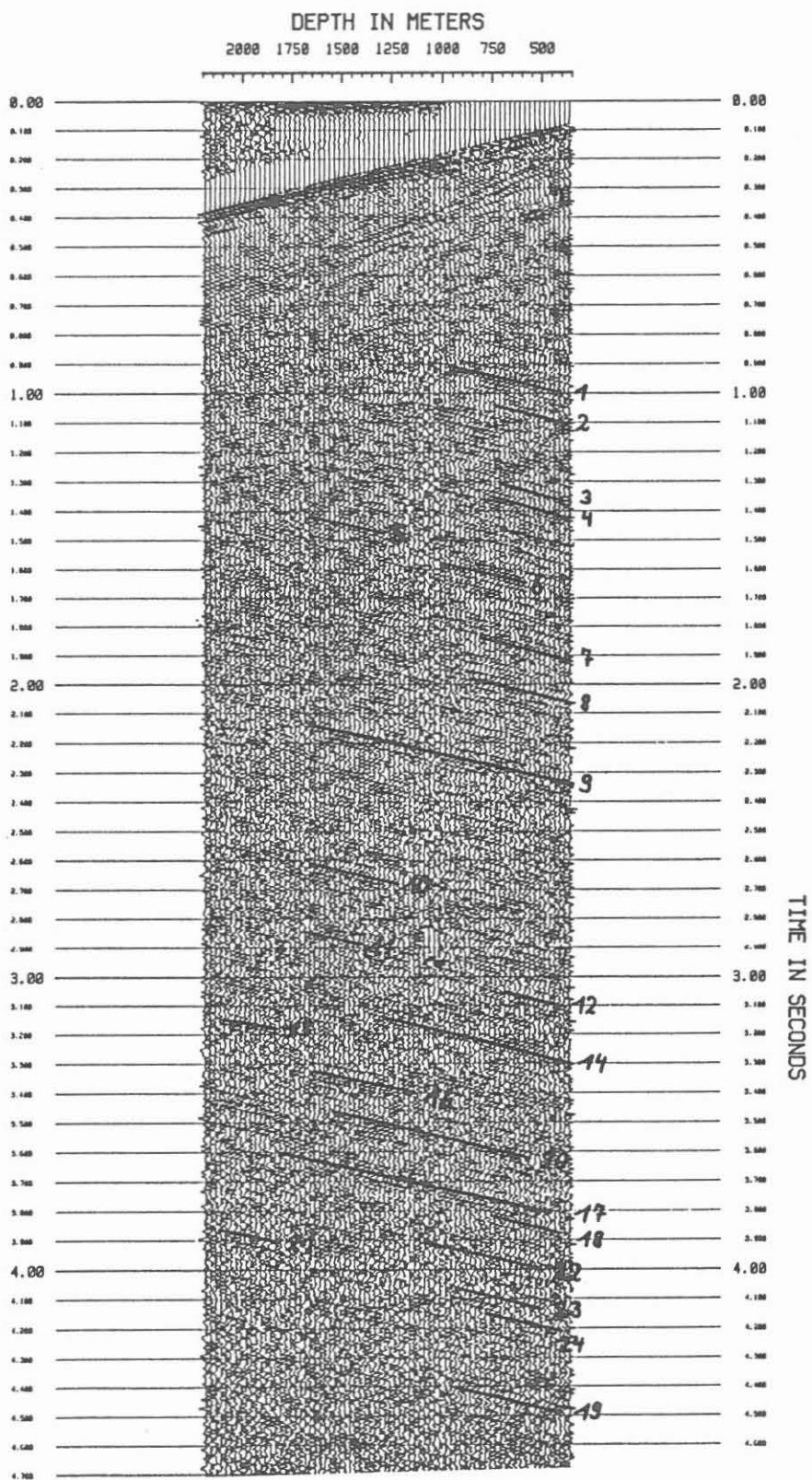


Abbildung 10: Vertikalkomponente des VSP-Experiments mit angerissenen Einsätzen für die kinematisch-geometrische Migration

Ein weiteres Problem stellt die Identifikation von Reflexionen da. In homogenen Medien sollten die Laufzeitkurven von Diffraktionen gekrümmt und die von horizontalen Reflektoren gerade sein. Dies ändert sich aber, wenn das Medium entweder nicht mehr homogen ist oder aber die Schichtgrenzen geneigt sind.

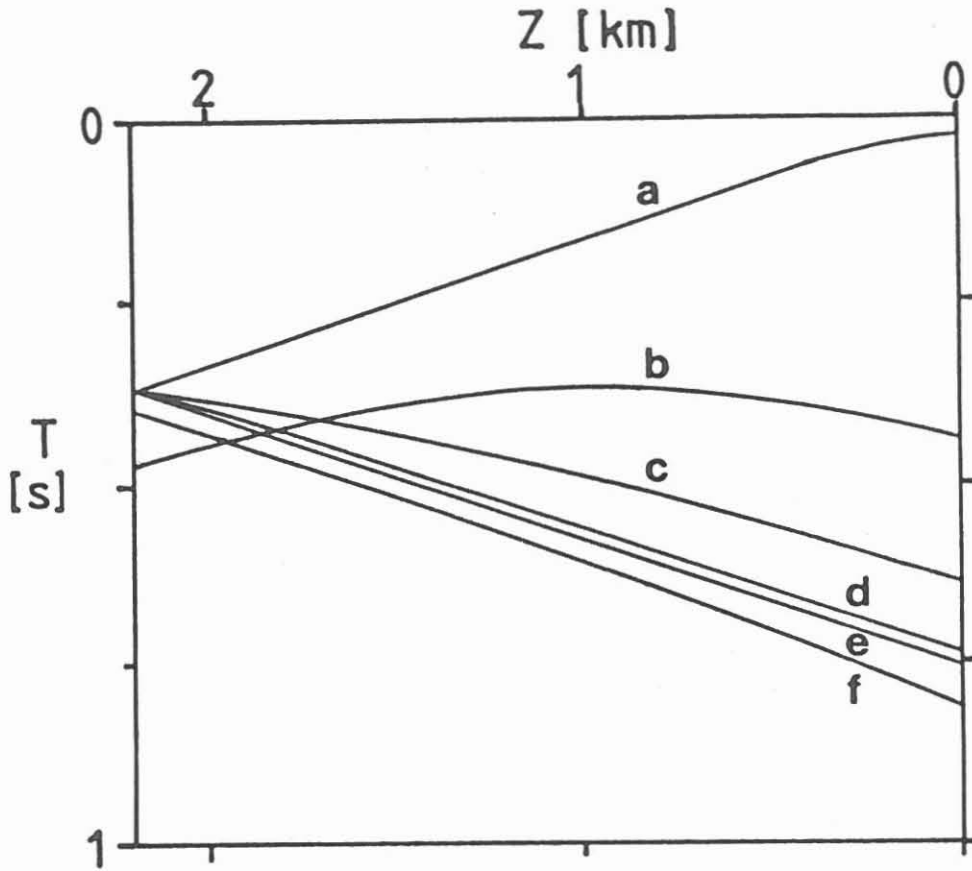


Abbildung 11: Typische Laufzeitkurven für ein VSP-Experiment. Die einzelnen Kurven werden im Text erläutert.

Abb. 11 zeigt Laufzeitkurven in einem typischen VSP-Seismogramm. Das Medium ist homogen ($v=5.7$ km/s), gemessen wird von der Erdoberfläche bis in 2.2 km Tiefe, der Schuß hat einen Offset von 200 m.

Dargestellt sind die Laufzeitkurven für die direkte P-Welle (a), für einen Diffraktor in 1 km Tiefe mit 1 km seitlichem Offset (b), für eine Reflexion an einem 30° geneigten Reflektor, der die Bohrung bei $z=2.2$ km schneidet (c), für einen Diffraktor in 2.2 km Tiefe mit 200 m Offset (d) und eine Reflexion an einem horizontalen Reflektor in 2.2 km Tiefe (e).

Die Kurve f stellt die Laufzeitkurve für einen horizontalen Reflektor in 2.2 km Tiefe dar, wobei allerdings ein leichter Geschwindigkeitsgradient im Modellmedium angenommen wurde. Man erkennt folgendes:

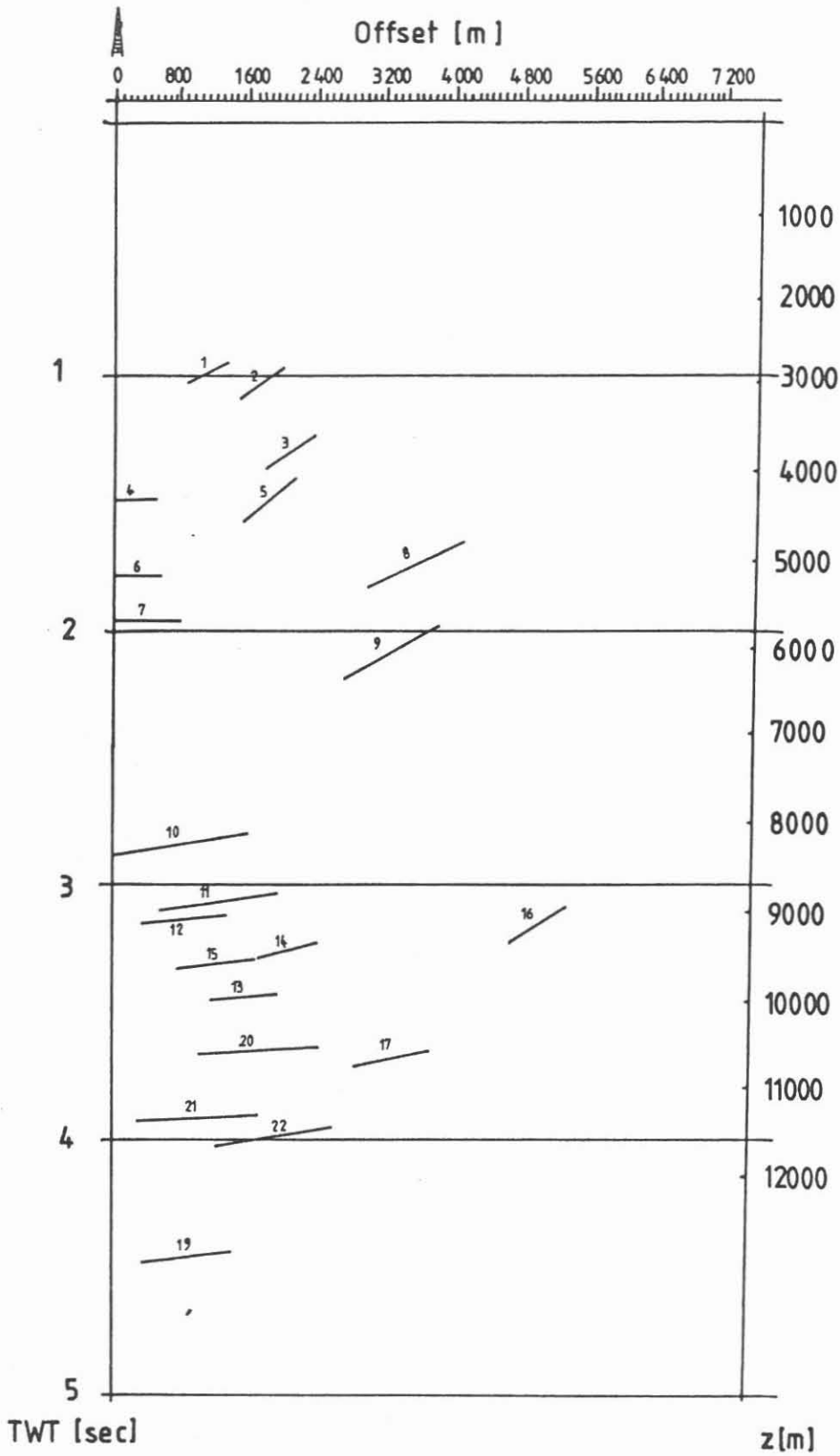


Abbildung 12: Strichzeichnung. Ergebnis der kinematischen Migration der angerissenen Ereignisse in Abb. 10

- Diffraktionen sind von Reflexionen dann eindeutig zu unterscheiden, wenn der Diffraktor nicht tiefer liegt als die Registrierung. In diesem Fall ist der Scheitel der Diffraktionshyperbel zu sehen (Kurve b).
- Die Laufzeitkurven für Diffraktionen, deren Ursprung tiefer liegt, haben eine große Ähnlichkeit mit denen von Reflexionen (Kurve d, Kurven e und f).
- Die Krümmungen der Diffraktionshyperbeln werden sehr klein, wenn die Diffraktoren in größerer Tiefe liegen.
- Ist ein Geschwindigkeitsgradient vorhanden, so sind auch die Laufzeitkurven von Reflexionen an horizontalen Schichtgrenzen gekrümmt (siehe Kurve f).

Für die Bearbeitung bedeutet das, daß man bei Ereignissen, die aus größerer Tiefe kommen, nicht sicher sein kann, ob es sich um Diffraktionen oder Reflexionen handelt. Es wurden allerdings keine Diffraktionen aus Tiefenbereichen beobachtet, in denen man sie eindeutig (durch das Erkennen eines Scheitelpunktes in der Sektion) hätte analysieren können. Insofern konnte man mit einigem Optimismus an die hier durchgeführte Arbeit gehen.

Berücksichtigt man durch Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Einsätze hervorgerufene Fehler und bezieht schwach geneigte Reflektorelemente in die Auswertung mit ein, so kann man im Sinne einer Vorhersage folgende Aussage für den Bereich der Bohrung machen:

Es ist mit Ereignissen bei 1.8 s (ca. 5200 m) und 1.95 s (ca. 5700 m) zu rechnen.

Ein dickes Band von Reflektoren erstreckt sich zwischen 3 s und 4 s TWT (etwa 8400 m bis 12000 m).

Weitere Reflexionsbänder liegen bei rund 1 s und 1.2 s TWT (Bram 1988). Sie entsprechen inzwischen erbohrten Teufenbereichen von etwa 3000 m und 3600 m. Mögliche Ursachen sind in einer auffallenden Änderung des Einfallens der durchteuften Gneise von über 50° auf nahezu söhliche Lagerung (0° – 30°) im Teufenbereich 2900 m bis 3200 m zu sehen. Ursache der Reflexionen bei 3600 m kann dagegen ein lithologischer Wechsel von den Gneisen im Hangenden zu einem Amphibolitkomplex im Liegenden sein.

Ein Vergleich mit Ergebnissen der DEKORP 4 Reflexionsuntersuchungen zeigt eine markante Übereinstimmung der Reflektoren bei knapp 2 s TWT, interpretiert als Untergrenze der ZEV (DEKORP Research Group, 1988, Fig. 51). Auch das Band zwischen 3 s und 4 s TWT entspricht den Ergebnissen der Voruntersuchungen.

2.4.2 Datenverarbeitung - Filterung und Komponentendrehung

Zunächst wurde das mit dem Monitoreophon aufgezeichnete Quellsignal betrachtet. Nach einer Rotation der Komponenten (radial (R): direkt auf die Quelle zu; horizontal-radial (HR): senkrecht zu radial in der senkrechten Ebene, in der sich Quelle und Monitoreophon befinden; horizontal-transversal (HT): senkrecht zu radial und horizontal-radial) konnte man zwei klare Einsätze erkennen (Abb. 13). Der Ersteinsatz dominiert auf der Radialkomponente und ist die direkte P-Welle. Der zweite, der auf der HR-Komponente dominiert, gehört zu einer SV-Welle, die am Grund der Verwitterungsschicht erzeugt wird.

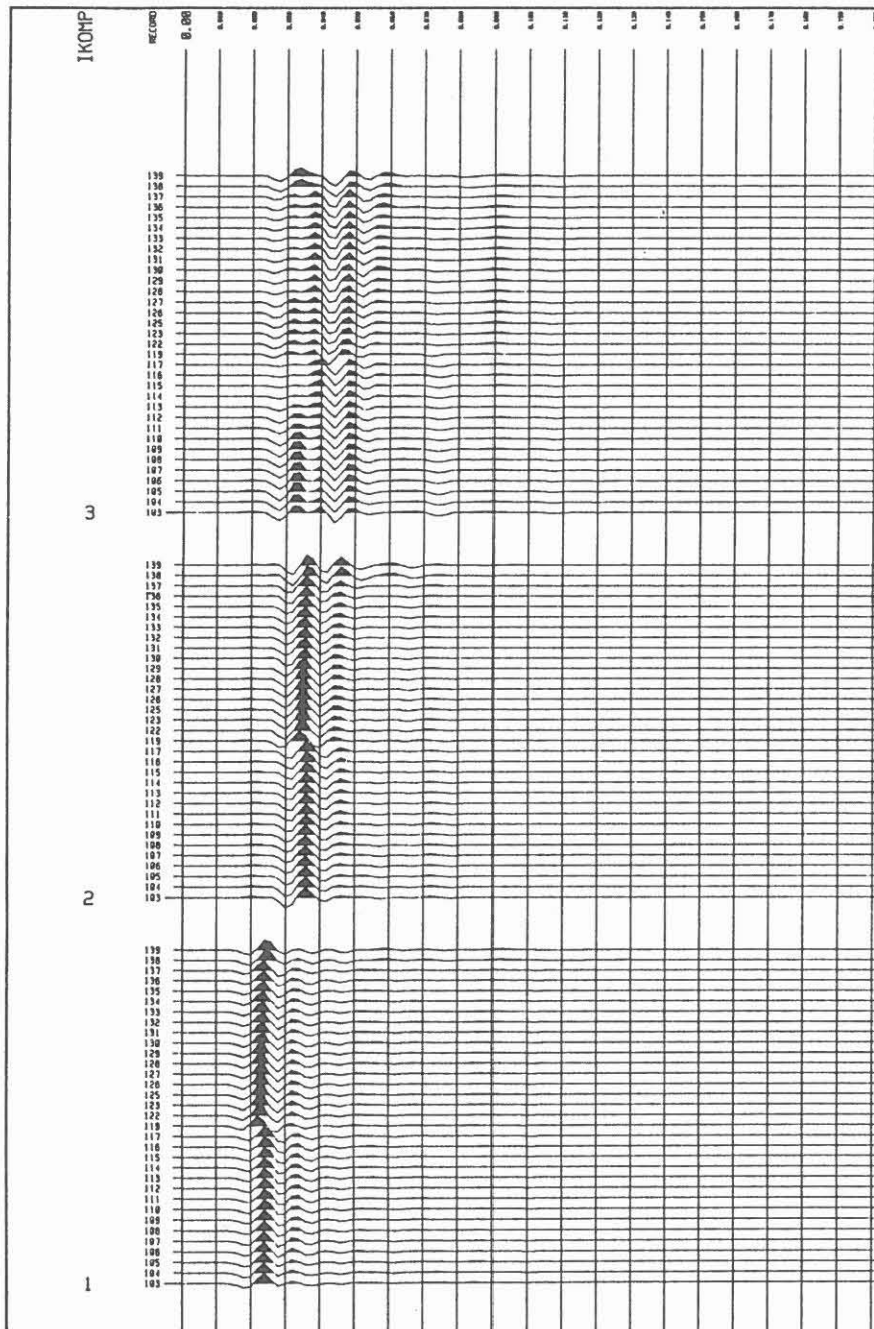


Abbildung 13: Aufzeichnungen des Monitorgeophons nach einer Rotation. Die Komponente 1 (R) zeigt vorwiegend P-Energie, die Komponenten 2 und 3 (HR und HT) S-Energie

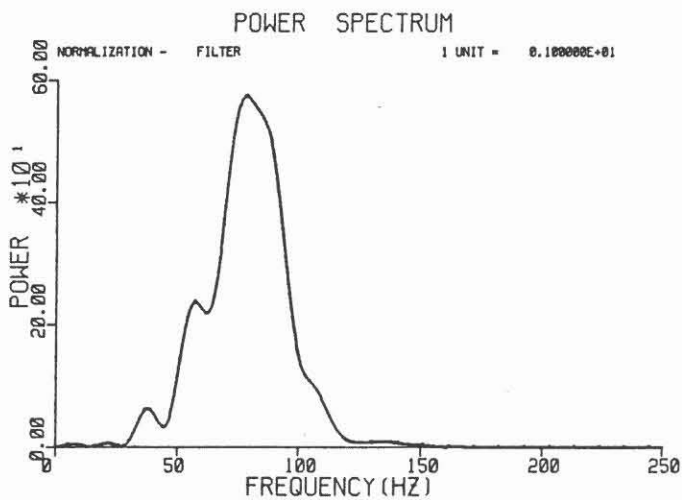
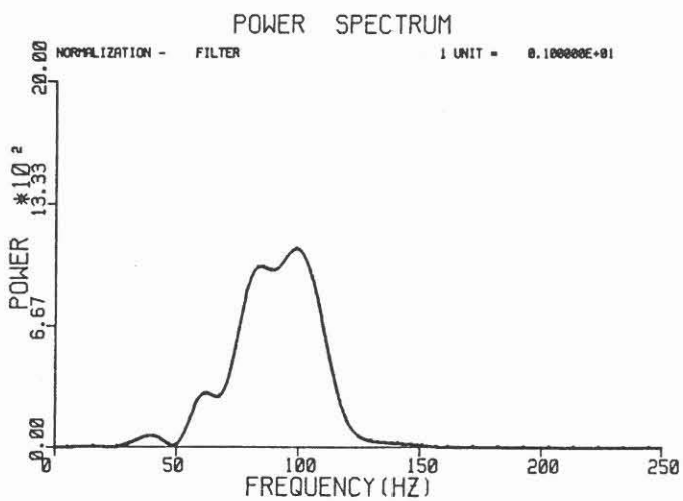
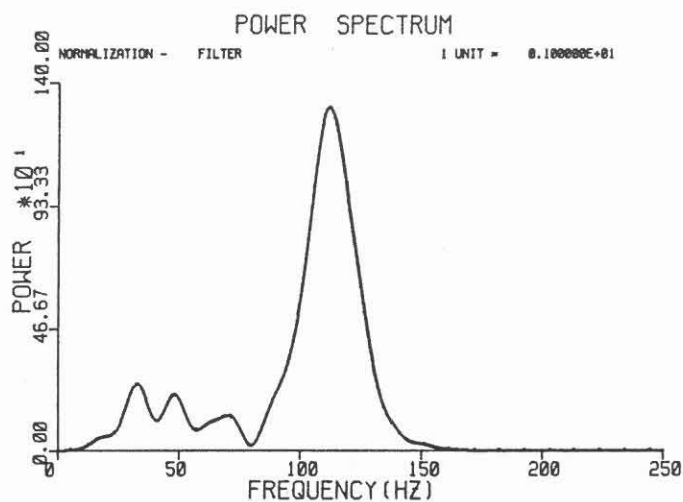


Abbildung 14: Einzelne Spektren von Aufzeichnungen des Monitorgeophons.
Oben: HR, Mitte: HT, unten: R

Spektren dieser Komponenten (Abb. 14) zeigen sehr hohe Frequenzen mit einem Maximum im 120 - 130 Hz-Bereich. Die seltsame Form (das sehr ausgeprägte Maximum) der Spektren ist möglicherweise auf instrumentelle Resonanzeffekte zurückzuführen.

Die VSP-Daten selbst wurden folgendermaßen vorprozessiert:

- Doppelte Spuren (Überlappung der Geophonketten) und schlechte Spuren wurden herausgenommen.
- In einigen Fällen wurde die Polarität verändert.
- Ein Bandpaß (10 - 150 Hz) und zwei Notch-Filter (50 und 100 Hz) wurden angewandt.

Abb. 15 zeigt die so gewonnenen Daten mit einer Normalisierung der Amplituden, Abb. 16 nach Anwendung eines AGC mit einem Zeitfenster von 100 msec. In Abb. 15 erkennt man die Dominanz der herunterlaufenden P- und S-Wellen, die ähnliche Amplituden haben. In der AGC-Version (Abb. 16) erkennt man viel herauflaufende Energie von Tiefen unterhalb des Bohrlochgrundes (2200 m). Reflexionen im Bereich der Bohrung sind schwer auszumachen, weil sie von der direkten Welle verdeckt werden, aber es gibt Anzeichen von Reflexionen von geneigten Reflektoren.

Um für die verschiedenen Schüsse eine einheitliche Signalform zu erzielen, wurde eine Referenzdekonvolution durchgeführt: Mit Hilfe der vom Monitoregeophon aufgezeichneten Quellsignale wurden Filter entworfen, die dann auf die zu den betreffenden Schüssen gehörenden VSP-Daten angewandt wurden.

Ziel einer solchen Vereinheitlichung der Signalformen war die Erhöhung der Kohärenz, was nicht nur zum besseren Erkennen einzelner Phasen wünschenswert ist, sondern auch im Hinblick auf die Anwendung von f-k-Filtertechniken (oder Median-Filtern) von Vorteil, wenn nicht gar notwendig ist.

Die Spuren wurden danach in die R-, HR- und HT-Koordinaten gedreht, wobei die Polarisationsrichtung durch kleine Zeitfenster um den Einsatz der direkten P-Wellen bestimmt wurde. Die gedrehten Daten sind in Abb. 17 zu sehen, wiederum in normalisierter Form.

Die hauptsächlichen Beweggründe für die Rotation waren:

- die Geophone zu orientieren (horizontale Drehung)
- die SV-Energie von der Vertikalkomponente zu entfernen (vertikale Drehung)

Wie man sehen kann, ist ein Großteil der Scherwellenenergie nun auf den Horizontalkomponenten. In eben geschichteten Medien mit nahezu horizontalen Schichtgrenzen könnte das Processing der rotierten R-Komponente nun fortgeführt werden, um schließlich herauf- und herunterlaufende P-Wellen zu erhalten. In unserem Fall sind jedoch viele Reflektoren so stark geneigt (oder liegen Diffraktoren so weit neben der Bohrung), daß auch auf den Horizontalkomponenten noch viele Einsätze herauflaufender P-Wellen zu finden sind. Analog findet man auch auf der Radialkomponente noch viel S-Energie. Allerdings ist die direkte S-Welle nach der Drehung kohärenter und kann leichter entfernt werden.

Interessante Merkmale der rotierten Daten sind der sehr lange S-Wellenzug und seine offensichtlich niedrige Frequenz. Vergleicht man ihn mit dem vom Monitoregeophon aufgezeichneten S-Wellenzug, so stellt man fest, daß letzterer wie der P-Wellenzug kurz und

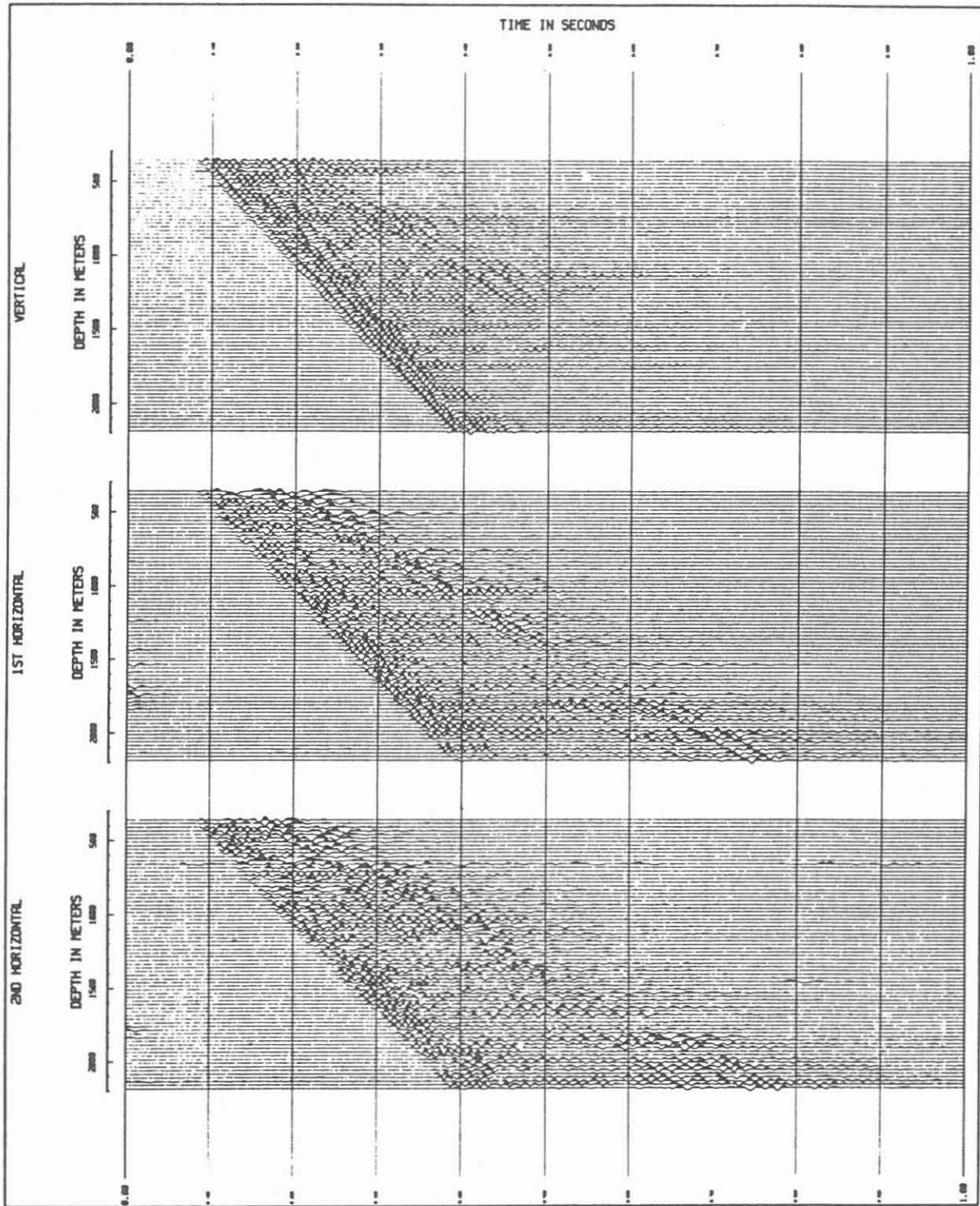


Abbildung 15: VSP-Experiment: Abspielungen ohne AGC

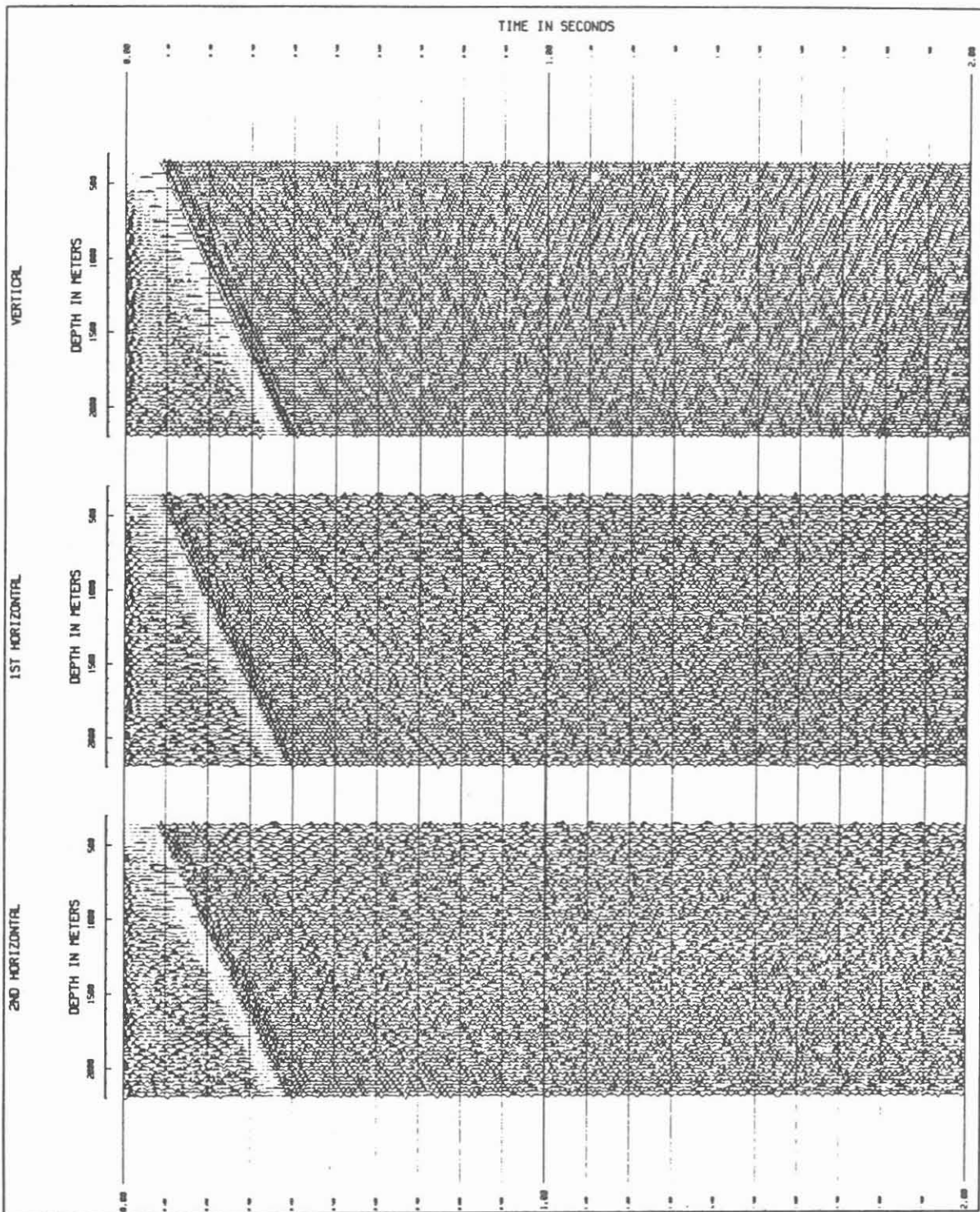


Abbildung 16: Wie Abb. 15 nach Anwendung eines AGC. Dargestellt ist hier der Zeitbereich bis 2 s. Vorallem auf der Vertikalkomponente ist überhalb 1 s herauflaufende Energie zu sehen

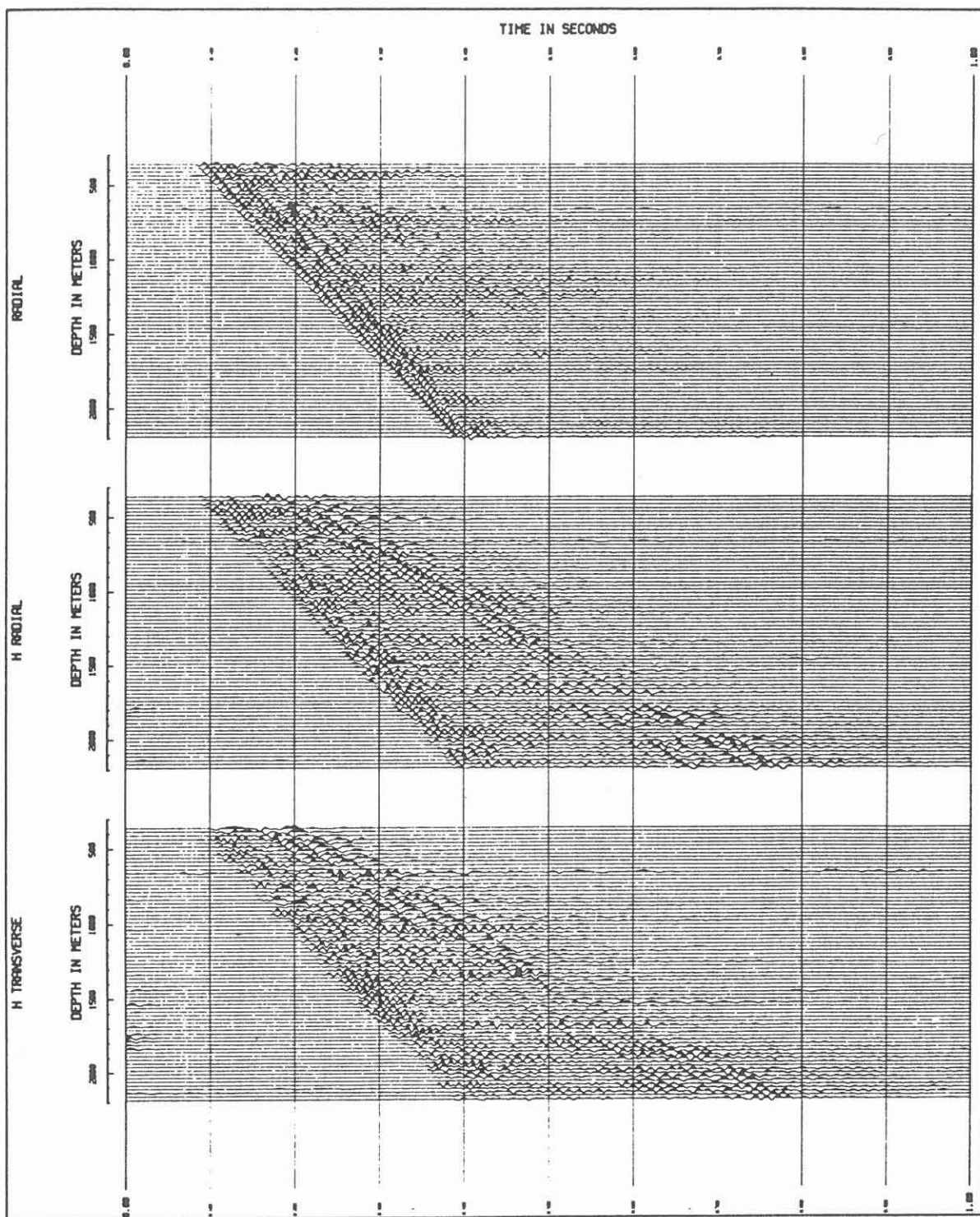


Abbildung 17: Rotierte Daten: Auf der Radialkomponente ist die P-Wellenenergie konzentriert, auf den Horizontalkomponenten (HR und HT) die S-Wellenenergie

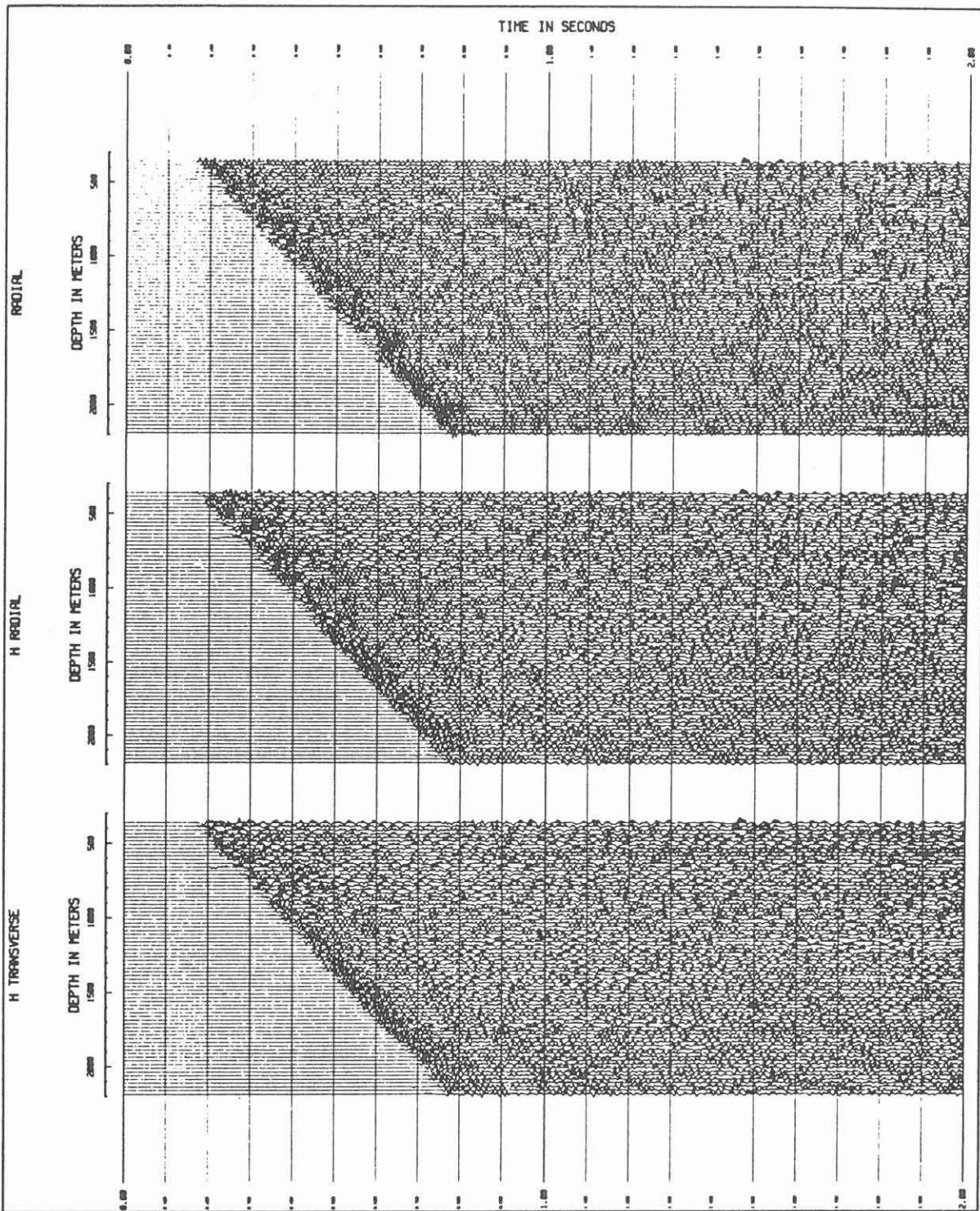


Abbildung 18: Die VSP-Daten nach einer Verschiebung zu Zweiweglaufzeiten

hochfrequent ist.

Der herunterlaufende S-Wellenzug wird also unterhalb des Monitorgeophons durch das Medium in seiner Form stark verändert, wohingegen sich am Frequenzgehalt des P-Wellenzuges nichts ändert, (s. Abb. 13, 17), so daß man Dämpfung nicht als alleinige Ursache annehmen kann. Der Effekt muß von der Ausbreitung im Gebiet unterhalb des Monitorgeophons (60 m) aber oberhalb des relativ homogenen Gebiets (400 m) herrühren, wo die Geschwindigkeitslogs (Abb. 19) keine größeren Geschwindigkeitskontraste anzeigen.

Eine Möglichkeit ist eine Zone mit Geschwindigkeitsgradienten, die denen der nahen Oberfläche entsprechen. Erste Ergebnisse von vorläufigen FD- und Reflektivitäts-Modellrechnungen deuten qualitativ an, daß ein solcher Gradient diesen Effekt bewirken kann. Interferenzeffekte in geringer Tiefe vermitteln den Eindruck von zwei separaten Einsätzen innerhalb des S-Wellenzuges. Diese Erscheinung konnte bisher nicht erklärt werden.

Fest steht, daß die Geschwindigkeit des zweiten (deutlichen) S-Peaks zu einem v_p/v_s -Verhältnis von 1.9 führt, während die Geschwindigkeit des ersten (wenn es ihn gibt) deutlich größer ist.

Aufklärung kann in diesem Fall nur eine detailliertere Untersuchung erbringen.

Wie schon bei der Geophonversenkungsmessung (Abschnitt 4) ist die Trennung der herauf- und der herunterlaufenden Wellen wegen räumlichem Aliasing nicht ohne Weiteres möglich: Um ein Aliasing der P-Wellen zu vermeiden, braucht man einen 120 Hz-Tiefpaß. Bei den S-Wellen dagegen muß man schon bei etwa 65 Hz abschneiden, so daß ein großer Teil der Daten verloren ginge, würde man einen Anti-Aliasing-Filter einsetzen.

Deswegen und wegen der schlechten Resultate einer f-k-Filterung ohne vorherigen Frequenzfilter wurde eine Median-Filter-Technik eingesetzt, um die direkten P- und S-Wellen zu eliminieren:

Aus 5 Spuren wurde ein Median-Mittel extrahiert, um die P- und S-Wellen näherungsweise zu bestimmen, und dieses Mittel wurde dann einfach von den Daten abgezogen. Es wurde auch noch ein Dekonvolutionsoperator entworfen, um den herunterlaufenden Wellenzug zusammenzuziehen. Im vorliegenden Datenbeispiel war das nicht ausschlaggebend, da die oberflächennahe Struktur kaum Multiple erzeugt, so daß der herunterlaufende P-Wellenzug ohnehin von kurzer Dauer ist.

Die Daten wurden unter Ausnutzung der direkten P-Wellen-Einsatzzeiten (Abb. 9) in Zweiweglaufzeiten umgerechnet und es wurde ein AGC mit 250 ms Fensterlänge angewandt. Die so gewonnenen Daten zeigt Abb. 18. : Obwohl ein Großteil der direkten P-Wellenenergie entfernt ist, findet man davon immer noch starke P-Einsätze. Diese können Störungen im bzw. Reflexionen am Bohrloch zugeschrieben werden, wo sich durch Interferenzeffekte die Wellenform ändert und so die Effektivität des Median-Filters vermindert.

Die Störungen befinden sich an solchen Stellen, an denen auch die Geschwindigkeitslogs Diskontinuitäten zeigen und Reflexionen erwartet werden dürfen.

Daß die Reflektoren geneigt sind, ist zum einen aus der Form der Laufzeitkurven (gekrümmt) ersichtlich, und zum anderen durch den beträchtlichen Anteil auf den Horizontalkomponenten.

Reflexionen (oder Diffraktionen) aus größeren Tiefen erscheinen einigermaßen horizontal, wie man es vom 2-Weg-Laufzeit-Bild erwartet. Man beachte, daß der Median-Filter beim Unterdrücken der S-Wellen ziemlich erfolgreich war.

Die Identifikation der Ereignisse in Abb. 18 ist schwierig und animiert zu vielen Verbesserungen, sowohl im Bereich der Abfolge von Verarbeitungsschritten, als auch im Bereich

der Methoden, ein Abbild des Untergrundes zu erzeugen.

Kleinere Ereignisse in der Nähe von großen Einsätzen (etwa der direkten P-Welle) werden vom AGC unterdrückt, so daß man Reflexionen am Bohrloch nur schwer erkennen kann. Der Schwerpunkt ist ganz eindeutig das erfolgreiche Entfernen von herunterlaufender Energie, und daran muß weiterhin gearbeitet werden.

Beim kürzlich durchgeführten VSP-Experiment (bis 3600 m Tiefe) waren die Geophone gegenüber dem hier beschriebenen Experiment um den halben Geophonabstand (12.5 m) versetzt. Dies bietet nach einer Anpassung der Daten (evtl. Zeitverschiebung wegen unterschiedlichem Schuß-Offset und eventuell Dekonvolution wegen der unterschiedlichen Signalformen) die Möglichkeit, beide Datensätze miteinander zu kombinieren. Die höhere Auflösung und die damit verbundene Reduzierung des Aliasing-Problems sollten eine wesentlich effektivere Datenverarbeitung zulassen. Insbesondere sollte es bei einem kombinierten Datensatz aus den beiden Experimenten wesentlich besser möglich sein, die herauflaufenden Wellen von den herablaufenden zu trennen.

Mit solchermaßen bearbeiteten Daten sollte es dann auch möglich sein, eine Migration des gesamten Wellenfeldes durchzuführen, die ein Abbild von der Reflektivitätsverteilung im Untergrund liefert.

2.5 Sonic-, Dichte- und Impedanzlogs

In der Bohrung sind unter anderem nach Erreichen der Teufen 478.5 und 2202 m kontinuierliche Logmessungen (Sonic und Dichte) vorgenommen worden.

Bei einem Sonic-Log wird die reziproke Geschwindigkeit (slowness) der in unmittelbarer Umgebung der Bohrlochwand liegenden Gesteinsformation bestimmt. Die Eindringtiefe des Meßverfahrens hängt im wesentlichen von der Art der Sonde (Anordnung und Abstand der Sender und Empfänger) ab. Durch verschiedene Einflüsse wie Spülflüssigkeit, Filterkuchen, Temperaturänderung durch die Bohrung und mechanische Beanspruchung der Bohrlochwand können die sich ergebenden Geschwindigkeiten stark verfälscht sein. Die wahren Formationsgeschwindigkeiten können somit nur bedingt abgeschätzt werden.

In Abb. 19 sind die Intervallgeschwindigkeiten v , die Durchschnittsgeschwindigkeiten \bar{v} der lithologischen Großeinheiten (s. unten), und die Dichten (ρ) angegeben. Die Intervallimpedanzen (Schallhärte, rechte Kurve) sind das Produkt aus Geschwindigkeit und Dichte. Schnelle Änderungen der Impedanz sind Ursache für die Reflexion seismischer Energie.

Das lithologische Profil der Bohrung stellt sich stark vereinfacht so dar:

Bis 527 m (bei den Tiefenangaben handelt es sich um Bohrtiefen von der Erdoberfläche aus gemessen) herrscht eine Wechsellagerung von Amphibolit und Biotitgneis mit Einschaltungen von Aplitgranit und graphitischen Kataklastizonen vor (im Folgenden als Bereich I bezeichnet).

Bis 1160 m schließt sich eine mehr oder weniger homogene Biotitgneis-Serie an (Bereich II).

Diese wird abgelöst durch eine Serie von Amphiboliten mit gelegentlichen Metagabbro-Einlagerungen bis in eine Tiefe von 1609 m (Bereich III).

Daran anschließend folgt wieder ein Bereich mit überwiegend Biotitgneis und gelegentlichen Vorkommen von Amphiboliten. Die ausgeprägte Impedanzabnahme bei 2160 m Tiefe wird durch eine stark kataklastische, graphitische Scherzone verursacht. In der Tiefe von

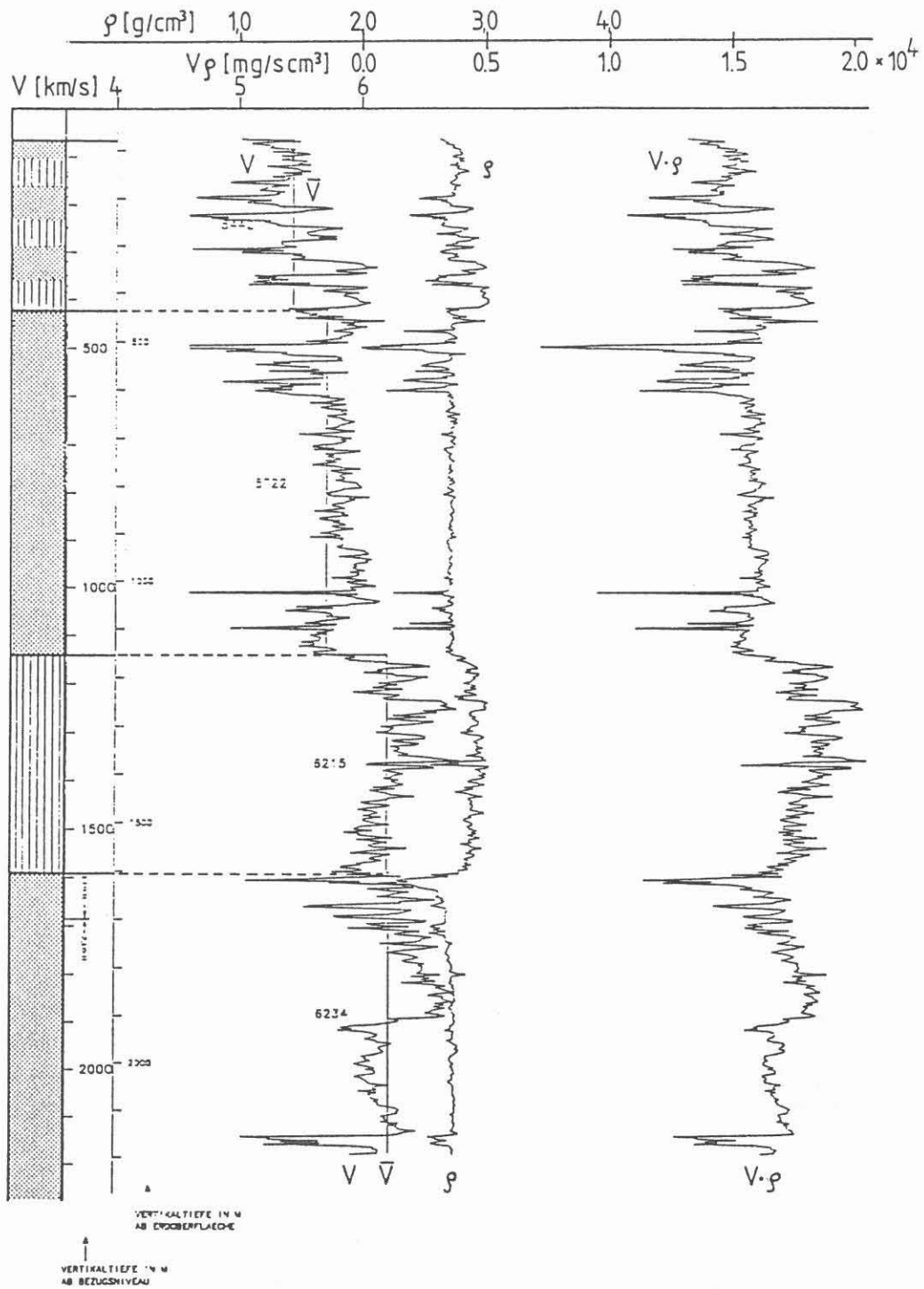


Abbildung 19: Ergebnisse des Sonic-, Dichte- und Impedanzlogs (Prakla Seismos). Markiert sind die im Text definierten Bereiche I bis IV

Achtung: Die Grenzen zwischen diesen Bereichen wurden korrigiert (siehe Text).

1900 m zeigt sich eine Abnahme der Geschwindigkeit um mehr als 200 m/s. Dies kann mit keiner Lithologiegrenze korreliert werden (Bereich IV.1 und IV.2). Die Dichte bleibt hier konstant.

Die folgende Tabelle gibt die mittleren Geschwindigkeits- und Dichtewerte für die genannten Bereiche an, in der rechten Spalte sind die Reflexionskoeffizienten für vertikalen Einfall für den Übergang zur jeweils nächsten Schicht angegeben.

litholog. Ber. / Tiefe	\bar{v} (m/s)	ρ (g/ccm)	R
I / 527	5440	2.78	0.0105
II / 1160	5720	2.7	0.0767
III / 1609	6210	2.9	-0.0207
IV.1 / 1900	6400	2.7	-0.0191
IV.2	6160	2.7	

Die Reflexionskoeffizienten sind recht klein.

Nur der Übergang vom Gneis zum Amphibolit ragt mit $R \approx 0.08$ heraus. In den migrierten Sektionen (DEKORP Processing Center, Clausthal) ist keine Reflexion zu erkennen. Das liegt vielleicht daran, daß die Grenzfläche Amphibolit/Gneis nicht großflächig genug (kleiner als die Fresnelzone) ist oder ein starkes Einfallen aufweist.

In den VSP-Sektionen (Abb. 16) ist ein schwaches Ereignis bei 2200 m Tiefe zu erkennen, das eventuell mit der Störungszone bei 2160 m in Verbindung zu bringen ist.

2.6 Vergleich mit Caliper-Logs

Wie im Abschnitt 2.4 beschrieben war es bei dem VSP-Experiment schwierig, Reflexionen aus dem Tiefenbereich der Bohrung und aus ihrer unmittelbaren Umgebung zu erkennen. Solche Einsätze wären im Bereich der herunterlaufenden P-Wellen zu suchen und werden, wenn es sie überhaupt gibt, von diesen überdeckt.

Andererseits kann man in den VSP-Sektionen (Abb. 16) in etwa 1050 m Tiefe die Anregung einer Bohrlochwelle ($v \approx 1600$ m/s) durch die herunterlaufende P-Welle beobachten. Diese Anregung wird besonders deutlich sichtbar auf einer Abspiegelung der Prakla Seismos (in Abb. 20 durch Pfeile gekennzeichnet), die ebenso rotierte Daten zeigt. Nach den uns vorliegenden Informationen aus den Sonic-Logs kann die Anregung dieser Bohrlochwelle nicht in Zusammenhang gebracht werden mit einem Lithologiewechsel oder einer größeren Kluft.

Die Vermessung des Bohrlochs (Caliper-Log) ergab allerdings im Tiefenbereich von etwa 1030 m einen größeren „washout“ (eine von der Spülflüssigkeit verursachte azimutunabhängige Erweiterung des Lochquerschnitts). Die Abb. 21 wurde uns von der Arbeitsgruppe „Bohrlochgeophysik“ am Geophysikalischen Institut der Universität Karlsruhe zur Verfügung gestellt und zeigt die Ergebnisse der Querschnittsmessungen zur Zeit der Durchführung des VSP-Experiments in 2200 m Tiefe.

Das linke Teilbild zeigt die Ergebnisse aus einem typischen 100 m-Intervall zwischen 1000 und 2000 m Tiefe. Die um den Kreis (Meißeldurchmesser) dargestellten Striche entsprechen einzelnen Meßwerten. Der Abstand zum Kreiszentrum stellt den gemessenen Radius

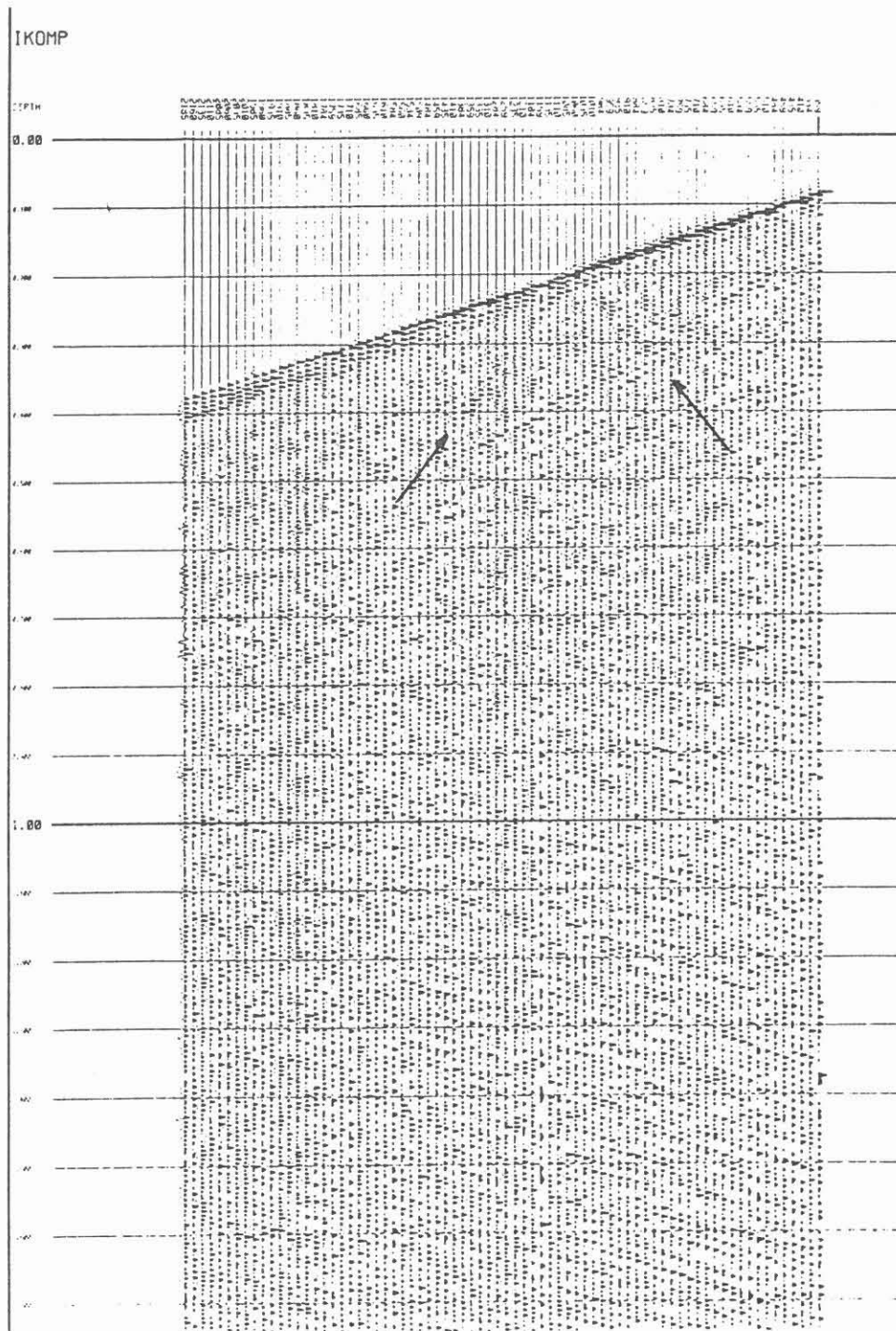


Abbildung 20: Radialkomponente des VSP-Experiments (Prakla Seismos). Die Bohrlochwelle ist durch Pfeile gekennzeichnet.

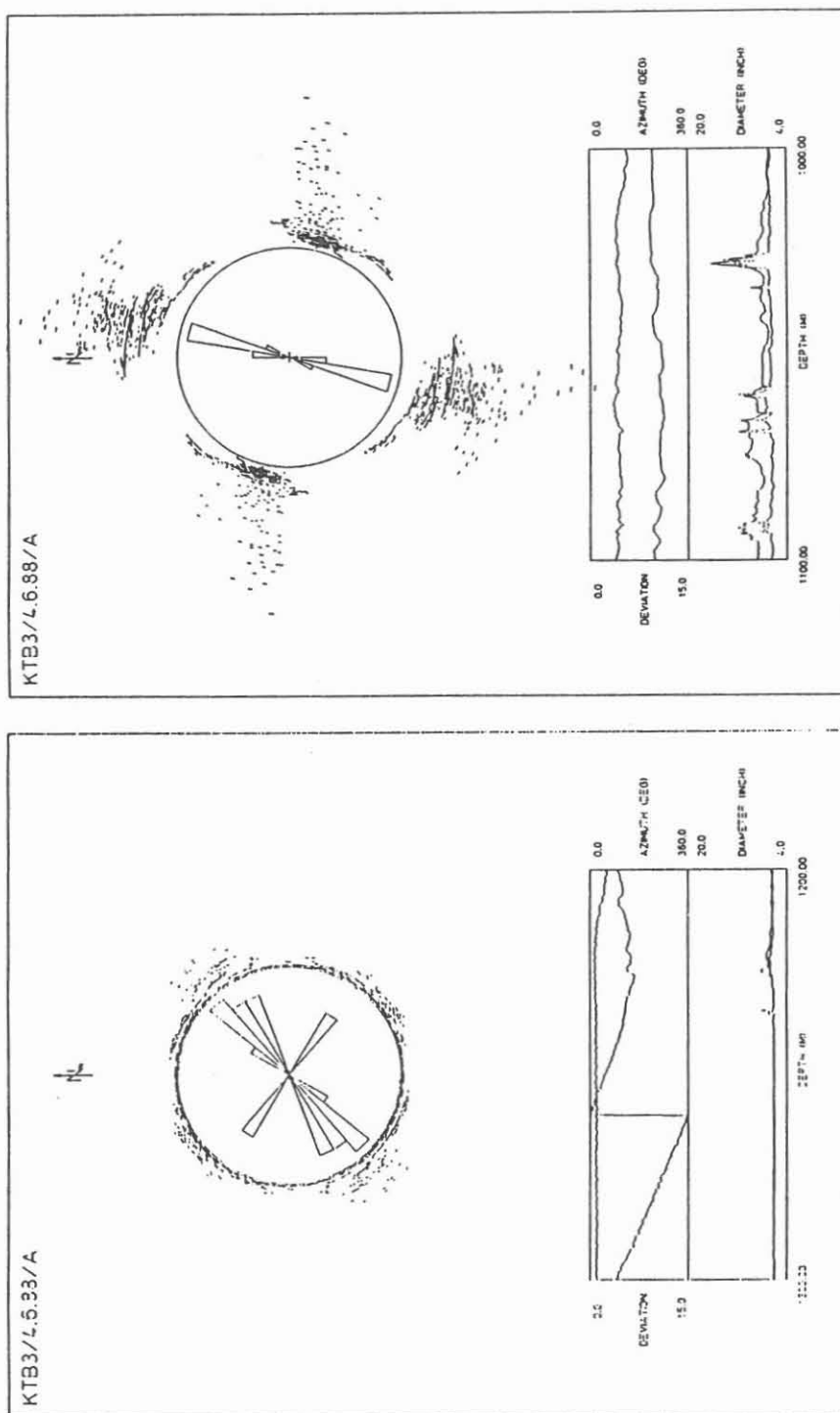


Abbildung 21: Auswertung von Caliper-Logs: links 1200-1300 m, rechts 1000-1100 m

(maßstäblich wie der Kreis), der Winkel die Orientierung des Meßgeräts (Caliper) bei der Aufnahme des Meßwerts dar. Die Kurven darunter geben Aufschluß über die Tiefenabhängigkeit dieser Orientierung (obere Kurven) und der gemessenen Durchmesser der beiden Caliper-Armpaare (untere Kurven).

Im rechten Teilbild (1000-1100 m Tiefe) erkennt man bei etwa 1030 m Tiefe die scharfe Ausbuchtung des Bohrlochs (untere Kurven). Die Größe dieses washouts wird im Vergleich mit dem „typischen“ linken Teilbild ersichtlich, vermutlich ist die Anregung der Bohrlochwelle jedoch stark mit den abrupten Grenzen des washouts verbunden.

Ein Anreißen der Bohrlochwelle in Abb. 20 ist wegen der mangelnden Kohärenz der entsprechenden Einsätze nicht möglich, wir sehen aber eine Verbindung mit dem beobachteten washout in etwa dieser Tiefe.

3 Reflexionsseismische Messungen in der weiteren Umgebung der Bohrung

3.1 DEKORP 4

Hier standen Daten von Einzelschüssen eines Abschnittes des DEKORP 4-Profiles mit den Geophonnummern 2108 bis 2183 zur Verfügung. Die Geophone überdeckten dabei einen Bereich von 320 m bis etwa 12 km südöstlich und 320 m bis 4 km nordwestlich des Schußpunktes in 80 m-Schritten (DEKORP 4).

Die Daten waren nicht prozessiert und es wurde zur besseren Bearbeitung ein AGC mit einem Zeitfenster von 200 ms angewandt. Jeder fünfte Einzelschuß wurde zur Bearbeitung herangezogen.

Die Auswertung bestand aus der gleichen kinematisch-geometrischen Migration von kohärenten Einsätzen wie bei der Auswertung des VSP-2200-Experimentes. Abweichend von der VSP-Auswertung wurde hier lediglich mit gemittelten tiefenabhängigen Durchschnittsgeschwindigkeiten gearbeitet, die vom DEKORP Processing Center der TU Clausthal übernommen wurden.

Die folgende Tabelle zeigt die hier relevanten Durchschnittsgeschwindigkeiten v_{RMS} in Abhängigkeit von der Zweiweglaufzeit (TWT).

TWT (s)	v_{RMS} (km/s)
1.2	5.17
1.72	5.3
2.86	5.56
3.78	5.7
4.5	5.9

Zwischen den angegebenen Zeiten wurde linear interpoliert.

Es wurden lediglich Ereignisse angerissen, die deutliche Amplituden hatten und über mindestens 10 Spuren korrelierbar waren. (Selten wurden Ereignisse mit einer Korrelation über mehr als 40 Spuren gefunden.)

Die Ergebnisse sind in Abb. 22 dargestellt. In dieser Abbildung sind die aus den Einzelschüssen ermittelten Linien gestrichelt dargestellt, und im Vergleich dazu durchgezogen

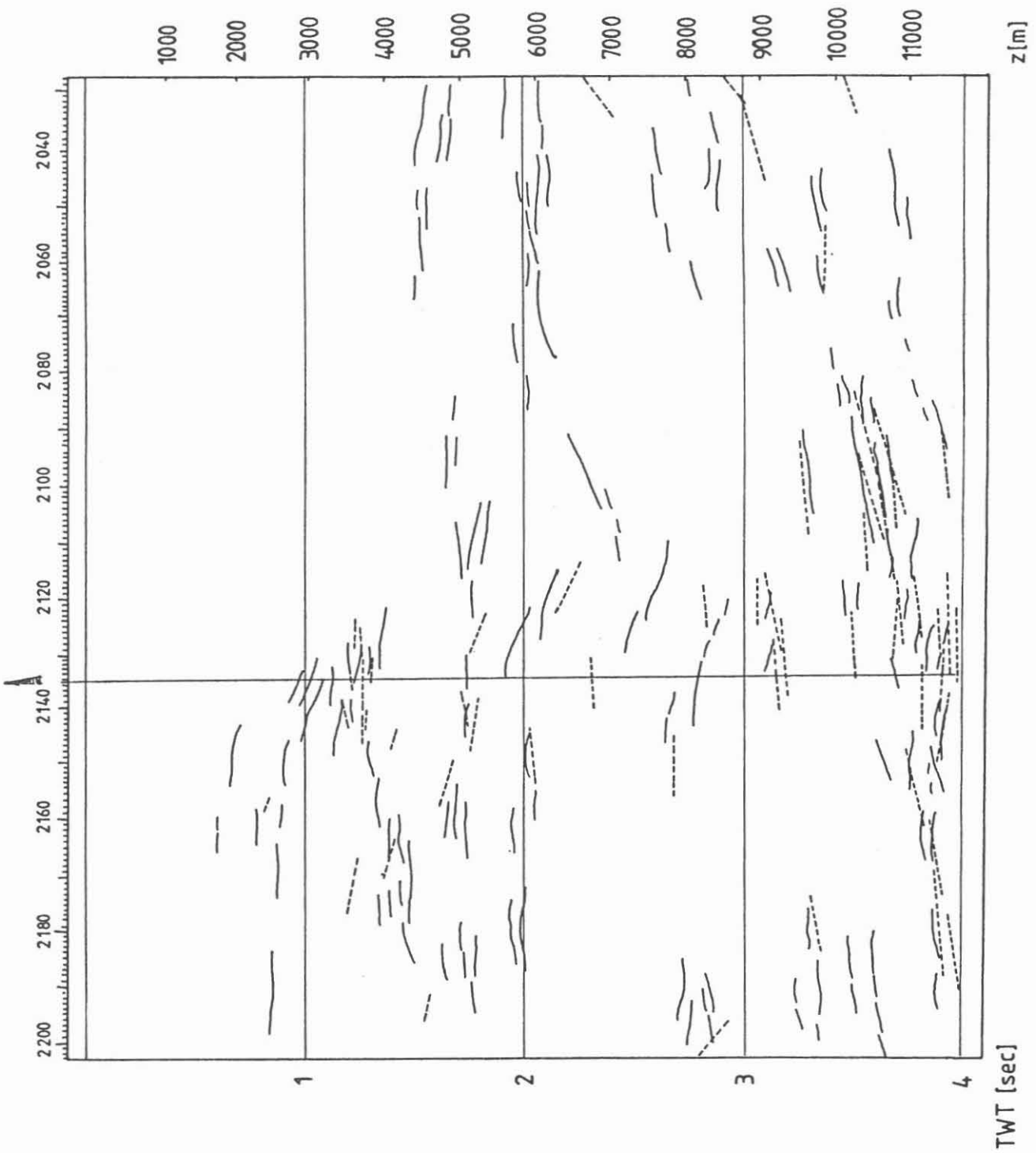


Abbildung 22: Strichzeichnung aus Daten auf dem DEKORP 4-Profil. Die Achsbeschriftung zeigt Geophonnummern. Weitere Erklärungen befinden sich im Text

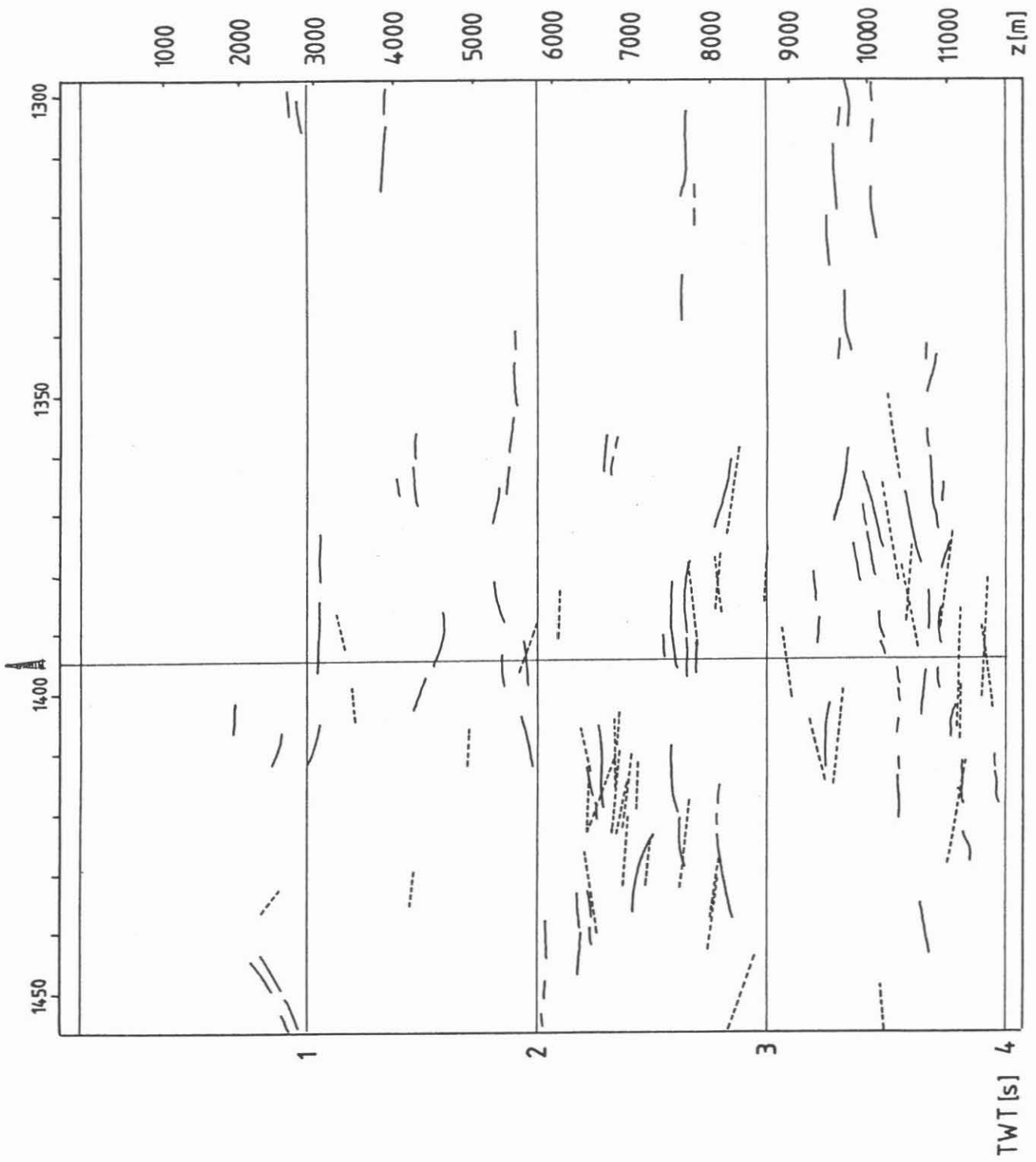


Abbildung 23: Strichzeichnung aus Daten auf dem KTB 8502-Profil wie bei Abb. 22

eine Strichzeichnung, wie wir sie aus der migrierten Sektion der DEKORP 4-Linie (DEKORP Processing Center) gewonnen haben.

Dargestellt ist ein Ausschnitt zwischen den DEKORP Geophonnummern 2030 und 2200, was einer Ausdehnung von etwa 13.6 km entspricht (siehe dazu auch den Lageplan, Abb. 1). Bei den durch die Beobachtung der Einzelschüsse gefundenen Reflektorelementen ist die Häufung zwischen 3 und 4 s TWT im Bereich der Bohrung auffällig. Daneben treten im Bereich der Bohrung Häufungen der Reflektorelemente bei 1.3 und 1.8 s TWT auf.

Vergleicht man diese Ergebnisse mit dem der oben besprochenen VSP-2200-Auswertung, so finden die Ereignisse bei 1.8 s TWT und 3-4 s TWT ihre Entsprechungen.

Die recht zahlreichen Reflektoren bei 1.3 s TWT sind in der vorliegenden VSP-Auswertung dagegen nicht enthalten. Eine mögliche Ursache ist die Verwendung unterschiedlicher subjektiver Kriterien für die Auswahl der anzureißenden Ereignisse. Weiter von der Bohrlokation entfernte Reflektorelemente lassen sich mit der migrierten Sektion des DEKORP Processing Centers vergleichen.

3.2 KTB 8502

Mit den gleichen Methoden wie in Abschnitt 3.1 wurde eine Strichzeichnung aus der Interpretation von Einzelschüssen auf dem KTB 8502-Profil im Bereich der Bohrung gewonnen. Die benötigten Geschwindigkeiten wurden wie in Abschnitt 3.1 benutzt, maßgeblich für das Anreißen von Ereignissen waren die gleichen Kriterien wie in Abschnitt 3.2.

Analog ist auch die Darstellungsweise: In Abb. 23 sind die durchgezogenen Reflektorelemente wieder aus der migrierten Sektion des DEKORP Processing Centers übernommen, die gestrichelten Linien sind die durch die kinematisch-geometrische Migration gewonnenen Reflektorelemente.

Vor allem in Tiefen unterhalb 2 s TWT zeigt sich eine gute trendmäßige Übereinstimmung der beiden Bilder, insbesondere sind im Bereich der Bohrung wieder die Reflektorelemente bei 1.3 und 1.8 s TWT zu erwähnen, die auch bei der kinematischen Migration lokalisiert werden konnten.

Daneben findet man im Bereich der Bohrung auch bei 2.6 s TWT Reflektorelemente, und zwar sowohl bei der migrierten Sektion, als auch nach der kinematischen Migration.

4 Diskussion

Die bisherige Auswertung aller seismischen Messungen im engeren Umfeld der KTB-Vorbohrung (Nahlinienprofil, Geophonversenkmesung bei 478 m, VSP bei 2200 m Tiefe) ergibt folgendes Geschwindigkeitsmodell:

Eine insgesamt 10-15 m mächtige Verwitterungsschicht kann näherungsweise in zwei Schichten untergliedert werden. Eine obere 2 bis 3 m mächtige Schicht mit einer P-Wellengeschwindigkeit von 350 bis 400 m/s wird von einer 8 bis 12 m mächtigen Schicht mit $v_p=950-1150$ m/s unterlagert. Das S-Wellen-Geschwindigkeitsmodell stimmt bezüglich Form und Tiefenlage gut mit dem für P-Wellen überein (Abb. 3). Als v_p/v_s -Verhältnis ergibt sich ein Wert von 2 bis 2.1, was für oberflächennahe Auflockerungs- und Verwitterungszonen kein untypischer Wert ist.

Das kristalline Grundgebirge zeigt einen kontinuierlichen Anstieg der P-Wellengeschwindigkeiten (Abb. 9) von etwa 5.0 auf etwa 5.8 km/s in 2000 m Tiefe. Dieser Verlauf stimmt sehr gut mit der Geschwindigkeits-Tiefen-Funktion überein, die aus der Expanding-Spread-Messung resultierte (Weber und Vollbrecht 1988, DEKORP Research Group 1986). Die S-Wellengeschwindigkeit konnte durch die Steigung des stark ausgeprägten S-Wellenzuges in der VSP-Sektion festgelegt werden. Der Wert beträgt etwa 2.9 km/s.

Der Vergleich mit der entsprechend bestimmten P-Wellengeschwindigkeit ergibt ein v_p/v_s -Verhältnis von 1.87. Das entspricht einer Poissonzahl von 0.3.

Über eine azimutale Anisotropie der Raumwellengeschwindigkeit können noch keine Aussagen gemacht werden. Ob die an Bohrkernen beobachtete, z. T. starke Anisotropie (Rauen et al., 1988) auch in situ über größere Raumbereiche nachgewiesen werden kann, wird erst eine Auswertung der Ersteinsätze der Multi-Azimet-MSP's ergeben.

Bei der Geophonversenkungsmessung konnte eine am Bohrlochmund erzeugte nach unten laufende Bohrlochwelle und ihre Reflexion vom Bohrlochgrund beobachtet werden (Abb. 5). In der VSP-Sektion ist keine derartige Rohrwelle zu erkennen, allerdings wurde eine schwach ausgebildete Anregung einer solchen Welle beobachtet (am besten auf Abb. 20, aber auch auf Abb. 16 zu sehen), die auf einen washout in etwa 1050 m Tiefe (Abb. 21) zurückzuführen ist.

Die VSP-Sektion (Abb. 10 und 16) ist dominiert durch viele, sehr hochfrequente, meist nur über wenige (8-20) benachbarte Spuren kohärente, nach oben laufende Einsätze. Eine Spektralanalyse ergab erstaunlich hohe Signalfrequenzen mit einem Peak bei 120 Hz. Es bleibt zu klären, ob Resonanzeffekte im Empfängersystem dafür verantwortlich sind. Diese hohen Frequenzen führten im Zusammenhang mit dem zu großen Geophonabstand (25m) zu Aliasingproblemen. Dieser Tatsache wurde bei der kürzlich durchgeführten VSP-Messung durch gegenüber der letzten Messung um 12.5 m verschobene Geophonpositionen Rechnung getragen.

Beim Processing mußten daher aufwendigere Methoden (f-k-Filterung nach statischer Verschiebung, Median-Filter, Dekonvolution mit dem Referenzsignal) angewandt werden, um das herauf- und das herunterlaufende Wellenfeld zu trennen.

Auch nach diesem Processing können keine eindeutigen, bei den Ersteinsätzen beginnenden Reflexionen oder Diffraktionen im Tiefenbereich der Bohrung (bis 2200 m) beobachtet werden.

Die Sonic- und Dichtelogs (Abb. 19) ergeben in 1150 m Tiefe einen deutlichen Impedanzsprung (Reflexionskoeffizient von etwa 0.08) bei einem Gneis/Amphibolit-Übergang. Daß von diesem keine Reflexion beobachtet werden kann, hängt möglicherweise mit der zu geringen Ausdehnung dieser Grenzfläche ab (kleiner als die erste Fresnel-Zone, deren Radius zu etwa 150-200 m abgeschätzt werden kann).

Die längsten und stärksten reflektierten/diffraktierten Einsätze wurden gepickt und mit einem kinematisch-geometrischen Verfahren migriert. Das Ergebnis (Abb. 12) stimmt in groben Zügen mit den Ergebnissen der Oberflächenseismik überein. Allerdings können we-

gen der Geometrie des Experimentes keine genauen Angaben über die räumliche Lage von der Bohrlochachse entfernter Reflektorelemente gemacht werden.

Eine Betrachtung über die Zusammenhänge zwischen der Geometrie des Experiments, dem Medium und dem Gebiet hoher Auflösung findet man in einem Artikel von Dillon und Thomson (1984). Man beachte aber, daß dort jeweils von horizontal geschichteten Medien ausgegangen wird, und daß die Raumlage der Schichtgrenzen aber einen großen Einfluß auf die Lage der Reflexionspunkte hat.

Im Fall der KTB-Oberpfalz-Lokation ist zu beachten, daß man sich den Untergrund nicht als geschichtet vorzustellen hat, und daß, wie alle Auswertungen mit kinematischen Methoden zeigen, die Annahme einer homogenen Geschwindigkeitsstruktur durchaus zu interpretierbaren Ergebnissen führt.

Die typischen kurzen Einsätze kommen zum Teil deutlich von der Seite, was auf geneigte Reflektoren oder seitliche Streukörper zurückgeführt werden kann.

Eine von uns durchgeführte kinematische Prestack-Migration der DEKORP 4 und KTB 8502 Reflexionsseismik-Einzelschüsse (Abb. 22 und 23) führt zu einer guten trendmäßigen Übereinstimmung mit den nach migrierten Sektionen gefertigten Strichzeichnungen. Spektakuläre neue Reflektoren wurden nicht gefunden. Erneut bestätigt wird der seismisch transparente Charakter der Oberkruste im Lokationsbereich bis 2 km Tiefe.

Um das typische Erscheinungsbild der kurzen Reflexionselemente in der VSP-Sektion weiter zu interpretieren, wurden zweidimensionale elastische FD-Rechnungen durchgeführt. Neuere Ergebnisse (z.B. Raynaud, 1988) zeigen, daß die Wellenfortpflanzung in perturbierten Medien (zufallsverteilte Geschwindigkeitsänderungen mit Skalenlängen in der Größenordnung der Wellenlänge) zu einer Abnahme der Kohärenz des seismischen Wellenfeldes führen kann. Unseren Rechnungen liegt folgendes Modell zugrunde (Abb. 24): Ein horizontaler Reflektor in 1500 m Tiefe wird von einem perturbierten Medium (Schwankungen von 250 m/s um die mittlere Geschwindigkeit von 5500 m/s) überlagert. Die dominierende Wellenlänge (100m) ist etwas kleiner als die mittlere Größe der Geschwindigkeitsanomalien. Die Abb. 25 zeigt links das Ergebnis der FD-Rechnung mit dem perturbierten Modell, rechts das Ergebnis mit einem homogenen Hangenden des Reflektors in wahrer Amplitudendarstellung.

Man erkennt deutlich eine Amplitudenschwankung des reflektierten Einsatzes (R) beim inhomogenen Modell, im Gegensatz zum homogenen Modell, bei dem die Amplitude wegen sphärischer Divergenz mit geringerer Tiefe abnimmt.

Diese ersten synthetischen Rechnungen können eine Erklärung für gewisse Beobachtungen in der Tiefenreflexionsseismik liefern. Nach unserer Ansicht ist die Beschäftigung mit Wellenausbreitungsphänomenen in zufallsverteilten Medien ein wesentlicher Beitrag zur Interpretation tiefenreflexionsseismischer Daten, die uns auch in Zukunft beschäftigen werden.

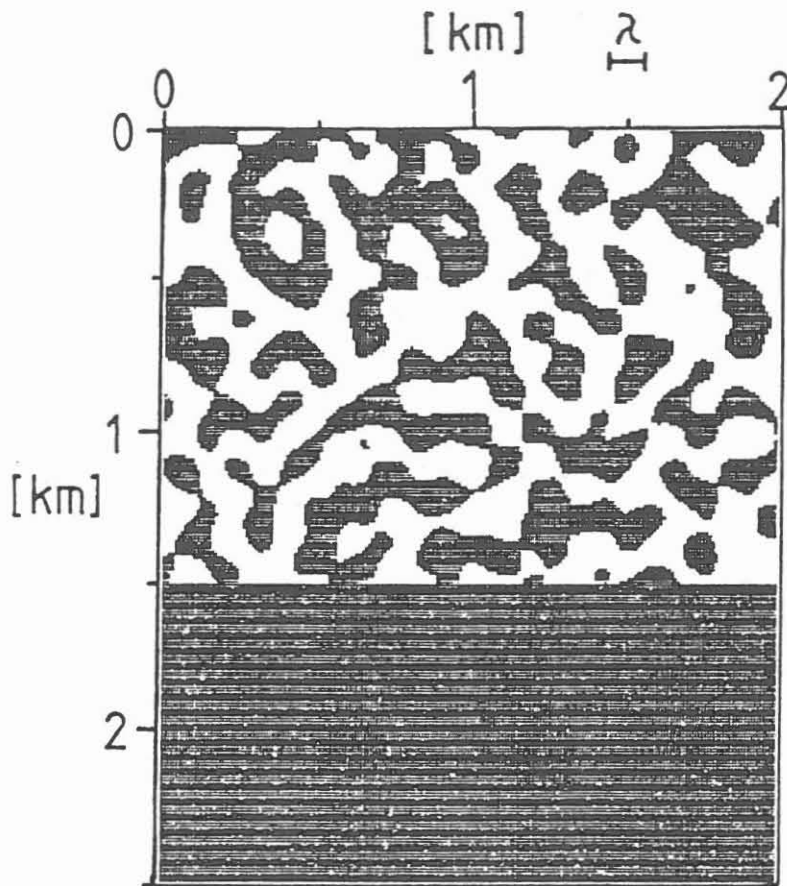


Abbildung 24: Geschwindigkeitsmodell zur FD-Wellenausbreitungssimulation in perturbierten Medien. Oberhalb des ebenen Reflektors in 1.5 km Tiefe ist des Medium durch statistisch verteilte Geschwindigkeitsperturbationen (ca. 5%) gekennzeichnet

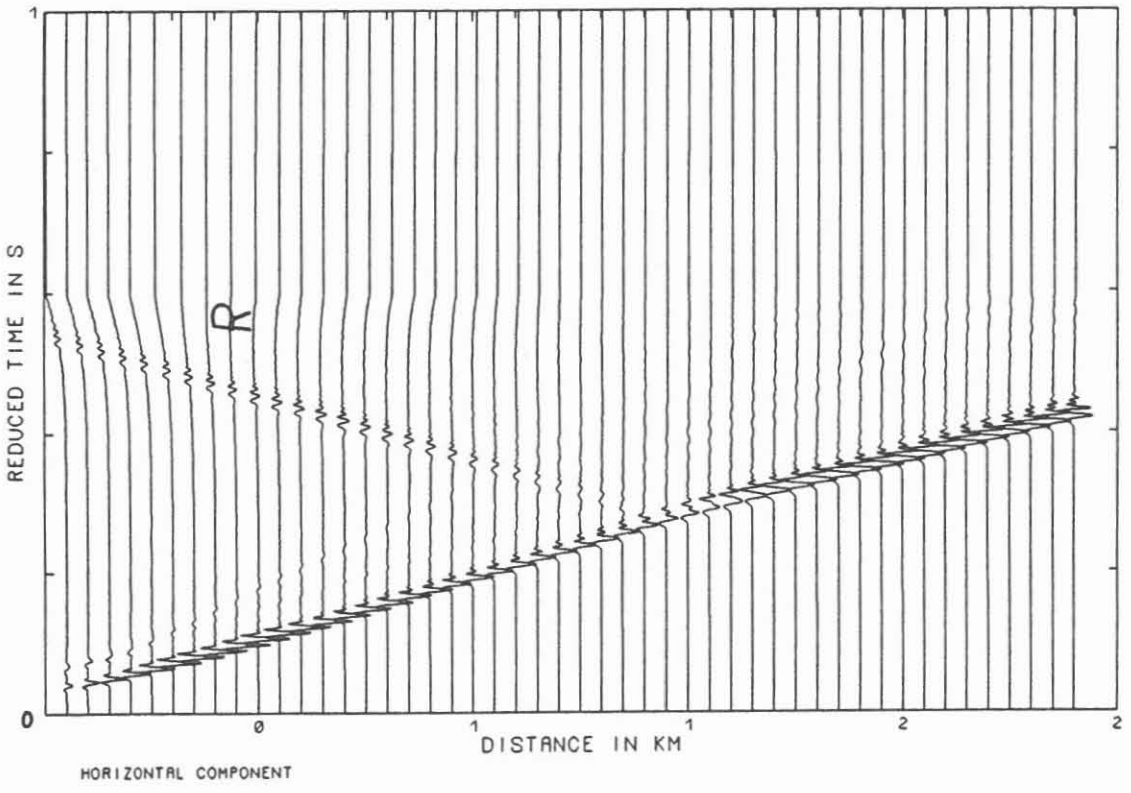
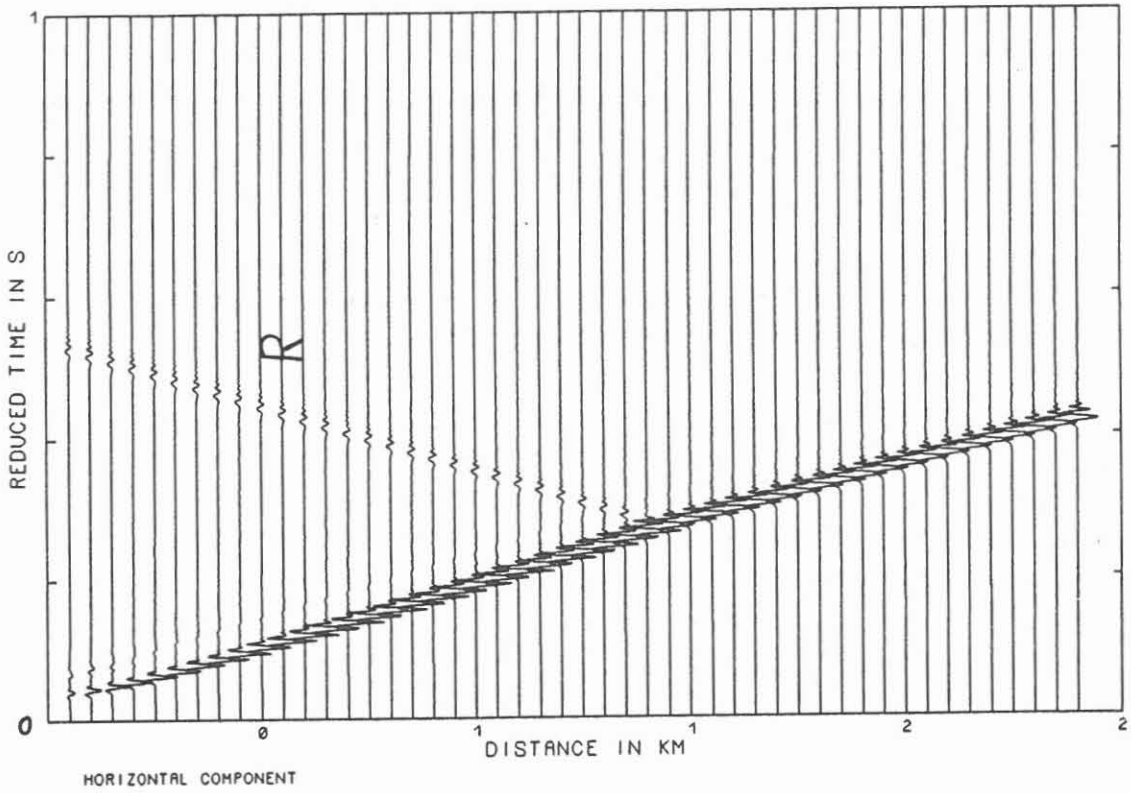


Abbildung 25: FD-Rechnung für das Medium in Abb. 24 (unten) und für das entsprechende ungestörte Medium (oben)

5 **Literatur**

BRAM, K.: VSP-Messungen in der Bohrung KTB-Oberpfalz VB. In: Draxler u. Hanel (Hrg.), Grundlagenforschung und Bohrlochgeophysik (Bericht 5) , KTB-Report 88-7 (1988)

CLAUSS, B.; FUCHS, K.: Spannungsuntersuchung in der KTB-Vorbohrung aus der Analyse von Bohrlochgeometrie und Bohrlochwellenausbreitung: In-Hole-Shot Experiment in der KTB-Vorbohrung und Vergleich mit der Breakout-Analyse. Interner Bericht des Geophysikalischen Institutes der Universität Karlsruhe (1988)

DILLON, P.B.; THOMSON, R.C.: Offset Source VSP Surveys And Their Image Reconstruction. Geophysical Prospecting 32 (1984), pp.790-811

DEKORP RESEARCH GROUP: Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz Deep Seismic Reflection Investigations. J. Geophys. 62 (1988), pp.69-101

WEBER, K.; VOLLBRECHT (eds.): Kontinentales Tiefbohrprogramm der BRD. Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten - Lokation Oberpfalz , 2. KTB-Kolloquium, Seeheim/Odenwald (1988)

RAUEN, A.; LIPPMANN, E.; HUENGES, E.; BRÜCKER, K.; WIENAND, J.; WOLTER, K.E.: Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor, Teufenbereich von 992 bis 1530 m : Geophysik, KTB-Report 88-6 (1988)

RAYNAUD, B.A.: Statistical modelling of lower-crustal reflexions, Geophysical Journal 95 (1988), pp.111-121

STEUERNAGEL, B.; RABEL, W.; STÜMPEL, H.: Flachseismische Messungen mit Kompressions- und Scherwellen im Bereich der kontinentalen Tiefbohrung. In: K. Bram (Hrg.), Ergebnisse geowissenschaftlicher Umfelduntersuchungen - Geophysikalische Erkundung. KTB-Report 88-7 (1988)