

ISSN 0073-8433

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

SEKTION
TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN
NATURWISSENSCHAFTEN

SERIE 10 · NUMMER 7 · 1988

FILM C 1652

Kontinentales Tiefbohrprogramm
Seismische Voruntersuchungen



INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM · GÖTTINGEN

Angaben zum Film:

Tonfilm (Komm., deutsch oder engl. und Originalton), 16 mm, farbig, 290 m, 26½ min (24 B/s).
Hergestellt 1985–1987, veröffentlicht 1987.

Veröffentlichung aus dem Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität
Göttingen, Prof. Dr. H. J. BEHR, Dr. T. HEINRICHS, und dem Institut für den Wissenschaftlichen
Film, Göttingen, R. TRACHTE; Kamera und Schnitt: C. GOEMANN; Ton: K. KEMNER, K. BERT-
RAM; Zeichentrickherstellung: H.G. GRASKE, H. STREICHERT.

Der Film wurde hergestellt mit Unterstützung durch den Bundesminister für Forschung und
Technologie.

An den Untersuchungen waren Wissenschaftler der Universität Bochum, Clausthal, Göttingen,
Hamburg, Karlsruhe, Kiel, München und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenfor-
schung beteiligt.

Zitierform:

BEHR, H.J., T. HEINRICHS und INST. WISS. FILM: Kontinentales Tiefbohrprogramm – Seis-
mische Voruntersuchungen. Film C 1652 des IWF, Göttingen 1987. Publikation von T. HEIN-
RICHS, Publ. Wiss. Film., Sekt. Techn. Wiss./Naturw., Ser. 10, Nr. 7/C 1652 (1988), 17 S.

Anschrift des Verfassers der Publikation:

Dr. T. HEINRICHS, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr. 3,
D-3400 Göttingen.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN

Sektion BIOLOGIE

Sektion PSYCHOLOGIE · PÄDAGOGIK

Sektion ETHNOLOGIE

Sektion TECHNISCHE WISSENSCHAFTEN

Sektion MEDIZIN

NATURWISSENSCHAFTEN

Sektion GESCHICHTE · PUBLIZISTIK

Herausgeber: H.-K. GALLE · Redaktion: E. BETZ, I. SIMON

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN sind die schriftliche Ergänzung
zu den Filmen des Instituts für den Wissenschaftlichen Film und der Encyclopaedia Cinematogra-
phica. Sie enthalten jeweils eine Einführung in das im Film behandelte Thema und die Begleitum-
stände des Films sowie eine genaue Beschreibung des Filminhalts. Film und Publikation zusammen
stellen die wissenschaftliche Veröffentlichung dar.

PUBLIKATIONEN ZU WISSENSCHAFTLICHEN FILMEN werden in deutscher, englischer
oder französischer Sprache herausgegeben. Sie erscheinen als Einzelhefte, die in den fachlichen
Sektionen zu Serien zusammengefaßt werden.

Bestellungen und Anfragen an: Institut für den Wissenschaftlichen Film
Nonnenstieg 72 · D-3400 Göttingen
Tel. (05 51) 20 22 04

FILME FÜR FORSCHUNG UND HOCHSCHULUNTERRICHT

HANS JÜRGEN BEHR, TILL HEINRICHS, Göttingen, und INSTITUT FÜR DEN WISSENSCHAFTLICHEN FILM, Göttingen:

Film C 1652

Kontinentales Tiefbohrprogramm – Seismische Voruntersuchungen

Verfasser der Publikation: TILL HEINRICHS

Inhalt des Films:

Kontinentales Tiefbohrprogramm – Seismische Voruntersuchungen. Der Film gibt einen Einblick in die tiefenseismischen Methoden. Er dokumentiert die Experimente, die 1985/86 zur Erkundung des Baues der Erdkruste in einem der Zielgebiete des kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) unternommen wurden.

Im ersten Abschnitt werden einige Grundlagen der Reflexionsseismik und die Feldmessungen mit der Vibroseis-Methode herausgestellt. Die wesentlichen Schritte der Datenverarbeitung werden illustriert.

Der zweite Teil verfolgt die aufwendigen refraktionsseismischen Experimente vom Niederbringen der Schußbohrungen bis hin zur gleichzeitigen Bewegung dreier Empfangsapparaturen.

Zum Abschluß wird eine Synthese aus dem Modell der Kompressionswellengeschwindigkeiten und dem Muster der seismischen Reflektoren gezeigt. Daraus läßt sich eine Vorstellung zur Struktur der kontinentalen Erdkruste in einer vermuteten Suturezone ableiten. Sie wird durch die über-tiefe Bohrung zu prüfen sein.

Summary of the Film:

Continental Deep Drilling Program – Seismic Reconnaissance. The film introduces to the methods of deep seismic profiling by way of portraying seismic experiments that were carried out in 1985/86 to explore the structure of the Earth's crust in one of the target areas of West Germany's Continental Deep Drilling Program (KTB).

The first part focusses on the basic concepts of reflection seismics and on the data acquisition by the Vibroseis method. Essential steps of data processing are briefly illustrated.

The second part traces complex refraction seismic experiments from the preparation of the shot-holes through the simultaneous movement of three different receiver spreads.

Last, the resulting compressional-wave velocity model is combined with the seismic reflection pattern to aid a conceptual geological interpretation of the continental crust in a suspected suture zone to be tested by an ultra-deep drill hole.

Résumé du Film:

Le programme de forage continental profond – La reconnaissance sismique. Le film aspire à introduire aux méthodes de la sondage sismique profonde. En même temps, il documente les levés

Vibroseis: Trademark Continental Oil.

sismiques effectués en 1985/86 dans le but d'explorer la structure de la croûte continentale dans une des régions proposées par le programme de forage continental profond (KTB) dans la République Fédérale d'Allemagne.

Dans la première partie du film, quelques principes de la sismique réflexion et les mesures de champ à l'aide de la méthode Vibroseis sont présentées. Les opérations principales du traitement des informations sont illustrées brièvement.

La deuxième partie poursuit les expériences compliquées de la sismique réfraction à partir du préparation des forages de tir jusqu'au mouvement simultané des trois dispositifs de géophones.

A la fin, une synthèse du modèle des vitesses des ondes de compression et de l'allure des horizons de réflexion est présentée. On en peut conclure un modèle de la structure de la croûte continentale dans une zone de suture supposée qu'il faut vérifier par un forage scientifique superprofond.

Allgemeine Vorbemerkungen

Während der Vorerkundungsphase des deutschen Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) haben mehrere hundert Geowissenschaftler über einige Jahre im Umfeld der potentiellen Bohrlokationen Untersuchungen mit den Methoden u.a. der Geochemie, Petrologie, Strukturgeologie, der Geoelektrik, Geothermie, Magnetik und Gravimetrie durchgeführt. Wenn wir die seismischen Experimente zur Dokumentation herausgegriffen haben, dann deshalb, weil sie wie keine anderen Einblicke in die tiefen Strukturen der Erdkruste gestatten, und von ihnen Beobachtungen zu erwarten waren, die eine Standortentscheidung wesentlich beeinflussen würden. Insbesondere die reflexionsseismische Methode hat seit Mitte der siebziger Jahre ganz überraschende Details geliefert, nachdem sie zuerst im amerikanischen Pionierprojekt „COCORP“ (z.B. COOK et al. [6]) und dann in den in kurzer Folge entstandenen Projekten Großbritanniens (BIRPS), Frankreichs (ECORS), Australiens (ACORP), Kanadas (LITHOPROBE) systematisch zur Erkundung des Grundgebirges auf einem Kontinent eingesetzt wurde. Das Deutsche Kontinentale Reflexions-Programm „DEKORP“ wurde 1984 operationell, und unter seinem organisatorischen Schirm fanden auch die hier dokumentierten Experimente statt. Auch hat das DEKORP-Processing-Center den größten Teil der digitalen Datenverarbeitung übernommen ¹.

Reflexionsseismik wird zwar seit mehreren Jahrzehnten höchst erfolgreich in der Lagerstättenexploration angewendet, überwiegend um in sedimentären Becken bis zu einer Tiefe von maximal 10 km Strukturen zu lokalisieren, die als Fallen für Erdöl oder Erdgas ein Lagerstättenpotential besitzen. Jedoch sind die Strukturen des Deckgebirges vergleichsweise einfach, und es war bzw. ist nicht zu erwarten, daß die oft sehr komplexen, kurzperiodischen Details der Gesteinsstrukturen des Grundgebirges sich seismisch abbilden lassen; denn die Effizienz der reflexionsseismischen Methode ist durch Faktoren begrenzt, die besonders im Grundgebirge und mit größerer Tiefe Gewicht bekommen. Einige dieser zum Verständnis des Films wichtigen Zusammenhänge seien im folgenden etwas näher erläutert.

¹ Sowohl KTB als auch DEKORP werden durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie finanziert.

Signalerkennbarkeit

Das Signal/Rauschverhältnis eines seismischen Echos ist – bei Vernachlässigung instrumenteller Randbedingungen – von den Einflüssen des „Filters Erde“ auf die Amplitude des ausgesandten seismischen Pulses bestimmt: Dadurch, daß eine von einer Punktquelle ausgehende sphärische Welle in den Raum divergiert, wird ihre Amplitude linear mit dem entlang eines seismischen Strahls zurückgelegten Weg abnehmen; durch unelastische Absorption wird die Amplitude exponentiell mit der Entfernung schwinden; durch Streuung und multiple Reflexion wird weitere Energie verlorengehen. Insgesamt wird also, je inhomogener und strukturell komplexer das Medium Grundgebirge wird und je tiefer ein potentieller Reflektor liegt, das Signal/Rauschverhältnis kritisch kleine Werte erreichen.

Das ist ein Grund für den im Film gezeigten großen experimentellen Aufwand bei der Datengewinnung. Im dargestellten Experiment bedeutet das den gleichzeitigen Einsatz von 4800 Geophonen, ausgelegt über eine 16 km lange Linie zur Aufnahme eines einzelnen Seismogramms: Die Bündelung der Geophone auf zweihundert Aufnahmespuren dient der Unterdrückung horizontal sich ausbreitender Störwellen, die viele Kilometer lange Auslage u. a. der Unterdrückung multipler und anderer nicht-primärer Reflexionen. Die vielfache laterale Überdeckung der Seismogramme und die mehrfache Anregung an jedem Anregungsort ermöglichen vielfaches Summieren eines empfangenen Signals, wodurch die systematischen Anteile der Beobachtung gegenüber den Zufallsanteilen um mehrere Größenordnungen verstärkt werden – in unserem Experiment um theoretisch 44 dB. Nicht zuletzt dienen im Film nicht dargestellte, aber wesentliche Schritte der sich nahtlos anschließenden digitalen Datenverarbeitung, wie die Dekonvolution, der Verbesserung der Signalausbeute. Erst die an das Grundgebirge adaptierte Verwendung dieser in der Exploration entwickelten modernen Techniken hat eine reflexionsseismische Durchleuchtung der Erdkruste und des oberen Erdmantels sinnvoll werden lassen.

Auflösung

Die Ortsauflösung ist abhängig von Diffraktion und Interferenz und daher von der Frequenz der seismischen Wellen. Der begrenzende Faktor ist hier die geringe Eindringtiefe der an sich erwünschten hochfrequenten Anteile: die Erde ist ein Tiefpaßfilter. Die bei Tiefen unter 3 km noch zu erwartenden Signalfrequenzen mit detektierbaren Amplituden sind nur selten größer als 40 Hz, und die Untergrenze liegt geophonabhängig bei unserem Experiment bei etwa 10 Hz. Bei einer angenommenen mittleren Schallgeschwindigkeit von 6 km/s für das kristalline Grundgebirge muß man daher mit recht großen Wellenlängen von etwa 150 bis 600 m rechnen. Zur Charakterisierung der lateralen Auflösung benutzt man den Radius der ersten Fresnelzone, d. h. der Zone, innerhalb derer die von einer gedachten kugelförmigen Wellenfront ausgehenden Elementarwellen bei senkrechter Reflexion konstruktiv interferieren (Huygens-Fresnelprinzip). Dann ergäbe sich beispielsweise für einen Reflektor in einer Tiefe von 5 km und bei einer dominanten Frequenz von 20 Hz ein genäherter Fresnelradius von 866 m, während er bei einer Tiefe von 10 km schon bei 1225 m läge. Aus einem Bereich dieser Größenordnung stammt also die Information im detektierten Signal. Bei einem zusätzlichen, auf

Grund der Absorption zu erwartenden Abfall der dominanten Frequenz mit der Tiefe würde der Fresnelradius weiter zunehmen. Ein Teil des Verlustes an lateraler Auflösung durch den Fresnelzonen-Effekt wird zwar durch das Kollabieren von Diffraktionen bei der Migration – einem Schritt der digitalen Datenverarbeitung – wieder wettgemacht. Aber in summa verschlechtert sich die laterale Ortsauflösung graduell mit der Tiefe, mit zunehmender Geschwindigkeit und mit abnehmender Frequenz.

Ähnliches gilt für die vertikale Auflösung. Bei vertikalem Einfall läßt sich die Ober- von der Untergrenze einer Gesteinseinheit noch reflexionsseismisch unterscheiden, wenn die Lage nicht dünner als eine halbe Wellenlänge ist. Auch hier wird also mit zunehmender Geschwindigkeit und abnehmender Frequenz die Auflösung schlechter. Aus dem Gesagten ergibt sich, daß sich über die tieferen Strukturen ein immer dichter Schleier legt, durch den hindurch wir nur undeutlich aufgelöste seismische Abbilder des großräumigen Baumusters sehen.

Reflektivität

Die in der normalen, hauptsächlich Quarz- und Feldspatführenden kristallinen Kruste zu erwartenden Kontraste der Schallhärte sind gering. Seismische Reflexionen sind ja der Ausdruck von akustischen Impedanzkontrasten. Sie gehen in den Reflexionskoeffizienten ein, der das Amplitudenverhältnis von einfallender und reflektierter Welle beschreibt. Typische Reflexionskoeffizienten beobachteter Reflektoren liegen im sedimentären Stockwerk bei 0,1, aber sehr hohe Werte um 0,4 sind nicht selten, so etwa zwischen Tonstein- und Steinsalz- oder zwischen Sandstein- und Steinkohle-Schichten. Trotz der generell wesentlich geringeren Dichte- und Geschwindigkeitsunterschiede im kristallinen Grundgebirge können aber auch da Gesteinseinheiten vorhanden sein, zwischen denen „normale“ Reflexionskoeffizienten erreicht werden. Hier einige theoretische Beispiele gerechnet nach Laborbestimmungen der Schallgeschwindigkeit an Gesteinsproben (z. B. CHRISTENSEN [4], [5]) für Bedingungen der mittleren Kruste, also in etwa 12 – 15 km Tiefe. Während ein Kontakt Kyanit-Muskowit-Schiefer (mit 27% ky) gegen Biotitgneis (mit 20% bio) mit einem Reflexionskoeffizienten von 0,1 einen fast ebensoguten Reflektor darstellt wie etwa ein Granit-Gabbro-Kontakt mit einem Koeffizienten von 0,15, bleibt ein Kontakt zwischen einem Quarzit oder einem Leptinitgneis mit obigem Biotitgneis bei Koeffizienten um 0,02 wahrscheinlich reflexionsseismisch unentdeckt. Dagegen könnte eine exotische Gesteinsgesellschaft mit einem Kontakt zwischen einem aus dem Erdmantel stammenden Peridotit und dessen zerschertem, hydratisiertem Umwandlungsprodukt, einem Serpentin, mit Reflexionskoeffizienten um 0,25 eine sehr kräftige Reflexion verursachen.

Da die Schallhärte ein Produkt aus den elastischen Eigenschaften und der Dichte eines Gesteins ist, ergibt sich für die Deutung einer Reflexion an einer einzelnen Grenzfläche eine Vielzahl von Möglichkeiten. Neben den dargestellten Kontrasten im Mineralbestand zweier Gesteine können Dichteänderungen durch Hydratisierung oder durch einen Phasenübergang, Veränderung der Gesteinsporosität, Änderung der Porenfüllung oder des Phasenzustandes der beteiligten Fluide für Reflexionen verantwortlich sein.

Wenn, wie normalerweise der Fall, Gesteinslagen unterschiedlicher Schallhärte sich im einzelnen seismisch nicht mehr auflösen lassen, weil sie dünner als eine halbe Wellenlänge

sind, dann setzt sich das detektierte Signal aus der Interferenz einer Vielzahl von Reflexionen, entstanden an im einzelnen nicht mehr unterscheidbaren, kleinen und großen, positiven und negativen Schallhärtesprüngen zusammen. Sehr dünne Schichten sind seismisch transparent. Jedoch führt die Reflexion an dünnen Schichten von der Stärke einer Viertel-Wellenlänge durch konstruktive Interferenz zur Verdoppelung einer vielleicht einzeln nicht detektierbaren Reflexionsamplitude, der Reflexionskoeffizient wird frequenzabhängig.

Interpretation

Tiefenseismik ist nicht Selbstzweck, sondern sie soll helfen, die Gesetzmäßigkeiten zu entdecken, die die Entwicklung der Lithosphäre bestimmen. Eine Interpretation wird deshalb versuchen müssen, die reflexionsseismischen Strukturen im erdgeschichtlichen, lithologischen, petrologischen, tektonischen Zusammenhang zu deuten, der durch die detaillierte Erforschung der oberflächennahen Geologie vorgegeben ist. Keine leichte Aufgabe, betrachtet man die Vielfalt möglicher Ursachen von Reflexionen. Zudem liegen sie in der seismischen Sektion als ein Palimpsest aus jüngeren und älteren, zunehmend schlechter erhaltenen Strukturelementen unterschiedlichster Genese vor. Und nicht zuletzt stehen alle geometrischen Analysen des Reflexionsmusters unter dem Vorbehalt der zweidimensionalen Abbildung dreidimensionaler Strukturen.

Eine wesentliche Hilfe sind die durch die begleitende, im Film ausführlich dokumentierte, Refraktionsseismik gewonnenen, detaillierten Geschwindigkeits-Tiefen-Funktionen. Auf Grund empirischer Relationen von Kompressionswellengeschwindigkeit und Dichte bzw. mittlerer Massenzahl der Gesteine (z. B. BIRCH [3]) lassen sich die möglichen Deutungen eingrenzen. Die Refraktionsseismik hat beispielsweise im Zielgebiet der Tiefbohrung bei Erbdorf in der Oberpfalz in der mittleren Kruste eine Hochgeschwindigkeitszone lokalisiert, die sehr dichten Gesteinen etwa aus dem oberen Erdmantel entsprechen könnte (DEKORP Research Group [7]). Überreste von vielleicht ähnlichem Mantelmaterial, für das petrologische Untersuchungen eine Herkunft aus etwa 60 km Tiefe belegen, sind heute sogar an der Oberfläche im Deckenkomplex der Münchberger Gneismasse wenig nördlich der Grenze Saxothuringikum/Moldanubikum zugänglich. Da die Oberflächengeologie wahrscheinlich gemacht hat, daß hier im jüngeren Paläozoikum eine Kollision zwischen zwei Lithosphärenplatten stattfand (BEHR et al. [2]), liegt es nahe, die Einschaltungen von Hochgeschwindigkeitsmaterial auf das mehrfache Übereinanderstapeln von Gesteinspaketen der Kruste und des oberen Mantels zurückzuführen. Der Kollisionsvorgang hat im Prozeß der Überschiebung einer Platte über die andere große, tiefreichende Scherzonen erzeugt, wie sich aus aktualistischen Vergleichen mit aktiven Kollisionszonen, z. B. im Himalaya oder den Alpen ergibt (BEHR u. HEINRICHS [1]). In Scherzonen können mehrere der oben erläuterten Reflektivitätskonzepte gleichzeitig erfüllt sein: Scherzonen sind häufig stärker hydratisiert als ihre Umgebung und daher weniger schallhart; sie sind schichtig lamellar aufgebaut, so daß konstruktive Interferenz möglich wird; nicht selten enthalten sie eingeschichtete Scherlinge exotischer Gesteine mit großen Schallhärtekontrasten. Deshalb sind sie, wie vielfach experimentell nachgewiesen (z. B. FOUNTAIN et al. [8]), gute Reflektoren, die außerdem über große Erstreckung das ansonsten seismisch nicht auflösbare Strukturmuster der kri-

stallinen Kruste durchziehen können. Bei der Konstruktion des im Film gezeigten Modells der Kollisionszone wurde daher angenommen, daß viele der sanft nach Süden einfallenden Reflektoren solche Scherzonen abbilden.

Zwar erlaubt die Seismik einen faszinierenden Einblick in unzugängliche Tiefen, aber es ist der Blick durch ein sehr dickes und zudem getrübbtes Fenster. Erst ein tiefes Bohrloch wird es einerseits gestatten, die geologische Bedeutung der an der Oberfläche registrierten Reflexionen mittels in der Bohrung gemessener Schallhärten präzise zu bestimmen. Andererseits wird die Bohrung Experimente erlauben, die eine hochauflösende, dreidimensionale „seismische Endoskopie“ eines kontinentalen Krustensegments mit höchst turbulenter Vergangenheit möglich machen werden.

Zur Entstehung des Films

Die Außenaufnahmen entstanden während der Operationen in der Oberpfalz im August 1985 zwischen Erbendorf und Furth im Wald. Das DEKORP-Processing-Center am Institut für Geophysik der Universität Clausthal wurde im Oktober 1986 während des End-Processing der Linie D-4 besucht. Weitere Realtaufnahmen des interpretierten Materials wurden im Mai und Juni 1987 am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen und im IWF gedreht.

Erläuterungen zum Film

Wortlaut des gesprochenen Kommentars

Das deutsche kontinentale Tiefbohrprogramm dient der geowissenschaftlichen Grundlagenforschung. Mittels einer Bohrung soll die Erdkruste in bisher nicht erreichten Tiefen erforscht werden. Um einen optimalen Standort zu finden, wurden mehrere Lokationen mit verschiedensten Methoden untersucht. Entscheidende Informationen liefern dabei schließlich die seismischen Voruntersuchungen, die 1985 und '86 durchgeführt und ausgewertet worden sind.

Im süddeutschen Raum reichen sonst unzugängliche tiefere Krustenstockwerke häufig bis in Oberflächennähe, so daß dort eine Tiefbohrung in besonders interessante Bereiche vordringen kann.

Sie gehören zur Innenzone des variskischen Faltegürtels, der in einer Reihe von Grundgebirgsaufbrüchen unter der mesozoischen Bedeckung hervortritt. Die bedeutendsten dieser Aufbrüche sind der Schwarzwald und die Böhmisches Masse, von der hier nur der Nordwestrand zu sehen ist. In beiden Bereichen ist versucht worden, die Krustenstruktur mit umfangreichen seismischen Messungen zu erfassen. Entlang ausgewählter Linien werden dabei die Echozeiten von Schallwellen im Untergrund gemessen und daraus zweidimensionale Schnitte durch die geologischen Strukturen entwickelt.

Im Schwarzwald sind die Profillinien so gewählt, daß sie einerseits die Ostschulter des Rheingrabens queren und andererseits die variskischen Strukturen des Schwarzwaldes schneiden.

Am Nordwestrand der Böhmisches Masse verlaufen die Profile über eine vermutete Südwest-Nordost Kollisionszone des variskischen Orogens. Das Meßliniennetz soll die räumliche Analyse der Krustenstruktur ermöglichen. Am Beispiel dieses Gebietes wird

der kombinierte Einsatz von Steilwinkel- und Weitwinkelmethoden gezeigt.

Nach Abschluß der geologischen Planung wird in einer Vorbereitungsphase die Trasse erkundet und in ihrem Verlauf so festgelegt, daß Gebäude, Versorgungsleitungen und Brunnen nicht beeinträchtigt werden.

Die Steilwinkelreflexionsmessungen führt eine Kontraktorfirma nach dem Vibroseis-Verfahren durch. Um Schwingungsimpulse in den Untergrund zu senden, werden dabei fahrbare Vibratoren eingesetzt. Ein hydraulisches Aggregat erzeugt Schwingungen einer Masse von etwa 14 Tonnen. Über eine mit dem Fahrzeuggewicht angedrückte Bodenplatte werden die Schwingungen in den Untergrund übertragen. Von einem Meßwagen aus werden per Funk die fünf Vibratoren phasengleich so gesteuert, daß sie eine ansteigende Frequenzrampe von 12 bis 48 Hz durchlaufen – einen sog. Sweep. An jedem Vibrationspunkt wird zehnmal um wenige Meter versetzt und erneut vibriert, um Zufallseinflüsse mittels Vertikalstapelung unterdrücken zu können.

Als Empfänger der elastischen Untergrundschwingungen dienen hochempfindliche elektromechanische Aufnehmer, die Geophone. Zweimal 12 Geophone sind jeweils zu einer Gruppe zusammengeschlossen. Die Anordnung in der Gruppe hängt vom erwarteten Störwellenspektrum ab. Im integrierten Signal der Gruppe sollen die statistische Bodenunruhe und die durch die Anregung erzeugten Oberflächenwellen mittels destruktiver Interferenz geschwächt werden. Der im Boden steckende Stift überträgt die Schwingung auf einen Magneten, der in einer federnd aufgehängten Spule Spannungen induziert. Die elastische Schwingung wird dadurch umgesetzt in ein analoges elektrisches Signal. Zweihundert solcher Geophongruppen bilden die momentan aktive Auslage. Sie erstreckt sich fast schnurgerade über eine Länge von 16 km.

Der schematische Schnitt zeigt einige Empfängergruppen. Die Quelle sendet eine elastische Welle in den Untergrund. Sie wird an einer Gesteinsgrenze mit akustischem Impedanzkontrast reflektiert und erreicht mit entfernungsabhängigen Verzögerungen die Empfänger.

Das Signal einer Empfängergruppe wird in einer Telemetriebox gesammelt und kodiert. Zur Registrierung und Weiterbearbeitung in dem Meßwagen übermittelt ein Telemetrikabel die digitalisierten Signale aller 200 Geophongruppen. Vom Meßwagen aus kontrolliert und steuert der Meßtechniker den Ablauf der Experimente. Ein Rechner wandelt die registrierten Signale zu einem Vibrationspunkt durch Kreuzkorrelation mit der Anregung in Signale um, die der Antwort auf einen Einzelimpuls entsprechen. Diese korrelierten Signale werden für je 50 Geophongruppen auf einem Meßschrieb analog über der Laufzeit aufgetragen und bilden so ein Einzelseismogramm. Hier ist bereits ein starkes Echo eines Reflektors über mehrere Spuren sichtbar.

Die Fahrzeuge werden nun zum nächsten Vibrationspunkt versetzt. Ungefähr 80 m liegen die Anregungspunkte auseinander. Hier werden wieder 10 Sweeps durchlaufen. Ein zusätzlicher Anregungsort liefert weitere Beobachtungen desselben Reflektors. Ein bestimmtes Reflektorelement wird an einem weiteren Empfängerort wahrgenommen. Der gemeinsame Reflektorpunkt heißt Common-Depth-Point. Er liegt für horizontale Reflektoren senkrecht unter dem Common-Mid-Point der beteiligten Sender-Empfänger-Paare. Eine Vielzahl der Common-Depth-Points beschreibt schließlich einen vollständigen Reflektor.

So wird für jeden weiteren Vibrationspunkt ein korreliertes Einzelseismogramm aufgenommen. Ein Magnetband speichert die entsprechenden Daten für eine spätere Verarbeitung.

Die Meßkette ist asymmetrisch angeordnet, der Anregungspunkt liegt in der hinteren Hälfte der Auslage. Nach dem Reflexionsgesetz ergibt sich ein 8 km langer Sektor, in dem Reflektoren gesehen werden. Mit einem weiteren Vibrationspunkt verschiebt sich die gesamte Meßordnung und damit der Beobachtungsektor. Im Überdeckungsbereich der Sektoren summieren sich die Informationen über die Reflektoren. Beim kontinuierlichen Voranschreiten der Anordnung steigt der Überdeckungsgrad bis auf 100 an, das heißt bei etwa 80 m auseinanderliegenden Vibrationspunkten wird ein Untergrundpunkt hundertfach beobachtet.

So wird das gesamte Liniennetz abgearbeitet.

Um die Meßkette im gleichen Tempo wie die Vibratoren zu verschieben, müssen die Geophone, Boxen und Kabel vom Ende der Auslage kontinuierlich geholt und an ihren Beginn wieder angesetzt werden; dabei folgt man den Markierungen des Vermessungstrupps.

Um die oberflächennahen Schichten zu erkunden, werden ergänzende Nahlinien gemessen. Mit einem Fallgewicht wird angeregt, und eine wenige hundert Meter lange Geophonkette empfängt im wesentlichen die Ersteinsätze. Ein Impuls gelangt durch Refraktion an oberflächennahen Schichten auf dem schnellsten Weg zu den Geophonen. Aus den gemessenen Laufzeiten solcher Ersteinsätze bestimmt man die Schallgeschwindigkeiten und die Mächtigkeit der Verwitterungszone. Die Apparatur gibt das Einzelseismogramm sofort aus. – Bei jeder Nahlinie wird an fünf Punkten entlang der Auslage angeregt, um eine Mehrfachüberdeckung zu erhalten.

Die gesamten Feldmessungen werden vom zentralen Truppbüro aus geleitet. Details werden mit Geowissenschaftlern abgestimmt.

Als erste Auswertungsschritte werden hier aus den Meßschrieben der Nahlinien und den Einzelseismogrammen der Vibroseismik die Ersteinsätze zur Bestimmung der oberflächlichen Verwitterungszone abgelesen und in ein Zeit-Weg-Diagramm eingetragen.

Als weitere Grundlage für die spätere Auswertung werden im Truppbüro die topographischen Daten der Meßanordnung registriert, die vom Vermessungstrupp hereinkommen. Die Geophonlinie verläuft nur in Ausnahmefällen direkt neben den Anregungspunkten. Da die Fahrzeuge auf Straßen und Feldwege angewiesen sind, entstehen zwischen den Vibrationspunkten und der Meßlinie seitliche Abweichungen.

Dieser Offset muß für die Datenverarbeitung bekannt sein.

Weiterhin sind die Höhenunterschiede zwischen Anregungs- und Empfängerpunkten zu berücksichtigen. Die Laufzeit wird außerdem beeinflusst durch Verzögerungen in der weniger dichten Verwitterungszone. Sie sind durch die Auswertung der Ersteinsätze bekannt. Schließlich wird für jedes CMP-Paar aus Vibrationspunkt und Geophongruppe die statische Korrektur berechnet. Sie verändert die Laufzeiten so, als ob alle Quell- und Empfängerpunkte auf ein und demselben Bezugsniveau liegen würden, unterhalb dessen Gesteine mit der Wellengeschwindigkeit des ersten unverwitterten Refraktors folgen würden.

An der Universität Clausthal erfolgt die Datenverarbeitung im Processing-Center des deutschen kontinentalen Reflektionsprogramms.

Auf Magnetbändern werden die korrelierten Originaldaten der Feldmessungen eingegeben. Sie werden umfangreichen mathematischen Prozeduren unterworfen. Je bis zu 100 Spuren mit einem gemeinsamen CMP werden zusammensortiert und statisch korrigiert. Durch die folgende dynamische Korrektur wird ein Cor.: non-Depth-Point durch lotrechte Laufzeiten beschrieben. Diese korrigierten Einzelspuren eines CMP werden aufsummiert. Durch diese Stapelung auf eine Spur verstärken sich die Echos von Reflektoren signifikant. Hier verlaufen die Stapelspuren waagerecht. Über benachbarte Spuren wird die Korrelation von Echos hoher Amplitude deutlich.

Diese gestapelte seismische Sektion zeigt bereits Reflektoren an. Deren Geometrie ist aber noch verzerrt. Die nächste Prozedur, die Migration, berücksichtigt, daß die Reflektoren gewölbt und geneigt sein können; störende Diffraktionen werden ausgemerzt. In diesem migrierten Seismogramm werden die Reflektoren lokalisiert: Es entsteht das Line-drawing, das später geologisch interpretiert wird, als Schnitt durch die Erdkruste. Die Steilwinkel-Reflexionsmessungen der Vibroseismik werden im zentralen Teil des Liniennetzes durch Weitwinkel-Beobachtungen ergänzt. Dazu wird Explosionsseismik eingesetzt, die durch höhere Anregungsenergie Impulse über größere Entfernungen schicken kann. Längs des Hauptprofils befinden sich in Abständen von 1 km etwa 100 Anregungsorte.

Südlich davon werden die seismischen Wellen gleichzeitig von 3 verschiedenen Apparaturen registriert.

An jedem Anregungsort werden 3 parallele Bohrungen in einigen Metern Abstand abgeteuft, wodurch später ein noch größerer Impuls ausgesandt werden kann. Mit 10 Bohrstangen erreicht man eine Tiefe von 30 m. Etwa für jeden gebohrten Meter wird das frisch ausgeschwemmte Bohrklein als Probe entnommen. Aus den Proben wird auf den Aufbau der oberflächennahen Schichten geschlossen. Bis zu 6 Bohrmannschaften stellen täglich etwa 4 Anregungsorte à 3 Schußbohrungen fertig. Jede Bohrung wird mit 3 Stangen à 10 kg Sprengstoff geladen. Der Ladeschießer versieht jede Stange mit einem elektrischen Zünder. Die geladenen Löcher werden erst mit Split oder Bohrklein, dann mit Erdreich verdammt.

Am darauffolgenden Tag erfolgt vom Meßwagen aus die ferngesteuerte Zündung. Für die Weitwinkelkartierung der Oberkruste steht die Meßkette bereit, die wechselweise auch der Vibroseismik dient. Beobachtet werden die an einer Grenzfläche im Bereich des kritischen Winkels abgestrahlten Wellen, das sind Weitwinkelreflexionen und refraktierte Wellen. Durch die Aufstellungs-Geometrie wird im wesentlichen die Oberkruste erfaßt. Etwas später wird der nächste Schuß ausgelöst. Gelegentlich kommt es zu solchen Ausbläsern. Sie sind unerwünscht, weil dabei ein Teil der Energie für die Seismik verloren geht. Der zusätzliche Impuls liefert Informationen aus einem weiteren Sektor und erhöht im Überlappungsbereich den Überdeckungsgrad. Fortschreitende Messungen ergeben ein kontinuierliches weitwinkelseismisches Profil der Oberkruste.

Zur gleichzeitigen Kartierung der Unterkruste ist eine weitere Apparatur von Hochschulgruppen aufgebaut. Der Zeitpunkt des Schusses wird per Funk übermittelt und synchronisiert die aufgenommenen Signale. Die 25 km lange Auslage steht in einer gleichbleiben-

den Entfernung vom Schußpunkt. Dabei wird die Unterkruste bis zur Moho-Diskontinuität erfaßt. Beim Voranschreiten der Anordnung entsteht so zusammen mit den Beobachtungen der Oberkruste auf einer Länge von 100 km ein vollständiges weitwinkelseismisches Profil durch die gesamte Erdkruste.

Gleichzeitig registriert eine dritte Apparatur der Hochschulgruppen und des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung die Schüsse. Die Auslagenlänge beträgt 8 km. Im wesentlichen werden aus dem oberen Teil des Beobachtungssektors Schallwellen hoher Energie im Weitwinkelbereich empfangen. Aus größerer Tiefe werden hauptsächlich Steilwinkelreflexionen gemessen. Die Geophone werden in entgegengesetzter Richtung zum Schußpunkt versetzt, so daß der Beobachtungssektor stehen bleibt. Der Bereich der Weitwinkelbeobachtungen reicht nun in größere Tiefe. Die Anordnung rückt immer weiter auseinander, bis schließlich bei Distanzen von maximal 90 km Refraktionen und Weitwinkelreflexionen aus dem Moho-Bereich registriert werden. Die Kombination aller CMP-Paare aus diesem Expanding-Spread ermöglicht die Analyse der Schallgeschwindigkeiten bis in mehr als 30 km Tiefe.

Ein solches Experiment wird an zwei Stellen des Hauptprofils durchgeführt, nördlich und südlich der vermuteten Kollisionsnaht des variskischen Orogens, also im Saxothuringikum und im Moldanubikum. Man erhält jeweils zuverlässige Verläufe der Schallgeschwindigkeit über der Echozeit. Zonen hoher Geschwindigkeit ziehen sich durch beide Sondierungen.

Die Geschwindigkeitsauswertung der Weitwinkelkartierung liefert ein zweidimensional kontinuierliches Geschwindigkeitsmodell der Erdkruste.

Mit Hilfe dieser Information wird die im Line-drawing dargestellte Reflektorgeometrie der Steilwinkelseismik zu einem Strukturmodell der Erdkruste entwickelt, das die seismischen Inhomogenitäten darstellt. Solche Sektionen liegen schließlich für alle Meßlinien vor.

Die Inhomogenitäten können aufgrund der geologischen Gesamtsituation als Überschiebungszonen in der kontinentalen Kollisionszone interpretiert werden. Das zeigt auch das räumliche Modell der Sektionen.

Um die Natur der Reflektoren zu erkunden und die Seismik an einem physischen Profil durch die Kruste zu kalibrieren, ist eine Tiefbohrung nötig. Erst damit kann das Modell der intrakontinentalen Kollisionszone verifiziert werden. Solche Zonen sind charakteristisch für den Aufbau und das Wachstum der Kontinente.

Die Tiefenseismik wird weltweit eingesetzt. Wesentlich ist ihre exemplarische Kontrolle durch Bohrungen.

Da in der Oberpfalz eine besonders reich gegliederte Kruste entdeckt worden ist, soll hier die kontinentale Tiefbohrung niedergebracht werden.

English Version of the Spoken Commentary

The German Continental Deep Drilling Program is a project of basic research in the Geosciences. It attempts to continuously probe the continental crust down to depths not yet reached. To find an optimal drilling site several locations were studied by a wide variety of methods. Decisive information was finally gained by the seismic investigations carried out and interpreted during 1985 and 86.

In southern Germany usually inaccessible parts of the crust come close to the surface so that in this region a deep hole may be sunk through particularly interesting rock assemblages.

They belong to the internal zone of the Variscan fold belt which is exposed from the permo-mesozoic sedimentary cover in a number of basement highs. The most important uplifts are the Black Forest and the Bohemian Massif of which only the Northwestern corner is seen. In both regions an attempt was made to unravel deep crustal structure by extensive seismic reconnaissance surveys. Along specifically chosen lines echo-times of elastic pulses sent into the ground are recorded. From the records two-dimensional sections through the Earth's structures are derived.

In the Black Forest survey lines are chosen such that on one hand they cross the eastern shoulder of the Rhine Graben and on the other they cut across the Variscan structures of the Black Forest.

In the northwestern margin of the Bohemian Massif the long seismic lines run across a southwest-northeast trending collision zone of the Variscan orogen. The line grid is designed to aid three dimensional analysis of crustal structure. It is this survey which is used to show the combination of near-vertical incidence and wide-angle seismic techniques.

After finalizing the geologic planning, the potential traverse is scouted and eventually fixed so that buildings, supply lines and wells are not affected.

The near-vertical incidence reflection measurements are carried out by a contractor using the Vibroseis technique. The method employs truck-mounted vibrators to impart elastic pulses to the land surface. A hydraulic system generates oscillations of a mass of about 14 tons. The vibrations are transferred to the surface via a plate coupled to the ground by the weight of the truck.

The five vibrators of like phase are remotely controlled by the recording unit so that they progressively increase their frequency from 12 to 48 Hertz. This is termed a sweep. At every vibration point vibrators move up by some meters and vibrate again. This is done ten times to enable noise suppression by vertical stacking.

The elastic waves are detected by highly motion-sensitive electroacoustic transducers - the geophones. At each detector location a group of 24 geophones forms a string. Receiver spacing in a string depends on the expected noise spectrum. Within the signal summed over the whole string, background noise and ground roll from the source are to be attenuated by destructive interference. The spike provides ground coupling. Arrival of a compressional wave sets the magnet in motion inducing a voltage across the suspended coil. Thus the elastic vibration is transformed into an analogue signal. Two hundred of such geophone groups form the instantaneously active spread extending nearly dead-straight for 16 km.

The schematic shows some detector stations. From the source an elastic wave travels downward. It is reflected back from a rock interface of acoustic impedance contrast and impinges on the receivers with delays controlled by source-receiver distances.

The signal of a detector group is sampled and digitised by a telemetry box. For storage and field processing the digitised signals of a total of 200 receiver groups are transmitted via coaxial cable to the recording truck. The operator supervises the recording and control

units and runs the actual experiment. A computer correlates the input signals with the individual output sweep so that a response similar to the one from a single source pulse is obtained. Such correlated signals are plotted versus traveltime for each receiver group, fifty groups being shown here on a single seismogram strip. Here a strong echo from a reflector can be followed over several traces.

The trucks move up to the next vibration point. The spacing of vibration points is close to 80 meters. Here again, ten sweeps are run.

An additional vibration point provides additional reflections from the same reflector. A specific reflector element is seen by another detector. The common reflector element is called Common Depth Point. For horizontal reflectors it is situated straight below the Common Mid Point of the respective source-receiver pairs. A multitude of Common Depth Points eventually defines an extended reflector.

In this manner a correlated seismogram is recorded for one vibration point after the other. The data are permanently stored on magnetic tape for further processing.

The geophone spread is asymmetric, that is the vibration point is situated in the rear of the spread. By the geometry of reflection there is a window 8 km wide where reflections are seen. With an additional vibration point the whole spread is rolling along together with the observational window. Within the overlap information on the reflectors is accumulating. With the spread continuously advancing, the degree of coverage increases to one-hundred, in other words a spacing of vibration points of about 80 m enables the hundred-fold observation of a Common Depth Point. In this manner the whole line grid is worked. As the spread is to move at the same rate as the vibrators the receivers, station units and cables have continuously to be leap-frogged from tail to front end of the spread; there the cable crew follows the stakes of the advance surveying crew.

Additional short refraction lines are set up to explore surficial layers. Weight-dropping serves as a source. Essentially the first arrivals are recorded by a spread a few hundred meters in length. A seismic pulse travels to a receiver fastest by way of refraction at surficial layers. From the traveltimes of the first arrivals sound velocities and thickness of the weathered layer are determined. The recording unit immediately produces a single seismogram. For every shallow refraction line a weight is dropped at five in-line stations to get sufficient overlap of the traveltime curves.

The entire operations are directed from the party chief's field office. Details are discussed with project geoscientists.

Here, seismograms from the short refraction lines and from the seismic reflection work undergo a first analytical procedure: First breaks are picked and plotted in a time-distance graph enabling analysis of the weathered zone.

Also, positions of spread and source locations fixed by the surveyors are recorded in the field office as an input to later data processing. Only as an exception is the spread situated as close to the source locations as this. Lateral offsets occur between the straight line of receivers and the vibration points as the heavy trucks are bound to use roads and farm-tracks. This offset must also be known for the data processing.

Furthermore, the elevation differences between source and receiver stations are to be reckoned with. Also, the echotime is influenced by time delays due to the less dense surficial zone. Delays are known from the analysis of first arrivals. Consequently, a static cor-

rection is computed for each CMP-pair of vibration point and receiver station. It converts traveltimes as if all source and receiver points were situated on a common datum below which there followed rocks with the acoustic properties of the first sub-weathering refractor.

At the University of Clausthal the digital processing of the field data is carried out by the DEKORP Processing Center.

The correlated field data are read from magnetic tape. They are manipulated by complex mathematical procedures. Up to one hundred CMP-traces are sorted into a gather and static corrections applied. By the subsequent dynamic correction a Common Depth Point will be defined through normal-incidence travel times. The corrected single traces of a CMP are summed. By this horizontal stacking, signal to noise ratio is considerably improved. Here, stacked traces run horizontally. Echos of high amplitude can be seen to correlate across adjacent traces.

The stacked seismic section already indicates reflectors. However, their geometry may still be distorted. The next processing step – migration – takes into account that real reflectors may be curved or inclined; also diffractions must be eliminated. From such a migrated section reflections are picked: The line drawing emerges, that is later interpreted geologically as a section through the Earth's crust.

The near-vertical reflection survey by the Vibroseis technique is complemented by wide-angle observations in the central part of the line grid. Explosive sources are used, which by their higher energy, enable first arrivals of seismic waves to be detected over larger distances. On the main line there are about one hundred shot points spaced 1 km apart. South of it the seismic pulse is simultaneously recorded by 3 receiver spreads.

At each shotpoint three shotholes are sunk a few meters apart so that in due course a larger pulse can be generated. Ten drill pipes are connected to drill to 30 m depth. Roughly for every meter drilled the cuttings brought up in the drilling mud are sampled. The samples help the geologist to interpret the surficial zone. Up to 6 drilling crews prepare some four shot points with three holes each per day. Each hole is charged with three sticks of 10 kg of explosives. The shooter attaches a detonator to each stick. The charged shot-holes are plugged first with gravel or drill cuttings followed then by soil.

On the following day, by remote control from the recording unit, the charge is ignited. For the wide-angle mapping of the upper crust the contractor's receiver spread is used alternating with the vibroseis operations. The spread is designed to detect elastic energy around the critical distance that either is emitted from a refracted wave or from a wide-angle reflection. By its geometry the spread is basically focussing on the upper crust. A little later the next shot is triggered. Occasionally blow-outs do occur. They are undesirable as a large proportion of the energy is then lost to seismics. The additional seismic pulse provides information from an additional window, increasing the coverage with the overlap. By advancing the spread, a continuous wide-angle survey of the upper crust is obtained.

For the simultaneous mapping of the lower crust second a receiver spread is set up by University teams. Time of ignition is communicated by wireless so that the recording units are synchronised. The 25 km long spread is kept at constant distance to the shot points so that the lower crust down to the Moho discontinuity remains in focus. As the arrays

advance, a continuous wide-angle profile of the entire crust emerges from the integrated observations covering about 100 km in length.

At the same time, shots are recorded by a third spread set up by a joint team from Universities and the Geological Survey of Lower Saxony. This 120 channel spread is 8 km long. From the upper part of the observation window reasonable acoustic energy is received at around the critical distance. From greater depths, mainly near vertical reflections are recorded. The spread is moving away from the shot points so that the Common Mid Points remain stationary. The sector of wide-angle reflections now extends to greater depths. The spread expands further, up to shot-receiver distances of about 90 km where refracted waves and wide-angle reflections from depths down to the Moho are received. Combining all the CMP-pairs of this expanding spread, acoustic velocity to more than 30 km depth may be derived.

At two locations on the main profile identical expanding spreads are run on either side of the suspected Variscan collision suture, one in the Saxothuringian, the other in the Moldanubian zone. At each location a dependable function of acoustic velocity versus echotime is obtained. High velocity zones are found in both soundings.

The velocity analysis of the wide-angle experiments results in a continuous two-dimensional velocity model of the whole crust.

Based on this information the reflector pattern of the near-vertical incidence survey as shown in the line drawing is developed into a structural model reflecting the seismic inhomogeneities of the crust. Such sections are finally prepared for all the seismic lines.

From the overall geologic situation the seismic inhomogeneities are interpreted as overthrust zones within the intra-continental collision zone. This is also consistent with a 3-D model of the sections.

In order to test the nature of the reflectors as well as to calibrate the seismic method by way of an accessible crustal profile deep drilling is needed. Only then may the concept of an intracontinental collision zone be verified. Collision processes are thought to govern growth and structure of our continents.

With deep seismic profiling now being used world-wide, exemplary control by deep drilling becomes crucial. The discovery of a highly diverse seismic structure in the Upper Palatinate's crust prompted the decision to sink the ultra-deep scientific bore hole here.

Literatur

- [1] BEHR, H. J., u. T. HEINRICHS: Geological interpretation of DEKORP 2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late-Variscan structural evolution of Central Europe, *Tectonophysics* 142 (1987), 173–202.
- [2] BEHR, H. J., W. ENGEL, W. FRANKE, P. GIESE und K. WEBER: The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions, *Tectonophysics* 109 (1984), 15–40.
- [3] BIRCH, F.: The velocity of compressional waves in rocks to 10 kbar, 2. *J. Geophys. Res.* 66 (1961), 2199–2224.
- [4] CHRISTENSEN, N. I.: Compressional wave velocities in Metamorphic Rocks at pressures to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.* 70, 24 (1965), 6147–6164.

- [5] CHRISTENSEN, N. I.: Seismic velocities. In: CARMICHAEL, R. S. (ed.), Handbook of physical properties of rocks, vol. 2, pp. 1–228, Boca Raton, 1982.
- [6] COOK, F. A., L. D. BROWN, and J. E. OLIVER: Das Wachstum der Kontinente, Spektrum der Wissenschaft, 12/1980.
- [7] DEKORP Research Group: Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations, J. Geophys. 62, (1988), 69–101.
- [8] FOUNTAIN, D. M., C. A. HURICH, and S. B. SMITHSON: Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. Geology 12 (1984), 195–198.
- [9] MUTTER, J. C.: Seismische Bilder von Plattengrenzen, Spektrum der Wissenschaft 1986, pp. 74–84.
- [10] SHERIFF, R. E., and L. P. GELDART: Exploration Seismology, vol. 1 and 2, Cambridge University Press 1985.