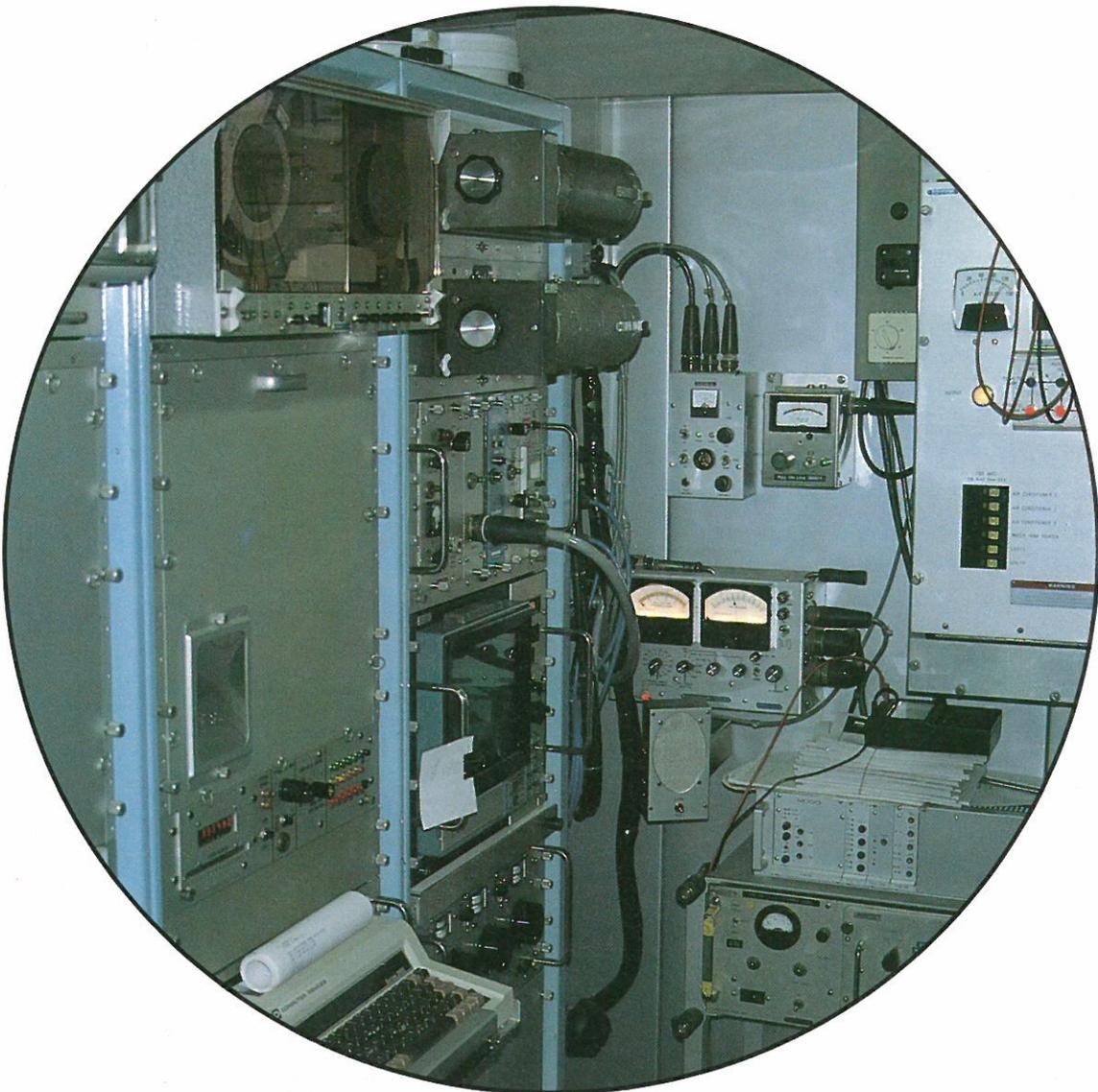


KTB REPORT 89-1

Grundlagenforschung und Bohrlochgeophysik (Bericht 7)

Auswertung von Bohrlochmessungen
der
KTB-Oberpfalz VB



Herausgegeben von der
Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland
im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung

R.Hänel

Redaktion: Prof. Dr. R. Hänel

Druck: Wittmann & Wäsch, 3007 Gehrden

Titelbild: Meßdatenerfassungsanlage der KTB Dauermeßstation.

Das diesem Bericht zugrundeliegende Vorhaben wird mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (Forschungskennzeichen: RG 8604) gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

© Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
Hannover 1989.

Nachdrucke, Vervielfältigungen und Übersetzungen, Verwendung in Funk und Fernsehen, Wiedergabe auf photomechanischem oder ähnlichem Wege und Speicherung in DV-Anlagen sind - auch auszugsweise - genehmigungspflichtig.

Alle Rechte bleiben vorbehalten.

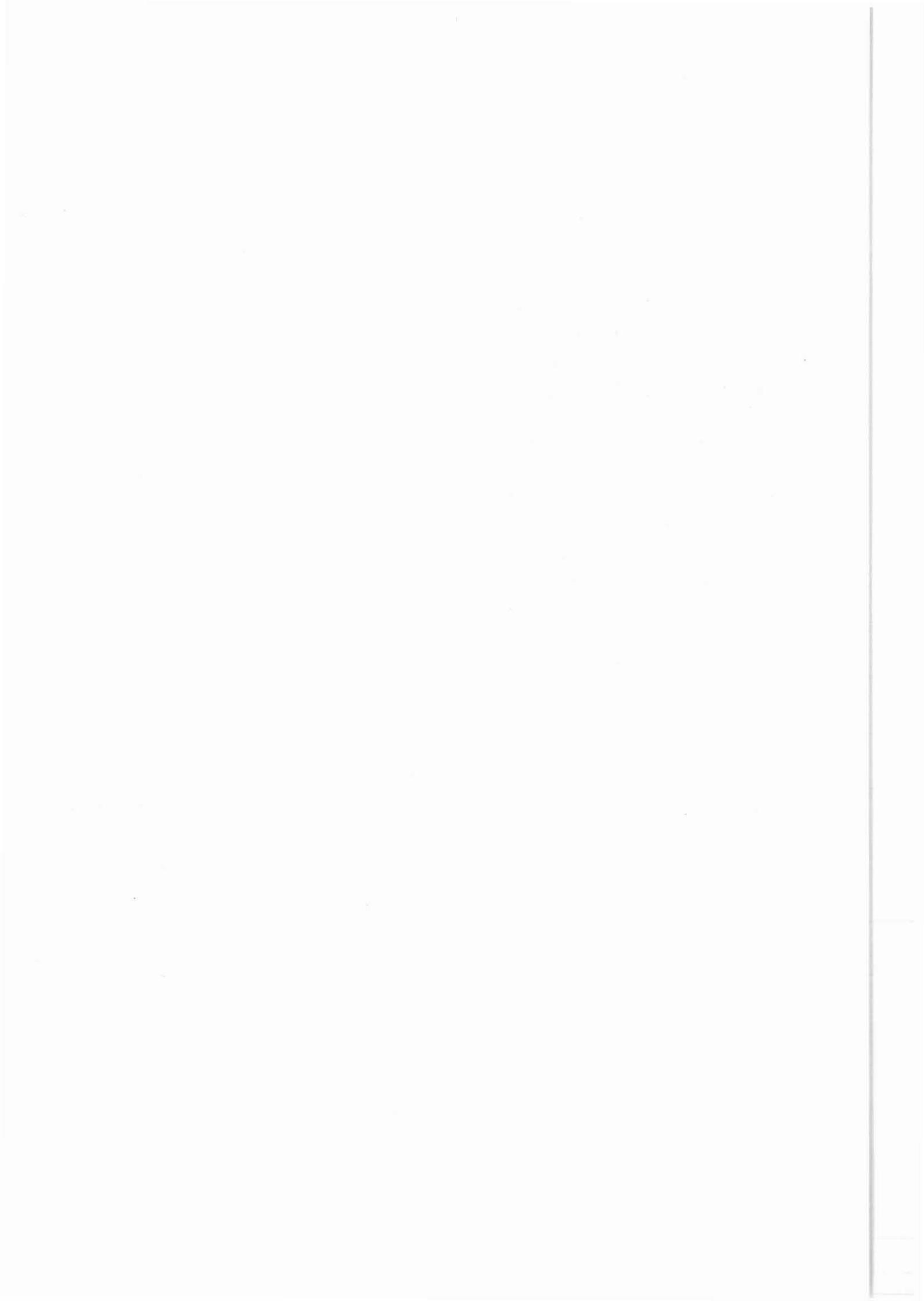
Anschrift des Herausgebers: Projektleitung KTB im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Postfach 51 03 53, D-3000 Hannover 51. Telefon: (05 11) 643-2670

VORWORT

Mit Beginn der Bohrarbeiten im Herbst 1987 wurden von der Arbeitsgruppe Bohrlochgeophysik der Projektleitung zahlreiche Bohrlochmessungen und Bohrlochexperimente ausgeführt. Es erforderte große Anstrengungen, die Arbeiten termingerecht auszuführen und die durchgeführten Messungen und Experimente in den KTB Reports 87-4, 88-4 und 88-7 aufbereitet anzuzeigen. Der Datentransfer zu den Hochschulinstituten war für beide Seiten wegen fehlenden Personals keineswegs optimal. Die Arbeitsgruppe Bohrlochgeophysik ist nunmehr seit Oktober 1988 komplett und wir hoffen, daß der Datentransfer in Zukunft besser abläuft. Darüber hinaus wurde trotz fehlender Rechenanlage an der Bohrlokation Windischeschenbach und fehlender Software versucht, mit den vorgesehenen Auswertearbeiten und Interpretationen zu beginnen. Die ersten Ergebnisse sind in diesem Report dargestellt. Entsprechend den mit der Pilotbohrung verbundene Zielvorstellungen (Teilziel 4, KTB Report 87-3) wurde vor allem mit dem Vergleich der Meßergebnisse von Bohrlochmessungen mit Ergebnissen von Bohrkernen begonnen.

An dieser Stelle sollte aber auch einmal die ausgezeichnete Zusammenarbeit mit den Firmen, die auf dem Gebiet der Bohrlochgeophysik tätig sind, zum Ausdruck gebracht werden. Deren geduldiges Eingehen auf unsere Fragestellungen und Probleme, deren Toleranz und Entgegenkommen haben uns über viele Schwierigkeiten hinweggeholfen.

Ralph Hänel



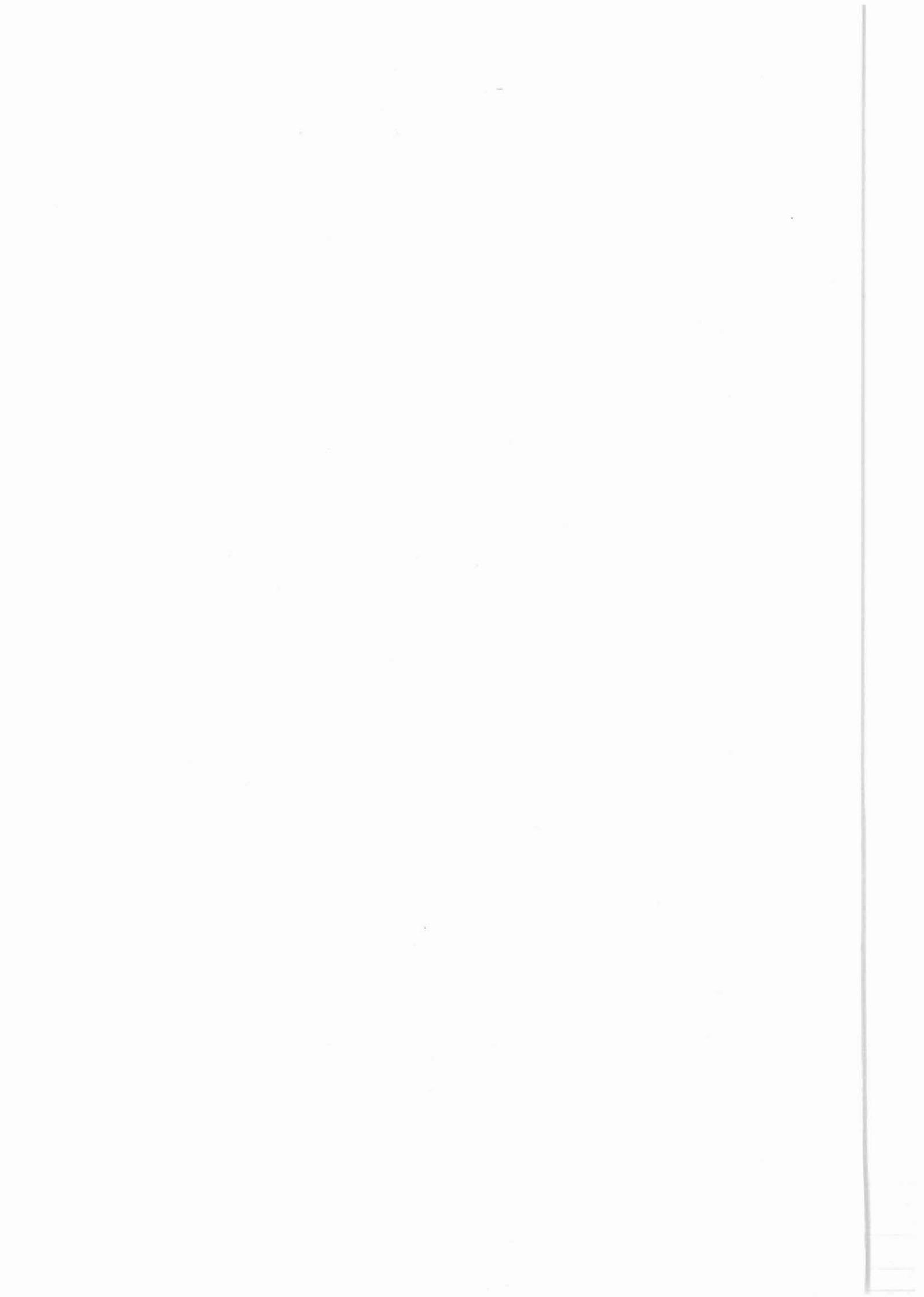
INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vergleich von Dichte und photoelektrischer Absorption zwischen Messungen von Schlumberger (Litho-Density Log) und Western Atlas International (Z-Densilog) H. Gatto.....	1
Versuch zur Deutung einer ungewöhnlichen Temperaturmessung in der KTB-Oberpfalz VB G. Zoth.....	19
Die Bestimmung der Wärmeproduktionsrate aus Bohrlochmessungen G. Zoth.....	43
Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen G. Zoth.....	53
Die Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte aus Bohrlochmessungen G. Zoth.....	63
Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen R. Hänel.....	73
Das Geochemical Logging Tool (GLT) und seine Anwendung zur Element- und Mineralbestimmung J. Draxler.....	91
Versuch zur Ermittlung von permeablen Klüften in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB mittels Stoneley-Wellen R. Hänel.....	121
Vergleich des aus Bohrlochmessungen errechneten mittleren spezifischen elektrischen Widerstandes bis 3000 m mit Werten aus der Elektromagnetischen Tiefensondierung J. Kück.....	135

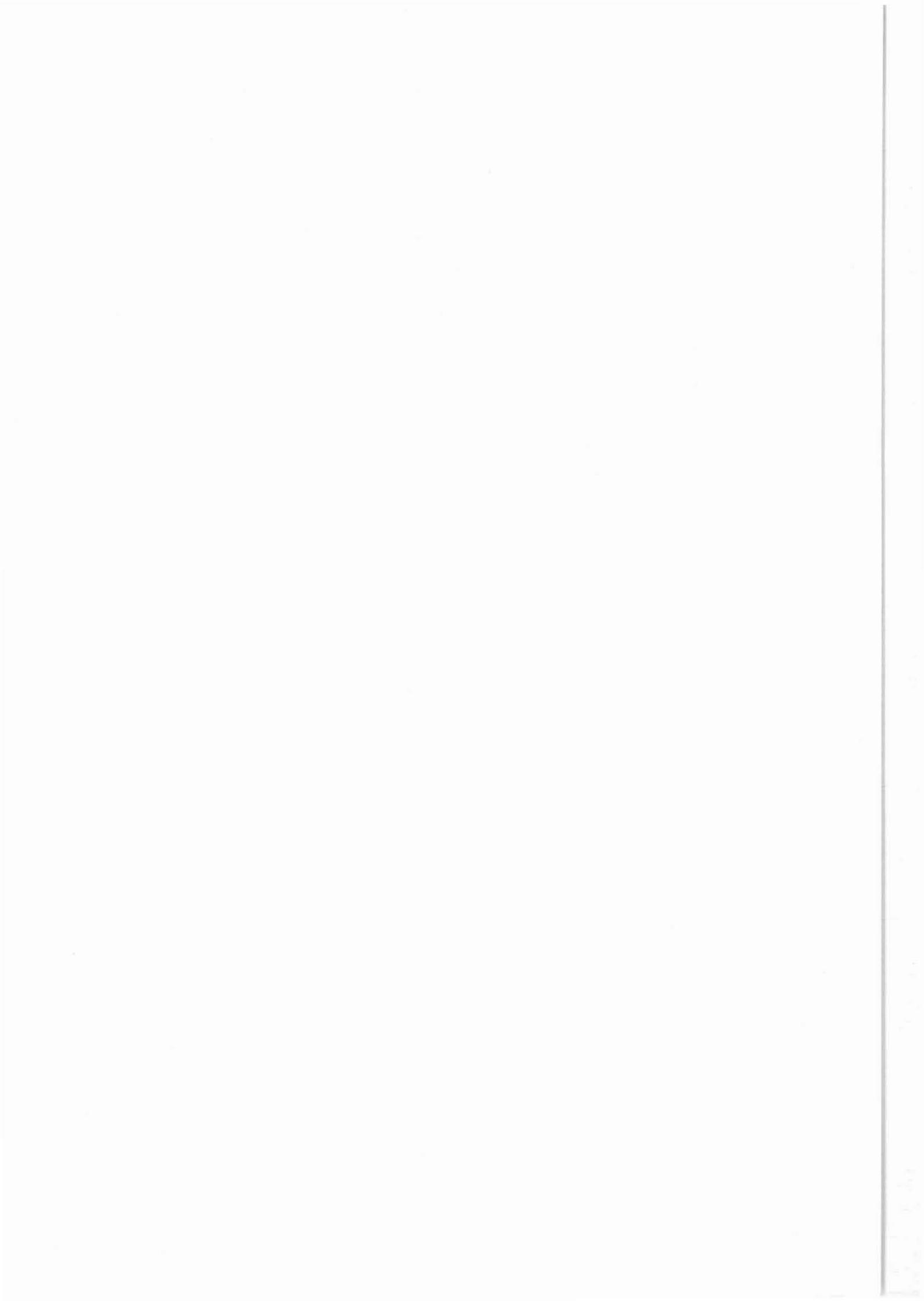
Seismische Untersuchungen an der KTB-Lokation U. Kästner, K. Bram, P. Hubral, W. Kiefer, Ch. Königer, C. Macdonald, J. Merz, Th. Rühl, K. J. Sandmeier.....	167
Überprüfung der Krustenmodelle im Bereich der Bohrlokation KTB-Oberpfalz VB mit Hilfe von Bohrlochmessungen R. Hänel.....	211
The Storage Coefficient with regard to Matrix Compressibility W. Kessels.....	229

Anlagenverzeichnis

- (1) - Anlage 1 zum Beitrag: Vergleich von Dichte und photoelektrischer Absorption zwischen Messungen von Schlumberger (Litho-Density Log) und Western Atlas International (Z-Densilog)
H. Gatto
- (2) - Anlage 1 zum Beitrag: Die Bestimmung der Wärmeproduktionsrate aus Bohrlochmessungen.
G. Zoth
- (3) - Anlage 1 zum Beitrag: Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen.
R. Hänel
- (4) - Anlage 2 zum Beitrag: Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen.
R. Hänel
- (5) - Anlage 1 zum Beitrag: Versuch zur Ermittlung von permeablen Klüften in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB mittels Stoneley-Wellen.
R. Hänel
- (6) - Anlage 1 zum Beitrag: Überprüfung der Krustenmodelle im Bereich der Bohrlokation KTB-Oberpfalz VB mit Hilfe von Bohrlochmessungen.
R. Hänel



Vergleich von Dichte und photoelektrischer Absorption
zwischen Messungen von Schlumberger
(Litho-Density Log) und Western Atlas International
(Z-Densilog)



**VERGLEICH VON DICHTEN UND PHOTOELEKTRISCHER ABSORPTION
ZWISCHEN MESSUNGEN VON SCHLUMBERGER (LITHO-DENSITY LOG)
UND WESTERN ATLAS INTERNATIONAL (Z-DENSILOG).**

H. Gatto

ZUSAMMENFASSUNG

Um einen Vergleich von Messungen der Dichte sowie der photoelektrischen Absorption durchzuführen, wurde bei der ersten Meßserie der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB je ein Gerät der Firma Schlumberger sowie der Firma Western Atlas International eingesetzt.

Die Auswertung ergab eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den beiden Logs. Die Differenz der gemittelten Logdichten im Beobachtungsintervall von 90 - 430 m beträgt lediglich 0,014 g/cm³. Im niederen Dichtebereich ist dabei jene von Western Atlas geringfügig größer, im hohen Bereich dagegen jene von Schlumberger, im Vergleich zur jeweils anderen Dichte.

Aufgrund des Bohrverfahrens mit Rollenbohrkronen standen in diesem Abschnitt Kerne nur lückenhaft zur Verfügung. Ein Vergleich mit den Logs war daher nur in selektiven Intervallen mit gutem Kerngewinn zweckmäßig, der ebenfalls eine ausgezeichnete Übereinstimmung ergab.

Eine Möglichkeit, um die absolute Genauigkeit der Dichtelogs zu überprüfen, bot sich im Marmorabschnitt von 129 - 131 m an. Es handelt sich hier um einen Kalzitmarmor, der folglich eine Dichte von 2,71 g/cm³ aufweisen müßte. Die exzellente Übereinstimmung der Logdichten von 2,71 g/cm³ (Schlumberger) bzw. 2,72 g/cm³ (Western Atlas) demonstriert die Verlässlichkeit der Dichtelogs.

Verglichen wurde auch die photoelektrische Absorption, die mangels anderer Daten nur im Marmorabschnitt auf ihre Genauigkeit überprüft werden konnte. Hier liegt Schlumberger um 0,51 barns/e über und Western Atlas um 0,06 barns/e unter dem Sollwert von 5,08 barns/e. Darüber hinaus fällt auf, daß bei kleiner Absorption die Differenz zwischen den beiden Absorptionskurven geringer ist als bei hoher.



SUMMARY

In the first logging suite of the pilot borehole KTB-Oberpfalz VB a comparison was made between logs of Schlumberger and Western Atlas International, namely density and photoelectric absorption.

The analysis shows a very good agreement between the logs. The difference of their averaged densities over the interval from 90 - 430 m was a tiny 0.014 g/cm³. At low densities, the ones of Western Atlas were slightly above those of Schlumberger and vice versa at high densities.

The drilling method with roller bore crowns did not always allow a good core recovery. Therefore a comparison of core densities with log densities had to be restricted to selected intervals. An excellent agreement exists also between these data with only negligible differences.

A good horizon to check the correctness of the density values is the marble from 129 - 131 m. Investigations revealed that its composition is almost a pure calcite, hence with a known density of 2.71 g/cm³. The good agreement of 2.71 g/cm³ (Schlumberger) and 2.72 g/cm³ (Western Atlas International) demonstrates the absolute accuracy of the density logs.

On the other hand this is not surprising as the tools are calibrated in limestone so that no matrix effect can be expected.

Whether this is also true for crystalline rocks shall be investigated in a further report through comparison of log densities with core densities over a more suitable interval for this purpose.

Also compared was the photoelectric absorption which again was done in the marble section. Over the whole interval the averaged log value of Schlumberger was 0.51 barns/e above and that of Schlumberger was 0.51 barns/e above and Western Atlas 0.06 barns/e below the book value of 5.08 barns/e. It can be noticed that the difference between the curves is hardly noticeable for low absorption values but is getting bigger for higher ones.

Anschrift des Autors: Konsulte für Bohrlochgeophysik,
Auftragnehmer des Niedersächsischen Landesamtes für Boden-
forschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik
Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 Einleitung

Die kontinuierliche Bestimmung der Dichte in einer Bohrung lässt sich mit Hilfe einer geeigneten Bohrlochsonde relativ schnell und preiswert ausführen. Die erfolgreiche Vermessung von Bohrungen in sedimentären Gesteinen ist in der Literatur vielfach belegt; z.B. SERRA (1984).

Für die Vermessung von kristallinen Bohrungen liegen bisher nur wenige Erfahrungen vor. Es wurden daher anlässlich der ersten Messerie in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB (KTB-Report 87-4) sowohl Messungen von Schlumberger als auch von Western Atlas International ausgeführt. Ziel der nachfolgenden Untersuchungen ist es daher (vergl. hierzu auch Teilziel 2 der Bohrlochgeophysik; KTB-Report 87-3) zu prüfen, inwieweit beide Messungen vergleichbar sind. Ausserdem sollen zur besseren Bewertung der Bohrlochmessungen die an Bohrkernen und Bohrklein erfolgten Dichtebestimmungen des Feldlabors gegenübergestellt werden.

Simultan mit der Dichtebestimmung wird auch der photoelektrische Absorptionsindex registriert, der nützliche Hinweise zur Lithologie des durchteuften Gesteins liefern kann. Deshalb soll auch dieser Parameter aus den beiden Messungen verglichen werden.

2 Allgemeine physikalische Grundlagen

Beim Beschuss von Materie mit Gammastrahlen, können im wesentlichen drei Reaktionen eintreten, nämlich die Paarbildung, der Compton-Effekt und der Photoeffekt. Welche von den Reaktionen eintritt, hängt von der Energie der Gammastrahlen ab. Für diesen Bericht sind dabei nur die beiden letzten Prozesse interessant, da die zur Paarbildung notwendige Energie von 1,02 MeV, durch die Verwendung einer Cäsium-137 Quelle von nur 662 KeV, nicht erreicht wird. Die Wahrscheinlichkeit mit der ein Gammastrahl mit Materie reagiert, wird durch den für jeden Prozess charakteristischen Einfangquerschnitt, auch Wirkungsquerschnitt genannt, ausgedrückt.

Unter Compton-Effekt versteht man die Wechselwirkung zwischen Gammastrahlen mit Elektronen, bei der ein Gammaquant nur einen Teil seiner Energie an ein Elektron abgibt. Es erfährt dadurch eine Richtungsänderung, wird also gestreut, und fliegt mit einer entsprechend kleineren Frequenz weiter.

Beim Photoeffekt verwandelt sich die Energie eines Gammaquants restlos in kinetische Energie eines Elektrons und dessen Austrittsenergie. Der Gammastrahl wird also vom Kern absorbiert und ein Elektron ausgestossen.

Dieser Prozess ist am wahrscheinlichsten, wenn die Energie des Gammastrahls klein und die Protonenzahl des Atoms gross ist.

2.1 Bestimmung der Dichte

Ein Teil der von einer radioaktiven Quelle (Cäsium 137) emittierten Gammastrahlen wird von einem Detektor registriert. Ihre Intensität ist dabei eine Funktion des Abstandes L zwischen Quelle-Detektor sowie der Streu- und Absorptionseigenschaften des Gebirges. Da die letzteren in erster Linie von der Dichte des Mediums abhängen, kann so indirekt ein kontinuierliches Dichteprofil erstellt werden. Für diesen recht komplexen Vorgang kann annäherungsweise geschrieben werden:

$$n = n_0 e^{-n_e \sigma_c L}$$

dabei bedeuten:

n ... Anzahl der registrierten γ -Strahlen
 n_0 .. Anzahl der emittierten γ -Strahlen
 n_e .. Elektronen/Volumeneinheit
 σ_c .. Compton-Wirkungsquerschnitt/Elektron
 L ... Distanz Quelle-Detektor.

Die Lösung dieser Gleichung besagt, dass die Anzahl der Elektronen pro Volumeneinheit eine lineare Funktion des Logarithmus der vom Detektor registrierten Gammastrahlen ist:

$$n_e = (1/\sigma_c L) \ln (n_0/n).$$

Die Dichte eines Minerals kann nun aus der Anzahl der Elektronen pro Volumeneinheit abgeleitet werden. Ein Mineral der Dichte ρ hat $(N/A)\rho$ Atome und folglich mit Z Elektronen pro Atom:

$$n_e = N (Z/A) \rho$$

dabei bedeuten:

ρ ... wahre Dichte des Gesteins
 Z ... Protonenzahl
 A ... Atomgewicht
 N ... Avogadro-Konstante ($6,02 \times 10^{23}$ /mol).

Für die leichteren Elemente und viele gesteinsaufbauende Mineralien ist der Quotient aus Z/A bzw. EZ /Molgew. nahe bei 0,5, mit Ausnahme von Wasserstoff, für den er quasi 1,0 beträgt. Man kann nun einen Elektronendichte-Index ρ_e definieren:

bzw. $n_e = N \rho_e / 2$

$$\rho_e = 2n_e / N.$$

Um den Einfluss des Wasserstoffs im Porenwasser und des geringfügig abweichenden Verhältnisses von Z/A für Kalkstein (0,49955) zu kompensieren, wird zwischen ρ_e und der von einem Gerät ermittelten Raumdichte ρ_b folgende Beziehung hergestellt:

$$\rho_b = 1,0704 \rho_e - 0,1883.$$

Für die meisten Gesteine ist die so ermittelte Dichte ρ_b praktisch identisch mit der wahren Dichte ρ , sodass nur bei Gesteinen mit abweichendem Z/A, wie beispielsweise Sylvit, Halit, Kohle etc. grössere Differenzen auftreten.

Abschätzungen haben ergeben (BÜCKER et al. 1989), dass auch für die kristallinen Gesteine angenähert Z/A=0,5 gilt. Inwieweit jedoch die Beziehung $\rho_b = \rho$ ihre Berechtigung hat, wird speziell in der Arbeit von BÜCKER et al (1989) geprüft. In der vorliegenden Studie soll neben dem Vergleich Schlumberger/Western Atlas International auch versucht werden, Hinweise auf die Fragestellung zu finden, ob mit den in sedimentären Gesteinen erprobten Messsonden auch verlässliche Daten im Kristallin zu erwarten sind.

Die Eindringtiefe der Gammastrahlen liegt in der Grössenordnung von ca 10 cm und ist eine Funktion der Gesteinsdichte. Sie ist umso kleiner, je grösser diese ist.

2.2 Bestimmung der photoelektrische Absorption

Nachdem die Gammastrahlen durch Compton-Streuung soweit geschwächt sind, dass ihre Energie unterhalb einer Schwelle von ca 100 keV fällt, werden sie von einem Kern absorbiert. Dabei wird die um die Austrittsarbeit verminderte Energie einem Elektron übertragen, welches vom Kern emittiert wird. Die bei diesem Vorgang involvierten Elektronen stammen zu 80 % aus der innersten Schale.

Da der Wirkungsquerschnitt der Elektronen mit der Distanz vom Kern variiert, kann dieser Prozess besser mit dem Wirkungsquerschnitt pro Atom beschrieben werden:

$$\sigma_e = K Z^n / E_\gamma^m$$

dabei bedeuten:

σ_e .. Einfangquerschnitt in cm^2/Atom
 E_e .. Energie des Gammastrahls
 K^γ ... Konstante, abhängig von E_γ ($\approx 48000/E_\gamma^{3,15}$)
 n ... Exponent, abhängig von E_γ
 m ... Exponent, abhängig von E_γ und Z .

Für den Energiebereich in welchen σ_e gemessen wird und für einen durchschnittlichen Wert von Z der in Sedimenten vorkommenden Mineralien, wurde folgende Beziehung gefunden:

$$\sigma_e = Z^{4,6} / E_\gamma^{3,15} \quad [\text{barns/Atom}],$$

wobei 1 barn einer Fläche von 10^{-24}cm^2 entspricht.

Daraus ergibt sich ein umso grösserer Wirkungsquerschnitt, je höher die Protonenzahl des Elementes und je kleiner die Energie des absorbierten Gammastrahles ist.

Analog zum Compton-Effekt wurde nun ein photoelektrischer Absorptionindex P_e bestimmt, welcher dem durchschnittlichen Wirkungsquerschnitt eines Elektrons proportional ist:

$$P_e = \sigma_e / KZ.$$

Da sich die Energieabhängigkeit von σ_e und K gegenseitig aufheben, ist P_e von dieser unabhängig und annäherungsweise:

$$P_e = (Z/10)^{3,6} \quad \text{barns/Elektron [b/e].}$$

Durch theoretische Überlegungen und experimentelle Messungen wurde bestätigt, dass das Verhältnis der Zählraten unterhalb und oberhalb von ca 150 KeV eine Funktion von P_e ist.

Die Werte für P_e bewegen sich in den Sedimenten zwischen zwei und 6 barns/e, was auch in etwa für das Kristallin repräsentativ ist. So z.B. beträgt P_e für Quarz 1,81, Kalzit 5,08, Alkalifeldspat 2,86, Plagioklas 1,68-3,13, Hornblende 5,99, Biotit 6,27 und für eisenhaltige Mineralien wie beispielsweise Pyrit 16,97 barns/e.

3 Geräte

Sowohl die Dichte als auch der photoelektrische Absorptionsindex werden mit denselben Messsonden in einem Messvorgang ermittelt. Um den Spülungseinfluss zu eliminieren und einen guten Kontakt zur Bohrlochwand herzustellen, wird der Messschlitten mittels eines federgesteuerten Armes fest an diese gedrückt. Auf Einzelheiten soll aber hier nicht eingegangen werden und

für ein genaueres Studium auf die einschlägige Literatur verwiesen.

Bei Schlumberger erfolgt die Messung mit dem Litho-Density-Tool (LDT). Neben der Elektronik besteht es aus einer 1,5 Curie Cäsium-137 Quelle, die Gammastrahlen von 662 keV liefert sowie aus zwei Szintillationszählern, einem nahen und einem fernen. Der ferne Detektor ist in zwei Energiebereiche unterteilt. In einem wird in mehreren diskreten Fenstern die Anzahl energiereicher Gammastrahlen registriert (Compton-Effekt), welche eine Funktion der Elektronendichte darstellt. Im anderen werden schwach-energetische Gammastrahlen gemessen, deren Anzahl nicht nur eine Funktion der Elektronendichte sondern auch des Photoeffekts ist. Das Verhältnis der Zählraten beider Bereiche ist bei gegebenen Energiefenstern, dem Abstand Quelle-Detektor, den Detektoreigenschaften sowie der Gerätekonfiguration eine Funktion des Absorptionsindex P_e . Im Gegensatz dazu werden im nahen Detektor nur die energiereichen Gammastrahlen gezählt. Durch Vergleich mit jenen des fernen Detektors ist es dann möglich, für die unterschiedliche Dichte des Filterkuchens zu kompensieren.

Im Compensated Z-Densilog von Western Atlas International werden ebenfalls Dichte und Absorptionsindex wiedergegeben. Die Funktionsweise des Gerätes ist ähnlich zu dem eben beschriebenen, weshalb auf eine Wiederholung verzichtet wird. Aus der vorhandenen Dokumentation war jedoch zu entnehmen, dass eine Quelle von 2 Curie zum Einsatz kommt und das gesamte Energiespektrum in 256 Kanälen aufgezeichnet wird.

4 Anmerkungen zum Vergleich unterschiedlicher Messverfahren

Um einen Vergleich von Dichte- und photoelektrischen Absorptionsmessungen zu erhalten, wurden bei der ersten Logserie (27,4-478,5 m) sowohl Messungen von Schlumberger als auch von Western Atlas International ausgeführt und auf Magnetband und Film registriert. Zur Darstellung im Masstab 1:500 wurden die Kurven nachträglich geglättet, um so eine bessere Übersicht zu erhalten. Die in den Tabellen angegebenen Werte wurden jedoch mit jenen auf den Magnetbändern der Firmen vorgefundenen Originaldaten durchgeführt.

Darüber hinaus sollte auch ein Vergleich mit den im Feldlabor gemessenen Dichten vorgenommen werden, die aus Cuttings durchgehend und aus Kernen, bedingt durch Kernverluste, nur abschnittsweise vorliegen. Aufgrund der unterschiedlichen Messmethoden ist dies aber nur mit

gewissen Einschränkungen möglich und folgendes zu berücksichtigen:

- Bei der Dichtebestimmung an Kernen handelt es sich um die mittlere Dichte des entsprechenden Kernstückes, wobei die Länge stark variiert und bis maximal 0,80 m betragen kann. Eine genaue Beschreibung erfolgte im KTB Report 88-1. Bei Kernverlusten ist die Teufe nicht immer einwandfrei zu erruieren, war jedoch bei der Bestimmung des Dichtemittelwertes über ein längeres Intervall ohne Belang. Es besteht aber die Möglichkeit, dass bei der Kerngewinnung keine regelmässige Verteilung über den gesamten Dichtebereich erfolgte, sondern eventuell Abschnitte höherer Dichten grössere Gewinne brachten.

- Die Dichte aus Cuttings wird an Proben mit einem durchschnittlichen Gewicht von circa 50-100 g ermittelt, wobei eine gewisse Unsicherheit hinsichtlich von Nachfall und der genauen Teufe besteht.

- Die Logdichte entspricht der im Kalkstein kalibrierten Elektronendichte des Gesteins. Bei bestimmten Mineralien wie z.B. Plagioklas, Alkalifeldspat, Glimmer etc., kommt es jedoch zu Abweichungen, die umso grösser sind, je weiter sich der Quotient aus Kernladungszahl und Massenzahl von 0,5 entfernt. Dies bewirkt in manchen Gesteinen eine Dichtereduktion, die davon unabhängig auch durch Kalibereffekte wie Auskesselungen, Wandrauigkeit usw., verursacht werden kann.

Für den photoelektrischen Absorptionsindex gibt es keine Kerndaten, sodass nur ein Vergleich der beiden Messungen durchführbar ist.

5 Ergebnisse des Vergleichs

Die in den Abbildungen, Tabellen, Anlagen sowie im Text verwendeten Kürzel haben folgende Bedeutung:

CALI Bohrlochdurchmesser
RHOB Dichte (Schlumberger)
ZDEN Dichte (Western-Atlas)
RHOB-ZDEN .. Differenz der Dichten
RHOK Dichte der Kerne (Feldlabor)
RHOC Dichte des Bohrkleins (Feldlabor)
PEF Photoabsorptionsindex (Schlumberger)
PE Photoabsorptionsindex (Western-Atlas)
PEF-PE Differenz des Photoabsorptionsindexes
Min auftretender Minimalwert
Max auftretender Maximalwert
Mittel gemittelter Wert

Ein direkter Vergleich der beiden Dichtemessungen zeigt über den Tiefenbereich von 90-430 m eine generell gute Übereinstimmung; vergl. Anl. 1. Dies geht auch aus Tab. 1 hervor. Wie ersichtlich beträgt die Differenz lediglich 0,014 g/cm³.

Tabelle 1

Teufenintervall = 90,00 - 430,00 m				
Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	10,659	20,669	12,971	IN
CALI	270,75	525,00	329,47	mm
RHOB (Schlum)	1,7922	3,1089	2,7926	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,1330	3,0732	2,8067	g/cm ³
RHOB-ZDEN	-0,3536	0,3131	-0,0141	g/cm ³
PEF (Schlum)	1,8987	7,8004	4,9996	b/e
PE (Western)	2,0160	6,0506	4,6540	b/e
PEF-PE	-1,2528	2,9936	0,3455	b/e

Auch die Häufigkeitsverteilung (Abb. 1) der beiden Logdichten bestätigt die geringen Abweichungen über den interessanten Dichtebereich von ca 2,60-3,10 g/cm³. Lediglich bei einer Dichte um 2,80 g/cm³ ist eine kleine Diskrepanz zu erkennen. Dichten unter 2,60 g/cm³ sind auf Bohrlocheinflüsse zurückzuführen.

Da aber ein Vergleich nur bei masshaltigem Bohrloch sinnvoll erscheint, wurde die Teststrecke in mehrere Zonen unterteilt, um dadurch Kalibereffekte möglichst auszuschalten.

Im Bereich von 232-250 m (Tab. 2) erkennt man deutlich den negativen Einfluss der Bohrlochauskesselung auf die Dichte. Der maximale Durchmesser von 525 mm liegt dabei jenseits des Messbereichs der Bohrlochsonden und kann in diesem Ausmass auch nicht nachträglich korrigiert werden. In einem solchen Fall besteht kein guter Kontakt des Messschlittens mit der Bohrlochwand, sodass auch keine einwandfreie Dichtebestimmung erfolgen kann. Sie wird deshalb stets kleiner sein als die wahre Dichte, was schon im Vergleich mit den Cuttings zum Ausdruck kommt und mit 0,19 g/cm³ für RHOB bzw. 0,16 g/cm³ für ZDEN bereits grosse Differenzen aufweist. Ein Vergleich mit Kernen konnten in diesem Abschnitt nicht gemacht werden, da nur wenige vorlagen.

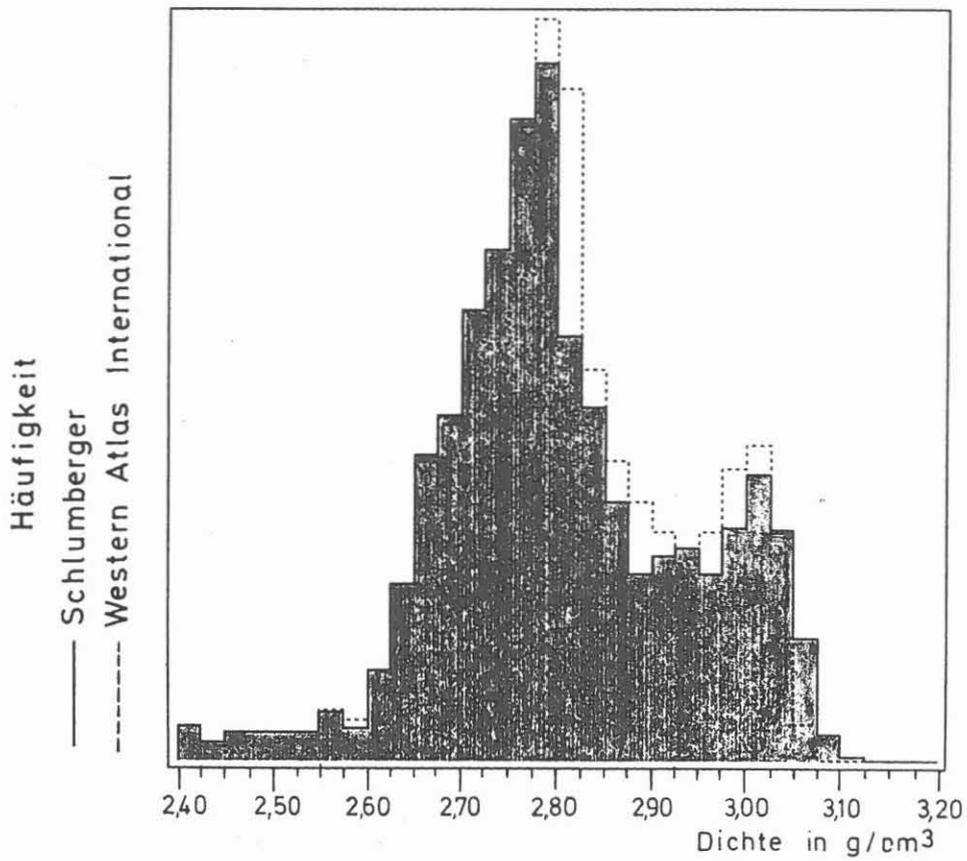


Abbildung 1 : Histogramm im Abschnitt 90 - 430 m

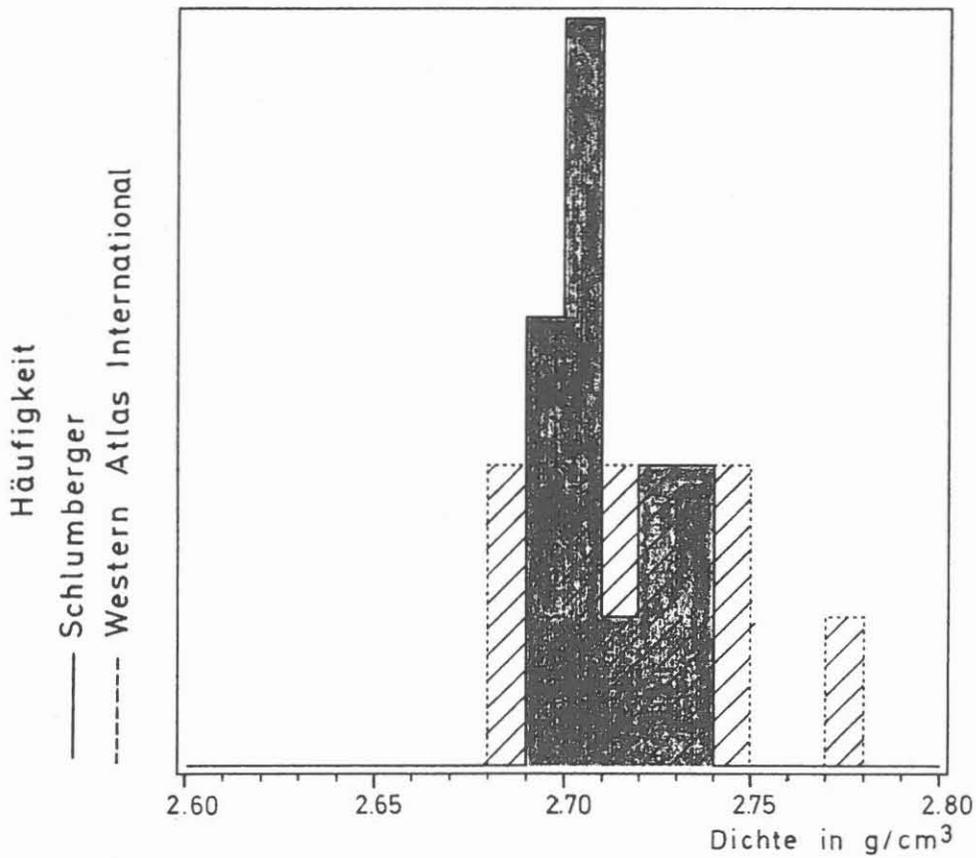


Abbildung 2 : Histogramm im Abschnitt 129 - 131 m

Tabelle 2

Teufenintervall = 232,00 - 250,00 m

Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	13,612	20,669	17,070	IN
CALI	345,75	525,00	433,59	mm
RHOB (Schlum)	1,7922	2,8854	2,5874	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,1330	2,8612	2,6209	g/cm ³
RHOB-ZDEN	-0,3408	0,2013	-0,0335	g/cm ³
RHOC (Cuttings)	2,7360	2,8200	2,7700	g/cm ³
PEF (Schlum)	1,8987	5,7464	3,7702	b/e
PE (Western)	2,3861	5,1613	3,7672	b/e
PEF-PE	-1,2528	1,0178	0,0303	b/e

In Tab. 3 sind die Daten für den Abschnitt von 90 m bis 170 m aufgelistet. Die beiden Dichtekurven sind quasi identisch, was auch durch die geringe Dichtedifferenz von 0,019 g/cm³ zum Ausdruck kommt. Der Vollständigkeit halber wurde auch die mittlere Dichte der Kerne und Cuttings berechnet. Ein direkter Vergleich ist jedoch problematisch, da vor allem bei den Kernen keine Analysen in regelmässigen Abständen vorliegen und das Resultat durch die arbiträre Beprobung grösserer oder kleinerer Dichten beeinflusst wird.

Tabelle 3

Teufenintervall = 90,00 - 170,00 m

Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	10,896	12,982	11,697	IN
CALI	276,75	329,75	297,09	mm
RHOB (Schlum)	2,6167	2,9280	2,7814	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,6855	2,9067	2,8003	g/cm ³
RHOB-ZDEN	-0,1453	0,0641	-0,0189	g/cm ³
RHOK (Kern)	2,5630	3,0410	2,8190	g/cm ³
RHOC (Cuttings)	2,6990	2,9050	2,8022	g/cm ³
PEF (Schlum)	2,5088	7,8004	5,5942	b/e
PE (Western)	2,9183	6,0506	5,0315	b/e
PEF-PE	-0,8275	2,6504	0,5627	b/e

Innerhalb dieser Zone wurde zwischen 129 m und 131 m auch ein Kalzitmarmor erbohrt, welcher als das ideale Gestein für die Bewertung der absolute Dichte angesehen werden kann. Bohrkernanalysen ergaben in diesem Abschnitt eine Dichte von 2,71 g/cm³, was auf eine Porosität von 0% schliessen lässt, da Kalzit ein spezeifisches Gewicht von genau 2,71 g/cm³ aufweist. Da ja die Geräte für Kalkstein kalibriert werden, sollten die Dichten auch exakt diesen Wert ergeben. Wie aus Tab. 4 ersichtlich, ist dies beim Schlumberger-Dichtelog auch der Fall, während jenes von Western Atlas mit 0,01 g/cm³ geringfügig darüberliegt und somit die ausgezeichnete Kalibrierung der Geräte bestätigt wird.

Tabelle 4

Teufenintervall = 129,00 - 131,00 m

Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	11,398	11,555	11,441	IN
CALI	289,50	293,50	290,61	mm
RHOB (Schlum)	2,6962	2,7375	2,7118	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,6855	2,7722	2,7227	g/cm ³
RHOK (Kern)	2,7030	2,7260	2,7085	g/cm ³
RHO (Kalzit)			2,710	g/cm ³
RHO-RHOB			-0,0018	g/cm ³
RHO-ZDEN			-0,0127	g/cm ³
PEF (Schlum)	4,9894	6,2420	5,5927	b/e
PE (Western)	4,9287	5,0794	5,0208	b/e
P _e (Kalzit)			5,084	b/e
P _e -PEF			-0,5087	b/e
P _e ^e -PE			0,0632	b/e

Da mitunter gemittelte Werte nur wenig Aussagekraft besitzen, wurde auch in diesem Bereich ein Histogramm erstellt (Abb. 2). Es zeigt ein Maximum zwischen 2,70-2,71 g/cm³ für RHOB (Schlumberger) welches für ZDEN (Western Atlas) aufgrund der Streuung nicht ersichtlich ist. Ob dies auf einer unterschiedlichen Vertikalauflösung der Geräte beruht, kann mit nur einem Beispiel nicht beurteilt werden.

Die in den Sedimenten vorherrschenden Dichten liegen etwa zwischen 2,0 und 3,0 g/cm³, so z.B. für Steinsalz 2,03 und Anhydrit 2,98 g/cm³. Im Kristallin dagegen dürften sie sich zwischen 2,6 und mehr als 3,3 g/cm³ bewegen, also z.T. ausserhalb des normalen Messbereichs. Da die Zählrate der Dichte invers proportional ist, also bei

höherer Dichte abnimmt, erreichen weniger Gammastrahlen den Detektor. Ob und inwieweit dies die Linearität der Logs beeinflusst, kann nur an Hand von Kerndaten beobachtet werden, da nicht bekannt ist, dass eine Kalibrierung für hohe Dichten vorgenommen wird.

Um also einen Vergleich der Logs bei solchen Dichten zu erhalten, wurde der Abschnitt von 335 m bis 350 m untersucht und in Tab. 5 wiedergegeben. Die Dichtedifferenz der beiden Logs beträgt hier weniger als 0,01 g/cm³, wobei RHOB grösser als ZDEN ist. Mangels einer Referenzdichte, wie im Marmor, kann hier nur mit der Kerndichte des Feldlabors verglichen werden, umzu sehen, inwieweit Übereinstimmung besteht. Die mittlere Kerndichte ist in diesem Bereich zwar etwas höher, doch ist die Differenz zu den beiden Logdichten minimal und zwar 0,019 g/cm³ (Schlumberger), respektive 0,028 g/cm³ (Western Atlas).

Tabelle 5

Teufenintervall = 335,00 - 350,00 m				
Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	11,102	12,077	11,260	IN
CALI	282,00	306,75	286,02	mm
RHOB (Schlum)	2,7977	3,0662	2,9858	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,8564	3,0487	2,9769	g/cm ³
RHOB-ZDEN	-0,0696	0,0887	0,0088	g/cm ³
RHOK (Kern)	2,7650	3,0860	3,0045	g/cm ³
RHOC (Cuttings)	2,8700	3,0040	2,9392	g/cm ³
PEF (Schlum)	4,3110	6,8076	5,6633	b/e
PE (Western)	4,3806	5,9719	5,2365	b/e
PEF-PE	-1,1452	1,5750	0,4267	b/e

Ähnlich verhalten sich die Dichten im gut beprobten Abschnitt von 388 m bis 430 m (Tab. 6). Die beiden Dichten sind quasi identisch und liegen, wie zuvor, nur geringfügig unter den Kerndichten. Ob dies auf einen etwas abweichenden Faktor von Z/A gleich 0,5 beruht, wird durch eine weitere Studie in einer hierfür besser geeigneten Zone untersucht werden. In beiden Abschnitten liegen die ermittelten Dichten aus dem Bohrklein mit 0,07 g/cm³ deutlich darunter. Es wird daher vermutet, dass bei den Cuttings Minerale höherer Dichte verloren gehen.

Tabelle 6

Teufenintervall = 388,00 - 430,00 m

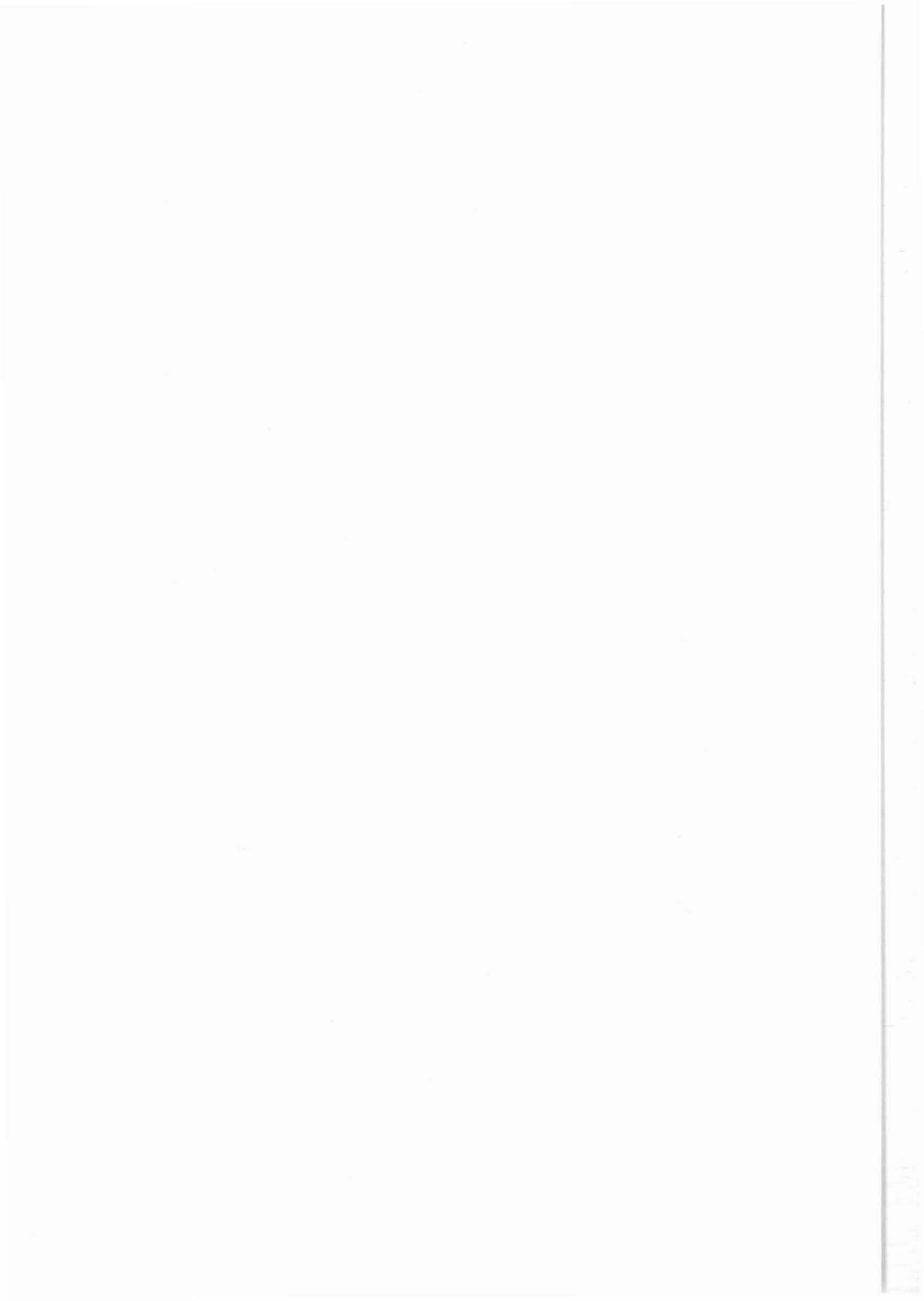
Name	Min.	Max.	Mittel	Einheit
CALI	10,659	13,770	11,274	IN
CALI	270,75	349,75	286,36	mm
RHOB (Schlum)	2,6134	3,1089	3,0013	g/cm ³
ZDEN (Western)	2,8205	3,0732	2,9962	g/cm ³
RHOB-ZDEN	-0,2255	0,0836	0,0050	g/cm ³
RHOK (Kern)	2,8290	3,1300	3,0272	g/cm ³
RHOC (Cuttings)	2,8690	3,0170	2,9520	g/cm ³
PEF (Schlum)	3,0933	7,7346	5,6191	b/e
PE (Western)	4,0974	5,9739	5,0384	b/e
PEF-PE	-1,2452	2,9936	0,5807	b/e

Der photoelektrische Absorptionsindex konnte nur zwischen den beiden Logs verglichen werden, da keine Daten aus Kernen oder Cuttings vorliegen. Über den gesamten Bereich betrachtet, ist jener von Schlumberger höher und zwar im Mittel um 0,58 b/e. Zu bemerken ist auch, dass die Differenz bei kleinen P_e -Werten gering ist und mit höheren Werten zunimmt.

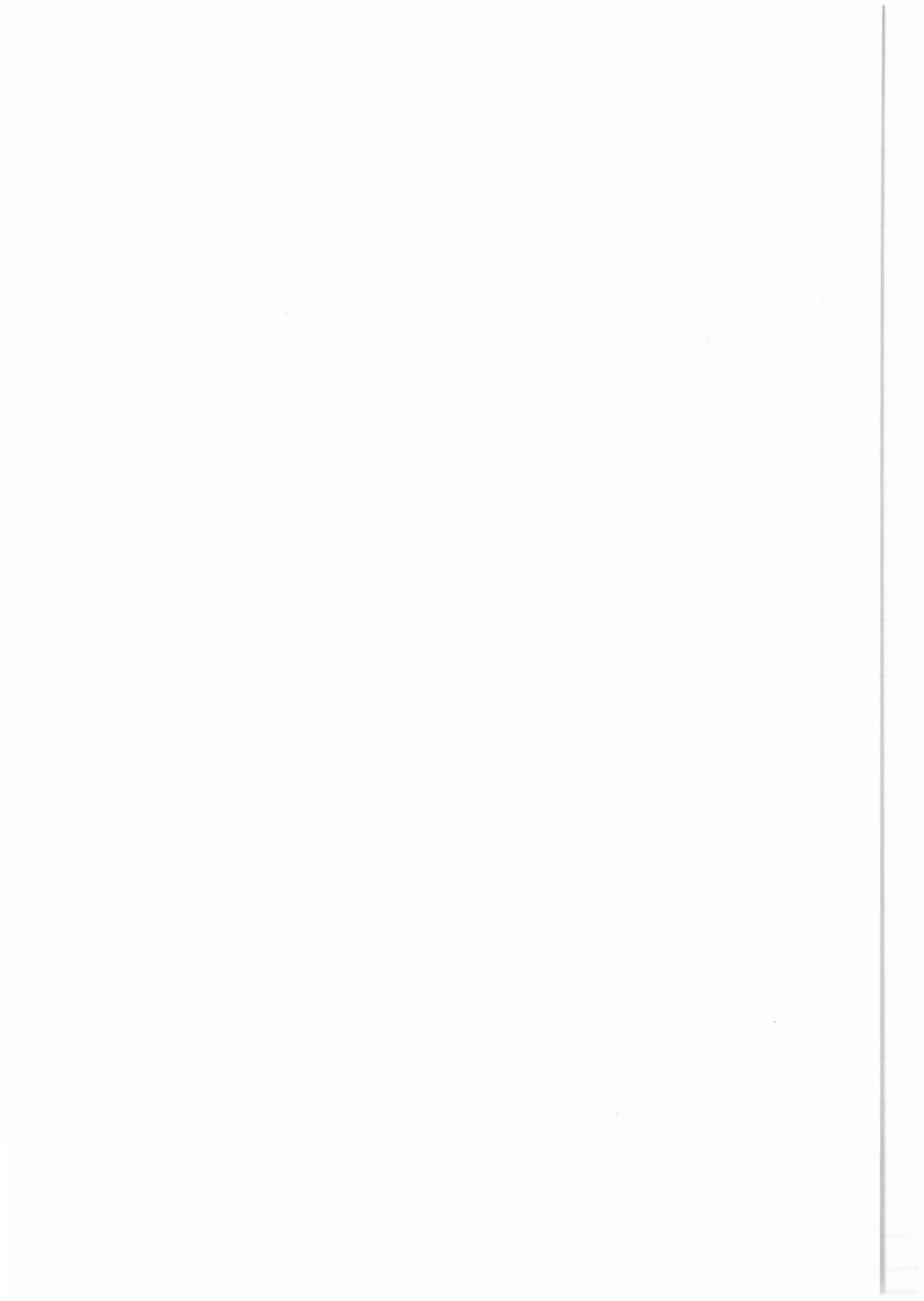
Wie schon bei der Dichte, so ist auch für die Photoabsorption der Marmor das einzige Intervall für Vergleichszwecke. In einem reinen Kalzit beträgt dieser Wert 5,08 b/e. Wie aus Tab. 4 hervorgeht, liegt Schlumberger mit 0,51 b/e über den Sollwert und Western Atlas mit 0,06 b/e darunter.

Literaturverzeichnis

- Schlumberger 1981: Litho Density Tool Interpretation.
-Houston, Texas, 1331 Lamar Suite 1175,
62 p.
- Schlumberger 1987: Log Interpretation Principles/
Applications.
-Houston, Texas, 1331 Lamar Suite 1175,
198 p.
- Serra, O. 1984: Fundamentals of Well-log Interpretation.
-Elsevier Science Publishers B.V.
1000 AH Amsterdam, POB 330, 423 p.
- Western Atlas International: Compensated Z-Densilog.
-Atlas Oilfield Services,
Houston, Texas 77251, POB 1407



Versuch zur Deutung einer ungewöhnlichen
Temperaturmessung in der KTB-Oberpfalz VB



**VERSUCH ZUR DEUTUNG EINER UNGEWÖHNLICHEN TEMPERATURMESSUNG IN
DER KTB-OBERPFALZ VB**

G. Zoth

ZUSAMMENFASSUNG

Das Temperaturlog vom 5.7.1988 in der KTB-Oberpfalz VB zeigte in ihrem Verlauf ständig wiederkehrende Temperatur-Peaks, für die ein Teufenabstand von 27,3 m ermittelt wurde. Die Temperaturerhöhung der Spülung lag bei 2117 m nach 7,5 h noch 0,3 K über dem Normalniveau für die Bohrung. Es wurde mit Hilfe von Modellberechnungen festgestellt, daß die Ausgangstemperatur T_a für die Erzeugung der Peaks ca. 20 K über der Normaltemperatur der Spülung gelegen haben muß. Mehrere Modellberechnungen konnten keinen eindeutigen Beweis erbringen, daß ausschließlich die erwärmte Bohrkronen der Verursacher der Wärmeanomalie war.

SUMMARY

The Temperature Log of July 5, 1988, run in the pilot well KTB-Oberpfalz VB shows repeating peaks at a constant distance of 27,3 m. At a depth of 2117 m, this temperature was still 0.3 K above 'normal' even after a period of 7.5 hours. Calculations revealed that the original temperature necessary for producing those peaks should have been in order of 20 K above the normal temperature of the drilling mud at that depth. Several modelling cases could not lead to the conclusion that this heat anomaly was exclusively the result of excessive friction of the bore crown.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 Einleitung

In der KTB-Vorbohrung werden in regelmäßigen Abständen Temperatur- und Kalibermessungen ausgeführt. Der Zeitpunkt der Messung wird im wesentlichen durch die Bohrkronen-Standzeit bestimmt, die bei ca. 100 m liegt. Die Meßzeiten zur Durchführung der Temperaturmessungen wurden als Empfehlung der Arbeitsgruppe (AGRU) Geothermik am 15.1.1987 festgelegt und mit Rücksicht auf Veränderungen im Bohrbetrieb an die besseren Standzeiten der Bohrkronen angepaßt.

Im folgenden wird der Versuch unternommen, eine Bohrloch-Temperaturmessung zu interpretieren, die mit hoher Wahrscheinlichkeit durch den Ausbau des Bohrgestänges anomale Meßergebnisse erbrachte.

2 Beschreibung der Meßergebnisse

Am 5.7.1988 wurde in der Vorbohrung KTB-Oberpfalz VB ein Temperaturlog aufgenommen, das sich von allen bisher gemessenen in einer Weise unterscheidet, die zunächst nicht erklärbar schien. In Abb. 1 ist ein Ausschnitt der Temperaturkurve vom 5.7.1988 dargestellt. Das Log zeigt von links nach rechts den Spülungswiderstand MRES (OHMM), die natürliche Gammastrahlung GR (GAPI), die Kabelzugspannung TENS (LB), die Temperaturmessung TMP2 (°C) und die Temperaturmessung TMP1 (°C). Die Skalenbreite für die Temperatur beträgt 10 K. TMP1 zeigt eine Meßkurve des Sensors T1, der sich 3 cm oberhalb der untersten Spitze der Bohrlochmeßsonde und TMP2 zeigt eine Meßkurve des Sensors T2, der sich 1,23 m oberhalb T1 befindet. Die Messung wurde während der Einfahrt von oben nach unten ausgeführt. Die Meßgeschwindigkeit betrug 10 m/min. Die Meßkurve TMP1 zeigt deutlich in gleichen wiederkehrenden Abständen Tempera-

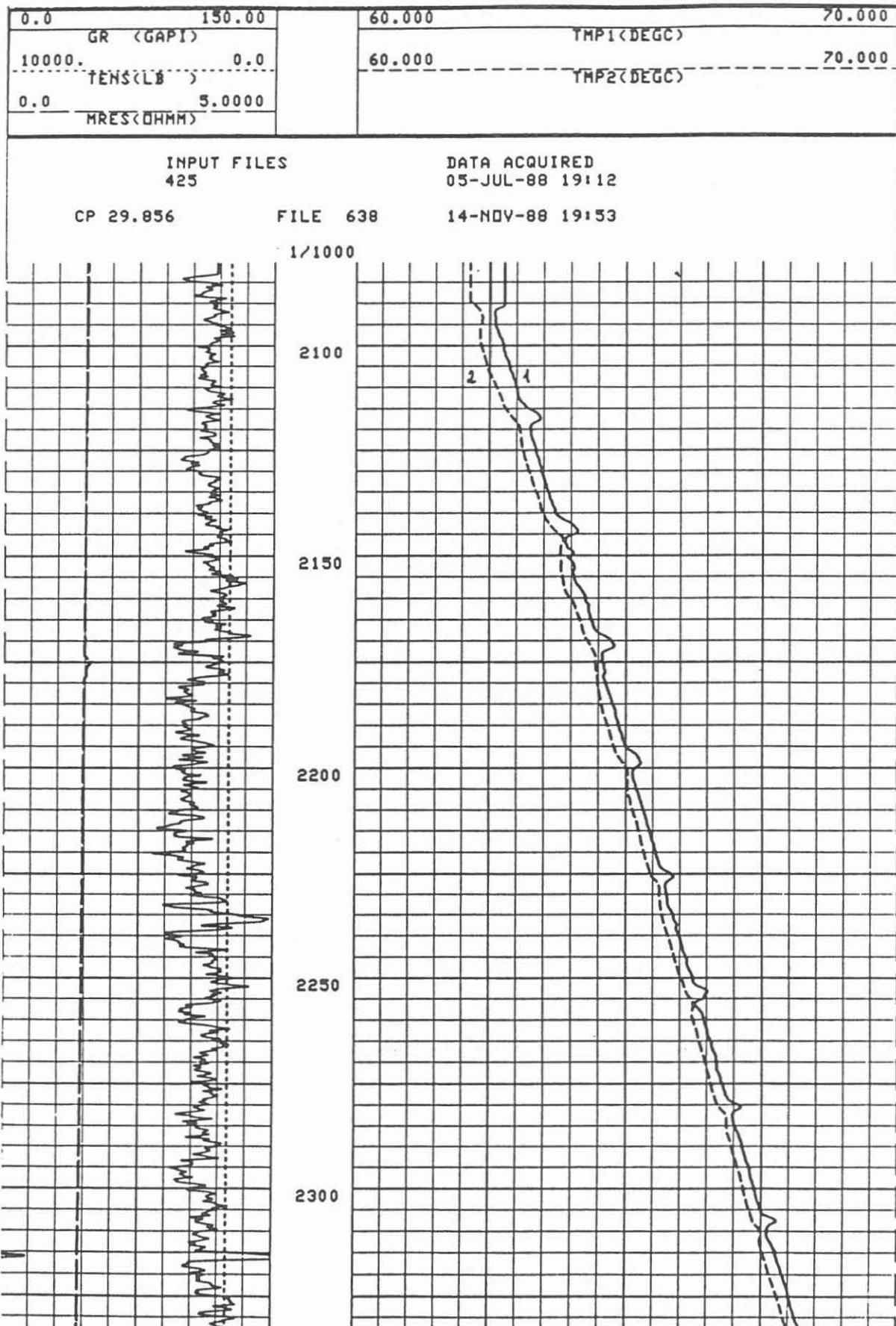


Abbildung 1:
Ausschnitt aus einem Temperatur - Log vom 5.7.1988

turerhöhungen von $\Delta T \approx 0,3$ K bei 2117 m mit zunehmender Teufe abnehmend bis $\Delta T \approx 0,2$ K bei 2307 m Teufe. Ein ähnliches Verhalten, jedoch in weniger ausgeprägter Form, gibt die Meßkurve TMP2 wieder.

3 Interpretation der Meßergebnisse

Überprüfungen der Sensoren und Kalibrierungen der gesamten Meßelektronik ergaben, daß meßtechnisch kein Fehler vorlag. Es galt daher zu untersuchen, welche Ursache zu diesen Anomalien führt.

Zunächst wurde die genaue Teufendistanz zwischen den Temperaturmaxima ermittelt. Dies geschah mit einer Temperaturgradientendarstellung (Abb. 2). Die Abb. 2 zeigt unter T1 und T2 die Temperaturkurven TMP1 und TMP2, unter T1D und T2D die ungefilterten Temperaturgradienten und unter T1DF1 und T2DF1 die gefilterten Temperaturgradienten. Um die Teufendistanz genauer zu bestimmen, wurde der Temperaturgradient T1D in 27 m-Segmenten abgegriffen und Segment für Segment übereinandergezeichnet (Abb. 3). Hierbei war eine Optimierung möglich, indem man die Teufenvorgabe so veränderte, bis die Gradientendurchgänge durch Null die geringste Streuung zeigten. Als Ergebnis konnte mit dieser Methode eine Wiederholungsteufe der Temperaturmaxima von 27,3 m ermittelt werden. Dieser Teufenwert wurde auch zugrunde gelegt, um die Amplituden der Temperaturerhöhungen als Plot darzustellen. Die Abb. 4 zeigt die Zusammenspielung der Temperaturerhöhungen unter Subtraktion der Temperaturzunahme, bedingt durch den Temperaturgradienten. Auf der Abszisse ist das Teufensegment (27,3 m) und auf der Ordinate die Temperaturerhöhung aufgetragen. Die Teufe von 27,3 m stellt exakt die Gestängezuglänge dar, die sich beim Ausbau des Bohrstranges aus der Bohrung ergibt. Ein Gestängezug besteht

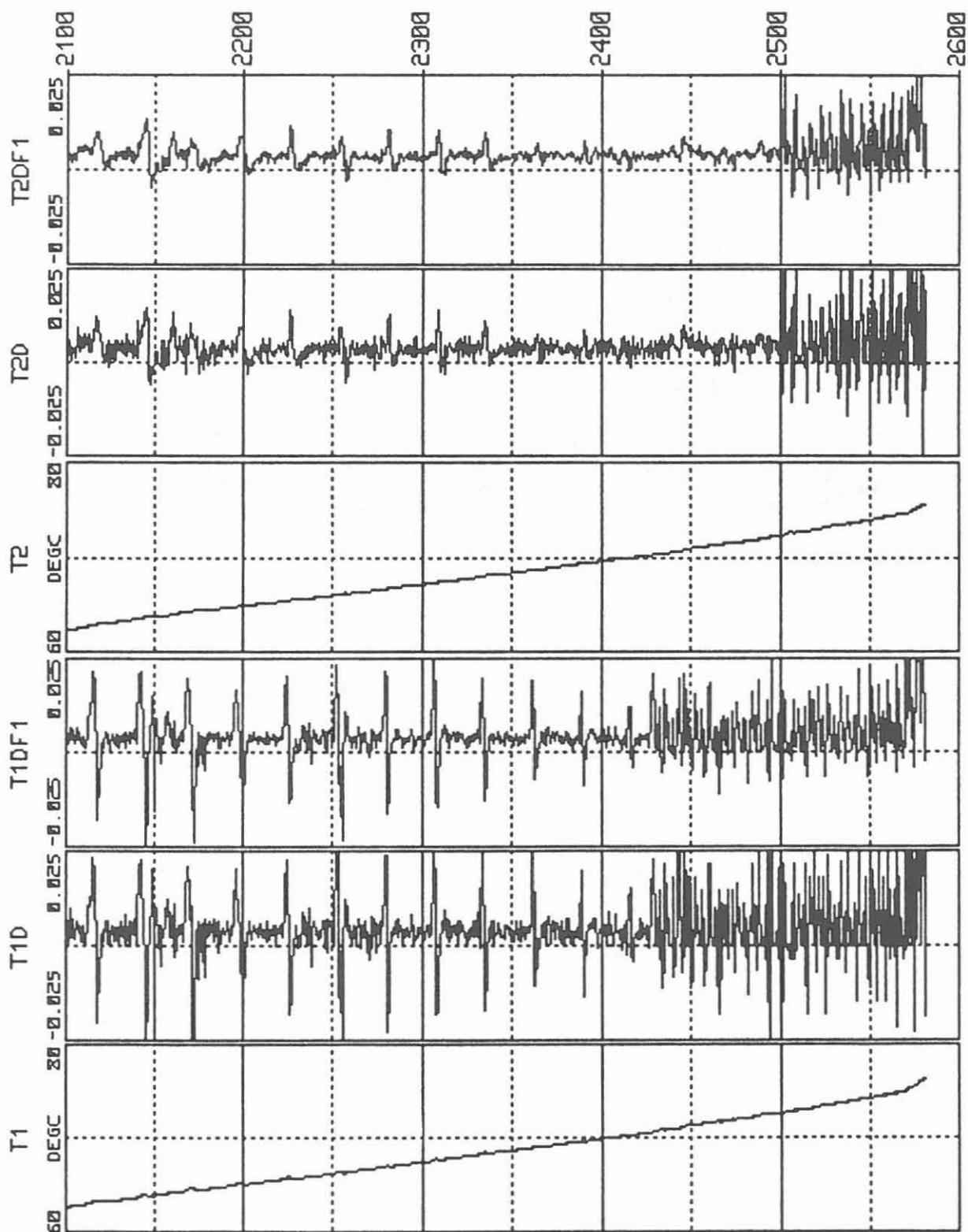


Abbildung 2:

Temperatur-Gradientendarstellung für die Sensoren TMP1 und TMP2
T1D bzw. T2D ohne Filter
T1DF1 bzw. T2DF1 mit Filter

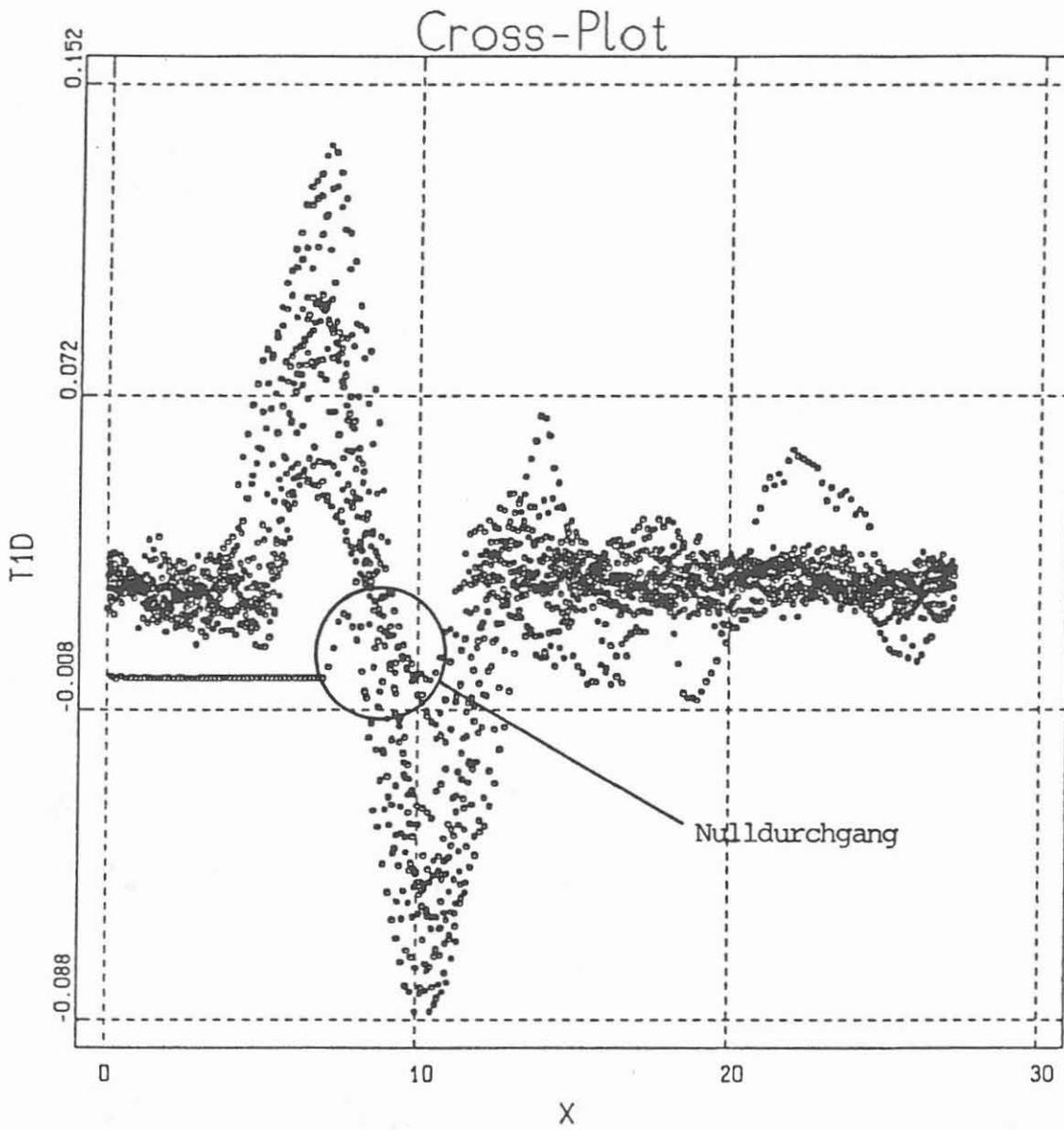


Abbildung 3:
Versuch einer Teufen-Intervallbestimmung

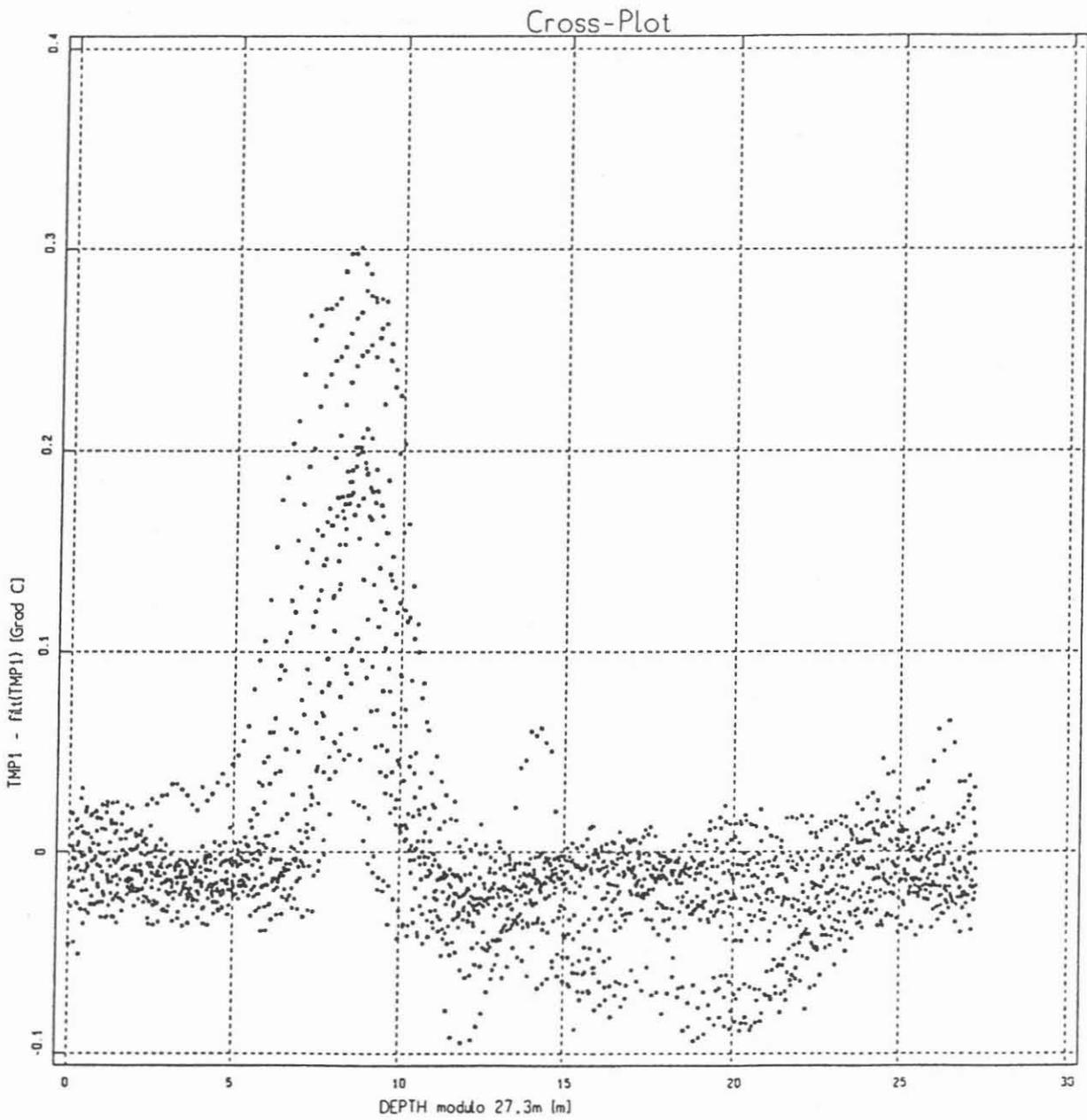


Abbildung 4:
Übereinander gezeichnete Temperatur-Peaks
von 27,3 m Teufendistanz

aus drei Einzelgestängen von durchschnittlich 9,11 m. Als Folgerung dieser Übereinstimmung der Teufendistanz, der Temperaturmaxima mit den Gestängezuglängen wird im folgenden angenommen, daß beim Ausbau des Gestänges am 5.7.1988 eine Wärmequelle im Abstand eines Gestängezuges jeweils eine Temperaturerhöhung in der Spülung hinterlassen haben muß.

3.1 Betrachtungen zur Überprüfung der Temperaturerhöhungen

Bei der folgenden Beschreibung soll eine einzelne Temperaturerhöhung bei 2117 m betrachtet werden. Hierzu stellt sich die Frage: wie groß muß die Anfangstemperatur ΔT_a an dieser Stelle gewesen sein, um nach 7,5 Stunden, das ist die Zeit zwischen Vorbeifahrt der Bohrkronen bei 2117 m Teufe und Erreichen der Temperatursonde dieser Teufe, noch eine Temperaturerhöhung von 0,3 K feststellen zu können. Die Ausbau- und Meßzeiten können dem technischen Tagesbericht der Lokation, Abb. 10, entnommen werden.

Mit Hilfe des numerischen Berechnungsprogramms "EDITE" von MUTH & KESSELS (1987) soll im folgenden die Anfangstemperatur der Anomalie ermittelt werden.

Annahmen für das Modell I:

- Radius der Bohrung 0,08 m
- Temperaturerhöhung zur Zeit t_o mit $\Delta T_a = 10,20$ und 30 K

	<u>Spülung</u>	<u>Gebirge</u>
- Wärmeleitfähigkeit in W/(m K)	0,6	3,0
- spez. Wärmekapazität c in J/(m ³ K)	1000	887
- Dichte ρ in 10 ³ kg/m ³	1,03	2,8

Berechnet wurde das instationäre Temperaturfeld eines zweischichtigen, eindimensionalen zylindersymmetrischen Modells. Die Abb. 5 zeigt die Ergebnisse der Berechnung für einen Temperatursausgleich mit der Anfangstemperatur $\Delta T_a = 20$ K. Auf der Abszisse ist der Radius der Bohrung und die Eindringtiefe der Temperatur in das Gebirge aufgetragen. Die Ordinate zeigt die Temperaturerhöhung ΔT . Die aufgetragenen Kurven geben die Temperaturverteilung der Anomalie bei 2117 m Teufe nach einer Stunde, fünf und neun Stunden wieder. Daraus ist zu ersehen, daß eine Temperaturerhöhung von 0,3 K im Bereich des Bohrloches mit einer numerischen Berechnung bei $\Delta T_a = 20$ K möglich ist. In Abb. 6 sind Berechnungskurven mit einer Anfangstemperatur von ebenfalls $\Delta T_a = 20$ K dargestellt, aber die Berechnung erfolgte mit unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten für die Spülungsflüssigkeit:

$$\lambda = 0,3; 0,5; 0,6 \text{ und } 0,7 \text{ W/(m K)}.$$

Hier zeigt sich, daß selbst mit einer Wärmeleitfähigkeit von 0,7 - 0,8 W/(m K) eine Temperatur von $\Delta T = 0,3$ K nach 7,5 h Wartezeit noch meßbar sein muß. In den Abb. 7 - 9 werden noch Ergebnisse aus Berechnungen mit verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten und unterschiedlichen Anfangstemperaturen ΔT_a vorgestellt.

Als Ergebnis dieser Modellberechnungen ergibt sich, daß bei einer Wärmeleitfähigkeit von 0,6 - 0,8 W/(m K) eine Anfangstemperatur von $\Delta T_a \approx 20$ K geherrscht haben muß. Geringere Wärmeleitfähigkeiten sind nicht sehr wahrscheinlich, da Labormessungen an einer 2,5%igen Dehydrillmischung schon Werte über 0,6 W/(m K) erbracht haben (mündliche Mitteilung von Herrn Erbas, TU Berlin).

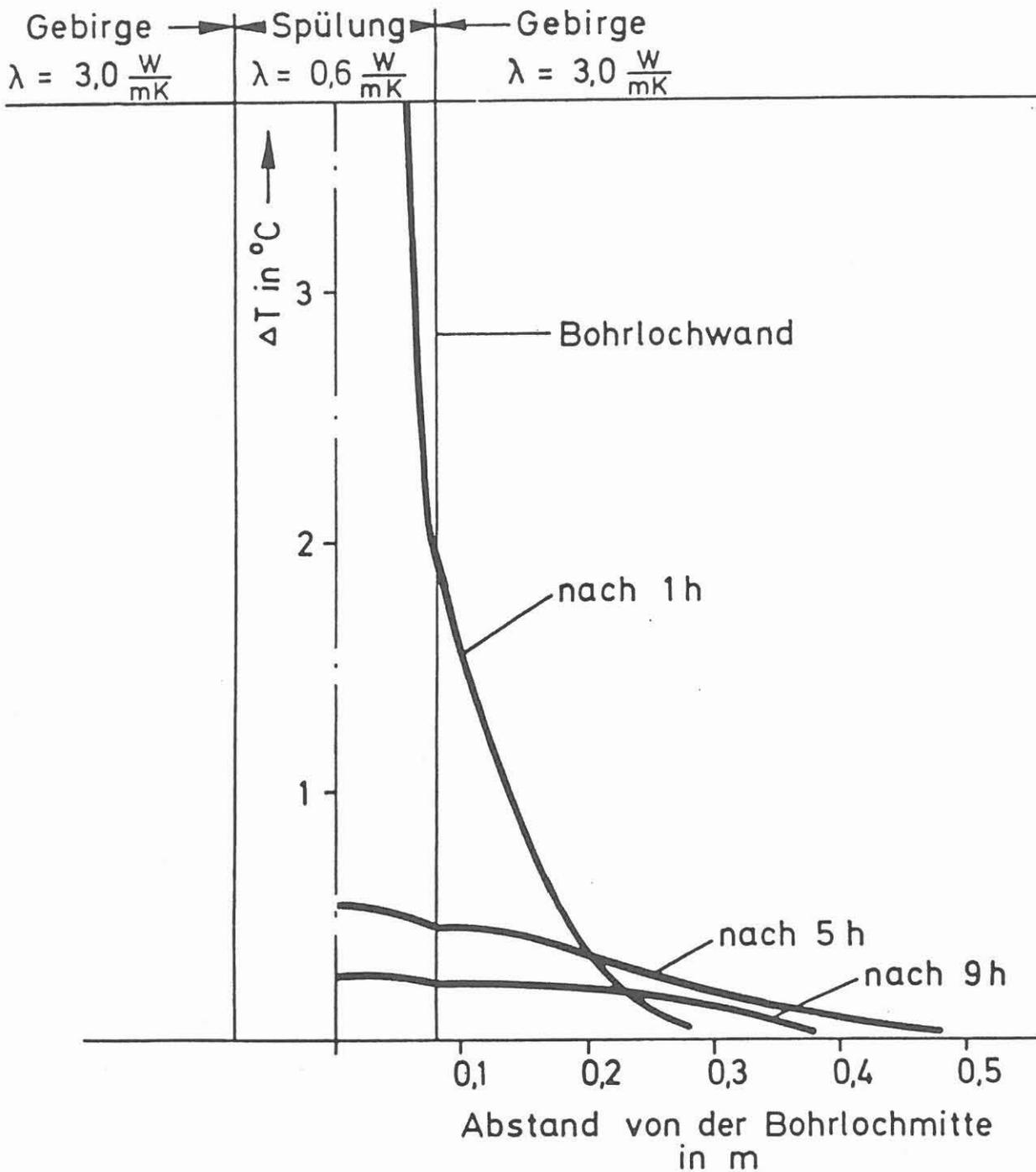


Abbildung 5:

Ergebnisse einer Modellberechnung für die Temperaturverteilung im Bohrloch bei einer Anfangstemperatur von $\Delta T_a = 20 \text{ K}$

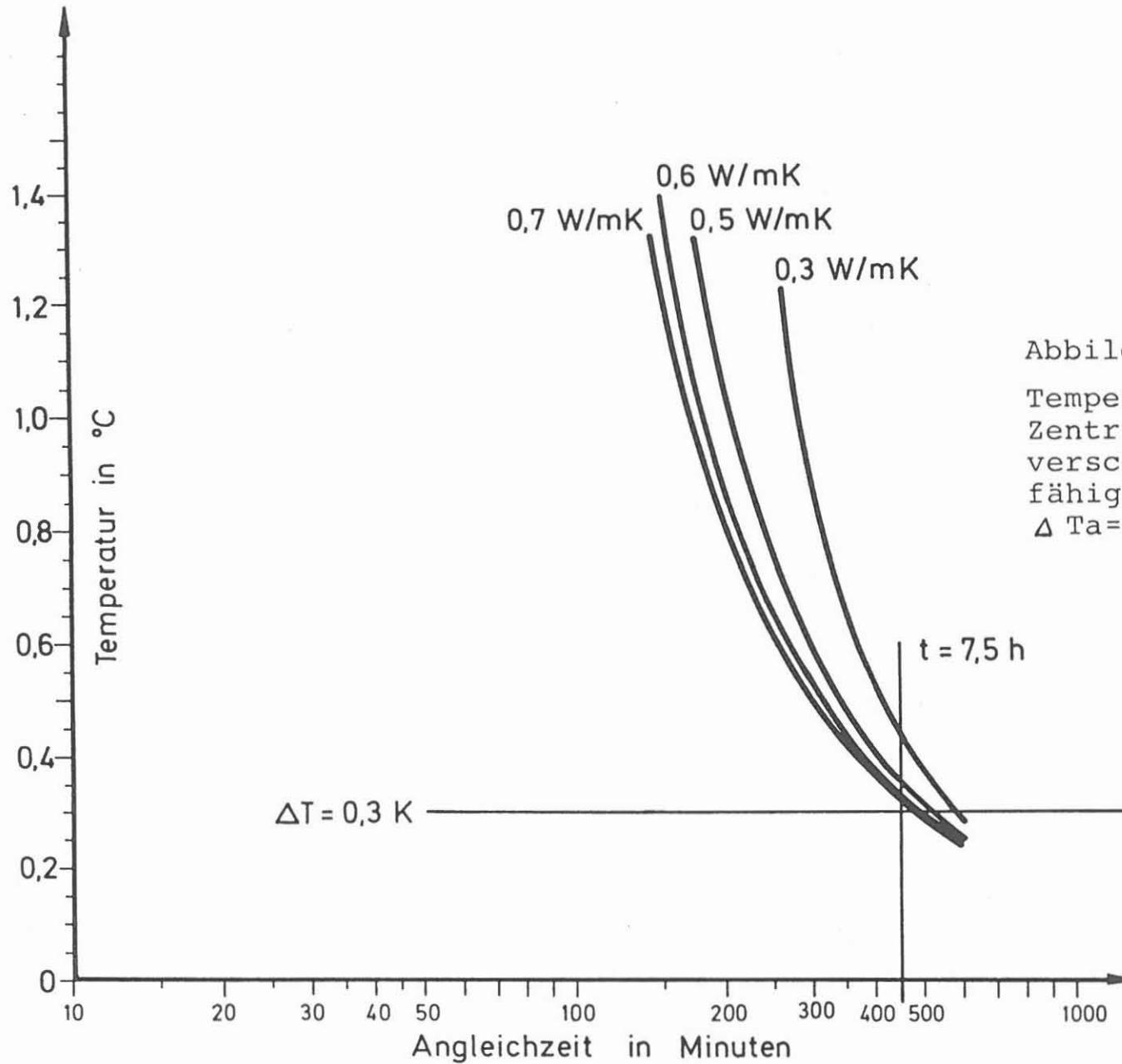
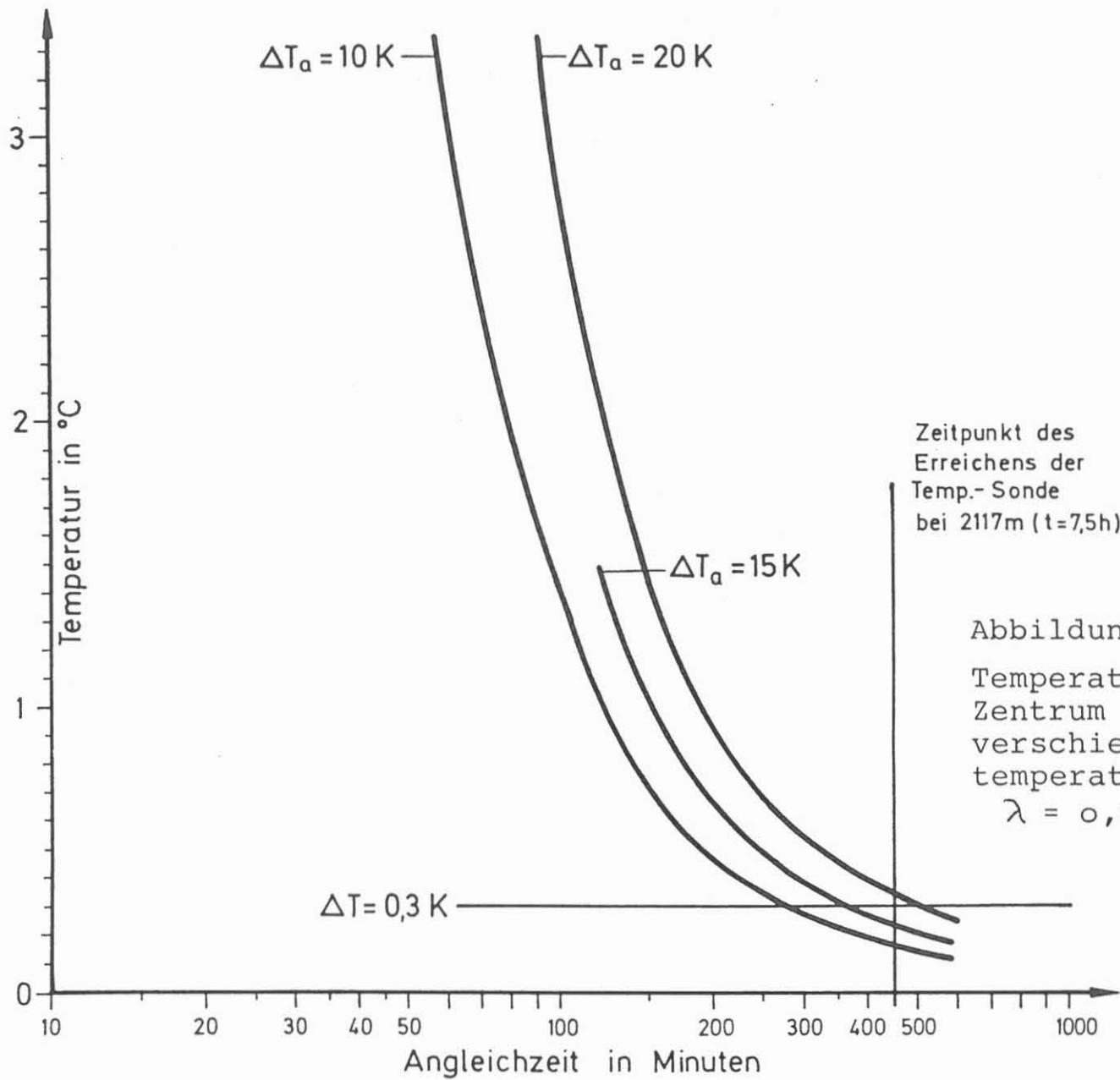


Abbildung 6:

Temperaturverhalten im Zentrum der Bohrung bei verschiedenen Wärmeleitfähigkeiten
 $\Delta T_a = 20 \text{ K}$



Zeitpunkt des Erreichens der Temp.-Sonde bei 2117m ($t=7,5\text{h}$)

Abbildung 7:
Temperaturverhalten im Zentrum der Bohrung bei verschiedenen Anfangstemperaturen
 $\lambda = 0,6\text{ W/(m K)}$

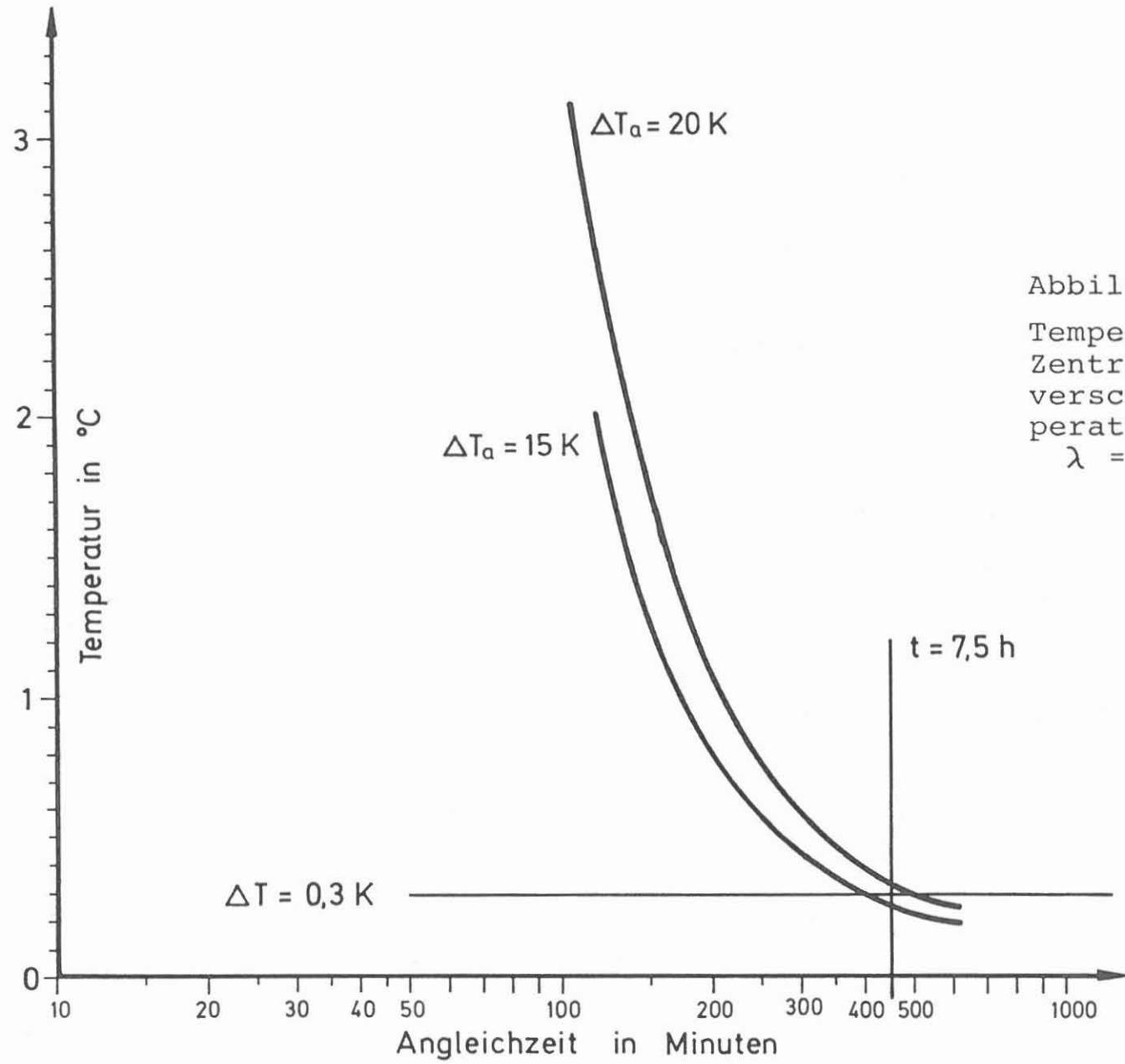


Abbildung 8:

Temperaturverhalten im Zentrum der Bohrung bei verschiedenen Anfangstemperaturen.

$$\lambda = 0,5 \text{ W/(m K)}$$

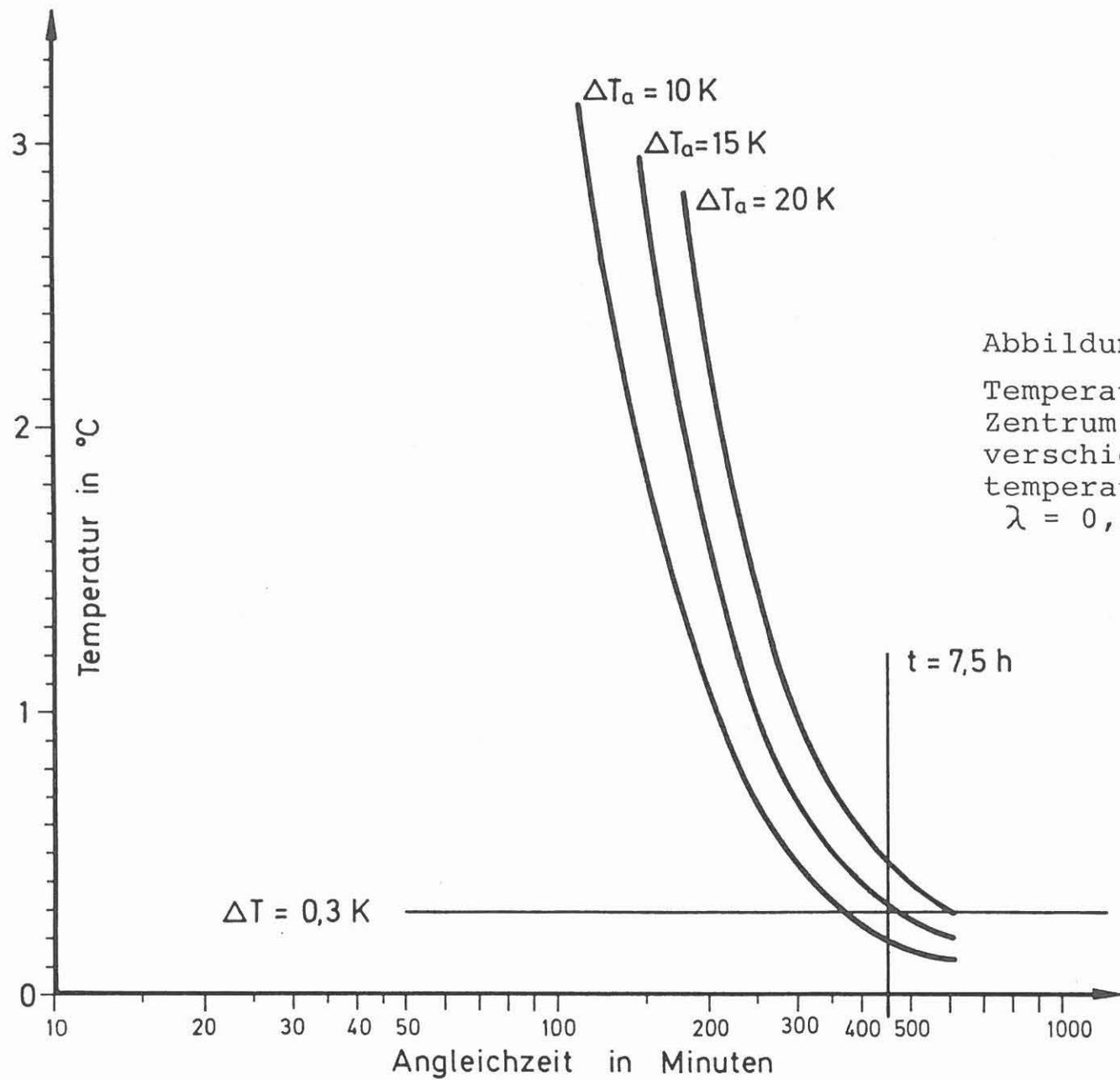


Abbildung 9:
 Temperaturverhalten im
 Zentrum der Bohrung bei
 verschiedenen Anfangs-
 temperaturen
 $\lambda = 0,3\text{ W/(m K)}$

Verursacher der Temperaturerhöhung

Die Frage nach der Ursache der Temperaturerhöhung ist nicht eindeutig erklärbar. Nachweisbar ist nur, daß nach dem Tagesbericht vom 5.7.1988, Abb. 10, in der Zeit von 8.30 - 9.30 ohne Bohrfortschritt auf der Bohrlochsohle gebohrt wurde und dabei die Bohrkronen Nr. 87/1 so warm wurde, daß die Matrix zum Teil aufschmolz. Abb. 11 zeigt die stark beanspruchte Bohrkronen. Ferner ist aufgrund überhöhter Temperatureinwirkung das Neigungs-/Temperatur-Meßgerät ausgefallen, das in 6,5 m Höhe oberhalb der Bohrkronen fixiert ist. Und schließlich sind die Temperaturmeßergebnisse vom 5.7.1988 eindeutig auf Temperaturanomalien und nicht auf technische Meßfehler zurückzuführen.

Ausgehend von der Vermutung, daß die Bohrkronen der Verursacher der Temperaturanomalien sein könnten, soll im folgenden mittels einiger Modellrechnungen überprüft werden, ob die erwärmte Bohrkronen bzw. der untere Bereich des Gestänges in der Lage ist, die Temperaturerhöhung so lange zu halten, daß nach 7400 Sekunden noch genügend Wärme für eine Temperaturabgabe von $\Delta T = 20 \text{ K}$ zur Verfügung steht. Die Zeitspanne von 7400 s ergibt sich aus der Wartezeit, 46 cm über der Sohle und der Ausbauezeit bis 2117 m Teufe.

Zum Verständnis der folgenden Modellbetrachtungen ist an dieser Stelle eine Erläuterung des Arbeitsablaufes beim Gestängeausbau vom 5.7.1988 angebracht. Hierzu sind der Tagesbericht, Abb. 10, und der Gestängeteufenplan (Gestängeaufmaß), Tab. 1, zu betrachten. Der Kernversuch ohne Bohrfortschritt erfolgte von 8.30 - 9.30; danach wurde das Gestänge 0,46 m über die Bohrlochsohle hochgezogen und zum Ziehen des Innenkernrohres ca. 1 Stunde (3600 s) von 9.30 - 10.30 dort stehengelassen. Nach dem Ausbau des Innenkernrohres wurden zunächst drei 9 m-Gestänge einzeln abgelegt, um dann routinemäßig Gestängezüge



DEUTSCHE SCHACHTBAU- UND TIEFBOHRGESELLSCHAFT MBH

TAGESBERICHT

① Bohrung/Anlage KT B- VB 16H14/23 Datum 5.07.88 Tage seit Aufbau/Bohrbeginn 302, C-P-P

② Teufe 2578,9 m Leistung _____ m Zeit 1,0 h Bohrfortschritt _____ m/h

③ Formation _____

④ Gasanzeigen _____ ppm/% max. _____ ppm/% I.T. _____ m TG _____ ppm/% Auftrieb _____ h

⑤ Zeitaufteilung 06.00 Uhr bis

8:30 Uhr = 2,5 h KE-WL Gew. 5,15 m

9:30 Uhr = 1,0 h versucht zu koppeln DE (kein Bohrfortschritt)

10:30 Uhr = 1,0 h SKR gezogen

16:00 Uhr = 5,5 h Uhrzeitung ausgeh bis 7° RS

16:30 Uhr = 0,5 h 12 m Fabeisil nachgenommen

18:00 Uhr = 1,5 h Weiter ausgebaut Kinnrohr angelegt

1:00 Uhr = 8,0 h HTB-Locking

Uhr = _____ h 1. Temp. Diff. GR, Spfg. widerstd., Spfg Temp.

Uhr = _____ h 2. 4 1/2" Kaliber, Mag. Hzi, GR, Spfg. widerstd., Spfg Temp

6:00 Uhr = 4,0 h Kinnrohr aufgen. Kinnre verschraubt SKR kontrolliert

Uhr = _____ h und eingeb. bis 1000 m

Uhr = _____ h

Uhr = _____ h

Uhr = _____ h

⑥ Bohrstrang Kinnre, Kinnr. 3/4" Stab. 1x ULDC, 1x SST (10,22) 2x ULDC + WLDP

⑦ Lotungen EL HTB Log.

<u>2575</u> m <u>23</u> Grad <u>26,85</u> Az	_____ m _____ Grad _____ Az	Ges.-Abw. I.T. _____ m
_____ m _____ Grad _____ Az	_____ m _____ Grad _____ Az	_____ m nach Az _____
_____ m _____ Grad _____ Az	_____ m _____ Grad _____ Az	TV _____ m

⑧ Meißel-nr.	<u>87/1</u>	<u>88/1</u>	
Meißel-Ø	<u>6</u>	<u>6</u>	Zoll
Typ	<u>EL JP</u>	<u>EL JP</u>	
Serien-Nr.	<u>47756</u>	<u>80421</u>	
Düsen-Ø			1/32 Zoll
Ausbau	<u>2578,9</u>		m
Einbau	<u>2488,5</u>	<u>2578,9</u>	m
Leistung	<u>90,4</u>		m
Zeit	<u>49</u>		h
Bohrfortschritt	<u>1,84</u>		m/h
Kosten			DM/m
Zustand	<u>800</u>		
Belastung	<u>5-6</u>		I
Drehzahl	<u>220</u>		U/min
Drehmoment	<u>-420</u>		mkg
Spulvolumen	<u>185-220</u>		l/min
Spuldruck	<u>80-95</u>		bar
Auftriebsgeschw. DC/DP	<u>1</u>	<u>1</u>	m/min
Düsenstrahlgeschwindigkeit			m/sec
Pumpe 1	Zyl. Ø _____	Hub _____	bar
Pumpe 2	<u>3 1/2</u> Zyl. Ø _____	Hub _____	bar
DC-Laufzeit	<u>1</u> h	L. Inspekt. <u>219,5</u>	
Jar-Laufzeit	_____ h	L. Wechsel _____	

⑨ Spülungsanalyse

Zeit 9:00 Uhr

Typ 2h, dril

SG 124 kg/l

az/raz 491/44 s

t 24,5 °C

wv/lk 165/117 ml/mm

pH/pt 10,59/0,52

sd 0,1 Vol. %

Festst. 15 Vol. %

Cl _____ Vol. %

sz/szs 471 mg/l

SV 27

PV 19

YP 16

gst 2/3

cal 2,1 mg/l

mg/l 1,7 mg/l

hl 0,8 °dH

Slab. _____

Akl. _____

HT/HP 1

Benetzg. Test _____

⑩ Feststoffkontrolle

Sieb 500 mesh Sieb 2500 mesh

Sieb 3 _____ mesh Sieb 4 _____ mesh

Desander _____ Zyklone _____ l/h _____ h/Tag

Desilter _____ Zyklone _____ l/h _____ h/Tag

Mudcleaner 1 _____ Zyklone _____ mesh _____ h/Tag

Mudcleaner 2 _____ Zyklone _____ mesh _____ h/Tag

Zentrifuge 1 242 / 14000 l/h 24 h/Tag

Zentrifuge 2 Beijersen / _____ l/h 24 h/Tag

⑪ Ablufmengen

Schmutzwasser _____ m³/Tag _____ m³/Bohrung

Spülung _____ m³/Tag _____ m³/Bohrung

Feststoffe _____ m³/Tag _____ m³/Bohrung

⑫ Chemikalien-Verbrauch

_____ m³ Wasser _____ m³ Zentrat

25 kg Ferrocryl

_____ kg

_____ kg

_____ kg

_____ kg

_____ kg

_____ kg

⑬ L.-Verrohrung 7 Zoll LK/RS i.T. 479,5 m Gradient am RS 2,18 bar/10 m

Verlust-/Zuluß-Zone i.T. _____ m Formation _____ Gradient _____ bar/10 m

⑭ Bemerkungen

EL 9:00-9:15

WL Seit auf K261 umgespült

Unterschrift/Anlagenf. [Signature]

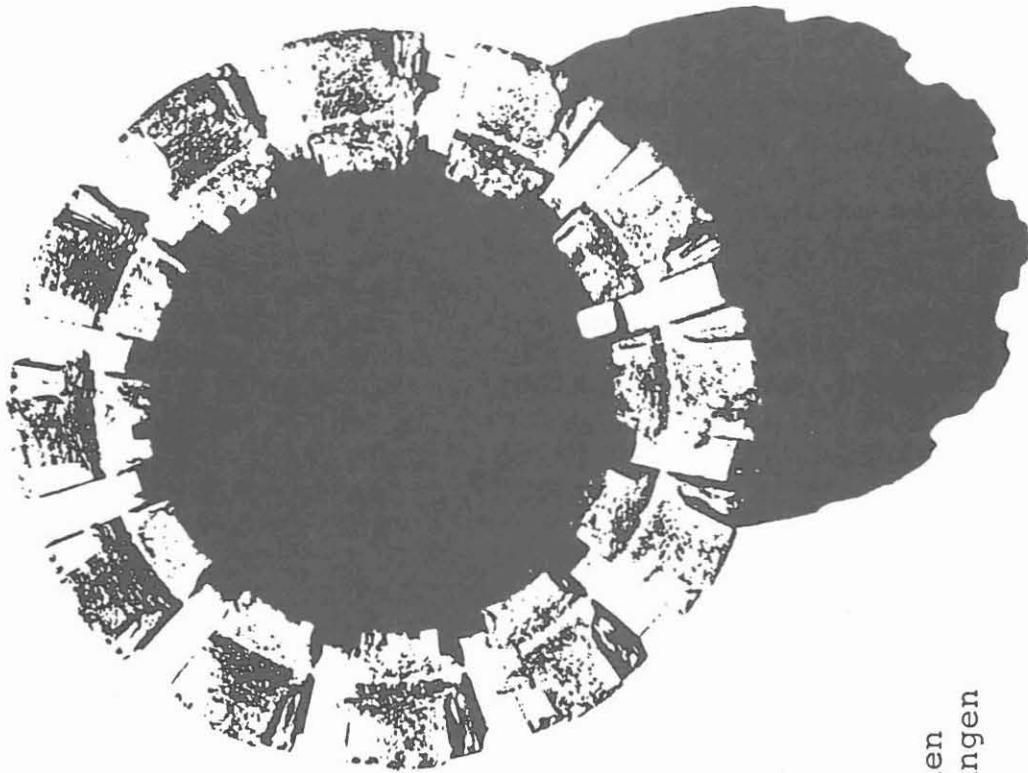


Abbildung 11:
Bohrkrone mit starken
Verschleißerscheinungen

Tabelle 1;

Gestängeaufmaß vom 5.7.1988, Teufe 2578,9 m bis 2090,17 m

Teufe	2578,90
	0,46
Ziehen von Sohle	2573,44
Stange defekt, einzeln abgelegt	9,05
	2569,39
Stange defekt, einzeln abgelegt	9,04
	2560,35
Stange defekt, einzeln abgelegt	9,04
	2551,31
Strang abgelegt	27,14
	2524,17
" "	27,14
	2497,03
" "	27,14
	2469,89
" "	27,10
	2442,79
" "	27,13
	2415,66
" "	27,15
	2388,51
" "	27,12
	2361,39
" "	27,12
	2334,27
" "	27,11
	2307,16
" "	27,07
	2280,09
" "	27,09
	2253,00
" "	27,19
	2225,81
" "	27,13
	2198,68
" "	27,17
	2171,51
" "	27,13
	2144,38
" "	27,08
	2117,30
" "	27,13
	2090,17

von 27 m Länge auszubauen. Kalkuliert man aus der gesamten Ausbauezeit den Zeitpunkt, an welchem die Bohrkronen die Teufe von 2117 m erreichte, so kommt man auf eine Abkühlungszeit von ca. 7400 s. Für die Kalkulation wurde eine Zeit von 210 s je Gestängezug zugrunde gelegt.

Berechnung Modell II

Als Modell II wird ein 3fach zylindrisch geschichteter Vollraum betrachtet. Beginnend von der Bohrlochachse folgte die erste Schichtgrenze (linkes Bild, Abb. 12) zwischen Bohrspülung und Bohrkronen, die zweite Grenze zwischen Bohrkronen und Spülung (Clearance) und die dritte Schichtgrenze zwischen Spülung und Bohrlochwand (Gebirge).

Folgende Annahmen wurden für das Modell II gemacht:

	<u>Spülung</u>	<u>Bohrkronen</u>	<u>Gebirge</u>
- Wärmeleitfähigkeit in W/(m K)	0,6	45	3,0
- spez. Wärmekapazität c in J/(m ³ K)	1000	127	887
- Dichte ρ in 10 ³ kg/m ³	1,03	7,8	2,8
- Temperaturerhöhung zur Zeit $T_0 = 600, 800$ und 1000 K			
- Radius der inneren Spülungssäule 0,055 m			
- mittlere Wandstärke des aufgeheizten Metallkörpers = 15 mm			
- Ringraum (Clearance) = 6 mm			

Bei der Berechnung wird simultan davon ausgegangen, als hänge das erwärmte Gestänge unbewegt in der Bohrung. Der Temperaturangleich wird in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt. Die Abb. 12 gibt den Temperaturverlauf im Zentrum der Bohrung T1, im Zentrum der Bohrkronen T2 und an der Bohrlochwand T3 wieder. Die Kurvenscharen beziehen sich auf die Anfangstemperatur der

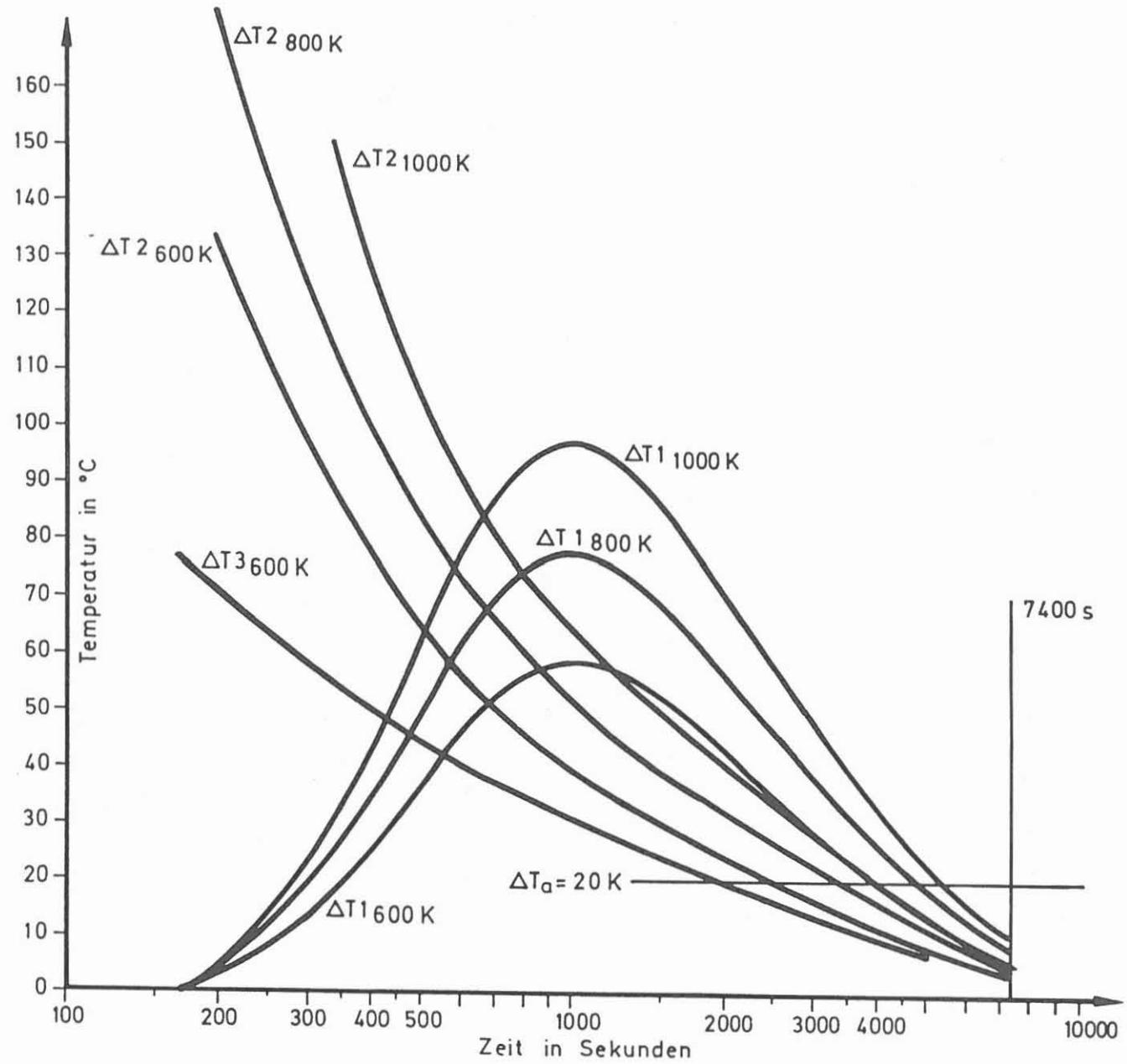
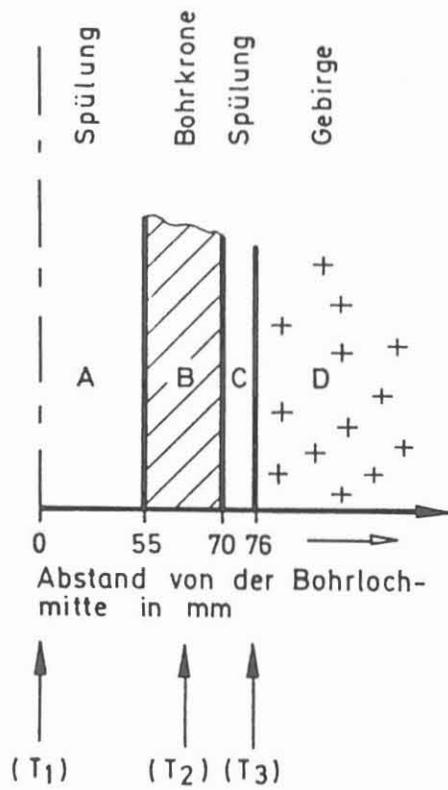


Abbildung 12:
 Temperaturgleichkurven
 aus der Berechnung für
 ein 3-Schichtenmodell
 $\Delta T_a = 600, 800$ und 1000 K
 T_1 im Zentrum der Bohrung
 T_2 im Zentrum der B-Krone
 T_3 an der Bohrlochwand
 $\lambda = 0,6$ W/(m K)

Bohrkrone von jeweils 600, 800 und 1000 °C. Die Abbildung zeigt, daß nach 7400 s die erforderliche Temperatur von $\Delta T = 20 \text{ K}$ (Modell I) nicht mehr vorhanden ist. Änderungen in den Vorgaben für das Modell II, wie z. B. die Herabsetzung der Wärmeleitfähigkeit der Spülung von 0,6 auf 0,3 W/(m K), begünstigen zwar die Aussage (Abb. 13), tragen aber nicht wesentlich zur Klärung der Herkunft der Anomalie bei. Ferner blieb bei den Vorgaben für das Modell II die jeweils wechselnde Anfangstemperatur nach jedem Gestängezug, die ebenfalls zur Erniedrigung der Endtemperatur führt, unberücksichtigt.

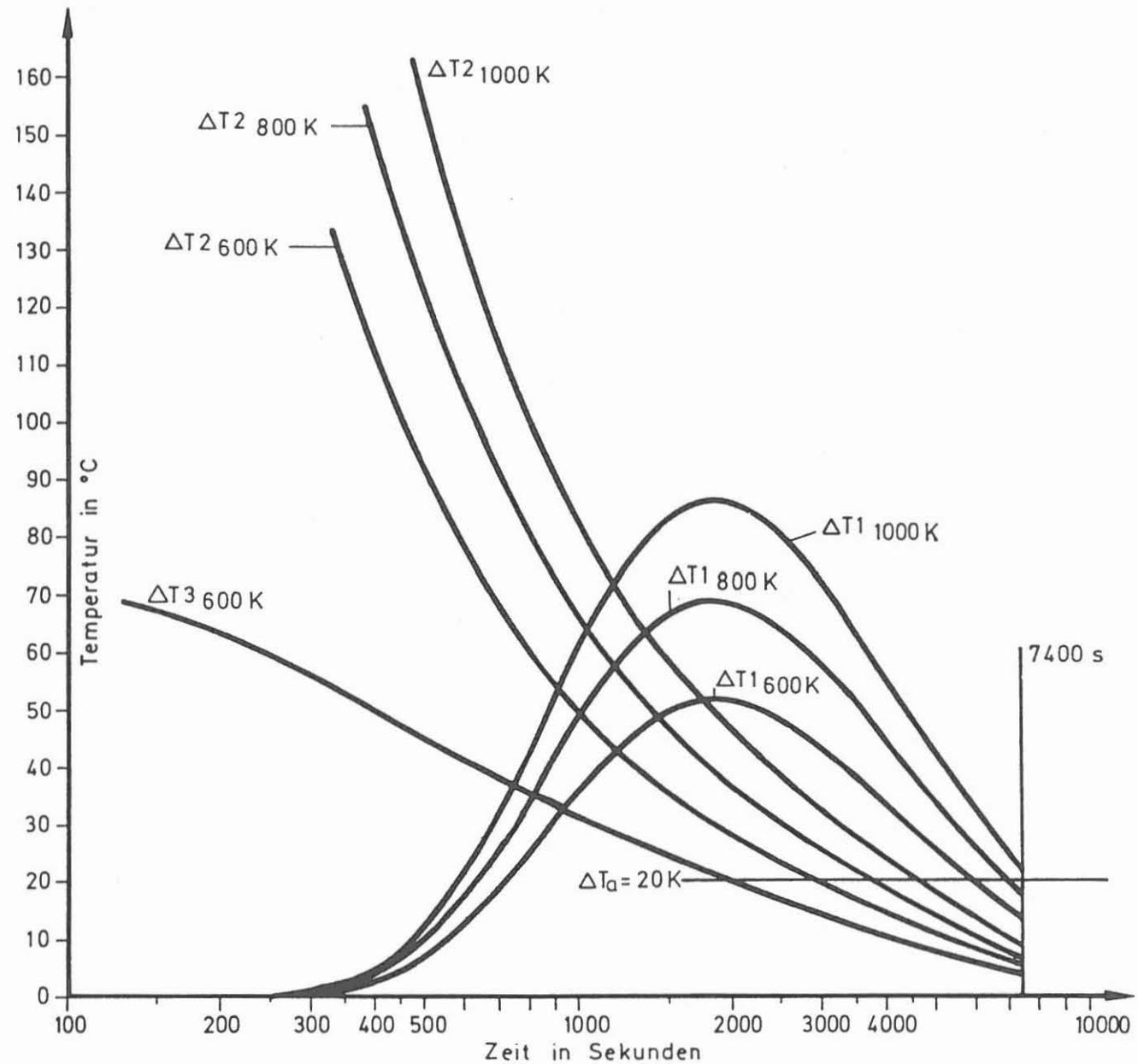
Literatur:

Muth, M. & Kessels, W., 1987: EDITE; ein eindimensionales Temperaturfeldberechnungsprogramm. - Abteilungsbericht, Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH, München, 26 S.

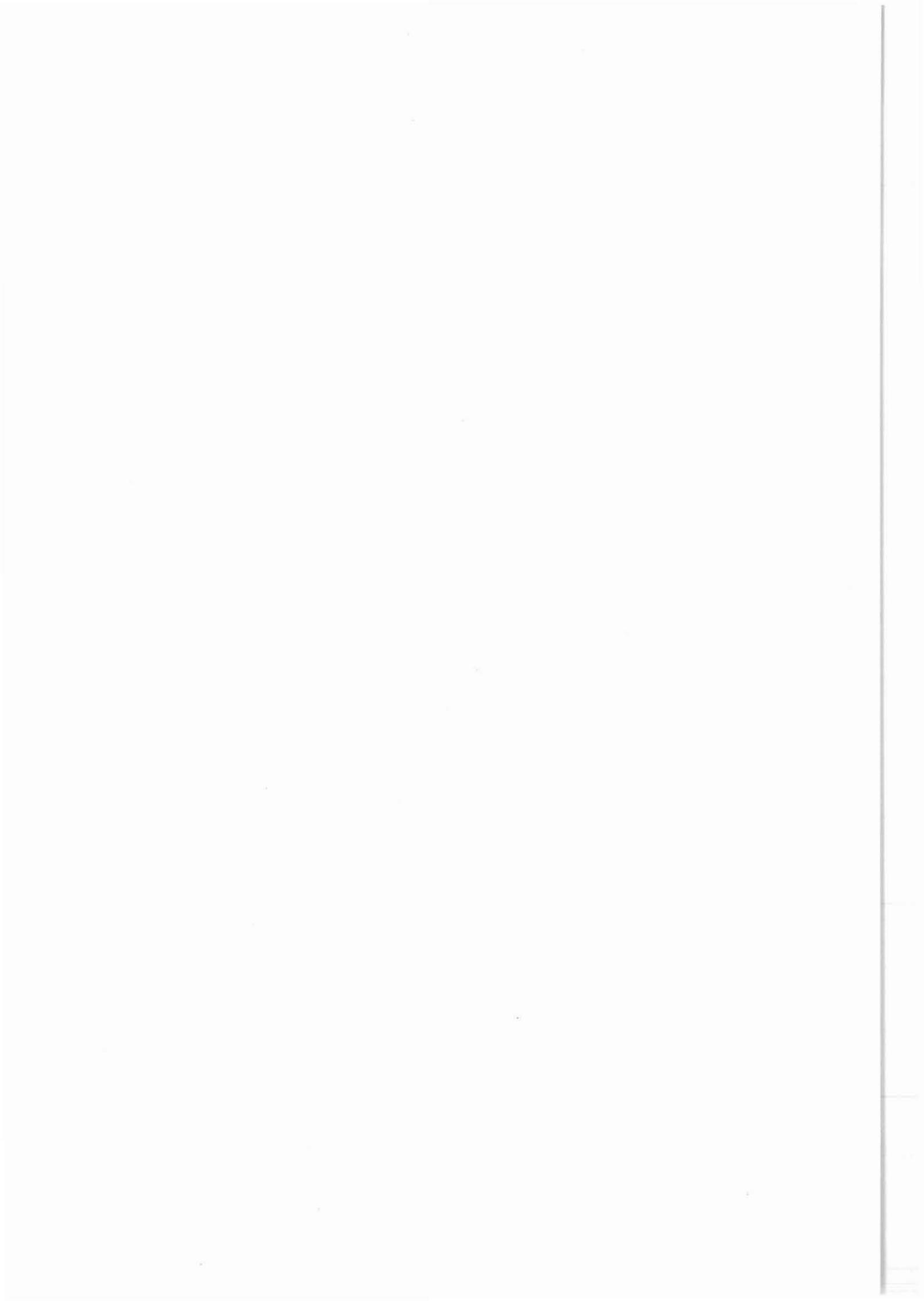
Abbildung 13:

Temperaturangleichkurven
aus der Berechnung für
ein 3-Schichtenmodell

$\Delta T_a = 600, 800$ und 1000 K
T1 im Zentrum der Bohrung
T2 im Zentrum der B-Krone
T3 an der Bohrlochwand
 $\lambda = 0,3$ W/(m K)



Die Bestimmung der Wärmeproduktionsrate aus Bohrlochmessungen



DIE BESTIMMUNG DER WÄRMEPRODUKTIONSRATE AUS BOHRLOCHMESSUNGEN

G. Zoth

ZUSAMMENFASSUNG

Das im KTB eingesetzte Geochemical Logging Tool ermöglicht die Bestimmung u. a. von Uranium, Thorium und Kalium. In Verbindung mit Dichtemessungen kann daraus die Wärmeproduktionsrate $H(z)$ berechnet werden. Die Log-Ergebnisse werden mit Messungen am Bohrkern verglichen. Aus 23 Vergleichsmessungen ergibt sich ein mittlerer Fehler eines Einzelwertes der Spannweite R von $0,37 \mu\text{W}/\text{m}^3$.

SUMMARY

The tool string of the GLT includes also the Natural Gamma Spectroscopy Tool (NGT) which yields values for uranium, potassium and thorium contents. This allows the calculation of the heat production rate $H(z)$. The log results will then be compared with core measurements. So far a mean error of $\pm 0.37 \mu\text{W}/\text{m}^3$ for a single value of range R was derived from 23 measurements.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

Die Wärmeproduktionsrate der Gesteine ist für die Bestimmung der Temperaturen $T(z)$ in großer Tiefe von Bedeutung; so gilt z.B. bei eindimensionaler Betrachtung:

$$T(z) = T_0 + \frac{q_0 z}{\lambda} - \frac{Hz^2}{2\lambda} \quad (1)$$

mit:

- T_0 = mittlere Temperatur von der Erdoberfläche
- q = Wärmestromdichte an der Erdoberfläche
- z = Tiefe
- λ = Wärmeleitfähigkeit
- H = Wärmeproduktionsrate.

Die Verteilung der Wärmeproduktionsrate mit der Tiefe, also $H = f(z)$, innerhalb der Kruste ist bis heute noch nicht eindeutig geklärt. Es gibt Annahmen, demzufolge die Wärmeproduktionsrate konstant ist ($H(z) = H_0$), sich schichtweise ändert ($H(z) = H_n$) oder mit der Tiefe exponentiell abnimmt ($H(z) = H_0 \exp(-z/D)$), wobei D das logarithmische Dekrement der Exponentialfunktion darstellt und im allgemeinen ca. 10 km beträgt; ČERMÁK & HÄNEL (1988, S.283).

Schließlich spielt die Wärmeproduktionsrate bei allen Modellrechnungen in der Geothermik eine nicht zu unterschätzende Rolle. Dies gilt auch für Betrachtungen zum Nachweis des Einflusses von Kalt- und Warmzeiten an der Erdoberfläche auf das Temperaturfeld; vergleiche hierzu das Schlüsselexperiment "Paläotemperatureinfluß" (FKPE 1986).

Im Rahmen des KTB ist vorgesehen, Messungen der Wärmeproduktionsrate an Bohrkernen auszuführen. Das Kernprogramm für die Hauptbohrung sieht nur eine begrenzte Anzahl von Bohrkernen vor. Außerdem sind die Messungen am Bohrkern sehr zeitinten-

siv, so daß nur einige wenige repräsentative Bohrkerne vermessen werden können. Eine kontinuierliche Darstellung von $H=f(z)$ ist damit ohnehin nicht möglich. Es wäre daher von Vorteil, wenn Bohrlochmessungen zur Interpolation zwischen den gemessenen Wärmeproduktionsraten zur Verfügung stünden und wenn darüber hinaus noch eine Extrapolation möglich wäre.

2 DIE BESTIMMUNG DER WÄRMEPRODUKTIONSRATE DES GESTEINS

Eine Möglichkeit zur Bestimmung der Wärmeproduktionsrate $H(z)$ bieten z.B. das Natural Gamma Spectrometer (NGT) oder das Geochemical Logging Tool (GLT).

Das **Natural Gamma Spectrometer** mißt die natürliche Gammastrahlungsaktivität innerhalb von drei diskreten Energiefenstern, welche die ^{40}K -, ^{238}U - und ^{232}Th -Bereiche im Gamma-Spektrum abdecken (Abb. 1). Die Messungen dieser Strahlungsintensitäten sind ein direktes Maß für die Konzentration der entsprechenden Radioisotope in der Formation und werden für Uran und Thorium in Promille und für Kalium in Prozent angegeben.

Das **Geochemical Logging Tool** setzt sich aus folgenden Tool-Elementen hzusammen (vgl. hierzu Abb. 2): dem GST, dem NGS und aus dem Aluminium Activation Clay Tool (AACT). Diese Kombination erlaubt die Bestimmung der prozentualen Anteile von: Aluminium, Kalzium, Chlor, Wasserstoff, Sauerstoff, Kohlenstoff, Eisen, Kalium, Gadolinium, Samarium, Silizium, Schwefel, Thorium, Titan und Uran sowie durch Kalibrierung die daraus resultierenden wichtigsten Gesteinsminerale. - Das AACT ist speziell auf die Bestimmung von Aluminium (Vertonung, Feldspäte) ausgelegt. Eine Californium-Quelle (^{252}Cf) produziert Neutronen. Die thermalen Neutronen werden durch Aluminium bevorzugt absorbiert, wobei eine Gammastrahlung entsteht und gemessen wird.

Stehen neben U, Th und K außerdem noch Angaben zur Gesteinsdichte ρ zur Verfügung, so läßt sich die Wärmeproduktionsrate $H(z)$ in jeder Tiefe z wie folgt bestimmen (RYBACH 1988):

$$H(z) = \cdot 10^{-5} \rho (9,52 c_U + 2,56 c_{Th} + 3,48 c_K) \text{ in } \mu\text{W}/\text{m}^3, \quad (2)$$

wobei die Parameter c für Uran und Thorium in Promille, für Kalium in Prozent und die Dichte in kg/m^3 eingesetzt werden.

In Anl. 1 sind für den Teufenbereich 0 - 3600 m die Meßergebnisse für ρ , c_U , c_{Th} und c_K dargestellt. Des weiteren ist die berechnete Wärmeproduktionsrate $H(z)$ und die über die Tiefe aufsummierte Wärmeproduktionsrate:

$$\sum H \cdot z \text{ in } \mu\text{W}/\text{m}^2 \quad (3)$$

wiedergegeben. In der gleichen Spur ist die aufsummierte Wärmeproduktionsrate als horizontaler Strich für alle $10 \mu\text{W}/\text{m}^2$, verstärkt für alle $100 \mu\text{W}/\text{m}^2$ und nochmals verstärkt für alle $1000 \mu\text{W}/\text{m}^2$ angegeben.

Die Logaufzeichnung enthält außerdem Meßwerte, die an Bohrkernen ermittelt wurden (GOHN 1988). Der Vergleich zeigt, daß bei diesem ersten Versuch eine brauchbare Übereinstimmung der Messungen im Bohrloch mit Messungen am Bohrkern zu verzeichnen ist. Die größten Abweichungen sind in der Übergangszone Wechsellagerung zum Biotitgneis in ca. 527 m Tiefe zu verzeichnen. Aber gerade dort treten in 525 - 650 m Tiefe starke Auskesselungen in der Bohrung auf und die Bohrlochmessungen sind nicht repräsentativ. Dies zeigt sich besonders gut an der sehr niedrigen Dichte von ca. $1,2 \text{ g}/\text{cm}^3$.

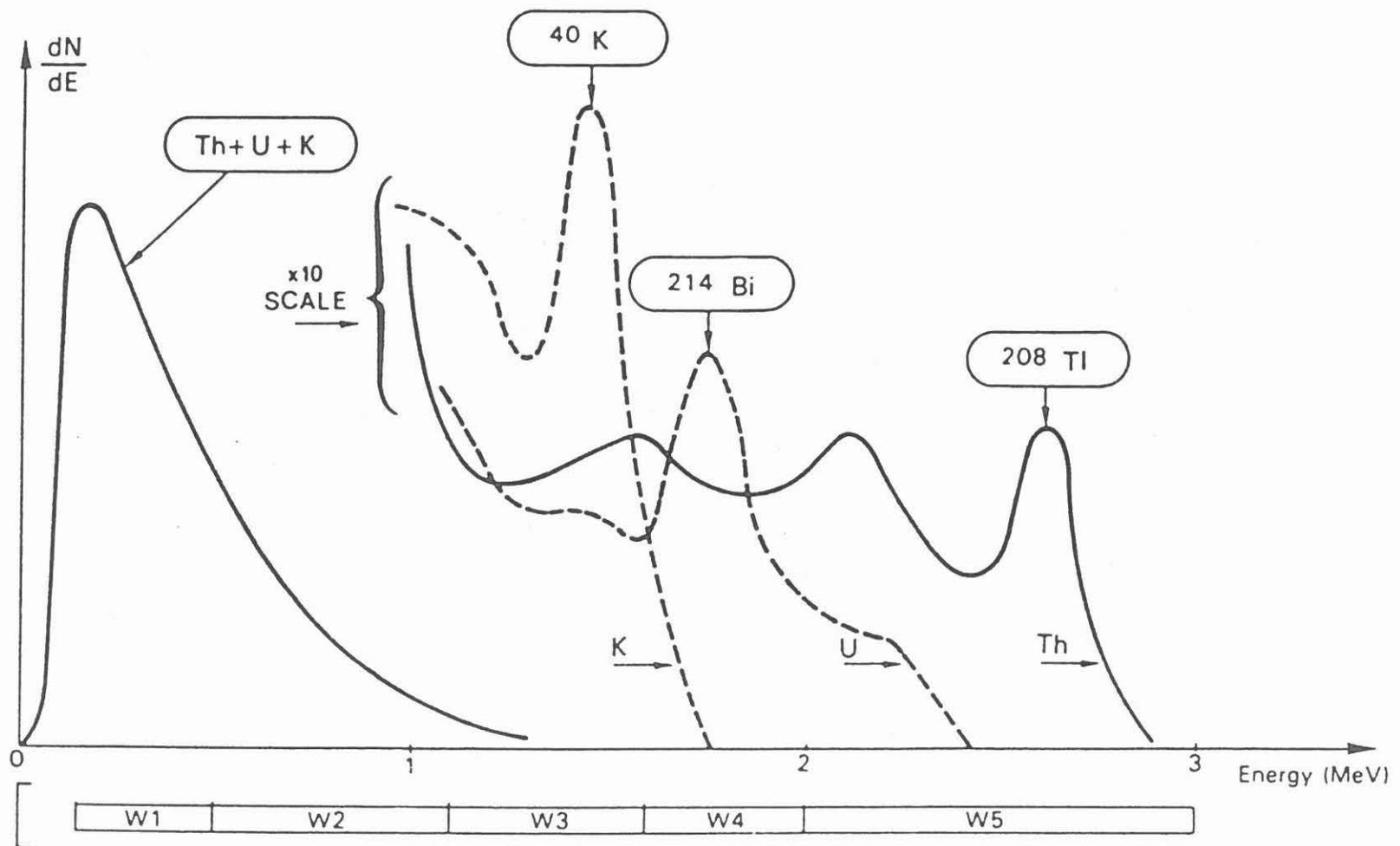


Abbildung 1:

Energiespektren von URAN, THORIUM und KALIUM.

Die Registrierung erfolgt in den Fenstern W 3, W 4 und W 5 mittels Neutron Gamma Spectrometer (NGS).

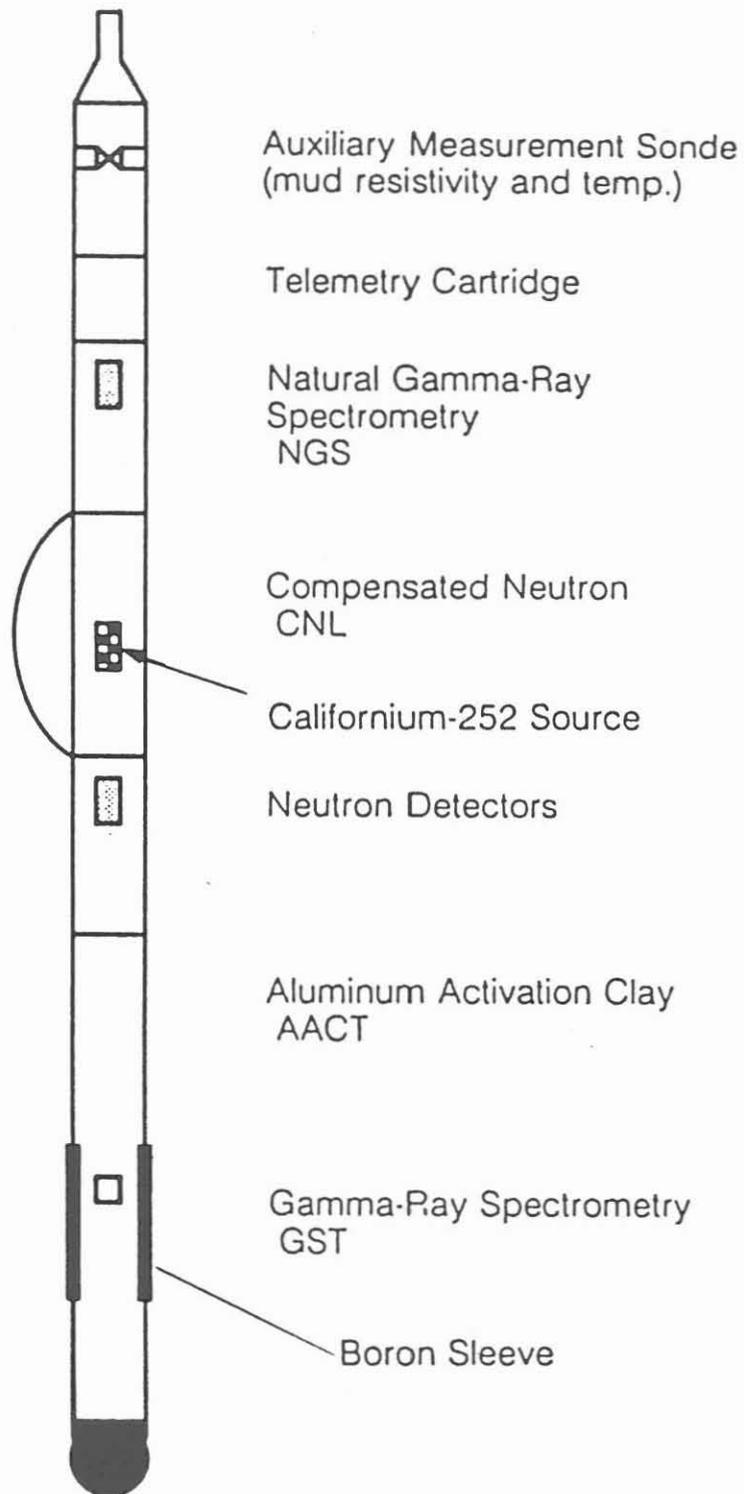


Abbildung 2:
Geochemical Logging Tool, (GLT)

In Anl. 1 wurde deshalb eine Korrektur für die Dichte derart angebracht, daß für alle Meßwerte $\rho < 2,2 \text{ g/cm}^3$ ein Wert von $2,74 \text{ g/cm}^3$ eingesetzt wurde. Nunmehr ist eine recht gute Übereinstimmung zu verzeichnen. Die gemessenen Werte $< 2,2 \text{ g/cm}^3$ sind in der Anl. 1 als gestrichelte Linie erkennbar. Dabei wurde der mittlere Fehler eines Einzelwertes wie folgt bestimmt:

Gemäß MUNDREY et al. (1985) gilt für die Spannweite R:

$$R = \left| x_{\max} - x_{\min} \right| \quad (4)$$

Im folgenden soll jedoch gelten:

$$R = \left| x_{\text{Kern}} - x_{\text{Log}} \right| \quad (5)$$

für die mittlere Spannweite R (wobei zu jedem Kernwert der entsprechende Log-Wert vom NGS-Log abgegriffen wurde):

$$\bar{R} = \frac{\sum_i |x_{K_i} - x_{L_i}|}{n} \quad (6)$$

und für den mittleren Fehler x eines Einzelwertes der Spannweite R:

$$x = \pm \sqrt{\frac{\sum_i (R_i - \bar{R})^2}{n(n-1)}} \quad (7)$$

Mithin gilt:

$$\bar{R} = \pm x \text{ in } \mu\text{W/m}^3$$

Das Mittel aller Wärmeproduktionsraten H und dessen mittlerer Fehler $(s = \sqrt{\frac{\sum_i (H_i - \bar{H})^2}{n(n-1)}})$ liefert die nachfolgend aufgeführten Werte; außerdem ist $R \pm x$ dargestellt. Alle Angaben sind in $\mu\text{W/m}^3$:

Teufe (m)	Kernmessungen H ± s	Logmessungen H ± s	Vergleich Kern-/Logmessungen $\bar{R} \pm x$
125-527 (WL)	1,35 ± 1,16	0,981 ± 0,627	0,41 ± 0,62
527-857 (BG)	2,04 ± 0,67	1,836 ± 0,585	0,34 ± 0,19
125-857	1,8 ± 0,83	1,576 ± 0,706	0,37 ± 0,36

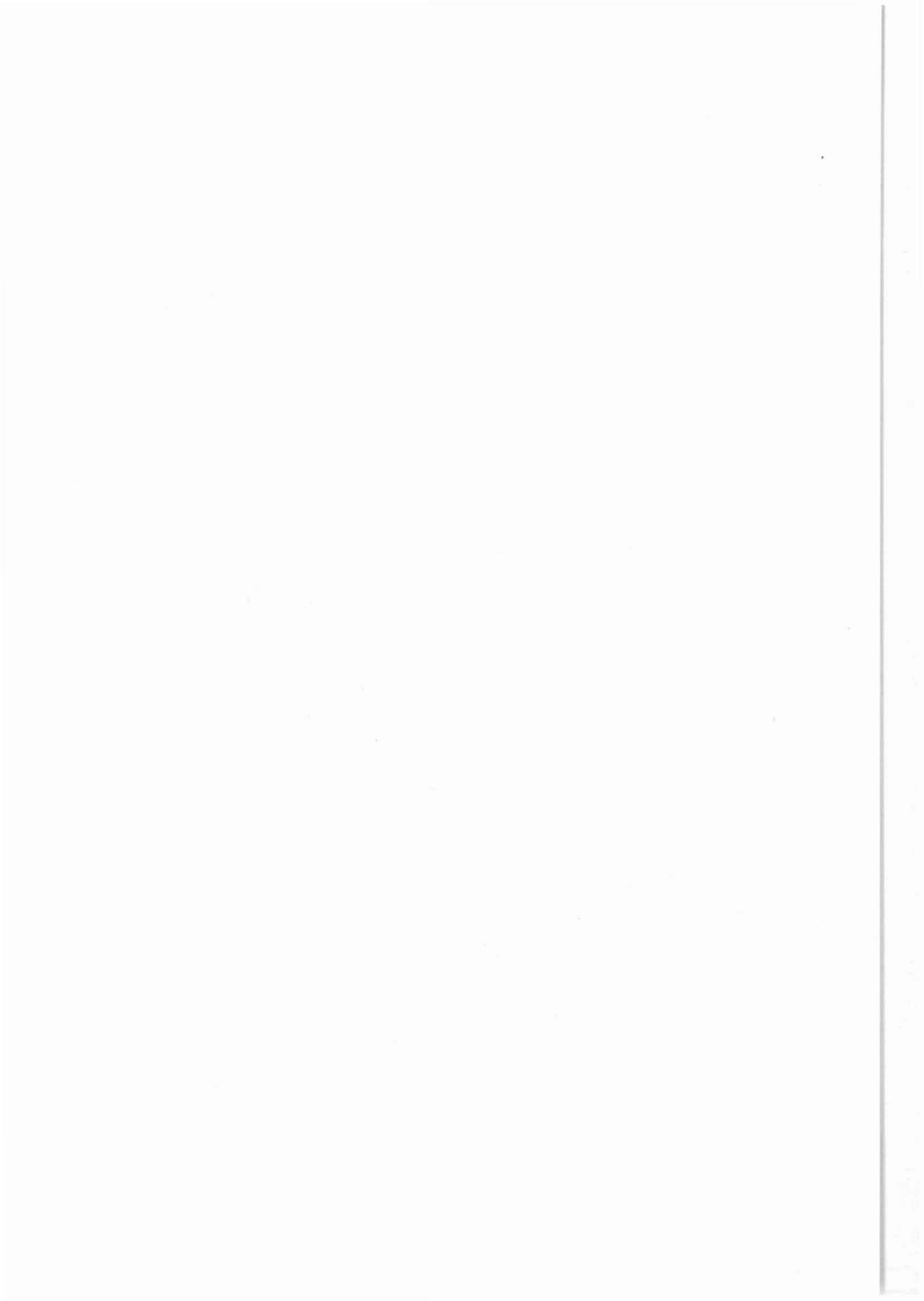
(WL=Wechsellagerung, BG=Biotit-Gneis)

Auf der Basis dieser ersten Vergleichsmessungen ist vorgesehen, die Korrekturen zu verbessern. Insbesondere gilt es, durch den Vergleich mit den Messungen am Bohrkern zu überprüfen, inwieweit die gemessenen radioaktiven Komponenten U, Th und K um gegebenenfalls Korrekturen für das NGT und/oder GLT vorzunehmen.

LITERATUR

- CERMAK, V. & HÄNEL, R., 1988: Geothermal Maps. - In: Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. R.HÄNEL, L.RYBACH, AND L. STEGENA (eds), Kluwer Academic Publisher, London, p. 261-300.
- FKPE, 1986: Geophysikalische Schlüsselexperimente in der KTB. - Forschungskollegium Physik des Erdkörpers, Bochum, 98 S.
- GOHN, E. & BECKER, K.-H., 1988: Bericht über den Fortgang der Arbeiten am Projekt: Meßverfahren Wärmeproduktion KTB. - Universität Göttingen, unveröffentlicht, 9 p.
- MUNDRY, E., SIEHL, A. & SKALA, W., 1985: Mathematische Verfahren in den Geowissenschaften. - In: Angewandte Geowissenschaften. Bender, F. (Ed.) Bd.II, F. Enke Verlag Stuttgart, S. 668-754.
- RYBACH, L., 1988: Determination of Heat Production Rate. - In: Handbook of Terrestrial Heat. Flow Density Determination. R.HÄNEL, L. RYBACH, and L. STEGENA (eds.), Kluwer Academic Publisher, London, p. 125-142.

Die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Bohrlochmessungen



DIE BESTIMMUNG DER WÄRMELEITFÄHIGKEIT AUS BOHRLOCHMESSUNGEN

G. Zoth

ZUSAMMENFASSUNG

Das Geochemical Logging Tool ermöglicht die Bestimmung von zehn Elementen und durch ein geeignetes "Gesteinsmodell" können die Mineralkomponenten abgeleitet und kalibriert werden. Den Mineralkomponenten wiederum können Wärmeleitfähigkeitswerte aus der Literatur zugeordnet werden. Daraus wird die maximale (parallele), die minimale (serielle) und die mittlere Wärmeleitfähigkeit $\lambda_m(z)$ berechnet. Der Einfluß der Temperatur wird ebenfalls berücksichtigt, so daß schließlich $\lambda_m(T,z)$ zur Verfügung steht. Die Log-Ergebnisse werden mit Messungen am Bohrkern verglichen. Es ist vorgesehen, die kalibrierten Log-Ergebnisse zur Interpretation zu verwenden, da in der Hauptbohrung nur wenige Teufenbereiche gekernt werden sollen.

SUMMARY

With data from the Geochemical Logging Tool (GLT) it is possible to determine 10 elements. In a next step, mineral components are derived and calibrated, once a suitable model is established. Then a value of heat conductivity can be attached to each of these minerals from literature and the maximum (parallel), the minimum (serial) and medium heat conductivity calculated $\lambda_m(z)$. The effect of temperature is taken care of, so that $\lambda_m(T,z)$ is finally available. The log results are then compared with core measurements. It is planned to use the calibrated log results for the interpretation of rock characteristics because the ultradeep well will only have a few sections cored.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

Entsprechend den Beiträgen ZOTH in diesem Report kann davon ausgegangen werden, daß sowohl die Wärmeleitfähigkeit $\lambda(z)$ als auch die Wärmeproduktionsrate $H(z)$ in jeder Tiefe z zur Verfügung steht; T = Temperatur. Sofern die ungestörte Gebirgstemperatur $T(z)$ und damit der Temperaturgradient $\Gamma(z)$ bekannt ist, läßt sich daraus für jede Tiefe z die terrestrische Wärmestromdichte $q(z)$ berechnen.

Die im Erdoberflächennähe ermittelte Wärmestromdichte $q_0(z=0)$ ist meist durch die Topographie, durch oberflächennahe Wasserbewegungen und Klimawechsel (Warm- und Kaltzeiten) beeinflusst. Wird dagegen die Wärmestromdichte $q(z)$ in genügend großer Tiefe bestimmt, sind diese Einflüsse vernachlässigbar klein. Aus dieser, von oberflächennahen Einflüssen befreiten Wärmestromdichte, sind Temperaturabschätzungen bis in große Tiefen sehr viel besser durchführbar.

Die Wärmestromdichte ermöglicht außerdem in Verbindung mit der Wärmeproduktionsrate Abschätzungen zu q_0 und somit die quantitative Bestimmung der oberflächennahen Einflüsse. Schließlich kann damit auch der Versuch unternommen werden, den möglichen Einfluß der Paläotemperatur (Warm- und Kaltzeiten) zu erkennen und zu eliminieren; siehe Schlüsselexperiment "Paläotemperatureinfluß" (FKPE 1986).

Die ungestörten Temperaturen $T(z)$ und Temperaturgradienten $\Gamma(z)$ können erst nach Fertigstellung der Pilotbohrung ermittelt werden. Unabhängig davon soll jedoch die Möglichkeit der Bestimmung von $q(z)$ und q_0 mit Hilfe der vorliegenden Temperaturmessungen $T(z)$ bzw. $\Gamma(z)$ demonstriert werden.

2 BESTIMMUNG DER WÄRMELEITFÄHIGKEIT DES GESTEINS

Die Ober- und Untergrenze der Wärmeleitfähigkeit des durchbohrten Gesteins wird durch die Lage der Einzelkristalle der Minerale ermittelt. Falls nicht bekannt ist, ob eine bevorzugte parallele oder serielle Richtung vorliegt, wird eine mittlere Wärmeleitfähigkeit (λ_m) aus der maximalen oder parallelen (λ_p) und der minimalen oder seriellen Wärmeleitfähigkeit (λ_s) berechnet (KAPPELMEYER & HÄNEL 1974):

$$100 \lambda_p = a_1 \lambda_1 + a_2 \lambda_2 + \dots + \sum_{i=1}^n a_i \lambda_i \quad (1)$$

$$\frac{100}{\lambda_s} = \frac{a_1}{\lambda_1} + \frac{a_2}{\lambda_2} + \dots + \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{\lambda_i} \quad (2)$$

$$\lambda_m = 0.5 (\lambda_p + \lambda_s) \quad (3)$$

mit:

$a_1, a_2 \dots a_n$ = prozentualer Anteil der Minerale 1, 2, ... n
 $\lambda_1, \lambda_2 \dots \lambda_n$ = Wärmeleitfähigkeit der Minerale 1, 2, ... n.

Da λ_m für jede Tiefe z berechnet wird, gilt:

$$\lambda_m = \lambda_m(z). \quad (4)$$

Die Wärmeleitfähigkeit ist temperatur- und druckabhängig, wobei der Einfluß des Druckes meist vernachlässigbar ist. Es soll deshalb in dieser Studie zunächst von der Druckabhängigkeit abgesehen werden. Die Literaturwerte sind meist auf Raumtemperatur mit ca. 25°C bezogen. Eine entsprechende Temperaturkorrektur ist daher erforderlich.

ZOTH & HÄNEL (1988) geben eine Formel an, die die Temperaturabhängigkeit des Gesteins ganz allgemein angibt:

$$\lambda(T) = \frac{770}{350+T} + 0.7 \text{ in W/(m K)} \quad (5)$$

wobei T in °C einzusetzen ist. Aus Gl.(1) wird jedoch nur die Änderung von λ mit T benötigt, also:

$$\Delta \lambda(T) = \lambda_2(T_2) - \lambda_1(T_1) \quad (6)$$

und:

$$\lambda_m(z) = \lambda_m(T, z) = \lambda_m(z) - \Delta \lambda(T). \quad (7)$$

Die Abb. 1 zeigt einen ersten Versuch einer Auswertung für den Teufenbereich von 980 - 1260 m. Dieser Teufenbereich wurde ausgewählt, weil hierfür bereits eine Element- und Mineralanalyse vorliegt (DRAXLER & HÄNEL 1988). Der Bereich umfaßt zugleich den Übergang von Gneis zum Amphibolit. Mithin sind extreme Unterschiede in der Mineralzusammensetzung und der Wärmeleitfähigkeit $\lambda_m(T, z)$ zu erwarten. Für die Mineralbestandteile wurden publizierte Werte verwendet. In der Tab. 1 sind die Minerale mit den entsprechenden mittleren Wärmeleitfähigkeitswerten und den Literaturhinweisen aufgelistet.

Für Quarz liegen parallele und serielle Meßwerte für Einzelkristalle vor. Da aber im Gesteinsverband auch mit amorphem Vorkommen von Quarz zu rechnen ist, wurde ein Mittelwert aus allen drei Komponenten berechnet und 6,6 W/(m K) für die Betrachtungen verwendet. Bei den Plagioklasen dominiert das Albit in der KTB-Oberpfalz VB; es hat einen Wert von 2,31 W/(m K). Der Granat kommt im Amphibolit im wesentlichen als Pyrop, Almandin und Grossular im Verhältnis 30:50:20 vor (RÖHR, persönliche Mitteilung).

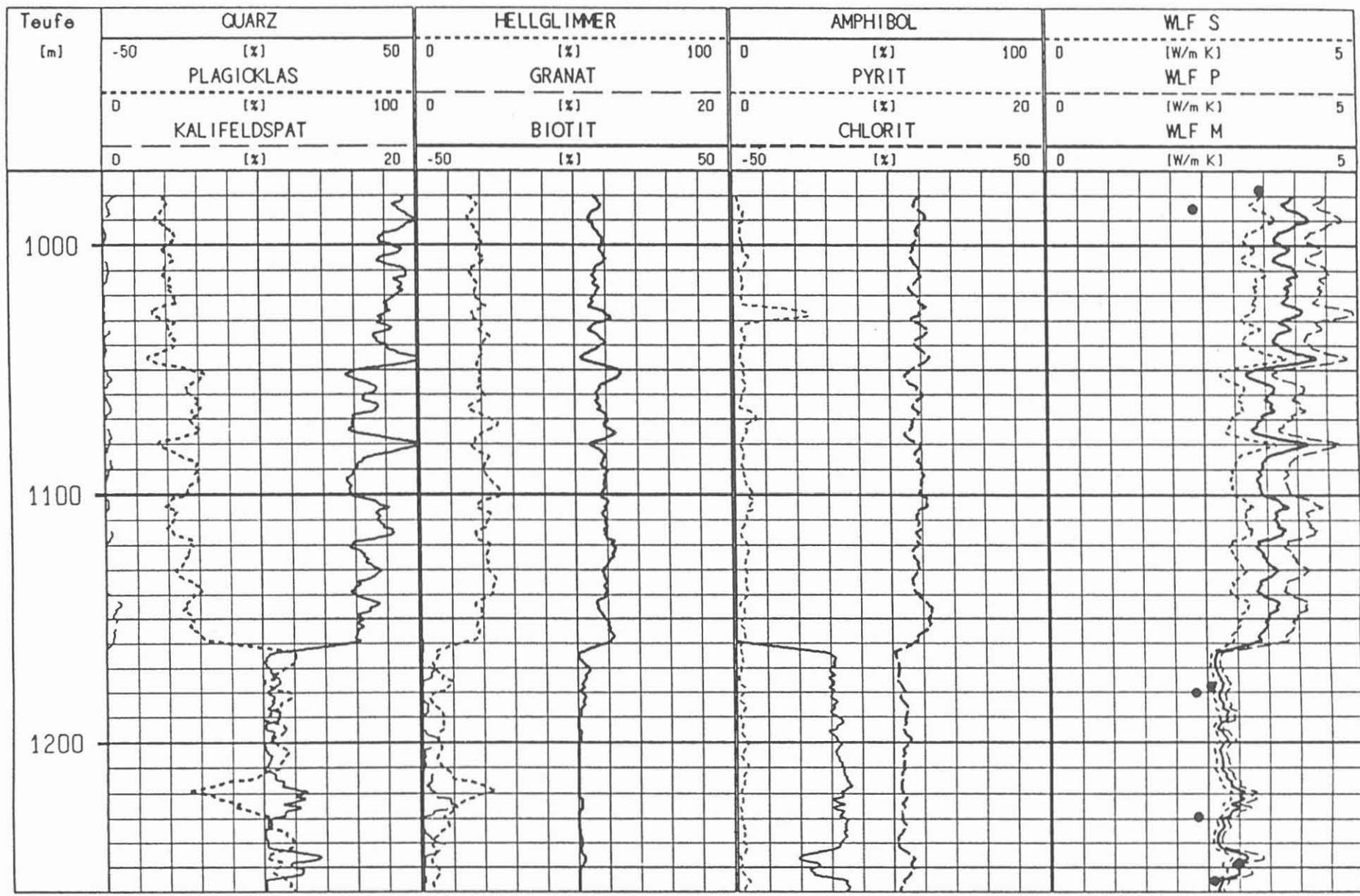


Abbildung 1: Auswertung der Element-Messungen für Wärmeleitfähigkeitsbestimmungen
 "●" Kerndaten nach HUENGES

Tabelle 1: Verwendete Wärmeleitfähigkeitswerte

Mineral	Wärmeleitfähigkeit in W/(m K)	Literatur
Quarz (SiO ₂) ⊥, , amorph	6,6	ČERMÁK et al. (1982) BIRCH (1942)
Plagioklas; Albit	2,31	ČERMÁK et al. (1982)
Kalifeldspat	2,49	ČERMÁK et al. (1982) BIRCH (1942)
Granat (anteil. im Amphibol) Pyrop:Almandin:Grossular 30 : 50 : 20	3,55	ČERMÁK et al. (1982)
Muskovit (HGL)	2,32	ČERMÁK et al. (1982)
Biotit	1,73	ČERMÁK et al. (1982) BIRCH (1942) HORAI (1971)
Chlorit	5,14	ČERMÁK et al. (1982) BIRCH (1942) HORAI (1971)
Amphibol	3,12	ČERMÁK et al. (1982) BIRCH (1942)
Pyrit	19,2	ČERMÁK et al. (1982) HORAI (1971)

In der Spalte 4 der Abb. 1 sind die Ergebnisse für die minimale Komponente $\lambda_s(T,z)$ (WLF S), die maximale Komponente $\lambda_p(T,z)$ (WLF P) und für die Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeit $\lambda_m(T,z)$ in W/(m K) aufgetragen. Deutlich ist bei ca. 1160 m Tiefe der Übergang der zwei Gesteinstypen Paragneis zum granatführenden Amphibolit zu erkennen.

Die mittlere Wärmeleitfähigkeit von 980 - 1050 m errechnet sich zu ca. 3,8 W/(m K), für den Teufenbereich 1050 - 1160 m zu 3,4 W/(m K) und im Amphibolit zu 2,7 W/(m K). Die Streubreite von λ_s und λ_p zur errechneten mittleren Wärmeleitfähigkeit λ_m ist im Gneis mit ca. 12,8 % deutlich höher als im Amphibolit mit ca. 3,6 %.

Leider stehen aus dem ausgewählten Teufenintervall keine weiteren Bohrkerndaten zur Verfügung, weil die Strecken 992 - 1177 m und 1183 - 1228,8 m wegen Richtbohrarbeiten nicht gekernt wurden.

Ein Vergleich dieser theoretischen Wärmeleitfähigkeitswerte mit den Ergebnissen der Labormessungen an Bohrkernen (RAUEN et al. 1988) zeigt - zumindest für den ersten Versuch - brauchbare Übereinstimmung. Daß die Laborwerte erwartungsgemäß niedriger sind, liegt daran, daß bei den theoretischen Werten die Übergangswiderstände zwischen den Einzelkristallen der Minerale unberücksichtigt bleiben.

LITERATUR

- ANDERSON, R.N., JARRAD, R., PEZARD, P. & WILLIAMS, C., 1988: Logging for Science. - The Technical Review; A Schlumberger Publication, Roy Dove; New Orleans, Louisiana, p. 4-11.
- BIRCH, F., 1942: Thermal Conductivity and Diffusivity, in F. BIRCH, J.F. SCHAIRER, and G. CECIL SPICER (eds.), Handbook of Physical Constants, Geological Society of America, Special Papers No. 36. Baltimore, 243-266.

- ČERMÁK, V. and RYBACH, L., 1982: Thermal Conductivity and Specific Heat of Minerals and Rocks. - In: G. ANGENHEISTER (ed.), Landolt-Börnstein; Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik. (Hrsg.): Bd.1, Physikalische Eigenschaften der Gesteine, Teilbd. a., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 305-343.
- DRAXLER, J. & HÄNEL, R., 1988: The Continental Deep Drilling Programme of the Federal Republic of Germany (KTB)-First Logging and Evaluation Result. - NLFb-Hannover, KTB Report 88-7, 219-247.
- HORAI, Ki-iti, 1971: Thermal Conductivity of Rock-Forming Minerals. - Journal of Geophysical Research, Vol 76, No.5, p. 1278-1308.
- KAPPELMEYER, O. & HÄNEL, R. (1974): Geothermics with Special Reference of Application. - Geoexpl. Monographs, S.1, No.4, Gebr. Borntraeger, Berlin, 238 p.
- RAUEN, A., LIPPMANN, E., HUENGES, E., BÜCKER, Ch., WIENAND, J. & WOLTER, K.E., 1988: Tiefbohrung KTB-Oberpfalz VB, Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor (Windischeschenbach), Teufenbereich von 992 bis 1530 m.- NLFb-Hannover, KTB-Report 88-6, D1-D60.
- SCHLUMBERGER, 1988: Geochemical Logging. Schlumberger, Paris; SMP-9120, 29 p.
- ZOTH, G. & HÄNEL, R., 1988: Appendix, Thermal Conductivity. - In: Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination. (Editors: R. HÄNEL, L. RYBACH and L. STEGENA). Kluwer Academic Publishers, London, p. 449-466.

Die Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte aus Bohrlochmessungen



DIE BESTIMMUNG DER TERRESTRISCHEN WÄRMESTROMDICHTEN AUS BOHRLOCHMESSUNGEN

G. Zoth

ZUSAMMENFASSUNG

Die Bestimmung der Wärmestromdichte $q(z)$ in der Tiefe z aus Bohrlochmessungen wird aufgezeigt. Da bisher noch keine vom Bohrvorgang ungestörten Gebirgstemperaturen ermittelt werden konnten, kann die Berechnung nur mit "nahezu" ungestörten Temperaturen bzw. Temperaturgradienten durchgeführt werden. Die Berechnung von $q(z)$ setzt die Kenntnis der Wärmeleitfähigkeiten $\lambda(z)$ voraus, die aus der Mineralanalyse des Geochemical Logging bestimmt werden. Außerdem wird $q_0(z=0)$ ermittelt. Hierfür sind Angaben zu den Wärmeproduktionsraten $H(z)$ notwendig, die aus der Elementanalyse des Geochemical Logging bekannt sind.

SUMMARY

This article deals with the determination of the heat-flow density $q(z)$ at depth z through logging. However, for the time being, not undisturbed formation temperature could have been measured. For this reason the calculation was effected with "quasi" undisturbed temperatures and temperature gradients. A necessary condition for the calculation of $q(z)$ is the knowledge of $\lambda(z)$ which can be obtained by a mineral analysis of geochemical logging data. Then calculating q_0 requires also data from heat production rates $H(z)$ which are derived from the elements obtained from geochemical data.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

Die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ist für die Bestimmung des Temperaturfeldes sowie für Modellrechnungen zur Geothermik von großer Bedeutung. Im Rahmen der KTB ist vorgesehen, Wärmeleitfähigkeitsmessungen sowohl an Bohrkernen als auch in der Bohrung mit Hilfe einer Wärmeleitfähigkeitssonde auszuführen. Das Kernprogramm für die Hauptbohrung sieht nur eine begrenzte Anzahl von Bohrkernen vor. Außerdem ist mit zunehmender Tiefe mit Core Discing zu rechnen. Die Wärmeleitfähigkeitsmessungen mit der Wärmeleitfähigkeitssonde dagegen sind sehr zeitintensiv und können daher auch nur in einigen ausgewählten Teufenbereichen ausgeführt werden. Es wäre daher wünschenswert, wenn Bohrlochmessungen zur Interpolation zwischen den gemessenen Wärmeleitfähigkeitsmessungen zur Verfügung stünden und wenn darüber hinaus noch eine Extrapolation möglich wäre.

Eine Möglichkeit hierzu bietet das Geochemical Logging Tool (GLT); (SCHLUMBERGER 1988). Mit Hilfe des GLT werden zehn Elemente bestimmt und die Ergebnisse kalibriert (DRAXLER & HÄNEL 1988). Hieraus lassen sich für bestimmte "Mineralmodelle" die Mineralkomponenten der Gesteine ableiten. Das Mineralmodell bzw. die Mineralkomponenten sind ebenfalls mit bekannten Ergebnissen aus dem Feldlabor zu kalibrieren.

Sind die Mineralkomponenten bekannt, so lassen sich aus Literaturwerten für jedes Mineral die Wärmeleitfähigkeit und aus allen Mineralen die Gesamtwärmeleitfähigkeit des Gesteins ermitteln. Die Ergebnisse sind selbstverständlich wieder mit Meßdaten vom Bohrkern zu vergleichen. Die erfolgreiche Anwendung wurde von ANDERSON et al. (1988) demonstriert.

2 ERMITTLUNG DER WÄRMESTROMDICHTEN

Zur Ermittlung der terrestrischen Wärmestromdichte $q(z)$ soll - wegen der Verfügbarkeit der Mineralanalyse (ZOTH, in diesem Report) - der Teufenbereich von 980 - 1260 m betrachtet werden. Der Ablauf ist dabei folgender:

Anlässlich einer Meßserie in 478 m, 992 m, 1529 m etc. wurden stets mehrere Temperaturmessungen ausgeführt. Der zuletzt gemessene Wert liegt dabei aufgrund der Erfahrung der ungestörten Temperatur am nächsten. Die Ergebnisse sind in Abb.1 dargestellt. Dabei wird jeder Temperaturwert durch eine Gerade verbunden. Es ist jedoch bekannt, daß in dem Teufenbereich von 980 - 1260 m ein Lithologie-Wechsel von Biotitgneis zu Amphibolit erfolgt. Damit ist aber auch ein Wechsel in der Wärmeleitfähigkeit (ZOTH, in diesem Report) und damit auch im Temperaturgradienten zu erwarten.

In der Abb.2 wurden deshalb nach HIRSCHMANN (persönl. Mitteilung) die lithologischen Grenzen im zu untersuchenden Tiefenbereich eingetragen. Anschließend wurde der Temperaturverlauf so geändert, daß eine maximale Änderung des Gradienten $\Delta \Gamma$ an der Grenze zu 1160 m Tiefe erfolgt, mit der Nebenbedingung, daß an dieser Grenze kein Temperatursprung auftritt und der Temperaturverlauf weiterhin durch die Meßwerte verläuft. Der Temperaturgradient für $z < 1160$ m beträgt somit $\Gamma = 0,025^\circ\text{C}/\text{m}$ und für $z > 1160$ m $\Gamma = 0,034^\circ\text{C}/\text{m}$. Diese Gradienten wurden in Abb. 3 übertragen.

Die Abb. 3 enthält außerdem die in diesem Tiefenbereich bereits ermittelte Wärmeleitfähigkeit $\lambda(z, T) = \lambda(z)$ gemäß ZOTH (in diesem Report) sowie die bereits berechneten Wärmeproduktionsrate $H(z)$ und die aufsummierte Wärmeproduktion $\Sigma H \cdot z$ gemäß ZOTH (in diesem Report). Die in der nächsten Spur dargestellte Wärmestromdichte $q(z)$ errechnet sich alsdann wie folgt:

$$q(z) = \lambda(z) \cdot \Gamma(z) \quad (1)$$

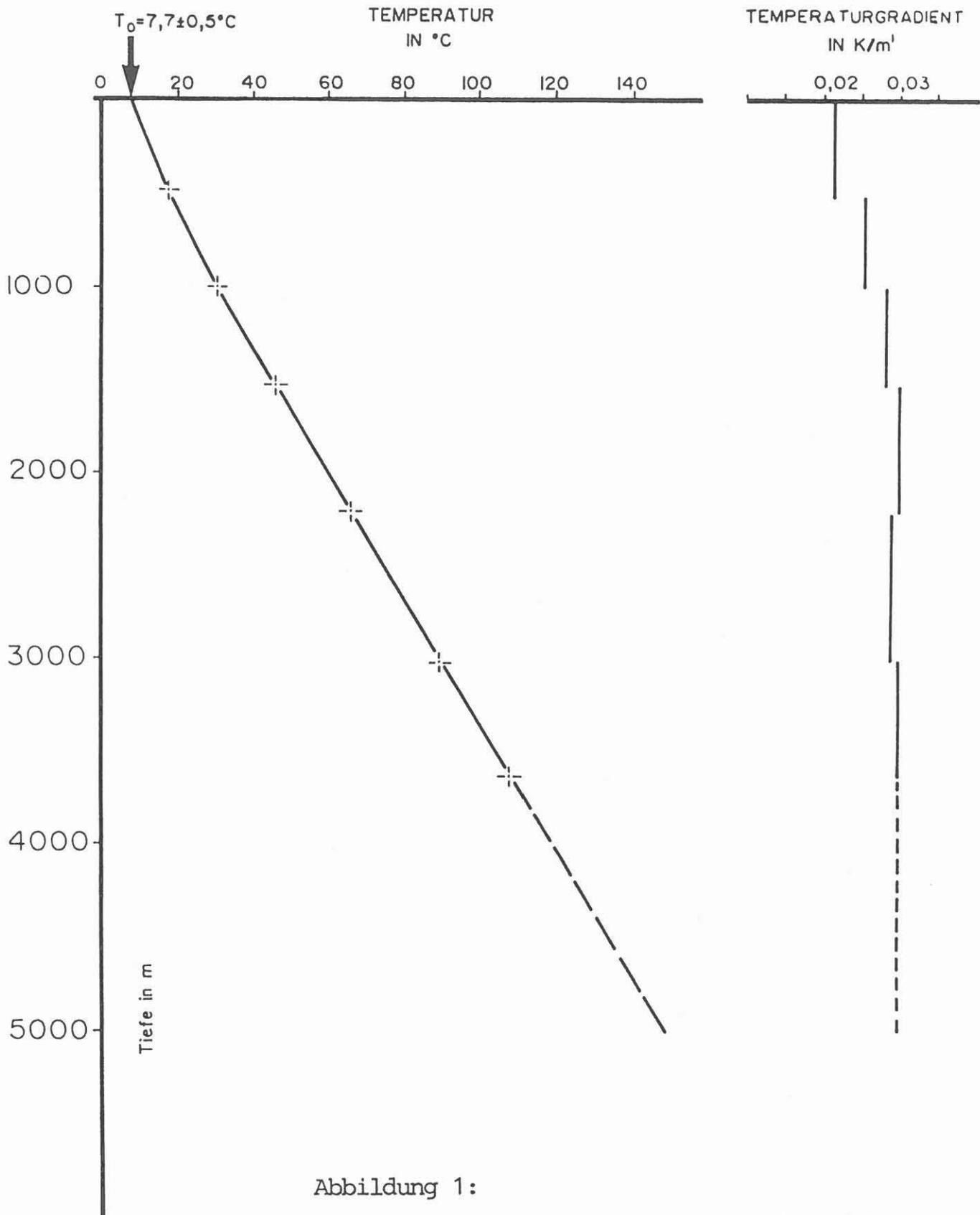


Abbildung 1:

Temperaturmessungen in der KTB - Oberpfalz VB

"+" Temperaturendwerte aus den Meßserien

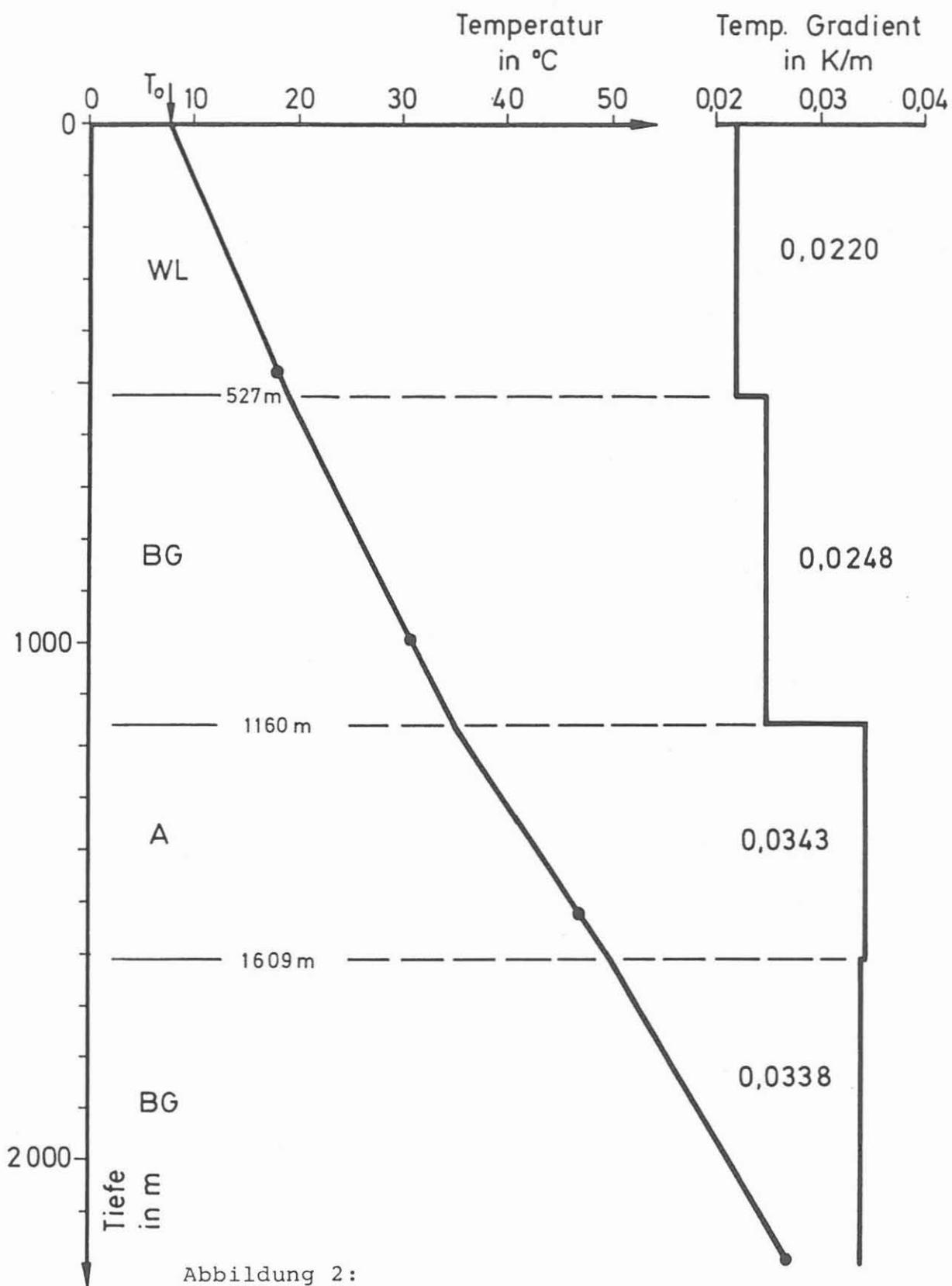


Abbildung 2:
Stufenprofil für Temperatur und
Temperaturgradient in Abhängigkeit
von der Lithologie der KTB - Oberpfalz VB
" ● " Temperaturendwerte aus den Meßserien

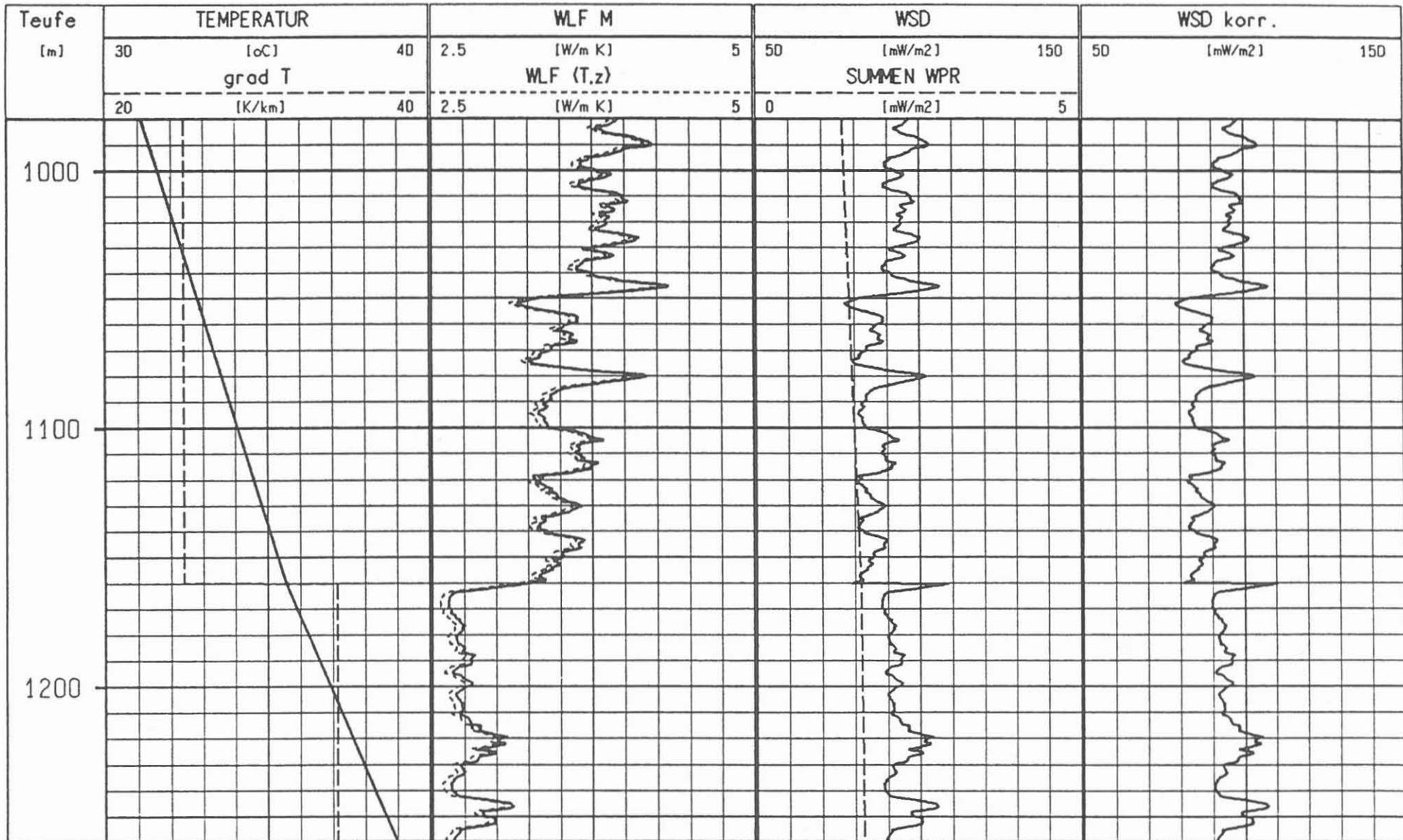


Abbildung 3:
 Ermittlung der terrestrischen Wärmestromdichte aus Bohrlochmessungen
 aus der KTB - Oberpfalz VB

und die Wärmestromdichte q_0 :

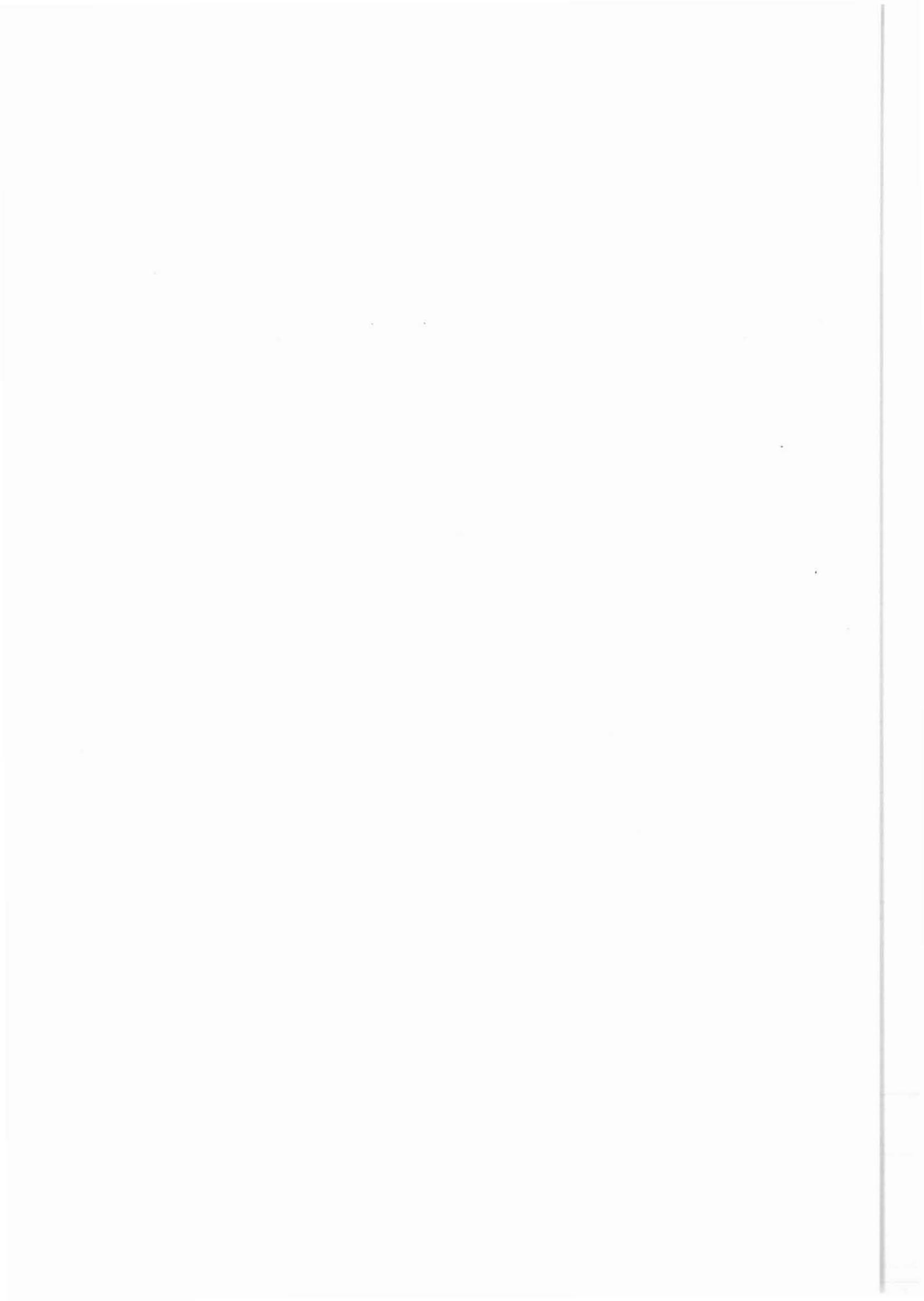
$$q_0 = q(z) + \sum_{z=0}^{z=z} H \cdot z . \quad (2)$$

Aus der Abb. 3 geht hervor, daß die relativ starke Änderung der Wärmeleitfähigkeit bei dem Übergang vom Biotit-Gneis in den Amphibolit bei 1160 m Teufe in der Wärmestromdichte $q(z)$ gemäß Gl.(1) kaum erkennbar ist. Die berechneten Werte liegen im Rahmen der Erwartung.

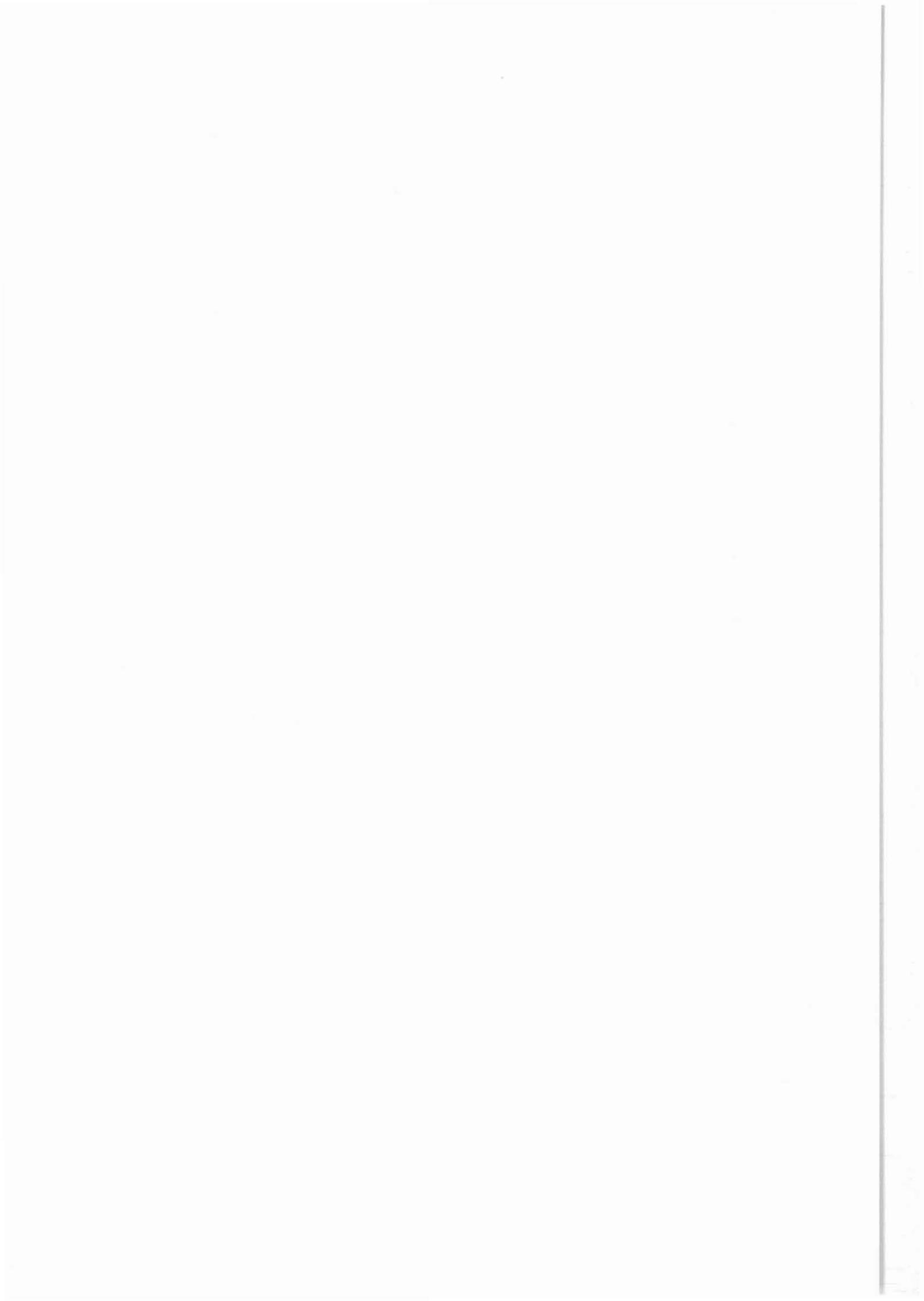
Sofern die mit Gl.(2) berechnete Wärmestromdichte q_0 von der Wärmestromdichte q_0 anlässlich der Vorerkundung in den acht sogenannten Geothermikbohrungen mit einer max. Tiefe von 500 m abweicht, ist das den unter 1. erläuterten oberflächennahen Effekten zuzuschreiben. Erste Interpretationsversuche zeigen tatsächlich im Bereich von 0 - 500 m oberflächennahe Effekte (HUENGES, pers. Mitteilung).

LITERATUR

FKPE, 1986: Geophysikalische Schlüsselexperimente in der KTB.
- Forschungskollegium Physik des Erdkörpers, Bochum,
98 S.



Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen



ABSCHÄTZUNGEN ZUM SPANNUNGSFELD AUS BOHRLOCHAUFZEICHNUNGEN

R. Hänel

ZUSAMMENFASSUNG

In großen Bohrtiefen und unter erhöhten Temperaturbedingungen sind Spannungsfeld-Messungen sehr schwierig. Es wird deshalb versucht, die kleine horizontale Hauptspannung mit Hilfe der Poisson-Zahl und des Überlagerungsdruckes des Gebirges abzuschätzen. Die Poisson-Zahl und der Überlagerungsdruck werden aus Bohrlochmessungen der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB berechnet; es handelt sich hierbei um Aufzeichnungen der seismischen V_p - und V_s -Geschwindigkeiten sowie um die Gesteinsdichte. Es ist vorgesehen, die rechnerischen Ergebnisse später mit in situ Meßergebnissen zu vergleichen und zu kalibrieren. Damit wäre gegebenenfalls eine Möglichkeit gegeben, zwischen den in situ Meßpunkten, die mit zunehmender Bohrtiefe abnehmen werden, zu interpolieren und zu extrapolieren.

SUMMARY

The stressfield determination is very difficult in boreholes of great depth and high temperatures. Therefore an attempt is made to estimate the minor principal horizontal stress by means of POISSON's ratio, the overburden pressure and simplified assumptions. POISSON's ratio and the overburden pressure is determined by the V_p and V_s velocities as well as the density from borehole measurements of the pilot borehole KTB-Oberpfalz VB. The intention is to compare and to calibrate the calculated values with in situ stress measurements which are not yet available. Perhaps this procedure could give a possibility to interpolate between points of in situ measurements which will be less with increasing depth. Even extrapolation might be possible with this application.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

Die Bestimmung der Spannungskomponenten des Spannungsfeldes ist mit zunehmender Bohrtiefe mit immer größer werdenden Schwierigkeiten und damit auch mit entsprechenden Kosten verbunden. Dies wird allein dadurch deutlich, daß gegenwärtig sieben unterschiedliche Meßmethoden auf ihre Brauchbarkeit in großen Tiefen, für extreme Temperaturbedingungen, bei großen Bohrlochrandausbrüchen und Core discing getestet werden, vgl. Tab. 1. Dabei ist weiter zu berücksichtigen, daß - abgesehen vom Hydraulic Fracturing und der Spannungsmonitorstation - lediglich die Richtung der kleinen und großen horizontalen Hauptspannungen ($\sigma_{xx} = S_{hmin}$, $\sigma_{yy} = S_{Hmax}$) bestimmt werden kann. Für die Absolutwertbestimmung hingegen sind in Abhängigkeit der betreffenden Methode unterschiedliche Ausnahmen erforderlich.

Tabelle 1: Meßmethoden zur Spannungsfeld-Bestimmung im KTB, Namen der Projektleiter in Klammern.

Wireline Hydraulic Fracturing (Rummel)
Drill-pipe Hydraulic Fracturing
(Zoback, Rummel)
Bohrlochrandausbrüche mittels 4-Arm
Kalibermessung (Fuchs)
Bohrlochrandausbrüche mittels Bohrehole
Televiwer (Zoback, Fuchs)
Spannungsnachwirkungsuntersuchungen am
Bohrkern (Berckhermer)
Biegewellen-Experiment (Fuchs, Zoback)
Spannungsmonitorstation (Reik, Borm).

Da mit zunehmender Bohrtiefe auch die Anzahl der Meßpunkte abnehmen wird, ist zu überprüfen, ob und inwieweit Bohrlochmessungen zur Interpolation herangezogen werden können.

2 VEREINFACHENDE ANNAHMEN ZUM SPANNUNGSFELD

Von den im KTB gefahrenen Bohrlochmessungen (radioaktive, elektromagnetische und seismische Verfahren) läßt sich - wenn

überhaupt - nur mit den seismischen Messungen, d.h. mit dem Akustik-Log eine Verbindung zum Spannungsfeld herstellen. Für das Akustik-Log wird das sog. Sonic Digital Tool (SDT) verwendet (SCHLUMBERGER 1985). Da mit dem SDT azimuthal integral rund um die Bohrung Messungen ausgeführt werden, ist auch eine Trennung der horizontalen Hauptspannungen S_{hmin} und S_{Hmax} nicht möglich.

Es soll deshalb der einfachste Fall einer homogenen Deformation betrachtet werden. Demzufolge gilt (LANDAU & LIFSCHITZ 1975):

$$\bar{\sigma}_{ik} = \frac{E}{1+\nu} \left(\mu_{ik} + \frac{\nu}{1-2\nu} \mu_{zz} \delta_{ik} \right) \quad (1)$$

dabei bedeuten:

- $\bar{\sigma}$ = Spannungstensor
- μ = Verzerrungstensor
- δ = Einheitsvektor
- E = Elastizitätsmodul, Young'sche Zahl
- ν = Poisson-Zahl.

Im folgenden wird angenommen, daß die Kompression eines Gesteinszylinders, dessen Seiten derart befestigt sind, daß seine Querdimension unverändert bleibt. Die Kräfte greifen an den Grundflächen des Zylinders an und wirken in Richtung seiner komprimierten Länge, die als z-Achse definiert wird. Eine solche Deformation heißt einseitige Kompression. Da der Zylinder nur in z-Richtung deformiert wird, ist von allen Komponenten u_{ik} nur u_{zz} von Null verschieden. Aus (1) folgt:

$$\bar{\sigma}_{zz} = \bar{\sigma}_{yy} = \frac{E}{(1+\nu)(1-2\nu)} u_{zz} \quad (2)$$

$$\bar{\sigma}_{zz} = \frac{(1-\nu) E}{(1+\nu)(1-2\nu)} u_{zz} \quad (3)$$

Sofern u_{zz} gleich dem Überlagerungsdruck P_0 des Gebirges (overburden pressure) gesetzt wird, gilt:

$$u_{zz} = P_0 = \rho_r g z \quad (4a)$$

und:

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \frac{\nu}{1 - \nu} P_0 \quad (4b)$$

mit:

$$\begin{aligned} \rho_r &= \text{Gesteinsdichte (rock density)} \\ g &= \text{Schwerebeschleunigung} \\ z &= \text{Tiefe.} \end{aligned}$$

Die gemäß Gl. (4b) ermittelte Spannung σ_{xx} ist wegen der Vereinfachungen gegenüber der im Gebirge zu erwartenden Spannung $(\sigma_{xx})_G$ mit $(\sigma_{xx})_G < (\sigma_{yy})_G$ sicherlich zu gering; also:

$$(\sigma_{xx})_G > \sigma_{xx} \quad (5)$$

Außerdem soll folgende Annahme gelten:

$$\sigma_{xx} = S_{hmin} \quad (6)$$

wobei S_{hmin} als die kleine horizontale Hauptspannung bezeichnet wird.

Über die große horizontale Hauptspannung ist wegen der Vereinfachungen in Gl. (2) keine Aussage möglich.

Das Sonic Digital Tool registriert sowohl die Laufzeiten der P-Welle als auch der S-Welle. Da die Distanz zwischen Sender und Empfänger des SDT konstant ist, lassen sich daraus die Geschwindigkeiten V_p und V_s bestimmen und daraus wiederum die Poisson-Zahl ν :

$$\nu = \left(\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right) \left(\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right). \quad (7)$$

3 ABSCHÄTZUNG DER KLEINEN HORIZONTALLEN HAUPTSPANNUNG S_{hmin}

In Anl. 1 ist die aus den Meßergebnissen des Sonic Digital Tool berechnete Geschwindigkeit V_p und V_s für den Tiefenbereich 0 - 3600 m dargestellt. Sofern wegen Bohrlochrandausbrüchen die Scherwelle meßtechnisch nicht erfaßt werden konnte, wurde der Scherwellenwert errechnet und am linken Rand durch ein weißes Feld als "Flagge" ausgewiesen. In dem Log sind neben der Dichte außerdem folgende dynamischen elastischen Parameter dargestellt:

die Gesamtkompressibilität C:

$$C = 1 / \left[\rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \right] \quad (8)$$

der Schermodul G:

$$G = \frac{2}{3} \rho V_s^2 \quad (9)$$

der Elastizitätsmodul E:

$$E = 2 (1 + \nu) G \quad (10)$$

und die Poisson-Zahl ν gemäß Gl. (7). Es ist einer anderen Arbeit vorbehalten, die dynamischen elastischen Parameter mit statischen elastischen Parametern zu vergleichen, da letztere nur unter großem Zeitaufwand bestimmbar, aber für die Bruchmechanik von großer Bedeutung sind.

Schließlich enthält das Log der Anl. 1 den Überlagerungsdruck des Gebirges P_0 gemäß Gl. (4a) sowie die kleine horizontale Hauptspannung S_{hmin} .

Zur besseren Übersicht sind in Abb. 1 für alle 25 m die S_{hmin} -Werte übertragen worden. Dabei wurde jeweils das Mittel über einen Tiefenbereich von $\Delta z = \pm 5$ m, also über insgesamt 10 m gebildet. Außerdem enthält die Abbildung die Lithologie

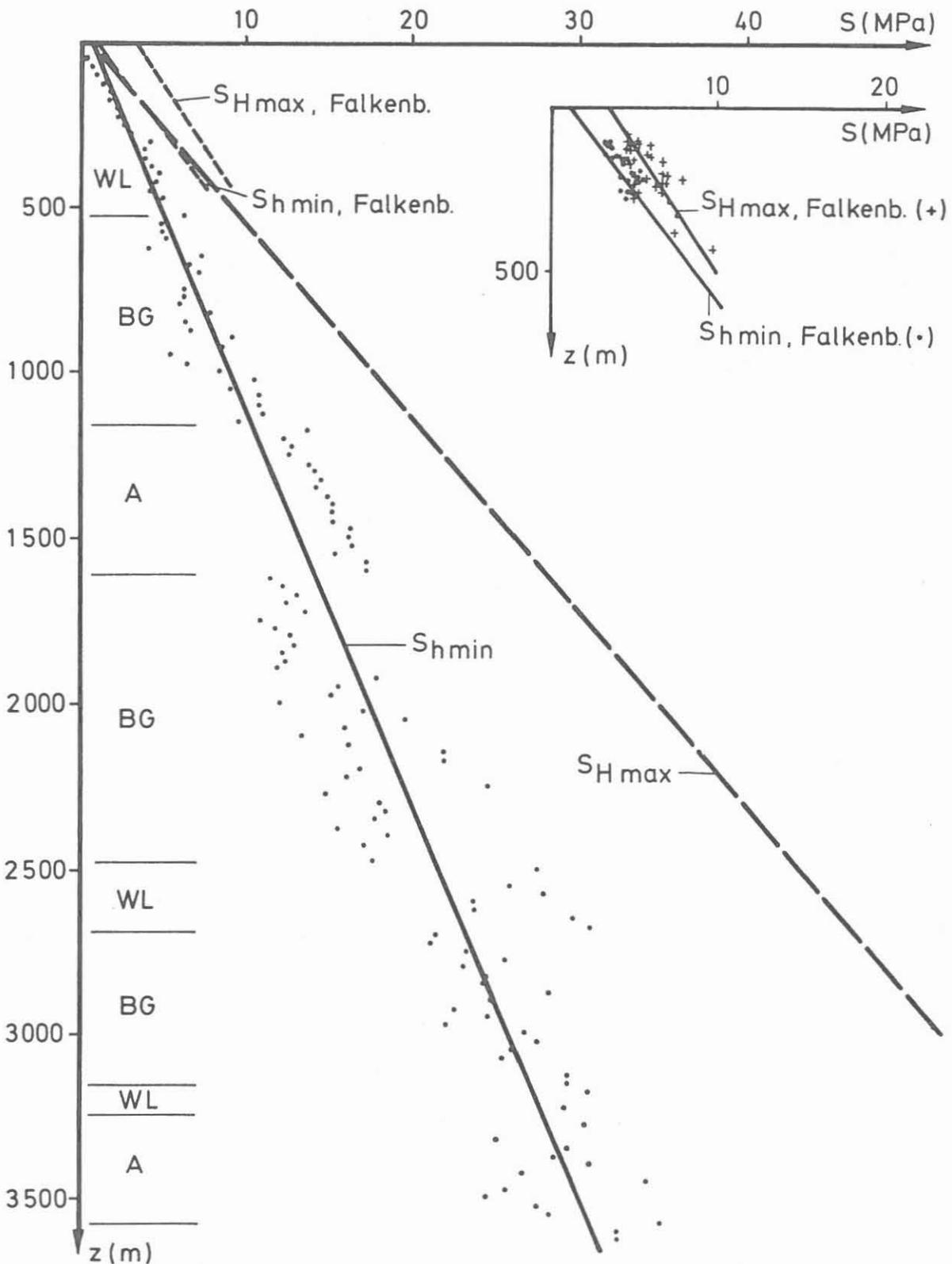


Abbildung 1: Die kleine und große horizontale Hauptspannungsrichtung für die Bohrlokation Windischeschenbach; zum Vergleich die Meßergebnisse aus dem Bereich des Falkenberger Granits. Es bedeuten (HIRSCHMANN, mündliche Mitteilung): BG = Biotitgneis, WL = Wechsellagerung von Amphiboliten/Metabasiten und Gneisen, A = Amphibolit.

(HIRSCHMANN, pers. Mitteilung) sowie die Meßwerte S_{hmin} und S_{Hmax} aus sechs Bohrungen, die im Falkenberger Granit stehen (BAUMGÄRTNER et al. 1987). Die kurzen Geraden stellen die Regressionsgerade nach BAUMGÄRTNER et al. dar und lassen sich wie folgt beschreiben:

$$S_{hmin} = 1,2 \text{ MPa} + 0,015 \text{ MPa/m} \cdot z(\text{m}) \quad (11)$$

$$S_{Hmax} = 3,5 \text{ MPa} + 0,0127 \text{ MPa/m} \cdot z(\text{m}). \quad (12)$$

Die für die Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB ermittelte und eingetragene Regressionskurve läßt sich mit nachstehender Gleichung beschreiben:

$$S_{hmin} = 0,7844 + 0,0083 \cdot z(\text{m}) \text{ in MPa.} \quad (13)$$

Der Regressionskoeffizient beträgt $r = 0,92$.

Die Meßwerte korrespondieren ganz offensichtlich mit der Lithologie, was wegen $v = f(v_p, v_s)$ zu erwarten war; vgl. hierzu auch HÄNEL (in diesem Report). Die Werte des Falkenberger Granits fügen sich im Rahmen der großen Streubreite in das Gesamtbild ein; eine Extrapolation in größere Tiefen ist jedoch nicht erlaubt.

Inwieweit nun die Gl. (13) mit S_{hmin} für das Gebiet der Bohrlokation realistisch ist, kann erst durch Messungen in größerer Tiefe mit den in Tab. 1 aufgeführten Methoden überprüft werden. Qualitative Hinweise, ob "kleine", "mittlere" oder "große" Werte für S_{hmin} zu erwarten sind, geben COLLEEN & ZOBACK (1988) an.

In der Arbeit wird unterschieden, ob die zu untersuchende tektonische Einheit durch normale, strike-slip oder reverse Verwerfungen geprägt ist; Abb. 2. Demzufolge treten kleine, mittlere und große Spannungswerte für S_{hmin} ein, die sich für normale, strike-slip oder reverse Verwerfungen etwa wie

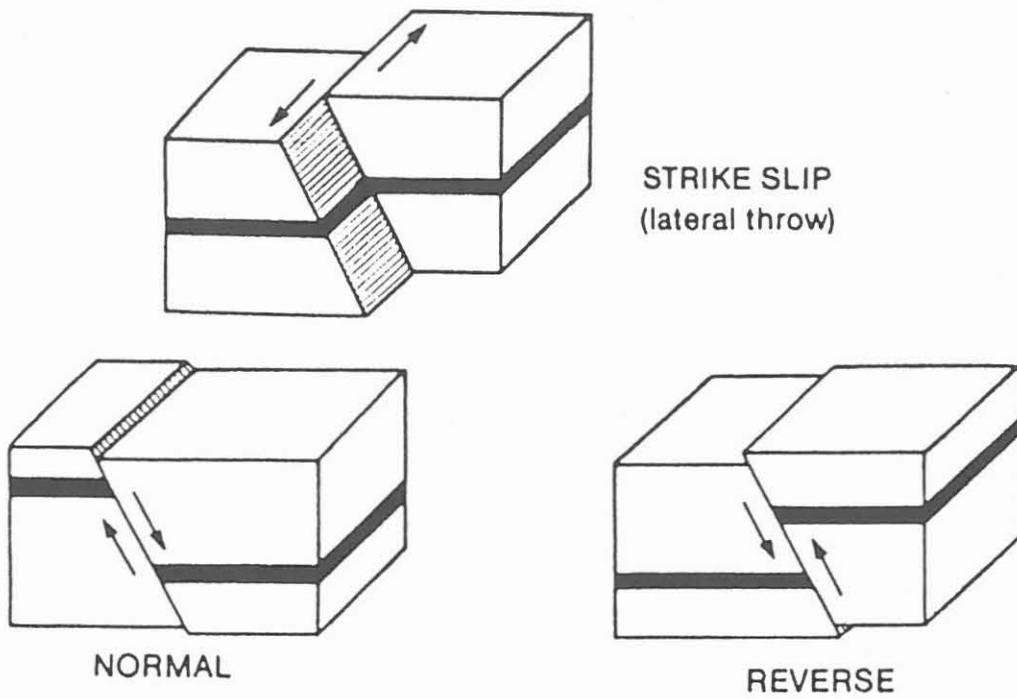


Abbildung 2: Prinzipbilder zur normalen, strike-slip und reversen Verwerfung.

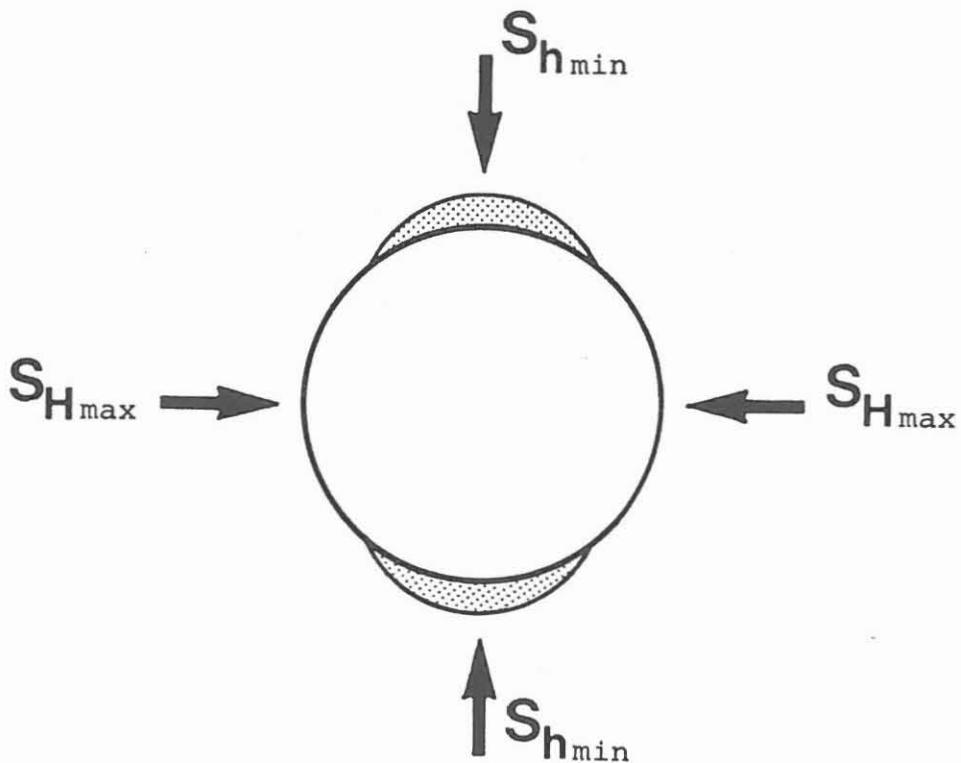


Abbildung 3: Die Lage der Bohrlochrandausbrüche zur kleinen (S_{hmin}) und zur großen (S_{Hmax}) horizontalen Hauptspannungsrichtung.

1:1,5:5 verhalten. Für den Bereich der Bohrlokation sind im Jung-Paläozoikum bis Mesozoikum(?) reverse Verwerfungen nachweisbar. Das dazugehörige Spannungsfeld dürfte jedoch weitgehend abgeklungen sein. Die jüngeren tektonischen Aktivitäten, wie z.B. der Eger-Graben, weisen heute auf normale (und strike-slip?) Verwerfungen hin (HIRSCHMANN, persönliche Mitteilung). Mithin hat man geringe Werte für S_{hmin} in der Oberpfalz zu erwarten.

In der Cajon Pass Forschungsbohrung, die in der Nähe der Sankt Andreas Störungszone liegt, eine strike-slip Verwerfung, wurde in ca. 2 km Tiefe ein $S_{hmin} \approx 30$ MPa ermittelt, also ein ca 1,5 mal größerer Wert als in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB. Die in der Pilotbohrung ermittelten Werte liegen somit im Rahmen der Erwartung.

Ziel der weiteren Untersuchungen ist es, zu einem späteren Zeitpunkt die mittels SDT berechneten S_{hmin} -Werte mit Daten der anderen Spannungsmeßmethoden zu vergleichen und zu kalibrieren, so daß dann verlässliche Interpolationen zwischen den Meßwerten, die mit Methoden gemäß Tab. 1 gewonnen werden, sowie Extrapolationen vielleicht einmal möglich werden.

4 ABSCHÄTZUNG DER GROSSEN HORIZONTALEN HAUPTSPANNUNG S_{Hmax}

Aus den akustischen Messungen ist, wie bereits in Abschn. 2 erwähnt, die Abschätzung von S_{Hmax} nicht möglich. Aus der Arbeit von COLLEEN & ZOBACK (1988) sind für die drei genannten tektonischen Geschehen hierzu ebenfalls Abschätzungen möglich. Demzufolge gilt für Gebiete mit:

normalen Verwerfungen:
$$\frac{P_o - P_p}{S_{hmin} - P_p} \approx 3 \quad (14)$$

und

$$\frac{S_{Hmax}}{S_{hmin}} \approx 2 \quad (15)$$

strike-slip Verwerfungen:
$$\frac{S_{Hmax} - P_p}{S_{hmin} - P_p} \approx 3 \quad (16)$$

reverse Verwerfungen:
$$\frac{S_{Hmax} - P_p}{S_{hmin} - P_p} \approx 3 \quad (17)$$

mit: P_p = Porenwasserdruck, der im allgemeinen gleich dem hydrostatischen Druck gesetzt wird.

Im Falle von normalen Verwerfungen hätte man alsdann zu erwarten:

$$S_{Hmax} \approx 2 S_{hmin} \quad (18)$$

Der dazugehörige Kurvenverlauf ist ebenfalls in Abb. 1 eingetragen.

5 ABSCHÄTZUNG DES AZIMUTS VON S_{hmin} UND S_{Hmax}

Der maximale Bohrlochrandausbruch ist identisch mit der Richtung der kleinen horizontalen Hauptspannung, während S_{Hmax} senkrecht dazu wirkt (Abb. 3). Die Bestimmung erfolgt mit einem Computerprogramm von SCHLUMBERGER. Dabei werden nur dann Werte abgegriffen, wenn die Differenz der beiden Bohrlochachsen, dividiert mit dem Meißeldurchmesser, mindestens 10% beträgt (Ovalitätsgrenzwert). Sobald also die Bohrung rund ist, ist eine Richtungsbestimmung nicht möglich.

Die Ergebnisse sind in Anl. 2 dargestellt. Sie enthält die Kaliberaufzeichnung incl. Meißeldurchmesser. Es folgen Angaben zur Kaliberdifferenz in Fuß, zum Ovalitätsgrenzwert als

grau unterlegter Bereich und zur Ausbruchzone als grau schraffierte Leiste. Sobald die Leiste unterbrochen ist, wurde der Ovalitätsgrenzwert nicht erreicht und Angaben zur Ovalisierungsrichtung sind nur bedingt (siehe gestrichelte Linienführung über Ovalisierungsrichtung) oder gar nicht möglich. Es folgt die Richtung des maximalen Ausbruchs bzw. der maximalen Ovalisierung. Dieses Ergebnis ist für Tiefenbereiche von jeweils $\Delta z = 50$ m als Richtungsrose dargestellt. Ganz rechts geben die Kreise die Neigung der Bohrung an, der lange Strich am Kreis das Azimut der Bohrung (ein senkrecht nach oben gerichteter Strich bedeutet, der Bohrlochverlauf weist nach Nord) und der kurze Strich die Lage des Kaliberarms 1.

Die Meßwerte wurden etwa alle 25 m aus der Anl. 2 abgegriffen und zur besseren Übersicht in Abb. 4 übertragen. Die Mittelwertbildung liefert für das Azimut A_1 ca. 21°C , die Mittelwertbildung der Anl. 2 $A_1 \approx 25^\circ\text{C}$. Das Ergebnis A_1 der Anl. 2 ist außerdem in Abb. 5 graphisch dargestellt, abgestuft nach Anzahl von Ausbrüchen mit dazugehörigem Azimut. Die Auszählung erfolgte hierfür alle 15 cm, dem Meßpunktabstand des Borehole Geometry Tools (BGT). Analoge Ergebnisse wurden durch CLAUSSER & FUCHS (1988) sowie MASTIN & HEINEMANN erzielt.

Das Ergebnis ist selbstverständlich nur dann verlässlich, wenn der Nachweis erbracht wird, daß das Azimut A_1 der maximalen Bohrlandrandausbruchsrichtung nicht durch den Abrieb des drehenden Bohrgestänges verursacht wurde. Diese Möglichkeit ist immer dann gegeben, wenn das Azimut A_2 der Bohrung mit dem Azimut A_1 zusammenfällt.

Es wurde deshalb das Azimut der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB aus den Borehole Geometry Tool Aufzeichnungen alle 25 m abgegriffen und in Abb. 6 dargestellt. Der Mittelwert lieferte $A_2 \approx 27^\circ\text{C}$. Bringt man beide Abbildungen (Abb. 4, Abb. 6) zur Deckung, so ist eine Übereinstimmung lediglich im Tiefenbereich von ca. 800 m und tiefer als 2600 m zu verzeichnen.

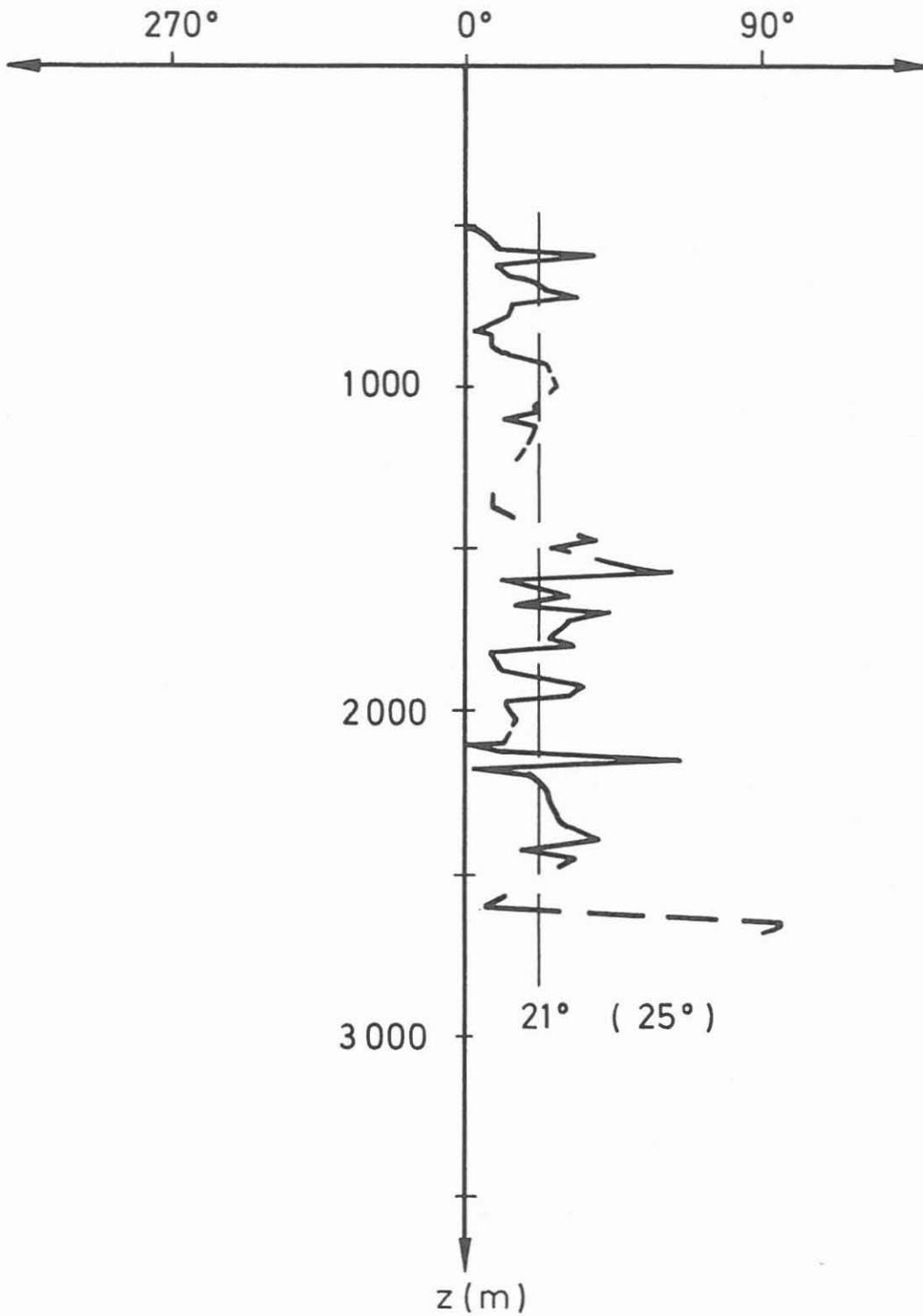


Abbildung 4: Azimut der maximalen Bohrlochrand - Ausbruchsrichtung.

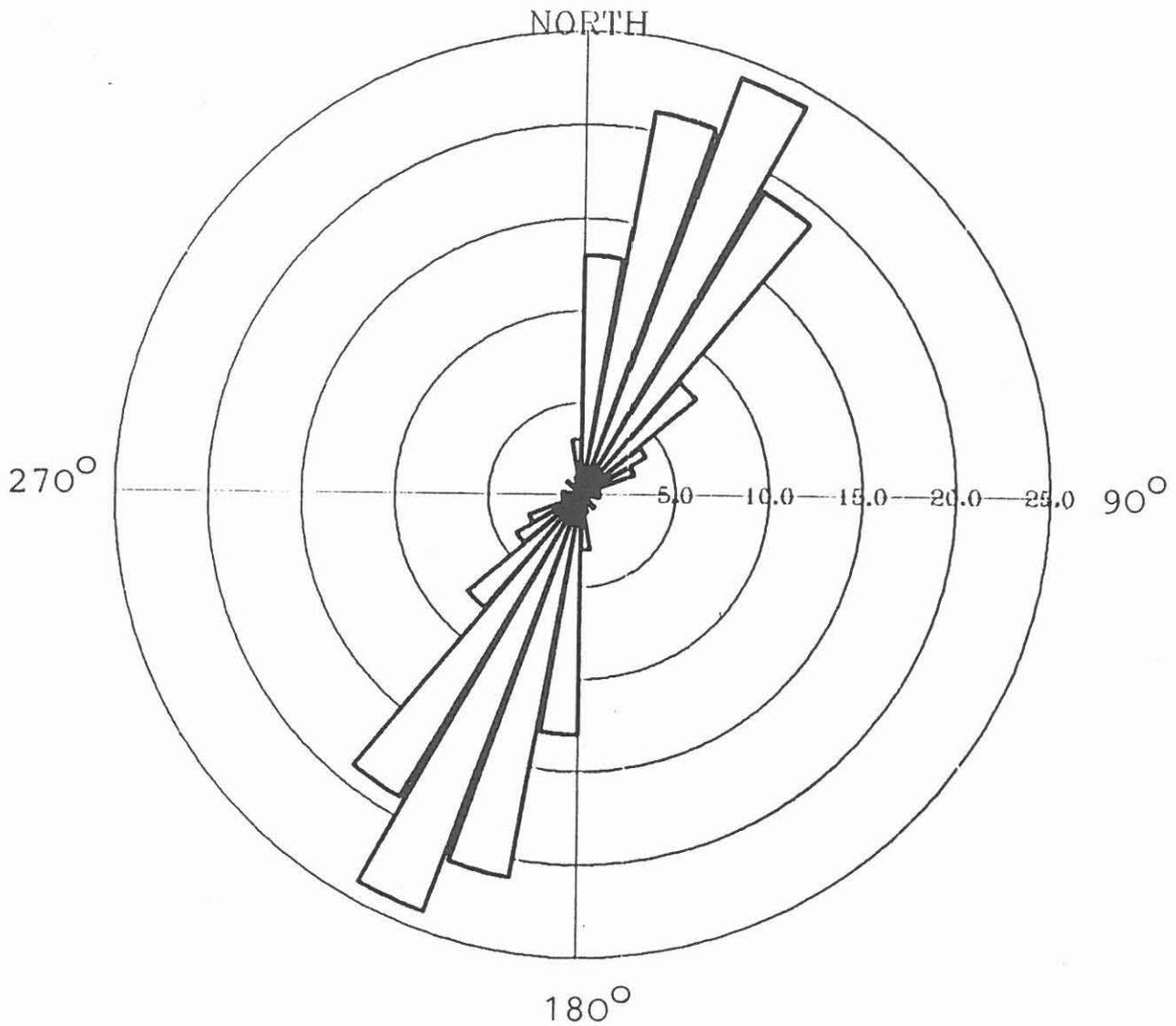


Abbildung 5: Maximale Bohrlochrandausbrüche über den Tiefenbereich von 0 - 3500 m in Rosettenform dargestellt. Die Zahlen an den Kreisen geben den prozentualen Anteil der entsprechenden Ausbruchsrichtungen an.

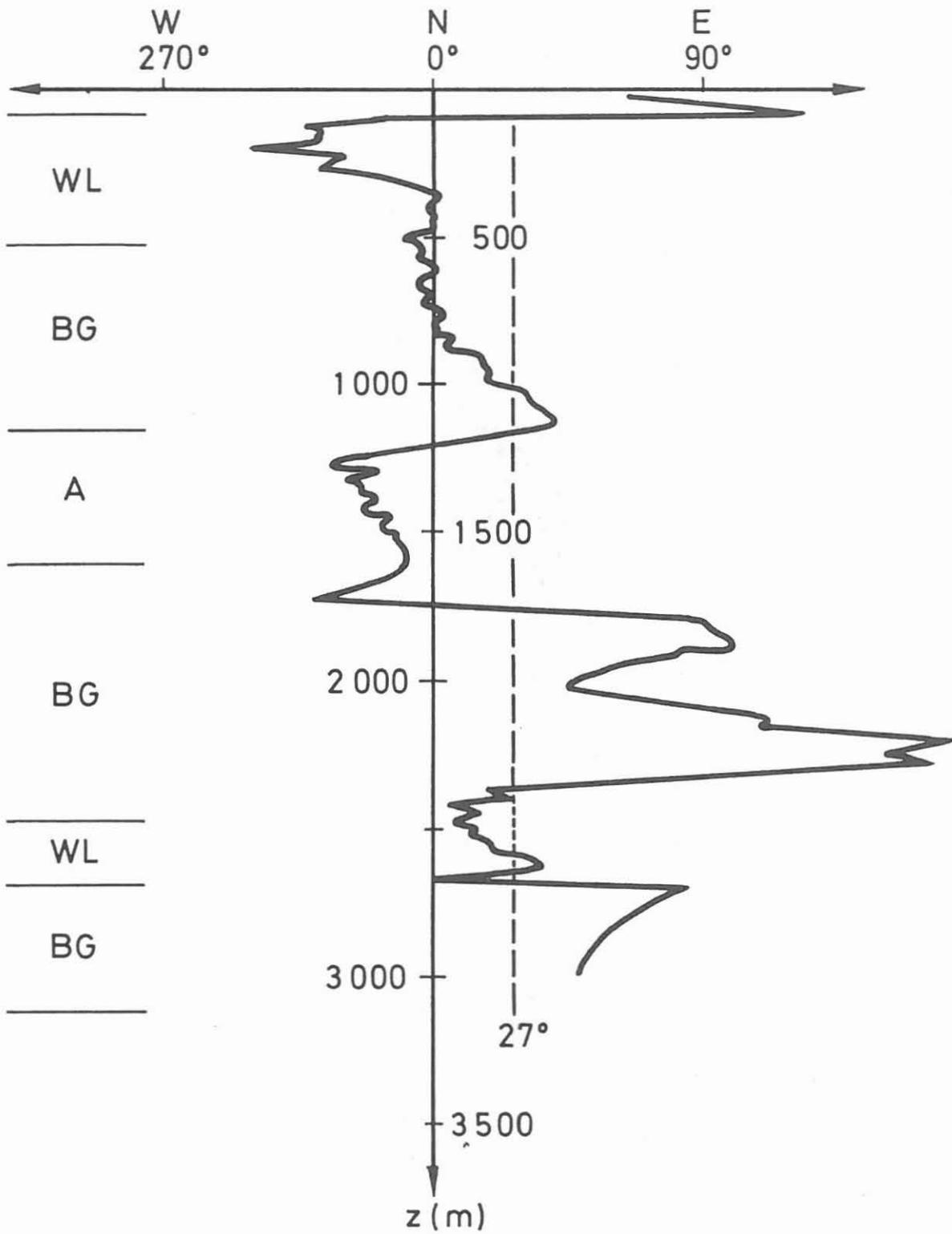


Abbildung 6: Azimut der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB

Das Azimut $A_1 \approx 25^\circ$ für S_{hmin} bzw. 115° für $S_H max$ ist mithin als verlässlich zu bezeichnen. BAUMGÄRTNER et al. fanden in den sechs Bohrungen des Falkenberger Granits $A_1 \approx 29^\circ$ für S_{hmin} .

In Abb. 6 ist außerdem die Lithologie eingetragen. Man erkennt zweierlei:

- Der Bohrlochverlauf folgt der kleinen horizontalen Hauptspannungsrichtung,
- Abweichungen hiervon in Anlehnung an die lithologischen Gegebenheiten sind deutlich zu erkennen. Die Wechsellagerungen (WL) und der Amphibolit verursachen einen Trend nach W, hingegen der Amphibolit und Biotitgneis nach E.

Zum Vergleich ist in Abb. 7 der Bohrlochverlauf als "Draufsicht" dargestellt.

LITERATUR

BAUMGÄRTNER, J., RUMMEL, F. & ZHAOTAN Ch. 1987: Wireline hydraulic fracturing stress measurements in the Falkenberg Granite Massiv. - Geol. Jb., E 39, Hannover, S. 83-99.

CLAUSS, B. & BUCHS, K., 1988: Spannungsuntersuchung in der KTB-Vorbohrung aus der Analyse von Bohrlochgeometrie und Bohrlochwellenausbreitung. - Bericht Nr. S-1002/2001-GEOK-D, Univ. Karlsruhe, Geophys. Institut, 14 S.

COLLEEN, A.B. & ZOBACK, M.D., 1988: In-situ stress orientation and magnitude at the Fenton geothermal site, New Mexico, determined from wellbore breakouts. - Geophysical Research Letters, in press.

LANDAU, L.D. & LIFSCHITZ, E.M., 1975: Lehrbuch der theoretischen Physik, Elastizitätslehre. - Akademie Verlag Berlin, 183 S.

MASTIN, L. & HEINEMANN, B., 1988: Stand der Auswertung von Vier-Arm-Kaliber- und Televieverdaten in der KTB-Vorbohrung (Dezember 1988). - Bericht Nr. S-1003-GEOK-D, Univ. Karlsruhe, Geophys. Institut, 16 S.

SCHLUMBERGER, 1985: Array-sonic Service. - Schlumberger, Paris, SMP-9050, 20 p.

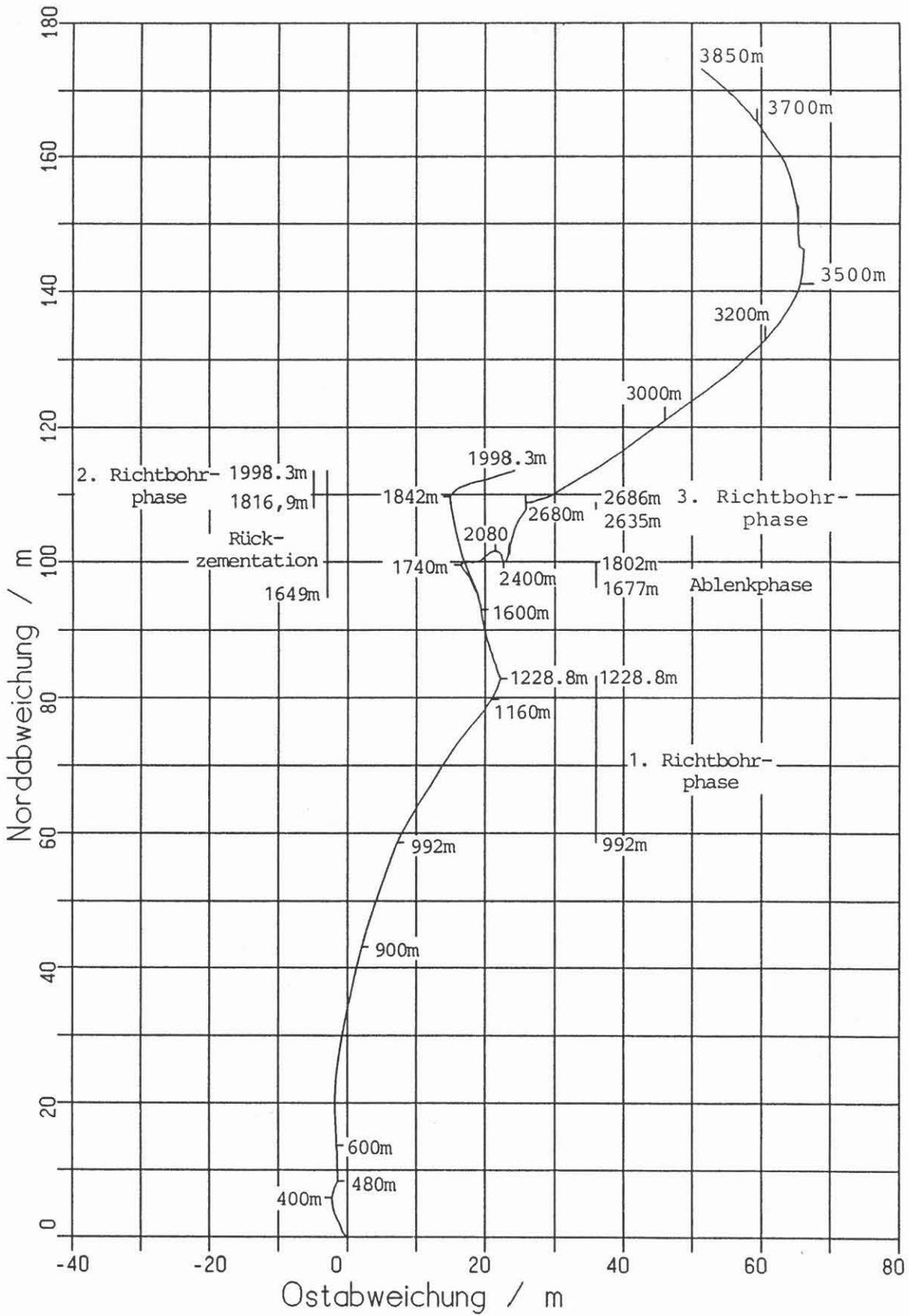
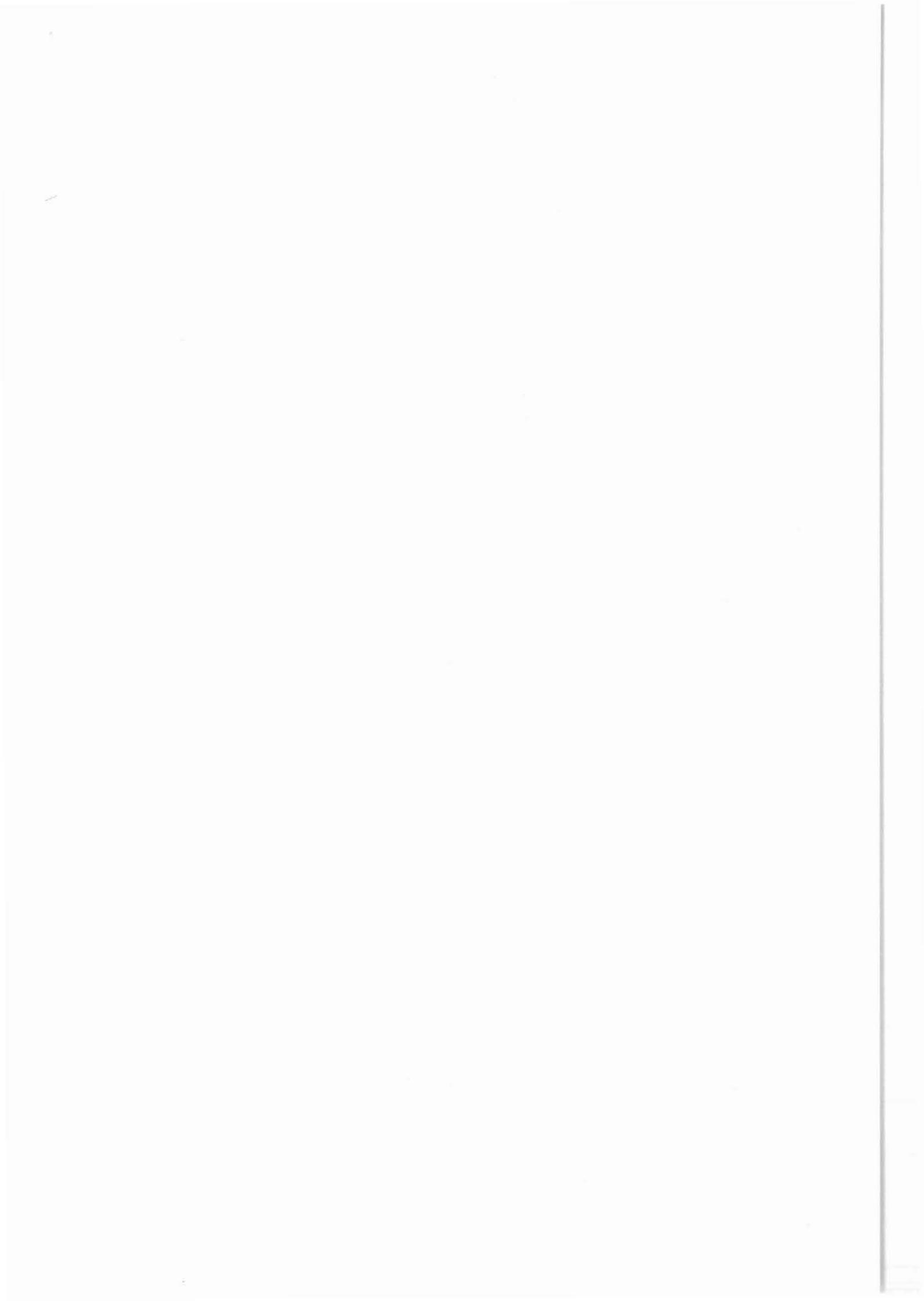


Abbildung 7: Bohrlochverlauf der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB

Das Geochemical Logging Tool (GLT) und
seine Anwendung zur Element- und
Mineralbestimmung



**DAS GEOCHEMICAL LOGGING TOOL (GLT) UND SEINE ANWENDUNG ZUR
ELEMENT- UND MINERALBESTIMMUNG**

J. Draxler

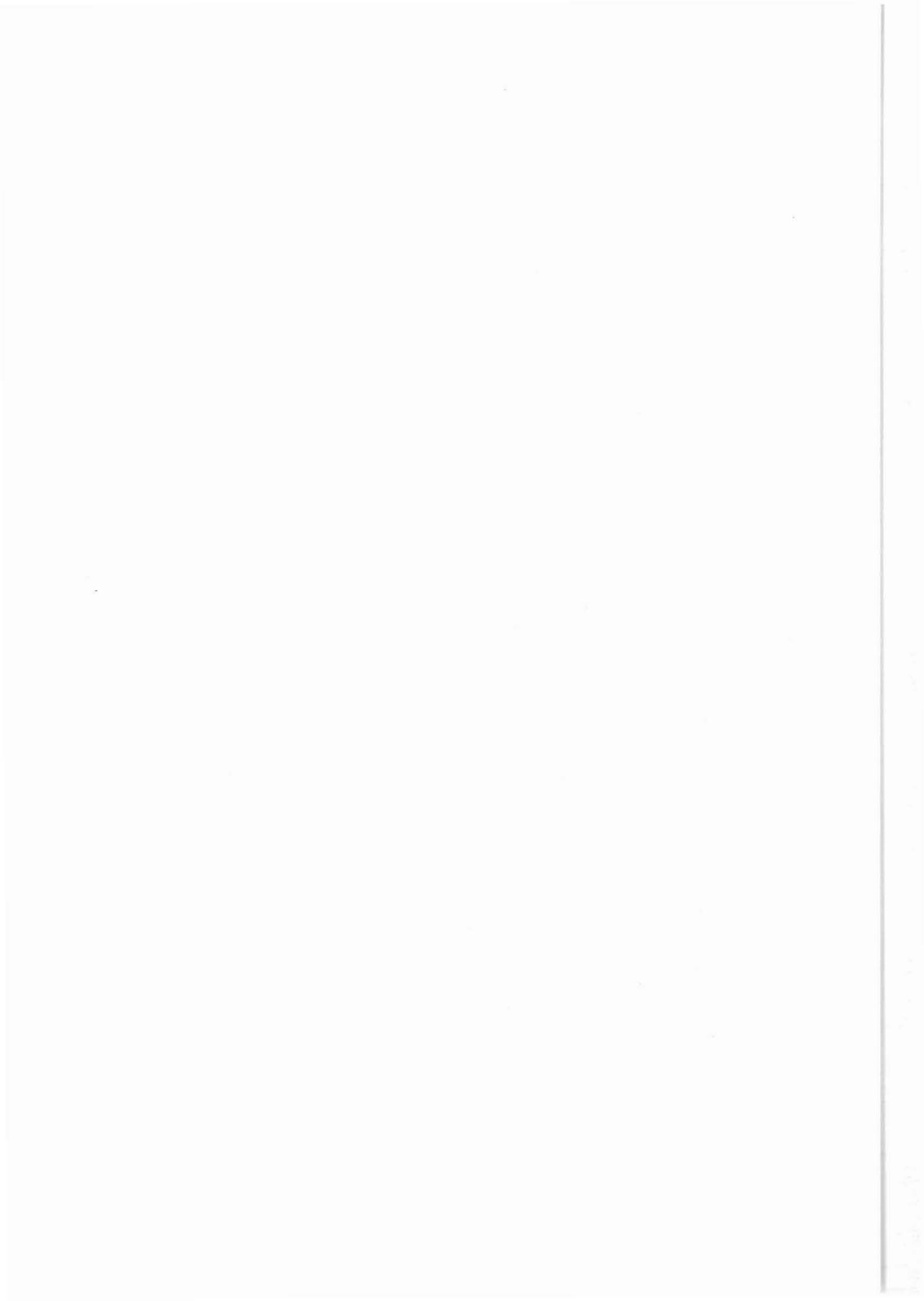
Zusammenfassung

Das Geochemical Logging Tool (GLT), eine Gerätekombination aus mehreren Meßsystemen für die Messung der Gammastrahlenspektren, ist ein wichtiger Bestandteil des geowissenschaftlichen Meßprogramms in der Bohrung KTB-Oberpfalz VB geworden.

Mit diesem Gerät können 10 Elemente Si, Al, Ca, Fe, S, Ti, Gd, U, Th, K bestimmt werden. Aus Oxiden und Karbonaten einiger dieser Elemente bestehen die meisten gesteinsbildenden Minerale. Daher kann mit Hilfe dieses Meßsystems sowohl eine in-situ Elementanalyse und bei einer Weiterverarbeitung der Daten eine Mineralbestimmung durchgeführt werden.

Das vorliegende Beispiel ist ein erster Versuch über ein Testintervall von 990 bis 1 260 m.

Die dabei erzielten Resultate lassen sich sehr gut mit RFA/RDA-Daten aus dem Feldlabor korrelieren. Wird dabei berücksichtigt, daß in diesem Intervall, durch die Richtbohrarbeiten bedingt, nur wenige Kerne vorliegen, wird deutlich, daß die Methode der Gesteinsanalyse durch den Einsatz des Geochemical Logging Tools als ausgezeichnete Ergänzung zur Erstellung eines lückenlosen, kontinuierlichen geologisch-mineralogischen Profils eingesetzt werden kann.



Summary

The Geochemical Logging Tool, a combination of several gamma ray spectrometer measuring systems, became one of the most interesting logging devices within the geoscientific data acquisition by wireline in the research borehole KTB-Oberpfalz VB.

Ten elements, Si, Ca, Fe, S, Al, Ti, Gd, U, Th, K, can be detected. Most of the rockforming minerals are compositions of oxides or carbonates of some of these elements. Making an in situ elemental analysis will therefore allow the estimation of mineral content by further processing of the data.

As a first test the interval from 990 - 1 260 m has been processed.

The results obtained correlate strikingly to X-ray fluorescence and X-ray diffraction measurements on rock samples made at the field laboratory. The test interval covers the section with no cores due to directional drilling. The rock analysis by use of the Geochemical Logging Tool is a perfect replacement to provide a continuous geological-mineralogical profile.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, D-3000 Hannover 51

1 Einleitung

Das Geochemical Logging Tool, ursprünglich in der Planung des Bohrlochmeßprogrammes nur für eine Messung über ein Testintervall vorgesehen, ist aufgrund der bisherigen Erfahrung zu einem Meßgerät geworden, das für die Bewertung der durchteuften Gesteine der KTB-Vorbohrung besonders geeignet ist, weil es eine kontinuierliche geologisch-mineralogische Aussage ermöglicht.

Die mit diesem Meßgerät aufgezeichneten Daten stammen aus der Analyse der natürlichen und induzierten Gammastrahlenspektren. Zehn der wichtigsten und häufigsten Elemente, die in gesteinsbildenden Mineralien vorkommen, können mit dieser Untertage-Spektroskopie ermittelt werden. Neben den Elementen Si, Ca, Fe, S, Ti, Al, U, Th, K kann auch das Spurenelement Gd ermittelt werden. Die anteilmäßige Verteilung dieser Elemente wird entweder in Gewichtsprozenten (Si, Ca, Fe, S, Ti, Al, K) oder in ppm (U, Th, Gd) bestimmt.

Nach der Umrechnung der Elementkonzentrationen in Oxide kann ein Vergleich der Daten mit denen der Röntgen-Fluoreszenz-Messung des Feldlabors an Gesteinsproben (Kern, Bohrklein, Bohrmehl) vorgenommen werden. Durch eine computermäßige Weiterbearbeitung der Bohrlochmeßdaten mit dem ELAN-Programm der Fa. Schlumberger können die Element- oder Oxidkonzentrationen in Verbindung mit anderen Messungen, wie z. B. Dichte (LDT) und Neutronporosität (CNL), unter Annahme eines geologischen Modells in Mineralanteile, ausgedrückt in Gewichtsprozenten, umgerechnet werden.

Diese Resultate können in einer weiteren Korrelation mit Röntgen-Diffraktionsmessungen des Feldlabors an den gleichen Gesteinsproben bewertet werden.

Die bisher durchgeführten Auswertungen und Vergleiche sind vielversprechend. Eine weitere Verfeinerung der Berechnung

und eine klare Definition des Datenvergleiches wird angestrebt, um für die Hauptbohrung, in der nur wenig gekernt werden wird, ein lithologisches Profil und mineralogisches Bewertungssystem zu erarbeiten.

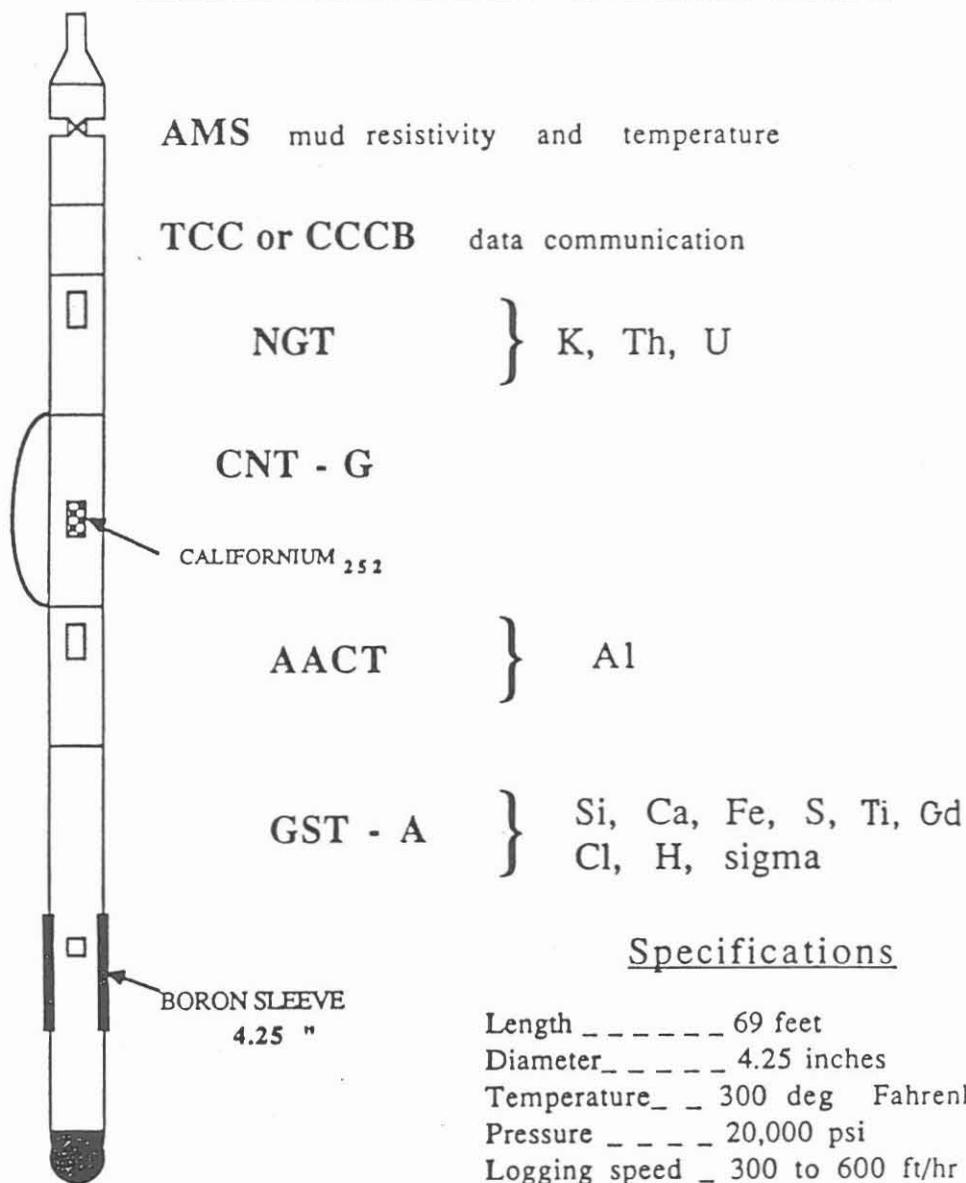
2 Das Meßgerät

Das Meßgerät (Abb. 1) besteht aus einer Kombination von mehreren Meßsystemen, die übereinander gestapelt als ein Meßstrang in die Bohrung eingefahren werden.

Es sind dies:

- A M S - Auxiliary Measurement Sonde zum Messen des Spülungswiderstandes und der Bohrlochtemperatur
- T C C oder
C C C - Tele-Communication oder Cable-Communication-Cartridge. Notwendig zur Aussteuerung des Gerätes und zur Datenübertragung über das Meßkabel von 7 500 m Länge.
- N G T - Natural-Gamma-Spectrometer Tool. Das natürliche Gammastrahlenspektrum wird gemessen. Hieraus wird der Anteil der Uranium, Thorium- und Kaliumstrahlung ermittelt.
- C N T - G - Compensated Neutron Tool, Type G. Mit diesem Gerät wird die Neutronenabbremslänge (neutron slowing-down-length L_s) gemessen. Gleichzeitig dient dieses Gerät als Träger der Californium ^{252}Cf Strahlenquelle. Sie wird benötigt, um das Aluminium im Gebirge für die Messung zu aktivieren.
- A A C T - Aluminium Activation Clay Tool. Mit diesem Meßsystem wird der Anteil der Strahlung aus der Aluminium Aktivierung gemessen. Das Gerät selbst ist ein modifiziertes NGT.

MINERALOGY TOOL STRING



Source 50 micrograms of Cf ₂₅₂, 2.6 yr half-life
emits 1.2×10^8 neutrons/sec @ 2.3 Mev

Schlumberger

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL

KT&B

G S T - A - Gamma-Spektrometer Tool Type A. Mißt das durch einen elektronischen Neutronengenerator induzierte Gammastrahlenspektrum, aus dem der Strahlungsanteil verschiedener Elemente ermittelt wird:

- aus der "capture mode"-Registrierung: Si, Ca, Fe, S, Ti, Gd
- zusätzlich wird noch der makroskopische Einfangquerschnitt Sigma (Σ form) der Formation gemessen.

Für die Messung im "capture mode" ist die Verwendung der "Boron-Hülse" (boron sleeve) empfohlen, um den Gerätefehler möglichst zu minimieren.

Die in den einzelnen Geräten verwendeten Zählrohre sind Scintillationszähler mit Natrium-Jodid (NaI) Kristall. Das Gammastrahlenspektrum, das mit diesen Zählrohren gemessen wird, erlaubt nur eine Analyse nach den o. g. Elementen.

Als Strahlenquellen werden Californium ^{252}Cf , mit einer kalibrierten Neutronenabstrahlung von $1,2 \times 10^8$ Neutronen/Sekunde und einer Energie von 2,3 Mev, und ein elektronischer Neutronengenerator mit unkalibrierter Abstrahlung im Energiebereich von 14 Mev verwendet (HERTZOG et al. 1987, HERRON 1986).

Das meßbare Gammastrahlenspektrum und das entsprechende Energieniveau ist aus Abb. 2 ersichtlich. Besonders zu erwähnen ist die Messung der verzögerten Gammastrahlung der Al-Aktivierung. Sie ist notwendig, um den störenden Einfluß des Eisens (Fe), das im "capture mode" nahezu gleiches Energieniveau hat, auszuschalten.

Die gesamte Gerätekombination ist 23 m lang und hat in der Höhe der Boron-Hülse einen Außendurchmesser von 110 mm (4,25"). Die Messungen werden mit einer Geschwindigkeit von

Geochemical Logging Tool Nuclear Measurements

Element	Tool	Source	Bombarding Particle, Energy	Interaction	Detected Particle, Energy
C,O	} Gamma Spectrometry (GST*) tool	Accelerator	<i>n</i> 14 MeV	} Inelastic scattering	} γ 1.5 to 7.5 MeV
Ca,Cl,Fe,H,S,Si Ti,Gd				} Thermal-neutron absorption	
Al	Aluminum Activation Clay (AACT) tool	Cf ²⁵²	<i>n</i> 2.35 MeV [†]	Thermal-neutron absorption activation	γ 180 keV to 2 MeV
Th,U,K	Natural Gamma Spectrometry (NGS*) tool	—	—	Natural radiation	γ 180 keV to 3 MeV

*Mark of Schlumberger

† Approximate mean energy

Schlumberger

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL (GLT)

KTB

Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung

Abbildung 2

100 - 200 m/h aufgezeichnet. Die Auswertung der im Feld registrierten Daten erfolgt im Rechenzentrum der Service-Firma.

3 Messungen in der Bohrung KTB-Oberpfalz VB 1 und VB 1 A

Folgende Messungen wurden in der Vorbohrung des KTB-Projektes bisher durchgeführt:

Datum	Messung	Intervall	Bohrung
29.10.1987	GLT	27,4 - 476,0 m	VB 1
29.02.1988	GLT	470,0 - 1 529,0 m	VB 1
02.06.1988	GLT	1 500,0 - 2 199,2 m	VB 1/1 A
09.09.1988	GLT	2 150,0 - 3 009,0 m	VB 1 A
08.12.1988	GLT	2 950,0 - 3 629,0 m	VB 1 A

Die Bohrung ist somit über die gesamte bisher gebohrte Strecke vermessen. Der durch bohrtechnische Schwierigkeiten abgeworfene Teil der Bohrung VB 1 von 1 709 - 1 998 m war nicht gemessen worden (DRAXLER & HÄNEL, 1988).

4 Darstellung der GLT-Meßergebnisse

4.1 Elementanalyse

Die Auswertung der Felddaten im Rechenzentrum in Richtung Elementanalyse erfolgt nach folgender Methode:

Es wird von der Annahme ausgegangen, daß nur die Elemente ansprechen, die im Gestein und nicht in den Fluiden im Porenraum oder in der Spülung enthalten sind. Außerdem sind alle meßbaren Elemente im Gestein als Oxide oder Karbonate vorhanden und bilden in ihrer Gesamtheit, in Gewichtsprozenten ausgedrückt, die Summe von 100 % (KRYNINE 1948). Diese Annahme ist vertretbar. 97 % der wichtigsten gesteinsbildenden Oxide und Karbonate enthalten Elemente, die mit dem

Geochemical Logging Tool (GLT) bestimmt werden können (Abb. 3).

Das Modell stellt die Konzentration von gemessenen Elementen zu nicht gemessenen Elementen ins Verhältnis. Wobei unter gemessenen Elementen die absolut bestimmten Gewichtsanteile der Kalium- (K) und Aluminium- (Al) Konzentrationen zu verstehen sind. Daraus können die Anteile der anderen Elemente berechnet werden (SCHWEITZER et al. 1987).

Die mathematische Formel für dieses Modell ist:

$$F \left\{ \sum_i X_i \frac{Y_i}{S_i} \right\} + X_K W_K + X_{Al} W_{Al} = 1$$

F = Kalibrationsfaktor

X_i = Verhältnis Gewicht des beteiligten Oxides oder Karbonates zum Gewicht des Elementes i

Y_i = Anteil der gemessenen prompten Gammastrahlung des Elementes i

S_i = relative Empfindlichkeit der Gewichtanteilsbestimmung für Element i

W_K = Gewichtsanteil Kalium aus natürlicher Aktivität abgeleitet

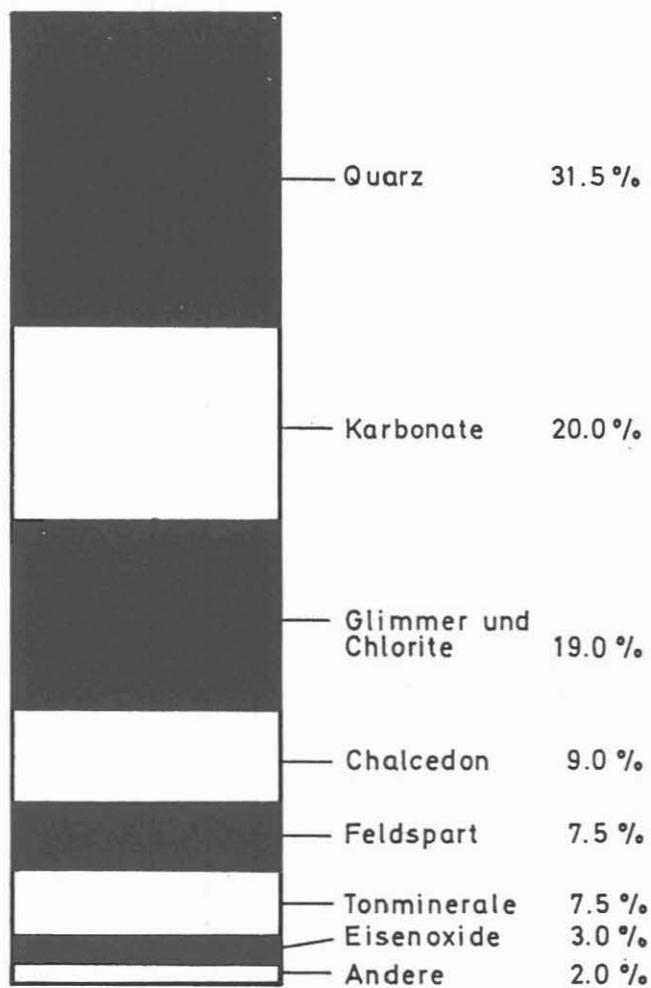
W_{Al} = Gewichtsanteil Aluminium aus Aktivierungsmessung abgeleitet

Dieses Modell wurde für Sedimente getestet und hat sich bisher bewährt. Erste Versuche, es auf kristalline Gesteine anzuwenden, sind vielversprechend verlaufen (GRAU et al. 1987).

Zu berücksichtigen ist jedoch, daß diese Berechnung der Elementkonzentrationen nur über die Analyse von Spektren der natürlichen Gammastrahlung (U, Th, K), der verzögerten Aktivierung durch thermische Neutron-Einfangreaktionen und prompten Gammastrahlen aus dem Neutroneneinfang erfolgen kann und deshalb gewissen Fehlergrenzen unterliegen. Der Meßbereich und die möglichen Abweichungen sind aus Abb. 4 ersichtlich.

Abbildung 3

MINERALZUSAMMENSETZUNG der SEDIMENTE

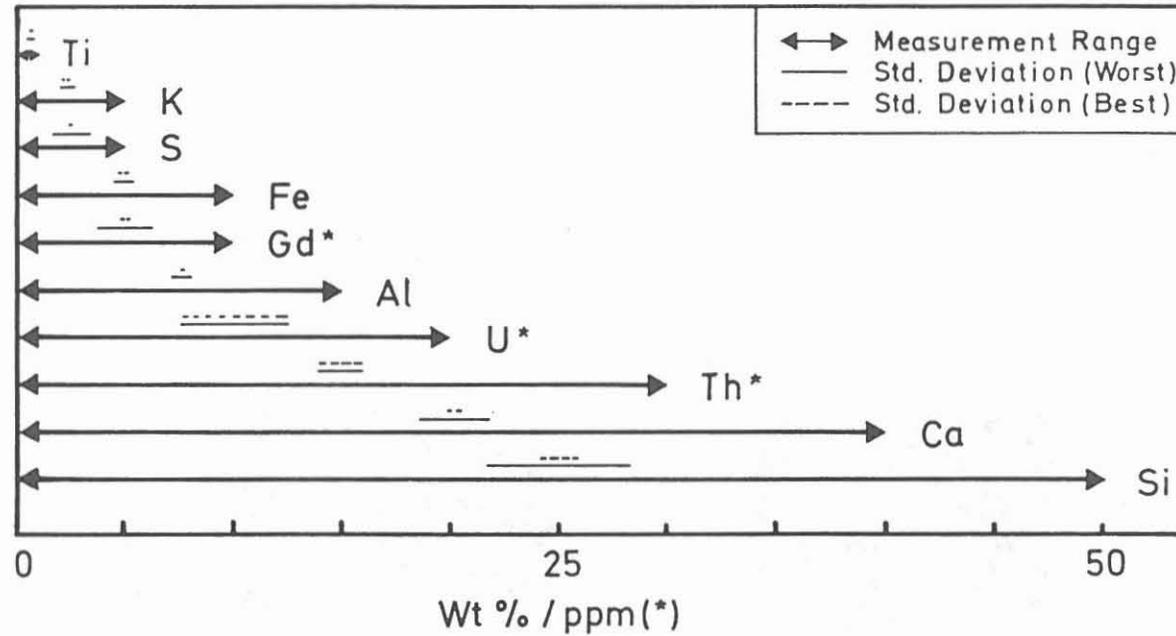


(Krynine, 1948)

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL (GLT)

KTB

MESSBEREICH und FEHLERGRENZEN



Schlumberger

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL (GLT)

KTB

Abbildung 4

4.2 Oxidbestimmung

Um von Element- zu Oxidkonzentrationen zu gelangen, kann über die o. g. Gleichung der Oxidfaktor (X_i) bestimmt werden.

In Tab. 1 sind die Faktoren für die wichtigsten Oxide und Karbonate, die in Mineralen zu finden und mit dem GLT erfaßbar sind, gegeben (SCHWEITZER et al. 1987).

Voraussetzung ist, daß die gemessenen Elemente mit ihrem gebundenen Sauerstoff (O) und Kohlenstoff (C) alle Minerale im Gestein beschreiben, und daß das Verhältnis gemessene Elemente zum nicht gemessenen O und C Gültigkeit hat.

Als Beispiel für Silizium ist der Faktor 2,139. Er errechnet sich aus der Masse von SiO_2 geteilt durch die Masse von Si. Für andere Faktoren ist die Berechnung nicht ganz so einfach, da Korrekturen für Hydroxide berücksichtigt werden müssen.

4.3 Mineralanalyse

Durch eine computermäßige Weiterbearbeitung der GLT-Daten mit dem ELAN-Programm (Elemental Analysis) der Fa. Schlumberger können die Mineralanteile, entsprechend einem vorgegebenen mineralogischen Modell, berechnet werden.

Die Kontrolle über die berechnete Gesteinszusammensetzung erfolgt über ein mathematisches Modell. Es verlangt, um nach X Unbekannten (Mineralkomponenten) zu lösen, mindestens X Gleichungen (Messungen). Um das Resultat zu verbessern, sind $X + 1$ Gleichungen (Messungen) gefordert.

Die Resultatfindung erfolgt durch Kalibrierung in einem Vergleich der entsprechend dem mineralogischen Modell zurückgerechneten, theoretischen Messung mit der tatsächlich im Bohrloch gewonnenen Messung. Bei Übereinstimmung ist das Resultat gut. Bei Abweichungen muß eine plausible Erklärung (wie: Auskesselung - schlechte Dichtemessung) gegeben sein.

- Tabelle 1 - Oxidfaktoren

Element	Oxid	Oxidfaktor
Si	SiO ₂	2,139
Ca	CaCO ₃	2,497
	CaO	1,399
Al	Al ₂ O ₃	1,899
Ti	TiO ₂	1,668
K	K ₂ O	1,205
Fe	FeO	1,287
	Fe ₂ O ₃	1,430
	FeCO ₃	2,075
S	CaSO ₄	1,125
	FeS	0,064

Schweitzer et al.

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL

KTB

Für das vorliegende Beispiel wurden für die Lösung der beiden mineralogischen Modelle für je 8 Mineralkomponenten je 9 Gleichungen (Messungen) verwendet.

5 Vergleich Bohrlochmessungen (GLT) mit Daten aus dem Feldlabor

5.1 Elemente

Da im Feldlabor nur eine Analyse nach Spurenelementen durchgeführt wird, kann ein direkter Vergleich nicht angestellt werden.

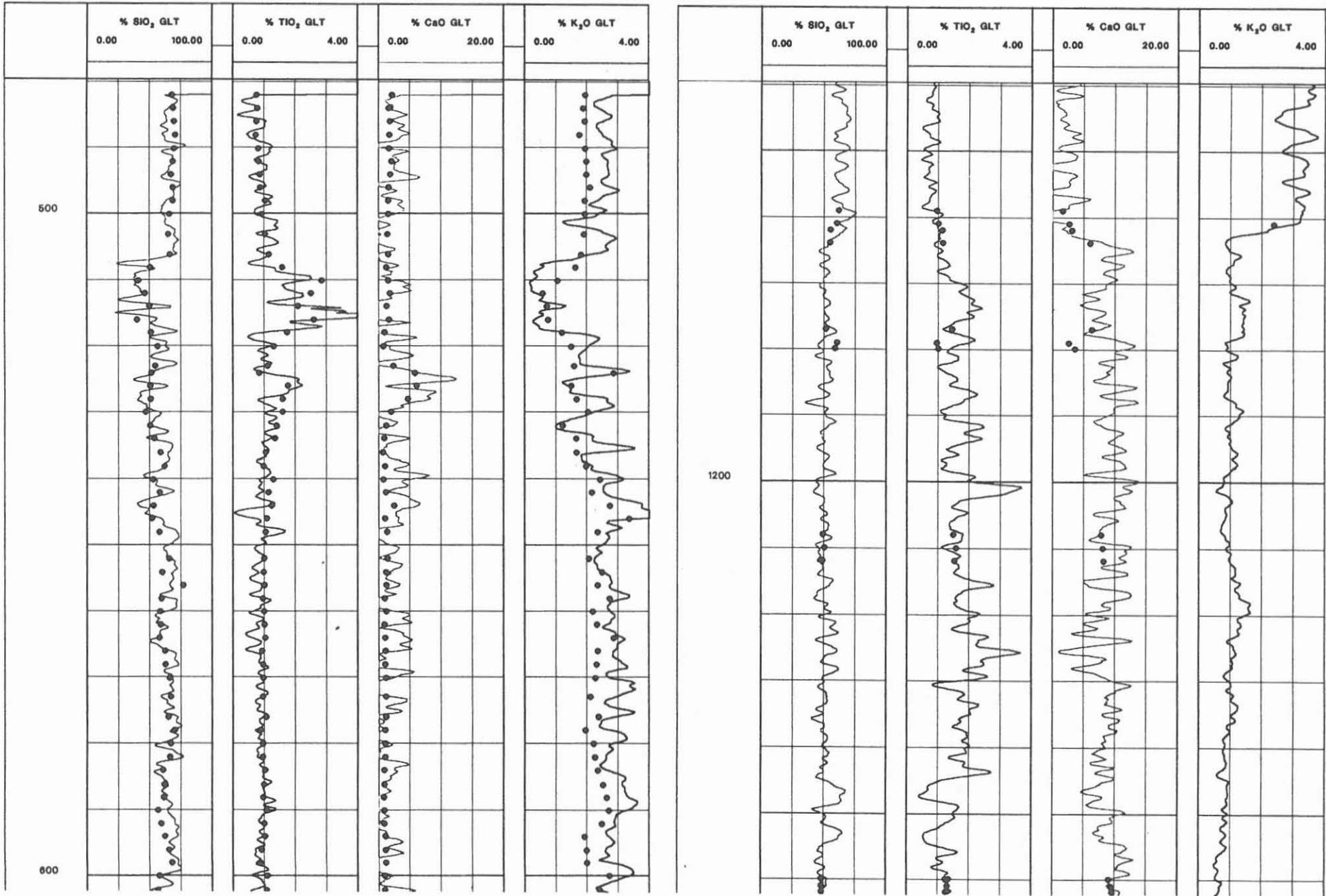
5.2 Vergleich Ergebnisse GLT-Oxidbestimmung : RFA

Im Feldlabor werden Messungen an Proben von Bohrklein, Bohrmehl und Bohrkernen mit einer Röntgen-Fluoreszenz-Anlage (RFA) durchgeführt (HEINSCHILD et al. 1988).

Abb. 5 zeigt zwei Teufenbereiche 480 - 600 m und 1 140 - 1 260 m. Für den untersuchten Teufenabschnitt um 1 140 - 1 260 m liegen nur wenige Meßergebnisse von Zentrifugenproben (Bohrmehl) und von Kernen vor. Das Intervall fällt in eine Richtbohrstrecke in der nur ein Korrelationskern erbohrt worden war (1 177 - 1 183 m). Ab 1 229,0 m wurde dann wieder mit dem Seilkernverfahren gebohrt und voller Kerngewinn erzielt, jedoch die Beprobung wurde nicht kontinuierlich ausgeführt.

Die Zentrifugenproben stammen nur aus dem Teufenbereich unterhalb des Lithologiewechsels (Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis/Amphibolit). Außerdem sind diese Proben durch eingetretenen Nachfall vermischt. Die Rekonstruktion des geologischen Profils läßt sich deshalb nur aus Bohrlochmessungen erarbeiten. Daraus wird deutlich, daß dem GLT dabei größte Bedeutung zukommt.

COMPARISON GLT : CENTRIFUGE SAMPLE X - RAY FLUORESCENCE



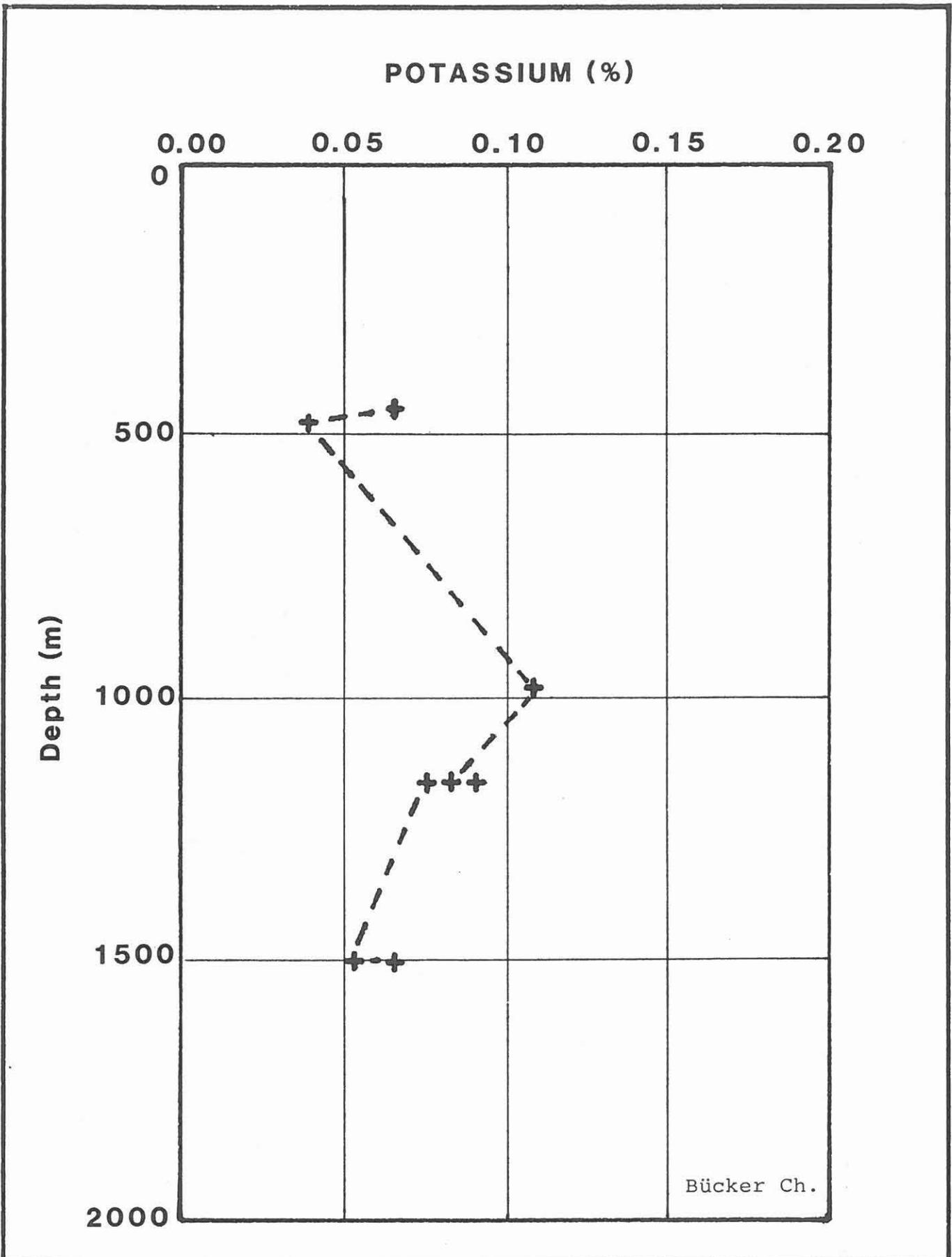
Die Korrelation der GLT-Daten mit dem RFA über die Teufe von 480 - 600 m zeigt Übereinstimmung für SiO_2 , TiO_2 , CaO . Für K_2O sind die Werte aus dem GLT höher als die RFA-Analysen. Der Unterschied ist durch eine Aufladung der Spülung mit Kalium zu erklären (BÜCKER persönliche Mitteilung 1988) (Abb. 6). Die wenigen Resultate aus dem Intervall 1 140 - 1 260 m sind bis auf die Werte bei 1 180 m zu korrelieren. Hier sind die Proben durch Nachfall beeinflusst worden.

Eine wesentliche Abweichung zwischen GLT-Ergebnissen und RFA zeigt sich in einem tieferen Abschnitt. Im Intervall 1 680 - 1 800 m zeigen sich Unterschiede in SiO_2 , CaO und K_2O über den Bereich von 1 680 - 1 710 m. Hier sind die RFA-Proben durch Zement aus der Rückzementation verunreinigt. Erst ab 1 710 m geben sie das Gebirge wieder, das nach der geglückten Ablenkung bei 1 709 m im neuen Bohrloch erbohrt worden war (Abb. 7). Auch hier zeigt die in-situ Analyse verlässliche Werte.

5.3 Vergleich "ELAN"-Mineralbestimmung : RDA

Um den Mineralbestand des Gesteins zu ermitteln, werden Proben in einer Röntgen-Diffraktions-Anlage (RDA) im Feldlabor gemessen. Auch diese Proben stammen entweder von Bohrkernen, Bohrklein oder Bohrmehl (Zentrifuge). Die Analyse ermittelt, unter anderem den Gewichtsanteil der Minerale Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Amphibol, Granat, Pyrit etc. (HEINSCHILD et al. 1988).

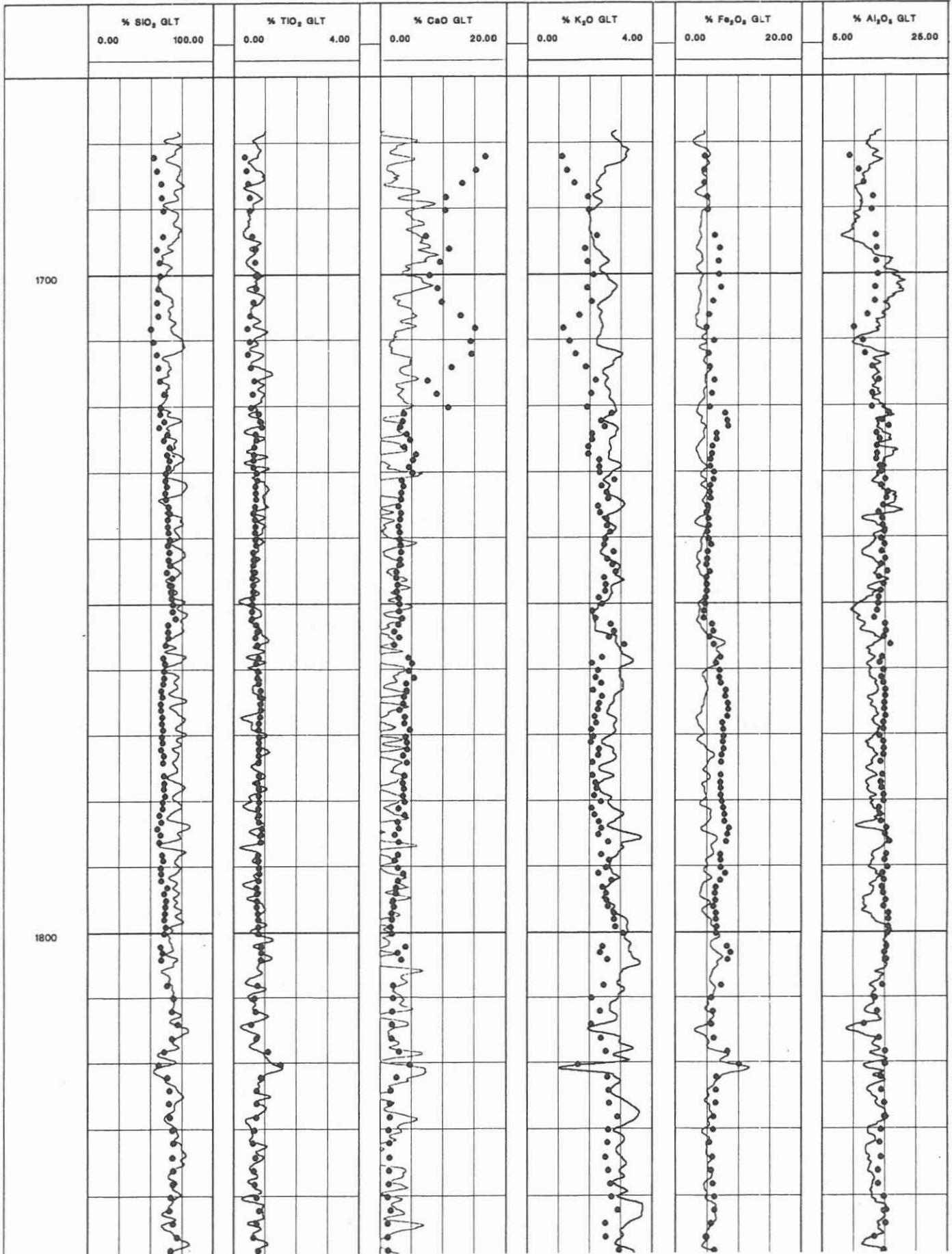
Dies sind auch die Mineralanteile, die entsprechend einem vorgegebenen mineralogischen Modell, aus Bohrlochmessungen berechnet werden können. Das hierfür geeignete Computerprogramm ELAN (Elemental Analysis) der Fa. Schlumberger wurde verwendet, um eine Testzone von 990 - 1 260 m zu berechnen. In die Berechnung wurden das GLT und das Litho-Density Log (LDL) einbezogen (QUIREIN et al. 1986).



MUD MEASUREMENT

KTB

COMPARISON GLT : X-RAY FLUORESCENCE



Da in dieser Zone der erwähnte Lithologiewechsel Gneis-Amphibolit auftritt, wurde mit zwei unterschiedlichen mineralogischen Modellen gerechnet (Abb. 8):

- Modell Gneis: bestehend aus 8 Mineralkomponenten einschließlich Orthoklas und Graphit
- Modell Amphibolit: bestehend aus 8 Mineralkomponenten einschließlich Amphibol und Granat

Die für die Auswertung verwendeten Meßwerte sind aus der Tab. 2 ersichtlich. Für die Mineralkomponenten Albit und Chlorit wurden im Modell Mischverhältnisse angenommen, da auch die RDA-Analyse keine Trennung Albit-Anorthit und Fe/Mg Chlorit ergibt.

Nimmt man die einzelnen Mineralkomponenten und vergleicht die Werte der beiden unterschiedlichen Meßverfahren, so kann eine Übereinstimmung erzielt werden (Abb. 9, 10). Der Quarzanteil aus dem GLT ist unter- und der Biotit überbewertet.

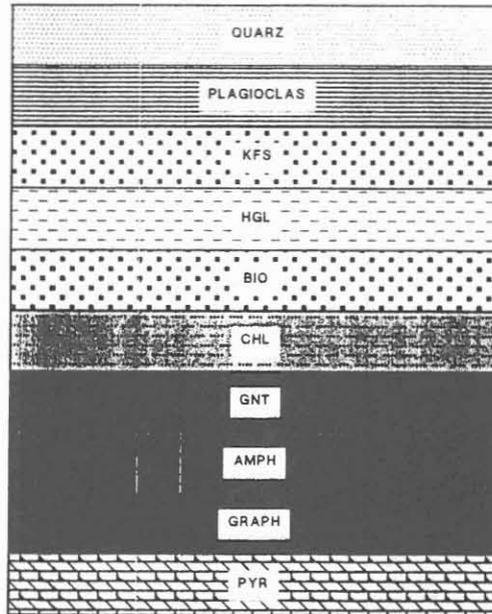
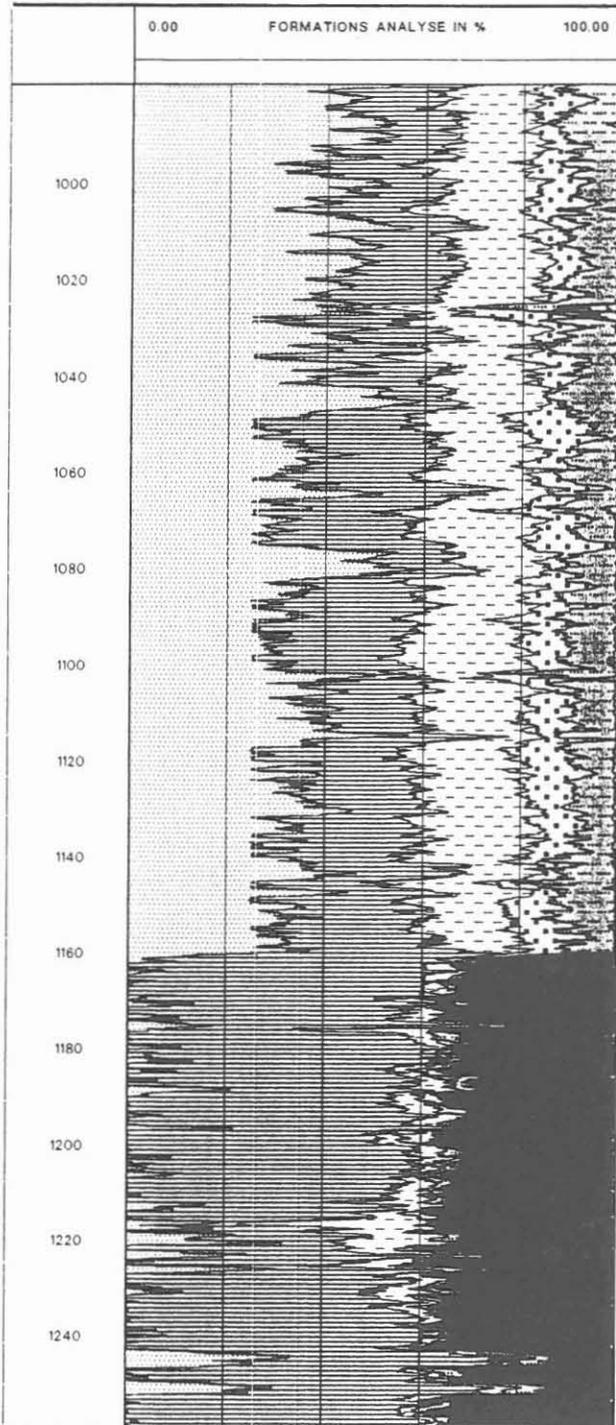
Der Übergang vom Gneis in Amphibolit bei 1 160 m ist durch die Zentrifugenproben nicht so klar teufenmäßig zuzuordnen.

Die Quarzanomalie bei 1 175 - 1 182 m in der RDA-Analyse ist durch Nachfall zu erklären. Im Amphibolit ist der Plagioklasanteil aus GLT zu hoch. Möglicherweise ist die Annahme Plagioklas = Anorthit zu korrigieren.

Die für dieses Beispiel erzeugten Kontrollkurven sind als Abb. 11, 12 beigelegt. Die erwähnte Abweichung ist beim Vergleich für den Parameter U (Makroskopischer Einfangquerschnitt) in Teufe 1 025 - 1 030 m klar sichtbar. Hier ist der theoretische Wert besser als die tatsächliche Messung.

Im Bereich des Gneises ist die Übereinstimmung, d. h. das Resultat, gut. Im Amphibolit sind die Abweichungen für Ca, Fe, Al noch zu groß. Dies ist auf die ungenaue Angabe der Para-

GLT - ELAN RESULTS



**MODEL 1: QUARTZ ORTHOCLASE
ALBITE PYRITE MUSCOVITE
BIOTITE CHLORITE GRAPHITE**

**MODEL 2: QUARTZ ANORTHITE
PYRITE MUSCOVITE BIOTITE
CHLORITE GARNET AMPHIBOLE**

ALBITE (ANORTHITE/ALBITE 40/60%)
CHLORITE (Fe/Mg - CHLORITE 50/50%)

Constraints in Model 1:
ORT <= 1% QUA >= 25%

Constraints in Model 2:
5% <= ALB <= 60% BIO <= 10%

Model zonation: Model 1 1161-950m
Model 2 1260-1161m

Tabelle 2 ELAN - Auswerteparameter für Modelle 1 und 2

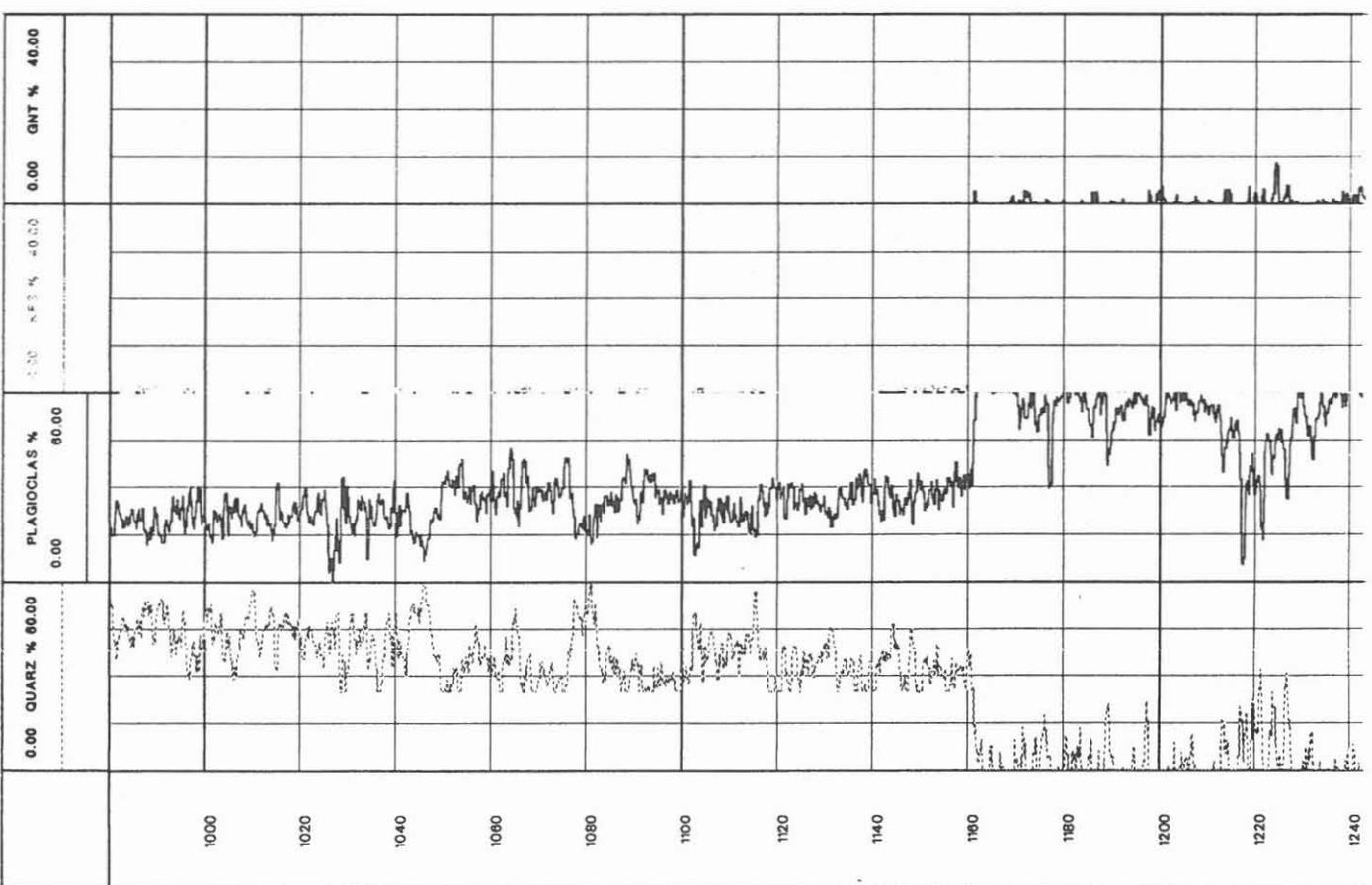
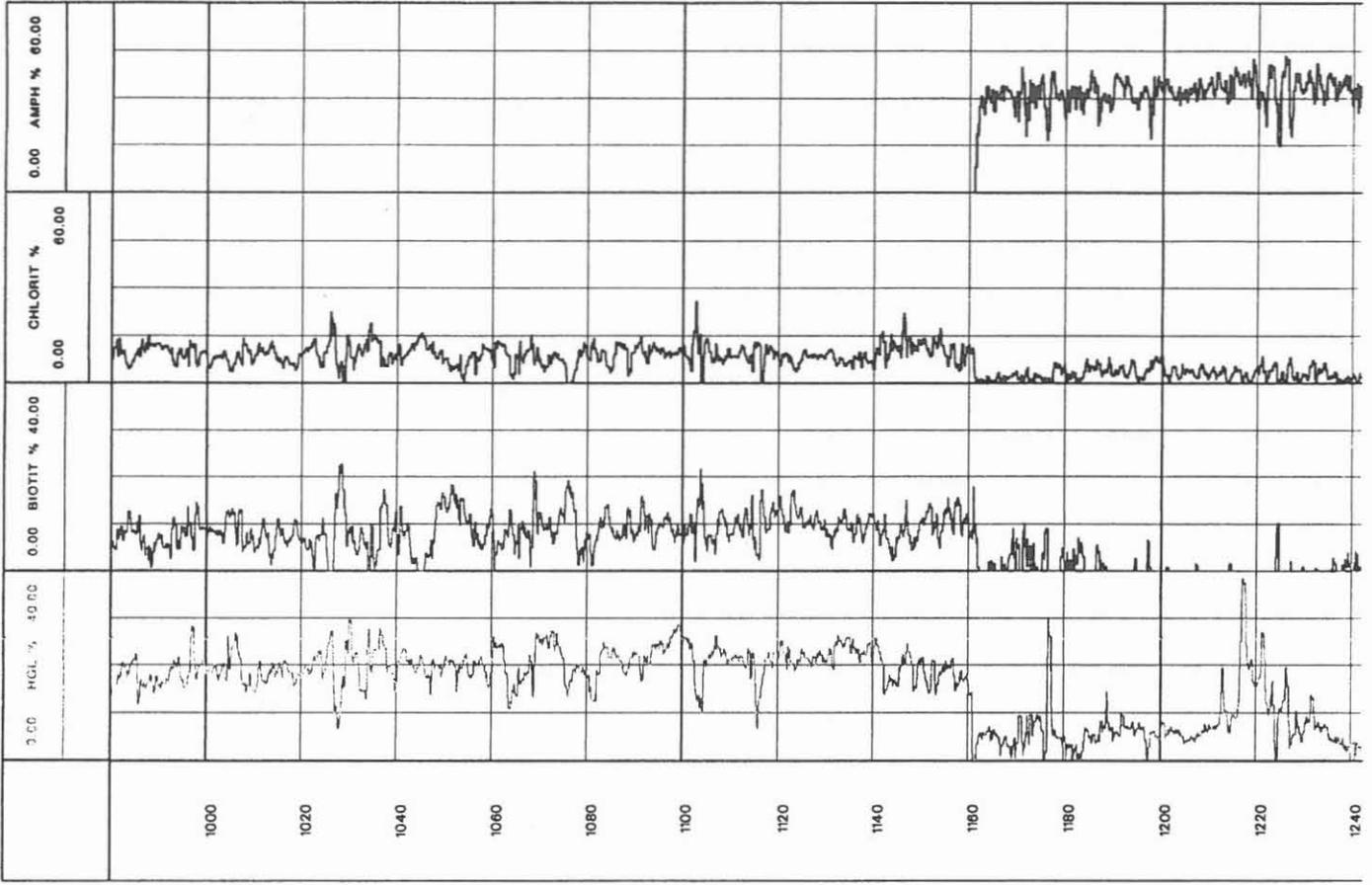
	U	URAN ppm	POTA %	THOR ppm	Al wt. %	Si wt. %	Ca wt. %	Fe wt. %	Ti wt. %	S wt. %
QUARZ	4,78	0	0	5,00	0	46,70	0	0	0	0
PLAGIOKLAS	6,90	0	14,00	5,00	9,70	30,30	0	0	0	0
KFS	6,04	0	0,05	0,50	13,92	27,20	5,76	0	0	0
HGL	82,06	0	0	0	0	0	0	46,50	0	53,50
BIO	6,71	3,00	9,82	30,00	20,32	21,20	0	0	0	0
CHL	18,50	5,00	8,10	10,00	5,60	17,50	0	23,30	0	0
GNT	22,60	15,00	0,30	4,00	7,60	13,50	0	19,55	0	0
AMPH	45,82	0	0	0	10,80	16,90	0	33,70	20,00	0
GRAPH	20,00	200,0	0	0	0	23,20	8,30	20,00	0	0
PYR	0,20	0	0	0	0	0	0	0	0	0

GEOCHEMICAL LOGGING TOOL (GLT)

KTB

Abbildung 9

GLT - ELAN RESULTS



X - RAY DEFFRACTION MEASUREMENT ON CENTRIFUGE SAMPLES (Fieldlaboratory)

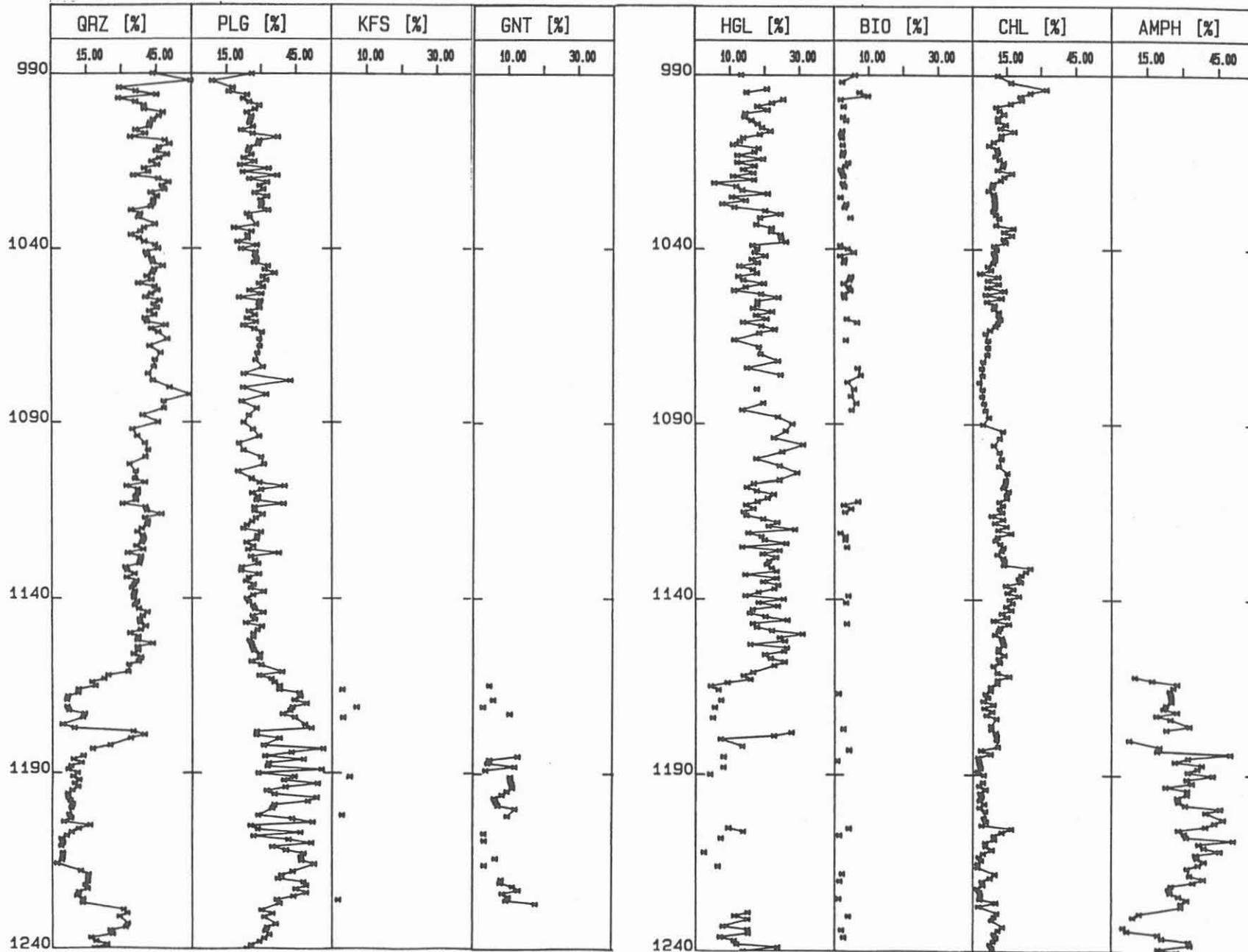
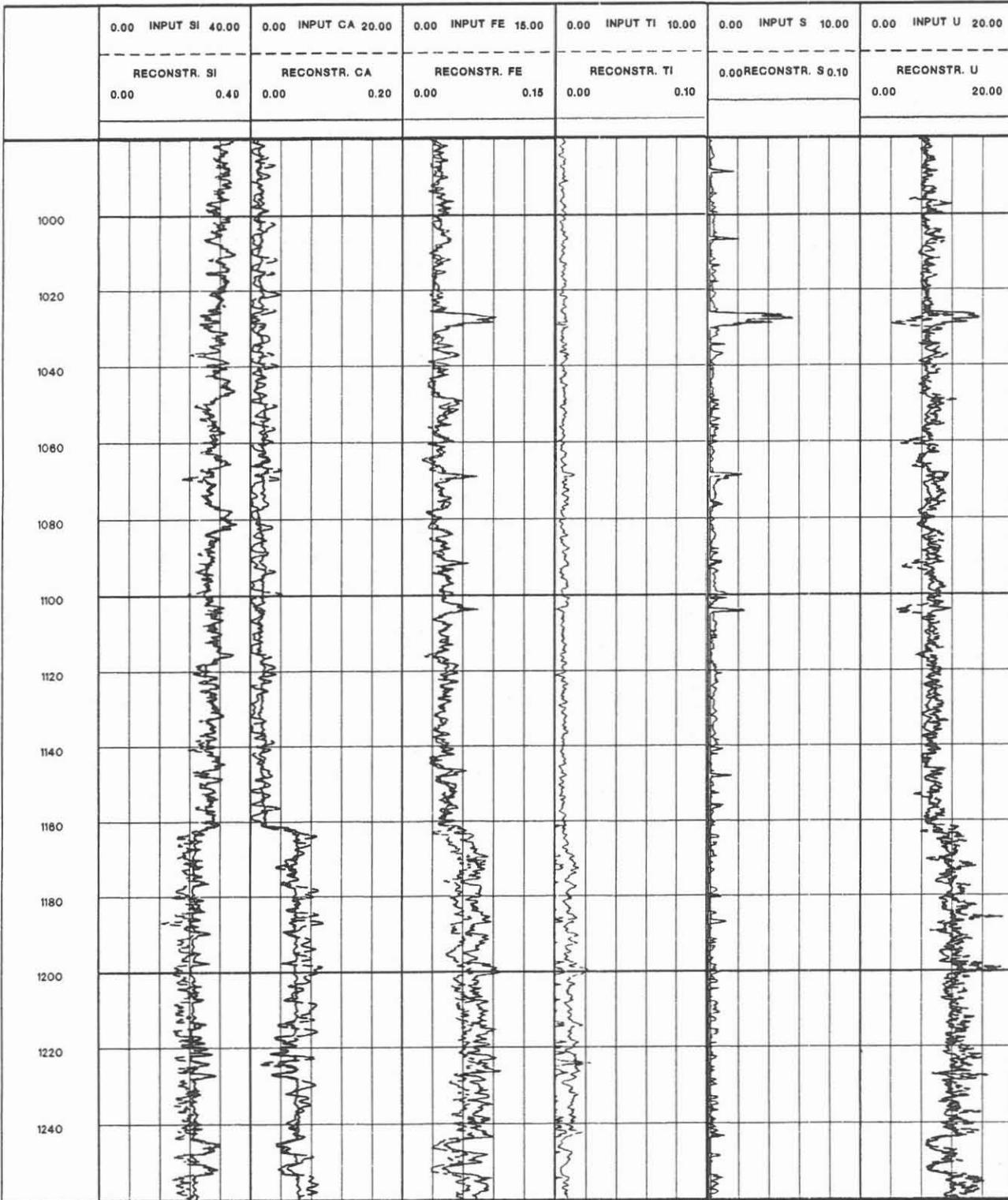


Abbildung 10

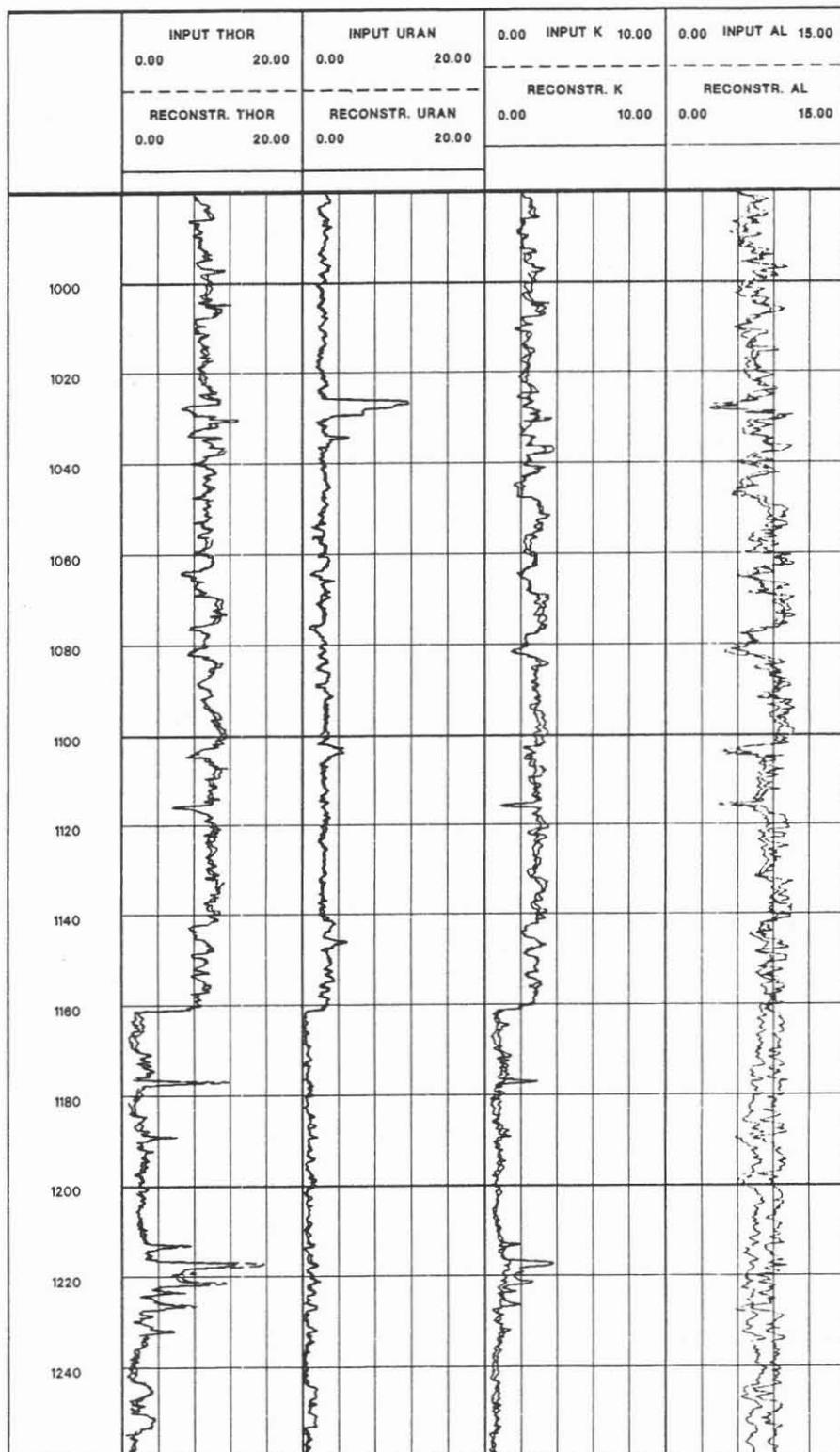
ELAN - CONTROL CURVES

Abbildung 11



ELAN - CONTROL CURVES

Abbildung 12



meter für Anorthit und Chlorit zurückzuführen. Bei einer Präzisierung dieser Parameter könnte das Resultat verbessert werden.

Als weiterer Schritt der Resultatverbesserung ist die Ermittlung eines Korrelationskoeffizienten zwischen GLT-Berechnungen und Feldlabordaten beabsichtigt. Ein positiver Vergleich dieses Koeffizienten mit den für das GLT vorgegebenen Fehlergrenzen wäre eine weitere Bestätigung für die Anwendung dieses neuen Meßsystems im Kristallin.

Die Elementanalyse und die ELAN-Auswertung wurde in enger Zusammenarbeit mit den Herren K. Schwab und H. Penz im Rechenzentrum der Fa. Schlumberger in Hannover durchgeführt.

Hier sei noch auf die Arbeit von Frau S. Haverkamp der Studiengruppe FACIOLOG der RWTH Aachen verwiesen. Als Vorarbeit für die Elektrofazisbestimmung wurde in Zusammenarbeit mit Lamont-Doherty und Schlumberger für den Teufenbereich von 27 - 990 m eine ELAN-Auswertung unter Verwendung eines 7-Mineralmodells durchgeführt. Auch bei dieser Bearbeitung konnte eine gute Korrelation mit dem vom Feldlabor erstellten geologischen Profil erreicht werden.

6 LITERATUR

- Draxler, J. & Hänel, R., 1988: The Continental Deep Drilling Programme of the Federal Republic of Germany (KTB), First logging and evaluation results. - NLfB, Hannover, KTB-Report 88-7, S. 219-247.
- Grau, J.A., Ellis, D.V., Herron, M.M., Schweitzer, J.S., and Rissler-Akesson, G., 1987: Geochemical Logging in the Siljan Ring. - Deep Drilling in Crystalline Bedrock. Proceedings of the International symposium held in Mora and Orsa, September 7-10, 1987, Springer Verlag, p. 230-252.
- Heinschild, H.-J., Homann, K.D., Stroh, A., Tapfer, M., 1988: Ergebnisse der geowissenschaftlichen Bohrungsbearbeitung im KTB-Feldlabor, reufenbereich von 480 - 992 m; und Teufenbereich 992 - 1 530 m. - NLfB Hannover, KTB-Report 88-2, C1-C107 und 88-6, C1-C109.
- Herron, M.M., 1986: Mineralogy from Geochemical Well Logging. - Clays and Clay Minerals, v. 34, p. 204-213.
- Hertzog, R., Colson, L., Seemann, B., O'Brien, M., Scott, H., Mckeon, D., Wraight, P., Grau, J., Ellis, D., Schweitzer, J. & Herron, M., 1987: Geochemical Logging with Spectrometric Tools. - Techn. Symp. Soc. Pet. Eng., Dallas, SPE 16792.
- Krynine, P.D., 1948: The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks. - Journal of Geology, 56, p. 130-165.
- Quirein, J.A., Kimminan, S., La Vigne, J., Singer, J. & Wendel, F., 1986: A Coherent Framework for Developing and Applying Multiple Formation Evaluation Models. - Transactions of the SPWLA, 27th Annual Logging Symposium, Houston, paper DD.
- Schweitzer, J.S., Ellis, D.V., Hertzog, R.C. & Grau, J.A., 1987: Elemental Concentrations from Gamma-ray Spectrometry Logs. - Preprint: IAEA Consultants Meeting on Current Trends in Nuclear Borehole Logging Techniques for Elemental Analysis, Ottawa Canada, Nov. 26, 1987.

Versuch zur Ermittlung von permeablen
Klüften in der Pilotbohrung
KTB-Oberpfalz VB mittels Stoneley-Wellen



**VERSUCH ZUR ERMITTLUNG VON PERMEABLEN KLÜFTEN
IN DER PILOTBOHRUNG KTB-OBERPFALZ VB
MITTELS STONELEY-WELLEN**

R. Hänel

ZUSAMMENFASSUNG

Die mit Hilfe des Digital Sonic Tool registrierten Stoneley-Wellen weisen entsprechend der Theorie auf zahlreiche permeable Klüfte in der Pilotbohrung hin. Der Vergleich mit dem Kaliber-Log zeigt eine auffällige Korrelation mit Bohrlochrandausbrüchen. Möglicherweise erfolgt hier eine Verstärkung der Stoneley-Wellen-Energie. Es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß impermeable Klüfte, die sich durch Dichteunterschiede in der Klüftfüllung (Wasser, Graphit, Pyrit etc.) gegenüber der Umgebung auszeichnen, die gleichen Resultate zeigen. Der Beweis, inwieweit es sich hierbei tatsächlich um permeable Klüfte handelt, kann nur durch hydraulische Packerteste, Fluid-Logging und durch den Einsatz des Thermal Flowmeter erbracht werden.

SUMMARY

From the theoretical point of view the Stoneley waves, recorded by means of the Sonic Digital Tool, show numerous permeable fractures in the pilot borehole. A comparison with the caliper log gives a good correlation with breakouts. Possibly, an amplification of reflected energy occurs. On the other hand, it can not be excluded that impermeable fractures, filled with a contrasting medium like water, graphite, pyrite etc. will yield the same results. Of course, the proof for the presence of permeable fractures can be obtained only through hydraulic packer test, fluid-logging and the thermal flowmeter.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

Die Erfassung von Fluiden und Fluidbewegungen in der Kruste stellt eine wesentliche Voraussetzung zur Klärung von Detailfragen dar und tritt in nahezu allen acht Haupt-Zielvorstellungen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms der Bundesrepublik Deutschland (KTB) auf; EMMERMANN (1986). Die gegenwärtig diskutierten Aktivitäten der Krustenfluide sind in Abb.1 dargestellt (BEHR & EMMERMANN 1983), wobei unter Fluiden sowohl Flüssigkeiten als auch Gase zu verstehen sind. Die Kenntnis dieser Aktivitäten ist u.a. auch von Bedeutung für den Wärme- und Massentransport, zum Verständnis von Zonen hoher elektrischer Leitfähigkeit oder auch für die Erklärung von Niedergeschwindigkeits-Zonen.

Die Modellierung der Kruste im Hinblick auf Fluide und insbesondere Fluidbewegungen erfordert die Kenntnis der geohydraulischen Parameter, wie Porosität, Speicherkoeffizient, Matrix-Permeabilität, Kluftpermeabilität etc.. Vorgesehen ist, diese Parameter durch hydraulische Tests in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB und ergänzende Laboruntersuchungen zu ermitteln.

Für die Modellierung der Kruste wäre es jedoch bereits sehr hilfreich, etwas über die möglichen Wegsamkeiten für die Fluide zu wissen. Von Interesse ist also die Kenntnis von permeablen Klüften in Abhängigkeit der Tiefe innerhalb der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB.

Einen ersten Hinweis liefern die systematischen Untersuchungen an Bohrkernen im Feldlabor, indem die Klüfte pro Meter (Klüftigkeitsziffer) sowie die Störungen ermittelt werden; siehe z.B. KTB Report 88-9. Die Angaben lassen jedoch nicht erkennen, ob es sich dabei um trockene Mikrorisse, kleine Klüfte oder um Klüfte handelt, die einen Fluidtransport erlauben.

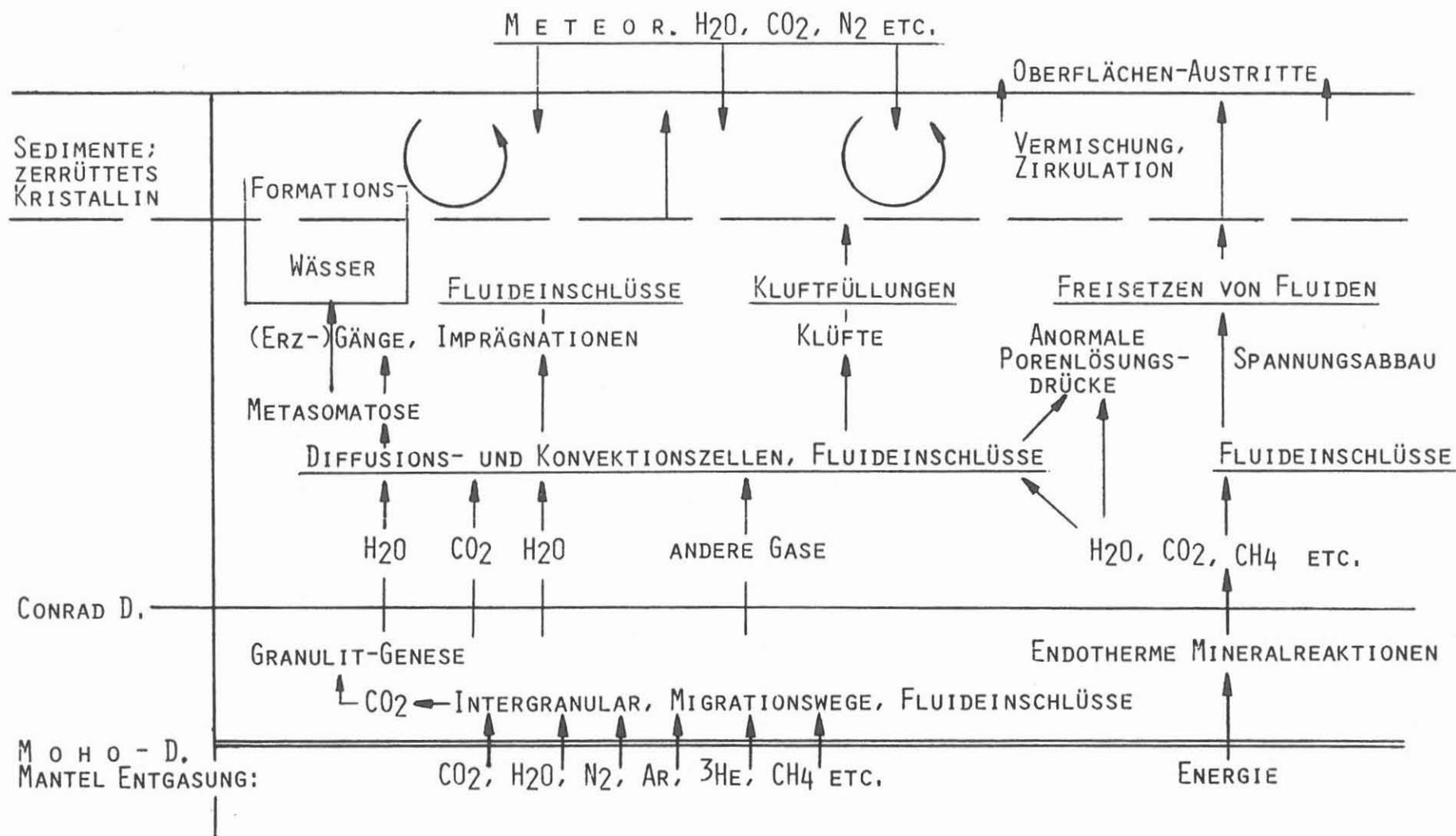


Abbildung 1: Fluide und Fluidbewegungen in der kontinentalen Kruste; BEHR & EMMERMANN (1983).

Eine andere Möglichkeit, die für Fluidtransporte relevanten Klüfte oder Kluftsysteme zu bestimmen, bietet der Einsatz des Thermal-Flowmeters in einer Bohrung (KTB Report 87-3, S.115). Abb. 2 stellt ein Beispiel der Kluftbestimmungen in der deutsch-französischen Forschungsbohrung Soultz dar, in der die Nutzung der geothermischen Energie mittels Hot Dry Rock-Technik untersucht wird; SCHULZ et al. (1988). Eine Erweiterung stellt das Fluid-Logging dar, welches elektrische Messungen einbezieht (z.B. vorgesehen durch die Arbeitsgruppe STOBER, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).

Eine weitere Möglichkeit, Hinweise über Klüfte zu erhalten, bieten die geführten Rohrwellen (Spülungswellen) in einer Bohrung, auch Stoneley-Wellen genannt.

2 ENTSTEHUNG UND NACHWEIS VON STONELEY-WELLEN

Die Stoneley-Wellen (V_{St}) sind z.B. bei VSP-Messungen im unverrohrten Bohrloch zu beobachten, wo sie durch seismische Oberflächenwellen vom höchsten Punkt der Flüssigkeitssäule angeregt werden, im Bohrloch nach unten laufen und aufgrund ihrer niedrigen Frequenzen und großen Amplituden das Nutzsignal oft empfindlich stören.

V_{St} -Wellen entstehen aber auch im Bohrloch selbst. Sofern der akustische Wellenzug z.B. mit dem Sonic Digital Tool (SDT) lange genug aufgezeichnet wird, lassen sich diese beobachten. WHITE (1983) weist nach, daß die Stoneley-Wellen entlang der Bohrlochwand geführt werden, wenn die Bohrung in einem permeablen Gestein steht. Die Welle wird alsdann durch folgende Gleichung beschrieben (siehe auch CHANG et al. 1988):

$$\frac{1}{V_{St}^2} = \rho_f \left(\frac{1}{K_f} + \frac{1}{G} - \frac{2}{i\omega rZ} \right)$$

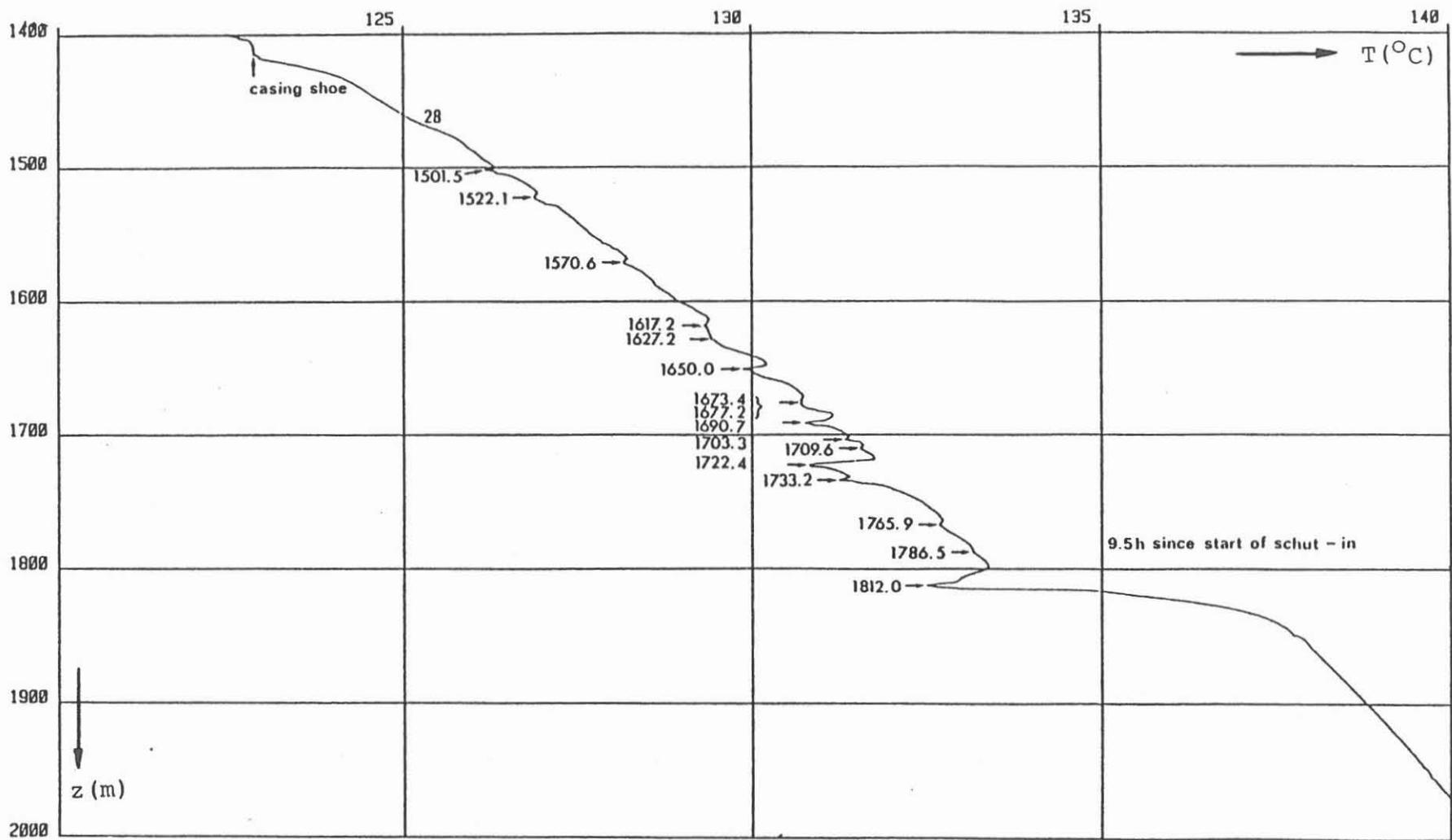


Abbildung 2: Bestimmung von permeablen Klüften mit Hilfe des Thermal Flowmeters; SCHULZ et al. (1988).

mit:

V_{St}	=	Stoneley-Wellen Geschwindigkeit
ρ_f	=	Dichte der Spülungsflüssigkeit
K_f	=	Inkompressibilität der Spülungsflüssigkeit
G	=	Schermodul des Gesteins
i	=	imaginäre Einheit
ω	=	Kreisfrequenz
r	=	Radius der Bohrung
Z	=	Impedanz der Flüssigkeitsbewegung durch die permeable Bohrlochwand.

Die Aufzeichnung von Stoneley-Wellen zur Lokalisierung von permeablen Klüften in kristallinen Gesteinen ist ein noch relativ unbekanntes Verfahren. Es wurde z.B. durch HUANG & HUNTER (1981) sowie durch die NAGRA (1985) untersucht. Die Firma PETRODATA (Schweiz) bietet dieses Verfahren kommerziell an.

Das Prinzip der Lokalisierung von permeablen Klüften basiert darauf, daß permeable Klüfte oder Kluftsysteme, die von einer Kompressionswelle (P-Welle) durchlaufen werden, eine Stoneley-Welle an ihrem Schnittpunkt mit dem Bohrloch erzeugen; Abb. 3. Es liegen jedoch noch keine Erfahrungen über die Mindestweite und die erforderliche Mindestausdehnung eines offenen Spaltes vor.

Darüber hinaus werden auch Versuche an Bohrkernen unternommen, insbesondere, um die Permeabilität des Gesteins mit dem Stoneley-Wellen Signal zu korrelieren (WILLIAMS et al. 1984). In Abb. 4 ist ein derartiger Versuch der NAGRA (1985) wiedergegeben, die Stoneley-Wellen Signale (Normierte Spülungswellen-Amplituden) aus der Sondierungsbohrung Böttstein mit dem Fluid-Logging und mit der Permeabilität (Hydraulische Durchlässigkeit) aus Packertesten in derselben Bohrung zu korrelieren. Hingegen wurde im Hot Dry Projekt der Camborne School of Mines (UK) wesentlich bessere Übereinstimmung zwischen

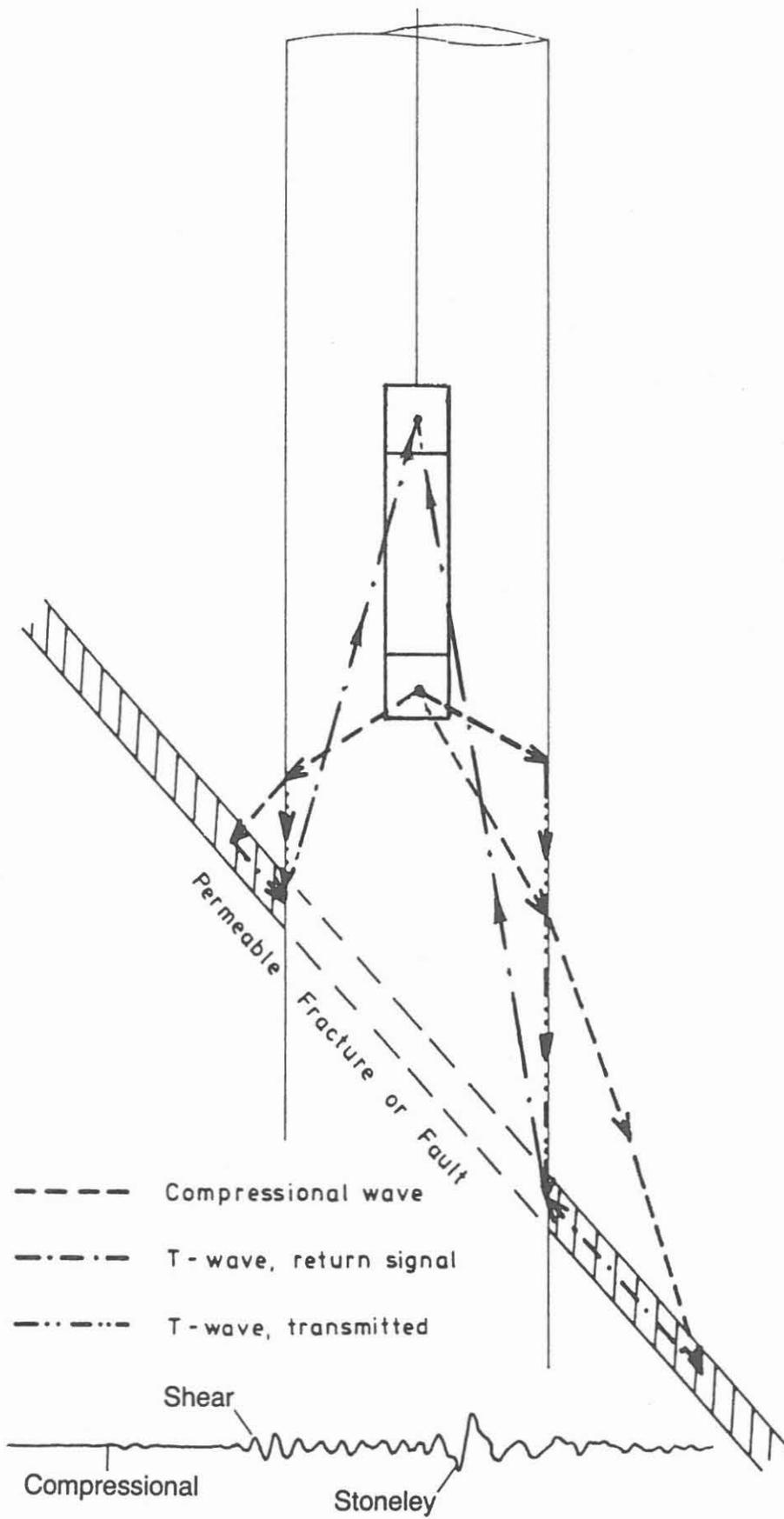


Abbildung 3: Wellenwege der Stoneley - Welle (T - wave).

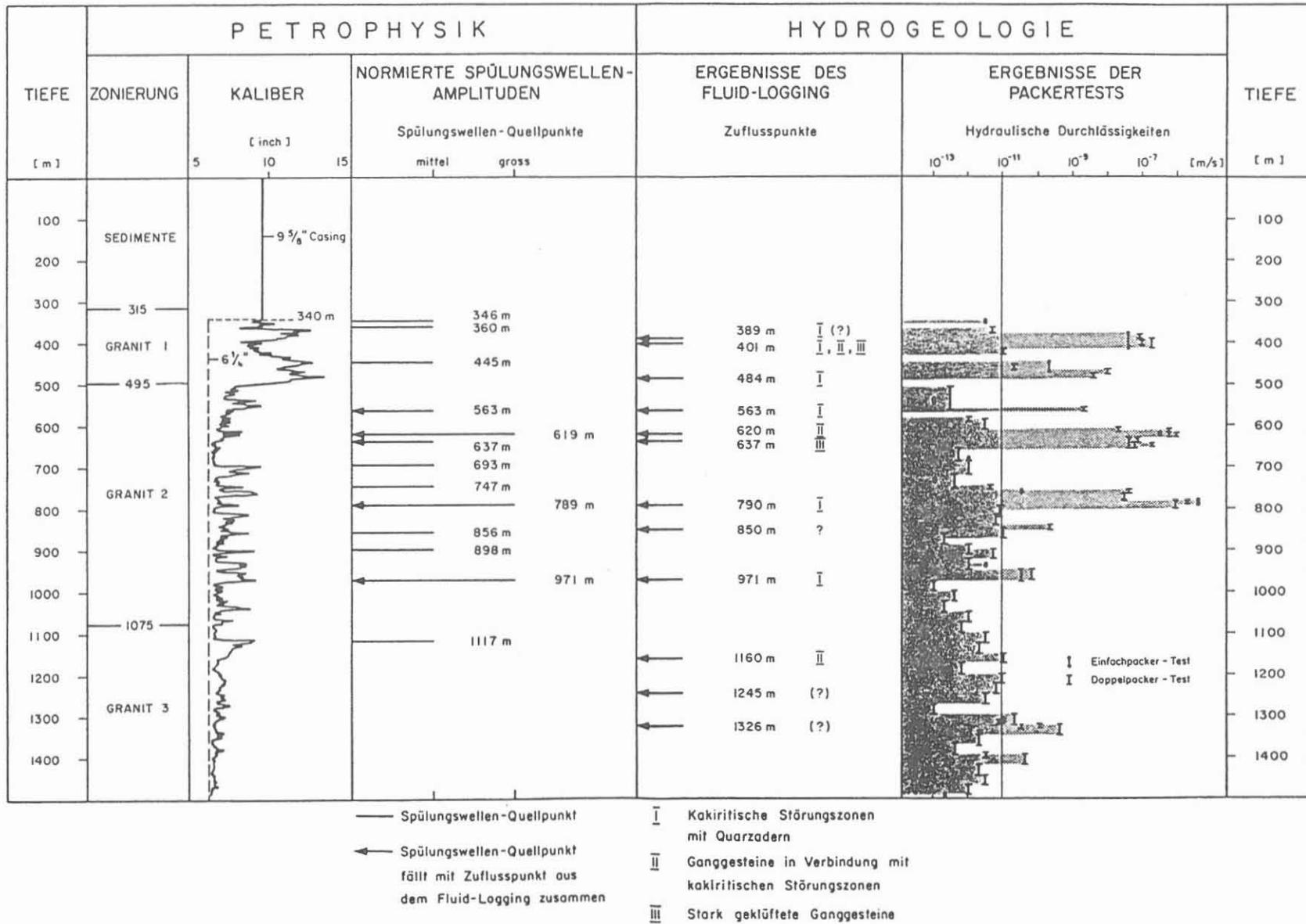


Abbildung 4: Korrelation von Stoneley - Wellen Energie (normierter Spülungswellen - Amplituden) mit der hydraulischen Durchlässigkeit, NAGRA(1985).

Stoneley-Wellen und Fluid-Logging erzielt (BATCHELOR 1987, pers. Mitteilung).

3 DARSTELLUNG UND INTERPRETATION DER GEMESSENEN STONELEY-WELLEN

Die Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB wurde mit dem Sonic Digital Tool (SDT) komplett vermessen. Eine Kurzbeschreibung kann dem KTB Report 87-3, Seite 112, entnommen werden. Die Sampling-Rate beträgt 5 μ s und die Registrierdauer 10 oder 20 ms.

Das SDT verfügt über zehn Empfänger. Durch eine geeignete "Fenstertechnik" wird für jeden Empfänger des SDT's die Stoneley-Welle abgegriffen und ihre Energie zunächst als Log aufgezeichnet; siehe Abb. 5, linke Seite. Außerdem ist im Mittelteil der Abb. 5 der gesamte Wellenzug im Variablen Density Mode dargestellt (dunkle Aufzeichnung entspricht großer Energie und helle Aufzeichnung geringer Energie). Anschließend wird die "Differential Energy" der Stoneley-Welle ermittelt: normalisierte Energiedifferenz zwischen zwei benachbarten Empfängern, dividiert mit der Distanz beider Empfänger in DB/Meter und über den Wellenzug verschoben. Die Aufsummierung der "normalisierten Energiedifferenz" ist alsdann am rechten Rand des Logs aufgetragen und stellt zugleich einen Indikator für permeable/offene Zonen dar.

Da in diesem Report das gesamte SDT-Log nicht im gleichen Maßstab wie in Abb. 5 wiedergegeben werden kann, wurden alle Marker aus dem SDT-Log als Striche/Balken in Anl. 1 - gemeinsam mit dem Kaliber-Log - übertragen. Der Vergleich der beiden Logs liefert folgende Ergebnisse:

- (1) Die Anzahl der Klüfte nimmt mit der Tiefe ab. In bestimmten Tiefenbereichen ist eine Konzentration zu erkennen; eine Korrelation mit der Lithologie ist jedoch nicht ohne weiteres möglich.

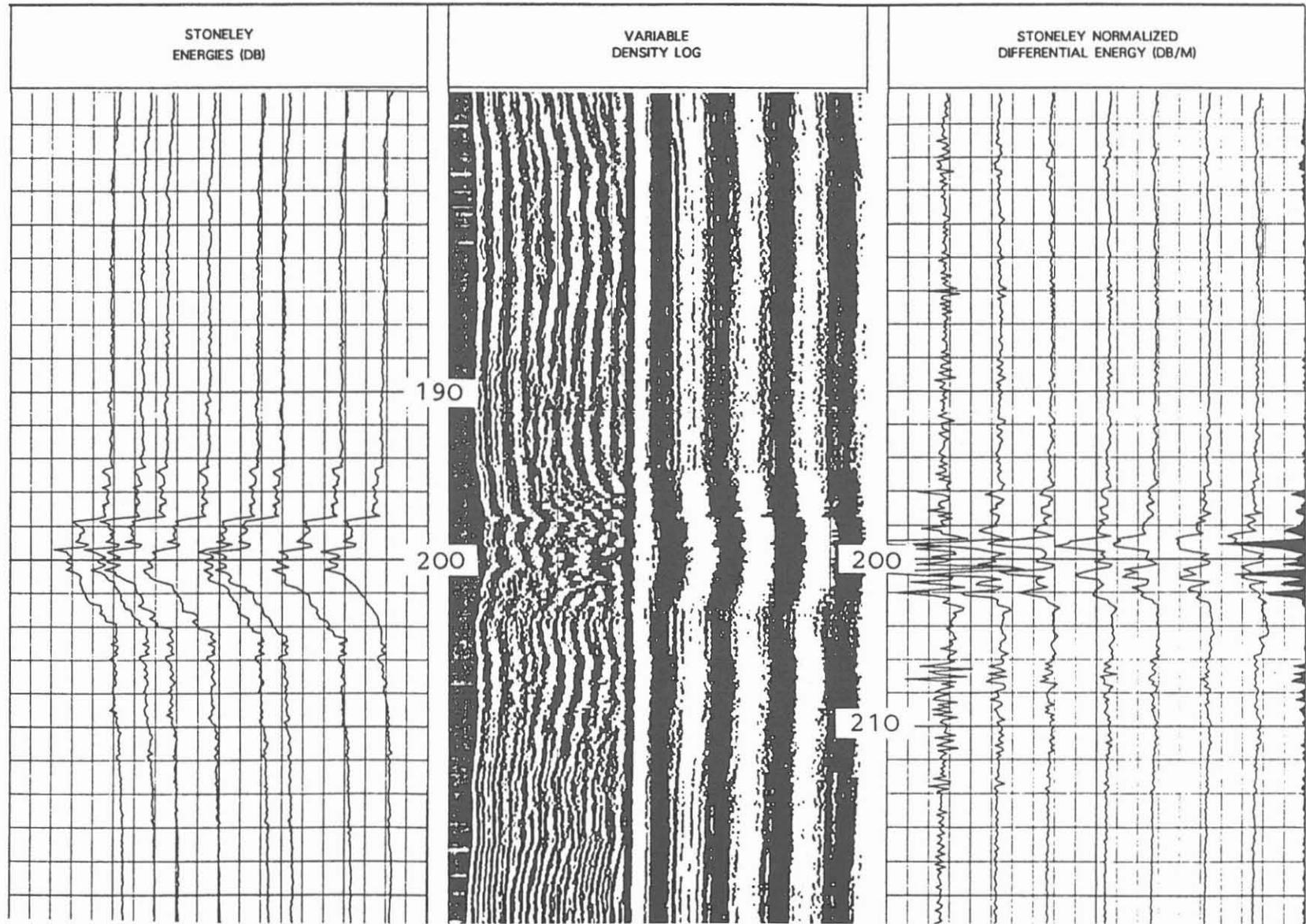


Abbildung 5: Stoneley - Wellen Darstellung aus einer Sonic Digital Aufzeichnung.

- (2) Dort, wo die Klüfte auftreten, sind auch Bohrlochrandausbrüche zu verzeichnen. Es ist also davon auszugehen, daß die durch die Klüfte verursachten Schwächezonen zu Bohrlochrandaufbrüchen führen. Dabei ist im einzelnen noch zu klären, inwieweit die Bohrlochrandausbrüche durch Bohrarbeiten erfolgten (siehe auch HÄNEL in diesem Report).
- (3) Es läßt sich zeigen, daß die durch die Stoneley-Wellen angezeigten Klüfte auch mit niedrigen elektrischen Widerständen sowie mit Pyrit- und Graphiteinlagerungen korrespondieren (siehe KÜCK in diesem Report). Da hierbei aber offensichtlich der prozentuale Gehalt von Pyrit und Graphit im Gestein zu berücksichtigen ist, dieser aber noch nicht ermittelt wurde, muß diese Korrelation zu einem späteren Zeitpunkt überprüft werden.
- (4) Die entscheidende Frage ist natürlich, handelt es sich hierbei wirklich um Klüfte oder sogar offene Klüfte:
 - Man erkennt in Anl. 1, daß die normalisierte Energiedifferenz der Stoneley-Wellen mit den "scharfkantigen" Bohrlochrandausbrüchen korrelieren - betrachtet man hingegen das Kaliber in Abb. 5, so sind die Bohrlochrandausbrüche keineswegs scharfkantig. Es stellt sich jedoch die Frage, ob hier - wo die Bohrlochwand eine Auskolkung erfährt - durch "Mehrfachreflexionen" eine Verstärkung der an der Bohrlochwand geführten Stoneley-Welle erfolgt. Weitere Untersuchungen sind also erforderlich.
 - Es ist außerdem zu überprüfen, inwieweit anstelle von offenen, permeablen und schwingfähigen Klüften auch einfache Dichte-Unterschiede in der Kluftfüllung zu erhöhter Energie der Stoneley-Wellen führen, z.B. Wasser, Graphit, Pyrit, etc..

Nun, letztendlich kann der Beweis, ob es sich hierbei tatsächlich um permeable Klüfte handelt, nur durch hydraulische Tests, Fluid-Logging und mit Hilfe des Thermal-Flowmeter-Einsatzes erbracht werden.

LITERATUR

- BER, H.-J. & EMMERMANN, R. 1983: Statusbericht des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) der Bundesrepublik Deutschland. - Band 1, Forschungskonzeption, unveröffentl. Beitrag, 119 S.
- CHANG, S.K., LIN, H.L. & JOHNSON, D.L., 1988: Lower-frequency tube waves in permeable rocks. - Geophysics, Vol. 53, No.4, p. 519-529.
- EMMERMANN, R., 1986: Das Deutsche Kontinentale Tiefbohrprogramm, Forschungskonzeption und Zielsetzungen. - Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, S. 147-166.
- HUANG, C.F. & HUNTER, J.A., 1981: Correlation of "tube wave" events with open fractures in fluid-filled boreholes: Current Research, Part A. - Geol. Surv. Canada, Paper 81-1A, p. 361-376.
- NAGRA, 1985: Sondierungsbohrung Böttstein, Untersuchungsbericht. - Baden (Schweiz), Techn. Bericht 85-01, 190 S.
- SCHULZ, R., HÄNEL, R. & SCHELLSCHMIDT, R., 1988: Hydrogeothermic studies on Hot Dry Rock Technology. - BGR/NLFB, Hannover, Archiv-Nr. 103 311, 11 S.
- WHITE, J.E., 1983: Underground sound. - Application of seismic waves, Elsevier Science Publ. Co.
- WILLIAMS, D.M., ZERMANEK, J., ANGONA, F.A., DENNIS, C.L. & CALDWELL, R.L., 1984: The long space acoustic logging tool. - Trans., 25th Ann. Soc. Prof. Well-Log Anal., Logging Symposium, paper T.

Vergleich des aus Bohrlochmessungen
errechneten mittleren spezifischen
elektrischen Widerstandes bis 3000 m mit
Werten aus der Elektromagnetischen
Tiefensondierung



**VERGLEICH DES AUS BOHRLOCHMESSUNGEN ERRECHNETEN
MITTLEREN SPEZIFISCHEN ELEKTRISCHEN WIDERSTANDES BIS 3000 M
MIT WERTEN AUS DER ELEKTROMAGNETISCHEN TIEFENSONDIERUNG**

J. Rück

ZUSAMMENFASSUNG

Im Tiefenbereich 0 - 3000 m wurde im Rahmen der Umfelduntersuchungen der KTB-Vorbohrung mit einer geoelektrischen Tiefensondierung ein mittlerer spezifischer elektrischer Widerstand von 100 - 300 Ohm-Meter ermittelt. Es war zu prüfen, inwieweit dieser Befund mit den Ergebnissen der Bohrlochmessungen des elektrischen Widerstandes übereinstimmt. Zur Abschätzung des mittleren Widerstandes aus Bohrlochmessungen wurden drei unterschiedliche Meßprinzipien verwendet: Dual Laterolog, Dual Inductionlog und Microspherical Focused Log. Die Annahme einer horizontalen Schichtlage, also bei Verwendung der gemessenen Schichtmächtigkeiten, führt zu einem unbefriedigenden Resultat:

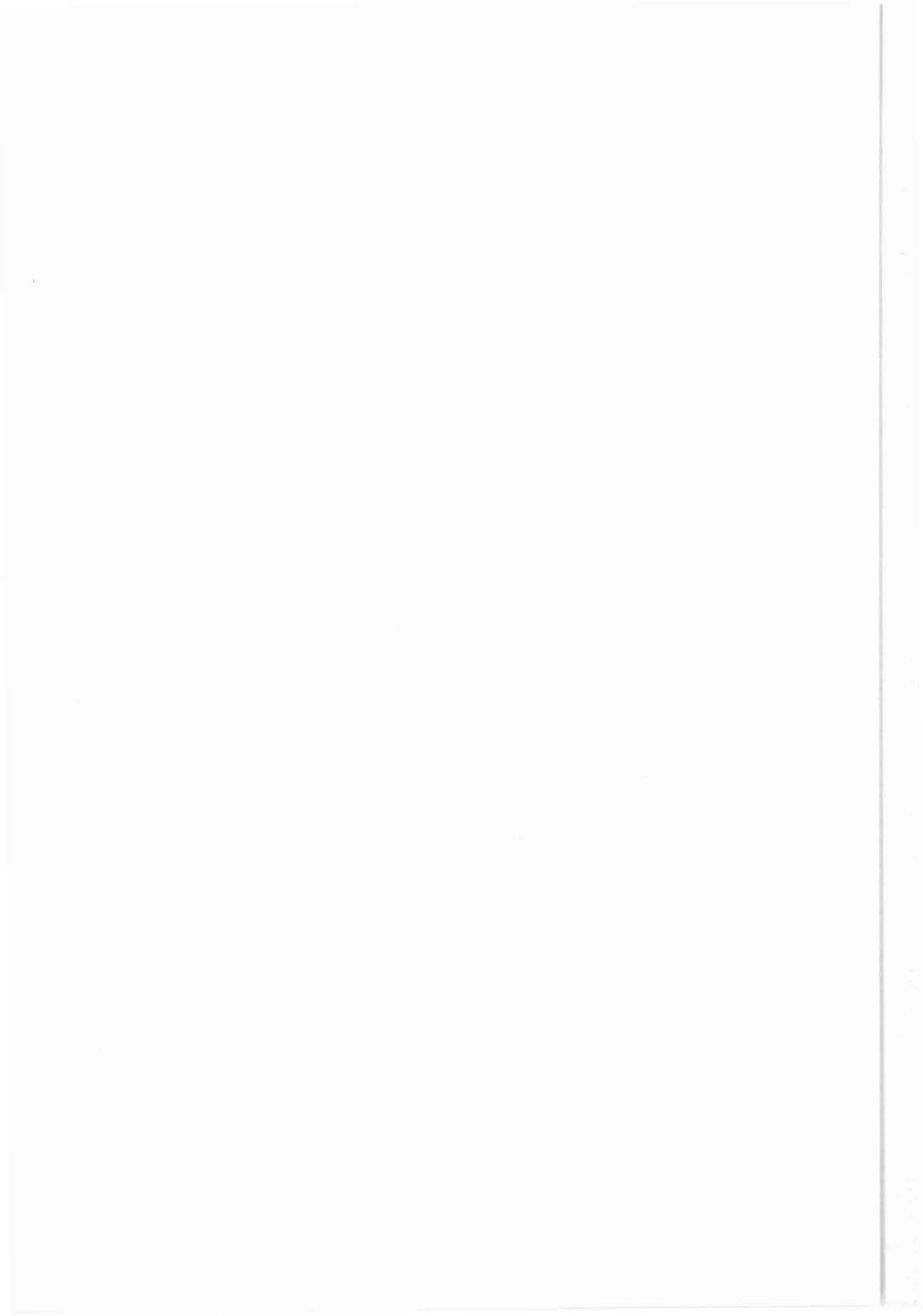
$$R_{\text{mittel}} = 80 \text{ Ohm-Meter.}$$

Die Berücksichtigung des Foliationseinfalls zur Korrektur der scheinbaren Mächtigkeiten an der Bohrlochwand auf die wahren Mächtigkeiten und Zugrundelegung einer dominierenden parallelen Kombination der einzelnen Schichtwiderstände im Untergrund zeigen, daß die aus den drei Meßverfahren berechneten mittleren spezifischen Widerstände eine hohe Übereinstimmung untereinander aufweisen. Ihr Mittelwert:

$$R_{\text{mittel,korr}} = 275 \text{ Ohm-Meter}$$

liegt sehr gut innerhalb der Schwankungsweite der Oberflächenmessung.

Graphit- oder pyritführende Zonen erweisen sich nach einem Vergleich ihrer Lage mit den Bereichen sehr niedrigen Widerstandes (< 1 Ohm-Meter) als mögliche Träger der sehr hohen Leitfähigkeiten, können aber nach dieser ersten Untersuchung nicht in allen Fällen als Erklärung dienen.



SUMMARY

The electrical resistivity measured by methods of electromagnetic depth sounding was found to be in the order of 100 - 300 Ohm·Meter for the depth range from 0 - 3000 m at the location of the KTB-Oberpfalz VB pilot borehole.

This report presents results of a study comparing the surface measurements with electrical borehole recordings. Three different downhole measurements are used to approximate the average resistivity: Dual Laterolog, Dual Induction Log and Microspherical Focused Log. Applying a model of horizontal layers with measured thicknesses the calculations from borehole measurements will give an average resistivity

$$R_{ave} = 80 \text{ Ohm·Meter,}$$

which is too low. Incorporating the geological information of steeply dipping foliation and introducing corrections to the apparent bed thickness accordingly, the true layer-thickness model will then be dominated by a combination of parallel single layer-resistivities. The so calculated average resistivities from the three logging devices show a high degree of conformity: The average of these three results:

$$R_{ave,cor} = 275 \text{ Ohm·Meter}$$

correlates favourable with the resistivity range from the surface measurements.

Most ones with very low resistivities (<1.0 Ohm·Meter) are indicated on the geological profile as graphite- and/or pyrite-bearing. Some layers have high conductivity but no mineralisation.

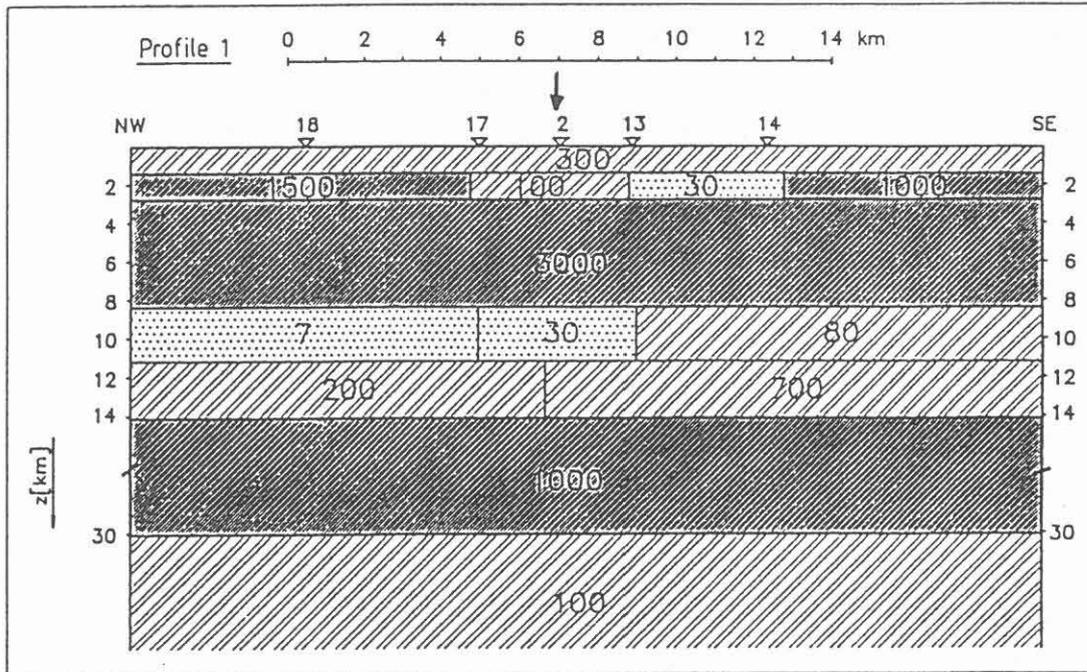
Anschrift des Autors: Firma MESY GmbH, Befeld-Meß-Systeme, Meesmannstr. 49, 4630 Bochum 1, Auftragnehmer des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1 EINLEITUNG

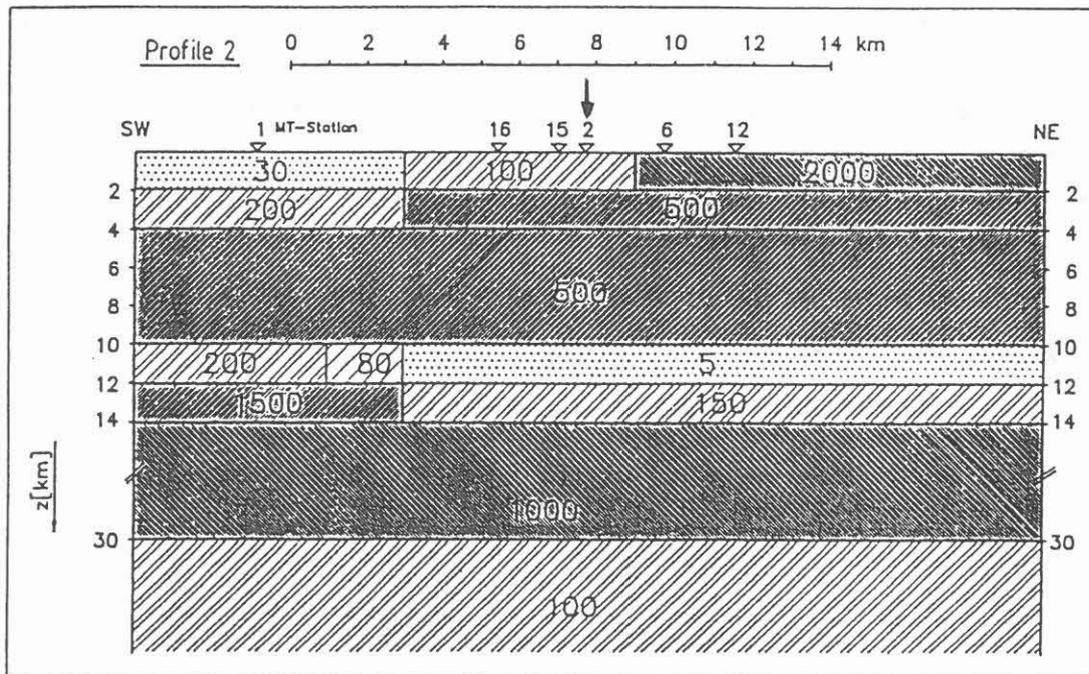
Geoelektrische Bohrlochmeßverfahren stellen in der Exploration in Sedimenten, wie der Kohlenwasserstoffexploration, ein bedeutendes Hilfsmittel zur Interpretation der geologischen Situation dar. So deuten hohe Widerstände einerseits auf karbonatische Gesteine oder ölführende Sandsteine hin, andererseits niedrige Widerstände, z.B. auf salzwasserführende Schichten. Eine Hauptanwendung liegt außerdem in der Festlegung von Schichtgrenzen. Für die besonderen Verhältnisse in kristallinen Gesteinen liegen solche Auswerteroutinen nicht vor. Im Folgenden soll geprüft werden, inwieweit die geoelektrischen Bohrlochmessungen mit den Befunden aus Übertagemessungen übereinstimmen. Im Rahmen der Umfelduntersuchungen wurde 1987 von der Firma GEOMETRA mit den Methoden der elektromagnetischen Tiefensondierung der elektrische Widerstand auf einem Kreuzprofil um den Standort der Vorbohrung vermessen, BRAM (1988). Der Bereich des Bohrlochs zeigt demnach bis zu einer Teufe von ca. 3000 m einen Gesamtwiderstand von etwa 100 - 300 Ohm·Meter, vgl. Abb. 1.

In der KTB-Vorbohrung wurde der elektrische Widerstand des Gesteins bisher bis zu einer Teufe von 3000 m mit drei unterschiedlichen Meßverfahren der Firma Schlumberger vermessen: Laterolog (Widerstandsmessung), Inductionlog (Leitfähigkeitsmessung), Microspherical Focused Log (Widerstandsmessung mit sehr kleinen Elektrodenabständen). Die Logdaten weisen im Gegensatz zu den Oberflächenmessungen größtenteils einen hohen elektrischen Widerstand auf. Dieser zeigt über etwa 80 % des Bohrlochs bis zu einer Tiefe von 3000 m Werte zwischen $R = 1000 - 10\ 000$ Ohm·Meter. Im weiteren soll der spezifische Widerstand mit R gekennzeichnet werden.

Ergebnisse aus elektromagnetischer Tiefensondierung



2-D-ECRE-Vorwärtsmodell für Profil 1



2-D-ECRE-Vorwärtsmodell für Profil 2

Entnommen aus KTB Report 88-3

Abbildung 1: Profile aus der geoelektrischen Tiefensondierung.
Der Pfeil kennzeichnet den Standort der Bohrung.

2 VERWENDETE MESSDATEN

Der elektrische Widerstand wurde mit drei unterschiedlichen Meßverfahren kontinuierlich bis 3000 m aufgezeichnet. Aufgrund der verschiedenen Meßprinzipien besitzen die drei verwendeten Logs unterschiedliche Aussagecharakteristiken. Die Abb. 2 zeigt die Rückspielung der gemessenen Widerstandskurven für den Bereich 1500 - 1900 m aus dem Composite Log mit dem gleichen Widerstandsmaßstab bei allen Spuren. Das Composite Log ist eine über die zu jeder Einzelmessung aufgezeichneten Gamma Ray Kurven teufenkorrelierte Zusammenspielung der meisten Bohrlochlogs aus einer Meßserie.

Die elektrischen Meßverfahren besitzen eine mit wachsender Leitfähigkeit vergrößerte Eindringtiefe ins Gebirge, innerhalb derer sie Widerstandsänderungen registrieren. Die Eindringtiefe ist auch darüber hinaus eine komplexe Größe und wird als der Radius eines Zylinders betrachtet, aus dem 90 % des Signalwertes kommen.

Die integrale Messung um das Bohrloch herum führt zu einer Reduzierung der Eindringtiefe, da nicht der gesamte Bereich um die Sonde von der Schicht eingenommen wird. Aufgrund dieser gegenläufigen Vorgänge wurde, wie im Folgenden beschrieben, vereinfachend von einer für jede Sonde konstanten Eindringtiefe unabhängig von der Leitfähigkeit ausgegangen.

Dual Laterolog, DLL

Das Laterolog hat keine Beschränkung für hohe Widerstände. Die Vertikalauflösung beim Dual Laterolog beträgt ca. 0.6 m, der Meßpunktastand 6". Das DLL mißt azimuthal integral rund um die Bohrung. Bei Annäherung der Sonde an eine steil einfallende dünne Schicht hoher Leitfähigkeit wird schon ober- und unterhalb des Schichtanschnitts an der Bohrlochwand der

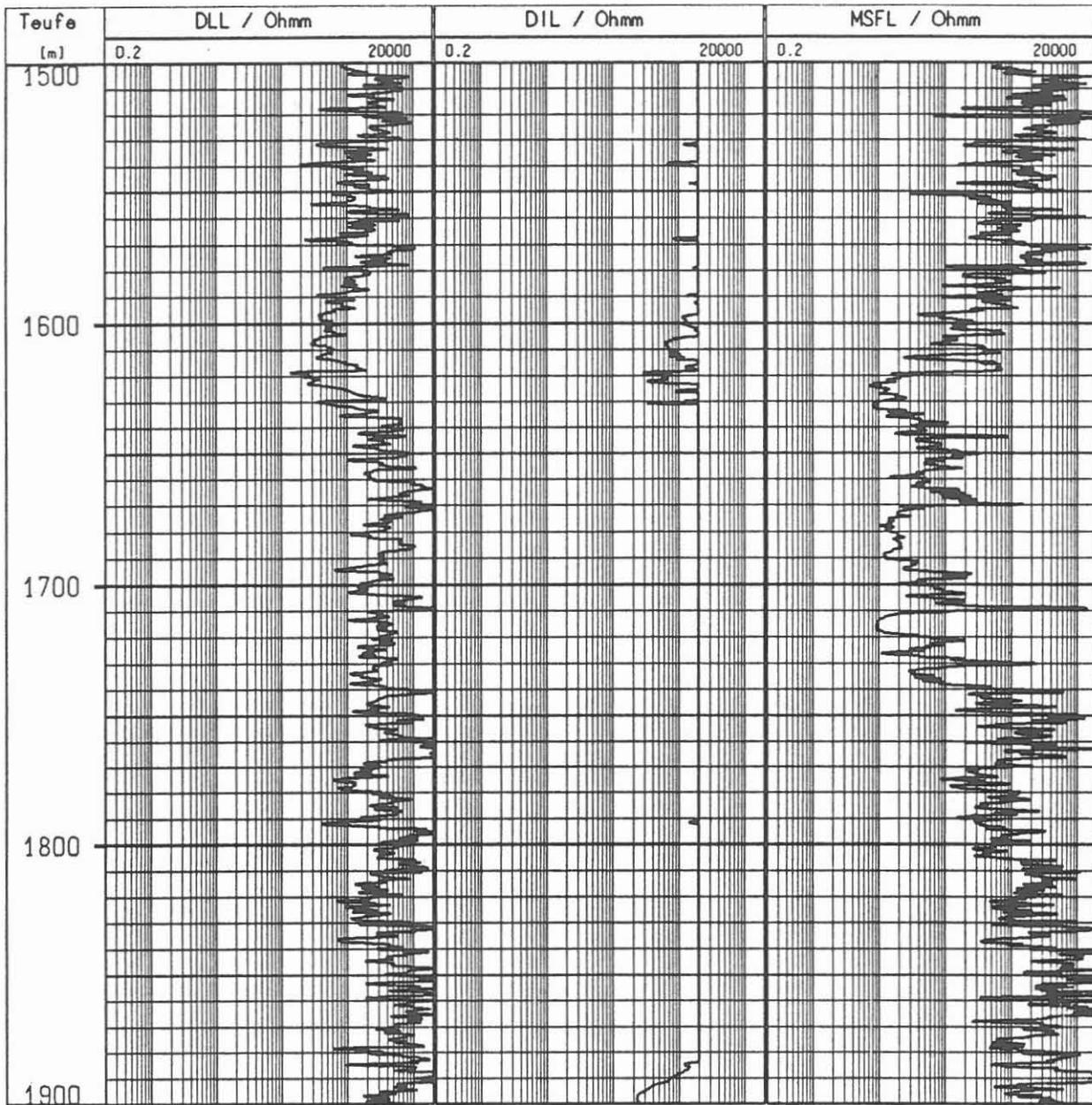


Abbildung 2: Rückspielung der drei Widerstandslogs über den Bereich von 1500 m bis 1900 m aus dem Composite Log. Alle drei Kurven haben den gleichen Widerstandsmaßstab.

Meßstrom erhöht, d.h. die Eindringtiefe wird größer. Die integrale Messung um das Bohrloch herum führt zu einer Reduzierung der Eindringtiefe, da nicht der gesamte Bereich um die Sonde von der Schicht eingenommen wird. Aufgrund dieser gegenläufigen Vorgänge wurde im Folgenden von einer Meßwertlesung direkt an der Bohrlochwand ausgegangen.

Dual Inductionlog, DIL

Die Aufzeichnung der Inductionlog-Werte ist oberhalb 2000 Ohm·Meter abgeschnitten, weil das induktive Meßverfahren Leitfähigkeiten mit einer Genauigkeit im Milli-Ohm·Meter-Bereich mißt, woraus eine obere Grenze des aus der Leitfähigkeit berechneten Widerstands von rund 1000 Ohm·Meter resultiert. Zur Absolutwertbestimmung wird das Inductionlog nur bis zu Werten von 2000 Ohm·Meter verwendet. Bei der vorliegenden Abschätzung ist jedoch nur die Aussage von Interesse, ob der Widerstand oberhalb eines Grenzwertes von 500 Ohm·Meter liegt. Das Inductionlog weist die geringste Vertikalauflösung auf (ca. 1 m) und der Meßpunktastand beträgt 6". Auch das DIL mißt, wie das DLL, integral um die Bohrung. Es reagiert, besonders in Bereichen mit steil einfallender Foliation, weit empfindlicher als das DLL auf Schichten niedrigen Widerstands und hat daher eine größere Eindringtiefe (Entfernung zur Geräteachse: $X = 1$ m), vgl. Abb. 3.

Microspherical Focused Log, MSFL

Auch das MSFL liefert nur für niedrige Widerstände verlässliche Absolutwerte, kann hier aber wie das Inductionlog verwendet werden. Das MSFL bietet die höchste Vertikalauflösung der Schichtmächtigkeit von den drei Meßverfahren (ca. 5 cm), da es mit sehr kleinen Elektrodenabständen arbeitet (im cm-Bereich) und mit einem kleinen Sampleabstand gefahren wird (0,2"). Das MSFL mißt mit einer im Zentimeter-Bereich liegenden Eindringtiefe nahezu direkt an der Bohrlochwand. Die An-

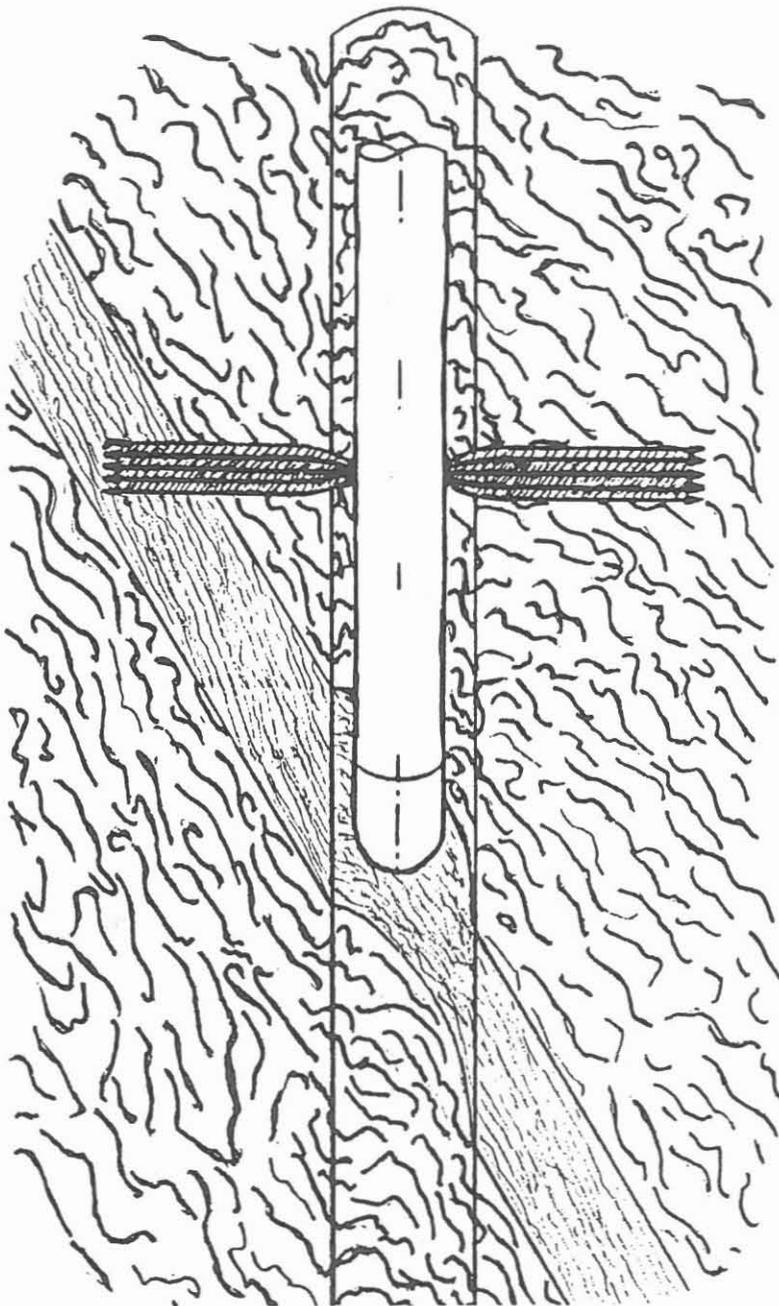


Abbildung 3: Skizzierte Darstellung des zylindrischen Meßbereichs des Dual Inductionlogs beim Durchfahren einer steil einfallenden dünnen Schicht. Die radial markierte Zone soll den Bereich darstellen, innerhalb dessen eine Beeinflussung durch die Schicht gesehen wird.

nahme einer von der Leitfähigkeit unabhängigen Eindringtiefe ist hier sehr gut erfüllt. Der Meßfühler wird in einem Pad an die Wand gedrückt, wodurch der Widerstand entlang einer Linie auf der Bohrlochwand bestimmt wird. Durch die Rotation der Sonde beim Fahren beschreibt der Meßfühler eine Spirallinie an der Bohrlochwand, und die Schichthöhe kann zu klein oder zu groß erscheinen. Die Mächtigkeiten der wesentlichen Schichten ($R < 10 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$) sind allerdings klein im Vergleich zur Steighöhe der hierbei beobachteten Rotationen ($>6 \text{ m}$), hierdurch bleibt der mögliche Meßfehler in der Schichthöhe H sehr klein.

In Abb. 4 ist die bei den drei Logs unterschiedliche Auflösung der niederohmigen Bereiche exemplarisch für den Tiefenbereich von 970 m bis 1170 m dargestellt. Abb. 5 zeigt den Bereich von 0 - 500 m, wo die Überrepräsentation der Mächtigkeit niedriger Widerstände im DIL deutlich wird.

3 BERECHNUNG DES MITTLEREN SPEZIFISCHEN WIDERSTANDS

Bei den Oberflächenmessungen werden Ströme auf ihrem Weg durch das Gebirge zum Teil parallele und zum Teil serielle Widerstandskombinationen sehen. Die Seriellkombinationen werden von den sehr hochohmigen Schichten repräsentiert ($>2000 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$), wohingegen die Parallelwiderstände aus den Einzelwiderständen der relativ niederohmigen Schichten ($<100 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$) dominiert werden. Ein realer Gesamtwiderstand ist durch eine serielle Schaltung zusammengesetzter Einzelwiderstände beschreibbar. Je nach Stromweg durch die Erde wird der Anteil an rein serieller Schichtkombination schwanken und die Mächtigkeiten der parallelen Kombinationen werden deutlich überwiegen. Im weiteren wird daher als vereinfachte Annahme von einer ausschließlich parallelen Kombination ausgegangen. Bei der Berechnung des Parallelwiderstands sind die Schichtmächtigkeiten anteilmäßig an der Gesamtteufe zu berücksichtigen:

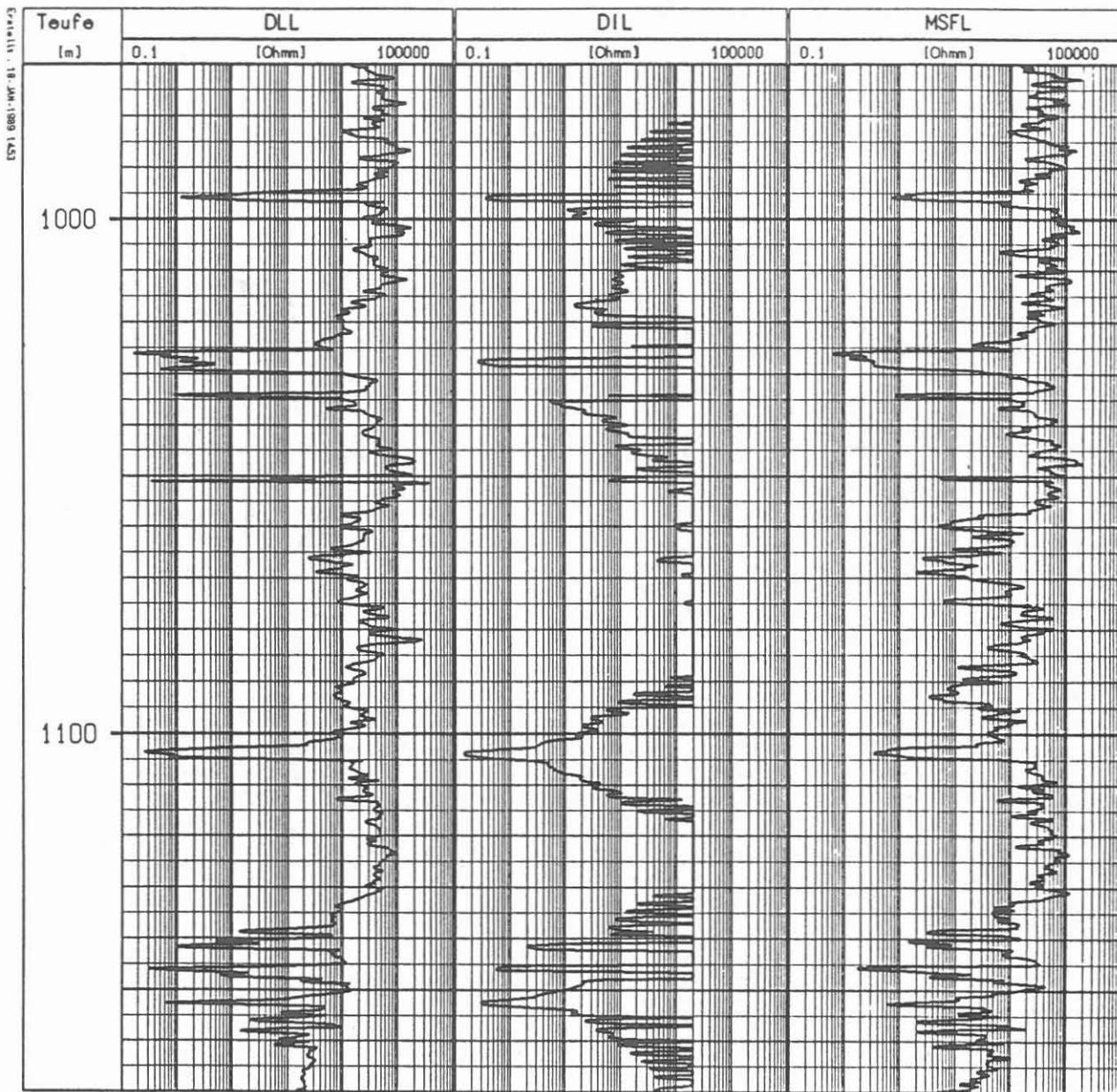
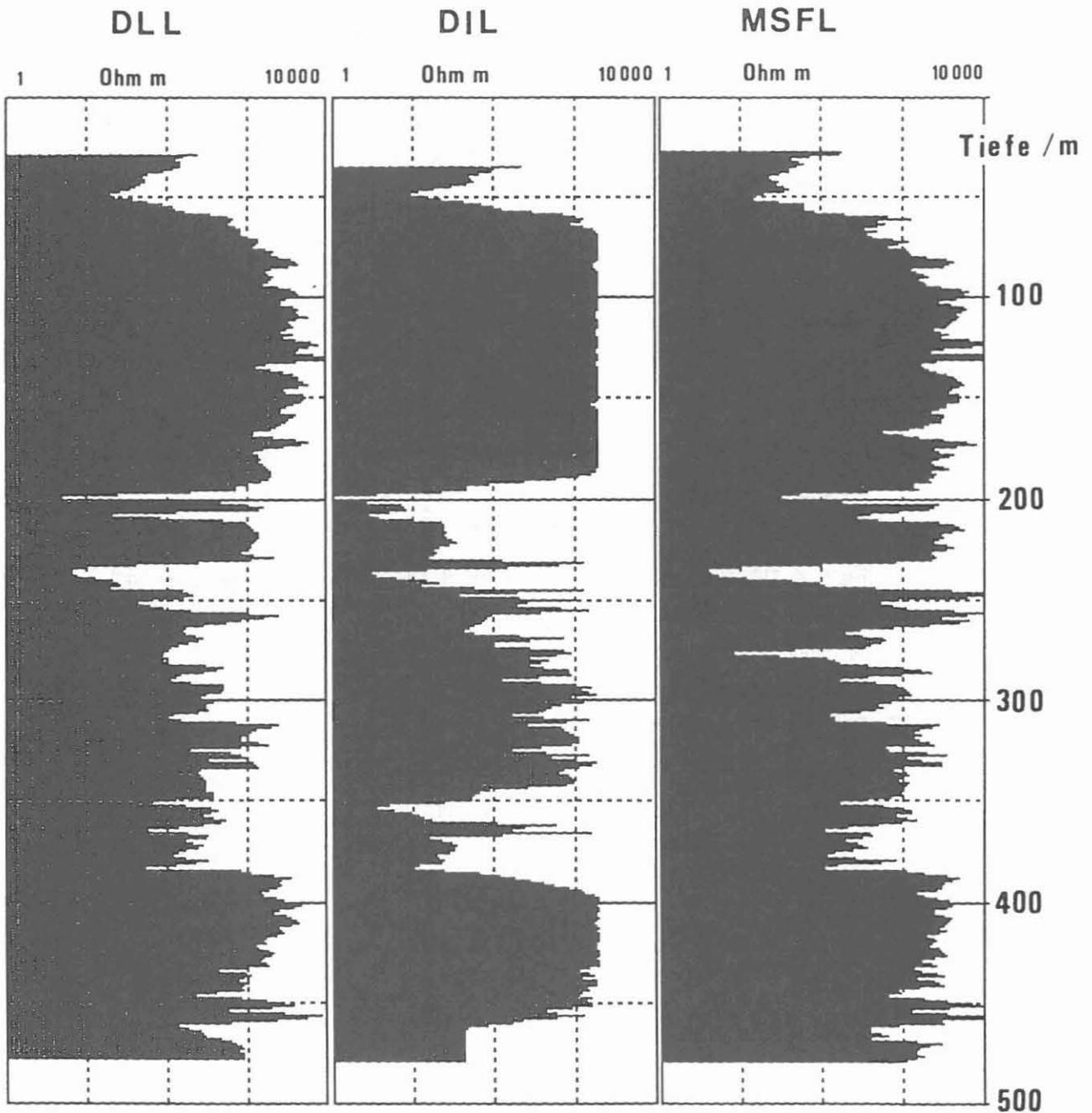


Abbildung 4: Unterschiedliche Auflösung von niederohmigen Bereichen in den drei Logs, DLL=Dual Laterolog, DIL=Inductionlog und MSFL=Microspherical Focused Log.



Logarithmische Darstellung

Abbildung 5: Unterschiedliche Auflösung von niederohmigen Bereichen in den drei Logs, DLL=Dual Laterolog, DIL=Inductionlog und MSFL=Microspherical Focused Log in dem besonders starke Variation zeigendem Tiefenbereich von 0 bis 500 m.

$$\begin{aligned} 1/R_{\text{gesamt}} &= A_1/R_1 + A_2/R_2 + A_3/R_3 + \dots \\ R_i &= \text{Einzelwiderstand} \\ A_i &= \text{Verhältnis der Mächtigkeit des Einzel-} \\ &\quad \text{widerstands zur Gesamtteufe (3000 m)}. \end{aligned}$$

Für die Abschätzung wird der Widerstandswertebereich kleiner als 500 Ohm·Meter in fünf Klassen eingeteilt, um deren Anteil an der Gesamtteufe bestimmen zu können, Bereich (und Mittelwert):

R_i :	<	1 Ohm·Meter	(0,55 Ohm·Meter)
	1 -	10 Ohm·Meter	(5,5 Ohm·Meter)
	10 -	100 Ohm·Meter	(55 Ohm·Meter)
	100 -	500 Ohm·Meter	(300 Ohm·Meter)
	>	500 Ohm·Meter	(10000 Ohm·Meter).

Die Mächtigkeiten dieser Klassen wurden aus den digitalen Daten der Logs über eine "kleiner-gleich" Abfrage separiert. Das Ergebnis ist in den Tabellen 1 - 3 zu finden und ist in der Abb. 6 graphisch dargestellt.

Unter Verwendung der in den Tabellen aufgeführten Summenmächtigkeiten der Widerstandsklassen errechnet sich der mittlere spezifische Widerstand der oberen 3000 m zu:

$$\begin{aligned} R_{\text{DLL}} &= 90 \text{ Ohm·Meter}; & R_{\text{DIL}} &= 50 \text{ Ohm·Meter}; \\ R_{\text{MSFL}} &= 100 \text{ Ohm·Meter}; \end{aligned}$$

$$R_{\text{mittel}} = 80 \text{ Ohm·Meter.}$$

Diese Werte zeigen keine gute Übereinstimmung mit dem Wertebereich aus der übertägigen Tiefensondierung (100 - 300 Ohm·Meter). Bei der Berechnung des Gesamtwiderstands gehen die scheinbaren Schichtmächtigkeiten ein, welche aufgrund der steilen Foliation zu groß gemessen werden und somit korrigiert werden müssen.

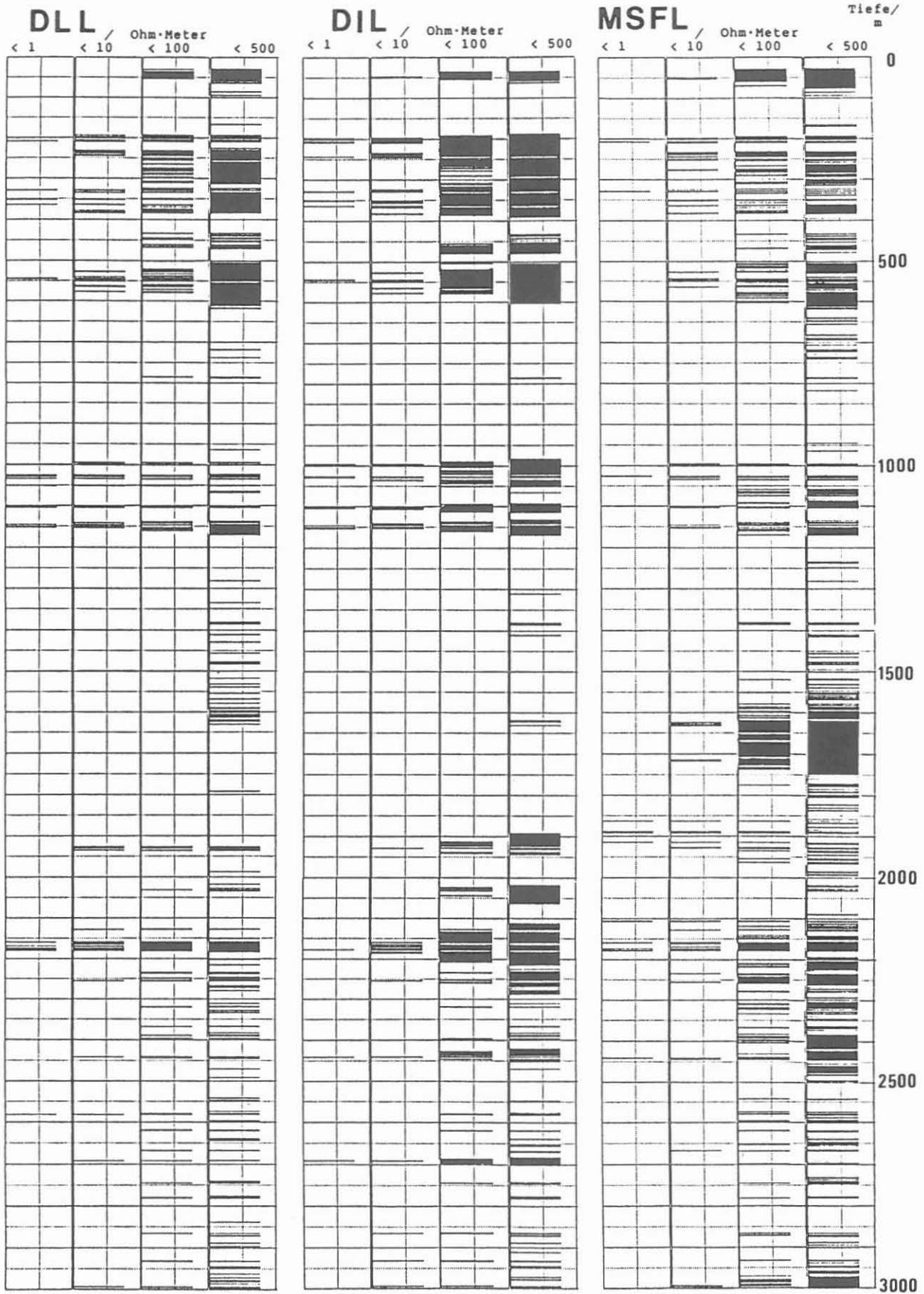


Abbildung 6: Schichtmächtigkeitsverteilung der Widerstandsklassen bei den drei Widerstandslogs.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter				
	<1	1-10	10-100	100-500	>500
527	1,8	22	66,4	115	305,6
1160	0,8	5,7	17,2	73,8	535,5
1600	3,8	6,7	8	28,4	393,1
2500	4,5	25,7	35,7	57,2	736,4
2800	0,2	0,5	4,2	12,1	283
2910	0	0	0,7	1,4	108,3
3000	0	0,5	1,1	9,4	79,1
Summe/m	11,1	61,1	133,3	297,3	2497,2
A_i	0,0037	0,0204	0,0443	0,0991	0,8324
$Rho_i /$ Ohm·Meter	0,55	5,5	55	300	10000
A_i / R_i $10^{-3} /$ Ohm·Meter	6,727	3,709	0,806	0,330	0,0832

$$\underline{R_{\text{gesamt}} = 85 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}}$$

Tabelle 1: Mächtigkeit der Widerstandsklassen in m für die betrachteten Teufenintervalle beim Dual Latero Log, DLL, und daraus errechneter mittlerer spezifischer Widerstand bis 3000 m.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter				
	<1	1-10	10-100	100-500	>500
527	10	30,6	138	55,6	292,8
1160	2	6,9	42	37,5	544,6
1600	5,9	10	34,8	26,7	362,6
2500	1,1	22,9	152,1	125,5	598,4
2800	0,9	9	10,5	15,1	264,5
2910	0	0,8	1,1	2,8	105,3
3000	0	1,7	1,8	10,8	75,7
Summe/m	19,9	81,9	380,3	274	2243,9
A_i	0,00663	0,0273	0,1268	0,0913	0,748
$Rho_i /$ Ohm·Meter	0,55	5,5	55	300	10000
A_i / R_i $10^{-3} /$ Ohm·Meter	12,06	4,964	2,31	0,304	0,0748

$$\underline{R_{\text{gesamt}} = 50 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}}$$

Tabelle 2: Mächtigkeit der Widerstandsklassen in m für die betrachteten Teufenintervalle beim Dual Inductionlog, DIL, und daraus errechneter mittlerer spezifischer Widerstand bis 3000 m.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand				
	<1	1-10	10-100	100-500	>500
527	0,8	22,7	61,4	71,6	370,5
1160	0	2,7	32,9	80	517,4
1600	0,5	5,6	21,4	48,8	363,7
2500	5,3	32,1	201,1	239,6	421,9
2800	0	0	12	26	262
2910	0	0	1	3,7	105,3
3000	0	1	14	17,3	57,7
Summe/m	6,6	64,1	343,8	487	2098,5
A_i	0,0022	0,0214	0,1146	0,1623	0,6995
$\frac{\rho_{oi}}{\text{Ohm} \cdot \text{Meter}}$	0,55	5,5	55	300	10000
$\frac{A_i}{R_i}$ $10^{-3}/$ $\text{Ohm} \cdot \text{Meter}$	4,00	3,89	2,084	0,541	0,06995

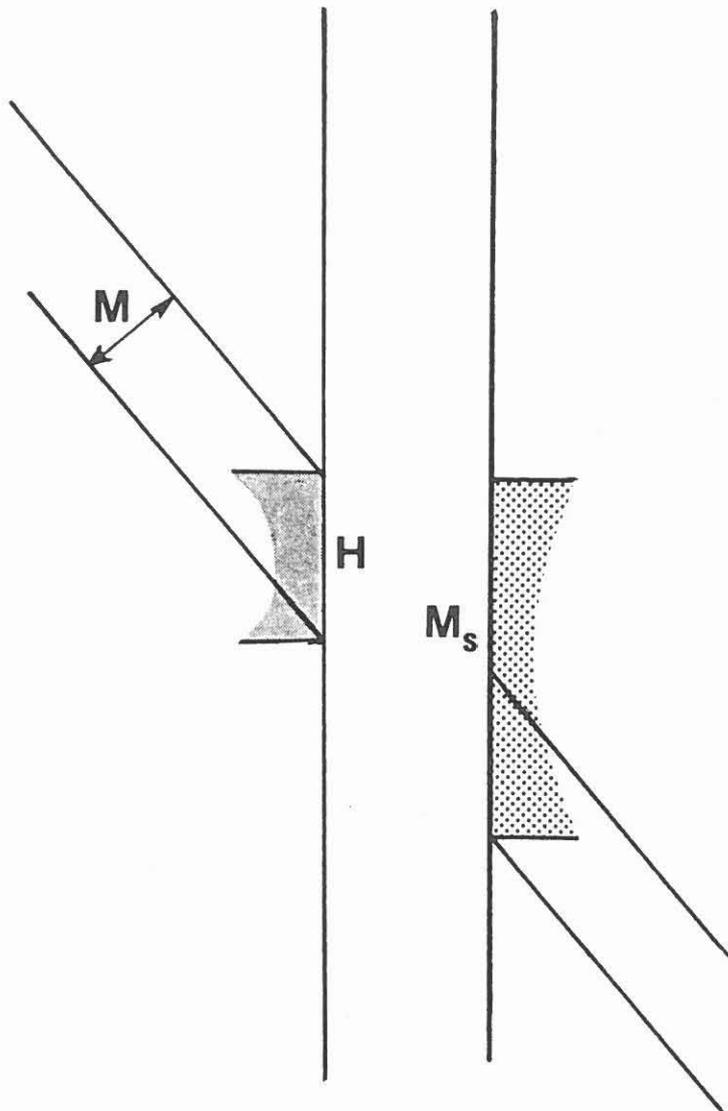
$$\underline{R_{\text{gesamt}} = 95 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}}$$

Tabelle 3: Mächtigkeit der Widerstandsklassen in m für die betrachteten Teufenintervalle beim Microspherical Focused Log, MSFL, und daraus errechneter mittlerer spezifischer Widerstand bis 3000 m.

4 KORREKTUR DER SCHICHTMÄCHTIGKEITEN

Durch das in der KTB-Vorbohrung im Teufenbereich bis ca. 3000 m vorherrschende steile Einfallen der Foliation ist die Schichthöhe H an der Bohrlochwand weit größer als die wahre Schichtmächtigkeit M. Die in einem zylindrisch um das Bohrloch verlaufenden Bereich messenden Sonden (DLL und DIL) sehen die Schicht von deren oberen bis zum unteren Ausstrichpunkt an der Bohrlochwand, vgl. Abb. 7 und 8. Die scheinbare Mächtigkeit ist die Höhendifferenz der beiden Punkte. Dies ist eine Vereinfachung der Meßsituation, welche abhängig von den Leitfähigkeiten mehr oder minder gut erfüllt ist (vgl. Abschnitt 2). Aufgrund der sehr geringen Eindringtiefe beim MSFL sieht dies die Anschnitthöhe H der Schicht an der Bohrlochwand.

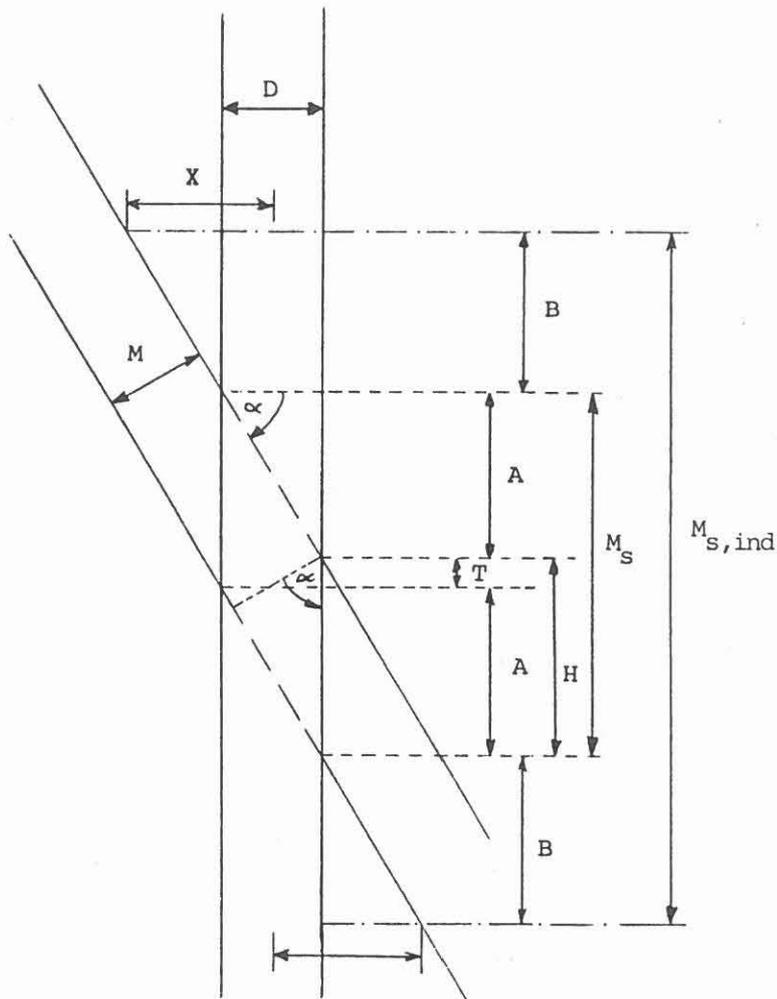
Eine geometrische Korrektur der scheinbaren Mächtigkeiten über das Foliationseinfallen verkleinert den Mächtigkeitsanteil der leitfähigen Schichten und hebt somit den Betrag des mittleren spezifischen Widerstands an. Für eine genaue Korrektur muß bei jeder Schicht der entsprechende Einfallswinkel berücksichtigt werden. Diese Zuordnung ist aufgrund von häufig zur Foliation gegensinnig einfallenden Störungszonen etc. und der nicht konstanten Teufendifferenzen Log-Kern zur Zeit noch nicht verfügbar. Zur Berechnung wurden hier daher Mittelwerte des Foliationseinfallens über Tiefenbereiche gebildet, die sich grob an einer vorläufigen geologischen Gliederung der Bohrung von Herrn Dr. HIRSCHMANN, KTB-PL Hannover, orientieren. Innerhalb dieser Teufenzonen wurde ein mittlerer Einfallswinkel der Foliation verwendet, der aus den Angaben des KTB-Feldlabors zum Foliationseinfallen gebildet wurde (KTB Reports sowie Foliationswinkel aus vorläufigem digitalen Lithologieprofil, KTB Feldlabor, Dr. HEINISCH). Dabei ergeben sich folgende Werte:



Dunkelgrau = Höhe H beim MSFL,

Gepunktet = scheinbare Mächtigkeit M_s
beim DLL.

Abbildung 7: Skizzierung der scheinbaren Schichtdicken-Messung.



DLL : $M = (M_S - D \cdot \tan \alpha) \cdot \cos \alpha$

DIL : $M = (M_{ind} - 2 \cdot X) \cdot \tan \alpha \cdot \cos \alpha$

MSFL: $M = H \cdot \cos \alpha$

Abbildung 8: Verhältnisse zur geometrischen Korrektur der Schichtmächtigkeit aus den Widerstandslogs
 DLL= Dual Laterolog, DIL= Inductionlog und
 MSFL= Microspherical Focused Log.

Meßgrößen:

M_S aus DLL, M_{ind} aus DIL, H aus MSFL;

D = Bohrllochdurchmesser = 0,1524 m,

α = Einfallswinkel der Foliation;

X = Eindringtiefe = 1 m bei DIL ,
 = 0 m bei DLL und MSFL

0 - 527 m = >75°	2500 - 2800 m = >60°
500 - 1160 m = >60°	2800 - 2910 m = >50°
1160 - 1600 m = >50°	2910 - 3000 m = >40°.
1600 - 2500 m = >75°	

Die Tabellen 4 - 7 enthalten die korrigierten Schichtmächtigkeiten innerhalb der Teufenzonen, die Gesamtmächtigkeit für jedes Widerstandsintervall, deren auf die Gesamteufe 3000 m normierter Anteil sowie die Verhältnisse der Klassenmächtigkeiten zu den mittleren Widerständen, A_i/R_i .

Die mit den korrigierten Mächtigkeiten berechneten mittleren spezifischen Widerstände für den Bereich bis 3000 m ergeben sich alsdann zu:

$$\begin{aligned} R_{DLL} &= 260 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}, & R_{DIL,1} &= 130 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}, \\ R_{DIL,2} &= 270 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}, & R_{MSFL} &= 300 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}. \end{aligned}$$

Hierbei entspricht $R_{DIL,1}$ einer Eindringtiefe von $X = 0$ m und $R_{DIL,2}$ einer Eindringtiefe von $X = 1$ m. Der Mittelwert aus R_{DLL} , $R_{DIL,2}$ und R_{MSFL} :

$$R_{\text{mittel,kor}} = 275 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$$

liegt nun im Wertebereich der Übertagemessungen.

Der auf eine Eindringtiefe $X = 0$ m, also auf der Bohrlochwand, korrigierte Wert $R_{DIL,1}$ des Inductionlog beinhaltet offensichtlich einen zu großen Anteil an niederohmigen Schichten und wurde daher nicht zur Mittelwertbildung herangezogen.

In folgender Tabelle 8 sind die Gesamtwiderstände jeweils von der Erdoberfläche bis zu den verwendeten Tiefenabschnittsgrenzen bis 3000 m aufgeführt:

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter					Einfallswinkel in Grad
	< 1	1-10	10-100	100-500	> 500	
527	0,3	5,6	17	29,6	474,5	75
1160	0,3	2,7	8,5	36,8	584,7	60
1600	2,3	4,2	5	18,1	410,4	50
2500	0,8	6,2	8,9	14,4	869,7	75
2800	0	0,1	2	5,9	292	60
2910	0	0	0,3	0,8	108,9	50
3000	0	0,3	0,8	7,1	81,8	40
Summe/m	3,7	19,1	42,5	112,7	2822	
A_i	0,0012	0,00637	0,0142	0,0376	0,9411	
$Rho_i /$ Ohm·Meter	0,55	5,5	55	300	10000	
A_i / R_i $10^{-3} /$ Ohm·Meter	2,182	1,158	0,257	0,125	0,0941	

$$R_{\text{gesamt}} = 260 \text{ Ohm·Meter}$$

Tabelle 4: Schichtmächtigkeiten in m, nach geometrischer Korrektur beim Dual Laterolog, DLL.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter					Einfallswinkel in Grad
	< 1	1-10	10-100	100-500	> 500	
527	2,5	7,8	35,6	14,2	466,9	75
1160	1,8	3,3	21	18,6	588,3	60
1600	3,7	6,3	22,3	17,1	390,6	50
2500	0	5,6	30	32	823,4	75
2800	0,3	4,4	5,1	7,4	282,8	60
2910	0	0,4	0,6	1,7	107,3	50
3000	0	1,2	1,3	8,2	79,3	40
Summe/m	8,3	29	124,9	99,2	2738,6	
A_i	0,00276	0,0097	0,0416	0,033	0,913	
$\rho_i / \text{Ohm} \cdot \text{Meter}$	0,55	5,5	55	300	10000	
A_i / R_i $10^{-3} / \text{Ohm} \cdot \text{Meter}$	5,02	1,76	0,754	0,11	0,091	

$$\underline{R_{\text{gesamt}} = 130 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}}$$

Tabelle 5: Schichtmächtigkeiten in m, nach normaler geometrischer Korrektur, d.h. auf der Bohrlochwand, beim Dual Inductionlog, DIL.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter					Einfallswinkel in Grad
	< 1	1-10	10-100	100-500	> 500	
527	0,7	6	33,8	12,5	474	75
1160	0	1,7	19,3	17	595	60
1600	2,3	4,9	20,8	15,6	396,4	50
2500	0	2	33,6	26,7	837,7	75
2800	0	2,8	3,5	5,8	282,8	60
2910	0	0	0	0,3	107,3	50
3000	0	0	0,1	7	79,3	40
Summe/m	3	17,4	111,1	84,9	2783,6	
A_i	0,001	0,006	0,037	0,028	0,928	
$Rho_i /$ Ohm·Meter	0,55	5,5	55	300	10000	
A_i / R_i $10^{-3} /$ Ohm·Meter	1,818	1,055	0,673	0,0943	0,0928	

$$R_{\text{gesamt}} = 270 \text{ Ohm·Meter}$$

Tabelle 6: Schichtmächtigkeiten in m, nach geometrischer Korrektur nicht auf der Bohrlochwand, sondern mit einer Eindringtiefe $X = 1$ m für das Dual Inductionlog, DIL.

Teufe/m	Spezifischer Widerstand / Ohm·Meter					Einfallswinkel in Grad
	< 1	1-10	10-100	100-500	> 500	
527	0,2	5,9	15,9	18,5	486,5	75
1160	0	1,4	16,5	40	575,1	60
1600	0,3	3,6	13,8	31,4	390,9	50
2500	1,4	8,3	43,7	62	784,6	75
2800	0	0	6	13	281	60
2910	0	0	0,6	2,4	107	50
3000	0	0,8	10,7	13,3	65,2	40
Summe/m	1,9	20	107,2	180,6	2690,3	
A_i	0,00063	0,0067	0,0357	0,060	0,897	
$Rho_i /$ Ohm·Meter	0,55	5,5	55	300	10000	
A_i / R_i $10^{-3} /$ Ohm·Meter	1,152	1,212	0,65	0,201	0,0897	

$$R_{\text{gesamt}} = 300 \text{ Ohm·Meter}$$

Tabelle 7: Schichtmächtigkeiten in m, nach geometrischer Korrektur beim Microspherical Focused Log, MSFL.

Tabelle 8:

Endtiefe (m)	Gesamtwiderstände aus			Mittel
	DLL	DIL	MSFL	
527	250	165	280	230
1160	300	265	400	320
1600	180	160	370	240
2500	260	285	320	290
3000	260	270	300	275

Der Bereich zwischen 527 m und 1160 m weist den geringsten Anteil an niederohmigen Bereichen auf.

5 VERGLEICH DER POSITIONEN SEHR NIEDRIGEN WIDERSTANDS MIT GRAPHIT- UND PYRITFÜHRUNG IM BOHRKERN

Der Widerstand im Kristallin weist im Allgemeinen sehr hohe Werte auf ($R > 5000 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$). Die hochleitfähigen Bereiche könnten zum Teil mit von Spülung durchsetzten Gebirgsbereichen erklärt werden. Der mittlere spezifische Widerstand der Bohrspülung, er liegt abhängig von der Temperatur zwischen 1.5 und 3 $\text{Ohm} \cdot \text{Meter}$, kann nicht ohne weiteres die extrem geringen Widerstände unter 1 $\text{Ohm} \cdot \text{Meter}$ erklären. Eine mögliche Erklärung ist die metallische Elektrizitätsleitung in den graphit- und pyritführenden Zonen. Eine Gegenüberstellung dieser Zonen zu den Bereichen mit sehr kleinem Widerstand sollte dies überprüfen. Die Tiefen der Graphit- und Pyrit-Zonen entstammen dem vorläufigen Lithologieprofil des Feldlabors, welches in digitaler Form vorliegt (Dr. HEINISCH, KTB Feldlabor). Die Abb. 9 und 10 zeigen die Tiefenverteilung der Graphit- und Pyrit-Zonen neben den Bereichen mit einem Widerstand $R < 1 \text{ Ohm} \cdot \text{Meter}$ aus den drei Logs DLL, DIL und MSFL. An vielen Stellen ist die Korrelation gut, das heißt, sowohl bei

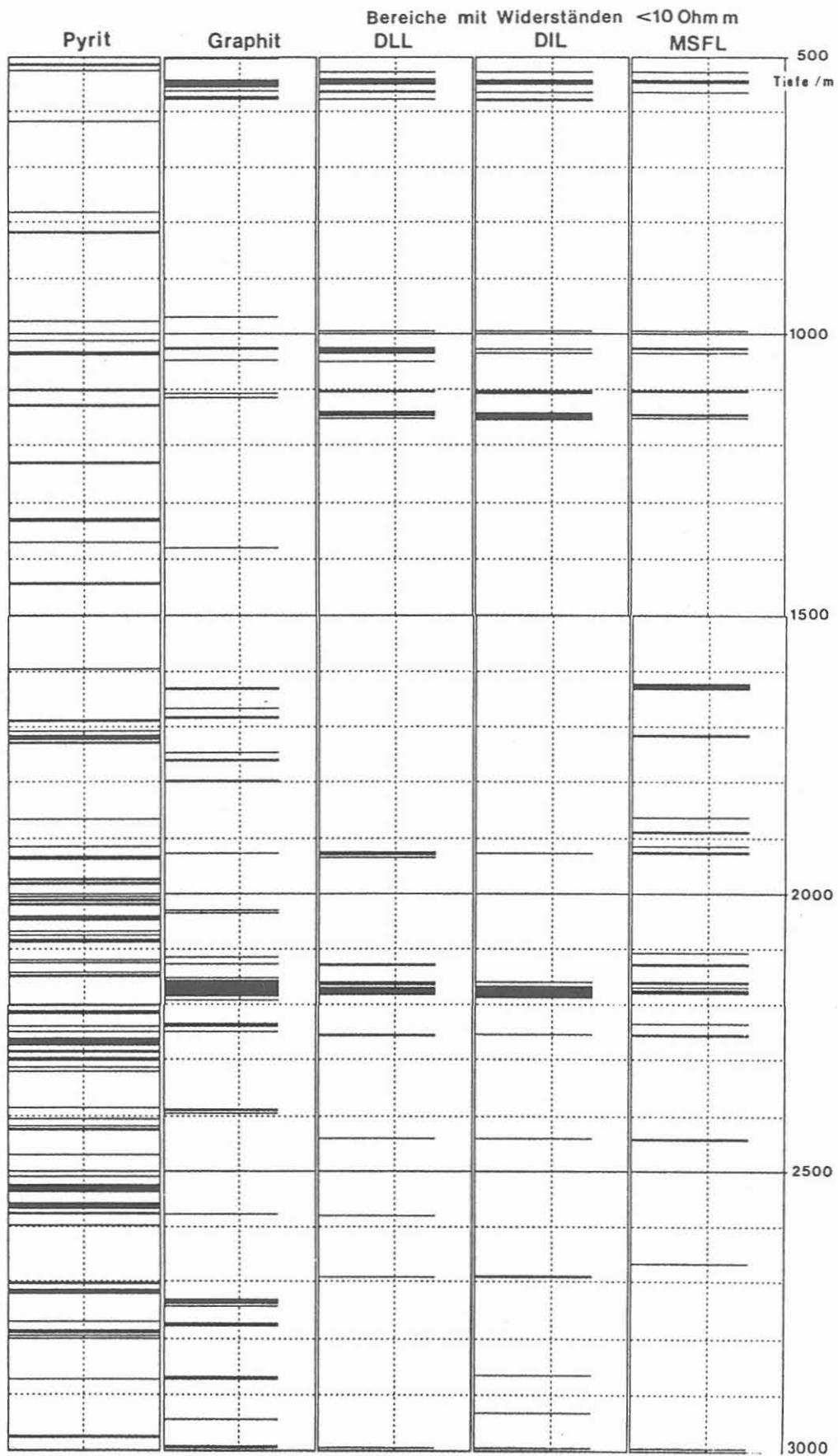
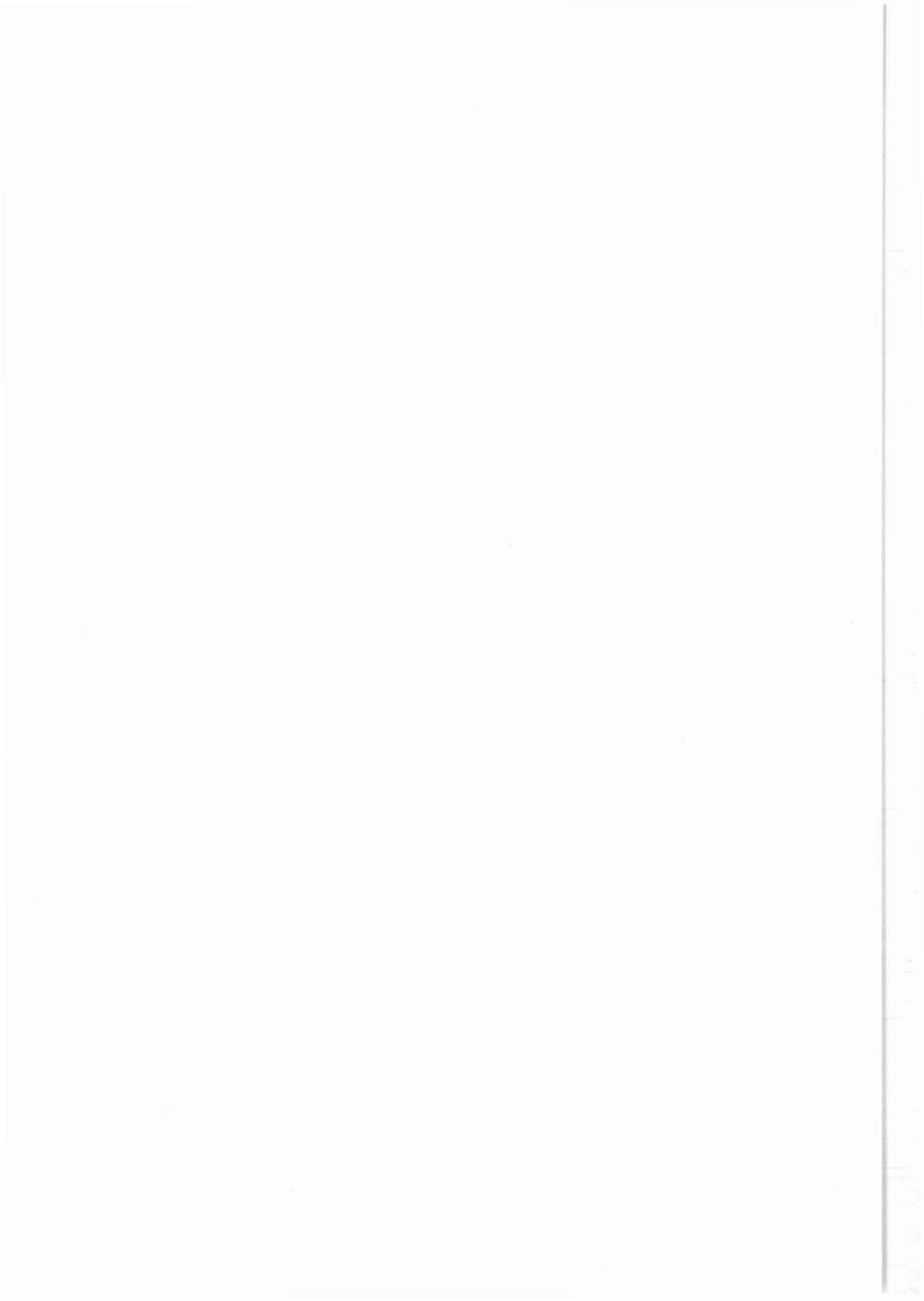


Abbildung 10: Vergleich der Lage von Graphit- und Pyrit-Zonen mit Bereichen mit einem Widerstand unter 10 Ohm·Meter.

Graphit-Zonen als auch bei Pyrit-Zonen liegen hohe Leitfähigkeiten vor. An einigen Stellen zeigt nur ein Log eine gut leitende Schicht an. Es treten aber auch Fälle auf, in denen Graphit und vor allem Pyrit angezeigt ist und keine niedrigen Widerstände vorliegen. In solchen Fällen könnte ein geringerer Anteil an Graphit bzw. Pyrit oder eine weniger massige Erscheinungsform der Grund hierfür sein. Die in den Abb. 9 und 10 mit "E" gekennzeichneten Leitfähigkeitsstellen zeigen keine Übereinstimmung. Möglicherweise kommt hier eine besondere Form elektrolytischer Elektrizitätsleitung vor, wie sie von der Arbeitsgruppe SCHOPPER untersucht und beschrieben wurde, JONAS (1988). In diesen nicht einfach korrelierbaren Fällen können spätere detaillierte Untersuchungen Aufschluß geben.

LITERATUR

- BRAM, K., 1988: Elektromagnetische Tiefensondierung 1987. - NLFb, Hannover, KTB Report 88-3, 115 S.
- JONAS, M., DEBSCHÜTZ, W. & SCHOPPER, J.R., 1988: Beiträge zum 1. KTB-Kolloquium, Gießen, 28. und 29.01.1988. - NLFb, Hannover, KTB Report 88-10, S. 146-164.



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

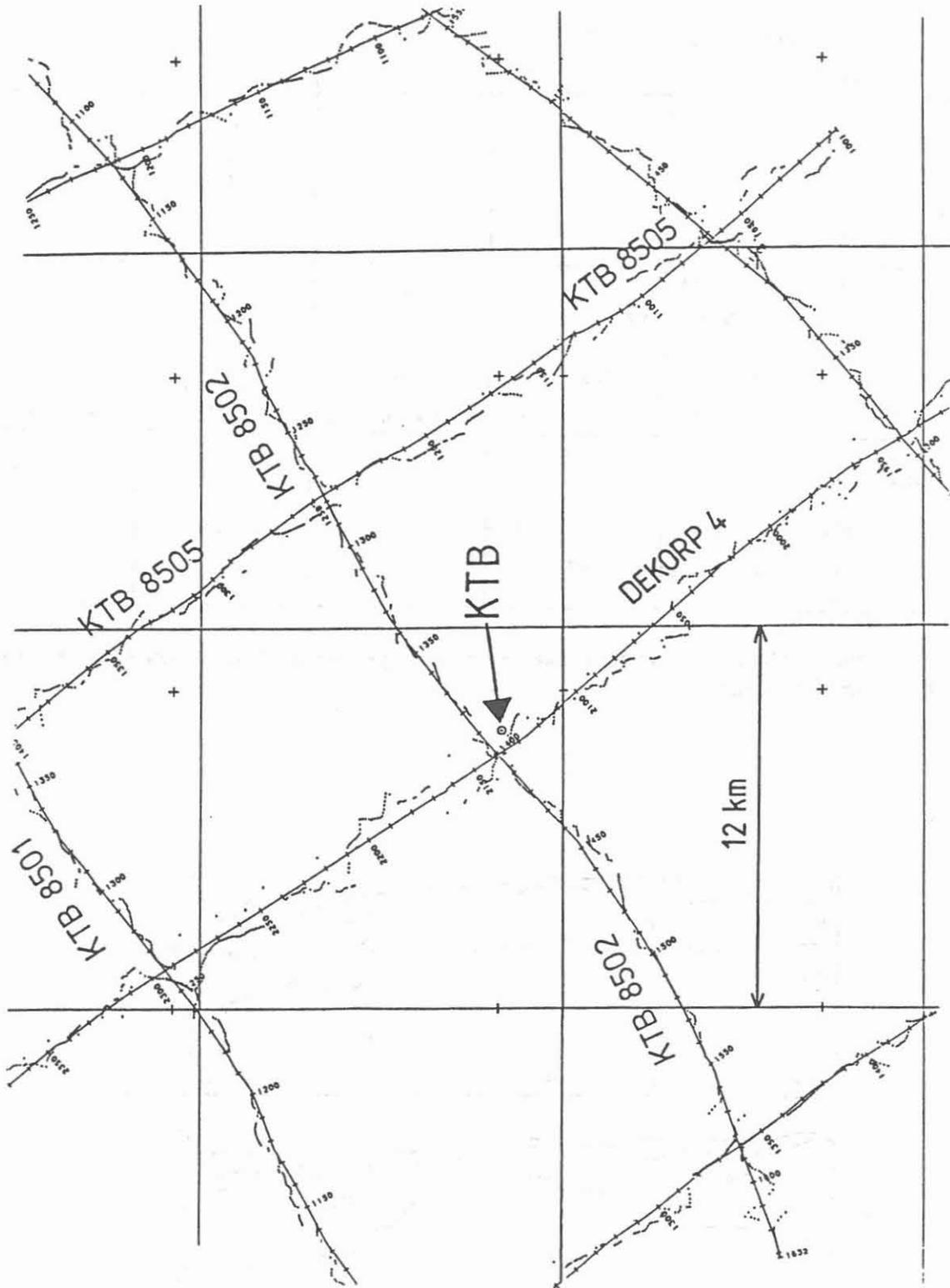


Abbildung 1: Lage reflexionsseismischer Profile mit Geophonnummern in der Umgebung der KTB-Lokation

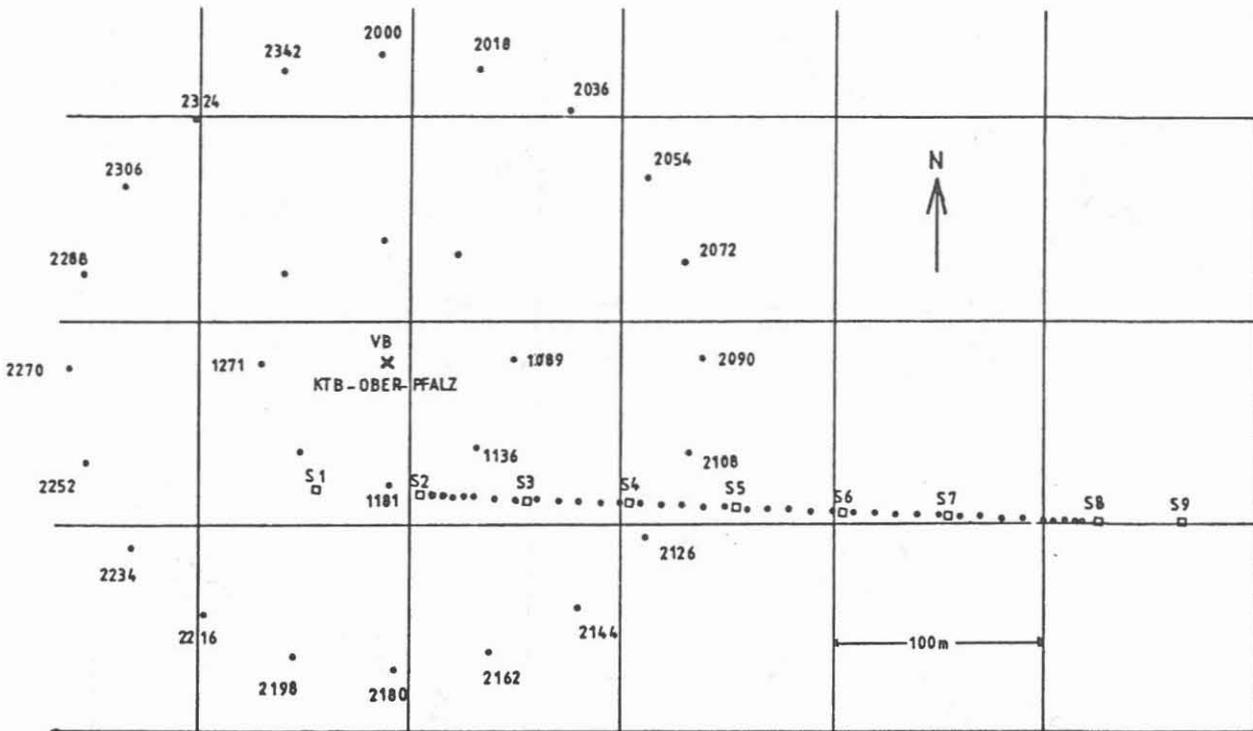


Abbildung 2: Quell- und Geophonlokalationen für Experimente in der unmittelbaren Umgebung der Vorbohrung

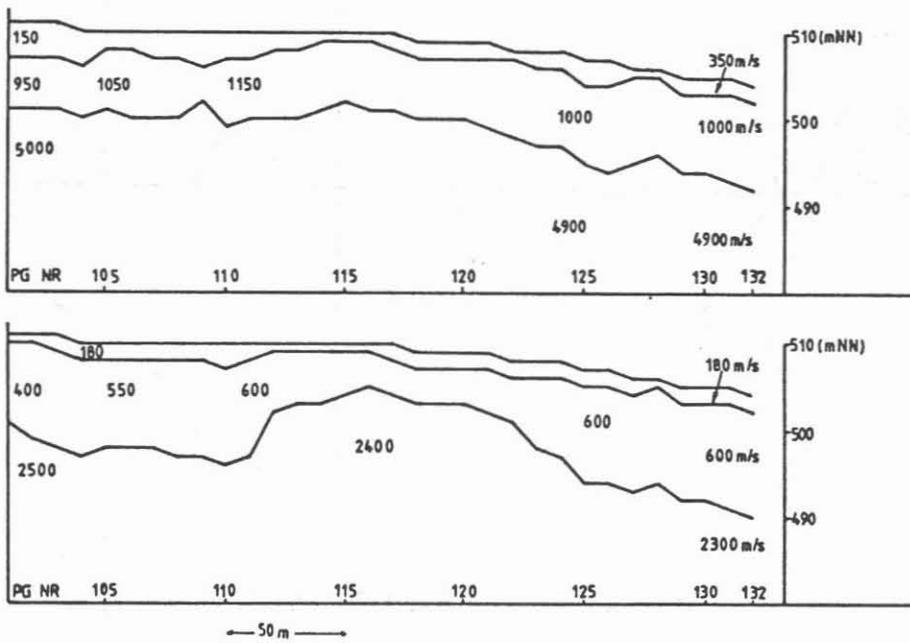


Abbildung 3: Ergebnisse des Nahlinienexperiments: Oben das P-Wellengeschwindigkeitsmodell, unten das für S-Wellen

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.

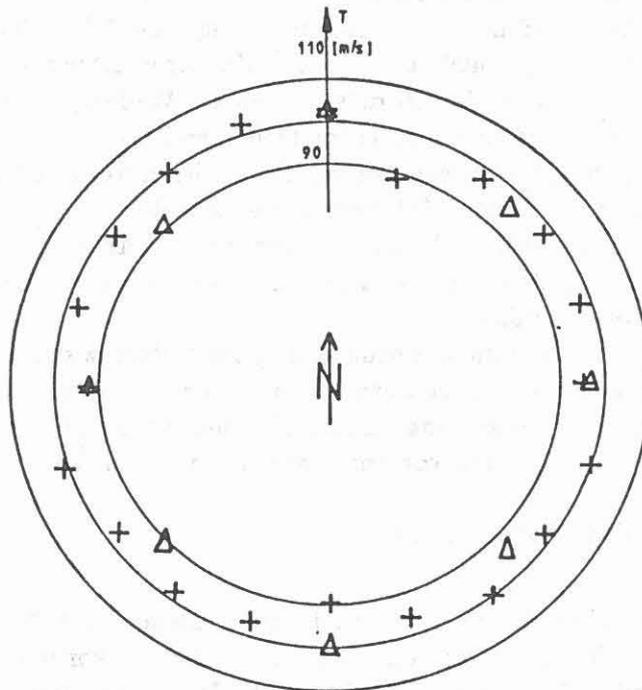


Abbildung 4: P-Ersteinsatzzeiten beim In-Hole-Shot-Experiment. Die Laufzeiten sind in radialer Richtung aufgetragen. Dreiecke (Kreuze) bedeuten Laufzeiten auf dem 60 m (150 m) Kreis.

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 Rohrwelle: 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

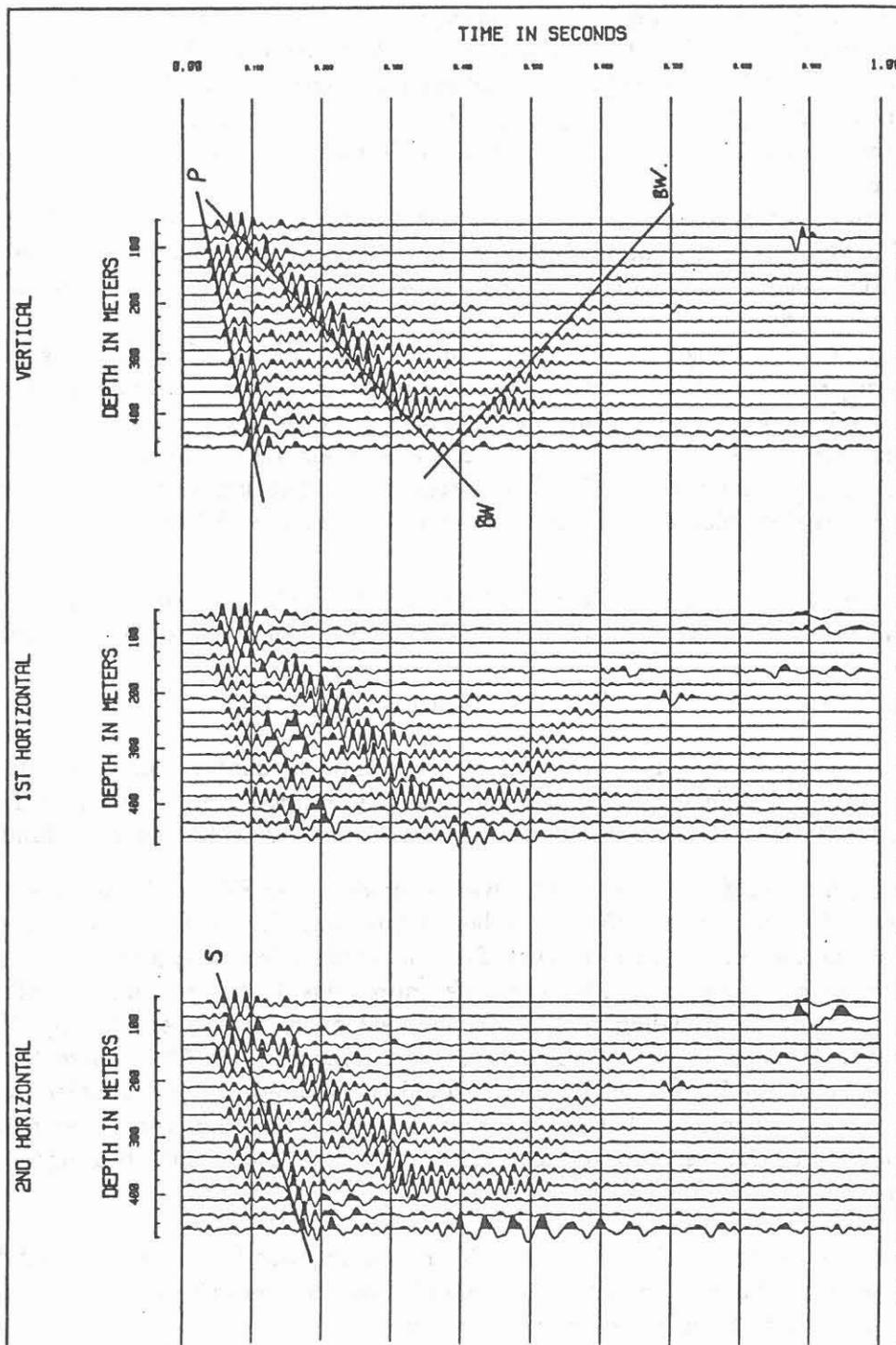


Abbildung 5: Geophonversenkmessung bei 478 m: Angerissen sind die herunterlaufende P-Welle, die entsprechende S-Welle und die herauf- und herunterlaufenden Bohrlochwellen

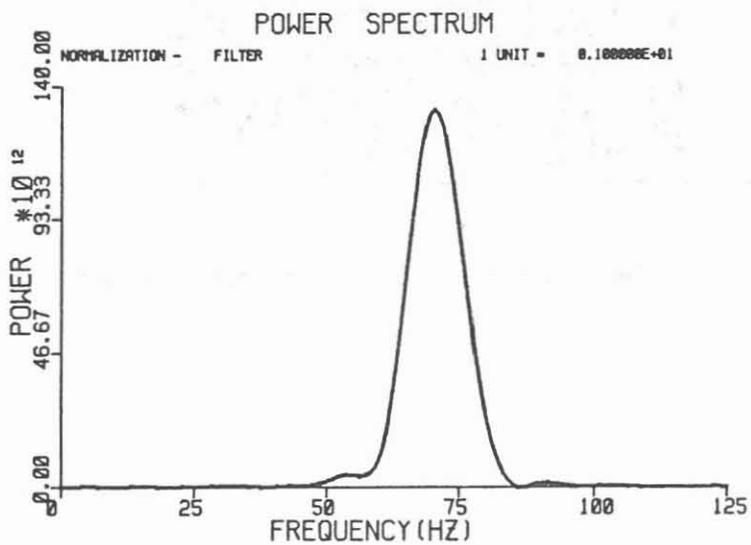
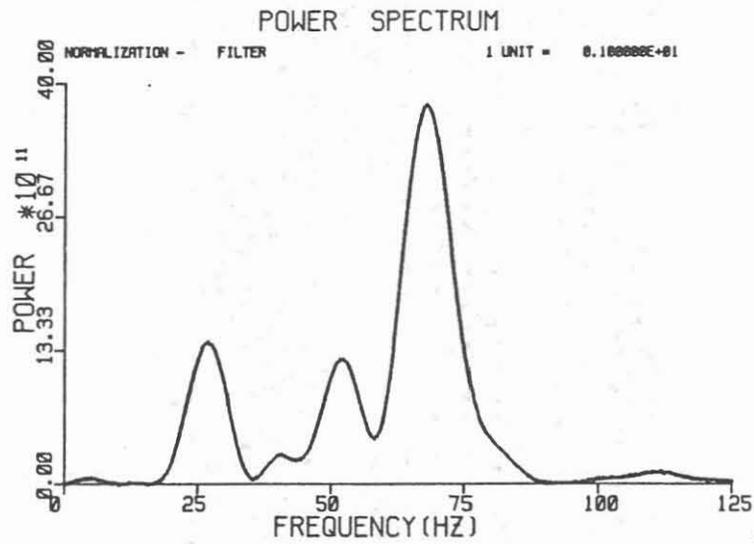
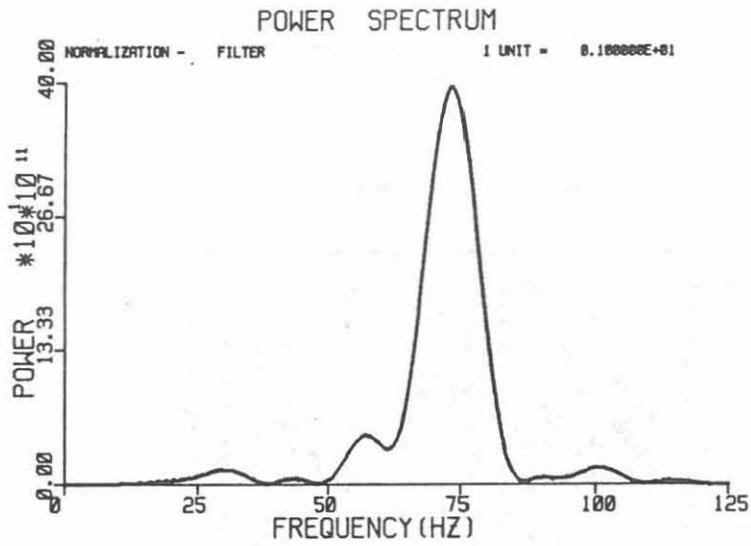


Abbildung 6: Spektren für die P-Welle (oben), die S-Welle (Mitte) und die Bohrlochwelle (unten)

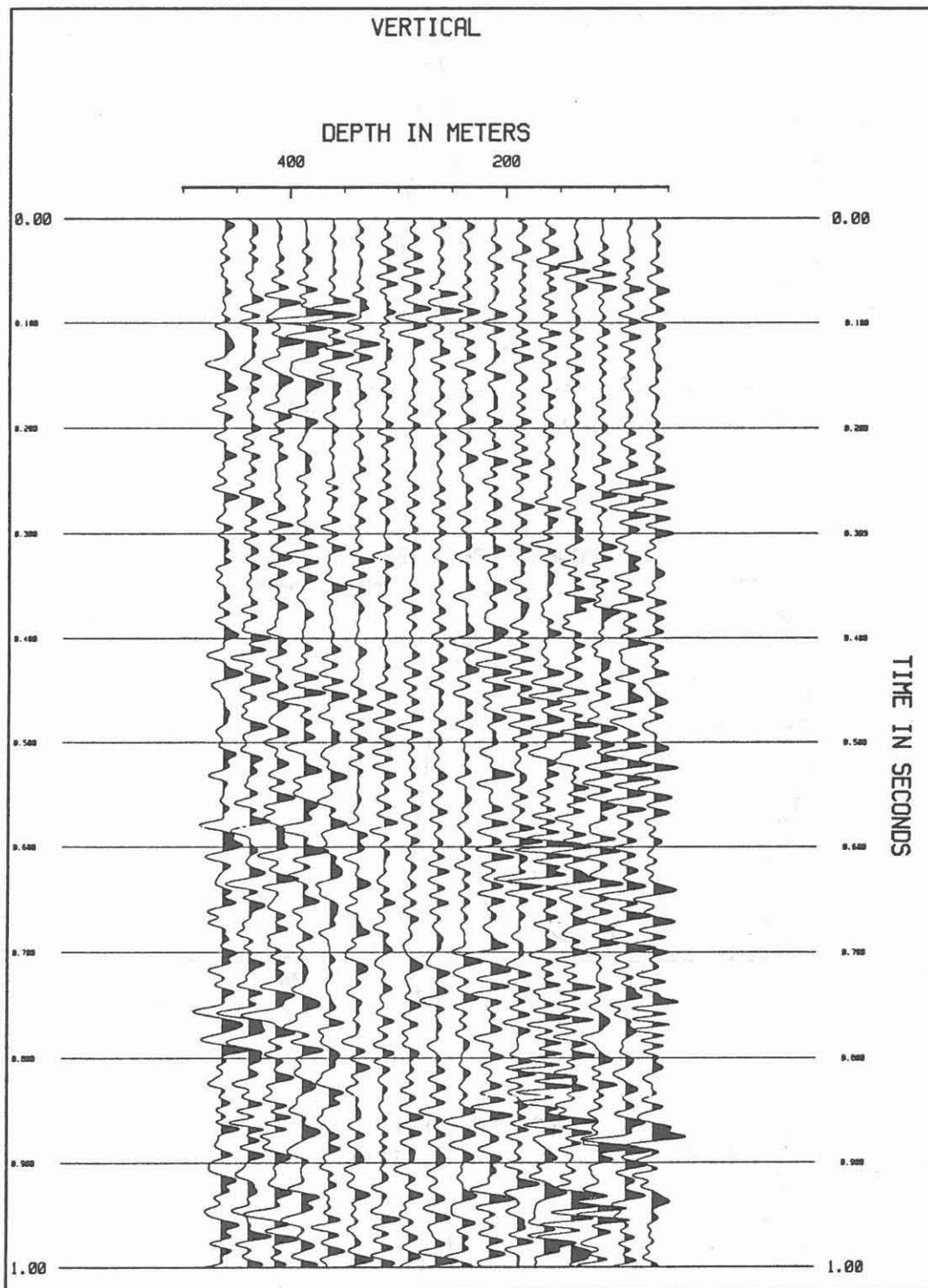


Abbildung 7: VSP 500: Vertikalkomponente nach Entfernen der Bohrlochwelle und der herunterlaufenden Wellen

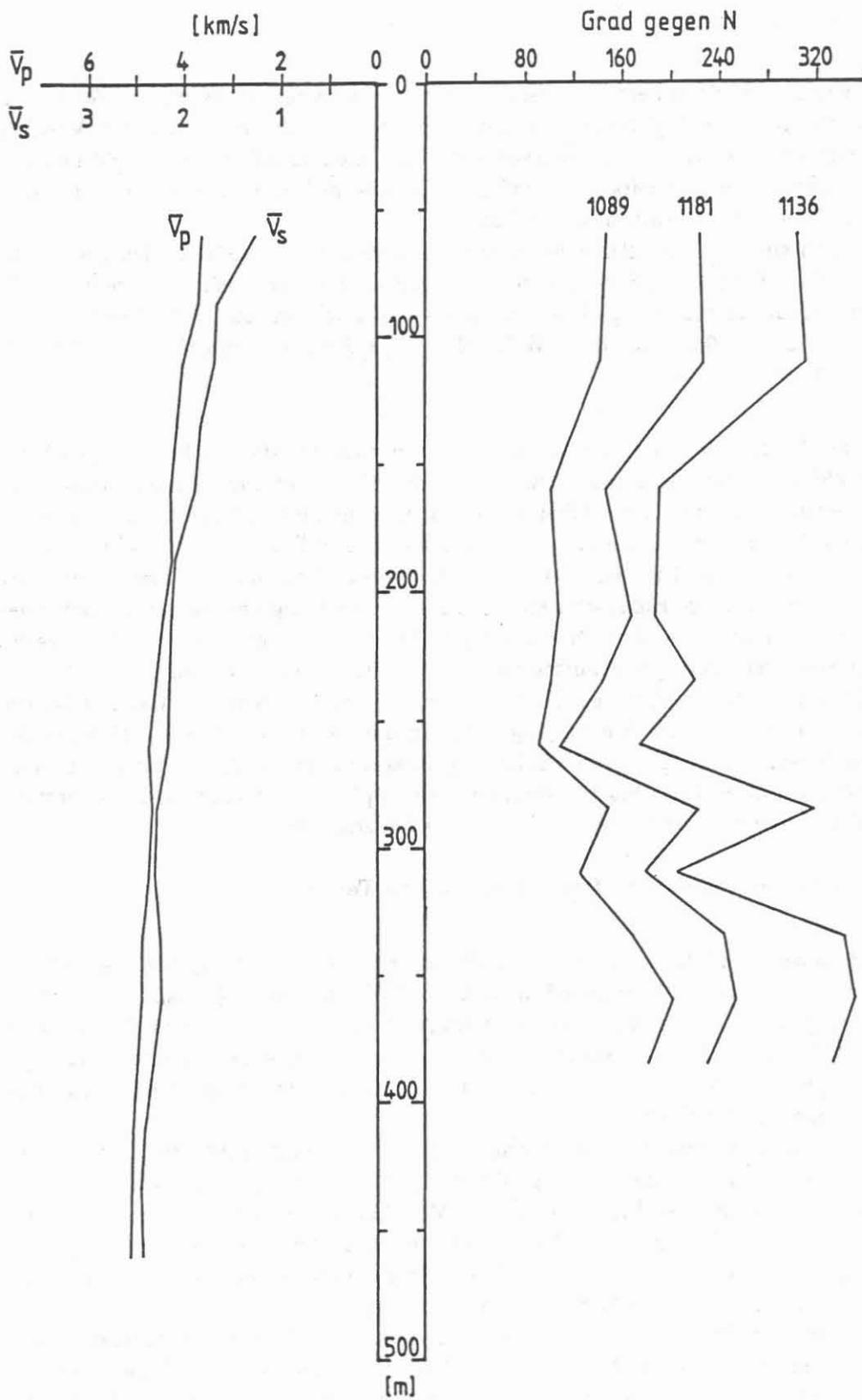


Abbildung 8: links: Durchschnittsgeschwindigkeiten \bar{v}_p , \bar{v}_s , aus dem VSP 500-Experiment. rechts: Richtung der größten Scherwellenenergie bei dieser Messung

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.

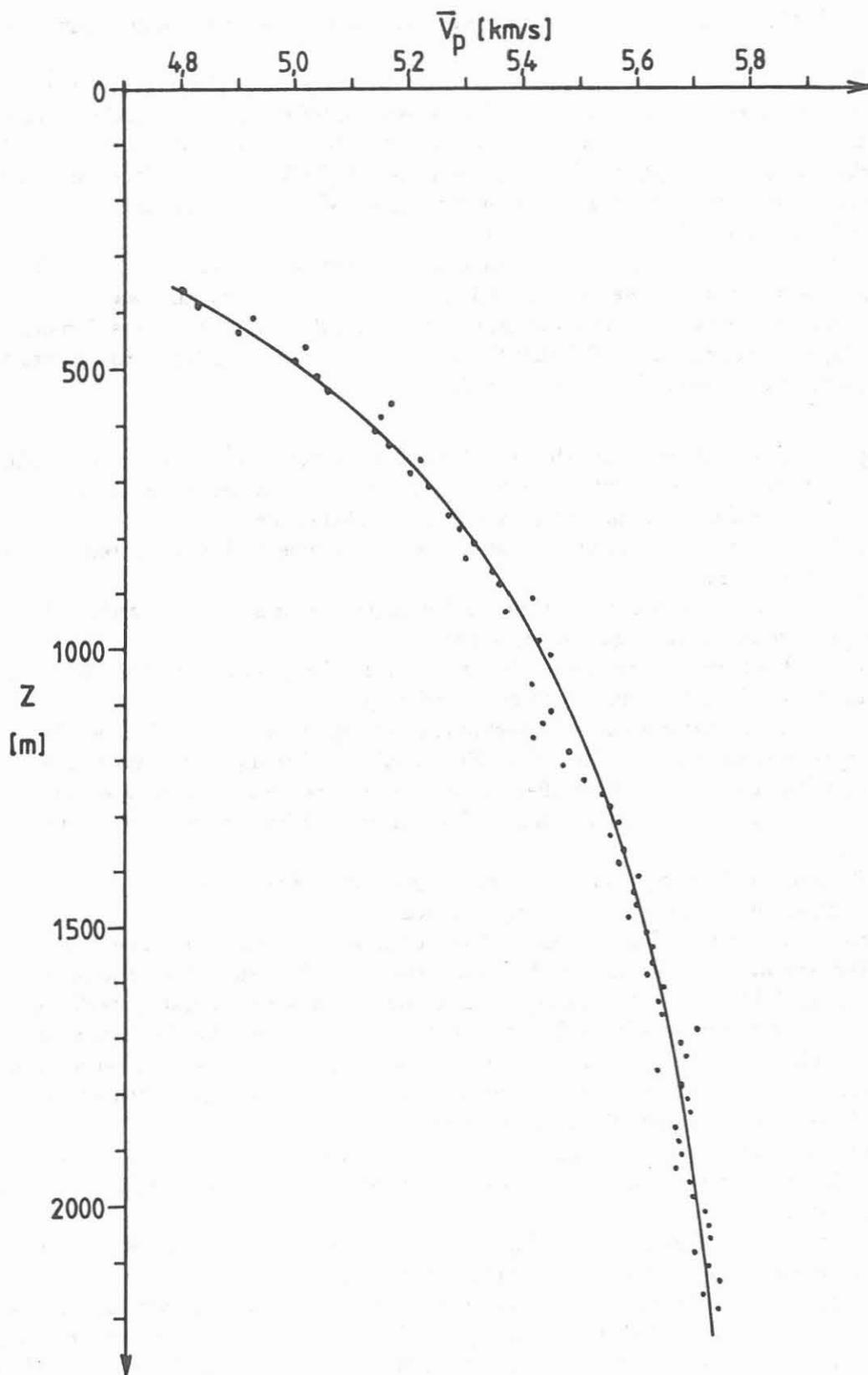


Abbildung 9: Durchschnittsgeschwindigkeit \bar{v}_p bis in eine Tiefe von 2200 m, ermittelt aus dem VSP 2000-Experiment

VERTICAL

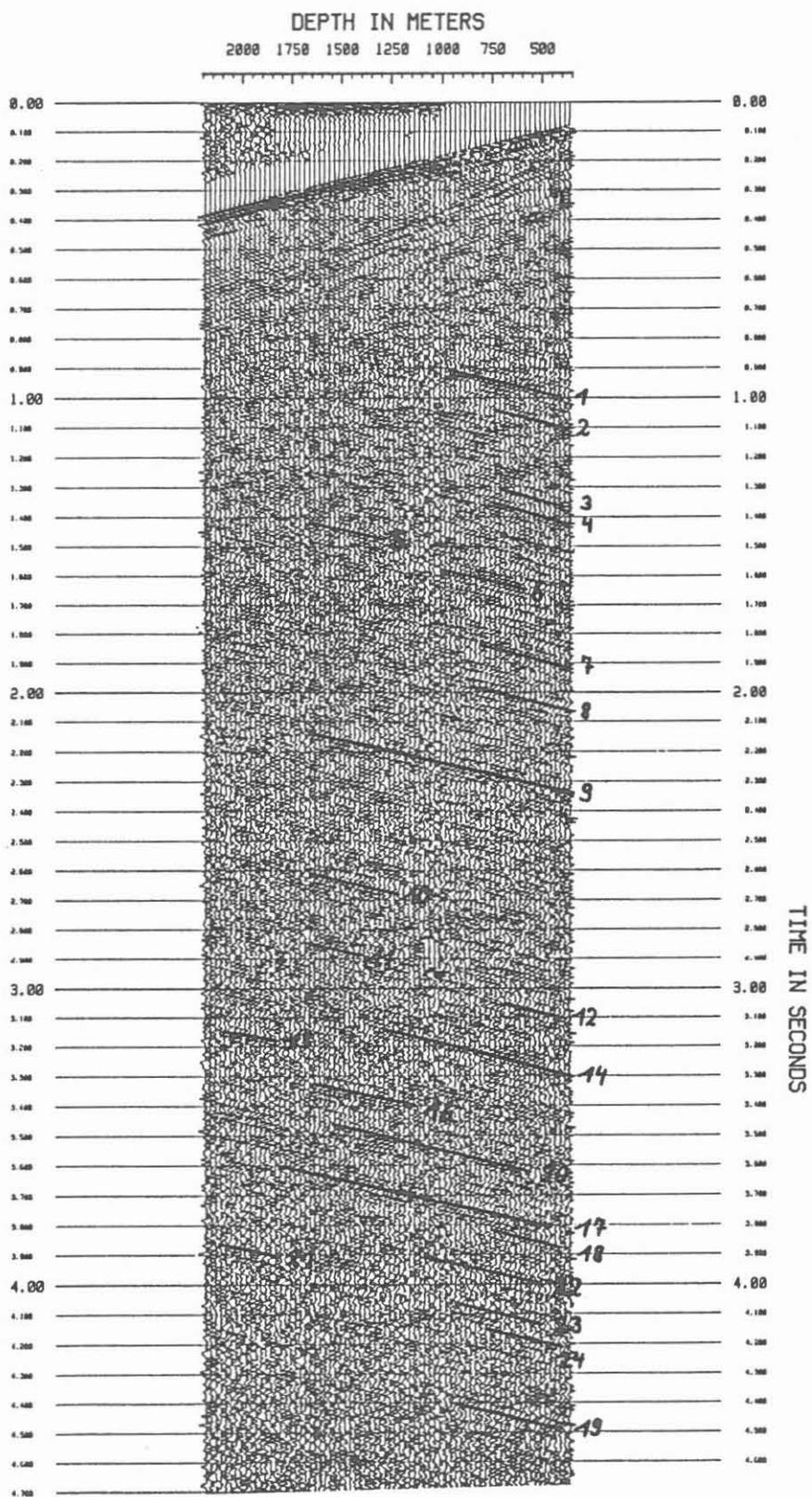


Abbildung 10: Vertikalkomponente des VSP-Experiments mit angerissenen Einsätzen für die kinematisch-geometrische Migration

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.

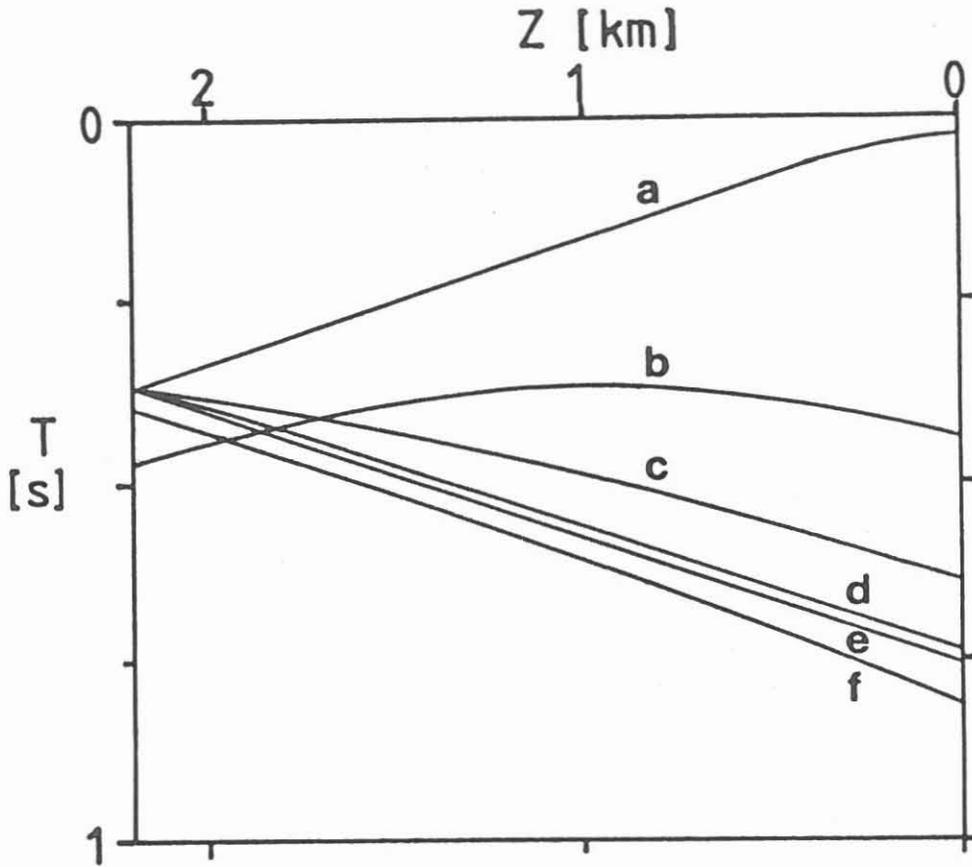


Abbildung 11: Typische Laufzeitkurven für ein VSP-Experiment. Die einzelnen Kurven werden im Text erläutert.

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:

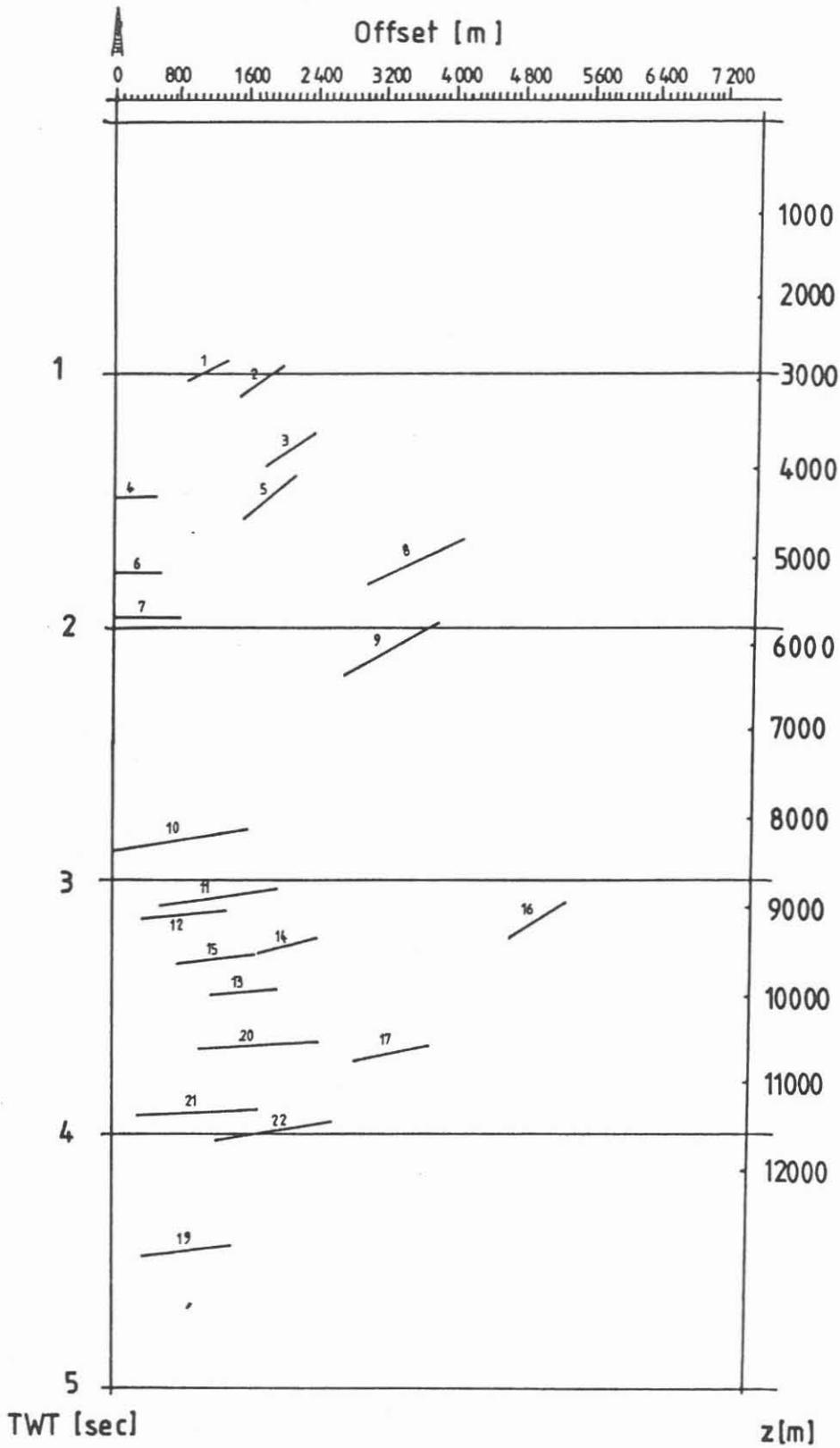


Abbildung 12: Strichzeichnung. Ergebnis der kinematischen Migration der angerissenen Ereignisse in Abb. 10

- 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.

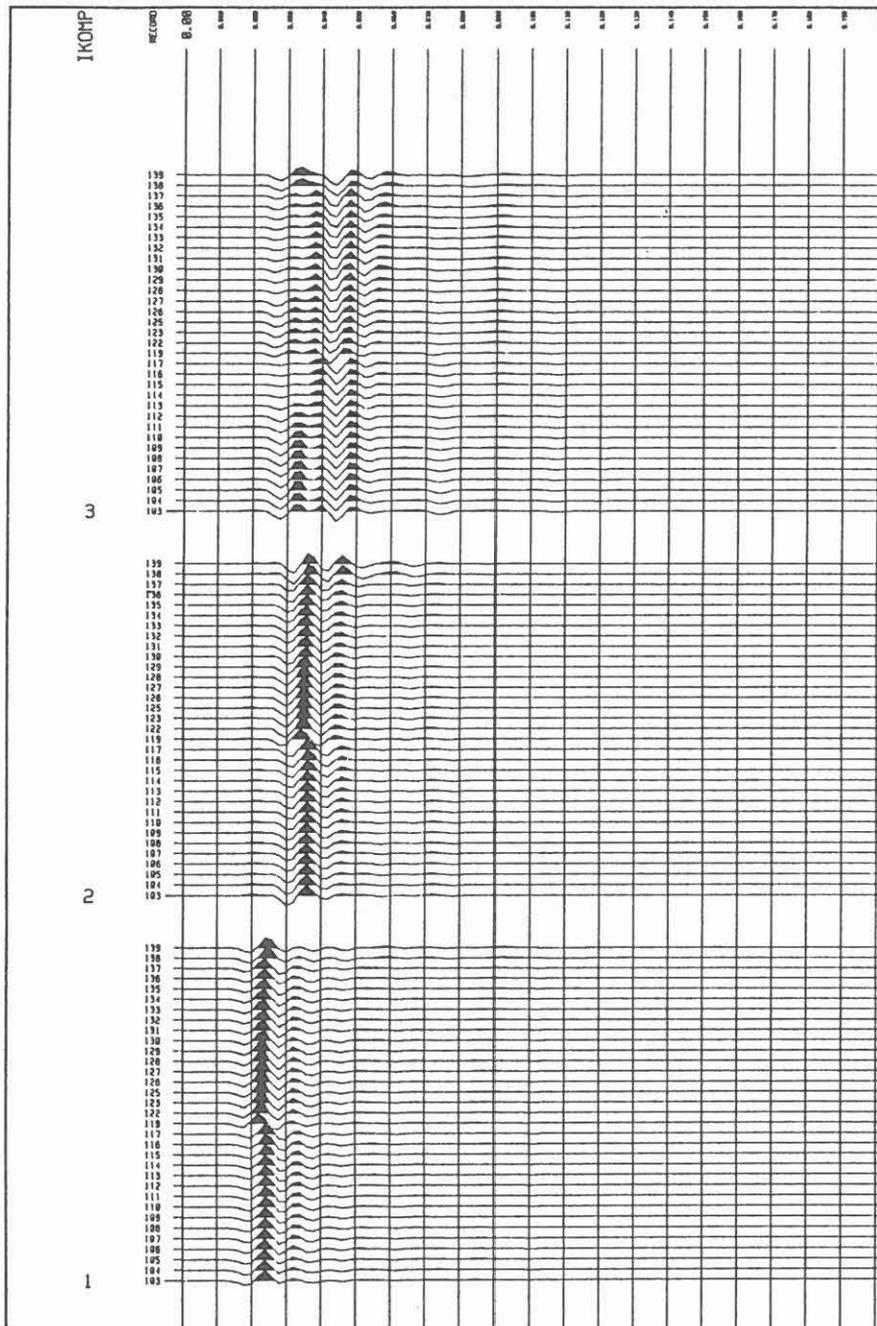


Abbildung 13: Aufzeichnungen des Monitorgeophons nach einer Rotation. Die Komponente 1 (R) zeigt vorwiegend P-Energie, die Komponenten 2 und 3 (HR und HT) S-Energie

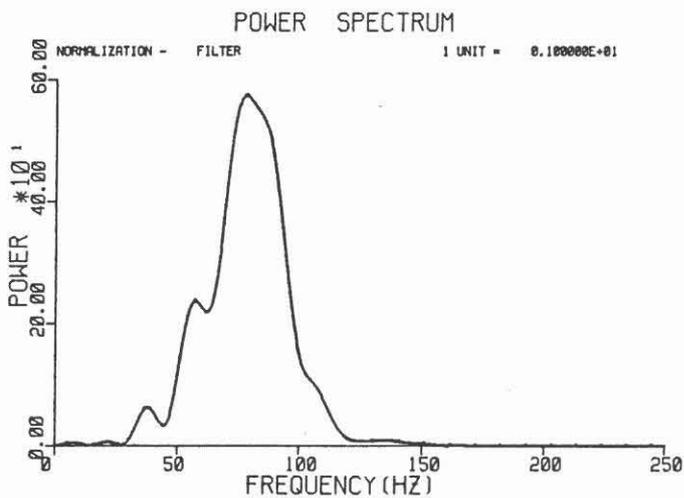
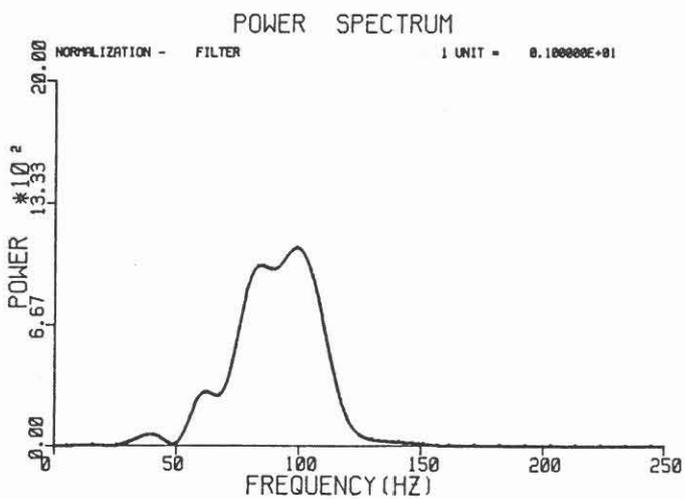
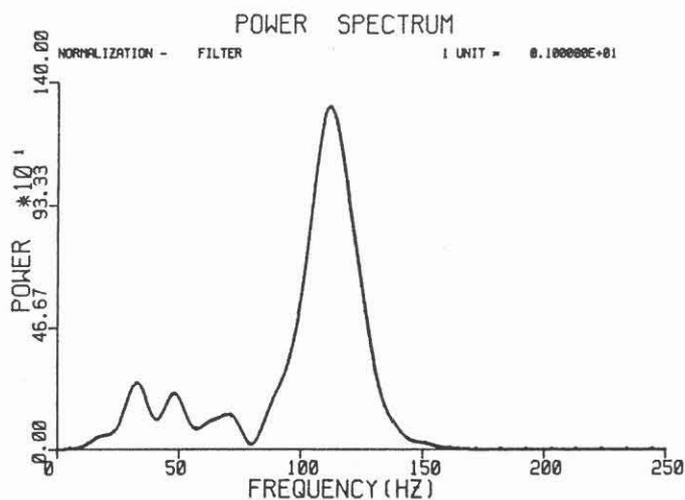


Abbildung 14: Einzelne Spektren von Aufzeichnungen des Monitorgeophons.
Oben: HR, Mitte: HT, unten: R

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

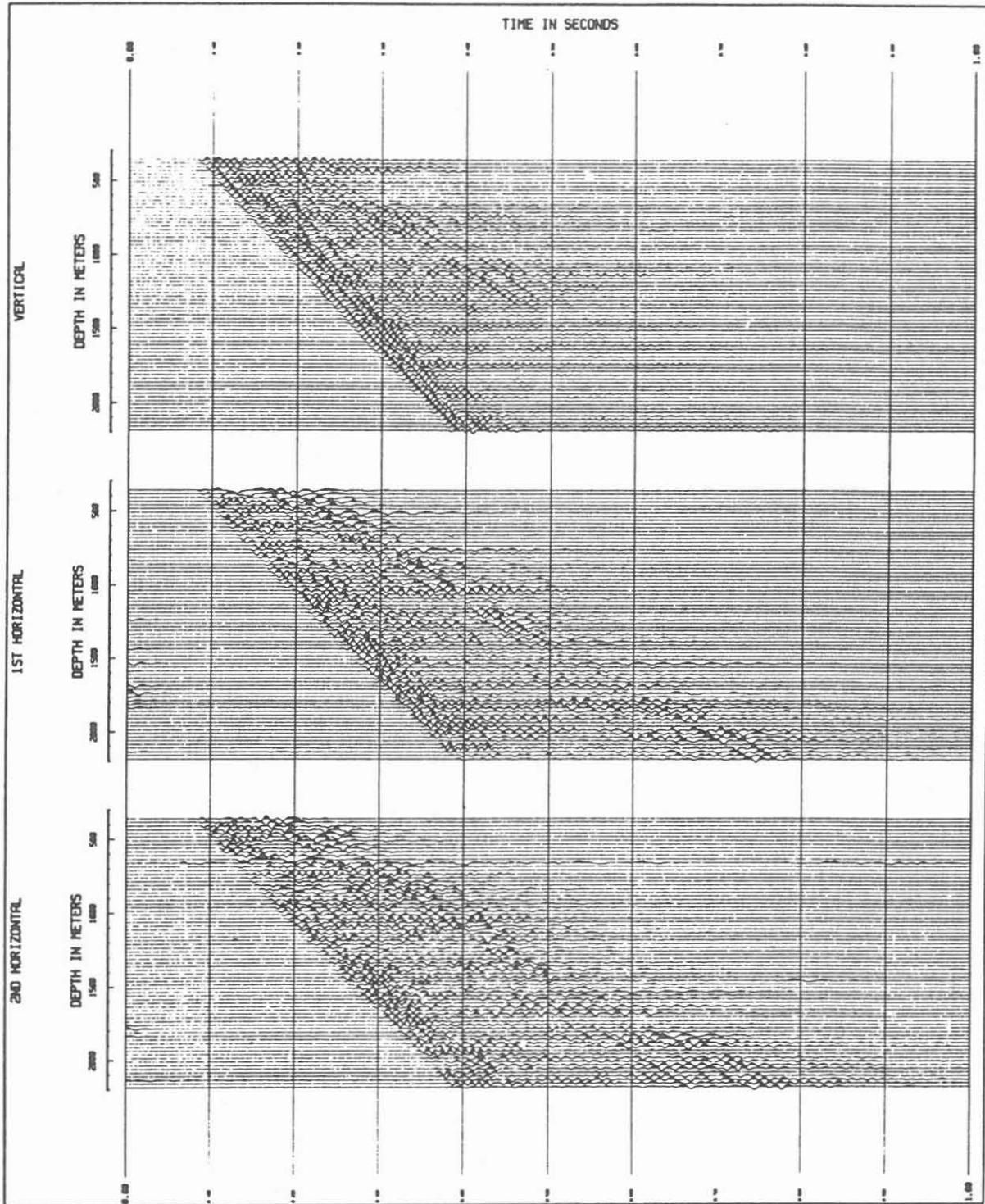


Abbildung 15: VSP-Experiment: Abspielungen ohne AGC

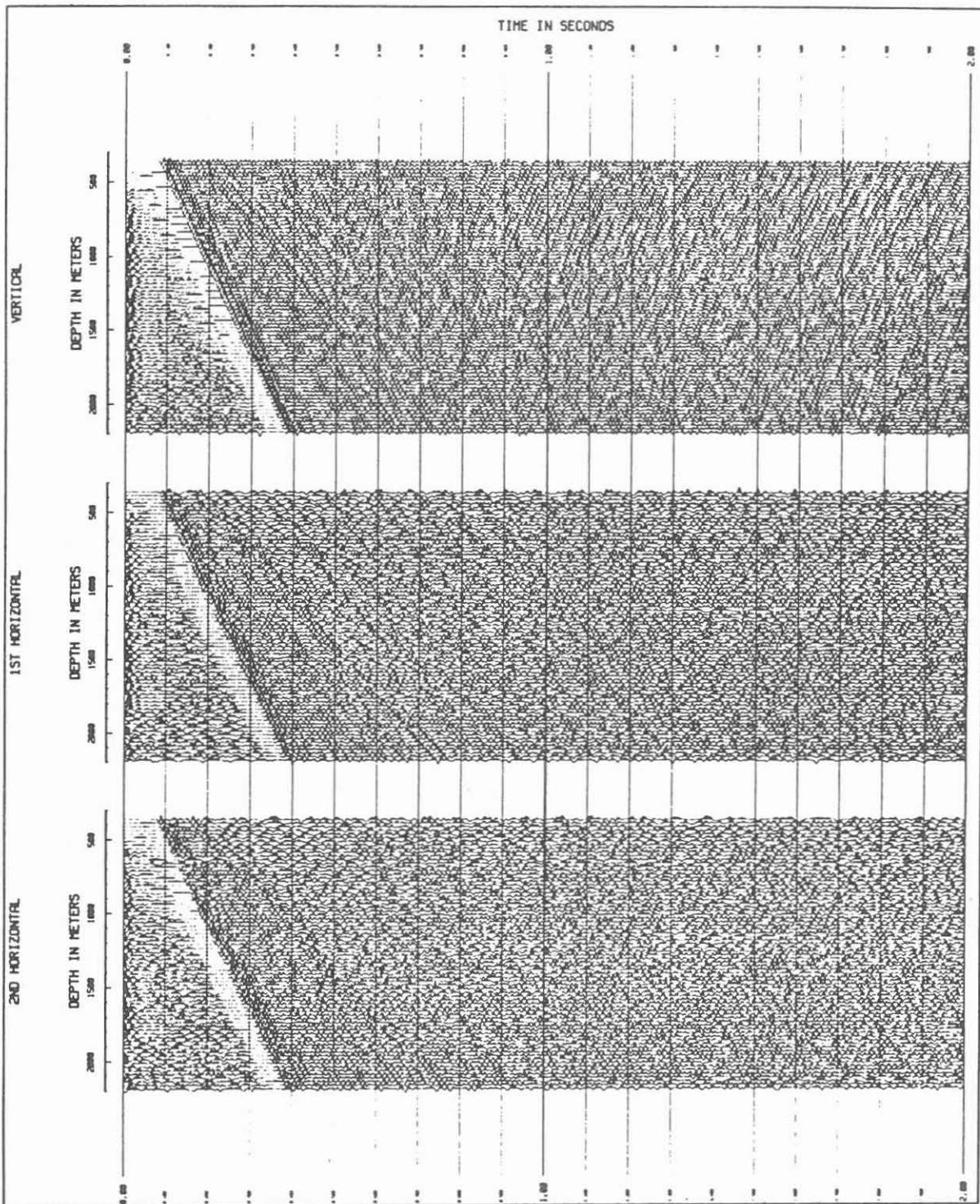


Abbildung 16: Wie Abb. 15 nach Anwendung eines AGC. Dargestellt ist hier der Zeitbereich bis 2 s. Vorallem auf der Vertikalkomponente ist überhalb 1 s herauflaufende Energie zu sehen

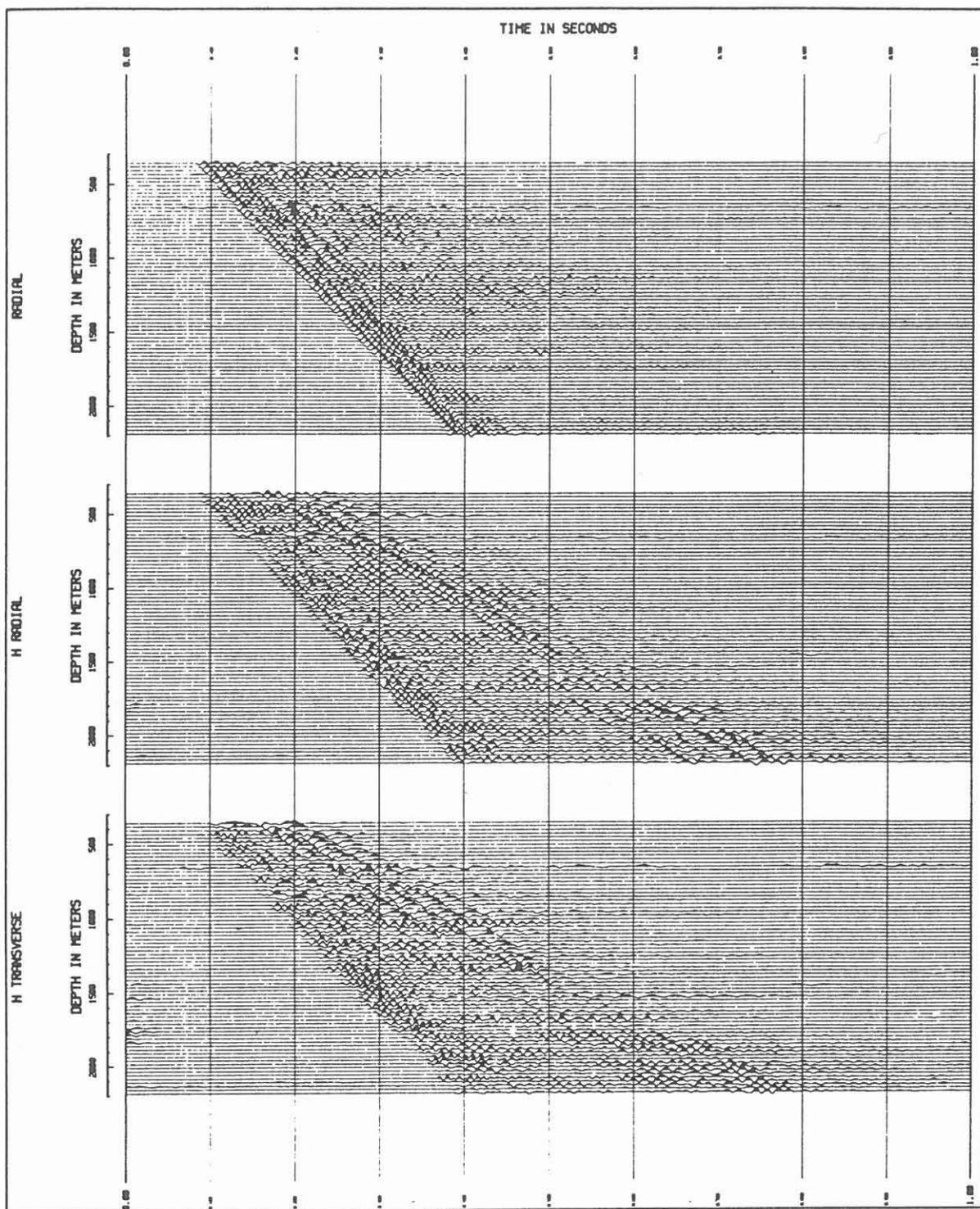


Abbildung 17: Rotierte Daten: Auf der Radialkomponente ist die P-Wellenenergie konzentriert, auf den Horizontalkomponenten (HR und HT) die S-Wellenenergie

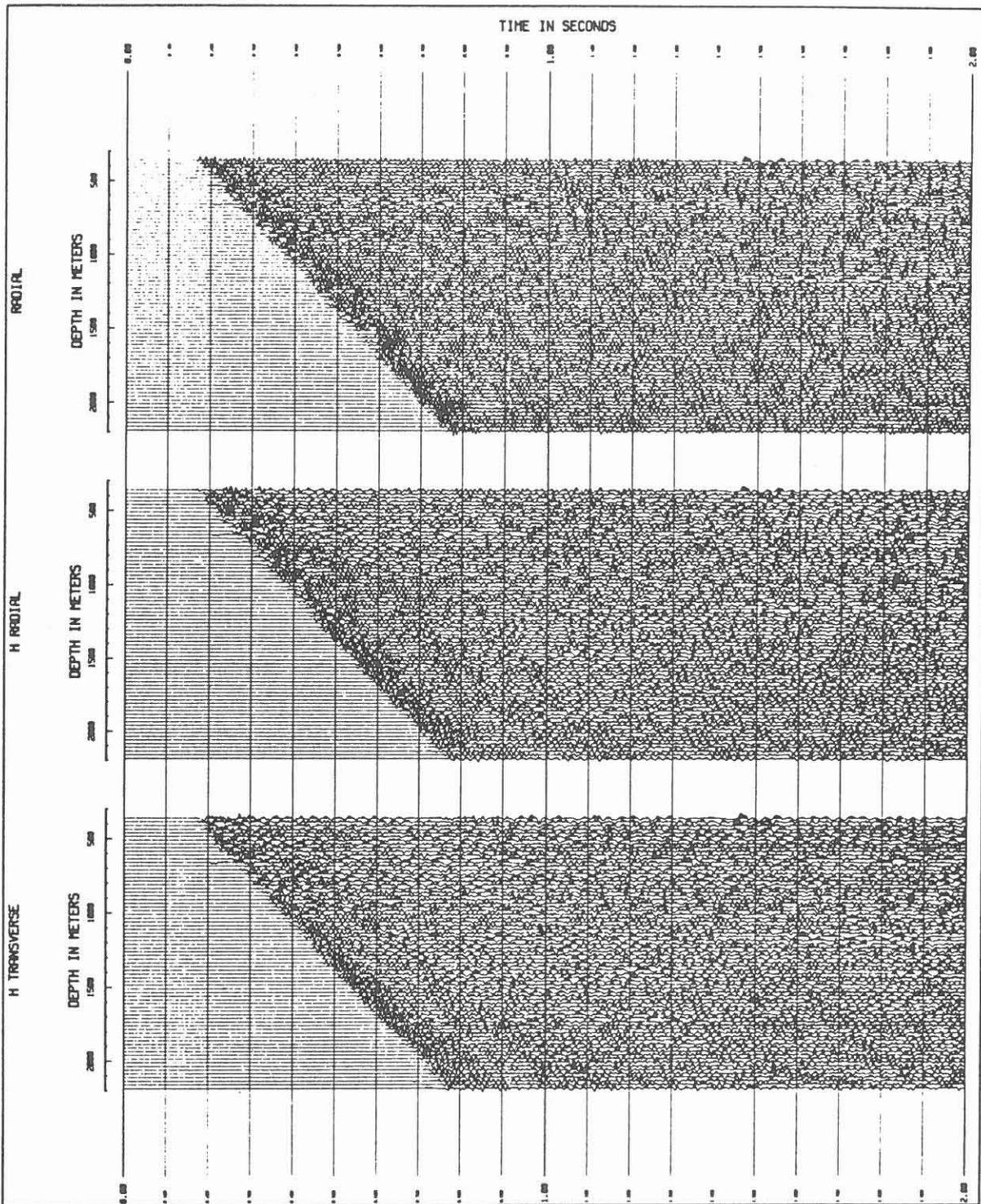


Abbildung 18: Die VSP-Daten nach einer Verschiebung zu Zweiweglaufzeiten

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 Kataklastizone 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

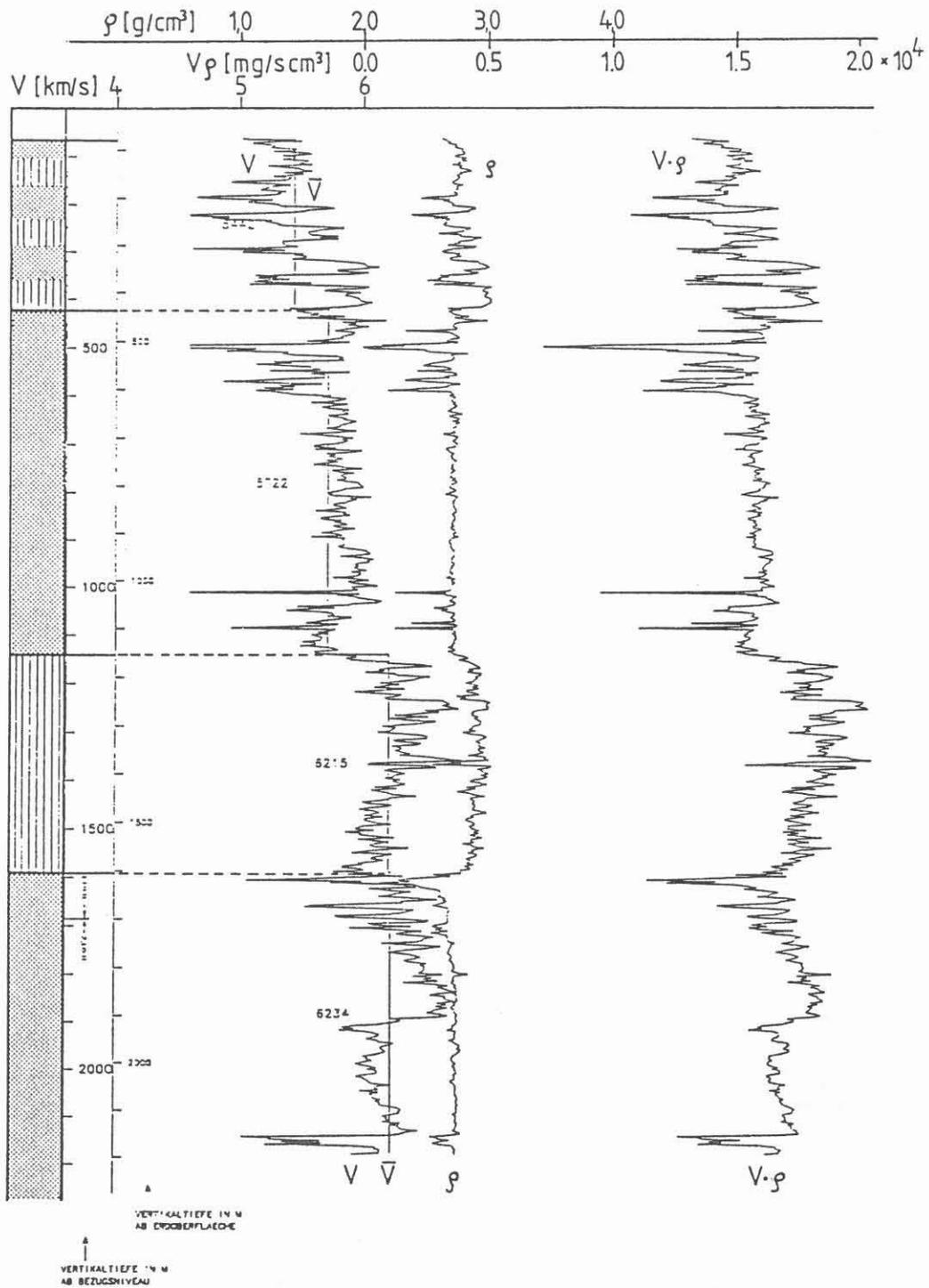


Abbildung 19: Ergebnisse des Sonic-, Dichte- und Impedanzlogs (Prakla Seismos). Markiert sind die im Text definierten Bereiche I bis IV

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

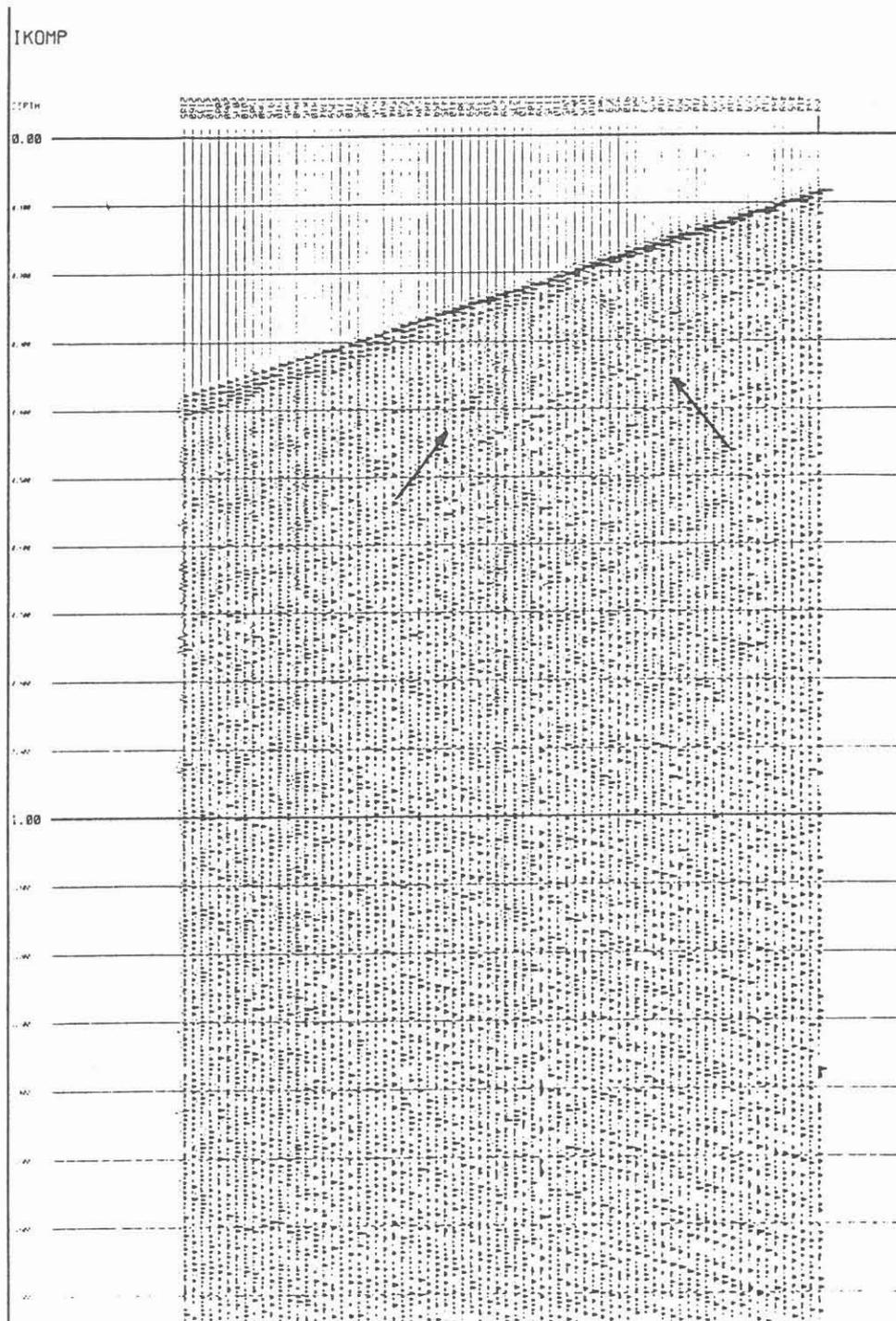


Abbildung 20: Radialkomponente des VSP-Experiments (Prakla Seismos). Die Bohrlochwelle ist durch Pfeile gekennzeichnet.

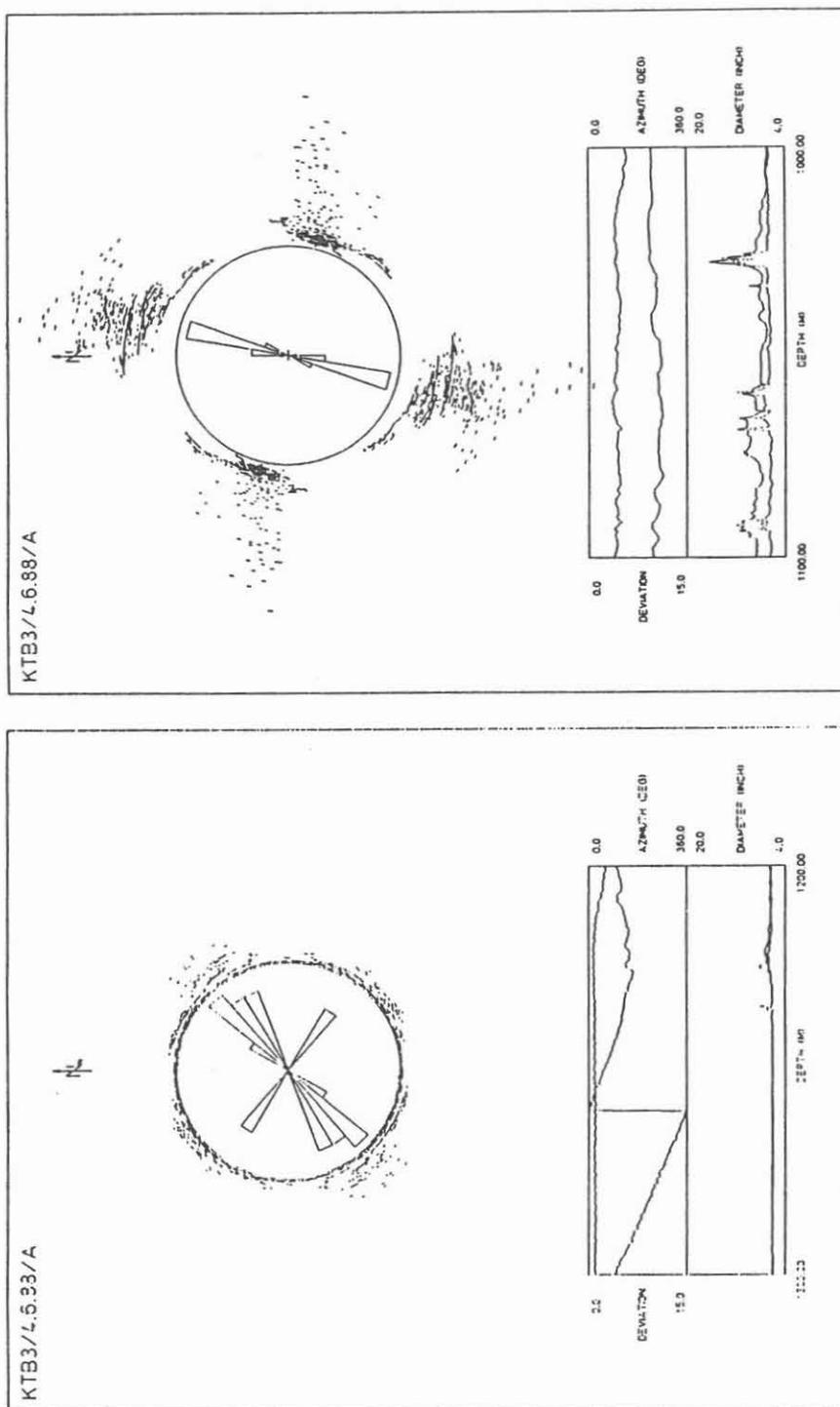


Abbildung 21: Auswertung von Caliper-Logs: links 1200-1300 m, rechts 1000-1100 m

(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

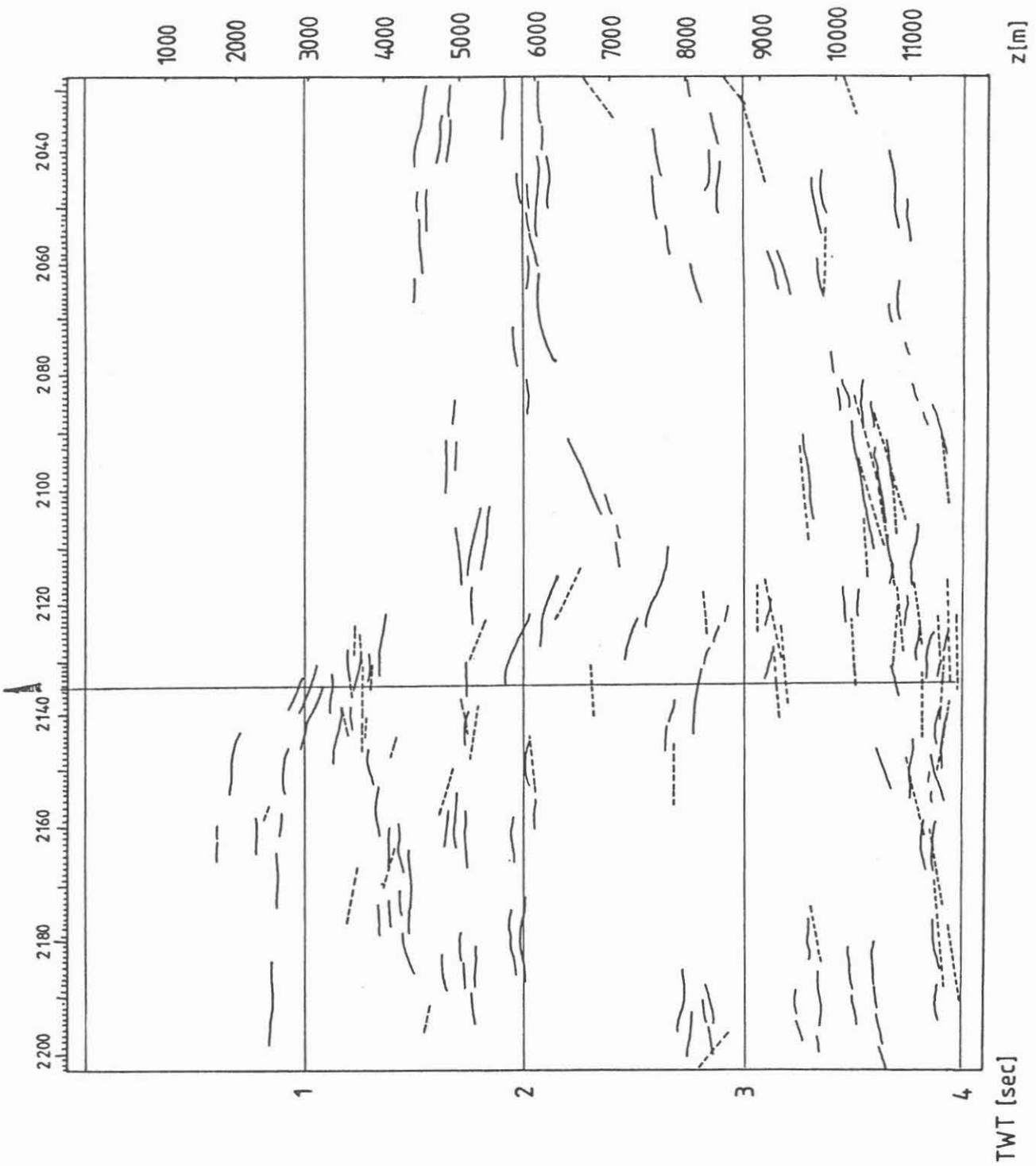


Abbildung 22: Strichzeichnung aus Daten auf dem DEKORP 4-Profil. Die Achsbeschriftung zeigt Geophonnummern. Weitere Erklärungen befinden sich im Text

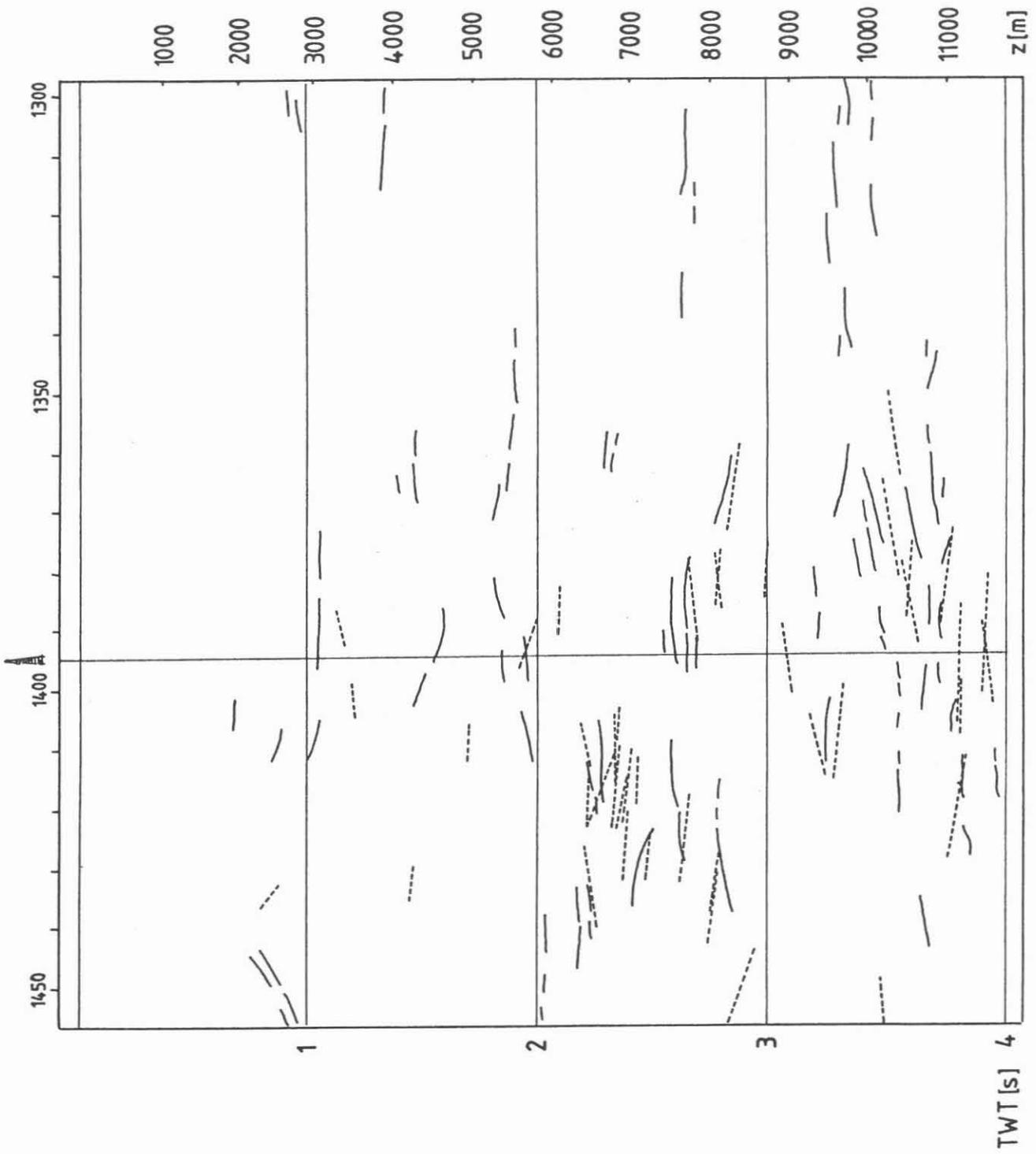


Abbildung 23: Strichzeichnung aus Daten auf dem KTB 8502-Profil wie bei Abb. 22

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.

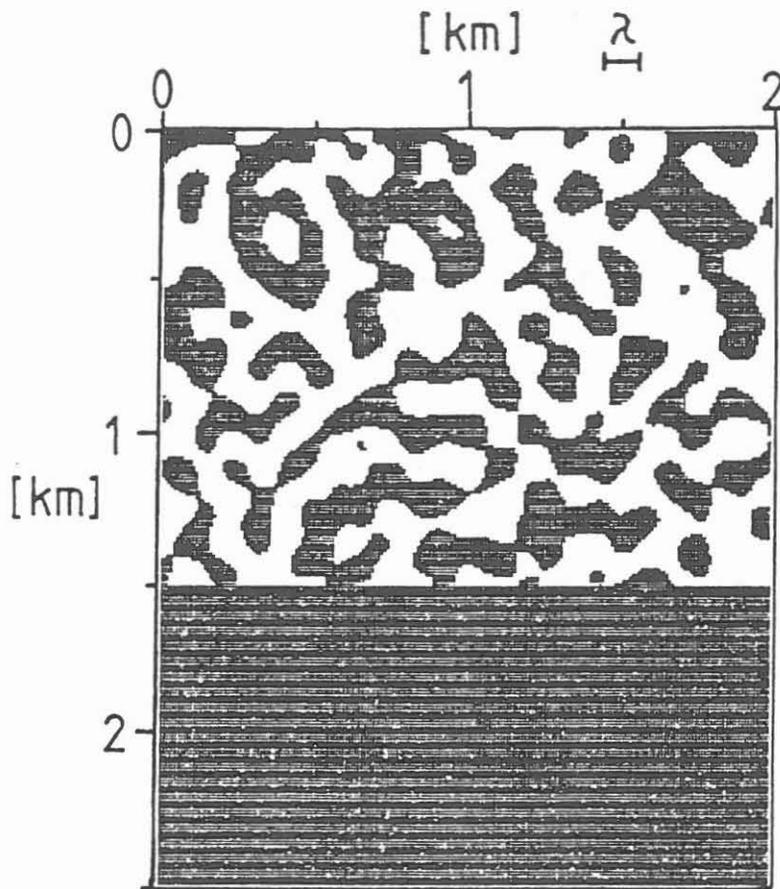


Abbildung 24: Geschwindigkeitsmodell zur FD-Wellenausbreitungssimulation in perturbierten Medien. Oberhalb des ebenen Reflektors in 1.5 km Tiefe ist des Medium durch statisch verteilte Geschwindigkeitsperturbationen (ca. 5%) gekennzeichnet

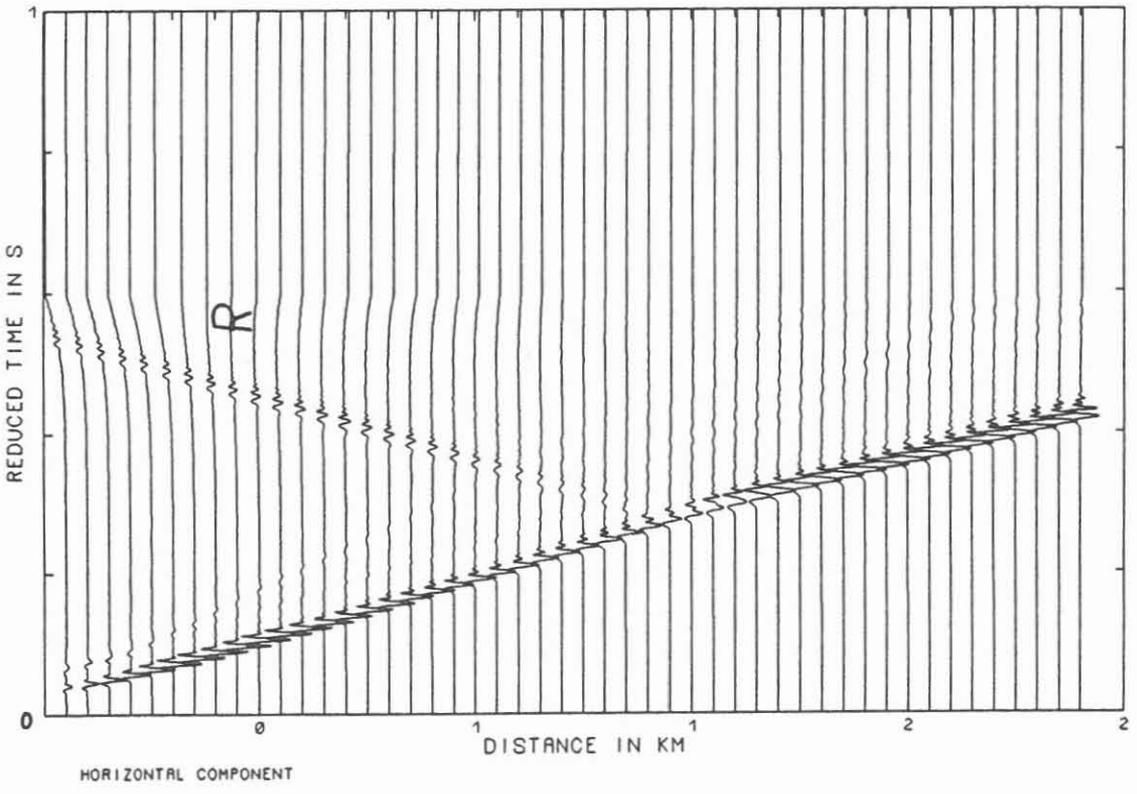
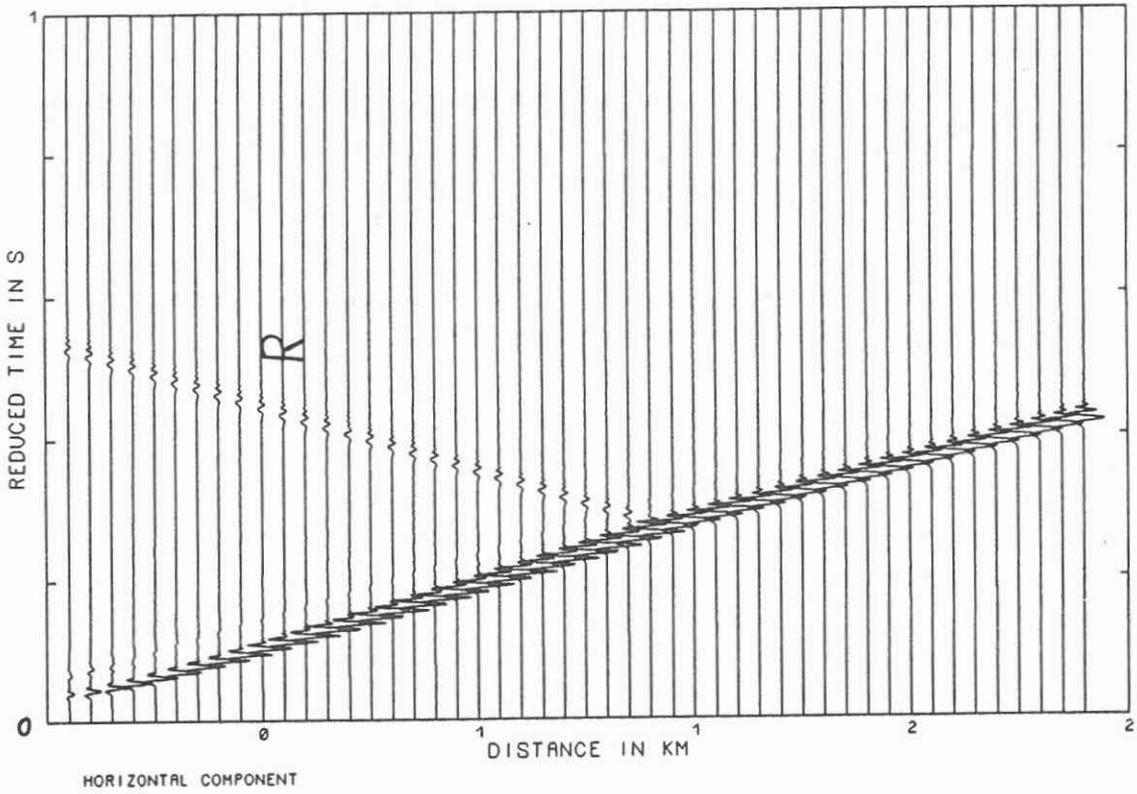


Abbildung 25: FD-Rechnung für das Medium in Abb. 24 (unten) und für das entsprechende ungestörte Medium (oben)

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)

Überprüfung der Krustenmodelle im Bereich
der Bohrlokation KTB-Oberpfalz VB mit
Hilfe von Bohrlochmessungen

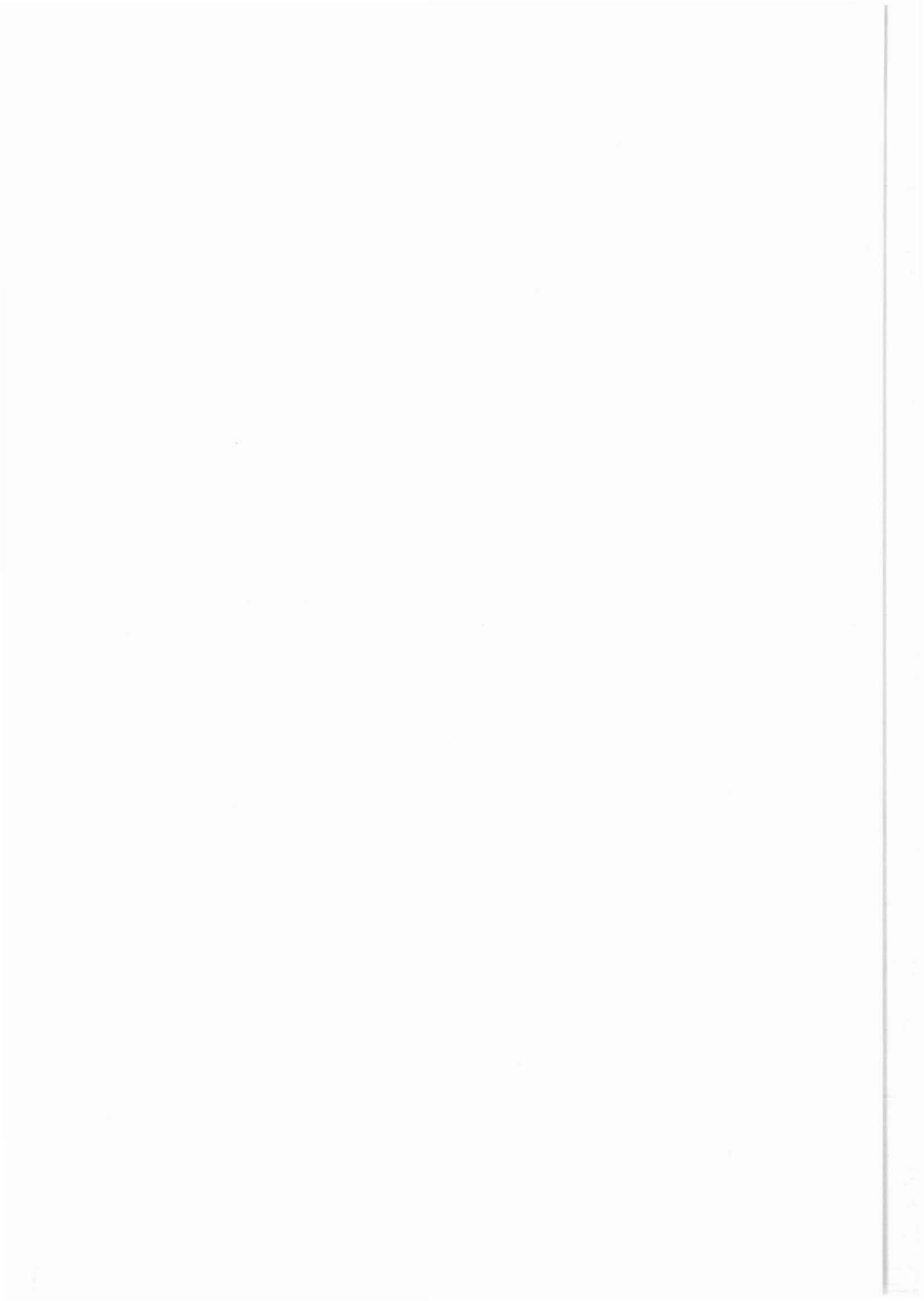


**ÜBERPRÜFUNG DER KRUSTENMODELLE IM BEREICH DER
BOHRLOKATION KTB-OBERPFALZ VB
MIT HILFE VON BOHRLOCHMESSUNGEN**

R. Hänel

ZUSAMMENFASSUNG

Die bisher erarbeiteten Krustenmodelle der Seismik, Gravimetrie, Elektrik, Geothermik und Magnetik werden zusammengestellt und die Grenzflächen/Übergangszonen für den Bereich der Bohrlokation Windischeschenbach ermittelt. Zum Vergleich dient ein Composite Log in Anlehnung an die erbohrte Lithologie. Das Composite Log besteht aus den Standardbohrlochmessungen, der seismischen Geschwindigkeit, der Gesteinsdichte, des elektrischen spezifischen Widerstandes, der Wärmeproduktionsrate, der Temperatur und der vertikalen magnetischen Intensität. Die daraus für jeweils eine lithologische Einheit berechneten Mittelwerte werden als Log und auch als Tabelle dargestellt. Der Vergleich der Bohrlochmessungen mit den Krustenmodellen zeigt im Rahmen der Genauigkeit gute korrelierbare Ergebnisse. Der Vergleich zeigt weiter, daß in etwa 3,8 - 4 km Tiefe der "zweite" Amphibolitkörper durchteuft sein müßte.



SUMMARY

The existing crust models built from seismic, gravimeter, geoelectric, geothermic and magnetic data are compiled. For the location of the pilot borehole KTB-Oberpfalz VB the main boundaries and transition zones within the crust are derived.

For comparison a composite log has been established with regard to the lithology encountered in the borehole. The composite log consists of standard borehole measurements: seismic velocity, rock density, electrical specific resistivity, heat production rate, temperature and vertical magnetic intensity. Mean values have been calculated for each lithological unit and displayed as a composite log as well as a table. The comparison of the 'mean value' composite log with the crust models shows a good correlation within the expected error range. Furthermore, at 3.8 - 4 km depth the "second" amphibolite body will be drilled through.

1 EINLEITUNG

Im folgenden soll der Versuch unternommen werden, die seismische Geschwindigkeit, die Gesteinsdichte, den elektrischen spezifischen Widerstand, die Wärmeproduktionsrate (bestehend aus Dichte, Uranium-, Thorium- und Kaliumgehaltsmessungen), die Temperatur sowie die vertikale magnetische Intensität zusammenfassend aus Bohrlochmessungen darzustellen, genannt Composite Log. Hierbei soll die durchteufte Lithologie bzw. der Lithologiewechsel als bekannt vorausgesetzt werden.

Eine andere Möglichkeit wäre, die Lithologie bzw. den lithologischen Wechsel als unbekannt voranzusetzen und das geologische Profil mit Hilfe des o.g. Composite Logs zu bestimmen. Das ist jedoch Gegenstand der Untersuchungen der Arbeitsgruppe Haverkamp, Wohlenberg und Walter (RWTH Aachen), die dieses Problem unter Einbeziehung weiterer Logs und dem FACIO-Log Rechenprogramm zu lösen versucht.

Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es zu überprüfen, inwieweit die nunmehr vorliegenden Bohrlochmessungen mit den gegenwärtig diskutierten Krustenmodellen übereinstimmen.

2 KRUSTENMODELL

In Abb. 1 ist ein vereinfachtes, NW-SE verlaufendes geologisches Profil dargestellt, wie es aus den reflexionsseismischen Messungen und Weitwinkelmessungen der Arbeitsgruppe DEKORP (DEKORP Research Group 1988) hergeleitet wurde; vergl. hierzu auch GRAUP et al. (1988). Abb. 2 zeigt eine überarbeitete Version (SCHMOLL et al. 1988), aus der hervorgeht, daß der Erbdorf Körper "ausgedünnt" wurde.

In Abb. 3 ist eine Wiederholung der Abb. 2 wiedergegeben. Es wurde außerdem die Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität eingetragen sowie der magnetische Störkörper. Der magnetische

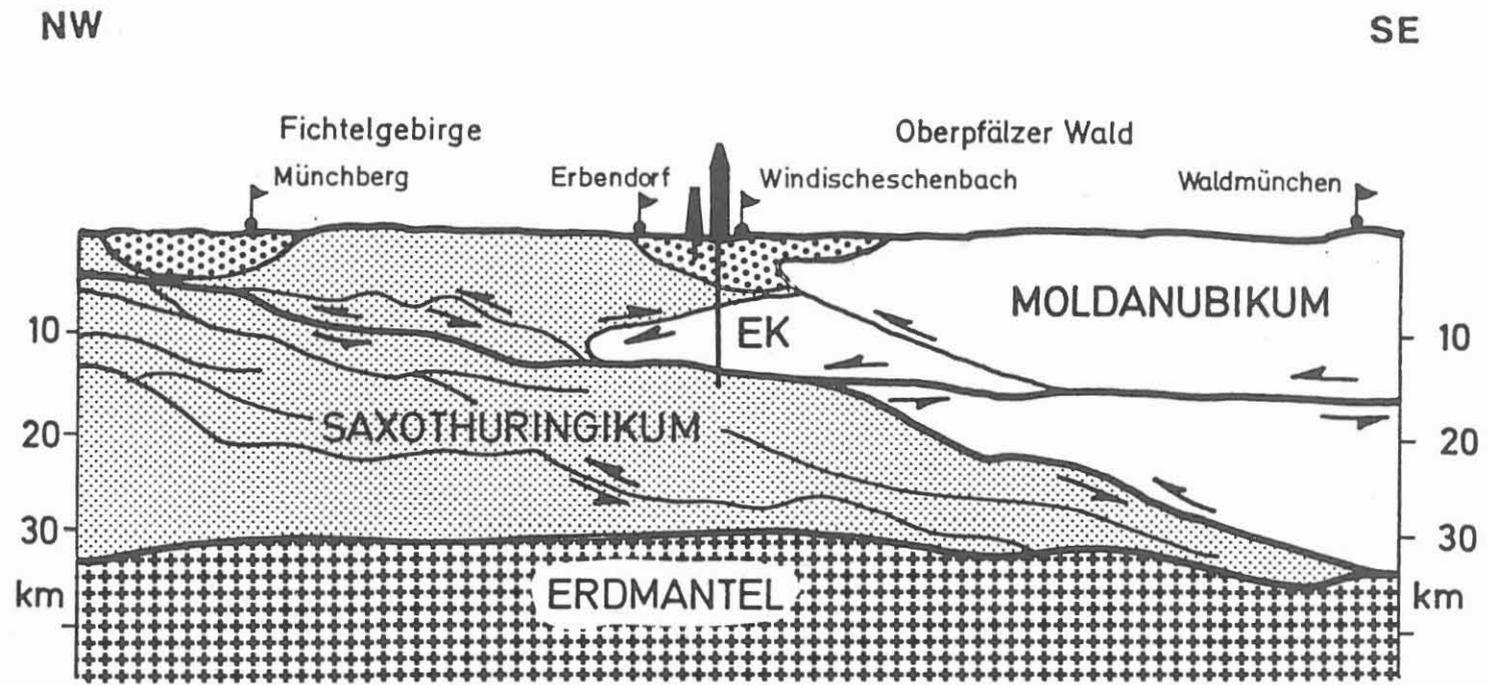


Abbildung 1: Vereinfachtes schematisches Profil durch die KTB - Lokation; EK = Erbendorfkörper.

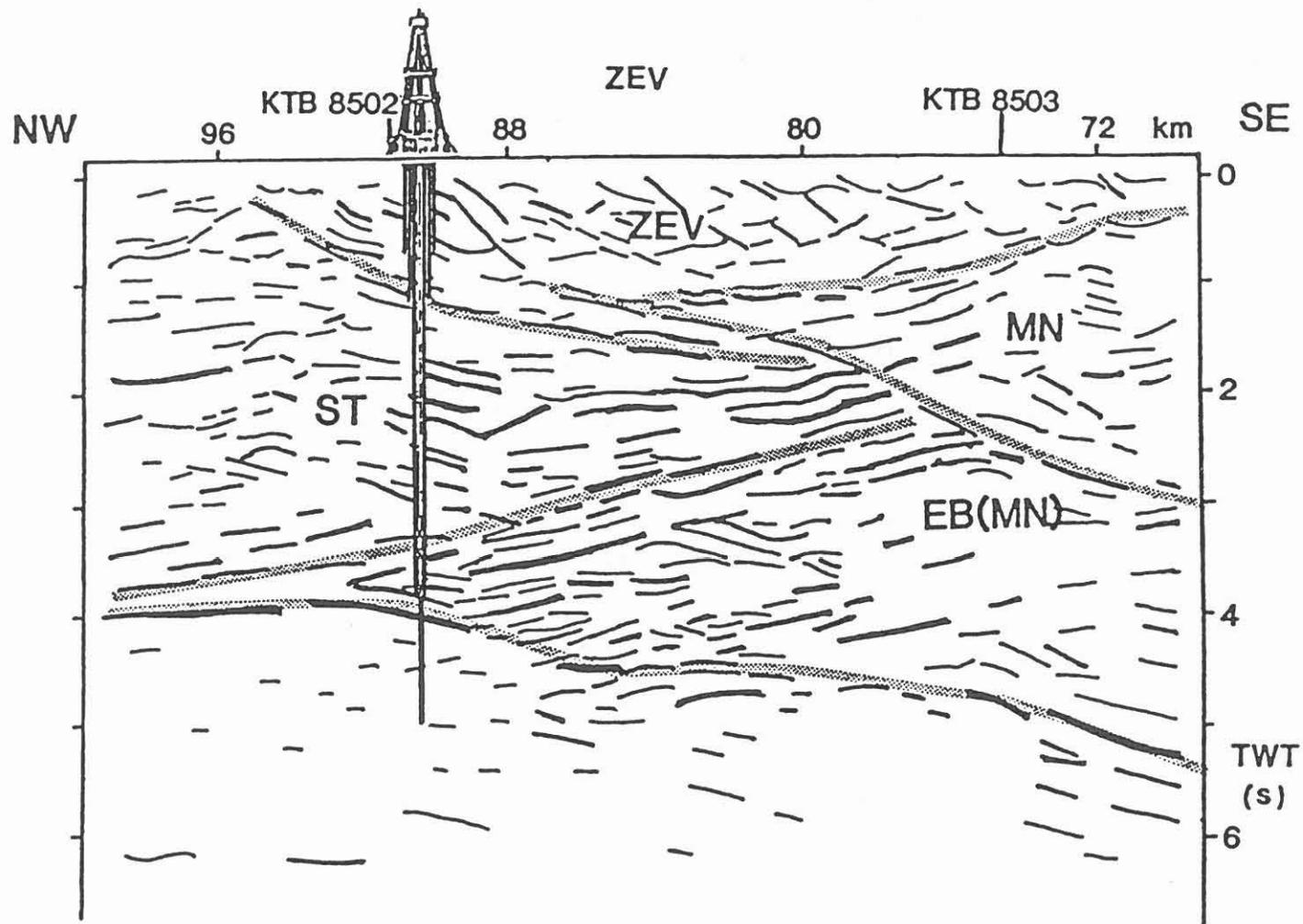


Abbildung 2: Mittlere Sektion des DEKORP 4 Profils incl. strukturgeologischen Interpretationen;
 ST = Saxothuringikum, MN = Moldanubikum, ZEV = Zone von Erbdorf-Vohenstrauß,
 EB = Erbdorfkörper.

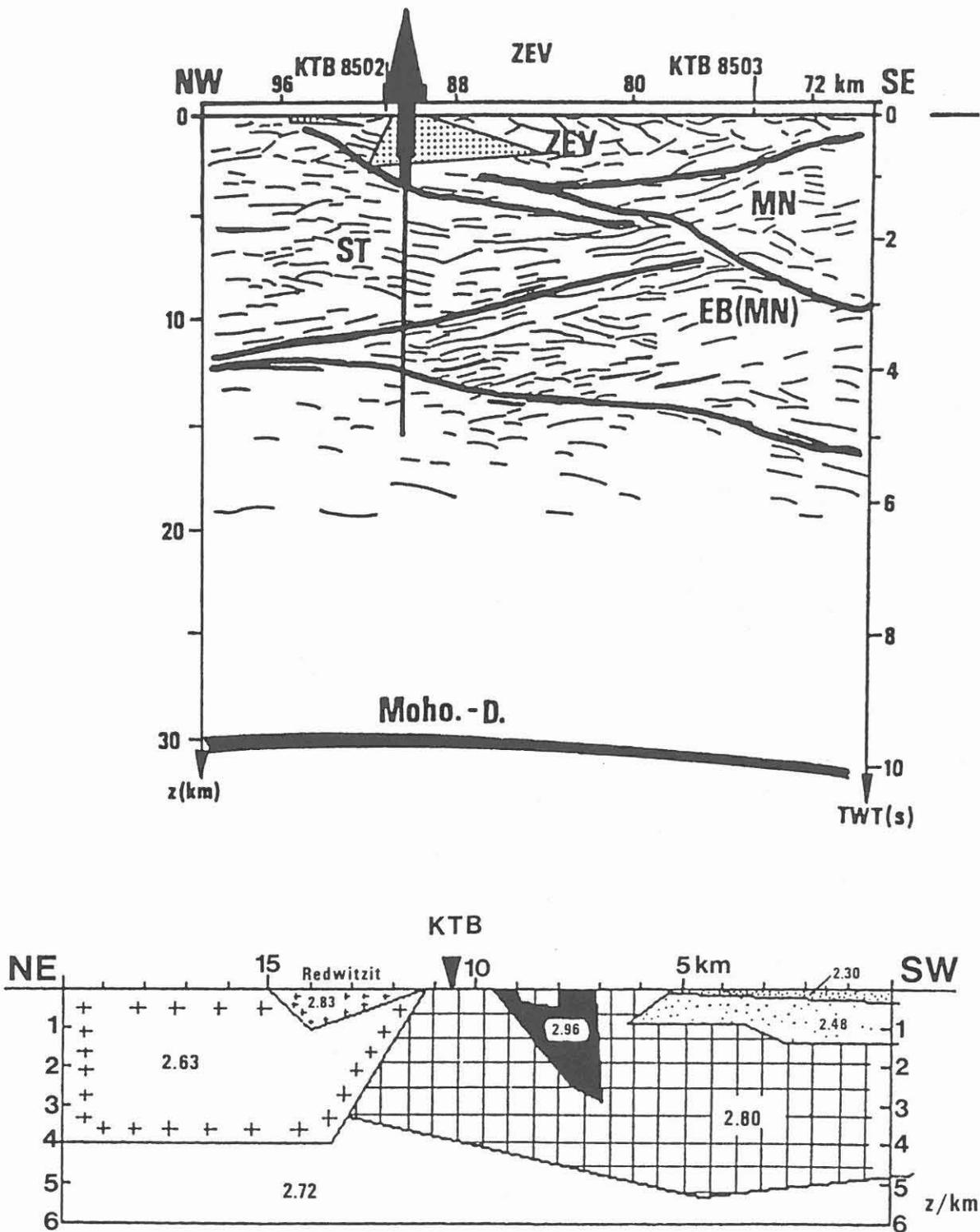


Abbildung 3: Darstellung der Abb. 2 bis zur Mohorovičić - Diskontinuität, des magnetischen Störkörper - Modells (oberes Bild) sowie der Dichteverteilung im Bereich der Bohrlokation (unteres Bild).

Störkörper in einem SW-NE verlaufenden Profil dargestellt (PUCHER 1986), wurde von Herrn BOSUM freundlicherweise in das NW-SE verlaufende Profil lagegerecht eingearbeitet. Die Abbildung enthält des weiteren das gravimetrische Profil (BÜCKER & SOFFEL 1986), jedoch nur in einem NW-SW Profilschnitt.

Die Abb. 4 zeigt das Geschwindigkeits-Tiefenprofil der Abb. 1 (stark ausgezogene Linie) sowie das der Abb. 2 (unterbrochene Linie) aus den Weitwinkelmessungen im Bereich der Bohrlokation Windischeschenbach. Die unterbrochenen Linien sind nur dann sichtbar, wenn diese von der durchgehenden Linie abweichen. Das sich anschließende Geschwindigkeitsmodell gibt die Geschwindigkeiten des Geschwindigkeits-Tiefenprofils der Abb. 1 wieder. Es folgt die Verteilung der elektrischen spezifischen Widerstände, ebenfalls nur für den Bereich der Bohrlokation dargestellt, gemäß den Arbeiten der Firma GEOMETRA (1988). Eine direkte Korrelation von Seismik und Geoelektrik ist erwartungsgemäß wegen der unterschiedlichen Gesteins-Signalantwort nur bedingt möglich. Schließlich sind die bis in 14 km Tiefe zu erwartenden Temperaturen dargestellt (BURKHARDT et al. 1986). Der schraffierte Bereich gibt die mittleren Erwartungstemperaturen wieder und die äußeren Geraden die minimalen und maximalen Erwartungstemperaturen. Die als Balken eingetragenen Temperaturen wurden den Arbeiten von GRUBBE et al. (1983) und HÄNEL (1983) entnommen. Die Breite der Balken spiegelt ebenfalls den Erwartungsbereich wieder.

3 BOHRLOCHMESSUNGEN

Für den Vergleich der Bohrlochmessungen mit den Krustenmodellen ist zu berücksichtigen, wie und wo die Messungen für die Krustenmodelle erfolgten. Die Temperaturmessungen z.B. wurden in acht ca. 300 m tiefen Bohrungen ausgeführt, wobei die nächstgelegene Bohrung in einer Entfernung von ca. 3 km und

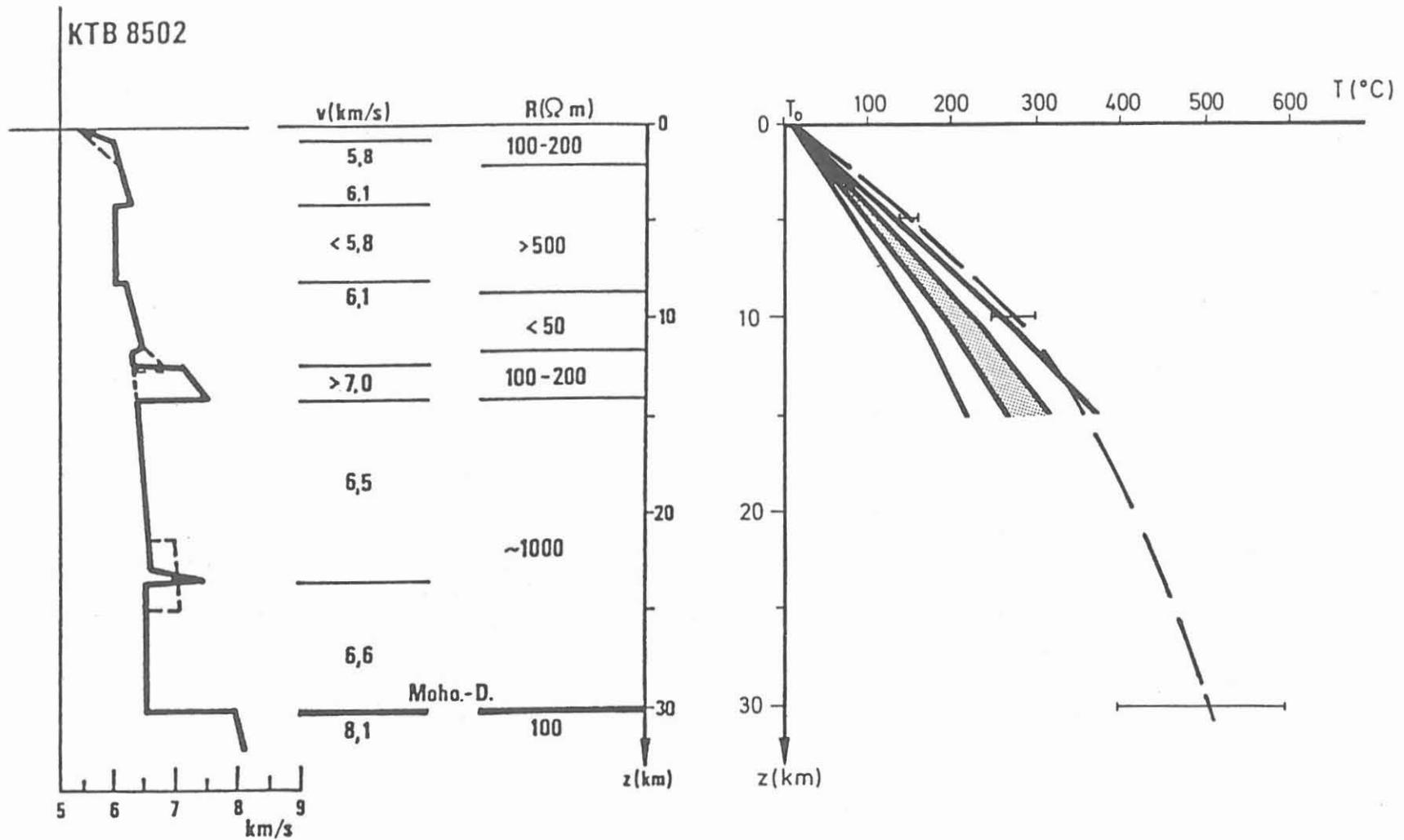


Abbildung 4: Geschwindigkeits-Tiefenverteilung (Abb. 3), elektrische Widerstände (GEOMETRA 1988) und Erwartungstemperaturen gemäß BURKHARDT et al. (1986) (—) und GRUBBE et al. (1983) (— —) im Bereich der Bohrlotation.

die am weitesten entfernte Bohrung in ca. 36 km abgeteuft wurde. Die reflexionsseismischen Profile hingegen verlaufen nicht exakt durch den Bohrpunkt KTB-Vorbohrung VB, sondern in einer Entfernung von ca. 400 m. Dabei ist außerdem die steilstehende Schichtung und Foliation des nunmehr erbohrten Gesteins zu berücksichtigen. Entsprechende Betrachtungen wären für die Gravimetrie, Magnetik und Geoelektrik erforderlich.

Außerdem ist zu beachten, daß die geophysikalischen "Über-tagemessungen" im Gegensatz zu den geophysikalischen "Unter-tagemessungen (Bohrlochmessungen)" unterschiedliche Volumina erfassen; z.B. Reflexionsseismik : Akustiklog. Mithin werden die Meßwerte der Über- und Untertagemessungen nicht in jedem Fall in ihren Absolutwerten übereinstimmen, doch sollten relative Änderungen in beiden Verfahren deutlich sichtbar sein.

Die für das Composite Log ausgewählten Messungen beinhalten die seismische Geschwindigkeit der Kompressionswelle V_p (aufgenommen mit dem Digital Sonic Tool), den scheinbaren elektrischen Widerstand R (Duallaterolog), die Wärmeproduktionsrate H , die aus der Dichte ρ , dem Uran-, Thorium- und Kaliumgehalt berechnet wird (Geochemical Logging Tool), die Temperatur T (Temperatursonde vom KTB) sowie der vertikalen magnetischen Intensität (aufgenommen mit dem Bohrlochmagnetometer der BGR). Das Meßprinzip der Bohrlochsonden wurde bereits im KTB-Report 87-4 erläutert.

Die Meßergebnisse von V_p , ρ , R und H sind in Anl. 1 für den Teufenbereich von 0 - 3622 m teufenkorreliert dargestellt. Während die Meßwerte für V_p und R in bezug auf das Bohrlochkaliber unkorrigiert wiedergegeben werden, ist die Dichte immer dann, wenn $\rho < 2,69 \text{ g/cm}^3$ lieferte, auf $\rho = 2,68 \text{ g/cm}^3$ gesetzt worden. Die ursprünglichen Werte mit $\rho < 2,68 \text{ g/cm}^3$ wurden jedoch im Dichtelog für Kontrollzwecke gestrichelt dargestellt. Diese Korrektur wurde vorgenommen, weil ρ für die Berechnung von H benötigt wird. Weitere Details zur

Wärmeproduktion H können dem Beitrag von ZOTH (in diesem Report) entnommen werden.

Zur besseren Übersicht wurden die Meßwerte gemittelt, und zwar in Anlehnung des vorläufigen Lithologie-Profiles nach HIRSCHMANN (mündliche Mitteilung). Die Mittelwerte sind als stark ausgezogene Linien den tatsächlichen Meßwerten in Anl. 1 überlagert. Der Tab. 1 können die Mittelwerte direkt entnommen werden.

In Abb. 5 sind diese Mittelwerte noch einmal dargestellt, zusammen mit der Lithologie, der vertikalen magnetischen Intensität ΔZ und der Temperatur T. Weitere Details zu ΔZ können der Arbeit von BOSUM et al. (1988) und zu T der Arbeit von ZOTH (in diesem Report) entnommen werden.

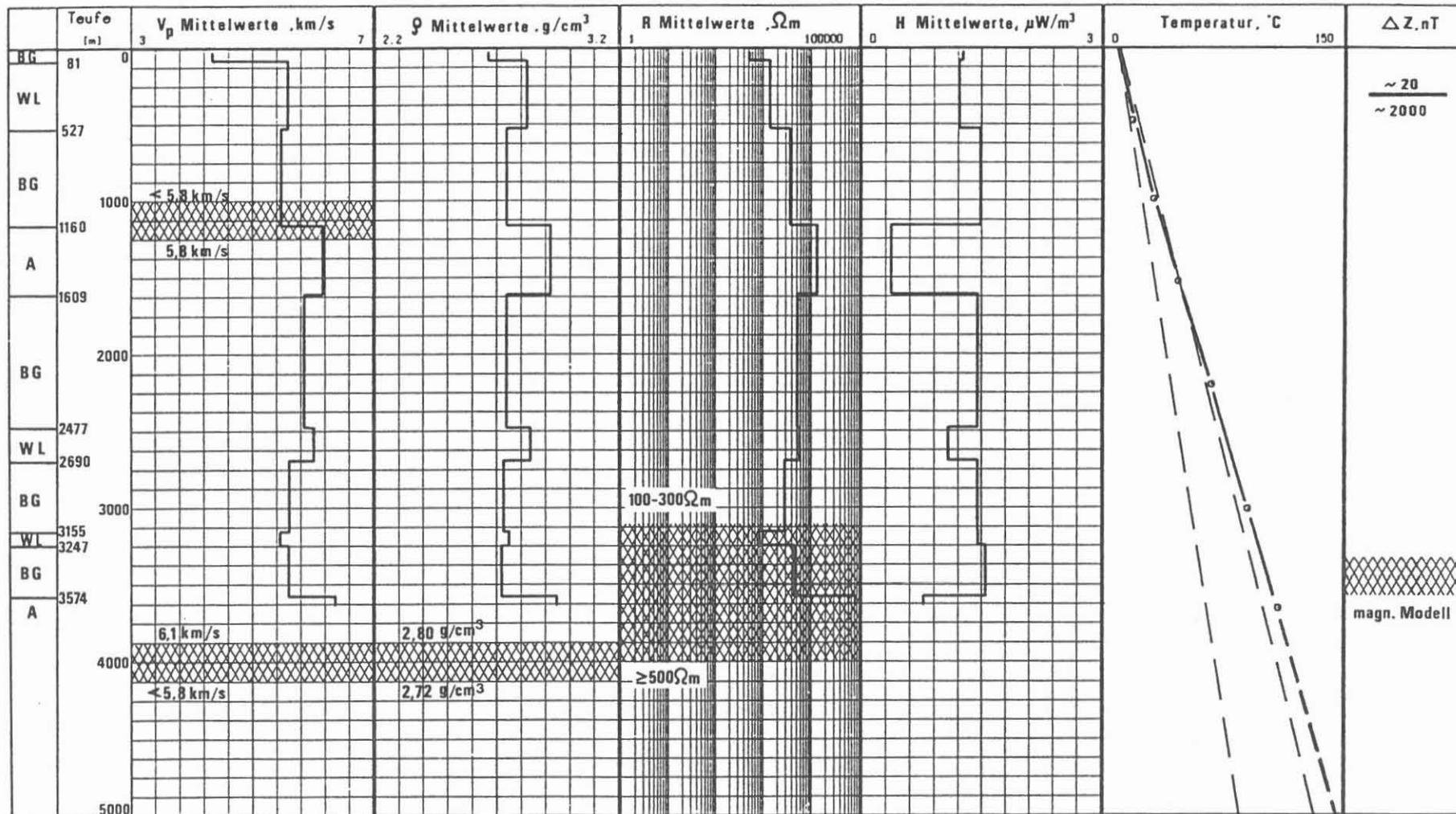
Man erkennt, daß sich die Lithologie in den Bohrloch-Meßergebnissen recht gut widerspiegelt. Die Wechsellagerung in 2477 - 2690 m ist im elektrischen Widerstand (DLL-Mittelwerte) und die Wechsellagerung in 3155 - 3247 m in der Wärmeproduktion H nur bedingt bzw. gar nicht zu erkennen.

In die Abb. 5 wurden außerdem die Grenzflächen bzw. Übergangszonen der Krustenmodelle übernommen und als gestrichelter Bereich eingetragen; als Bereich deshalb, weil sich die Tiefe aus den Publikationen nicht exakt entnehmen läßt.

Die beiden Reflexionshorizonte sind offenbar identisch mit den Oberkanten der beiden Amphibolitkörper, während die Unterkante der erhöhten Dichte im Modell mit der Oberkante des tiefer liegenden Amphibolitkörpers übereinstimmt. Der Übergangsbereich der Übertageelektrik läßt sich wegen der starken Anisotropie im Bereich der Bohrlokation nur über einen größeren Tiefenbereich angeben; etwa 4 - 5 km. Für weitere Details wird auf GEOMETRA (1988) und KÜCK (in diesem Report) verwiesen. Möglicherweise ist diese Übergangszone ebenfalls identisch mit der Oberkante des tieferliegenden

Tabelle 1: Mittelwerte zu den Meßkurven der Anlage 1.

Tiefe (m)	V_p (km/s)	ρ (g/cm ³)	LLD (Ω m)	H (μ W/m ³)
	4,34	2,66	512	1,26
81				
	5,59	2,82	1391	1,21
527				
	5,47	2,74	3668	1,48
1160				
	6,16	2,92	13154	0,37
1609				
	5,85	2,74	5159	1,45
2477				
	6,02	2,84	5697	1,08
2690				
	5,61	2,73	2826	1,45
3155				
	5,46	2,75	804	1,45
3247				
	5,60	2,72	4491	1,55
3574				
	6,37	2,95	81069	0,77



Hänel, KTB

Abbildung 5: Mittelwert - Darstellung der Geschwindigkeit V_p , der Dichte ρ , des spezifischen elektrischen Widerstandes R sowie der Wärmeproduktion H . Zusätzlich ist eingetragen die untere und obere Erwartungsgrenze der Temperatur (— —), die gemessene Temperatur (—) sowie die vertikale magnetische Intensität ΔZ . Außerdem wurden die Modellgrenzen gemäß Abb. 3 und 4 übernommen. Es bedeuten (HIRSCHMANN, mündl. Mitteilung): BG = Biotitgneis, WL = Wechsellagerung von Amphiboliten/Metasbasiten und Gneisen, A = Amphibolit.

Amphibolits in 3575 m. Die Unterkante des magnetischen Körpers ist etwa bei 3,5 km anzusetzen. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß der Körper mit einer höheren Magnetisierung allmählich in eine normale Magnetisierung übergeht (BOSUM, mündliche Mitteilung). Das heißt, der Übergang dieses Modellkörpers kann nicht scharf definiert werden und ist vielleicht ebenfalls in ca. 4 km Tiefe anzusetzen. Ein Bezug zur vertikalen magnetischen Intensität ΔZ läßt sich wegen der fehlenden Messungen ab ca. 1 200 m nicht herstellen.

Der Vergleich der vorausberechneten Temperaturen in Abb. 4 zeigt, daß die gemessenen Temperaturen oberhalb der oberen Erwartungsgrenze nach BURKHARDT et al. (1983), jedoch im Rahmen der Erwartung nach GRUBBE et al. (1983) und HÄNEL (1983) liegen.

Aus dem lithologischen Profil, den Modellkörper-Übergangszonen und den Bohrlochmessungen wird deutlich, daß die Ergebnisse der Vorerkundung mit den Bohrlochmessungen nicht im Widerspruch stehen und recht gut korrelieren.

Im Bereich von ca. 3 600 m Tiefe deuten sich zwei Möglichkeiten der Interpretation an:

- Das Composite Log läßt den bereits soeben erbohrten Amphibolit erkennen. Demzufolge sind hohe Geschwindigkeiten, hohe Dichten, hohe Widerstände und geringe Wärmeproduktionsraten zu erwarten.
- Die in Abb. 5 übertragenen Ergebnisse der Krustenmodelle lassen dagegen für die Geschwindigkeit und für die Dichte genau entgegengesetzte Werte erwarten: geringere Geschwindigkeiten und geringere Dichten. Dies weist darauf hin, daß der zweite Amphibolitkörper dann durchteuft sein sollte und wiederum Biotitgneis und/oder eine Wechsellagerung zu erwarten ist.

Eine eindeutige Lösung kann jedoch nur die Vertiefung der Bohrung erbringen.

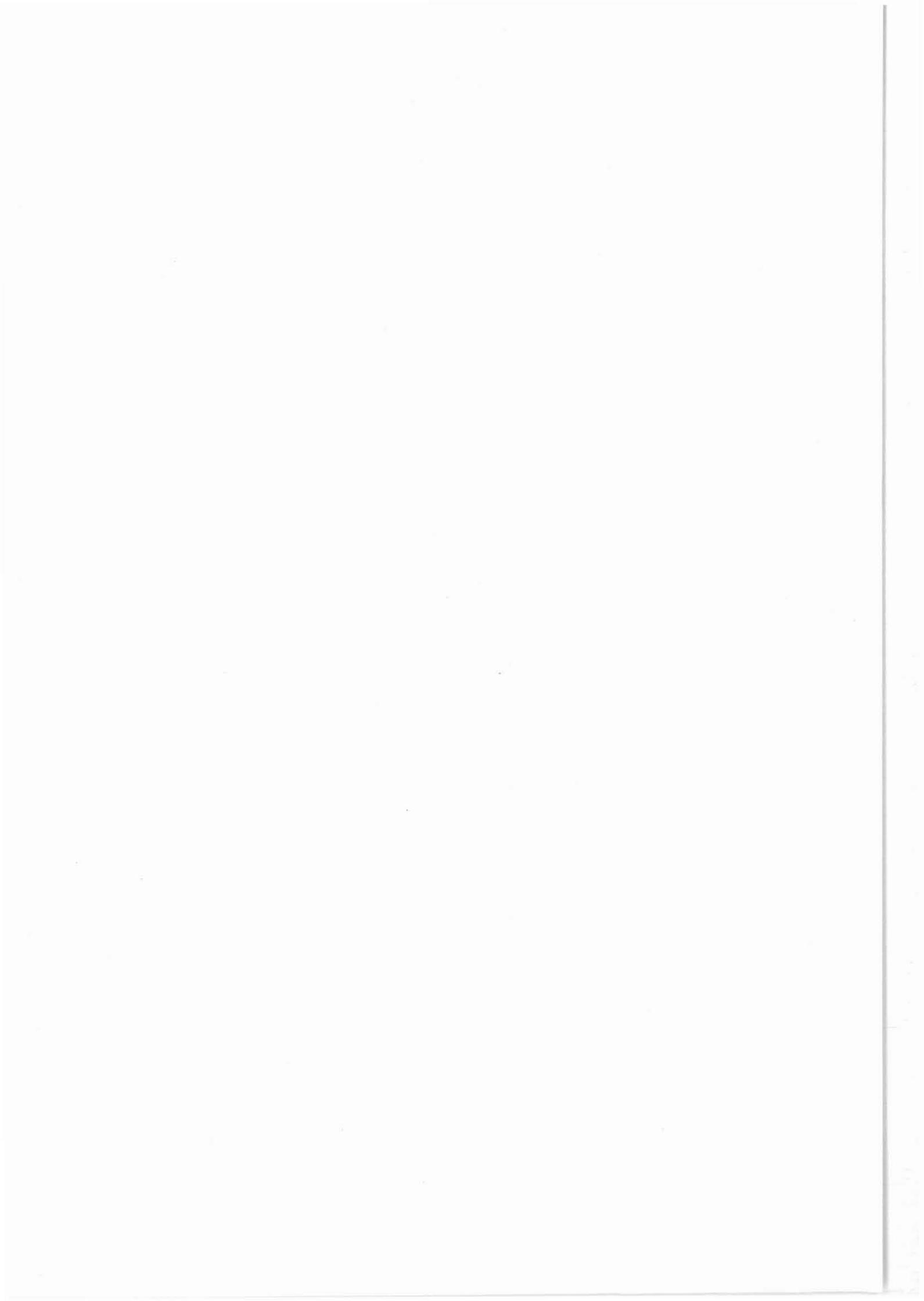
LITERATUR

- BOSUM, W., HAHN, A., GEIPEL, H. & ROLF, C., 1988: Die Erforschung magnetischer Diskontinuitäten mit Hilfe bohrlochmagnetischer und gesteinsmagnetischer Untersuchungen in der Bohrung KTB Oberpfalz VB. - BGR/NLfb, Hannover, Archiv-Nr. 104 402, 53 S.
- BÜCKER, C. & SOFFEL, H., 1986: Gravimetrie. - 2. KTB-Kolloquium, Seeheim (Odenwald), 19.09. - 21.09.1986, S. 65-70.
- BURKHARDT, H., HONARMAND, H. & WÄGERLE, P., 1986: Geothermie. - 2. KTB-Kolloquium, Seeheim (Odenwald) 19.9. - 21.09.1986, 150 - 160.
- DEKORP Research Group, 1988: Contributors: BORTFELD, R.K., KELLER, F., SIERON, B., SÖLLNER, W., STILLER, M., THOMAS, R., FRANKE, W., WEBER, K., VOLLBRECHT, A., HEINRICHS, T., DÜRBAUM, H.-J., REICHERT, C., SCHMOLL, J., DOHR, G., GEBRANDE, H., BOPP, M., NEURIDER, P. & SCHMIDT, T.: Results of the DEKORP 4/KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations. - J. Geophys., 62, 69 - 101.
- GEOMETRA, 1988: Ergebnisse geowissenschaftlicher Umfelduntersuchungen. Elektromagnetische Tiefensondierungen 1987. - NLfb, Hannover, KTB-Report 88-3, 195 S.
- GRAUP, G., HACKER, W., KEYSSNER, S., MASSALSKY, T., MÜLLER, H., RÖHR, C. & UHLIG, S., 1988: KTB Oberpfalz VB-erste Ergebnisse der geologischen Aufnahme bis 480 m. - NLfb, Hannover, KTB-Report 88-1, B1-B104.
- GRUBBE, K., HÄNEL, R., JOBST, St., REICHERT, Ch. & ZOTH, G., 1983: Forschungsvorhaben: Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes, Teilprojekt Geothermik. Schlußbericht. - BGR/NLfb, Hannover, Archiv-Nr. 93 273, 50 S.
- HÄNEL, R., 1983: Geothermal Investigations in the Rhenish Massiv. - In: Plateau Uplift, The Rhenish Shield - A Case History. Springer Verlag, Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo S. 228-246.
- PUCHER, R., 1986: Interpretation der magnetischen Anomalie von Erbdorf (Oberpfalz) und dazugehörige gesteinsmagnetische Untersuchungen. - Geol. Jb. E 33, Hannover, 31-52.

RYBACH, L., 1988: Determination of heat production rate. -
In: Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination (Eds. R. HÄNEL, L. RYBACH and L. STEGENA), D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, p. 125 - 142.

SCHMOLL, J., BITTNER, R., DÜRBAUM, H.-J., HEINRICHS, T.,
MEISSNER, R., REICHERT, C., RÜHL, Th. & WIEDERHOLD, H.,
1988: Oberpfalz Deep Seismic Reflection Survey and Velocity Studies. - Submitted for publication.

The Storage Coefficient with Regard to Matrix Compressibility



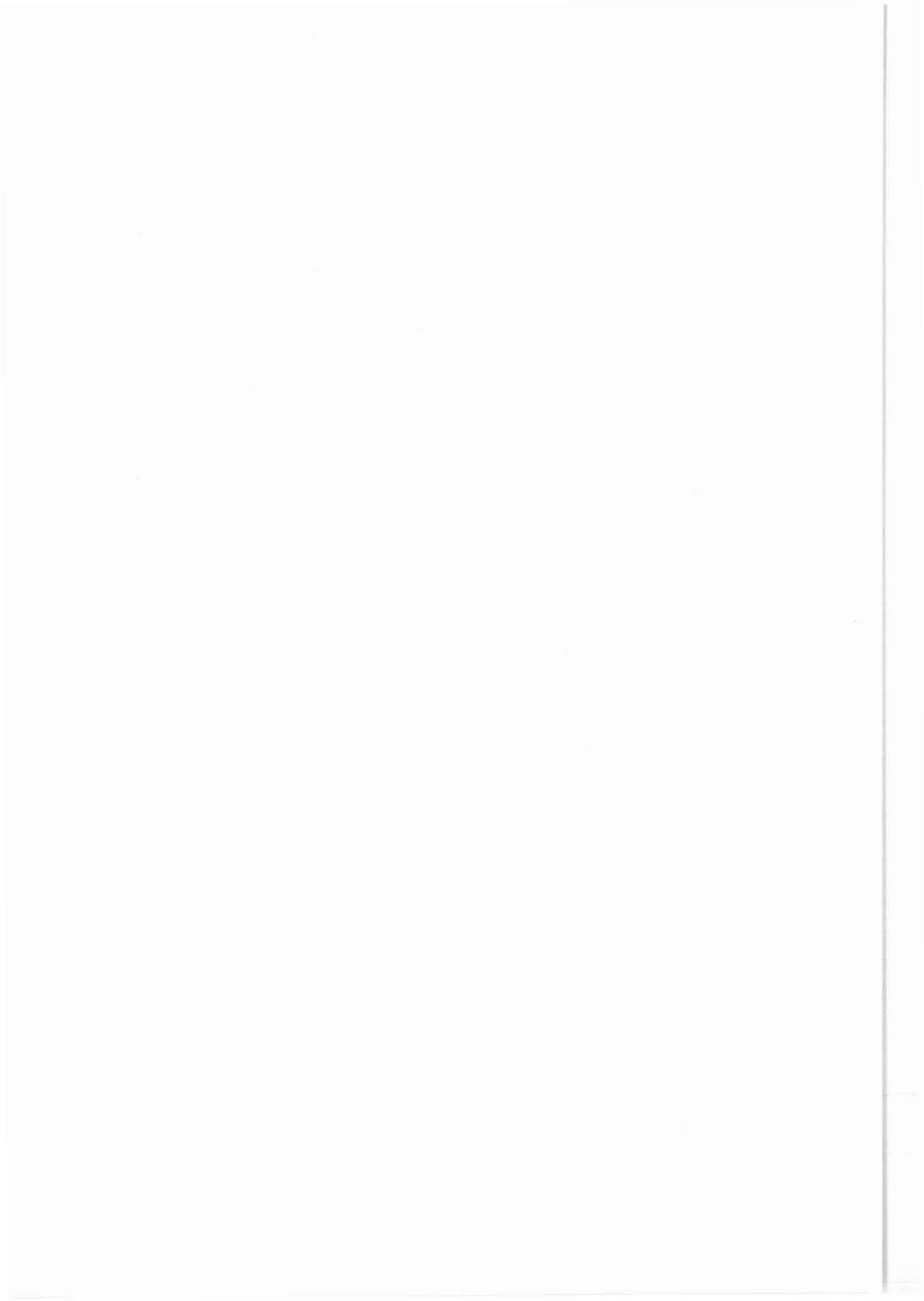
THE STORAGE COEFFICIENT WITH REGARD TO MATRIX COMPRESSIBILITY

W. Kessels

SUMMARY

Considering the storage ability of rocks, the compressibility of the minerals is taken into account. This will be done, regarding the instationary equation of mass conservation. The calculation shows that the storage coefficient can be different, regarding the matrix compressibility, from the common calculations in some order of magnitude.

The storage coefficient will be derived from the differential equation of mass conservation and rewritten in common compressibilities. The basic assumption is, that for the matrix material the principle of superposition for the microscopical stresses is valid. The verification of this relation is done by analytical calculations for material with spherical pores. This calculation shows the validity of the derived relations. These theoretical relations are the basis for the calculations of pressure-dependent storage coefficients from measured pressure-dependent compressibility data. The results of such calculations are given with the help of classical compressibility data by Brace (1965). The results of these calculations show, in comparison with the storage coefficients for a spherical pore model, that the flat microcracks are closed by low pressure conditions and the more spherical pores also can exist in higher pressures.



ZUSAMMENFASSUNG

Betrachtet man die Fähigkeit des porösen Gesteines, bei Spannungs- oder Fluiddruckänderung Flüssigkeit zu speichern, ist insbesondere bei niedrigporösem Gestein den Kompressibilitäten der Mineralien große Beachtung zu schenken. Dies wird hier anhand der instationären Gleichung für die Massenerhaltung getan. Die Berechnungen zeigen, daß der Speicherkoeffizient, der nach den üblichen Formeln allein aus der Gesteinskompressibilität berechnet wird, um Größenordnungen von dem Wert abweichen kann, den man erhält, wenn die Matrixkompressibilität mit berücksichtigt wird. Insbesondere bei Gesteinen mit sehr niedrigen Porositäten ist daher eine Einbeziehung der Kompressibilitäten der Minerale (Matrixkompressibilität) unumgänglich.

Der Speicherkoeffizient wird hier abgeleitet von der Differentialgleichung für die Massenerhaltung und so umgeformt, daß er nur noch von der Gesteins- und der Matrixkompressibilität abhängt. Die Grundannahme ist hierbei, daß das Superpositionsprinzip für differentielle Spannungsänderungen in der Matrix des Gesteins gültig ist.

Die Überprüfung dieser Beziehung wurde analytisch für ein Material mit kugelförmigen Poren durchgeführt. Diese theoretisch abgeleitete Beziehung ist dann die Basis für die Berechnung des druckabhängigen Speicherkoeffizienten von gemessenen Kompressibilitätsdaten. Als Beispiel ist eine solche Berechnung anhand der klassischen Kompressibilitätsdaten von Brace (1965) durchgeführt worden.

Die Ergebnisse dieser Berechnungen zeigen im Vergleich mit den Speicherkoeffizienten für kugelförmige Poren, daß flache Mikrorisse bei kleinen Drucken geschlossen werden und die mehr kugelförmigen Poren bei hohen Drucken für die Fähigkeit des Gesteines, Flüssigkeit zu speichern, bedeutsam werden.

Anschrift des Autors: Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland, Projektleitung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

Pressure and flow density of the pore fluid are influenced by two independent physical parameters: transmissibility and specific storage of the rock. In practice, chiefly permeability is investigated, as only the flow in steady-state pressure fields is of interest in this case.

In the law of mass conservation for fluids in a porous medium under non-steady-state conditions (Equation 1), the term on the right characterizes storage capability.

$$(1) \quad \nabla \left(\frac{\rho k}{\eta} \nabla P \right) = \frac{\partial \Phi \rho}{\partial t}$$

where ∇ = Nabla operator

k = permeability

η = viscosity

ρ = density

P = pressure

Φ = porosity

Equation 1 assumes the validity of the Darcy's law.

The storage ability of the rock is of great importance for non-steady-state flow, especially for the interpretation of hydraulic tests (Bredehoeft et al., 1980; Cooper et al., 1967).

In hydrogeological research, a storage coefficient is usually defined for a given mass or volume. The different definitions have been extensively discussed by Narasimhan and Kanehiro (1980). These definitions are mostly based on fluid loss from a given rock mass. For this case, it is important

that pore volume and bulk volume change with changing stress and pressure conditions. These storage coefficients are then placed in the equation for time-dependent pressure (Equation 1).

In oil-field engineering only Equation 1 is taken into consideration (Matthews and Roussel, 1967). This should be born in mind for further calculations because changes in the physical parameters are not a linear function of depth in the geological formation; therefore, depth and pressure have to be expressed in proper SI units in order to avoid confusion of the units.

A good comparison of the units used by physicists and hydrogeologists is given by Earlougher (1977).

2 Storage in Connection with Rock Stress and Fluid Pressure Variation

We assume a small element volume δV and multiply it by the right side of Equation 1. Thus, we obtain the change of fluid mass in this element volume during the infinitesimal differential time dt :

$$(2) \quad \left(\frac{dM}{dt}\right)_{\delta V} = \text{const.} \frac{\partial \phi \rho}{\partial t} \delta V$$

where M = fluid mass in the element volume δV .

Equation 1 describes fluid transport in a non-time-dependent coordinate system. Therefore, δV does not change with time. However, this causes problems when theory and empirical results are compared because changes in pressure or stress not only change the number of pores in the volume but also their size.

For the following discussion, we note that the fluid content in a unit volume for a given initial porosity is determined by the bulk stress σ_{ij} and the pore fluid pressure P . In accordance with Biot (1941) we take into account only the first invariant of the stress tensor divided by 3.

$$(3) \quad \sigma_m = \frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz})$$

Rock stress and pore pressure are independent variables. They are linked only by the variations in stress and pore pressure in space and time and the conditions at the margins of the rock. This can be illustrated by experiments under drained conditions on porous rock under constant stress.

Therefore, porosity can be expressed as follows:

$$(4) \quad \phi = \phi(\sigma_m, P)$$

The density of the fluid depends only on the pore pressure:

$$(5) \quad \rho = \rho(P)$$

The right side of Equation 1 can now be expanded into a differential for both independent variables:

$$(6) \quad \frac{\partial \rho \phi}{\partial t} = \rho \phi \left(\frac{\partial \phi}{\phi \partial P} + \frac{\partial \rho}{\rho \partial P} \right) \frac{\partial P}{\partial t} + \rho \phi \left(\frac{\partial \phi}{\phi \partial \sigma_m} \right) \frac{\partial \sigma_m}{\partial t}$$

In hydraulic research, rock stress is set to a constant by most authors. Equation 1 then yields

$$(7) \quad \nabla \frac{\rho k}{\eta} (\nabla P) = \rho \phi \left(\frac{\partial \phi}{\phi \partial P} + \frac{\partial \rho}{\rho \partial P} \right) \frac{\partial P}{\partial t}$$

The storage coefficient S (in SI units) is represented in hydraulic research by the following expression in Equation 7:

$$(8) \quad S = \phi \left(\frac{\partial \phi}{\phi \partial P} + \frac{\partial \rho}{\rho \partial P} \right)$$

In oil-field engineering (Earlougher, 1977), total system compressibility is usually defined as

$$C_t = \frac{\partial \phi}{\phi \partial P} + \frac{\partial \rho}{\rho \partial P}$$

where pore volume compressibility is

$$C_p = \frac{\partial \phi}{\phi \partial P}$$

and fluid compressibility is

$$C_w = \frac{\partial \rho}{\rho \partial P}$$

The parameter C_p depends on the porosity. Pore volume compressibilities are given by Knaap (1959), Hall and Howard (1953), and Newman (1973), chiefly for rocks with a high porosity.

As pore volume compressibility is difficult to determine, it is desirable to obtain an expression in which only bulk compressibility occurs. The common expression in hydrological research for the storage coefficient in SI units is

$$(9) \quad S = C_B + \phi C_W$$

where C_B = bulk compressibility.

Comparison of Equation 8 with Equation 9 reveals that the two equations are not mutually compatible. From Equation 9 it follows that when ϕ approaches zero, the storage coefficient approaches C_B , which is not equal to zero. This means that a rock mass, even if it has no pores, could contain pore fluid. The resulting error is especially great for flow regimes at great depth in a formation with low porosity. Therefore, Equation 9 is not valid for low porosities. If Equation 9 were valid, then it would be possible to lower the pore pressure enough that we could remove more fluid from the rock than there was in it at the beginning.

Equation 9 is usually derived from Terzaghi's concept of effective stress (Terzaghi, 1925). Such derivations neglect the compressibility of the grain matrix and the grain rearrangements are considered as to be dominant (Freeze and Cherry, 1979).

However, matrix compressibility cannot be neglected for fluid flow at great depths, as shown by Brace (1965). He compared the measured bulk compressibility with the matrix compressibility calculated from a mineral analysis of grains. The two differed significantly by confining pressure of less than 1 kbar.

Zimmermann et al. (1986) showed that there are three basic relations between the five compressibility parameters: two for bulk volume, two for pore volume, and one for the matrix volume. He considers volume changes and not porosity changes, in contrast to the compressibility parameter needed for problems dealing with fluid transport in porous media.

3 The Pore Compressibility in Terms of Volume Compressibility Induced by Confining Pressure Change

Because C_p is difficult to measure, it is desirable to convert it to an easily measured parameter. Experiments under drained conditions with constant pore pressure, variable confining pressure, and measurements of bulk volume are not as complicated as porosity measurements with constant bulk stress and variable pore pressure. However, because C_p is needed parameter, it is necessary to find a relation between C_p , C_B and C_M .

$$(10) \quad C_B = - \frac{\partial V}{V \partial \sigma_m}$$

where V_B = bulk volume,
and the matrix compressibility

$$(11) \quad C_M = -\frac{\partial V_M}{V_M \partial \sigma_{M}}$$

where V_M = matrix volume
and σ_M = matrix stress.

In Equation 11, stress in the matrix itself is taken into account. This stress is not identical to the bulk stress.

The following relation is obtained when the forces in porous isotropic rock are in equilibrium:

$$(12) \quad \sigma_m = (1 - \phi) \sigma_M + \phi P$$

and

$$(13) \quad \partial \sigma_m = (1 - \phi) \partial \sigma_M$$

Equation 13 is valid for a incremental change at constant pore pressure.

For the next steps, we assume the following:

- 1 The pores of the rock are all connected in such a way that all of the pores can be drained.
- 2 The matrix of the rock is linear elastic and homogeneous (the rock itself can have non-linear stress-strain relations).
- 3 No grain reorganization should occur (i.e. restriction to rocks with a low porosity).

From Assumption 1, it follows that all pore fluids can migrate independent of the confining stress.

Assumption 2 assures that the principle of superposition is valid in the matrix material. This principle is applicable even when the stress field in the matrix is very complicated, which is dependent on the unspecified pore shapes.

Imagine the following experiment:

- (i) We fill the pores of a rock specimen that has a confining stress σ_m and a pore pressure P with same matrix material as in the original rock, also at the stress P .
- (ii) We change the confining stress.
- (iii) The pressure (stress) in the pores, now filled with matrix material, also increases to the same value because the sample is pore free.

Before the confining stress was changed, the matrix placed in the pore volume had a mass of m and the rock sample itself had a mass of M . As the masses m and M did not change during this imaginary experiment, the following relations are valid:

$$(14) \quad \phi(\sigma_m^*, P^*) = \frac{M(P^*)}{m(\sigma_m^*)} = \frac{M(P + \partial\sigma_m)}{m(\sigma_m + \partial\sigma_m)}$$

The compressibility of the masses m and M in this experiment are the same. Therefore, the porosity was not modified by the change in the confining pressure.

$$(15) \quad \phi(\sigma'_m, P) = \phi(\sigma'_m + \partial\sigma_m, P + \partial P)$$

Let us now replace the matrix material in the pores with pore fluid at a pressure $(P + \partial P)$. The stress and strain field of the matrix material is not influenced by this operation.

Setting $\partial\sigma_m = \partial P$, and with the assumption that σ_m and P are linearly coupled, the following relation can be obtained from Equation 15:

$$(16) \quad \phi(\sigma_m, P) = \phi(\sigma_m - P)$$

Differentiation of Equation 16 yields

$$(17) \quad \frac{\partial \phi}{\partial \sigma_m} = -\frac{\partial \phi}{\partial P}$$

Using this equation it is possible to express C_p in terms of confining pressure compressibilities.

The relations expressed in Equations 16 and 17 are based only on the superposition principle as applied to the stress field in the matrix. The difference between confining and pore pressures reminds of the often applied Terzaghi's concept of effective stress, the two, however, are based on different principles.

Setting Equation 17 into Equation 8 yields the following equation:

$$(18) \quad S = -\frac{\partial \phi}{\partial \sigma_m} + \phi C_W$$

The first term in Equation 18 has to be replaced by volume compressibilities.

Therefore, we put

$$(19) \quad \phi = \frac{V_p}{V}$$

where V_p = pore volume

V = bulk volume

in the first summand of Equation 19.

The result after differentiation yields

$$(20) \quad \frac{\partial \phi}{\partial \sigma_m} = - \frac{V_p \partial V}{V^2 \partial \sigma_m} - \frac{1 \partial V_p}{V \partial \sigma_m} = \phi \left(\frac{\partial V_p}{\partial \sigma_m} - \frac{\partial V}{V \partial \sigma_m} \right)$$

where $V_p = V - V_M$

$$\frac{\partial \phi}{\partial \sigma_m} = (1 - \phi) \frac{\partial V}{V \partial \sigma_m} - (1 - \phi) \frac{\partial V_M}{V_M \partial \sigma_m}$$

where V_M = volume of the rock matrix.

After some elementary calculations Equation 21 is formed.

When pore compressibility is replaced by volume compressibilities for confining stress variations regarding Equation 11 and 13,

$$(21) \quad - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma_m} = C_B (1 - \phi) - C_M$$

the storage coefficient (Equation 19) is then given by the following equation

$$(22) \quad S = (C_B(1 - \phi) - C_M) + \phi C_W$$

The bulk compressibility C_B depends on the porosity and the pore shape. Therefore, it is generally a function of the confining pressure. For diminishing porosity, C_B converges towards C_M and the storage coefficient therefore approaches 0. The contradiction that a material can here store fluid - as discussed in connection with Equation 9 - does not exist for Equation 22.

Consequently, a depth-dependent storage coefficient has to be taken into account for the calculations of fluid transport in the deeper crust, regarding the effective stress. The matrix compressibility is almost constant. As the difference between bulk compressibility and matrix compressibility is normally small, slight changes in C_B can influence the storage coefficient severally. Consequently, the storage coefficient can be very sensitive to changes in the effective stress. For most applicaitons it is therefore necessary to handle the storage coefficient as a stress-dependent parameter. Note that the value of the storage coefficient calculated by Equation 22 is normally considerably lower than its value calculated by Equation 9. This results in considerably higher hydraulic diffusivities.

A consequence is that the permeability calculated from transient tests is lower when the storage coefficient given in Equation 22 is used instead of the values of Equation 9.

4. Verification of the Compressibility Relation by means of a Model of
Drained Spherical Pores

In the following the relations 14, 15 and 23 should be proved by a spherical pore shape model and the storage coefficient for this model be calculated.

It is assumed that the spherical voids are connected by pores with negligible volume.

The aim of these calculations is only to prove the validity of the given relation and to show the behaviour in principle.

The calculated model is a spherical probe with a concentric pore. The pressure on the outside of the sphere is here the bulk pressure and on the inside the pore pressure.

This pore shape model is used because an analytical solution is available. The solution is given bei Landau, Lifschitz (1975) and others.

The differential equation for the displacement U_r in radial direction is

$$(23) \quad \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{r^2} \frac{\partial (r^2 U_r)}{\partial r} \right) = 0$$

with the solution

$$(24) \quad U_r = ar + \frac{b}{r^2}$$

both constants a and b are determined with the linear elastic stress-strain relations for the following surface conditions

$$\sigma_{rr}(R_a) = \sigma_m$$

and

$$\sigma_{rr}(R_i) = P$$

where R_a = outer radius

R_i = inner radius

$\sigma_{rr}(R_a)$ is here the bulk stress and $\sigma_{rr}(R_i)$ the pore pressure P. So the two constants are

$$(25) \quad a = \frac{R_i^3 P - R_a^3 \sigma_m (1 - 2\mu)}{R_a^3 - R_i^3} \frac{1 - 2\mu}{E}$$

and

$$(26) \quad b = \frac{R_i^3 R_a^3 (P - \sigma_m) (1 - \mu)}{R_a^3 - R_i^3} \frac{1 - \mu}{2E}$$

E = Young's modulus

μ = Poisson's number

With the assumption that $U_i \ll R_i$ the pore volume change δV_p can be calculated, induced by a change of the bulk stress or pore pressure P by

$$(27) \quad \delta V_p = U_r(R_i) 4\pi R_i^2$$

The pore volume before stress conditions change is

$$(28) \quad V_P = \frac{4}{3} \pi R_i^3$$

In the same way, the value for bulk volume change is calculated

$$(29) \quad \delta V = U_r(R_a) 4 \pi R_a^2$$

and for the bulk volume itself

$$(30) \quad V = \frac{4}{3} \pi R_a^3$$

The value of porosity before the stress changes is

$$(31) \quad \phi_0 = \frac{V_P(\sigma_m=0, P=0)}{V(\sigma_m=0, P=0)}$$

The porosity after the stress changes is

$$(32) \quad \phi(\sigma_m, P) = \frac{V_P + \delta V_P}{V + \delta V}$$

For the following calculation a program was written which allows to verify that

$$\phi(\sigma_m, P) = \phi(\sigma_m - P)$$

is practically valid for spherical pores.

The validity has been proved up to the accuracy of 0.1%.

Furthermore, the different compressibilities are calculated and the validity of Equation 23 proved. The porosity change is defined by

$$(33) \quad \delta\phi = \phi(\sigma_m, P) - \phi.$$

In Fig. 1 the calculated compressibilities in their dependency of the porosity are shown. The definitions of the various compressibilities are

$$(34) \quad \begin{array}{lll} C_P = \frac{\partial \phi}{\phi \partial P} & C_{CP} = \frac{\partial V}{V \partial P} & C_{PP} = \frac{\partial V_P}{V_P \partial P} \\ C_{\sigma_m} = -\frac{\partial \phi}{\phi \partial \sigma_m} & C_{CC} = -\frac{\partial V}{V \partial \sigma_m} & C_{PC} = -\frac{\partial V_P}{V_P \partial \sigma_m} \end{array}$$

The partial differentiation means that the other variable is not changed.

The calculated storage coefficient shows the expected decrease for the spherical pore shape model with a decreasing porosity .

In this model the compressibility term of the water C_w is the main part of the storage coefficient for all porosities.

In practice, spherical pores are less deformable than pores with another shape. This is shown in Chapter 5.

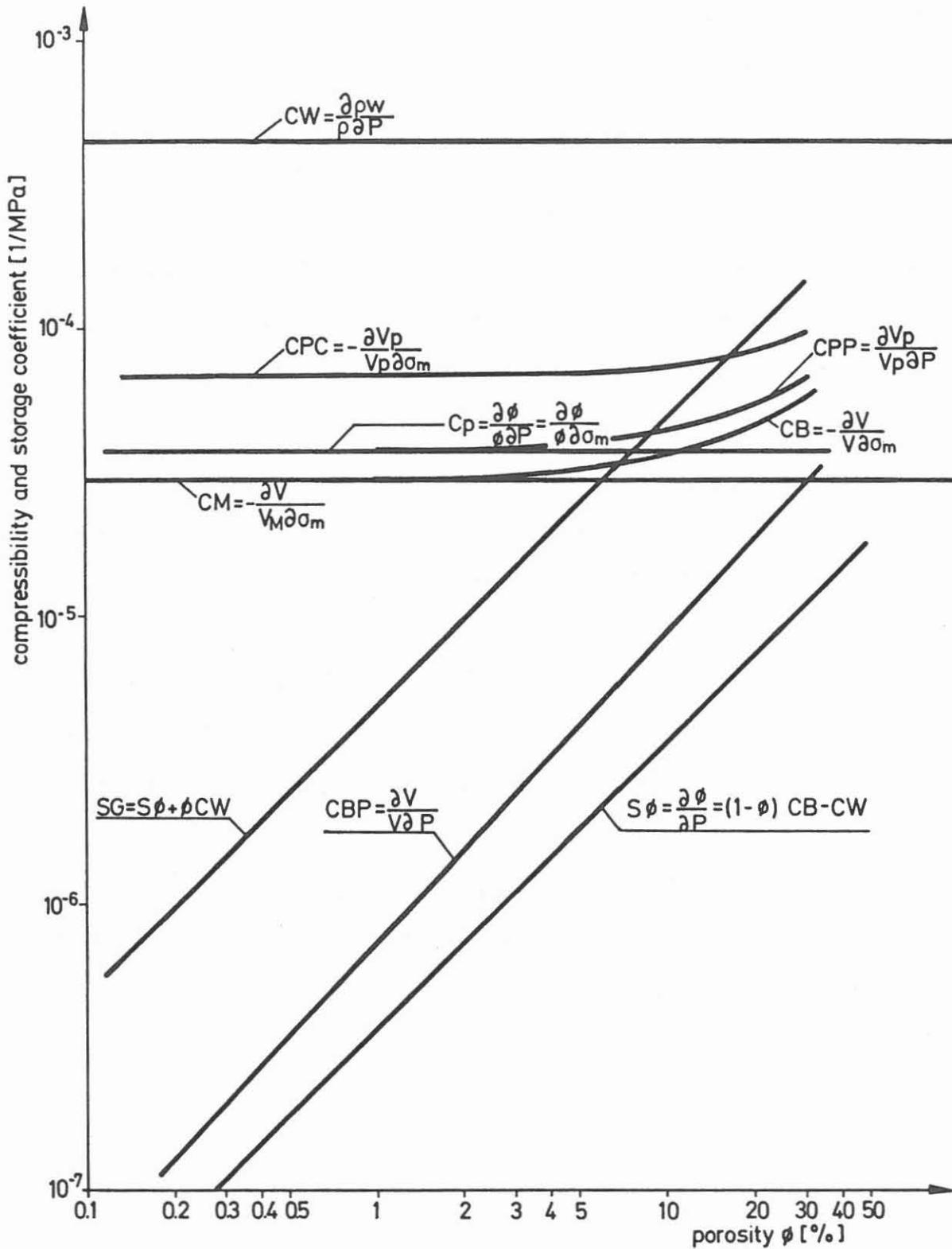


Fig. 1: Calculated compressibilities and storage coefficients for a rock with spherical pores in dependency of the porosity. The calculation is done with a modulus of elasticity $E = 5 \times 10^4$ MPa and a poisson number of $\nu = 0.25$. The description of the different compressibilities and storage coefficients is given in this article.

The example of spherical pores is therefore a calculation for better understanding of the principles.

However, in great depth of the continental crust, where a high confining pressure occurs, probably most soft pores are closed and only pores which are as hard as the spherical or cylindrical pores, can exist. The difference between bulk stress and pore pressure is responsible for the closing of pores. That means that in great depths with a high pore pressure also soft pores can exist.

We further notice that Equation 17 is also valid for these soft pores as this relation is only based on the principle of superposition.

In Fig. 2 an example of the influence of the variation in the elastic modulus of the matrix is shown. Here $\nu = 0.25$ was taken into account. In case that the porosity is not too high ($\phi < 0.25$), C_p does not depend on the porosity.

5 The Calculation of the Storage Coefficients from Compressibility Data

The determination of the storage coefficients from measured bulk compressibilities for given stress and pore pressure can be done directly by Equation 22, if C_B , C_M and ϕ are measured. Determination of the stress-

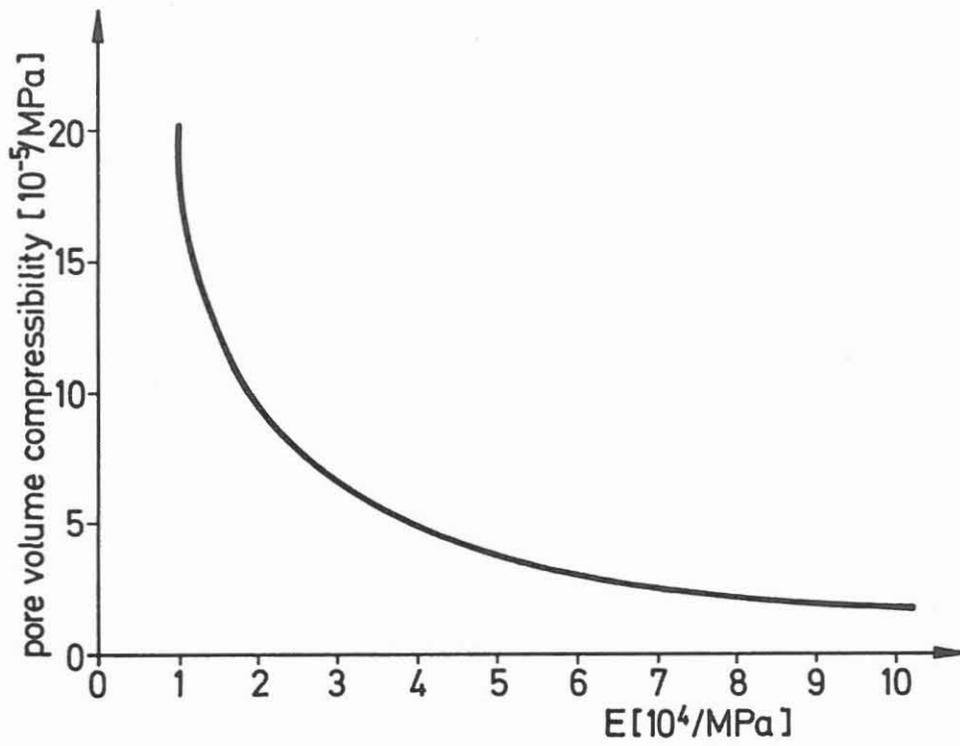


Fig. 2: The pore compressibility C_p , dependent on the modulus of elasticity of the matrix material, calculated for spherical pores and a poisson number of $\mu = 0.25$.

dependent porosity is very difficult; therefore, we calculate the stress-dependent storage coefficients from stress-dependent C_B and C_M by a numerical integration of Equation 21. Here differences are taken into account instead of the infinitesimal quotient.

$$(35) \quad \Delta\phi = -(C_B(1-\phi) - C_M)\Delta\sigma_m$$

Basis data for the calculations are

- (i) the stress-dependent bulk compressibility when pore pressure is zero (measured in a pressure vessel),
- (ii) the stress-dependent matrix compressibility (calculated from the mineral components), and
- (iii) the initial porosity when bulk stress and pore pressure are zero.

Such data basis are given by Brace (1965) for three rocks. In the following these data are taken into account as example.

It is important that in Equation 35 small porosities must not be neglected, since the difference between C_B and C_M is also small.

A program which starts at the conditions $\sigma_m = 0$ and $\phi(\sigma_m=0) = \phi_0$ has been developed for the calculation.

Calculating the stress-dependent S_ϕ and ϕ , it is necessary to determine step by step the porosity change $\Delta\phi$ for a $\Delta\sigma_m$ step and then to calculate the porosity and the storage coefficients for the new stress itself.

In the following, stress steps of 1 MPa are used. Between two measured compressibilities a linear stress dependency for the compressibility is assumed.

The examples, given by Brace (1965), are based on 10 measured compressibilities from 0 up to 900 MPa.

The calculated porosities versus the confining stresses are shown in Fig. 3. In all 3 examples the soft pores are closed up to 200 MPa, interpreted by Brace (1965) as crack pores on the grain boundaries, are closed. We can expect that this porosity does not exist in the deeper crust because its origin is the coring.

Carlson and Wang (1986) have shown the relation between micro crack porosity and the mean in situ stresses on the Illinois borehole UPH 3. The closure of rock joints is discussed by Walsh (1965) and later by Brown and Scholz (1986).

In accordance to Brace (1965), especially the western granite probe analysis shows that stable pores exist up to 900 MPa.

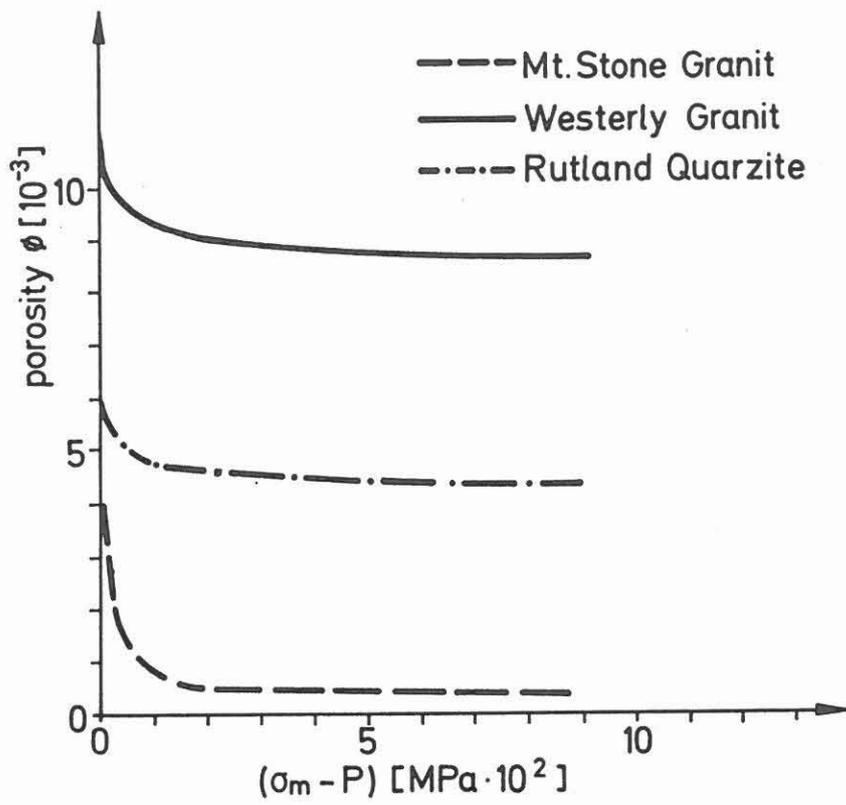


Fig. 3: The stress-dependent porosity of 3 rock specimen, calculated from compressibility data of BRACE (1965).

Pores with a negligible pore pressure which are not closed up to this confining stress must have a more spherical or cylindrical pore shape. This assumption proves to be correct, as also shown by the later discussed quotient of the storage by water compressibility S_W and the storage caused by the change in porosity S

In Fig. 4 the stress dependency of the storage term S_ϕ shows that the storage increases up to 100 MPa where the easily deformable cracks occur. For higher stresses S_ϕ is constant in accordance to the nearly constant porosity. The difference between bulk and matrix compressibility is here very small so that the errors increase. Therefore, compressibility measurements with a higher accuracy, especially with high stresses, are necessary.

This difference was so low for the Mt. Stone Granite, that the calculated storage coefficient was partially negative and therefore is not shown in Fig. 4.

Comparing these storage coefficients with the conventional coefficients given in Equation 9, a deviation up to two orders of magnitude is obtained. The bulk compressibility itself is decreasing towards 2×10^{-5} 1/MPa for the examples given here.

In Fig. 5 we get an idea of the realistic pore shape model. The quotient of the storage coefficients by water and pore compressibility is shown. For "soft" pores the storage by deformation of the pore shape is important. Here the quotient is low. For stable pores, e.g. with spherical or cylindrical pore shape, storage by water compressibility is greater. The quotient reaches

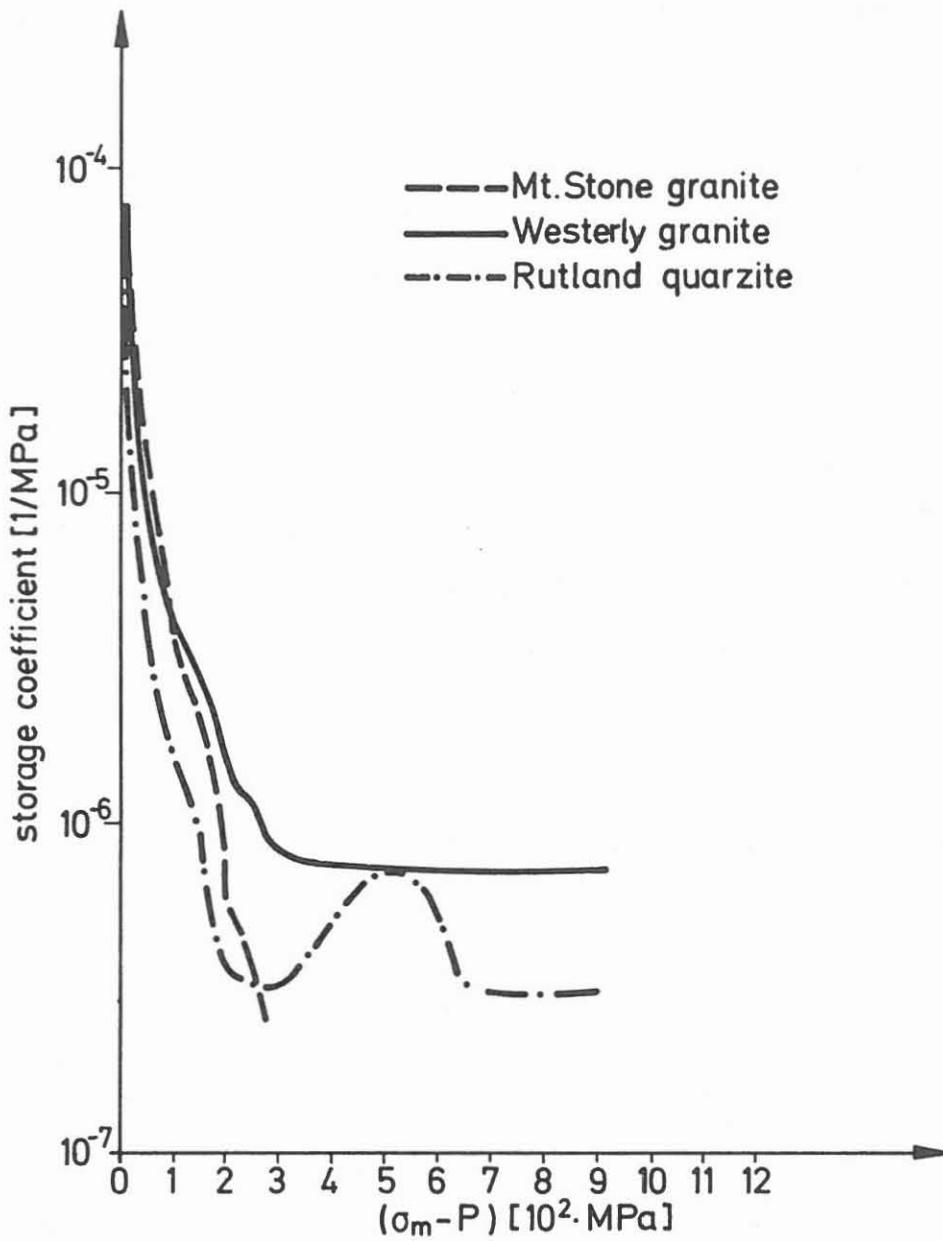


Fig 4: The stress-dependent storage coefficients of 3 rock specimen, calculated from compressibility data of BRACE (1965).

values of 10 for spherical pores and a matrix material with a large modulus of elasticity. For comparison, the quotient calculated for spherical pores for 2 matrix elasticities is shown in Fig. 5. The quotient is constant for all porosities. A water compressibility of $4.5 \cdot 10^{-4}$ 1/MPa is taken into account.

From this follows that for low stresses the cracked pore shapes are dominant and for higher stresses the "more" spherical pores. The compressibility data given by Brace (1965) are measurements with negligible pore pressures.

In accordance to Equation 16, the difference between confining and pore pressure is consequently shown on the abscissa in Figures 3, 4, and 5. If we want to calculate non-steady-state flow in the deeper crust, the difference between bulk stress and pore pressure leads to the status of the pore opening and to the storage coefficient, which is taken into calculation.

6. Conclusions

For low porosity rocks the conventionally calculated storage coefficient is too great, according to Equation 9. This leads for non-steady-state flow to a too slow pressure distribution in the pores. A better calculation can be done with regard to the matrix compressibility as shown here. This fact is very important for the hydraulic packer tests' analysis.

For a realistic calculation of the flow regime in the deeper crust it is of interest to know the answer of the question "Does soft cracks exist in the original rocks of the crust or are they caused by coring?"

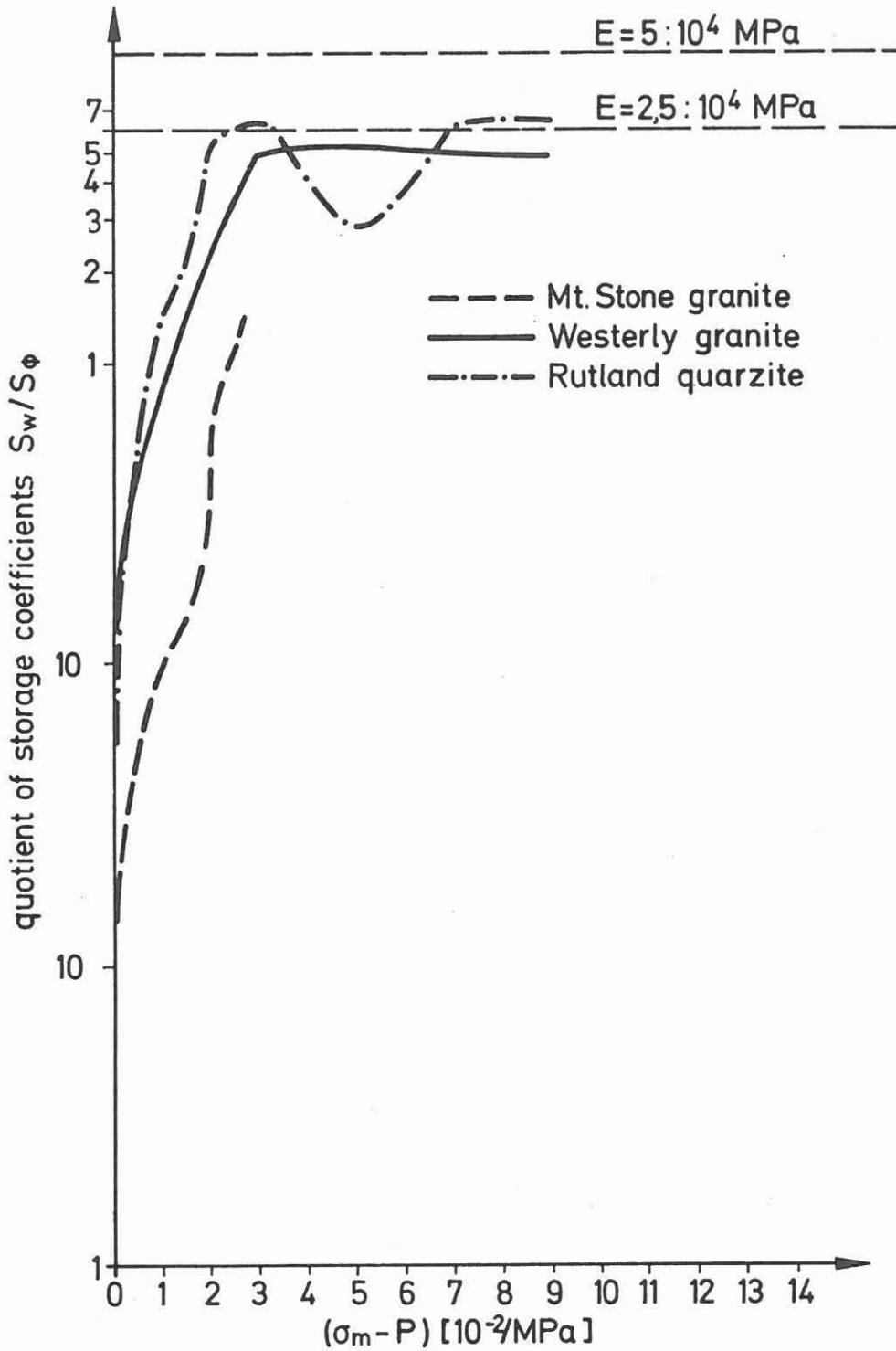


Fig. 5: The quotient of the storage coefficient S_w , regarding to the water compressibility and the storage coefficient S_ϕ regarding the deformation of the pore shape in the dependency of the confining pressure. The calculation is done for 3 rock specimen by compressibility data of BRACE (1965).

Both dotted lines in the upper part show the quotient for spherical pores and two different moduli of elasticity for the matrix material.

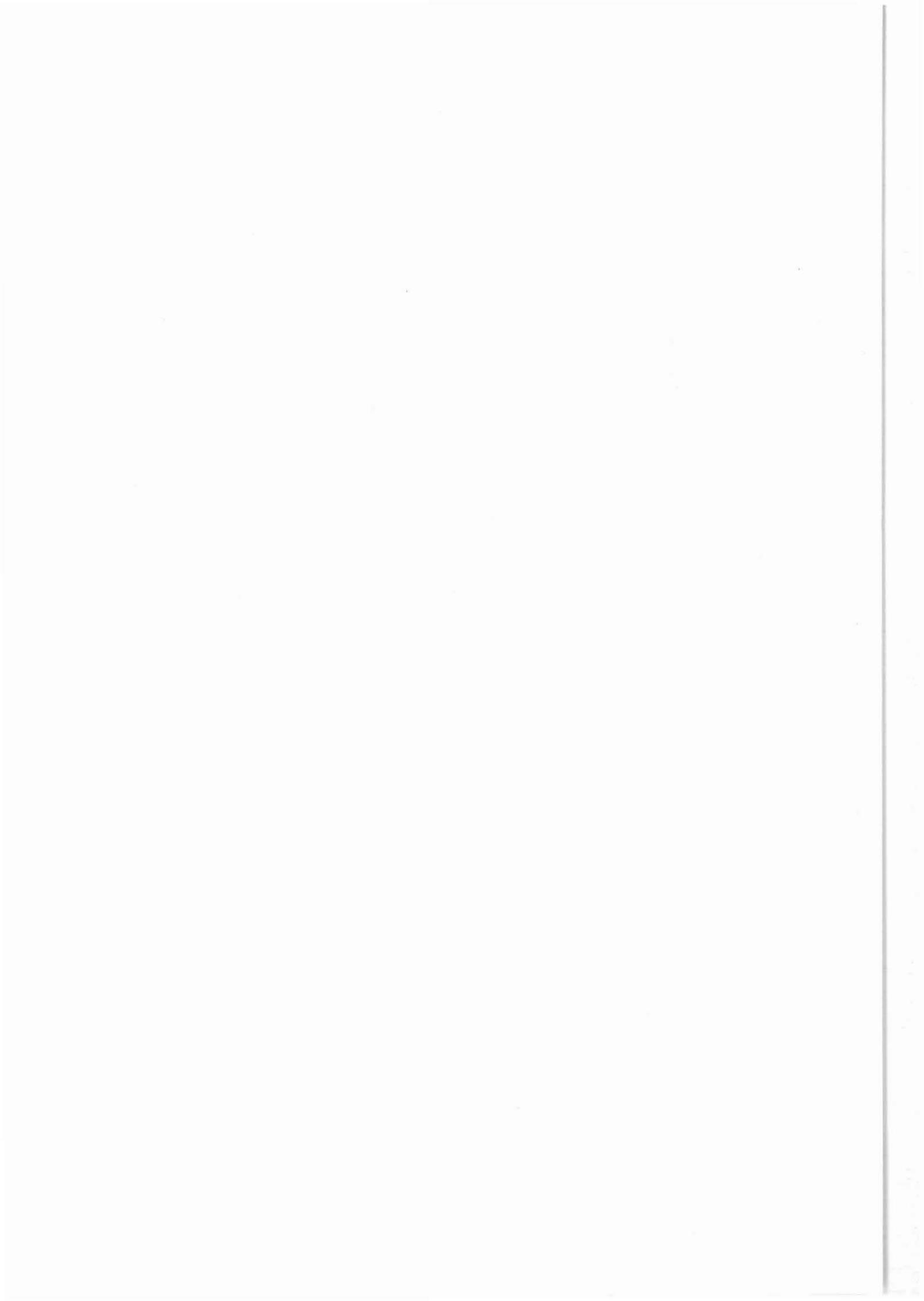
For both calculations a poisson number of $\nu = 0.25$ was taken into account.

REFERENCES

- BIOT M.A.: General Theory of Three-dimensional Consolidation. *J. Appl. Phys.*, 12, 155-164, 1941.
- BRACE W.F., ORANGE A.S. & MADDEN T.R.: The Effect of Pressure on the Electrical Resistivity of Water-Saturated Crystalline Rocks. *J. Geophys. Res.*, 60(22), 1965.
- BREDEHOEFT J.D. and PAPADOPULOS I.S.: A Method for Determining the Hydraulic Properties of Tight Formations. *Water Resour. Res.*, 16(1), 233-238, 1980.
- BROWN S.R. and SCHOLZ C.H.: Closure of Rock Joints. *J. Geophys. Res.*, 91(B5), 4939-4948, 1986.
- CARLSON S.R. & WANG H.F.: Microcrack Porosity and In Situ Stress in Illinois Borehole UPH 3. *J. Geophys. Res.*, 91(B10), 10.421-10.428, 1986.
- COOPER H.H., Jr., BREDEHOEFT J.D. and PAPADOPULOS I.S.: Response of a Finite Diameter Well to an Instantaneous Charge of Water. *Water Resour. Res.*, 3(1), 263-269, 1967.
- HALL H.N.: Compressibility of Reservoir Rocks. *Trans., AIME* 198, 309-311, 1953.
- EARLOUGHER T.C., Jr.: *Advances in Well Test Analysis*. Soc. of Petroleum Engineers of the American Institute of Mining and Engineering, New York, 1977.
- FREEZE R.A., CHERRY J.A.: *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.Y. 07631, 1979.
- IRWIN W.P. and BARNES I.: Effects of Geologic Structure and Metamorphic Fluids on Seismic Behaviour of the San Andreas Fault System in Central and Northern California. *Geology* 4, 713-714, 1975.
- KERRICH R.: Fluid Infiltration into Fault Zones: Chemical, Isotopic and Mechanical Effects. *PAGEOPH*, 124(1/2), 1986.
- MATTHEWS C.S. and RUSSELL D.G.: *Pressure Build-up and Flow Tests in Wells*. Monograph Series, Soc. of Petroleum Engineers, Dallas, 1, 19-21, 1967.
- MURRELL S.A.F.: The Effect of Triaxial Stress Systems on the Strength of Rocks at Atmospheric Temperatures. *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 10, 231-281, 1965.
- NARASIMHAN T.N. and KANEHIRO B.Y.: A Note on the Meaning of Storage Coefficient. *Water Resour. Res.*, 16(2), 423-429, 1980.
- NEUZIL C.F.: Groundwater Flow in Low-Permeability Environments. *Water Resour. Res.*, 22(8), 1163-1195, 1986.

- NEWMAN G.H.: Pore-Volume Compressibility of Consolidated, Friable, and Unconsolidated Reservoir Rocks Under Hydrostatic Loading. J.Pet. Tech. 129-134, 1973.
- TERZAGHI C.: Principles of Soil Mechanics, III, Determination of Permeability of Clay. Eng. News-Rec., 95(21), 832-836, 1925.
- VAN DER KNAAP W.: Nonlinear Behavior of Elastic Porous Media. Trans., AIME, 216, 179-187, 1959.
- WALSH J.B.: The Effect of Cracks on the Uniaxial Elastic Compression of Rocks. J. Geophys. Res., 70 399-411, 1965.
- ZIMMERMANN R.W., SOMERTON W.H. and KING M.S.: Compressibility of Porous Rocks. J. Geophys. Res., 91 (B12), 12.765-12.777, 1986.

Anlagen



Anlagenverzeichnis

- (1) - Anlage 1 zum Beitrag: Vergleich von Dichte und photoelektrischer Absorption zwischen Messungen von Schlumberger (Litho-Density Log) und Western Atlas International (Z-Densilog)
H. Gatto
1

- (2) - Anlage 1 zum Beitrag: Die Bestimmung der Wärmeproduktionsrate aus Bohrlochmessungen.
G. Zoth
1a - 1d

- (3) - Anlage 1 zum Beitrag: Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen.
R. Hänel
1a - 1d

- (4) - Anlage 2 zum Beitrag: Abschätzungen zum Spannungsfeld aus Bohrlochaufzeichnungen.
R. Hänel
1a - 1d

- (5) - Anlage 1 zum Beitrag: Versuch zur Ermittlung von permeablen Klüften in der Pilotbohrung KTB-Oberpfalz VB mittels Stoneley-Wellen.
R. Hänel
1

- (6) - Anlage 1 zum Beitrag: Überprüfung der Krustenmodelle im Bereich der Bohrlokation KTB-Oberpfalz VB mit Hilfe von Bohrlochmessungen.
R. Hänel
1a - 1d

