



# **TÜBINGER GEOWISSENSCHAFTLICHE ARBEITEN (TGA)**

Reihe C:  
Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie

Schriftleitung:  
G. Teutsch, G. Einsele

**Uwe Hekel**

## **Hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium)**

**TGA, C18, 1994**

# **Hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium)**

Uwe Hekel

*Lehrstuhl für Angewandte Geologie  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Tübingen  
Sigwartstraße 10  
72076 Tübingen  
FRG.*

Herausgeber: Institut und Museum für Geologie und Paläontologie  
der Universität Tübingen  
Sigwartstr. 10  
72076 Tübingen

Schriftleitung für die Reihe C:

Lehrstuhl für Allgemeine und Angewandte Geologie  
Prof. Dr. G. Teutsch, Prof. Dr. G. Einsele

ISSN 0935-4948

## Hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine am Beispiel des Opalinustons (Unteres Aalenium)

UWE HEKEL<sup>1</sup>

**Kurzfassung:** Im Rahmen des Forschungsprojektes "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg wurden auf 6 repräsentativ ausgewählten hydrogeologischen Versuchsfeldern im Ausstrich des Opalinustons (a11) am Rande der Schwäbischen Alb 18 tiefe und 29 flachere Kernbohrungen niedergebracht. Zur Messung der Gebirgsdurchlässigkeit wurden zahlreiche Bohrlochtestmethoden erprobt. Diese hydraulischen Bohrlochtests wurden von hydrogeologischen Feldmethoden sowie der Bestimmung von Gesteinsparametern an Kernproben und der Untersuchung zahlreicher Wasserproben ergänzt. Es wird ein hydrogeologisches Untersuchungsprogramm für Deponiestandorte in tonigen Festgesteinen vorgeschlagen, das geeignete und unter wirtschaftlichen Gesichtspunkten sinnvolle Untersuchungsmethoden beinhaltet.

Zur Vorerkundung potentiell wasserwegsamere Klüfte eignen sich optische und akustische Bohrlochmeßverfahren sowie eine aus kurzen Pulse-Tests bestehende Squeeze-Test-Serie. Quantitative Aussagen über die Gebirgsdurchlässigkeit im Opalinuston können mit Doppelpackertests (Pump-, Slug-, Drill-Stem und Pulse-Tests) getroffen werden. Als günstige Alternative zu diesen konventionellen Testarten eignet sich das Fluid-Logging-Verfahren zur teufengenauen Lokalisierung und Quantifizierung von Kluftzuflüssen. Zur Messung der Durchlässigkeit in der ungesättigten Zone werden modifizierte Injektionstests eingesetzt. Zur Auswertung der hydraulischen Tests werden verschiedene Aquifermodelle für den Opalinuston diskutiert sowie konventionelle und neuere Verfahren beschrieben.

Neben den Bohrlochtestmethoden werden Durchführung und Ergebnisse von seismischen und konventionellen hydrogeologischen Verfahren wie Pumpversuche, Tracertests, Potential- und Abflußmessungen im Opalinuston beschrieben. Von den Laboruntersuchungen lassen die Parameter Wassergehalt, Dichte, Korngrößenverteilung, Kalkgehalt und Gesteinsfestigkeit Rückschlüsse auf den Verwitterungs- bzw. Auflockerungsgrad des Gebirges zu. Wesentliche Informationen über mögliche Grundwasserbewegungen liefert die Untersuchung des Chloridgehalts im Porenwasser. Proben der Kluftwässer geben durch spezifische Ionen- und Isotopengehalte Aufschluß über die Geschwindigkeit der Grundwasserzirkulation.

Der unverwitterte und grundwassergesättigte Bereich des Opalinustons (V0) kann in eine durchlässige Grundwasserzirkulationszone (Z) und eine tiefere, hydraulisch relativ dichte Stagnationszone (S) gegliedert werden. In der Zirkulationszone existiert ein offenes, vorwiegend horizontales Kluftsystem, das auf eine Gebirgsauflockerung durch Abtrag der Gesteinsauflast zurückgeführt werden kann. Bei einem durchflußwirksamen Kluftvolumen von ca. 0,7% liegen die Klufttransmissivitäten in diesem Bereich zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. Die Mächtigkeit dieser relativ durchlässigen Auflockerungszone hängt von der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung und der Reliefsituation ab. Mächtigere Auflockerungszonen bis 30 m Tiefe haben sich unter alten Talflächen und unter Höhenrücken entwickelt. Geringermächtige Grundwasserzirkulationszonen finden sich in jungen Talssystemen.

Unterhalb der Auflockerungszone weist der Opalinuston mit  $k_f$ -Werten zwischen  $10^{-11}$  und  $10^{-8}$  m/s sehr geringe Gebirgsdurchlässigkeiten auf. Chloridreiche oder nur unvollständig ausgesüßte Porenwässer zeigen, daß im tieferen Bereich eine Grundwasseradvektion nur über geologische Zeiträume erfolgt.

Die hydrogeologischen Voraussetzungen des Opalinustons im Hinblick auf eine geologische Barriere sind je nach der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung eines Gebietes sehr unterschiedlich. Bereiche mit mächtigen durchlässigen Auflockerungszonen bieten aufgrund des horizontalen Grundwasserabstroms nur geringe natürliche Rückhaltungsmöglichkeiten für potentielle Deponiesickerwässer. Vergleichsweise gute Voraussetzungen weisen junge Talsysteme auf, wo die relativ dichte Gebirgszone nur von einer flachen Auflockerungszone überlagert wird und ein Grundwasserabstrom bei einer seitlichen Abdichtung durch die Talränder nur entlang der Talsohle möglich ist.

---

<sup>1</sup>Dissertation an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Tübingen

## **Hydrogeological investigation of claystone series An exemplary study of the Opalinuston formation (Lower Aalenium)**

**Abstract:** Within the context of the research project "Rock properties of thick claystone series" of the Federal State Geological Service of Baden-Württemberg (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg) 18 deep and 29 shallow boreholes were drilled at six representative hydrogeological investigation sites within the Opalinus clay formation, exposed NW of the escarpment of the Swabian Alb. Different methods for the quantification of hydraulic conductivities were evaluated. These borehole tests were accompanied by hydrogeological field methods as well the analysis of rock parameters using core material and the analysis of many water samples. A hydrogeological testing scheme is proposed for the evaluation of waste disposal sites situated in claystones, offering suitable and economically feasible methods for site characterization.

For a preliminary examination of potentially water bearing fractures, optical and acoustic borehole measurement techniques, as well as squeeze tests, (a series of short pulse tests) proved to be a suitable initial approach. The quantification of the rock hydraulic permeabilities can be obtained by means of double packer tests (pump-, slug-, drillstem-, pulse tests). As a more cost effective alternative to standard testing procedures fluid logging has been successfully employed for the localization and quantification of the fracture discharge into boreholes. The hydraulic conductivities of the unsaturated zone are determined by modified injection tests. Several aquifer models are discussed for the Opalinus clay formation and conventional as well as more advanced techniques are discussed.

In addition to the borehole testing methods the implementation and the results of seismic and standard hydrogeological techniques e.g. pumping tests, tracer tests, potential and discharge measurements are discussed for the Opalinus clay. Laboratory sample examinations such as water content, density, particle size distribution, carbonate content and rock strength parameters give important clues to the degree of weathering and disintegration of the parent rock. Essential information concerning possible groundwater movements can be obtained from the chloride concentration of the interstitial pore water. Water samples derived from fractures show distinct ion and isotope contents give an indication on the degree of groundwater circulation.

The unweathered and saturated zone of the Opalinus clay shows a distinct separation into two hydraulic domains, a more permeable zone of groundwater circulation and a deeper hydraulically more or less impermeable zone of stagnating conditions. The permeable domain shows an open, mostly horizontally oriented fracture system that is caused by the stress release due to erosion of the overlying strata. With an effective fracture volume of 0.7%, the fracture transmissivities range in the order of  $10^{-6}$  to  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. The thickness of this relatively permeable domain is closely related to the geomorphological development and the topographic relief at the respective sites. Thicker zones of disintegration of up to 30 m are developed below old valleys and topographic ridges. Thinner zones of groundwater circulation are found below geologically young valley systems.

Below the zone of groundwater circulation the Opalinus clay shows very low hydraulic conductivities ranging from  $10^{-11}$  -  $10^{-8}$  m/s. Chloride rich and thus only partially diluted interstitial pore waters show that advection is only an important factor over a geologic time scale.

The ability of the Opalinus clay to perform as a geological barrier depends significantly on the topographic history of the respective site. Due to horizontal ground water flow conditions at sites with a thick permeable zone of disintegration, they provide only little retardation capacity for potential leaks from a waste disposal site. Fairly good prerequisites in comparison are found in young valley systems, where the impermeable domain is covered by only a thin zone of disintegration and groundwater discharge is limited to directions trending the valley base.

## Vorwort und Dank

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des Forschungsprojektes "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg durchgeführt. Ziel dieses vom Ministerium für Umwelt Baden-Württemberg finanzierten Projekts war die Erarbeitung von Grundlagen zur Beurteilung der hydrogeologischen Barriereigenschaften toniger Festgesteinsserien im Hinblick auf die Endlagerung von Sonderabfallstoffen.

Mit dem Forschungsprojekt verband sich die einmalige Gelegenheit, verschiedenen Mutmaßungen und auf den ersten Blick widersprüchlichen Feldbeobachtungen über die Gebirgsdurchlässigkeit am Beispiel des Opalinustons durch Felduntersuchungen systematisch nachzugehen und die dabei erzielten Ergebnisse zu einem schlüssigen Bild der Grundwasserzirkulation im Opalinuston zusammenzufügen.

Die Untersuchungen zeigen, daß auch der Opalinuston als eine der relativ wasserundurchlässigsten geologischen Formationen in Baden-Württemberg keine absolut sichere hydrogeologische Barriere darstellt. Je nach Standort existieren unterschiedlich bedeutende Fließwege, über die auch Giftstoffe aus Deponien nach kürzerer oder längerer Zeit in Vorfluter und genutzte Grundwasservorkommen gelangen können. Es wäre daher wünschenswert, wenn diese Arbeit nicht nur dazu beiträgt, im Rahmen der bestehenden Entsorgungskonzepte die relativ geeignetsten Deponiestandorte zu finden, sondern auch den politisch Verantwortlichen ins Bewußtsein rückt, daß die Bedrohung unseres Lebensraumes durch giftige Abfallstoffe letztendlich nur durch den ökologisch orientierten Umbau in der Wirtschaft mit weitgehenden Vermeidungsstrategien minimiert werden kann.

Die Dissertation wurde vom Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Tübingen betreut. Mein Dank gilt daher zuallererst meinem akademischen Lehrer Herrn Prof. Dr. Einsele, der mir den Weg zur Bearbeitung dieses höchst reizvollen Themas ebnete und meiner Arbeit am Geologischen Landesamt stets mit Interesse und Hilfestellungen begegnete. Mein Dank gilt insbesondere auch Herrn Prof. Dr. J. Werner, der als Vizepräsident des Geologischen Landesamtes das Forschungsprojekt maßgeblich initiierte und dessen Rat und Hilfe mir gerade in der Anfangsphase sehr wertvoll war. Mein Dank gilt fernerhin Herrn Dr. Koerner und Herrn Dr. Finger, die in der Projektleitung durch ihren persönlichen Einsatz halfen, die Arbeiten über zahlreiche organisatorische Schwierigkeiten hinweg weiterzubringen.

Ich danke Herrn Dr. Erwin Vetter, der sich als zuständiger Minister persönlich um die Unterstützung der Lokalpolitiker bemühte und sich für den wissenschaftlichen Charakter der Forschungsbohrungen verbürgte. Den Ministerialräten im Umweltministerium Herrn Dunz, Herrn Löffler und Herrn Widmeier danke ich für die gute Zusammenarbeit.

Zu Dank verpflichtet bin ich auch den vielen Kolleginnen und Kollegen am Geologischen Landesamt, insbesondere Frau Dr. Ingrid Stober für die Einführung in hydraulische Tests, Herrn Dr. Ruppert Prestel für seine Hilfe bei der Auswertung der chemischen Analysen und Frau Dr. Dietze und Herrn Dr. Keck für die Organisation der Laborarbeit. Ganz besonders herzlich danke ich meinen Mitarbeitern Herrn Dr. Nikon Douveas und Herrn Dipl.-Geol. Klaus Kurz, die mir als Projektgeologen viel Arbeit bei der Durchführung der hydraulischen Messungen im Gelände abnahmen, sowie den Laborantinnen Kerstin Ruch und Susanne Böhmerle, die im Laufe der Jahre Tausende von Kernproben mit großem Fleiß untersuchten.

Die Bewältigung der Geländearbeit wäre nicht denkbar gewesen ohne die mehr als 20 studentischen Hilfskräfte, die zeitweise an der Durchführung der geophysikalischen und hydraulischen Messungen auf den Versuchsfeldern beteiligt waren. Stellvertretend für alle danke ich besonders Frau Dipl.-Geol. Vera Langer, Frau Dipl.-Geol. Sabine Frantz, Herrn Dipl.-Geol. Peter Merkel, Frau Dipl.-Geol. Sibylle Kleineidam und Frau Dipl.-Geol. Ariane Haug.

Herrn Dipl.-Geol. Martin Happel von der Firma Comdrill danke ich für seine technische Beratung beim Aufbau eines Testequipments zur Durchführung der hydraulischen Bohrlochtests. Herrn Hoog-Antink und Herrn Mike Leach von der Firma Schlumberger verdanke ich viele Anregungen zur Durchführung hydraulischer Tests und Anwendung moderner Auswerteverfahren. Ganz besonders danke ich auch Herrn Dr. Andreas Gautschi und Herrn Dr. Stratis Vomvoris von der Nagra sowie Herrn Dr. Simon Löw von der Firma Colenco, die aus ihrer reichen Erfahrung mit der Untersuchung von Geringleitern ganz wesentliche methodische Tips geben konnten.

Wichtig waren mir in der Schlußphase der Forschungsarbeit fachliche Anregungen meiner Kommilitonen am Geologischen Institut Tübingen. Ganz besonders danke ich hier Herrn Dr. Martin Sauter und Herrn Peter Merkel.

Meiner Mutter danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes. Die wichtigste Unterstützung war die meiner Frau Marianne. Sie begleitete als Geologin und Freundin die gesamte Forschungsarbeit mit ihrem fachlichen und praktischen Beistand.

## Vorwort zur pdf-Version

Bei der Standortsuche für die Endlagerung hochradioaktiver Abfälle werden Tonsteinserien als mögliches Wirtsgestein diskutiert. Schweizer Untersuchungen und Studien kommen zu dem Schluss, dass der Opalinuston gegenüber anderen in Frage kommenden Formationen sicherheitstechnisch-geologische Vorteile aufweist. Eine wichtige Rolle bei der Eignungsbewertung spielt die Tiefenabhängigkeit der Durchlässigkeit (NAGRA, 2005).

Mit dem Forschungsprojekt "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" konnte auch in Baden-Württemberg festgestellt werden, dass der Opalinuston nur nahe der Oberfläche stärker geklüftet und durchlässig ist. Unterhalb einer bis mehrere 10er Meter mächtigen Auflockerungszone nimmt die Durchlässigkeit auf Werte bis kleiner  $10^{-11}$  m/s ab. In dieser dichteren Zone weist das Gestein in Übereinstimmung mit Schweizer Untersuchungsergebnissen eine hohe Salinität auf. Dies ist ein Indiz dafür, dass der tiefere Opalinuston auch in geologischen Zeiträumen nicht wesentlich von Grundwasser durchströmt wurde. Damit wäre eine wesentliche Voraussetzung erfüllt, die an ein sicheres Tiefenlager zu stellen ist.

Es ist daher absehbar, dass dem Opalinuston auch bei der Standortsuche in Deutschland noch großes Interesse entgegen gebracht werden muss. Die Aktualität dieses Themas sowie konkrete Nachfragen sind Motivation dafür, diese seit Jahren vergriffene Forschungsarbeit nunmehr als pdf-Datei ins Netz zu stellen.

Die Zusammenfassung sowie das Inhaltsverzeichnis der pdf-Datei wurden mit der ursprünglichen Textdatei erzeugt und sind somit einer Stichwortsuche zugänglich. Der weitere Text sowie die Anlagen wurden von einem vorhandenen Druckexemplar eingescannt. Dabei wurden einige unklare Ausführungen verbessert und Fehler korrigiert. Dies betrifft die Berechnung des Skinfaktors (Seite 40), ein Beispiel für die Auswertung eines Pulse-Tests (Seite 53) sowie die Auswertung von Tracerversuchen im radialen Fließfeld (Seite 84).

Zu hydraulischen Bohrlochversuchen gibt es inzwischen auch neuere Publikationen, wie z.B. in den Mitteilungen der Bundesanstalt für Wasserbau (HEKEL & ODENWALD, 2012) oder im Grundbau-Taschenbuch (ODENWALD ET AL., 2009). Diese bieten eine kompakte Übersicht der Methoden und Auswerteverfahren. Darüber hinaus sind die Erfahrungen, die mit den Untersuchungsmethoden zur Durchlässigkeitsbestimmung gewonnenen wurden, auch in die Aktualisierung der GDA-Empfehlungen eingegangen.

Rottenburg, im Oktober 2014

---

GDA-Empfehlung E 1-4 „Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit“ - Empfehlung des AK 6.1 „Geotechnik der Deponiebauwerke“ der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik (DGGT) e.V.; <http://www.gdaonline.de/empfehlung.html>).

HEKEL, U., ODENWALD, B. (2012): Bohrlochversuche zur Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit von Fels. - BAW-Mitteilungen Nr. 95, Karlsruhe; [http://www.baw.de/de/die\\_baw/publikationen/](http://www.baw.de/de/die_baw/publikationen/)

ODENWALD, B., HEKEL, U., THORMANN, H. (2009): Grundwasserströmung - Grundwasserhaltung. – In: Witt, K.J. (Hrsg.) Grundbau-Taschenbuch, Teil 2: Geotechnische Verfahren. 7., überarbeitete u. aktualisierte Auflage, ca. 950 Seiten, ca. 500 Abbildungen; Berlin (Ernst & Sohn)

NAGRA (2005): Geologische Tiefenlagerung der abgebrannten Brennelemente, der hochaktiven und langlebigen mittelaktiven Abfälle – Darstellung und Beurteilung der aus sicherheitstechnisch-geologischer Sicht möglichen Wirtsgesteine und Gebiete. – Technischer Bericht 05-02, Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Wettingen

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Aufgabenstellung und Ausführung</b> .....	1
<b>2. Untersuchungsgebiet</b> .....	2
<b>2.1. Geologie des Opalinustons</b> .....	2
2.1.1. Verbreitung.....	2
2.1.2. Lithologie und stratigraphische Abgrenzung .....	2
2.1.3. Mächtigkeiten.....	4
2.1.4. Mineralogische Untersuchungen .....	4
2.1.5. Verwitterungsprofil .....	5
2.1.6. Tektonische Klüftung.....	6
<b>2.2. Auswahlkriterien für die Lage der hydrogeologischen Versuchsfelder und Bohransatzpunkte</b> .....	6
<b>2.3. Lage und morphologische Situation der Versuchsfelder</b> .....	9
2.3.1. Versuchsfeld Jungingen (1) .....	9
2.3.2. Versuchsfeld Mössingen (2) .....	10
2.3.3. Versuchsfeld Grafenberg (3).....	10
2.3.4. Versuchsfeld Süßen (4).....	11
2.3.5. Versuchsfeld Geisingen (5).....	11
2.3.6. Versuchsfeld Aalen (6) .....	12
<b>3. Untersuchungsverfahren</b> .....	13
<b>3.1. Vorerkundende Feldmethoden</b> .....	13
3.1.1. Geoelektrische Verfahren.....	13
3.1.2. Elektromagnetische Verfahren.....	13
3.1.3. Seismische Verfahren.....	14
3.1.4. Bohrkernaufnahme .....	15
3.1.5. Geophysikalische Bohrlochmessungen .....	16
3.1.6. Borehole-Televue (BHTV).....	18
3.1.7. Fernsehbefahrung im Bohrloch.....	19
3.1.8. Visuelle Zuflußlokalisierung.....	19
<b>3.2. Hydraulische Bohrlochtests in tonigen Festgesteinsaquiferen mit konventionellen Doppelpacker-Testequipments</b> .....	19
3.2.1. Einführung.....	19
3.2.2. Doppelpacker-Testequipment .....	22
3.2.3. Squeeze-Tests .....	25
3.2.4. Pumptests und Aquiferdiagnose .....	27
3.2.5. Slug-Tests .....	37
3.2.6. Drill-Stem-Tests .....	44
3.2.7. Pulse-Tests.....	49
3.2.8. Injektionstests .....	56
3.2.9. WD-Tests.....	63
<b>3.3. Hydraulische Gesamtbohrlochtests mit dem Fluid-Logging-Verfahren</b> .....	64
3.3.1. Einführung.....	64
3.3.2. Prinzip des Fluid-Logging-Verfahrens .....	64
3.3.3. Vergleich des Fluid-Logging-Verfahrens mit herkömmlichen hydraulischen Bohrlochtests .....	65
3.3.4. Voraussetzungen für die Anwendung des Fluid-Logging-Verfahrens .....	65
3.3.5. Equipment beim Fluid-Logging.....	66
3.3.6. Durchführung des Fluid-Logging .....	67
3.3.6.1. Austausch des Bohrlochfluids .....	67
3.3.6.2. Pumpphase .....	68
3.3.6.3. Wiederanstieg .....	68
3.3.7. Strömung und Massentransport im Bohrloch.....	68
3.3.8. Quantitative Bestimmung der Zuflüsse .....	70
3.3.8.1. Methode der Partiellen Momente .....	70
3.3.8.2. Frontenmethode .....	72
3.3.8.3. Mischungsmodell .....	74
3.3.8.4. Numerische Auswertung mit dem Rechenprogramm BORE.....	77
3.3.9. Hydraulische Auswertung.....	78
3.3.9.1. Bestimmung der Bohrlochtransmissivität .....	78
3.3.9.2. Bestimmung der Klufftransmissivitäten.....	79
3.3.10. Ergebnisse des Fluid-Logging-Verfahrens im Vergleich zu konventionellen Doppelpackertests. ....	82

<b>3.4. Hydrogeologische und hydraulische Felduntersuchungen</b> .....	82
3.4.1. Tracertests .....	83
3.4.2. Potentialmessungen .....	84
3.4.3. Abflußverhalten von Quellen und Bächen .....	85
<b>3.5. Laboruntersuchungen</b> .....	88
3.5.1. Untersuchungen am Kernmaterial .....	88
3.5.1.1. Wassergehalt .....	89
3.5.1.2. Dichte .....	89
3.5.1.3. Korngröße und Kornverteilung .....	89
3.5.1.4. Gesteinsfestigkeit (Point-Load) .....	91
3.5.1.5. Gesteinsdurchlässigkeit .....	92
3.5.1.6. Kalkgehalt .....	92
3.5.1.7. Organischer Gehalt .....	93
3.5.1.8. Mineralbestand .....	94
3.5.1.9. Chloridgehalt des Porenwassers .....	94
3.5.2. Untersuchungen an Wasserproben .....	96
3.5.2.1. Ionengehalte .....	96
3.5.2.2. Isotopengehalte .....	97
<b>4. Untersuchungsprogramm zur hydrogeologischen Erkundung toniger Festgesteinsserien</b> .....	99
<b>4.1. Felduntersuchungen</b> .....	100
<b>4.2. Bohransatzpunkte und Bohrarbeiten</b> .....	100
4.2.1. Bohrkernaufnahme .....	100
4.2.2. Geophysikalische Bohrlochmessungen .....	101
4.2.3. Bohrlochaufnahme .....	101
<b>4.3. Hydraulische Untersuchungen</b> .....	101
4.3.1. Vorerkundende hydraulische Bohrlochuntersuchungen .....	101
4.3.2. Quantitative Messungen .....	102
4.3.3. Hydrogeologische und hydraulische Felduntersuchungen .....	102
<b>4.4. Laboruntersuchungen</b> .....	104
4.4.1. Gesteinsproben .....	104
4.4.2. Wasserproben .....	104
<b>5. Ergebnisse der Untersuchungen auf den Versuchsfeldern im Opalinuston</b> .....	105
<b>5.1. Versuchsfeld Jungingen (1)</b> .....	105
5.1.1. Aufnahme der Bohrungen .....	105
5.1.2. Transmissivitätsverteilung .....	105
5.1.3. Kernuntersuchungen .....	107
5.1.4. Wasseranalysen .....	109
5.1.5. Felduntersuchungen .....	110
5.1.5.1. Hammerschlagseismik .....	110
5.1.5.2. Potentialmessungen .....	111
5.1.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Jungingen .....	111
<b>5.2. Versuchsfeld Mössingen (2)</b> .....	112
5.2.1. Aufnahme der Bohrungen .....	112
5.2.2. Transmissivitätsverteilung .....	113
5.2.3. Kernuntersuchungen .....	114
5.2.4. Wasseranalysen .....	116
5.2.5. Felduntersuchungen .....	117
5.2.5.1. Hammerschlagseismik .....	117
5.2.5.2. Potentialmessungen .....	119
5.2.5.3. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometer .....	120
5.2.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Mössingen .....	121
<b>5.3. Versuchsfeld Grafenberg (3)</b> .....	121
5.3.1. Aufnahme der Bohrungen .....	121
5.3.2. Transmissivitätsverteilung .....	122
5.3.3. Kernuntersuchungen .....	124
5.3.4. Wasseranalysen .....	124

5.3.5. Felduntersuchungen .....	127
5.3.5.1. Hammerschlagseismik .....	127
5.3.5.2. Potentialmessungen .....	128
5.3.5.3. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometer .....	129
5.3.5.4. Tracertests .....	130
5.3.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Grafenberg .....	132
<b>5.4. Versuchsfeld Süßen (4) .....</b>	<b>133</b>
5.4.1. Aufnahme der Bohrungen .....	133
5.4.2. Transmissivitätsverteilung .....	133
5.4.3. Kernuntersuchungen .....	134
5.4.4. Wasseranalysen .....	134
5.4.5. Potentialmessungen .....	136
5.4.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Süßen .....	136
<b>5.5. Versuchsfeld Geisingen (5) .....</b>	<b>137</b>
5.5.1. Aufnahme der Bohrungen .....	137
5.5.2. Transmissivitätsverteilung .....	137
5.5.3. Kernuntersuchungen .....	138
5.5.4. Wasseranalysen .....	138
5.5.5. Felduntersuchungen .....	141
5.5.5.1. Potentialmessungen .....	141
5.5.5.2. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern .....	142
5.5.5.3. Abflußmessungen .....	143
5.5.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Geisingen .....	145
<b>5.6. Versuchsfeld Aalen (6) .....</b>	<b>146</b>
5.6.1. Aufnahme der Bohrungen .....	146
5.6.2. Transmissivitätsverteilung .....	146
5.6.3. Kernuntersuchungen .....	149
5.6.4. Wasseranalysen .....	149
5.6.5. Potentialmessungen .....	150
5.6.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Aalen .....	150
<b>6. Hydrogeologische Charakterisierung des Opalinuston .....</b>	<b>150</b>
<b>6.1. Abgrenzung hydrogeologischer Zonen im Opalinuston .....</b>	<b>150</b>
<b>6.2. Bildung der Verwitterungszone .....</b>	<b>151</b>
<b>6.3. Bildung der Grundwasserzirkulationszone .....</b>	<b>153</b>
<b>6.4. Tiefgang und Ausbildung der Verwitterungs- und Zirkulationszone in Abhängigkeit vom Relief .....</b>	<b>153</b>
6.4.1. Alte Talflächen im Opalinuston .....	154
6.4.2. Jungpleistozäne Höhenrücken, Hochflächen und Kuppen .....	154
6.4.3. Jüngere Täler sowie Tobel und Hangmulden in Höhenrücken .....	155
6.4.4. Junge Rücken und Grate zwischen Tälern oder Tobeln .....	155
<b>6.5. Ausübung des Porenwasserchlorids in Gebieten mit unterschiedlicher landschaftsgeschichtlicher Entwicklung .....</b>	<b>156</b>
<b>6.6. Modellprofilschnitt der Grundwasserzirkulation im Opalinuston .....</b>	<b>157</b>
<b>7. Folgerungen für die Eignung des Opalinuston als geologische Barriere .....</b>	<b>160</b>
<b>8. Literatur .....</b>	<b>162</b>

## Anlagen

1. Mineralogische Zusammensetzung von Gesteinsproben aus dem Opalinuston .....	168
2. Koordinaten, Verrohrung und Wasserspiegel des hydrogeologischen Untersuchungsbohrungen im Opalinuston .....	169
1. Tabelle wichtiger chemischer und physikalischer Parameter von Wasserproben aus dem Opalinuston .....	170

## 1. Aufgabenstellung und Ausführung

Bei der Neuanlage von Abfalldeponien wird heute ein Multibarrierensystem gefordert, das den Ausstrag von Giftstoffen in das Grundwasser verhindern soll. Dieses Sicherungssystem besteht aus einer technischen und einer geologischen Barriere (vgl. z.B. CZURDA, 1987).

Als geologische Barriere werden - insbesondere bei der Planung von Sonderabfalldeponien - zunehmend tonige Festgesteinserien in Betracht gezogen. Diese sind unter hydrogeologischen Fragestellungen und speziell im Hinblick auf ihre Gebirgsdurchlässigkeit in-situ bislang noch wenig untersucht worden (WERNER, 1986). Um hier den Kenntnisstand im Sinne einer ausreichenden Beurteilungsgrundlage für Deponiestandorte zu verbessern, wurde das Geologische Landesamt Baden-Württemberg durch das Landesumweltministerium mit der Durchführung des "Forschungsprojektes Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" (FGmT) beauftragt.

In diesem Forschungsprojekt sollten am Beispiel des südwestdeutschen Opalinuston (Unteres Aalenium) die hydrogeologische Eigenschaften mächtiger Tonsteinserien erkundet werden. Die Zielvorgaben lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

1. Darstellung des bisherigen Kenntnisstandes über Untersuchungen und hydrogeologisch relevante Befunde im Opalinuston
2. Erprobung und Verbesserung bekannter sowie Entwicklung neuer Untersuchungsmethoden zur Erkundung der hydrogeologischen und hydraulischen Eigenschaften, insbesondere zur in-situ-Messung geringer Gebirgsdurchlässigkeiten
3. Erarbeitung eines geeigneten Untersuchungsprogramms für die hydrogeologische Erkundung toniger Festgesteine
4. Ableitung grundlegender Erkenntnisse über die Gebirgsdurchlässigkeit und Zirkulationssysteme sowie eine daraus resultierende Beurteilung des Opalinustons bezüglich der Eignung als geologische Barriere

Zur Erfüllung der ersten Zielvorgabe wurden umfangreiche Literaturrecherchen durchgeführt, die neben veröffentlichten und unveröffentlichten wissenschaftlichen Arbeiten auch sämtliche geologischen Gutachten und Unterlagen von Baustellen und Bohrungen im Opalinuston einbezogen, die im Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg archiviert sind. Die Aufarbeitung des Kenntnisstandes über hydrogeologische Untersuchungen im Opalinuston wurde durch eine Aufnahme der zur Zeit zugänglichen Aufschlüsse und Profile im Gelände ergänzt und in einem Zwischenbericht zum FGmT dargestellt (HEKEL, 1989).

Auf der Grundlage dieser Voruntersuchungen wurden Kriterien für die Auswahl geeigneter hydrogeologischer Versuchsfelder im Opalinuston erarbeitet. Obwohl nur generelle und nicht auf bestimmte Areale abgezielte Untersuchungen im Opalinuston als einem potentiellen hydrogeologischen Barrieregestein durchzuführen waren, schränkten vielerorts lokalpolitische Vorbehalte die Auswahl der Versuchsfelder ein. Trotzdem konnte eine im Hinblick auf zu untersuchende geomorphologische und geologische Einheiten günstige und repräsentative Auswahl von Versuchsfeldern erreicht werden. Im Herbst 1989 wurde mit den Bohrarbeiten auf dem ersten Versuchsfeld begonnen.

Auf insgesamt 6 Versuchsfeldern wurden in 18 tieferen und 29 flacheren Kernbohrungen umfangreiche Untersuchungen zur Entwicklung und Erprobung von Meßmethoden und einer damit verbundenen hydrogeologischen Erkundung des Opalinustons durchgeführt. Die Messungen auf dem letzten Versuchsfeld wurden im Herbst 1991 abgeschlossen. Parallel zu den Geländearbeiten wurden Laboruntersuchungen an Wasser- und Gesteinsproben vorgenommen.

Wesentliche Arbeiten bei den Feld- und Laboruntersuchungen und Beiträge zu den Forschungsarbeiten wurden von folgenden Firmen und Institutionen geleistet:

- Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
- Universität Tübingen - Institut für Geologie und Paläontologie
- Niedersächsisches Landesamt für Bodenfor-schung, Hannover (im Rahmen der geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben der Län-

- der)
- Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (NAGRA), Baden (Schweiz)
  - Prakla Seismos, Woringen
  - Comdrill Bohrausrüstungen GmbH, Heilbronn
  - Schlumberger, Diepholz / Biberach / Den Haag
  - Büro für Geophysik Dr. Jürgen Wieck, Nekkartailfingen
  - Geophysical Terra Research GmbH (GTR), Celle
  - Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF), Neuherberg
  - Institut Dr. Jäger, Tübingen
  - Hydroisotop GmbH, Attenkirchen

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der hydrogeologischen Untersuchungsmethodik sowie den Untersuchungsergebnissen der hydrogeologischen Erkundung des Opalinustons:

**Kapitel 2** gibt einen Überblick der Geologie des Opalinustons und behandelt die Auswahlkriterien für die hydrogeologische Versuchsfelder und Ansatzpunkte der Untersuchungsbohrungen. Bei den in **Kapitel 3** beschriebenen Untersuchungsmethoden liegt der Schwerpunkt bei neuen bzw. in tonigen Festgesteinen bislang noch wenig angewandten Verfahren. Zum Vergleich und für eine möglichst umfassende Verfahrensübersicht werden daneben auch bekannte Untersuchungsmethoden aufgeführt. Auf der Basis der in Kapitel 3 beschriebenen Methoden wird in **Kapitel 4** ein Untersuchungsprogramm zur hydrogeologischen Erkundung von Standorten in tonigen Festgesteinsserien vorgeschlagen. **Kapitel 5** gibt einen Überblick der Ergebnisse der durchgeführten hydrogeologischen Untersuchungen auf den 6 Versuchsfeldern im Opalinuston. In **Kapitel 6** erfolgt eine zusammenfassende hydrogeologische Charakterisierung des Opalinustons, auf deren Basis in **Kapitel 7** Folgerungen für die Eignung als hydrogeologische Barriere abgeleitet werden.

## 2. Untersuchungsgebiet

Zur Abgrenzung lithostratigraphischer Einheiten und klufttektonischen Untersuchung wurden im Rahmen der Voruntersuchungen, die z. Zt. zugänglichen Aufschlüsse und Profile im Opalinus-

ton aufgenommen (HEKEL, 1989). Die Lage dieser Aufschlüsse ist in Abb. 2-1 dargestellt. Diese Aufnahme bildet neben Angaben aus der Literatur und Gutachten die Grundlage für den folgenden Abriss über die Geologie des Opalinustons.

### 2.1. Geologie des Opalinustons

#### 2.1.1. Verbreitung

Der Opalinuston (Braunjura  $\alpha$ , untere Braunjurane oder unteres Aalenium (al 1)) ist eine etwa 90-140 m mächtige Tonsteinserie. Sein Ausstrich über Tage erstreckt sich von der Wutach im SW bis zum Nördlinger Ries im NE entlang dem Fuß der Schwäbischen Alb (siehe Abb. 2-1). Die heutige Ausstrichbreite wird von der geologisch relativ jungen Landschafts- bzw. Flußgeschichte bestimmt.

Der größte Teil des Opalinustonausstriches am Rand der Schwäbischen Alb wird über den Nekar zum Rhein entwässert. Die meist sanft geneigten Hänge im Opalinuston bilden zwischen den Schichtstufen des Schwarzen Jura  $\epsilon$  und des Braunen Jura  $\beta$  eine oft unruhige, durch tiefeingeschnittene Tobel häufig stark zertaltes Landschaft. Aufgrund des unterschiedlich geneigten Reliefs und des Schichtfallens variiert die Ausstrichbreite zwischen wenigen 100 Metern und ca. 2 Kilometern.

Im Bereich des danubischen Flußsystems südöstlich von Schwenningen und im Welland bei Aalen, das bis ins Pleistozän zur Donau hin entwässert wurde, streicht der Opalinuston in größerer Breite (bis zu 5 km) aus. Hier ist das Relief flacher und weniger stark zergliedert, die Landschaft wird von sanften Hügeln und flachen Tälern geprägt.

#### 2.1.2. Lithologie und stratigraphische Abgrenzung

Der Opalinuston (Braunjura  $\alpha$ ) besteht aus einer einförmigen Serie toniger Schluffsteine mit wechselndem, nach oben zunehmendem Feinsand- und Glimmergehalt. Die dunkelgraue Färbung ist auf Pyrit in feinsten Verteilung und geringe Anteile

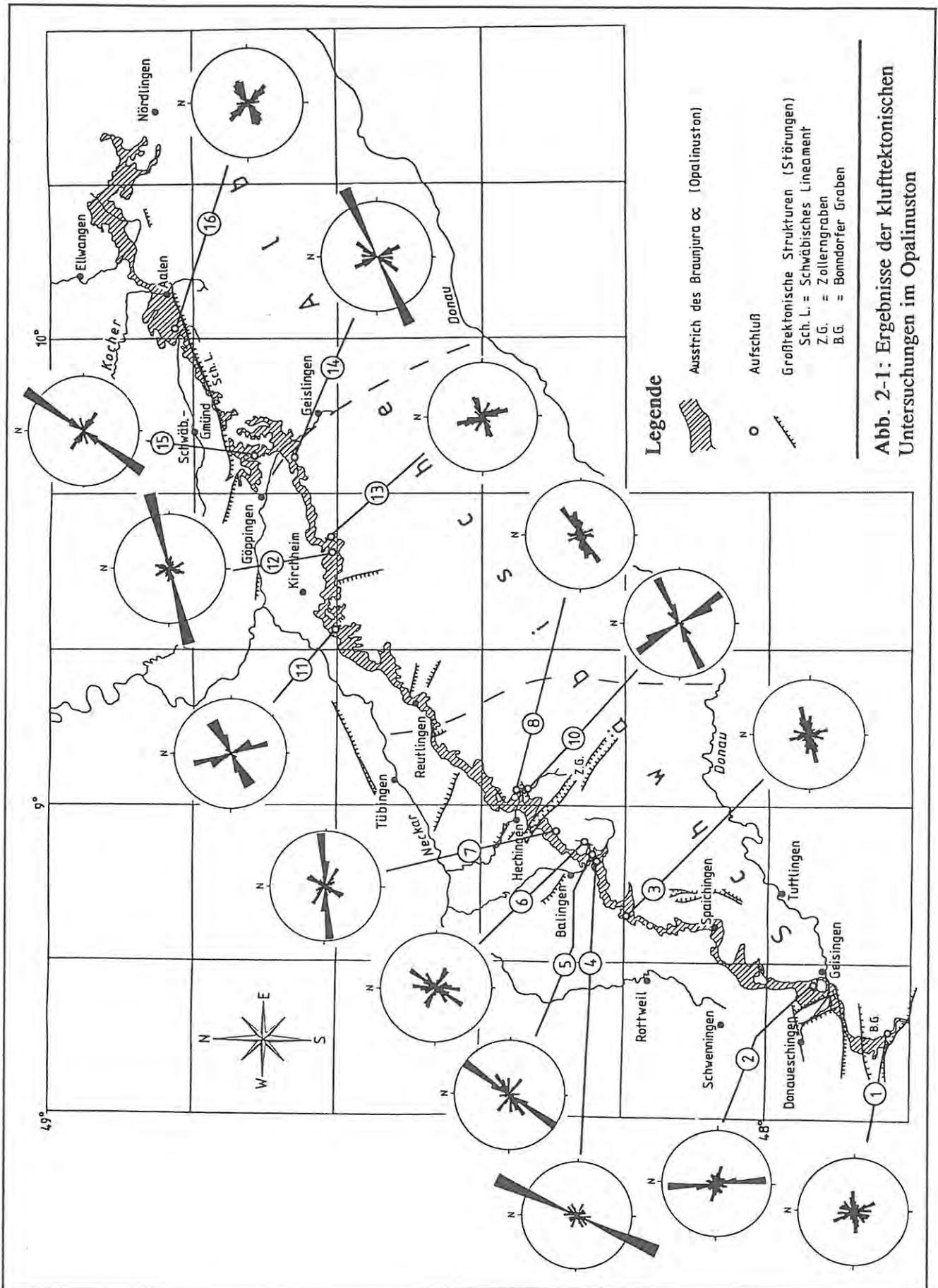


Abb. 2-1: Ergebnisse der klufftektonischen Untersuchungen im Opalinuston

organischer Substanz zurückzuführen. Der Kalkgehalt liegt meist unter 10 % und nimmt wie der Sandgehalt nach oben geringfügig zu.

Die Untergrenze des Braunjura  $\alpha$  wird lithologisch durch das Einsetzen sehr fossilreicher Tonsteine über den obersten Kalk-, Kalkmergel- und Mergelsteinbänken des Lias  $\zeta$  angezeigt. Biostratigraphisch beginnt der Opalinuston mit dem Einsetzen des Zonenfossils *Leioceras opalinum*.

Als unterer Braunjura  $\alpha$  oder Braunjura  $\alpha 1$  ist die Torulosuszone abzugrenzen (vgl. auch Abb. 2-5), die durch das Auftreten von *Lytoceras torulosum* gekennzeichnet ist. Dieser Bereich ist ca. 15 m mächtig und zeichnet sich durch seinen Reichtum an weißen Fossilshalen (Ammoniten, Belemniten, Lammellibranchiata u.a.) gegenüber dem hangenden, i.d.R. fossilarmen bis fossilleeren mittleren Braunjura  $\alpha$  aus.

Dieser besteht aus einförmigen, dunkelgrauen, glimmerreichen Tonsteinen, die reichlich Toneisenstein- und Kalkmergelsteinkonkretionen enthalten. Die Fossilführung beschränkt sich auf einige wenige Nester oder Omissionshorizonte, die sich jedoch mit Ausnahme der "Pentacrinitenplatte" im oberen Teil des mittleren Braunjura  $\alpha$  nicht über weitere Strecken durchverfolgen lassen. Die "Pentacrinitenplatte" findet sich im Schleifenbach bei Blumberg (Aufschluß 1, vgl. Abb. 2-1), im Heiligenbach bei Hechingen (Aufschluß 8) und im Teufelsloch bei Bad Boll (Aufschluß 13). Der mittlere und obere Braunjura  $\alpha$  bilden zusammen den Braunjura  $\alpha 2$ , der sich biostratigraphisch nicht weiter untergliedern läßt.

Als oberer Braunjura  $\alpha$  lassen sich die "Wasserfallschichten" abgrenzen (vgl. Abb. 2-5). Sie heben sich durch Einschaltungen von dünnen bis mehrere Dezimeter mächtigen Kalkmergel-, Kalk- und Kalksandsteinbänken von den Tonsteinen im Liegenden ab. Diese härteren Bänke bilden in den Bachläufen häufig Stufen kleiner Wasserfälle. Die Tonsteine aus dem Bereich der "Wasserfallschichten" zeichnen sich durch einen höheren Sandgehalt aus. Eine genaue Abgrenzung zu den einförmigen Tonsteinserien des mittleren Braunjura  $\alpha$  im Liegenden ist nicht möglich.

Nach oben hin werden die "Wasserfallschichten" von der sog. "Wasserfallbank" abgeschlossen, einer 30 bis über 100 cm mächtigen, sehr harten

Kalksandstein- oder sandigen Kalkmergelsteinbank, die im Gelände oft herausgewittert ist oder sich als Geländestufe verfolgen läßt. In vielen Bachläufen bildet sich am Ausbiß der "Wasserfallbank" durch Auskolkung der liegenden, weichen Schichten Stufen bis zu 20 m Höhe (Wasserfall Zillhausen, Aufschluß 6). Die "Wasserfallbank" bzw. die "Wasserfallschichten" fehlen im Schleifenbachprofil (Aufschluß 1), das auch insgesamt eine geringmächtigere Tonsteinabfolge aufgrund seiner Randlage im ehemaligen Ablageungsgebiet aufweist (vgl. Kap. 2.1.3).

Das lithologische Inventar des Opalinustons (feinkörnige, schwarzgraue Tonsteine; sandig-kalkige Tonsteine; Kalkmergelsteine; Omissionshorizonte; Algenkalke) ist in KOBLER (1972: 93 ff) ausführlich beschrieben.

### 2.1.3. Mächtigkeiten

Die Mächtigkeit des Braunjura  $\alpha$  wird in der Literatur unterschiedlich angegeben. Nach GEYER & GWINNER (1979) beträgt sie 80-130 m. In nahe dem Opalinustonausstrich gelegenen Tiefbohrungen betragen die Mächtigkeiten im Schnitt zwischen 90 und 140 m.

Die geringsten Mächtigkeiten finden sich im äußersten Südwesten der Schwäbischen Alb im Wutachgebiet (Raum Blumberg) mit ca. 90 m bzw. im Klettgau mit weniger als 80 m. Diese geringeren Mächtigkeiten kann man mit einer Rand- oder Schwellenlage im ehemaligen Sedimentationsraum erklären. Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit rasch zu und erreicht im Raum Schömberg/Balingen 140 m. Für den Raum Hechingen werden 132 m angegeben (ETZOLD, HAHN & KOERNER, 1975). Im Raum Reutlingen beträgt die Mächtigkeit 110-120 m und nimmt weiter nach Nordosten bis in den Raum Geislingen nochmals bis auf 140 m zu. Im Aalener Raum ist der Opalinuston noch 110 m mächtig.

### 2.1.4. Mineralogische Untersuchungen

Die mineralogisch-petrologische Zusammensetzung der Tonsteinserie des Braunjura  $\alpha$  wurde u.a. in den Arbeiten von PETERS (1962), WALL-RAUCH (1969), ABADIAN (1972), DEURER (1974)

und sehr ausführlich von KOBLER (1972) untersucht.

Nach KOBLER (1972) enthält der Opalinuston Quarz (Korndurchmesser im Schluffbereich zwischen 0,02 und 0,063 mm), Feldspäte (in der Mehrzahl Kalifeldspäte, doch sind auch Plagioklasse häufig), Tonminerale, Glimmer (Muskovit, Biotit), Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil, Granat, Apatit, Epidot), Karbonate (am häufigsten Calcit, daneben Siderit), Phosphorit (Körner von 0,1 bis 0,5 mm Größe, keine Phosphorit-Konkretionen), Pyrit (feinverteilt und in Konkretionen), Baryt, Zinkblende und zwischen 1 und 2,5 % organische Substanz (davon 95 % Kerosin).

Bei den Tonmineralen sind hauptsächlich Illit/Muskovit und Kaolinit vertreten, während der Anteil des Chlorits etwas zurücktritt. Nach KOBLER wirken sich dabei lithologische Unterschiede der Tonsteine nur unwesentlich auf den Tonmineralbestand aus.

Nach DEURER (1974) ist der Mineralbestand der Fraktion  $< 2\mu\text{m}$  der Opalinustonsteine im allgemeinen konstant und weist keine regionalen Unterschiede auf. Die Ergebnisse früherer mineralogischer Untersuchungen sind tabellarisch in Anlage 1 aufgelistet.

### 2.1.5. Verwitterungsprofil

Im bergfrischen Zustand liegt der Opalinuston als festes Gestein vor, das von tektonisch gebildeten Klüften durchzogen wird. Durch die Einwirkung physikalischer und chemischer Verwitterungsprozesse wird das tonige Festgestein immer weiter in kleinere Tonsteinkörper zerlegt, bis ein homogener Verwitterungslehm entstanden ist (Abb. 2-2).

Das Verwitterungsprofil des Opalinustons wurde insbesondere von EINSELE et al. (1959, 1961, 1964, 1983, 1985) und WALLRAUCH (1969) untersucht. Eine zusammenfassende Darstellung der für die Ausbildung des Verwitterungsprofils relevanten Prozesse wird in Kapitel 6.4 gegeben.

Nach WALLRAUCH (1969) können im südwestdeutschen Jura die Verwitterungsprofile überkonsolidierter, kalkarmer Pelite wie des Opalinustons

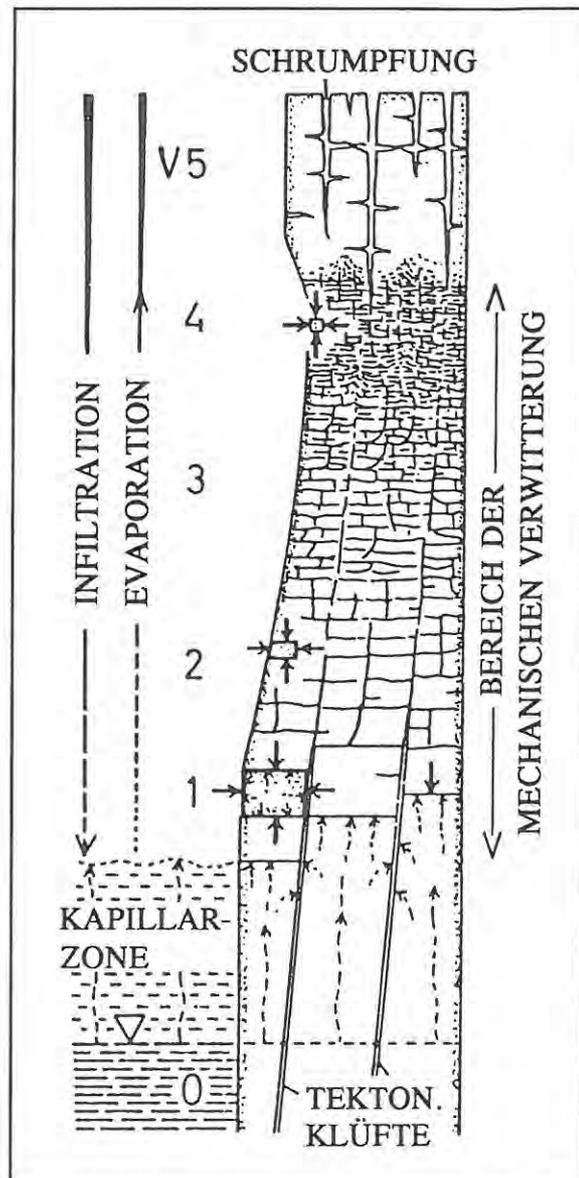


Abb. 2-2: Verwitterungsprofil im Opalinuston (nach EINSELE, 1983)

in fünf definierte Verwitterungsstufen (V1-V5) untergliedert werden. Diese Unterteilung stützt sich auf die diskontinuierliche Korngrößenabnahme der Tonsteinkörper vom klüftigen, felsartigen Ausgangsgestein (V0) bis zum homogenen plastischen Endprodukt (V5) der Verwitterung (siehe Abb. 2-3).

Die durch die unterschiedliche Zerlegung des Gesteins definierten Verwitterungszustände zeichnen sich durch abweichende bodenphysikalische Eigenschaften wie Wassergehalt, Dichte, Kon-

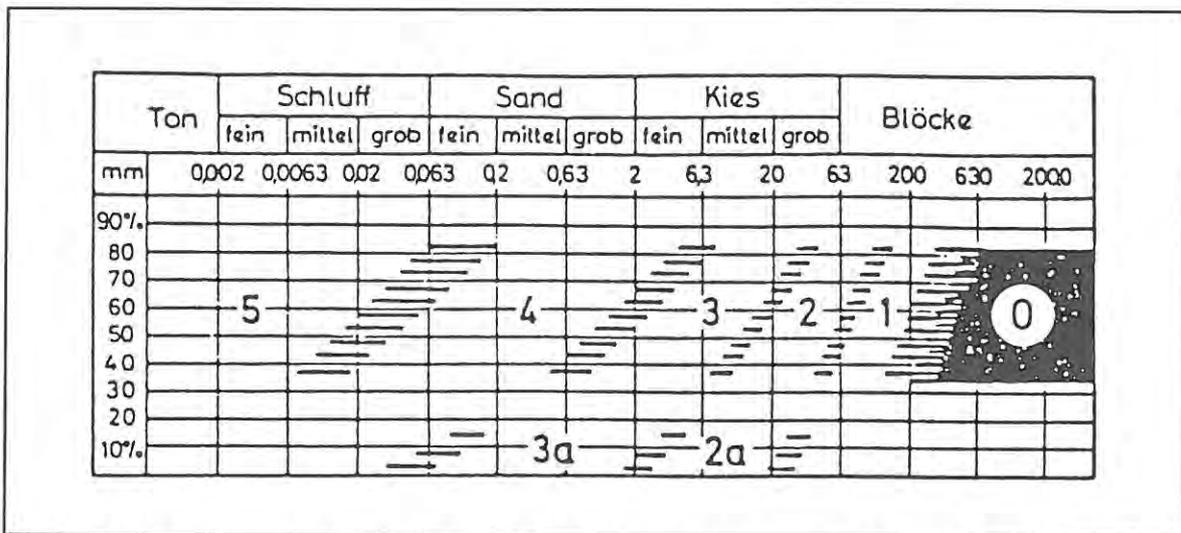


Abb. 2-3: Definition und Abgrenzung der Verwitterungsstufen toniger Festgesteine nach der Korngrößenverteilung der Verwitterungsprodukte (nach WALLRAUCH, 1969)

sistenzgrenzen, Festigkeit oder Steifemodul aus (dazu ausführlich: WALLRAUCH, 1969). Neben der mechanischen Zerlegung und Plastifizierung entlang der Trennflächen schafft die chemische Verwitterung in Form von oxidierten Bereichen und roten Limonitbelägen ein weiteres makroskopisches Merkmal zur Abgrenzung der Verwitterungsgrade (vgl. hierzu auch Kap. 3.1.4).

Die Verwitterungszone ist in stark unterschiedlicher Mächtigkeit ausgebildet: Zum Teil stehen bereits in weniger als 2 m unter Gelände unverwitterte Tonsteine (V0) an, anderenorts werden verwitterte Tonsteine (Zerlegung in Kluftkörper, rote Limonitbeläge) in Tiefen von 15 - 25 m angetroffen (WALLRAUCH, 1969). Die Abhängigkeit der Einwirkungstiefe der Verwitterung in Abhängigkeit von der Lage im Relief und der Reliefentwicklung wird als Ergebnis der hydrogeologischen Untersuchungsbohrungen in Kapitel 6.4 quantifiziert.

#### 2.1.6. Tektonische Klüftung

Die Kluftaufnahmen in den zugänglichen Aufschlüssen ergaben, daß die Tonsteinserien des Braunjura  $\alpha$  (Opalinuston) i.d.R. stark geklüftet sind, wobei saigere und steile Klüfte überwiegen. Meist dominiert zumindest eine Hauptkluftchar, die durch ein oder mehrere orthogonale Kluftsysteme überlagert werden kann.

Die Richtungen der eingemessenen Kluftscharen können oft mit lokalen Störungsmustern, der Geländemorphologie oder der Hangauflockerung korreliert werden. In einzelnen Aufschlüssen variieren sie auch mit der Lithologie und dem Verwitterungsgrad. Wie Abb. 2-1 zeigt, spiegelt sich in den Hauptkluftscharen der meisten Aufschlüsse das Bild des regionalen tektonischen Beanspruchungsplanes des südwestdeutschen Raumes mit seinen vorherrschend rheinisch (NNE-SSW), herzynisch (NW-SE) und schwäbisch (WSW-ENE) streichenden Strukturelementen wider (vgl. SEIBOLD, 1951; SCHÖNENBERG, 1975; SEIBOLD, 1980).

So stehen z.B. die Kluftscharen in den Aufschlüssen von Hechingen bis Aalen (Aufschlüsse 8-16) in Beziehung zu der tektonischen Großstruktur des Schwäbischen Lineaments (vgl. Abb. 2-1): Die WSW-ENE-Klufttrichtung ist jeweils deutlich ausgebildet.

In der Kluftrose des Schleifenbachaufschlusses (1) verläuft eine Hauptkluftchar in der Streichrichtung des Bonndorfer Grabens. Daneben finden sich auch die Streichrichtungen anderer Großstrukturen in den Kluftrosen benachbarter Aufschlüsse wieder.

#### 2.2. Auswahlkriterien für die Lage der hydrogeologischen Versuchsfelder und Bohransatzpunkte

Zur Untersuchung der hydrogeologischen Eigenschaften des Opalinustons wurden insgesamt

6 Versuchsfelder mit jeweils 2-4 bis 60 m tiefen Hauptbohrungen und mehreren flachen Beobachtungsbohrungen geplant.

Diese hydrogeologischen Versuchsfelder sollten zum einen eine geologisch repräsentative Auswahl entlang des gesamten Opalinustonausstriches von der Westalb bis zur Ostalb darstellen und zum anderen die Untersuchung möglichst vieler für die hydrogeologischen Eigenschaften relevanter Faktoren zulassen. Trotz einer gewissen Einschränkung durch ungünstige Eigentumsverhältnisse bzw. politische Vorbehalte konnte eine aus geologischer Sicht günstige Auswahl erreicht werden.

Als hydrogeologisch relevante Faktoren wurden folgende Kriterien in Betracht gezogen:

1. Laterale Variation der Gesteinsausbildung:

Für die Gebirgsdurchlässigkeit und damit

für die Ausbildung des Zirkulationssystems ist die Lithologie von großer Bedeutung. Lithologische Unterschiede im Opalinuston entlang des Albrandes wurden durch die Verteilung der Versuchsfelder entlang des Opalinustonausstriches berücksichtigt.

2. Vertikale Variation der Gesteinsausbildung im Opalinustonprofil:

Die lithologischen Unterschiede im Opalinustonprofil wurden durch eine unterschiedliche stratigraphische Position der einzelnen Bohransatzpunkte auf den Versuchsfeldern berücksichtigt.

3. Unterschiedliche Geländeformen:

Die Geländelage hat einen wesentlichen Einfluß auf die Ausbildung der Verwitterungszone, den Flurabstand des Grundwassers und damit auch auf die vertikale Vertei-

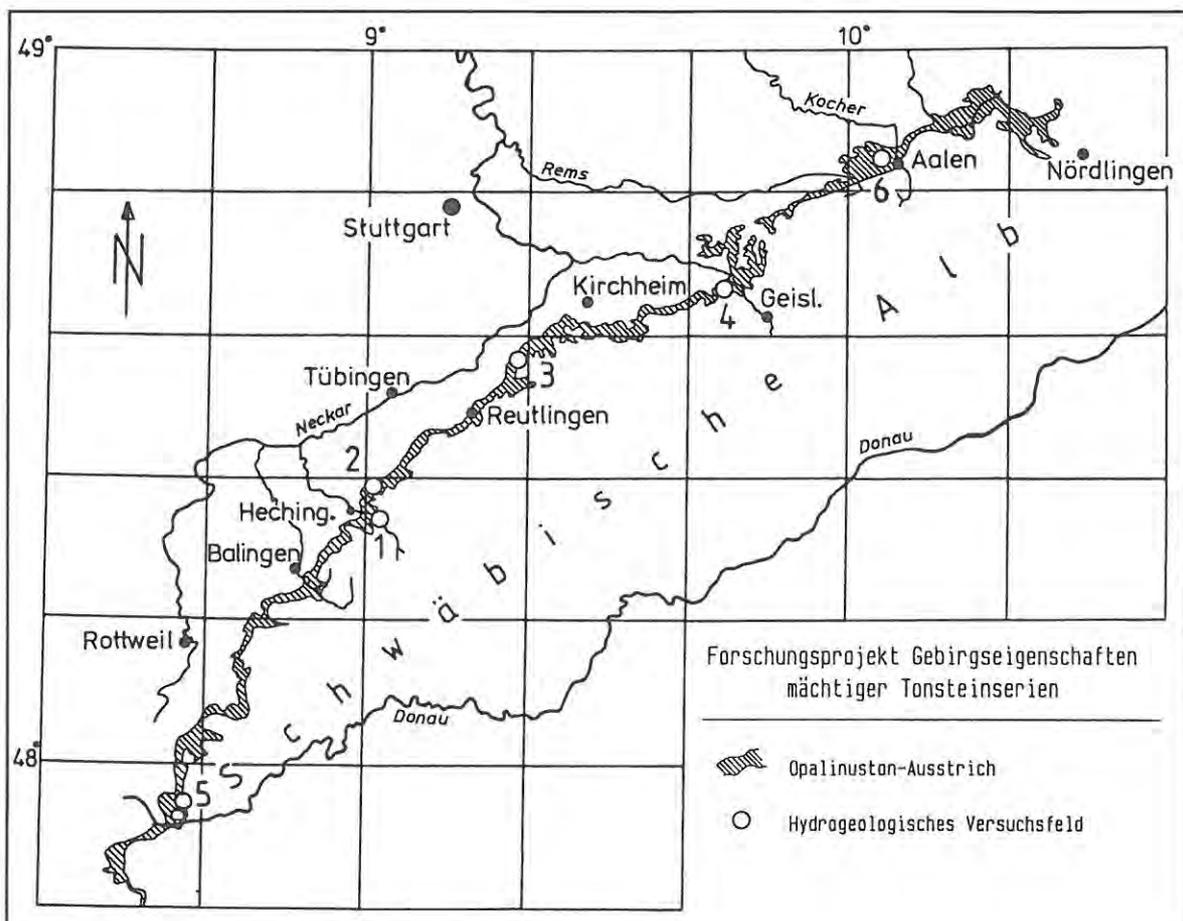


Abb. 2-4: Lage der sechs hydrogeologischen Versuchsfelder im Opalinuston

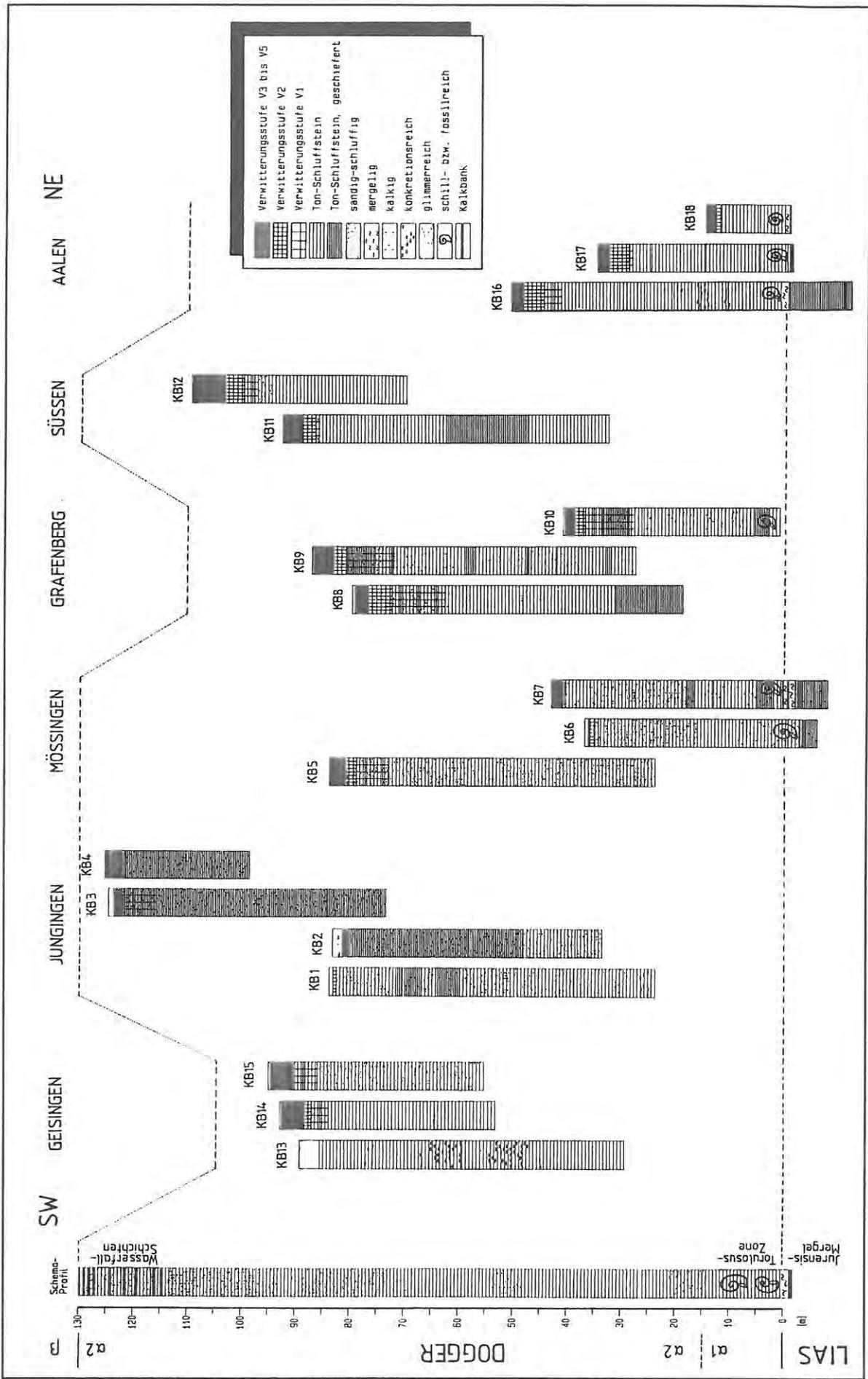


Abb. 2-5: Stratigraphische Position der Untersuchungsbohrungen im Opalinuston

lung hydrogeologischer Eigenschaften. Sie wurde durch die Verteilung der Bohransatzpunkte auf verschiedene Geländeformen auf den Versuchsfeldern berücksichtigt.

#### 4. Einfluß tektonischer Störungen:

Tektonische Störungen können die Durchlässigkeitseigenschaften lokal beträchtlich verändern. Um diesen Einfluß zu untersuchen, wurde ein Versuchsfeld im Killertal bei Hechingen angelegt, wo der Opalinuston durch bekannte tektonische Störungen in mehrere Teilschollen zerlegt ist.

#### 5. Einfluß vertikaler Klüfte:

Der Opalinuston weist eine ausgeprägte vertikale oder steile Klüftung auf. Offene vertikale Klüfte tragen entscheidend zur Durchlässigkeit bei. Zur Erfassung des vertikalen Kluftsystems wurde 1/3 der Bohrungen schräg abgeteuft.

### 2.3. Lage und morphologische Situation der Versuchsfelder

Die Lage der 6 ausgewählten hydrogeologischen Versuchsfelder im Opalinuston der Schwäbischen Alb ist in Abb. 2-4 dargestellt. Die Koordinaten, topographische Höhe, Endtiefe und weitere Daten der abgeteuften Bohrungen sind in Anlage 2 tabellarisch aufgelistet.

Die stratigraphische Zuordnung der Hauptbohrungen in das Gesamtprofil des Opalinustons ist in Abb. 2-5 dargestellt. Beim Fehlen von eindeutigen lithologischen oder biostratigraphischen Horizonten wurde die stratigraphische Einordnung mit Hilfe der geologischen Karte konstruiert.

#### 2.3.1. Versuchsfeld Jungingen (1)

Das Versuchsfeld 1 liegt im Killertal wenige Kilometer südlich von Hechingen (Zollernalbkreis, TK 25 Blatt 7620 Jungingen) auf der Gemarkung Jungingen in privatem Wiesengelande (Abb. 2-6). Die Landschaft wird durch

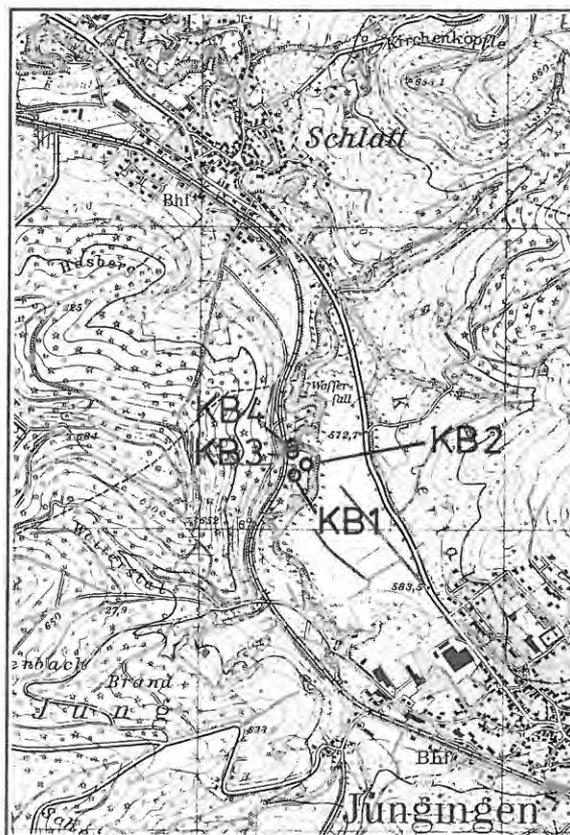


Abb. 2-6: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Jungingen (1)

das von der Starzel weit in den Albrand eingeschnittene Tal geprägt. Das Versuchsfeld wurde in einem Gebiet angelegt, in dem zwei in schwäbischer Richtung (WSW-ENE) streichende Störungen den Opalinuston in mehrere Schollen zerlegen (siehe geologisches Profil, Abb. 2-7).

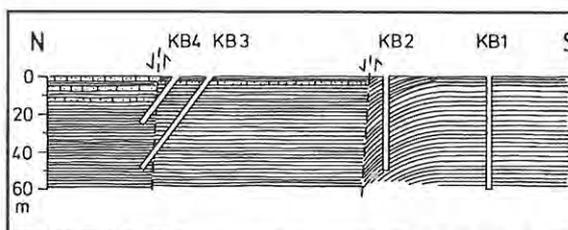


Abb. 2-7: Schematischer geologischer Schnitt durch das Versuchsfeld Jungingen

In der Talaue westlich der Starzel wurden 4 Untersuchungsbohrungen niedergebracht. Die Kernbohrung KB1 wurde auf der Hochscholle 60 m tief im mittleren Opalinuston abgeteuft.

KB2 durchteuft eine Verschleppungszone am Rand dieser Hochscholle. KB3 und KB4 wurden als Schrägbohrungen auf eine im benachbarten Bachbett der Starzel aufgeschlossene Störungsfläche angesetzt.

### 2.3.2. Versuchsfeld Mössingen (2)

Die Bohrungen des Versuchsfeldes 2 liegen auf der Gemarkung der Gemeinde Mössingen-Belsen (Lkr. Tübingen, TK 25 Blatt 7620 Jungingen) in einem ausgedehnten Staatsforstgebiet (Abb. 2-8). Der Hangfuß des Albrandes wird hier durch zahlreiche Klingen und Tobel zergliedert, die bei Mössingen in die Steinlach entwässern.

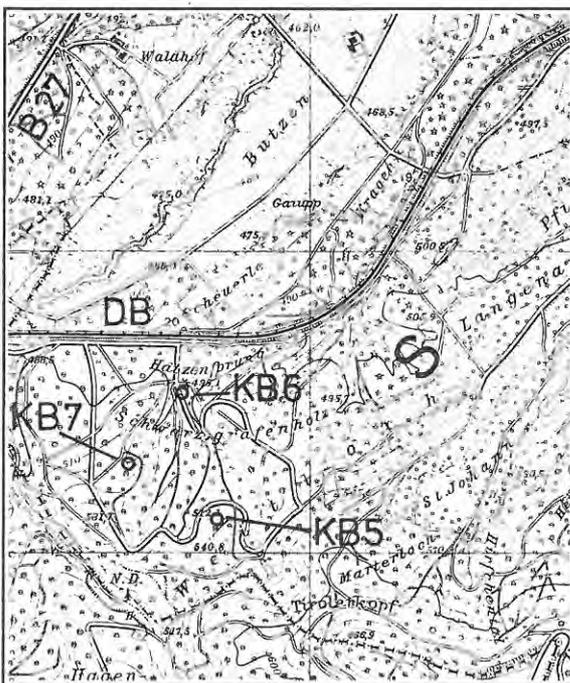


Abb. 2-8: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Mössingen (2)

Die Bohrung KB5 durchteuft 60 m mittleren Opalinuston im Bereich eines breiten Rückens zwischen zwei Tobeln. Der Ansatzpunkt der Schrägbohrung KB6 liegt an der Talsohle eines engen Tobels im mittleren Opalinuston, der Lias wird nach 37 m erreicht. Die Bohrung KB7 liegt in einer flachen Hangmulde am Beginn eines jungen Tobels. Sie durchteuft mittleren und unteren Opalinuston bis zum Lias in 43 m Tiefe. Im Abstand von 7-9 m wurden

um KB7 8 flache Beobachtungsbohrungen für Pumpversuche im mittleren Opalinuston angelegt (vgl. Detailplan, Abb. 5-20).

### 2.3.3. Versuchsfeld Grafenberg (3)

Das Versuchsfeld 3 liegt nordwestlich von Metzingen (TK 25 Blatt 7421 Metzingen) auf Grundstücken der Gemeinde Grafenberg (Lkr. Reutlingen) (Abb. 2-9). Neben der Erkundung der Gebirgsdurchlässigkeit dienen die hier niedergebrachten Bohrungen der Gemeinde für ein Forschungsprojekt zur Wärmespeicherung im Opalinuston. Das Versuchsfeld liegt auf einem Höhenrücken im Albvorland, der sich zwischen den Tuffschloten des Jusis und Floriansberges im Süden sowie dem "Berg" nördlich von Grafenberg einige Kilometer ins Vorland erstreckt. Dieser Höhenrücken entwässert im Süden und Westen in die Erms, welche bei Neckartenzlingen in den Neckar mündet. Nördlich und östlich entspringende Bäche fließen dem Neckar etwas weiter stromauf bei Neckartailfingen zu.

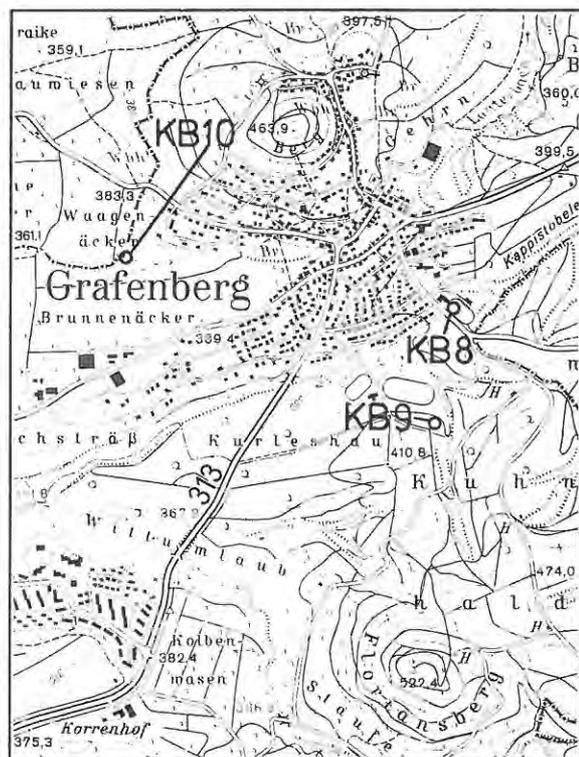


Abb. 2-9: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Grafenberg (3)

Die Bohrung KB8 durchteuft 60 m mittleren Opalinuston auf einem flachen Höhenrücken (Wasserscheide). KB9 wurde mit 15° Abweichung von der Vertikalen 60 m in mittleren Opalinuston in flacher Hang-Höhenlage neben einem tief eingeschnittenen Tobel niedergebracht. KB10 durchteuft 40 m mittleren und unteren Opalinuston im sanft eingemuldeten oberen Talanfang des Helfersbaches. Im Abstand zwischen 9 und 11 Metern wurden um KB10 8 flache Beobachtungsbohrungen für Pumpversuche und Tracertests 8-12 m tief abgeteuft (vgl. Detailplan, Abb. 5-33).

#### 2.3.4. Versuchsfeld Süßen (4)

Die Bohrungen des Versuchsfeldes 4 liegen südlich von Süßen (Lkr. Göppingen, TK 25 Blatt 7324 Geislingen a.d. Steige) im flachen Hanggelände des Filstales auf Staatsforstgebiet (Abb. 2-10). Das Versuchsfeld gehört einem durch die rheinische Erosion von Norden und auch von Süden erfaßten Bereich an (GEYER & GWINNER, 1986), der dadurch vom eigentlichen Albkörper abgetrennt ist.

Die Bohrung KB11 durchteuft 60 m mittleren Opalinuston im flachgeneigten oberen Bereich des Filstalhanges. KB12 wurde mit 15° Abweichung von der Vertikalen 40 m in mittleren Opalinuston auf einem flachen Höhenrücken zwischen zwei Taleinschnitten (Wasserscheide) niedergebracht.

#### 2.3.5. Versuchsfeld Geisingen (5)

Das Versuchsfeld 5 liegt auf der Gemarkung Geisingen (Lkr. Tuttlingen, TK 25 Blatt 8017 Geisingen) im Kötachtal auf einem privaten Wiesengelände an der A 81 (Abb. 2-11). Das flache Tal der in die Donau entwässernden Kötach trennt den sanft ansteigenden Albrauf im Osten von einem nördlich an den Wartenberg anschließenden Höhenrücken aus Opalinuston. Aus diesem Höhenrücken liegen die Einzugsgebiete zweier Bäche, die auf dem Versuchsfeld zusammenfließen. Das sanfte Relief der Umgebung ist durch das geringe Gefäl-

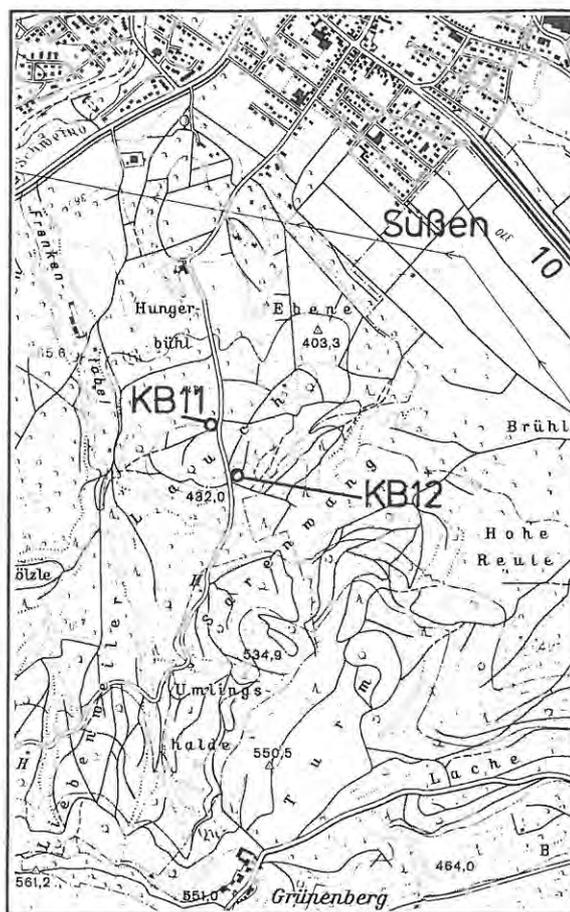


Abb. 2-10: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Süßen (4)

le zur Donau als Hauptvorfluter des Gebietes bedingt. In der benachbarten Tongrube des Zementwerks Geisingen ist die vollständige Schichtenfolge des Braunjura  $\beta$  (Oberes Aalenium) und im Liegenden die Zopfplatten abgeschlossen, die hier die Obergrenze des Opalinustons (Unteres Aalenium) bilden (LANG, 1989)

Die Bohrung KB13 erschließt in der Talaue der Kötach 4 m tonige und lehmige quartäre Ablagerungen und darunter 56 m mittleren Opalinuston. In 8 m Entfernung wurde die Bohrung KB13A zur separaten Untersuchung der flacheren Grundwasserzirkulation errichtet. KB14 und KB15 (mit 15° Neigung) erschließen am flachen Hangfuß jeweils 40 m mittleren Opalinuston. Im Abstand von 8-18 m um KB15 wurden 9 flache Beobachtungsbohrungen für

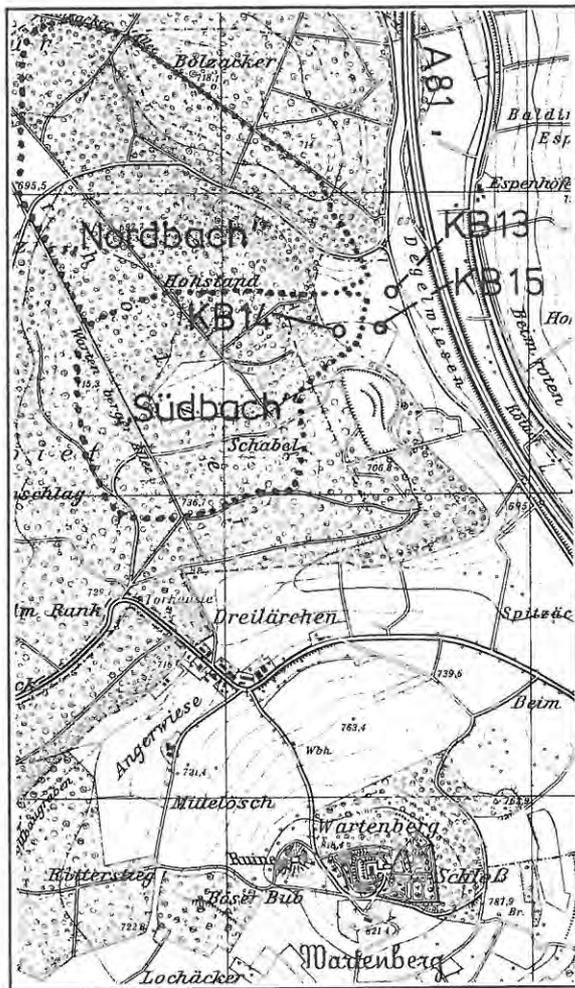


Abb. 2-11: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Geisingen (5)

Pumpversuche angelegt (vgl. Detailplan, Abb. 5-50).

### 2.3.6. Versuchsfeld Aalen (6)

Das Versuchsfeld 6 liegt nordwestlich von Aalen (Ostalbkreis, TK 25 Blatt 7126 Aalen) in einem Staatsforstgebiet (Abb. 2-12). Das Gebiet gehört zum "Welland", einer durch albrandparallele Täler (Rems, Sauerbach, Rombach und Kocher) vom eigentlichen Albkörper abgetrennten und durch einen breiten Ausstrich des Opalinustons geprägten Landschaft, die durch eine Vielzahl von Tälchen und Tobeln stark zergliedert ist. Auf Erhebungen wird der Opalinuston teilweise noch von bewaldeten Sandsteinkuppen des Dogger  $\beta$  überdeckt. Die Tobel

im Bereich des Versuchsfeldes entwässern nach Norden und Osten in den Kocher, im Süden und Westen fließen sie zuerst dem Rombach zu, der in Aalen in den Kocher mündet.

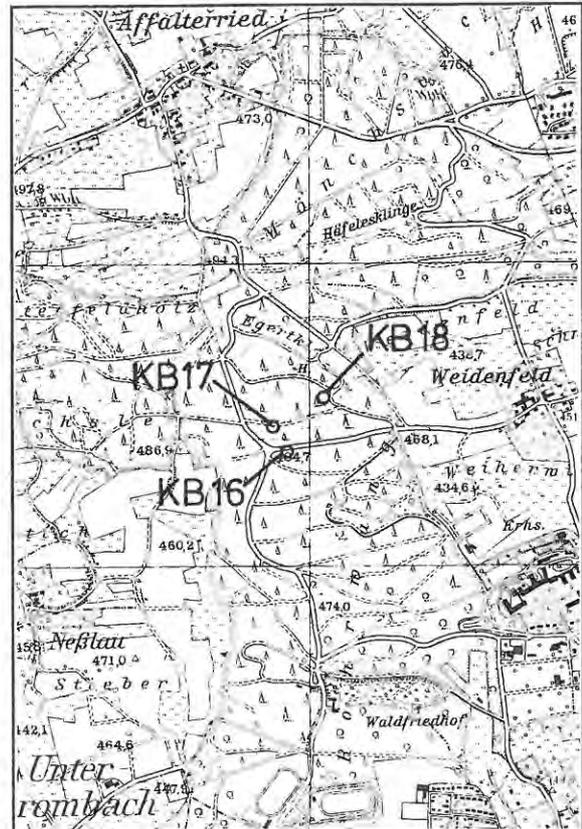


Abb. 2-12: Lage der Bohrungen auf dem Versuchsfeld Aalen (6)

Die Bohrung KB16 durchteuft mittleren und unteren Opalinuston auf einem schmalen Rücken zwischen tief eingeschnittenen Tobeln und erreicht den Lias in 51 m Tiefe. KB16A wurde als flache Beobachtungsbohrung in 7 m Entfernung eingerichtet. KB17 erschließt mittleren und unteren Opalinuston am Hangfuß im oberen Teil eines tief eingeschnittenen Tobels und erreicht in 35 m Tiefe den Lias. Zwei flache Beobachtungsbohrungen liegen in Richtung der Tobelachse in 8 m Entfernung zu beiden Seiten von KB17. KB18 durchteuft unteren Opalinuston bis zu seiner Basis in 15 m Tiefe an der Talsohle im unteren Tobelbereich.

### 3. Untersuchungsverfahren

#### 3.1. Vorerkundende Feldmethoden

##### 3.1.1. Geoelektrische Verfahren

Strukturen im Untergrund sind aufgrund von Unterschieden der spezifischen elektrischen Widerstände der Gesteine erkennbar. Zur Messung dieser Größe wird dem Untergrund mittels zweier Elektroden ein Gleichstrom zugeführt. Das erzeugte elektrische Feld läßt sich an eingebrachten Sonden als Potentialdifferenz messen.

Entsprechend der Meßanordnung im Gelände wird zwischen lateralen Widerstandskartierungen und Widerstands-Tiefensondierungen unterschieden. Bei Widerstandskartierungen werden Änderungen des Gesteinswiderstands mit gleichbleibendem Elektrodenabstand flächenhaft erfaßt. Bei Widerstands-Tiefensondierungen wird mit steigendem Elektrodenabstand das gemessene Potential von tieferliegenden Strukturen beeinflusst. Damit kann die Tiefenlage von Gesteinsschichten mit voneinander abweichenden elektrischen Eigenschaften erfaßt werden. Allgemeine Verfahrensbeschreibungen und Anwendungen geben HOMILIUS et al. (1988) und MUNDRY et al. (1985).

Im Rahmen des FGmT wurden auf den Versuchsfeldern Jungingen und Mössingen zur Abgrenzung geologischer Strukturen in tonigen Festgesteinsserien laterale Widerstandskartierungen und Widerstands-Tiefensondierungen erprobt. Die Messungen wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) durchgeführt (SÜDEKUM 1991, 1992). Die eingesetzten Verfahren und die Ergebnisse werden im Hinblick auf ihre Aussagemöglichkeiten in Tonsteinserien in einer Diplomarbeit der Universität Tübingen eingehender behandelt (HAUG, 1992).

Auf dem Versuchsfeld Jungingen, wo der Opalinuston durch zwei Verwerfungen in Teilschollen zerlegt ist (vgl. Kap. 2.4.1), zeigte die geoelektrische Kartierung (Gradientenanordnung) entlang dem Streichen der südlichen Verwerfung einen Wechsel von hohen zu niedrigen Widerständen.

Zur Untersuchung der Schichtenfolge wurden geoelektrische Tiefensondierungen (Schlumberger-Anordnung) über mehrere Profile durchge-

führt. Hier zeigte lediglich die nördliche Verwerfung durch den lithologischen Wechsel an der Grenzfläche der versetzten Schollen einen interpretierbaren Widerstandswechsel. Ein eindeutiger Rückschluß aus geoelektrischen Messungen auf Störungen im Opalinuston erscheint damit nicht möglich.

Auf den anderen Versuchsfeldern ergaben die durchgeführten geoelektrischen Messungen aufgrund der minimalen lithologischen Unterschiede keine signifikanten Widerstandsdifferenzen. Es konnten auch keine Hinweise zur Abgrenzung der Verwitterungszone erzielt werden.

##### 3.1.2. Elektromagnetische Verfahren

Bei elektromagnetischen Erkundungen wird mittels einer Sendespule über dem Boden ein elektromagnetisches Feld erzeugt. Das im elektrisch leitenden Untergrund induzierte Sekundärfeld wird über eine geeignete Empfängerspule gemessen. Vorteilhaft bei diesem Verfahren ist, daß keine direkte Stromeinspeisung in den Boden und damit keine galvanische Ankopplung der Meßgeräte an den Erdboden erfolgen muß. Grundsätzliche Verfahrensbeschreibungen und Anwendungen liefern HOMILIUS et al. (1988) und MUNDRY et al. (1985).

Im Rahmen des Forschungsprojekts wurden vom NLfB zwei Verfahren erprobt:

Bei der elektromagnetischen Leitfähigkeitskartierung mit der Meßapparatur EM31 der Fa. GEONICS (Kanada) sind in geringem Abstand zwei Spulen horizontal und koplanar angeordnet. In der Sendespule wird mit einem Wechselstrom von 9800 Hz ein elektromagnetisches Feld erzeugt. Dieses Feld induziert im elektrisch leitenden Untergrund Stromsysteme, die von der Empfängerspule registriert werden. Entsprechend dem geringen Spulenabstand und der Frequenz liegt die Erkundungstiefe bei 1,5 bis 2,0 m.

Auf dem Versuchsfeld Jungingen wurden Profile mit einem Meßpunktabstand von 10 m sondiert. Hinweise auf die erbohrten Störungen oder sonstige Strukturen im Untergrund konnten mit dieser Methode nicht gewonnen werden.

Bei der Apparatur MAXMIN der Fa. APEX (Kanada) kommen bewegliche horizontal-koplanare Spulen zum Einsatz. Vertikal polarisierte Sinusschwingungen werden von der Sendespule abgestrahlt. Die dabei erzeugten sekundären Felder sind häufig dem Primärfeld entgegen gerichtet. Das durch Überlagerung der beiden Felder entstandene dritte Feld wird von der Empfängerspule registriert und bei der Auswertung mit dem Primärfeld verglichen. Verschiedene nutzbare Frequenzen und variabler Sender-Empfänger-Abstand lassen unterschiedliche Eindringtiefen zu.

Auf den Versuchsfeldern Jungingen und Mössingen wurde der Untergrund nach dieser Methode über verschiedene Sender-Empfänger-Abstände und Frequenzen mit Eindringtiefen von 50 bis 200 m erkundet. Hinweise auf die bekannten Störungen in Jungingen oder auf die Mächtigkeit der Verwitterungszone ergaben sich aus den Widerstandswerten jedoch nicht.

### 3.1.3. Seismische Verfahren

Die elastischen Eigenschaften der Gesteine werden für die seismische Erkundung des Untergrundes benutzt. Erschütterungen werden u. a. als Kompressionswellen übertragen. Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit dieser Wellen ist von der Schallhärte der Gesteine abhängig. Bei seismischen Untersuchungen werden reflektierte (Reflexionsseismik) oder gebrochene (Refraktionsseismik) Wellen ausgewertet. Da die Reflexionsseismik zur Auflösung kleiner oberflächennaher Strukturen weniger geeignet ist, wurde bei den Untersuchungen im Rahmen des FGmT refraktionsseismische Verfahren angewendet. Allgemeine Verfahrensbeschreibungen und Anwendungen geben HOMILIUS et al. (1988) und MUNDRY et al. (1985).

An Grenzflächen zwischen Gesteinen, in denen sich die Wellen mit verschiedenen Geschwindigkeiten ausbreiten, werden die Wellen gebrochen und reflektiert. Die gebrochene (refraktierte) Welle läuft mit größerer Geschwindigkeit entlang der Grenzfläche und erreicht als Mintrop-Welle wieder die Oberfläche. Ab einem bestimmten Abstand vom Schußpunkt erreicht die an der Grenzfläche gebrochene und zurückgestrahlte

Welle die Oberfläche früher als die entlang der Oberfläche laufende direkte Welle. Die Lage des Überholpunktes ist abhängig von den unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten und der Tiefenlage der Grenzfläche. Aus den Steigungen der Laufzeitgeraden kann die Geschwindigkeit der Wellen berechnet werden. Die Lage des Überholpunktes ergibt die Tiefenlage der Grenzschicht.

Seismische Untersuchungen im Rahmen des FGmT wurden vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLFb) auf den Versuchsfeldern Jungingen, Mössingen und Grafenberg durchgeführt. Wegen den relativ geringen Mächtigkeiten, über die Aussagen getroffen werden sollten, konnte die Hammerschlagmethode angewandt werden.

In allen Messungen zeigte sich eine 1 bis 2 m mächtige Schicht mit geringen Wellengeschwindigkeiten (200 bis 250 m/s). Sie läßt sich schlüssig als plastisch-verlehmt Verwitterungsbereich interpretieren.

I.d.R. folgt darunter ein Bereich mit mittleren Wellengeschwindigkeiten (650 bis 1200 m/s). Nach einer zweiten Grenzfläche folgen hohe Wellengeschwindigkeiten (2600 bis 3200 m/s). Die Bereiche mit hohen Geschwindigkeiten können als von der Gebirgsauflockerung wenig oder nicht erfaßter Opalinuston gedeutet werden, während die mittleren Geschwindigkeiten einer bodenphysikalisch weniger dichten Zone zuzuordnen sind.

Abb. 3-1 zeigt ein Meßbeispiel vom Versuchsfeld Mössingen. Die gemessenen seismischen Grenzflächen können mit dem Verwitterungsprofil sowie der Gebirgsauflockerung (ausgedrückt durch das  $k_r$ -Wert-Profil und die Gesteinsdichte) parallelisiert werden.

Hammerschlagseismische Profile erwiesen sich im Opalinuston als geeignete Methode zur Vorerkundung hydrogeologisch relevanter Grenzflächen im Untergrund. In Verbindung mit Bohrungen können damit punktuell gewonnene Erkenntnisse über die Gebirgsauflockerung auf größere Flächen übertragen werden.

Die Ergebnisse der Messungen auf den einzelnen Versuchsfeldern sind in Kapitel 5 dargestellt.

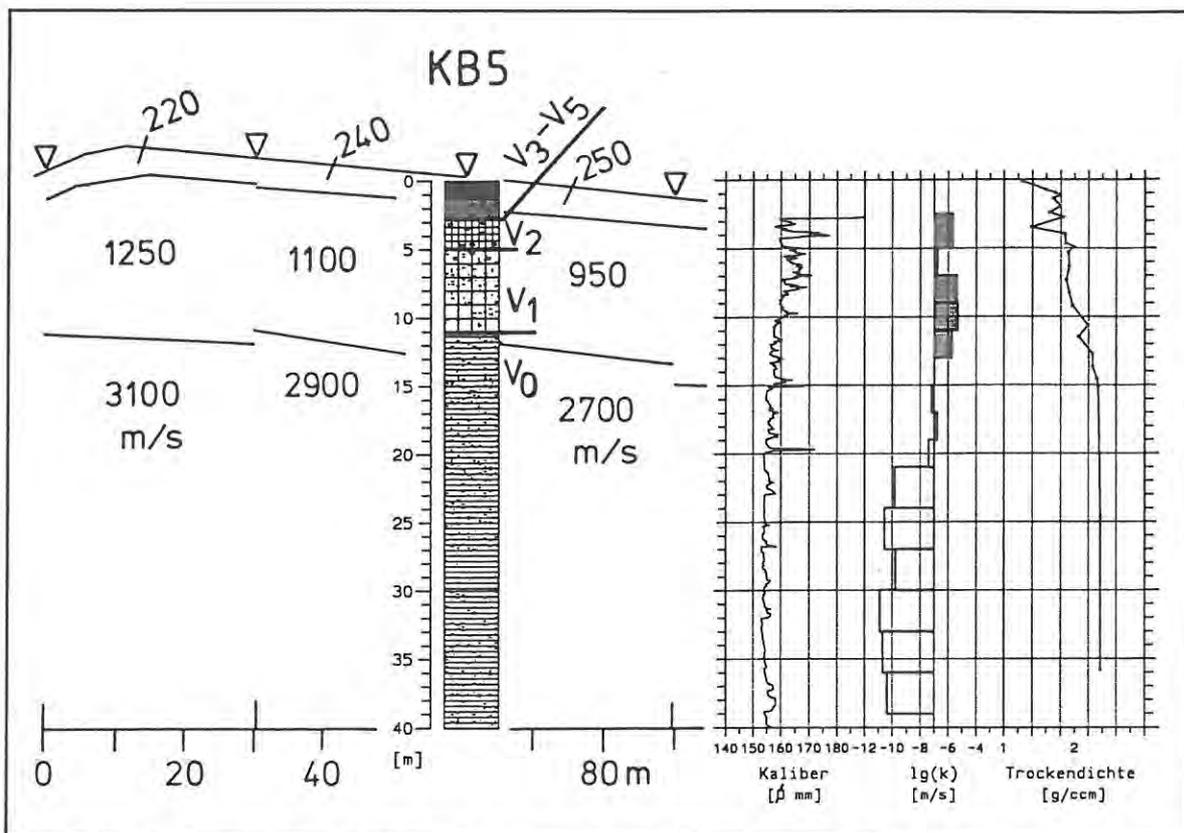


Abb. 3-1: Korrelation des seismischen Profils mit dem Verwitterungsprofil, dem Kaliberlog, der  $k_r$  Wert-Verteilung und der Trockendichte am Beispiel von KB5 (Mössingen)

#### 3.1.4. Bohrkernaufnahme

Bei der Bohrkernaufnahme wurden die Verwitterungsprofile nach den von WALLRAUCH (1969) eingeführten Kriterien (vgl. EINSELE, 1983 und EINSELE et al., 1985) aufgenommen. Sie unterscheiden bei der makroskopischen Aufnahme im Aufschluß fünf Verwitterungsgrade (vgl. Kap. 2.1.5.). Die Anwendung der Feldkriterien bei der Abgrenzung der Verwitterungsstufen im Bohrkern ist häufig problematisch, da nur ein eng begrenzter Gebirgsausschnitt zur Verfügung steht. So ist insbesondere die Abgrenzung der Verwitterungsstufe V1 unsicher, da die Verwitterungskörper größer als der Kerndurchmesser sind und somit die Trennflächen nicht immer erfaßt werden.

In Anlehnung an die Kriterien zur Feldaufnahme wurden die Verwitterungsstufen folgendermaßen abgegrenzt:

V5: Lehmiger Ton, homogen, braun, struk-

turlos, im feuchten Zustand plastisch; Schnittflächen glatt.

V4: Lehmiger Ton, nicht homogen, braun, z.T. grau, blättchen- oder bröckchenförmige mehr oder weniger plastifizierte Verwitterungsreste noch erkennbar; Schnittflächen rau und matt.

V3: Tonstein, stark aufgelockert; dünnblättrige oder feinbröckelige Tonsteinreste, teilplastifiziert, vorwiegend braune Färbung; Schichtung und vertikale Klüftung mehr oder weniger verwischt; leichtes Zerbröckeln (geringe Kohäsion).

V2: Tonstein durch viele schichtparallele und schichtnormale Trennflächen in Körper von Grobkiesgröße (20-60 mm) zerlegt; stärkere Farbänderungen (von grau nach rotbraun) an der Oberfläche der Gesteinskörper, randliche Plastifizierung.

- V1: Tonstein durch Aufreißen von Schichtflächen, Kleinfugen und hangparallelen Klüften in feste Klufkörper mit einer Kantenlänge von 60-200 mm zerlegt; Plastifizierung und Farbänderungen treten nur noch an größeren Trennflächen auf. Zum unverwitterten Tonstein wird diese Stufe anhand der untersten, noch rotbraun verfärbten Trennfläche abgegrenzt.
- V0: Unverwittertes Ausgangsgestein, dunkelgrau, fest, i.a. weitständige tektonische Klüftung.

Im unverwitterten Bereich erfolgte eine allgemeine lithologische Beschreibung der Hauptgesteinsart und Beimengungen wie Schluff, Sand und Glimmer sowie von Mineralisationen (Pyrit, Gips) und Konkretionen. Der Kalkgehalt des Gesteins wurde durch eine Prüfung mit Salzsäure abgeschätzt. Die Konkretionen wurden bei deutlichem Karbonatgehalt als Kalkmergelsteinkonkretionen, ansonsten als Toneisenstein- bzw. bei deutlicher Pyritführung als Pyritkonkretionen angesprochen. Zur stratigraphischen Abgrenzung wurde die Fossilführung aufgenommen.

Besonderes Augenmerk galt der Aufnahme von Klüften, da ein Zusammenhang von Klüftung und hydraulischen Wegsamkeiten zu erwarten war. Die Tiefenlage und das Einfallen der Klüfte wurden eingemessen. Bei Schrägbohrungen konnten bei bekannter Schichtlagerung die Bohrkern nachträglich orientiert und somit Streichen und Fallen der Klüfte bestimmt werden. Zur weiteren Kennzeichnung wurden die Klüftweiten (offen, geschlossen) und die Art der Beläge (Calcit, Gips, Limonit, Pyrit) aufgenommen.

Beim Bohrvorgang wurden die Kerne häufig an schichtparallelen Flächen abgeschert oder abgebrochen. Diese Scherflächen sind demzufolge nicht signifikant für die wirkliche Klüftung im Gebirge. Dadurch ergaben sich bei der Aufnahme der Kerne aus den im FGmT niedergebrachten Bohrungen i.d.R. keine sicheren Hinweise auf tatsächlich vorhandene schichtparallele Klüfte. Dagegen bleiben schichtnormale oder schräge Klüfte zumeist erhalten und lassen aufgrund ihrer vollständigen oder nur teilweisen Ausfüllung mit Mineralphasen wie Limonit, Gips, Calcit oder Pyrit Rückschlüsse auf verheilte oder eventuell

wasserwegsame Trennflächen zu.

Bei der Aufnahme der Bohrkern aus dem unverwitterten Opalinuston wurden auch plastische Zonen festgehalten. Diese mm- bis mehrere cm-mächtigen Bereiche könnten prinzipiell mit durchlässigeren Zonen zu korrelieren sein. In aller Regel sind sie jedoch auf mechanische Beanspruchung beim Bohren bzw. übereinanderdrehen von Kernstücken zurückzuführen, wobei die Scherzone durch die Aufnahme von Bohrspülung plastifiziert wird.

### 3.1.5. Geophysikalische Bohrlochmessungen

In den Untersuchungsbohrungen im Opalinuston wurden nach dem Klarspülen konventionelle geophysikalische Logs gefahren. Aktuelle Verfahrensbeschreibungen gibt das DVGW-Merkblatt W110 (1990).

Bohrlochdurchmesser, Kalibermessung (KAL):

Kaliberdaten waren für die Platzierung der Packer bei hydraulischen Bohrlochtests unverzichtbar, um in Bereichen mit scharfen Kanten oder starken Ausbrüchen Umläufigkeiten bzw. eine Beschädigung der Packer zu vermeiden. Daten über den Bohrlochdurchmesser wurden auch für die Auswertung von Slug-Tests und die Bestimmung der Klufzuflußraten beim Fluid-Logging benötigt (vgl. Kap. 3.3.).

Da sich in den Kaliberdaten die Festigkeit und Klüftigkeit des Gesteins widerspiegeln, konnten auch Rückschlüsse auf das Verwitterungsprofil gezogen werden.

Natürliche Gammastrahlung, Gamma Ray (GR):

Im Opalinuston waren Wechsel in der Lithologie von Tonstein zu Kalkstein durch eine Verringerung der Impulsrate erkennbar. Neben eingeschalteten dezimetermächtigen Kalkmergelsteinlagen war auch die Basis des Opalinustons durch den lithologischen Wechsel von Tonsteinen zu Mergel- und Kalkmergelsteinen im Lias  $\xi$  mit dem GR gut lokalisierbar.

Ein Meßbeispiel in Abb. 3-2 (KB6 Mössingen) zeigt eine Abnahme der Impulsrate bei 21 m am Übergang von

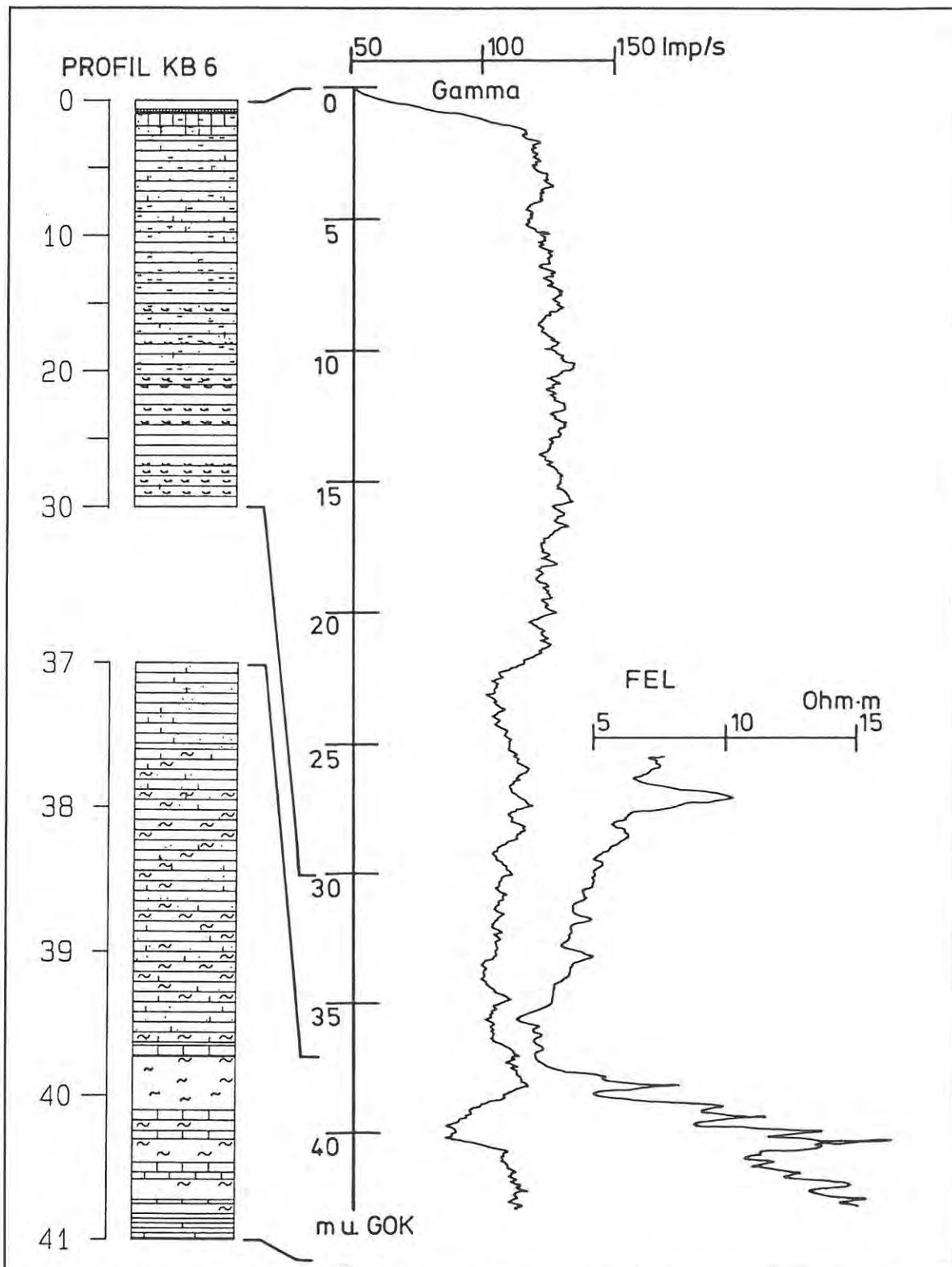


Abb. 3-2: Korrelation lithologischer Einheiten und Schichtgrenzen im Opalinuston mit Gamma- und FEL-Log am Beispiel der Bohrung KB6 (Versuchsfeld Mössingen)

glimmerreichem zu glimmerärmerem Tonstein. Der Übergang zu den Mergeln und Kalk-Mergel-Wechselfolgen des Lias  $\xi$  ab 39,6 m bis 40,5 m machen sich durch eine deutliche Verringerung der Strahlungsintensität bemerkbar.

Gesteinswiderstand, fokussiertes Elektriklog (FEL):

Die in den Opalinustonbohrungen gemessenen FEL-Logs zeigten im allgemeinen einen unruhigen Verlauf der elektrischen Gesteinswiderstände. Ausschläge im Log konnten häufig nicht mit der makroskopischen Gesteinsansprache in Einklang gebracht werden. Lediglich bei teufgleichen Änderungen im GR ergaben sich eindeutige Hinweise auf lithologische Wechsel (vgl. Abb. 3-2).

Spezifischer elektrischer Widerstand der Bohrlochflüssigkeit, Salinometer (SAL):

Die in den Opalinustonbohrungen im Ruhezustand gemessenen Leitfähigkeitslogs ergaben keine Hinweise auf Kluftzuflüsse ins Bohrloch, da entsprechend voraussetzende Strömungsraten und Unterschiede im Leitfähigkeitskontrast im Opalinuston zu gering sind.

Nach dem Austausch des Bohrlochwassers gegen ein gering leitfähiges Wasser konnten im gepumpten Zustand Kluftzuflüsse anhand des Leitfähigkeitskontrastes sichtbar gemacht werden (siehe "Fluid-Logging-Verfahren", Kap. 3.3). Die Kenntnis der Salinität war daher auch wichtig zur Wahl des Kontrastfluids beim Fluid-Logging.

Temperatur der Bohrlochflüssigkeit (TEMP):

Die Temperaturmessung erfolgte wie üblich zusammen mit der Leitfähigkeitsmessung zur Temperaturkorrektur der Leitfähigkeitswerte.

Wie aus den Leitfähigkeitslogs konnten auch aus den Temperatur-Logs keine Hinweise auf Kluftwasserzutritte gewonnen werden. Auftretende Temperatursprünge konnten nicht mit in hydraulischen Messungen festgestellten Klüften korreliert werden.

### 3.1.6. Borehole-TelevIEWer (BHTV)

Das von Schlumberger entwickelte Verfahren liefert ein richtungstreues Abbild der Bohrlochwand (Borehole-Imaging). Die Messung beruht auf dem Einsatz eines rotierenden Ultraschallsenders und -empfängers, die mit konstanter Geschwindigkeit das Bohrloch durchfahren. Die Schall-Laufzeiten vom Sender bis zur Bohrlochwand und die Amplitude des Empfangsignals werden gemessen und ausgewertet. Aus der Laufzeit wird die Oberflächenstruktur der Bohrlochwand berechnet. Die Amplitude ist vom Material abhängig. Ein Magnetometer ermöglicht die Orientierung des Abbildes der Bohrlochwand.

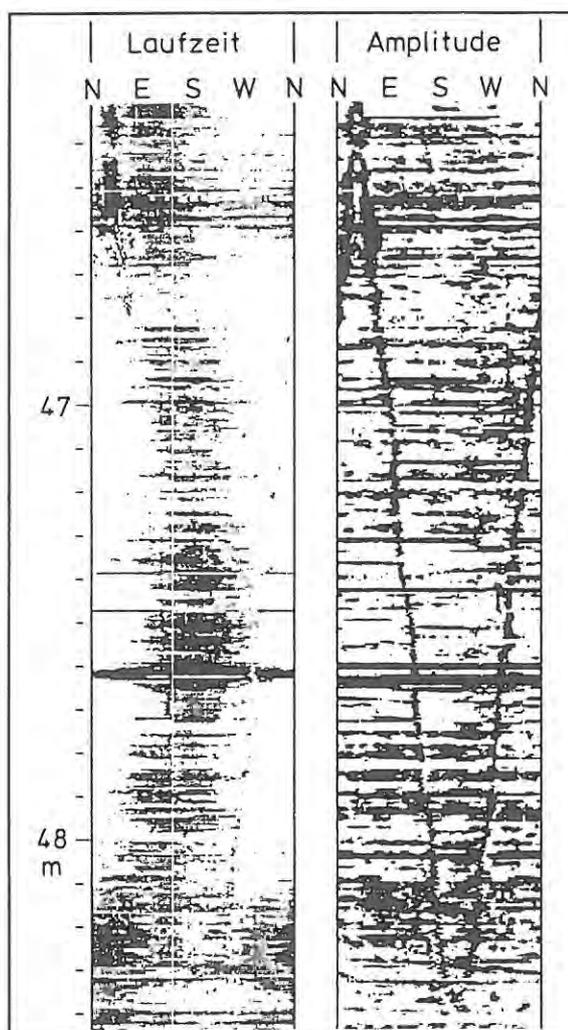


Abb. 3-3: "Borehole-Imaging" mittels Borehole-TelevIEWer am Beispiel der Bohrung KB1 (Jungingen). In 46,3 bis 48,3 m Tiefe schneidet eine steilstehende Kluft die Bohrung

Bei Vertikalbohrungen sind horizontale Strukturen zumeist auf den Abrieb durch den Bohrmeißel bedingt. Sinusförmige Strukturen sind die Spur schräg einfallender geologischer Flächen auf der Bohrlochwand (Abb. 3-3). Das Kurvenminimum entspricht dem Azimut des Fallvektors. Das Kurvenmaximum muß räumlich um 180 Grad versetzt auftreten. Über den Höhenmaßstab und den Bohrdurchmesser läßt sich der Einfallswinkel berechnen. Damit ist die Bestimmung von Streichen und Fallen schräger Klüfte möglich.

Im Vergleich mit der Kluftaufnahme bei der makroskopischen Kernansprache wird in den Aufnahmen des BHTV nur ein kleiner Teil der tatsächlich vorhandenen Klüfte sichtbar (s. Abb. 3-4). Als Ursache hierfür kommt insbesondere das technisch begrenzte Auflösungsvermögen in Betracht, durch das feine Klüfte nicht erfaßt werden.

### 3.1.7. Fernsehbefahrung im Bohrloch

Auf den Versuchsfeldern Mössingen und Geisingen wurde in den unverrohrten Bohrlöchern eine Fernsehbefahrung durchgeführt. Die Aufnahme der Bohrlochwand erfolgte mit einer axial (senkrecht nach unten) eingerichteten Kamera mit Fischaugenobjektiv. Die Optik ist schwenkbar, Tiefenangaben werden eingeblendet. Die Aufnahmen wurden auf Videoband und photographisch als Bildschirmfotos (s. Abb. 3-5) festgehalten. Entscheidend für eine erfolgreiche Befahrung sind klare Sichtmöglichkeiten im Bohrloch. Geeignete Bedingungen für eine Kamerabefahrung sind durch eine genügend lange Standzeit erreichbar, in der sich die Schwebstoffe absetzen können.

Wenn reduziertes Kluftwasser aus dem Opalinuston in das oxidierende Milieu des Bohrloches zufließt, wird an der Zutrittsstelle Eisenhydroxid ausgefällt. Durch die Aktivierung der Kluftzuflüsse bei Pumpentests bilden sich in relativ kurzer Zeit rote Limonitfahnen.

In der Kamerabefahrung konnten solche Zuflußstellen sehr gut erkannt und lokalisiert werden (Abb. 3-5). Ebenso konnten Bohrlochausbrüche entlang von Kluftflächen, ausgefüllte Klüfte und Konkretionslagen beobachtet werden.

### 3.1.8. Visuelle Zuflußlokalisierung

Dieses mit geringem Aufwand schnell durchführbare Verfahren gibt sehr genau Aufschluß über die Lage von Wasserzuflüssen in den obersten ca. 8 Metern eines Bohrloches. Dazu wird mit einer Pumpe der Wasserspiegel im Bohrloch schlagartig abgesenkt. Beim Wiederanstieg wird die Wasseroberfläche mit einer Taschenlampe beleuchtet und beobachtet. Kluftzuflüsse oberhalb des ansteigenden Wasserspiegels sind an mehr oder weniger stark austretenden Wasserstrahlen zu erkennen und rufen eine unruhige Wasseroberfläche hervor. Wird beim Wiederanstieg ein Wasserzufluß von dem Wasserspiegel erreicht, tritt ein anderes Oberflächenmuster ein. Nach dem Erreichen des letzten Zutritts steigt der Wasserspiegel vollständig ungestört bis zur Wiedereinstellung des Ruhewasserspiegels. Die Tiefenlage der einzelnen Zuflüsse wird mit dem Lichtlot registriert.

Auf diese Weise ließ sich z.B. in der KB10 und ihren Beobachtungsbohrungen (Versuchsfeld Grafenberg) in 4 bis 6 Metern Tiefe eine 1 bis 1,5 Meter mächtige Zone mit mehreren Kluftwasserzutritten lokalisieren (vgl. Kap. 5.3.).

## 3.2. Hydraulische Bohrlochtests in tonigen Festgesteinsaquiferen mit konventionellen Doppelpacker-Testequipments

### 3.2.1. Einführung

Im Gegensatz zu Laborversuchen, mit denen lediglich die hydraulischen Eigenschaften der Gesteinsmatrix gemessen werden, können mit Bohrlochtests Gebirgsparameter unter natürlichen Bedingungen im Gelände bestimmt werden. Diese Unterscheidung ist in geklüfteten Festgesteinen besonders wichtig, da die Gebirgsdurchlässigkeit (Summe aus Kluftdurchlässigkeit und Gesteinsdurchlässigkeit) die Gesteinsdurchlässigkeit um mehrere Zehnerpotenzen übertreffen kann (WERNER, 1986).

Zur Beurteilung des Grundwasserzirkulationssystems bzw. der Barrierewirkung einer Gesteinsserie ist eine tiefenhorizontierte Untersuchung der hydraulischen Gebirgseigenschaften in Bohrungen notwendig. Nur damit können für das Fließsystem relevante Horizonte und durch Klüfte

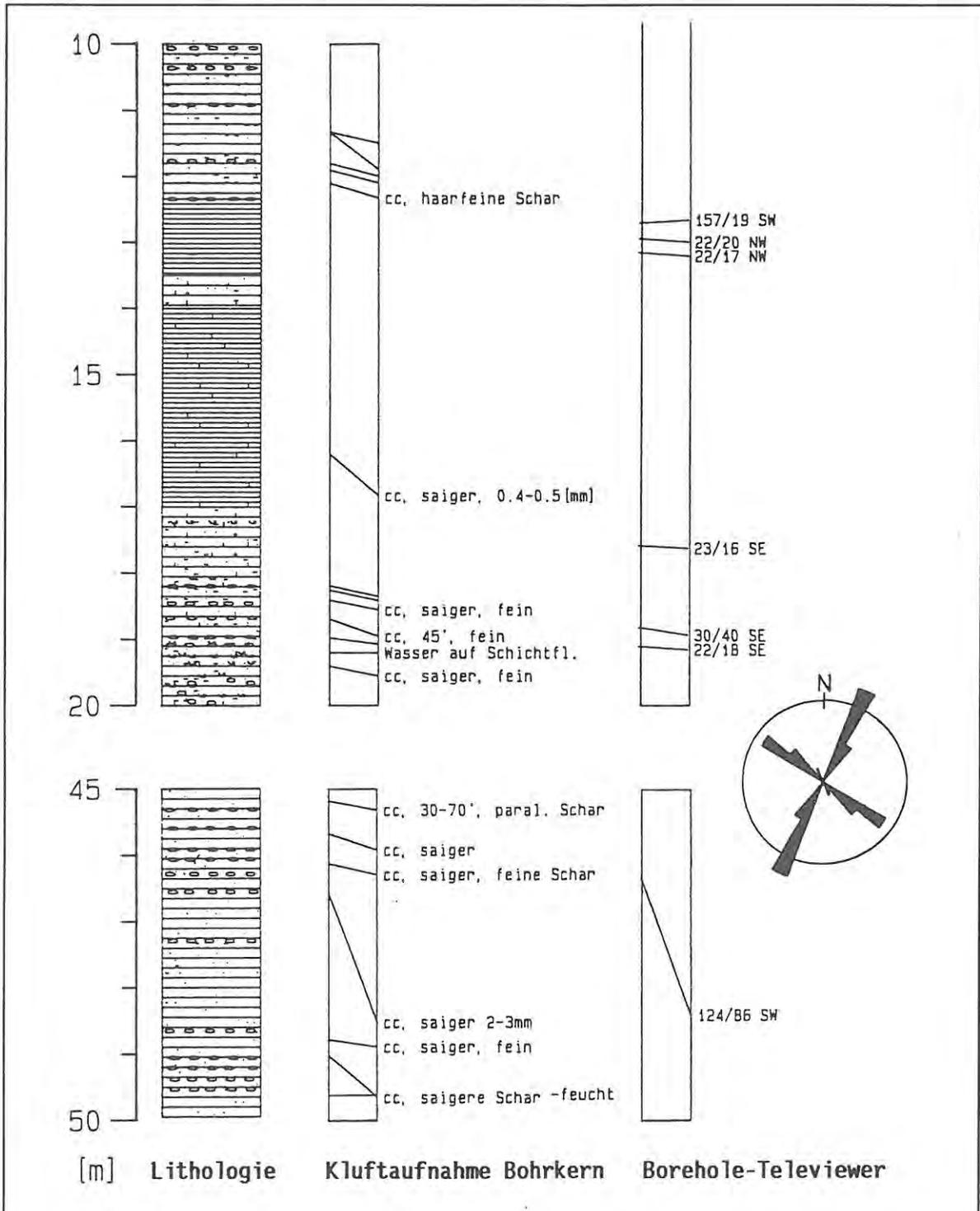
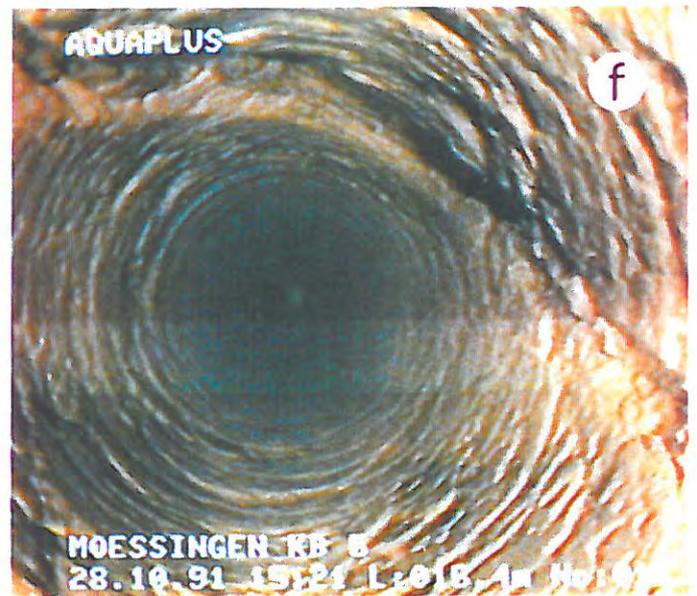
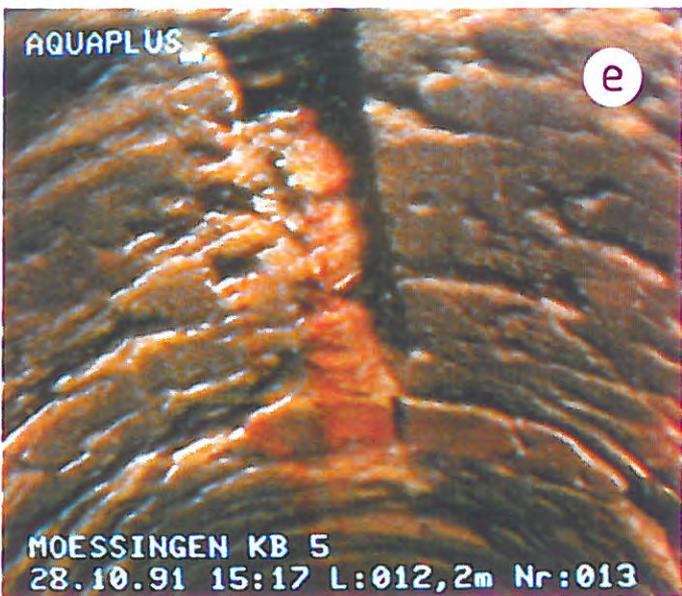
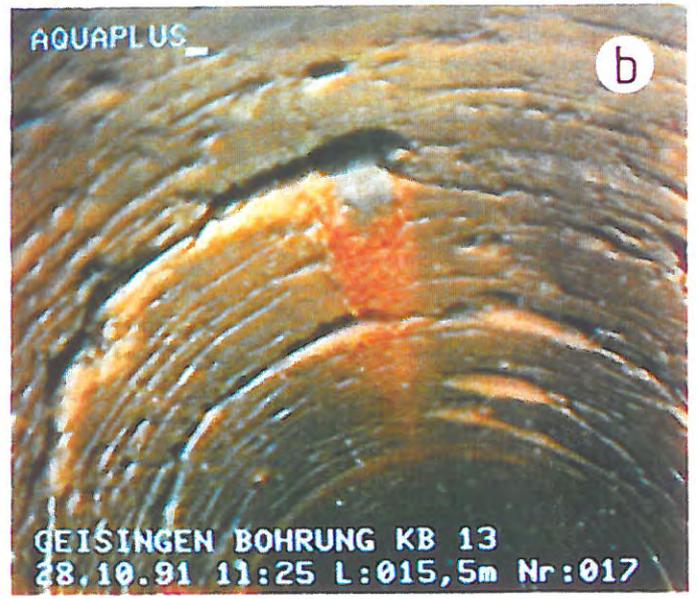
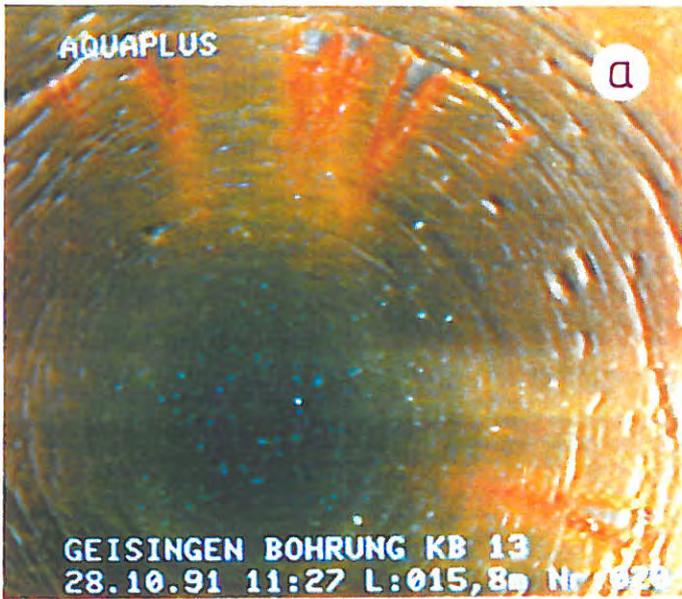


Abb. 3-4: Korrelation der Klüfte aus der Bohrkernbeschreibung und der Borehole-Televiever-Aufnahme in KB1 (Jungingen). Die mittels BHTV orientierten Klüfte sind als Kluftrose dargestellt

gegenüberliegende Seite:

Abb. 3-5: Fernsehbefahrung in Opalinustonbohrungen. Die Bildschirmfotos a bis d zeigen Limonitfahnen, die sich durch Wasserzuflüsse an horizontalen Trennfugen gebildet haben. Die Verfärbung am Zufluß in 17,2 m Tiefe in KB14 (Foto d, schwarzer Pfeil) ist nur schwach ausgebildet. Foto e zeigt eine steilstehende Kluft mit Oxidationsbelag in einer durchlässigen Zone in KB5. Foto f zeigt eine calcitisch ausgefüllte Kluft in KB5 zwischen 15 und 16 m Tiefe



bedingte Inhomogenitäten erfaßt und gegenüber dichteren Gebirgszonen abgegrenzt werden.

In den nachfolgenden Kapiteln soll ein Überblick der hydraulischen Testverfahren gegeben werden, die im Rahmen des FGmT eingesetzt bzw. entwickelt wurden.

Übersichtliche Darstellungen geohydraulischer Grundbegriffe finden sich z.B. in STOBER (1983), FREEZE & CHERRY (1979) und KRUSEMAN & DE RIDDER (1991). KRUSEMAN & DE RIDDER bieten außerdem eine moderne und umfassende Übersicht von Interpretationsverfahren und ihrer praktischen Anwendung bei der Auswertung geohydraulischer Daten. Als weitere Quelle für die Anwendung von hydraulischen Auswerteverfahren für verschiedene Aquifermodelle sei das Arbeitsblatt der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA, 1979) genannt.

### 3.2.2. Doppelpacker-Testequipment

In den Untersuchungsbohrungen im Opalinuston der Schwäbischen Alb wurden bei insgesamt 763 durchgeführten hydraulischen Bohrlochtests verschiedene Meßequipments eingesetzt bzw. erprobt:

- Meßequipment des GLA Freiburg (565 Tests)
- Meßequipment der Firma Schlumberger/Diepholz (160 Tests)
- Meßequipment der Firma GTR/Celle (36 Tests)

Die eingesetzten Meßequipments bestehen aus folgenden Komponenten:

#### Doppelpacker-Teststrang

Doppelpackersysteme sind das klassische Testwerkzeug zur tiefenhorizontierten Messung der Gebirgsdurchlässigkeit in unverrohrten Festgesteinsbohrungen. Dabei wird der zu testende Bohrlochabschnitt durch das Aufblasen zweier Gummipacker eingeschlossen, die an Rohren (Tübing-Rohre) in das Bohrloch eingebaut werden.

Vor dem Setzen der Packer sind die Setzstellen

anhand eines Kaliberlogs zu kontrollieren. Die Packer dürfen nur in glatten, unbeschädigten Bohrlochabschnitten gesetzt werden. Beim Setzen in ausgebrochenen Bohrlochabschnitten kann es leicht zu Packerumläufigkeiten kommen und es besteht die Gefahr der Zerstörung der Packer beim Aufblasen. Die Länge der Dichtfläche sollte (in aufgeblasenem Zustand) mindestens 0,5 m betragen.

Im Rahmen dieser Forschungsarbeit wurde für das GLA ein einfacher Doppelpacker-Teststrang gebaut, der sich bei mehreren hundert hydraulischen Tests in den Opalinustonbohrungen bewährt hat. Er besteht aus dem unteren Packer, Distanzrohren, einem perforierten Einlaßrohr, dem oberen Packer und dem Testrohr, das durch den oberen Packer hindurch mit dem Testintervall verbunden ist (Abb. 3-6). Der Wasserstand im Testrohr entspricht daher dem Druckspiegel im Testintervall. Mit diesem einfachen Teststrang können durch Abpumpen von Wasser aus dem Testrohr Pumptests bzw. durch Einleitung von Wasser Injektionstests durchgeführt werden. Außerdem kann der Wasserspiegel im Testrohr auch schlagartig verändert werden (Slug-Tests). Das Testrohr besteht aus 2"-PVC-Rohrstücken, die zusammen mit den Packern mittels eines kleinen Dreibeines von Hand in das Bohrloch eingebaut werden können.

Ein etwas aufwendigerer Doppelpackerteststrang wurde von der Firma **Geophysical Terra Research (GTR)** eingesetzt (Abb. 3-7). Er besitzt zwischen dem oberen Packer und dem Testrohr ein Testventil, mit dem die Verbindung zum Testintervall geschlossen werden kann. Damit können zusätzlich Tests mit shut-in-Phase gefahren werden (Drill-Stem-Test, Pulse-Test, Squeeze-Test). Zur Durchführung von Pumptests ist im Durchlaßrohr des oberen Packers eine Tauchpumpe eingebaut. Dieser Teststrang wird mit 1"-Metallrohren mittels eines größeren Dreibeines eingebaut.

Im Doppelpackerteststrang der Firma **Schlumberger** (Abb. 3-8) ist über dem Testventil ein Statorrohr fest eingebaut, in das zur Durchführung von Pumptests mit einem Pumpgestänge der Rotor-Teil einer Exzentrerschneckenpumpe (Moineau-Pumpe) eingebaut werden kann. Der Rotor wird über das Pumpgestänge von einem über-

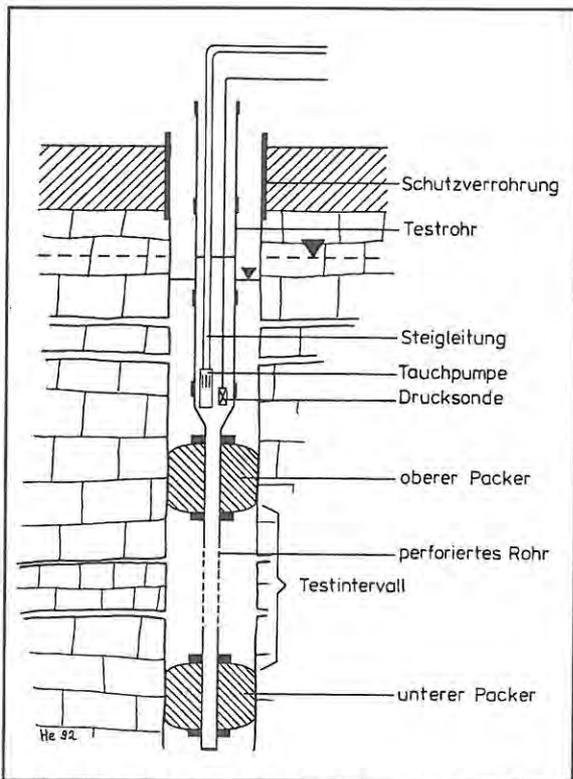


Abb. 3-6: Einfacher Doppelpackerteststrang des Geologischen Landesamtes Freiburg für Pump-, Injektions- und Slugtests

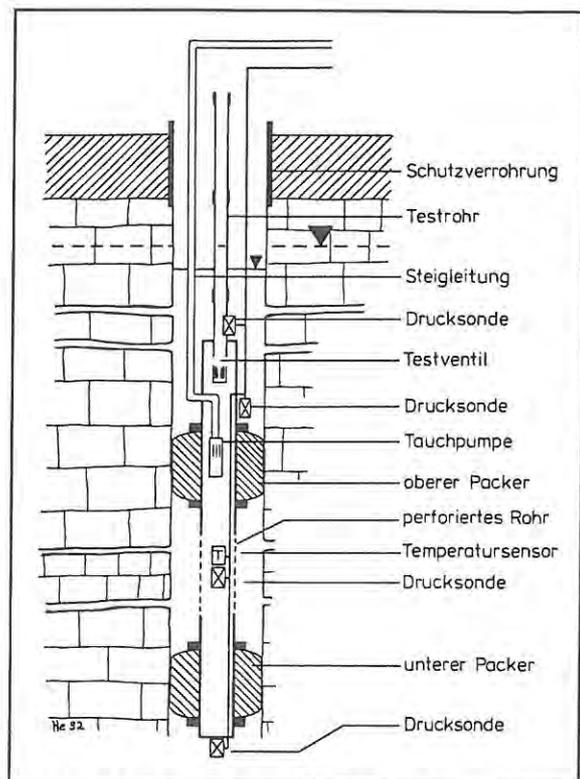


Abb. 3-7: Doppelpackerteststrang der Firma Geophysical Terra Research (GTR, Celle) mit elektrischer U-Pumpe und Testventil

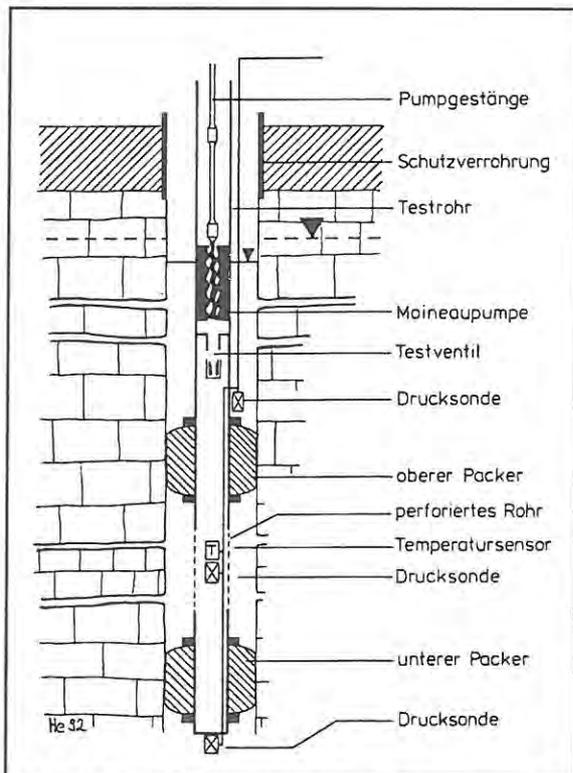


Abb. 3-8: Doppelpackerteststrang der Firma Schlumberger (Diepholz) mit Moineapumpe und pneumatischem Testventil

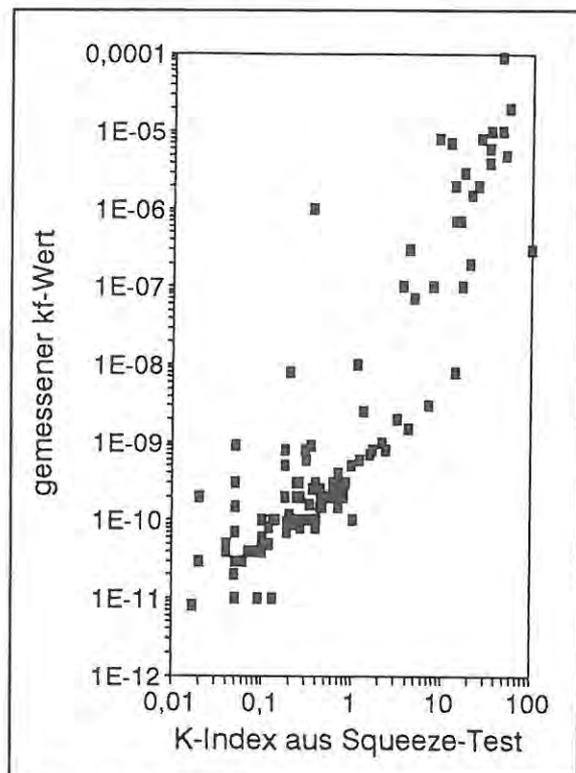


Abb. 3-9: Korrelation der K-Indizes aus den Squeeze-Tests und den bei hydraulischen Tests im gleichen Bohrlochabschnitt gemessenen  $k_f$ -Werten

tägigen Elektromotor angetrieben. Gegenüber einer frei eingehängten Tauchpumpe liegt ein wesentlicher Vorteil der Moineapumpe darin, daß sie auch einen Unterdruck aufbauen, also Wasser aus dem Testintervall ansaugen kann. Damit können auch in Bohrlochabschnitten knapp unterhalb der Druckspiegelhöhe Pumpversuche gefahren werden, während diese mit dem einfachen Equipment und der Tauchpumpe nur in tieferen Abschnitten bei ausreichendem Wasserstand im Testrohr durchführbar sind. Bei dem **Schlumberger-Teststrang** besteht das Testrohr aus einem 2"-Bohrgestänge, das aufgrund seines Gewichtes mit einem Bohrturm eingebaut werden muß.

#### Druckmessung

Zur Messung des Wasser- bzw. Druckspiegels im getesteten Bohrlochabschnitt wurden piezoresistive Drucksensoren eingesetzt. Bei dem einfachen Equipment des **GLA** wird der Drucksensor mit dem Meßkabel in das Testrohr eingebaut (vgl. Abb. 3-6). Die Sonde mißt die darüberstehende Wassersäule, wobei barometrische Druckschwankungen über ein in das Meßkabel integriertes Polyamidrohr ausgeglichen werden. Mittels eines Kabellichtlotes kann der von dem Drucksensor gemessene Druckwert auf Meter unter Meßpunkt (Abstich) geeicht werden. Zur Kontrolle der Umläufigkeit des oberen Packers wird der Wasserstand im Ringraum (außerhalb des Testrohres) mit einer weiteren Drucksonde oder mit einem Kabellichtlot gemessen.

Bei den Teststrängen der Firmen **Schlumberger** und **GTR** sind neben Drucksensoren im Testintervall zur Kontrolle von Umläufigkeiten weitere Sensoren unterhalb des unteren Packers bzw. oberhalb des oberen Packers angebracht (vgl. Abb. 3-7 und 3-8).

Zur sicheren Auswertung des Druckverlaufes bei einem hydraulischen Test ist eine Druckauflösung von  $\pm 0.1$  bis  $\pm 0.2\%$  der maximalen Druckänderung zu fordern; bei einem Pumpversuch mit 2 m Absenkung entspricht dies einer Meßgenauigkeit von  $\pm 2$  mm.

#### Pumpratenregulierung und Ratenmessung

Pumptests oder Injektionstests in geringpermeablen Klüftbereichen einer Bohrung stellen spezielle Anforderungen an Pumpen, Ratenregulierung und Ratenmessung.

Bei Pumptests hat sich in Kombination mit dem beschriebenen einfachen Doppelpacker-Teststrang des **GLA** der Einsatz der elektrischen 2"-Tauchpumpe **MP1** der Firma Grundfos bewährt, die in den unteren Abschnitt des Testrohres gehängt wird (vgl. Abb. 3-6). Die Drehzahl und damit die Leistung dieser Pumpe kann mittels eines Frequenzwandlers reguliert werden. Die Feineinstellung der Rate erfolgt von Hand mit einem Kugel- oder Nadelventil. Mit diesem System können Raten zwischen 0.05 und 25 l/min auch über viele Stunden bis mehrere Tage hinweg mit grosser Konstanz aus einem Bohrlochintervall abgepumpt werden. Das gleiche System wird auch von der Firma **GTR** eingesetzt. Um eine gut interpretierbare Druckabsenkung zu erhalten, ist eine langfristige maximale Ratenabweichung von  $\pm 2\%$  einzuhalten, kurzfristig dürfen Ratenabweichungen ("Ausreißer") bis maximal  $\pm 10\%$  auftreten.

Die Fördermenge der von der Firma **Schlumberger** eingesetzten Moineapumpe (Exzenter-schneckenpumpe) ist drehzahlabhängig, wobei mit dem stufenlos regelbaren Elektroantrieb auch geringe Förderraten konstant gefahren werden können.

Zur Messung der Pumprate wurden magnetisch induktive Durchflußmesser mit einer Auflösegenauigkeit von  $\pm 0.005$  l/min eingesetzt.

Bei den Tests im Opalinuston hat sich gezeigt, daß mit einem entsprechend ausgelegten Pump-, Meß- und Reguliersystem auch Pumpversuche mit niedrigen Raten in relativ geringdurchlässigen Gebirgsabschnitten ab Transmissivitäten von ca.  $1 \cdot 10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s technisch gut zu bewältigen sind.

#### Datenaufzeichnung

Zur Aufzeichnung der Meßdaten während eines hydraulischen Bohrlochtests wurde in Verbindung mit dem **GLA**-Equipment ein Mehrkanallogger

des Typs ms-256 der Firma Comdrill eingesetzt.

Dieses Datenaufzeichnungssystem hat die Aufgabe, die Meßwerte Uhrzeit, Wasserspiegel und Pumprate entsprechend dem eingestellten Zeittakt zu speichern und gleichzeitig einem angeschlossenen PC zur laufenden Kontrolle oder Zwischenauswertung zugänglich zu machen. Die Programmierung des Datenloggers erfolgt ebenfalls über den PC und der zugehörigen Bedienungssoftware.

### 3.2.3. Squeeze-Tests

Squeeze-Tests werden zu einer Abschätzung der Durchlässigkeiten eines abgepackerten Bohrlochintervalles eingesetzt. Mit einer Serie von Squeeze-Tests kann innerhalb sehr kurzer Zeit die Durchlässigkeitsverteilung in einer Bohrung qualitativ ermittelt werden. Damit ergibt sich eine wesentliche Grundlage zur Planung eines optimalen quantitativen Meßprogramms in verschiedenen Bohrlochabschnitten.

Beim Squeeze-Test wird der Doppelpackerteststrang mit geschlossenem Testventil in das Bohrloch eingebaut. Beim Aufblasen der Packer wird das Wasservolumen zwischen den Packern eingeschlossen. Die Volumenausdehnung der Packer beim weiteren Aufblasen bis zum Erreichen des eingestellten Fülldruckes bewirkt im eingeschlossenen Bohrlochabschnitt einen Druckanstieg. Je nach der Gebirgsdurchlässigkeit der abgepackerten Bohrlochstrecke baut sich der aufblasbedingte Druck mehr oder weniger schnell wieder ab.

Dieser Druckabfall wird graphisch ausgewertet, indem die Steigung  $m$  einer Ausgleichsgeraden durch den frühen Teil des Druckabfalls durch die Druckdifferenz  $(p_{max}-p_0)$  zwischen maximalem Druck und dem Ausgangsdruck dividiert wird:

$$K\text{-Index} = \frac{m}{p_{max}-p_0} [h^{-1}]$$

In Abb. 3-9 sind die bei den Squeeze-Tests im Opalinuston ermittelten K-Indizes gegen die später in exakten Bohrlochtests gemessenen  $k_f$ -Werte aufgetragen. Anhand dieser Eichung und

dem Druckverlauf beim Squeeze-Test lassen sich folgende Kriterien für die Abschätzung der Größenordnung der Durchlässigkeit aufstellen:

Druckverlauf beim Squeeze-Test	K-Index	Durchlässigkeit
Druckaufbau maximal langsamer Druckabbau	< ca. 5	sehr gering $k_f < 10^{-8}$ m/s
deutlicher Druckaufbau Druckabfall rasch, aber deutlich langsamer als Druckaufbau	> ca. 3 < ca. 20	gering $10^{-6}$ bis $10^{-8}$ m/s
geringer Druckaufbau Druckabfall ähnlich rasch wie Druckaufbau	> ca. 10	durchlässig $10^{-4}$ bis $10^{-6}$ m/s
kein Druckaufbau	sehr hoch oder nicht bestimmbar	stark durchlässig $k_f > 10^{-4}$

Tabelle 3-1: Abschätzung der Gebirgsdurchlässigkeit aus dem Druckverlauf beim Squeeze-Test

Wichtiger als eine absolute Zuordnung von Durchlässigkeitswerten ist jedoch der relative Vergleich der in einem Bohrloch ermittelten K-Indizes, die für die einzelnen Bohrlochabschnitte z.B. in Form eines Balkendiagrammes aufgetragen werden können (vgl. Abb. 3-11). Diese Diagramme haben sich als Hilfsmittel für eine hydraulisch und wirtschaftlich sinnvolle Planung quantitativer Bohrlochtests sehr gut bewährt. So können relativ gering durchlässige Bohrlochstrecken innerhalb einer langen Teststrecke quantifiziert werden. Höher durchlässige Bohrlochabschnitte können gezielt mit kürzeren Packerabständen zur genaueren Eingrenzung der Zuflußzonen getestet werden. Außerdem kann die Testart auf die Größenordnung der Durchlässigkeit abgestimmt werden.

Bei sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten wirkt sich die Expansion der Packer nahezu vollständig als Druckerhöhung im Testintervall aus. Die Dauer des Druckaufbaus vom Einschließen des Testintervalls bis zum Erreichen des Maximaldruckes ist gegenüber dem nachfolgenden langsamen Druckabbau ins Gebirge vernachlässigbar kurz. Somit können Squeeze-Tests in sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitten als Pulse-Test

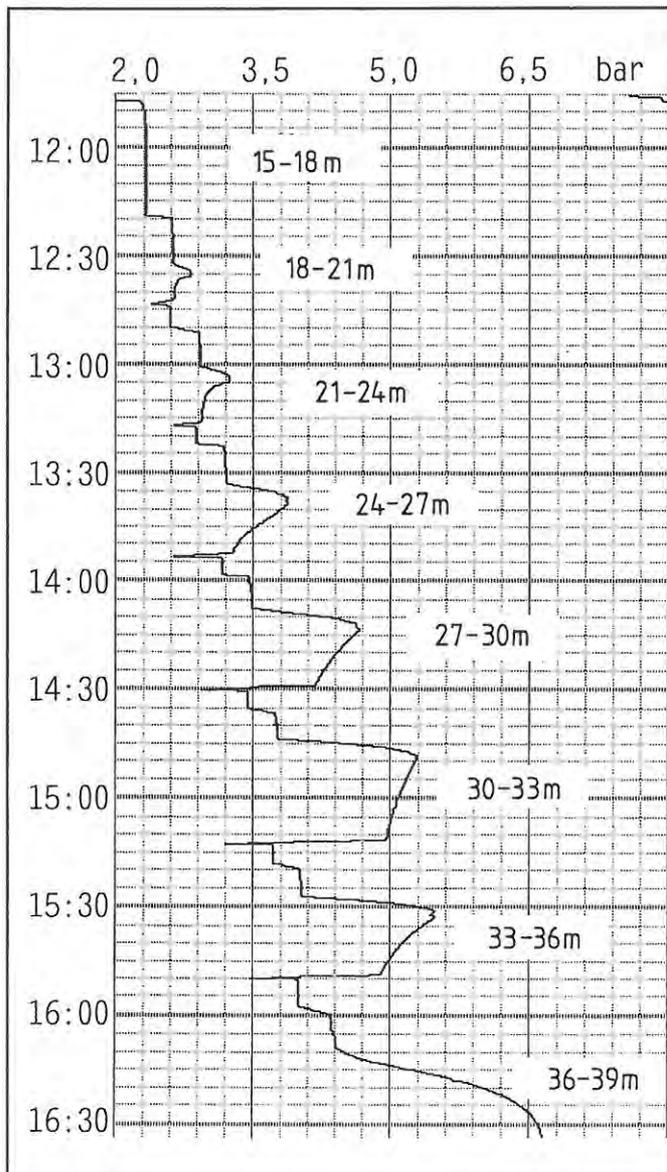


Abb. 3-10: Druckverlauf bei der Squeeze-Test-Serie in der Bohrung KB14 (Geisingen). Die Testzeit für jeden der 3 m langen Bohrlochabschnitte betrug ca. 30 Minuten

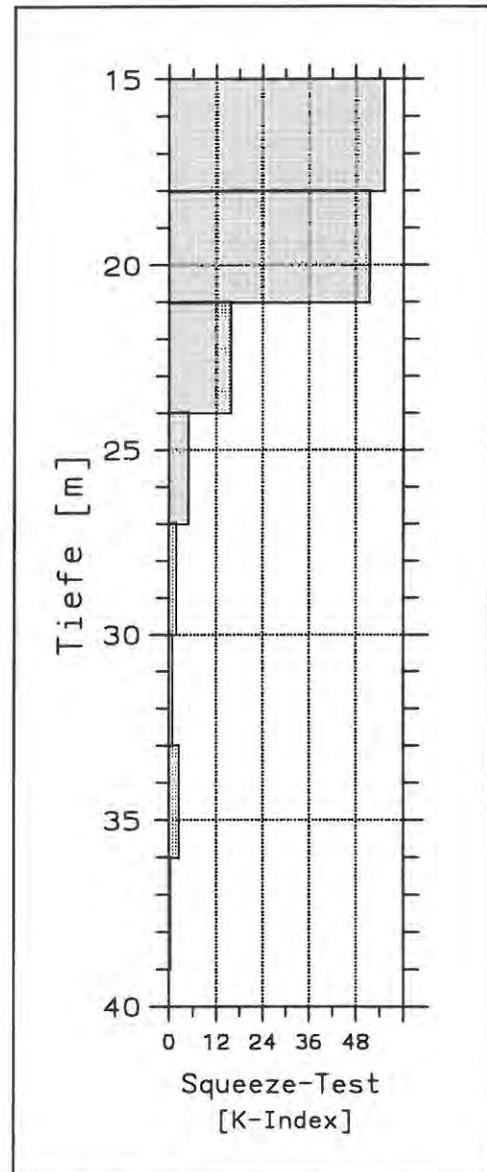


Abb. 3-11: Darstellung der bei den Squeeze-Tests in KB14 ermittelten K-Indizes als Balkendiagramm

auch quantitativ ausgewertet werden (s. Kap. 3.2.7.). Bei Transmissivitäten  $< 5 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$  werden mit dieser Testart sehr gute und durch andere Testarten reproduzierbare Ergebnisse erzielt. Damit erübrigen sich oft weitere Tests in sehr gering durchlässigen Bohrlochabschnitten.

Zur raschen qualitativen Ermittlung der Durchlässigkeitsverteilung in Geringleiter-Aufschlußbohrungen zwischen 30 und 60 m Tiefe haben sich Squeeze-Testserien mit Testintervallängen

von 3 Metern bewährt. Diese Abstufung gestattet zum einen ein noch ein genügend detailliertes Bild der Durchlässigkeitsverteilung, zum anderen ist eine solche Serie mit Testzeiten von ca. 30 Minuten pro individuellem Squeeze-Test (inklusive Umsetzen auf das nächste Testintervall) innerhalb eines Arbeitstages durchzuführen. Bei einem Squeeze-Test wird durch die Expansion des unteren Packers neben dem Testintervall auch der Gebirgsabschnitt zwischen dem unteren Packer und der Bohrlochsohle mit Druck beaufschlagt.

Es empfiehlt sich daher, eine Squeeze-Testserie von unten nach oben zu fahren, damit Interferenzen mehrerer Druckbeaufschlagungen vermieden werden.

Abb. 3-10 zeigt ein Beispiel einer Squeeze-Testserie aus der Bohrung KB14 (Versuchsfeld Geisingen) für den Teufenbereich von 15 bis 36 m.

Im Bohrlochintervall von 15 bis 18 m ist das Gebirge stärker durchlässig, so daß beim Expandieren der Packer die verdrängte Wassermenge sofort vom Gebirge aufgenommen werden kann. Daher baut sich hier beim Squeeze-Test kein Druck auf.

In den Bohrlochintervallen von 18 bis 24 m baut sich ein relativ geringer Druck auf, der nach dem Erreichen der maximalen Packerexpansion rasch wieder abfällt. Die daraus resultierenden K-Indizes lassen auf durchlässige Gebirgsabschnitte schließen.

Im Intervall von 24 bis 27 m Teufe baut sich mit dem Aufblasen schon ein höherer Druck auf, der aber relativ rasch wieder abfällt. Damit ist dieser Teufenabschnitt als gering durchlässig einzustufen.

Die tieferen Intervalle von 27 bis 36 m sind als sehr gering durchlässig einzustufen, da sich beim Squeeze-Test ein hoher Druck im Bohrlochabschnitt aufbaut, der sich nur relativ langsam wieder abbaut.

#### 3.2.4. Pumptests und Aquiferdiagnose

Mit Pumptests lassen sich Aussagen über den hydrogeologischen Aufbau des getesteten Aquifers ableiten und zahlreiche hydraulische Parameter ermitteln (STRAYLE, 1983; STOBBER, 1986). Durch eine weiterentwickelte Technik, die insbesondere ein konstantes Abpumpen sehr geringer Förderraten ermöglicht, sind Pumptests mit einem der oben beschriebenen Doppelpacker-Teststränge in einem Transmissivitätsbereich zwischen  $10^{-7}$  und  $10^{-3}$   $m^2/s$  und somit auch in geringer durchlässigen geklüfteten Tonsteinaquiferen einsetzbar. In dichteren Gebirgsabschnitten sind Drill-Stem-Tests oder Slug- bzw. Pulse-Tests geeigneter.

#### Planung und Durchführung

Um aus einem Pumptest in tonigen Festgesteinen geohydraulische Informationen mit wirtschaftlich vertretbarem Aufwand zu erhalten, kommt der Planung eine sehr wesentliche Bedeutung zu. Eine

entscheidende Rolle spielen hierbei die richtige Wahl von Pumprate und Versuchsdauer.

Eine zu geringe Pumprate führt zu keiner oder mit den zur Verfügung stehenden Drucksonden nur unzureichend meßbaren Reaktion des Aquifers, während eine zu hohe Pumprate zum Trockenfallen von Kluftzuflüssen bzw. der Pumpe führt. In beiden Fällen muß der Pumpversuch nach relativ kurzer Zeit ergebnislos abgebrochen werden und kann erst dann wiederholt werden, wenn sich die durch den Fehlversuch verursachten Druckspiegeländerungen im Aquifer wieder ausgeglichen haben.

Aus wirtschaftlichen Gründen wurde bei den Pumptests im Rahmen des FGM-T auf Pump-Vorversuche oder Brunnentests zur ersten Abschätzung von Brunnen- und Aquiferparametern sowie zur Ermittlung einer geeigneten Pumprate weitestgehend verzichtet. Soweit zur Planung eines Pumptests keine anderen hydraulischen Daten vorlagen, wurde die geeignete Pumprate aus dem Volumenausgleich bei einem Absenk- oder Auffülltest (Slug-Test) abgeschätzt. Neben der schnellen Durchführung hat diese Vorgehensweise den Vorteil, daß der Aquifer bei weitem nicht so nachhaltig gestört wird, wie durch einen Pump-Vorversuch.

Die Pumptests wurden mit einer einstufigen Pumpphase und einer Wiederanstiegsphase durchgeführt. Die jeweilige Versuchsdauer orientierte sich am Druckverlauf, der in der Pumpphase sowie in der Wiederanstiegsphase laufend vor Ort EDV-gestützt ausgewertet wurde. Sie wurde so bemessen, daß der Druckverlauf eine Aquifermodell-Diagnose sowie die sichere Bestimmung der inneren Randbedingungen und der Transmissivität ermöglichte. Nach STOBBER (1986) wird die Dauer einer Testphase durch das Einsetzen der radialen Fließperiode (s.u.) bestimmt, die über den Zeitraum einer logarithmischen Dekade beobachtet werden sollte.

Sollten neben der Transmissivität  $T$  aus einer Testphase auch Aussagen über äußere Randbedingungen wie z.B. hydraulische Aquiferränder abgeleitet werden, so wurde die Dauer  $t_p$  der Pumpphase so bemessen, daß der zu überprüfende Gebirgsausschnitt durch die Druckabsenkung hydraulisch erfaßt wurde. Eine Abschätzung des

Testradius  $r$  des während eines Pumptests nach der Zeit  $t_p$  erfaßten Gebirgsvolumens wurde nach der Beziehung

$$r = \sqrt{\frac{t_p T}{S}}$$

vorgenommen.

#### Abgrenzung verschiedener Fließregime und Aquifermodell-Diagnose

Die hydraulische Auswertung eines Pumpversuches basiert auf einem theoretischen Aquifermodell. Ein theoretisches Aquifermodell besteht aus einem Grundmodell sowie inneren und äußeren Randbedingungen. Das Grundmodell beinhaltet den hydrogeologischen Aufbau des Aquifers. Die inneren Randbedingungen umfassen alle brunnenspezifischen Einflüsse (z.B. Brunnenspeicherung und Skin-Effekt), während in den äußeren Randbedingungen die hydraulischen Grenzen des Aquifers (z.B. undurchlässige Talränder oder Vorfluter) enthalten sind.

Die Auswahl des passenden Aquifermodells wird in erster Linie durch Informationen über den geologischen Aufbau und die Begrenzung des Aquifers vorgegeben. Diese Informationen sind jedoch oft nicht in ausreichendem Maße vorhanden. In diesem Fall muß das theoretische Aquifermodell aus dem Druckverlauf während des Tests bestimmt werden. Die Auswahl eines Aquifermodells anhand der Aquiferreaktion wird dadurch ermöglicht, daß die einzelnen Modellkomponenten und Randbedingungen zu unterschiedlichen Zeiten durch charakteristische Fließphasen in Erscheinung treten.

Zur Unterscheidung einzelner Fließregime können spezifische Auftragungen herangezogen werden: Infinite radiale Fließphasen bilden Geraden in der Auftragung der Absenkung  $s$  gegen den Logarithmus der Zeit  $\lg(t)$ , sphärische Fließphasen in der Auftragung  $s$  gegen  $1/\sqrt{t}$  und paralleles Fließen in der Auftragung  $s$  gegen  $\sqrt{t}$ .

Das modernste Hilfsmittel zur Abgrenzung verschiedener Fließregime ist die doppellogarithmische Auftragung der Absenkung gegen die Zeit

mit der zeitlichen Ableitung nach BOURDET et. al (1983a). In dieser auch "diagnostischer Plot" genannten Darstellung zeigen die einzelnen Fließphasen charakteristische Verläufe der Ableitung.

Für die Pumpphase wird diese Ableitung als  $(ds/dt)t$ , für die Wiederanstiegsphase als  $(ds/dt')t' \cdot (t_p + t')/t_p$  doppellogarithmisch gegen die Zeit aufgetragen. Diese Verfahrensweise ermöglicht für Pumpphase und Wiederanstieg äquivalente Darstellungen (GRINGARTEN et al., 1979; BOURDET et al., 1983a).

In Abb. 3-12 sind die für die Interpretation und Auswertung der Pumpversuche im Opalinuston angewandten theoretischen Aquifermodelle dargestellt. Ihre Komponenten werden im Folgenden erläutert:

- a) **Grundmodell: Aquifer homogen, gespannt, isotrop; Versuchsverlauf instationär**  
**Innere Randbedingungen:** Brunnenspeicherung, Skineffekt  
**Äußere Randbedingungen:** keine (Aquifer seitlich unbegrenzt)

In dieser Modellvorstellung wird davon ausgegangen, daß sich im Festgesteinsaquifer Opalinuston aufgrund der Ausbildung eines vorwiegend horizontalen Kluftsystems beim Pumpen wie in Porengrundwasserleitern eine radiale Strömung zur Bohrung ausbilden kann.

#### Diagnostische Auftragung:

- A-B: Die Entleerung des Brunneninhalts dokumentiert sich zu Beginn des Tests als linearer Kurvenabschnitt mit der Steigung  $m=1$ . Auch der Einfluß des Skineffektes tritt in dieser Phase auf.
- B-C: In dieser Phase etabliert sich ein zum Brunnen gerichtetes unbegrenztes radiales Strömungsfeld (infinite acting radial flow). Diese Phase ist durch einen abszissenparallelen Verlauf der Ableitung gekennzeichnet. In den semilogarithmischen Darstellungen bildet sich eine Gerade aus. Aus der Steigung dieser Geraden kann die Transmissivität des Aquifers berechnet werden. Um hierzu eine ausreichende Datengrundlage zu schaffen, sollte die radiale Fließphase (abszissenparallele Ableitung) über den Zeitraum einer logarithmischen Dekade während des Pumpversuchs beobachtet werden. Die Pump- bzw. Wiederanstiegsphase kann danach beendet werden, sofern nicht überprüft werden soll, ob der Aquifer weiterentfernte, hydraulische Ränder besitzt (vgl. Grundmodelle c und d).

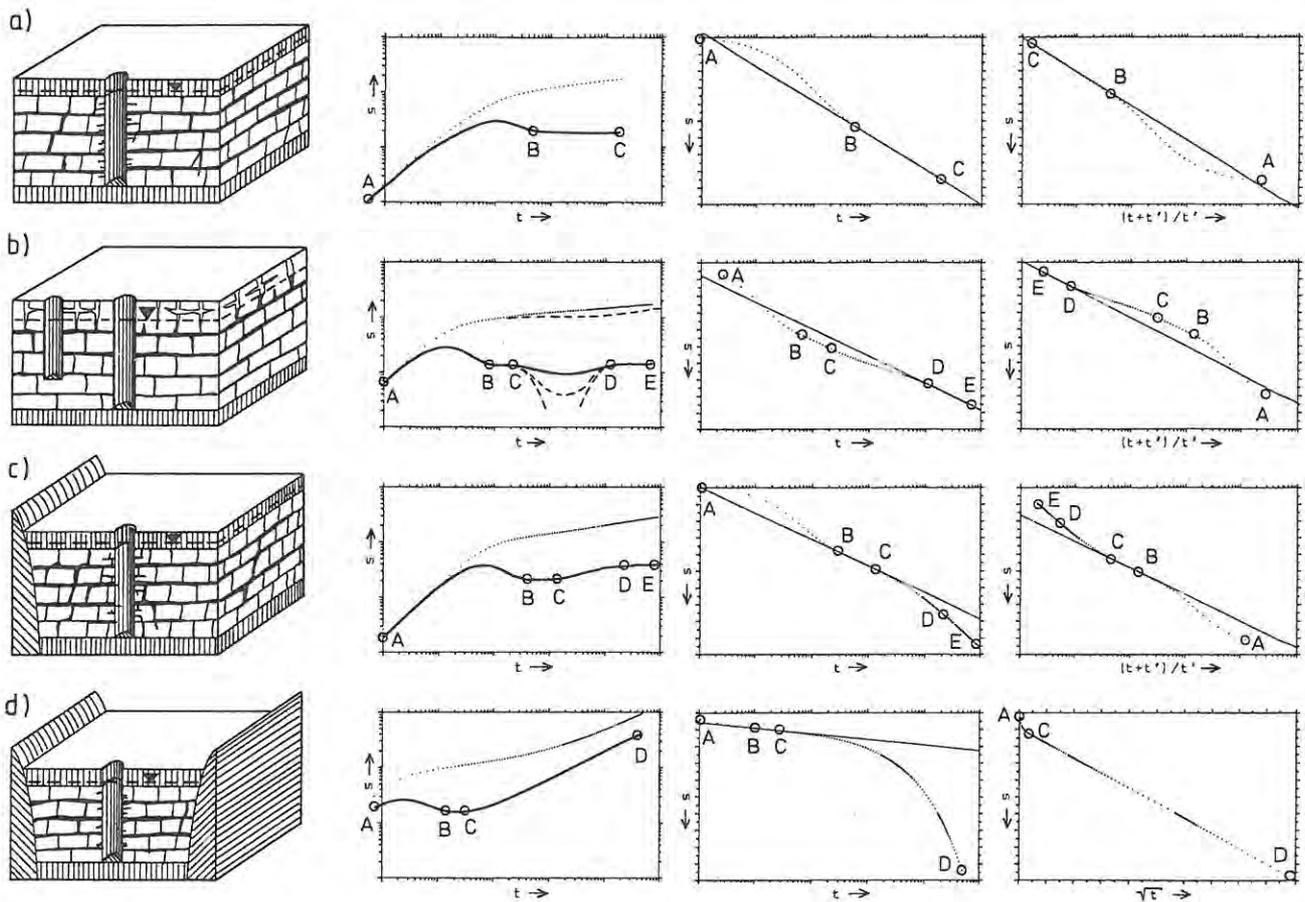


Abb. 3-12: Aquifermodelle zur Charakterisierung des hydraulischen Verhaltens von tonigen Festgesteinen wie dem Opalinuston:

- a) Aquifer homogen, unendlich ausgedehnt, gespannt; quasiporöses Verhalten durch überwiegend horizontales oder engmaschig vernetztes Kluftsystem; Brunnen mit Brunnenspeicherung und Skin.
- b) Aquifer wie a, jedoch mit einem Wasserspeicher in Form von vertikalen Klüften mit freier Grundwasseroberfläche ("delayed yield"-Modell), einer porösen Gesteinsmatrix (Doppelporositätsmodell) oder benachbarten Bohrungen mit freier Grundwasseroberfläche.
- c) Aquifer wie a, jedoch einseitig durch geradlinigen undurchlässigen Rand begrenzt
- d) Aquifer wie a, jedoch durch 2 parallele undurchlässige Ränder begrenzt

**b) Grundmodell: Aquifer mit wirksamem Wasserspeicher, isotrop**

**Innere Randbedingungen:** Brunnenspeicherung, Skin Effekt

**Äußere Randbedingungen:** keine (Aquifer seitlich unbegrenzt)

In diesem Aquifermodell sind neben dem leitenden, vorwiegend horizontalen Kluftsystem speichernde Matrixblöcke oder vertikale Klüfte mit freier Grundwasseroberfläche vorhanden. Beim Pumpversuch verursacht die Einspeisung des Wasservorrats aus diesen "Wasserspeichern" eine

Verzögerung der Absenkung im Brunnen.

Der klassische Fall von porösen Matrixblöcken als Wasserspeicher in geklüftetem Gestein (Doppelporositätsmodell nach WARREN & ROOT, 1963) ist in tonigen Festgesteinsaquiferen wie dem Opalinuston nicht verwirklicht. Entsprechende Speichereigenschaften wären aber in Form von Kluftsackgassen oder einem untergeordneten, feineren Kluftnetz, das mit dem Hauptsystem verbunden ist, denkbar.

Einen ähnlichen Einfluß auf den Druckverlauf im

Brunnen hat das Nachlaufen des Wasservorrats aus Klüften mit freier Grundwasseroberfläche in den sich ausbildenden Absenkungstrichter. Dieses Aquiferverhalten wird mit dem "delayed-yield"-Modell beschrieben (BOULTON, 1963; NEUMAN, 1972, 1975, 1979).

Zu beachten ist auch, daß in tonigen Festgesteinen Nachbarbohrungen einen nicht zu vernachlässigenden Wasserspeicher darstellen, der bei einem Pumpversuch einen Verzögerungseffekt ähnlich wie im Doppelporositäts- oder "delayed-yield"-Modell verursachen kann.

#### Diagnostische Auftragung:

- A-B: Brunnenspeicherung, Skineffekt
- B-C: Nach Abklingen des Einflusses der Brunnenspeicherung kann sich eine radiale Fließphase ausbilden, in deren Verlauf Wasser aus dem horizontalen Kluftsystem zum Bohrloch strömt (abszissenparallele Ableitung). Durch den Einfluß der Brunnenspeicherung ist diese frühe radiale Fließphase oft nicht erkennbar. In dieser Phase baut sich zwischen den wasserspeichernden Aquiferkomponenten und dem horizontalen Kluftsystem ein Potentialgefälle auf.
- C-D: In dieser Phase werden die wasserspeichernden Aquiferkomponenten in das horizontale Kluftsystem entwässert bzw. entspannt. Dadurch wird die Absenkung im Brunnen verzögert. Die Ableitung in der diagnostischen Auftragung bildet ein Minimum aus. Bei echten doppelporösen Aquiferen können mittels Typkurven aus dieser Phase die Faktoren Parameter  $\lambda$  und  $\omega$  bestimmt werden, die die Koppelung der leitenden und speichernden Eigenschaften zwischen Klüften und Matrix kennzeichnen (STOBER, 1986). Nach dem "delayed-yield"-Modell können ein early-time-Speicherkoeffizient, die spezifische Entnahme des entwässerten Kluftbereiches sowie horizontale und vertikale Durchlässigkeitsbeiwerte berechnet werden (NEUMAN, 1975, beschrieben in: KRUSEMAN & DERIDDER, 1991).
- D-E: Nach der Entwässerung bzw. Entspannung der speichernden Aquiferkomponenten etabliert sich wieder eine infinite radiale Bohrlochströmung als Reaktion des Gesamtsystems, aus der die Transmissivität bestimmt werden kann.

#### c) Grundmodell: Aquifer homogen, gespannt, isotrop

**Innere Randbedingungen:** Brunnenspeicherung, Skineffekt

**Äußere Randbedingungen:** Aquifer seitlich begrenzt (lineare hydraulische Staugrenze)

Eine lineare hydraulische Staugrenze in tonigen Festgesteinsaquiferen kann z.B. eine abdichtende Störung oder ein Talrand sein.

#### Diagnostische Auftragung:

- A-B: Brunnenspeicherung, Skineffekt
- B-C: infinite radiale Fließphase (Bestimmung der Transmissivität)
- C-D: Der Absenkungstrichter erreicht zur Zeit  $t_c$  die hydraulische Staugrenze, die Absenkung im Brunnen beschleunigt sich (Übergang zu semiradialem Fließen). Aus dieser Phase kann nach STALLMAN (1963) der Abstand des hydraulischen Randes vom Brunnen oder der Speicherkoeffizient bestimmt werden.
- D-E: In dieser Phase etabliert sich semiradiales Fließen; die Ableitungskurve ist gegenüber der radialen Fließphase um den Faktor 2 nach oben verschoben, entsprechend verdoppelt sich die Geradensteigung  $m$  in der semilogarithmischen Auftragung.

#### d) Grundmodell: Aquifer homogen, gespannt, isotrop

**Innere Randbedingungen:** Brunnenspeicherung, Skineffekt

**Äußere Randbedingungen:** Aquifer seitlich begrenzt, Bohrung zwischen zwei parallelen hydraulischen Staugrenzen

Der in Abb. 3-12d dargestellte Fall entspricht z.B. einer Bohrung im Opalinuston in einem kleinen Tal oder Tobel, wo unter der Talsohle auf Entlastungsklüften größere Wasserwegsamkeiten vorhanden sind, die durch die Talränder begrenzt werden.

#### Diagnostische Auftragung:

- A-B: Brunnenspeicherung, Skineffekt
- B-C: infinite radiale Fließphase. Diese Phase kann sich ausbilden, wenn ein größerer Abstand der hydraulischen Ränder zunächst die Ausbildung eines radialen Strömungsfeldes zuläßt. In diesem Fall kann die Transmissivität bestimmt werden.
- C-D: Der Absenkungstrichter erreicht zur Zeit  $t_c$  die hydraulischen Staugrenzen, die radiale Strömung

geht in eine lineare Strömung über. Aus dem Zeitpunkt dieses Übergangs kann der Abstand der hydraulischen Ränder vom Brunnen oder der Speicherkoeffizient bestimmt werden. Während der Phase linearer paralleler Strömung zwischen den hydraulischen Rändern gilt  $s \sim \sqrt{t}$ . Damit weist die Ableitung der Druckkurve in der doppellogarithmischen Auftragung die Steigung 0.5 auf.

Bei extrem geringem Abstand der hydraulischen Ränder, wie z.B. bei linearen Fließkanälen oder vertikalen Klüften, die die Bohrung schneiden, kann sich die Phase linearer paralleler Strömung sofort nach dem Abklingen des Einflusses der Brunnenspeicherung ausbilden. In diesem Fall geht die geradlinige Steigung der doppellogarithmisch aufgetragenen Druckkurve von  $m=1$  (Brunnenspeicherung) in  $m=0.5$  parallel zur Ableitung (lineare Fließphase) über. Die Strömungsphasen, die bei der Anströmung endlich ausgedehnter vertikaler Klüfte auftreten, sind u.a. in STÖBER (1986) beschrieben.

Mit der oben beschriebenen fortlaufenden Auftragung der Druckdaten während eines Pumpversuchs ist neben der Qualitätskontrolle eine optimale Bemessung der Versuchsdauer gewährleistet. Diese umfaßt alle für die Diagnose des Aquiferaufbaus relevanten Fließphasen, die zur sicheren Auswertung sowohl in der Pumpphase als auch beim Wiederanstieg jeweils über die Dauer einer logarithmischen Dekade beobachtet werden sollten.

#### Standardauswerteverfahren

Typkurvenverfahren nach GRINGARTEN et al. (1979) und BOURDET et al. (1983a)

Nach GRINGARTEN et al. (1979) können die doppellogarithmisch aufgetragenen Testdaten rasch durch Anpassung mit Typkurven ausgewertet

werden. Nach BOURDET et al. (1983a) wird diese Anpassung durch die Ableitung der Druckkurve wesentlich vereinfacht, wenn die Typkurvenvorlage ebenfalls die Ableitungen enthält (Abb. 3-13)<sup>1</sup>. Absenkung, Zeit und Brunnenspeicherung sind in der Typkurvenvorlage dimensionslose Größen:

$$s_D = \frac{2\pi Ts}{Q} \quad (3.2.4-1)$$

$$\frac{t_D}{C_D} = \frac{2\pi tT}{C\rho g} \quad (3.2.4-2)$$

$$C_D = \frac{C\rho g}{2\pi r_w^2 S} \quad (3.2.4-3)$$

Darin sind:

- T = Transmissivität [m<sup>2</sup>/s]
- s = Druckabsenkung [m]
- Q = Pumprate [m<sup>3</sup>/s]
- t = Zeit [s]
- C = Brunnenspeicherung [m<sup>2</sup>/Pa] mit

$$C = \frac{r_w^2 \pi}{\rho g} \quad (3.2.4-4)$$

$\rho$  = Dichte von Wasser [kg/m<sup>3</sup>]

$g$  = Erdbeschleunigung [m/s<sup>2</sup>]

$r_w$  = Brunnenradius [m]

$S$  = Speicherkoeffizient

Durch Einsetzen der Deckungspunkte  $s_D$  und  $s$  bzw.  $t_D/C_D$  und  $t$  lassen sich die Transmissivität und die Brunnenspeicherung bestimmen. Aus den

<sup>1</sup>) Die Berechnung der Typkurven erfolgt nach Gringarten et al. (1979) für verschieden Werte für  $C_D e^{2SF}$  nach der Gleichung

$$s_D = \frac{4}{\pi^2} \int_0^\infty \frac{(1 - e^{-u^2 t_D}) du}{u^3 \{ [uC_D J_0(u) - (1 - C_D S_F u^2) J_1(u)]^2 + [uC_D Y_0(u) - (1 - C_D S_F u^2) Y_1(u)]^2 \}}$$

Hierin sind  $J_n$  und  $Y_n$  Bessel-Funktionen der ersten und zweiten Art von n-ter Ordnung.

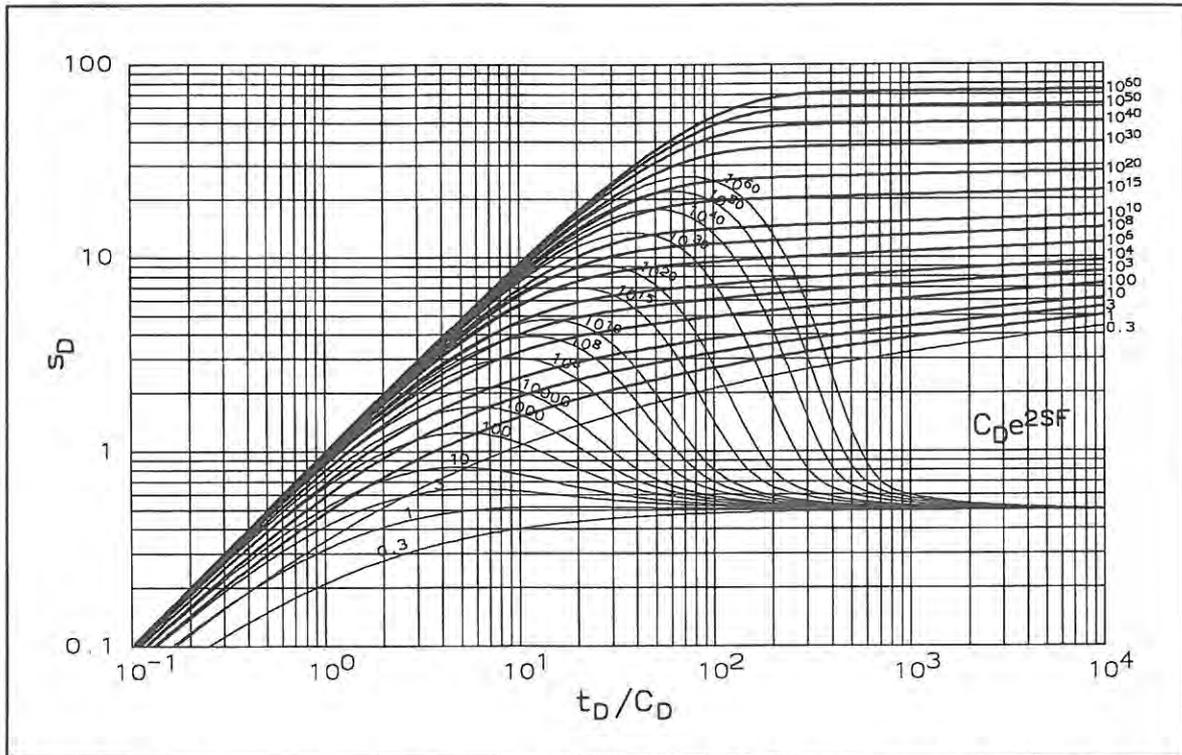


Abb. 3-13: Typkurven und Ableitungen nach BOURDET et al. (1983) für unbegrenzte homogene Aquifere und Brunnen mit Brunnenspeicherung und Skin

Kurvenparametern  $C_D e^{2S_F}$  kann der Skinfaktor  $S_F$  berechnet werden, wenn zur Berechnung von  $C_D$  nach Gleichung 3.2.4-3. der Speicherkoeffizient bekannt ist oder abgeschätzt werden kann. Umgekehrt kann mit bekanntem oder abgeschätztem Skinfaktor der Speicherkoeffizient bestimmt werden.

Das Typkurvenverfahren wurde für die Auswertung von Pumpphasen entwickelt (GRINGARTEN et al. 1979). Wenn in der Pumpphase infinite radiale Strömungsverhältnisse erreicht werden, können mit der Typkurvenvorlage auch Wiederanstiegsmessungen ausgewertet werden (BOURDET et al., 1983b). In diesen Fällen führen Druckkurve und Ableitung bei der Typkurvenanpassung zu den gleichen  $C_D e^{2S_F}$ -Werten.

Wenn die  $C_D e^{2S_F}$ -Werte der Druckkurve und der Ableitung bei der Typkurvenanpassung verschieden sind, so ist diese Bedingung nicht erfüllt. In diesen Fällen wird bei der Anpassung der Druckkurve mit der Typkurvenvorlage der  $C_D e^{2S_F}$ -Wert überschätzt und aus den sich ergebenden Deckungspunkten eine zu hohe Transmissivität

berechnet. Die Deckung der Ableitung der Druckkurve mit der Typkurvenableitung führt hingegen ebenso wie das Wiederanstiegsverfahren nach THEIS zum richtigen Ergebnis (GRINGARTEN et al., 1979).

#### Geradlinienverfahren nach COOPER & JACOB (1946)

Das Geradlinienverfahren nach COOPER & JACOB (1946) ist eine Näherungslösung der Theisschen Brunnenfunktion  $W(u)$  für kleine Werte von  $u$  (KRUSEMAN & DERIDDER, 1991). Mit diesem Verfahren kann aus der Wasserspiegelabsenkung in Beobachtungspegeln um einen Brunnen die Transmissivität  $T$  und der Speicherkoeffizient  $S$  bestimmt werden. Hierzu wird die Absenkung  $s$  gegen den Logarithmus der Pumpzeit  $t$  aufgetragen. In Phasen infinitesimaler radialer Brunnenanströmung liegen die Datenpunkte auf einer Geraden, aus deren Steigung  $\Delta s$  über eine logarithmische Dekade sich die Transmissivität nach berechnet. Für Beobachtungspegel mit dem Abstand  $r$  vom Brunnen wird der Speicherkoeffizient

$$T = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi \Delta s} \quad (3.2.4-5)$$

über

$$S = \frac{2.25 \cdot T t}{r^2} \quad (3.2.4-6)$$

ermittelt. Hierin ist  $t_0$  der Schnittpunkt der Abszisse ( $s=0$ ) mit der Geraden. Nach KRUSEMAN & DE RIDDER (1991) kann das Geradenverfahren auch zur Bestimmung der Transmissivität im Brunnen selbst verwendet werden, falls  $t > 25 r_w^2 / T$  gilt ( $r_w$  = Brunnen- bzw. Testrohrradius). Beim Erfüllen dieser Bedingung ist der Einfluß der Brunnenspeicherung zu vernachlässigen. Die Zeitdauer dieses Einflusses ist ebensogut in der diagnostischen Auftragung abzulesen.

#### Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (1953)

Wie das Geradenverfahren nach COOPER & JACOB ist das Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (1953) eine Vereinfachung der Theisschen Brunnenformel  $W(u)-W(u')$  für den Wiederanstieg im Brunnen (KRUSEMAN & DERIDDER, 1991).

Dazu wird die Restabsenkung  $s'$  gegen den Zeitquotienten  $(t_p + t')/t'$  aufgetragen ( $t_p$  = Pumpzeit,  $t'$  = laufende Zeit seit Pumpende). In der infiniten radialen Fließphase bilden die so aufgetragenen Daten eine Gerade. Diese Fließphase wird, wie oben erläutert, anhand der diagnostischen Auftragung des Wiederanstiegs abgegrenzt. Aus der Steigung der Regressionsgeraden  $\Delta s'$  für Datenpunkte dieser Phase ergibt sich die Transmissivität nach

$$T = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi \Delta s'} \quad (3.2.4-7)$$

Ging dem Wiederanstieg ein mehrstufiger Pumpversuch mit  $n$  Pumpstufen voraus, so ist in die Formel zur Berechnung von  $T$  die letzte Pump-rate  $q_n$  einzusetzen und die in den Zeitquotienten eingehende Pumpdauer  $t_p$  nach

$$t_p = \sum_{i=1}^n \frac{t_i q_i}{q_n} \quad (3.2.4-8)$$

zu korrigieren.

Der Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Ordinate ( $(t_p + t')/t' = 1$ ) entspricht bei unbegrenzten homogenen Aquiferen dem Ruhepotential des abgepackerten Gebirgsabschnittes.

#### Typkurvenverfahren nach STALLMAN (1963) für geradlinig begrenzte Aquifere (vgl. LAWA, 1979 oder KRUSEMANN & DE RIDDER, 1991)

Geradlinige Aquifergrenzen können analytisch durch die Annahme imaginärer Brunnen in der doppelten Entfernung des reellen Brunnens simuliert werden (STALLMAN, 1963). Dabei bilden Staugrenzen die Spiegelebene zwischen dem reellen und imaginären Brunnen, der mit der gleichen Rate fördert. Anreicherungsgrenzen bilden die Spiegelebene zwischen dem reellen und imaginären Brunnen, in den mit der gleichen Rate injiziert wird. Prinzipiell sind mit dieser Spiegelmethode auch kompliziertere Systeme von hydraulischen Rändern zu berechnen, indem an den geradlinigen Grenzen jeweils das gesamte System des reellen und aller imaginären Brunnen gespiegelt wird.

Für den einfachen Fall einer geradlinigen Aquifergrenze, wie er auch im Opalinuston in Form eines Talrandes angetroffen werden kann, steht eine Typkurvenvorlage (STALLMAN, 1963) zur Verfügung (Abb. 3-14)<sup>2</sup>. Die praktische Anwendung ist u.a. in LAWA (1979) und KRUSEMANN & DE RIDDER (1991) beschrieben. Mit diesem Verfahren können, analog dem Typkurvenverfahren nach THEIS (1935), für den Absenkungsverlauf des Wasserspiegels in Beobachtungspegeln mit dem Abstand  $r_r$  vom Brunnen Transmissivität und Speicherkoefizient bestimmt werden.

Erreicht der Absenkungstrichter einen hydraulischen Rand (rechnerisch beginnt er sich mit dem

<sup>2</sup>) Die Berechnung der Typkurven nach STALLMAN (1963) für eine lineare Anreicherungsgrenze erfolgt für verschiedene  $K$ -Werte durch Addition zweier Theis-Funktionen nach

$$\sum W(u_r, K) = \int_{u_r}^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy + \int_{k^2 u_r}^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy$$

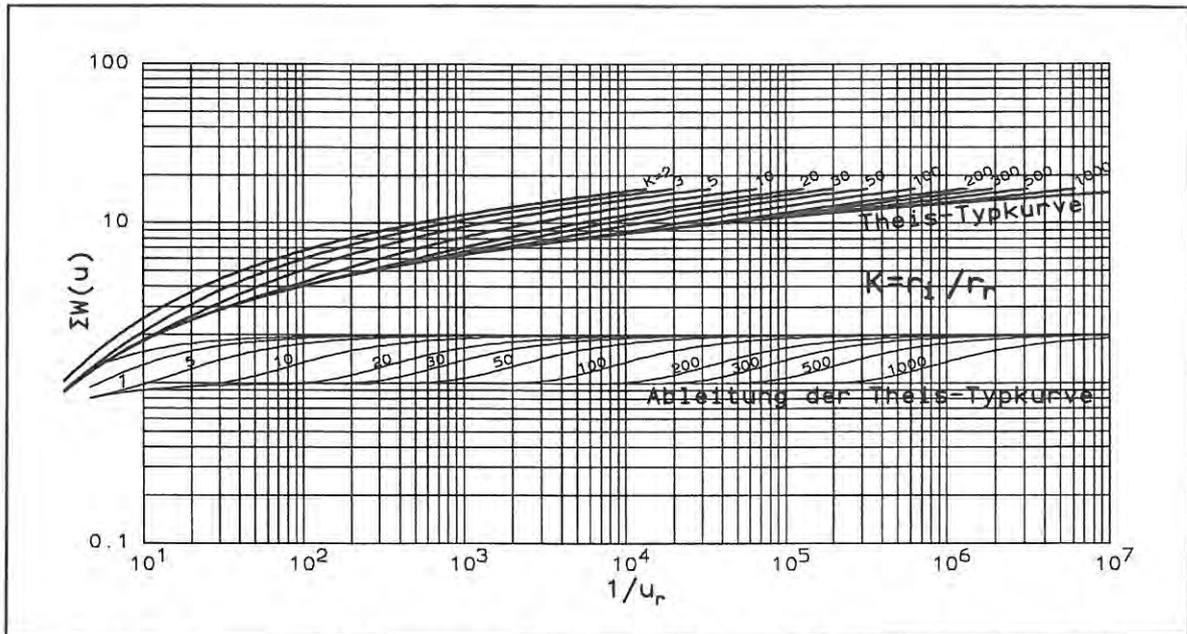


Abb. 3-14: Typkurven und Ableitungen nach STALLMAN (1963) für homogene Aquifere mit linearer Staugrenze

Absenkungstrichter des imaginären Brunnens zu überlagern), so verläßt die Datenkurve die Theis-Typkurve  $W(u_r)$  und folgt einer  $W(u_r) \pm W(u_i)$ -Typkurve mit dem Kurvenparameter  $K = r_i/r_r$  ( $r_i$  = Abstand reeller/imaginärer Brunnen).

und

$$u_i = K^2 u_r \quad (3.2.4-12)$$

mit

$$r_i^2 = \frac{K^2 u_r 4 T t}{S} \quad (3.2.4-13)$$

In Anwendung der Typkurvenvorlage gewinnt man für jeden Beobachtungspegel die Transmissivität  $T$  und den Speicherkoeffizienten  $S$  in der infiniten radialen Fließphase (horizontale Ableitung) aus

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \Sigma W(u) \quad (3.2.4-9)$$

und

$$u_r = \frac{S r_r^2}{4 T t} \quad (3.2.4-10)$$

nach dem Ablesen der Deckungspunkte der Absenkung  $s$  mit  $\Sigma W(u)$  bzw. der Zeit  $t$  mit  $1/u_r$ .

Der Abstand  $r_i$  vom Beobachtungspegel zum imaginären Brunnen folgt aus der Beziehung

$$u_i = \frac{S r_i^2}{4 T t} \quad (3.2.4-11)$$

In Fällen, in denen keine Beobachtungspegel zur Verfügung stehen, kann der Abstand  $r_i$  vom realen zum imaginären Brunnen nach Gleichung 3.2.4-13 bestimmt werden, wenn der Speicherkoeffizient  $S$  aus anderen Tests bekannt ist oder abgeschätzt werden kann. Aus  $r_i$  folgt der Abstand  $r$  eines idealen geradlinigen hydraulischen Randes vom Brunnen nach  $r = r_i/2$ . In Fällen, in denen der Abstand zu einem hydraulischen Rand  $r$  bekannt ist, kann nach der Gleichung 3.2.4-13 mit dem Typkurvenverfahren nach STALLMAN auch der Speicherkoeffizient bestimmt werden, wenn für  $r_i$  wieder der Abstand vom realen zum imaginären Brunnen eingesetzt wird.

### Pumpversuchsbeispiel in einem geradlinig begrenzten Aquifer mit Brunnenspeicherung

Bohrung	:	KB15F (Versuchsfeld Geisingen)
Datum	:	10.7.1991
Pumprate	:	14.95 [l/min]
Pumpdauer	:	375 [min]

Der zeitliche Verlauf von Wasserspiegel und Pumprate ist in Abb. 3-15a dargestellt.

In der diagnostischen Auftragung der Pumpphase (Abb. 3-15b) und des Wiederanstiegs (Abb. 3-15d) können anhand der Ableitung folgende Fließphasen unterschieden werden (vgl. Grundmodell c):

- A-B: Brunnenspeicherung, Skineffekt
- B-C: infinite radiale Fließphase
- C-E: Übergang zu semiradialem Fließen, da der Absenkungstrichter auf eine (lineare) Staugrenze trifft
- D-E: semiradiale Fließphase, die Ableitung ist gegenüber der radialen Fließphase um den Faktor 2 nach oben verschoben, entsprechend verdoppelt sich die Geradensteigung  $m$  in der semilogarithmischen Auftragung.

In der Pumpphase kann die radiale Fließphase (B-C) mit dem Geradlinienverfahren nach COOPER & JACOB ausgewertet werden (Abb. 3-15c). Für den entsprechenden Datenabschnitt ergibt sich eine Steigung der Regressionsgeraden von  $\Delta s = 0.28$  m und damit nach Gleichung 3.2.4-7 eine Transmissivität von

$$T = \frac{2.30 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 0.28 \text{ m}} = 1.63 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Der Abschnitt A-C kann mit dem Typkurvendeckverfahren nach BOURDET angepaßt werden (vgl. Abb. 3-15b). Hierbei ergeben sich mit der  $C_D e^{2SF} = 10$  - Typkurve (z.B.) folgende Deckungspunkte:

$s_D$	=	0.1
$s$	=	0.021 m
$t_D/C_D$	=	54
$t$	=	1000 s

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-3 ergibt sich

$$T = \frac{0.1 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 0.021 \text{ m}} = 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Für die Brunnenspeicherung  $C$  ergibt sich nach der Gleichung 3.2.4-2

$$C = \frac{2\pi \cdot 1000 \text{ s} \cdot 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}}{54 \cdot 1000 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.81 \text{ m/s}^2} = 2.24 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{Pa}$$

Mit dem Brunnenradius (Bohrlochradius)  $r = 0.09$  m ergibt sich nach Gleichung 3.2.4-4 für die Brunnenspeicherung  $C$  ein theoretischer Wert von  $2.59 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{Pa}$ , der mit dem berechneten Wert gut übereinstimmt.

Der Abschnitt B-E wird mit dem Typkurvendeckverfahren nach STALLMAN für radiales Fließen und lineare hydraulische Ränder ausgewertet. In diesem Verfahren bleiben Brunnenspeicherung und Skineffekt unberücksichtigt. Hierbei ergeben sich mit der  $K=50$  - Typkurve (vgl. Abb. 3-14) z.B. folgende Deckungspunkte:

$\Sigma W(u)$	=	0.1
$s$	=	0.0105 m
$1/u_r$	=	1000
$t$	=	1000 s

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-13 ergibt sich

$$r = \frac{0.1 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 0.0105 \text{ m}} = 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Für den Speicherkoeffizienten konnte bei der Auswertung des Druckverlaufs mehrerer benachbarter Bohrungen, die während dieses Pumpversuchs beobachtet wurden, aus der semilogarithmischen Auswertung ihrer Absenkkurven nach der Gleichung 3.2.4-8 ein durchschnittlicher Speicherkoeffizient  $S = 1 \cdot 10^{-3}$  berechnet werden. Für die Entfernung des imaginären Brunnens vom realen Brunnen ergibt sich nach Gleichung 3.2.4-17

$$r_i = \sqrt{\frac{50^2 \cdot 4 \cdot 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \cdot 1000 \text{ s}}{1000 \cdot 1 \cdot 10^{-3}}} = 43.5 \text{ m}$$

und damit für die Entfernung der angenommenen linearen Staugrenze vom Brunnen

$$r = \frac{r_i}{2} = 21.7 \text{ m}$$

Beim Wiederanstieg kann die radiale Fließphase (B-C) mit dem Verfahren nach THEIS ausgewertet werden (Abb. 3-15e). Für den entsprechenden Datenabschnitt ergibt sich eine Steigung der Regressionsgeraden von  $\Delta s' = 0.25$  m und damit nach Gleichung 3.2.4-9 eine Transmissivität von

$$T = \frac{2.30 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 0.25 \text{ m}} = 1.83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Der Abschnitt A-C kann wieder mit dem Typkurvendeckverfahren nach BOURDET angepaßt werden. Hierbei ergeben sich mit der  $C_D e^{2SF} = 10$  - Typkurve (z.B.) folgende Deckungspunkte:

$s_D$	=	0.1
$s'$	=	0.02 m

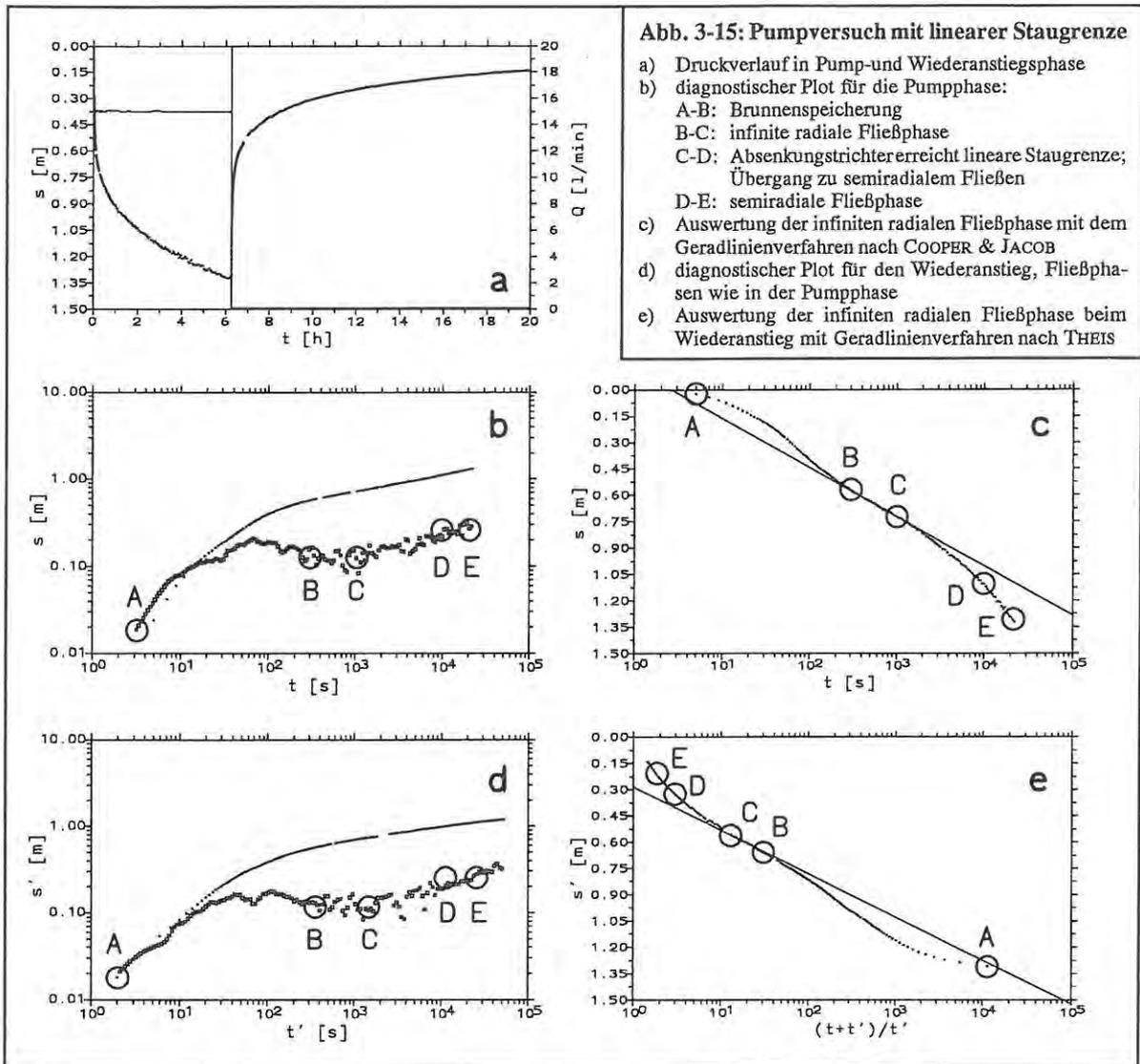


Abb. 3-15: Pumpversuch mit linearer Staugrenze

- a) Druckverlauf in Pump- und Wiederanstiegsphase
- b) diagnostischer Plot für die Pumpphase:  
 A-B: Brunnenspeicherung  
 B-C: infinite radiale Fließphase  
 C-D: Absenkungstrichter erreicht lineare Staugrenze; Übergang zu semiradialen Fließen  
 D-E: semiradiale Fließphase
- c) Auswertung der infiniten radialen Fließphase mit dem Geradenverfahren nach COOPER & JACOB
- d) diagnostischer Plot für den Wiederanstieg, Fließphasen wie in der Pumpphase
- e) Auswertung der infiniten radialen Fließphase beim Wiederanstieg mit Geradenverfahren nach THEIS

$$\begin{aligned} t_D/C_D &= 59 \\ t' &= 1000 \text{ s} \end{aligned}$$

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-3 ergibt sich

$$T = \frac{0.1 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 0.02 \text{ m}} = 1.98 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Für den Abschnitt B-E des Wiederanstiegs ergeben sich mit dem Typkurvendeckverfahren nach STALLMAN mit der  $K=60$  - Typkurve (z.B.) folgende Deckungspunkte:

$$\begin{aligned} \Sigma W(u) &= 0.1 \\ s' &= 0.0105 \text{ m} \\ 1/u_r &= 1000 \\ t' &= 1150 \text{ s} \end{aligned}$$

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-13 ergibt sich

$$T = \frac{0.1 \cdot 2.492 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 0.0105 \text{ m}} = 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Mit dem Speicherkoeffizienten von  $S=1 \cdot 10^{-3}$  ergibt sich für die Entfernung des imaginären Brunnens vom realen Brunnen nach Gleichung 3.2.4-17

$$r_i = \sqrt{\frac{60^2 \cdot 4 \cdot 1.89 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \cdot 1150 \text{ s}}{1000 \cdot 1 \cdot 10^{-3}}} = 55.9 \text{ m}$$

und damit für die Entfernung der linearen Staugrenze

$$r = \frac{r_i}{2} = 28.0 \text{ m}$$

### 3.2.5. Slug-Tests

Slug-Tests sind Bohrlochtests, mit denen eine relativ rasche Bestimmung der Transmissivität des Gebirges möglich ist. Sie können jedoch nicht dazu benutzt werden, den hydrogeologischen Aufbau des Aquifers zu diagnostizieren (STOBER, 1986), da der Auswertung Theissche Aquiferbedingungen, also die Annahme einer Liniensenke in einem homogenen, unbegrenzten Aquifer zugrunde liegt. Mit einzelnen Auswerteverfahren können brunnenspezifische Einflüsse mitberücksichtigt werden.

Slug-Tests erwiesen sich in tonigen Festgesteinsaquiferen als gutes Verfahren, um in Doppelpackertests die Durchlässigkeitsverteilung in einer Bohrung tiefenbezogen zu erkunden. Aufgrund der viel kürzeren Testzeiten sind Slug-Tests gegenüber Pumpversuchen wesentlich kostengünstiger.

Slug-Tests sind in einem Transmissivitätsbereich von ca.  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  bis  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$  einsetzbar, wobei sich die Testzeiten von einigen Stunden (bei  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ) bis zu mehreren Tagen (bei  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ ) und Wochen (bei  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ ) verlängern. Bei Transmissivitäten  $< 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  werden i.d.R. Drill-Stem-Tests oder Pulse-Tests (Kap. 3.2.6 und 3.2.7) durchgeführt, die hier wesentlich kürzere Testzeiten erlauben. Wirtschaftlich einsetzbar sind Slug-Tests daher in einem Transmissivitätsbereich von ca.  $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  bis ca.  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ .

#### Durchführung

Das Prinzip eines Slug-Tests beruht darauf, den in einem Bohrlochabschnitt herrschenden Druck schlagartig zu verändern und in der darauf einsetzenden Fließphase die Wiedereinstellung des Ruhewasserspiegels als Reaktion des Wasserspiegels im Testrohr zu messen (siehe Abb. 3-16). Ob der Druck abgesenkt oder erhöht wird, spielt prinzipiell keine Rolle. Zur Testdurchführung in abgepackerten Bohrlochabschnitten gibt es verschiedene Techniken, bei denen die in Kap. 3.2.2. beschriebenen Doppelpackertestgarnituren eingesetzt werden:

#### a. Absenkttests

1. Schlagartiges Abpumpen eines definierten Wasservolumens aus dem Testrohr
2. Ziehen eines Verdrängungskörpers im Testrohr
3. Bei Testgarnituren mit Testventil (Wasserspiegel im Testrohr unter das Ruhepotential des Testintervalls abgesenkt): Öffnen des Testventils

#### b. Auffülltests

1. Schlagartiges Einfüllen eines definierten Wasservolumens in das Testrohr
2. Eintauchen eines Verdrängungskörpers im Testrohr
3. Bei Testgarnituren mit Testventil (Testrohr über das Ruhepotential des Testintervalls aufgefüllt): Öffnen des Testventils

Bei Slug-Tests in Bohrungen, aus denen noch Wasserproben gewonnen werden sollen, sind Testdurchführungen zu bevorzugen, bei denen kein Fremdwasser eingebracht wird.

Entscheidend für die Auswertbarkeit des Druckverlaufs ist, daß sich vor Beginn des Slug-Tests der Druck im Testintervall auf das Ruhepotential im abgepackerten Gebirgsabschnitt eingestellt hat. Bei geöffnetem oder fehlendem Testventil wird der Druck im Testintervall durch den Wasserstand im Testrohr angezeigt. Die Einstellung des Testrohrwasserspiegels auf das Ruhepotential vollzieht sich bei durchlässigen Gebirgsabschnitten relativ schnell, kann aber bei geringen Durchlässigkeiten mehrere Stunden, bei sehr geringen Durchlässigkeiten mehrere Tage dauern. Zur Beschleunigung des Wasserspiegelausgleiches sollte bei gering und sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitten unbedingt ein Teststrang mit Testventil (Technik a.3 oder b.3) eingesetzt werden. Bei geschlossenem Testventil vollzieht sich der Druckausgleich zwischen Gebirge und Testintervall sehr viel rascher als wenn bei geöffnetem Testventil der Teststrang aufgefüllt werden muß.

Eine weitere wichtige Bedeutung kommt dem Betrag der Druckänderung und damit dem aufzufüllenden oder abzusenkenden Testrohrvolumen

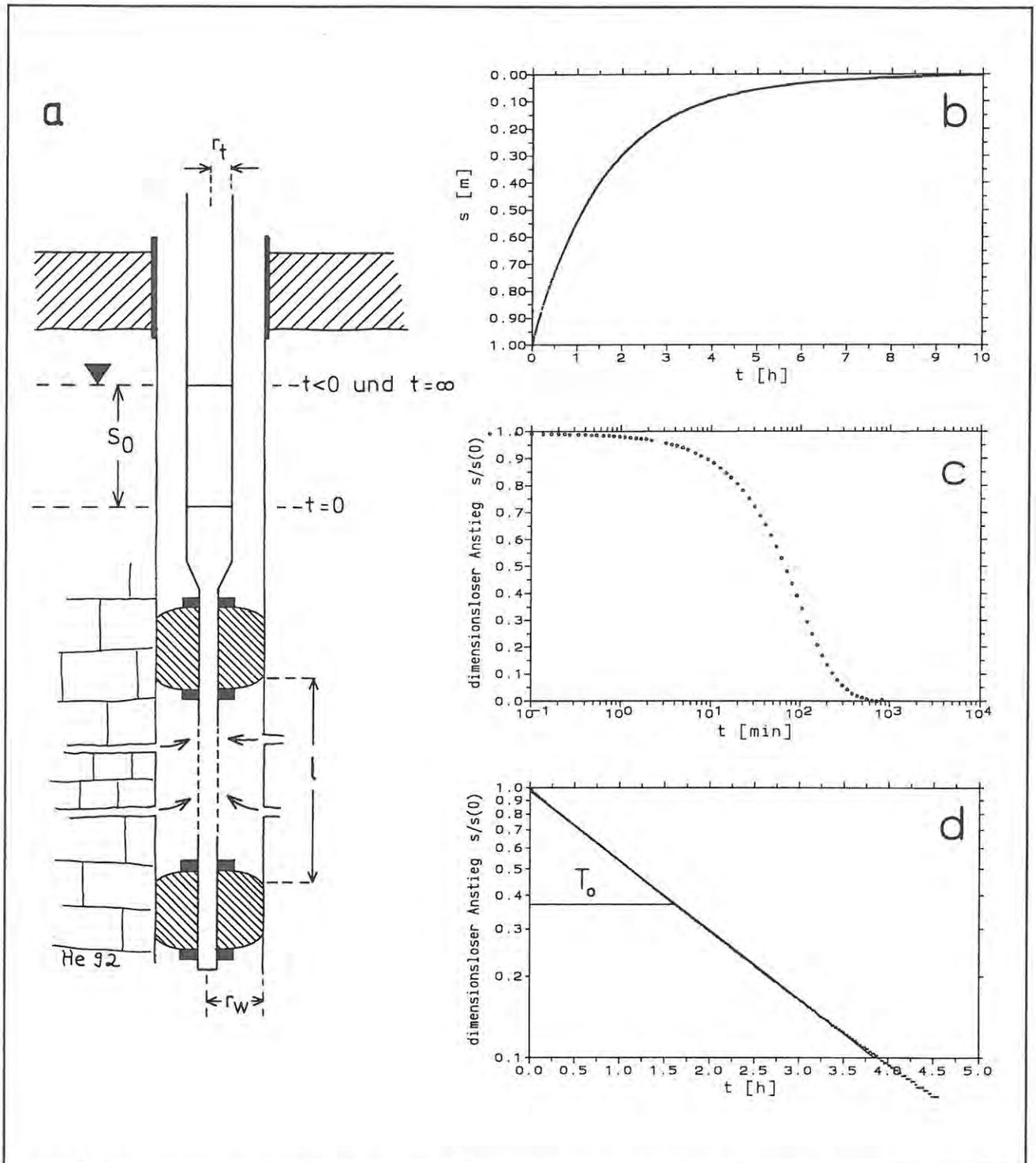


Abb. 3-16: Versuchsaufbau bei Slug-Tests (a). Diagramm b zeigt den Druckspiegelanstieg nach plötzlichem Absenken um den Betrag  $s_0$  bis zur Wiedereinstellung des Ruhewasserspiegels. Diagramm c zeigt die dimensionslose Auftragung des Druckverlaufs gegen den Logarithmus der Zeit zur Auswertung mittels Typkurvenverfahren. Diagramm d zeigt die grafische Auftragung zur Auswertung mit dem Geradenverfahren.

zu. Der Betrag der Absenkung oder Auffüllung muß groß genug sein, damit die eingesetzte Druckmeßsonde den Verlauf der Druckkurve des Ruhespiegels im Testrohr während des Slug-Tests gut auflösen kann. Die Druckdifferenz beim Slug-Test sollte mindestens 100 mal höher sein als die Auflösung der Drucksonde. Bei Sonden mit einer Auflösengenauigkeit von  $\pm 2$  mm sind dies mindestens 20 cm Druckdifferenz.

Nach oben hin ist die Druckdifferenz beim Slug-Test durch verschiedene Faktoren begrenzt:

- Meßbereich der eingesetzten Drucksonde
- Volumen des Verdrängungskörpers
- Rohrstrecke vom Ruhewasserspiegel im Testrohr bis zum oberen Packer (bei Absenkttests) bzw. bis zur Rohroberkante (bei Auffülltests)

Gut bewährt bei Slug-Tests in flachen Bohrungen in tonigen Festgesteinsaquiferen haben sich Absenk- bzw. Auffüllbeträge zwischen 1 und 3 m. Der Fehler bei der Auswertung durch eine nicht exakte Einstellung des Ruhewasserspiegels vor dem Test wird verkleinert, je höher die Druckdifferenz beim Slug-Test gewählt wird. Ist die Einstellung des Ruhewasserspiegels vor dem Slug-Test noch unsicher (z.B. weil der Druckverlauf nach dem Setzen der Packer nicht lange genug verfolgt werden kann), sollten höhere Absenk- bzw. Auffüllbeträge gewählt werden.

Die erforderliche Testzeit richtet sich nach der Wiedereinstellung des Ruhewasserspiegels während des Slug-Tests. Als ideal ist ein Druckausgleich von  $> 90$  % anzusehen. Mit den im folgenden vorgestellten Typkurvenverfahren können Slug-Tests nach ca. 70 % der Druckerholung sicher ausgewertet werden, mit den Geradlinienverfahren bereits nach ca. 10-30 % der Druckerholung.

### Standardauswerteverfahren

Auswerteverfahren für Slug-Tests als Methode zur Bestimmung von Transmissivitäten in Brunnen und Bohrloch sind seit mehreren Jahrzehnten in der Hydrogeologie eingeführt (FERRIS et al., 1954, 1962; HVORSLEV, 1951). Ausgehend von diesen Arbeiten wurden seitdem zwei Gruppen von Auswerteverfahren entwickelt: Die Typkurvenverfahren und die Geradlinienverfahren.

### Typkurvenverfahren zur Auswertung von Slug-Tests

Diese Gruppe der Auswerteverfahren basiert auf der Theisschen Annahme einer Liniensenke in einem homogenen, isotropen, gespannten und unbegrenzten Aquifer (FERRIS et al., 1954). Auf dieser Basis entwickelten COOPER et al. (1967) ein Typkurvenverfahren, mit dem über einen Slug-Test Transmissivität und Speicherkoeffizient ermittelt werden können. Dieses Verfahren wurde von PAPADOPULOS et al. (1973) für niedrige Speicherkoeffizienten und BREDEHOEFT et al. (1980) für gespannte Verhältnisse im Bohrloch ergänzt. KOHLHAAS (1972) weist auf die Bedeutung des Verfahrens für die Auswertung von Fließphasen bei Drill-Stem-Tests hin (vgl. Kap. 3.2.6.). RAMEY et al. (1975) entwickelten Typkurven, bei denen der Einfluß der Brunnenspeicherung und des Skin-Effekts berücksichtigt wird.

In der Typkurvenvorlage nach COOPER et al. (1967), PAPADOPULOS et al. (1973) und BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980) ist die dimensionslose Druckerholung  $s/s_0$  gegen den Logarithmus der dimensionslosen Zeit  $\lg(t_D)$  aufgetragen (Abb. 3-17)<sup>3</sup>. Die Druckerholung beim Slug-Test wird ebenfalls dimensionslos als  $s/s_0$  gegen den Logarithmus der Zeit  $\lg(t)$  aufgetragen. Dabei ist  $s$  die momentane Druckdifferenz zum Ruhewasserspiegel und  $s_0$  die maximale Druckänderung.

<sup>3</sup>) Die Berechnung der Typkurven nach Cooper et al. (1967) erfolgt für verschiedene  $\alpha$ -Werte nach der Gleichung

$$F(t_D, \alpha) = \frac{8\alpha}{\pi^2} \int_0^{\infty} \frac{(e^{-t_D u^2/\alpha}) du}{u \{ [uJ_0(u) - 2\alpha J_1(u)]^2 + [uY_0(u) - 2\alpha Y_1(u)]^2 \}}$$

Hierin sind  $J_n$  und  $Y_n$  Bessel-Funktionen der ersten und zweiten Art von n-ter Ordnung.

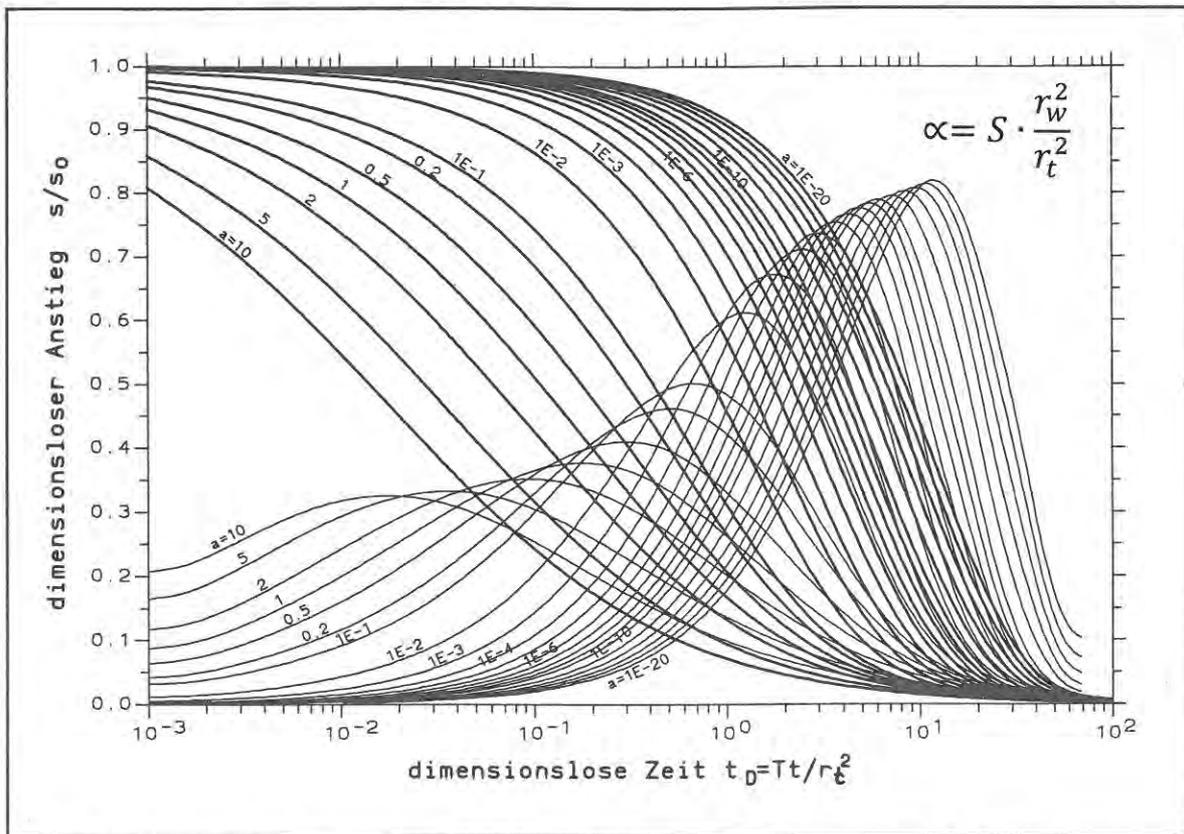


Abb. 3-17: Typkurven und Ableitungen nach COOPER et al. (1967), PAPADOPULOS et al. (1973), BREDEHOEFT (1980) und BLACK (1985) zur Slug-Testauswertung

Die Datenkurve wird mit der Typkurvenvorlage zur Deckung gebracht. Aus den Deckungspunkten der dimensionslosen Zeit  $t_D$  und der Zeit  $t$  sowie dem Radius des Testrohres  $r_t$  berechnet sich die Transmissivität aus

$$T = \frac{t_D r_t^2}{t} \quad (3.2.5-1)$$

Aus dem  $\alpha$ -Wert der zur Deckung gebrachten Typkurve (in Abb. 3-17 mit  $a$  bezeichnet) kann der Speicherkoeffizient bestimmt werden:

$$S = \frac{\alpha r_t^2}{r_w^2} \quad (3.2.5-2)$$

Ein möglicher Skinfaktor des Bohrlochs kann mit Typkurvenverfahren nach RAMEY ET AL. (1975) berücksichtigt werden. Es steht mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER ET AL. in enger Beziehung (MOENCH ET AL., 1985). Bei der Bestimmung

der Transmissivität mittels den Abszissen-Deckungspunkten treten praktisch keine Unterschiede auf. Aus den  $C_{De}^{2SF}$ -Kurvenparametern der RAMEY-Typkurvenvorlage kann mit

$$C_D = \frac{r_t^2}{2r_w^2 S} \quad (3.2.5-3)$$

unter Annahme eines plausiblen Speicherkoeffizienten der Skinfaktor  $S_F$  berechnet werden. Anstelle der RAMEY-Typkurvenvorlage kann auch die Typkurvenvorlage nach COOPER ET AL. verwendet werden. Der Typkurvenparameter  $\alpha$  wird dabei mit  $C_{De}^{2SF} = 1/(2\alpha)$  in den Kurvenparameter nach RAMEY umgerechnet.

Da in den Typkurvenvorlagen die einzelnen Typkurven einander sehr ähnlich sind, ist bei der Anpassung der Datenkurve die Wahl der Typkurve oft mit sehr großen Unsicherheiten verbunden. Ebenso unsicher ist daher die Bestimmung des Speicherkoeffizienten bzw. des Skinfaktors. Die Kurvenanpassung wird durch die Darstellung

der Ableitung der Typkurve wesentlich vereinfacht, da diese ein eindeutiges Maximum aufweist, das sich in der Höhe von dem Maximum der Ableitung einer Nachbartypkurve unterscheidet (vgl. Abb. 3-17). OSTROWSKY & KLOSKA (1989) beschreiben ein Verfahren zur Berechnung der Ableitungen für die Typkurvenvorlage nach RAMEY et al. (1975). Diese Art der Typkurvenableitungen wurde in der vorliegenden Arbeit auch zur besseren Anpassung für die Typkurven nach COOPER et al. berechnet (vgl. Abb. 3-17).

Zur Auswertung der Slug-Tests im FGmT wurde ein Rechenprogramm entwickelt, das die Ableitung der als dimensionslosen Wasserspiegelausgleich gegen den Logarithmus der Zeit aufgetragenen Datenkurve automatisch berechnet und zur Anpassung mit den Typkurvenvorlagen plottet. Bei unruhigem Kurvenverlauf ist optional die Glättung der Ableitung möglich.

Die beste Anpassung wurde bei vielen Slug-Tests mit extrem niedrigen  $\alpha$ -Werten erreicht, aus denen unplausibel niedrige Speicherkoeffizienten berechnet werden. Aufgrund der guten Übereinstimmung der Typkurvenableitung mit der Ableitung der Datenkurve kann dies nicht auf Unsicherheiten bei der Kurvenanpassung zurückgeführt werden. Wahrscheinlicher ist, daß in diesen Fällen entweder eine Abweichung des Aquifers vom idealen Theisschen Aquifer oder der Versuchsdurchführung von den geforderten Voraussetzungen vorliegt. Mit diesem Fehler bei der Anpassung des  $\alpha$ -Wertes ist durch die abszisensparallele Verschiebung eine Überschätzung der Transmissivitätswerte um bis zu einer Zehnerpotenz verbunden. Diese Überschätzung wurde in der Praxis durch vergleichend durchgeführte Pumpversuche bestätigt.

Bei der Anwendung des Typkurvenverfahrens müssen daher die berechneten Speicherkoeffizienten überprüft werden. Wenn sich dabei unplausibel niedrige Werte ergeben, sind auch zu hohe Transmissivitätswerte zu erwarten.

#### Geradlinienverfahren zur Auswertung von Slug-Tests

Eine zweite Gruppe von Auswerteverfahren basiert auf dem Darcyschen Gesetz bzw. der daraus

abgeleiteten Brunnengleichung nach THIEM (1906):

$$Q = Fk_f(s_0 - s_t) \quad (3.2.5-4)$$

Die Veränderung der Rate  $Q$  während des Slug-Tests ist durch

$$Q = \frac{ds}{dt} \pi r_t^2 \quad (3.2.5-5)$$

gegeben. Darin sind

- $s_t$  = Absenkung während des Tests [m]
- $r_t$  = Testrohrradius [m]
- $F$  = Shape-Faktor [m].

Nach HVORSLEV (1951) wird der Shape-Faktor  $F$  für einen Piezometer im freien Grundwasser mit der Länge der Filterstrecke  $l$  als

$$F = \frac{2\pi l}{\ln(l/r_w)} \quad \text{für } \frac{l}{r_w} > 8 \quad (3.2.5-6)$$

berechnet (vgl. FREEZE & CHERRY, 1979). Aus den Gleichungen 3.2.5-4, 3.2.5-5 und 3.2.5-6 erhält man nach Integration

$$T = \frac{r_t^2}{2t} \ln\left(\frac{l}{r_w}\right) \ln\left(\frac{s_0}{s_t}\right) \quad (3.2.5-7)$$

mit

- $r_w$  = Brunnenradius [m]
- $s_0$  = Absenkung zu Beginn des Slug-Tests ( $t = 0$ )
- $s_t$  = Absenkung zur Zeit  $t$ .

THOMPSON (1987) entwickelte für weitere Brunnen- und Aquiferbedingungen die Shape-Faktoren. Für gespannte Aquifere kommt sie zu dem Shape-Faktor von

$$F = \frac{2\pi l}{\ln(r_0/r_w)} \quad (3.2.5-8)$$

und damit für die Transmissivität zu der Gleichung

$$T = \frac{r_t^2}{2t} \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right) \ln\left(\frac{s_0}{s_t}\right) \quad (3.2.5-9)$$

Für das Verhältnis der Reichweite des Absenkungstrichters  $r_0$  zum Brunnenradius  $r_w$  nimmt THOMPSON einen Schätzwert von  $r_0/r_w = 200$  an.

Zur Auswertung eines Slug-Tests mit den Geradenverfahren wird der Logarithmus der dimensionslosen Absenkung  $s/s_0$  (wie in Abb. 3-16d dargestellt) gegen die Zeit  $t$  aufgetragen (vgl. z.B. FREEZE & CHERRY, 1979). In dieser Auftragung bilden die Daten eine Gerade. Definiert man  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0 = e^{-1} = 0.368$ , wird der Ausdruck  $\ln(s_0/s)$  in Gleichung 3.2.5-11 zu 1. Die Gleichung für die Transmissivität vereinfacht sich dadurch zu

$$T = \frac{r_t^2}{2T_0} \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right) \quad (3.2.5-10)$$

$T_0$  wird graphisch als Abstand zwischen der Ordinate und einer Regressionsgeraden durch die aufgetragenen Daten bestimmt (vgl. Abb. 3-16d). Fehler in der Annahme von 200 für das Verhältnis der Reichweite des beim Slug-Test verursachten Absenkungstrichters  $r_0$  zum Brunnenradius  $r_w$  wirken sich nur geringfügig aus, da der Wert logarithmisch in die Berechnung eingeht.

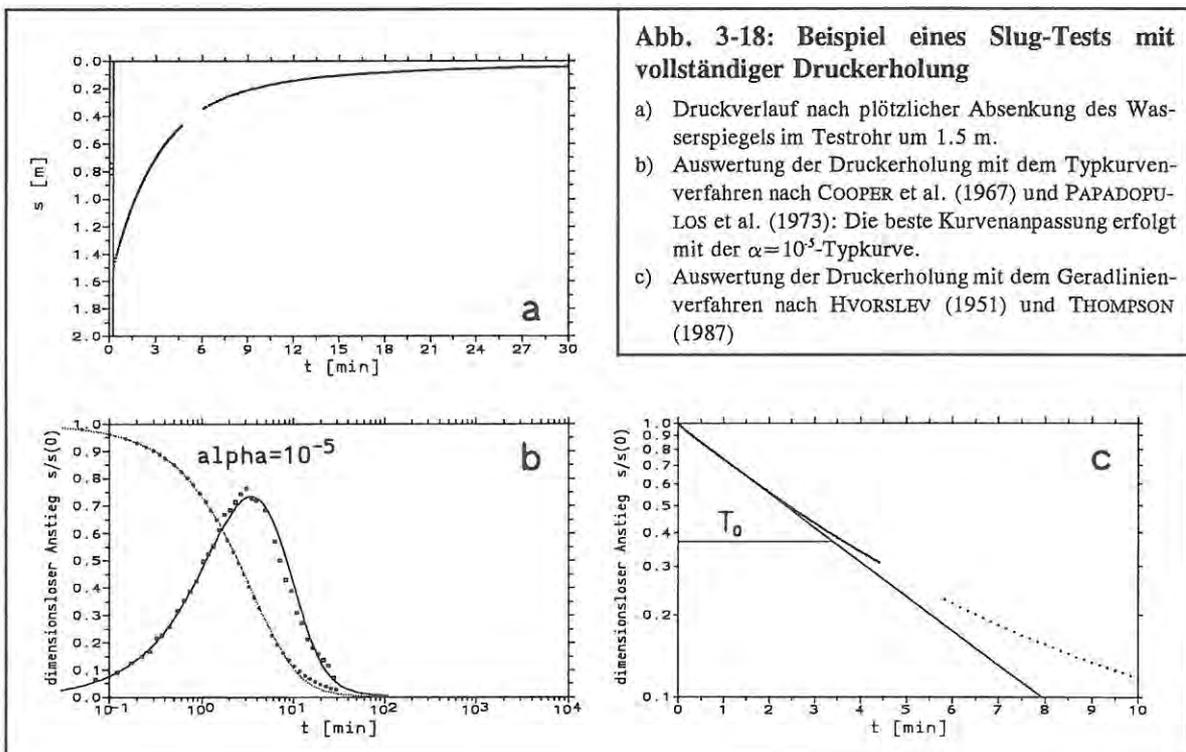
Das Geradenverfahren hat den Vorteil, daß bereits wenige Prozent der Druckerholung ausgewertet werden können, während die Typkurvenverfahren erst nach ca. 60-70% der Druckerholung eine sichere Anpassung der Datenkurve erlauben und damit wesentlich längere Testzeiten erfordern. Im Vergleich zu dem Typkurvenverfahren erwies sich das Geradenverfahren bei der Auswertung der Slug-Tests im Opalinuston zudem als unempfindlicher gegenüber Störungen bzw. Abweichungen von idealen Versuchs- und Aquiferbedingungen.

#### Beispiel I

Bohrung : KB13 (Versuchsfeld Geisingen)  
 Datum : 6.6.1991  
 RWSp : 0.291 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 12.0-13.6 [m] (Doppelpacker)

Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_t$  : 0.029 [m]

Beispiel für einen Slug-Test in einem durchlässigen Gebirgsabschnitt. Eingesetzt wurde ein Teststrang ohne Testventil (vgl. Abb. 3-18). Nachdem sich der Ruhewasserspiegel eingestellt hatte, wurde der Wasserspiegel im Testrohr durch rasches Abpumpen von 4.0 Liter Wasser um 1.5 m abgesenkt und der Wiederanstieg registriert (Abb. 3-18a). Nach 30 Minuten war der Ruhewasserspie-



gel nahezu wieder erreicht.

Zur Auswertung mit dem Verfahren nach COOPER et al. wird der Wiederanstieg dimensionslos als  $s/s_0$  gegen den  $\lg(t)$  zusammen mit seiner mathematischen Ableitung aufgetragen (Abb. 3-18b). Die beste Anpassung mit der Typkurvenvorlage ergibt sich mit der  $\alpha=10^{-5}$ -Typkurve. Als Deckungspunkte erhält man (z.B.)

$$\begin{aligned} t_D &= 1 \\ t=1.1 \text{ [min]} &= 66 \text{ [s]} \end{aligned}$$

Damit ergibt sich für die Transmissivität nach Gleichung 3.2.5-1

$$T = \frac{1 \cdot 0.029^2 m^2}{66 s} = 1.3 \cdot 10^{-5} m^2/s$$

Aus dem  $\alpha$ -Wert berechnet sich nach Gleichung 3.2.5-2 ein Speicherkoeffizient von

$$S = \frac{10^{-5} \cdot 0.029^2 m^2}{0.076^2 m^2} = 1.5 \cdot 10^{-6}$$

Zur Auswertung mit dem Verfahren nach HVORSLEV wird der Wiederanstieg logarithmisch als dimensionslose Größe  $\lg(s/s_0)$  gegen die Zeit  $t$  aufgetragen (Abb. 3-18c). Die Daten der ersten beiden Minuten lassen sich gut mit einer Regressionsgerade anpassen. Für  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0=0.368$  ergibt sich ein Wert von 3.39 Minuten. Nach Gleichung 3.2.5-12 berechnet sich damit die Transmissivität auf

$$T = \frac{0.029^2 m^2 \cdot \ln(200)}{2 \cdot 3.39 \text{ min} \cdot 60 s/\text{min}} = 1.1 \cdot 10^{-5} m^2/s$$

Ein im gleichen Bohrlochabschnitt durchgeführter Pumpversuch erbrachte eine Transmissivität von  $8 \cdot 10^{-6} [m^2/s]$ . Die Auswertung des Slug-Tests ergab somit nur einen geringfügig höheren Wert.

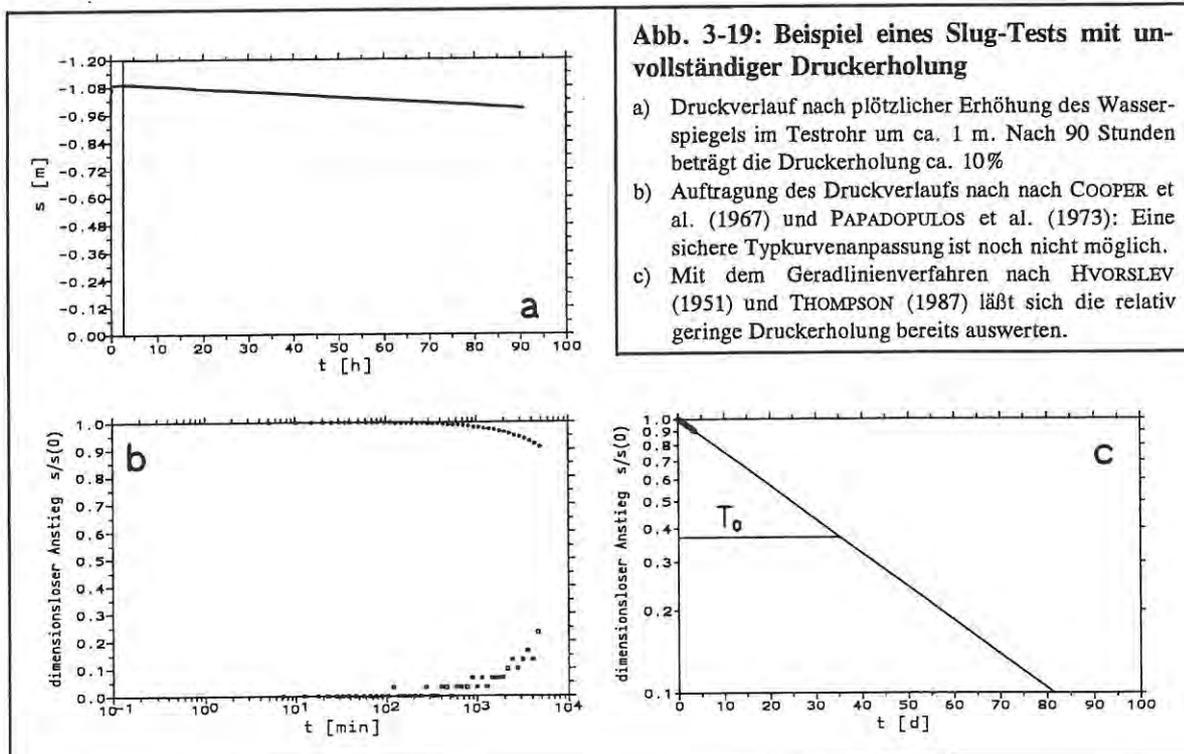
**Beispiel 2**

Bohrung : KB11 (Versuchsfeld Süßen)  
 Datum : 7.3.1991  
 RWSp : 9.578 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 29.9-32.8 [m] (Doppelpacker)

Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_t$  : 0.029 [m]

Beispiel für einen Slug-Test in einem sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitt. Nach dem Einstellen des Ruhewasserspiegels wird der Wasserspiegel im Testrohr durch Einfüllen von 2.9 Liter Wasser um 1.1 m erhöht und das Wiederabfallen registriert (Abb. 3-19a). Nach 90 Stunden Versuchsdauer sind mit einem Abfall des Wasserspiegels von 10 cm erst ca. 10% der Druckdifferenz wieder ausgeglichen.

Für eine sichere Anpassung mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER et al. liegen damit viel zu wenig Daten vor (vgl. Abb. 3-19b).



In der Auftragung nach HVORSLEV bilden die Daten eine kurze Gerade, die mittels einer Regressionsgeraden verlängert werden kann. Damit ergibt sich für  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0=0.368$  ein Wert von 35.25 Tagen. Nach Gleichung 3.2.5-12 berechnet sich damit die Transmissivität auf

$$T = \frac{0.029^2 m^2 \cdot \ln(200)}{2 \cdot 35.25 d \cdot 86400 s/d} = 7.3 \cdot 10^{-10} m^2/s$$

Mit diesem Wert erhält man trotz der nur zu einem sehr geringen Prozentsatz erfolgten Wiedereinstellung des Ruhewasserspiegels eine gute Näherung für die Transmissivität. Pulse-Tests in dieser Tiefe erbrachten Werte zwischen  $10^{-10}$  [ $m^2/s$ ] und  $10^{-9}$  [ $m^2/s$ ]. Dieses Testbeispiel zeigt, daß in sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitten aufgrund der langen Testzeiten Slug-Tests nicht mehr wirtschaftlich durchführbar sind.

### 3.2.6. Drill-Stem-Tests

Der Drill-Stem-Test (DST) ist ein Standardtestverfahren, das bei der Erdölexploration seit Jahrzehnten zur Messung der Lagerstättenpermeabilität und des Lagerstättendruckes eingesetzt wird (EARLOUGHER, 1977; SEYBOLD et al. 1988). Zur Bestimmung von Gebirgsdurchlässigkeiten in gering bis sehr gering durchlässigen Gesteinsserien hat der DST auch in der Hydrogeologie Einzug gehalten. Mit dieser Methode können im Transmissivitätsbereich von  $10^{-9}$  bis  $10^{-5}$   $m^2/s$  Messungen der Gebirgsdurchlässigkeit sinnvoll und wirtschaftlich durchgeführt werden.

#### Durchführung

Die Durchführung eines DST erfolgt mit dem beschriebenen Testequipment. Am unteren Ende des Testrohres muß ein Testventil eingebaut sein, mit dem die Verbindung zwischen dem abgepackten Bohrlochintervall und dem Testrohr geöffnet und geschlossen werden kann (Abb. 3-7 und 3-8).

Abb. 3-20 zeigt schematisch den Verlauf eines DST: Nach dem Einbau des Testequipments (A-B) wird der zu testende Bohrlochabschnitt abgepackt (B-C). Beim Einbau mit geschlossenem Testventil entsteht durch das Aufblasen der Packer im Testintervall ein Überdruck (B-B'), der sich je nach Gebirgstransmissivität mehr oder weniger schnell wieder abbaut (B'-C) (vgl. Squeeze-Tests, Kap. 3.2.3.). Um diese insbesondere bei geringen Durchlässigkeiten länger an-

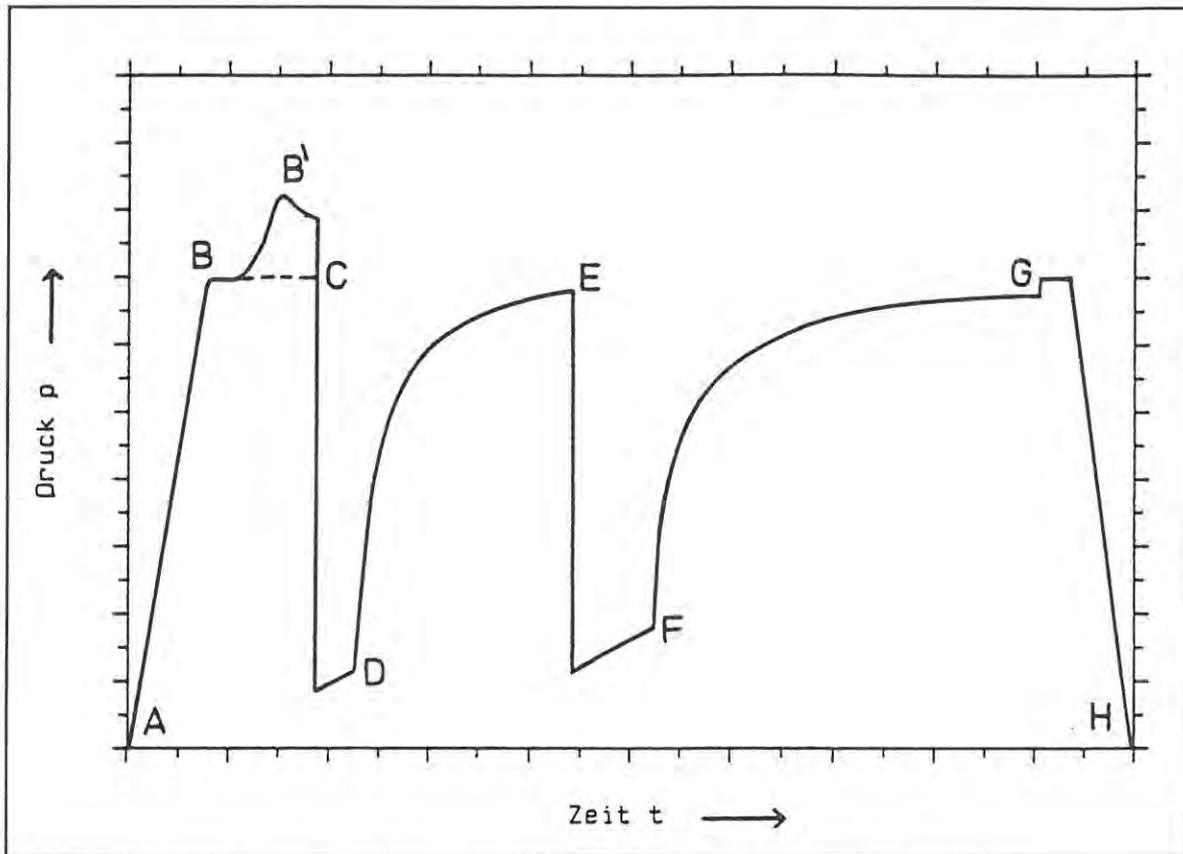
dauernde Druckstörung zu vermeiden, können die Packer mit geöffnetem Testventil eingebaut und aufgeblasen werden. Die damit einhergehende Volumenausdehnung der Gummipacker führt dann nur zu einem relativ geringen Anstieg der Wassersäule im Testrohr. Vor Beginn des DST muß das Testventil geschlossen und das Testrohr leergespült werden.

Der klassische DST besteht aus zwei Fließphasen (flow-period) und zwei Schließphasen (shut-in). Die erste Fließphase (C-D) beginnt mit dem Öffnen des Testventils (C) und ist von relativ kurzer Dauer. Sie dient dazu, geklüftete Gebirgsbereiche bzw. den Testabschnitt von eingedrungener Bohrlochspülung freizumachen. Nach dem Schließen des Testventils (D) steigt der Druck in der ersten Schließphase bis zum Erreichen des Formationsdruckes (Kluftpotential) an (E). Die zweite Fließphase (E-F) und die zweite Schließphase (F-G) bilden die Datengrundlage für die Auswertung.

Die Tonsteinbohrungen des FGmT wurden ohne Spülungszusätze nur mit Wasser gebohrt, die Klüfte wurden nach Fertigstellung durch Klarpumpen der Bohrung freigespült. Daher war es oft möglich, die DST mit nur einer Fließ- und Schließphase durchzuführen und dadurch Testzeit einzusparen.

Die Dauer der Fließphase hängt von der Transmissivität des Bohrlochintervalles ab. Außerdem vergrößert sich mit zunehmender Fließzeit der von der Druckabsenkung erfaßte Gebirgsbereich (Untersuchungsradius) (SEYBOLD et al., 1988). Die Fließphase muß mindestens so lange andauern, daß aus dem Anstieg der Wassersäule im Testrohr eine Fließrate sicher bestimmt werden kann. Kann auch nach längerer Fließzeit kein Anstieg der Wassersäule im Testrohr festgestellt werden oder ist der Anstieg so gering, daß keine Fließrate bestimmt werden kann, so ist die Transmissivität des Bohrlochabschnittes für einen DST zu gering. Die Schließphase kann dann als Pulse-Test (vgl. 3.2.7.) ausgewertet werden.

Die Dauer der Fließphase wird dadurch begrenzt, daß der Druckanstieg im Testrohr gegen die Zeit für die Auswertung (d.h. für die Ratenbestimmung) hinreichend linear sein muß. Dies ist i.d.R. vom Beginn der Fließphase an nur bis zu



**Abb. 3-20: Schematischer Druckverlauf bei einem Drill-Stem-Test (Gestängetest):**

A-B: Einbau des Teststrangs; B-C: Setzen der Packer (B-B'-C: Ausdehnungsbedingter Druckaufbau im Testabschnitt bei geringdurchlässigem Gebirge); C: Öffnen des Testventils; C-D: 1. Fließphase; D: Schließen des Testventils; D-E: 1. Schließphase; E: Öffnen des Testventils; E-F: 2. Fließphase; F: Schließen des Testventils; F-G: 2. Schließphase; G-H: Lösen der Packer und Ausbau des Teststrangs

einem relativ geringen Anteil der Druckerholung im Testrohr gegeben. Wird das Testventil nicht geschlossen, so füllt sich das Testrohr bis zum Erreichen des Formationsdruckes, wobei die Rate aufgrund des sich aufbauenden Gegendruckes der Wassersäule abnimmt (Slug-Test). Bei einem raschen Anstieg des Wasserspiegels im Testrohr ist zu empfehlen, das Testventil geöffnet zu lassen, wobei der geplante DST zu einem Slug-Test umfunktioniert wird und als solcher ausgewertet werden kann (vgl. 3.2.5.).

In der Schließphase wird der Druckanstieg so lange gemessen, bis die Daten mit einem der Standardverfahren sicher auszuwerten sind. Als Kriterium für das Ende eines DST kann wie beim Wiederanstieg eines Pumpversuches (s.o.) ein hinreichend langer geradliniger Druckverlauf in

der Auftragung von  $s'$  gegen  $\lg(t_p + t')/t'$  nach THEIS bzw. abszissenparalleler Verlauf der Ableitung im diagnostischen Plot herangezogen werden.

#### Standardauswerteverfahren

##### a) Auswertung der Fließphase

Fließphasen, in denen sich ein größerer Anteil der Druckerholung vollzieht, sind als Slug-Test zu betrachten, deren Auswertung in Kapitel 3.2.5. behandelt wird. Näherungsweise lassen sich auch die relativ kurzen Fließphasen eines DST, die oft nur wenige % bis 10% der Druckerholung umfassen, mit dem Verfahren nach HVORSLEV (1951) auswerten.

Für die Auswertung der Schließphase muß aus dem Druckanstieg im Testrohr während der Fließphase die Fließrate  $Q$  bestimmt werden:

$$Q = \frac{(s(t_1) - s(t_2)) r_t^2 \pi}{t_2 - t_1} \quad (3.2.6-1).$$

Hierin sind

- $s$  = Wasserstand im Testrohr (als Absenkung) [m]
- $r_t$  = Testrohrradius
- $t_1, t_2$  = Anfangs- bzw. Endzeit eines möglichst linearen Abschnittes des Druckanstiegs während der Fließphase

#### b) Auswertung der Schließphase

HORNER-Plot (HORNER, 1951) und Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (1953):

Mit der klassischen, in der Erdölexploration angewandten Auswertemethode nach HORNER (1951) lassen sich die Permeabilität des Gebirges in den Einheiten [m<sup>2</sup>] oder [darcy] und der Lagerstättendruck in [psi] (pound per square-inch) bestimmen. Da in der HORNER-Gleichung weitere in der Hydrogeologie nicht gebräuchliche Einheiten auftreten, erfolgt die Testauswertung nach dem mit SI-Einheiten arbeitende Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (1956), das in Kapitel 3.2.4. dargestellt ist.

Der Transmissivitätswert wird durch Einsetzen der aus der Fließphase bestimmten Rate  $Q$  und der Geradensteigung  $\Delta s'$  in der Auftragung der Restabsenkung  $s'$  gegen den Zeitquotienten  $(t' + t_p)/t'$  nach Gleichung 3.2.4-9 berechnet.  $t'$  ist die nach dem Schließen des Testventils verstrichene Zeit und  $t_p$  die Dauer der Fließphase. Nach GRINGARTEN et al. (1979) ist dieses Verfahren von der Dauer der Fließphase unabhängig.

Das hydraulische Potential des abgepackerten Kluftbereiches (Lagerstättendruck) erhält man als Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate  $((t' + t_p)/t' = 1)$ .

Auswertung des Wiederanstiegs mit dem Typ-

kurvendeckungsverfahren (GRINGARTEN et al., 1979; BOURDET et al., 1983):

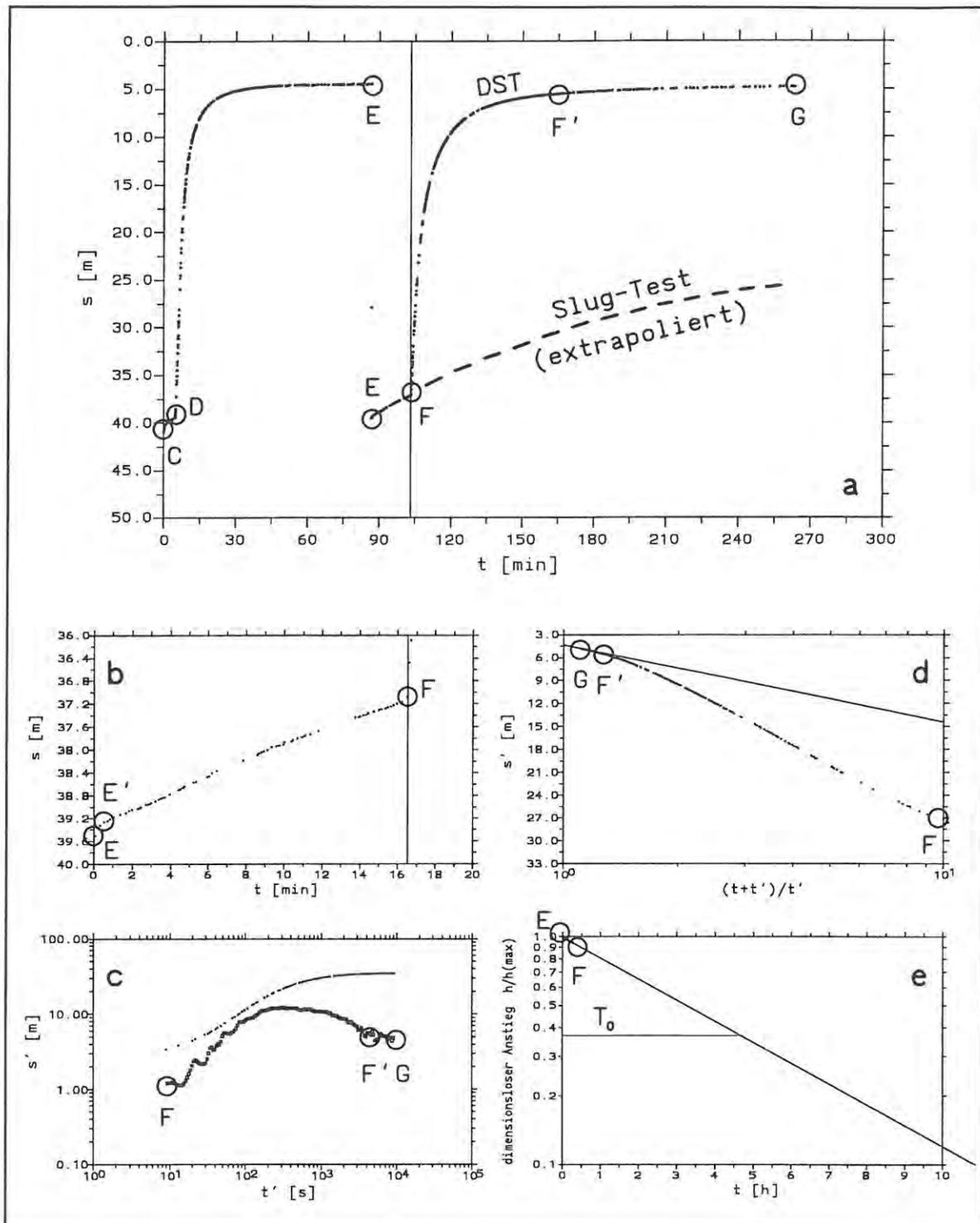
Die in Kapitel 3.2.4. beschriebene Typkurvenvorlage wurde für die Auswertung von Pumpphasen entwickelt und ist bei ausreichenden Pump- bzw. Fließzeiten auch zur Anpassung der Wiederanstiegskurven geeignet. Die bei einem DST relativ kurzen Fließphasen bedingen i.d.R. eine Abweichung des Wiederanstiegs von der Typkurvenvorlage. Bei der Anwendung der Typkurvenvorlage mit Ableitungen (BOURDET, 1983a) ist diese Abweichung daran zu erkennen, daß die Typkurve eines bestimmten  $C_D e^{2SF}$ -Wertes nicht gleichzeitig mit ihrer Ableitung an die Meßkurve und deren Ableitung angepaßt werden kann. In diesen Fällen liefert die Deckung der Druckkurvenableitung mit der Typkurvenableitung ebenso wie das Wiederanstiegsverfahren nach THEIS die richtigen Transmissivitätswerte (GRINGARTEN et al., 1979), während bei einer Anpassung der Druckkurve die  $C_D e^{2SF}$ -Werte überschätzt werden und die Transmissivitätswerte zu groß ausfallen.

#### Beispiel 1

Bohrung	:	KB3 (Versuchsfeld Jungingen)
Datum	:	30.11.1989
RWSp	:	4.0 [m u. MPkt.]
Intervall	:	51.0-54.0 m (Doppelpacker)
Fließrate	:	0.336 [l/min]
Fließdauer	:	16.533 [min]

Beispiel für einen DST in einem gering durchlässigen Gebirgsabschnitt mit 2 Fließ- bzw. Schließphasen. Der Verlauf dieses Tests ist anhand der Druckkurve in Abb. 3-21a zu verfolgen:

Nach dem Einbau des Testequipments und dem Setzen der Packer bei 51 bzw. 54 m wird die abgepackerte Kluft und das Bohrlochintervall in der ersten Fließphase (C-D) gespült. Nach der ersten Schließphase (D-E) wird das Testventil zum 2. Mal geöffnet (E) und die zweite Fließphase (E-F) beginnt. Diese Fließphase ist in Abb. 3-21b vergrößert dargestellt. Bei genauerer Betrachtung ist der Verlauf des Anstiegs der Wassersäule im Testrohr und damit die Fließrate nicht linear: Der Abschnitt E-E' verzeichnet einen relativ starken Druckanstieg, der außer vom Zufluß aus der Formation noch von der Entspannung des Testintervallvolumens und der Packer bei der Druckentlastung nach dem Öffnen des Testventils verursacht wird. Aus dem Anteil, der auf die Druckentlastung zurückzuführen ist, kann die Kompressibilität des Gesamtsystems (eingeschlossenes Wasservolumen + Packer + Gebirge) berechnet werden (vgl. 3.2.7.).



**Abb. 3-21: Beispiel eines Drill-Stem-Tests mit 2 Fließ- und Schließphasen**

- a) Druckverlauf während 2 Fließ- und Schließphasen
- b) Druckverlauf während der 2. Fließphase (vergrößert dargestellt)
- c) diagnostischer (doppellogarithmischer) Plot der 2. Schließphase:  
 A-B: Brunnenspeicherung  
 B-C: infinite radiale Phase  
 (dieser Plot kann mit den Typkurvenverfahren nach BOURDET (1983) ausgewertet werden)
- d) Auswertung der infiniten radialen Phase in der 2. Schließphase mit dem Geradlinienverfahren nach THEIS
- e) Auswertung der ca. 5%igen Druckerholung während der 2. Fließphase als "Slug-Test" nach HVORSLEV (1951)

Im weiteren Verlauf der Druckentwicklung zeigt sich eine leichte Abnahme der Steigung und damit der Rate, was dem sich aufbauenden Gegendruck im Testrohr zuzuschreiben ist (beginnender Slug-Test). Näherungsweise kann der Druckanstieg im Testrohr von E' bis F als linear angesehen werden. Damit berechnet sich die Fließrate aus der Gleichung 3.2.6-1 mit

$$Q = \frac{(s(e') - s(f)) \cdot r_t^2 \cdot \pi}{t(f) - t(e')}$$

$$= \frac{(39.3 \text{ m} - 37.1 \text{ m}) \cdot 0.029^2 \text{ m}^2 \cdot \pi}{(16.5 \text{ min} - 0.4 \text{ min}) \cdot 60 \text{ s/min}} = 6.017 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

In der Auftragung nach THEIS (Abb. 3-21c) verlaufen die Daten von  $(t_p + t')/t' = 1.1$  bis  $(t_p + t')/t' = 1.2$  auf einer Geraden mit der Steigung  $\Delta s' = 10.0664$  [m]. Damit ergibt sich nach der Gleichung 3.2.4-9 für die Transmissivität

$$T = \frac{2.30 \cdot 6.017 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 10.0664 \text{ m}} = 1.09 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$$

Für das Kluftpotential (Lagerstättendruck) ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate  $((t_p + t')/t' = 1)$  ein Wert von 4.4 m Wassersäule unter dem Ruhewasserspiegel.

In der doppellogarithmischen Auftragung (Abb. 3-21d) kann die Druckkurve am besten mit der  $C_D e^{2SF} = 10^{10}$ -Typkurve angepaßt werden, die Ableitung hingegen mit der  $C_D e^{2SF} = 10^3$ -Ableitungskurve. Da in der Fließphase keine radiale Strömungsphase erreicht wurde, ist die Anpassung der Druckkurve mit der für Pumpphasen entwickelten Typkurvenvorlage nicht erlaubt!

Die Anpassung der Ableitung liefert die Deckungspunkte

$$s_D = 0.1$$

$$s = 0.9 \text{ [m]}$$

und damit für die Transmissivität

$$T = \frac{0.1 \cdot 6.017 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 0.9 \text{ m}} = 1.07 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$$

Abb. 3-21a zeigt als gestrichelte Kurve den extrapolierten Druckverlauf eines Slug-Test in diesem Bohrlochintervall, der sich bei der Verlängerung der Fließphase ergeben hätte (Testventil offen). Es ist deutlich zu erkennen, daß die Einstellung des Ruhedruckes (Kluftpotential) in der Schließphase, in der nur der Druck im Testintervall ausgeglichen werden muß, sehr viel schneller erreicht wird als mit einem Slug-Test, bei dem das Testrohrvolumen mit Wasser aufgefüllt werden muß. Die Testzeit kann daher mit einem DST kürzer gehalten werden als mit einem Slug-Test, für dessen sichere Auswertung nach COOPER et al. mindestens ca. 70 % des Druckausgleichs gemessen werden müssen. Im vorliegenden Beispiel wären

es nach dem extrapolierten Verlauf am Ende der Testzeit erst ca. 50 % gewesen.

Die während der Fließphase (E-F) ausgeglichenen ca. 5 % der Druckdifferenz können jedoch mit dem Verfahren nach HVORSLEV (1951) näherungsweise als Slug-Test ausgewertet werden (vgl. 3.2.5.). In der Auftragung (Abb. 3-21e) ergibt sich nach der Berechnung der Regressionsgeraden durch die Daten der Fließphase ein  $T_0$  von 280 Minuten und damit nach Gleichung 3.2.5-12 eine Transmissivität von

$$T = \frac{0.029^2 \text{ m}^2 \cdot \ln(200)}{2 \cdot 280 \text{ min} \cdot 60 \text{ s/min}} = 1.3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$$

Trotz der sehr kurzen Fließphase stimmt dieser Wert mit der aus der Schließphase des DST bestimmten Transmissivität recht gut überein.

### Beispiel 2

Bohrung	: KB4 (Versuchsfeld Jungingen)
Datum	: 8.12.1989
RWSp	: 5.750 [m u. MPkt.]
Intervall	: 24.5-27.5 m (Doppelpacker)
Fließrate	: 0.00912 [l/min]
Fließdauer	: 26.05 [min]

Beispiel eines DST in einem sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitt, bestehend aus einer Fließphase und einer Schließphase. Der Druckverlauf ist in Abb. 3-22a dargestellt. Aus der Fließphase kann nach Gleichung 3.2.6-1 eine Rate von  $1.55 \cdot 10^{-7}$  [m<sup>3</sup>/s] bestimmt werden.

In der Auftragung nach THEIS (Abb. 3-22b) verlaufen die Daten von  $(t_p + t')/t' = 1.15$  bis  $(t_p + t')/t' = 1.19$  auf einer Geraden mit der Steigung  $\Delta s' = 4.5335$  [m]. Damit ergibt sich nach der Gleichung 3.2.4-9 für die Transmissivität

$$T = \frac{2.30 \cdot 1.55 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot 4.5335 \text{ m}} = 6.13 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

Für das Kluftpotential (Lagerstättendruck) ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Geraden mit der Ordinate  $((t_p + t')/t' = 1)$  ein Wert von 2.3 m Wassersäule unter dem Ruhewasserspiegel.

Wie in Beispiel 1 weicht auch hier in der doppellogarithmischen Auftragung (Abb. 3-21c) der Verlauf der Druckkurve von der Typkurvenvorlage ab. Die Druckkurve und ihre Ableitung lassen sich nicht mit der Typkurve bzw. Ableitung des gleichen  $C_D e^{2SF}$ -Wertes anpassen. Die Anpassung der Ableitung liefert die Deckungspunkte

$$s_D = 0.1$$

$$s = 0.28 \text{ [m]}$$

und damit für die Transmissivität

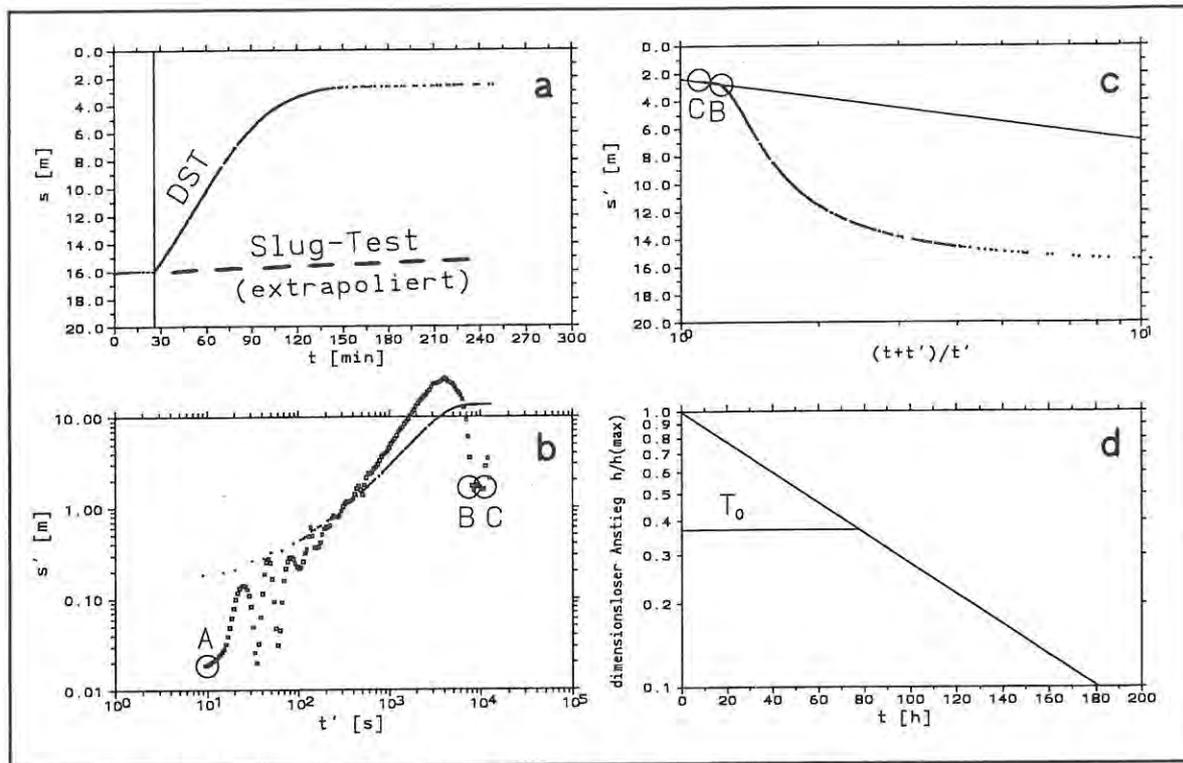


Abb. 3-22: Beispiel eines Drill-Stem-Tests mit einer Fließ- und Schließphase

- a) Druckverlauf während der Fließ- und Schließphase
- b) diagnostischer (doppellogarithmischer) Plot der Schließphase:  
 A-B: Brunnenspeicherung  
 B-C: infinite radiale Phase  
 (dieser Plot kann mit den Typkurvenverfahren nach BOURDET (1983) ausgewertet werden)
- c) Auswertung der infiniten radialen Phase in der Schließphase mit dem Geradenverfahren nach THEIS
- d) Auswertung der ca. 1%igen Druckerholung während der Fließphase als "Slug-Test" nach HVORSLEV (1951)

$$T = \frac{0.1 \cdot 1.55 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 0.3 \text{ m}} = 8.8 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$T = \frac{0.029^2 \text{ m}^2 \cdot \ln(200)}{2 \cdot 4318 \text{ min} \cdot 60 \text{ s/min}} = 8.6 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

Dieser Wert stimmt mit der nach THEIS ermittelten Transmissivität gut überein.

Dieser Wert liegt nur wenig höher, als die aus der Schließphase des DST bestimmte Transmissivität.

In diesem Beispiel wird deutlich, daß in sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitten ein DST große zeitliche Vorteile gegenüber einem Slug-Test aufweist, bei dem mit sehr geringer Rate das gesamte Testrohrvolumen bis zum Ruhewasserspiegel aufgefüllt werden müßte. Zum Vergleich mit dem DST ist der Verlauf eines solchen Slug-Tests in Abb. 3-22a als gestrichelte Kurve dargestellt.

Dennoch liefert das Verfahren nach HVORSLEV (1951) auch für Fließphasen, in denen sich nur ein sehr geringer Anteil des Druckausgleichs vollzieht (im vorliegenden Beispiel sind nur knapp 1 % der Druckerholung abgelaufen) näherungsweise akzeptable Lösungen (ohne Berücksichtigung von Skineffekten und hydraulischen Rändern, vgl. 3.2.5.). In der Auftragung (Abb. 3-22d) ergibt sich nach der Berechnung der Regressionsgeraden durch die Daten der Fließphase ein  $T_0$  von 4318 Minuten und damit nach Gleichung 3.2.5-12 eine Transmissivität von

### 3.2.7. Pulse-Tests

BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980) beschreiben eine modifizierte Slug-Test-Methode, bei der nach erfolgtem Druckimpuls nicht die Wiedereinstellung des Testrohrwasserspiegels, sondern die Erholung des Druckes im Testintervall bei geschlossenem Testventil gemessen wird. Diese modifizierte Testmethode wird in der neueren Literatur üblicherweise als Pulse-Test bezeichnet (PETIT & VAUBOURG, 1982).

Bei eingeschlossenem Testintervall verläuft die Druckerholung sehr viel schneller als beim kon-

ventionellen Slug-Test, da keine größeren Wasservolumina im Testrohr bewegt werden müssen. Bei geringen Gebirgsdurchlässigkeiten ergeben sich damit erhebliche Zeitvorteile gegenüber konventionellen Slug-Tests, die bei Transmissivitäten  $< 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  relativ lange Testzeiten erfordern. Pulse-Tests können dagegen auch noch in sehr gering durchlässigen Gebirgsbereichen wirtschaftlich eingesetzt werden.

Der optimale Einsatzbereich von Pulse-Tests liegt nach den Erfahrungen im FGM-T mit einem einfachen Teststrang (pneumatische Schlauchpacker und Testventil, vgl. Abb. 3-7 und 3-8) im Bereich von  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  und  $10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ . BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1989) berichten auch von Meßergebnissen, die unter  $10^{-14} \text{ m}^2/\text{s}$  liegen. Mit den im FGM-T eingesetzten Testequipments konnten derartig niedrige Werte in Testzeiten von mehreren Stunden nicht gemessen werden. Extrem niedrige Durchlässigkeitswerte sind in tonigen Festgesteinen zudem kritisch zu betrachten, da die gemessenen Druckpotentiale bei Transmissivitäten  $< 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  neben dem hydraulischen Potential auch durch den Einfluß nichthydraulischer Effekte (z.B. Konzentrationsausgleich, Elektroosmose) verändert werden können (HUFSCHMIED, 1989).

### Durchführung

Bei einem Pulse-Test wird der Druck im Testintervall nach dem Einstellen des Ruhepotentials schlagartig verändert und die Wiedereinstellung des Ruhedruckes bei geschlossenem Testventil gemessen. Zur Druckänderung im Testintervall können verschiedene Techniken eingesetzt werden:

#### a) Druckabsenktests

- Kurzes Öffnen des Testventils. Der Wasserstand im Testrohr muß dabei unter dem Ruhepotential des Testintervalls liegen.

#### b) Druckerhöhungs-Tests

- Kurzes Öffnen des Testventils. Der Wasserstand im Testrohr muß dabei über dem Ruhepotential des Testintervalls liegen.
- Setzen der Packer bei geschlossenem Test-

ventil. Nach dem Abdichten des Testintervalls verursacht die weitere Expansion der Packer bis zum Abschalten der Befüllung einen Überdruck im Testintervall (Squeeze-Test, s.u.).

Bei der Durchführung von Pulse-Tests sind folgende Bedingungen einzuhalten:

- Vor dem Pulse-Test hat sich im abgepackerten Bohrlochintervall der Ruhedruck des entsprechenden Gebirgsbereiches eingestellt.
- Die Dauer der initialen Druckeinwirkung ist gegenüber der anschließenden Druckerholung sehr kurz (einige 10 Sekunden bis wenige Minuten).
- Die initiierte Druckdifferenz  $s_0$  ist groß genug für eine aussagekräftige Auflösung der Druckerholung mittels der eingesetzten Drucksonde. Mit der Auflösengenauigkeit  $\Delta s$  der Drucksonde sollte die Bedingung  $s_0 > 100 \cdot \Delta s$  erfüllt werden.
- Die Druckerhöhung im Testintervall darf nicht zum Aufweiten von Klüften oder zum Aufreißen von Schichtflächen führen, darf also nicht zu hoch gewählt sein.
- Die Druckerholung ist so lange zu beobachten, bis aus den Daten mit einem der Auswerteverfahren Transmissivitätswerte ermittelt werden können.

Für die Druckänderung  $s_0$  haben sich Beträge zwischen 1 und 10 Meter bewährt.

In Kapitel 3.2.3. wurde der **Squeeze-Test** als qualitative Methode zur horizontalen Abschätzung der Durchlässigkeitsverteilung in einem Bohrloch vorgestellt. Wenn Squeeze-Tests die oben genannten Voraussetzungen erfüllen, können sie als Pulse-Tests betrachtet und ausgewertet werden.

In Gebirgsabschnitten mit Transmissivitätswerten  $> 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  kann das Gebirge das von den expandierenden Packern verdrängte Wasservolumen aufnehmen, so daß keine auswertbare Druckerhöhung hervorgerufen wird. Bei geringen und sehr geringen Transmissivitäten ( $< 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ) baut

sich eine ausreichende Druckdifferenz im Testintervall auf, wobei die Dauer des Druckabfalls gegenüber dem mehrminütigen Druckaufbau durch die Packerexpansion relativ groß ist.

Beim Squeeze-Test-Verfahren kann das Ruhepotential des abgepackerten Bohrlochabschnittes nicht gemessen werden. Für diese zur Testauswertung erforderliche Größe wird näherungsweise das Ruhepotential der Gesamtbohrung herangezogen. Da die Druckdifferenz beim Squeeze-Test gewöhnlich mehr als 10 bis einige 10er Meter Wassersäule erreicht und in flacheren Bohrungen die Abweichung der einzelnen Kluftpotentiale vom Gesamtpotential der Bohrung demgegenüber relativ gering ist, sind die damit verbundenen Fehler i. d. R. zu vernachlässigen.

Die bei den Messungen in den Opalinustonbohrungen erzielten Ergebnisse haben gezeigt, daß Squeeze-Tests in sehr gering bis gering durchlässigen Gebirgsabschnitten ( $< 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ ) i. d. R. die an Pulse-Tests gestellten Voraussetzungen erfüllen und als solche ausgewertet werden können. Die erzielten Ergebnisse stimmten dabei gut mit denen aus vergleichend durchgeführten DST oder Slug-Tests überein. Damit erübrigten sich in diesen Gebirgsabschnitten oft weitere zeitaufwendigere hydraulische Tests.

#### Auswerteverfahren

Zur Auswertung von Pulse-Tests werden die selben Verfahren eingesetzt, wie zur Auswertung von Slug-Tests (Kap. 3.2.6.).

BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980) zeigen, daß der Radius  $r_c$  des Testrohres, mit dem bei Slug-Tests die Fließrate berechnet wird, bei Pulse-Tests durch den Ausdruck

$$r_c^2 = \frac{Vc\rho g}{\pi} \quad (3.2.7-1)$$

zu ersetzen ist. Darin sind :

- V = Wasservolumen, das unter Druck gebracht wird [ $\text{m}^3$ ]
- c = Kompressibilität [ $\text{m}^2/\text{N}$ ]
- $\rho$  = Dichte des Wassers [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]
- g = Erdbeschleunigung [ $\text{m}/\text{s}^2$ ]

Das unter Druck gebrachte Volumen kann näherungsweise aus der Testintervalllänge  $l$  und dem Bohrlochradius  $r_w$  mit

$$V = \pi r_w^2 l \quad (3.2.7-2)$$

berechnet werden.

Bei der Auswertung mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER et al. (1967) und PAPADOPULOS et al. (1973) ergibt sich damit für die Transmissivität mit Gleichung 3.2.5-1

$$T = \frac{t_D V c \rho g}{\pi t} \quad (3.2.7-3)$$

und für den Speicherkoeffizienten mit Gleichung 3.2.5-2

$$S = \frac{\alpha V c \rho g}{r_w^2 \pi} \quad (3.2.7-4)$$

Bei der Auswertung mit dem Geradlinienverfahren nach HVORSLEV (1951) und THOMPSON (1987) ergibt sich für die Transmissivität mit Gleichung 3.2.5-12

$$T = \frac{V c \rho g \ln(r_D/r_w)}{2\pi T_0} \quad (3.2.7-5)$$

Für die Kompressibilität setzen BREDEHOEFT & PAPADOPULOS (1980) den Wert für Wasser  $c_w = 4.8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$  ein. NEUZIL (1982) zeigt, daß dieser Wert zu gering angesetzt ist und ermittelt durch Eichversuche einen Wert von  $2.7 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$  für den von ihm eingesetzten Teststrang.

Dieser höhere Wert ist sinnvoll, da zusätzlich zu der relativ geringen Kompressibilität des eingeschlossenen Wasservolumens die wesentlich höhere Kompressibilität der das Testintervall abschließenden pneumatischen Gummipacker berücksichtigt werden muß. Außerdem besitzen auch das umgebende Gebirge sowie eventuell eingeschlossene Luftbläschen höhere Kompressibilitäten.

Es ist daher erforderlich, eine bestimmte Testgarnitur in situ in dem zu testenden Bohrloch in Bezug auf die Kompressibilität zu eichen. Die Kompressibilität ist definiert als:

$$c = \frac{1}{V} \cdot \frac{dV}{dp} \quad (3.2.7-6)$$

Zu messen ist also die Volumenänderung  $dV$  eines abgepackerten Volumens, das eine Druckänderung  $dp$  erfährt.

Diese Größen können bei einem Pulse-Test i.d.R. aus der Druckreaktion des Testintervalls in den ersten Sekunden nach dem Öffnen des Testventils berechnet werden, vorausgesetzt, es liegt eine zeitlich hinreichend dichte Datenerfassung vor. Zur Auswertung von Squeeze-Tests, bei denen keine Volumenänderung gemessen werden kann, wird die Kompressibilität aus Pulse- oder Drill-Stem-Tests mit demselben Teststrang in der gleichen Bohrung gewonnen.

Das Prinzip der Ermittlung der Kompressibilität soll am Beispiel eines DST in der Bohrung KB3, Intervall 51-54m, erläutert werden (vgl. Kap. 3.2.6.: Beispiel 1):

Der Druckverlauf in den ersten 5 Minuten nach Öffnen des Testventils in der zweiten Fließphase ist in Abb. 3-23 vergrößert dargestellt. Der Druckverlauf zeigt den Anstieg der Wassersäule im Testrohr. In den ersten Sekunden ist ein erhöhter Anstieg festzustellen, der sich aus der Fließrate des Kluffluids und der Expansion des abgepackerten Volumens durch die plötzliche Druckentlastung beim Öffnen des Testventils zusammensetzt.

Von diesem Volumenanstieg wird der Anteil der Fließrate abgezogen, der aus dem späteren Druckanstieg mittels einer Regressionsgeraden graphisch ermittelt wird (Abb. 3-23). Der Ordinatenabschnitt  $\Delta s$  zwischen dieser Geraden und einer weiteren Geraden durch den steilen Druckverlauf in den ersten Sekunden ergibt den Anstieg der Wassersäule im Testrohr, der aus der Druckänderung  $dp$  resultiert. Die Volumenänderung  $dV$  berechnet sich daraus als

$$\begin{aligned} dV &= \Delta s r_t^2 \pi \\ &= 0,22 \text{ m} \cdot 0,029^2 \text{ m}^2 \cdot \pi \\ &= 5,81 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 \end{aligned}$$

Die Druckänderung  $dp$  beträgt 39,5 m oder 395600 N/m<sup>2</sup>. Das abgepackerte Volumen berechnet sich nach

$$V = l r_w^2 \pi$$

mit der Intervalllänge  $l=3$  m und dem Bohrlochradius

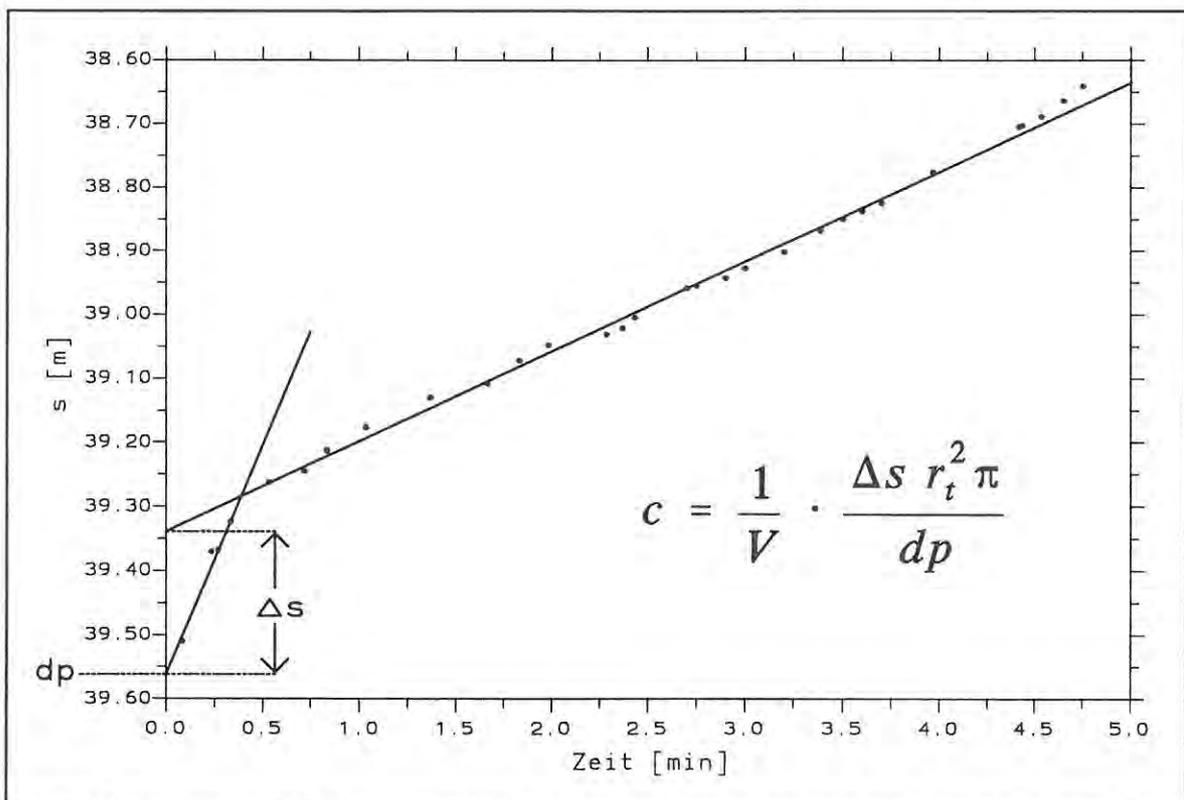


Abb. 3-23: Ermittlung der Kompressibilität  $c$  aus dem Druckverlauf in der Fließphase eines Drill-Stem-Tests

$r_w = 0.076$  m auf  $0.054$  m<sup>3</sup>.

Eingesetzt in Gleichung 3.2.7-6 ergibt sich für die Kompressibilität

$$c = \frac{1}{0.054 \text{ m}^3} \cdot \frac{5.81 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3}{395600 \text{ N/m}^2} = 2.72 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$$

Im Verlauf der Tests im FGmT wurde die Kompressibilität für den eingesetzten Doppelpacker-Teststrang auf diese Weise aus zahlreichen Druckverläufen nach dem Öffnen des Testventils berechnet. Die erhaltenen Werte schwanken in einem relativ engen Bereich von  $8 \cdot 10^{-9}$  m<sup>2</sup>/N bis  $5 \cdot 10^{-8}$  m<sup>2</sup>/N. Der (gewichtete) Mittelwert liegt bei  $2 \cdot 10^{-8}$  m<sup>2</sup>/N.

Wie bei Slug-Tests scheitert die Auswertung von Pulse-Tests mit dem Typkurvenverfahren oft an zu kleinen  $\alpha$ -Werten, die bei der Typkurvenanpassung unrealistisch niedrige Speicherkoeffizienten und damit verbunden zu hohe Transmissivitätswerte ergeben (vgl. Kap. 3.2.5.). Bei höheren  $\alpha$ -Werten, die zu realistischen Speicherkoeffizienten führen, liefert das Verfahren gute Ergebnisse, vorausgesetzt, die Druckerholung wurde genügend lange gemessen.

Mit dem Geradenverfahren sind auch die geringen Anteile der Druckerholung bei kurzen Squeeze-Tests gut auswertbar, wobei die berechneten Transmissivitäten als Näherungswerte zu betrachten sind.

Die Durchführung von Pulse- und Squeeze-Tests soll im folgenden an 3 Beispielen erläutert werden:

#### Beispiel 1

Bohrung : KB7 (Versuchsfeld Mössingen)  
 Datum : 25.5.1990  
 RWSp : 0.40 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 7.30-8.40 [m] (Doppelpacker)

Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_t$  : 0.029 [m]  
 Kompressibilität  $c$  :  $1.8 \cdot 10^{-8}$  (m<sup>2</sup>/N)

Beispiel für einen Pulse-Test in einem sehr gering durchlässigen Gebirgsabschnitt (Abb. 3-24a). Durch Öffnen des Testventils wurde der Ruhedruck im Testintervall auf den Druck im Testrohr abgesenkt, das zuvor leergepumpt wor-

den war. Nach einer durch diese plötzliche Druckabsenkung verursachten Expansion des abgepackerten Wasservolumens, die sich in einem Abstieg des Testrohrwasserspiegels in den ersten Sekunden nach dem Öffnen des Testventils niederschlug, konnte in der 15 Minuten dauernden Fließphase kein weiterer Anstieg im Testrohr gemessen werden (Abb. 3-24b). Eine Rate zur Auswertung dieses ursprünglich als DST geplanten Tests war daher nicht bestimmbar. Nach 15 Minuten wurde das Testventil geschlossen und der Druckanstieg ca. 5 Stunden lang gemessen (Abb. 3-24a).

Die Dauer der Druckeinwirkung von 15 Minuten ist gegenüber dem Druckanstieg hinreichend kurz, so daß dieser Test näherungsweise als Pulse-Test betrachtet werden kann.

Die für die Auswertung erforderliche Kompressibilität kann aus dem expansionsbedingten Anstieg der Wassersäule im Testrohr in den ersten Testsekunden berechnet werden. Dieser Anstieg von 8 mm entspricht einer Volumenänderung  $dV$  von  $2 \cdot 10^{-5}$  m<sup>3</sup>. Die Druckänderung  $dp$  beträgt 55000 N/m<sup>2</sup> (5.5 m Wassersäule), das abgepackte Bohrlochvolumen  $V$  beträgt 0.020 m<sup>3</sup>. Damit berechnet sich nach Gleichung 3.2.7-6 eine Kompressibilität von

$$c = \frac{1}{0.02 \text{ m}^3} \cdot \frac{2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3}{55000 \text{ N/m}^2} = 1.8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$$

Zur Auswertung mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER ET AL. wird der Wiederanstieg dimensionslos als  $s/s_0$  gegen den  $\lg(t)$  zusammen mit seiner mathematischen Ableitung aufgetragen (Abb. 3-24c). Die beste Anpassung mit der Typkurvenvorlage ergibt sich mit der  $\alpha = 10^{-20}$  - Typkurve. Als Deckungspunkte erhält man (z.B.)

$$\begin{aligned} t_D &= 1 \\ t &= 10 \text{ [min]} = 600 \text{ [s]} \end{aligned}$$

Für die Transmissivität erhält man nach Gl. 3.2.7-3

$$\begin{aligned} T &= \frac{1 \cdot 0.02 \text{ m}^3 \cdot 1.8 \cdot 10^{-8} \frac{\text{m}^2}{\text{N}} \cdot 1000 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \cdot 9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}}{\pi \cdot 600 \text{ s}} \\ &= 1.9 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s} \end{aligned}$$

Aus dem  $\alpha$ -Wert berechnet sich nach Gleichung 3.2.7-4 ein Speicherkoeffizient von  $S = 2 \cdot 10^{-24}$ . Mit der Modellvorstellung einer geringer durchlässigen Zone um das Bohrloch erhält man nach Gleichung 3.2.5-3 unter Annahme eines realistischen Speicherkoeffizienten von  $2 \cdot 10^{-4}$  einen Skinfaktor von 23.

Zur Auswertung mit dem Geradenverfahren wird der Wiederanstieg logarithmisch als dimensionslose Größe  $\lg(s/s_0)$  gegen die Zeit  $t$  aufgetragen (Abb. 3-24d). Mit der

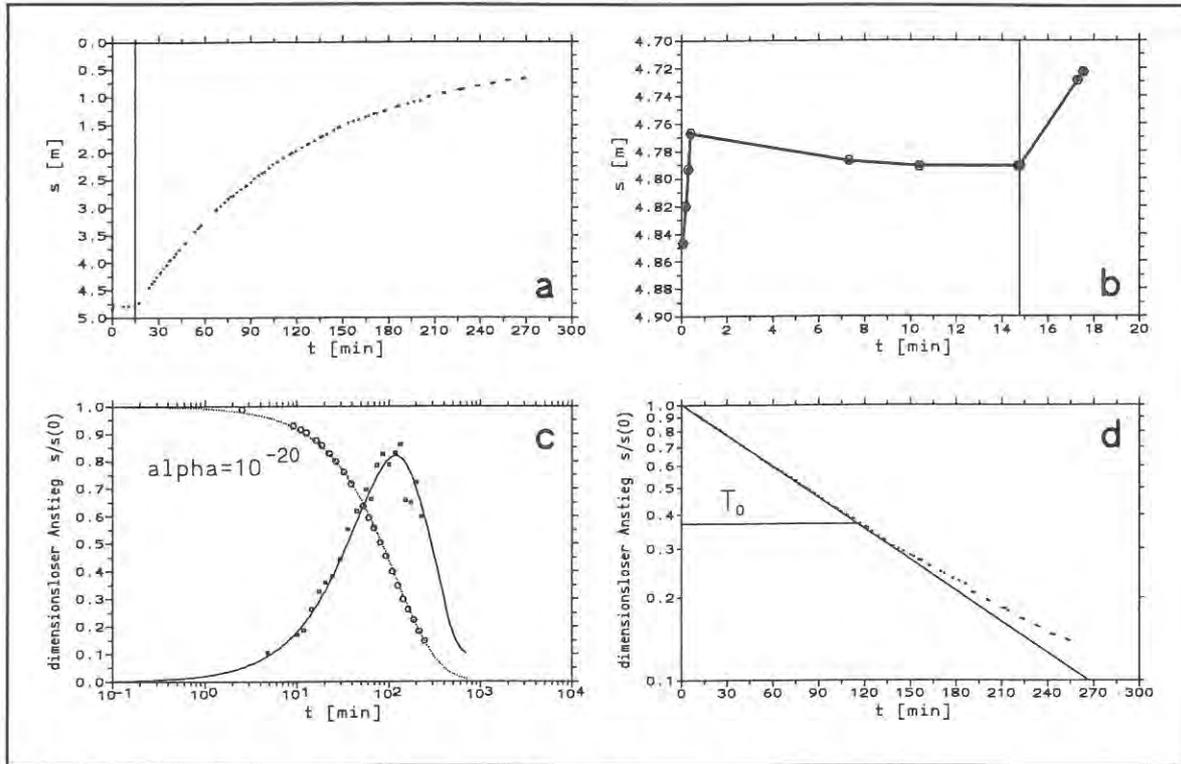


Abb. 3-24: Beispiel eines Pulse-Tests mit nahezu vollständiger Druckerholung

- Druckverlauf nach dem Öffnen und Schließen des Testventils.
- Druckverlauf (vergrößert) während der ca. 15-minütigen Öffnung des Testventils. Nach einem kurzen Druckanstieg in den ersten 20 Sekunden, der aus der Expansion der Packer durch die Druckentlastung resultiert, ist kein weiterer Anstieg des Wasserspiegels im Testrohr zu verzeichnen. Aufgrund der fehlenden Fließphase kann der Test nicht als DST ausgewertet werden.
- Auswertung der Druckerholung mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER et al. (1967) und PAPADOPULOS et al. (1973).
- Auswertung der Druckerholung mit dem Geradlinienverfahren nach HVORSLEV (1951) und THOMPSON (1987).

berechneten Regressionsgeraden ergibt sich für  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0=0.368$  ein Wert von 115.5 Minuten. Nach Gleichung 3.2.7-5 berechnet sich damit die Transmissivität zu

$$T = \frac{0.02 \text{ m}^3 \cdot 1.8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N} \cdot 1000 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.81 \text{ m/s}^2 \cdot \ln(200)}{2\pi \cdot 115.5 \text{ min} \cdot 60 \text{ s/min}} = 4.3 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$$

Ein 300 Stunden dauernder Slug-Test ergab in diesem Gebirgsabschnitt  $3 \cdot 10^{-10} \text{ [m}^2/\text{s]}$ .

### Beispiel 2

Bohrung : KB3 (Versuchsfeld Jungingen)  
 Datum : 29.11.1989  
 RWSp : 8.45 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 51.0-54.0 [m] (Doppelpacker)

Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_t$  : 0.029 [m]  
 Kompressibilität  $c$  :  $2.72 \cdot 10^{-8} \text{ (m}^2/\text{N)}$

Beispiel für einen Squeeze-Test mit einem relativ raschen Druckabbau nach dem Aufblasen des Packers: Innerhalb von 2 Minuten baut sich durch die Expansion der Packer ein Druck von 17 m Wassersäule (1.7 bar) im Testintervall auf (vgl. Abb. 3-25a). Dieser Ausgangsdruck und die mit 16 Minuten gegenüber dem Druckaufbau genügend lange Druckabbauphase gestatten eine Interpretation dieses Tests als Pulse-Test.

Die Auswertung erfolgt mit dem Geradlinienverfahren nach HVORSLEV (Abb. 3-25b). In der Auftragung der Daten lassen sich die ersten 75% des Druckabbaus relativ gut mit einer Geraden annähern. Für  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0=0.368$  erhält man einen Wert von 2.48 Minuten. Für die Kompressibilität konnte aus einem DST ein Wert von  $2.72 \cdot 10^{-8} \text{ [m}^2/\text{N]}$  errechnet werden (vgl. Kap. 3.2.7). Nach Gleichung 3.2.7-5 berechnet sich damit die Transmissivität auf

$$T = \frac{.054 \text{ m}^3 \cdot 2.72 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N} \cdot 1000 \text{ kg/m}^3 \cdot 9.81 \text{ m/s}^2 \cdot \ln(200)}{2\pi \cdot 2.48 \text{ min} \cdot 60 \text{ s/min}} = 8.2 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$$

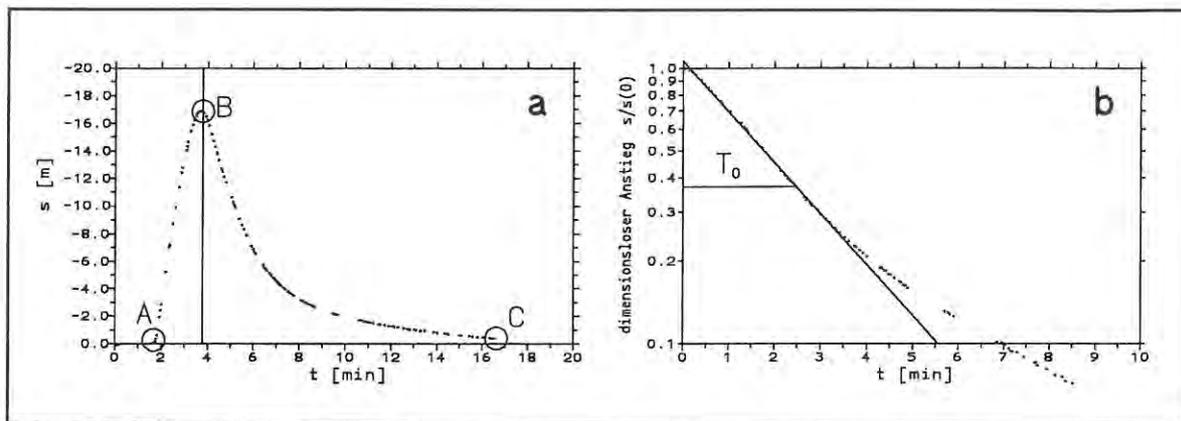


Abb. 3-25: Beispiel eines Squeeze-Tests mit vollständiger Druckerholung

- a) Druckverlauf während dem Setzen der Packer bei geschlossenem Testventil (A-B) und anschließende Druckerholung (B-C).
- b) Auswertung der Druckerholung als Pulse-Test mit dem Geradlinienverfahren nach HVORSLEV (1951) und THOMPSON (1987).

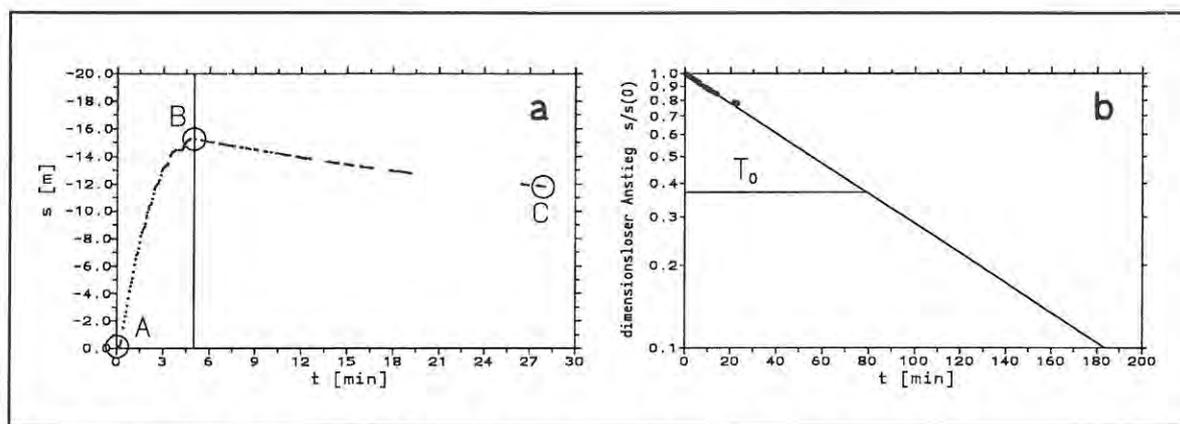


Abb. 3-26: Beispiel eines Squeeze-Tests mit unvollständiger Druckerholung

- a) Druckverlauf während dem Setzen der Packer bei geschlossenem Testventil (A-B) und anschließende Druckerholung (B-C).
- b) Auswertung der ca. 20%igen Druckerholung als Pulse-Test mit dem Geradlinienverfahren nach HVORSLEV (1951) und THOMPSON (1987).

Der in Kapitel 3.2.6. als Beispiel 1 aufgeführte DST im selben Bohrlochintervall erbrachte eine damit gut übereinstimmende Transmissivität von  $1.07 \cdot 10^{-7} \text{ [m}^2/\text{s]}$ .

### Beispiel 3

Bohrung : KB14 (Versuchsfeld Geisingen)  
 Datum : 30.5.1991  
 RWSp : 4.15 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 30.0-33.0 [m] (Doppelpacker)

Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_t$  : 0.029 [m]  
 Kompressibilität  $c$  :  $2.1 \cdot 10^{-8} \text{ (m}^2/\text{N)}$

Beispiel für die quantitative Auswertung eines Squeeze-Tests der in Kapitel 3.2.3. vorgestellten Squeeze-Test-Serie in der Bohrung KB14 (Versuchsfeld Geisingen): Die

Squeeze-Tests in den 3-Meter Intervallen von 15 bis 24 m sind nicht als Pulse-Tests auswertbar, da der Druck im Testintervall während der Expansion der Packer zu einem großen Teil aufgrund der höheren Gebirgsdurchlässigkeit gleich ins Gebirge entweichen kann (vgl. Abb. 3-10).

Beim Squeeze-Test im Bohrlochabschnitt 30-33 m wird dagegen eine ausreichende Druckdifferenz und ein gegenüber der Aufblasdauer längerer Druckabbau erreicht. Dieser Druckverlauf ist in Abb. 3-26a vergrößert dargestellt.

Die nach HVORSLEV aufgetragenen Daten (Abb. 3-26b) aus der knapp 30 Minuten lang gemessenen Druckabbau-phase repräsentieren die ersten 20 % der Druckerholung. Mit einer Regressionsgeraden durch diese Daten erhält man für  $T_0$  als Abszissenabschnitt bei  $s/s_0=0.368$  einen Wert von 79.15 Minuten. Für die Kompressibilität wird ein Eichwert von  $2.06 \cdot 10^{-8} \text{ [m}^2/\text{N]}$  eingesetzt, der aus Drill-Stem-Tests mit dem gleichen Teststrang ermittelt

wurde. Die Transmissivität berechnet sich damit nach Gleichung 3.2.7-5 auf

$$T = \frac{.054 \text{ m}^3 \cdot 2.06 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N} \cdot 1000 \text{ kg}/\text{m}^3 \cdot 9.81 \text{ m}/\text{s}^2 \cdot \ln(200)}{2\pi \cdot 79.15 \text{ min} \cdot 60 \text{ s}/\text{min}}$$

$$= 1.9 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$$

### 3.2.8. Injektionstests

Unter Injektionstests werden hier einstufige Doppelpacker-Bohrlochtests verstanden, bei denen Wasser mit konstanter Rate in das Testrohr eingefüllt wird. Die daraus resultierende Druckerhöhung im Testintervall wird als Wasserspiegel im Testrohr gemessen und ausgewertet.

Damit entsprechen die Injektionstests den in Kapitel 3.2.4. behandelten Pumptests, wobei die Pumprate  $Q$  und Absenkung  $s$  ein negatives Vorzeichen haben. Bei der Erkundung der hydraulischen Eigenschaften toniger Festgesteinsaquifere sind Pumptests prinzipiell zu bevorzugen, da sie die gleichzeitige Entnahme von Wasserproben gestatten. Bei Injektionstests wird dagegen Fremdwasser in den abgepackerten Kluftbereich verpreßt.

In der ungesättigten Zone stellen Injektionstests jedoch die einzige Möglichkeit zur Messung hydraulischer Parameter dar. Eine modifizierte Durchführungstechnik wird hierzu im folgenden vorgestellt.

#### 3.2.8.1. Injektionstests in der gesättigten Zone

##### Durchführung

Aus einem Wasserbehälter wird mittels einer Tauchpumpe oder bei ausreichendem Potentialgefälle mit einem angeschlossenen Schlauch Wasser entnommen und über ein Regulier- und Durchflußmeßsystem durch das Testrohr in das Testintervall eingeleitet. Hierbei kann ein einfacher Teststrang eingesetzt werden, bei dem der Wasserstand im Testrohr mit einer eingehängten Drucksonde gemessen wird (vgl. Kap. 3.2.2.).

Der Injektionstest wird einstufig durchgeführt, wobei die Injektionsrate aus einem Slug-Auffüll-

Test nach Gleichung 3.2.4-2 abgeschätzt werden kann. Als maximale Druckdifferenz beim Injektionstest steht bei freiem Einleiten des Wasserstromes in das Testrohr die Höhendifferenz zwischen dem Ruhewasserspiegel des Testintervalls und der Rohroberkante zur Verfügung. Bei geringen Flurabständen kann dieser Abstand durch Aufschrauben weiterer Rohrmeter vergrößert werden.

Die Druckerhöhung und damit die Injektionsrate ist nach folgenden Kriterien zu bemessen:

- Es dürfen keine Überdrücke entstehen, die im getesteten Gebirgsabschnitt zum Aufweiten oder gar Aufreißen von Trennfugen und Klüften führen.
- Das Testrohr darf während des Injektionstests nicht überlaufen.
- Die Druckdifferenz muß groß genug sein, um mit der eingesetzten Meßsonde eine hinreichend aufgelöste Druckkurve zu erhalten (Druckdifferenz  $\geq 100$ fache Auflösungsgenauigkeit der Sonde).

Bei den im Rahmen des FGmT durchgeführten Injektionstests haben sich Druckerhöhungen zwischen 0.5 und 5 m Wassersäule (entsprechend 0.05 bis 0.5 bar) bewährt.

Wie bei Pumptests ist die Dauer der Injektionsphase und der Wiederabsenkphase so zu bemessen, daß die radiale Fließphase über den Zeitraum einer logarithmischen Dekade beobachtet werden kann. Sollen Aussagen über weitere hydraulische Modellkomponenten und äußere Randbedingungen getroffen werden, so sind die zugehörigen Fließphasen so lange zu beobachten, bis sie eine sichere Auswertung zulassen (vgl. Abgrenzung von Fließregimen und Aquifermodell-Diagnose, Kap. 3.2.4.).

Die Injektionsrate darf maximal 2% vom Sollwert abweichen, damit ein ratenunabhängiger Druckverlauf gewährleistet bleibt. Kurze Schwankungen der Rate von wenigen Sekunden sind bis etwa 5%-10% tolerierbar (vgl. Pumptests, Kap. 3.2.4.). Analog zu Pumptests sind mit dem in Kap. 3.2.2. beschriebenen Testequipment konstante Raten von 0.1 l/min technisch ohne weite-

res zu bewältigen. Mit dem im FGmT eingesetzten Testequipment waren Injektionstests in einem Transmissivitätsbereich von  $1 \cdot 10^{-7}$  bis  $5 \cdot 10^{-3}$   $m^2/s$  möglich.

Auswerteverfahren

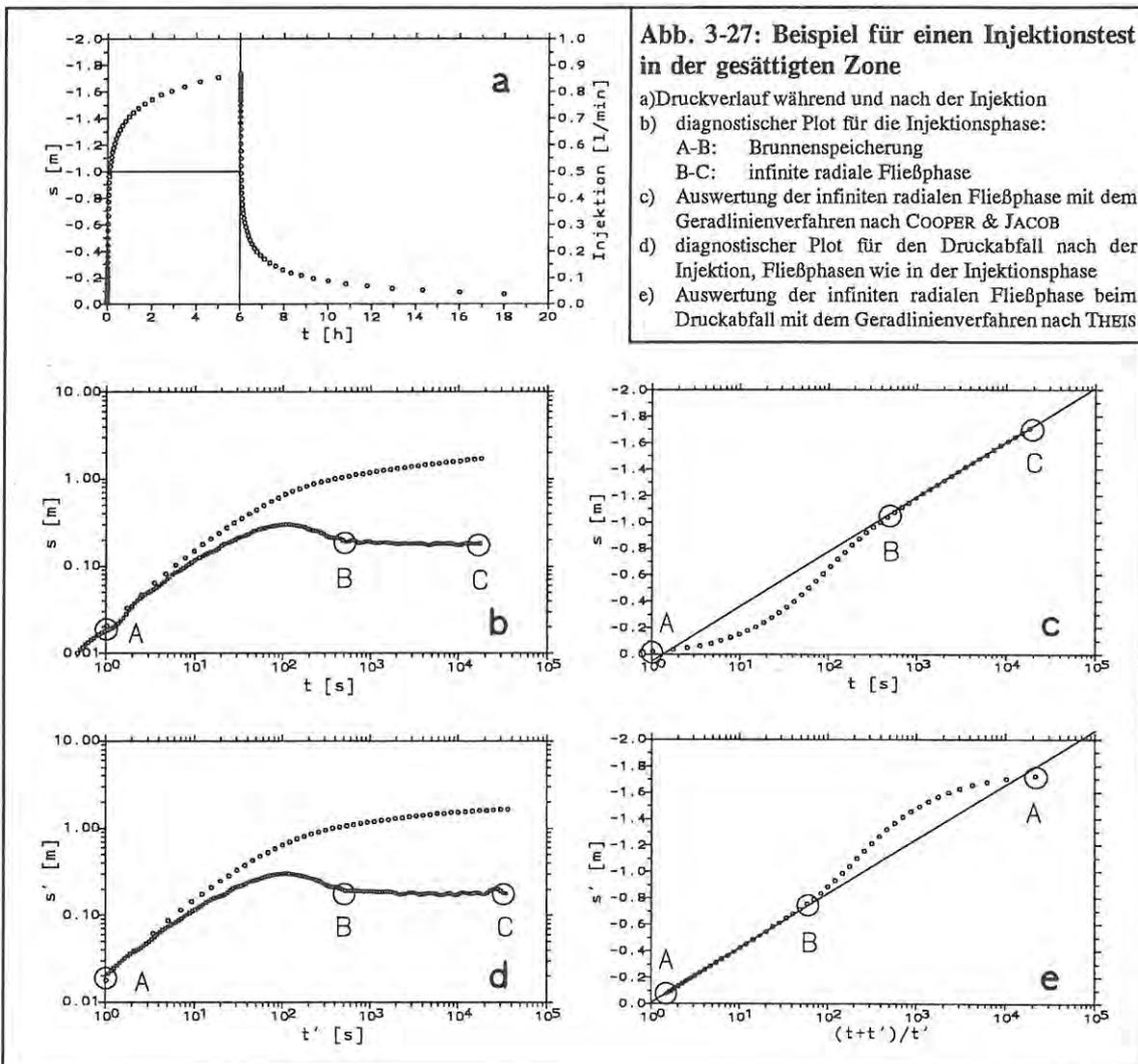
Die Abgrenzung verschiedener Fließregime und die Aquifermodell-Diagnose erfolgt bei Injektionstests analog zur Pumpversuchsauswertung mit der doppellogarithmischen Auftragung der Daten und der Bildung der Ableitung. Zur Berechnung der hydraulischen Parameter (Transmissivität, Speicherkoeffizient, Skinfaktor, hydraulische Ränder, Doppelporositätsparameter u.s.w.) werden dieselben Verfahren eingesetzt, die im Kapitel 3.2.4. ausführlich beschrieben sind.

Beispiel

Bohrung : KB5 (Versuchsfeld Mössingen)  
 Datum : 16.4.1991  
 RWSp : 11.065 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 11.0-13.0 [m] (Doppelpacker)

Der Druckverlauf in diesem Testbeispiel ist in Abb. 3-27a dargestellt. Die Injektion erfolgte einstufig über 360 Minuten mit einer konstanten Rate von  $Q = -0.5$  l/min.

In der diagnostischen Auftragung der Injektionsphase (Abb. 3-27b) verläuft die Ableitung nach ca. 500 Sekunden horizontal. Die damit indizierten radialen Fließverhältnisse halten unbegrenzt bis zum Ende der Injektionsphase an. Die doppellogarithmische Auftragung kann mit dem Typkurvenverfahren nach BOURDET ausgewertet werden. Die beste Anpassung der Daten ergibt sich mit der  $C_{De}^{2SF} = 10$  - Typkurve. Dabei erhält man (z.B.) folgende Deckungspunkte:



$$\begin{aligned} s_D &= 0.1 \\ s &= -0.034 \text{ m} \\ t_D/C_D &= 5600 \\ t &= 100000 \text{ s} \end{aligned}$$

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-3 ergibt sich

$$T = \frac{0.1 \cdot -8.33 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot -0.034 \text{ m}} = 3.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

Bei der Auswertung mit dem Geradenverfahren nach COOPER & JACOB (vgl. Abb. 3-27c) erhält man als Steigung der Regressionsgeraden durch die Daten aus der infiniten radialen Fließphase  $\Delta s = -0.4139 \text{ m}$ . Damit berechnet sich nach Gleichung 3.2.4-7

$$T = \frac{2.30 \cdot -8.33 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot -0.4139 \text{ m}} = 3.69 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

In der diagnostischen Auftragung der Absenkphase (Abb. 3-27d) zeigt sich analog zur Injektionsphase nach ca. 500 Sekunden mit dem abszissenparallelen Verlauf der Ableitung die Etablierung einer radialen Fließphase. Mit dem Typkurvendeckungsverfahren erhält man mit der  $C_D e^{2SF} = 10$  -Typkurve (z.B.) folgende Deckungspunkte:

$$\begin{aligned} s_D &= 0.1 \\ s &= -0.033 \text{ m} \\ t_D/C_D &= 7500 \\ t &= 100000 \text{ s} \end{aligned}$$

Eingesetzt in Gleichung 3.2.4-3 ergibt sich

$$T = \frac{0.1 \cdot -8.33 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot -0.33 \text{ m}} = 4.0 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

Im Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (Abb. 3-27e) erhält man mit der Steigung  $\Delta s = -0.4108 \text{ m}$  der Regressionsgeraden für die Transmissivität nach Gleichung 3.2.4-9

$$T = \frac{2.30 \cdot -8.33 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot -0.4108 \text{ m}} = 3.71 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

### 3.2.8.2. Injektionstests in der ungesättigten Zone

Einfache Slug-Auffülltests mit dem Doppelpacker-Teststrang kommen in der ungesättigten Zone nicht in Betracht, da

1. ein Ruhepotential, das zur Auftragung und Auswertung von Slug-Tests notwendig ist, in der ungesättigten Zone nicht definiert ist und

2. eine Sättigung, die für die Gültigkeit der hydraulischen Gesetze bzw. Auswertung erforderlich ist, durch das Einfüllen einer relativ geringen Menge Wasser sicher nicht erreicht werden kann.

Die für die ungesättigte Zone geeigneten Tests beruhen auf dem Prinzip der Superposition einer Injektion mit konstanter Rate und Slug- oder Pumpstest-Signalen.

#### Durchführung

Nach dem Setzen des Doppelpackerteststranges wird das Testintervall und das umgebende Gebirge durch Einleiten von Wasser in das Testrohr (Injektion mit konstanter Rate) langsam gesättigt. Der Druckverlauf bei dieser Injektion ist in Abb. 3-28a schematisch dargestellt. Die Injektionsrate ist so zu wählen, daß der Wasserstand im Testrohr im Laufe des Tests einige Meter über den oberen Packer steigt (vgl. Abb. 3-28a, Phase A-C). Höhere Drücke sind wegen der Gefahr des Aufweitens oder Aufreißens von Trennfugen und Klüften zu vermeiden.

Wenn die Ableitung in der diagnostischen Auftragung (Abb. 3-28b) einen horizontalen Verlauf erreicht, werden damit dem gesättigten Zustand adäquate radiale Fließbedingungen im getesteten Gebirgsabschnitt angezeigt (Phase B-C). Wenn der Einfluß der Brunnenspeicherung abgeklungen ist und der Wasserstand im Testrohr nur noch infolge der instationären Strömung ansteigt, werden der Injektion durch das zusätzliche Eingießen von Wasser in das Testrohr (C-D) oder eine gleichzeitige Entnahme von Wasser (E-F) Druckimpulse überlagert. Die Druckerholung (D-E) nach diesen Impulsen kann als Slug-Test ausgewertet werden.

Durch eine Verminderung der Injektionsrate  $Q_1$  auf  $Q_2$  kann eine Pumpphase mit der Pumprate  $Q_P = Q_1 - Q_2$  simuliert werden (G-H). Diese Phase wird so lange gefahren, bis radiale Fließbedingungen erreicht und über eine genügend lange Zeit beobachtet werden können (vgl. diagnostische Auftragung, Abb. 3-29d). Der Wiederanstieg dieses "Pumpversuches" (H-J) wird durch die Erhöhung der Rate  $Q_2$  auf  $Q_1$  simuliert. Auch diese Phase wird entsprechend lange beobachtet

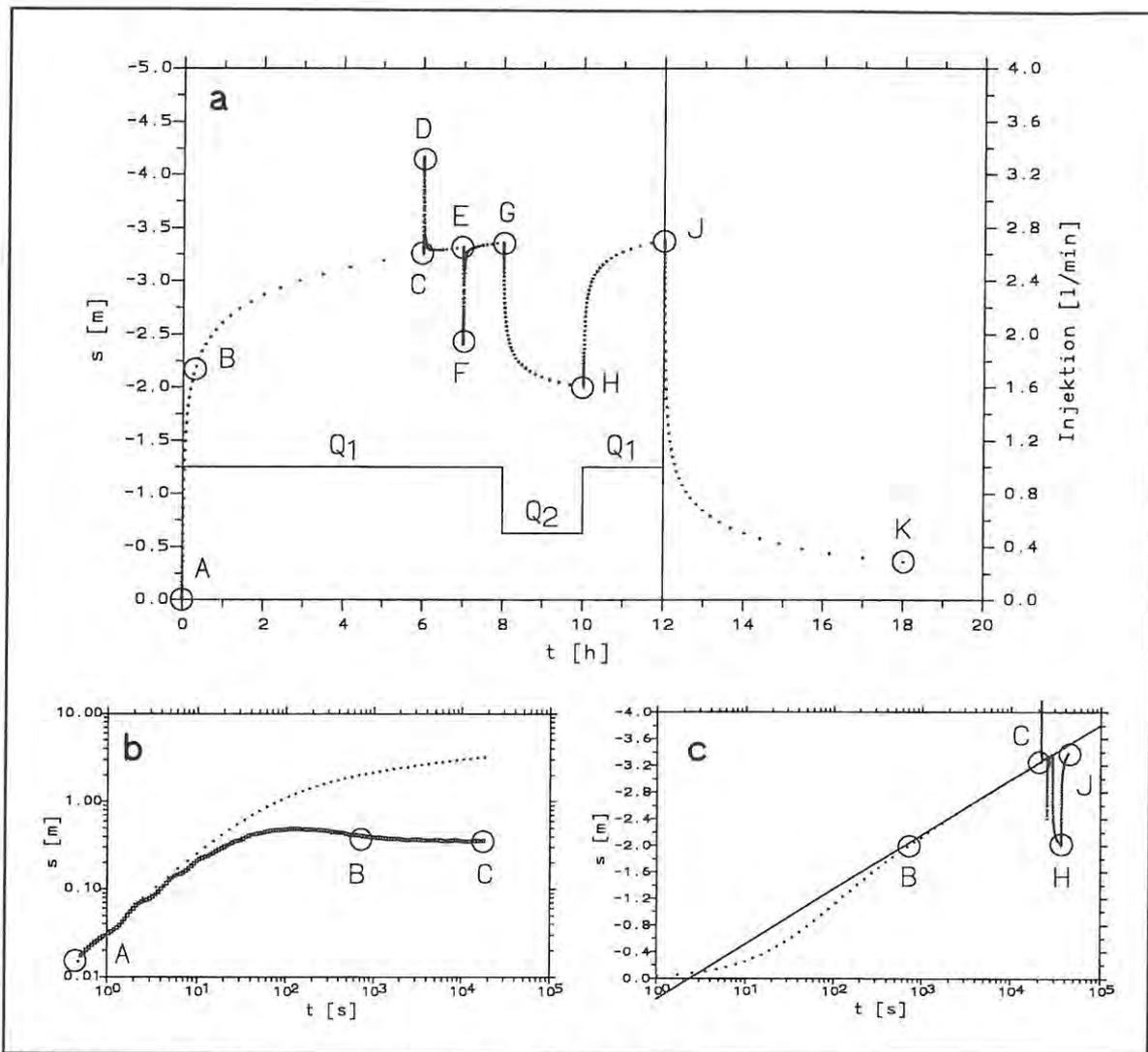


Abb. 3-28: Prinzip eines Superpositionstests in der ungesättigten Zone

- a) Druckverlauf während der Injektion mit überlagerten Slug- und Pumpstests
- b) diagnostischer Plot der Injektionsphase A-C
- c) semilogarithmische Auftragung zur Auswertung infinitärer radialer Fließphasen nach COOPER & JACOB

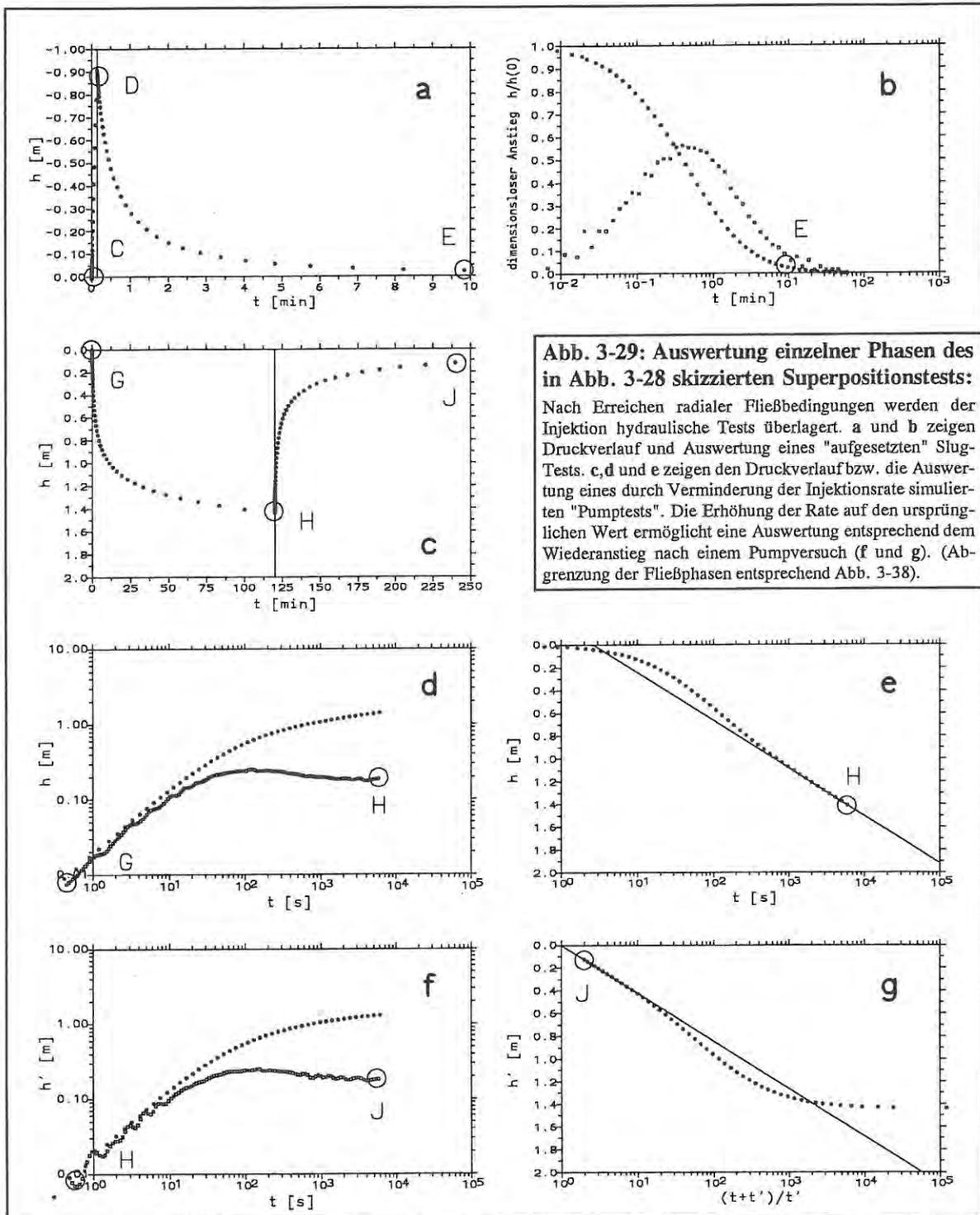
(vgl. diagnostische Auftragung, Abb. 3-29f). Mit dem Beenden der Injektion fällt der Druck im Testintervall wieder ab (J-K).

### Auswertung

Wenn eine Sättigung und radiale Fließbedingungen erreicht werden, kann die noch nicht überlagerte Injektionsphase (A-C) instationär entweder doppellogarithmisch mit dem Typkurvenverfahren nach BOURDET (1983a) (Abb. 3-28b) oder semilogarithmisch mit dem Geradenverfahren nach

COOPER & JACOB (1946) (Abb. 3-28c) ausgewertet werden. Als Bezugsniveau für die Auswertung kann z.B. die Mitte des Testintervalles angenommen werden. Im Gegensatz zur stationären Auswertung ist die instationäre Auswertung von der Annahme dieses "Ruhepotentials" unabhängig. Die Wiederabsenkung des Wasserspiegels (J-K) nach Beendigung der Injektion eignet sich prinzipiell nicht für eine Auswertung, da sich in ihrem Verlauf wieder ungesättigte Bedingungen einstellen.

Da der Wasserspiegel im Testrohr während der



Superpositionstests aufgrund der instationären Druckentwicklung durch die Injektion nicht konstant ist, sind die Daten der überlagerten Slug- und Pump-Tests entsprechend zu korrigieren. Dazu werden die Meßdaten dieser Tests in der semilogarithmischen Auftragung (Abb. 3-28c) mit

Hilfe der Regressionsgeraden durch die radiale Fließphase (B-C), die den extrapolierten Verlauf der Injektion widerspiegelt, auf einen konstanten Wasserspiegel reduziert. Dieser Wasserspiegel stellt den "Ruhewasserspiegel" für die Auftragung und Auswertung der einzelnen Superpositionstests

dar. Die Gleichung für diese Korrektur lautet:

$$h = s - \Delta s \cdot \lg(t) + s_0 \quad (3.2.8-1)$$

Darin sind

- h = korrigierte Druckhöhe für Superpositionstest  
 s = gemessene Druckhöhe  
 $\Delta s$  = Geradensteigung im semilog-Plot (vgl. Abb. 3-28c)  
 t = gemessene Zeit  
 $s_0$  = Ordinatenabschnitt im semilog-Plot (vgl. Abb. 3-28c)

Wird während der Injektion ein quasistationärer Druckzustand erreicht, so bildet dieser das Bezugspotential für nachfolgende Superpositionstests. Eine Korrektur nach Gleichung 3.2.8-1 erübrigt sich dann.

Abb. 3-29a zeigt den korrigierten Druckverlauf des ersten überlagerten Slug-Tests. Die Auswertung erfolgt nach COOPER et al. (1967) und PAPADOPULOS et al. (1973) (vgl. Abb. 3-29b) oder nach HVORSLEV (1951).

Der korrigierte Druckverlauf des überlagerten "Pumptests" ist in Abb. 3-29c dargestellt. Die Auswertung der "Pumpphase" (G-H) erfolgt doppellogarithmisch nach BOURDET (1983a) (Abb. 3-29d) oder semilogarithmisch nach COOPER & JACOB (1946) (Abb. 3-29e). Der "Wiederanstieg" (H-J) kann ebenfalls doppellogarithmisch (Abb. 3-29f) oder semilogarithmisch nach THEIS (1953) (Abb. 3-29g) ausgewertet werden.

Diese superponierten Slug- und Pump-Tests erwiesen sich bei den Erkundungsbohrungen im Opalinuston als geeignete Testmethode zur Transmissivitätsermittlung in ungesättigten Bohrlochabschnitten.

#### Beispiel

Bohrung : KB5 (Versuchsfeld Mössingen)  
 Datum : 17.4.1991  
 RWSp : 11.2 [m u. MPkt.]  
 Intervall : 7.00-9.00 [m] (Doppelpacker)

Injektionsrate : -4.0 [l/min]  
 Bohrungsradius  $r_w$  : 0.076 [m]  
 Testrohrradius  $r_1$  : 0.01325 [m]

In diesem Testbeispiel aus der Bohrung KB5 (Versuchsfeld Mössingen) liegt der Ruhewasserspiegel bei 11 m unter Gelände. Die Doppelpacker sind im Bohrlochabschnitt 7-9 m unter Gelände gesetzt.

Die Injektion erfolgt durch Einfüllen von Wasser mit einer konstanten Rate von 4.0 l/min in das Testrohr. Der Druckverlauf im - anfangs trockenen - Testintervall ist in Abb. 3-30a dargestellt. Als Bezugsbasis für die Datenauftragung wird die Mitte des Testintervalls angenommen.

Der Beginn der Injektion ist durch das Auffüllen des abgepackten Bohrlochabschnittes gekennzeichnet. Ca. 1 m über dem Bezugsniveau tritt der Wasserspiegel in das Packerinnenrohr bzw. in das Testrohr ein und steigt aufgrund des im Gegensatz zum aufgefüllten Bohrlochintervall geringeren Radius schneller an (vgl. Abb. 3-30a).

Durch die weitere Injektion wird der umgebende Gebirgsbereich gesättigt. Zwischen ca. 500 und 1000 Sekunden Injektionsdauer bildet sich eine radiale Fließphase aus (kurzer horizontaler Verlauf der Ableitung in der diagnostischen Auftragung, Abb. 3-30b). Danach verharrt der Wasserspiegel nahezu in konstanter Höhe.

Nach 28 Minuten und nach 41 Minuten wird der Injektion durch zusätzliches rasches Bingießen eines bestimmten Wasservolumens in das Testrohr jeweils ein Slug-Test überlagert. Da der Druckverlauf vor den Slug-Tests nahezu konstant ist, wird der jeweils zu Beginn herrschende Wasserspiegel als Ruhewasserspiegel für die Auftragung (Abb. 3-30d) und Auswertung (Abb. 3-30e) angenommen.

Die Daten der radialen Fließphase zwischen 500 und 1000 Sekunden können mit dem Geradenlinienverfahren nach COOPER & JACOB ausgewertet werden (vgl. Abb. 3-30c). Als Geradensteigung erhält man  $\Delta s = -0.953$  m und mit der Injektionsrate  $Q = -4.0$  l/min nach Gleichung 3.2.4-7

$$T = \frac{2.30 \cdot -6.667 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}}{4\pi \cdot -0.953 \text{ m}} = 1.28 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

Der zweite Slug-Superpositionstest von 41 bis 50 Minuten kann mit dem Typkurvenverfahren nach COOPER et al. und PAPADOPULOS et al. ausgewertet werden (Abb. 3-30e). Die beste Anpassung an die unruhige Datenkurve erhält man mit der  $\alpha = 10^{-4}$  - Typkurve. Als Deckungspunkte ergeben sich (z.B.):

$$t_D = 0.1 \\ t = 0.022 \text{ s}$$

Damit berechnet sich nach Gleichung 3.2.5-1 die Transmissivität auf

$$T = \frac{0.01325^2 \text{ m}^2 \cdot 0.1}{0.022 \text{ min} \cdot 60 \text{ s/min}} = 1.33 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

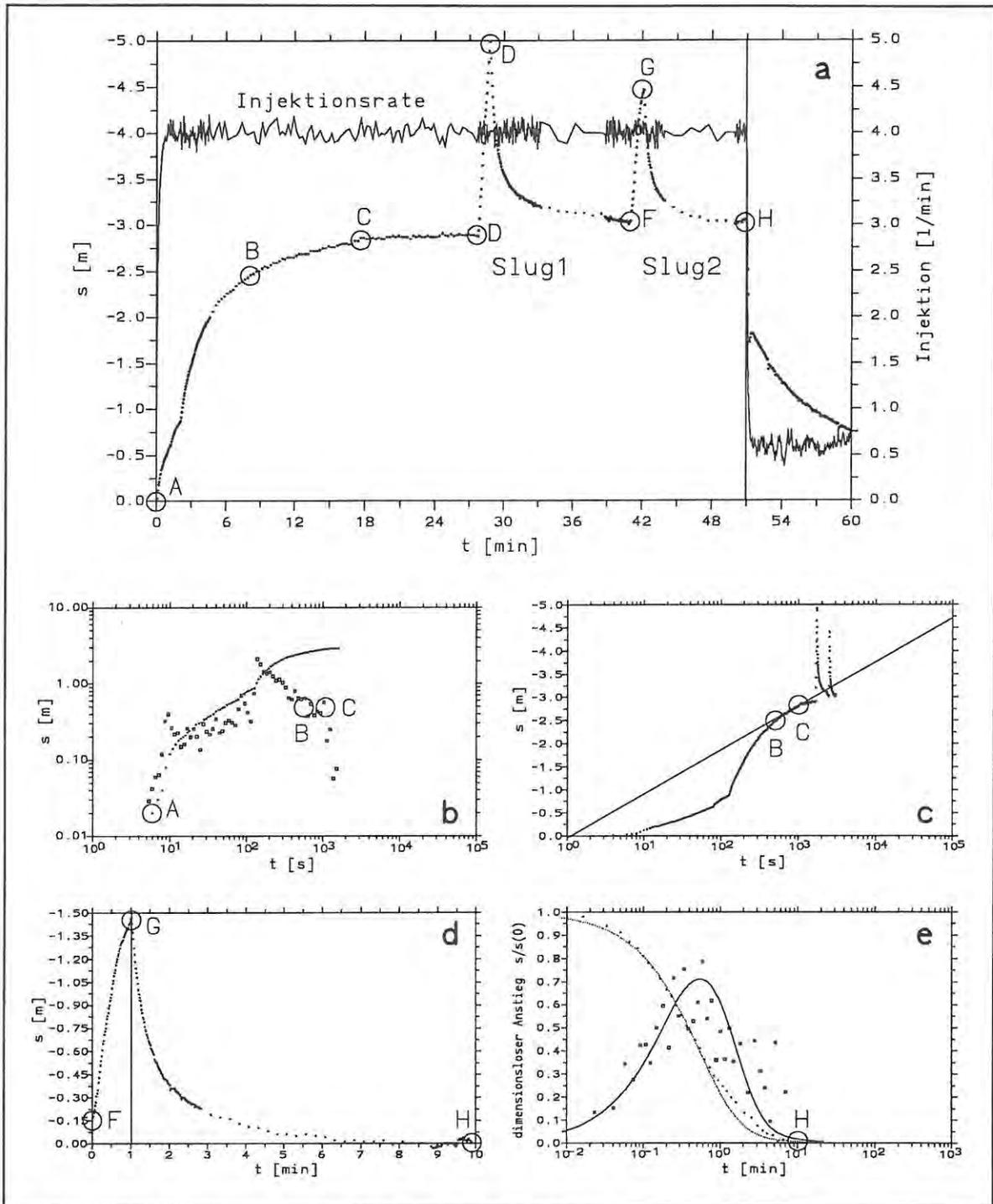


Abb. 3-30: Beispiel für Verlauf und Auswertung eines Superpositionstests

a zeigt den Druckverlauf während des Tests. Eine radiale Fließphase deutet sich im diagnostischen Plot (b) zwischen 500 und 1000 Sekunden an und kann nach COOPER & JACOB ausgewertet werden (c). d und e zeigen Druckverlauf bzw. Auswertung eines aufgesetzten Slug-Tests.

## 3.2.9. WD-Tests

WD-Tests (Wasser-Druck-Tests) werden seit 60 Jahren zur Planung und Überprüfung von Abdichtmaßnahmen im Talsperren- und Dammbau eingesetzt. Die ursprüngliche Versuchsdurchführung wurde von LUGEON (1933) entwickelt.

Beim WD-Test wird Wasser in einen abgepackerten Bohrlochabschnitt mit konstantem Druck in mehreren Druckstufen eingepreßt. Als Kenngröße für die Wasseraufnahmefähigkeit des Gebirges dient dabei die Wassermenge, die unter einem bestimmten Druck pro Meter Bohrlochstrecke verpreßt werden kann.

In einer Vielzahl von Arbeiten wurden zur Berechnung des  $k_f$ -Wertes aus dieser Kenngröße für die Wasseraufnahmefähigkeit empirische Formeln und Berechnungsverfahren auf der Basis der Brunnenformel von DUPUIT (1863) und THIEM (1906) entwickelt (vgl. HEITFELD & KOPPELBERG, 1981; SCHNEIDER, 1987; GREMINGER et al., 1991). Die Anwendung der Brunnenformel von DUPUIT und THIEM setzen neben der Homogenität und Isotropie des Aquifers die Ausbildung einer stationären Strömung (d.h. Verpreßrate und Druck konstant) voraus. Innere und äußere Randbedingungen sowie weitere Modellkomponenten können nicht berücksichtigt werden. In der Form

$$k_f = \frac{Q_{WD}}{2\pi l h_0} \ln\left(\frac{r_0}{r_w}\right) \quad (3.2.9-1)$$

mit

$Q_{WD}$	=	Verpreßrate [m <sup>3</sup> /s]
$H_0$	=	Druckerhöhung im Testintervall [m]
$l$	=	Länge des Testintervalls [m]
$r_w$	=	Bohrlochradius [m]
$r_0$	=	Reichweite der Druckerhöhung im Gebirge [m]

stellt die Brunnenformel mit der Annahme  $r_0 = 10$  m (HEITFELD & KOPPELBERG, 1981) oder  $r_0 = 1$  m (RICHTER & LILLICH, 1975) bereits eine Näherungslösung für die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes dar.

SCHNEIDER (1987) und GREMINGER et al. (1991) weisen in diesem Zusammenhang darauf hin, daß stationäre Strömungsverhältnisse bei herkömm-

lichen WD-Tests mit Verpreßzeiten zwischen 3 und 10 Minuten je Druckstufe in der Praxis nicht zu erreichen sind. Dies hat sich auch bei vergleichend durchgeführten WD-Tests im Opalinuston bestätigt. Langzeitpumpversuche im Opalinuston haben zudem gezeigt, daß stationäre Strömungszustände oft auch nach mehreren Tagen Versuchsdauer noch nicht erreicht werden und die Druckentwicklung von inneren und äußeren hydraulischen Randbedingungen stark beeinflusst wird.

So erweist sich der WD-Test auch unter Berücksichtigung der Empfehlung der DGE (1984), jede Druckstufe so lange zu fahren, bis sich wenigstens näherungsweise ein stationärer Strömungszustand einstellt, bei Bohrlochtests in tonigen Festgesteinsaquiferen unter dem Gesichtspunkt einer modernen und wirtschaftlichen Versuchsdurchführung als ungeeignete Testmethode.

Da herkömmliche WD-Tests in mehreren Druckstufen von 1 bis 5 bar durchgeführt werden, besteht in oberflächennahen Bohrlochintervallen in tonigen Festgesteinen die Gefahr des Aufweitens oder Aufreißen von Schichtflächen oder Klüften. Beispiele hierfür sind aus WD-Versuchen im Opalinuston bekannt (HEKEL, 1989).

SCHNEIDER (1987) und GREMINGER et al. (1991) fordern daher folgerichtig, WD-Tests **einstufig mit konstanter Rate** durchzuführen und Druckaufbau sowie Druckabbau instationär mit den in Kap. 3.2.4. und 3.2.8. vorgestellten Typkurven- und Geradenverfahren auszuwerten. Nach der Empfehlung von GREMINGER et al. soll der Verpreßdruck bei der Versuchsdurchführung gering gehalten werden, um eine Verformung des Gebirges oder ein Aufreißen von Trennflächen zu vermeiden.

Als Folge dieser Überlegungen und praktischen Erfahrungen sollte zur hydraulischen Untersuchung toniger Festgesteine auf konventionelle WD-Tests verzichtet werden. Der Begriff "WD-Test" sollte der klassischen Testdurchführung, die zur Messung des Wasseraufnahmevermögens bzw. der Injizierbarkeit des Untergrundes bei vielen geotechnischen Fragestellungen eine wichtige Bedeutung hat, vorbehalten bleiben und nicht im Zusammenhang mit hydraulischen Tests mit konstanter Rate verwendet werden.

### 3.3. Hydraulische Gesamtbohrlochtests mit dem Fluid-Logging-Verfahren

#### 3.3.1. Einführung

Der Begriff "Fluid-Logging" umfaßt Logging-Methoden, die durch die Messung physikalischer oder dynamischer Parameter der Bohrloch-Flüsigkeit Rückschlüsse auf Lage und Größe von Wasserfließwegen erlauben.

Direkte Messungen von Fließraten im Bohrloch werden mittels Flowmetersonden vorgenommen (REPSOLD & RÜLKE, 1970; DVGW, 1990). Daneben wurde in der letzten Zeit an der Weiterentwicklung indirekter Methoden gearbeitet, bei denen Fließraten aus der Veränderung physikalischer Parameter bestimmt werden können.

Der Begriff Fluid-Logging wird hier im engeren Sinne für die Methode des Leitfähigkeits-Fluid-Logging verwandt, mit dem während eines einzelnen Pumpversuches in einer Bohrung alle Zuflüsse lokalisiert und quantifiziert werden können. Der Einsatzbereich liegt bei Transmissivitäten zwischen  $5 \cdot 10^{-4}$  und  $1 \cdot 10^{-9}$  [m<sup>2</sup>/s].

Das Verfahren wurde von der Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Schweiz) und ihren Vertragspartnern entwickelt (TSANG & HUFSCHMIED, 1988; BLÜMLING & HUFSCHMIED, 1989; LÖW et al., 1988, 1991). Es stellt eine effektive und kostengünstige Alternative zu in Serie durchgeführten Doppelpackertests dar. Seit einigen Jahren wird das Fluid-Logging-Verfahren erfolgreich für die Standortuntersuchungen der Nagra in flachen und tiefen Bohrungen in Kluftgesteinen (z.B. BLÜMLING & HUFSCHMIED, 1989; GUYONNET ET AL., 1992) und porösen Grundwasserleitern (LÖW & LAVANCHY, 1992) eingesetzt.

Im Rahmen des FGmT wurde das Fluid-Logging-Verfahren in wissenschaftlich-technischer Zusammenarbeit mit dem Geologischen Institut der Universität Tübingen zur Messung von Klufttransmissivitäten in den 15-60 m tiefen Bohrungen im Opalinuston der Schwäbischen Alb angewandt (HEKEL, 1990). Für den Einsatz in diesen relativ flachen Bohrungen wurden spezielle Methoden der Versuchsdurchführung und -auswertung entwickelt, die in diesem Kapitel vorgestellt werden.

Bei den Messungen wurde eine gute Übereinstimmung der Meßergebnisse mit denen vergleichend durchgeführter Doppelpackertests erzielt.

Ein weiteres Einsatzgebiet für das Fluid-Logging-Verfahren ergab sich bei Messungen in Grundwassermeßstellen auf dem Gelände des "Modellstandortes Sonderabfalldeponie Mühlacker" (Gipskeuper) (ERTEL, Diss. in Bearbeitung). In ausgebauten Bohrungen liefert das Verfahren Informationen über Lage und Größe von Zuflüssen in den Filterstrecken und bietet eine Kontrollmöglichkeit der Dichtigkeit von Vollrohrstrecken und Rohrverbindungen.

#### 3.3.2. Prinzip des Fluid-Logging-Verfahrens

Während eines Pumpversuches in einem Bohrloch werden durchlässige Gebirgsbereiche wie z.B. Klüfte aktiviert und speisen - je nach ihrer Transmissivität - eine bestimmte Wassermenge in das Bohrloch ein. Wenn sich die Mineralisierung der Kluftwässer von der des Bohrlochfluids deutlich unterscheidet, werden die Zuflüsse beim Fahren von Leitfähigkeitslogs in der Bohrung durch eine Änderung der elektrischen Leitfähigkeit erkennbar. Dieser Effekt wird beim Fluid-Logging folgendermaßen ausgenutzt:

- das Bohrlochfluid wird gegen ein Fluid mit deutlich niedrigerer (oder höherer) elektrischer Leitfähigkeit ausgetauscht
- nach dem Austausch werden die Zuflüsse ins Bohrloch durch Abpumpen mit konstanter Rate aktiviert
- während der Pumpphase werden fortlaufend Leitfähigkeitslogs in der Bohrung gefahren. Zuflußstellen lassen sich in den Logs durch die Ausbildung von Leitfähigkeitspeaks erkennen.

Mit geeigneten Auswerteverfahren lassen sich aus der zeitlichen Entwicklung der Leitfähigkeitspeaks diese Zuflüsse quantifizieren. Aus den für einzelne Zuflüsse bestimmten Raten können in einer hydraulischen Auswertung des Pumpversuches Klufttransmissivitäten berechnet werden. Die Auflösung einzelner Zuflüsse wird durch

ihren Abstand zueinander, die Leitfähigkeitsdifferenz zwischen Kluftfluid und Bohrlochfluid sowie ihrer Transmissivität gegenüber der Gesamttransmissivität begrenzt. I.d.R. sind Zuflüsse, deren Transmissivität mindestens 1/10 bis 1/1000 der Gesamttransmissivität beträgt, ohne weiteres auflösbar.

### 3.3.3. Vergleich des Fluid-Logging-Verfahrens mit herkömmlichen hydraulischen Bohrlochtests

Den bislang zur hydraulischen Messung von Gebirgsdurchlässigkeiten angewandten Doppelpackertests sind Grenzen gesetzt, u.a.:

- durch Packerumläufigkeiten bei nicht glatten oder ausgebrochenen Bohrlochwänden
- durch Umläufigkeiten im Ringraum bei verfilterten Bohrungen
- durch erhebliche Kosten, die daraus resultieren, daß zu einer möglichst differenzierten Messung je nach Bohrlochteufe viele Bohrlochabschnitte separat abgepackert werden müssen und die einzelnen Tests in diesen Intervallen bei geringen Transmissivitäten lange Zeiten erfordern.

Das Flowmeterverfahren, mit dem während des Pumpens aus einer Bohrung durch die Messung der Fließgeschwindigkeiten im Bohrloch die Gesamtpumprate entsprechend dem Geschwindigkeitsprofil auf einzelne Klüfte oder Zuflußzonen aufgeteilt werden kann, ist bei Transmissivitäten unter ca.  $10^{-4}$  [ $m^2/s$ ] nicht mehr anwendbar, da die eingesetzten Impeller entsprechend niedrige Strömungsgeschwindigkeiten unter 6 [ $mm/s$ ] nicht mehr auflösen können. Packerflowmeter, die eine wesentlich höhere Empfindlichkeit besitzen, sind wegen Umläufigkeiten bei ausgebrochenen Bohrlochwänden und in Filterstrecken nicht einsetzbar.

Gegenüber diesen konventionellen Verfahren weist das Fluid-Logging-Verfahren eine ganze Reihe von Vorteilen auf:

- rasche Lokalisierung und Quantifizierung aller zur Gesamttransmissivität einer Bohrung bei-

tragenden Kluftzuflüsse - unabhängig von deren Anzahl. Bei bis zu 100 m tiefen Bohrungen können diese Messungen i.d.R. innerhalb eines Arbeitstages abgeschlossen werden

- die Durchführung ist auch in Bohrungen mit ausgebrochenen oder ausgekolkten Bohrlochbereichen möglich
- das Verfahren ist auch in alten, bereits verfilterten Bohrungen (ab 2" Nennweite) einsetzbar. Diffusionsvorgänge vom nicht ausgetauschten Ringraum in das Bohrloch, die die Entwicklung der Leitfähigkeitslogs beeinflussen, können rechnerisch berücksichtigt werden.
- aufgrund der insgesamt relativ kurzen Meßdauer und des relativ geringen Meßaufwandes liegen die Kosten unter denen konventioneller Doppelpackertests

Nachteile gegenüber Doppelpackertests sind:

- im Vergleich zu Pumpversuchen mit Doppelpackern können keine Wasserproben aus den Zuflußbereichen gewonnen werden. Nach der Auswertung des Fluid-Logging können solche Bereiche jedoch gezielt abgepackert und beprobt werden
- die Transmissivitäten der geringer durchlässigen Gebirgsbereiche zwischen den meßbaren Kluftzutritten können nicht exakt ermittelt werden, da mit dem Fluid-Logging-Verfahren prinzipiell nur die Zuflußbereiche einer Bohrung quantifiziert werden können. Dies ist aber zur Klärung der meisten hydrogeologischen Fragestellungen ausreichend. Nach der Auswertung des Fluid-Logging können Bereiche, die zwischen gemessenen Zuflüssen liegen, gezielt abgepackert und getestet werden.

### 3.3.4. Voraussetzungen für die Anwendung des Fluid-Logging-Verfahrens

Die Anforderungen an ein Bohrloch, in dem Fluid-Logging durchgeführt werden soll, sind gering. Im Idealfall sollte es ein offenes Bohrloch sein. Der für die Auswertung benötigte Bohrlochdurchmesser wird in einem Kaliberlog gemessen.

Abb. 3-31 zeigt das Bohrprofil und Kaliberlog der Bohrung KB14 auf dem Versuchsfeld Geisingen. Am Beispiel dieser Bohrung sollen in den nachfolgenden Kapiteln die einzelnen Schritte der Durchführung und Auswertung des Fluid-Logging erläutert werden.

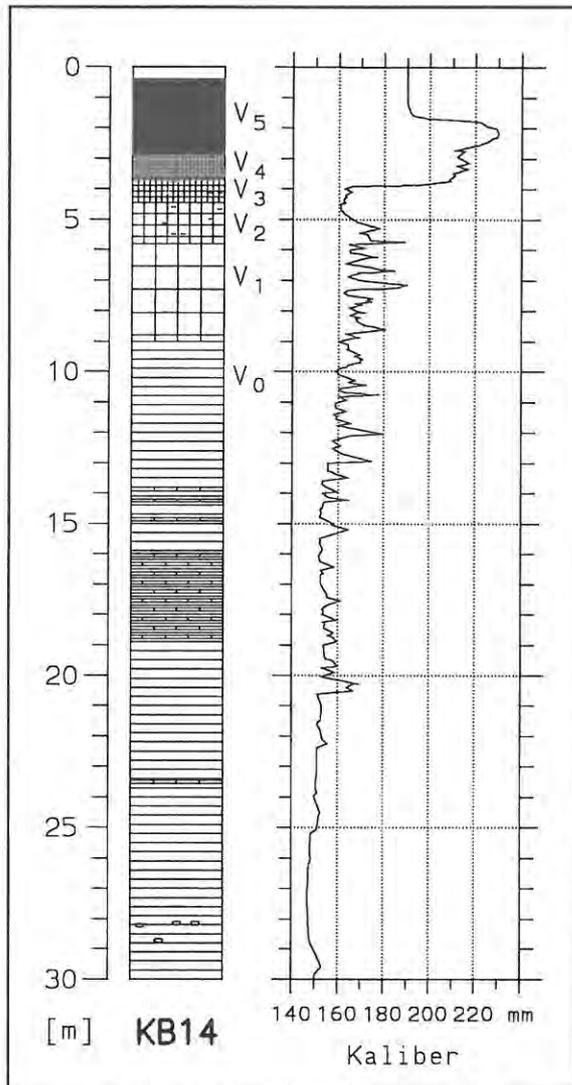


Abb. 3-31: Verwitterungsprofil und Kaliberlog von KB14. Aufgrund der ausgebrochenen Bohrlochwand konnten in den obersten 15 Metern keine Packertests durchgeführt werden

Beim Fluid-Logging sind folgende hydraulisch-hydrochemischen Voraussetzungen zu beachten:

- beim Bohren oder vorangegangenen Bohrlochtests verpresste Fluide sind durch Klarpumpen der Bohrung aus dem Gebirge zu entfernen. Ansonsten können durch Rückfluß von Spülung oder Fremdwasser qualitative Beein-

trächtigungen der Leitfähigkeitslogs auftreten

- zu Beginn des Fluid-Logging darf das Bohrloch nicht mehr durch vorhergehende hydraulische Tests beeinflusst sein. Der Wasserspiegel in der Bohrung muß dem Ruhepotential entsprechen
- das Kontrastfluid ist so zu wählen, daß es weder die Standsicherheit der Bohrung gefährdet noch mit den Kluffluiden oder dem Gestein reagiert

### 3.3.5. Equipment beim Fluid-Logging

Eine Prinzipskizze der Meßanordnung beim Fluid-Logging zeigt Abb. 3-32. Das Equipment kann in drei Bereiche untergliedert werden:

#### 1. Fluidaustausch und Pumpversuch:

- Vorratsbehälter für Kontrastfluid
- Spülgestänge, z.B. 3/4" PVC
- 2"-Tauchpumpe für Pumpraten von 0,05 bis 30 l/min
- Ventile zur Regulierung der Pumprate
- magnetisch-induktive Durchflußmesser mit einer Ratenauflösung von 0,005 l/min
- Drucksensor für Wasserstand im Bohrloch mit einer Auflösung von 0,002 m Wassersäule (entsprechend 0,2 mbar)
- digitales Datenerfassungsgerät für Zeit, Druck und Raten

#### 2. Messung von Leitfähigkeits- und Temperaturlogs

- Leitfähigkeits- Temperatursonde in einem Meßgehäuse
- Kabelwinde und Windensteuerung
- Rechneinheit zur Registrierung von Teufe, Leitfähigkeit und Temperatur
- Analogschreiber für Meßkurven

#### 3. EDV mit Hardware und Software zur Aufzeichnung, Kontrolle und Auswertung der Meßdaten

- PC-Portable (Datenerfassung, Meßkontrolle, Auswertung)
- Grafik-Plotter oder Printer

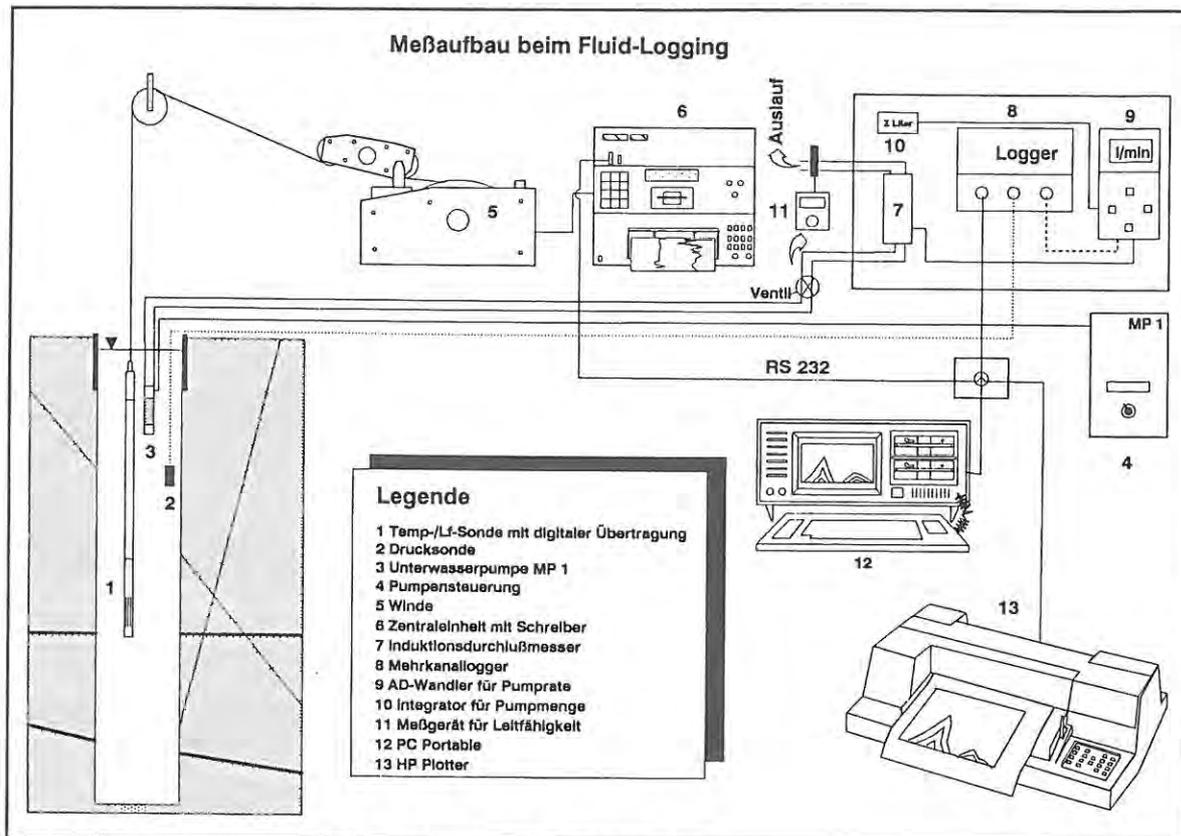


Abb. 3-32: Equipment und Meßaufbau beim Fluid-Logging

### 3.3.6 Durchführung des Fluid-Logging

#### 3.3.6.1. Austausch des Bohrlochfluids

Zur Erzielung eines deutlichen Leitfähigkeitskontrasts zu den Kluftfluiden mit 700 bis 10000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  elektrischer Leitfähigkeit wurde das Bohrlochfluid in den Opalinustonbohrungen gegen ein niedrig mineralisiertes Wasser ausgetauscht. Versuche mit kalkungesättigtem Wasser mit 100  $\mu\text{S}/\text{cm}$  elektrischer Leitfähigkeit aus einer Buntsandsteinquelle ergaben durch die rasch einsetzende Kalklösung aus dem Opalinuston eine Leitfähigkeitszunahme, die die von Kluftzuflüssen hervorgerufene Leitfähigkeitserhöhung überlagerte. Um diesen Störeffekt zu vermeiden, wurde kalkgesättigtes Wasser aus einer Karstquelle verwendet, das ebenfalls einen ausreichenden Leitfähigkeitskontrast erbrachte.

Um den Fluidaustausch möglichst schnell durchzuführen, wird die knapp unter dem Ruhewasserspiegel hängende Tauchpumpe mit hoher Leistung gefahren. Das Kontrastfluid wird durch das Spül-

gestänge eingefüllt und ersetzt das Bohrlochfluid sukzessive von unten nach oben.

Während des Austauschvorganges wird der Wasserspiegel in der Bohrung und die Austauschraten ständig kontrolliert. Die Zugabe von Kontrastfluid und die Entnahmerate von Bohrlochfluid werden so eingestellt, daß der Ruhewasserspiegel exakt beibehalten wird. Bei zu niedrigem Wasserspiegel werden die Kluftzutritte bereits aktiviert, bei zu hohem Wasserstand im Bohrloch fließt Kontrastfluid in die Klüfte, was die Entwicklung der Leitfähigkeitspeaks während der Pumphase stört.

Der Austausch ist beendet, wenn die Leitfähigkeit des abgepumpten Bohrlochfluids annähernd die Leitfähigkeit des eingegebenen Kontrastfluids erreicht.

Im Anschluß an den Austausch des Bohrlochfluids wird ein Leitfähigkeitslog zur Kontrolle des Fluidaustauschs und als Backgroundmessung für die Auswertung gefahren.

### 3.3.6.2. Pumpphase

Nach der Messung des Background-Logs beginnt die eigentliche Pump- und Meßphase. Die Pump-rate wird dabei so gewählt, daß sie während des Versuchs eine Absenkung verursacht, die hydraulisch auswertbar ist und ausreicht, um alle Kluftzutritte zu aktivieren. Bei den Messungen in den Opalinustonbohrungen haben sich Absenkungen von 0.5-1.5 m bewährt, so daß die wassererfüllte Meßstrecke kaum verkürzt wurde.

Mit der Messung von Leitfähigkeitslogs wird wenige Minuten nach Pumpbeginn die Leitfähigkeitsentwicklung im Bohrloch aufgezeichnet. Zur Planung der zeitlichen Abfolge der Logfahrten und der relevanten Meßabschnitte werden die Logs während der Messung temperaturkorrigiert ausgewertet und graphisch übereinander aufgetragen (Abb. 3-34). Die weitere Meßfolge richtet sich nach der Position und der Geschwindigkeit der Leitfähigkeitsentwicklung im Bohrloch. I.d.R. sind aus den ersten Logs bereits die Zuflußzonen zu erkennen.

Die Pumpphase und die Messung von Leitfähigkeitslogs können beendet werden, wenn von der weiteren Entwicklung der Leitfähigkeitspeaks keine zusätzlichen Informationen mehr zu erwarten sind. Liegen aus einer Bohrung keine tiefenorientierten Wasserproben vor, ist es zur Anwendung des Mischungsmodells als zusätzliche Auswertemethode (s. 3.3.8.3.) erforderlich, bis zur Sättigung der Zuflußabschnitte weiterzumessen. Hieraus kann die Leitfähigkeit der Kluftwässer bestimmt werden, die in die Mischungsrechnung eingeht.

Es erwies sich als sinnvoll, bei Bohrungen aus denen noch keine hydraulischen Informationen vorlagen, eine verkürzte Fluid-Logging Messung als Vorversuch durchzuführen. Diese liefert dann die nötigen Informationen zur Bemessung einer geeigneten Pumprate sowie über die Lage und Größenordnung der Zutrittsstellen für einen anschließenden Hauptversuch.

Der Verlauf der Wasserspiegelabsenkung und der Pump-rate ist am Beispiel der Fluid-Logging-Messung in der Opalinustonbohrung KB14 (Versuchsfeld Geisingen) in Abb. 3-33 dargestellt.

Abb. 3-34 zeigt die Logserie des Meßbeispiels aus

KB14. Hier liegen die Hauptzuflüsse bei 10 m und 17 m Tiefe unter Gelände. Kleinere Zuflußbereiche deuten sich bei 6 m, 8 m, 14 m und 16 m Tiefe an.

### 3.3.6.3. Wiederanstieg

Zur hydraulischen Auswertung des Pumpversuches während des Fluid-Logging wird nach der Pumpphase der Wiederanstieg im Bohrloch registriert (vgl. Abb. 3-33). Die Dauer der Wiederanstiegsmessung richtet sich nach den hydraulischen Randbedingungen. Sie kann beendet werden, wenn genügend Daten aus der unbegrenzten radialen Fließphase vorliegen (vgl. 3.3.8.2.).

### 3.3.7. Strömung und Massentransport im Bohrloch

Das an verschiedenen Zutrittsstellen zufließende Kluftfluid wird in der Bohrung entsprechend der durch das Pumpen aktivierten Strömung advektiv nach oben transportiert. Die Leitfähigkeitspeaks wachsen also an den Zuflußstellen und die Fronten der Konzentrationszunahme breiten sich nach oben aus. Der Maximalwert der Leitfähigkeitsentwicklung eines Peaks wird durch die Kluftwasserleitfähigkeit begrenzt. Ob dieser Wert erreicht wird, hängt von der Rate des Einzelzuflusses und der Versuchsdauer ab. Bei mehreren Peaks nehmen die Geschwindigkeiten der Fronten durch die Addition der Zuflußraten der Einzelzutritte nach oben hin zu. Die Frontenwanderung eines Peaks repräsentiert daher immer die Summe aller darunterliegenden Einzelzuflüsse (vgl. Abb. 3-34).

Die Strömung im Bohrloch unterliegt der Dispersion, die eine Verflachung und Aufweitung der Leitfähigkeitspeaks bzw. ihrer Fronten verursacht. Unterhalb der Zuflußstellen erhöht sich die Leitfähigkeit durch Diffusion. Je nach Richtung des Wassereintritts kann sich das höher leitfähige Kluftwasser auch mit dem Kontrastfluid unterhalb der Eintrittsstelle vermischen.

Eine weitere Ursache für die Verbreiterung der Leitfähigkeitspeaks nach oben und unten ist das Durchfahren der Bohrlochstrecke mit der Leitfähigkeitssonde, was eine Verschleppung des höher leitfähigen Kluftwassers im Kontrastfluid zur Folge hat.

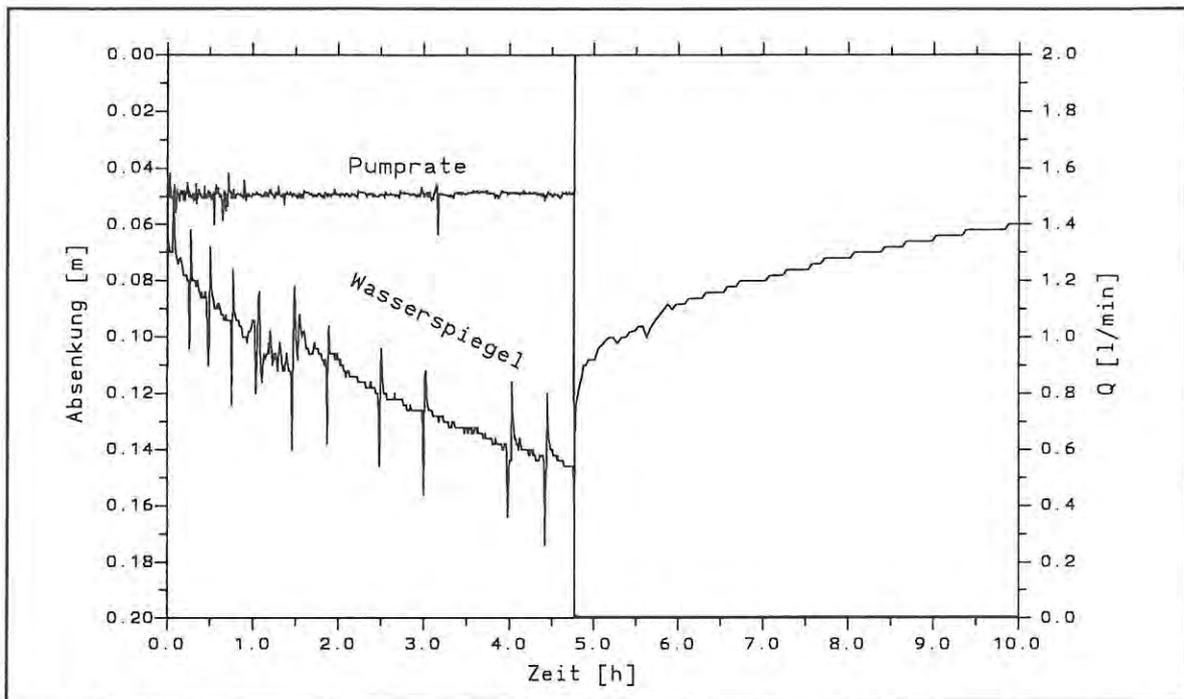


Abb. 3-33: Verlauf von Wasserspiegel und Pumprate während der Fluid-Logging-Messung in der Opalinustonbohrung KB14. Während der Wasserspiegelverlauf in der Pumpphase mit 1,5 l/min durch das Ein- und Auftauchen der Leitfähigkeitssonde bei jedem Log gestört wird, verläuft der Wiederanstieg ungestört und kann zur Bestimmung der Bohrlochtransmissivität ausgewertet werden.

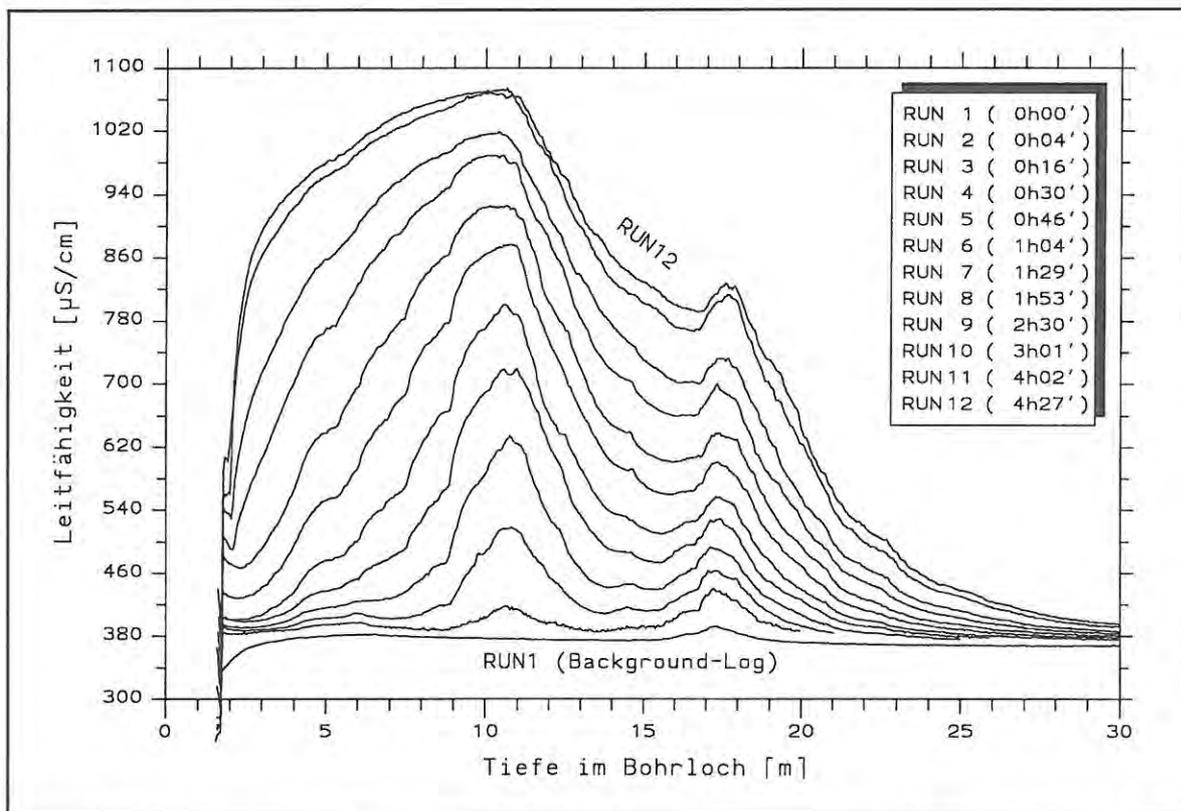


Abb. 3-34: Leitfähigkeitslogs während der 4,5 Stunden langen Pumpphase beim Fluid-Logging in der Opalinustonbohrung KB14. Deutlich zu erkennen sind die beiden Hauptzuflüsse bei 10 und 17,5 Meter Tiefe. Auch kleinere Zuflüsse, die Zacken in den Logs verursachen, können quantifiziert werden.

Die Leitfähigkeitspeaks interferieren mit fortschreitender Versuchsdauer (vgl. Abb. 3-34). Nach oben hin wird die Messung der Peakausbreitung von der Pumpe begrenzt.

### 3.3.8. Quantitative Bestimmung der Zuflüsse

Zur Bestimmung der Raten der Einzelzuflüsse ins Bohrloch stehen eine Reihe von analytischen Verfahren und ein numerisches Rechenmodell zu Verfügung.

Für die nachstehend beschriebenen analytischen Lösungen wurde das Rechenprogramm "FLUID-LOG" entwickelt. Die eingelesenen Leitfähigkeitslogs werden damit zunächst nach

$$C \text{ [kg/m}^3\text{]} = \frac{\sigma(20^\circ\text{C}) \text{ [\mu S/cm]}}{\alpha} \quad (3.3-1)$$

mit  $\alpha = 1870 \text{ [\mu S/cm]/[kg NaCl/m}^3\text{]}$  in Elektrolyt-Konzentrationen umgerechnet. Der Elektrolyt-Transport kann dann mit den verschiedenen Lösungsverfahren (s.u.) ausgewertet werden. In dem Programm sind auch Prozeduren zur Glättung der Konzentrationskurven enthalten. Die Lösungsverfahren und Ergebnisse können auf dem Bildschirm graphisch dargestellt sowie als HPGL-Datei ausgegeben und gedruckt werden. Mit Hilfe dieser Plots können die durchgeführten Berechnungen auf ihre Plausibilität hin überprüft und dokumentiert werden.

#### 3.3.8.1. Methode der Partiellen Momente

##### a) Mit Berücksichtigung der Dispersion

Die Methode der Partiellen Momente wurde von Löw et al. (1988) entwickelt. Sie baut auf einer klassischen Momentenmethode auf, die die Strömungsgeschwindigkeit im Bohrloch aus der Verschiebung des integrativ bestimmten Flächenschwerpunktes einzelner Leitfähigkeitspeaks von der Zutrittsstelle berechnet. Im Gegensatz dazu betrachtet die Methode der Partiellen Momente nur einen Ausschnitt eines Leitfähigkeitspeaks (Abb. 3-35). Dieser Ansatz erlaubt eine Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit des Bohrlochfluids und der Dispersion in verschiedenen Bohrlochabschnitten auch bei interferierenden

Peaks.

Die Gleichung für laminare Strömung in einem Rohr mit dem Radius  $r$ , parabolischer Geschwindigkeitsverteilung und longitudinaler und radialer Dispersion nach TAYLOR (1953) kann nach LÖW et al. formuliert werden als

$$\frac{\partial C}{\partial t} + v \frac{\partial C}{\partial x} - k \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = 0 \quad (3.3-2)$$

hierin sind

- $C$  = Konzentration [ $\text{kg/m}^3$ ]
- $v$  = lineare (mittlere) Strömungsgeschwindigkeit im Bohrloch
- $k$  = TAYLOR-Dispersion mit  $k = r^2 v^2 / (48 D)$ , wobei
- $D$  = molekularer Diffusionskoeffizient
- $r$  = Bohrlochradius [m]
- und  $A \leq x \leq B$ ,  $0 \leq t < \infty$ .

Dieser Strömungsgleichung liegen nach TAYLOR (1953, 1954) zwei Annahmen zugrunde:

Die erste Annahme fordert eine Mindestdistanz  $l$  für die Advektion, innerhalb der eine radiale Durchmischung stattgefunden hat. Diesen Zusammenhang beschreibt die Ungleichung

$$\frac{l}{v} \gg \frac{r^2}{4D} \quad (3.3-3)$$

Wenn man nach TAYLOR (1954) ein Verhältnis von 10:1 für die beiden Seiten der Ungleichung 3.3-3 zuläßt, beträgt die für die Gleichung 3.3-2 erforderliche Mindestlänge für die Advektion

$$l = 690 \frac{r}{4} \quad (3.3-4)$$

Bei einem Bohrlochradius von 0.076 m sind dies immerhin 13 m. Diese Bedingung kann - zumindest theoretisch - bei flachen Bohrungen nicht erfüllt werden.

Nach Löw et al. (1990) kann jedoch davon ausgegangen werden, daß durch die Bewegungen der Leitfähigkeitssonde und die Art der Kluffluidinjektion schon auf wesentlich kürzere Transportdistanzen eine radiale Durchmischung stattfindet. Nach den Erfahrungen mit dem Fluid-

Logging Verfahren in den Forschungsbohrungen im Opalinuston findet diese Durchmischung bei häufigen Sondenbefahrungen innerhalb eines Meters statt.

Die zweite Annahme verlangt, daß die Strömungsgeschwindigkeit die molekulare Diffusion in ihrer Wirkung übertrifft. Dieser Zusammenhang wird nach TAYLOR (1954) in der Ungleichung

$$D \ll \frac{r^2 v^2}{48 D} \quad (3.3-5)$$

ausgedrückt. Er läßt für die Ungleichung 3.3-5 wieder ein Verhältnis von 10:1 zu, womit die Geschwindigkeit als Minimum den Wert

$$v = 69 \frac{D}{r} \quad (3.3-6)$$

annehmen muß. Bei Diffusionskoeffizienten von  $10^{-9}$  m<sup>2</sup>/s und einem Radius von 0.076 m (6") sind dies etwa  $10^{-6}$  m/s. Diese Bedingung ist gewöhnlich erfüllt.

Löw et al. (1990) definieren zur Auswertung der Leitfähigkeitslogs nach der Methode der Partiiellen Momente folgende Größen (vgl. Abb. 3-35):

$$l = B - A \quad (3.3-7)$$

als Entfernung zwischen den Integrationsgrenzen,

$$I_0(t) = \int_A^B c(x,t) dx \quad (3.3-8)$$

als nulltes Partielles Moment und

$$I_1(t) = \int_A^B (x-A) C(x,t) dx \quad (3.3-9)$$

als erstes Partielles Moment.

Integriert man Gleichung 3.3-2, so erhält man

$$\frac{\partial}{\partial t} \int C dx = k \int \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} dx - v \int \frac{\partial C}{\partial x} dx \quad (3.3-10)$$

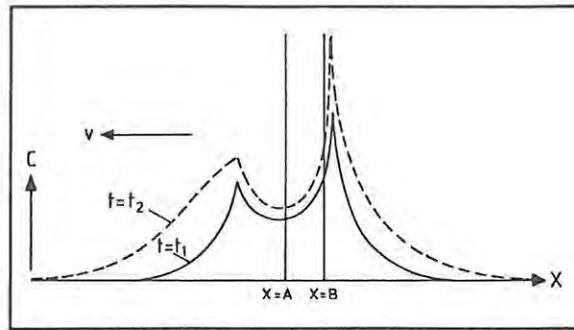


Abb. 3-35: Definition der Partiiellen Momente (aus Löw et al., 1990)

Berechnet man die Integrale der Gleichung (3.3-10) für x in den Grenzen von A bis B, so erhält man

$$\frac{\partial I_0}{\partial t} = -v(C_B - C_A) + k \left[ \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_A \right] \quad (3.3-11)$$

und bei Multiplikation der Gleichung (3.3-2) mit (x-A) vor der Integration

$$\frac{\partial I_1}{\partial t} = -v(l C_B - I_0) + k \left[ l \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - C_B + C_A \right] \quad (3.3-12)$$

Hierin sind

- $\frac{\partial I_n}{\partial t}$  die zeitliche Ableitung des n-ten Partiiellen Momentes
- $C_A$  die gemessene (oder interpolierte) Konzentration am Punkt A
- $\frac{\partial C}{\partial x}$  die räumliche Ableitung der Konzentration am Punkt A

Alle Größen der Gleichungen (3.3-11) und (3.3-12) außer v und k können direkt aus den gemessenen Leitfähigkeits- bzw. Konzentrationskurven berechnet werden. Nach Auflösen der Gleichungen folgt die Geschwindigkeit v der Strömung im Bohrloch nach Gleichung 3.3-13:

$$v = \frac{\frac{\partial I_0}{\partial t} \left[ l \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B + C_A - C_B \right] - \frac{\partial I_1}{\partial t} \left[ \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_A \right]}{(C_A - C_B) \left[ l \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B + C_A - C_B \right] + \dots - l C_B \left[ \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_A \right] - I_0 \left[ \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_A \right]} \quad (3.3-13)$$

Ein wesentlicher Vorzug der Methode der Partiiellen Momente ist, daß die Konzentrationen der Kluftezflüsse während der Versuchsdauer nicht konstant bleiben müssen (Löw et al., 1990). Wenn sie konstant sind, ist das System überbestimmt in dem Sinne, daß für jede Zeit, für die ein Leitfähigkeitslog vorliegt, die Bohrlochströmungsgeschwindigkeit  $v$  berechnet werden kann. Dies erlaubt die Auswahl plausibler Werte oder die Berechnung gewichteter Mittel. Kriterien für die Güte der berechneten Geschwindigkeiten formulieren Löw et al. (1990).

Die Anwendbarkeit der Methode der Partiiellen Momente hängt von folgenden Faktoren ab:

- der Qualität der Daten
- der Gültigkeit der zugrundeliegenden Transportgleichung
- der Exaktheit der zeitlichen Ableitungen
- dem Wechsel von  $v$  und  $k$  während der Messung

Unruhig verlaufende Leitfähigkeitskurven können durch eine Glättung der Datenpunkte so verbessert werden, daß sie sich für die Auswertung eignen und insbesondere die räumlichen Ableitungen (Steigungen) an den Intervallgrenzen A und B sicher bestimmt werden können.

Zu Beginn der Pumpphase ist zu beachten, daß die Brunnenspeicherung einen wesentlichen Beitrag zur Gesamtpumprate liefert und erst mit dem Nachlassen dieses Effektes die Raten der Klufzzutritte auf konstante Werte steigen. Damit ist auch eine Konstanz von  $v$  und  $k$  in dieser Phase nicht gegeben.

Aus der Strömungsgeschwindigkeit  $v$  und dem aus dem Kaliberlog bestimmten Bohrlochradius  $r$  berechnet sich die Fließrate  $q$  im Bohrloch nach

$$q(x) = \pi v r_x^2 \quad (3.3-14)$$

wobei  $A \leq x \leq B$ .

Abb. 3-36 zeigt ein Beispiel einer Logauswertung der Meßserie in KB14: Die Konzentrationskurve von RUN 9 wurde geglättet (RUN 8 zum Vergleich ungeglättet). Die berechnete Strömungsgeschwindigkeit von 0.0073 m/min (entsprechend einer Rate von 0.133 l/min) gilt für den Bohrlochabschnitt zwischen A und B.

### b) Dispersionsfreie Näherung

Zeitlich aufeinanderfolgende Peaks, bei denen die Leitfähigkeitsfronten parallel ansteigen, erlauben eine einfache, dispersionsfreie Lösung der Gleichung 3.3-11, die sich in diesem Falle mit

$$k \left[ \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_B - \left( \frac{\partial C}{\partial x} \right)_A \right] = 0 \quad (3.3-15)$$

vereinfacht zu

$$\frac{\partial I_0}{\partial t} = -v(C_B - C_A) \quad (3.3-16)$$

Aus Gleichung 3.3-16 bestimmt sich die Strömungsgeschwindigkeit im Bohrloch nach

$$v = \frac{1}{(C_B - C_A)} \frac{\partial I_0}{\partial t} \quad (3.3-17)$$

Mit der Gleichung (3.3-17) kann in Abschnitten, in denen die Konzentrations- bzw. Leitfähigkeitskurven parallel ansteigen,  $v$  rasch bestimmt werden.

Ein Beispiel hierzu zeigt Abb. 3-37: Zwei zeitlich aufeinanderfolgende Leitfähigkeitslogs (RUN 8 und RUN 9) werden in einem Teufenabschnitt ausgewertet, in dem die Konzentrationskurven ungefähr parallel verlaufen und aufgrund des geraden Anstieges von  $C_A$  nach  $C_B$  in RUN 9 der Dispersionsterm (Gl. 3.3-15) den Wert Null annimmt. Die ermittelte Strömungsgeschwindigkeit  $v$  beträgt 0.049 m/min, was einer Rate von 1.15 l/min entspricht.

#### 3.3.8.2. Frontenmethode

Die Frontenmethode ermöglicht eine rasche Bestimmung der Strömungsgeschwindigkeit  $v$  aus zwei parallelen, gerade ansteigenden Kurvenabschnitten der Leitfähigkeitslogs. Hierbei liegt - wie in Kap. 3.3.8.1. dargelegt - die Annahme zugrunde, daß bei einer Parallelverschiebung von Leitfähigkeitsfronten oberhalb eines Leitfähigkeitspeaks die Dispersion vernachlässigt werden kann.

Die Vorgehensweise bei der Frontenmethode verdeutlicht Abb. 3-38: Aus zwei Leitfähigkeits- bzw. Konzentrationskurven, die zu den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  gemessen wurden, wird der Konzen-

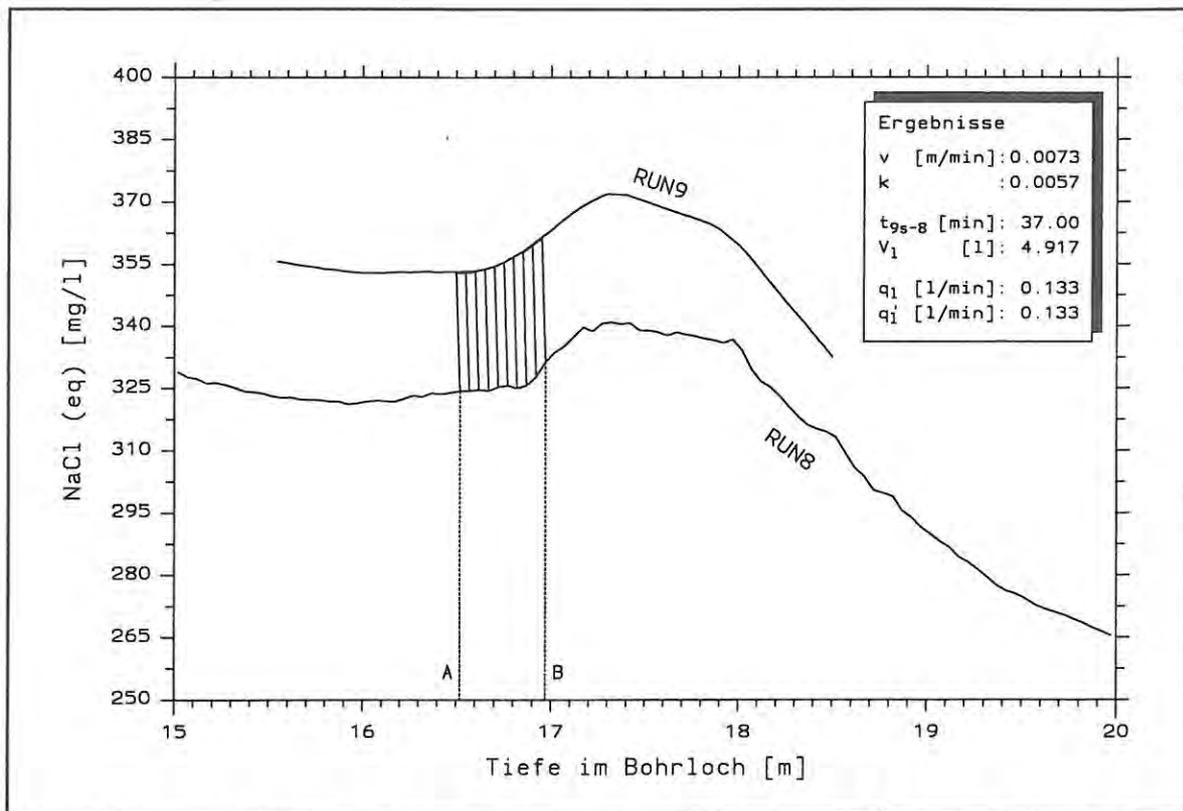


Abb. 3-36: Beispiel für die Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit im Bohrlochabschnitt 16,5 bis 17 m in KB14 aus den Logs 8 und 9 nach der Methode der Partiellen Momente

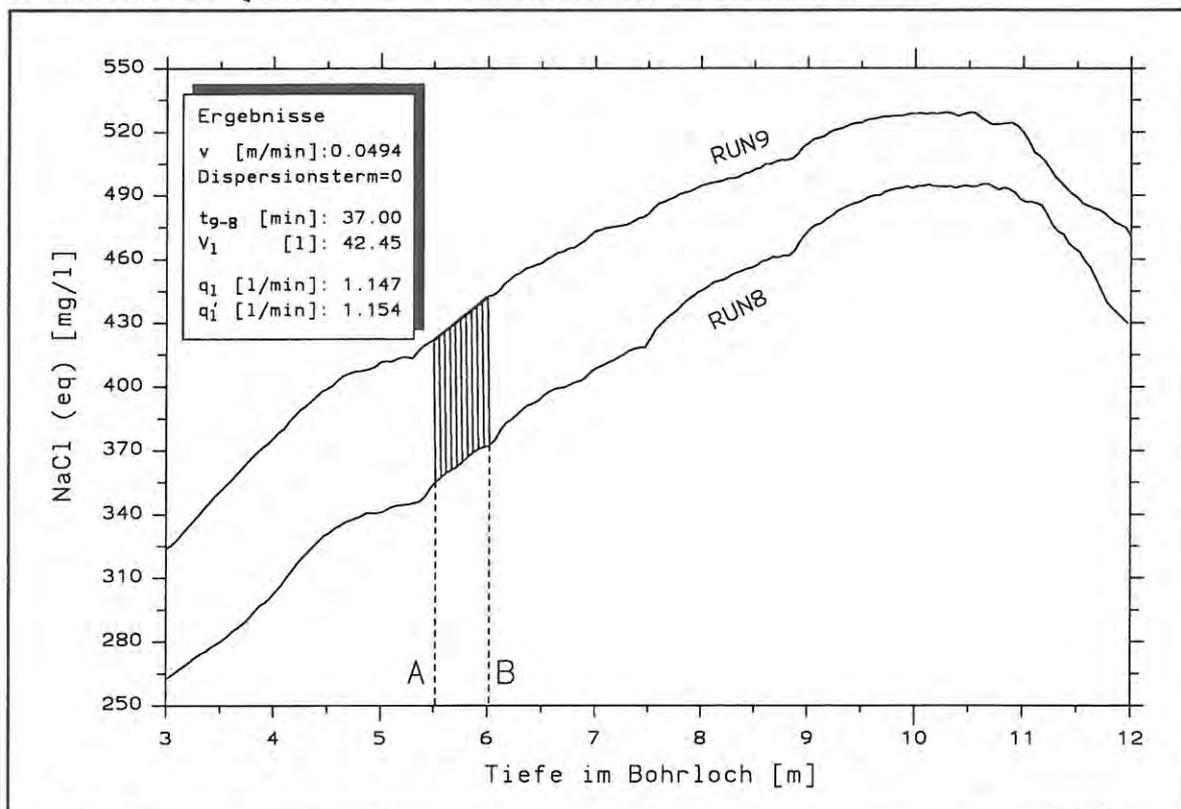


Abb. 3-37: Berechnung der Strömung im Bohrlochabschnitt 5,5 - 6 m mit der dispersionsfreien Näherung der Methode der Partiellen Momente aus zwei parallelen Abschnitten der Logs 8 und 9

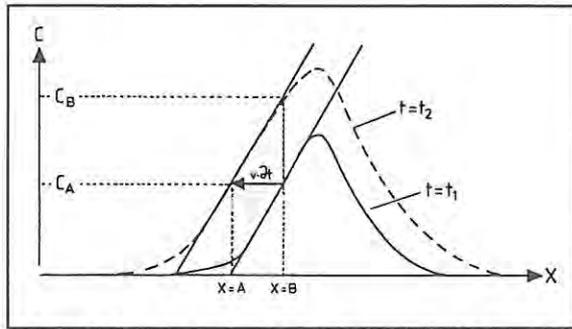


Abb. 3-38: Prinzip der Frontenmethode. Bei parallelen Konzentrationsfronten kann die Dispersion vernachlässigt und  $v$  direkt aus der Verschiebung der Fronten in der Zeit  $\Delta t$  berechnet werden

trationsabschnitt  $C_A \leq C \leq C_B$  herausgesucht, innerhalb dessen sich die Datenpunkte zu zwei möglichst parallelen Regressionsgeraden verbinden lassen. Aus dem mittleren Abstand der Regressionsgeraden  $l$  berechnet sich die mittlere Strömungsgeschwindigkeit  $v$  nach

$$v = \frac{l}{dt} \quad (3.3-18)$$

mit  $l = B-A$  und  $dt = t_2-t_1$

Dieser Zusammenhang läßt sich auch aus der Gleichung 3.3-17 ableiten, da  $\delta I_0$  der Fläche zwischen den Leitfähigkeitskurven im Abschnitt  $A \leq x \leq B$  entspricht, die durch Division durch  $C_B-C_A$  ebenfalls den mittleren Geradenabstand  $l$  nach der Gleichung 3.3-2 ergibt (vgl. Abb. 3-38).

Die Frontenmethode ist gegenüber dem (dispersionsfreien) Ansatz der Methode der Partiellen Momente wesentlich einfacher zu handhaben, zumal die Leitfähigkeiten nicht in Konzentrationen umgerechnet werden müssen. Sie stellt jedoch eine Näherungslösung dar und ist nur einsetzbar, wo sich parallele, nicht mit benachbarten Peaks interferierende Konzentrationsfronten ausbilden.

Abb. 3-39 zeigt die Anwendung der Frontenmethode bei zwei Leitfähigkeitslogs des Meßbeispiels aus KB14. Aus der berechneten Fließgeschwindigkeit von 0.04 m/s ergibt sich eine Rate von 1.441 l/min.

Die nach der Methode der Partiellen Momente und nach der Frontenmethode in verschiedenen Bohrlochabschnitten ermittelten Fließraten werden

als Ratensummenlinie in einem Diagramm gegen die Tiefe aufgetragen (vgl. Abb. 3-40). Die zwischen den Berechnungstiefen zufließenden Kluffluidraten ergeben sich aus den Differenzen dieser Ratensummenlinie.

Abb. 3-40 zeigt dieses Diagramm für das Meßbeispiel aus KB14. Aus mehreren Geschwindigkeits- bzw. Ratenbestimmungen in einer Tiefe wurden gewichtete Mittel gebildet und zu einer Ratensummenlinie verbunden.

### 3.3.8.3. Mischungsmodell

#### a) Nicht bis schwach interferierende Peaks

Im Gegensatz zu der Frontenmethode und der Methode der Partiellen Momente, mit denen die Strömungsgeschwindigkeit aus der zeitlichen Veränderung der Leitfähigkeitslogs berechnet wird, gewinnt die Mischungsrechnung die Zuflußraten einzelner Kluffbereiche aus der zeitlichen Zunahme der Leitfähigkeit bzw. Konzentrationen im betrachteten Bohrlochintervall durch eine Massenbilanz:

$$r^2 \pi \int_A^B C(t_2, x) dx = r^2 \pi \int_A^B C(t_1, x) dx + c_i q_i(t_2 - t_1) - c_p q_p(t_2 - t_1) \quad (3.3-19)$$

Darin sind

$r$	= Radius des Bohrloches [m]
$A, B$	= Intervallgrenzen mit $A \leq x \leq B$ [m]
$C(t_1, x)$	= Konzentration zur Zeit $t_1$ in der Bohrlochtiefe $x$ [kg/m <sup>3</sup> ]
$C(t_2, x)$	= Konzentration zur Zeit $t_2$ in der Bohrlochtiefe $x$ [kg/m <sup>3</sup> ]
$C_i$	= Konzentration des Klufffluides [kg/m <sup>3</sup> ]
$C_p$	= (mittlere) Konzentration des aus dem Bohrlochabschnitt $A \leq x \leq B$ abströmenden Fluids [kg/m <sup>3</sup> ]
$q_i(t_2-t_1)$	= Volumen des im Zeitabschnitt $(t_2-t_1)$ zugeströmten Klufffluides

Aus der Gleichung 3.3-19 berechnet sich die im Zeitintervall  $(t_2-t_1)$  in den Bohrlochabschnitt

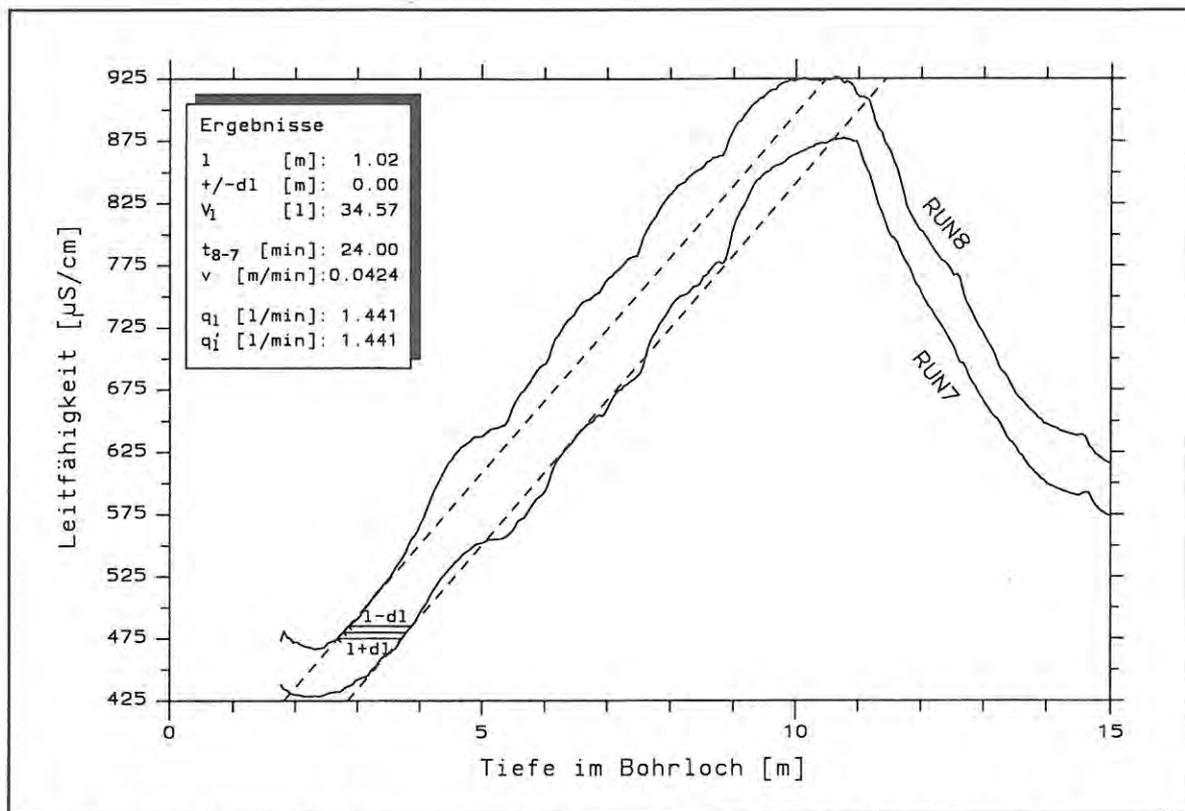


Abb. 3-39: Berechnung der Strömungsgeschwindigkeit im Bohrlochabschnitt 2,5 bis 3,7 m mit der Frontenmethode aus den parallelen Leitfähigkeitskurven der Logs 7 und 8 der Messung in KB14

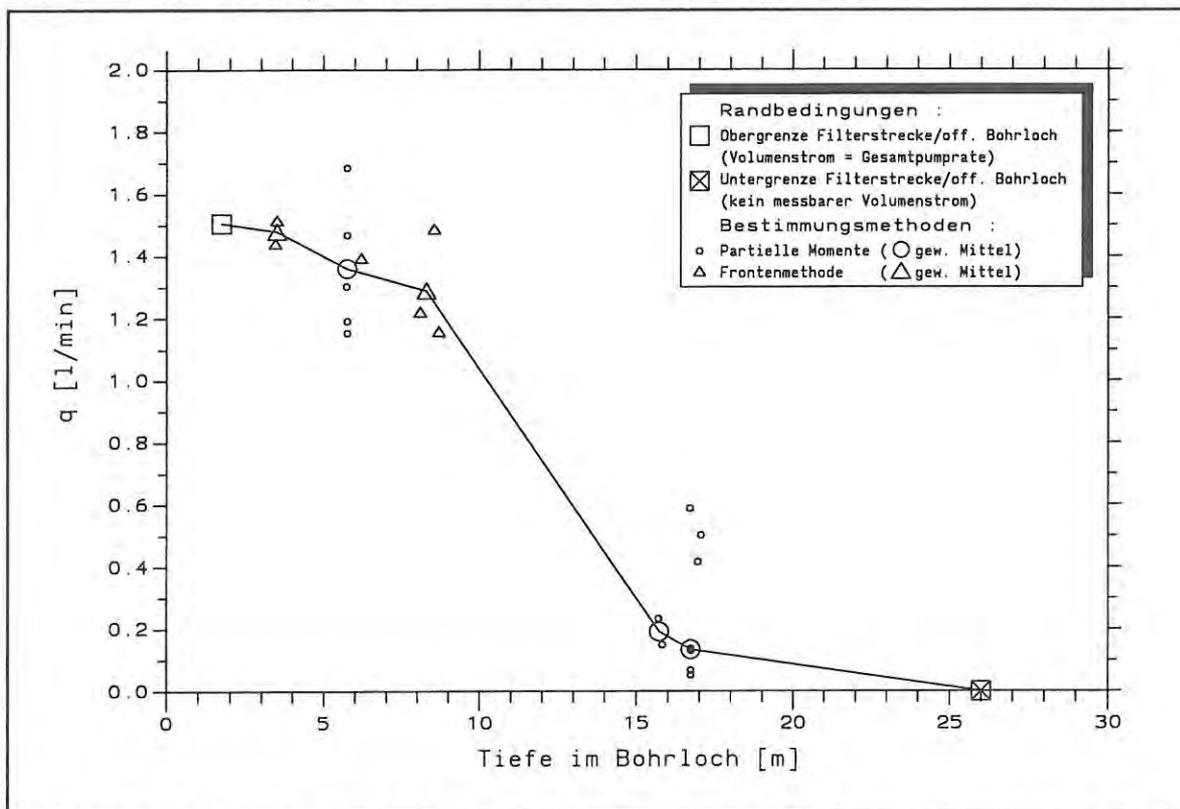


Abb. 3-40: Summenlinie der Zuflußraten aus den Mittelwerten der Einzelbestimmungen mit der Methode der Partiiellen Momente und der Frontenmethode für die Messung in KB14

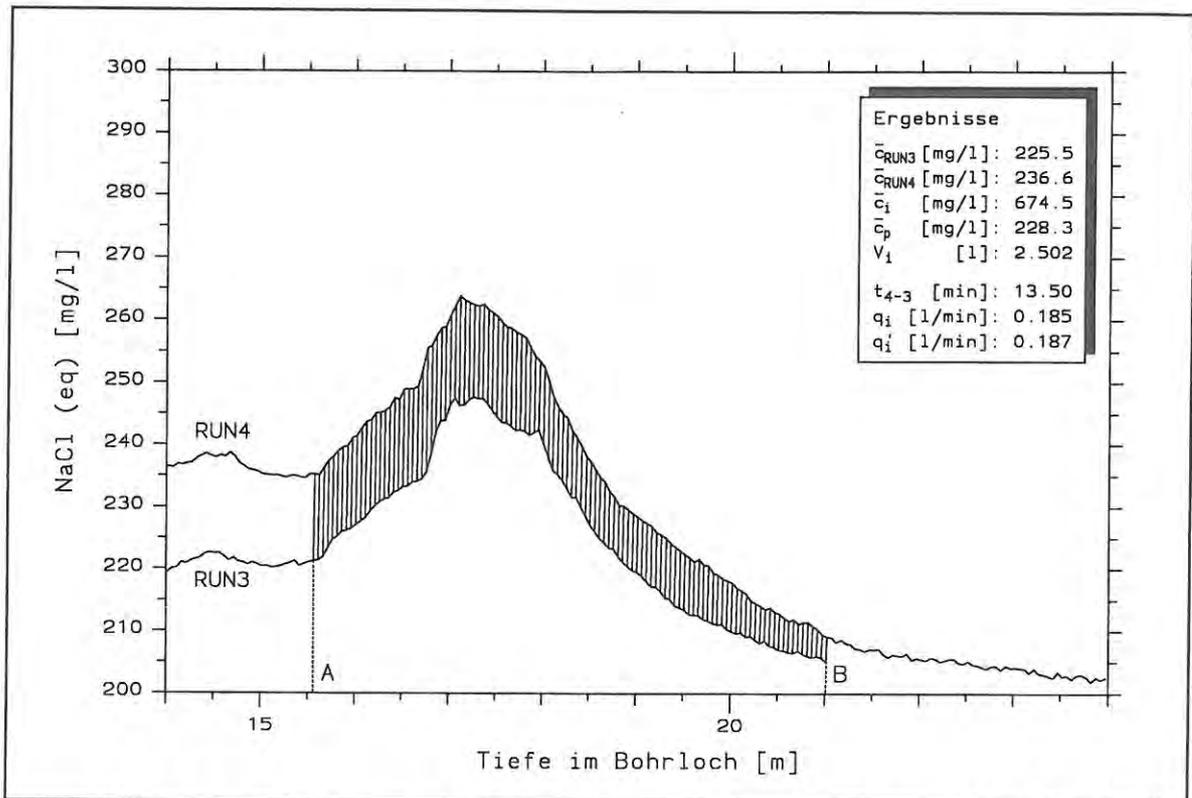


Abb. 3-41: Berechnung der Zuflußrate in Bohrlochabschnitt 15,5 bis 21 m in KB14 aus Log 3 und 4 nach der Mischungsmethode: Die Konzentrationszunahme entspricht dem zugeflossenen Kluffluid

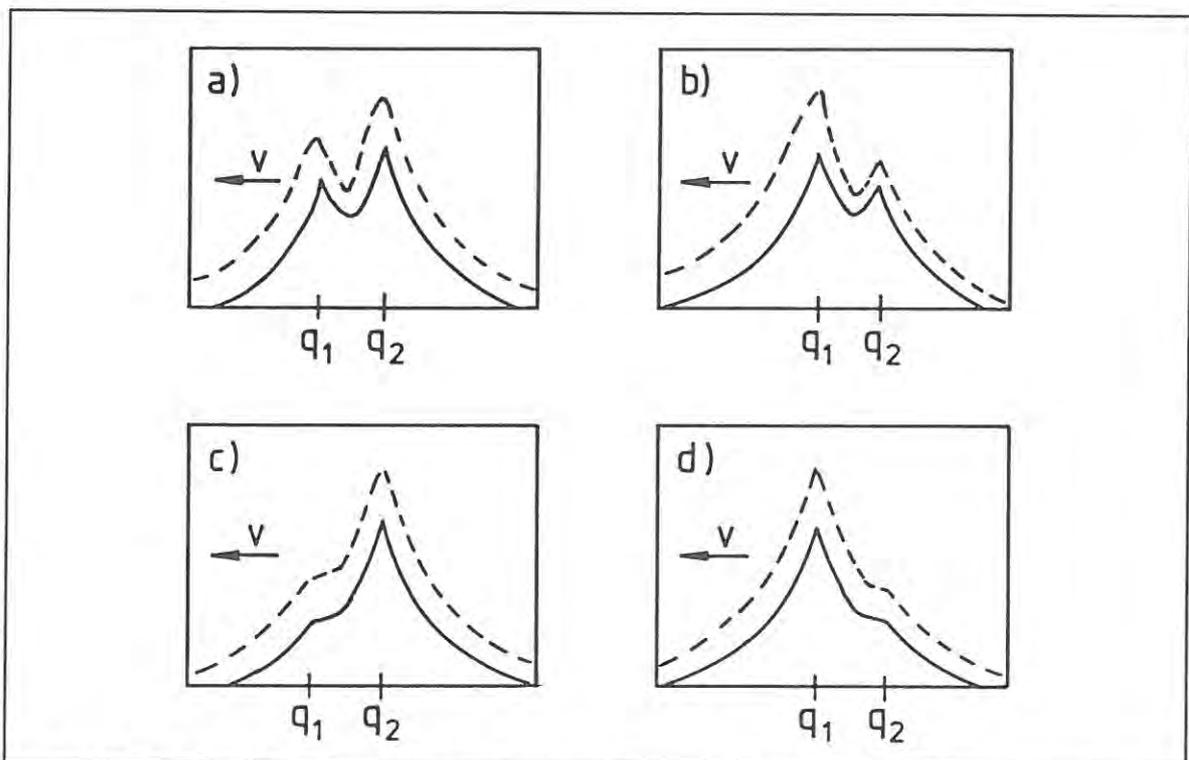


Abb. 3-42: Mögliche Interferenzfälle von Konzentrationspeaks benachbarter Zuflüsse  $q_1$  und  $q_2$

A ≤ x ≤ B zufließende Teilrate  $q_i$  nach

$$q_i = \frac{r^2 \pi \int_A^B [C(t_2, x) - C(t_1, x)] dx}{(C_i - C_p)(t_2 - t_1)} \quad (3.3-20)$$

Diese Lösung kann für einzelne, nicht interferierende Leitfähigkeitspeaks angewandt werden. Sie setzt keinen konstanten Leitfähigkeitsbackground oder eine ideale Form der Leitfähigkeitspeaks voraus. Allerdings muß die Konzentration des zufließenden Kluffluids zeitlich konstant und bekannt sein. Sofern keine Daten aus Beprobungen vorliegen, kann diese Konzentration aus dem Sättigungsverlauf im betrachteten Bohrlochabschnitt abgeschätzt werden.

Auch in bezug auf die Mischungsrechnung ist das System überbestimmt, da diese Auswertung im Prinzip wieder zwischen allen Logs, also unterschiedlichen Zeiten, in einem bestimmten Bohrlochabschnitt vorgenommen werden kann.

Abb. 3-41 zeigt das Beispiel einer Mischungsrechnung für die RUNS 3 und 4 in KB14. Aus der über die Tiefe von 15,6 bis 21 m integrierten Konzentrationszunahme ergibt sich in diesem Bohrlochabschnitt eine Zuflußrate von 0,19 l/min. Die für die Bohrung KB14 mit der Mischungsmethode in verschiedenen Bohrlochbereichen ermittelten Zuflußraten sind in Abb. 3-47b als Balkendiagramm dargestellt.

### b) Interferierende Peaks

Für die Differenzierung stark interferierender Peaks ist die in Gleichung 3.3-19 besprochene Mischungsrechnung prinzipiell nicht mehr geeignet.

Abb. 3-42 zeigt vier Fälle von denkbaren Peak-Interferenzen. Die Fälle a, b und c sind prinzipiell mit der Methode der Partiellen Momente zu lösen, d.h., die Zuflüsse von  $q_1$  und  $q_2$  sind getrennt zu quantifizieren. Im Fall d kann der Zufluß  $q_2$  nicht mit der Methode der Partiellen Momente bestimmt werden. Auch das Mischungsmodell liefert nur die Summe der Zuflüsse  $q_1 + q_2$ .

Im Folgenden soll ein Ansatz gezeigt werden, der es gestattet, Zuflüsse in der Art von  $q_2$  im Fall d - zumindest näherungsweise - zu bestimmen.

Weitergehende Auswertungen interferierender Peaks sind mit dem numerischen Rechenmodell BORE (TSANG & HUFSCHMIED, 1988) (vgl. 3.3.8.4.) möglich.

Ausgehend von der Überlegung, es gäbe nur den Klufztutritt  $q_1$ , würde die in Abb. 3-43 skizzierte Leitfähigkeitskurve in etwa dem gestrichelten Kurvenast folgen. Man erhält diesen gestrichelten Kurvenast dadurch, indem man das Kurvenstück C-D soweit abszissenparallel verschiebt, bis die Kurvenstücke A-B und C-D optimal verbunden werden können. Die Fläche zwischen dieser künstlich erzeugten Kurve und dem gemessenen Leitfähigkeitslog repräsentiert den Zufluß  $q_2$  im Zeitintervall  $(t_1 - t_0)$ , wobei die beiden Kurven nach Gleichung (3.3-20) ausgewertet werden können.

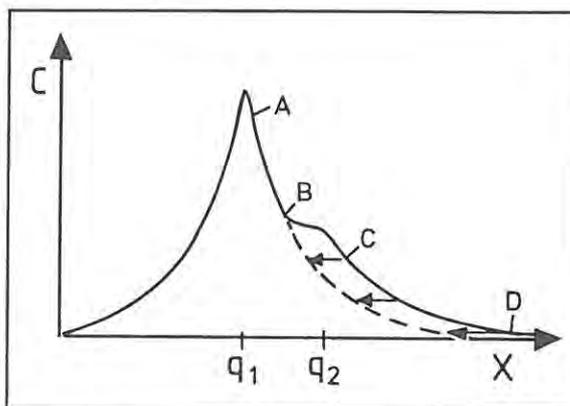


Abb. 3-43: Prinzipskizze zur Bestimmung eines schwächeren Zuflusses  $q_2$  unter einem stärkeren Zufluß  $q_1$  bei interferierenden Konzentrationspeaks

Abb. 3-44 zeigt die Anwendung dieser Methode am Beispiel von RUN 7 der Messung aus KB14: Die "Ausbeulung" der Kurvenflanke zwischen 21,2 m und ca. 24 m Tiefe wird demnach von einem Zufluß mit 0.005 l/min (in ca. 22 m Tiefe) hervorgerufen.

### 3.3.8.4. Numerische Auswertung mit dem Rechenprogramm BORE

Zur Auswertung der Leitfähigkeitskurven von Fluid-Logging-Messungen entwickelten TSANG & HUFSCHMIED (1988) ein numerisches Rechenmodell zur Lösung der eindimensionalen advektiv-diffusiven Transportgleichung 3.3-2 mit dem finite Differenzen-Verfahren. Der Quellcode BORE ist in HALE & TSANG (1988) veröffentlicht.

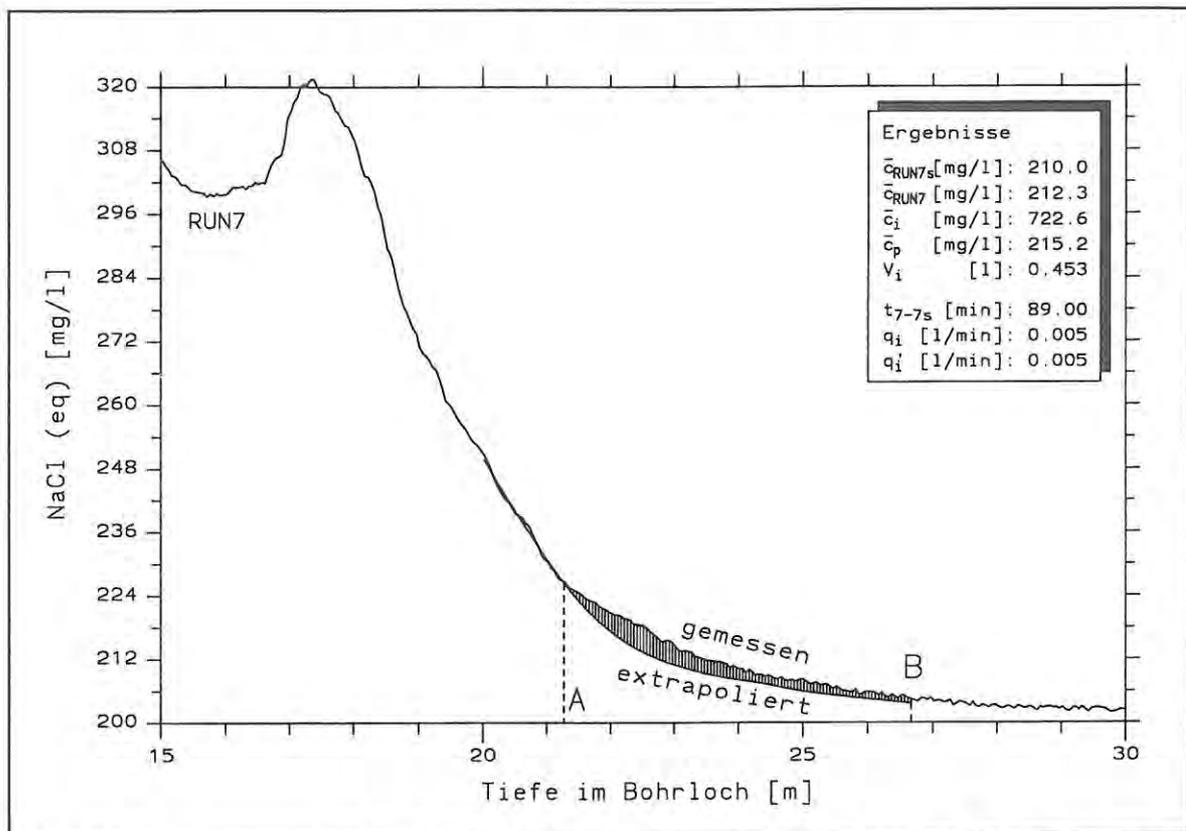


Abb. 3-44: Bestimmung der Zuflußrate in KB14 im Bohrlochabschnitt 21,3 bis 26,7 m bei interferierenden Leitfähigkeitspeaks mittels Mischungsrechnung

Eingabeparameter dieses Rechenmodelles sind

- die Lage der Kluftzutritte
- die Raten der Kluftzutritte
- die Konzentration der Kluftzutritte
- Diffusionsparameter

Unter den in Kapitel 3.3.8.1. für die Gültigkeit der Transportgleichung geforderten Bedingungen (Gleichungen 3.3-3 und 3.3-5) und der Annahme, daß die Raten und Konzentrationen der einzelnen Kluftzutritte zeitlich konstant sind, berechnet BORE für die eingegebenen Größen die Konzentrationskurven zu ausgewählten Zeiten. Die Eingangsparameter werden so lange variiert, bis sie sich durch eine bestmögliche Übereinstimmung der berechneten Logs mit den tatsächlich gemessenen Leitfähigkeitskurven verifizieren lassen.

Bei der Anwendung des Programms BORE zur Auswertung der im Opalinuston durchgeführten Fluid-Logging-Messungen ließen sich i.d.R. die Hauptzuflüsse befriedigend simulieren. Bei der

Feinauswertung und Bestimmung kleinerer Zuflüsse erwiesen sich die analytischen Verfahren bislang jedoch als überlegen, da sie unempfindlicher gegenüber Konzentrationsänderungen der Kluftfluide sind. Insbesondere war auch das Absinken schwereren Kluftfluids mit der in TSANG & HUFSCHMIED (1988) vorgestellten Version von BORE nur unbefriedigend zu simulieren. Diese Effekte versucht ein neuer Ansatz zur numerischen Lösung der Transportvorgänge zu berücksichtigen (REIFENSTAHL, in Bearbeitung).

### 3.3.9. Hydraulische Auswertung

#### 3.3.9.1. Bestimmung der Bohrlochtransmissivität

Die Durchführung und Auswertung des Pumpversuchs beim Fluid-Logging in relativ flachen Bohrungen erfolgt instationär, da die Meßzeit i.d.R. nicht dazu ausreicht, daß sich stationäre oder quasi-stationäre Strömungsverhältnisse

ausbilden. Die Meßzeit ist deshalb begrenzt, weil die sich von den Klufzutritten aus nach oben ausbreitenden Leitfähigkeitspeaks bei den kurzen Distanzen in Flachbohrungen relativ rasch die Pumpe erreichen und von da ab in ihrer zeitlichen Veränderung nicht mehr gemessen werden können.

Die Daten der Absenkphase sind i.d.R. durch die Ein- und Ausfahrten der Leitfähigkeitssonde gestört, was eine präzise Auswertung oft verhindert. Demgegenüber sind die Daten des Wiederanstieges ungestört und können nach Abgrenzung der infiniten radialen Fließphase mit dem Wiederanstiegsverfahren nach THEIS (1953) oder mit dem Typkurvenverfahren nach BOURDET et al. (1983) ausgewertet werden (vgl. Kap. 3.2.4.).

Für diese Auswertung gelten folgende Randbedingungen:

- der Aquifer ist isotrop und homogen
- falls der Aquifer inhomogen ist, müssen sich Fließphasen identifizieren lassen, in denen das Gesamtsystem reagiert
- die Zuflüsse sind horizontal und radial
- die Strömung aus dem Aquifer ist (zumindest phasenweise) unbegrenzt
- der Aquifer ist gespannt
- die hydraulischen Potentiale der einzelnen Klüfte sind gleich
- der Wasserspiegel vor dem Pumpen ist in Ruhe
- die Pumprate ist während des Versuches absolut konstant

Abb. 3-45 zeigt die doppellogarithmische Darstellung des Wiederanstieges in unserem Meßbeispiel aus KB14. In der Phase zwischen 200 und 2000 Sekunden nach Abstellen der Pumpe herrscht infinite radiale Bohrlochströmung vor (horizontale Ableitungskurve); vorher machen sich Störeinflüsse wie Brunnenspeicherung und Pumpenausbau bemerkbar, später die Einflüsse eines hydraulischen Randes (steigende Ableitungskurve).

Die Auswertung der infiniten radialen Fließphase nach THEIS (1953) ist in Abb. 3-46 dargestellt. Danach ergibt sich für die Gesamttransmissivität ein Wert von  $2.4 \cdot 10^{-4}$  [m<sup>2</sup>/s].

Die relativ starken Schwankungen im Druckverlauf dieser Messung sind darauf zurückzuführen, daß die maximale Absenkung bei diesem Pumpversuch nur 16 cm betrug und damit die Druckänderungen schon im Bereich der Auflösungsgenauigkeit der Drucksonde lagen. Höhere Ab-

senkungsbeträge kamen deshalb nicht in Betracht, weil aufgrund der damit zwangsläufig verbundenen höheren Raten bzw. höheren Strömungsgeschwindigkeiten im Bohrloch die Entwicklung der Leitfähigkeitspeaks im Bohrloch nicht lang genug hätte verfolgt werden können.

Das Meßbeispiel aus der Bohrung KB14 stellt daher mit einer Gesamttransmissivität von  $2.4 \cdot 10^{-4}$  [m<sup>2</sup>/s] die Obergrenze auf der Durchlässigkeitsskala dar, bei der das Fluid-Logging-Verfahren noch sinnvoll eingesetzt werden kann.

### 3.3.9.2. Bestimmung der Kluftransmissivitäten

Aus dem linearen Zusammenhang zwischen Rate und Transmissivität berechnet sich eine Teiltransmissivität  $T_i$  nach:

$$T_i = \frac{Tq_i}{Q} \quad (3.3-21)$$

mit

$T$  = berechnete Gesamttransmissivität [m<sup>2</sup>/s]

$Q$  = abgepumpte Gesamtrate

$q_i$  = ermittelte Teilrate

Zu Beginn des Pumpens beim Fluid-Logging ist der Einfluß der Brunnenspeicherung noch groß. Die Zeitdauer dieser Phase kann mittels des diagnostischen Plots abgegrenzt werden. Die gemessene Gesamtpumprate  $Q$  ist dabei größer als die Summe der zufließenden Teilraten  $q_i$ , da ein Teil der Förderrate aus der Absenkung des Bohrlochwasserspiegels stammt.

Da in die hydraulische Auswertung aber die Gesamtpumprate eingeht, sind auch die besonders aus frühen Logs ermittelten Einzelraten entsprechend dem Anteil der Gesamtpumprate, der aus der Brunnenentleerung stammt, nach oben zu korrigieren:

$$q_i' = q_i Q \frac{[h(t_2) - h(t_1)] r_i^2 \pi 1000}{(t_2 - t_1)} \quad (3.3-22)$$

mit

$h(t)$  = Wasserstand im Bohrloch zur Zeit  $t$  [m]

$r_i$  = Bohrlochradius im Bereich der Wasserspiegelbewegung [m]

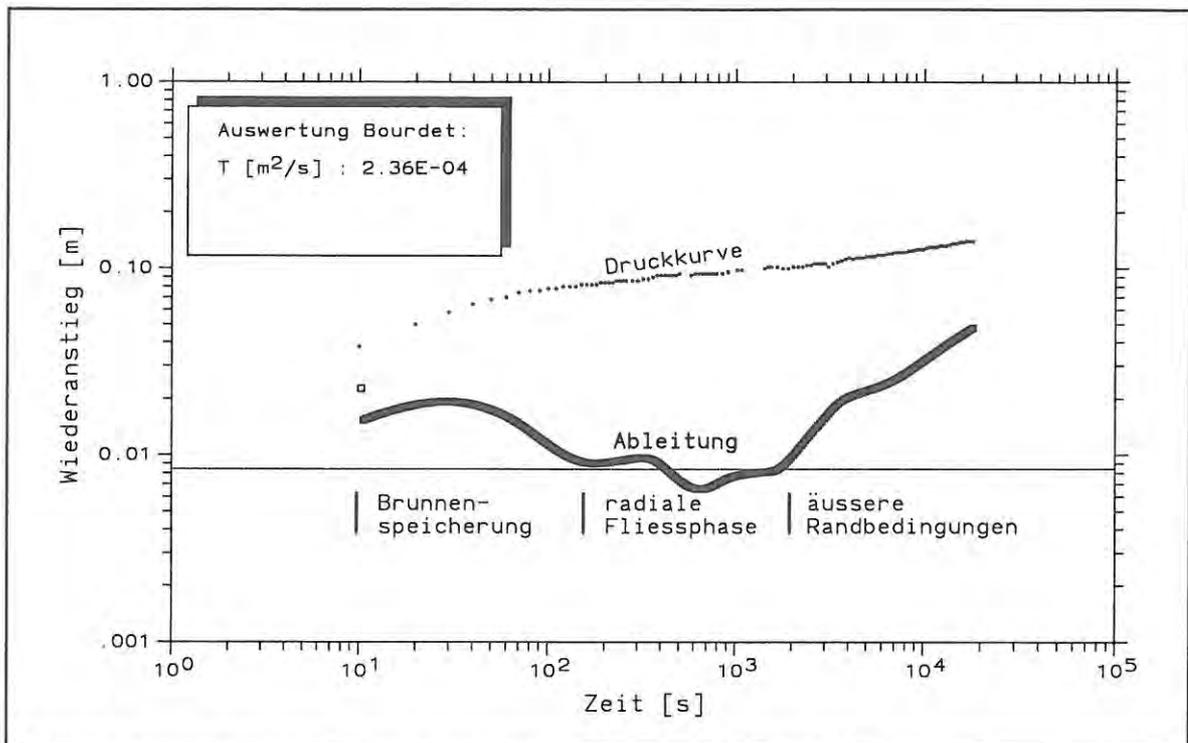


Abb. 3-45: Doppellogarithmischer Plot des Wiederanstiegs bei der Fluid-Logging-Messung in KB14

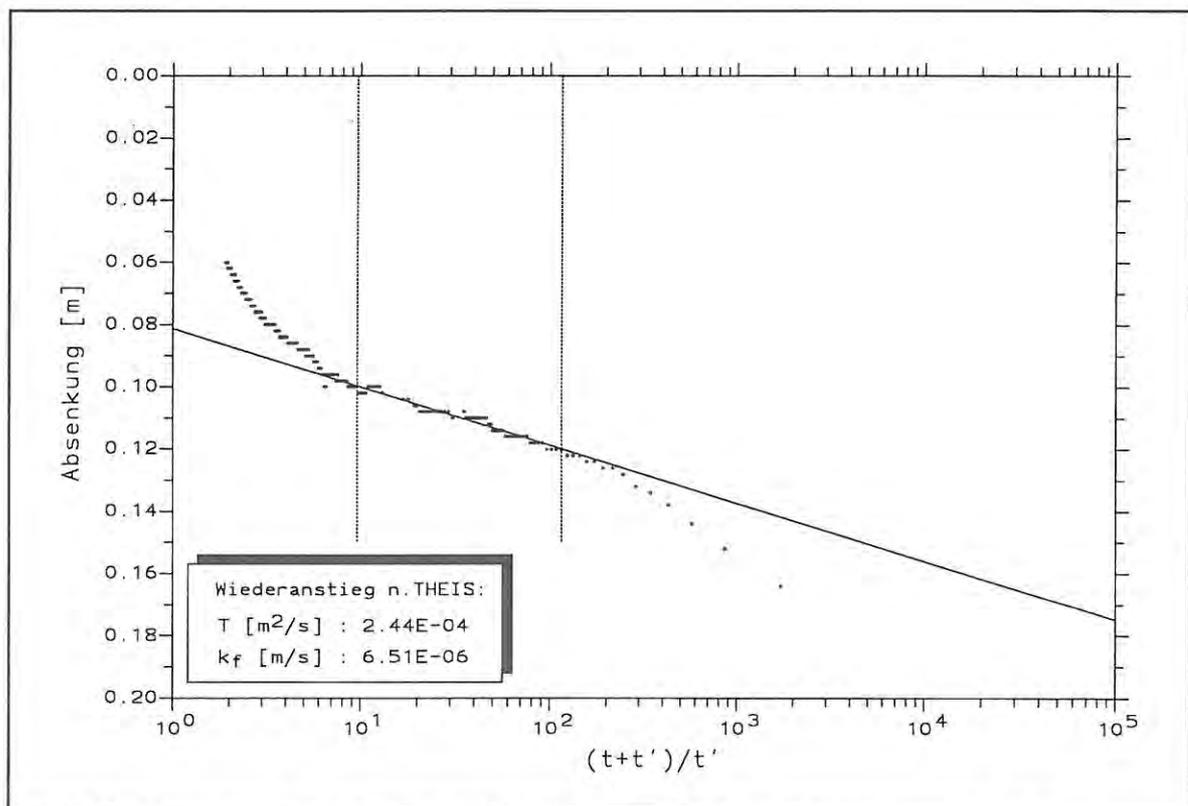


Abb. 3-46: Auswertung der infiniten radialen Fließphase beim Wiederanstieg nach THEIS

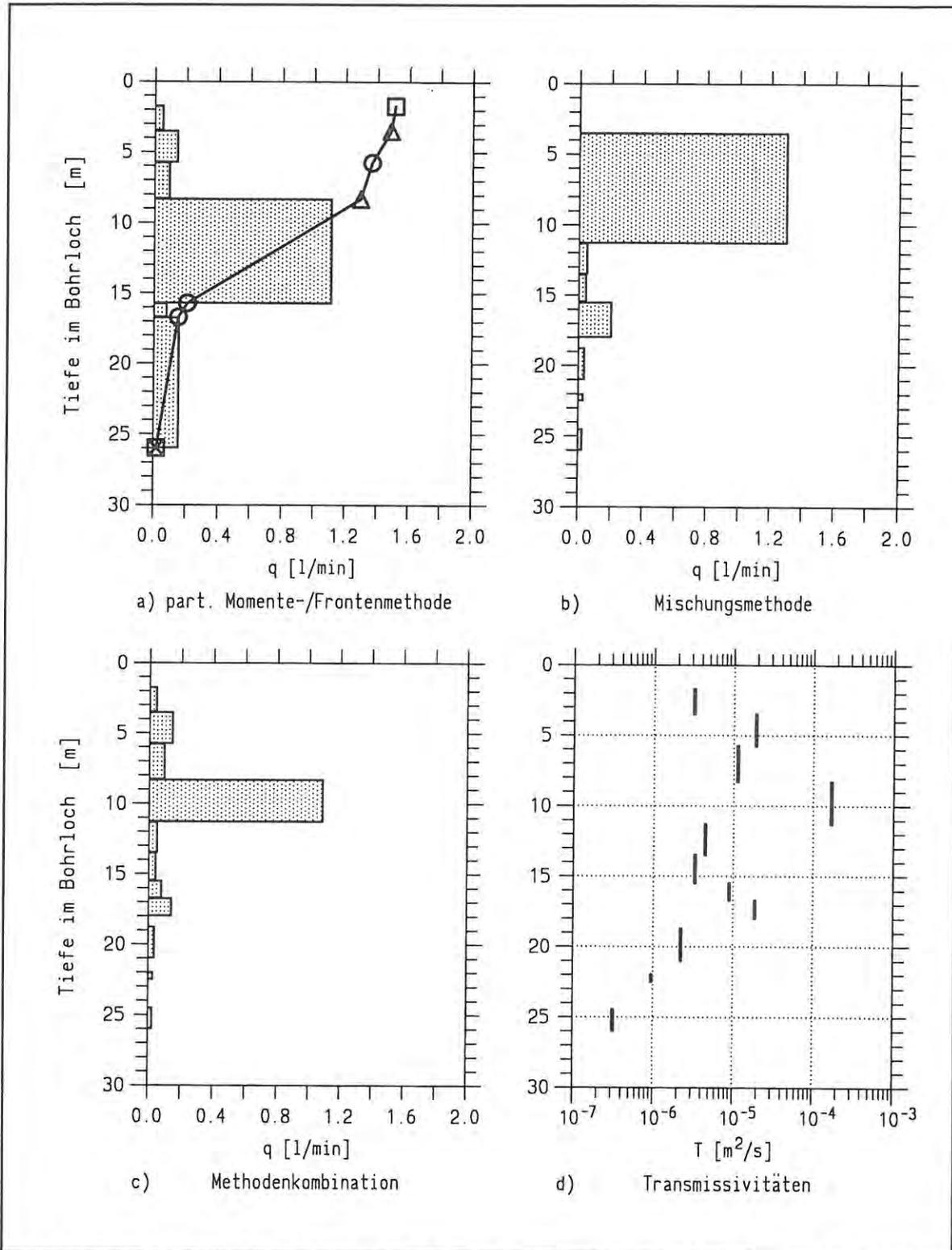


Abb. 3-47: Vergleich und Kombination der in KB14 nach verschiedenen Methoden aus den Leitfähigkeitslogs bestimmten Zuflußraten

Damit korrigiert sich auch Gleichung 3.3-21 zu

$$T_i = \frac{Tq_i'}{Q} \quad (3.3-23)$$

Bei den späteren Logs fällt die Korrektur nach Gl. 3.3-22 nicht mehr ins Gewicht.

### 3.3.10. Ergebnisse des Fluid-Logging-Verfahrens im Vergleich zu konventionellen Doppelpackertests

Die Ergebnisse des Fluid-Logging-Verfahrens stimmten bei den im FGmT untersuchten Bohrungen im Opalinuston i.d.R. sehr gut mit vergleichend durchgeführten Doppelpackertest überein. Die Vor- und Nachteile der verschiedenen Verfahren wurden bereits in Kapitel 3.3.3. diskutiert.

Für das besprochene Meßbeispiel sind die aus zahlreichen Einzelauswertungen erhaltenen Ergebnisse als Mittelwerte in Abb. 3-47a (Partielle Momenten- und Frontenmethode) und 3-46b (Mischungsmethode) in Form von Balkendiagrammen dargestellt, wobei die Höhe eines Balkens die Rate angibt, die in dem durch die Breite des Balkens bestimmten Bohrlochabschnitt zufließt. Zur Orientierung ist in der Abb. 3-47a nochmal die Ratensummenlinie aus Abb. 3-40 eingetragen, aus der die Zuflußraten der Einzelbereiche als Differenzen zwischen zwei Punkten auf der Summenlinie berechnet werden.

Da die Bohrlochabschnitte, für die nach den verschiedenen Verfahren die Zuflußraten ermittelt wurden, nicht übereinstimmen, sondern sich überschneiden, kann durch eine Kombination der Ergebnisse i.d.R. noch ein differenzierteres Bild der Lage und Raten der einzelnen Zuflußbereiche gewonnen werden. Diese Kombination der Ergebnisse aus Abb. 3-47a und 3-46b zeigt die Abb. 3-47c. Der dominierende Hauptdurchlässigkeitsbereich der vorgestellten Bohrung KB14 liegt demnach zwischen ca. 8 und 11 m Teufe.

Entsprechend den in Abb. 3-47c dargestellten Einzelraten  $q_i$  werden aus der Gesamttransmissivität  $T$  der Bohrung nach der Gleichung (3.3-23) die Teiltransmissivitäten  $T_i$  für die einzelnen Klufbereiche bestimmt. Diese Teiltransmissivitäten sind als Strichdiagramm in Abb. 3-47d dargestellt.

Insgesamt ergibt sich aus der Fluid-Logging-Messung in KB14 ein recht detailliertes Bild der Durchlässigkeitsverteilung in den obersten ca. 25 Bohrmeter. Unterhalb von 25 m konnten keine Zuflüsse mehr gemessen werden. Die Auflösungsgrenze ist bei dieser Messung bei  $10^{-7} \text{ [m}^2/\text{s]}$

anzusetzen.

Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse der Fluid-Logging Messung mit den Resultaten der konventionellen Doppelpackertests in KB14 zeigt Abb. 5-44. Es fällt auf, daß das Fluid-Logging im Bohrlochabschnitt von 2 bis 15 m Teufe ein wesentlich detaillierteres Bild der Durchlässigkeitsverteilung erbringt. In diesem Abschnitt war wegen der schlechten Bohrlochbeschaffenheit (vgl. Abb. 3-31) keine Differenzierung mit Packertests möglich. Die Summe der Teiltransmissivitäten aus der Fluid-Logging-Messung in diesem Bohrlochabschnitt stimmt mit dem Ergebnis der Pumpversuche aus diesem Bohrlochabschnitt überein.

Im Bohrlochabschnitt von 15 bis 25 m Teufe entsprechen die Ergebnisse des Fluid-Logging mit Ausnahme des Zuflußbereiches bei 25 m, der um eine halbe Größenordnung abweicht, sehr gut den in zahlreichen Doppelpackertests mit verschiedenen Testmethoden ermittelten Teiltransmissivitäten.

Im Bereich unterhalb von ca. 25 m konnten die dort im Vergleich zur Bohrlochtransmissivität sehr geringen Teiltransmissivitäten in der vorgestellten Fluid-Logging-Messung nicht mehr aufgelöst werden. Hierzu müßte eine Fluid-Logging-Messung mit höheren Absenkbeträgen und längerer Versuchsdauer durchgeführt werden, bei der dafür die größeren Zuflüsse nicht getrennt zu messen sind.

Gegenüber der hydraulischen Untersuchung der Bohrung KB14 mit einer Serie konventioneller Doppelpackertests, die über eine Woche dauerte, konnte die Fluid-Logging-Messung einschließlich der Wiederanstiegsmessung innerhalb eines Tages ausgeführt werden.

## 3.4. Hydrogeologische und hydraulische Felduntersuchungen

Mit hydraulischen Bohrlochtests, wie sie in den Kapiteln 3.2. und 3.3. vorgestellt werden, können nur Mittelwerte der hydraulischen Parameter bestimmt werden, die jeweils für den von der Druckänderung erfaßten Gebirgsbereich in einem bestimmten Radius um die getestete Bohrung repräsentativ sind. Im Gegensatz dazu stellen die unten aufgeführten hydrogeologischen und hydraulischen Felduntersuchungen keine punktuellen, sondern flächenhafte oder richtungsabhängige Untersuchungen dar:

Bei *Pumpversuchen mit Beobachtungsbohrungen* können Speichereigenschaften des Aquifers quantifiziert sowie die Richtungsabhängigkeit hydraulischer Parameter untersucht werden.

Mit *Tracertests* lassen sich in tonigen Festgesteinsaquiferen der Klufthohlraumanteil, Transportparameter sowie Sorptionseigenschaften der Kluftoberflächen bestimmen.

*Potentialmessungen* geben Aufschluß über das Grundwassergefälle und stellen damit eine wichtige Grundlage zur Berechnung natürlicher Strömungs- bzw. Durchsickerungsraten dar.

Mit *Abfluß- und Wasserstandsmessungen* in kleinen Bacheinzugsgebieten lassen sich Rückschlüsse auf den hydrogeologischen Aufbau, das Speichervermögen und die Klüftung einer tonigen Festgesteinsserie ziehen.

Diese Untersuchungen bilden eine wichtige Ergänzung und Kontrolle der in einzelnen Bohrungen punktuell bestimmten hydraulischen Größen.

#### 3.4.1. Pumpversuche mit Beobachtungsbohrungen

Bei Pumpversuchen mit Beobachtungsbohrungen wird aus einer Bohrung mit konstanter Rate gepumpt (Brunnen) und die Reaktion des Druckspiegels als Wasserstand im Brunnen und den umgebenden Beobachtungsbohrungen (Piezometer) gemessen. Durch Auswertung der Druckverläufe im Brunnen und den Piezometern können verschiedene hydraulische Parameter bestimmt werden:

- Für den Brunnen (wie bei einem Pumptest): Brunnenspeicherung, Skinfaktor, Transmissivität (als Mittelwert des in einem bestimmten Radius um den Brunnen getesteten Gebirges); Modellkomponenten wie Doppelporosität, hydraulische Ränder, Abstand eines geradlinigen hydraulischen Randes.
- Für jedes Piezometer: Transmissivität und Speicherkoeffizient für den Gebirgsbereich zwischen Piezometer und Brunnen.
- Hinweise zur Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeits- bzw. Speichereigenschaften des Aquifers.
- Aussagen über die Entfernung und Lage ge-

radliniger hydraulischer Ränder des Aquifers.

Pump- und Wiederanstiegsphase im Brunnen werden wie bei einem Pumptest ohne Beobachtungsbohrungen ausgewertet. Hierbei ist zu beachten, daß in geringleitenden tonigen Festgesteinsaquiferen benachbarte Beobachtungsbohrungen einen nicht zu vernachlässigenden Wasservorrat bergen, der mit der Ankunft der Druckabsenkung in den Aquifer eingespeist wird und dadurch im Druckverlauf des Brunnens einen Doppelporositätseffekt vortäuscht (vgl. Kap. 3.2.4.).

Für jedes Piezometer wird aus dem Druckverlauf während der Pumpphase mit dem Geradlinienverfahren nach COOPER & JACOB (1946) die Transmissivität  $T$  (Gleichung 3.2.4-5) und der Speicherkoeffizient  $S$  (Gleichung 3.2.4-6) bestimmt.

#### 3.4.2. Tracertests

Mit Tracertests können Grundwasserabstandsgeschwindigkeiten gemessen werden, aus denen nach DARCY mit

$$v_a = \frac{k_f i}{n_e} \quad (3.4.2-1)$$

die Porosität bzw. der Klufthohlraumanteil  $n_e$  bestimmt werden kann. Der  $k_f$ -Wert kann durch eine hydraulische Auswertung des Tests bestimmt werden, bei dem während eines Pumpversuches in einer Bohrung (Brunnen) ein radiales Fließfeld erzeugt wird, in das durch eine benachbarte Bohrung Tracer injiziert wird. Das (mittlere) hydraulische Gefälle  $i$  ergibt sich näherungsweise als Quotient aus der Potentialdifferenz und dem Abstand der beiden Bohrungen.

Um eine möglichst momentane Injektion zu erhalten, muß bei Versuchen in Geringleitern das injizierte Volumen klein gehalten werden, da größere Volumina nur während längerer Zeit verpreßt werden können. Für die Tracerversuche im Opalinuston wurde eine Methode angewandt, die es ermöglichte, ein geringes Tracervolumen rasch in einen Kluftbereich zu verpressen und nach wenigen Minuten wieder normale Druckverhältnisse ohne Tracerreste in der Injektionsbohrung

herzustellen.

Mit einem hierzu konstruierten Tracereingabegerät (Abb. 3-48) wird der Tracer in den Zwischenraum zwischen einem Verdrängungskörper und der Bohrlochwand eingefüllt. Dieses geringe Volumen wird durch das Auffüllen des Ringraums um 1-2 Meter rasch in die Klüfte gepreßt. Nach wenigen Minuten kann durch Einschalten einer Pumpe der Wasserstand in der Bohrung auf das Niveau vor der Injektion zurückgeführt werden. Wie Abb. 3-48 zeigt, werden dabei noch zwischen Bohrlochwand und Verdrängungskörper verbliebene Tracerreste in das Innere des Verdrängungskörpers gespült. Zur quantitativen Bestimmung der wirklich injizierten Tracermenge können die Tracerreste von dort nach Beendigung des Versuches zurückgewonnen werden.

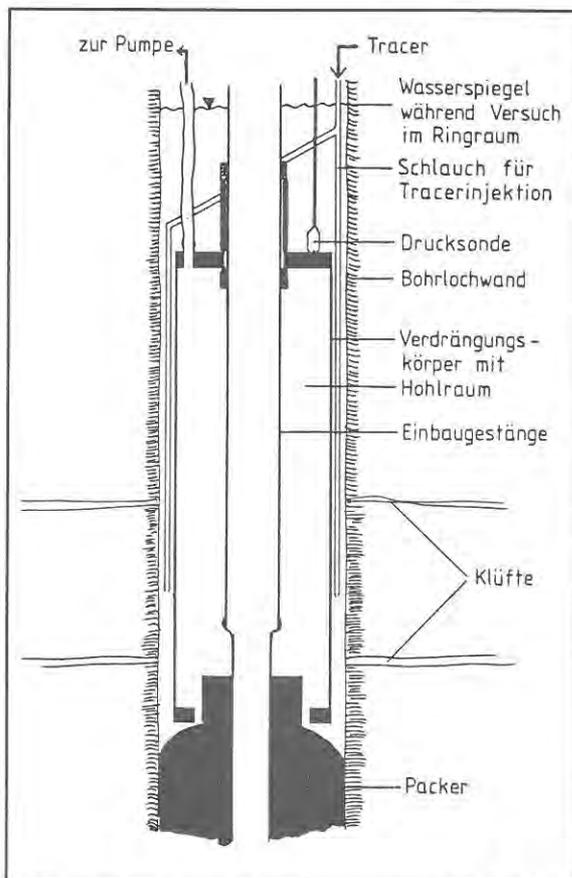


Abb. 3-48: Prinzip der Tracereingabe bei Markierungsversuchen im Opalinuston

Der Tracerdurchgang im Brunnen wird als Konzentrations-Zeit-Kurve gemessen. Zur Berechnung einer Durchgangskurve in einem radialen konver-

gierenden Fließfeld geben SAUTY & KINZELBACH (1988) folgende Näherungslösung an:

$$C(r, t) = \frac{Mr}{2\sqrt{\pi t \alpha_L v_a}} \cdot \frac{1}{Qt} \exp\left(-\frac{(r - v_a t)^2}{4\alpha_L v_a t}\right) \quad (3.4.2-2)$$

Hierin sind

- $r$  = Abstand der Tracereingabestelle vom Brunnen [m]
- $t$  = Versuchszeit [s]
- $C(r, t)$  = Konzentration im Brunnen [kg/m<sup>3</sup>]
- $M$  = eingegebene Tracermasse [kg]
- $v_a$  = (mittlere) Abstandsgeschwindigkeit
- $\alpha_L$  = longitudinale Dispersivität [m]

Befindet sich die Eingabestelle des Tracers bereits im radialen Strömungsfeld des Entnahmebrunnens, so lässt sich die (mittlere Abstandsgeschwindigkeit anstelle von Gleichung 3.4.2-1 besser nach

$$v_a = \frac{Q}{n_e \cdot \pi \cdot r \cdot h} \quad (3.4.2-3)$$

berechnen. Dabei sind:

- $Q$  = Pumprate im Entnahmebrunnen [m<sup>3</sup>/s]
- $n_e$  = eff. Porosität bzw. Kluftholraumanteil
- $h$  = Aquifermächtigkeit bzw. Mächtigkeit des geklüfteten Bereichs [m]

Zur Bestimmung der Abstandsgeschwindigkeit und der Dispersivität wird die gemessene Tracerdurchgangskurve durch eine nach Gleichung 3.4.2-2 berechnete Konzentrationskurve angepasst, wobei  $n_e$  (und damit  $v_a$ ) und  $\alpha_L$  bis zur bestmöglichen Kurvendeckung variiert werden.

### 3.4.3. Potentialmessungen

Aus der Verteilung des hydraulischen Potentials in einem Aquifer kann die Richtung der Grundwasserströmung und in Verbindung mit der Transmissivität  $T$  bzw. dem Durchlässigkeitsbeiwert  $k_f$  nach dem Gesetz von DARCY die Größe der natürlichen Grundwasserströmung  $Q$  durch eine bestimmte Fläche  $A$  bestimmt werden:

$$Q = Tb \frac{\Delta h}{\Delta l} = k_f A \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.4.3-1)$$

Darin sind:

- $\Delta h$  = Potentialdifferenz zwischen zwei Meßpunkten [m]  
 $\Delta l$  = Abstand der Meßpunkte [m]  
 $b$  = Abstrombreite [m]  
 $A$  = Fließquerschnitt [m<sup>2</sup>]

Durch die Messung der Ruhewasserspiegel in mehreren Bohrungen (bezogen auf m ü.N.N.) kann die Potentialverteilung über eine Fläche ermittelt und in Form eines Grundwassergleichenenplanes dargestellt werden. Hieraus kann die horizontale Komponente der Grundwasserströmung berechnet werden.

Durch die Messung der Ruhedrucke in verschiedenen tiefen Bohrlochabschnitten wird die vertikale Potentialverteilung ermittelt, mit der die vertikale Durchsickerung der Gesteinsserie berechnet werden kann. Zur horizontierten Messung der Potentialverteilung gibt es drei verschiedene Verfahren:

1. Abpackern verschieden tiefer Bohrlochabschnitte und Messung des Ruhewasserspiegels im Testrohr

Diese Methode ist die einfachste Möglichkeit zur Messung des Ruhepotentials. Die Einstellung des Ruhepotentials kann allerdings bei gering und sehr gering durchlässigen Bohrlochabschnitten mehrere Tage oder Wochen dauern.

2. Bestimmung des Ruhepotentials aus dem Wiederanstieg nach Pump- oder Drill-Stem-Tests mit dem Wiederanstiegsverfahren nach THEIS

Bei der Bestimmung der Transmissivität eines Bohrlochintervalles aus dem Wiederanstieg nach einem Pumpstest oder DST nach THEIS ergibt die Regressionsgerade durch den Abschnitt der infiniten radialen Fließphase als Schnittpunkt mit der Ordinate  $(t+t'/t')$  das Ruhepotential  $h_0$ . Diese Extrapolation gilt jedoch nur für gespannte Aquifere, die homogen und unbegrenzt sind (Grundmodell a, Abb. 3-12).

Bei Aquiferen mit einer speichernden Aquiferkomponente (Grundmodell b, Abb. 3-12) liefert nur die Gerade durch die zweite radiale Fließphase (D-E) als Schnittpunkt mit der

Ordinate den richtigen Wert für  $h_0$ . Bei Aquiferen mit einem linearen hydraulischen Rand (Aquifermodell c, Abb. 3-12) erhält man  $h_0$  als Schnittpunkt mit der Geraden durch die semiradiale Fließphase (D-E).

3. Bestimmung des Potentials verschieden tiefer Kluftzuflüsse aus Fluid-Logging-Messungen mit mehreren Pumpstufen

Beim Fluid-Logging-Verfahren (vgl. Kap. 3.3.) wird das Wasser in einem Bohrloch gegen ein Fluid deutlich niedrigerer (oder höherer) elektrischer Leitfähigkeit ausgetauscht, so daß sich die Kluftwasserzutritte, die beim anschließenden Pumpen aktiviert werden, als Leitfähigkeitspeaks beim Fahren von Leitfähigkeitslogs in der entsprechenden Tiefe bemerkbar machen.

Entwickeln sich vor dem Beginn der Pumpphase bereits Leitfähigkeitspeaks, so besitzen die entsprechenden Kluftzutritte ein höheres Potential als dem Ruhewasserspiegel im Bohrloch entspricht. In diesen Fällen müssen auch Bereiche mit niedrigerem Potential existieren. Wird die anschließende Pumpphase mehrstufig gefahren, z.B. in Absenkschritten von einem halben Meter, so werden einzelne Kluftzuflüsse in der Bohrung aktiviert und im Leitfähigkeitslog erkennbar, sobald der abgesenkte Wasserspiegel das Kluftpotential unterschreitet.

#### 3.4.4. Abflußverhalten von Quellen und Bächen

Abflußmessungen geben Aufschluß über die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet eines Baches bzw. einer Quelle.

Aus Meßreihen von Abfluß- und Niederschlagsdaten über einige Monate können aus dem Abflußverhalten nach Niederschlagsereignissen Rückschlüsse auf den Aufbau, das Speichervermögen und die Klüftung des Grundwasserleiters im Einzugsgebiet gezogen werden. Ein entsprechendes Meßprogramm kann auch in tonigen Festgesteinsserien wie dem Opalinuston durchgeführt werden, sofern im Untersuchungsgebiet Quellen oder Bäche mit einem auf diese Gesteins-

serie beschränktem Einzugsgebiet vorhanden sind.

### Durchführung

#### 1. Vorarbeiten

Anhand der topographischen und geologischen Karte bzw. durch eine zusätzliche geologische Kartierung ist das Einzugsgebiet einer Quelle bzw. eines Baches zu umgrenzen. Es sollte möglichst vollständig in der zu untersuchenden geologischen Formation liegen, in vorliegenden Fall also im Opalinuston.

Um aus den Abflußmessungen auch das Kluftvolumen bestimmen zu können (s.u.), sollten zur Messung des in einem bestimmten Zeitabschnitt entleerten Gebirgsvolumens mehrere Beobachtungsbohrungen, möglichst in verschiedenen morphologischen Positionen im Einzugsgebiet verteilt, vorhanden sein.

#### 2. Abflußmessungen

Zur Messung des Quell- bzw. des Bachabflusses ist ein Meßwehr zu errichten, wo die Schüttung durch Auslitern oder über eine Berechnung mittels eines definierten Abflußquerschnittes bestimmt werden kann (vgl. HÖLTING, 1989). Die Meßabstände richten sich danach, ob sich der Abfluß rasch ändert oder kontinuierlich verhält. Während und nach Niederschlagsereignissen sind daher Messungen in kürzeren Abständen erforderlich (mehrmals am Tag). Dagegen können in Trockenzeiten eine Messung pro Tag oder wenige Messungen pro Woche genügen. Gleichzeitig mit der Messung der Schüttung sind die elektrische Leitfähigkeit und die Temperatur des Abflusses zu registrieren.

#### 3. Niederschlagsmessungen

Der Niederschlag wird entweder mittels Niederschlagsmesser auf dem Untersuchungsgebiet direkt gemessen (vgl. HÖLTING, 1989) oder von benachbarten Stationen des Deutschen Wetterdienstes bzw. sonstigen Wetterstationen bezogen. Aus unterschiedlichen Niederschlagshöhen mehrerer benachbarter Wetterstationen kann für das Untersuchungs-

gebiet ein Mittelwert mit Hilfe von Thiessen-Polygonen ermittelt werden (RICHTER & LILLICH, 1975).

#### 4. Messung der Grundwasserspiegelschwankungen im Einzugsgebiet

Gleichzeitig mit den Abflußmessungen ist jeweils der Wasserstand in allen Beobachtungsbohrungen im Einzugsgebiet zu messen. Aus der mittleren Änderung der Wasserstände und der Fläche des Einzugsgebietes kann das aufgefüllte bzw. entleerte Gebirgsvolumen bestimmt werden.

### Auswertung

Aus der Abflußganglinie wird eine Trockenwetterleerlauflinie (TWL) ermittelt, die den Grundwasserabfluß in Trockenzeiten widerspiegelt. Die Konstruktion der TWL erfolgt graphisch, indem aus der Abflußkurve fallende Ganglinienabschnitte in Trockenzeiten herausgezogen und zu einer neuen Kurve zusammengesetzt werden. Aus dem Verlauf der TWL können Rückschlüsse auf die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet gezogen werden (vgl. NATERMANN, 1951; RICHTER & LILLICH, 1975):

- Ein steiler Abfall der TWL weist auf eine schnelle Entleerung des Grundwasserleiters hin, z.B. infolge stärkerer Klüftung, Verkarstung oder geringen Speichervermögens.
- Ein flacher Abfall der TWL weist auf ein größeres Speichervermögen hin.

Nach MAILLET (1905) zeigen Trockenwetterleerlaufkurven i.d.R. einen exponentiellen Verlauf nach der Gleichung

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (3.4.4-19)$$

Darin sind

- $Q_0$  = maximale Schüttung zur Zeit  $t_0$  [m<sup>3</sup>/d]
- $Q_t$  = Schüttung nach  $t$  (Tagen) [m<sup>3</sup>/d]
- $\alpha$  = Leerlaufkoeffizient [1/d]
- $t$  = Zeit [d]

Der Leerlaufkoeffizient  $\alpha$  ergibt sich daraus als

$$\alpha = \frac{\ln(Q_0) - \ln(Q_t)}{t} = \frac{\lg(Q_0) - \lg(Q_t)}{0.4343 t} \quad (3.4.4-2)$$

und kann aus einer logarithmischen Auftragung der Schüttung  $Q_t$  gegen die Zeit  $t$  als Geradensteigung über eine logarithmische Dekade von  $Q$  ermittelt werden (Abb. 3-49).

Mit der Auftragung von  $\lg(Q_t)$  gegen  $t$  können Rückschlüsse auf verschiedene Abflußanteile bzw. den Aufbau des Aquifers gezogen werden. In vielen Fällen ergibt sich nicht nur eine Leerlaufgerade, sondern man erhält eine Kurve, die sich in zwei oder mehr Leerlaufgeraden mit verschiedenen  $\alpha$ -Werten zerlegen läßt. Diese repräsentieren verschiedene Abflußanteile (Abb. 3-50).

Die Abflußanteile können aus verschiedenen lithologischen Einheiten eines geschichtet oder inhomogen aufgebauten Aquifers mit unterschiedlichem Speichervermögen bzw. Leerlaufverhalten stammen. Auch eine Differenzierung des Abflusses in Oberflächenabfluß, Zwischenabfluß (interflow), kurzfristigen Grundwasserabfluß und langfristigen Grundwasserabfluß (base flow) bedingt in der semilogarithmischen Auftragung eine Leerlaufkurve, die sich aus mehreren Leerlaufgeraden zusammensetzt.

Mit bekanntem Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  berechnet sich das zum Zeitpunkt  $t_0$  im Aquifer gespeicherte Wasservolumen  $V_0$  nach

$$V_0 = \int_{t=0}^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0 [m^3/d]}{\alpha [1/d]} \quad (3.4.4-3)$$

und ein zwischen den Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  ausgeflossenes Wasservolumen  $V_{1/2}$  nach

$$V_{1/2} = \int_{t_1}^{t_2} Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0 e^{-\alpha t_1}}{\alpha} - \frac{Q_0 e^{-\alpha t_2}}{\alpha} = \frac{Q_1}{\alpha} - \frac{Q_2}{\alpha} \quad (3.4.4-4)$$

Das im Zeitraum  $t_1$  bis  $t_2$  entleerte Gebirgsvolumen  $G_{1/2}$  kann näherungsweise als Mittelwert der Differenzen  $\Delta h_i$  der Grundwasserspiegel  $h_1$  zur Zeit  $t_1$  und  $h_2$  zur Zeit  $t_2$  in den  $n$  Beobachtungs-

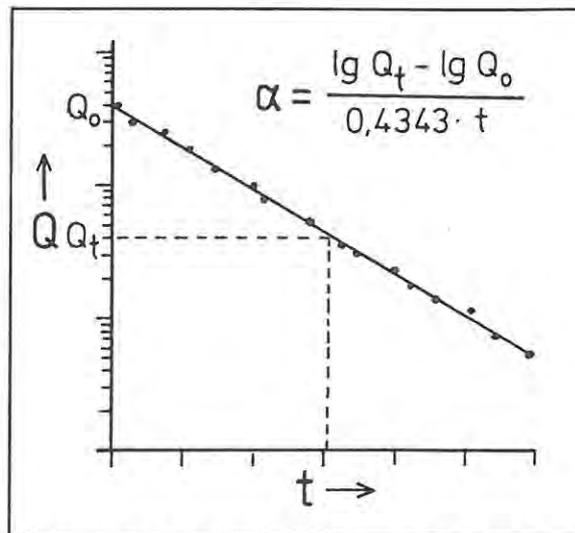


Abb. 3-49: Ermittlung des Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  aus der Auftragung der Schüttung  $Q$  gegen die Zeit  $t$

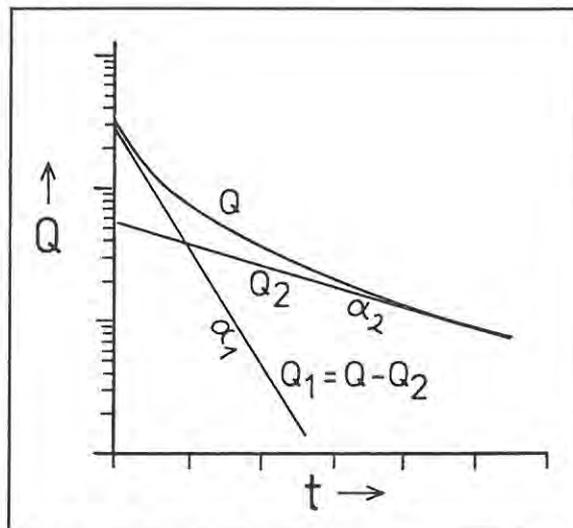


Abb. 3-50: Leerlaufverhalten mit verschiedenen Abflußanteilen

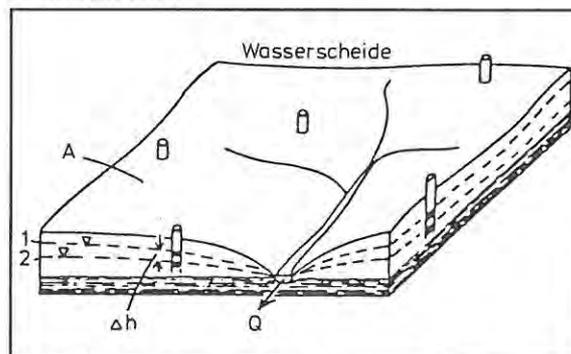


Abb. 3-51: Skizze zur Berechnung des entleerten Kluftvolumens aus dem Bachabfluß  $Q$ , der Einzugsgebietsfläche  $A$  und der Grundwasserspiegelabsenkung  $\Delta h$

bohrungen im Einzugsgebiet und der Fläche  $A$  des Einzugsgebietes nach

$$G_{1/2} = A \sum_{i=1}^n \frac{\Delta h_i}{n} \quad (3.4.4-5)$$

bestimmt werden (Abb. 3-51). Bei Klufftgrundwasserleitern ergibt sich aus Gl. 3.4.4-5 mit der Annahme freier Grundwasserverhältnisse im entleerten Gebirgsvolumen der speichernutzbare Kluffthohlraumanteil  $n$  nach

$$n = \frac{V_{1/2}}{G_{1/2}} \cdot 100 [\%] \quad (3.4.4-6).$$

### 3.5. Laboruntersuchungen

#### 3.5.1. Untersuchungen am Kernmaterial

Im oberen Bereich der Untersuchungsbohrungen, wo die Gesteinsparameter stärker variieren, wurden Kernproben in geringeren Abständen entnommen. Zur Tiefe hin wurden die Beprobungsabstände größer. Tabelle 3-2 zeigt einen Beprobungsplan für eine 60 m tiefe Bohrung, der nach den Erfahrungen bei der Untersuchung der Opalinustonbohrungen aufgestellt wurde.

Zur Bestimmung der Parameter Wassergehalt, Dichte, Korngrößenverteilung und Gesteinsfestigkeit wurden die Proben zum Schutz vor Austrocknung luftdicht verpackt. Zur Bestimmung des Karbonatgehaltes, des Chloridgehaltes im Porenwasser und für mineralogische Untersuchungen genügte eine weniger aufwendige Verpackung.

Parameter	Verfahren	verlehnte Zone (V5-V3)	stückig zerlegte Zone (V3-V1)	unverwitterte Zone (obere 10-20m)	tiefere unverwitterte Zone	Bem.
Wassergehalt	Ofentrocknung	0.25m	0.25m	0.5m	1-2m	*1
Dichte	Ausstechzylinder Tauchwägung	0.25-0.5m	0.25-0.5m	0.5-1m	2-5m	
Kornverteilung	Slaking	0.5m	0.5m	1m	5-10m	
Gesteinsfestigkeit	Point-Load		0.25m	0.25m	0.5m	*4 *5
Gesteinsdurchlässigkeit	Permeameter (Triaxialzelle)	0.5m	0.5m			
Karbonatgehalt	Wösthoff-Carmhograph	0.5m	0.5m	1-2m	2-5m	*2 *6
Organischer Gehalt	Wösthoff-Carmhograph	0.5m	0.5m	1-2m	2-5m	*2 *6
Chloridgehalt des Porenwassers	Leaching	1-2m	1-2m	1m	1m	*1 *3
Mineralbestand	Röntgendiffraktometer	0.5m	1m	2m	5m	*2 *5

\*1) zusätzlich aus geklüfteten und plastischen Bereichen  
 \*2) zusätzlich aus lithologisch abweichenden Horizonten  
 \*3) entnommene Proben zunächst in größeren Abständen untersuchen, in Abschnitten mit Veränderungen Untersuchung verdichten  
 \*4) Versuchsdurchführung vor Ort  
 \*5) am Restmaterial nach der Probennahme für die Laborversuche  
 \*6) Schlitzproben entnehmen

Tab. 3-2: Probenabstände bei der Entnahme von Kernproben für die Laboruntersuchungen

Die Kernproben aus den sechs Versuchsfeldern wurden im Labor des Geologischen Landesamtes untersucht. Die für die hydraulischen Eigenschaften mächtiger Tonsteinserien relevanten Untersuchungsverfahren werden nachfolgend beschrieben. Einen Überblick der wichtigsten bodenphysikalischen Kennwerte, ihrer Ermittlung und Bedeutung gibt z.B. PRINZ (1982).

### 3.5.1.1. Wassergehalt

Die Bestimmung des Wassergehalts erfolgte durch Ofentrocknung der Probe nach DIN 18121.

Der Wassergehalt zeigt eine deutliche Beziehung zum Verwitterungsgrad des Gesteins. WALLRAUCH (1969) gibt den Schwankungsbereich des Wassergehalts für die einzelnen in Tagesaufschlüssen bestimmten Verwitterungsgrade an. Bei den in den Kernbohrungen abgegrenzten Verwitterungsstufen ergeben sich etwas größere Schwankungsbreiten für die Wassergehalte (Tab. 3-3):

Verwitterungsgrad	Wassergehalt in den Kernbohrungen	Wassergehalt nach WALLRAUCH (1969)
V5	25 - 35 %	25 - 30 %
V4	15 - 25 %	20 - 25 %
V3	13 - 20 %	16 - 19 %
V2	10 - 20 %	13 - 15 %
V1	8 - 20 %	10 - 12 %
V0	4 - 10 %	7 - 9 %

Tab. 3-3: Wassergehalte in den verschiedenen Verwitterungszonen des Opalinustons

Abb. 3-52 zeigt eine Gegenüberstellung zweier Bohrprofile mit sehr unterschiedlich mächtiger Verwitterungszone: In beiden Bohrungen korrelieren die stärker verwitterten Gesteinszonen mit höheren Wassergehalten. In der Kernbohrung KB5 reicht die Verwitterungsstufe V1 bis 11 m Tiefe. Parallel dazu erreicht der Wassergehalt Werte unter 10 %. In der Kernbohrung KB7 wird ein Wassergehalt von <10 % bereits in 3 m Tiefe erreicht, wo auch die Basis der Verwitterungszone liegt.

### 3.5.1.2. Dichte

Die Gesteinsdichte ist eine wichtige Größe zur Charakterisierung des Verwitterungszustandes

bzw. der Entfestigung des Gesteins.

Die Bestimmung der Dichte erfolgte bei festen Tonsteinproben durch Tauchwägung (DIN 18125, Teil 1) und bei Proben aus stärker verwitterten Bereichen (plastische oder verlehnte Proben) mit dem Ausstechzylinderverfahren (DIN 18125, Teil 2).

Die Feuchtdichte  $D_f$  wird ermittelt als Quotient aus der Masse  $m$  und dem Volumen  $V$  der Probe. Daraus berechnet sich die Trockendichte  $D_t$  mit dem Wassergehalt  $w$  nach

$$\gamma_t = \frac{\gamma_f}{1 + w/100} \quad (3.5-1)$$

Die Verwitterungszone weist mit abnehmendem Verwitterungsgrad nach unten hin zunehmende Dichtewerte auf. Die Trockendichte in der Verwitterungszone liegt unter  $2.0 \text{ g/cm}^3$  (vgl. Abb. 3-53). In der unverwitterten Zone (V0) weist die Trockendichte Werte  $> 2.0 \text{ g/cm}^3$  auf. In diesem Bereich korrelieren Werte zwischen  $2.0$  und  $2.2 \text{ g/cm}^3$  i.d.R mit höheren Gebirgsdurchlässigkeiten (Auflockerungszone), während gering durchlässiger Opalinuston in größerer Tiefe meist Trockendichtewerte über  $2.2 \text{ g/cm}^3$  aufweist (vgl. Abb. 3-54).

Als Ergänzung wurde die Korndichte mit einem Kapillaryknometer bestimmt (DIN 18124). Hierbei ergaben sich - unabhängig von der Entnahmetiefe der Probe - für den Opalinuston Werte von durchschnittlich  $2.734 \text{ g/cm}^3$ .

### 3.5.1.3. Korngröße und Kornverteilung

Unter Korngröße wird hier die reale Größe der Tonsteinkörper verstanden. Diese ist nach WALLRAUCH (1969) die wesentliche Bestimmungsgröße zur Charakterisierung der Verwitterungsstufe. Die reale Korngröße gibt praktisch den Zerlegungsgrad wieder, den ein toniges Festgestein bisher erreicht hat (vgl. Kap. 2.1.5., Abb. 2-3). WALLRAUCH (1969) wendet zur Ermittlung der Korngrößenverteilung eine schonende Naßsiebung des Gesteins an.

Bei der Untersuchung von Kernproben ist auf-

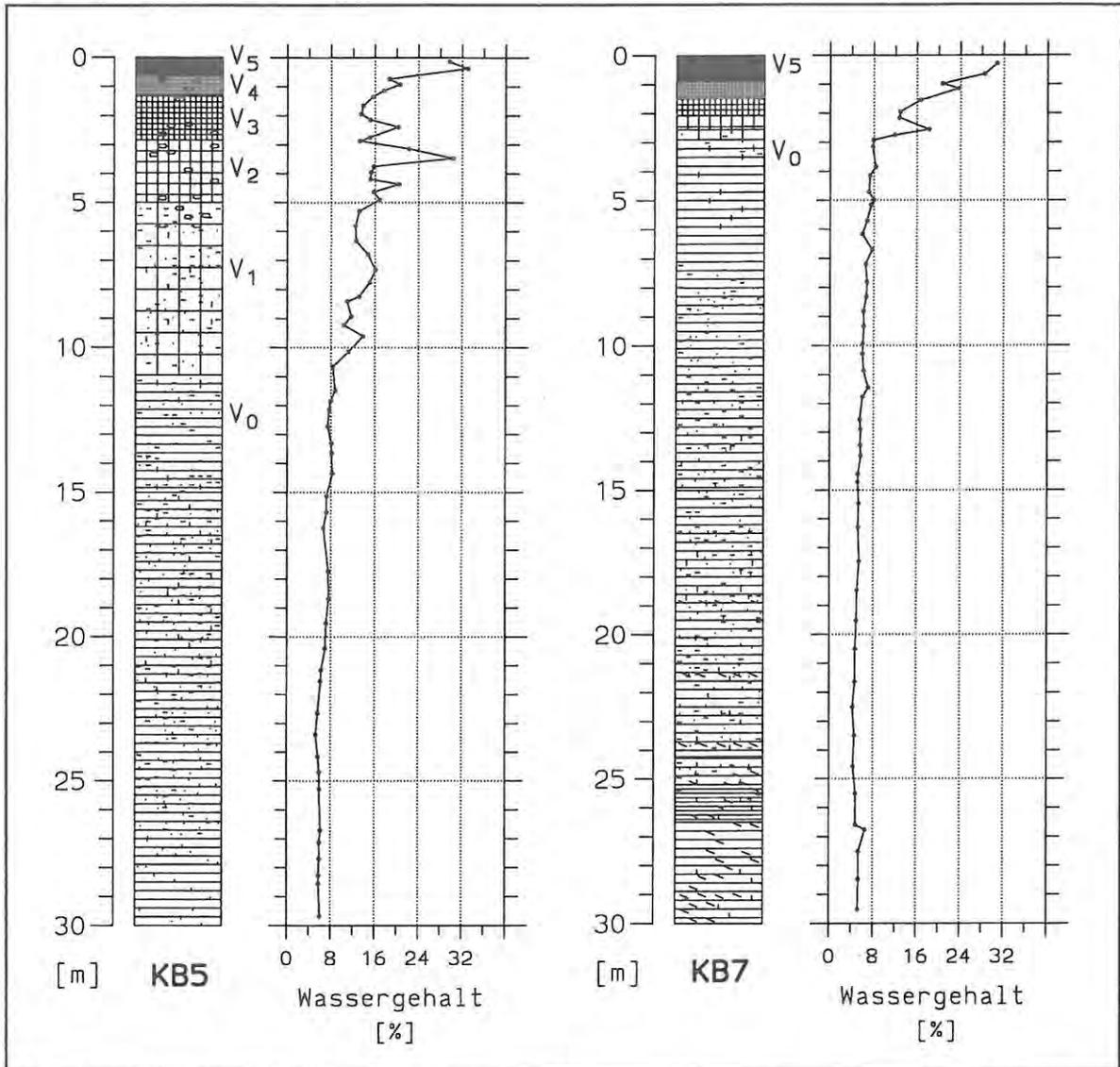


Abb. 3-52: Gegenüberstellung von Bohrprofil und Wassergehalt. Höhere Wassergehalte korrelieren mit einem höheren Verwitterungsgrad

grund der geringen Probenmengen und der Beanspruchung des Gesteins beim Bohren die Bestimmung grober Korngrößen nicht repräsentativ möglich. Zusätzlich tritt das Problem auf, daß mit einer schonenden Naßsiebung eine Zerlegung verbackener Proben aus den Verwitterungsstufen V5 bis V3 in die einzelnen Verwitterungsaggregate nicht möglich ist. Bei der Untersuchung der Bohrkern wurde daher ein Aufbereitungsverfahren gewählt, das einen Zerfall der Kernprobe unter reproduzierbaren Versuchsbedingungen bewirkt. Dabei wird die Kernprobe zunächst getrocknet und danach einen Tag unter Wasser gelegt. Die starken Saugspannungskräfte bzw. die

Komprimierung der Luft in den Poren bewirkt eine "Sprengung" und Zerlegung der Probe, die um so größer ist, je stärker die Kornbindungskräfte durch Gebirgsentlastung und Verwitterung vermindert sind.

Eine Korngrößenanalyse nach einem derartigen Trocknungs-Befeuchtungs-Zerfall (Slaking) liefert daher ein Maß für Beanspruchung des Gesteins durch Verwitterung und Gesteinsentfestigung. Zur Parallelisierung mit dem Bohrprofil bzw. weiteren Gesteinsparametern wurde der prozentuale Anteil der drei Siebfractionen

- < 0.063mm (Ton- und Schlufffraktion)
- 0.063mm - 2mm (Sandfraktion)
- > 2mm (Kiesfraktion und Blöcke)

bestimmt und gegen die Tiefe aufgetragen (vgl. Abb. 3-53 und 3-54).

Abb. 3-53 zeigt einen Vergleich der Bestimmungsmethode nach WALLRAUCH (schonende Naßsiebung) und der Korngrößenbestimmung nach vorhergehendem Slaking. Die verlehnten Verwitterungsbereiche V5 bis V3 können in der schonenden Naßsiebung kaum zerlegt werden, es verbleiben gröbere Bodenstücke mit einem Durchmesser > 2 mm. Die Verwitterungsstufe V2 läßt sich sehr gut in feine Korngrößen zerlegen. Eine deutliche Zunahme der Korngröße erfolgt im unteren Bereich der verwitterungsstufe V2, im unverwitterten Bereich treten vorwiegend nur noch grobe Korngrößen auf.

Dagegen ergibt sich bei der Korngrößenbestimmung nach vorhergehendem Slaking ein besseres Bild einer kontinuierlichen Zunahme der Korn-

größe mit der Tiefe: Die hohen Feinkornanteile nehmen im Verwitterungsprofil nach unten hin ab. Auch im oberen Teil der unverwitterten Zone entstehen durch die Aufbereitungsmethode noch erhöhte Anteile der Schluff- und Sandkornfraktion, die auf eine Gesteinsentfestigung in diesem Bereich hindeuten.

Die gute Korrelation zwischen der Abfolge der Verwitterungsstufen und der Korngröße (nach Slaking) zeigt auch das Beispiel der Bohrung KB17 in Abb. 3-54.

### 3.5.1.4. Gesteinsfestigkeit (Point-Load)

Als Versuchsmethode zur Abschätzung der Gesteinsdruckfestigkeit wurde der Punkt-Last-Versuch (point-load) durchgeführt (PRINZ, 1982). Bei diesem Versuch wird ein Kernstück mit einem tragbaren hydraulischen Prüfgerät zwischen zwei abgestumpften Kegelspitzen bis zum Trennbruch belastet. Die Belastung der Kernstücke erfolgt schichtnormal.

Aus dem Durchmesser d [m], der Höhe h [m] der

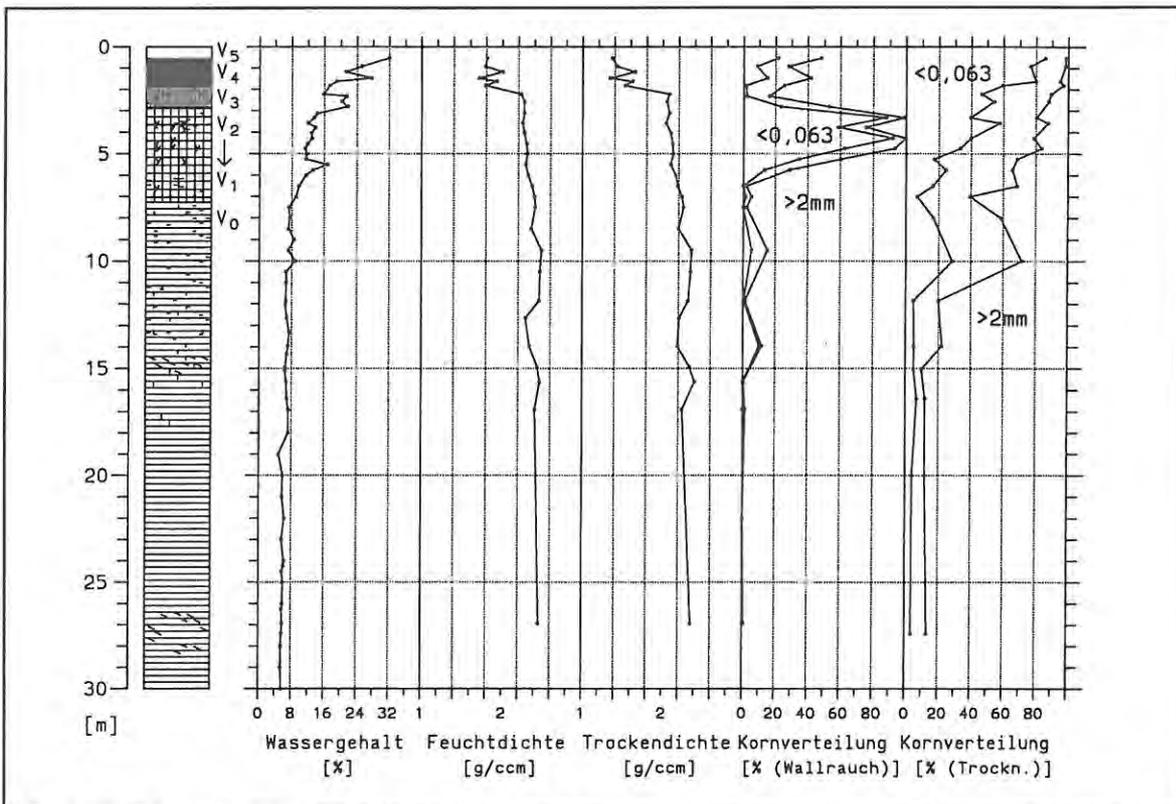


Abb. 3-53: Kornverteilung nach Aufschluß der Proben durch schonende Naßsiebung (WALLRAUCH) und nach Trocknungs-/Befeuchtungs-Zerfall im Vergleich mit Wassergehalt und Dichte

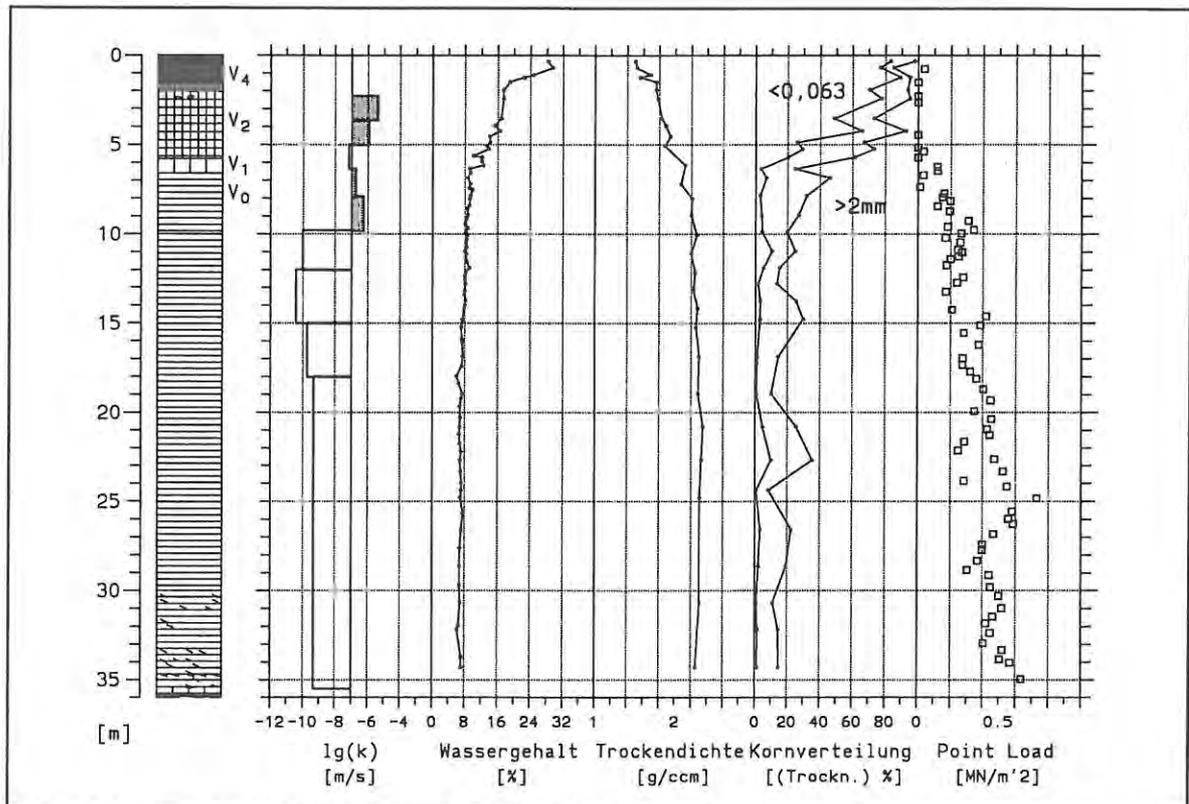


Abb. 3-54: Vergleich der Parameter für die Gesteinsfestigkeit (Trockendichte, Kornverteilung und Punktlastversuch) mit dem Verwitterungsprofil und der Durchlässigkeitsverteilung

zylindrischen Kernprobe und der Bruchlast  $F$  [N] berechnet sich der Punktlastindex  $I_s$  nach

$$I_s = \frac{F}{d \cdot h \cdot 10^6} \text{ [MN/m}^2\text{]} \quad (3.5-2)$$

Zur Parallelisierung mit dem Bohrprofil wird der Punktlastindex  $I_s$  gegen die Tiefe aufgetragen. Abb. 3-54 zeigt die Zunahme des Punktlastindexes mit der Tiefe am Beispiel der Bohrung KB17: In den Verwitterungszonen V5 bis V4 liegt der Punktlastindex bei 0, ab der Verwitterungsstufe V1 beginnt er mit der Tiefe anzusteigen und zeigt somit festeres Gebirge an.

Relativ niedrige Werte zwischen 0 und 0.2 MN/m<sup>2</sup> im Profilbereich von 6.5 bis 9.0 m korrelieren in der Bohrung KB17 mit einem Bereich höherer Gebirgsdurchlässigkeiten (vgl.  $k_f$ -Wert, in Abb. 3-54 als  $lg(k)$  aufgetragen) und niedrigeren Dichten. Hieraus kann auf einen durch Gebirgsentlastung entfestigten Bereich geschlossen werden.

### 3.5.1.5. Gesteinsdurchlässigkeit

Zur Messung der Gesteinsdurchlässigkeit wurden aus den Verwitterungsbereichen V5 bis V2 ungestörte Kernproben in Triaxialzellen eingebaut. Versuche mit unverwittertem Gestein (V1 und V0) scheiterten aufgrund zu langer Versuchszeiten oder Probenumläufigkeiten. Die Durchlässigkeitsbestimmung erfolgte bei gleichbleibender Druckhöhe nach DIN 18130. Die hydraulischen Gradienten lagen bei ca. 30 bis 50.

Insgesamt konnten 25 Proben erfolgreich untersucht werden. Die ermittelten  $k_f$ -Werte lagen zwischen  $7 \cdot 10^{-11}$  und  $2 \cdot 10^{-13}$  m/s. Diese Werte geben einen Anhaltspunkt für die Matrixdurchlässigkeit im verwitterten Opalinuston.

### 3.5.1.6. Kalkgehalt

Der Kalkgehalt setzt sich zusammen aus den Anteilen von Calciumcarbonat ( $\text{CaCO}_3$ ), Magnesiumcarbonat ( $\text{MgCO}_3$ ) und Eisencarbonat

( $\text{FeCO}_3$ ) bezogen auf die Trockenmasse.

Die Bestimmung des Kalkgehaltes der Opalinustonproben erfolgte als Carbonat-Kohlenstoff (Carbonat-C) mit einem Wösthoff-Carmhographen. In dieser Apparatur wird die zu untersuchende Probe mit 10%iger HCl zur Reaktion gebracht. Das dabei entstehende  $\text{CO}_2$  wird durch Natronlauge geleitet, wodurch deren elektrische Leitfähigkeit verändert wird. Die Leitfähigkeitsänderung wird gemessen und in Carbonat-C [mg/g] umgerechnet.

Aus dem ermittelten Carbonat-C-Gehalt wird der Kalkgehalt berechnet. Hierbei wird die Annahme zugrunde gelegt, daß das Carbonat entweder als reines  $\text{CaCO}_3$  oder zu je einem Drittel als  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  und  $\text{FeCO}_3$  vorliegt. In beiden Fällen errechnet sich aus den Atomgewichten für den Carbonat-C-Gehalt (angegeben in mg/g) ein Multiplikationsfaktor von 0.833 um den Kalkgehalt in Prozent zu erhalten.

Der Kalkgehalt ist eine wichtige Kenngröße zur Abgrenzung lithologischer Einheiten. Im Opali-

nuston liegt er i.d.R. unter 10%. Die Kalkmergelsteine und Kalksteinbänke der Jurensismergel (Lias  $\zeta$ ) sowie der Posidonienschiefer (Lias  $\epsilon$ ) weisen deutlich höhere Kalkgehalte auf (vgl. Abb. 3-55).

### 3.5.1.7. Organischer Gehalt

Der Gehalt an organischer Substanz ist zum einen ein lithologisches Merkmal, zum anderen eine wichtige Größe zur Beurteilung des Sorptionsvermögens eines Gesteins.

Die Bestimmung des organischen Gehalts der Opalinustonproben erfolgte mit dem Wösthoff-Carmhographen. Dabei wird die Probe bei ca.  $1000^\circ\text{C}$  verbrannt. Das entstehende  $\text{CO}_2$  entstammt zum einen den organischen Bestandteilen, zum anderen dem anorganischen Carbonat, das sich ab  $700^\circ\text{C}$  zersetzt. Das  $\text{CO}_2$  wird durch Natronlauge geleitet, wodurch sich deren elektrische Leitfähigkeit verändert. Die Leitfähigkeitsänderung wird gemessen und in Gesamt-Kohlenstoff ( $\text{C}_{\text{ges}}$ ) [mg/g] umgerechnet. Den Anteil an

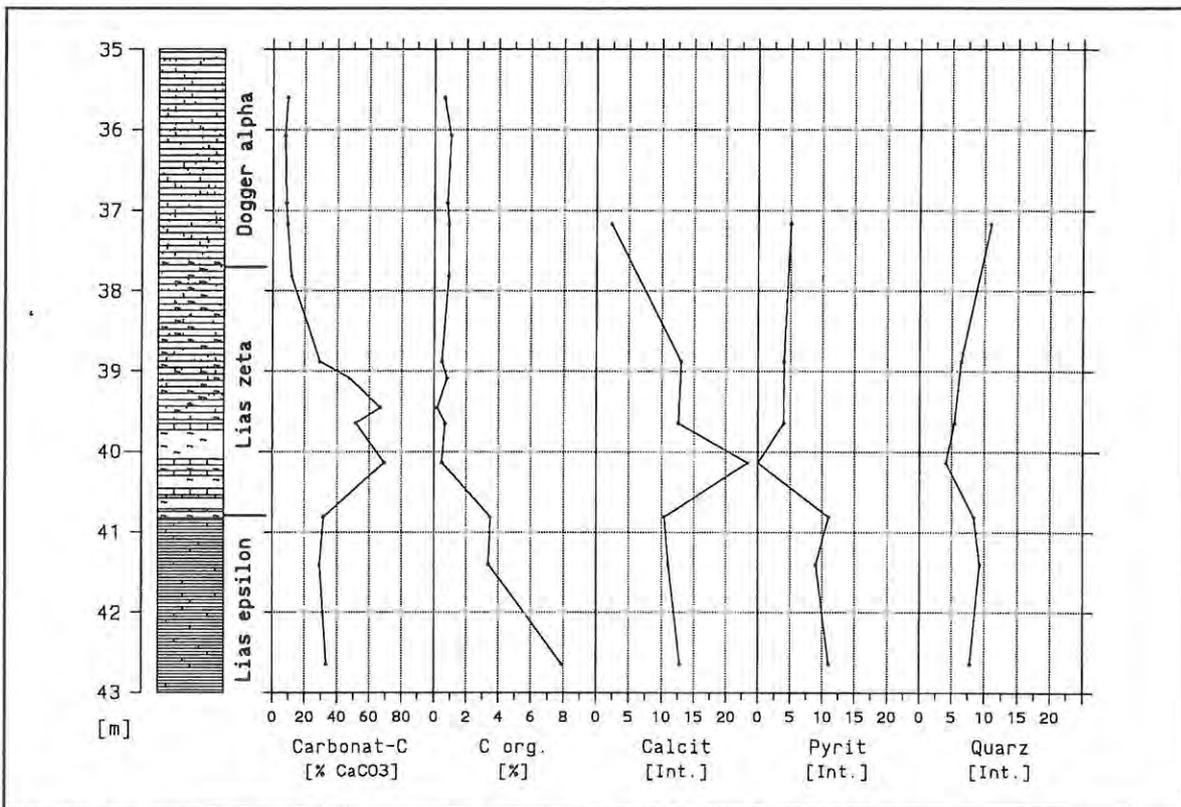


Abb. 3-55: Mineralogische Parameter im Grenzbereich Lias  $\zeta$ , Lias  $\epsilon$  und Dogger  $\alpha$

organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) erhält man aus der Subtraktion des gesondert bestimmten Carbonat-C (vgl. Kap. 3.5.1.5.) vom Gesamt-Kohlenstoff.

Der Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) beträgt im Opalinuston i.d.R. unter 1%. Im Posidonienschiefer (Lias  $\epsilon$ ) steigt sein Gehalt auf über 5% an (Abb. 3-55).

### 3.5.1.8. Mineralbestand

Der Mineralbestand wurde mittels Röntgendiffraktometrie bestimmt. Die Intensität der Reflexion des Röntgenlichtes bei spezifischen Einstrahlungswinkeln auf die Tonsteinprobe stellt ein halbquantitatives Maß für den Gehalt an bestimmten Mineralen dar.

Routinemäßig bestimmt wurden Calcit, Pyrit, Quarz und Siderit, bei einigen Bohrungen zusätzlich Ankerit, Illit und Kaolinit. Die aufgetragenen Intensitäten ermöglichen den relativen Vergleich der Mineralgehalte.

Abb. 3-55 zeigt ein Beispiel für die Gehalte an Calcit, Pyrit und Quarz in der Bohrung KB6 im Grenzbereich Lias/Dogger.

### 3.5.1.9. Chloridgehalt des Porenwassers

Der Chloridgehalt des Porenwassers ist eine wichtige hydrochemische Kenngröße zur Charakterisierung von Grundwasserbewegungen und Diffusionsvorgängen in tonigen Festgesteinen

Ursprünglich sind die Porenräume eines marinen Sedimentgesteines mit chloridreichem Formationswasser erfüllt, dessen Chemismus im Laufe der geologischen Entwicklung weitreichenden Veränderungen unterworfen ist. Für die Betrachtung heutiger Wasserzirkulationssysteme ist es von Bedeutung, ob und in welchem Maße die Porenwässer ausgesüßt sind. Mit dem Chloridgehalt können hierbei die sichersten Aussagen getroffen werden, da die Cl<sup>-</sup>-Ionen im Vergleich zu anderen Ionen durch Ionenaustauschvorgänge wenig beeinflusst werden und der Cl<sup>-</sup>-Gehalt auch bei der Austrocknung gestörter Proben nicht verändert wird. Er kann im Laborversuch leicht bestimmt werden.

Die Bestimmung erfolgte mit dem Leaching-Verfahren, das von der Nagra (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) zur Untersuchung der Porenwässer im schweizer Opalinuston angewandt wird (GAUTSCHI, frdl. mündl. Mitteilung).

Dabei wurden 10 g einer getrockneten und gemörserten Kernprobe mit 100 ml destilliertem Wasser 12 Stunden geschüttelt. Der Chloridgehalt im Eluat  $Cl_E$  [mg/l] wurde im Ionenchromatograph bestimmt. Bezogen auf einen durchschnittlichen Wassergehalt von 5% berechnet sich der Chloridgehalt des Porenwassers  $Cl_P$  mit

$$Cl_P [mg/l] = 200 \cdot Cl_E [mg/l] \quad (3.5-3)$$

Durch Auspressen von Gesteinsproben ermittelte die Nagra für Opalinuston in 300 Meter Tiefe Chloridgehalte der Porenwässer zwischen 7 g/l (GAUTSCHI et al., 1990) und 10 g/l (mündl. Mitteilung).

Die Untersuchung des Chloridgehalts im Porenwasser stellt eine einfache Ergänzung von in-situ-Messungen der Gebirgsdurchlässigkeit dar. Chloridreiche oder nur teilweise ausgesüßte Porenwässer lassen Rückschlüsse auf sehr gering durchlässige Gebirgsabschnitte zu.

Wird ein Gesteinsblock von natürlichem (süßem) Grundwasser umströmt, so können die hohen Chloridgehalte im Porenwasser aufgrund des Konzentrationsgefälles durch diffusiven Transport ausgesüßt werden. Die Konzentrationsverteilung in Abhängigkeit vom Ort  $x$  und der Zeit  $t$  beschreibt nach dem 2. Fickschen Gesetz die Gleichung

$$\frac{C}{C_0} = \operatorname{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{D^*t}}\right) \quad (3.5-4)$$

Für tonige Gesteine und nichtreaktive chemische Spezies (z.B. Chlorid) liegt der molekulare Diffusionskoeffizient  $D^*$  zwischen  $10^{-10}$  und  $10^{-11}$  m<sup>2</sup>/s (FREEZE & CHERRY, 1979). Für die Wanderung von Konzentrationsfronten in Gesteinen wie dem Opalinuston kann auf dieser Grundlage eine Distanz von ca. 1 m in 100 Jahren und 10 m in 10000 Jahren angenommen werden.

Über längere Zeiträume oder bei höheren hydraulischen Gradienten, z.B. von Hochlagen zu Tal-lagen oder zu tieferen Grundwasserstockwerken im Lias, kann neben der molekularen Diffusion bei der Aussüßung von chloridreichen Porenwässern auch der advective Transport eine Rolle spielen. Diesen Zusammenhang beschreibt die Gleichung nach OGATA (in FREEZE & CHERRY, 1979):

$$\frac{C}{C_0} = \frac{1}{2} \left[ \operatorname{erfc}\left(\frac{l-\bar{v}t}{2\sqrt{D_1 t}}\right) + \exp\left(\frac{\bar{v}l}{D_1}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{l+\bar{v}t}{2\sqrt{D_1 t}}\right) \right] \quad (3.5-5)$$

Darin sind

- $\bar{v}$  = mittlere Strömungsgeschwindigkeit
- $D_1 = \alpha_1 v + D^*$  hydrodynamische Dispersion

Wenn die Strömungsgeschwindigkeit keine Rolle spielt ( $v=0$ ) vereinfacht sich Gleichung 3.5-5 zur rein diffusiven Transportgleichung 3.5-4. Nach dem Gesetz von Darcy (Gleichung 3.4.2-1) hängt die Strömungsgeschwindigkeit neben dem Durchlässigkeitsbeiwert vom hydraulischen Gefälle  $i$  und der Porosität  $n$  ab. Im dichten, ungeklüfteten

Opalinuston wurden  $k_f$ -Werte  $< 10^{-10}$ - $10^{-11}$  m/s gemessen (vgl. Kap. 5). Die lineare Gültigkeit des Darcyschen Gesetzes bei kleinen Gradienten in geringpermeablen Gesteinen vorausgesetzt (vgl. dazu SCHILDKNECHT & SCHNEIDER, 1987), ist bei diesen Durchlässigkeiten der advective Transport gegenüber der Diffusion ab Gradienten in der Größenordnung von 0.1 nicht mehr zu vernachlässigen. Die gemessenen vertikalen Potentialdifferenzen im Opalinuston bewegen sich zwischen 0 und 0.8, horizontal zwischen 0.01 und 0.05.

Auf Grundlage der Gleichungen für diffusiven und advektiven Transport kann mit den im Bohrprofil ermittelten Chloridgehalten eine Abschätzung der Zeitdauer von Fließ- bzw. Transportvorgängen auch im dichteren Opalinuston vorgenommen werden.

Abb. 3-56 zeigt am Beispiel der Kernbohrungen KB5 und KB7 die Porenwasserchloridgehalte in Gegenüberstellung zur Durchlässigkeitsverteilung in den beiden Bohrungen. Neben Auftragung der Chloridgehalte der Porenwässer als Punkte sind die Chloridgehalte abgepumpter Wasserpro-

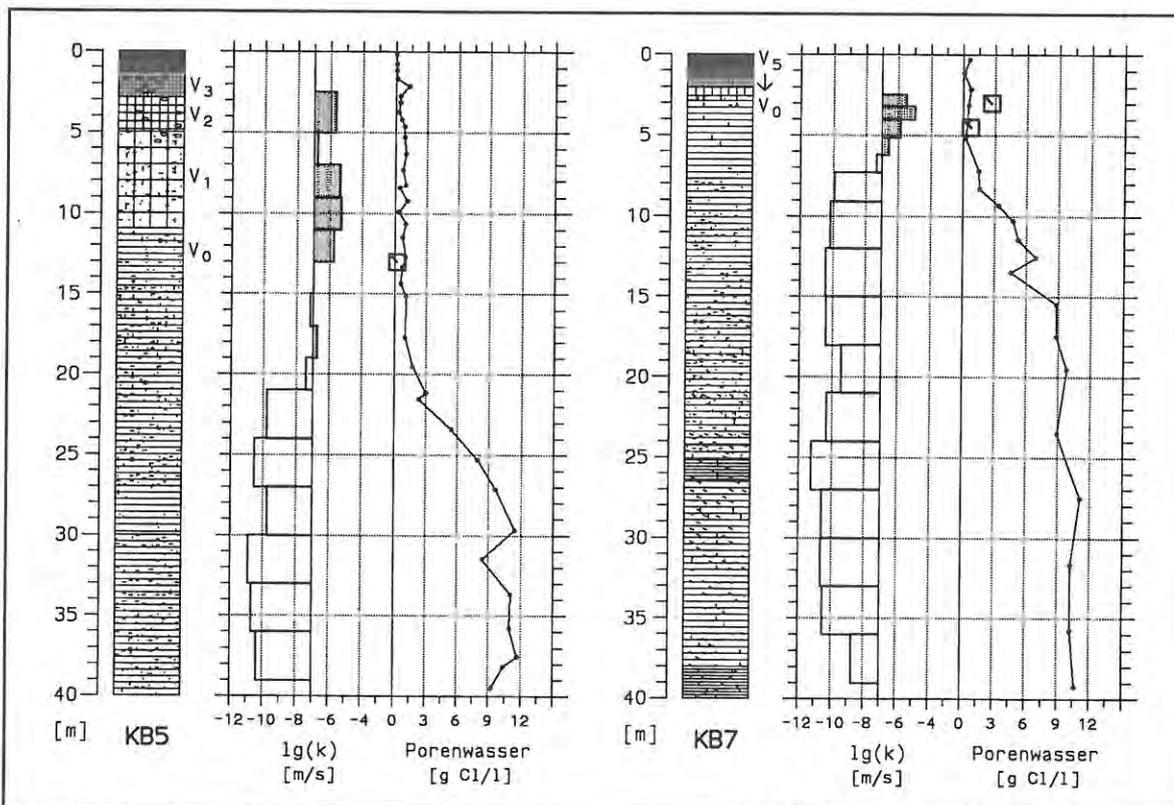


Abb. 3-56: Korrelation des Chloridgehalts im Porenwasser mit der Mächtigkeit der Verwitterungszone und der Durchlässigkeitsverteilung

ben als Quadrate dargestellt.

In der Bohrung KB5 reicht eine durchlässigere Zone mit  $k_f$ -Werten  $>10^{-7}$  m/s bis ca. 20 m Tiefe, in größerer Tiefe weist das Gebirge  $k_f$ -Werte um  $10^{-10}$  m/s auf. Damit korreliert eine Aussüßung der Porenwässer bis 20 m Tiefe und ein sprunghafter Anstieg der Porenwasserchloridgehalte von  $<1$  g/l bei 20 m auf ca. 10 g/l bei 30 m Tiefe. In größerer Tiefe hat eine Aussüßung bislang noch nicht stattgefunden.

In der Bohrung KB7 vollzieht sich der Übergang von ausgesüßtem Porenwasser zu chloridreichem Porenwasser bereits zwischen 8 und 15 m Tiefe. Die durchlässigere Zone reicht hier bis ca. 6 m Tiefe.

Damit liegt die "Front" des Chloridaustrags in beiden Profilen ca. 10 m unter der durchlässigen Gebirgszone, in der chloridarmes Grundwasser zirkuliert. Setzt man überwiegend diffusiven Transport voraus, so berechnet sich nach Gleichung 3.5.-4 für den Abstand dieser "Front" eine Transportzeit von ca. 10000 Jahren. Daraus kann gefolgert werden, daß seit dieser Zeit chloridarmes Grundwasser in einer Tiefe bis ca. 20 m (KB5) bzw. 6 m (KB7) vorhanden ist und durch den damit gegebenen Konzentrationsgradienten der diffusive Chloridaustrag im darunterliegenden geringdurchlässigen Opalinuston stattfinden kann.

### 3.5.2. Untersuchungen an Wasserproben

#### 3.5.2.1. Ionengehalte

Der Ionengehalt des Grundwassers liefert wichtige Informationen über Lösungsvorgänge und Reaktionen mit dem Gestein. Daraus können Rückschlüsse auf Herkunft und Verweildauer des Grundwassers gezogen werden.

Die im Rahmen des FGmT den Bohrungen und Bächen auf den Versuchsfeldern entnommenen Wasserproben wurden durch das Institut Dr. Jäger (Tübingen) analysiert. Die untersuchten Parameter sind in Tabelle 3-4 aufgeführt. Die Analysenergebnisse sind in Anlage 3 aufgelistet.

Um tiefendifferenzierte Aussagen treffen zu können, wurden in möglichst vielen Bohrlochabschnitten Klufthwasserproben gezogen. Zur Erfassung eines möglichst weiten Gebirgsbereiches erfolgte die Probennahme während eines längeren Pumpversuches zu mehreren Zeitpunkten. Gleichzeitig wurden Isotopenproben entnommen.

#### Physikalisch-chemische Parameter

- Wassertemperatur (Geländemessung)
- pH-Wert
- Säurekapazität
- Basekapazität
- Sauerstoff
- freie Kohlensäure
- Gleichgewichtskohlensäure
- Sättigungsindex
- Pufferungsintensität
- Ionenstärke
- Gesamthärte
- Karbonathärte
- Oxidierbarkeit
- Leitfähigkeit
- Fluorid
- Kieselsäure

#### Kationen

Calcium  
Magnesium  
Natrium  
Kalium  
Eisen  
Mangan  
Ammonium

#### Anionen

Hydrogenkarbonat  
Chlorid  
Sulfat  
Nitrat  
Phosphat  
Sulfid

Tab. 3-4: Standardmäßig untersuchte Parameter bei den Wasserproben aus den Opalinustonbohrungen

In Anlehnung an MICHEL (1963) werden zur Beschreibung des Wassertyps die Ionen herangezogen, welche mit mindestens 20 meq% an der Gesamtkonzentration beteiligt sind. Dabei werden zuerst die Kationen und dann die Anionen mit jeweils abnehmenden meq%-Anteilen aufgeführt.

Zur weiteren Interpretation sind die Analysendaten in Schoellerdiagrammen dargestellt (vgl. Abb. 3-57). Diese Darstellungsform erlaubt einen schnellen Überblick des hydrochemischen Charakters einer Wasserprobe und den Vergleich mit weiteren Analysen. Parallel verlaufende Kurven deuten gleiche Ionenverteilungen unabhängig von der Konzentration an. Erscheinen also die Linien zweier Wässer als ganzes verschoben, so kann man daraus ableiten, daß Verdünnungs- oder

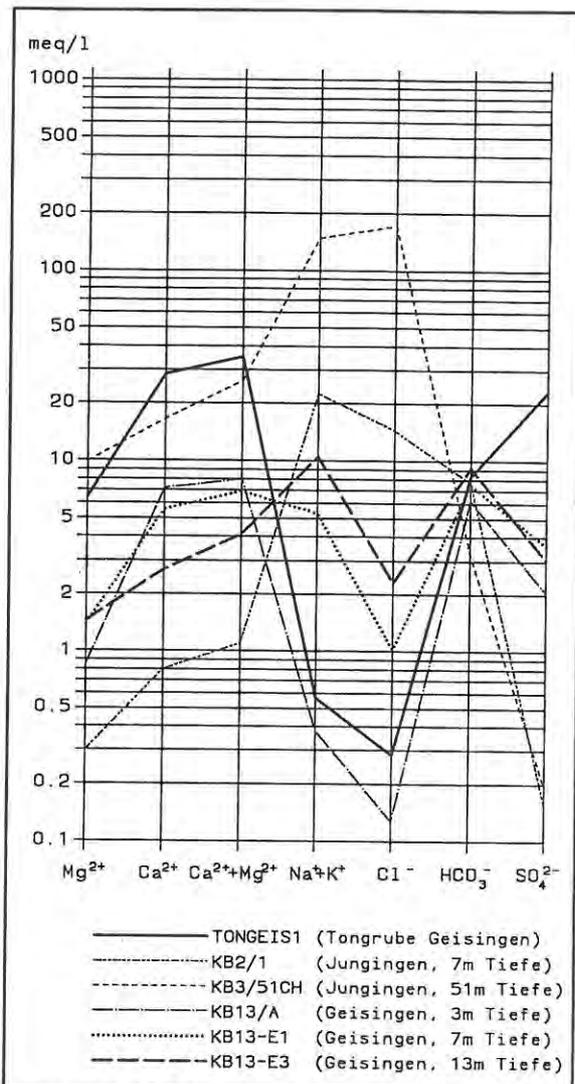


Abb. 3-57: Vergleich typischer Wasserproben aus verschiedenen Zirkulationssystemen im Opalinuston

Einengungsvorgänge stattgefunden haben. Weiter lassen die Auftragungen im Schoellerdiagramm Rückschlüsse auf Ionenaustauschvorgänge zu. Ein Austauschwasser vom Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ liegt vor, wenn der Gehalt von Calcium + Magnesium kleiner ist als der Hydrogenkarbonatgehalt (in meq/l).

Die hydrochemische Charakterisierung ist wichtig für die Beurteilung von Mischungs- und Lösungsvorgängen und der Verweildauer von Wässern. Bei längeren Verweildauern in tonigen Festgesteinen können ausgeprägtere Ionenaustauschwässer festgestellt werden, bei stagnierenden Kluftwässern sind hohe Gehalte an NaCl typisch. Wasser,

die einem relativ schnellen Zirkulationssystem angehören, sind in der Regel durch einen mehr oder weniger hohen Gehalt von Ionen aus der Kalk- und Gipslösung dominiert.

Abb. 3-57 zeigt in einem Schoellerdiagramm dargestellte Beispiele von Wasserproben aus dem Opalinuston: Demnach ist die Wasserprobe KB3/51CH als Natrium-Chlorid-Wasser anzusprechen. Die Probe TONGEIS1 (Tongrube Geisingen, Versuchsfeld Geisingen) wäre als Calcium-Sulfat-Wasser einzuordnen. Die Proben KB13/A und KB13/E1 sind Calcium-Hydrogenkarbonat- bzw. Calcium-Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässer. Bei den Proben KB2/1 und KB13-E3 handelt es sich um Austauschwässer vom Natrium-Hydrogenkarbonat-Typ.

### 3.5.2.2. Isotopengehalte

Mit der Untersuchung des Gehaltes an natürlichen und künstlichen Isotopen im Grundwasser sind Rückschlüsse auf die klimatischen Bedingungen bei der Grundwasserneubildung und direkte radiometrische Altersdatierungen möglich. Bei wasserführenden Klüftzonen in tonigen Festgesteinsserien kann damit geklärt werden, ob in dem betreffenden Gebirgsbereich jüngerer Grundwasser vorhanden ist und damit ein schnelleres Grundwasserzirkulationssystem aktiv ist oder die Klüfte altes Wasser enthalten, das nicht oder nur sehr langsam zirkuliert.

### Sauerstoff- und Wasserstoffisotope ( $^{18}\text{O}$ , $^2\text{H}$ )

Die stabilen Isotope des Sauerstoffs und Wasserstoffs sind die Bausteine unterschiedlich schwerer Wassermoleküle. Diese Wassermoleküle haben unterschiedliche Dampfdrücke, so daß es bei Phasenübergängen zu Anreicherungen der isotopisch leichteren Moleküle in der flüchtigen gegenüber der flüssigen Phase kommt. Diese Isotopenfraktionierung ist stark temperaturabhängig und führt z.B. zu einem Jahresgang der Isotopenzusammensetzung in den Niederschlägen. Die Isotopenzusammensetzung wird üblicherweise auf den V-SMOW-Standard (Vienna-Standard Mean Ocean Water) bezogen, und als Deltawert in Promille angegeben.

Über die Ausprägung der jahreszeitlichen Schwankungen im Grundwasser im Vergleich zum Niederschlag kann einerseits eine annähernde

Verweilzeitbestimmung getroffen werden, andererseits können z.B. Anteile von Uferfiltrat in einem ein Flußwasser begleitenden Grundwasserstrom bestimmt werden. Des weiteren können Grundwässer oder Grundwasseranteile, die aus Kaltzeiten stammen, erkannt werden.

#### Tritium ( $^3\text{H}$ )

Infolge der Atombombenversuche in den Jahren 1953 bis 1963 wurde der Tritiumgehalt in der Atmosphäre um das 4000-fache erhöht. Derzeit liegt der Tritiumgehalt von Niederschlägen aufgrund von Zerfallsprozessen (Halbwertszeit  $t_{1/2} = 12.4$  Jahre) bei 20 bis 30 TU (1963 bis 3000 TU) (Tritium Unit, 1 TU = 0.119 Bq/l). Grundwässer vor 1953 enthalten kein Tritium. Tritiumhaltiges Grundwasser ist also jünger als ca. 40 Jahre oder es enthält zumindest eine jüngere Mischkomponente.

#### Kohlenstoff ( $^{14}\text{C}$ )

Durch Zerfallsprozesse in der oberen Atmosphäre wird das Isotop  $^{14}\text{C}$  gebildet. Die Produktionsrate des Isotops wird für den Datierungszeitraum dieser Methode als konstant angenommen. Der erzeugte Radiokohlenstoff wird in der Troposphäre zu  $\text{CO}_2$  oxidiert und dem  $\text{CO}_2$ -Zyklus beigemischt. Über die Bestimmung des stabilen Kohlenstoffisotops  $^{13}\text{C}$  kann zur Datierung von Grundwässern das  $^{14}\text{C}$ -Anfangsalter bestimmt werden, womit weiter das radiometrische Alter über die Halbwertszeit ( $t_{1/2} = 5730$  a) berechnet werden kann. Daraus kann auf die mittlere Verweilzeit des Grundwassers geschlossen werden (Nachweisgrenze 50 000 a).

#### Argon ( $^{39}\text{Ar}$ )

Argon-39 entsteht atmosphärisch aus Argon-40. Die Halbwertszeit beträgt 269 a. Diese Bestimmungsmethode ist daher für Grundwasserdatierungen von ca. 100 bis 1000 a geeignet. Aufgrund des hohen Aufwands wurde sie im FGmT jedoch nicht eingesetzt.

#### Radium- und Radonisotope ( $^{226}\text{Ra}$ , $^{228}\text{Ra}$ , $^{224}\text{Ra}$ , $^{222}\text{Rn}$ )

Diese Isotope sind Glieder der natürlichen radioaktiven Zerfallsreihen von Uran und Thorium, die - wenn auch meist in geringer Konzentration - in allen Gesteinen und Grundwässern vorhanden sind. Die Untersuchung von Radium- und Radonisotopen während Pumpversuchen läßt Rückschlüsse auf die Herkunft der Grundwässer zu. Ebenso sind Rückschlüsse auf Lösungs- und Fällungsvorgänge im Grundwasserleiter sowie die Mobilisierung von Poren, Haft- oder Kapillarwasser möglich. Damit kann erkannt werden, ob während eines Pumpversuchs nur 1 Grundwasserregime aktiv ist oder sich weitere Regime, z.B. Doppelporositäten oder Niederschlagsereignisse auswirken. Bei einer niederschlagsbedingten Mobilisierung von Haft- oder Kapillarwasser muß das  $^{224}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ -Isotopenverhältnis deutlich ansteigen.

Um Aussagen über die Grundwasserverweilzeiten in verschiedenen Tiefen im Opalinuston treffen zu können, wurden in den Opalinustonbohrungen Isotopenproben in mehreren Tiefenbereichen gezogen. Zur Erfassung eines größeren Gebirgsbereiches wurden während längeren Pumpversuchen mehrere Proben entnommen. Routinemäßig wurden  $^{18}\text{O}$  und  $^3\text{H}$  untersucht. Durch die Tritiumuntersuchung wurde geklärt, ob ein Klufbereich jüngeres (tritiumhaltiges) Wasser oder älteres (tritiumfreies) Wasser führt bzw. im Laufe des Pumpversuches ein jüngeres Grundwasserregime angezapft wurde. Bei älteren Grundwässern erfolgte in einigen Fällen eine Altersbestimmung durch eine  $^{14}\text{C}$ -Untersuchung. Exemplarisch wurden in einer Opalinustonbohrung bei Pumpversuchen in verschiedenen Tiefen Radium-Radonisotopenproben entnommen (vgl. Kap. 5.5.4).

Die Isotopenuntersuchungen wurden von der Fa. Hydroisotop (Attenkirchen) durchgeführt.

#### 4. Untersuchungsprogramm zur hydrogeologischen Erkundung toniger Festgesteinsserien

Nachdem in Kapitel 3 die zur hydrogeologischen Erkundung des Opalinuston erprobten bzw. eingesetzten Untersuchungsverfahren im einzelnen vorgestellt wurden, soll in diesem Kapitel der Ablauf der Untersuchungen im Opalinuston erläutert werden, wie er nach den Erfahrungen im Laufe der Forschungsarbeiten optimiert werden konnte. Das daraus abgeleitete Untersuchungsprogramm wird - entsprechend der dritten Zielvor-

gabe des Forschungsprojektes (vgl. Kap. 1) - als Grundlage für hydrogeologische Erkundungen in tonigen Festgesteinsserien vorgeschlagen. Die zeitliche Abfolge der Untersuchungsverfahren ist in Abb. 4-1 skizziert.

Bei der Auswahl der Verfahren wurde neben der hydrogeologischen Relevanz darauf Wert gelegt, daß durch eine aussagekräftige Vorerkundung und einfache Testverfahren sowie ergänzende Laboruntersuchungen der Einsatz zeitaufwendigerer oder teurerer Meßverfahren reduziert werden können.

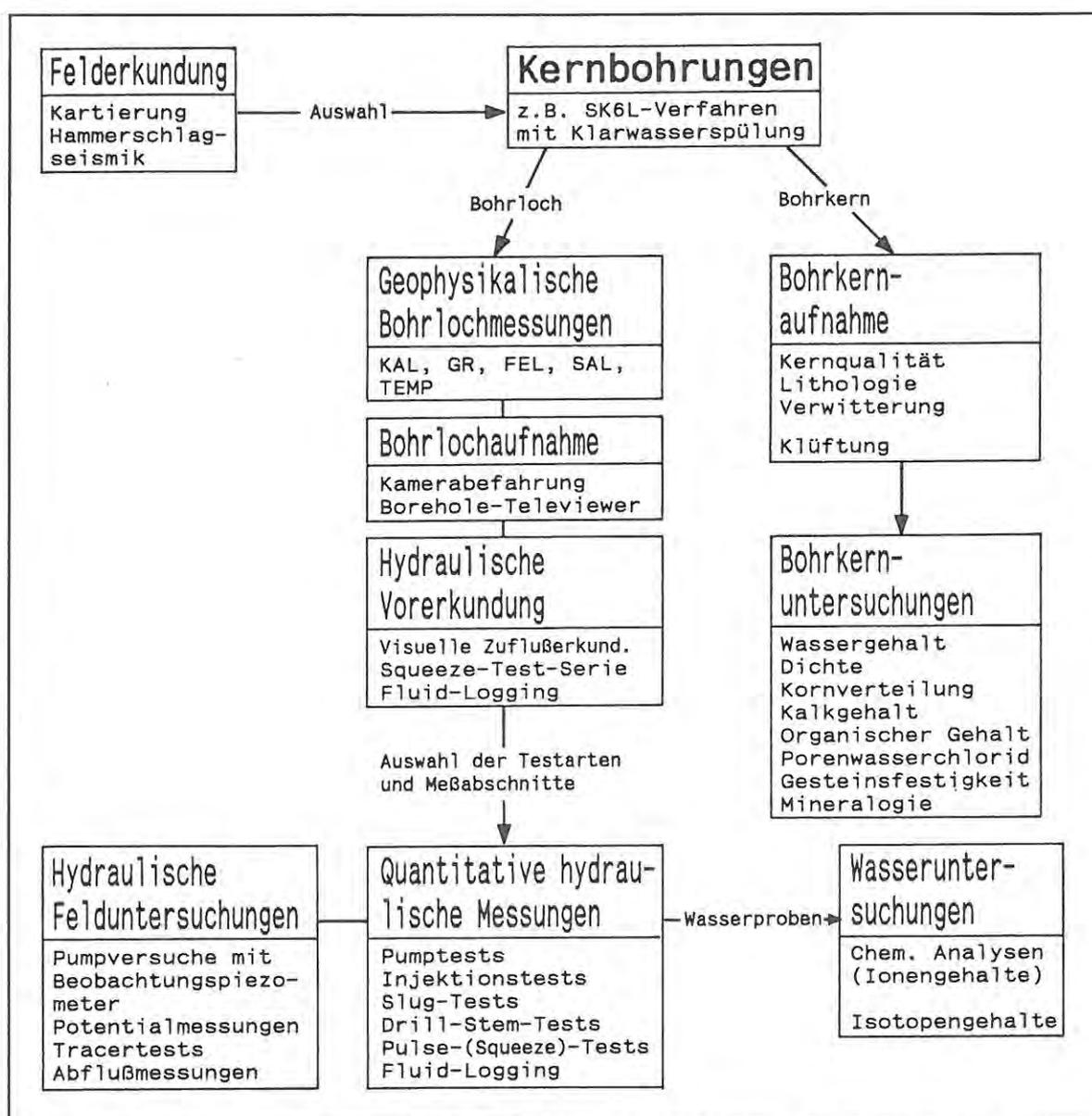


Abb. 4-1: Ablaufschema einer hydrogeologischen Erkundung in tonigen Festgesteinsserien

#### 4.1. Felduntersuchungen

Zur flächenhaften Erfassung hydraulisch relevanter Einheiten können folgende Methoden eingesetzt werden:

**Interpretation topographischer und geologischer Karten**

(Erfassung morphologischer und geologischer Einheiten, tektonischen Störungszonen sowie der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung des Untersuchungsgebietes)

**Aufnahme benachbarter Aufschlüsse sowie geologische Detailkartierungen**

(Erkenntnisse über Gesteinsausbildung/ Lithologie, Verwitterungsmächtigkeiten, Klüftung, tektonische Störungen)

**Hammerschlagseismische Profile**

(Mächtigkeit der verwitterten bzw. aufgelockerten Zone)

#### 4.2. Bohransatzpunkte und Bohrarbeiten

Zur tiefenbezogenen Messung von hydrogeologisch relevanten Gebirgseigenschaften sowie zur Gewinnung von Gesteins- und Wasserproben werden Kernbohrungen abgeteuft. Die Bohransatzpunkte sind so zu verteilen, daß die verschiedenen Einheiten des Untersuchungsgebietes möglichst vollständig erfaßt und im Hinblick auf ein hydrogeologisches Gesamtbild interpretiert werden können. Die zu untersuchenden morphologischen und lithologischen Einheiten sind:

- unterschiedliche lithostratigraphische Bereiche
- unterschiedliche Geländeformen (Täler, Tobel, Talhänge, Hangmulden, Rücken u.s.w.)
- tektonisch unterschiedlich beanspruchte Bereiche
- wasserführende Schichten im Liegenden der zu untersuchenden tonigen Festgesteinsserie

Damit richtet sich die Anzahl der Untersuchungsbohrungen nach der Vielfalt der hydrogeologisch relevanten Einheiten im Untersuchungsgebiet.

Die Tiefe der Bohrungen muß sicherstellen, daß

alle für die Grundwasserzirkulation bzw. hydraulische Barrierewirkung relevanten Zonen erfaßt werden. Nach den Erfahrungen im Opalinuston sind dazu maximal 40 bis 60 m tiefe Bohrungen ausreichend. Ein Teil der Bohrungen sollte das gesamte zu untersuchende Schichtpaket durchteufen und auch die hydraulischen Verhältnisse in den unterlagernden Schichten erkunden.

Zur Erfassung des vertikalen Kluft- und Trennflächensystems ist ein Teil der Bohrungen schräg abzuteufen.

Bei der Ausführung der Bohrungen hat sich das SK6L-Seilkern-Bohrverfahren bewährt. Die obersten Bohrmeter in den verlehmtten Verwitterungsschichten können zur Lokalisierung oberflächennaher Wasserzutritte trocken gekernt werden. In festen Tonsteinserien ohne nennenswerten Anteil an quellfähigen Tonmineralen treten keine Probleme mit der Standfestigkeit der Bohrlochwände auf, so daß mit Bachwasser oder Leitungswasser gespült und auf Spülungszusätze verzichtet werden kann. Um bei späteren Kluftwasserbeprobungen einen etwaigen Einfluß verpreßter Bohrspülung zu erkennen, sollte die Spülung markiert werden (Fluoreszenzfarbstoff, Bromid o.a.).

Für die Bohrlochmessungen bleiben die Bohrlöcher unverrohrt stehen. Nach den Erfahrungen mit den Bohrlöchern im Opalinuston treten auch hierbei über Jahre keine Probleme mit der Standfestigkeit auf. Lediglich die obersten Stufen der Verwitterungszone sind mit einem Vollrohr gegen Nachfall zu sichern.

Nach Fertigstellung sind die Bohrlöcher klarzuspülen und leerzupumpen. Der Wiederanstieg bewirkt ein Auffüllen der Bohrung mit Kluftwasser. Er wird zur Gewinnung erster Daten über die Gesamttransmissivität der Bohrung registriert und ausgewertet.

##### 4.2.1. Bohrkernaufnahme

Zur Erfassung hydrogeologisch wesentlicher Größen der erbohrten Gesteinsserie und der daraus resultierenden Planung der Endteufe werden die Bohrkernkerne fortlaufend aufgenommen.

- Aufnahme der Lithologie  
(Geologische Interpretation, Bestimmung der Mächtigkeit der zu untersuchenden Gesteinsserie, Erfassung der liegenden Schichten)
- Aufnahme der Verwitterungszonen  
(Ausbildung und Mächtigkeit der Verwitterungszone)
- Kluftaufnahme  
(Erfassung offener und verheilter Trennflächen, Bestimmung des Einfallwinkels und bei Schrägbohrungen zusätzlich der Streichrichtung, Rückschlüsse auf wasserwegsame Zonen).

Nach der Kernaufnahme werden Kernproben entnommen und luftdicht für weitere Untersuchungen im Labor verpackt.

#### 4.2.2. Geophysikalische Bohrlochmessungen

Mit geophysikalischen Logs werden Daten für die geologische Interpretation und Auswertung anschließender hydraulischer Messungen gewonnen. Direkte hydraulische Informationen, z.B. über Kluftwasserzuflüsse, können in tonigen Festgesteinsserien durch geophysikalische Bohrlochmessungen nicht gewonnen werden.

- Gamma-Log (GR) und Fokussiertes Elektrik-Log (FEL)  
(Erkennung lithologischer Wechsel und Einschaltungen von Sand- oder Kalksteinbänken)
- Kaliber-Log (KAL)  
(Bohrlochdurchmesser bzw. Informationen über den Zustand der Bohrlochwand; wichtige Grundlage zur Planung und Auswertung hydraulischer Messungen)
- Salinitäts-Log (SAL) und Temperatur-Log (TEMP)  
(Leitfähigkeit des Bohrlochfluids; erste Information über den Chemismus der Kluftwässer; Grundlage zur Planung des Kontrastfluids bei Fluid-Logging-Messungen)

#### 4.2.3. Bohrlochaufnahme

Mit Verfahren zur Bohrlochaufnahme werden wichtige Informationen über die Lage von Trennflächen und z.T. über deren hydraulische Relevanz gewonnen.

- Befahrung mit der Fernsehkamera  
(Zustand der Bohrlochwand; Lage und Ausbildung von Klüften; durch die Ausbildung von Oxidationssäumen um Klüfte kann auf entsprechende Wasserzuflüsse geschlossen werden)
- Borehole-TelevIEWer  
(Orientiertes Bohrlochkaliber; Lage, Streichen und Fallen von Klüften).

#### 4.3. Hydraulische Untersuchungen

Mit hydraulischen Messungen in den Bohrungen und ggf. an Quellen und Bächen im Untersuchungsgebiet werden die Daten zu einer hydrogeologischen Gesamtinterpretation des Zirkulationssystems bzw. der Dichtigkeit der untersuchten Gesteinsserie gewonnen.

##### 4.3.1. Vorerkundende hydraulische Bohrlochuntersuchungen

Die Erfahrung bei der Untersuchung der Opalinustonbohrungen hat gezeigt, daß ein Überprüfen aller Einzelhinweise aus der Bohrkernaufnahme, den geophysikalischen Bohrlochlogs und den Bohrlochbefahrungen mit der Fernsehkamera oder dem Borehole-TelevIEWer zu einer unsystematischen Untersuchung hydraulisch nicht relevanter Bohrlochabschnitte und zum Einsatz ungeeigneter Testarten führen kann. Mittels vorerkundender hydraulischer Bohrlochtests, mit denen durchlässige und dichte Bereiche einer Bohrung qualitativ erfaßt werden, kann der Einsatz quantitativer Meßmethoden effizient geplant und wirtschaftlich durchgeführt werden.

Die Ergebnisse der Bohrkern- und Bohrlochaufnahme werden nach den hydraulischen Bohrlochmessungen vergleichend herangezogen. In vielen Fällen ergibt sich die Möglichkeit einer Charak-

terisierung und genaueren Lokalisierung durchlässiger Bereiche.

Zur hydraulischen Vorerkundung haben sich bewährt:

- Visuelle Zuflußerkundung  
(Lage und Größenordnung von Kluftzutritten in den obersten Metern einer Bohrung)
- Squeeze-Test-Serie  
(Teufengenaue qualitative hydraulische Messung einzelner Bohrlochbereiche; Unterscheidung in stark durchlässige, durchlässige, gering durchlässige und sehr gering durchlässige Bereiche; Quantitative Auswertung von sehr gering durchlässigen und z.T. von gering durchlässigen Bereichen möglich; Planung von Meßabschnitten und geeigneten Testarten für Doppelpackertests)
- Fluid-Logging (als Vorversuch)  
(Lokalisierung und Quantifizierung von Kluftwasserzuflüssen; sehr gute Grundlage zur Planung von Meßabschnitten und geeigneten Testarten für Doppelpackertests in durchlässigen bzw. dichteren Bereichen)

#### 4.3.2. Quantitative Messungen

Zur quantitativen Messung hydraulischer Parameter in tonigen Festgesteinsserien eignen sich folgende Testarten:

- Pumpstest  
(Aquiferdiagnose; Bestimmung von bohrlochspezifischen Einflüssen, Transmissivität, Aquiferrändern; Entnahme von Wasserproben)
- Injektions- und Superpositionstest  
(Aquiferdiagnose; Bestimmung von bohrlochspezifischen Einflüssen, Transmissivität, Aquiferrändern; Testart für quantitative Aussagen in der ungesättigten Zone)
- Slug-Test  
(Bestimmung der Transmissivität)

- Drill-Stem-Test  
(Aquiferdiagnose; Bestimmung von bohrlochspezifischen Einflüssen, Transmissivität)
- Pulse-Test und Squeeze-Test  
(Bestimmung der Transmissivität)
- Fluid-Logging  
(Lokalisierung und Quantifizierung von Kluftzuflüssen)

Aussagekraft und Einsatzbereiche der aufgeführten Testarten sind einander in Tab. 4-1 gegenübergestellt.

#### 4.3.3. Hydrogeologische und hydraulische Felduntersuchungen

Zur großräumigeren Erfassung hydraulischer Parameter sind in tonigen Testgesteinsserien folgende Methoden geeignet:

- Pumpversuche mit mehreren Beobachtungspiezometer  
(Aquiferdiagnose; Bestimmung von bohrlochspezifischen Einflüssen, richtungsabhängige Bestimmung von Transmissivität und Speicherkoeffizient; Bestimmung der Entfernung und Richtung von Aquiferrändern; Entnahme von Wasserproben)
- Tracertests  
(Bestimmung von Grundwasserabstandsgeschwindigkeit, Kluft Hohlräumeanteil oder Durchlässigkeit, Dispersion, Sorptionsparameter; Grundlage zur Berechnung des Wasserdurchsatzes und der Fließzeiten gelöster Stoffe)
- Potentialmessungen  
(Natürliches Grundwassergefälle; Grundlage zur Berechnung des Wasserdurchsatzes und der Fließzeiten gelöster Stoffe)
- Abflußmessungen  
(Hydrogeologischer Aufbau, Speichervermögen und Kluft Hohlräumeanteil im Einzugsgebiet einer Quelle oder eines Baches)

Konventionelle Doppelpacker-Bohrlochtests										Fluid-Logging
Pumpversuch mit umliegenden Piezometern	Pumptest	Injektions-test	Slug-Test	Drill-Stem-Test	Pulse- und Squeeze-Test	Konventioneller WD-Test				
Vorausgesetzte Bohrloch-beschaffenheit	offen, glatte Bohrlochwände	offen, glatte Bohrlochwände	offen, glatte Bohrlochwände	offen, glatte Bohrlochwände	offen, glatte Bohrlochwände	offen oder verfiltert				
Notwendige Bohrlochlogs	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL	KAL, SAL
Aquiferdiagnose	sehr gut geeignet	gut geeignet	gut geeignet	nicht geeignet	nicht geeignet	nicht geeignet	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	gut geeignet
Teufengenaue Messung von Kluftransmissivitäten	nicht geeignet	± 1 m	± 1 m	± 1 m	± 1 m	± 1 m	Messung der Was-seraufnahme ± 1 m			± 1 m
Bei normalen Testzeiten t (vgl. unten) geeignet für Transmissivitätsbereich	$5 \cdot 10^{-6}$ bis $1 \cdot 10^{-4}$ $\frac{m^2}{s}$	$5 \cdot 10^{-7}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ $\frac{m^2}{s}$	$5 \cdot 10^{-7}$ bis $1 \cdot 10^{-3}$ $\frac{m^2}{s}$	$1 \cdot 10^{-7}$ bis $1 \cdot 10^{-4}$ $\frac{m^2}{s}$	$1 \cdot 10^{-9}$ bis $1 \cdot 10^{-5}$ $\frac{m^2}{s}$	$10^{-11}$ bis $1 \cdot 10^{-7}$ $\frac{m^2}{s}$	stark durchlässig bis sehr gering durchlässig			$3 \cdot 10^{-8}$ bis $1 \cdot 10^{-4}$ $\frac{m^2}{s}$
Bei besonderer Versuchs-durchführung möglicher Transmissivitätsbereich	$1 \cdot 10^{-7}$ *1 bis $1 \cdot 10^{-2}$ *2	$1 \cdot 10^{-7}$ *1 bis $1 \cdot 10^{-2}$ *2	$1 \cdot 10^{-7}$ *1 bis $1 \cdot 10^{-2}$ *2	$10^{-10}$ *3 bis $10^{-3}$ *4	$10^{-10}$ *3 bis $10^{-5}$	$10^{-14}$ *3 bis $10^{-7}$ *5				$10^{-10}$ *1 bis $5 \cdot 10^{-4}$ *6
Aussagen über innere Randbedingungen	gut geeignet (0,1 - 1 h)	gut geeignet (0,1 - 5 h)	gut geeignet (0,1 - 5 h)	gut geeignet (0,1 - 5 h)	eingeschränkt möglich (Skin)	eingeschränkt möglich (Skin)	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	gut geeignet (0,5 - 5 h)
Aussagen üb. hydraulisches Grundmodell; Bestimmung Transmissivität T nach t=	gut geeignet 10 - 100 h	gut geeignet 1 - 10 h	gut geeignet 1 - 10 h	gut geeignet 1 - 10 h	modell nur ein-geschränkt über-prüfbar; 0,1-10h	modell nur ein-geschränkt über-prüfbar; 0,1-10h	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	gut geeignet; alle Kluftransmissi-vitäten in 5-10h
Aussagen über äußere Rand-bed.; Bestimmung linearer Aquiferränder in ca. 10 m bis 100 m Radius nach t=	gut geeignet 10 - 100 h	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	möglich			
Aussagen über Form und Lage von Aquifergrenzen	geeignet	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	10 - 100 h
Bestimmung von Speicher-koeffizienten S	gut geeignet (10 - 100 h)	nur abschätzbar	nur abschätzbar	nur abschätzbar	sehr unsicher	sehr unsicher	nicht geeignet	nicht geeignet	nicht geeignet	nicht geeignet
Bestimmung der Richtungs-abhängigkeit von T und S	bei entsprechend. Anordnung möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich
Radius r des untersuchten Gebirges nach Testzeit t (Erfahrungswert in ge-klüfteten Tonsteinen:)	$r \approx \sqrt{\frac{t \cdot T}{S}}$ 10 bis >300 m	$r \approx \sqrt{\frac{t \cdot T}{S}}$ 10 bis >100 m	$r \approx \sqrt{\frac{t \cdot T}{S}}$ 10 bis >100 m	$r \approx \sqrt{\frac{t \cdot T}{S}}$ 10 bis >100 m	1 bis 10 m	1 m	10 m	10 m	10 m	10 bis >100 m
Horizontierte Entnahme von Wasserproben	nicht möglich (Mischprobe)	gut geeignet	nicht möglich	nicht möglich	möglich *3	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht möglich	nicht geeignet

**Tabelle 4-1: Einsatzbereich und Aussagekraft der verschiedenen Testarten bei hydraulischen Bohrlochtests in tonigen Festgesteinsaquiferen. Die angegebenen Transmissivitätsbereiche, Testzeiten und Untersuchungsradien beruhen auf den Erfahrungswerten im Opalinuston**

\*1 Minimale Raten (<0,5 l/min) mit konstanter Ratenregulierung erforderlich  
 \*2 Leistungsstarke Pumpe mit Raten >1 l/s und hochauflösende Drucksonden (± 2mm) erforderlich  
 \*3 Längere Versuchszeit erforderlich  
 \*4 Aufgrund sehr kurzer Testzeiten sehr schneller Messkontakt bei der Druckmessung erforderlich  
 \*5 Bei extrem geringen Durchlässigkeiten (<10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s) ist die Gültigkeit der hydraulischen Gesetze fraglich  
 \*6 Aufgrund der hohen Strömungsgeschwindigkeit im Bohrloch nur bei längeren Bohrlochstrecken

#### 4.4. Laboruntersuchungen

##### 4.4.1. Gesteinsproben

Für die Gesamtinterpretation des hydrogeologischen Aufbaus toniger Festgesteinsserien liefern folgende Untersuchungen an Kernproben relevante Ergebnisse:

- Wassergehalt  
(Abgrenzung der Verwitterungszonen)
- Dichte  
(Gesteinsfestigkeit, Verwitterung, Gebirgsauflockerung)
- Korngröße (nach Trocknungs/Befeuchtungs-Zerfall)  
(Gesteinsfestigkeit, Verwitterung, Gebirgsauflockerung)
- Kalkgehalt  
(Lithologischer Aufbau)
- Organischer Gehalt  
(Lithologischer Aufbau, Rückschlüsse auf Sorptionsvermögen)
- Chloridgehalt des Porenwassers  
(Abgrenzung von ausgesüßten Gebirgsbereichen und Bereichen mit stagnierendem Formationswasser; Rückschlüsse auf Reliefalter)
- Gesteinsfestigkeit (Point-Load)  
(Gebirgsauflockerung)
- Mineralogie  
(Anteil verschiedener Mineralphasen; Rückschlüsse auf Sorptionsvermögen)

##### 4.4.2. Wasserproben

Die Bestimmung von Ionen- und Isotopengehalten liefert wichtige Informationen über den Wassertyp und die Verweildauer. Damit können Rückschlüsse auf die Art und Geschwindigkeit der Grundwasserzirkulation in einer tonigen Festgesteinsserie gezogen werden. Hierzu sind in möglichst engen Tiefenabständen Kluftwasserproben zu ziehen:

- Konventionelle chemische Wasseranalyse  
pH-Wert, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, Leitfähigkeit, SiO<sub>2</sub>, Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, NH<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, PO<sub>4</sub>  
(Bestimmung des Wassertyps; Informationen über Lösungsvorgänge und Reaktionen zwischen Grundwasser und Gestein; Rückschlüsse auf Herkunft und Verweildauer)
- Bestimmung von Isotopengehalten
 

Tritium	(Unterscheidung von jungen und älteren (> 40 Jahre) Wässern)
Argon 39	(Wasseralter zwischen 100 und 1000 Jahren)
Kohlenstoff 14	(Wasseralter zwischen 1000 und 50000 Jahren)
Deuterium	(Klimatische Bedingungen bei der Grundwasserbildung)
Sauerstoff 18	(Klimatische Bedingungen bei der Grundwasserbildung)
Radium/Radon	(Rückschlüsse auf Herkunft des Grundwassers und aktive Grundwasserregime)

## 5. Ergebnisse der Untersuchungen auf den Versuchsfeldern im Opalinuston

### 5.1. Versuchsfeld Jungingen (1)

#### 5.1.1. Aufnahme der Bohrungen

Das geologische Profil auf dem Versuchsfeld Jungingen beginnt mit sandig-lehmig-steinigem Talablagerungen zwischen wenigen dm und 2 m Mächtigkeit (Bohrung KB2 nahe der Starzel). Die Verwitterungsprofile sind nicht in der typischen Abfolge der einzelnen Verwitterungsstufen ausgebildet. Die etwas weiter von der Starzel entfernt liegende Bohrung KB1 weist mit 1,5 m die geringmächtigste Verwitterungszone auf. In den nahe der eingetieften Starzel gelegenen Bohrungen KB2, KB3 und KB4 schwankt die Mächtigkeit der Verwitterungszone um 3 m. Die geringen Mächtigkeiten sowie die untypische Ausbildung bzw. das Fehlen einzelner Verwitterungsstufen deuten auf eine landschaftsgeschichtlich sehr junge Entwicklung hin, in deren Verlauf die Einwirkungstiefe der Verwitterung nicht mit der Abtragung Schritt halten konnte.

Der unverwitterte Opalinuston besteht in allen Bohrungen aus einer monotonen Abfolge von festen tonigen Schluffsteinen mit geringem Kalkgehalt und wechselndem Glimmergehalt.

Die Bohrungen wurden zusätzlich mit dem Borehole-TelevIEWer befahren, wobei lediglich die Befahrungen in KB1 und KB2 erfolgreich verliefen. Durch ihre Neigung war in den Bohrungen KB3 und KB4 eine Zentrierung der Sonde und damit die Aufnahme der Bohrlochwand nicht möglich.

In der Bohrung KB1 fielen mehrere offene Klüfte bzw. nasse Kluft- oder Schichtflächen auf. Da diese Bereiche bei den hydraulischen Tests keine erhöhten Durchlässigkeiten aufwiesen, sind sie als Zerbrechen bzw. Befeuchten des Kerns beim Bohren zu interpretieren. In 46,5 bis 48,5 m Tiefe war der Kern von einer nahezu saigeren 2-3 mm dicken mit Calcit verheilten Kluft durchzogen, die sich auch im TelevIEWer-Bild klar abzeichnete (s. Abb. 3-9) und dadurch mit dem Streichen und Fallen zu 124/86 SW eingemessen werden konnte.

Die Bohrung KB2 ist infolge der benachbarten Verwerfung, deren Verschleppungszone sie durchteuft (vgl. Abb. 2-9), stark geklüftet. Die Klüfte sind durchweg calcitisch verheilt und weisen z.T. Bewegungsspuren (Harnische) auf. Mit der TelevIEWer-Aufnahme konnte eine Hauptkluftchar bestimmt werden, die in WSW-ENE-Richtung streicht und gut mit dem Streichen der kartierten südlichen Störung übereinstimmt.

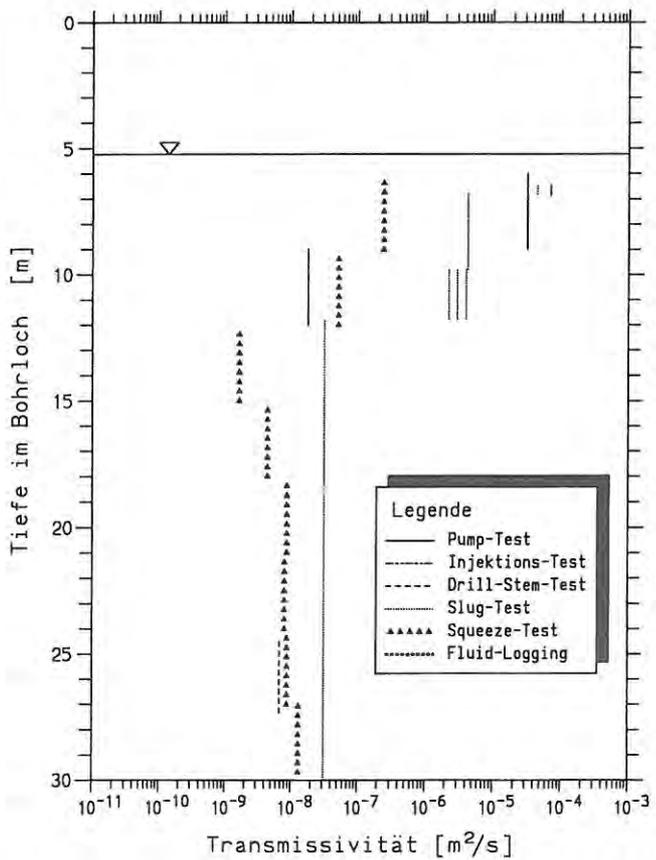
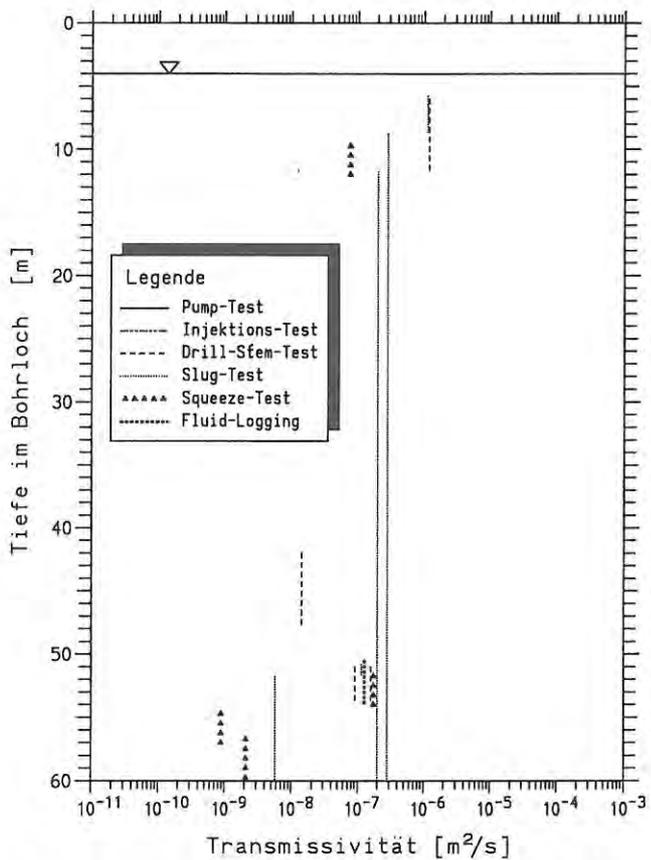
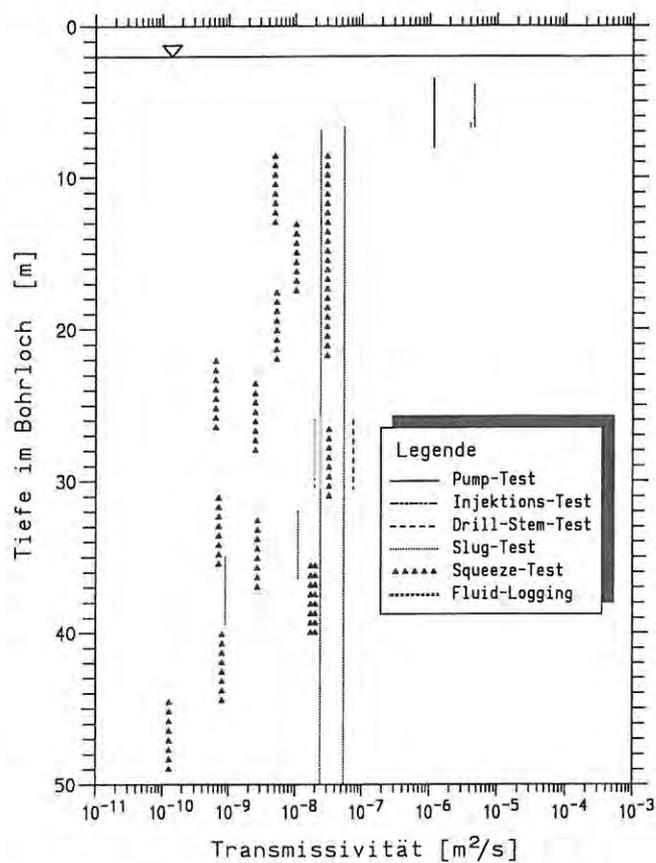
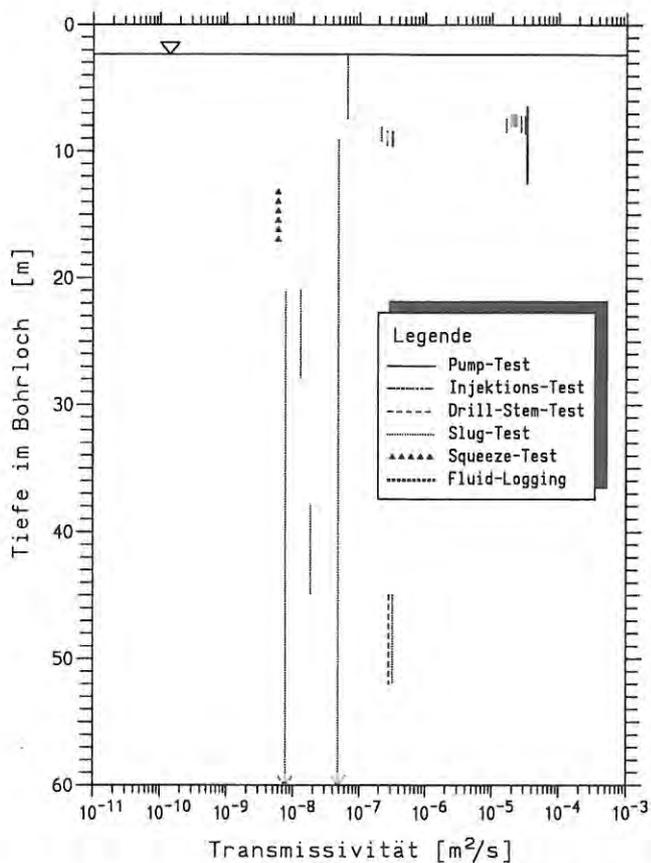
Die Bohrung KB3 ist bis 19 m wenig und zwischen 19 m und der Endteufe bei 60 m stark geklüftet. Besonders auffällig war eine nahezu saigere Kluft in 48,4 m bis 50,4 m Tiefe, die mit Pyrit belegt, aber nicht vollständig verheilt ist. Unter der Annahme horizontaler Schichtflächen konnten Streichen und Fallen dieser Kluft durch die Schrägbohrung mit ca. 150/87 NE bestimmt werden.

Die Bohrung KB4 ist bis zur Endteufe bei 30 m geklüftet, die Klüfte sind i.d.R. calcitisch oder pyritisch verheilt.

#### 5.1.2. Transmissivitätsverteilung

In der Bohrung KB1 wurde zwischen 7 und 8 m ein durchlässiger Bereich mit einer Transmissivität von  $2\text{-}3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  festgestellt (Abb. 5-1). Zwischen 8 und 9 m Tiefe werden mit Transmissivitäten um  $2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  bereits geringdurchlässige Werte erreicht. Zwischen 45 und 51 m Tiefe liegt ein Gebirgsbereich mit einer Transmissivität von  $3 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ , der mit einer in dieser Tiefe im Bohrkern und im TelevIEWerbild aufgenommenen Kluft übereinstimmt.

Nachdem sich bei den hydraulischen Tests in KB1 zeigte, daß zu einer systematischen Testplanung Einzelhinweise aus der Bohrkernaufnahme, den geophysikalischen Logs oder der TelevIEWer-Befahrung nicht ausreichen, wurde in der KB2 erstmals eine Serie von Squeeze-Tests zur hydraulischen Vorerkundung des Bohrlochs durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Squeeze-Test-Serie sind in Abb. 5-6 dargestellt. Die Transmissivitätsverteilung in der Bohrung KB2 ist durch die quantitative Auswertung dieser Squeeze-Tests in den dichten Bohrlochabschnitten wesentlich besser belegt (Abb. 5-2). Die Gesamttransmissivität wird hauptsächlich durch



einen Kluftbereich zwischen 6 und 7 m Tiefe mit einer Transmissivität von  $4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  bestimmt. Der gesamte tiefere Bereich weist bis auf einen gering durchlässigen Bereich in 26 bis 30,5 m Tiefe sehr geringe Durchlässigkeiten auf.

In der Bohrung KB3 (Abb. 5-3) liegt die Basis der durchlässigen Zone bei 9 m. Zwischen 50 und 52 m liegt eine Kluffzone mit Transmissivitätswerten über  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ , aus der auch eine Wasserprobe gezogen werden konnte. Diese Kluffzone konnte auch bei der Kernaufnahme festgestellt werden. Die übrigen Bohrlochabschnitte wurden nicht systematisch in engeren Doppelpackertestabschnitten gemessen. Aus Fluid-Logging Messungen ist jedoch für den Bereich zwischen 9 und 50 m eine Gesamttransmissivität zu folgern, die deutlich kleiner als  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  ist.

Die Bohrung KB4 zeigte in 6,5 bis 7,0 m Tiefe mit  $6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  einen sehr durchlässigen Kluftbereich (Abb. 5-4). Zwischen 7 und 9 m nimmt die Transmissivität auf  $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  und unterhalb

von 9 m auf Werte um  $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$  ab.

### 5.1.3. Kernuntersuchungen

In der KB1 wird die geringmächtige Verwitterungszone durch höhere und zum unverwitterten Gestein mit der Tiefe auf 5-7% abnehmende Wassergehalte gekennzeichnet (Abb. 5-5). Die Trockendichte des Gesteins liegt bereits ab 2 m Tiefe bei Werten über  $2,3 \text{ g/cm}^3$ . Der Chloridgehalt des Porenwassers steigt zwischen 9 und 17 m sprunghaft von wenigen  $100 \text{ mg/l}$  auf Gehalte um  $9000 \text{ mg/l}$  an.

In der Bohrung KB2 liegen die Wassergehalte z.T. deutlich höher, die Werte für die Trockendichte dagegen etwas niedriger (Abb. 5-6). Diese abweichenden Werte sind durch die Lage der KB2 in der Verschleppungszone bedingt.

Die Bohrung KB3 weist wie KB1 relativ hohe Werte für die Trockendichte auf (Abb. 5-7). Der

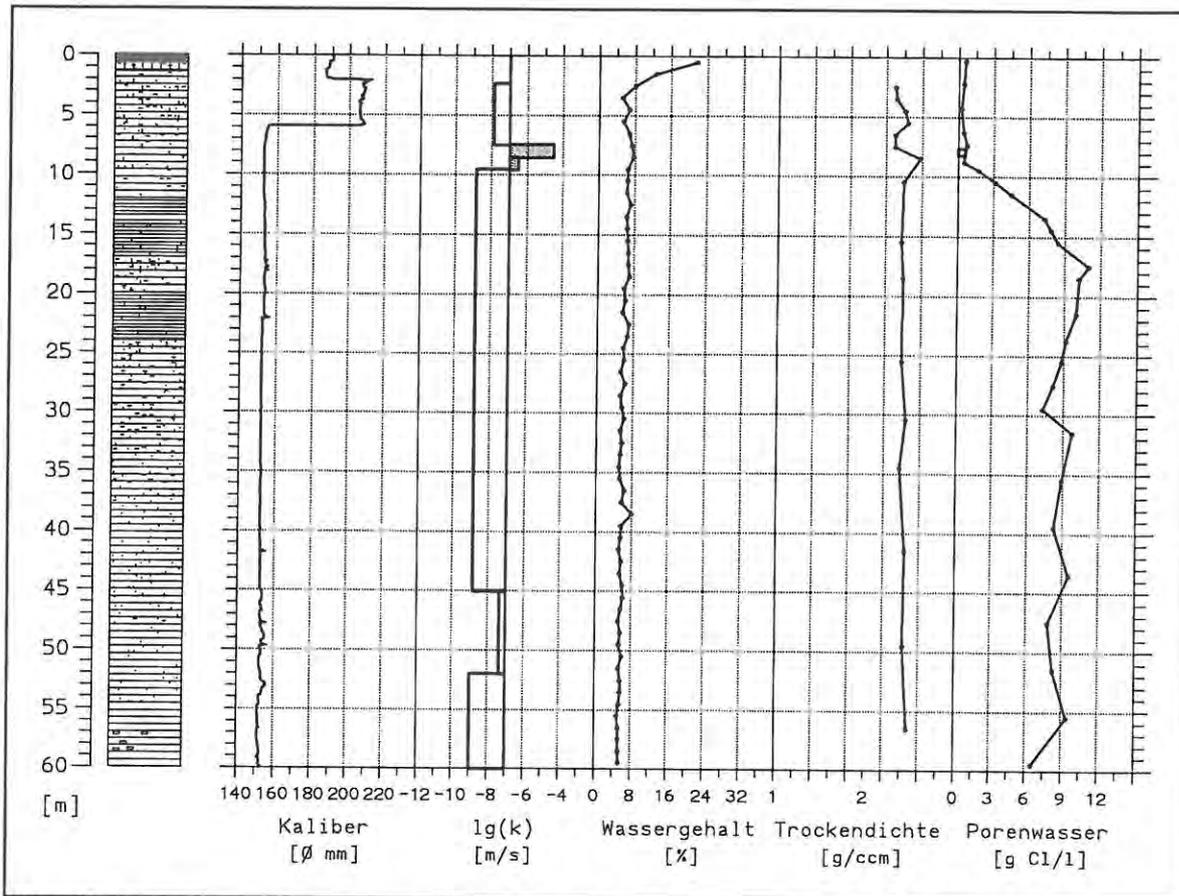


Abb. 5-5: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB1

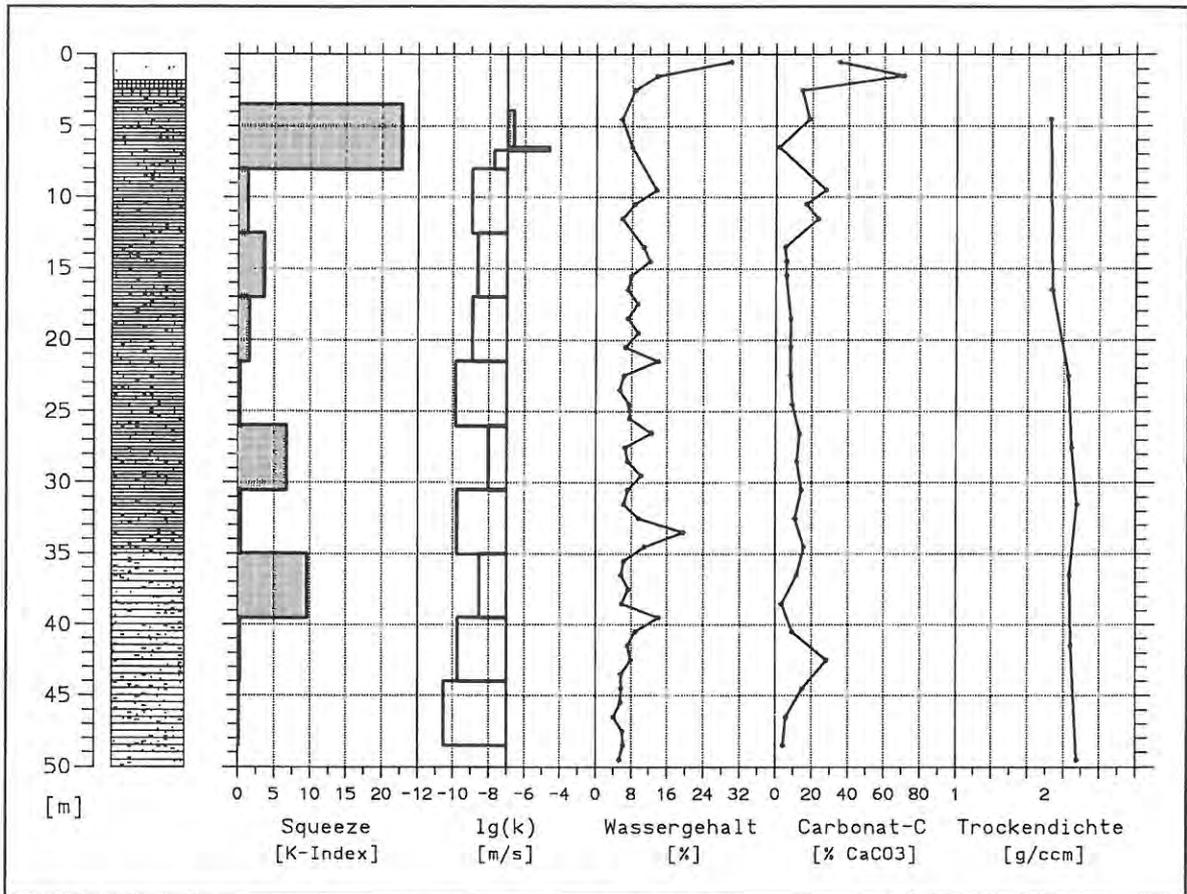


Abb. 5-6: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB2

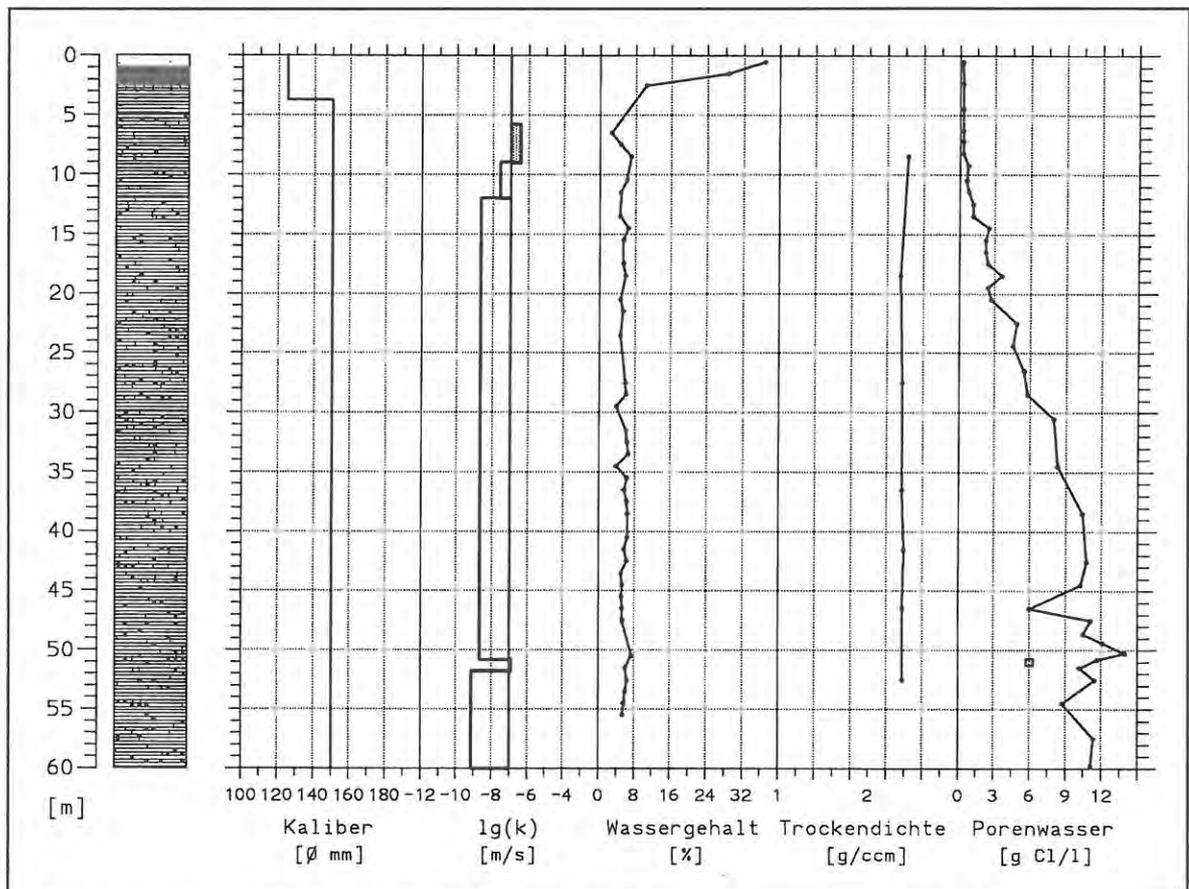


Abb. 5-7: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB3

Chloridgehalt des Porenwassers steigt zwischen 10- und 30 m Tiefe von wenigen 100 mg/l auf Gehalte um 9000 mg/l an. Die aus der Kluft in ca. 50 m Tiefe entnommene Wasserprobe weist einen Chloridgehalt von 6000 mg/l auf. Der Anstieg des Porenwasserchloridgehaltes in dieser Tiefe auf über 15000 mg/l ist auf die höheren Wassergehalte im Gestein zurückzuführen, der in der Berechnung, die von einem Wassergehalt von 5% ausgeht, nicht berücksichtigt wird.

Die Kernuntersuchungen von KB4 ergaben ebenfalls relativ hohe Werte für die Trockendichte in der unverwitterten Zone, die hier in ca. 4 m Tiefe beginnt.

Die in den Bohrungen auf dem Versuchsfeld Jungingen gemessenen hohen Chloridgehalte im Porenwasser stehen in Zusammenhang mit den unterhalb von ca. 9 m sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten. Die gemessenen Chloridprofile lassen sich sowohl bei der Annahme eines rein diffusiven Chloridaustrags wie auch einer Advektion bei den ermittelten Transmissivitäten rechnerisch mit Altern von mindestens 10000 Jahren nachvollziehen.

#### 5.1.4. Wasseranalysen

Die in KB1 aus der Kluft in 7,3 m Tiefe und in KB2 aus der Kluft zwischen 6 und 7 m Tiefe entnommenen Wasserproben zeigen einen Na-Cl-HCO<sub>3</sub>-Wassertyp (vgl. chem. Analysen, Anlage 3). Aus der Kluft in KB3 zwischen 50 und 51 m Tiefe wurde ein hochmineralisiertes Na-Cl-Wasser gefördert. Aus der Bohrung KB4 mit einem durchlässigen Bereich zwischen 6 und 7 m Tiefe wurde ein Na-Ca-HCO<sub>3</sub>-Cl-Wasser abgepumpt.

Die Wasserproben sind in Abb. 5-8 als Schoeller-Diagramm dargestellt. Die Ionengehalte der Proben aus KB4 stimmen mit dem untersuchten Wasser aus der benachbarten Starzel überein. Daraus kann geschlossen werden, daß beim Abpumpen aus der KB4 Bachwasser angezogen wurde. Diese hydraulische Verbindung ließ sich auch durch einen Färbeversuch nachweisen: In die Bohrung KB4 eingegebenes, mit Uranin gefärbtes Wasser trat nach ca. 1 Stunde an senkrechten Klüften im Bachbett in ca. 10 m Entfer-

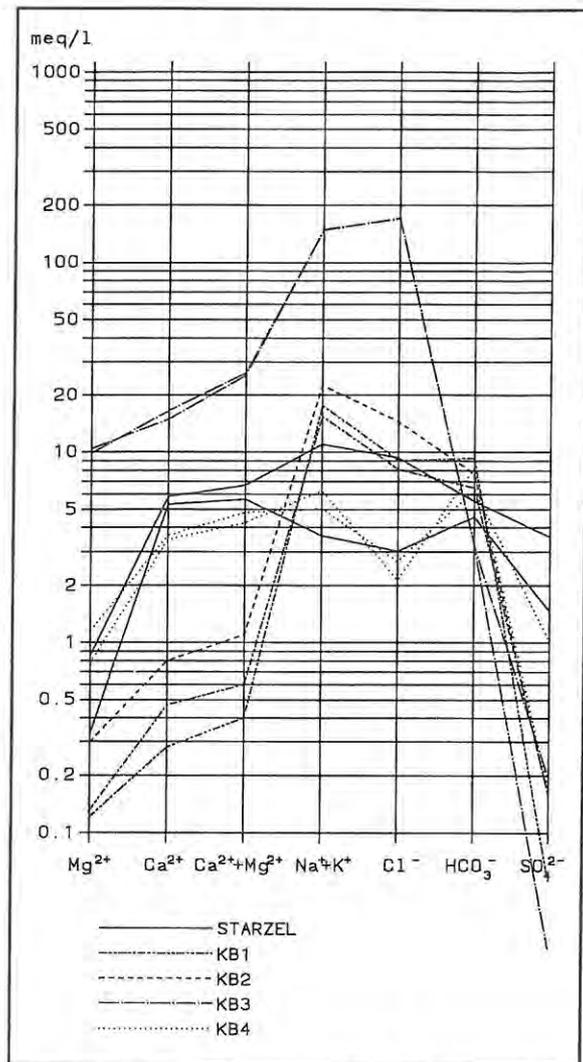


Abb. 5-8: Schoellerdiagramm der Wasseranalysen aus dem Versuchsfeld Jungingen

nung von der Bohrung aus.

Die Proben aus den Bohrungen KB1 und KB2 unterscheiden sich nur wenig in der Gesamtmineralisation. Es handelt sich um Ionenaustauschwässer, die während ihrer Verweilzeit Ca und Mg an das Tongestein abgegeben und Na aufgenommen haben. Dieser Prozeß spricht für eine längere Verweilzeit bzw. eine sehr langsame Zirkulation in den Kluftbereichen zwischen 6 und 8 m. Diese Schlußfolgerung wird durch den geringen Gehalt an Tritium gestützt. Das nachgewiesene Tritium stammt wahrscheinlich aus jüngeren oberflächennahen Schichtwässern aus der ungesättigten Zone, die bei der Probennahme aus der Gesamtbohrung

zugemischt wurden. HAUG (1992) weist nach, daß die aus der KB1 abgepumpten Kluftwässer auch tritiumfrei sind.

Der Tritiumgehalt des hochmineralisierten Wassers aus KB3 in 51 m Tiefe ist durch den Einfluß verbliebener Bohrspülung zu erklären. Aus dem abgepackerten Bohrlochabschnitt von 50,8 bis 60 m Tiefe konnte nicht genügend Wasser abgepumpt werden, um einen vollständigen Austausch mit dem Kluftfluid zu erreichen. Die Zusammensetzung des Wassers liegt - bis auf den fehlenden Sulfatgehalt - sehr nahe dem von der Nagra analysierten Porenwasser aus dem Opalinuston (GAUTSCHI et al., 1990). Da im Bereich der Kluft das Porenwasser nicht ausgesüßt ist (vgl. Porenwasserchloridgehalt, Abb. 5-7), kann von einem System mit stagnierendem Kluftwasser ausgegangen werden.

#### 5.1.5. Felduntersuchungen

##### 5.1.5.1. Hammerschlagseismik

Auf dem Versuchsfeld Jungingen wurde ein NNW-SSE-streichendes Profil hammerschlagseismisch vermessen (BEHNKE & SCHUBART, 1992). Abb. 5-9 zeigt das Ergebnis der Messung. Eine Deckschicht mit Wellengeschwindigkeiten zwischen 190 und 250 m/s ist hier 1-2 m mächtig. Unter dieser Deckschicht folgt im Nord- und Südteil des Profils festes Gestein mit 2350 bis

3000 m/s. Im mittleren Profilteil liegt zwischen der Deckschicht mit rund 3 bis 10 m Mächtigkeit ein Bereich mit geringeren Wellengeschwindigkeiten um 1450 m/s. Die Untergrenze dieses Bereiches fällt mit ca.  $10^\circ$  in nördliche Richtung ein.

Dieser seismische Befund steht mit den Ergebnissen der geologischen Kartierung bzw. den Bohrprofilen im Einklang:

Die seismische Deckschicht entspricht der auf dem Versuchsfeld Jungingen sehr geringmächtigen lehmigen Schicht aus steinigem Auelehmen und den plastischen Bereichen der Opalinuston-Verwitterungszone. Der nach Norden einfallende Bereich geringerer Wellengeschwindigkeiten läßt sich mit der Verschleppungszone an der hier durchstreichenden südlichen Verwerfung korrelieren. Das Fehlen einer Zone mit mittleren Wellengeschwindigkeiten zwischen 650 und 1450 m/s in den ungestörten Bereichen des vermessenen Profils läßt darauf schließen, daß auf dem Versuchsfeld Jungingen in geringer Tiefe bereits fester Opalinuston ansteht und eine mächtigere Auflockerungszone nicht ausgebildet ist. Dieser Befund deckt sich mit den Ergebnissen der Bohrkernuntersuchungen und mit den hydraulischen Messungen, die zwischen 2 und 8 m nur einzelne Kluftzuflüsse und im tieferen Bereich geringe bis sehr geringe Durchlässigkeiten anzeigen.

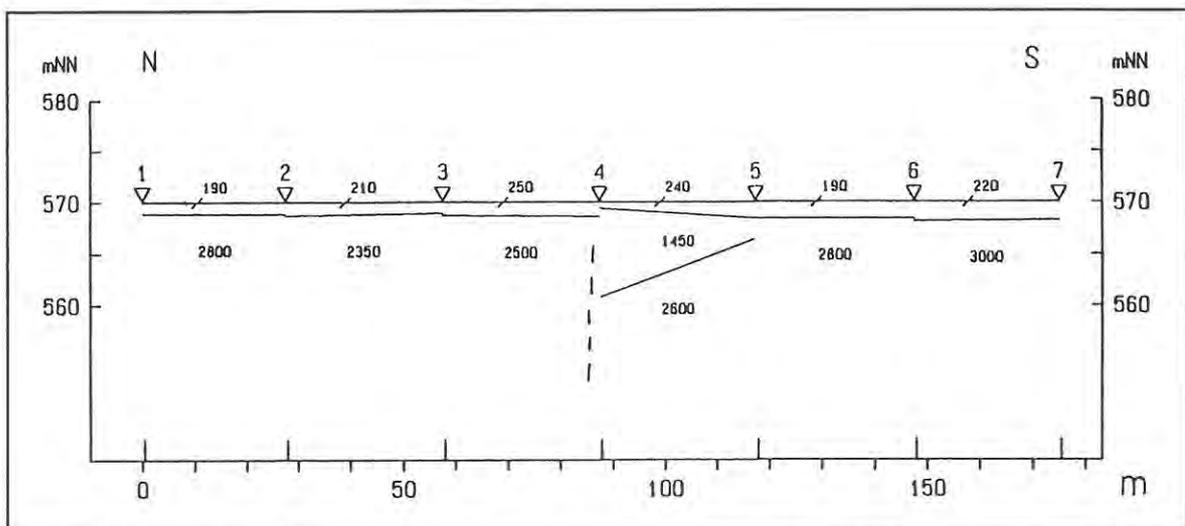


Abb. 5-9: Hammerschlagseismisch aufgenommenes Profil auf dem Versuchsfeld Jungingen (Profillinie siehe Abb. 5-10)

### 5.1.5.2. Potentialmessungen

#### Grundwassergleichen

Die Grundwasserströmungsverhältnisse im Bereich des Versuchsfeldes Jungingen sind aus dem Grundwassergleichenplan vom 16.1.1990 ersichtlich (Abb. 5-10). Diese Stichtagsmessung stellt ein mittleres Niveau der Wasserstände in den Bohrungen und der Starzel dar. Das Grundwassergefälle ist vom Talhang in Richtung auf die Starzel geneigt, das Gefälle liegt zwischen 1 % und 3 %.

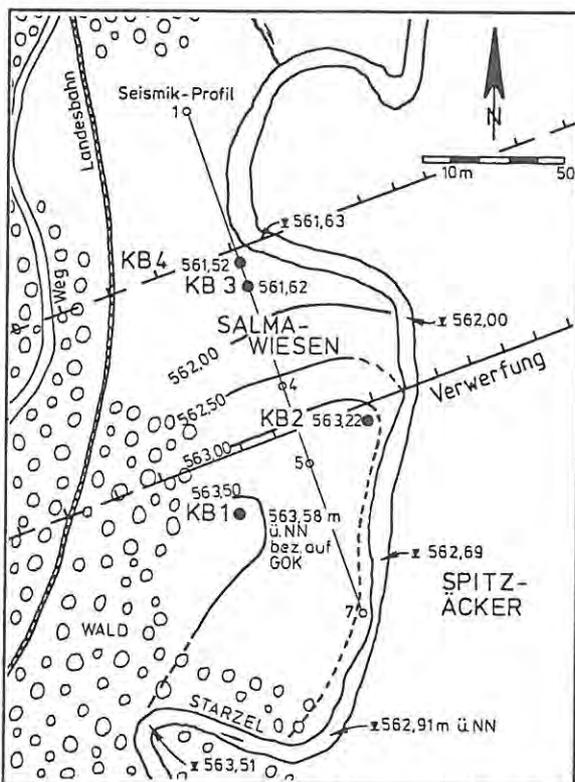


Abb. 5-10: Grundwassergleichen auf dem Versuchsfeld Jungingen (Stichtag 16.1.1990)

#### Vertikales Potentialgefälle

Anhaltspunkte für das vertikale Potentialgefälle im Bereich des Versuchsfeldes Jungingen wurden durch die Messung der Ruhepotentiale in verschiedenen tiefen Bohrlochabschnitten bzw. durch die Extrapolation der Schließdruckphase aus hydraulischen Tests (vgl. Kap. 3.4.3) gewonnen.

Insgesamt nehmen die hydraulischen Potentiale von oben nach unten nur geringfügig ab (KB4:

von 7 bis 25 m  $\Delta h=2,5$  m; KB3: von 7 bis 50 m  $\Delta h=0,3$ ). Eine Ausnahme bildet in KB1 der Klufbereich in 45 bis 52 m Tiefe: Hier besteht vom oberflächennahen Klufbereich in 7-8 m Tiefe bis zu diesem tieferen Klufbereich ein Potentialgefälle von ca. 35 m.

### 5.1.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Jungingen

Insgesamt ergeben die Untersuchungen im Opalinuston auf dem Versuchsfeld folgendes Bild:

Im Bereich des Versuchsfeldes ist der Opalinuston durch zwei WSW-ENE-streichende Störungen in drei Teilschollen zerlegt (vgl. Abb. 2-8). Der obere und mittlere Opalinuston auf der nördlichen Tiefscholle ist mit 3-4 m etwas tiefgründiger verwittert als der mittlere Opalinuston auf der nördlichen Hochscholle mit 1,5 bis 2 m.

Diese geringmächtige Ausbildung des Verwitterungsprofils sowie das tief in den Albtrauf eingeschnittene Killertal, sind Zeugen einer landschaftsgeschichtlich jungen Flächenentwicklung. In erdgeschichtlich jüngster Zeit schnitt sich die Starzel tiefer in den Talboden ein.

Infolge der jungen Erosion steht der unverwitterte Opalinuston bereits in weniger als 10 m Tiefe als massives Festgestein mit relativ hoher Trocken-dichte an. Dieser Bereich ist gering bis sehr gering durchlässig. Darüber haben sich durch die Gebirgsentlastung horizontale Trennfugen geöffnet, die eine höhere Durchlässigkeit aufweisen. Da diese Klüfte in 6-8 m Tiefe tritiumfreies Ionenaustauschwasser enthalten (KB1 u. KB2), ist hier trotz der relativ hohen Durchlässigkeit ( $k_r > 10^{-5}$  m/s) nur mit einer sehr geringen natürlichen Wasserzirkulation zu rechnen. Das Niederschlagswassers fließt demzufolge oberirdisch oder als Interflow in der flachen Verwitterungszone zur Starzel ab. Das hydraulische Potential der Bohrungen (vgl. Grundwassergleichenplan, Abb. 5-10) wird hauptsächlich durch die Lage dieser oberflächennahen Zone bestimmt.

Die chloridreichen Porenwässer zeigen, daß der Opalinuston im Bereich des Versuchsfeldes unterhalb der Entlastungszone nicht vom Grundwasser durchströmt wird. Die Porenwässer sind erst bis

in relativ geringe Tiefen ausgesüßt. Für den diffusiven Chloridaustrag in das Grundwasser in den Trennfugen der Auflockerungszone wurde eine Zeitdauer von maximal 10000 Jahren berechnet. Damit dürfte die grundwassererfüllte Auflockerungszone vor der letzten Eiszeit noch deutlich höher gelegen haben und die heutige Auflockerungszone in den nachgewiesenen Trennfugen erst seit dem Beginn des Holozän Wasser führen.

Zwei Klufzonen mit erhöhten Durchlässigkeiten in ca. 50 m Tiefe (KB1 und KB3) wurden wahrscheinlich tektonisch gebildet. Die chloridreichen Porenwässer in der direkten Umgebung dieser Klüfte sowie das aus der Kluft in KB3 abgepumpte hochmineralisierte NaCl-Wasser sprechen trotz der potentiell höheren Durchlässigkeit für stagnierende Kluftwässer.

## 5.2. Versuchsfeld Mössingen (2)

### 5.2.1. Aufnahme der Bohrungen

In der auf einem flachen Höhenrücken 60 m tief im mittleren Opalinuston abgeteufte Kernbohrung KB5 wurde der Grundwasserspiegel bei 11,4 m unter Gelände erreicht. Das Verwitterungsprofil konnte sich hier ungestört von junger Erosion mit ca. 11 m relativ mächtig ausbilden. Der unverwitterte mittlere Opalinuston besteht aus einer eintönigen Folge toniger Schluffsteine mit wechselnden Gehalten an Glimmer, Sand und Kalk. Der Bohrkern ist stark geklüftet, bis 11 m Tiefe sind die Klüfte mit Limonit belegt (ungesättigte Zone mit oxidierenden Bedingungen), ab 15 m Tiefe sind die Klüfte i.d.R. mit Calcit verheilt.

Die Bohrung KB6 wurde mit 15° Neigung an der Sohle eines Tobels 43 m tief in den mittleren und unteren Opalinuston bis in den Lias  $\epsilon$  abgeteuft. Der Grundwasserspiegel stellte sich bei 15,6 m unter Gelände ein. Das Verwitterungsprofil ist mit ca. 2,5 m sehr geringmächtig ausgebildet. Der Opalinuston besteht aus eintönigen tonigen Schluffsteinen mit wechselndem Sand-, Kalk- und Glimmergehalt. Die untersten ca. 10 m sind fossilreich. Die Jurensismergel (Lias  $\zeta$ ) zwischen 37,65 und 40,7 m bestehen aus Mergel- und Kalkmergelstein mit Kalksteinlagen. Zwischen 40,7 m und der Endteufe bei 43 m lagern bituminöse

Mergel des Posidonienschiefers (Lias  $\epsilon$ ). Der Bohrkern weist eine ausgeprägte Klüftung auf, die Klüfte sind i.d.R. calcitisch und in den Posidonienschiefern auch pyritisch verheilt.

Die Bohrung KB7 wurde in einer Hangmulde am Beginn eines Tobels 50,6 m tief durch den mittleren und unteren Opalinuston bis in den Lias  $\epsilon$  abgeteuft. Der Grundwasserspiegel wurde bei 2,6 m unter Gelände erreicht. Zur Durchführung hydraulischer Tests mit Beobachtungspiezometern wurden im Abstand von 4 bis 9 m um die KB7 acht weitere 10 m tiefe Bohrungen abgeteuft, davon vier als Kernbohrungen (vgl. Abb. 2-11), die zusätzlichen Aufschluß über die Ausbildung des Verwitterungsprofils in der jungen Hangmulde geben.

Die Verwitterungszone ist mit rund 3 m relativ geringmächtig, die Abfolge der einzelnen Verwitterungsstufen ist jedoch vollständig ausgebildet. Lithologisch besteht die Gesteinsfolge wie in der Bohrung KB6 aus tonigen Schluffsteinen im Opalinuston mit wechselnden Sand-, Kalk und Glimmergehalten. Die untersten ca. 19 m sind fossilreich. Die Jurensismergel (Lias  $\zeta$ ) zwischen 43,0 und 45,9 m bestehen aus Mergel- und Kalkmergelstein mit Kalksteinlagen. Zwischen 45,9 m und der Endteufe bei 50,6 m lagern bituminöse Mergel des Posidonienschiefers (Lias  $\epsilon$ ). Bis 30 m Tiefe ist der Bohrkern stark, darunter nur noch vereinzelt von Klüften durchzogen. In der Verwitterungszone sind die Klüfte mit Limonit belegt, im unverwitterten Bereich sind sie i.d.R. calcitisch und z.T. pyritisch verheilt.

In der Bohrung KB5 wurde zusätzlich eine Befahrung mit der Fernsehkamera durchgeführt. Sie bestätigte die relativ starke Klüftung des Gebirges sowie die Verheilung der Klüfte ab ca. 16 m Tiefe. Wasserwegsame Klüfte ließen sich aufgrund roter Limonitabscheidungen an der Bohrlochwand in 11,8 m, 12,0 m und 12,2 m erkennen. Diese Wasserwegsamkeiten sind vorwiegend an schichtparallele Trennfugen gebunden, z.T. treten sie jedoch auch in Verbindung mit vertikalen Klüften (12,2 m) auf (Abb. 3-5).

In KB7 und den umgebenden Beobachtungsbohrungen konnte aufgrund der geringen Flurabstände des Grundwasserspiegels eine visuelle Zuflußlokalisierung durchgeführt werden. Diese zeigte

in der Bohrung KB7 einen Hauptzufluß in 4,50 bis 4,60 m Tiefe. In den anderen Bohrungen waren nach dem Abpumpen keine stärkeren Kluftwasserzuflüsse sichtbar.

### 5.2.2. Transmissivitätsverteilung

Zur hydraulischen Vorerkundung wurden in den Hauptbohrungen Squeeze-Test-Serien mit 3 m langen Teststrecken durchgeführt. Durch die Squeeze-Tests wurden in KB5 bis 21 m Tiefe durchlässige Bereiche, darunter dichte Verhältnisse angezeigt. In der Bohrung KB6 deutete die Squeeze-Test-Serie im untersten Intervall von 39,5 bis 42,5 m eine erhöhte Durchlässigkeit an, im Bohrlochbereich von 21,5 bis 39,5 m zeigten sich dagegen dichte Verhältnisse. In der Bohrung KB7 zeigten die Squeeze-Tests unterhalb von 9 m dichtes Gebirge an.

In den gering durchlässigen Bohrlochabschnitten konnten die Squeeze-Tests i.d.R. als Pulse-Tests ausgewertet werden. Zur Kontrolle wurde in einigen Bohrlochintervallen Slug- oder Drill-Stem-Tests durchgeführt.

In den nach den Ergebnissen der Squeeze-Tests durchlässigeren Bohrlochbereichen wurden zur genaueren Lokalisierung und Quantifizierung der Klufttransmissivitäten hydraulische Bohrlochtests durchgeführt. Zum Vergleich verschiedener Testmethoden wurden in einem Bohrlochabschnitt oft mehrere Testarten oder Testmodifikationen durchgeführt und mit verschiedenen Verfahren ausgewertet. Abweichungen in den Ergebnissen sind zum einen auf die unterschiedliche Größe der mit den verschiedenen Tests erfaßten Gebirgsbereiche, zum anderen auf verschiedene Auswertemethoden zurückzuführen bzw. liegen im Bereich der Fehlergrenze.

In der Bohrung KB5 weist der ungesättigte Bereich zwischen 2 und 11 m Tiefe Transmissivitäten zwischen  $3 \cdot 10^{-7}$  und  $1 \cdot 10^{-5}$   $m^2/s$  auf (Abb. 5-11). Bis ca. 20 m Tiefe ist eine Zone mit Transmissivitäten zwischen  $1 \cdot 10^{-7}$  und  $4 \cdot 10^{-6}$   $m^2/s$  ausgebildet. Unterhalb von 20 m sind die Transmissivitäten mit Werten zwischen  $3 \cdot 10^{-11}$  und  $1 \cdot 10^{-9}$   $m^2/s$  sehr gering.

Die Bohrung KB6 wurde weniger differenziert untersucht (Abb. 5-12). Durchlässigere Bereiche liegen hier zwischen 1,5 und 5 m ( $T=1 \cdot 10^{-6}$

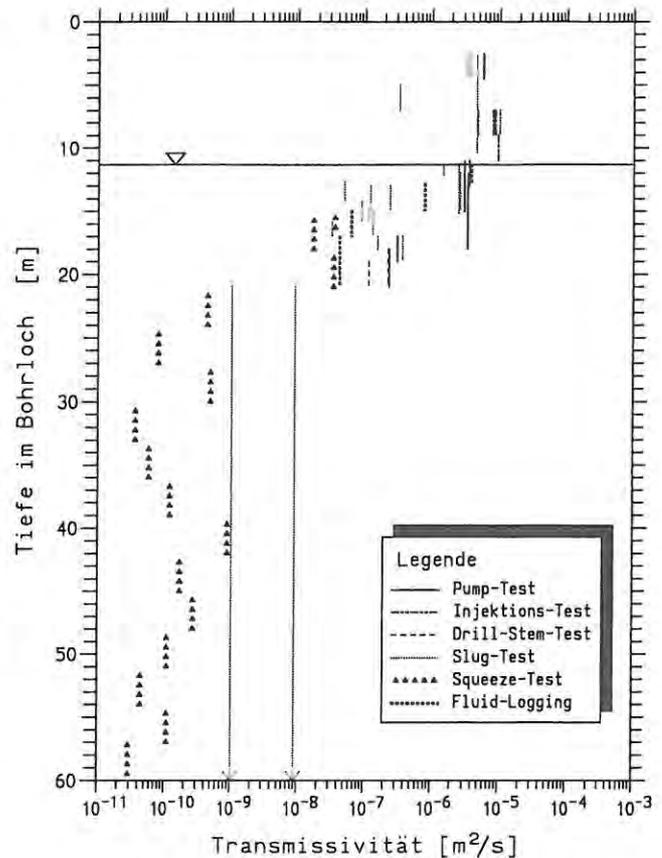


Abb. 5-11: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB5

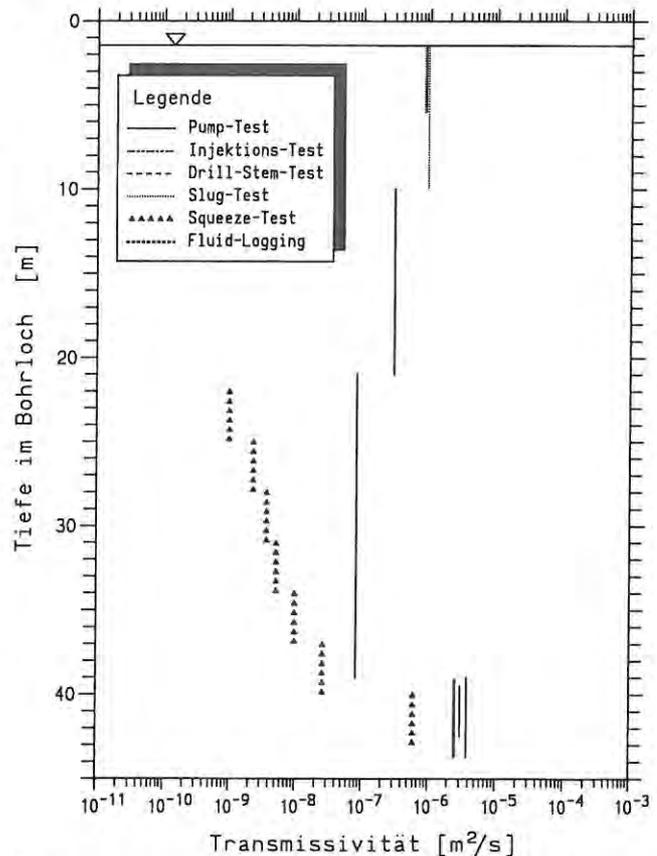


Abb. 5-12: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB6

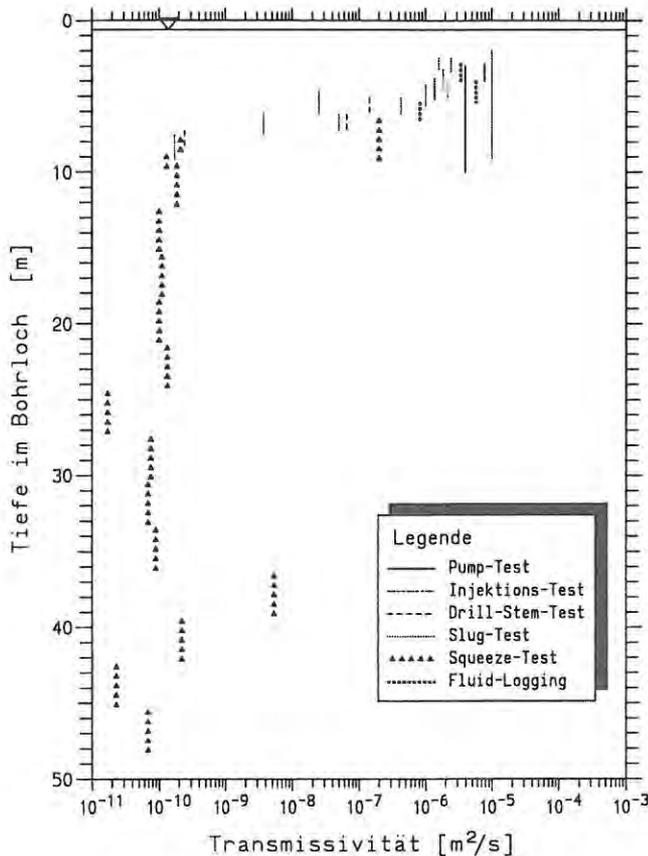


Abb. 5-13: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB7

m<sup>2</sup>/s) und in den Jurensismergeln zwischen 39,5 und 42,5 m ( $T=3 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s).

Die Bohrung KB7 weist bis ca. 6 m Tiefe einen durchlässigen Bereich mit Transmissivitäten zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s auf (Abb. 5-13). Im Abschnitt von 6 bis ca. 7 m gehen die Transmissivitäten auf Werte zwischen  $10^{-8}$  und  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s zurück, im tieferen Bereich zwischen 7 und 50 m liegen die Transmissivitäten um  $10^{-10}$  m<sup>2</sup>/s, lediglich zwischen 36 und 39 m Tiefe wird nochmals ein Wert von  $6 \cdot 10^{-9}$  m<sup>2</sup>/s erreicht.

### 5.2.3. Kernuntersuchungen

Bei der Bohrung KB5 gehen mit der Abfolge der Verwitterungsstufen bis 11 m Tiefe höhere Wassergehalte und Werte für die Trockendichte unter  $2 \text{ g/cm}^3$  einher (Abb. 5-14). Die Kornverteilung zeigt aufgelockerte Gesteinsverhältnisse bis in ca. 15 bis 20 m Tiefe an und ist damit mit der höher

durchlässigen Zone zu parallelisieren, deren Basis bei 20 m Tiefe liegt. Ein Maß für die Auflockerung des Gebirges ist auch das Kaliberlog, das bis ca. 15 m stärkere Ausbrüche der Bohrlochwand und ab ca. 15-20 m Tiefe eine glatte Bohrlochwand anzeigt. Ab 20 m Tiefe steigt der Chloridgehalt des Porenwassers von Werten  $< 1 \text{ g/l}$  bis in ca. 27 m Tiefe auf Werte um  $9-12 \text{ g/l}$  an und markiert damit die Basis der ausgesüßten Zone.

In der Bohrung KB6 reicht die Zone mit höheren Durchlässigkeiten bis in ca. 6 m Tiefe (Abb. 5-15). Das im Vergleich zur KB5 relativ gerade verlaufende Kaliberlog deutet auf eine glatte stabile Bohrlochwand und damit auf weniger aufgelockerte Gebirgsverhältnisse hin. Der Chloridgehalt des Porenwassers steigt zwischen ca. 10 m und 17 m von Werten  $< 1 \text{ g/l}$  auf ca.  $9 \text{ g/l}$  an. Zwischen 17 m und der Endteufe bei 43 m liegen die Chloridgehalte zwischen  $9$  bis  $12 \text{ g/l}$ , lediglich im Bereich der durchlässigen Kluffzone in den Jurensismergeln nehmen die Werte auf ca.  $6 \text{ g/l}$  ab. Der Chloridgehalt der aus diesem Bereich gezogenen Wasserprobe (in der Porenwasserchloridkurve in Abb. 5-15 als Quadrat dargestellt) ist sehr viel niedriger, da es sich um Wasser aus dem Zufließbereich im Opalinuston handelt, das über die Bohrung in die Jurensismergel aufgrund des dort herrschenden niedrigeren hydraulischen Potentials einfließen konnte (s.u.). Da das Porenwasser im Kluffbereich in den Jurensismergeln nicht ausgesüßt ist, kann gefolgert werden, daß unter ungestörten Verhältnissen stagnierende Kluffwässer vorhanden waren.

In der Bohrung KB7 liegt die Basis der durchlässigen Zone etwa bei 7 m Tiefe (Abb. 5-16). Die Verwitterungszone bis ca. 3 m ist wiederum durch höhere Wassergehalte gekennzeichnet. Im unverwitterten Opalinuston deutet das relativ glatte Kaliberlog wie in KB6 auf weniger stark aufgelockertes Gebirge hin. Von der Basis der durchlässigen Zone bei 7 m bis ca. 15 m Tiefe steigt der Chloridgehalt des Porenwassers von Werten  $< 1 \text{ g/l}$  auf  $9-12 \text{ g/l}$ . In den Posidonien-schiefern in 48 bis 50 m Tiefe liegt der Chloridgehalt bei Werten unter  $3 \text{ g/l}$ .

Der Verlauf der Chloridkonzentration unter der grundwassererfüllten Auflockerungszone läßt sich mit einem diffusiven und advektiven Chloridaustrag über ca. 10000 Jahre rechnerisch simulieren.

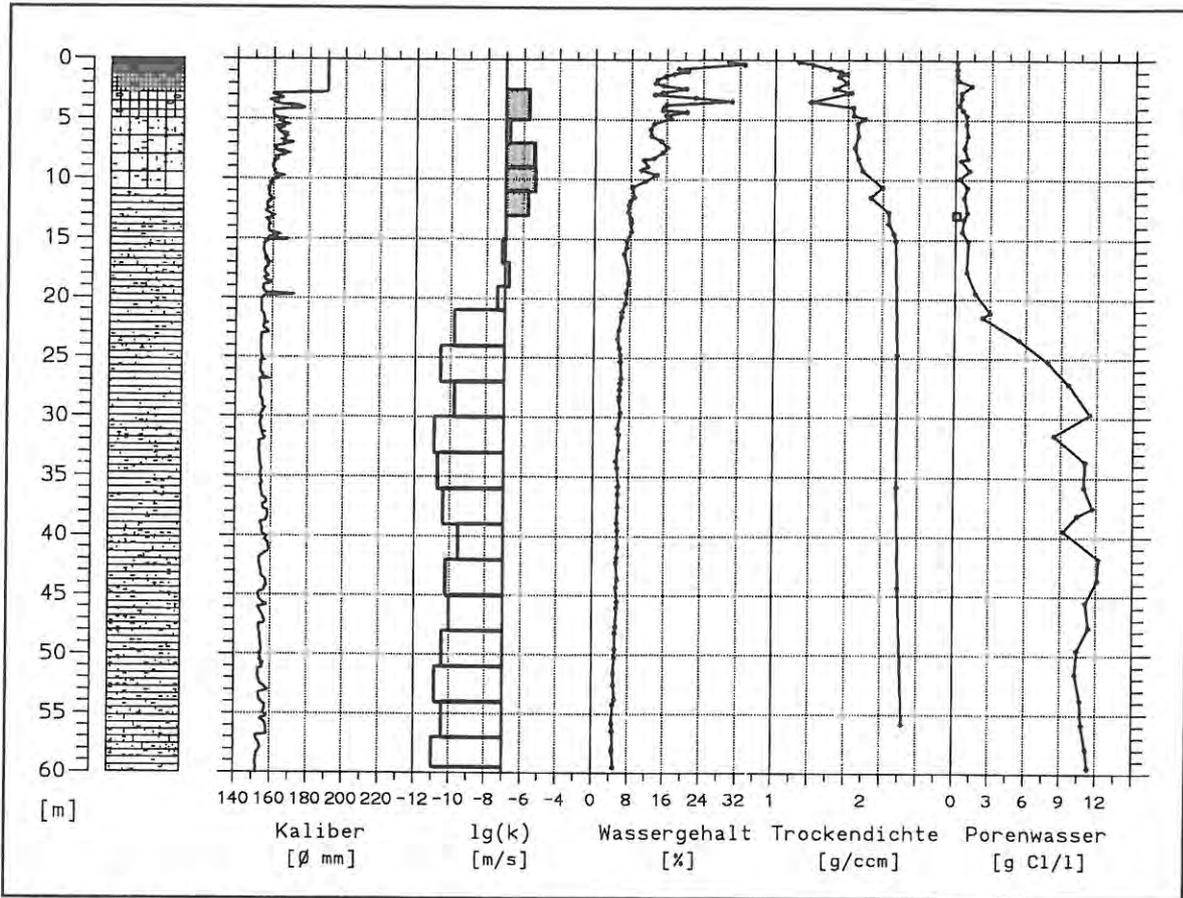


Abb. 5-14: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB5

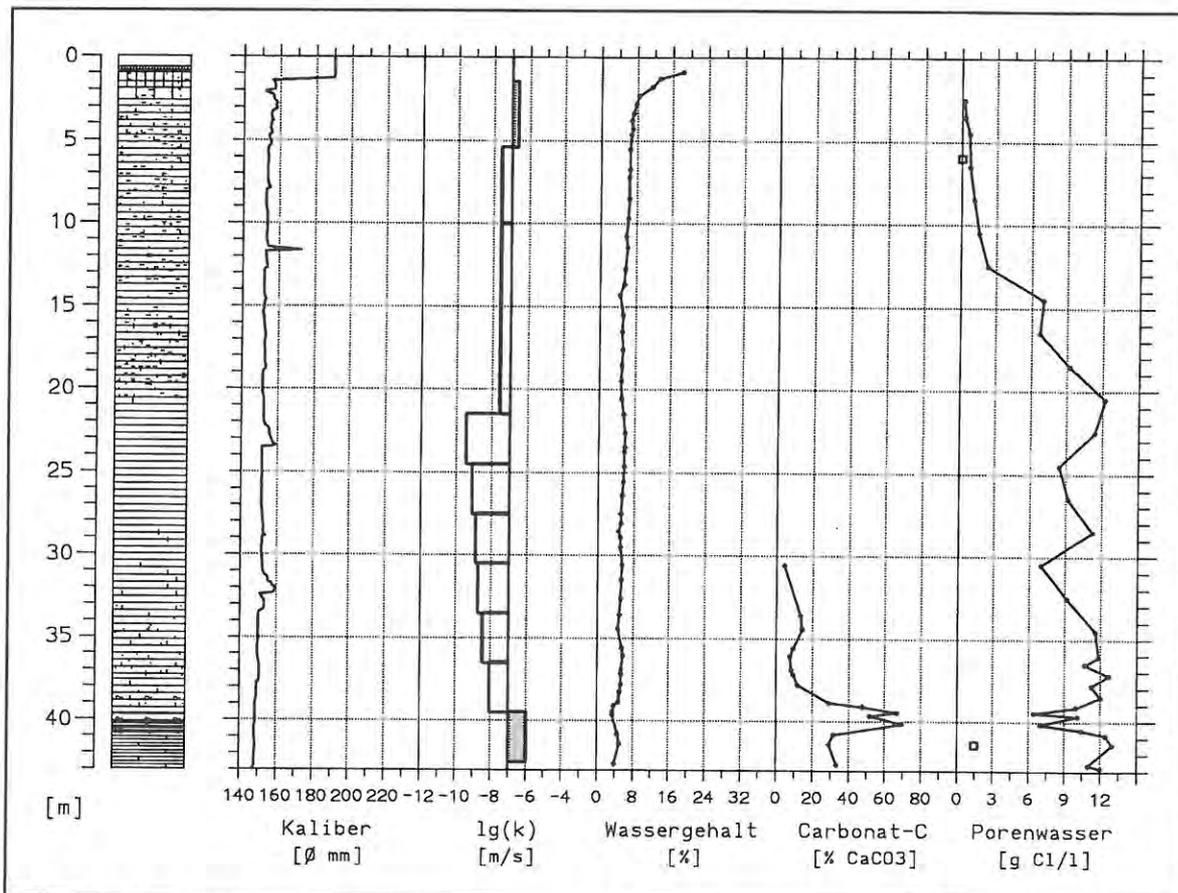


Abb. 5-15: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB6

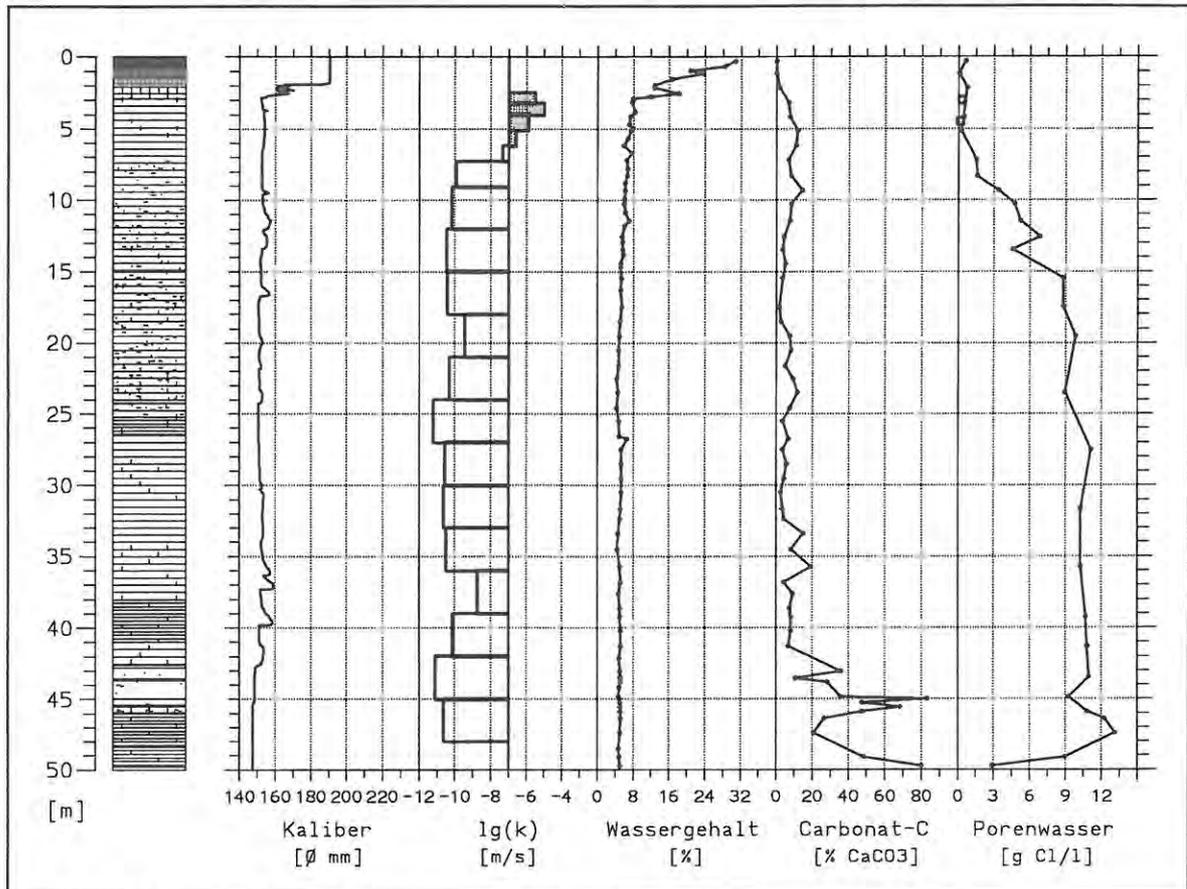


Abb. 5-16: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB7

#### 5.2.4. Wasseranalysen

Aus den drei Hauptbohrungen konnten folgende Wasserproben abgepumpt werden:

- KB5: 1 Probe aus dem durchlässigen Bereich zw. 11 und 13 m
- KB6: 1 Probe aus dem Bereich zwischen 2 und 10 m  
1 Probe aus dem Lias bei 41 m
- KB7: 1 Probe aus dem Bereich zwischen 2 und 5 m
- Zusätzlich wurde aus dem Hatzensprung eine Bachwasserprobe entnommen, um die Proben aus den Bohrungen mit einer Probe aus dem schnellen Grundwasserzirkulationssystem im Einzugsgebiet dieses Baches vergleichen zu können.

Die Ergebnisse der Wasseranalysen sind in der Anlage 3 aufgelistet und in Abb. 5-17 im Schoeller-Diagramm dargestellt.

Bei dem Wasser aus KB5 handelt es sich um ein Mg-Ca-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Wasser. Der Mineralgehalt stammt hauptsächlich aus der Auflösung von Kalk (Dolomit) und Gips unter oxidierenden Bedingungen.

Aus KB6 wurde zwischen 2 und 10 m Tiefe ein Na-Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Wasser gefördert, das mit seinem hohen Tritiumgehalt von 37,6 TU und einem relativ hohen Na-Gehalt wahrscheinlich ein Mischwasser aus jüngerem Grundwasser und älteren Ionenaustauschwasser darstellt. Aus 41 m Tiefe (Lias ζ) wurde ein Na-Cl-HCO<sub>3</sub>-Ionenaustauschwasser gefördert. Dieses Wasser ist mit Sicherheit durch oberflächennäheres Wasser verunreinigt, da der Kluftbereich im Lias ζ aufgrund seines niedrigeren hydraulischen Potentials (s.u.) seit Fertigstellung der Bohrung ständig Wasser aus dem Opalinuston aufnahm. Damit sind auch die hohen Tritiumgehalte der Probe zu erklären.

Aus der Bohrung KB7 wurde Wasser des Mg-Na-

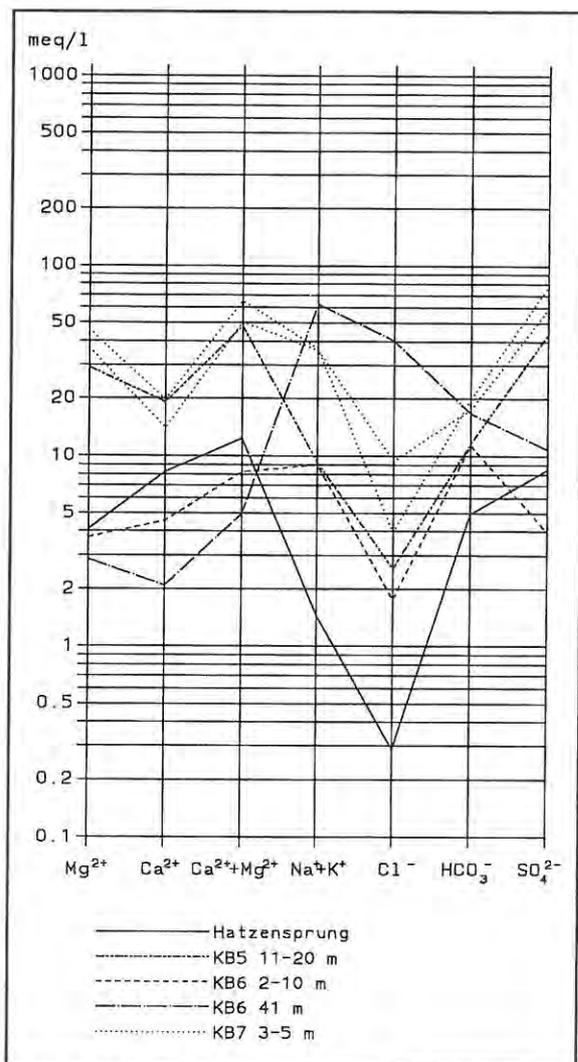


Abb. 5-17: Schoellerdiagramm der Wasseranalysen vom Versuchsfeld Mössingen

SO<sub>4</sub>-Typs gefördert. Die hohen Tritiumwerte belegen einen beträchtlichen Anteil einer jüngeren Komponente.

Da über den horizontalen Aufbau des Grundwasserzirkulationssystems im Opalinuston und damit über die Relevanz einer dementsprechend tiefendifferenzierten Kluftfluidbeprobung auf dem Versuchsfeld Mössingen noch keine Erfahrungen vorlagen, wurde in den Bohrungen aus der Auflockerungszone jeweils nur eine Mischprobe gezogen. Diese Mischproben werden von jüngeren Wässern mit einem Ionengehalt aus der Gips- und Kalklösung dominiert. Sie lassen keinen Rückschluß auf ältere Grundwasseranteile und damit auf eine hydrochemische Zonierung zu.

## 5.2.5. Felduntersuchungen

### 5.2.5.1. Hammerschlagseismik

Neben der Messung mehrerer Profile mit verschiedenen geoelektrischen und geomagnetischen Verfahren (SÜDEKUM, 1992), die in Bezug auf den hydrogeologischen Aufbau keine relevanten Ergebnisse erbrachten, wurden im Umfeld der Bohrungen KB5 und KB7 jeweils zwei sich kreuzende hammerschlagseismische Profile vermessen (BEHNKE & SCHUBART, 1992). Die Meßergebnisse sind in Vertikalschnitten dargestellt, in denen die Grenzen der verschiedenen seismischen Geschwindigkeitsbereiche eingetragen sind (Abb. 5-18 und 5-19).

Abb. 5-18 zeigt die seismischen Grenzen im Bereich des Höhenrückens bei KB5, in deren Ansatzpunkt sich zwei Meßprofile kreuzen. Eine ca. 2,5 m mächtige Zone an der Oberfläche mit Wellengeschwindigkeiten zwischen 200 und 250 m/s läßt sich der verlehnten Zone (Verwitterungsstufen V5 bis V3) zuordnen. Darunter folgt ein Bereich mit mittleren Geschwindigkeiten von 900 bis 1250 m/s, dessen Basis in ca. 14 m Tiefe liegt und damit gut mit der in der Bohrung KB15 gemessenen Basis der durchlässigeren Zone in 13 m Tiefe ( $k_f < 10^{-7}$  m/s) und mit Werten der Trockendichte des Gesteins unter 2,2 g/cm<sup>3</sup> bis 12,5 m übereinstimmt. Der tiefere Bereich unterhalb von ca. 14 m weist Wellengeschwindigkeiten von 2700 bis 3100 m/s auf und entspricht dem Bereich mit Durchlässigkeiten  $< 10^{-7}$  m/s, Werten für die Trockendichte von  $> 2,2$  g/cm<sup>3</sup> und einer weniger ausgebrochenen Bohrlochwand (Kaliberlog).

Im Bereich der Bohrung KB7, in der sich die seismischen Profile 3 und 4 kreuzen, liegen die Grenzen der Geschwindigkeitsbereiche deutlich flacher (Abb. 5-19). Die Zone mit niedrigen Wellengeschwindigkeiten zwischen 230 und 250 m/s ist ca. 1,5 m mächtig und entspricht damit wieder der Mächtigkeit der verlehnten Verwitterungsstufen V5 bis V3 im Bereich der Hangmulde. Die Basis der Zone mit mittleren Wellengeschwindigkeiten (650-1000 m/s) liegt im Bereich der Bohrung KB7 in ca. 6-7 m Tiefe und entspricht damit gut der Basis der durchlässigeren Zone mit  $k_f$ -Werten  $> 10^{-9}$  m/s. Die tiefere Zone mit höheren Wellengeschwindigkeiten (2000-2600 m/s) ent-

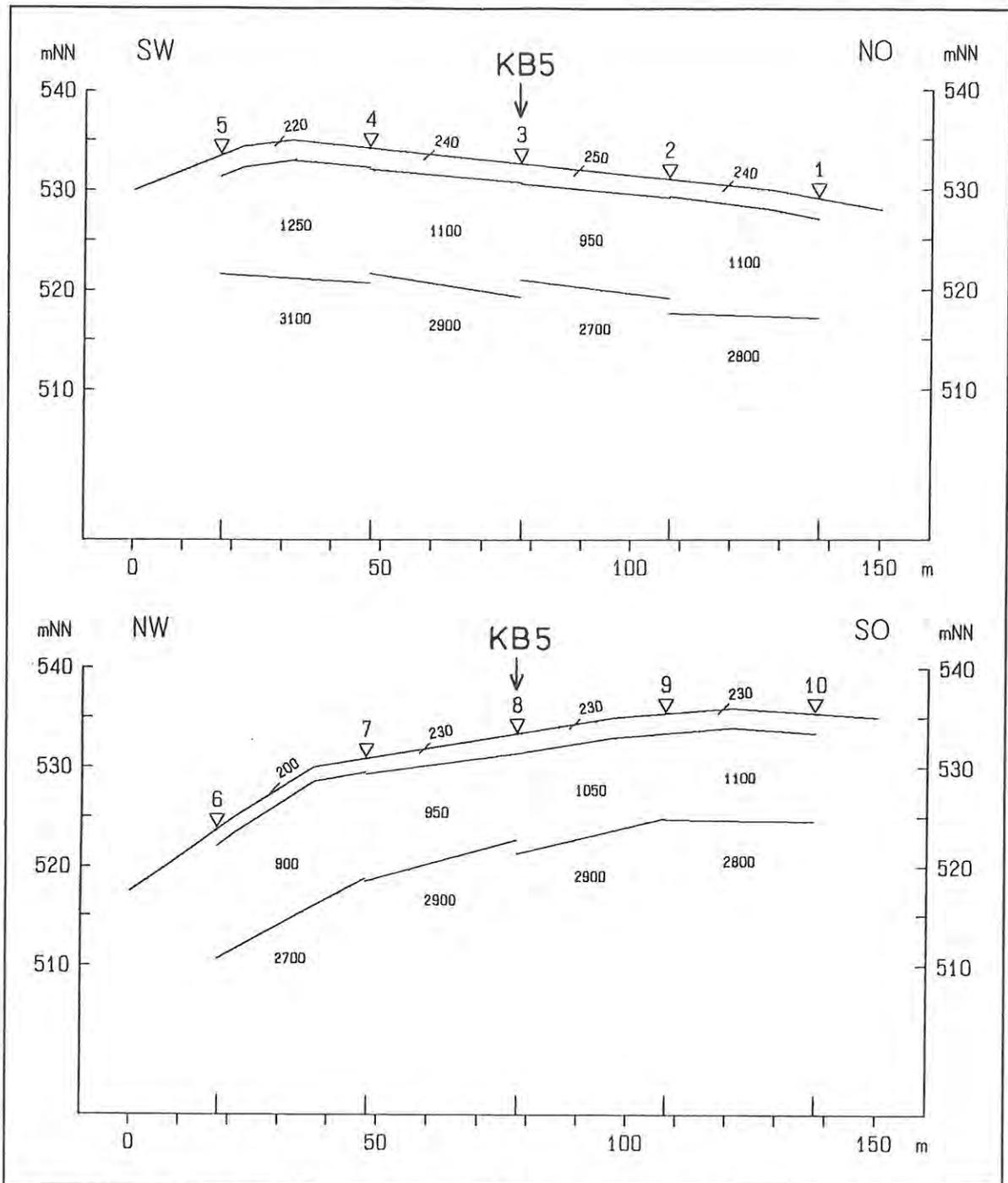


Abb. 5-18: Ergebnisse der hammerschlagseismischen Untersuchungen im Bereich der Bohrung KB5, Versuchsfeld Mössingen

spricht damit dem Gebirgsbereich mit Durchlässigkeiten  $< 10^{-9}$  m/s.

Auf dem Versuchsfeld Mössingen ergaben die hammerschlagseismischen Messungen mit der Gebirgsauflockerung bzw. der Zone höherer Ge-

birgsdurchlässigkeiten gut korrelierbare Ergebnisse und erschlossen damit die Mächtigkeit der Auflockerungszone über eine größere Fläche.

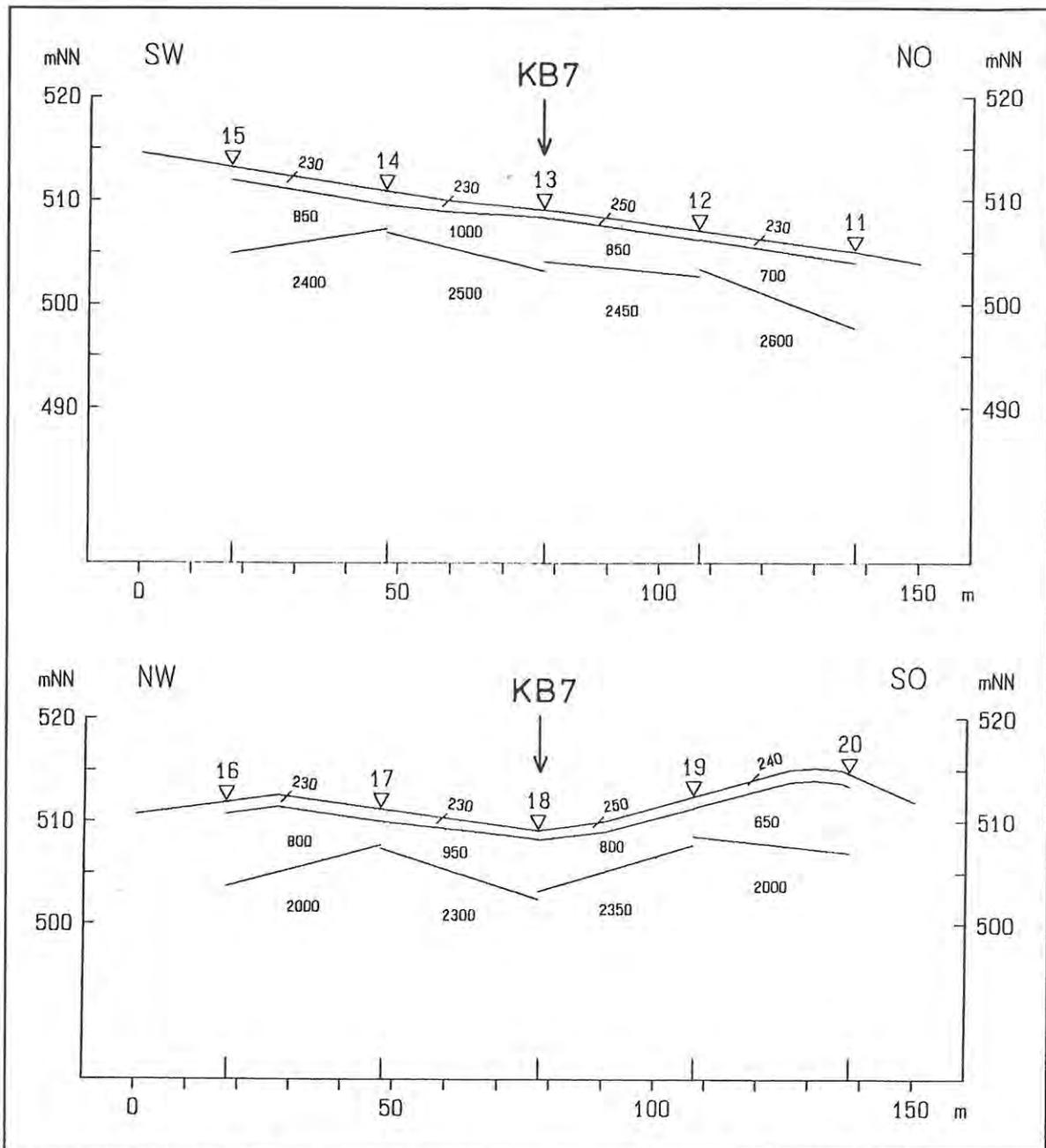


Abb. 5-19: Ergebnisse der hammerschlagseismischen Untersuchungen im Bereich der Bohrung KB7, Versuchsfeld Mössingen

5.2.5.2. Potentialmessungen

Grundwassergleichen

Die Grundwasserströmungsverhältnisse im Bereich von KB7 und den umgebenden Beobachtungsbohrungen sind in zwei Grundwassergleichenplänen dargestellt:

Abb. 5-20 zeigt die Potentialverteilung während trockener Witterung und relativ niedrigem Grundwasserstand. Die Grundwasserströmung entspricht der Neigung und Richtung der Hangmulde, das hydraulische Gefälle beträgt ca. 5%.

Während feuchter Witterung (Abb. 5-21) scheint das oberflächlich in der Hangmulde abfließende Gerinne Wasser in das Gebirge einzuspeisen: Die

Grundwasserströmung verläuft im südöstlichen Hangbereich gegensinnig zum Hanggefälle.

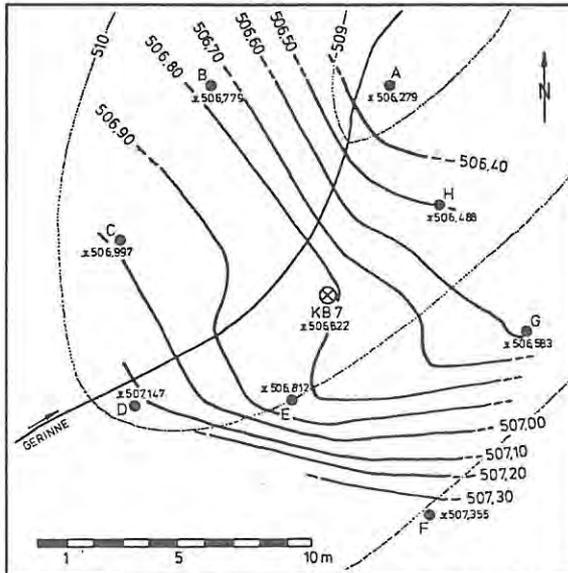


Abb. 5-20: Grundwassergleichen für die Umgebung der Bohrung KB7 bei relativ niedrigem Grundwasserstand (Stichtag 21.11.1991)

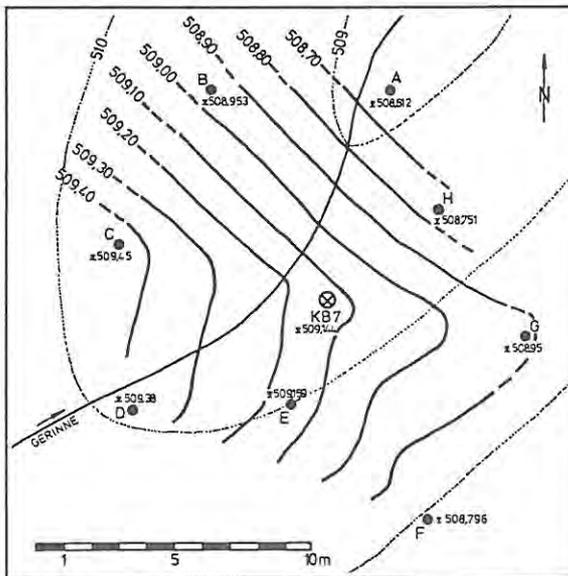


Abb. 5-21: Grundwassergleichen für die Umgebung der Bohrung KB7 bei relativ hohem Grundwasserstand (Stichtag 15.5.1990)

#### Vertikales Potentialgefälle

In der Bohrung KB5 wurden keine signifikanten vertikalen Potentialdifferenzen gemessen. In der

Bohrung KB6 besteht dagegen ein starkes Potentialgefälle von 494,53 m ü. N.N. im Bereich von 1,5 bis 5 m über 490,54 m im Abschnitt von 10 bis 20 m bis 474 m in den Jurensismergeln in 39,5 bis 42,4 m Tiefe. Vom Opalinuston bis in die Jurensismergel besteht damit ein Potentialgefälle von ca. 20 m.

In der Bohrung KB7 beträgt das Potential in 3 m Tiefe 507,19 m ü. N.N., in 4 m Tiefe 507,50 m, zwischen 5 und 6 m Tiefe 508,76 m. Zwischen 6 und 7 m liegt der Druckspiegel mit 511,05 m ca. 1,5 m über Gelände und zeigt damit artesisch gespanntes Grundwasser an. Zwischen 7 und 8 m kann noch ein Kluftpotential von 510 m gemessen werden (Druckspiegel 40 cm über Gelände). Diese Potentialverteilung deutet darauf hin, daß die in den oberen 7 m gemessenen höheren Durchlässigkeiten auf ausgedehntere horizontale Trennfugen beschränkt sein müssen. Ansonsten könnte sich ein derartiges, nach oben gerichtetes Potentialgefälle nicht aufbauen.

#### 5.2.5.3. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern

In der Bohrung KB7 wurde ein Pumpversuch durchgeführt, bei dem die umliegenden Bohrungen als Beobachtungspiezometer verwendet wurden. Der Versuch sollte der Ermittlung des Speicherkoeffizienten dienen und Aufschluß darüber geben, ob die Ergebnisse hydraulischer Bohrlochtests auf einen größeren Gebirgsraum übertragbar sind und ob sich die Verteilung der Gebirgsdurchlässigkeiten isotrop verhält.

Bei der Auswertung des Versuchs zeigte sich, daß das Absenkverhalten der meisten Beobachtungspiezometer noch von der Brunnenspeicherung beeinflusst war. Der Wasserspiegel in den Piezometern hatte sich während der Pumpzeit aufgrund der relativ niedrigen Transmissivitäten noch nicht auf den durch das Pumpen bedingten Druckverlauf einstellen können.

Lediglich die Beobachtungsbohrung KB7C weist eine Absenkkurve mit einer infiniten radialen Fließphase auf. Die ermittelte Transmissivität stimmt mit der aus dem Absenkverhalten im Brunnen (KB7) bestimmten Transmissivität von  $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  überein, für den Speicherkoeffizient

ergab sich ein Wert von  $2,4 \cdot 10^{-4}$ . Sowohl das unterschiedliche Absenkungsverhalten der etwa in gleicher Entfernung zum Brunnen liegenden Beobachtungspiezometer als auch die aus Slug-Tests in den einzelnen Beobachtungsbohrungen ermittelten Werte zwischen  $1 \cdot 10^{-6}$  und  $1 \cdot 10^{-5}$   $\text{m}^2/\text{s}$  zeigen eine deutliche Streuung der Leit- und Speichereigenschaften in einem relativ engen Gebirgsabschnitt. Eine Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit ist jedoch nicht zu erkennen.

#### 5.2.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Mössingen

Auf dem Versuchsfeld Mössingen ergaben sich in Abhängigkeit von der Morphologie folgende Ergebnisse bezüglich der hydrogeologischen Eigenschaften des Opalinustons:

Im Bereich eines flachen Höhenrückens (KB5) ist der Opalinuston ca. 10 m tief verwittert und bis ca. 20 m Tiefe durch die Gebirgsentlastung aufgelockert. In diesem Verwitterungs- und Auflockerungsbereich sind höhere Durchlässigkeiten ( $k_f > 10^{-7}$  m/s) zu verzeichnen. Im Bereich zwischen 20 und ca. 27 m steigt der Chloridgehalt des Porenwassers auf 9-12 g/l an. Daraus kann gefolgert werden, daß im tieferen Bereich keine Grundwasseradvektion stattfindet.

Im Bereich von Tälern (KB6) und Hangmulden (KB7) sind die Verwitterungsprofile aufgrund der jüngeren Erosion geringmächtiger ausgebildet. Aus demselben Grunde ist auch die Auflockerung des Gebirges in den Hohlformen noch nicht so tief fortgeschritten wie auf dem Höhenrücken: Die Basis der durchlässigen Zone ( $k_f > 10^{-7}$  m/s) liegt hier zwischen 6 und 7 m.

Im tieferen Bereich sind chloridreiche Porenwasser Anzeichen für hydraulisch dichte Verhältnisse. Aus den ca. 10000 Jahre alten Chloridprofilen kann - wie in Jungingen - auf eine junge Reliefentwicklung geschlossen werden. Sie belegen damit ein postpleistozänes Alter der Grundwasserzirkulation in der heutigen Auflockerungszone.

Hydraulische Untersuchungen in einem Pegelfeld um KB7 zeigen, daß die Transmissivitäten in der durchlässigeren Zone horizontal variieren können. Aus optischen Untersuchungen sowie den abwei-

chenden Kluftpotentialen in unterschiedlichen Tiefen kann geschlossen werden, daß die Wasserwegsamkeiten vorwiegend an horizontale Klüfte oder Trennfugen gebunden sind.

### 5.3. Versuchsfeld Grafenberg (3)

#### 5.3.1. Aufnahme der Bohrungen

Die Bohrung KB8 wurde auf dem flachen Höhenrücken zwischen Floriansberg und "Berg" 60 m tief im mittleren Opalinuston abgeteuft. Der Grundwasserspiegel stellte sich bei 6,40 m unter Gelände ein. Die Verwitterungszone ist mit 7 m relativ mächtig ausgebildet. Die Verwitterungszone V2 ist stark aufgelockert, die schichtparallelen Trennflächen sind hier z.T. mehrere mm dick mit Gipskristallen bewachsen, die aufgrund von Limonitbeimengungen stellenweise rot gefärbt sind. Der unverwitterte Opalinuston besteht aus tonigen Schluffsteinen mit wechselnden Gehalten an Kalk und Glimmer. Die Bohrlochstrecke von 48,5 bis 60 m ist deutlich geschiefert und enthält zahlreiche Fossilagen. Der Bohrkern ist stark geklüftet, die Klüfte im unverwitterten Opalinuston sind calcitisch verheilt.

Die Bohrung KB9 wurde ebenfalls auf dem Höhenrücken in flacher Hanglage neben einem tiefer eingeschnittenen Tobel mit  $15^\circ$  Neigung 60 m tief im mittleren Opalinuston abgeteuft. Der Grundwasserspiegel liegt hier bei 6,3 m unter Gelände. Die Ausbildung des Verwitterungsprofils mit 6,5 m Mächtigkeit sowie die Lithologie und Klüftung der unverwitterten Zone gleichen der in KB8.

Die Bohrung KB10 wurde in einem flachen Tal auf der Westseite des Höhenrückens 40 m tief in den mittleren und unteren Opalinuston abgeteuft. Der Grundwasserspiegel liegt bei ca. 3 m unter Gelände. Zur Durchführung hydraulischer Tests mit Beobachtungspiezometern wurden im Abstand von 8 bis 12 m um die KB10 acht weitere 9-11 m tiefe Bohrungen abgeteuft, davon 4 als Kernbohrungen, die zusätzlichen Aufschluß über die Ausbildung des Verwitterungsprofils geben. Dieses ist mit rund 3,5 m relativ geringmächtig und deutet damit einen im Vergleich zur Fläche auf dem Höhenrücken stärkeren Abtrag an. Der unverwitterte Opalinuston besteht aus tonigen Schluffsteinen mit wechselnden Gehalten an Kalk

und Glimmer. Die Kernstrecke von ca. 27 m bis 40 m ist fossilreich (unterer Opalinuston, Torulosuszone). Der unverwitterte Bereich ist stark geklüftet, die Klüfte sind calcitisch verheilt.

In der Bohrung KB10 und den umgebenden Beobachtungsbohrungen konnten aufgrund der geringen Flurabstände des Grundwasserspiegels visuelle Zuflußlokalisierungen durchgeführt werden. Diese ergaben erste wichtige Hinweise auf die Lage von Kluftezutritten. In acht der neun Bohrungen wurde in 4 bis 6 m Tiefe unter Gelände eine Zone mit einem oder mehreren Kluftezutritten festgestellt. Die Ergebnisse dieser Zuflußlokalisierung sind in Abb. 5-22 als hydrogeologisches Profil dargestellt, in dem die Kluftezutritte als Pfeile eingetragen sind. Das Niveau des Grundwasserspiegels in 3 m Tiefe unter Gelände ist demnach der Druckspiegel des in der Klufthzone gespannten Wassers.

### 5.3.2. Transmissivitätsverteilung

Zur hydraulischen Vorerkundung wurden in den drei Hauptbohrungen Squeeze-Test-Serien mit 3 m langen Teststrecken durchgeführt. Durch die

Squeeze-Tests wurden in KB8 bis 9 m Tiefe höhere Durchlässigkeiten, darunter dichte Verhältnisse indiziert. In der Bohrung KB9 deutete die Squeeze-Test-Serie bis 18 m Tiefe auf eine durchlässige Zone und darunter auf sehr geringe Durchlässigkeiten hin. In der Bohrung KB10 zeigten die Squeeze-Tests unterhalb von 9 m dichte Verhältnisse an.

In den dichten Bohrlochabschnitten konnten die Squeeze-Tests i.d.R. als Pulse-Tests ausgewertet werden. Zur Kontrolle wurden in einigen dieser Abschnitte weitere Doppelpackertests durchgeführt, die die aus den Squeeze-Tests berechneten Transmissivitäten im wesentlichen bestätigten.

Die nach den Ergebnissen der Squeeze-Tests durchlässigeren Bohrlochbereiche wurden zur genaueren Lokalisierung und Quantifizierung der Klufthtransmissivitäten detailliert mittels Doppelpackertests untersucht. Die Ergebnisse dieser Tests sind in den Abb. 5-23 bis 5-25 dargestellt:

In der Bohrung KB8 wurden in der ungesättigten Zone von 2 bis 6,4 m Tiefe Transmissivitäten zwischen  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s und  $5 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s gemessen (Abb. 5-23). Im Bereich unterhalb 6,4 m Tiefe

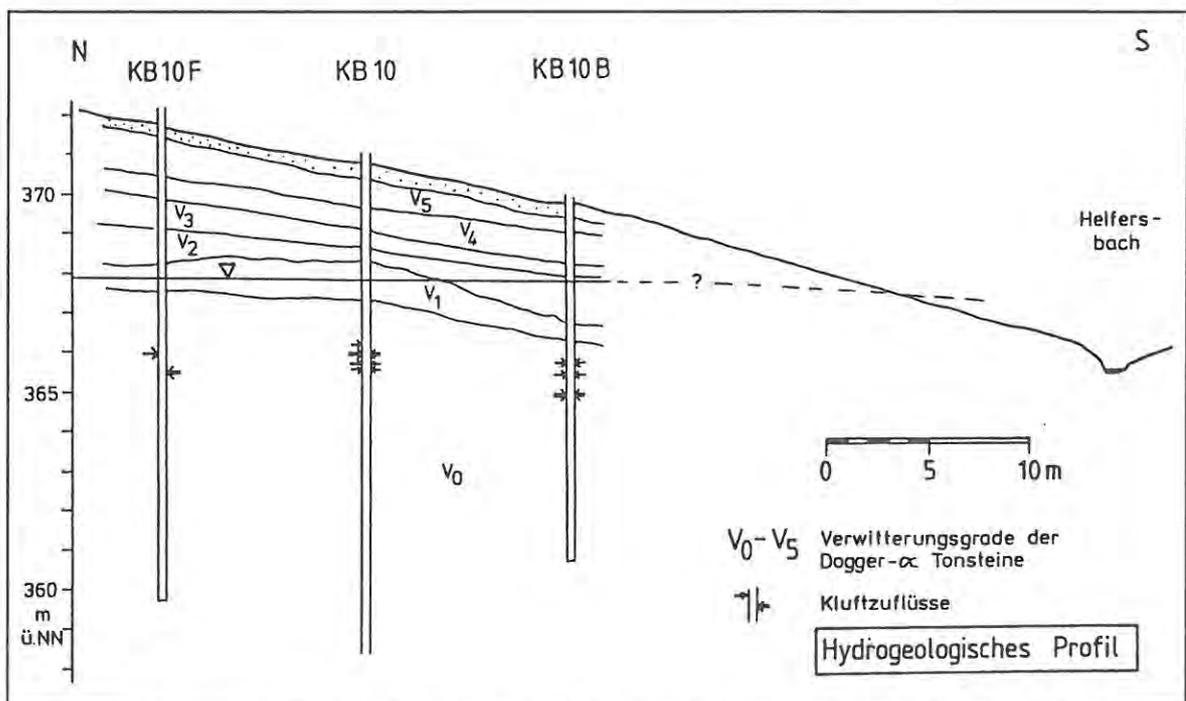


Abb. 5-22: Hydrogeologischer Profilschnitt im Bereich der Bohrung KB10 mit dem Ergebnis der visuellen Zuflußerkundung

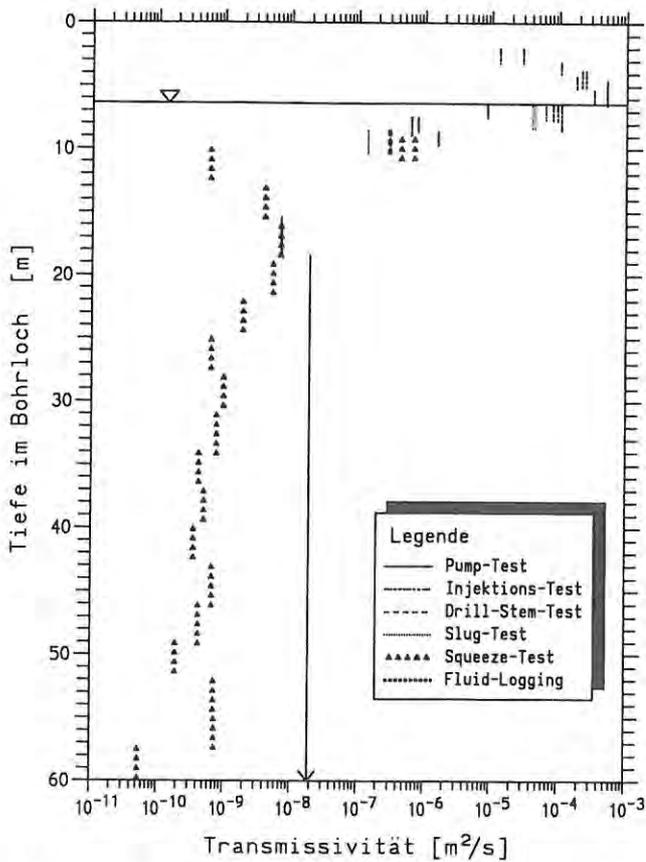


Abb. 5-23: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB8

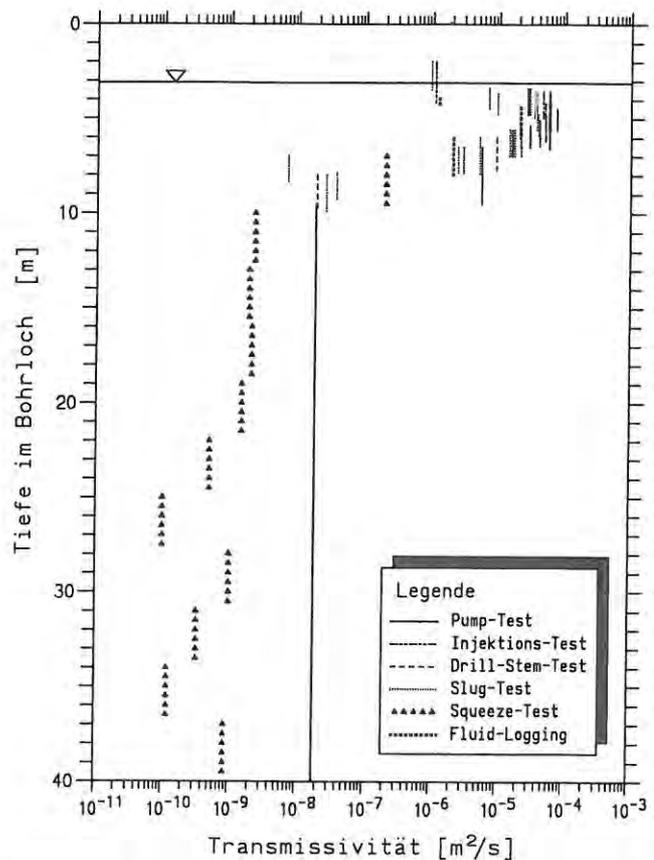


Abb. 5-25: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB10

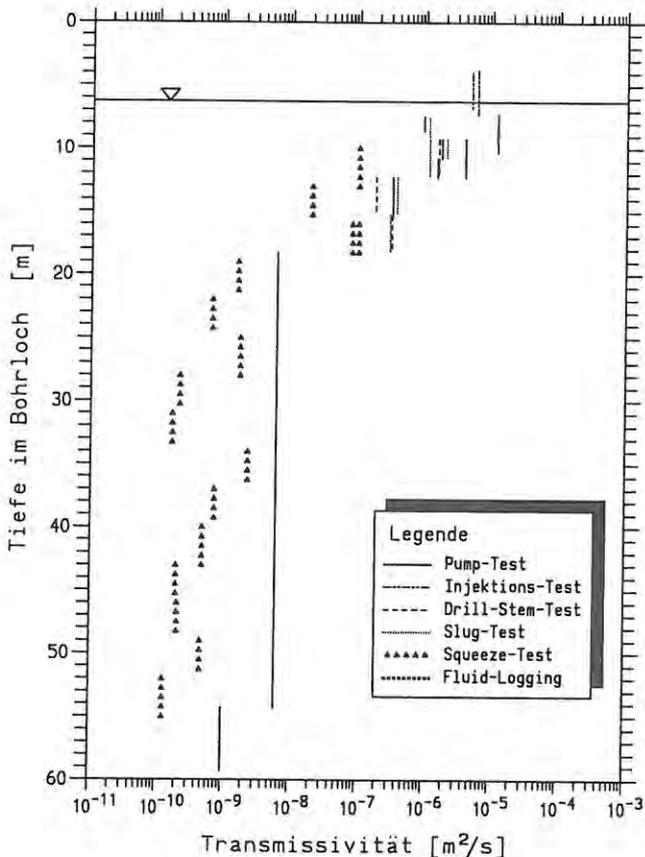


Abb. 5-24: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB9

nehmen die Transmissivitäten auf kurzer Distanz von  $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  auf Werte zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  bei 9 m Tiefe ab. Unterhalb von 9 m Tiefe liegen die Transmissivitäten zwischen  $10^{-10}$  und  $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ .

In der Bohrung KB9 zeigte sich zwischen 6 und 18 m Tiefe eine durchlässigere Zone mit Transmissivitäten über  $10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  (Abb. 5-24). Die höchsten Werte wurden mit  $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  zwischen 8 und 10 m Tiefe gemessen. Unterhalb von 18 m Tiefe schwanken die gemessenen Transmissivitätswerte zwischen  $10^{-10}$  und  $2 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Die Bohrung KB10 weist zwischen 3 und 7 m Tiefe eine durchlässigere Zone mit Transmissivitäten über  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  auf, die höchsten Transmissivitäten wurden zwischen 4 und 6 m Tiefe mit Werten von  $3 \cdot 10^{-5}$  bis  $6 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  gemessen (Abb. 5-25). Zwischen 7 und 10 m Tiefe liegen die Transmissivitäten um  $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ , unterhalb von 10 m zwischen  $10^{-10}$  und  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ .

Somit zeigt sich auf dem Versuchsfeld Grafenberg wie schon in Mössingen, daß auf Höhen-

rücken (KB8, KB9) die durchlässige Zone mächtiger ist als in Tallagen (KB10).

### 5.3.3. Kernuntersuchungen

In allen Bohrungen sind die mit der Tiefe abnehmenden Wassergehalte gut mit der Abnahme des Verwitterungsgrades zu parallelisieren (vgl. Abb. 5-26 bis 5-28). Die Zerüttung des Gesteins durch die Verwitterung wird durch höhere Anteile an feinen Korngrößen nach der Aufbereitung der Gesteinsproben (Slaking) und durch niedrigere Werte für die Trockendichte angezeigt, die im unverwitterten Bereich (V0) Werte  $> 2,2 \text{ g/cm}^3$  erreicht.

Alle drei Bohrungen weisen zwischen der Geländeoberfläche und ca. 15 m Tiefe ausgesüßte Porenwässer auf. Darunter steigen die Chloridgehalte im Porenwasser mit der Tiefe an und erreichen in ca. 20 m Tiefe Werte zwischen 1,5 und 3 g/l. In größerer Tiefe liegen die Chloridge-

halte in den Bohrungen KB8 und KB9 um 3 g/l und in der Bohrung KB10 um 2 g/l.

Die Chloridgehalte im tieferen Gebirgsbereich sind in Grafenberg deutlich niedriger als in Mössingen und Jungingen. Da jedoch keine höheren Durchlässigkeiten gemessen wurden, muß dieser Chloridaustrag auf über wesentlich längere Zeit tätige Diffusions- und Advektionsprozesse zurückgeführt werden. Die Chloridprofile auf dem Versuchsfeld Grafenberg weisen damit auf ein - im Vergleich zu den Versuchsfeldern Jungingen und Mössingen - wesentlich höheres Reliefalter hin. Dieser Befund steht im Einklang mit der Lage des Versuchsfeldes auf einem landschaftsgeschichtlich älteren Höhenrücken zwischen Erms und Neckar (vgl. Kap. 2.3.3).

### 5.3.4. Wasseranalysen

Aus den drei Hauptbohrungen wurden folgende Wasserproben abgepumpt:

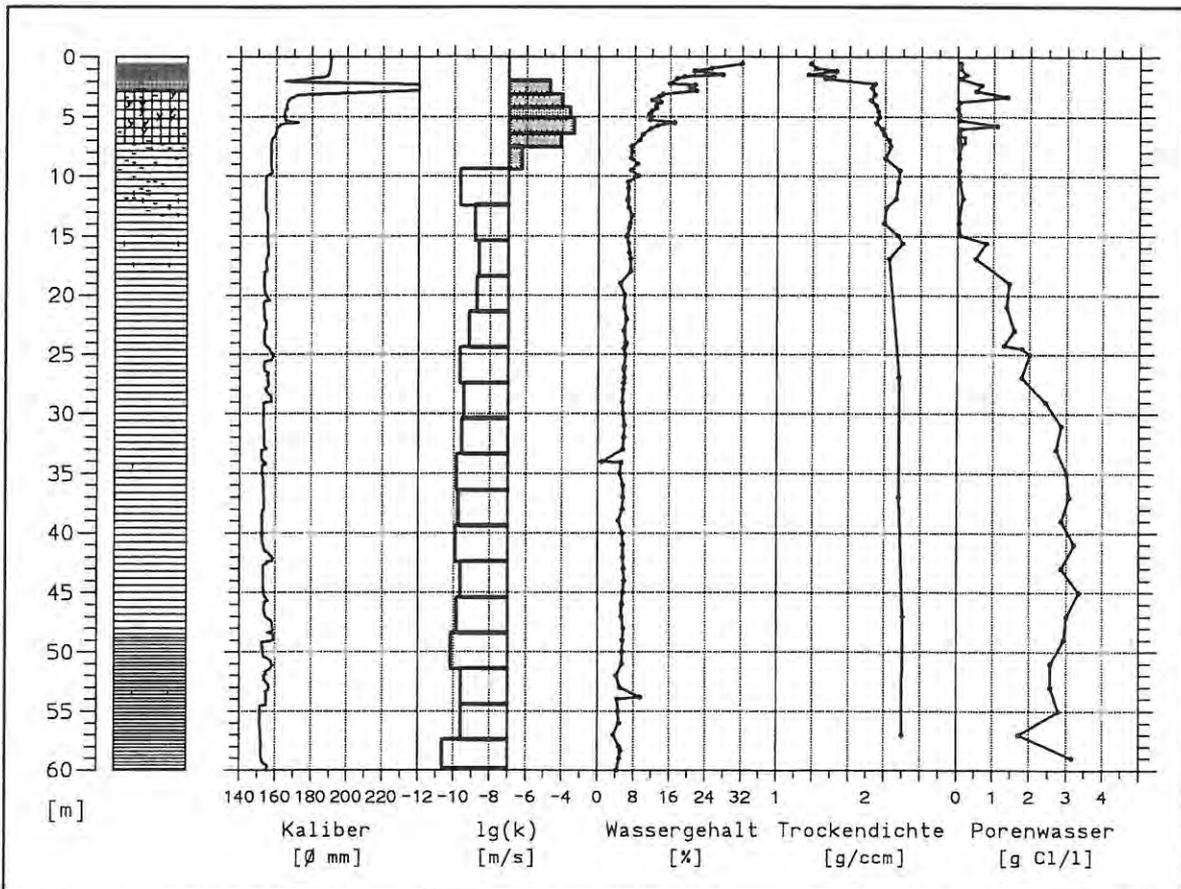


Abb. 5-26: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB8

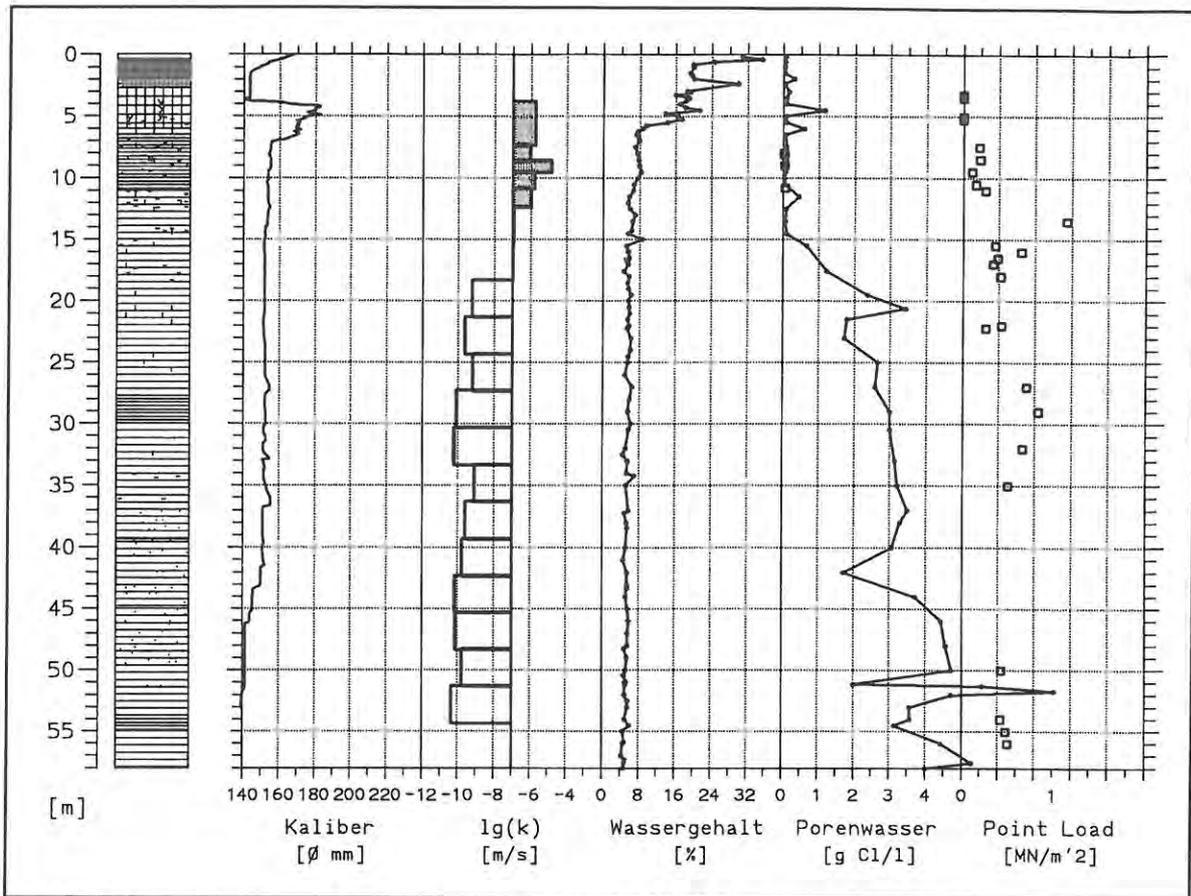


Abb. 5-27: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB9

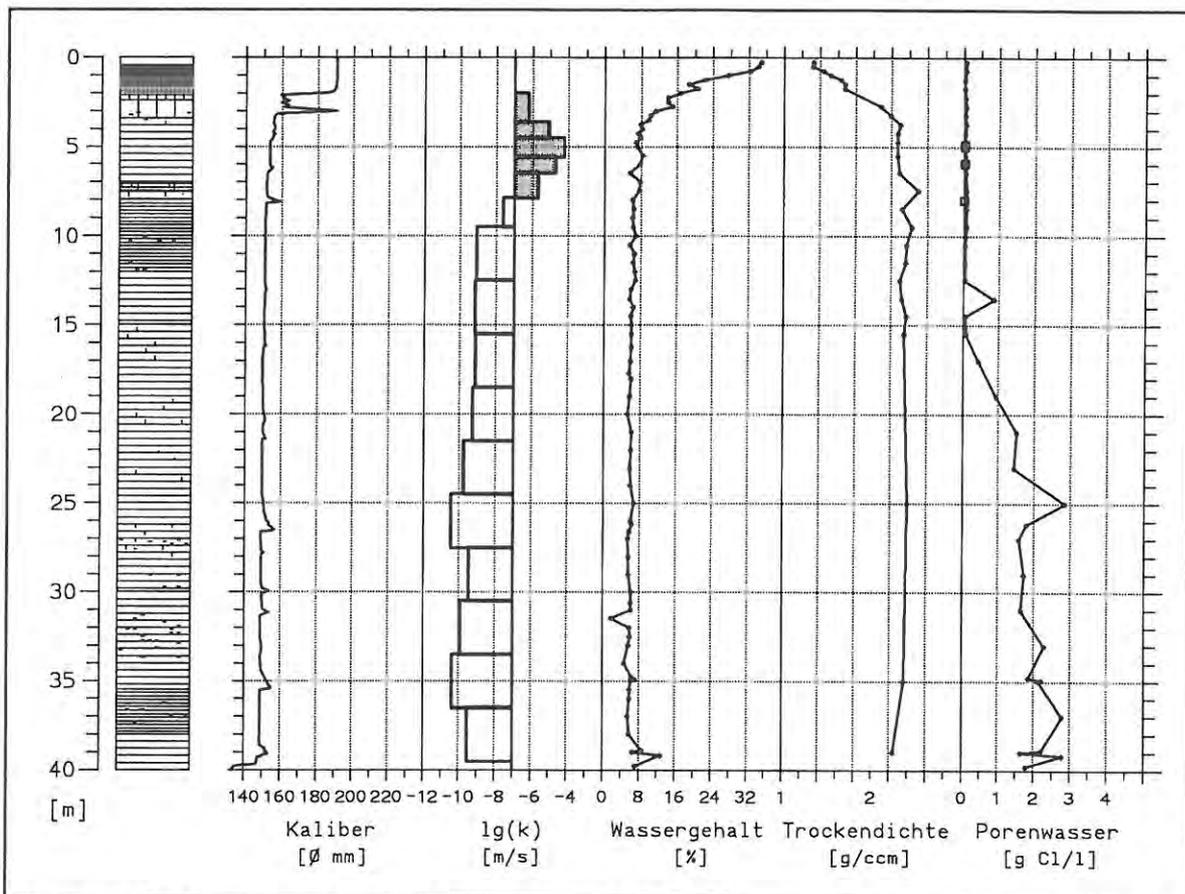


Abb. 5-28: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB10

- KB8 : 1 Probe aus 6,95 m Tiefe
- KB9 : je eine Probe aus 8,05, 8,80, 8,95 und 10,80 m Tiefe
- KB10: je eine oder mehrere Proben aus 5,00, 5,95 und 8,00 m Tiefe

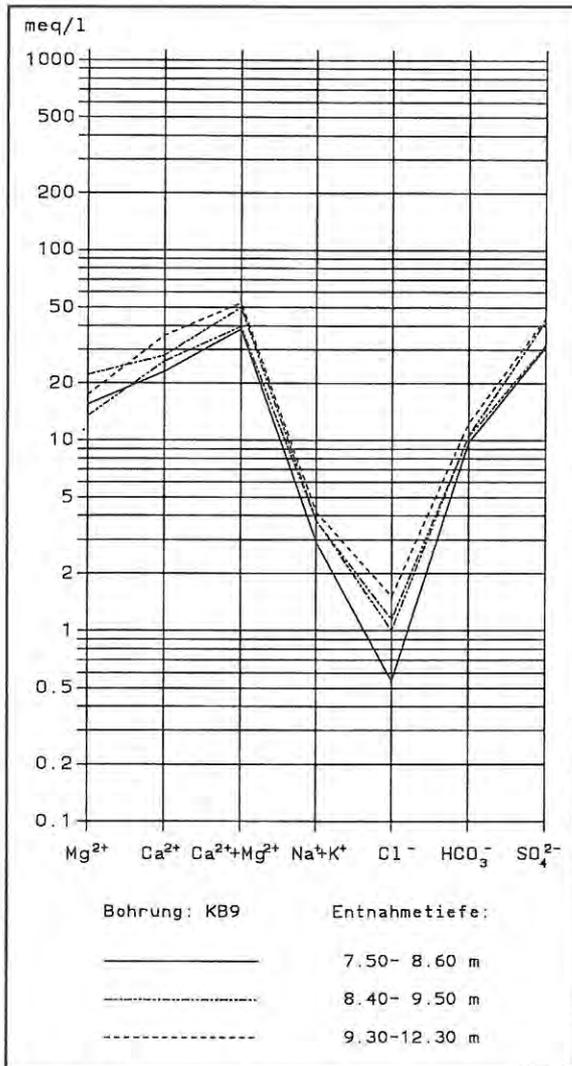


Abb. 5-29: Wasseranalysen aus KB9

Aus der Bohrung KB8 wurde ein Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Wasser gefördert. Einen ähnlichen Ionengehalt weisen die Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Wässer aus KB9 auf. Die hohen Sulfatgehalte sind aus der Gipslösung abzuleiten. Die Gesamtmineralisierung nimmt mit der Tiefe zu (vgl. Abb. 5-29). Das in KB9 aus 9,3 bis 12,3 m Tiefe geförderte Wasser enthält nur noch Spuren an Tritium. Hieraus ist zu schließen, daß das Kluftwasser in dieser Tiefe nur langsam zirkuliert.

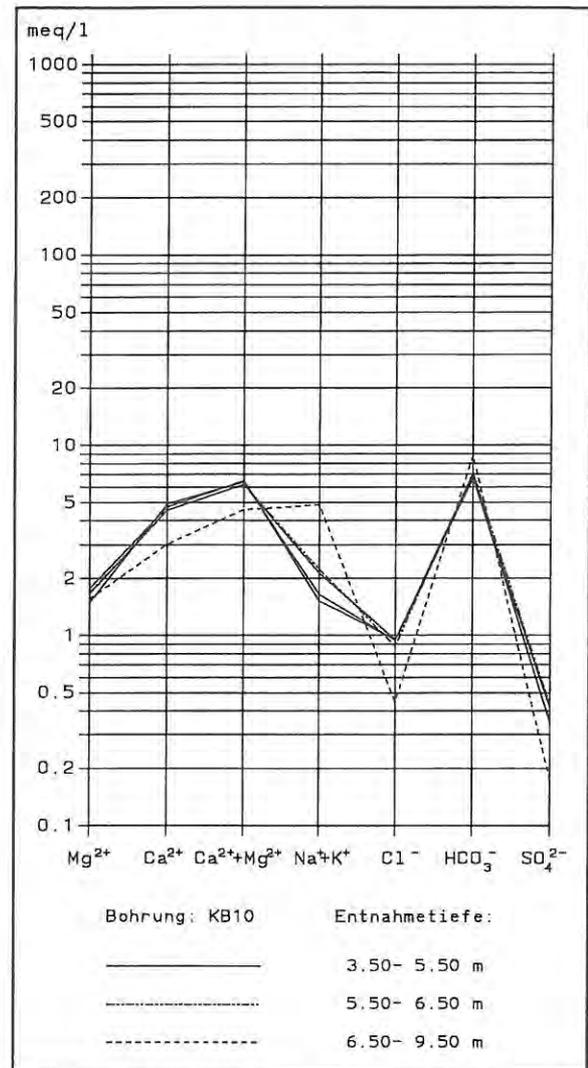


Abb. 5-30: Wasseranalysen aus KB10

Im Gegensatz dazu wurden in KB10 aus dem Tiefenbereich von 3,5 bis 5,5 m unter Gelände Ca-HCO<sub>3</sub>-Wässer und aus dem Tiefenbereich von 5,5 bis 9,5 m Ca-Na-HCO<sub>3</sub>-Wässer gefördert. Im Bereich von KB10 ist aufgrund der Tallage keine mächtigere ungesättigte Zone ausgebildet, in der Gips als Oxidationsprodukt existiert. Somit fehlen auch die aus der Gipslösung resultierenden Sulfatgehalte in den Kluftwässern. Das Schoeller-Diagramm in Abb. 5-30 zeigt, daß die Kluftwässer im Bereich von KB10 höhere Na-Gehalte und geringere Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>-Gehalte aufweisen. Dieser durch Ionenaustausch bedingte Effekt deutet auf eine entsprechend längere Verweildauer der tieferen Kluftwässer hin. Diese Beobachtung deckt sich mit der Abnahme des Tritiumgehaltes in den Wasserproben mit zunehmender Tiefe.

Aus dieser teufendifferenzierten Untersuchung der Kluftwässer kann trotz vergleichbarer Kluftdurchlässigkeiten auf eine mit der Tiefe abnehmende Grundwasserzirkulation geschlossen werden.

5.3.5. Felduntersuchungen

5.3.5.1. Hammerschlagseismik

Im Umfeld der Bohrungen wurden jeweils zwei sich kreuzende Profile hammerschlagseismisch

vermessen (BEHNKE & SCHUBART, 1992). Die Profillinien sind in Abb. 2-12 eingetragen. Die Meßergebnisse sind in Vertikalschnitten dargestellt, in denen die Grenzen der verschiedenen seismischen Geschwindigkeitsbereiche eingetragen sind (Abb. 5-31: Höhenrücken bei KB9; Abb. 5-32: Talmulde bei KB10).

Ein Bereich mit niedrigen seismischen Geschwindigkeiten (200-400 m/s) läßt sich in allen Profilen mit den ca. 2 m mächtigen stärker verlehnten Verwitterungsstufen korrelieren. Die sich daran-

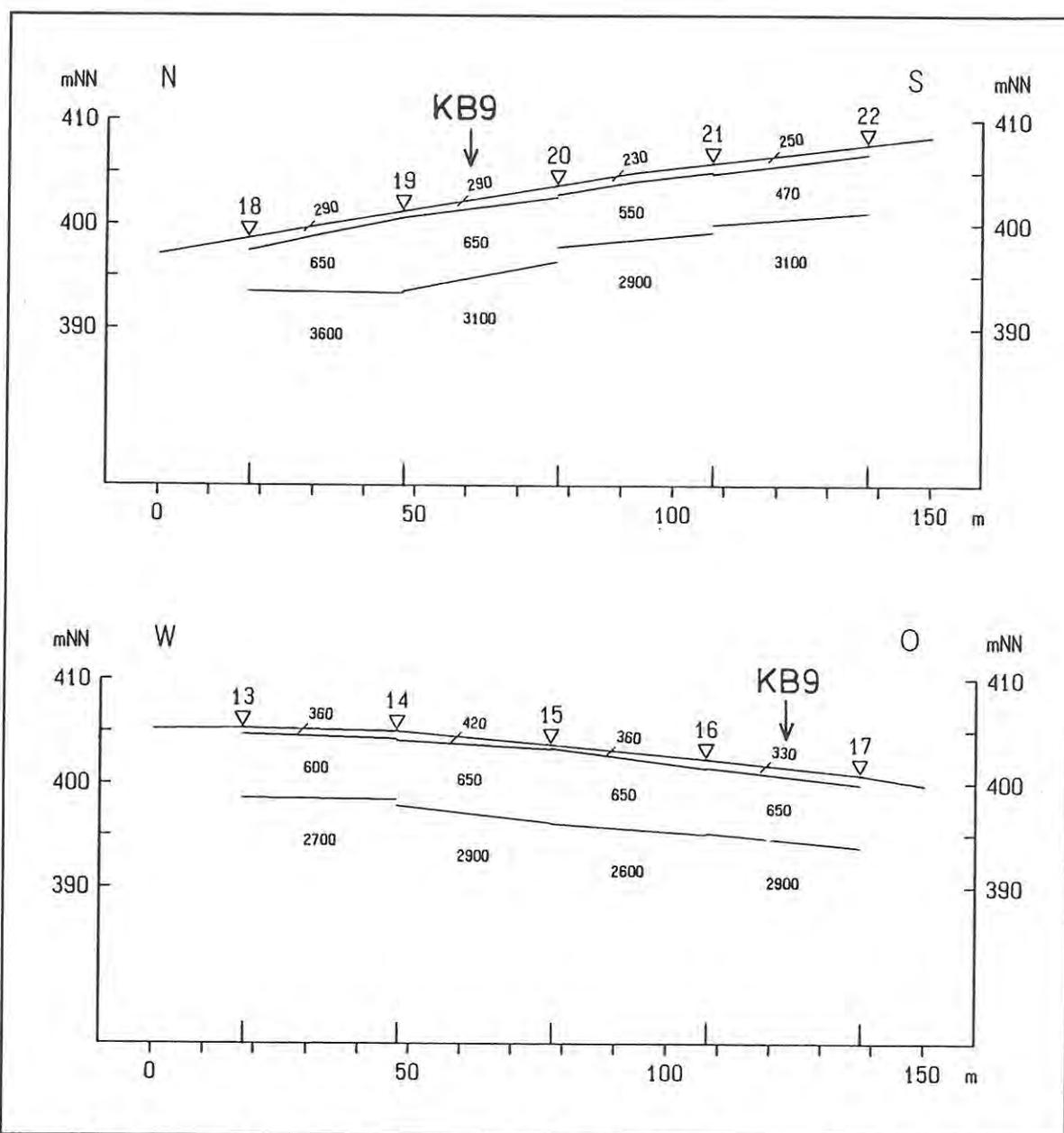


Abb. 5-31: Hammerschlagseismisch vermessene Profile in der Umgebung von KB9

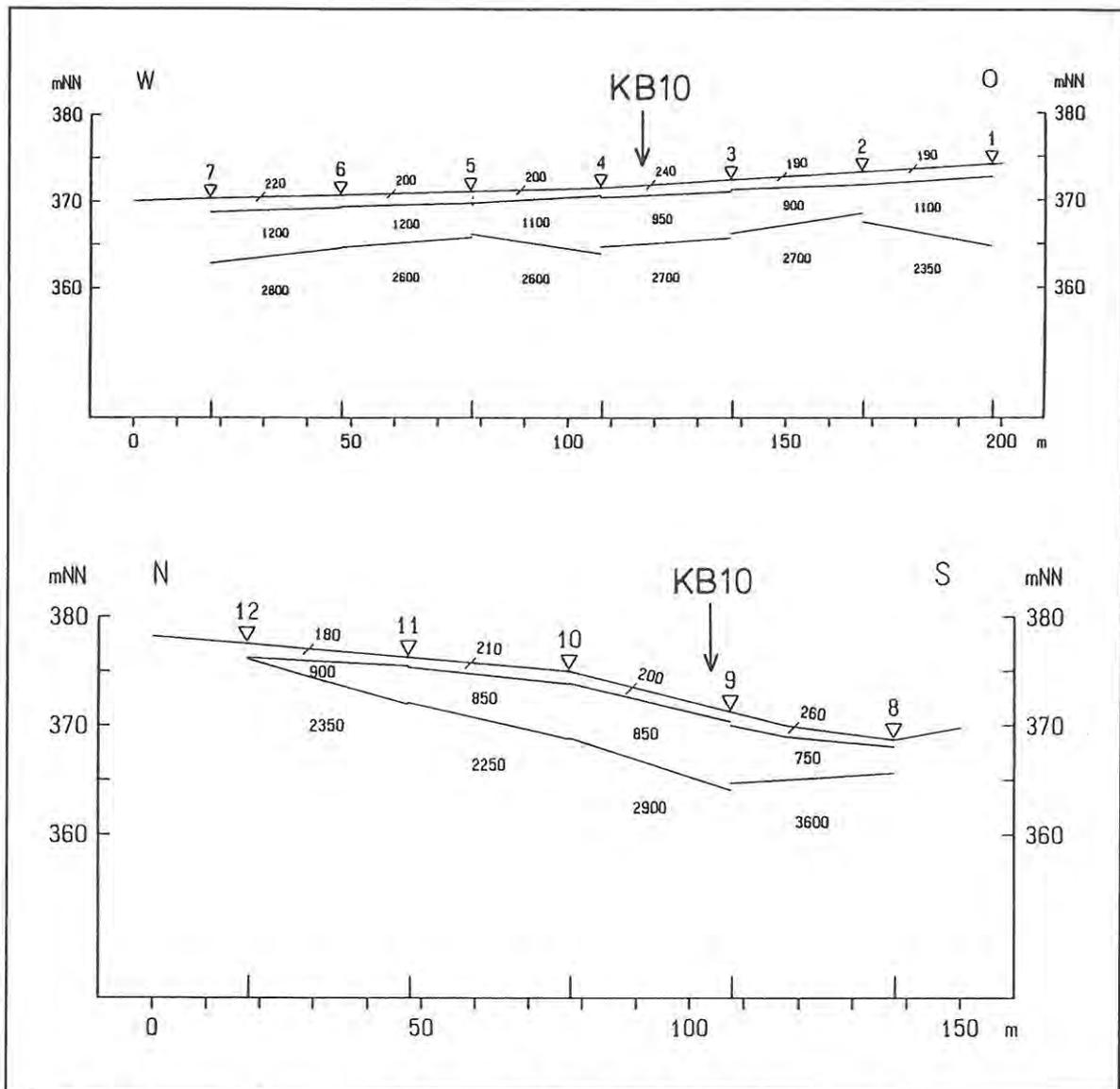


Abb. 5-32: Hammerschlagseismisch vermessene Profile in der Umgebung von KB10

ter anschließende Schicht mit mittleren Wellengeschwindigkeiten (500 bis 1200 m/s) zeigt durch die Gebirgsentlastung aufgelockertes Gestein an. Die Basis dieser seismischen Geschwindigkeitszone entspricht der Basis der durchlässigeren Zone ( $k_f > 10^{-7}$  m/s), die im Umfeld von KB10 in ca. 8 m Tiefe liegt. Auch im Bereich der anderen Bohrungen gibt diese seismische Grenze die Mächtigkeit der potentiell wasserwegsamem Auflockerungszone größenordnungsmäßig wieder.

Die tiefere seismische Schicht mit Wellengeschwindigkeiten  $> 2300$  m/s deutet auf ein bodenphysikalisch dichtes Gebirge hin, in dem i.d.R. auch keine höheren hydraulischen Durchlässig-

keiten bestehen.

Die seismischen Messungen ergaben auch in Grafenberg brauchbare Anhaltspunkte über den Gebirgsaufbau, insbesondere über die Basis der Gebirgsauflockerung, die lagemäßig mit der Basis der durchlässigeren Zone übereinstimmt.

#### 5.3.5.2. Potentialmessungen

##### Grundwassergleichen

Abb. 5-33 zeigt einen Grundwassergleichenplan, der aus den Wasserständen in den Bohrungen im

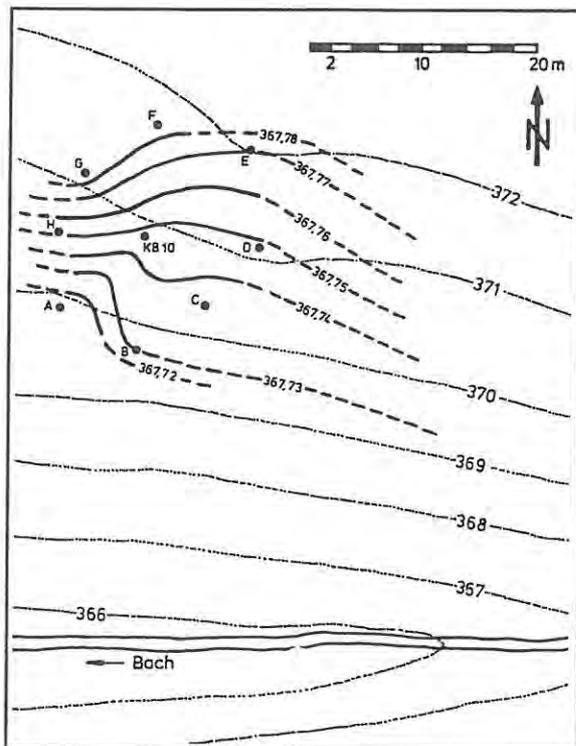


Abb. 5-33: Grundwassergleichenplan für die Umgebung von KB10 (Stichtag 24.9.1990)

Pegelfeld um KB10 bei mittlerem Wasserstand konstruiert wurde. Die Grundwasserfließrichtung ist gemäß dem Gefälle des Talhanges nach SSE gerichtet, das Gefälle des Grundwasserspiegels beträgt zwischen 0,25 und 0,5 %.

Vertikales Potentialgefälle

In den auf dem Höhenrücken gelegenen Bohrungen KB8 und KB9 ist innerhalb der durchlässigen Zone eine Abnahme der hydraulischen Kluftpotentiale mit der Tiefe um ca. 2-3 m festzustellen.

Die Potentialverteilung in KB10 zeigt in 2-3,5 m Tiefe Werte um 368,32 m ü. N.N., in 3,5 bis 7 m Tiefe Werte um 367,84 m und in 7 bis 9 m Tiefe Werte um 369,40 m. Damit besteht ein Potentialgefälle aus den obersten und tieferen Bereichen zu der Zone mit den höchsten Kluftdurchlässigkeiten zwischen 4 und 6 m Tiefe. Da die vertikalen Potentialdifferenzen ca. um den Faktor 100 größer sind als die horizontalen, überwiegen in der gleichen Größenordnung die

horizontalen Durchlässigkeiten die vertikalen Wasserwegsamkeiten. Trotzdem erreicht ein-sickerndes Niederschlagswasser den Kluftbereich zwischen 4 und 6 m Tiefe und fließt dort weiter ab. Das aus dem Wassertyp und den hohen Tritiumgehalten abgeleitete junge Kluftwasseralter deckt sich mit diesen Folgerungen.

5.3.5.3. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern

In KB10 wurden drei Pumpversuche durchgeführt, bei denen die umliegenden Bohrungen als Beobachtungspiezometer genutzt wurden. Die Versuche dienten der Ermittlung des Speicherkoeffizienten und gaben Aufschluß darüber, ob die Ergebnisse hydraulischer Bohrlochtests in der Bohrung KB10 auf einen größeren Gebirgsraum übertragbar sind und ob die Gebirgsdurchlässigkeit isotrop verteilt ist. Die Ergebnisse dieser Pumpversuche sind in Tabelle 5-1 aufgelistet:

Brunnen :	KB10	KB10	KB10			
Abschnitt :	3,6-6,6 m	4,8-5,9 m	5,4-6,5 m			
Pumprate :	4,7 l/min	9,3 l/min	5,8 l/min			
Brunnen :	T[m <sup>2</sup> /s]	T[m <sup>2</sup> /s]	T[m <sup>2</sup> /s]			
	·10 <sup>-5</sup>	·10 <sup>-5</sup>	·10 <sup>-5</sup>			
Pumpphase :	1,9	2,4	1,5			
Wiederanst.:	5,7	5,6	3,4			
Piezometer:	T	S	T	S	T	S
	[m <sup>2</sup> /s]	[ ]	[m <sup>2</sup> /s]	[ ]	[m <sup>2</sup> /s]	[ ]
	·10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>	·10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>	·10 <sup>-5</sup>	10 <sup>-4</sup>
KB10A	1,8	6,5	2,6	6,9	2,3	9,1
KB10B	2,4	2,7	2,9	3,8	2,5	5,2
KB10C	2,7	2,5	3,6	3,1	2,5	6,7
KB10D	2,2	3,0	3,0	3,3	2,5	4,9
KB10E	2,6	1,7	3,7	1,8	2,7	3,2
KB10F	2,7	2,0	3,2	3,6	2,4	6,0
KB10G	2,4	3,6	3,2	4,5	2,3	8,4
Mittel:	2,4	3,1	3,2	3,8	2,4	6,2

Tab. 5-1: Ergebnisse der Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern im Pegelfeld um KB10

Die aus dem Absenkverhalten in den Piezometern ermittelten Transmissivitäten zeigen keine signifikanten Abweichungen von den Transmissivitätswerten, die durch die Auswertung des Druckverlaufs im Brunnen (KB10) berechnet wurden.

Auch eine Richtungsabhängigkeit der Durchlässigkeit besteht nicht. Die Ergebnisse der Bohrlochtests in KB10 sind also für ein größeres Gebirgsvolumen in allen horizontalen Richtungen repräsentativ. Die Mittelwerte des Speicherkoeffizienten variieren von  $3,1 \cdot 10^{-4}$  bis  $6,2 \cdot 10^{-4}$ . Diese Werte sind für gespanntes Grundwasser typisch.

Die Ergebnisse dieser Pumpversuche stimmen mit dem in der visuellen Zuflußlokalisierung gewonnenen Bild gut überein: In einer Tiefe von 4-6 m ist ein horizontales bzw. oberflächenparalleles Kluftsystem ausgebildet, das gespanntes Grundwasser führt.

#### 5.3.5.4. Tracertests

Im Pegelfeld um die Bohrung KB 10 wurden zwei Tracertests durchgeführt, die Aufschluß über das Fließverhalten verschiedener Markierungsstoffe in geklüfteten tonigen Festgesteinen geben sowie Daten zur Ermittlung des Kluftvolumens und der Dispersion liefern sollten.

#### Versuchsdurchführung

Der Tracer wurde über eine Beobachtungsbohrung in den Absenkungstrichter einer benachbarten abgepumpten Bohrung eingegeben. Mit dem Pumpen wurde ca. 15 Stunden vor der Tracereingabe begonnen, damit sich im Untersuchungsbe- reich ein radiales Strömungsfeld ausbilden konnte.

Den Verlauf der Wasserspiegel in der Eingabebohrung KB10 und im Brunnen KB10D sowie die Pumprate zeigt Abb. 5-34: Aus dem Druckverlauf in der Eingabebohrung ist zu ersehen, daß die in Kap. 3.4.2 beschriebene Eingabemethode ein zeitlich scharfes Tracereingabesignal ermöglicht hat.

Die Markierungen wurden in Zusammenarbeit mit der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung (GSF) in Neuherberg durchgeführt. Da über das Verhalten hydrologischer Tracer in geklüfteten tonigen Festgesteinen keine Erfahrungen vorlagen, wurden die Fluoreszenz-Tracer Uranin, Eosin und ein in Entwicklung befindlicher UV-Tracer sowie die Salztracer KBr (mit

dem Br-Anion als dem eigentlichen Tracer) und NaCl eingesetzt.

Im Folgenden sind die Rahmendaten für den Markierungsversuch aufgeführt:

Datum der Markierung	18.12.1990
Uhrzeit	9:00
Eingabebohrung	KB10
Entnahmebrunnen	KB10D
Abstand KB10-KB10D	9,8 m
Förderrate in KB10D	4 l/min
Tracer:	
Uranin	200 mg
Eosin	1000 mg
UV-Tracer	2000 mg
Br	6710 mg
NaCl	4 kg

#### Ergebnisse

Für den Tracernachweis erfolgten Direktmessungen von Leitfähigkeit und Uraninkonzentration im abgepumpten Wasserstrom. Aussagekräftiger waren jedoch aus dem abgepumpten Wasser entnommenen Proben, die im Labor auf die eingesetzten Fluoreszenztracer und auf den Salztracer Bromid (Br-) untersucht wurden. Der Durchgang des NaCl-Tracers wurde aus der Leitfähigkeit berechnet.

Die in den Proben ermittelten Tracerkonzentrationen sind in Abb. 5-35 als Durchgangskurven bezogen auf 1 g Tracereingabe dargestellt. Bei den Br-Werten wurden dabei die Untergrundwerte, die - wahrscheinlich durch Reste aus einer in der Woche zuvor durchgeführten Markierung - 90 ppb betragen, von den direkt gemessenen Werten abgezogen. Eosin konnte nicht nachgewiesen werden.

Der Tracerdurchgang begann ca. 5 Stunden nach der Tracereingabe (vgl. Abb. 5-35). Bezogen auf gleiche Eingabemengen zeigte der UV-Tracer nur etwa 1/10 der Br-Konzentrationen. Uranin konnte lediglich mit ca. 1/300 der Br-Konzentrationen nachgewiesen werden.

Hingegen ist der zeitliche Verlauf der Durchgänge der verschiedenen Tracer weitgehend identisch. Dies deutet darauf hin, daß UV-Tracer, Uranin und vermutlich auch Eosin weitgehend

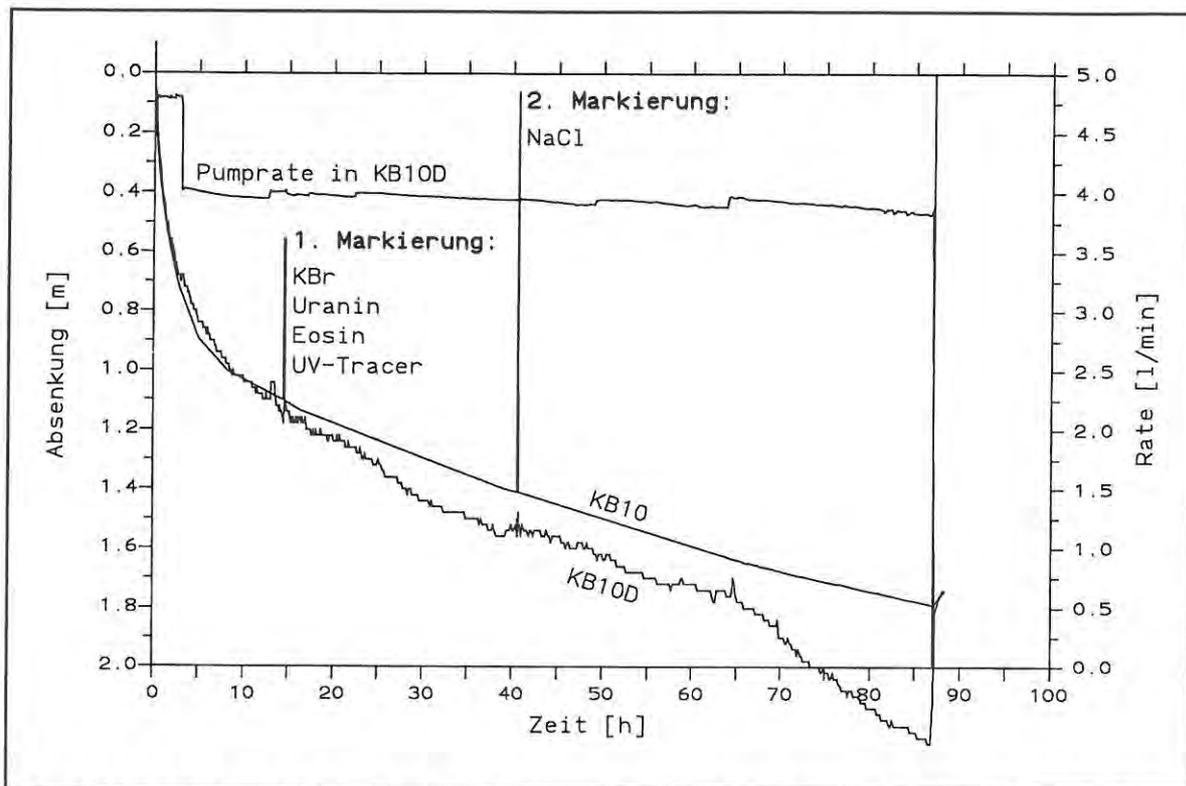


Abb. 5-34: Verlauf von Wasserspiegel und Pumprate im Entnahmebrunnen KB10D und Wasserspiegel in der Eingabebohrung KB10 während des Tracertests

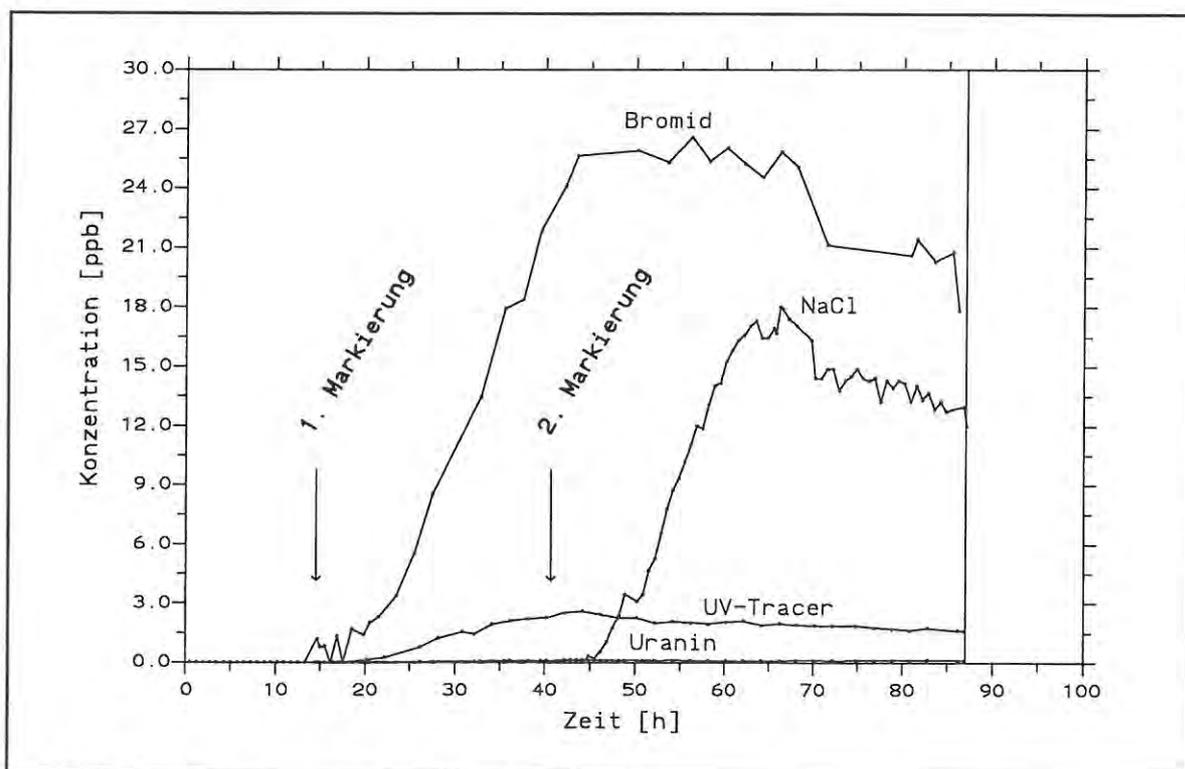


Abb. 5-35: Durchgangskurven der Tracer in KB10D

irreversibel sorbiert wurden und daß der wieder erfaßte Anteil dieser Tracer von der Sorption nicht betroffen war. Für die Auswertung von Markierungsversuchen erbringen demnach Salztracer wie Bromid oder NaCl die repräsentativsten Aussagen für die Wasserbewegung.

Aus dem Integral der Tracerdurchgangskurve kann abgeschätzt werden, daß am Ende des Tracertests etwa 33 % des Bromids mit dem abgepumpten Wasser wieder ausgebracht wurden. Da der Tracerdurchgang zu diesem Zeitpunkt bei weitem noch nicht abgeschlossen war, ist anzunehmen, daß der Bromidtracer bei einem Fortführen des Abpumpens nahezu vollständig hätte ausgebracht werden können. Der aus der Leitfähigkeit berechnete NaCl-Durchgang aus der zweiten Markierung zeigt das gleiche Verhalten wie der Bromiddurchgang der ersten Markierung.

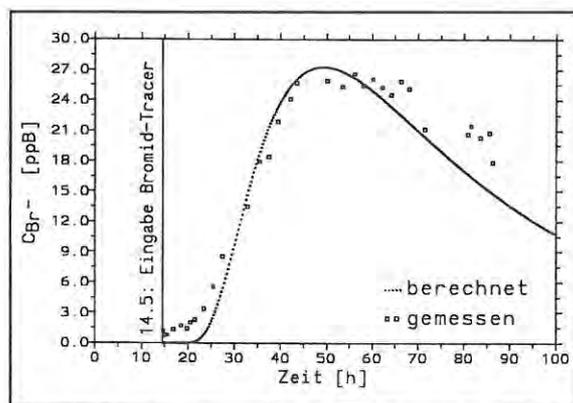


Abb. 5-36: Anpassung der Durchgangskurve des Bromid-Tracers

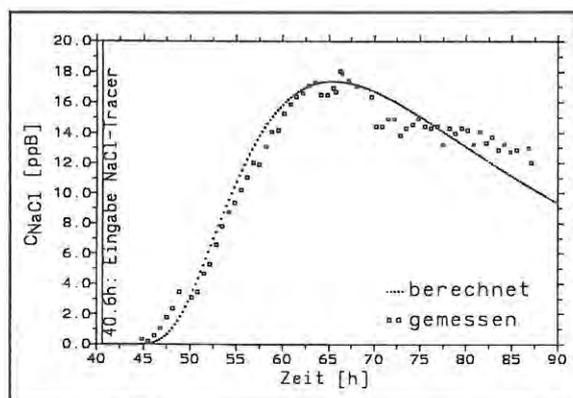


Abb. 5-37: Anpassung der Durchgangskurve des NaCl-Tracers

Die hydraulische Auswertung des Wasserspiegelverlaufs während des Pumpens beim Tracertest ergab einen  $k_f$ -Wert von  $1,7 \cdot 10^{-5}$  m/s. Die Durchgangskurven der Salztracer wurden durch die Anpassung mit nach Gleichung 3.4.2-2 berechneten Durchgangskurven ausgewertet:

Mit dem nach der Bromideingabe gemessenen hydraulischen Gefälle von 0,0172 wird die beste Kurvenanpassung mit einer effektiven Porosität  $n_e$  von 0,0072 und einer longitudinalen Dispersivität  $\alpha_L$  von 2,3 m erreicht (Abb. 5-36). Bei der NaCl-Eingabe hat sich das hydraulische Gefälle auf 0,026 erhöht. Auch diese Durchgangskurve läßt sich am besten mit einem  $n_e$  von 0,0072 bei einem  $\alpha_L$  von 2,0 m anpassen (Abb. 5-37). Der Fehler der Bestimmung von  $n_e$  kann mit ca. 50% abgeschätzt werden.

### 5.3.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Grafenberg

Die Mächtigkeit der Auflockerungszone mit höheren Gebirsdurchlässigkeiten ( $k_f$  zwischen  $10^{-7}$  und  $10^{-4}$  m/s) beträgt auf der Hochfläche (KB8 und KB9) zwischen 9 und 18 m und in einem in den Höhenrücken eingeschnittenen flachen Tal (KB10) ca. 7 m. Wie in Mössingen sind die Verwitterungsprofile auf der Hochfläche mächtiger (um 7 m) als in Tallage (um 3,5 m).

Eine tiefendifferenzierte Untersuchung der Kluftwässer in der durchlässigeren Auflockerungszone zeigt eine mit der Tiefe abnehmende Grundwasserzirkulation mit schneller fließendem, tritiumhaltigen Wasser in Oberflächennähe und langsamerem, tritiumfreiem und Ionenaustauschwasser im tieferen Bereich der Auflockerungszone.

Aus den hydrochemischen Untersuchungen, der visuellen Zuflußlokalisierung, den Potentialmessungen und den Pumpversuchen mit Beobachtungspiezometern im Talbereich um KB10 ist ein vorwiegend horizontal ausgebildetes Kluftsystem zu folgern. Die Leit- und Speichereigenschaften sind hier in horizontaler Richtung nahezu homogen und isotrop verteilt. Aus Tracertests kann für die durchlässige Auflockerungszone ein Kluftvolumen von 0,7% berechnet werden.

Die Chloridgehalte von 1,5 bis 3 g/l unterhalb ca.

20 Tiefe liegen deutlich niedriger als auf den Versuchsfeldern Jungingen und Mössingen. Diese Ausbuchtung kann durch ein wesentlich höheres Reliefalter erklärt werden. Durch den verlangsamten Abtrag des Doggers zwischen den Vulkanschloten im Grafenberger Gebiet unterlag das Porenwasser im Opalinuston einem längerandauernden Chloridaustrag in die umgebenden älteren Talsysteme. Aus den Restchloridgehalten und aus den gemessenen Transmissivitäten sind auch in Grafenberg für den Opalinuston unterhalb der Auflockerungszone sehr geringe Durchlässigkeiten abzuleiten.

#### 5.4. Versuchsfeld Süßen (4)

##### 5.4.1. Aufnahme der Bohrungen

Die Bohrung KB11 wurde in flachem Hanggelände 60 m tief im mittleren Opalinuston abgeteuft. Der Grundwasserspiegel stellte sich bei ca. 12 m unter Gelände ein. Die Verwitterungszone ist mit ca. 7 m relativ mächtig ausgebildet. Die tonigen Schluffsteine des unverwitterten Opalinustons sind bis ca. 18 m stark, darunter weitständig geklüftet. Die Mehrzahl der Klüfte weist keine Bestege auf, vereinzelt kommen Calcitbestege vor.

Die Bohrung KB12 wurde im Bereich eines flachen Sattels, in dem zwei West-Ost verlaufende Tälchen den Höhenrücken vom Geländeanstieg zum höheren Dogger abtrennen (vgl. Kap. 2.4.4), mit 15° Neigung 40 m tief im mittleren Opalinuston abgeteuft. Der Grundwasserspiegel stellte sich bei 14 m unter Gelände ein. Das Verwitterungsprofil ist mit ca. 12 m sehr mächtig ausgebildet, die Trennflächen sind oft mit Gipskristallen belegt. Auch die Klüfte im unverwitterten Opalinuston weisen bis ca. 32 m Tiefe vereinzelt Gipsbestege auf. Das Vorkommen von Gips deutet auf sehr geringe aktuelle Grundwasserbewegungen hin.

Die Bohrprofile deuten darauf hin, daß der Höhenrücken eine landschaftsgeschichtlich ältere morphologische Einheit darstellt. Besonders im Bereich von KB12 konnten die Verwitterungsprozesse (Auflockerung, Oxidation) tief einwirken.

##### 5.4.2. Transmissivitätsverteilung

Zur hydraulischen Vorerkundung wurden in den Bohrungen KB11 und KB12 Squeeze-Test-Serien mit 3 m langen Teststrecken durchgeführt. Die Ergebnisse der Squeeze-Tests deuten in KB11 auf höhere Durchlässigkeiten bis ca. 23 m Tiefe und in KB12 bis ca. 24 m Tiefe hin. Die Squeeze-Tests in größerer Tiefe weisen durchweg auf sehr geringe Durchlässigkeiten hin und können als Pulse-Tests zur Bestimmung der Transmissivität ausgewertet werden. In der durchlässigeren Zone sowie in der ungesättigten Zone wurden zur Lokalisierung und Quantifizierung der Durchlässigkeiten zahlreiche Doppelpackertests durchgeführt.

In KB11 ergaben sich in der ungesättigten Zone Transmissivitäten zwischen  $4 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  und  $3 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  und in einer durchlässigeren Zone im Grundwasserbereich von ca. 12 bis ca. 25 m Tiefe Werte zwischen  $10^{-6}$  und  $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  (Abb. 5-38). Unterhalb von ca. 25 m wurden Transmissivitäten zwischen  $10^{-11}$  und  $10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$  gemessen.

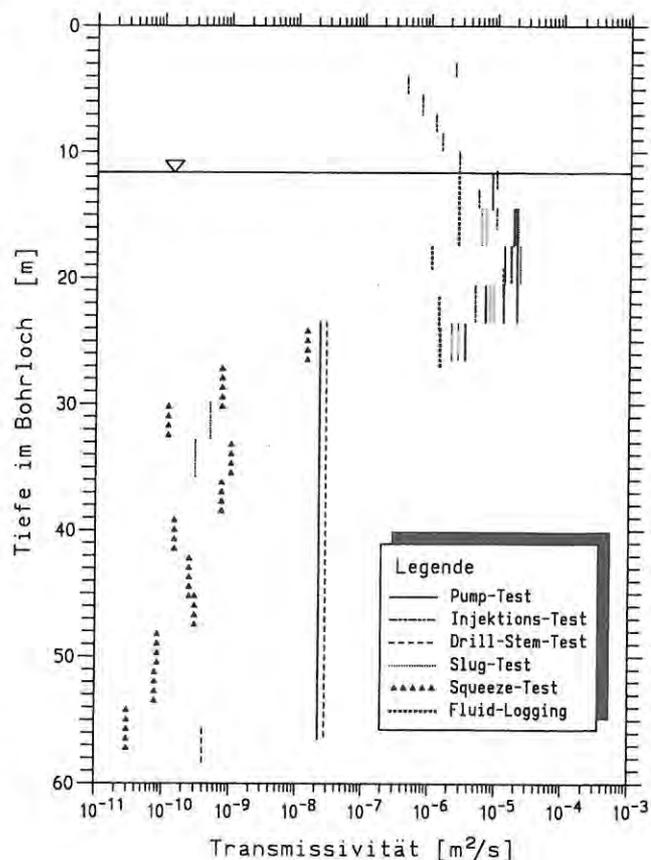


Abb. 5-38. Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB11

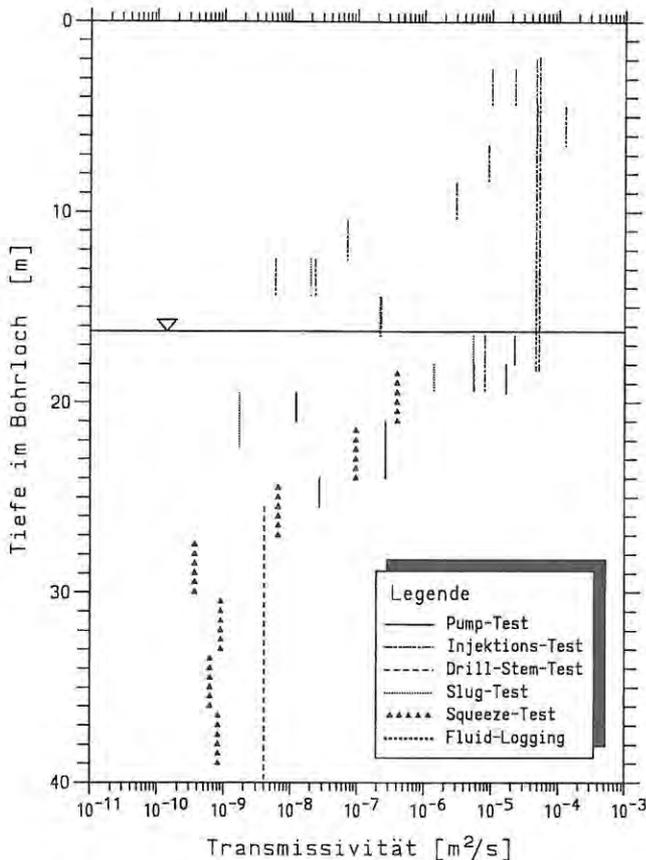


Abb. 5-39: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB12

In der ungesättigten Zone der Bohrung KB12 streuen die gemessenen Transmissivitäten zwischen  $10^{-8}$  und  $10^{-4} m^2/s$  (Abb. 5-39). Zwischen dem Grundwasserspiegel und ca. 25 m Tiefe nehmen die Durchlässigkeiten von Werten um  $2 \cdot 10^{-5} m^2/s$  in 16 bis 20 m Tiefe auf Werte um  $2 \cdot 10^{-8} m^2/s$  in 25 m Tiefe ab. Unterhalb von 25 m Tiefe schwanken die Transmissivitäten um  $10^{-9} m^2/s$ .

Die Basis der durchlässigen Zone liegt an den untersuchten Punkten in dem Höhenrücken mit ca. 25 m unter der Geländeoberfläche relativ tief.

#### 5.4.3. Kernuntersuchungen

In den Bohrungen KB11 und KB12 korrelieren die mit der Tiefe abnehmenden Wassergehalte wieder gut mit der Abnahme der bei der Kernaufnahmen bestimmten Verwitterungsgrade. Erst im unverwitterten Bereich liegen die Wassergehalte unter 10 % (Abb. 5-40 und 5-41).

Die Zerüttung des Gesteins durch die Verwitterung wird durch höhere Anteile an feinen Korngrößen nach der Aufbereitung der Gesteinsproben durch Slaking und durch niedrigere Werte für die Trockendichte angezeigt, die im unverwitterten Bereich ( $V_0$ ) Werte  $> 2,1 g/cm^3$  erreicht.

In der Bohrung KB11 beginnt der Chloridgehalt des Porenwassers in ca. 28 m Tiefe anzusteigen und liegt zwischen 31 m und der Endteufe bei 60 m bei Werten um 0,5 bis 1 g/l (Abb. 5-40). Damit liegen die Chloridgehalte im tiefen Bereich deutlich unter den in Jungingen und Mössingen gefundenen Gehalten und auch noch deutlich niedriger als im Bereich des Versuchsfeldes Grafenberg. Die Aussüßung kann hier wie in Grafenberg wieder mit einem höheren Alter der Opalinustonlandschaft bzw. des umgebenden Talsystems erklärt werden. Die nicht ganz vollständige Aussüßung der Porenwässer unterhalb ca. 30 m Tiefe stehen im Einklang mit den gemessenen sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten.

#### 5.4.4. Wasseranalysen

Aus der Bohrung KB11 wurden oberhalb ca. 17,5 m Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Wässer und aus dem Bereich zwischen 17,5 und 23,5 m Tiefe Ca-Mg-Na-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Wässer entnommen. Aus der Bohrung KB12 wurden Ca-Mg-Na-SO<sub>4</sub>-Wässer gefördert. Die hohen Calciumsulfatgehalte sind aus der Lösung von Gips bei der Durchsickerung der ungesättigten Zone abzuleiten.

In Abb. 5-42 sind die Ergebnisse der aus verschiedenen Tiefen in der KB11 untersuchten Wasserproben im Schoeller-Diagramm aufgetragen. Bei den Proben aus 17,5-23,5 m und 20,5-23,5 m Tiefe zeigen die gegenüber den flacheren Wasserproben niedrigeren Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>-Gehalte und die gestiegenen Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup>-Gehalte Ionenaustauschprozesse an. Da die unterhalb von 17,5 m entnommenen Wässer außerdem kein Tritium enthalten, spricht dies für eine längere Verweildauer bzw. langsamere Zirkulation unterhalb von 17,5 m Tiefe. Das in 12,0-14,5 m entnommene Wasser enthält viel Tritium, das Wasser aus 14,5-17,5 m Tiefe etwas Tritium, was eine schnellere Grundwasserzirkulation in diesen Horizonten anzeigt.

Die in KB12 gezogenen Wasserproben enthalten

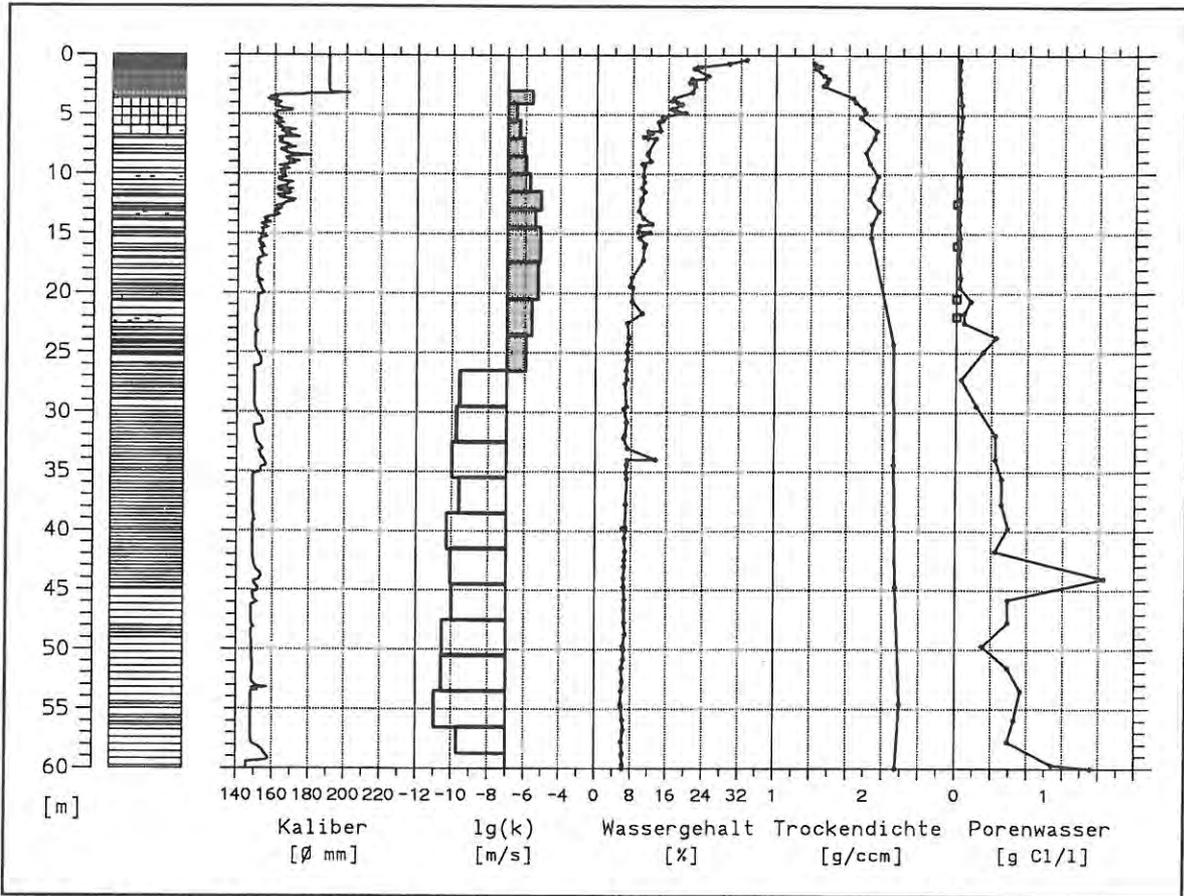


Abb. 5-40: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB11

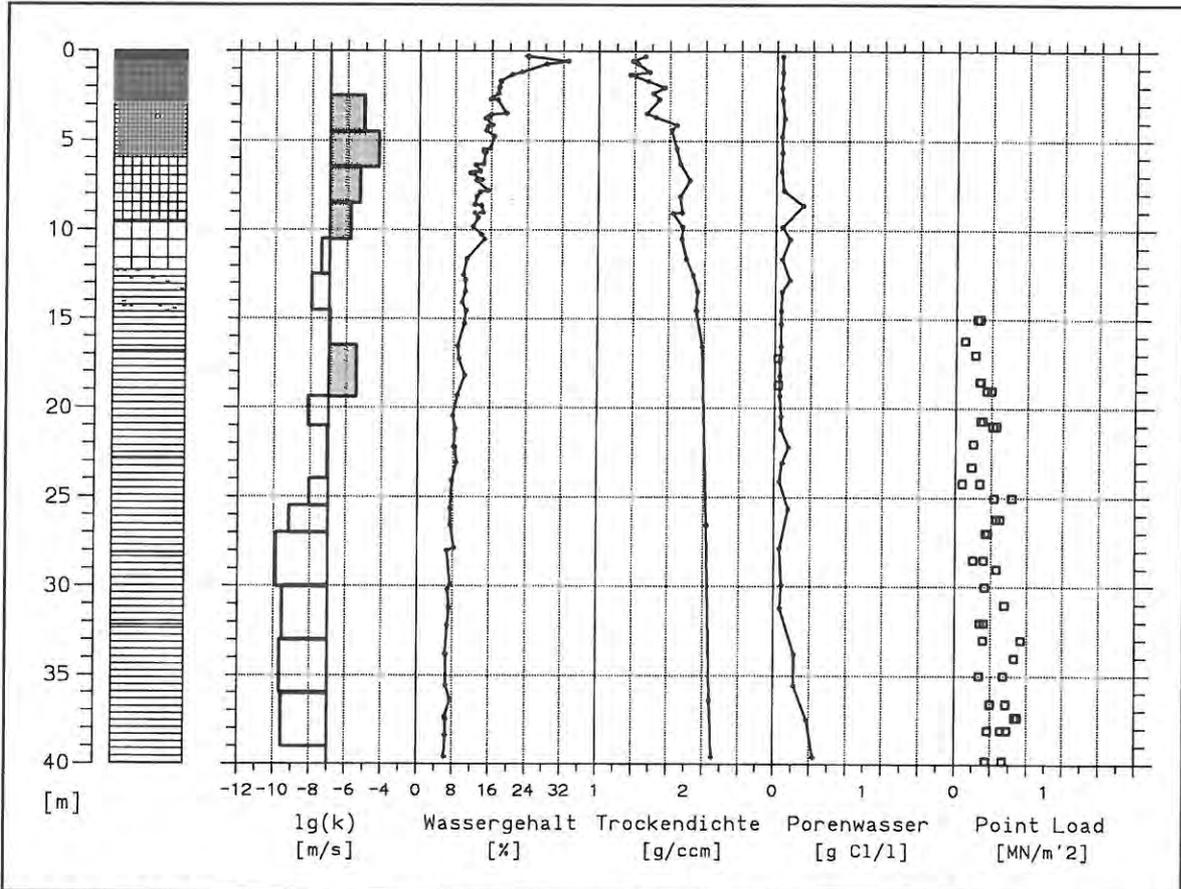


Abb. 5-41: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB12

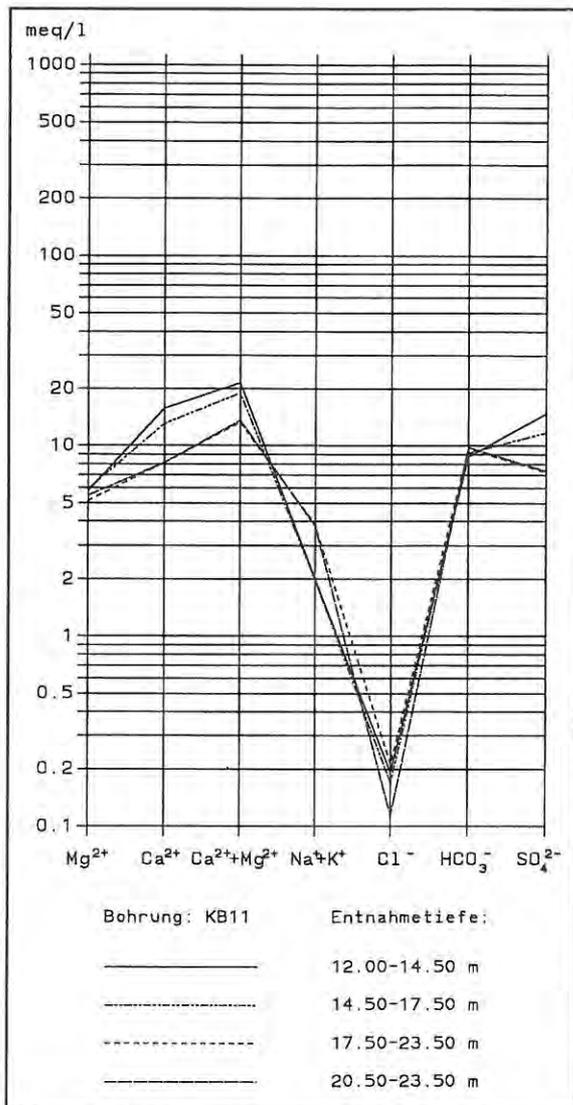


Abb. 5-42: Wasseranalysen aus KB11

nur Spuren von Tritium und gehören somit dem langsameren Zirkulationssystem an. Diese Beobachtung deckt sich mit dem Vorkommen von Gipsbestegen, die eine bedeutendere Grundwasserzirkulation in diesem Bereich ausschließen.

#### 5.4.5. Potentialmessungen

##### Vertikales Potentialgefälle

In der Bohrung KB11 wurden die Kluftpotentiale in verschiedenen Tiefen gemessen. Das Ruhepotential liegt in ca. 12 m Tiefe bei 407,70 m ü. N.N., in der am stärksten durchlässigen Kluft-

zone zwischen 14,5 und 20,5 m bei 407,03 m und steigt in der Tiefe wieder auf Werte von 407,61 m (in 25 m Tiefe) und 409,42 m (in 30 m Tiefe) an.

Diese Potentialverteilung deutet darauf hin, daß die vertikalen Durchlässigkeiten zwischen den verschiedenen tiefen Kluftzonen wesentlich niedriger sind als die gemessenen horizontalen Durchlässigkeiten.

#### 5.4.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Süßen

Der im Versuchsfeld Süßen untersuchte Höhenrücken weist mächtige Verwitterungsprofile und eine bis ca. 25 m Tiefe reichende durchlässige Auflockerungszone auf ( $k_f > 10^{-7}$  m/s).

Im flachen Hangbereich in der Umgebung von KB11 ist in der durchlässigen Auflockerungszone ein geschichteter Aufbau der Zirkulation festzustellen: Eine höhere, etwa bis 17,5 m Tiefe reichende Schicht enthält tritiumhaltiges Grundwasser und zeigt damit eine Zone mit schnellerem Grundwasserumsatz an. Eine tiefere Schicht unterhalb von ca. 17,5 m bis zur Basis der Auflockerungszone bei 25 m führt tritiumfreie Ionenaustauschwässer, die auf eine langsame Grundwasserzirkulation hinweisen.

In einen (heutigen) Sattelpunkt in der Umgebung von KB12 fehlt trotz potentieller Kluftdurchlässigkeiten eine Zone mit schnellerem Grundwasserumsatz. Hier finden sich Gipsbestege und tritiumfreie Wässer. Diese Beobachtung ist wahrscheinlich auf einen geringeren unterirdischen Abfluß im Bereich der Wasserscheide auf dem Sattel zurückzuführen.

Unterhalb der Auflockerungszone werden sehr geringe Durchlässigkeiten mit  $k_f$ -Werten  $< 10^{-8}$  m/s gemessen. Die Chloridgehalte der Porenwässer zeigen mit Werten um 0,5 g/l auch unterhalb der Auflockerungszone eine weitgehende Aussüßung. Wie im Versuchsfeld Grafenberg kann diese Aussüßung mit einem höheren landschaftsgeschichtlichen Alter des Opalinustonreliefs bzw. des umgebenden Talsystems korreliert werden. Die gegenüber dem Versuchsfeld tiefe Lage der Vorflut (Fils) gestattet durch einen

entsprechenden Gradienten neben dem diffusiven Chloridaustrag in die Auflockerungszone auch einen advektiven Austrag, der bei sehr langen Zeiten relevant wird. Der unvollständige Chloridaustrag belegt andererseits die extrem geringe Gebirgsdurchlässigkeit.

## 5.5. Versuchsfeld Geisingen (5)

### 5.5.1. Aufnahme der Bohrungen

In KB13 wurde bis 3,80 m Tiefe eine Abfolge aus geröllführenden Tallehmen, hochplastischen Tonen und geröllführenden Tonen angetroffen. Bei dieser Schichtenfolge handelt es sich um junge Talsedimente. Bis ca. 10 m Tiefe stehen weiche, darunter unverwitterte tonige Schluffsteine an, die nicht geklüftet sind. Der Wasserspiegel stellte sich in Höhe der Geländeoberfläche ein.

In der Bohrung KB14 ist im Gegensatz zu KB13 ein vollständiges Opalinuston-Verwitterungsprofil ausgebildet, das mit 9 m relativ mächtig ist. Der unverwitterte Opalinuston ist nicht tektonisch geklüftet, vereinzelt sind kalkigere Lagen eingeschaltet. Der Wasserspiegel liegt bei ca. 1,5 m unter Gelände.

Die Bohrung KB15 und die umgebenden fünf flachen Kernbohrungen zeigen eine 5 bis 9 m mächtige Verwitterungsschicht in diesem Bereich an. Der unverwitterte Opalinustonekern ist bis ca. 30 m Tiefe weitständig geklüftet, wobei keine der beobachteten Klüfte einen Calcitbelag aufweist. Vereinzelt sind kalkigere Lagen eingeschaltet. Der Wasserstand im Pegelfeld um KB15 liegt bei ca. 1,5 m unter Flur.

In den Bohrungen KB13 und KB14 wurde zusätzlich eine Befahrung mit der Fernsehkamera durchgeführt. In KB13 ließen sich dabei zahlreiche Wasserzuflüsse durch rote Limonitablagerungen an den Austrittstellen lokalisieren. Aus den Fernsehaufnahmen geht deutlich hervor, daß die Wasserwegsamkeiten an schichtparallele, also nahezu horizontale Trennflächen gebunden sind (vgl. auch Kap. 3.1.7, Abb. 3-5). Die Aufnahmen bestätigen die nur sehr sporadische tektonische Klüftung, die bei der Kernaufnahme festgestellt wurde.

Die Fernsehaufnahmen aus KB14 zeigen eine starke Auflockerung des Gebirges bis etwa 16 m Tiefe, die sich auch im Kaliberlog und den niedrigen Trockendichtewerten widerspiegelt. Anhand von Limonitabscheidungen konnte hier ein Zufluß in 17,0 m Tiefe lokalisiert werden. Dieser Kluftbereich weist gegenüber den übrigen durchlässigen Zonen ein höheres Potential auf (s.u.).

### 5.5.2. Transmissivitätsverteilung

Zur hydraulischen Vorerkundung wurden in den Bohrungen KB13 und KB14 Squeeze-Test-Serien mit 3 m langen Teststrecken durchgeführt. In der Bohrung KB15 war ein starker Nachfall aus der Bodenzone und eine ständige Verschlammung des Bohrloches zu verzeichnen, so daß hier keine Squeeze-Tests und nur wenige hydraulische Bohrlochtests durchgeführt werden konnten.

In der Bohrung KB13 zeigten die Squeeze-Tests höhere Durchlässigkeiten bis ca. 15 m Tiefe und ab 18 m Tiefe sehr geringe Durchlässigkeiten an. In der Bohrung KB14 ergaben die Squeeze-Tests höhere Durchlässigkeiten bis ca. 24 m Tiefe und darunter sehr geringe Durchlässigkeiten.

In den nach den Ergebnissen der Squeeze-Tests durchlässigeren Bereichen wurden die Klufttransmissivitäten mit hydraulischen Tests detailliert lokalisiert und quantifiziert. In den sehr gering durchlässigen tieferen Bohrlochabschnitten konnten die Squeeze-Tests als Pulse-Tests ausgewertet werden.

In der Bohrung KB13 ergaben sich in der durchlässigen Zone zwischen 4 und ca. 14 m Klufttransmissivitäten um  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  (Abb. 5-43). Zwischen ca. 14 und 18 m Tiefe nehmen die Transmissivitäten von  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  auf  $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$  ab. Unterhalb von 18 m konnten Transmissivitäten zwischen  $10^{-9}$  und  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$  ermittelt werden.

Die Bohrung KB14 zeigt bis ca. 20 m Tiefe Klufttransmissivitäten zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  mit einem Maximum von  $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  im Bereich zwischen 8 und 11 m Tiefe (Abb. 5-44). Zwischen 20 und 25 m Tiefe nehmen die Transmissivitäten von  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  auf  $10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$  ab, unterhalb von 25 m schwanken die Transmissivitäten zwischen  $10^{-8}$  und  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$ .

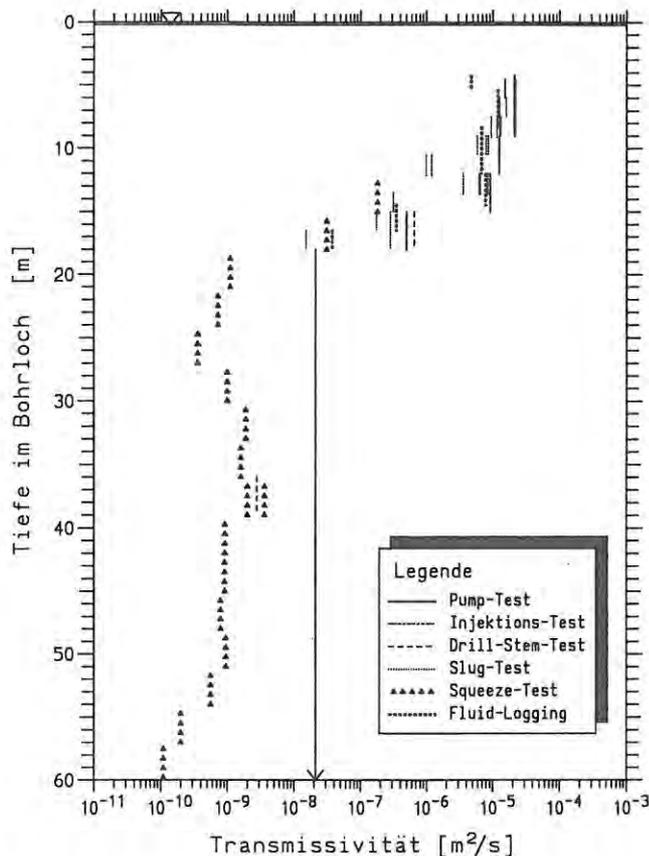


Abb. 5-43: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB13

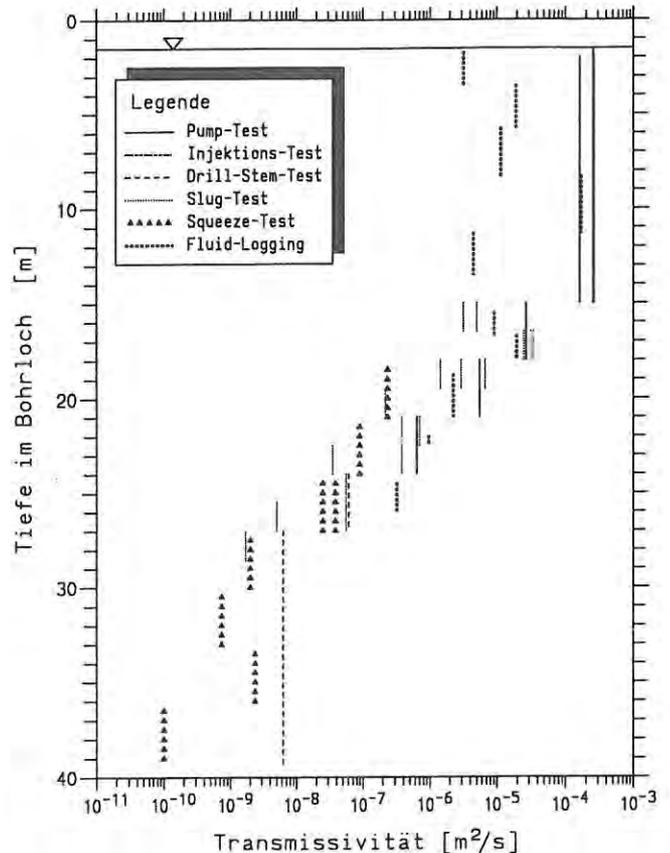


Abb. 5-44: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB14

### 5.5.3. Kernuntersuchungen

In den Bohrungen KB14 (Abb. 5-46) und KB15 (Abb. 5-47) korrelieren die mit der Tiefe abnehmenden Wassergehalte mit der Abnahme des Verwitterungsgrades. Erst im unverwitterten Bereich liegen die Wassergehalte unter 10 %. In der Bohrung KB13 (Abb. 5-45) weisen die bis 3,8 m Tiefe liegenden Talablagerungen z.T. sehr hohe Wassergehalte auf. Die zwischen 3,8 und ca. 10 m Tiefe anstehenden sehr weichen Tonsteine weisen Wassergehalte >10% auf, darunter zeigen Wassergehalte ≤8% festen unverwitterten Opalinuston an.

Die Auflockerung des Gesteins durch die Verwitterung wird durch höhere Anteile an feinen Korngrößen nach der Aufbereitung der Gesteinsproben durch Slaking und durch niedrigere Werte für die Trockendichte angezeigt, die im unverwitterten Bereich (V0) Werte >2,1 g/cm³ erreicht.

Die Bohrung KB13 zeigt einen Anstieg des Chlorigehalts im Porenwasser ab ca. 20 m auf Werte um 3 g/l ab 50 m Tiefe. In der Bohrung KB14 ist

bis zur Endteufe bei 40 m ein analoger Anstieg zu verzeichnen. Wie in den Versuchsfeldern 3 und 4 ist der hohe Aussüßungsgrad mit einem höheren landschaftsgeschichtlichen Alter des Opalinustonreliefs im Bereich des Wartenberges und der europäischen Wasserscheide zu erklären. Die unvollständige Aussüßung steht auch hier wieder im Einklang mit den gemessenen sehr geringen Gebirgsdurchlässigkeiten.

### 5.5.4. Wasseranalysen

Aus der Bohrung KB13 wurden aus sechs verschiedenen Tiefenbereichen Kluftwasserproben gezogen, deren chemische Zusammensetzung sich mit der Tiefe ändert:

< 5,0 m	:	Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Wassertyp
5,0 bis 7,0 m	:	Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Wassertyp
7,0 bis 9,0 m	:	Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Wassertyp
9,0 bis 12,0 m	:	Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Wassertyp
12,0 bis 15,0 m	:	Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> - Wassertyp
15,0 bis 18,0 m	:	Na-HCO <sub>3</sub> -Cl - Wassertyp

Die Hauptionen sind im Schoeller-Diagramm

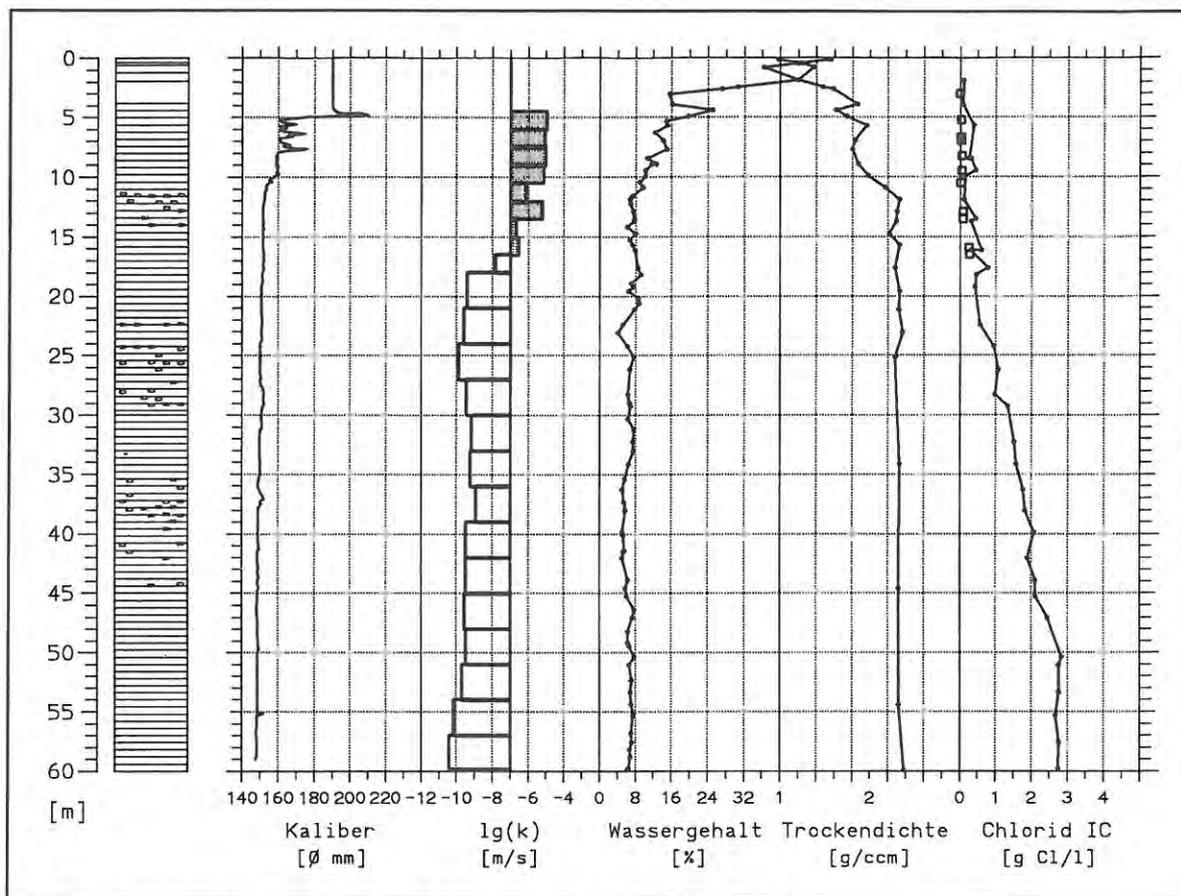


Abb. 5-45: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB13

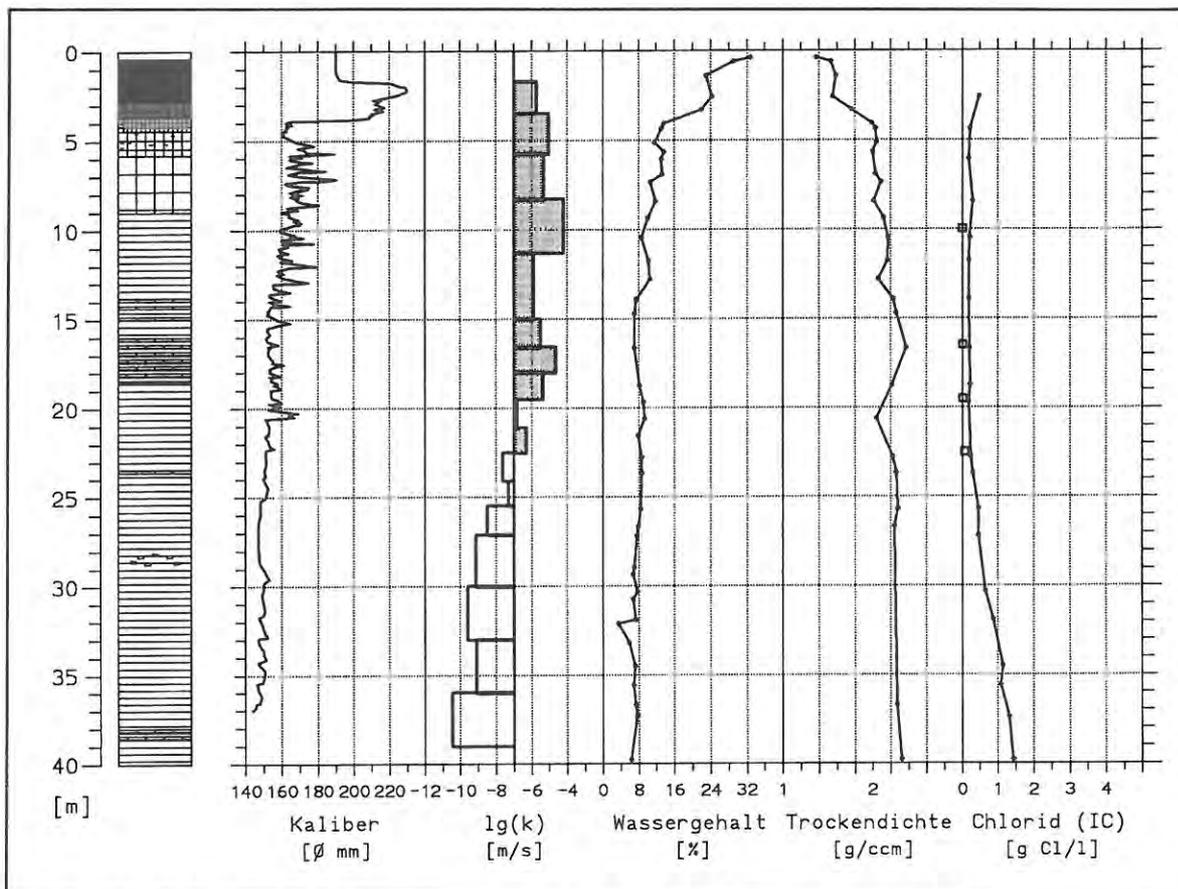


Abb. 5-46: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB14

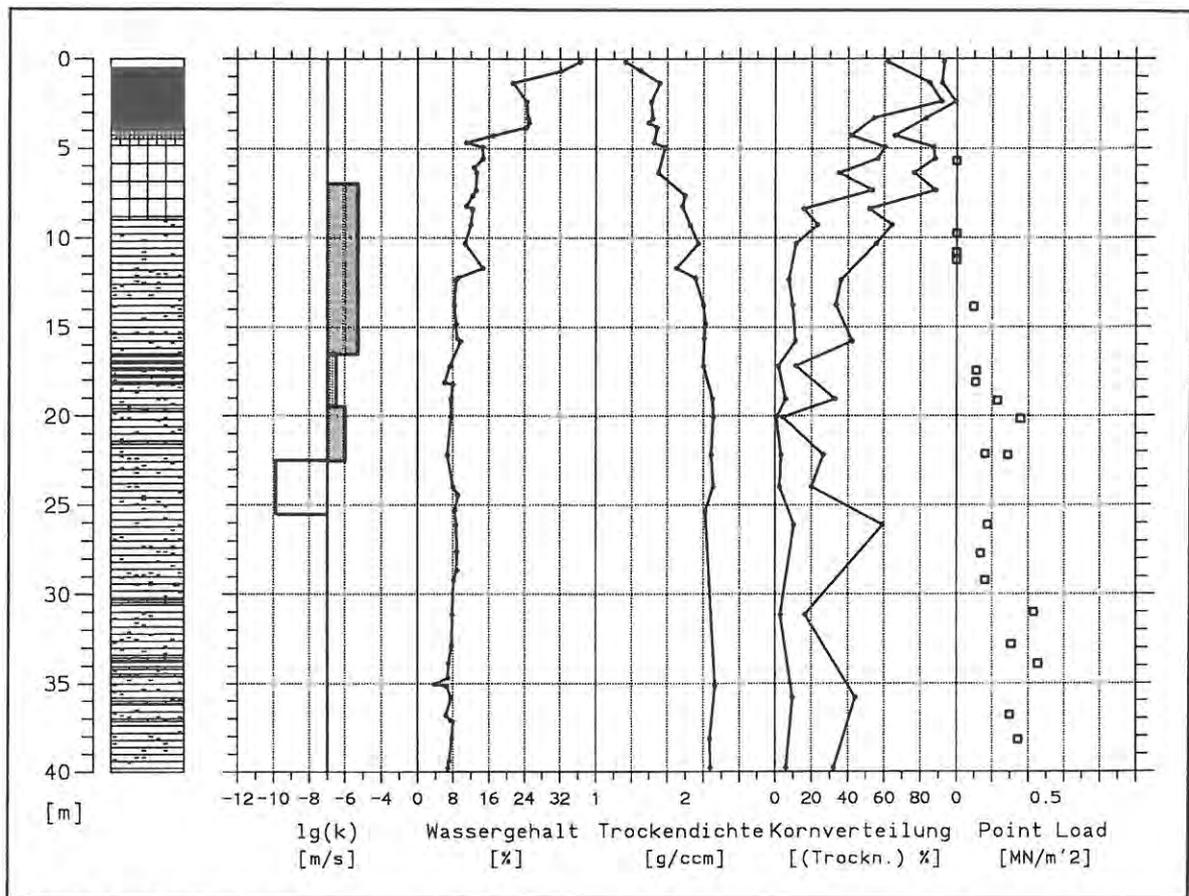


Abb. 5-47: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB15

(Abb. 5-48) dargestellt. Daraus ist eine in der Tiefe zunehmende Gesamtmineralisation ersichtlich. Insbesondere wird jedoch der mit der Tiefe zunehmende Ionenaustausch der Kluftwässer deutlich: In den tieferen Wässern wurde  $\text{Ca}^{2+}$  gegen  $\text{Na}^+$  ausgetauscht. Damit wird eine Abnahme der Grundwasseradvektion mit der Tiefe angezeigt.

Quantitative Angaben zur Zirkulationsgeschwindigkeit lassen sich aus den Isotopenuntersuchungen ableiten. Alle aus der Bohrung KB13 geförderten Kluftwässer sind tritiumfrei und damit älter als ca. 40 Jahre. Tritiumspuren von  $1,7 \pm 1,6$  TU konnten lediglich im Gebirgsabschnitt von 6-9 m nach einem längeren Pumpversuch nachgewiesen werden.

$^{14}\text{C}$ -Untersuchungen an Proben unterhalb von 6 m erbrachten keine nachweisbaren Gehalte und weisen somit auf Wasseralter über 20000 Jahre hin. Daraus kann geschlossen werden, daß die Kluftwässer im Bereich der KB13 trotz der potentiell

hohen Durchlässigkeiten nur sehr langsam zirkulieren. Der Zustrom von Oberflächenwasser findet hier nur langsam statt oder wird durch die plastischen Tone der Talablagerungen verhindert. Der kaum merkliche Durchbruch tritiumhaltigen Wassers und konstante Radium/Radon-Isotopenverhältnisse während eines Pumpversuches bestätigen einen homogenen und horizontal ausgerichteten Kluftaquifer.

Eine ähnliche hydrochemische Tiefenzonierung wurde in KB14 angetroffen, in der aus vier Tiefenbereichen Wasserproben gewonnen wurden:

1,5 bis 15,0 m:	$\text{Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ - Wassertyp
15,0 bis 18,0 m:	$\text{Na-Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$ - Wassertyp
18,0 bis 21,0 m:	$\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ - Wassertyp
21,0 bis 24,0 m:	$\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ - Wassertyp

Wie in KB13 ist ein mit der Tiefe zunehmender Ionenaustausch zu verzeichnen (vgl. Abb. 5-49). Da die Wässer durchweg nur Spuren an Tritium aufweisen, sind auch im Bereich der KB14 sehr

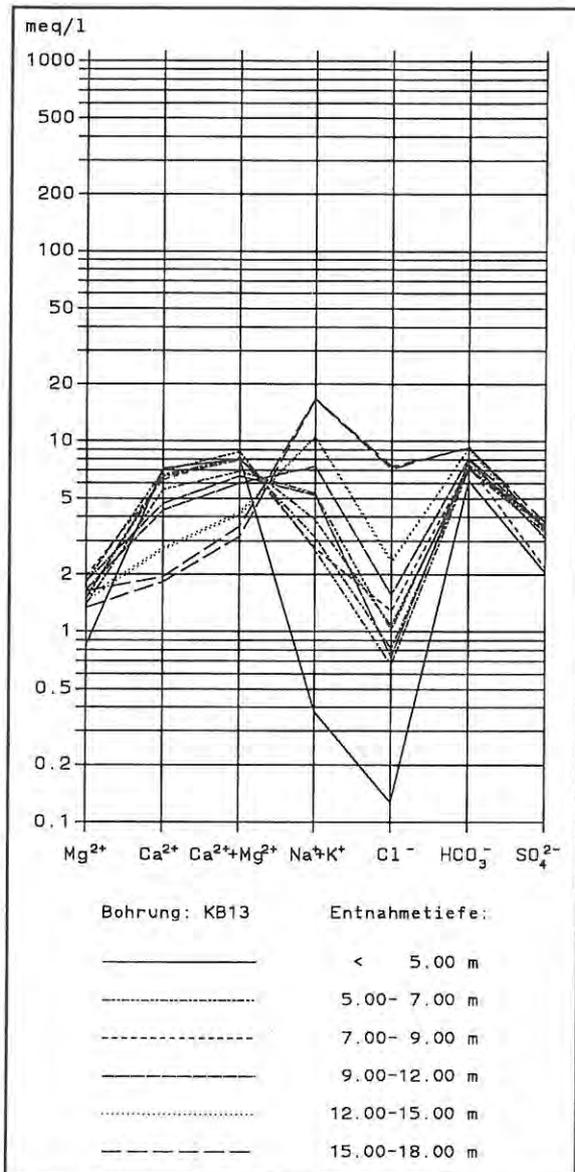


Abb. 5-48: Wasseranalysen aus KB13

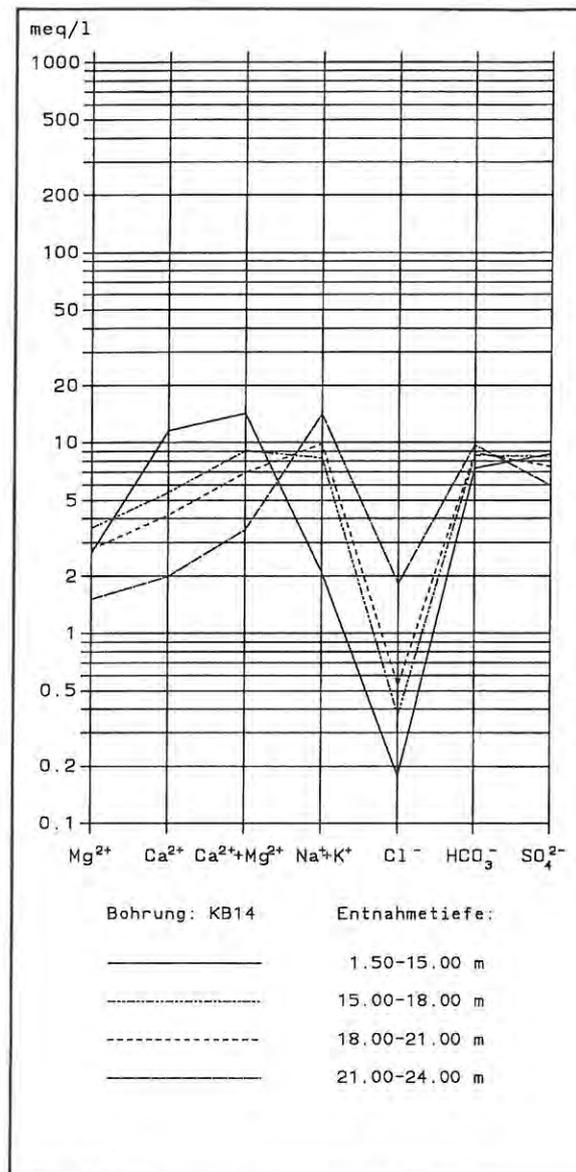


Abb. 5-49: Wasseranalysen aus KB14

langsam zirkulierende Kluftwässer anzunehmen, die kaum mit dem in der Bodenzone abfließenden Niederschlag im Austausch stehen.

### 5.5.5. Felduntersuchungen

#### 5.5.5.1. Potentialmessungen

##### Grundwassergleichen

Durch die Messung der Wasserstände in allen Bohrungen auf dem Versuchsfeld Geisingen konnten die Grundwassergleichen für diesen

Bereich konstruiert werden.

Die Stichtagsmessung vom 21.5.1991 (vgl. Abb. 5-50) gibt den Grundwasserstand nach einem Niederschlagsereignis wieder. Die Grundwassergleichen zeigen Potentialgefälle und damit eine Entwässerung des Gebirges in die verschiedenen Bäche an.

Die Stichtagsmessung vom 30.10.1991 zeigt die Situation bei einem niedrigen Stand des Grundwassers nach einer längeren Trockenperiode (Abb. 5-51). Die Bäche sind trockengefallen, das Grundwassergefälle ist in Richtung des Gefälles

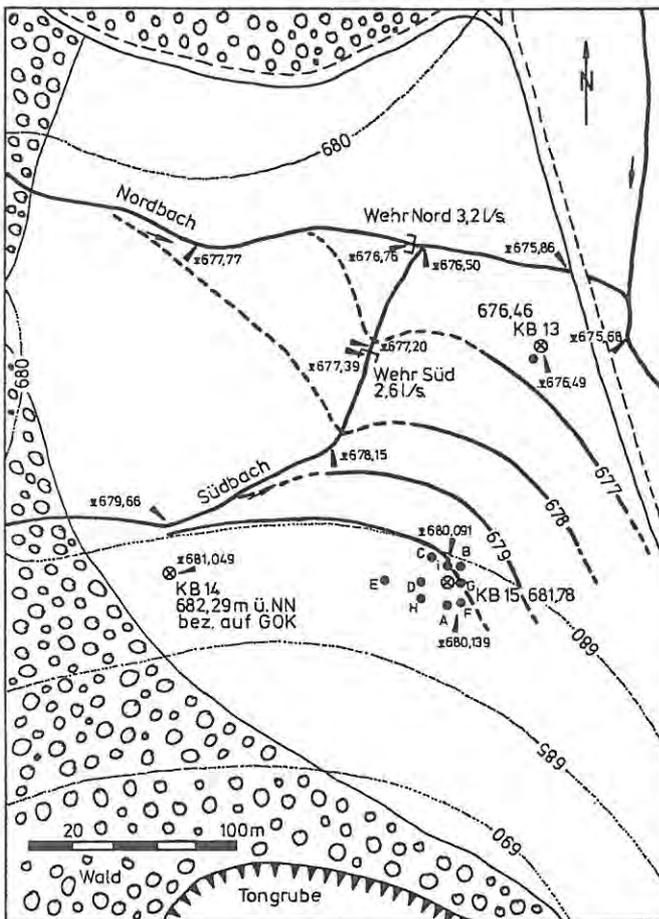


Abb. 5-50: Grundwassergleichen für das Versuchsfeld Geisingen am 21.5.1991 mit relativ hohem Grundwasserstand nach einer Regenperiode

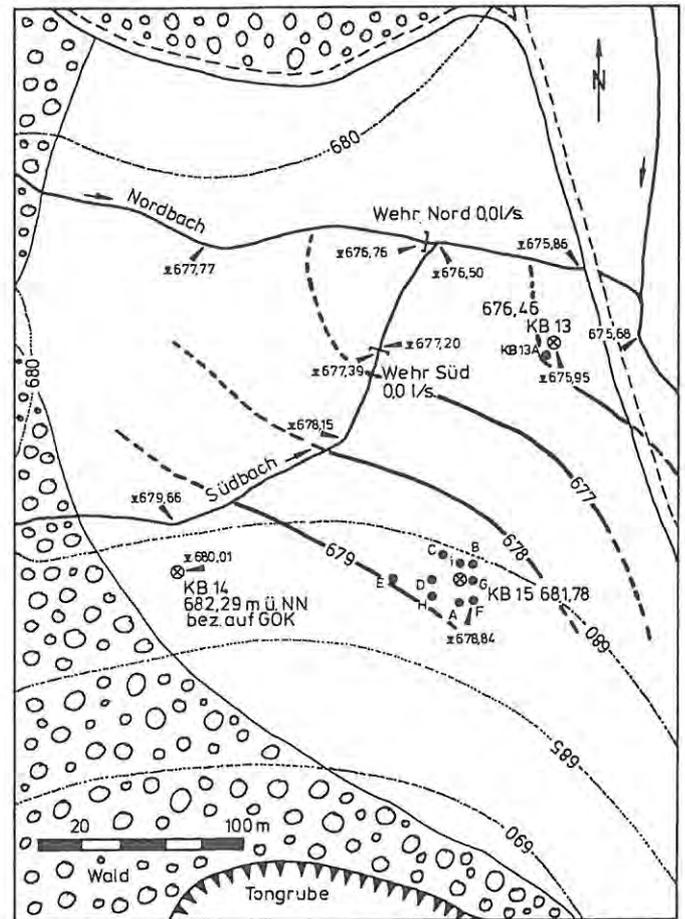


Abb. 5-51: Grundwassergleichen für das Versuchsfeld Geisingen am 30.10.1991 mit relativ niedrigem Grundwasserstand nach einer längeren Trockenperiode

der Talmulde nach Nordosten gerichtet. Das Grundwassergefälle beträgt im Mittel 2,5 %.

#### Vertikales Potentialgefälle

In den Bohrungen KB13 und KB14 wurden in verschiedenen Tiefen die Kluftpotentiale gemessen. In beiden Bohrungen wurden nur leicht voneinander abweichende, nach unten hin um einige dm zunehmende Kluftpotentiale festgestellt.

Je nach Witterung liegen die in der Bohrung KB13 unterhalb von ca. 4 m Tiefe gemessenen Kluftpotentiale einige dm über Gelände und damit deutlich über dem in den Grundwassergleichenplänen wiedergegebenen Stand. Durch den bohrungsbedingten Eingriff in das hydraulische System werden diese Kluftpotentiale auf den in der oberflächennahen Abflußzone möglichen Wasserstand abgesenkt. Dies hat zur Folge, daß ständig Kluftfluide austreten, was sich auch durch die

Limionitablagerungen an den Austrittsstellen bemerkbar macht (vgl. Fernsehbeobachtung).

Die Grundwassergleichenpläne geben daher nicht das natürliche Potentialgefälle in der durchlässigen Zone unterhalb von 4 m wieder. Dafür sprechen auch die hohen Wasseralter, die bei dem Potentialgefälle zwischen KB15 und KB14 anhand der Bohrlochwasserstände gemessenen Potentialgefälle von 2,5% und Transmissivitäten um  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  nicht denkbar wären.

#### 5.5.5.2. Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern

Im Pegelfeld um die KB15 wurden 3 Pumpversuche in verschiedenen Beobachtungsbohrungen durchgeführt, bei denen die umliegenden Bohrungen als Piezometer einbezogen wurden. Die Versuche dienen der Ermittlung des Speicherkoef-

fizienten und sollten über eventuelle Inhomogenitäten bei der Verteilung der Transmissivitäten bzw. über Richtungsabhängigkeiten Aufschluß geben. Die Ergebnisse dieser Pumpversuche sind in Tabelle 5-2 aufgelistet:

Brunnen :	KB15D	KB15I	KB15F
Abschnitt :	4,3-9,8 m	4,0-6,0 m	2,6-10,4m
Pumprate :	15 l/min	15 l/min	15 l/min
Brunnen :	T[m <sup>2</sup> /s] ·10 <sup>-5</sup>	T[m <sup>2</sup> /s] ·10 <sup>-5</sup>	T[m <sup>2</sup> /s] ·10 <sup>-5</sup>
Pumpphase :	7,3	12,5	16,3
Wiederanst.:	9,5	11,5	18,9
Piezometer:	T S [m <sup>2</sup> /s] [ ] ·10 <sup>-5</sup> 10 <sup>-4</sup>	T S [m <sup>2</sup> /s] [ ] ·10 <sup>-5</sup> 10 <sup>-4</sup>	T S [m <sup>2</sup> /s] [ ] ·10 <sup>-5</sup> 10 <sup>-4</sup>
KB15A	10,6 3,4	10,9 14	14,4 12
KB15C	9,0 15	6,0 1,0	10,4 4,2
KB15D	Brunnen	7,3 12	10,9 2,8
KB15E	8,3 4,5	8,2 4,9	11,3 2,0
KB15F	9,7 4,3	11,1 7,6	Brunnen
KB15H	8,7 12	8,2 9,3	10,5 4,4
KB15I	11,2 11	Brunnen	10,6 8,4
Mittel:	9,6 8,4	8,6 8,1	11,4 5,6

Tab. 5-2: Ergebnisse der Pumpversuche mit Beobachtungspiezometern im Pegelfeld um KB15

Die Abweichungen der für die Gebirgsstrecken zwischen den Brunnen und den einzelnen Piezometern berechneten Transmissivitäten vom Pegelmittel sind nicht signifikant, so daß auf eine mehr oder weniger gleichmäßige und richtungsunabhängige Verteilung der Durchlässigkeitseigenschaften geschlossen werden kann. Die Übereinstimmung der für den Druckverlauf im Brunnen ermittelten Transmissivitätswerte mit den Pegelmitteln ist i.d.R. recht gut. Die punktuell ermittelten Werte sind damit für einen größeren Gebirgsbereich repräsentativ. Die gleichmäßige Verteilung der Durchlässigkeiten stellen einen weiteren Beleg für ein horizontal orientiertes durchlässiges Kluftsystem dar.

Bedingt durch die größeren Unsicherheiten bei der Auswertung variieren die Einzelwerte der Speicherkoeffizienten etwas stärker. Im Mittel liegen die Speicherkoeffizienten bei allen 3 Versuchen im Pegelfeld um KB15 zwischen 5,6·10<sup>-4</sup> und 8,4·10<sup>-4</sup>.

### 5.5.5.3. Abflußmessungen

Durch das Versuchsfeld Geisingen verlaufen zwei Bäche, deren Einzugsgebiete im westlich sanft ansteigenden Höhenrücken liegen, der vollständig aus Opalinuston aufgebaut ist (vgl. Abb. 2-11). In feuchteren Perioden oder nach stärkeren Niederschlagsereignissen führen diese Bäche Wasser, das sich aus dem Oberflächenabfluß und dem Grundwasserabfluß zusammensetzt.

Im Beobachtungszeitraum vom April bis Juli 1991 bewirkten zwei größere Niederschlagsereignisse Mitte Mai und Mitte Juni (Abb. 5-52a) eine Auffüllung des Aquifers im Einzugsgebiet. Die Abflußganglinien der Bäche sind in Abb. 5-52b (Nordbach) und Abb. 5-52d (Südbach) aufgetragen. Nach den beobachteten Niederschlagsereignissen Mitte Mai und Mitte Juni 1991 versiegt die Wasserführung wenige Wochen später und die Bäche trocknen aus. Dieses Abflußverhalten zeigt, daß die Bäche aus einem sehr flachen Zirkulationssystem mit geringem Retentionsvermögen gespeist werden.

Die elektrische Leitfähigkeit des Bachwassers geht durch den hohen Oberflächenabfluß nach den Niederschlagsereignissen deutlich zurück (Abb. 5-52c und 5-52e). Mit zurückgehendem Anteil des niedriger leitfähigen Oberflächenabflusses steigt die Leitfähigkeit wieder an.

Die Wasserspiegel der Bohrungen auf dem Versuchsfeld reagieren sehr deutlich auf die Niederschlagsereignisse, wie das Beispiel der Ganglinie der Bohrung KB13a (Abb. 5-52f) zeigt.

Das Leerlaufverhalten des Aquifers in den niederschlagsarmen bzw. niederschlagsfreien Zeiträumen kann mit den in Kap. 3.4.4 beschriebenen Methoden ausgewertet werden:

Die Trockenwetterfalllinien für beide Bäche auf dem Versuchsfeld Geisingen ergeben sich aus dem halblogarithmisch aufgetragenen Abflußverlauf während der niederschlagslosen Periode vom 16.5.1991 bis 6.6.1991. Für den Nordbach läßt sich damit ein Leerlaufkoeffizient  $\alpha$  von 0,3 1/d bestimmen ( $Q_0=9,7$  l/s,  $Q_t=0,029$  l/s,  $t=19$  d) (Abb. 5-53 oben). Für den Südbach errechnet sich aus einer etwas steileren Geraden ein Leerlaufkoeffizient  $\alpha$  von 0,5 1/d (Abb. 5-53 unten).

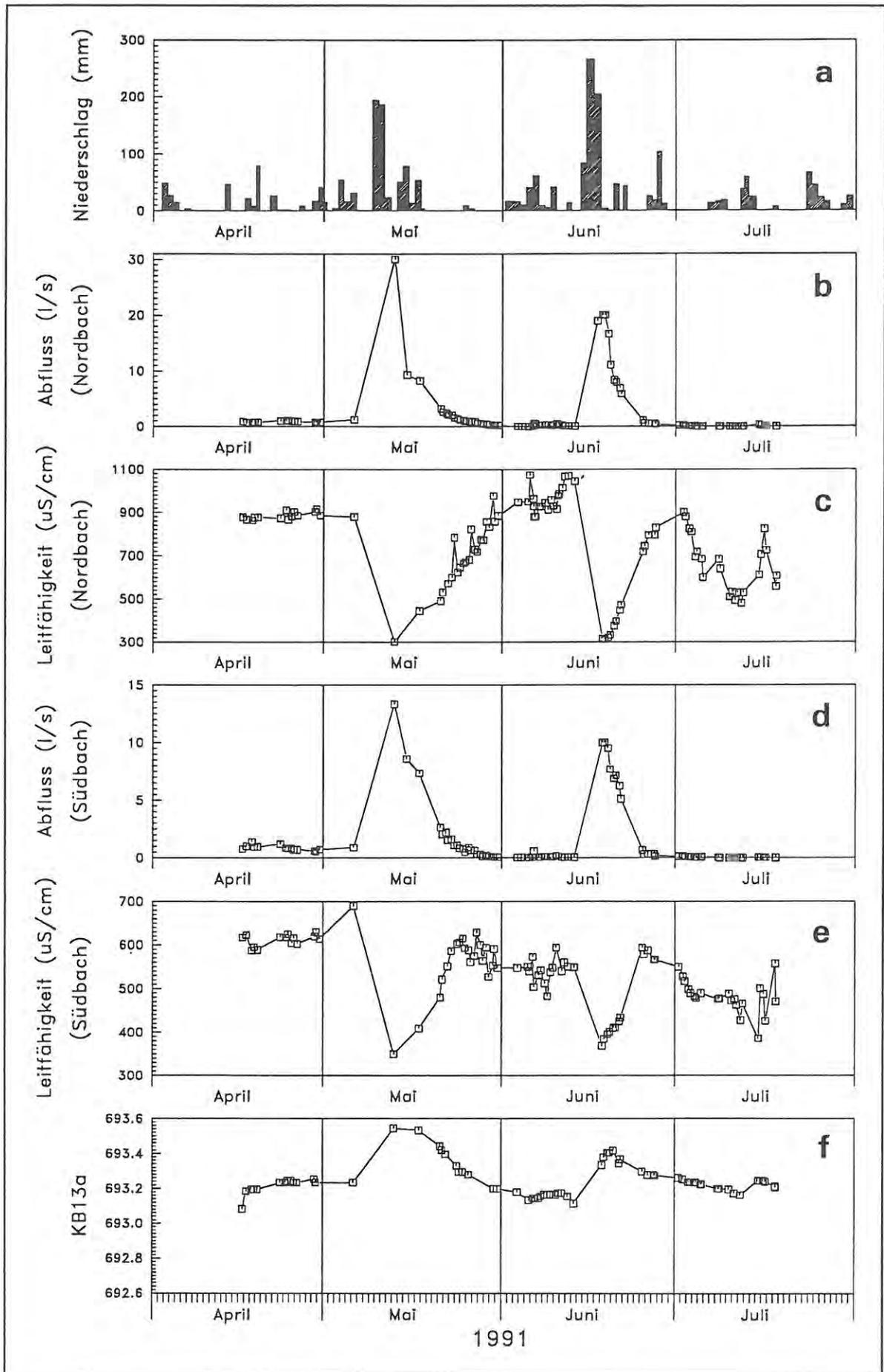


Abb. 5-52: Niederschlag, Bachabfluß und Grundwassergang (KB13A) auf dem Versuchsfeld Geisingen

Für den Zeitraum vom 18.06.91 bis 12.07.91 ergibt sich aus den TWL beider Bäche für  $\alpha$  ein Wert von 0,4 1/d. Diese hohen Werte für den Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  indizieren ein sehr flaches Zirkulationssystem mit raschem Abfluß bzw. geringem Retentionsvermögen.

Mit dem Leerlaufkoeffizienten kann die in einem bestimmten Zeitintervall abgeflossene Wassermenge bestimmt werden. Für den Nordbach ergibt sich vom 21.5.91 bis 5.6.91 mit einem Leerlaufkoeffizienten von 0,3 1/d ein Abfluß von ca. 920 m<sup>3</sup> Grundwasser. Aus dem Einzugsgebiet des Südbachs fließen bei einem Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  von 0,4 1/d im gleichen Zeitintervall ca. 560 m<sup>3</sup> Grundwasser ab.

Zur Bestimmung des Kluftvolumens muß diese Wassermenge mit dem in diesem Zeitintervall entleerten Gebirgsvolumen ins Verhältnis gesetzt werden (vgl. Kap. 3.4.4). Dazu wurden die Einzugsgebiete abgegrenzt und die Flächen bestimmt. Für den Nordbach wurde ein Einzugsgebiet von 0,69 km<sup>2</sup> ausplanimetriert. Für den Südbach ergibt sich ein Einzugsgebiet von 0,49 km<sup>2</sup>.

Problematisch ist die Bestimmung der Höhe  $\Delta h$  des entleerten Gebirgsvolumens, da die Verteilung der Bohrungen im Testfeld kein für die Einzugsgebiete repräsentatives Bild der Wasserspiegeländerungen zulassen. Eine Übertragung der beobachteten Wasserspiegelschwankungen auf die gesamten Einzugsgebiete erscheint jedoch gerechtfertigt, da die Wasserspiegeländerungen in allen Bohrungen etwa gleich sind. Als repräsentative Berechnungsgrundlage wurde die Ganglinie der Bohrung KB13a herangezogen (Abb. 5-52f). Die Absenkung des Grundwasserspiegels im Zeitraum vom 21.5.1991 bis 5.6.1991 beträgt 0,2 m. Damit berechnet sich für das Einzugsgebiet des Nordbaches ein entleertes Gebirgsvolumen von 138000 m<sup>3</sup> und für das Einzugsgebiet des Südbaches ein Wert von 98000 m<sup>3</sup>.

Mit den im gleichen Zeitraum ausgeflossenen Wasservolumina errechnet sich für das Einzugsgebiet des Nordbaches für den kurzfristigen Grundwasserabfluß ein speichernutzbarer Kluft-hohlraumanteil von 0,66 % und für das Einzugsgebiet des Südbaches ein Wert von 0,57 %.

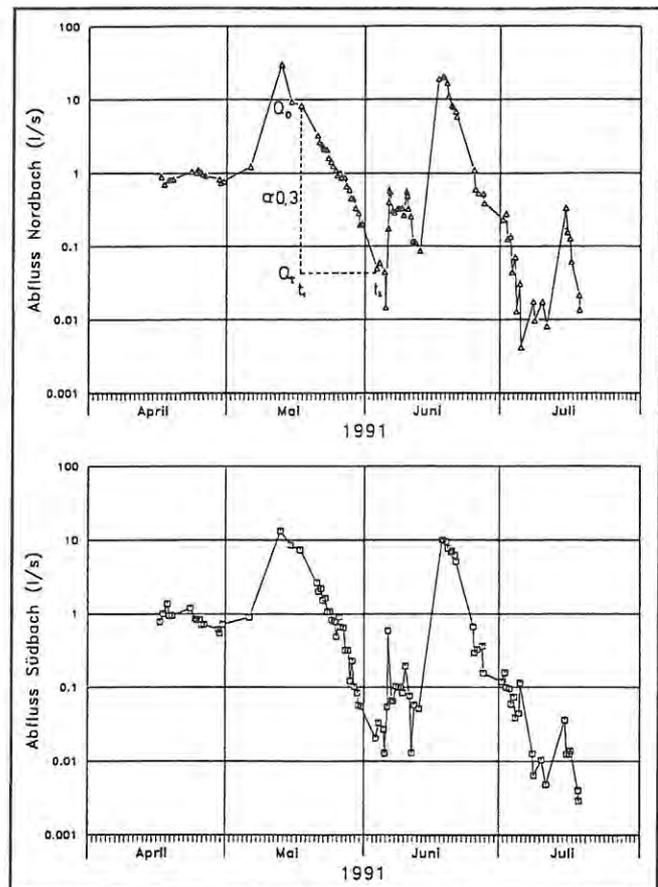


Abb. 5-53: Graphische Bestimmung der Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  für den Nordbach (oben) und den Südbach (unten)

#### 5.5.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Geisingen

Im Bereich des Versuchsfeldes Geisingen betragen die Mächtigkeiten der Verwitterungszone zwischen 5 und 9 m. Bis zu einer Basis zwischen 16 und 22 m Tiefe existieren höhere Durchlässigkeiten bis 10<sup>-4</sup> m/s. Unterhalb dieser auf Gebirgsentlastung zurückzuführenden Auflockerungszone ist die gemessene Gebirgsdurchlässigkeit sehr gering (< 10<sup>-8</sup> m/s).

Die Untersuchungen ergeben deutliche Hinweise auf einen horizontalen Aufbau des Zirkulationssystems in der Auflockerungszone:

Der Abfluß des Niederschlags findet hauptsächlich oberflächennah in den obersten Metern statt. In diesem schnellen Zirkulationssystem richtet sich das hydraulische Gefälle mit Werten um 2,5% auf die Oberflächenneigung ein. Der nutz-

bare Hohlraumanteil dieses Systems kann nach Abflußmessungen mit ca. 0,6% abgeschätzt werden.

In 4 m Tiefe finden sich in der Bohrung KB13 bereits tritiumfreie Wässer. In der Bohrung KB14 zeigte eine Mischprobe aus dem Bereich von 1,5 bis 15 m Tiefe ebenfalls nur Spuren von Tritium. Daraus ist zu folgern, daß sich unterhalb des flachen Bereichs mit schneller Zirkulation eine Zone anschließt, in der gespanntes Grundwasser (Speicherkoefizienten um  $7 \cdot 10^{-4}$ ) mit wesentlich geringerer Geschwindigkeit zirkuliert (Wasseralter > 40 Jahre). Ab ca. 6 m Tiefe bis zur Basis der Auflockerungszone konnten  $^{14}\text{C}$ -freie Wässer (z.T. Ionenaustauschwässer) und damit eine noch langsamere Grundwasserzirkulation nachgewiesen werden (Wasseralter > 20000 Jahre). Die Aufnahme der wasserführenden Klüfte (Kamerabefahrung) zeigt, daß die Wasserwegsamkeiten in erster Linie an horizontale Trennfugen gebunden sind.

Im Gebirgsbereich unterhalb der Auflockerungszone deutet der hohe Aussüßungsgrad des Porenwasserchlorids auf ein relativ hohes Alter des Opalinustonreliefs hin. Im Bereich des Versuchsfeldes ist der Flächenabtrag auf den nur wenige Meter tiefer liegenden Vorfluter Donau eingestellt. Vor dem Eintritt in die Schwäbische Alb schüttete die Donau weite Schotterflächen auf (Donauried) und stagnierte damit in ihrer Tieferlegung. Somit steht das Chloridprofil mit der Folgerung im Einklang, daß das Grundwasserzirkulationssystem in der Auflockerungszone bereits in pleistozänen Warmzeiten in ähnlichem Höhenniveau aktiv war.

## 5.6. Versuchsfeld Aalen (6)

### 5.6.1. Aufnahme der Bohrungen

Die auf einem Rücken zwischen zwei tief eingeschnittenen Tälchen liegende Bohrung KB16 durchteuft mittleren und unteren Opalinuston und erreicht in 50,50 m Tiefe die Jurensismergel (Lias  $\zeta$ ), in 51,27 m Tiefe die Posidonienschiefer (Lias  $\epsilon$ ) und in 62,74 m Tiefe die Amaltheentone (Lias  $\delta$ ). Der Grundwasserstand stellte sich bei ca. 8 m unter Flur ein. Die Verwitterungszone ist mit 9 m relativ mächtig und weist auf Trennflä-

chen neben Limonit- auch Gipsbeläge auf, die größere Wasserbewegungen ausschließen. Der unverwitterte Opalinuston besteht aus tonigen Schluffsteinen, die untersten ca. 6 m sind fossilreich. Im Lias folgen Mergelsteine, Kalksteine und Tonschiefer.

Die Bohrung KB17 liegt am Hangfuß in einem Tälchens, das sich im Norden an den Höhenrücken mit der KB16 anschließt. Diese Bohrung wurde bis auf die Basis des Opalinustons in 35,82 m Tiefe abgeteuft. Der Wasserspiegel liegt hier bei ca. 4 m unter Gelände. Die Verwitterungszone ist 6,5 m mächtig. Die Schichtenfolge im unverwitterten Gestein entspricht der in KB16.

Die Bohrung KB18 wurde weiter talabwärts im gleichen Tälchen in der Talmitte abgeteuft. Sie erreichte in ca. 15 m Tiefe den Lias. Der Wasserspiegel liegt bei 1,4 m unter Gelände. Die Verwitterungszone ist mit 3 m relativ geringmächtig ausgebildet.

### 5.6.2. Transmissivitätsverteilung

Nach den zur hydraulischen Vorerkundung durchgeführten Squeeze-Tests deuteten sich in KB16 und KB17 ab 9 m Tiefe sehr geringe Durchlässigkeiten an. Die Squeeze-Tests konnten z.T. als Pulse-Tests ausgewertet werden und ergaben Transmissivitäten zwischen  $10^{-8}$  und  $10^{-11}$   $\text{m}^2/\text{s}$ . In KB16 ab 37 m und in KB17 ab 18 m Tiefe war das Gebirge so dicht, daß bei den Squeeze-Tests kein Druckabfall zu verzeichnen und somit keine Auswertung möglich war.

In der KB16 liegen die Transmissivitäten zwischen ca. 4 und 9 m bei  $10^{-5}$  bis  $10^{-3}$   $\text{m}^2/\text{s}$  (Abb. 5-54). Diese Werte stellen potentielle Durchlässigkeiten für die ungesättigte Zone dar. Der sehr langsame Wasserspiegelanstieg nach dem Leerpumpen der Bohrung über mehrere Wochen zeigt, daß hier in der gesättigten Zone keine wasserführenden Klüftzonen mit Durchlässigkeitswerten über  $10^{-8}$   $\text{m}^2/\text{s}$  existieren.

In KB17 wurde zwischen 9 m und dem Grundwasserspiegels bei 4 m eine durchlässigere Zone festgestellt, in der die gemessenen Transmissivitäten zwischen  $10^{-7}$  und  $2 \cdot 10^{-6}$   $\text{m}^2/\text{s}$  liegen (Abb. 5-55). In der ungesättigten Zone zwischen 2 m und

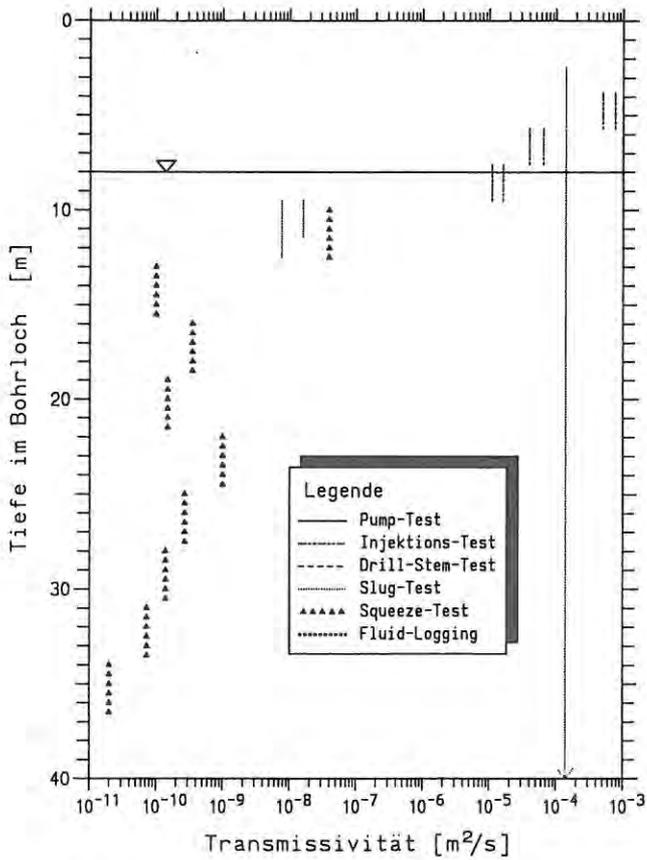


Abb. 5-54: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB16

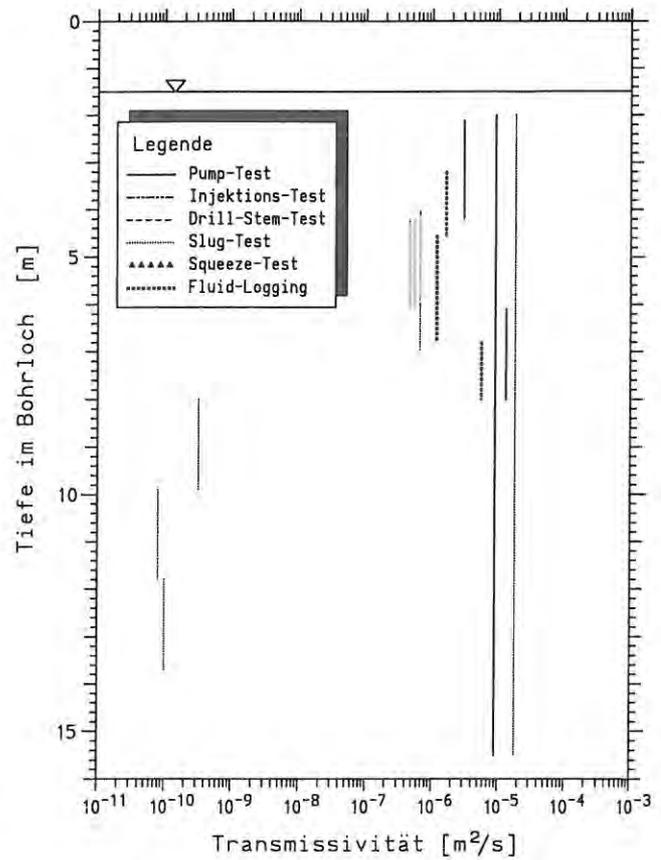


Abb. 5-56: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB18

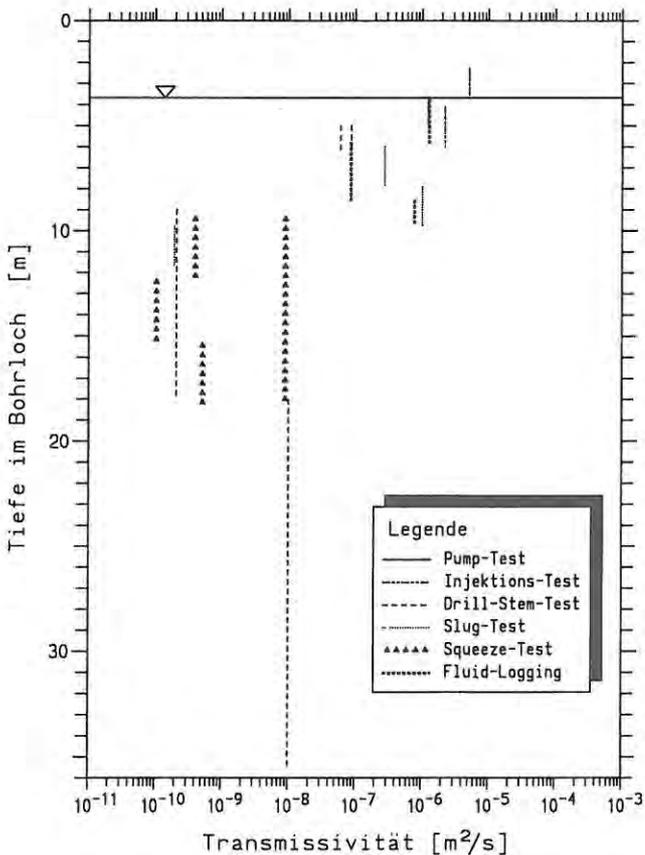


Abb. 5-55: Ergebnisse der hydraulischen Tests in KB17

4 m wurde eine Transmissivität von  $5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  gemessen.

In der KB18 wurden unterhalb von 8 m Tiefe Transmissivitäten um  $10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$  gemessen (Abb. 5-56). Zwischen dem Wasserspiegel bei 1,4 m Tiefe und 8 m existiert eine durchlässige Zone mit Kluftransmissivitäten zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ . Die höchste Transmissivität wurde in einem 24-stündigen Pumpversuch mit  $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$  im Bereich von 6,1 bis 8,0 m gemessen. Die Auswertung dieses Pumpversuchs zeigte, daß die Bohrung etwa in der Mitte zwischen zwei hydraulischen Staugrenzen liegt, deren Entfernung - je nach eingesetztem Schätzwert für den Speicherkoeffizienten - mit 11 bis 20 m vom Brunnen angegeben werden kann. Bei dieser Größenordnung können die ermittelten hydraulischen Staugrenzen mit den Talrändern korreliert werden. Hieraus kann geschlossen werden, daß sich - wahrscheinlich durch die Gebirgsentlastung - unter der Talsohle offene und damit durchlässige Trennflächen ausgebildet haben, die Talränder in gleicher Tiefe jedoch dichter sind. Dieser Befund deckt sich mit den sehr geringen Durchlässigkeiten, die in KB16 im Talrand gemessen wurden.

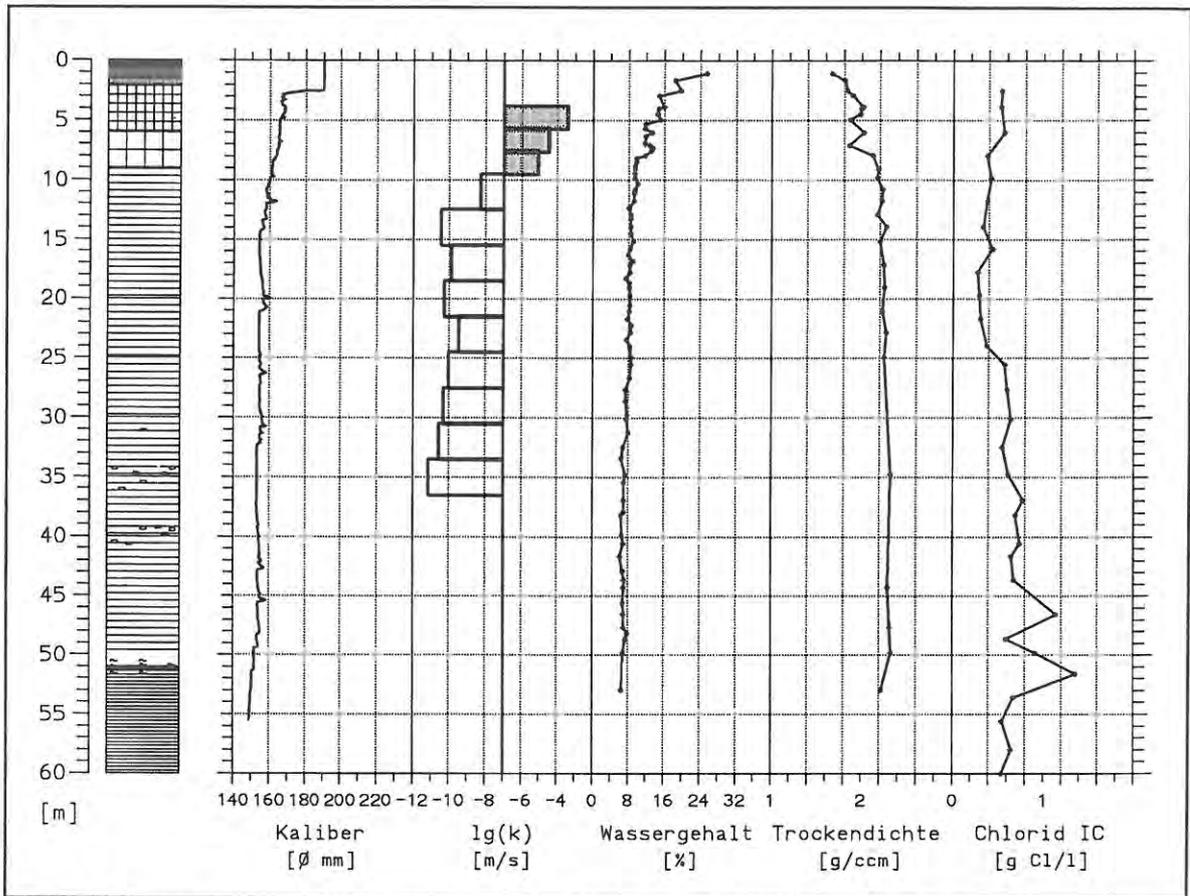


Abb. 5-57: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB16

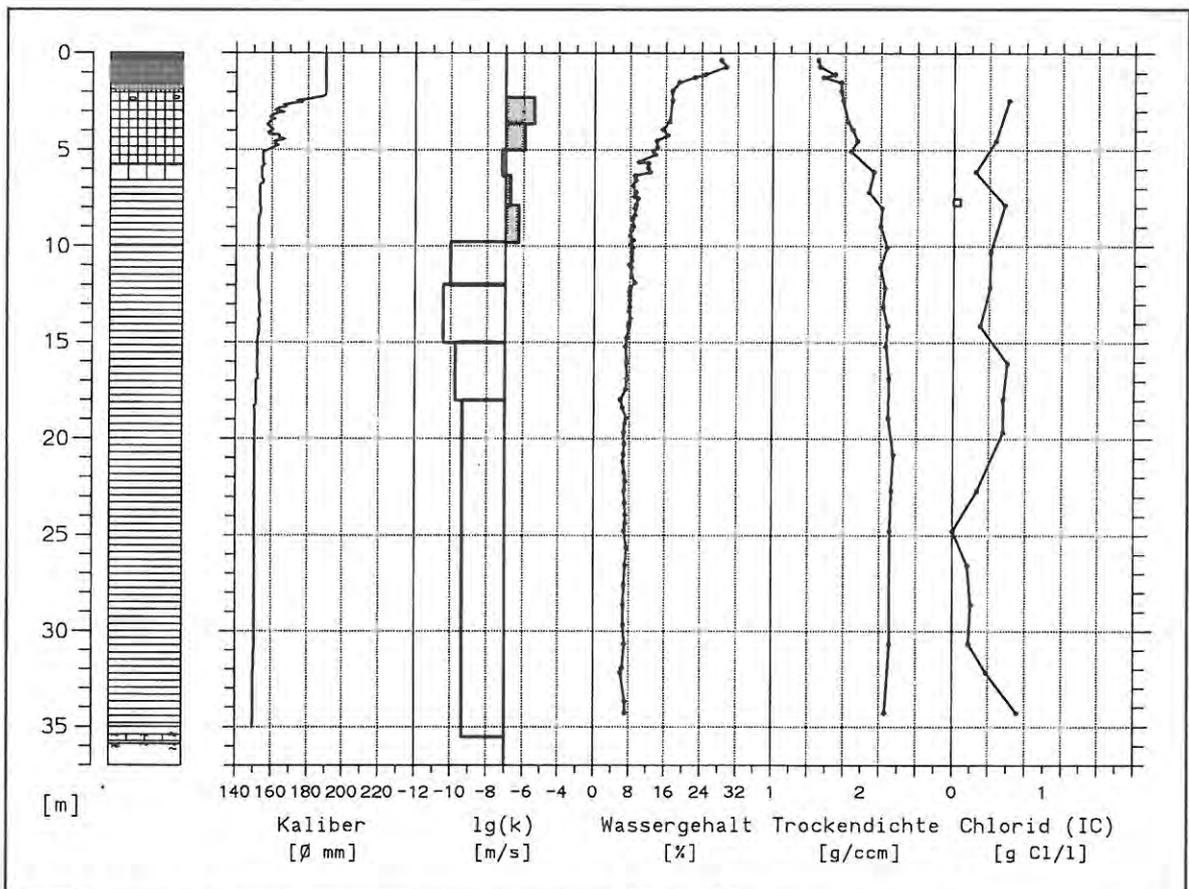


Abb. 5-58: Ergebnisse von Kernuntersuchungen und Bohrlochmessungen in KB17

### 5.6.3. Kernuntersuchungen

In den untersuchten Bohrungen KB16 (Abb. 5-57) und KB17 (Abb. 5-58) korrelieren die mit der Tiefe abnehmenden Wassergehalte gut mit der Abfolge der Verwitterungsstufen. Im unverwitterten Bereich liegen die Wassergehalte unter 9%.

Die Auflockerung des Gesteins in der Verwitterungszone wird durch höhere Anteile an feinen Korngrößen nach der Aufbereitung der Gesteinsproben durch Slaking und durch niedrigere Werte für die Trockendichte angezeigt. Die Trockendichte erreicht im unverwitterten Bereich (V0) Werte von  $>2,1 \text{ g/cm}^3$ .

Die Bohrung KB16 zeigt einen leichten Anstieg des Chloridgehalts im Porenwasser ab ca. 25 m Tiefe auf Werte um  $1 \text{ g/l}$  an der Basis des Opalinustons. In KB17 treten über das gesamte Profil Chloridgehalte um  $0,5 \text{ g/l}$  auf, die im Rahmen der Bestimmungsgrenze liegen.

Diese niedrigen Gehalte können prinzipiell auf höhere Durchlässigkeiten oder auf ein höheres Alter des Opalinustonreliefs zurückgeführt werden. Da höhere Transmissivitäten unterhalb der Auflockerungszone nicht nachgewiesen werden konnten, kommen längere Zeiten der diffusiven und advektiven Aussüßung in Betracht. Diese Folgerung steht auch im Einklang mit dem höheren landschaftsgeschichtlichen Alter der Abspaltung des Welland-Doggers vom eigentlichen Albkörper. Durch die Grundwasserzirkulation im höheren Dogger und die Einstellung der hydraulischen Potentiale auf umgebende Vorfluter bewirkten entsprechende Konzentrations- und hydraulische Gradienten über lange Zeiten die Porenwasseraussüßung im Opalinuston.

### 5.6.4. Wasseranalysen

Aus jeder Bohrung wurde infolge der geringen Mächtigkeit der durchlässigen Zone nur eine Wasserprobe gezogen und untersucht:

- KB16 Schöpfprobe aus ca. 8 m Tiefe : Mg-Na-Ca-SO<sub>4</sub> - Wassertyp
- KB17 Mischprobe aus 2-10 m Tiefe : Na-Mg-Ca-SO<sub>4</sub> - Wassertyp

- KB18 Kluftwasserprobe aus 6,1-8,0 m: Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> - Wassertyp

Die Analysen sind zusammen mit Proben aus der Rombachquelle und dem benachbarten Bach in der Häfeleklinge (Lage siehe Abb. 2-12) in einem Schoeller-Diagramm dargestellt (Abb. 5-59):

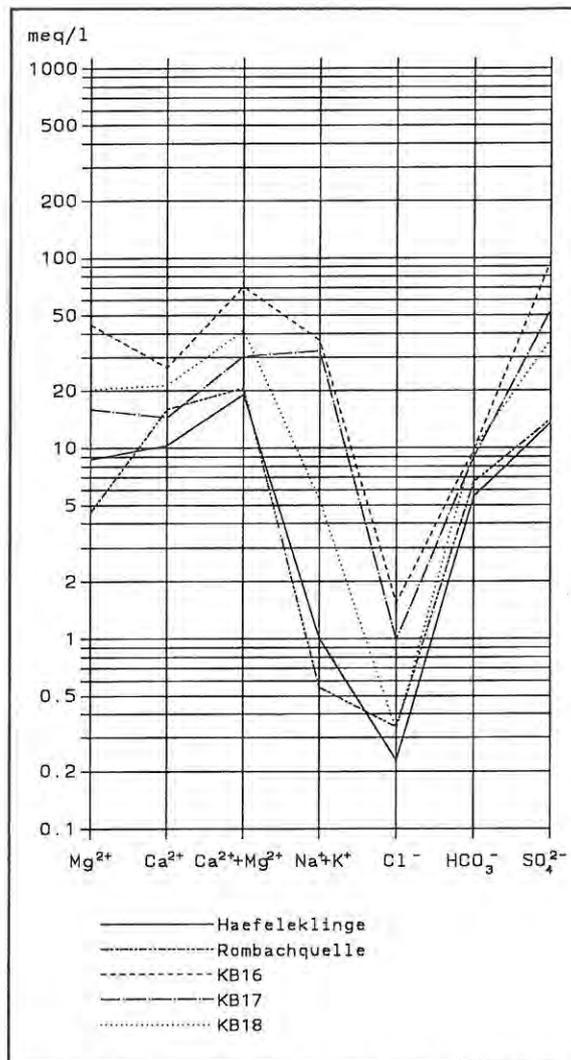


Abb. 5-59: Wasseranalysen aus dem Versuchsfeld Aalen und Umgebung

Die Wasserproben aus KB16 und KB17 zeigen durch ihren relativ hohen Natriumgehalt Ionenaustauschprozesse an, woraus eine längere Verweildauer bzw. eine langsamere Grundwasserzirkulation zu folgern ist. Der Kluftzufluß in KB18 führt dagegen wie die Quellen ein Wasser, dessen Mineralisation auf Kalk- und Gipslösung zurückgeführt werden kann. Es ist tritiumhaltig

und liefert damit ein Indiz für ein schneller zirkulierendes System unter der Talsohle. Der hydrochemische Charakter der Wasserproben spricht dafür, daß der Talrand bei KB17 sowie der Höhenrücken bei KB16 nicht von jüngerem Wasser durchströmt werden. Für diese Bereiche wurden auch niedrigere Transmissivitäten ermittelt.

#### 5.6.5. Potentialmessungen

##### Vertikales Potentialgefälle

In der Bohrung KB18 konnten die Kluftpotentiale in verschiedenen Tiefen gemessen werden. Das geringste Potential wies der mit  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s durchlässigste Kluftbereich in 6-8 m Tiefe auf. In den darüberliegenden Klüften liegen die Potentiale um einige dm bis 1 m höher. Wie auf anderen Versuchsfeldern kann dies als Folge einer geringeren vertikalen Durchlässigkeit gedeutet werden, wobei die Kluftzone in 6-8 m Tiefe als Drainage für einsickerndes Niederschlagswasser fungiert.

#### 5.6.6. Zusammenfassung der Ergebnisse des Versuchsfeldes Aalen

Das Versuchsfeld Aalen liegt im Welland, einem landschaftsgeschichtlich bereits seit längerer Zeit von der Alb isolierten Braunjura-Komplex. Diese ältere Phase der Reliefentwicklung zeigt sich in einer weitgehenden und tiefreichenden Aussüßung der Porenwässer. Die starke Zertalung der Opalinuston-Landschaft und die flache Lage der Basis der Auflockerungszone sind Zeugen einer jüngeren Phase der Reliefentwicklung. Die Erosionsgeschwindigkeit hielt dabei mit der Gebirgsauflockerung Schritt, so daß heute bereits in geringen Tiefen sehr geringe Gebirgsdurchlässigkeiten angetroffen werden. Die Ausbildung vollständiger Verwitterungsprofile mit einigen Metern Mächtigkeit ist jedoch trotz des stärkeren Flächenabtrags noch möglich.

Die hydraulischen Bohrlochtests belegen sehr gering durchlässige Talränder. Aufgrund der Wassertypen kann angenommen werden, daß die Entwässerung auf den Rücken und Hängen oberflächlich oder als Interflow erfolgt, während im Tal ein junges Zirkulationssystem unter der Talsohle (bei KB18 bis 8 m Tiefe) ausgebildet ist.

## 6. Hydrogeologische Charakterisierung des Opalinustons

### 6.1. Abgrenzung hydrogeologischer Zonen im Opalinuston

Nach der Darstellung der Untersuchungsergebnisse der einzelnen Versuchsfelder in Kapitel 5 werden in diesem Kapitel gemeinsame hydrogeologische Merkmale des Opalinustons zusammengefaßt und die sich daraus ergebende hydrogeologische Gliederung des Opalinustons erläutert. Diese Gliederung ist in der Tabelle 6-1 als "Hydrogeologisches Normalprofil" des Opalinustons dargestellt.

Die im Gelände angetroffenen Opalinuston-Profile können übergeordnet in eine **verwitterte** und eine **unverwitterte Zone** eingeteilt werden. Der Übergang zwischen diesen beiden Zonen liegt im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels (vgl. Kap 6.2).

Die Unterteilung der Verwitterungszone erfolgt nach WALLRAUCH (1969) in die Zonen V5 bis V1 (vgl. Kap. 2.1.6 und 6.2). In der Verwitterungszone variieren die Werte für die Gebirgsdurchlässigkeit beträchtlich von geringen Durchlässigkeiten bis hin zu hohen Durchlässigkeitswerten.

Die unverwitterte Zone kann in eine durch die Gebirgsentlastung **aufgelockerte Zone** und eine tiefere **"dichte" Gebirgszone** unterteilt werden. Die Abgrenzung erfolgt mittels der Durchlässigkeit. In der "dichten" Gebirgszone liegen die Klufttransmissivitäten deutlich unter  $10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s, meist zwischen  $10^{-11}$  und  $<10^{-8}$  m<sup>2</sup>/s. In der Auflockerungszone liegen die Klufttransmissivitäten deutlich über  $10^{-7}$  m<sup>2</sup>/s, meist bei Werten zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

In der Auflockerungszone ist eine Gliederung in drei **Grundwasserzirkulationszonen** (Z1, Z2, Z3) möglich, die sich in der Geschwindigkeit der Grundwasserzirkulation unterscheiden. Die drei Zonen können durch charakteristische Wassertypen und die Bestimmung des Grundwasseralters (Tritium, <sup>14</sup>C) abgegrenzt werden. In Abb. 6-1 ist die Abgrenzung der Zonen Z1 und Z2 durch den Tritiumgehalt für verschiedene Bohrungen dargestellt: Jüngere, tritiumhaltige Kluftwässer zeigen

Gebirge	Zone	Charakterisierung	Wasseralter	Wassertypen	Abgrenzungskriterien	
<b>verwittert</b> Zerlegung des Gebirges durch horizontale und vertikale Trennfugen	<b>V2-V5</b>	Tonsteinverwitterung	Interflow; einsickerndes Niederschlagswasser 	Kalk/Gipslösung 		Ionenaustauschwasser Porenwasser
	<b>V1</b>	beginnende Verwitterung im Grundwasserschwankungsbereich bzw. Kapillarsaum				
<b>aufgelockert</b> offene Trennfugen überwiegend horizontal T > 10 <sup>-7</sup> m <sup>2</sup> /s i.d.R. 10 <sup>-6</sup> -10 <sup>-4</sup> m <sup>2</sup> /s	<b>Z1</b>	Zone mit schneller Grundwasserzirkulation	< 40 Jahre	Ca-Mg-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>		chloridreiche
	<b>Z2</b>	Zone mit langsamer Grundwasserzirkulation	> 40 Jahre	Ca-Mg-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> Ca-Mg-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Na-HCO <sub>3</sub> -Cl		
	<b>Z3</b>	Zone mit sehr langsamer Grundwasserzirkulation	> 20000 Jahre	Ca-Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> Na-HCO <sub>3</sub> -Cl		
<b>"dicht"</b> offene Klüfte nur in tektonischen Störungszonen T < 10 <sup>-7</sup> m <sup>2</sup> /s i.d.R. 10 <sup>-11</sup> -10 <sup>-9</sup> m <sup>2</sup> /s	<b>S1</b>	Zone mit vollständig ausgesüßtem Porenwasser	Diffusion für Transportprozesse bedeutend 	NaCl-Austrag NaCl-Porenwasser und Klufthwasser		chloridreiche
	<b>S2</b>	Zone mit teilweiser Aussüßung des Porenwassers				
	<b>S3</b>	Zone mit chloridreichem Porenwasser				

Tab. 6-1: "Hydrogeologisches Normalprofil": Einteilung des Opalinustons in Verwitterungszone (V), Zirkulationszone (Z) und Stagnationszone (S)

eine schnellere Grundwasserzirkulation an (Zone Z1). Mit der Tiefe nehmen die Tritiumgehalte ab. In der Zone Z2 weisen tritiumfreie Wässer (ca. < 2 TU) auf eine langsame Zirkulation hin. Die Abgrenzung zur Zone Z3 bildet der Übergang zu <sup>14</sup>C-freien Wässern. Diese zeigen noch langsamere Grundwasserbewegungen an.

In der "dichten" Gebirgszone finden sich z.T. chloridreiche Porenwässer. Da diese Porenwässer noch weitgehend marinen Formationswässern entsprechen, kann gefolgert werden, daß eine Durchströmung dieses Bereiches im Opalinuston in landschaftsgeschichtlich relevanten Zeiträumen nicht erfolgt. Aufgrund dieser fehlenden Poren- bzw. Grundwasserströmung kann von einer Stagnationszone gesprochen werden.

Nach dem Grad der Porenwasseraussüßung durch

sehr langsame Advektionsvorgänge und die Diffusion von Chlorid in das süße Grundwasser der überlagernden Auflockerungszone können drei Zonen unterschieden werden: In der Zone S3 besitzen die Porenwässer noch weitgehend den ursprünglichen Chloridgehalt der Formationswässer. In der Zone S2 sind die Porenwässer teilweise ausgesüßt. Diese Übergangszone markiert die Konzentrationsfront des Chloridaustrags. Bei hohen Profil- bzw. Reliefaltern kann sich eine Übergangszone S1 zur Zirkulationszone ausgebildet haben, in der die Porenwässer trotz sehr geringer  $k_f$ -Werte ausgesüßt sind.

### 6.2. Bildung der Verwitterungszone

Mit der Verwitterung von Ton- und Mergelsteinen beschäftigen sich zahlreiche wissenschaftliche

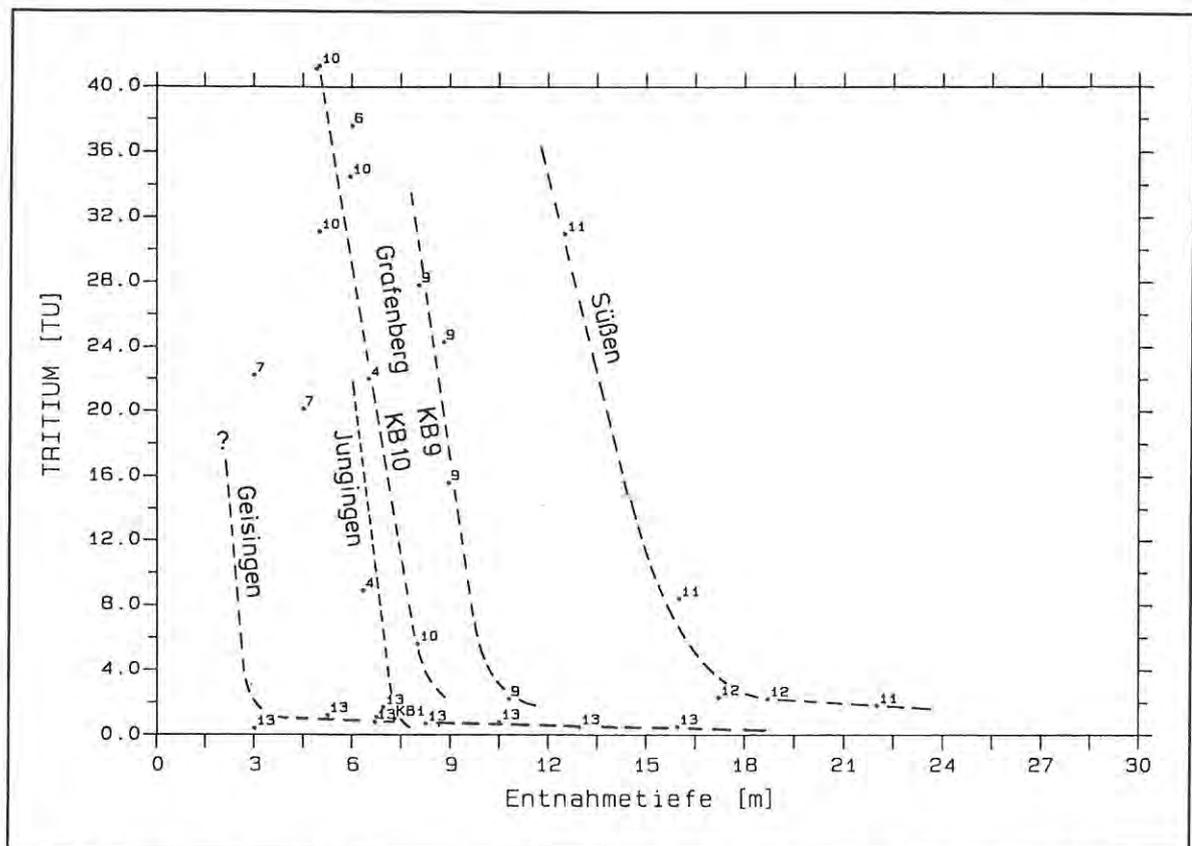


Abb. 6-1: Tritiumgehalte der Wasserproben aus verschiedenen Bohrungen im Opalinuston in Abhängigkeit von der Entnahmetiefe. Der Übergang von tritiumhaltigem jüngeren zu tritiumfreiem älteren Kluftgrundwasser erfolgt jeweils in einem engen Tiefenbereich

Arbeiten am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen (EINSELE, 1959; EINSELE & WALLRAUCH, 1964; WALLRAUCH, 1969; LEMPP & EINSELE, 1977; LEMPP, 1979; MERKLEIN, 1982). In einer Synthese dieser Einzelarbeiten zeigt EINSELE (1983) die Bedeutung verschiedener physikalischer Prozesse für die Entstehung und den Tiefgang der Tonsteinverwitterung auf:

Die mechanische Entfestigung der Tonsteine wird dabei auf drei Prozesse zurückgeführt:

1. Durch den Gesteinsabtrag und die damit verbundene Verringerung der Auflast ergibt sich eine Expansion des Gesteins. Durch die horizontale Einspannung können sich Horizontalspannungen aufbauen, die höher sind als die noch vorhandene Vertikalspannung. Diese Horizontalspannungen können sich in Hangnähe auslösen und einzelne Schichtpakete über horizontale Gleitflächen verschieben oder

unter Taleinschnitten zu kleineren Schichtaufwölbungen führen.

2. Durch den jahreszeitlichen Wechsel zwischen thermischer Expansion und Kontraktion können Klüfte im Gestein entstehen. Temperaturschwankungen betragen in Mitteleuropa dicht unter der Erdoberfläche ca. 20°C, in 10 m Tiefe ca. 1°C und klingen in 30 m Tiefe aus.
3. Durch die Austrocknung steigt die Saugspannung und der damit verbundene Kapillardruck im Tonstein auf Werte, die über der durch die geologische Auflast bedingten ehemaligen maximalen Vertikalspannung liegen. Dadurch können die diagenetisch gebildeten Partikelkontakte zerstört werden und auch bergfrische Gesteinsbereiche schrumpfen. Vollständige oder partielle Austrocknung erzeugt durch die damit verbundene Schrumpfung eine Volumenänderung, welche die der Temperaturschwankungen oder mechanischen Entspan-

nung um 2-3 Größenordnungen übertrifft. Sie ist damit der entscheidende Prozeß für die Ausbildung des Verwitterungsprofils.

Bei späterer Wiederbenetzung nimmt das Gestein Wasser auf, das in den Tonsteinkörpern die Porenluft einschließt und hochkomprimiert. Durch diesen Vorgang wird das Gestein gesprengt und in kleinere Stücke zerlegt. Häufigkeit und Intensität der Trocknungs-Befeuchtungs-Zyklen bestimmen weitgehend die verschiedenen Verwitterungsgrade im Verwitterungsprofil.

Nach EINSELE (1983) wird die Verwitterungstiefe der Tonsteine vor allem durch den Tiefgang der zeitweiligen Austrocknung und der Lage des Grundwasserspiegels bestimmt. Starke Verwitterung (Verwitterungsgrade 2-5) ist nur oberhalb des Kapillarsaums möglich. Die bis zu mehrere Meter mächtige Kapillarzone kann über dem schwankenden Kluftwasserspiegel etwas auf- und absteigen und daher ebenfalls vom beginnenden Tonsteinzerfall betroffen sein (V1). Nach EINSELE erreicht der Verwitterungsbereich mit den Graden 2 bis 5 unter Kuppen und stark austrocknenden Südhängen die größten Mächtigkeiten, während unter Talauen mit geringem Flurabstand des Grundwassers nur geringmächtigere Verwitterungsdecken entstehen können. Diese Verhältnisse bestätigten sich auch in den zahlreichen in verschiedenen Reliefsituationen im Opalinuston abgeteufften Untersuchungsbohrungen (Kap. 6.4).

### 6.3. Bildung der Grundwasserzirkulationszone

Die Grundwasserzirkulationszone zwischen dem Grundwasserspiegel und der "dichten Zone" ist durch mittlere bis starke Kluftdurchlässigkeiten mit Transmissivitätswerten von  $10^{-6}$  bis  $>10^{-4}$   $m^2/s$  gekennzeichnet. Aus den Geländebeobachtungen und der Auswertung der Pumpversuche konnte gefolgert werden, daß diese Durchlässigkeiten hauptsächlich an ein horizontales Kluftsystem gebunden sind, dessen Hohlraumvolumenanteil auf 0,7% abgeschätzt werden konnte.

Als Ursache für diese weit unter die Verwitterungszone hinabreichenden Wasserwegsamkeiten

kommt die Kluftbildung durch den Trocknungs-Befeuchtungs-Zerfall bei zeitweilig tieferem Grundwasserspiegel weniger in Betracht, da dieser Prozeß zu mehr vertikalen Klüften geführt haben müßte, als zu beobachten sind.

Als Bildungsursache für das wasserwegsame horizontale Kluftsystem ist eher die mechanische Entfestigung durch den Gesteinsabtrag in Betracht zu ziehen. In Kapitel 6.2 wurden bereits Geländebeobachtungen angesprochen, die zeigten, daß die durch die vertikale Entlastung aufgebauten Horizontalspannungen unter Taleinschnitten zu Schichtaufwölbungen führen. Wahrscheinlich ist ganz allgemein in einem oberflächennahen Bereich bis in eine Tiefe von einigen Dekametern von einem Aufreißen der Schichtflächen unter einer nicht mehr ausreichenden Vertikalspannung auszugehen. Durch Frostsprengung könnten die Risse im Pleistozän erweitert worden sein.

Für den Tiefgang der Auflockerung spielt das Alter der Oberfläche eine entscheidende Rolle: Bei geringen Erosionsbeträgen kann sich eine mächtige Auflockerungszone ausbilden, bei höheren Erosionsbeträgen bzw. jüngerer Erosionstätigkeit bleibt der Abstand zwischen der Oberfläche und der Basis der Auflockerungszone geringer. Geringermächtige Zirkulationszonen finden sich unter jungen Taleinschnitten. Mächtigere Auflockerungszone haben sich unter stagnierenden Tal- oder Hochflächen ausgebildet, die seit dem Pleistozän keinem nennenswerten Abtrag mehr unterliegen (z.B. alte Talauen oder Höhenrücken).

### 6.4. Tiefgang und Ausbildung der Verwitterungs- und Zirkulationszone in Abhängigkeit vom Relief

Beim Vergleich der hydrogeologischen Ergebnisse der Forschungsbohrungen lassen sich in Abhängigkeit vom Alter der Opalinustonoberfläche und damit verknüpft mit der Lage im Relief typische Ausbildungen der hydrogeologischen Profile im Opalinuston in Bezug auf die Mächtigkeit und Ausbildung der Verwitterungs- und Zirkulationszone erkennen.

Durch den Zusammenhang zwischen der Reliefentwicklung und der daraus resultierenden typischen Abfolge der hydrogeologischen Zonen ist

es möglich, bestimmte Gebiete im Opalinuston hydrogeologisch einzustufen und den Tiefgang der durchlässigen Auflockerungszone abzuschätzen. Diese Abschätzung ist ein wichtiges Hilfsmittel bei der Standortsuche von Deponien bzw. bei der Planung eines hydrogeologisch-hydraulischen Untersuchungsprogrammes.

#### 6.4.1. Alte Talflächen im Opalinuston

Talflächen, die vor der Würm-Eiszeit bereits in etwa im heutigen Niveau lagen, sind im Opalinuston nur in Gebieten mit geringem Gefälle zur Erosionsbasis vorhanden. Ein Beispiel hierfür ist die Donau bei Geisingen und das benachbarte Versuchsfeld 5. Das Gebirge ist hier bis in 18-22 m Tiefe aufgelockert (vgl. Tab. 6-2).

Unter diesen alten Talflächen fließt das Niederschlagswasser hauptsächlich oberflächlich oder oberflächennah als Interflow ab. Aufgrund der in Tallage eher aufwärts gerichteten hydraulischen Gradienten greift ein schnelleres Grundwassersystem nur flachgründig ein. In geringer Tiefe (ca. 4 m) befindet sich bereits der Übergang von tritiumhaltigen  $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Wässern zu tritiumfreien  $\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ -Wässern der Zone Z2 mit langsamerem Grundwasserumsatz. Mit ca. 6 m ebenfalls sehr flach liegt der Übergang zur Zone Z3 mit  $^{14}\text{C}$ -freien Wässern und Na- bzw. Na-Cl betonten Wassertypen. Diese sind auf Ionenaustauschprozesse und den Einfluß chloridreicher Porenwässer zurückzuführen und deuten damit eine sehr lange Verweildauer an.

Beispiele für die hydrogeologische Profilausbildung unter alten Talflächen sind die Bohrungen KB13, KB14 und KB15.

#### 6.4.2. Jungpleistozäne Höhenrücken, Hochflächen und Kuppen

Die Hochflächen im Opalinustonausstrich unterlagen einem geringeren Flächenabtrag als die umgebenden Taleinschnitte. Daher konnte sich eine relativ mächtige Auflockerungszone ausbilden, in der bis in 9-27 m Tiefe, im Mittel bis in ca. 20 m Tiefe, höhere Durchlässigkeiten zu verzeichnen sind (Tab. 6-3). Unter diesen Hochflächen kann das Niederschlagswasser relativ tief

bis Tiefe	Zone	Hydrogeologische Charakterisierung	Prozesse und Wassertypen
4-9m	V	Verwitterungszone (Interflow)	Kalklösung Gipslösung ↓ <i>Einsickerung</i>
ca. 4m	Z1	Zone mit junger Grundwasserzirkulation (tritiumhaltig) (in Geisingen innerhalb der Verwitterungszone)	$\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$
ca. 6m	Z2	Zone mit langsamer Grundwasserzirkulation (tritiumfrei)	$\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$
18-22 m	Z3	Zone mit sehr langsamer Grundwasserzirkulation ( $^{14}\text{C}$ -freie Wässer)	$\text{Ca-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$
	S1 S2 S3	"dichte" Zone; Ausfüllungsgrad des Cl im Porenwasser abhängig von Landschaftsentwicklung	NaCl-Austrag; ↑ <i>Diffusion</i> ↑ <i>Advektion</i>

Tab. 6-2: Hydrogeologisches Profil unter alten Talflächen

einsickern und löst dabei Kalk und Gips aus dem Gestein. Als  $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$ -Wasser strömt es zum größten Teil in einer hier relativ mächtigen Grundwasserzirkulationszone Z1 ab. Die tieferen Abschnitte der Zirkulationszone (Z2 und Z3) weisen einen wesentlich geringeren Wasserumsatz aus. Dies geht aus dem Fehlen von Tritium und

bis Tiefe	Zone	Hydrogeologische Charakterisierung	Prozesse und Wassertypen
6-14m	V	Verwitterungszone	Gipslösung Kalklösung ↓ <i>Einsickerung</i>
8-17m	Z1	Zone mit junger Grundwasserzirkulation (tritiumhaltig)	$\text{Ca-Mg-SO}_4$ $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-HCO}_3$
9-27m	Z2 + Z3	Zone mit langsamer Grundwasserzirkulation (tritiumfrei)	$\text{Ca-Mg-Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ $\text{Ca-Mg-Na-SO}_4$
	S1 S2 S3	"dichte" Zone; Ausfüllungsgrad des Cl im Porenwasser abhängig von Landschaftsentwicklung	NaCl-Austrag ↑ <i>Diffusion</i> ↓ <i>Advektion</i>

Tab. 6-3: Hydrogeologisches Profil unter jungpleistozänen Höhenrücken, Hochflächen und Kuppen

höheren Na-Gehalten in den Kluftwässern hervor.

Beispiele für die hydrogeologischen Verhältnisse unter Höhenrücken, Hochflächen oder Kuppen sind die Bohrungen KB5 (Mössingen), KB8 und KB9 (Grafenberg) sowie KB11 und KB12 (Süßen).

6.4.3. Jüngere Täler sowie Tobel und Hangmulden in Höhenrücken

In den untersuchten Hohlformen liegt die Basis der durchlässigen Auflockerungszone in 4 bis 9 m Tiefe über der "dichten" Gebirgszone (Tab. 6-4). Diese gegenüber den Hochlagen weniger tief unter der Oberfläche liegende Basis der Gebirgsauflockerung kann auf höhere Erosionsraten im Jungpleistozän (klimageomorphologische Zone exzessiver Talbildung) und im Holozän zurückgeführt werden. Insbesondere aus den nur sehr geringmächtigen und unvollständig ausgebildeten Verwitterungsprofilen im Killertal auf dem Versuchsfeld Jungingen kann eine aktive junge Erosionstätigkeit abgeleitet werden.

bis Tiefe	Zone	Hydrogeologische Charakterisierung	Prozesse und Wassertypen
1.5-4m	V	Verwitterungszone (Interflow)	Kalklösung (z.T. Gipslg.) ↓ <i>Einsickerung</i>
2-8m	Z1	Zone mit junger Grundwasserzirkulation (tritiumhaltig)	Na-Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>
4-9m	Z2 + Z3	Zone mit langsamer Grundwasserzirkulation (tritiumfrei)	Na-HCO <sub>3</sub> -Cl
	S1 S2 S3	"dichte" Zone; Ausfüllungsgrad des Cl <sup>-</sup> im Porenwasser abhängig von Landschaftsgeschichte	NaCl-Austrag: ↑ <i>Diffusion</i> ↑ <i>Advektion</i>

Tab. 6-4: Hydrogeologisches Profil unter jungen Tälern, Tobeln und Hangmulden

Unter Haupttälern fließt das Niederschlagswasser zum größten Teil oberflächlich oder als Interflow den Vorflutern zu (z.B. Killertal), während unter Hangmulden und Tälchen in Opalinustonhängen auch eine bedeutendere jüngere Grundwasser-

zirkulationszone (Z1) ausgebildet ist. Die Na-Gehalte in der Zone Z1 und die Na-Cl-Gehalte in den tieferen Zirkulationszonen Z2 und Z3 können auf die Zufuhr von NaCl aus tieferen Porenwässern zurückgeführt werden. Für diesen Vorgang kommt neben dem diffusiven Transport auch eine advective Grundwasserströmung in Betracht, da in Tallagen die hydraulischen Gradienten nach oben gerichtet sind (z.T. arthesisch gespanntes Kluftwasser).

Die hydrogeologischen Verhältnisse unter jungen Tal- und Muldenflächen zeigen die Untersuchungsbohrungen KB1, KB2, KB3 und KB4 (Jungingen), KB6 und KB7 (Mössingen), KB10 (Grafenberg) sowie KB18 (Aalen).

6.4.4. Junge Rücken und Grate zwischen Tälern oder Tobeln

Im Gegensatz zu breiteren Höhenrücken oder Hochflächen unterliegen schmale Rücken zwischen sich eintiefenden Tälern wie diese einem höheren Flächenabtrag. Die durchlässige Auflockerungszone ist daher ebenfalls wie in den jungen Tälern auf ca. 9 m Tiefe begrenzt (Tab. 6-5).

bis Tiefe	Zone	Hydrogeologische Charakterisierung	Prozesse und Wassertypen
ca. 9m	V	Verwitterungszone (unterirdischer Abfluß hauptsächlich als Interflow)	Gipslösung Kalklösung ↓ <i>Einsickerung</i>
ca. 9m	Z2 + Z3	Zone mit langsamer Grundwasserzirkulation	Mg-Na-Ca-SO <sub>4</sub>
	S1 S2 S3	"dichte Zone" Ausfüllungsgrad des Cl <sup>-</sup> im Porenwasser abhängig von Landschaftsentwicklung	NaCl-Austrag: ↑ <i>Diffusion</i> ↓ <i>Advektion</i>

Tab. 6-5: Hydrogeologisches Profil unter jungen schmalen Höhenrücken und Graten

Das Niederschlagswasser fließt hier hauptsächlich an der Oberfläche oder als Interflow in der Verwitterungszone ab. Eine Grundwasserzirkulationszone mit schnellem Wasserumsatz existiert hier nicht. Die in einer sehr geringmächtigen Zone über der Basis der Auflockerungszone angetrof-

fenen Kluftwässer zeigen durch ihre Na-Gehalte Ionenaustauschprozesse und damit längere Verweilzeiten an.

Die hydrogeologischen Verhältnisse unter jungen Rücken wurden in der Bohrung KB16 (Aalen) untersucht.

### 6.5. Aussüßung des Porenwasserchlorids in Gebieten mit unterschiedlicher landschaftsgeschichtlicher Entwicklung

Durch den Flächenabtrag greift die Gebirgsauflockerung und damit die Zirkulation von chloridfreiem Grundwassers in den bis dahin kompakten Opalinustonkörper mit chloridreichen Porenwässern ein. In landschaftsgeschichtlich jungen Gebieten, in denen die heutige Zirkulationszone erst seit Ausgang des Pleistozäns besteht, erfolgt der Chloridaustrag durch das hohe Konzentrationsgefälle vom tieferen "dichten" Opalinuston in das Grundwasser der Auflockerungszone überwiegend diffusiv. Der Diffusionsgradient zeigt demzufolge nach oben (vgl. Tab. 6-2 bis 6-5).

Durch eine Einstellung der hydraulischen Potentiale im Opalinuston auf umgebende Täler oder Hochlagen bzw. tiefere Grundwasserstockwerke im Lias kann über geologische Zeiträume auch ein advektiver Austrag erfolgen. In Tallagen ist der hydraulische Gradient nach oben gerichtet (vgl. Tab. 6-2 und 6-4), in Hochlagen zeigt er nach unten (Tab. 6-3 und 6-5). Mit den im Opalinuston gemessenen hydraulischen Gradienten und Gebirgsdurchlässigkeiten überwiegt der Einfluß der Advektion den der Diffusion nach 10000 bis mehreren 10000 Jahren. Dadurch spielt der advektive Austrag insbesondere in Gebieten mit langsam fortschreitendem bzw. stagnierendem Flächenabtrag für die Aussüßung eine wichtige Rolle.

Für den Grad der Aussüßung der Porenwässer im "dichten" Opalinuston ist das großräumige Erosionsgeschehen bzw. das landschaftsgeschichtliche Alter maßgebend:

**Landschaftsgeschichtlich jüngere Gebiete** sind die Opalinustonvorkommen am Hangfuß der Schwäbischen Alb. Sie sind dadurch gekennzeichnet, daß sie vom eigentlichen Albkörper

noch nicht durch größere Taleinschnitte isoliert wurden (z.B. Mössingen). Hier bildet der Opalinuston den 500 Meter bis 2 Kilometer breiten Hangfuß des Albrandes. Dieser Hangfuß ist durch eine Phase exzessiver Talbildung im Pleistozän von zahlreichen Hohlformen wie Tälchen und Tobel durchzogen, die oft mit kleinen Hangmulden beginnen. An Stellen, wo dieser Hangfuß von größeren Flußtälern unterbrochen wird, liegt der Opalinuston über mehrere Kilometer unter einer jungen Talsohle (z.B. Jungingen).

Unter der Auflockerungszone werden hier nach einer nur ca. 10 m mächtigen Übergangszone mit ansteigenden Chloridgehalten chloridreiche Porenwässer mit Formationswassercharakter angetroffen. Diese nur sehr geringe Einwirkungstiefe der Aussüßung in den "dichten" Opalinuston kann rechnerisch mit einem diffusiven Austrag des Porenwasserchlorids über einen Zeitraum von 10000 Jahren korreliert werden. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß während den pleistozänen Kaltzeiten die Zirkulation "süßen" Grundwassers in der Auflockerungszone durch Premafrost unterbunden war. Die Gebirgsauflockerung bzw. Zirkulationszone hat also erst in der letzten Kaltzeit ihr heutiges Niveau erreicht.

**Landschaftsgeschichtlich ältere Gebirgsblöcke** stellen Opalinustonvorkommen dar, die vom eigentlichen Albkörper abgetrennt sind (z.B. Welland, Wartenberg) oder als Auslieger weit ins Vorland ragen (z.B. Höhenrücken von Grafenberg) sowie Gebiete im Einzugsbereich stagnierender lokaler Erosionsbasen (z.B. Donau). Auch in diesen Gebieten bildeten sich durch die intensive pleistozäne Zertalung Täler, Tobel und Hangmulden aus.

Durch das höhere landschaftsgeschichtliche Alter dieser Gebirgsblöcke ist das Porenwasserchlorid hier weitgehender und tiefgründiger ausgesüßt. Unter der Annahme eines advektiv-diffusiven Chloridaustrags errechnen sich Modellalter von mehreren 100000 Jahren für das Opalinuston-Relief, ein rein diffusiver Rechenansatz führt zu Altern, die um eine Größenordnung höher liegen.

## 6.6. Modellprofilschnitt der Grundwasserzirkulation im Opalinuston

In diesem Kapitel sollen einige wesentliche, für bestimmte Reliefsituationen charakteristische hydrogeologische Verhältnisse in einem hydrogeologischen Modellprofil des Opalinustons zusammengefaßt werden (Abb. 6-2).

### 6.6.1. Zirkulationszone

Unter **Höhenrücken, Hochflächen und Kuppen** sind mächtigere Verwitterungszonen anzutreffen, in denen ein Teil des Niederschlags entlang von der Verwitterung geschaffenen Trennfugen versickern kann und somit zur Grundwasserneubildung beiträgt. In der Verwitterungszone werden Pyrit und Siderit zu Gips und Limonit oxidiert, die Bestege auf den Trennflächen bilden. Das einsickernde Niederschlagswasser löst in der Verwitterungszone den durch die Oxidation gebildeten Gips sowie Kalk, dessen Gehalt im Opalinuston zwischen 5 und 10 % beträgt.

In der Zirkulationszone zwischen dem Grundwasserspiegel und der "dichten" Gebirgszone verlaufen die wasserwegsamten Klüfte überwiegend horizontal. Vertikale Klüfte spielen für die Grundwasserbewegung nur eine untergeordnete Rolle. Dadurch bedingt existiert ein horizontiert aufgebautes Zirkulationssystem mit nach unten hin stark abnehmenden Fließgeschwindigkeiten. Im höheren Bereich (Z1) zirkulieren jüngere (tritiumhaltige) Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Wässer mit dem Mineralgehalt aus der Kalk- und Gipslösung. In den tieferen Zonen (Z2 und Z3) finden sich ältere (tritiumfreie) Ca-Mg-Na-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Grundwässer, die bedingt wegen ihrer längeren Verweildauer durch beginnenden Ionenaustausch gekennzeichnet sind. Sie unterliegen außerdem einer diffusiven Zumischung von NaCl durch chloridreiches Porenwasser aus der unterlagernden "dichten" Gebirgszone.

Der **Grundwasserabstrom** ist auf kleinere Täler, Tobel oder auch größere Taleinschnitte ausgerichtet. Aus dem Fehlen definierter Quellaustritte kann geschlossen werden, daß das Grundwasser entweder in der Auflockerungszone unter den Talsohlen abströmt oder vorhandenen Bächen auf zahllosen einzelnen Klüften zufließt.

Derartige Verbindungen von der durchlässigen Auflockerungszone unter der Talau und im Bach austreichenden Klüften konnten auf dem Versuchsfeld Jungingen durch einen Färbeversuch nachgewiesen werden. Bei höherem Grundwasserstand können auch Wochen nach dem letzten Niederschlagsereignis Wasseraustritte an den Sohlen von Hangmulden und Tobeln beobachtet werden, die kleine Bäche speisen.

Unter **Hangmulden und Taleinschnitten** sind aufgrund der höheren Erosionsraten und des höheren Grundwasserstandes nur relativ geringmächtige Verwitterungsprofile ausgebildet. Das Grundwasser in der Auflockerungszone unter Talflächen ist vorwiegend an horizontale Trennfugen mit mittleren bis stärkeren Durchlässigkeiten gebunden und deutlich gespannt. Wie in Grundwasseraustrittsgebieten zu erwarten, steigt der Druckspiegel mit der Tiefe in der Bohrung an, zum Teil bis einige Meter über Geländehöhe (artesisch gespannte Gebirgsbereiche). Im oberen Bereich der zirkulationszone (Z1) finden sich jüngere (tritiumhaltige) Ca-HCO<sub>3</sub>-Wässer. In tieferliegenden Kluftzonen sind ältere (tritiumfreie) Na-Ca-HCO<sub>3</sub>-Wässer anzutreffen, die eine sehr viel langsamere Grundwasserzirkulation anzeigen. Die Na-Gehalte sind auf Ionenaustauschvorgänge, bei höheren Cl-Gehalten auch auf einen diffusiven oder advektiven Zustrom von NaCl aus der tieferliegenden "dichten" Gebirgszone zurückzuführen. Diese beginnt unter Hangmulden und jüngeren Taleinschnitten in ca. 4-8 m Tiefe.

In der Zone schnellerer Grundwasserzirkulation (Z1) kann das durchflußwirksame Kluftvolumen mit 0,7% abgeschätzt werden. Mit den gemessenen Werten für Grundwassergefälle und Durchlässigkeitsbeiwert ergeben sich in dieser Zone Fließgeschwindigkeiten in der Größenordnung von einigen Metern pro Tag. Für die Zonen mit langsamer Grundwasserzirkulation (Z2 und Z3) lassen sich aus den Wasseraltern und den möglichen Fließwegen Fließgeschwindigkeiten von maximal 25 Metern pro Jahr (Z2) bzw. wenigen Zentimetern pro Jahr (Z3) abschätzen.

Unter **schmalen Rücken und Graten**, die ebenfalls höheren Erosionsraten unterliegen, kann i.d.R. keine Grundwasserzirkulationszone mit größerer Mächtigkeit angetroffen werden. Hier

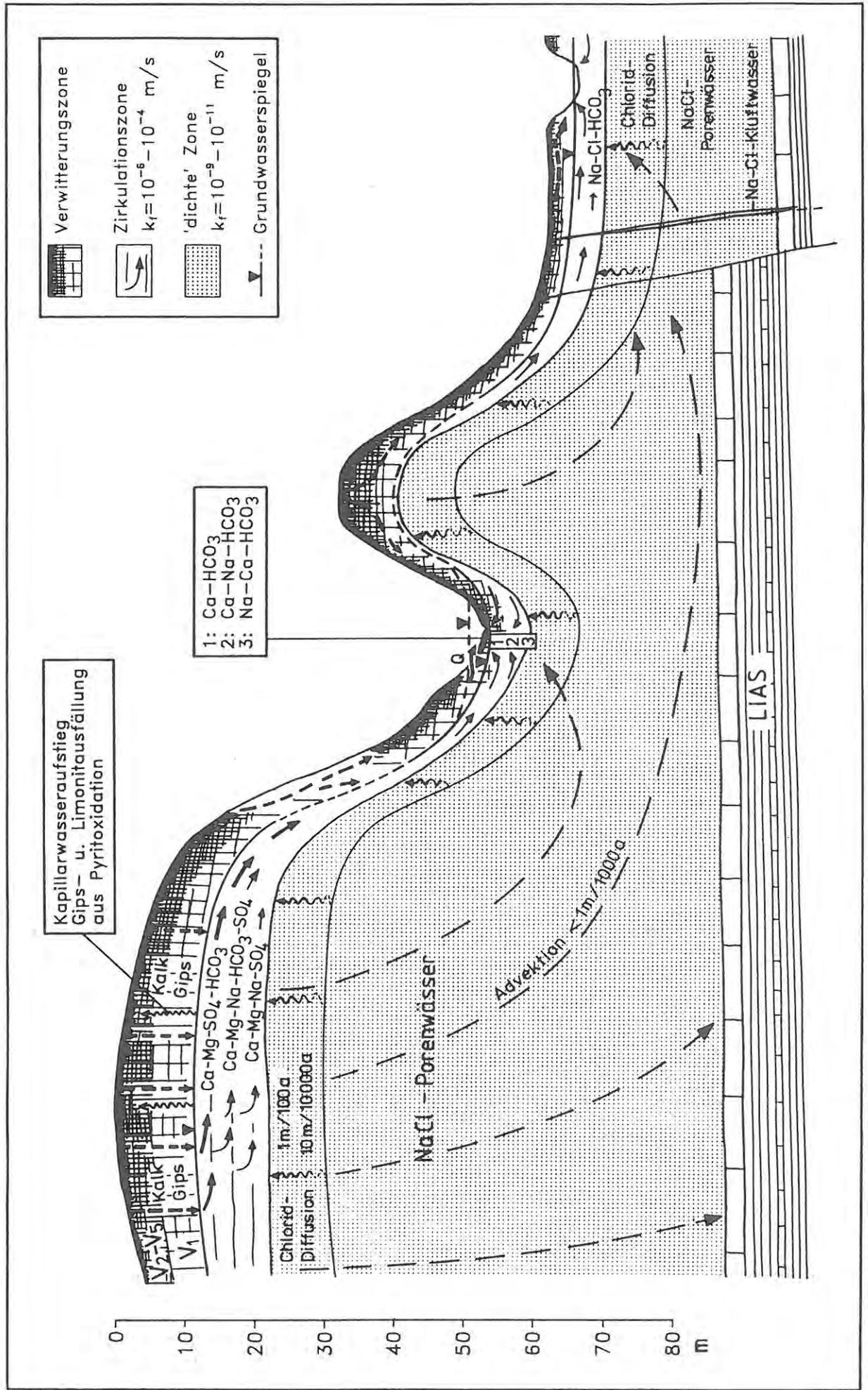


Abb. 6-2: Modellprofil der Grundwasserzirkulation im Opalinuston am Rande der Schwäbischen Alb

hat sich auch noch keine mächtigere Auflockerungszone ausgebildet. Der Abfluß des Niederschlagswassers erfolgt oberflächlich oder oberflächennah als Interflow in die umliegenden Täler. Aufgrund des geringen Flurabstandes der "dichten" Gebirgszone können Rücken im Opalinuston sehr gering durchlässige Ränder für die parallel verlaufenden Taleinschnitte darstellen.

In den **zum Neckar hin entwässernden Haupttälern** wie dem Killertal unterliegt der Opalinuston noch einem höheren Flächenabtrag. So konnten sich hier noch keine vollständigen Verwitterungsprofile ausbilden. Auch die Gebirgsauflockerung konnte nur flachgründig bis in ca. 8 m Tiefe einwirken und horizontale Kluftsysteme mit höheren Durchlässigkeiten schaffen. Trotz der relativ hohen  $k_f$ -Werte finden sich hier überwiegend ältere (tritiumfreie) Na-Cl-HCO<sub>3</sub>-Wässer, die auf eine längere Verweildauer bzw. eine sehr langsame Grundwasserzirkulation aufgrund der geringen Gradienten zur Vorflut schließen lassen. Die hohen Natrium- und Chloridgehalte deuten zudem auf einen langsamen Aufstieg tieferer chloridreicher Porenwässer. Der Abfluß des Niederschlags findet nach den skizzierten Verhältnissen nur oberflächlich oder oberflächennah als Interflow statt.

Ähnliche Verhältnisse - nur mit einer sehr viel mächtigeren Auflockerungszone - werden unter **alten Talflächen** angetroffen (vgl. Tab. 6-2). Unter diesen Flächen konnte ein ausgedehntes mittel- bis stark durchlässiges horizontales Kluftsystem nachgewiesen werden. Dieses führt nur in den obersten Metern unter dem flurnahen Grundwasserspiegel Ca-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Wässer. Die horizontierte Abfolge der Wassertypen mit nach unten hin rasch zunehmenden Wasseraltern und Ionenaustauschgraden bis hin zu Na-HCO<sub>3</sub>-Cl-Wässern in ca. 20 m Tiefe zeigt, daß die Kluftwässer trotz der relativ hohen Durchlässigkeiten aufgrund geringer hydraulischer Gradienten nur sehr langsam zirkulieren bzw. stagnieren.

#### 6.6.2. "Dichte" Gebirgszone

In der **"dichten" Gebirgszone** sind die aus den gemessenen  $k_f$ -Werten nach Darcy berechneten und im Modellprofil (Abb. 6-2) eingetragenen Fließgeschwindigkeiten aufgrund der großen Un-

sicherheit der Größe des hydraulischen Gefälles als Näherungswerte zu betrachten. Aus den gemessenen Transmissivitäten können als Gebirgsdurchlässigkeiten  $k_f$ -Werte zwischen  $10^{-10}$  m/s und  $10^{-11}$  m/s berechnet werden. Diese Durchlässigkeiten liegen im Bereich der Gesteinsdurchlässigkeit (vgl. auch Kap. 3.5.1.5). Mit einer Gesteinsporosität von 20% (EINSELE, 1983) und hydraulischen Gradienten zwischen 0,01 und 0,05 errechnen sich Fließgeschwindigkeiten in der Größenordnung von 1 m in 1000 Jahren.

Diese Bestimmung läßt sich durch einen anderen Rechenansatz stützen: Für die Aussüßung des Porenwassers unter jungpleistozänen Oberflächen (wie z.B. auf dem Versuchsfeld Mössingen) durch advektiven Transport standen nach dem Abzug des Permafrostes ca. 10000 Jahre zur Verfügung. Aufgrund der nur ca. 10 Meter tief unter die Basis der Grundwasserzirkulationszone reichenden Aussüßung des Porenwasserchlorids muß die Größe der vertikalen Grundwasseradvektion geringer als 1 Meter in 1000 Jahren gewesen sein, wobei hierzu auch diffusive Prozesse ausreichen.

**Tektonische Klüfte**, wie sie auf dem Versuchsfeld Jungingen in ca. 50 m Tiefe erbohrt wurden, erwiesen sich als relativ durchlässig. Das dort geförderte hochmineralisierte NaCl-Wasser und die chloridreichen Porenwässer in der Umgebung der Kluft deuten jedoch darauf hin, daß diese tektonisch gebildeten Wasserwegsamkeiten in der "dichten" Zone unter Haupttälern nicht oder nur extrem langsam durchströmt werden.

## 7. Folgerungen für die Eignung des Opalinustons als geologische Barriere

Die in Kapitel 6 getroffenen Aussagen über die Grundwasserzirkulation und die Gebirgsdurchlässigkeit im Opalinuston gelten für Grundwasser mit einem natürlichen Gehalt an gelösten Stoffen. Direkte Rückschlüsse auf das Fließverhalten potentieller Deponiesickerwässer sind daraus nur unter der Voraussetzung erlaubt, daß die Anlage der Deponie keine größeren Änderungen der hydraulischen Gradienten verursacht und sich die Sickerwässer in ihren physikalisch-chemischen Eigenschaften nicht wesentlich vom Grundwasser unterscheiden.

Der Transport von Schadstoffen wird neben den Durchlässigkeitseigenschaften des Opalinustons von komplexen stoffspezifischen Vorgängen wie z.B. Sorption und Desorption, Fällungsreaktionen oder der Mobilisierung durch andere Lösungskomponenten beeinflusst. Eine weitere wesentliche Rolle spielen mögliche chemische Reaktionen zwischen aggressiven Deponiesickerwässern und dem Gestein. Besondere Beachtung muß hierbei dem Risiko von Lösungsvorgängen im Opalinuston zuteil werden: Durch sauer reagierende Sickerwässer könnten die oft mit Kalk oder Gips verheilten Klüfte angegriffen und auf diese Weise erhebliche Kluftdurchlässigkeiten geschaffen werden. Die Barrierewirkung ist also sehr stark von den Schadstoffen abhängig, deren Ausbreitung unter Umständen ganz erheblich von der Geschwindigkeit der natürlichen Grundwasserzirkulation abweichen kann. Aus diesen Gründen muß das Risiko einer Schadstoffausbreitung im Opalinuston für bestimmte Schadstoffgruppen im konkreten Fall gesondert untersucht und beurteilt werden.

Die Kenntnis der natürlichen Grundwasserzirkulation im Opalinuston stellt jedoch eine wichtige Voraussetzung für eine allgemeine Beurteilung der Barriereigenschaften dieser Gesteinsserie dar. Darüber wurden bei den Untersuchungen folgende grundsätzliche Erkenntnisse gewonnen:

- Der Opalinuston weist unter der Oberfläche stets eine 6 bis 30 m mächtige Auflockerungszone mit relativ hohen Kluftransmissivitäten

zwischen  $10^{-6}$  und  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s auf. In dieser Zone zirkuliert je nach Reliefsituation und Tiefe schnelles (Z1), langsames (Z2) und sehr langsames (Z3) Grundwasser.

- Die Mächtigkeit und Ausbildung der Auflockerungs- bzw. Grundwasserzirkulationszone hängt von der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung eines Gebietes und der Lage im Relief ab. Mächtigere Auflockerungszonen finden sich unter alten Talflächen und unter Höhenrücken. Geringermächtige Grundwasserzirkulationszonen sind unter jungen Talflächen oder Graten zu finden.
- Unterhalb der Auflockerungszone existiert eine relativ dichte Gebirgszone mit Werten für die Gebirgsdurchlässigkeit zwischen  $10^{-11}$  und  $10^{-8}$  m/s. In diesem Bereich zeigen chloridreiche bzw. unvollständig ausgesüßte Porenwässer, daß eine Grundwasseradvektion hier nur über geologische Zeiträume erfolgt. Die Mächtigkeit dieser Zone reicht von der Basis der Auflockerungszone bis zur Basis des Opalinustons und ist damit vom Relief und von der Restmächtigkeit des Opalinustons im betrachteten Gebiet abhängig.

Die in Deponierichtlinien oft erhobene Forderung nach einer geologischen Barriere von mehreren Metern Mächtigkeit mit einer sehr geringen Durchlässigkeit erfüllt der Opalinuston unter der Geländeoberfläche bzw. unterhalb einer geringmächtigen Bodenschicht **nicht**:

Die Verwitterungszone des Opalinustons, die - je nach Reliefsituation - zwischen 2 und ca. 10 m mächtig ist, weist in-situ die geforderten Dichtigkeiten nicht flächendeckend auf. Eine gewisse Schutzwirkung geht von den obersten, weitgehend verlehnten Zonen V5 und V4 aus, deren Mächtigkeit und Durchlässigkeit von Fall zu Fall überprüft werden müßte.

Ein Abtrag der Verwitterungszone würde i.d.R. eine weitere Verschlechterung der Dichtwirkung nach sich ziehen, da die darunterliegende Auflockerungszone des Opalinustons relativ durchlässig ist. Sickerwässer können hier wie das Niederschlagswasser über durchlässige Klüfte abfließen und in Vorfluter gelangen. Dieser Abstrom ist umso unkalkulierbarer, je größer die

Mächtigkeit und laterale Ausdehnung der durchlässigen Auflockerungszone ist.

Der Opalinuston erfüllt jedoch andere Kriterien, die für eine hydrogeologische Barriere von grundlegender Bedeutung sind. Damit weist er gegenüber anderen Festgesteinen in Baden-Württemberg, die oben erwähnten Anforderungen ebenfalls nicht oder nur teilweise erfüllen, wesentliche Vorteile auf:

- breitflächige Verbreitung am Rand der Schwäbischen Alb
- große Mächtigkeit (je nach Lage in der Ausstrichfläche bis über 100 Meter)
- i.d.R. keine nutzbaren Grundwasservorkommen im Opalinuston
- bei ausreichenden Restmächtigkeiten existiert eine sehr gering durchlässige "dichte" Gebirgszone, in Höhenlagen und unter alten Talflächen ab ca. 20-30 m Tiefe, in jüngeren Taleinschnitten ab ca. 6-10 m unter der Geländeoberfläche. In dieser Zone erfolgen advective-diffusive Transportvorgänge nur über geologische Zeiträume (Größenordnung 10000 Jahre für 10 m)
- in jungen Taleinschnitten sehr gering durchlässige Talränder

Nach den in Kapitel 6 beschriebenen unterschiedlichen hydrogeologischen Profilen sind bestimmte Geländesituationen im Opalinuston zur Anlage von Deponien besser geeignet als andere:

Weniger geeignet sind demnach höher über dem Vorflutniveau gelegene Flächen wie Höhenrücken oder kleine Hochflächen. Sie weisen mächtige und ausgedehnte Auflockerungszonen mit höheren Gebirgsdurchlässigkeiten und relativ schneller Grundwasserzirkulation auf.

Ähnlich ausgedehnte und mächtige durchlässige Auflockerungszonen finden sich unter alten weiten Talflächen. Im Gegensatz zu in höherer Reliefposition gelegenen Opalinustonvorkommen sind hier jedoch bei geringer Höhendifferenz zur Hauptvorflut aufgrund der kleinen hydraulischen

Gradienten nur sehr langsame Grundwasserbewegungen zu verzeichnen.

Relativ gute Voraussetzungen im Hinblick auf eine hydrogeologische Barriere bieten jüngere Hangmulden und tiefer eingeschnittene junge Täler. Hier liegt die "dichte" Gebirgszone unter einer nur geringmächtigen Auflockerungszone und wird von einer seitlichen Abdichtung durch die Talränder ergänzt. Der Abstrom vollzieht sich somit nur in Richtung des Talgefälles in einer wenige Meter mächtigen Auflockerungszone unterhalb der Talsohle.

Zur Verbesserung der Basisabdichtung sollte nach dem Abtrag der Humusschicht Verwitterungsmaterial aus den Zonen V5 und V4 in der erforderlichen Mächtigkeit aufgetragen und verdichtet werden. Die Abflüsse aus der tieferen Verwitterungszone (V3 bis V1) und der Auflockerungszone (Z) wären entlang des Talquerschnitts unterhalb der Deponie auf relativ eng umgrenztem Raum zu kontrollieren.

In Verbindung mit diesen technischen Maßnahmen könnte so in jungen Tälern eine relativ sichere Einbettung eines Deponiekörpers in eine hydrogeologische Barriere erreicht werden.

Die hydrogeologischen Voraussetzungen konkreter Opalinustonstandorte können entsprechend der für bestimmte Reliefsituationen typischen hydrogeologischen Profile beurteilt werden (vgl. Kap. 6). Mit den in Kap. 3 und 4 beschriebenen Untersuchungsmethoden können die Durchlässigkeitseigenschaften dieser Areale gezielt und detailliert erkundet werden.

## 8. Literatur

- ABADIAN, H. (1972): Mineralogische Untersuchungen an Schiefer-tonen aus dem Dogger alpha.-Diplomarbeit Universität Tübingen.
- ANDALIB, F. (1970): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen der aragonitischen Fossilien aus dem Dogger alpha in Württemberg. - Arb. Geol. Paläont. Inst. Univ. Stgt., N.F. 62, Stuttgart.
- BARENBLATT, G.E., ZHELTOV, I.P. & KOCHINA, I.N. (1960): Basic concepts in the Theorie of homogeneous liquids in fissured rocks. - Journal of Applied Mathematics and Mechanics (UdSSR), 24: 1286-1303.
- BEHNKE, C. & SCHUBART, H. (1992): Hammer-schlagseismische Untersuchungen bei Grafenberg, Jungingen und Mössingen. - Bericht des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenfor-schung: 10 S., 15 Anl.; Hannover (unveröffent-licht).
- BLACK, J.H. (1985): The interpretation of slug tests in fissured rocks. - Q. J. eng. Geol. London, Vol. 18. pp. 161-171.
- BLÜMLING, P. & HUFSCHMIED, P. (1989): Fluid-Logging in Tiefbohrungen. - Nagra informiert, 11 Jg. (3+4): 24-38, 19 Abb., 2 Tab.; Baden (Schweiz).
- BOULTON, N.S. (1963): Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. - Proc. of the Instit. of Civil Engineers London, Vol. 26, Paper No 6693, S. 469-482.
- BOURDET, D. & GRINGARTEN, A.C. (1980): Deter-mination of fissure volume and block size in fractured reservoirs by type-curve analysis. - Paper presented at the SPE-AIME 55th Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas, Texas; Society of Petroleum Engineers, SPE-9293.
- BOURDET, D., WHITTLE, T.M., DOUGLAS, A.A. & PIRARD, Y.M. (1983a): A new set of type cur-ves simplifies well test analysis. - World Oil (May 1983), 7 S., 10 Abb., 3 Tab.; Houston (Texas, U.S.A.).
- BOURDET, D., AYOUB, J.A., WHITTLE, T.M., PIRARD, Y.M & KNIAZEFF, V. (1983b): Inter-pretting well tests in fractured reservoirs. - World Oil (October 1983), 7 S., 12 Abb., 1 Tab.; Houston (Texas, U.S.A.).
- BOUWER, H. & RICE, R.C. (1976): A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. - Water Resources Research, Vol. 12, No. 3.
- BREDEHOEFT, J.D. & PAPADOPULOS, S.S. (1980): A Method for Determining the Hydraulic Pro-perties of Tight Formations. - Water Resources Research, Vol. 16, No. 1, pp. 233-238.
- CINCO, H. & SAMANIEGO, F. (1978): Transient pressure analysis for fractured wells. - Paper presented at the SPE-AIME 53rd Annual Fall Technical Conference and Exhibition, Houston, Texas; Society of Petroleum Engineers, SPE-7490.
- COOPER, H.H. JR. & JACOB, C.E. (1946): A gene-ralized graphical method for evaluating forma-tion constants and summarizing well-field histo-ry. - Transactions, Amer. Geophys. Union, Vol. 24, No. 4, S. 526-534.
- COOPER, H.H., JR., BREDEHOEFT, J.D. & PAPADO-PULOS, I.S. (1967): Response of a Finite-Dia-meter Well to an Instantaneous Charge of Water. - Water Resources Research, Vol. 3, No. 1, pp. 263-269.
- DEURER, R. (1974): Mikrostrukturelle Untersuchen an Opalinustonproben aus SW-Deutschland; Diplomarbeit Universität Heidelberg.
- DGEG (1984): Empfehlung Nr. 9 des Arbeitskrei-ses 19 - Versuchstechnik Fels - der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e.V.: Was-serdruckversuche im Fels. Bautechnik, 4: 115-117.
- DVGW (1990): Geophysikalische Untersuchungen in Bohrlöchern und Brunnen zur Erschließung von Grundwasser - Zusammenstellung von Metho-den. - Technische Mitteilungen Merkblatt W110; Eschborn.
- DIETL, G. & ETZOLD, A. (1977): The Aalenian at the Type Locality. - Stgt. Beitr. z. Naturkde Serie B 30; Stuttgart.
- DOMENICO, P.A. & SCHWARTZ, F.W. (1990): Phy-sical and Chemical Hydrogeology. - 824 S.; New York (Wiley & Sons).
- DUPUIT, J. (1863): Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. - 2ème éd.: XXVIII+304 p., 77 fig.; Paris (Dunod).

- EARLOUGHER, R.C. (1977): Advances in well test analysis. Monograph Vol. 5, Soc. Petrol. Engrs. of Am. Inst. Mining Met. Engrs.; 264 pp; Dallas.
- EINSELE, G. (1959): Der Opalinuston (Braunjura alpha) als Baugrund und Baustoff im Rohrleitungsbau. - Gas- und Wasserfach **100**: 182-189; München.
- EINSELE, G. (1983): Mechanismus und Tiefgang der Verwitterung bei mesozoischen Ton- und Mergelsteinen. - Z. dt. geol. Ges. **134**: 289-315; Hannover.
- EINSELE, G. & WALLRAUCH, E. (1964): Verwitterungsgrade bei mesozoischen Schiefertönen und Tonsteinen und ihr Einfluß bei Standsicherheitsproblemen. - Vorträge Baugrundtag. Dt. Ges. Erd- und Grundbau: 59-89; Essen, Berlin.
- EINSELE, G., HEITFELD, K.-H., LEMPP, CH. & SCHETELIG, K. (1985): Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie: Feldansprache, Klassifikation (Verwitterungsprofile). - In: HEITFELD, K.-H.: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen: 2-23; Berlin-Heidelberg (Springer).
- ETZOLD, A. (1980): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. - Erläuterungen zu Blatt 7126 Aalen; Stuttgart (Landesvermessungsamt).
- ETZOLD, A., HAHN, W. & KOERNER, U. (1975): Keuper, Jura und Tertiär in Bohrungen der Planungsgemeinschaft BN-Stollen zwischen Bodensee u. Neckar. - Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ. **17**: 89-255, 13 Abb., 1 Taf.; Freiburg.
- FERRIS, J.G. & KNOWLES, D.B. (1954): The Slug Test for Estimating Transmissibility. - U.S. Geol. Survey Ground Water Note 26, pp. 1-7.
- FREEZE, R.A. & CHERRY, J.A. (1979): Groundwater. - 604 S.; Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. (U.S.A).
- GAUTSCHI, A., ROSS, C. & SCHOLTIS, A. (1990): Porewater-groundwater relationships in Jurassic shales and limestones of northern Switzerland. - Proc.: Geochemistry of Clay Pore Fluid Interactions.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1979): Die Schwäbische Alb und ihr Vorland. - Sammlung Geol. Führer **67**; Berlin, Stuttgart (Bornträger).
- GREMINGER, M., KÜHNE, M. & NIEDERMEYER, S. (1991): Zur Durchlässigkeitsermittlung im Fels mittels Wasserdruckversuchen. - Berichte Internat. Kongress über Felsmechanik 1991 der internat. Gesellschaft für Felsmechanik in Aachen.
- GRINGARTEN, A.C. & RAMEY, H.J., JR. (1974): Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration or restricted entry. Society of Petroleum Engineers Journal, **14**, 413.
- GRINGARTEN, A.C., BOURDET, D., LANDELL, P.A. & KNIAZEFF, V.J. (1979): A comparison between different skin and wellbore storage type-curves for early-time transient analysis, presented at the SPE-AIME 54th Annual Technical Conference and Exhibition, Las Vegas, Nevada; Society of Petroleum Engineers, SPE-8205.
- HAHN, W. (1975): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. - Erläuterungen zu Blatt 7620 Jungingen; Stuttgart (Landesvermessungsamt).
- HALE, F.V. & TSANG, C.F. (1988): A Code to compute Borehole Fluid Conductivity Profiles with Multiple Feed Points. - Nagra Technischer Bericht 88-21, 50 S., 4 Abb.; Baden (Schweiz).
- HANTUSH, M.S. (1956): Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers. - Transactions Amer. Geophys. Union, Vol. 37, No 6, S. 702-714.
- HANTUSH, M.S. (1959): Analysis of data from pumping wells near a river. - Journ. of Geophys. res. Vol. 64, No 11, S. 1921-1932.
- HAUG, A. (1992): Hydraulische und hydrochemische Untersuchungen auf dem Versuchsfeld Jungingen im Opalinuston (Unteres Aalenium) der Schwäbischen Alb. - Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen (unveröffentlicht).
- HEITFELD, K.H. & KOPPELBERG, W. (1981): Durchlässigkeitsuntersuchungen mittels WD-Versuchen. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H 5/6: 634-661; 11 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- HEKEL, U. (1989): Forschungsvorhaben Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien. - Zwischenbericht über die Voruntersuchungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg: 80 Seiten, 4 Anl.; Freiburg (unveröffentlicht).

- HEKEL, U. (1990): Zwischenergebnisse aus dem Forschungsprojekt "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien". - Z. dt. geol. Ges., 141, 275-280, 8 Abb.; Hannover.
- HEKEL, U., REIFENSTAHL, F. & STOBER, I. (1989): Konzept zur Durchführung des Fluid-Logging. - Geologisches Landesamt Baden Württemberg: 11 S.; Freiburg (unveröffentlicht).
- HÖLTING, B. (1989): Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie. - 396 S., 109 Abb., 39 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HOMILIUS, J., DEPPERMAN, K., FLATHE, H., MUNDRY, E., VOGELANG, D., HILDEBRAND, D. & BEHNKE, C. (1988): Geophysik. - in: SCHNEIDER, H.: Die Wassererschließung: 203-303; Essen (Vulkan-Verlag).
- HOMILIUS, J. (1963): Geoelektrische Tiefensondierungen zur Untersuchung verdeckter archäologischer Befunde bei Xanten. - Bonner Jb. 163: 167-187; Bonn.
- HORNER, D.R. (1951): Pressure build-up in wells. - Proc. Third World Petroleum Congress, The Hague, Section II, 503-523.
- HUFSCHMIED, P. (1989): Einfluß nichthydraulischer Effekte auf die Grundwasserströmung im Opalinuston. - Vortrag gehalten beim 1. Fachkolloquium zum Forschungsprojekt "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" am 6. Oktober 1989 am Geologischen Landesamt Baden-Württemberg; Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- HVORSLEV, M.J. (1951): Time Lag and Soil Permeability in Groundwater Observations. - U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station Bulletin 36; Vicksburg, Miss.
- KAZEMI, H., SETH, M.S. & THOMAS, G.W. (1969): The interpretation of interference tests in naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution. - Society of Petroleum Engineers Journal 4: 463-472.
- KOBLER, H.-U. (1972): Geochemische, sedimentologische und ökologische Untersuchungen im Braunen Jura alpha (Opalinuston) der Schwäbischen Alb. - Diss. TH Stuttgart.
- KOHLHAAS, C.A. (1972): A Method for Analyzing Pressures Measured During Drillstem-Test Flow Periods. - Journal of Petroleum Technology 24, pp. 1278-1282;
- KRUSEMAN, G.P. & DE RIDDER, N.A. (1991): Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. - Publication 47, International Institute for Land Reclamation and Improvement ILRI, Second Edition (Completely Revised), 377 S.; Wageningen (The Netherlands).
- LANG, M. (1989): Geologische Kartierung der östlichen Länge und des Wartenberges auf den Blättern 8017 Geisingen, 8117 Blumberg und 8018 Tuttlingen. - Diplomkartierung Univers. Tübingen (unveröffentlicht).
- LAWA (Länderarbeitsgemeinschaft Wasser) (1979): Pumpversuche in Porengrundwasserleitern. - Arbeitsblatt 1979, 125 S.; Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Umwelt Baden-Württemberg.
- LEMPPE, C. & EINSELE, G. (1977): Geländebeobachtungen und experimentelle Untersuchungen zur Entfestigung überkonsolidierter Ton- und Mergelsteine Südwestdeutschlands (Keuper und Jura). - Ber. 1. Nationale Tag. Ing.-Geol.: 187-200; Paderborn.
- LEMPPE, C. (1979): Die Entfestigung überkonsolidierter, pelitischer Gesteine Süddeutschlands und ihr Einfluß auf die Tragfähigkeit des Straßenuntergrundes. - Diss. Univ. Tübingen; 234 S., 91 Abb., 18 Tab., 12 Taf.; Tübingen.
- LILICH, W. (1970): Vergleich moderner Methoden zur Bestimmung des Grundwasseranteils am Gesamtabfluß an der Erdoberfläche. - Z. dt. Geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol.-Hydrogeochem.: 17-25, 2 Abb.; Hannover.
- LÖW, S., EHLERS, F., ANDREWS, R.W., MCNEISH, J., VOMVORIS, S. & HUFSCHMIED, P. (1988): Quantitative Analysis of Electrical Conductivity Logs in the Leuggern Borehole, Switzerland. - Paper präsentiert am AGU Fall Characterization of Hydraulic and Transport Properties of Fractured Rock; San Francisco, 6.-12. Dezember, 1988.
- LÖW, S., TSANG, C.F. & HUFSCHMIED, P. (1991): The Application of Moment Methods to the Analysis of Fluid Electrical Conductivity Logs in Boreholes. - Nagra Technischer Bericht 90-42, 48 S., 11 Abb.; Baden (Schweiz).
- LUGEON, M. (1933): Barrages et Géologie. Paris (Dunod).
- MAILLET, E. (1905): Mécanique et physique du globe. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. - 218 S.; Paris (A. Hermann).

- MERKLEIN, I. (1982): Limitierende Faktoren des Trocknungs-Befeuchtungs-Zerfalls überkonsolidierter Tonsteine. - Diss. Geowiss. Fakultät, Univ. Tübingen: 96 S., 55 Abb., 8 Tab., 11 Taf.; Tübingen.
- MICHEL, G. (1963): Untersuchungen über die Tiefenlage der Grenze Süßwasser/Salzwasser im nördlichen Rheinland u. anschließenden Teilen Westfalens, zugleich ein Beitrag zur Hydrogeologie und Chemie des tiefen Grundwassers. - Forsch. Ber. Land Nordrh.- Westf., Nr. 1239, 123 S., 12 Abb. 8 Anl.; Köln u. Opladen.
- MOENCH, A.F. & HSIEH, P.A. (1985): Comment on "Evaluation of Slug Tests in Wells Containing a Finite-Thickness Skin" by C.R. Faust and J.W. Mercer. - Water Resources Research, Vol. 21, No. 9, pp. 1459-1461.
- MUNDRY, E., GREINWALD, S., KNÖDEL, K., LOSECKE, O. & REITMAYR, G. (1985): Geoelektrik. - in: BENDER (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Bd.II, Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften: 229-434; Stuttgart (Enke).
- Nagra (1988): Sedimentstudie - Zwischenbericht 1988. - Möglichkeiten zur Endlagerung langlebiger radioaktiver Abfälle in den Sedimentgesteinen der Schweiz. Technischer Bericht 88-25: 456 S., 147 Abb., 60 Tab., 36 Beil.; Baden/Schweiz.
- NATERMANN, E. (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers ( $A_nL$ ) und die Trockenwetterabflüsse (TWL). - Wasserwirtschaft (Sonderheft); Stuttgart.
- NEUMAN, S.P. (1972): Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the watertable. - Water Resources Res., Vol. 8, pp. 1031-1045.
- NEUMAN, S.P. (1973): Supplementary comments on Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the watertable. - Water Resources Res., Vol. 9, pp. 1102-1103.
- NEUMAN, S.P. (1975): Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. - Water Resources Res., Vol. 11, pp. 329-342.
- NEUMAN, S.P. (1979): Perspective on 'delayed yield'. - Water Resources Res., Vol. 15, pp. 899-908.
- NEUZIL, C.E. (1982): On Conducting the Modified 'Slug' Test in Tight Formations. - Water Resources Research, Vol. 18, No. 2, pp. 439-441.
- OSTROWSKI, L.P. & KLOSKA, M.B. (1989): Use of Pressure Derivatives in Analysis of Slug Test or DST Flow Period Data. - Paper presented at the SPE Production Operations Symposium held in Oklahoma City, Oklahoma, March 13-14, 1989; Society of Petroleum Engineers, SPE-18595.
- PAPADOPULOS, S.S. & COOPER, H.H., JR. (1967): Drawdown in a well of large diameter. - Water Resources Research, 3: 241-244;
- PAPADOPULOS, S.S., BREDEHOEFT, J.D. & COOPER, H.H., JR. (1973): On the Analysis of 'Slug Test' Data. - Water Resources Research, Vol. 9, No. 4, pp. 1087-1089.
- PETERS, T. (1962): Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura. - Schweizerische Mineralog. u. Petrolog. Mitteilungen 42; Zürich.
- PETTIT, V. & VAUBOURG, P. (1982): Détermination des caractéristiques hydrodynamiques des milieux aquifères peu perméables. Slug test et Pulse test. - Rapport BRGM 82 SGN 943 EAU.
- PRINZ, H. (1982): Abriss der Ingenieurgeologie. Mit Grundlagen der Boden- und Felsmechanik sowie des Erd-, Grund- und Tunnelbaus. - 419 S., 252 Abb., 50 Tab.; Stuttgart (Enke).
- RAMEY, H.J. JR., AGARWAL, R.G. & MARTIN, I. (1975): Analysis of 'SLUG Test' or DST Flow Period Data. - Journal of Canadian Petroleum Technology, July-September, pp. 37-47; Montreal.
- REIFENSTAHL, F. (in Vorber.): Das Leitfähigkeits-Fluid-Logging-Verfahren. Weiterentwicklung eines Verfahrens zur Auswertung von Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen in flüssigkeitsgefüllten Bohrungen hinsichtlich der Gewinnung hydraulischer in-situ Gesteinskenngrößen. - Diss. am Geophysikalischen Institut, TU Karlsruhe.
- REPSOLD, H. & RÜLKE, O. (1970): Der Flußmesser, ein Gerät zur Bestimmung von Wasserzuflümmen im Brunnen. - Beih. geol. Jb., 98: 95-105; Hannover.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriss der Hydrogeologie. - 281 S., 96 Abb., 18 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

- SAUTY, J.P. & KINZELBACH, W. (1988): Computer aided Tracer Test Interpretation - Code "CAT-TI". - IFW Institut für Wasserbau; Stuttgart.
- SCHALCH, F. (1909): Geologische Karte von Baden-Württemberg. - Erläuterungen zu Blatt 8017 Geisingen (unv. Nachdruck 1984); Stuttgart (Landesvermessungsamt).
- SCHILDKNECHT, F. & SCHNEIDER, W. (1987): Über die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes in bindigen Sedimenten bei kleinen hydraulischen Gradienten - Stand der wissenschaftlichen Diskussion. - Geol. Jb. C48: 21S., 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SCHMIDT, M. (1937): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000. - Erläuterungen zu Blatt 7421 Metzingen (unv. Nachdruck 1966); Stuttgart (Landesvermessungsamt).
- SCHNEIDER, H.J. (1987): Durchlässigkeit von geklüftetem Fels - eine experimentelle Studie unter besonderer Berücksichtigung des Wasserabpreßversuches. Mitt. Ing. u. Hydrogeol. 26: 1-293.
- SEYBOLD, O. & WEBER, R. (1988): Ermittlung des Aquiferpotentials aus Schließ- und Fließdruckmessungen im Oberen Muschelkalk und Malm. - Unveröff. Bericht des Instituts für Tiefbohrtechnik, Erdöl- und Erdgasgewinnung, Abt. Lagerstättentechnik, Technische Universität Clausthal.
- STALLMAN, R.W. (1963): Type curves for the solution of single-boundary problems. - In: BENTALL (Compiler): Shortcuts and special problems in aquifer tests. - U.S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 1545-C, S. 45C-47C.
- STOBER, I. (1984): Hydrogeologische Untersuchungen in Festgesteinen Südwestdeutschlands mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. - Diss. geowiss. Fak. der Albert-Ludwig-Universität Freiburg i. Br. (unveröffentlicht).
- STOBER, I. (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. - Geol. Jb. Reihe C 42: 204 S.; Hannover.
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche in Festgesteinen. - DVGW-Schriftenreihe Wasser, Nr. 34; Eschborn.
- SÜDEKUM, W. (1991): Geoelektrische Kartierungen Jungingen. - Bericht des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben: 19 S., 31 Anl.; Hannover (unveröffentlicht).
- SÜDEKUM, W. (1992): Elektromagnetik und Geoelektrik Mössingen. - Bericht des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben: 14 S., 18 Anl.; Hannover (unveröffentlicht).
- TAYLOR, G.I. (1953): Dispersion of soluble matter in solvent flowing slowly through a tube. - Proceedings of the Royal Society, Series A219, pp. 186-203; London.
- TAYLOR, G.I. (1954): Conditions under which dispersion of a solute in a stream of solvent can be used to measure molecular diffusion. - Proc. R. Soc., Series A225, pp. 473-477; London.
- THEIS, C.V. (1935): The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. - Transactions Amer. Geophys. Union, S. 519-524.
- THIEM, G. (1906): Hydrogeologische Methoden. - 56 S., 8 Abb.; Leipzig (Gebhardt).
- THOMPSON, D.B. (1987): A Microcomputer Program for Interpreting Time-Lag Permeability Tests. - Groundwater, Vol. 25, No. 2, pp. 212-218.
- TODD, D.K. (1959): Groundwater Hydrology. - John Wiley & Sons, Inc. New York, XII, 336 S.
- TSANG, C.F. & HUFSCHMIED, P. (1988): A Borehole Fluid Conductivity Logging Method for the Determination of Fracture Inflow Parameters. - Nagra Technischer Bericht 88-13, 37 S., 30 Abb.; Baden (Schweiz).
- VAN EVERDINGEN, A.F. (1953): The Skin Effect and its Influence on the Productive Capacity of a well. - Trans. AIME, Vol. 198, 171-176.
- WALLRAUCH, E. (1969): Verwitterung und Entspannung bei überkonsolidierten tonig-schluffigen Gesteinen Südwestdeutschlands. - Diss. Univ. Tübingen.
- WARREN, J.E. & ROOT, P.J. (1963): Behavior of naturally fractured reservoirs. - Society of Petroleum Engineers Journal, 3, 245.
- WERNER, J. (1986): Berücksichtigung der Hydrogeologie bei der Standortwahl für Abfalldeponien. - Vortrag VDI-Bildungswerk (Mskr.).

# Anlagen

Anlage 1: Mineralogische Zusammensetzung von Gesteinsproben aus dem Opalinuston (aus HEKEL, 1989)

Aufschluß			Mineralogische Zusammensetzung (Angaben in %)											Tonminerale				
			Gips	Pyrit	Goethit	Karbonate			Feldspäte			nicht quellfähig				quellfähig		Gesamt
						Quarz	Dolomit	Calcit	Siderit	Gesamt	Albit	Kali-feldspat	Gesamt	Kaolinit	Chlorit	Jillit	Misch-layer Montmorillonit	
Bohrungen Meisach, Riniken u. Schafisheim (NAGRA, 1988)	Opalinuston (Tonstein)	Mittelwert	18	-	-	8-10	4	12-14	-	1	17	10	31	10	-	-	68	
		Variation	11-23	-	-	3-67	0-40	-	0-6	4-34	1-19	19-38	1-15	-	-	25-75		
Aichelberg BAB-Baustelle	Opalinuston (Tonstein)	1 Probe	45	0	0	16	2	18	2	3	8	3	15	7	0	33		
Donzdorf DB-Neubaustrecke Bohrung B 30	Opalinuston 34-41 m Teufe (Tonmergelstein, fs.)	Mittelwert	33	0	0	8	2	10	1	2	15	4	23	12	0	55		
		Variation	21-41	0	0-1	2-21	0-5	3-23	0-2	0-3	10-18	3-6	17-33	9-17	0	39-71		
	Opalinuston 50-56 m Teufe (Tonmergelstein, fs.)	Mittelwert	36	0	0	10	3	13	1	1	14	4	20	11	0	49		
		Variation	26-57	0	0-1	7-14	1-4	10-15	0-2	0-3	8-18	2-4	12-24	7-13	0	29-59		
Tongrube Schlatt bei Hechingen (DEURER, 1974)	Opalinuston 60-67 m Teufe (Ton- u. Tonmergelstein)	Mittelwert	30	0	0	6	3	9	1	2	16	4	25	13	0	60		
		Variation	19-42	0	0-1	2-15	0-7	4-15	0-1	1-3	13-21	3-6	21-30	11-15	0	48-73		
Tongrube Heiming (DEURER, 1974)	Oberer Opalinuston (Tonstein) Fraktion < 2 µm	Mittelwert	5			5					34	10	44	3	-	90		
		Variation	5			0-10					30-40	10	40-50	0-10	-	85-95		
Tongrube Heiming (DEURER, 1974)	Unterer Opalinuston (Tonstein) Fraktion < 2 µm	Mittelwert	5			-					40	12	43	0	-	95		
		Variation	5			-					35-45	10-15	40-50	0	-	95		
Tongr. Frickenhn. (DEURER, 1974)	Mittl. Opalinuston Fraktion < 2 µm	1 Probe	5			-					35	10	50	0	-	95		

**Anlage 2: Koordinaten, Verrohrung und Wasserspiegel der hydrogeologischen Untersuchungsbohrungen im Opalinuston**

Bezeichnung	Rechtswert	Hochwert	Tiefe m u. GOK	Neigung 0°= lotrecht	Rohrüberstand (m ü.GOK)	Schutzverrohrung m u. GOK)	Höhe ROK (m ü.NN)	Ruhewasserspiegel (m ü.NN) (Datum)		
Jungingen	KB1	3502320	5355180	60.4	0°	+ 0.00	2.00	565.818	563.580	16.01.90
	KB2	3502355	5355225	50.0	0°	+ 0.30	1.50	565.258	563.220	16.01.90
	KB3	3502305	5355273	60.1	32°	+ 0.40	1.50	565.848	561.620	16.01.90
	KB4	3502305	5355285	31.3	32°	+ 0.50	2.00	566.100	561.520	16.01.90
Mössingen	KB5	3500680	5360120	60.3	0°	+ 0.25	2.70	534.000	522.620	29.06.91
	KB6	3500570	5360530	43.7	15°	+ 0.05	1.20	496.000	480.360	29.06.91
	KB7	3500400	5360315	50.6	0°	+ 0.10	1.70	509.687	507.127	16.08.90
	KB7A			10.0	0°	+ 0.11	2.00	509.000	506.788	16.08.90
	SB7B			10.0	0°	+ 0.12	2.00	509.526	506.871	16.08.90
	KB7C			10.0	0°	+ 0.23	2.00	509.800	507.332	16.08.90
	SB7D			10.0	0°	+ 0.35	2.00	510.177	507.282	16.08.90
	KB7E			10.0	0°	+ 0.10	2.00	510.107	507.092	16.08.90
	SB7F			10.0	0°	- 0.20	2.00	510.893	507.545	16.08.90
	KB7G			10.0	0°	+ 0.22	2.00	510.814	507.054	16.08.90
	SB7H			10.0	0°	+ 0.19	2.00	509.732	506.919	16.08.90
	Grafenberg	KB8	3522950	5380760	61.0	0°	+ 0.10	1.50	402.100	395.700
KB9		3522920	5380360	58.0	15°	+ 0.00	3.70	404.000	397.730	30.10.90
KB10		3521910	5380925	40.0	0°	+ 0.20	2.00	371.000	367.840	24.09.90
SB10A				10.0	0°	+ 0.48	2.50	370.279	367.822	24.09.90
KB10B				9.0	0°	+ 0.16	2.00	369.865	367.830	24.09.90
SB10C				10.0	0°	+ 0.55	1.50	370.858	367.834	24.09.90
KB10D				10.0	0°	+ 0.43	2.50	371.565	367.840	24.09.90
SB10E				11.0	0°	+ 0.11	1.50	372.120	367.860	24.09.90
KB10F				12.0	0°	+ 0.43	2.50	372.243	367.869	24.09.90
SB10G				11.0	0°	+ 0.18	1.50	371.286	367.866	24.09.90
KB10H				10.0	0°	+ 0.54	2.00	370.967	368.004	24.09.90
Süßen	KB11	3555285	5392150	60.0	0°	+ 0.30	2.50	419.000	407.040	24.01.91
	KB12	3555365	5391998	40.0	15°	+ 0.15	2.00	431.000	417.010	18.01.91
Geisingen	KB13	3471560	5311660	60.0	0°	+ 0.16	4.00	676.624	676.490	21.05.91
	KB13A			5.0	0°	0.00	5m Filter	676.884	676.442	21.05.91
	KB14	3471370	5311560	40.0	0°	+ 0.21	1.70	682.500	681.049	21.05.91
	KB15	3471530	5311545	40.0	15°	+ 0.23	7.00	682.011	680.058	21.05.91
	KB15A			12.0	0°	+ 0.24	4.50	682.586	680.147	21.05.91
	KB15B			12.0	0°	+ 0.31	3.70	681.443	680.081	21.05.91
	KB15C			10.0	0°	+ 0.22	3.70	681.561	680.091	21.05.91
	KB15D			12.0	0°	+ 0.27	4.30	682.186	680.116	21.05.91
	SB15E			12.0	0°	+ 0.23	2.00	682.474	680.176	21.05.91
	SB15F			12.0	0°	+ 0.22	2.00	682.358	680.139	21.05.91
	SB15G			10.0	0°	+ 0.27	4.00	681.890	680.078	21.05.91
	KB15H			12.0	0°	+ 0.25	3.70	682.667	680.597	21.05.91
	SB15I			10.0	0°	+ 0.24	4.00	681.609	680.096	21.05.91
	Aalen	KB16	3578902	5413380	63.7	0°	- 0.15	2.40	484.600	475.730
SB16A				12.0	0°	- 0.15	2.10	484.650	476.340	13.09.91
KB17		3578875	5413465	36.3	0°	- 0.20	2.30	470.000	466.086	13.09.91
SB17A				12.0	0°	- 0.15	2.15	470.200	466.500	13.09.91
SB17B				12.0	0°	- 0.15	2.15	469.900	465.569	13.09.91
KB18		3579062	5413548	15.6	0°	- 0.12	2.10	452.500	451.103	13.09.91

## Anlage 3: Tabelle wichtiger chemischer Parameter von Wasserproben aus dem Opalinuston

Probe	Entnahmeort	Datum	Tiefe m	Leitf µS/cm	pH	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn	NH4	HCO3	Cl	SO4	NO3	TU	18-O
						mg/l												
TONGEIS1	Tongr. Geisingen	21.08.89	15	2399	6.80	570.0	78.0	10.1	5.1	0.00	0.00	0.00	506.0	10.0	1111	1.70		
BBIRKH	Süßen Birkhölzle	22.08.89	0	1138	8.10	224.0	42.0	15.1	4.5				334.0	6.8	462.0	1.80		
BFRANKEN	" Frankentobel	22.08.89	0	715	7.80	121.0	15.1	10.9	4.6				270.0	11.1	145.0	2.20		
BHAEFELE	Aalen Häfeleskl.	22.08.89	0	1395	7.80	207.0	106.0	20.0	5.4				340.0	8.1	652.0	2.00		
BROMB-QU	Dewangen Rombachq	30.04.74	0	1398	6.70	320.0	55.9	9.9	4.9	0.19	1.20	0.20	405.8	12.1	679.3	8.50		
BSTARZEL	Jungingen Starzel	12.12.89	0	1797	8.10	117.2	10.33	247.0	9.4	0.17	0.02	5.99	335.6	332.6	172.3	8.50		-10.00
BSTARZEL	Jungingen Starzel	01.02.90	0	1005	8.90	106.4	4.0	81.6	3.1	0.11	0.00	1.11	278.0	107.0	70.4	9.50		-9.96
BBACHKB6	Mössingen Bach	25.06.90	0	1149	7.75	166.0	49.9	31.2	3.8	0.10	0.00	0.08	303.0	10.2	410.0	0.80		
BGEINORD	Geisingen-Nordb.	28.10.91	0	1368	7.15	266.0	49.1	23.1	1.1	0.11	0.08	0.08	127.0	7.1	763.0	0.00		
BGEISUED	Geisingen-Südbach	28.10.91	0	652	7.49	120.0	13.6	6.7	0.0	0.02	0.00	0.10	45.0	4.2	314.0	0.00		
KB1/1	Jungingen	12.12.89	7.3	1866	8.70	5.610	1.46	402.0	3.0	0.26	0.01	1.19	564.3	321.2	2.7	0.10		-9.00
KB1/2	Jungingen	19.12.89	7.3	1540	8.51	9.410	1.58	351.0	4.6	0.32	0.02	1.17	395.4	289.3	7.6	0.87		
KB1-AH7	Jungingen (HAUG)	08.05.91	7.3			10.6	4.0	320.0	3.09				503.3	195.0	2.82	2.09	2.4	-8.99
KB1-AH8	Jungingen (HAUG)	13.05.91	7.3			22.0	4.81	325.0	3.36				491.1	187.3	5.97	2.47	1.0	-9.05
KB1-AH10	Jungingen (HAUG)	24.05.91	7.3			15.79	4.0	335.0	3.20				500	181.6	4.04	1.39	3.8	-9.00
KB1-AH11	Jungingen (HAUG)	31.05.91	7.3			18.0	4.0	330.0	3.01				497.2	177.4	3.38	2.04	2.8	-9.00
KB1-AH13	Jungingen (HAUG)	19.06.91	7.3			18.4	4.21	325.0	3.16				515.5	169.0	7.2	1.89	2.6	-8.98
KB1-AH15	Jungingen (HAUG)	05.07.91	7.3			38.4	7.2	285.0	3.52				515.5	128.5	17.05	1.44	11.2	-9.01
KB2/1	Jungingen	12.12.89	6.5	2450	8.60	16.03	3.64	514.0	5.1	0.32	0.32	1.74	469.0	511.2	7.4	1.50	4.4	-9.26
KB3/51	Jungingen	12.02.90	51	17110	7.80	299.0	127.0	3421	12.3	2.44	0.18	7.14	198.0	6013	1.2	0.34	44.4	-8.30
KB3/51CH	Jungingen (NAGRA)	12.02.90	51	13800	7.12	330.0	120.0	3390	30.0			6.30	198.0	6060	9.3	0.00	44.6	-8.50
KB4/1	Jungingen	19.12.89	6.33	997	7.46	69.34	9.48	140.0	6.25	0.28	0.03	1.17	502.8	75.5	8.2	0.72	8.9	-9.12
KB4/2	Jungingen	01.02.90	6.50	972	7.50	73.0	14.0	112.7	4.2	0.32	0.01	0.85	384.0	94.3	49.0	4.25	22.0	-9.51
KB5/1	Mössingen	12.06.90	13.0	3850	6.80	382.0	354.0	205.0	15.1	2.52	0.02	0.31	710.0	90.0	2100	0.00		
KB6/1	Mössingen	18.06.90	6.0	1675	7.18	91.4	45.3	200.0	12.3	0.25	0.01	0.21	698.0	62.0	190.0	0.00	37.6	-9.34
KB6/41	Mössingen	20.06.90	41.4	6120	7.47	41.7	34.7	1430	10.4	0.03	0.02	1.72	1021	1430	520.0	0.00	23.8	-9.12
KB7/1	Mössingen	16.08.90	4.5	7320	7.00	394.0	553.0	830.0	25.3	0.00	0.20	3.86	1211	140.0	3760	0.50	20.1	-9.31
KB7/2	Mössingen	17.08.90	3.0	6260	6.94	280.0	445.0	810.0	18.7	0.03	0.11	2.74	1068	333.0	2850	1.50	22.2	-9.50
KB8/1	Grafenberg	30.08.90	6.95	3460	6.86	553.0	297.0	137.0	23.5	2.89	1.36	0.10	492.0	100.0	2285	1.00	53.1	-10.10
KB9/1	Grafenberg	19.09.90	8.05	2840	6.94	460.0	189.0	62.3	8.4	9.60	0.46	0.85	598.0	19.2	1480	0.00	27.8	-9.59
KB9/2	Grafenberg	15.09.90	8.80	2865	6.78	560.0	270.0	82.4	8.7	10.5	0.19	0.88	652.0	35.4	2040	0.00	24.3	-9.54
KB9/3	Grafenberg	18.09.90	8.95	2029	6.75	521.0	164.0	80.7	9.8	16.6	0.28	0.88	642.0	40.6	1520	0.00	15.6	-9.49
KB9/4	Grafenberg	15.09.90	10.8	2835	6.92	710.0	212.0	90.2	9.8	34.3	0.36	0.76	754.0	53.4	2100	0.60	2.2	-9.47
KB10/1	Grafenberg	27.09.90	5.0	740	7.22	91.4	20.2	46.6	4.0	0.39	0.08	0.49	428.0	33.6	16.8	0.00	31.1	-8.67
KB10/2	Grafenberg	02.10.90	5.0	732	7.21	98.2	18.1	35.8	3.6	0.05	0.01	0.54	410.0	33.3	17.0	0.00	41.3	-8.60
KB10/3	Grafenberg	04.10.90	4.9	733	7.28	95.0	21.4	32.8	3.6	0.02	0.02	0.41	405.0	33.6	20.0	0.00	41.1	-8.60
KB10/4	Grafenberg	03.10.90	5.95	753	7.26	91.0	20.4	48.6	4.4	0.04	0.02	0.58	434.0	31.2	21.0	0.00	34.5	-8.59
KB10/5	Grafenberg	28.09.90	8.0	827	7.24	60.5	19.0	108.0	5.9	0.24	0.11	1.28	536.0	15.9	8.4	0.00	5.6	-8.69
KB11/1	Süssen	21.01.91	12.5	1713	6.89	315.0	70.6	41.2	8.3	0.88	0.59	0.94	533.0	6.8	710.0	0.00	31.0	-8.94
KB11/2	Süssen	19.01.91	16.0	1541	6.86	261.0	71.8	39.5	9.9	0.27	0.24	0.87	559.0	6.0	564.0	0.00	8.4	-8.90
KB11/3	Süssen	18.01.91	20.5	1347	7.04	163.0	62.5	80.3	12.8	0.08	0.10	2.21	586.0	7.5	348.0	0.00		
KB11/4	Süssen	20.01.91	22.0	1360	7.01	163.0	66.5	79.0	13.0	2.42	0.05	2.70	597.0	4.0	354.0	0.00	1.8	-8.92
KB12/1	Süssen	31.01.91	17.2	3690	6.75	505.0	230.0	360.0	18.3	0.00	0.27	4.26	683.0	30.4	2340	0.00	2.3	-8.81
KB12/2	Süssen	30.01.91	18.7	3720	6.74	493.0	200.0	350.0	18.2	7.28	0.70	3.77	680.0	38.8	2240	0.00	2.2	-8.83
KB13/1	Geisingen	17.05.91	9.5	1112	7.23	87.0	20.2	165.0	7.0	0.88	0.07	0.13	497.0	55.1	170.0	0.00		
KB13/A	Geisingen	25.06.91	3.0	682	7.08	144.0	10.3	7.7	1.8	0.14	0.08	0.08	378.0	4.5	98.0	0.00	0.4	
KB13/2	Geisingen	27.05.91	6.7	951	7.10	133.0	18.4	69.1	5.2	6.01	0.16	0.46	433.0	28.8	160.0	0.00	0.8	-9.66
KB13/3	Geisingen	28.05.91	5.25	998	7.12	130.0	18.1	86.1	4.0	2.56	0.10	0.20	437.0	38.0	170.0	0.00	1.2	-9.65
KB13/4	Geisingen	29.05.91	6.75	956	7.10	140.0	22.1	59.2	4.0	1.33	0.05	0.50	434.0	23.8	180.0	0.00	1.1	-9.68
KB13/5	Geisingen	29.05.91	8.25	961	7.10	125.0	23.7	60.5	4.6	1.10	0.02	0.88	452.0	45.6	105.0	0.00	0.7	-9.63
KB13/6	Geisingen	27.05.91	10.5	978	7.05	94.2	22.4	117.0	4.4	7.16	0.07	0.86	487.0	26.0	150.0	0.00	0.8	-9.61
KB13/7	Geisingen	26.05.91	13.5	1308	7.45	54.9	18.3	240.0	6.0	1.67	0.24	1.40	558.0	84.3	160.0	0.00		-9.76
KB13/8	Geisingen	26.05.91	16.5	1903	7.61	38.9	19.9	380.0	6.9	3.29	0.34	1.65	561.0	260.0	180.0	0.00		-10.01
KB13-E1	Geisingen (HURST)	28.10.91	6.95	1008	7.15	111.0	16.9	119.0	5.3	0.22	0.02	0.10	459.0	36.1	173.0	0.00	1.7	-9.77
KB13-E3	Geisingen (HURST)	28.10.91	12.95	1283	7.43	53.7	17.5	238.0	6.9	0.09	0.01	1.40	561.0	81.4	146.0	0.00	0.5	-9.82
KB13-E2	Geisingen (HURST)	28.10.91	15.95	1868	7.61	36.5	16.2	376.0	7.7	0.07	0.02	1.35	569.0	252.0	165.0	0.00	0.5	-10.13
KB14/1	Geisingen	08.06.91	10.0	1239	6.91	232.0	32.2	45.9	4.0	0.05	0.05	0.47	450.0	6.3	420.0	0.00	2.9	-9.70
KB14/2	Geisingen	07.06.91	16.5	1400	7.14	110.0	43.4	186.6	8.6	0.03	0.05	1.65	522.0	13.1	406.0	0.00		-9.62
KB14/3	Geisingen	06.06.91	19.5	1330	7.29	83.8	33.7	222.5	7.7	0.02	0.17	1.51	539.0	19.0	358.0	0.00	2.0	-9.55
KB14/4	Geisingen	05.06.91	22.5	1500	7.51	39.7	18.4	320.0	6.3	0.05	0.23	1.34	595.0	64.7	287.0	0.00	2.5	-9.71
KB16/1	Aalen (Schöpfpr.)	29.08.91	10	6490	7.14	530.0	540.0	830.0	18.5	0.54	0.52	2.92	603.0	54.6	4600	84.0		-9.57
KB17/A	Aalen (Bohrloch)	21.10.91	7.7	4510	7.19	289.0	195.0	730.0	19.3	0.60	0.16							

**In der Reihe C der Tübinger Geowissenschaftlichen Arbeiten (TGA) sind bisher erschienen:**

- Nr. 1: Grathwohl, P. (1989): Verteilung unpolarer organischer Verbindungen in der wasserungesättigten Bodenzone am Beispiel der leichtflüchtigen aliphatischen Chlorkohlenwasserstoffe. 102 S.
- Nr. 2: Eisele, G. (1989): Labor- und Felduntersuchungen zur Ausbreitung und Verteilung leichtflüchtiger chlorierter Kohlenwasserstoffe (LCKW) im Übergangsbereich wasserungesättigte/wassergesättigte Zone. 84 S.
- Nr. 3: Ehmman, M. (1989): Auswirkungen atmogener Stoffeinträge auf Boden- und Grundwässer sowie Stoffbilanzierungen in drei bewaldeten Einzugsgebieten im Oberen Buntsandstein (Nordschwarzwald). 134 S.
- Nr. 4: Irouschek, T. (1990): Hydrogeologie und Stoffumsatz im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. 144 S.
- Nr. 5: Sanns, M. (1990): Experimentelle Untersuchungen zum Ausbreitungsverhalten von leichtflüchtigen Chlorkohlenwasserstoffen (LCKW) in der wassergesättigten Zone. 122 S.
- Nr. 6: Seeger, T. (1990): Fluß- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. 154 S.
- Nr. 7: Einsele, G. & Pfeffer, K.-H. (Hrsg.) (1990): Untersuchungen über die Auswirkungen des Reaktorunfalls von Tschernobyl auf Böden, Klärschlamm und Sickerwasser im Raum von Oberschwaben und Tübingen. 151 S.
- Nr. 8: Douveas, N.-G. (1990): Verwitterungstiefe und Untergrundabdichtung beim Talsperrenbau in dem verkarsteten Nord-Pindos-Flysch (Projekt Pigai-Aoos, NW-Griechenland). 165 S.
- Nr. 9: Schlöser, H. (1991): Quantifizierung der Silikatverwitterung in karbonatfreien Deckschichten des Mittleren Buntsandsteins im Nordschwarzwald. 93 S.
- Nr. 10: Köhler, W.-R. (1992): Beschaffenheit ausgewählter, nicht direkt anthropogen beeinflusster oberflächennaher und tiefer Grundwasservorkommen in Baden-Württemberg. 141 S.
- Nr. 11: Bundschuh, J. (1991): Der Aquifer als thermodynamisch offenes System. - Untersuchungen zum Wärmetransport in oberflächennahen Grundwasserleitern unter besonderer Berücksichtigung von Quellwassertemperaturen (Modellversuche und Geländebeispiele). 100 S.
- Nr. 12: Herbert, M. (1992): Sorptions- und Desorptionsverhalten von ausgewählten polyzyklischen aromatischen Kohlenwasserstoffen (PAK) im Grundwasserbereich. 111 S.
- Nr. 13: Sauter, M. (1993): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW-Germany). 150 S.
- Nr. 14: Bauer, M. (1993): Wasserhaushalt, aktueller und holozäner Lösungsabtrag im Wutachgebiet (Südschwarzwald). 130 S.
- Nr. 15: Einsele, G. & Ricken, W. (Hrsg.) (1993): Eintiefungsgeschichte und Stoffaustrag im Wutachgebiet (SW-Deutschland). 215 S.

- Nr. 16: Jordan, U. (1993): Die holozänen Massenverlagerungen des Wutachgebietes (Südschwarzwald).
- Nr. 17: Krejci, D. (1994): Grundwasserchemismus im Umfeld der Sonderabfalldeponie Billigheim und Strategie zur Erkennung eines Deponiesickerwassereinflusses