

INFORMATIONEN



6

Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg



Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen



Titelbild: Verkarsteter Brenztal-Trümmeroolith (Weißjura, ki 5) bei Heidenheim
Im linken Bildteil eine Doline, gefüllt mit Sand der Ur-Brenz

Ergiebigkeits- untersuchungen in Festgesteinsaquiferen

Herausgeber:

Geologisches Landesamt
Baden-Württemberg

Bearbeiter:

G. Strayle, I. Stober & W. Schloz

Unter Mitarbeit von:

E. Beutinger, R. Kremsler, W. Lillich,
C. Mez, A. Nußbaum, E. Pezina,
R. Schmidt, K. Sprauer & O. Wendt

Freiburg i. Br. 1994

ISSN 0940-0834

Herausgeber: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg
Albertstraße 5, D-79104 Freiburg i. Br.
Telefon (0761) 204-4375

Bearbeiter: DR. G. STRAYLE, PRIV.-DOZ. DR. I. STOBBER & DR. W. SCHLOZ

unter Mitarbeit von: E. BEUTINGER, R. KREMSLER, DR. W. LILLICH, C. MEZ, A. NUSSBAUM,
E. PEZINA, R. SCHMIDT, K. SPRAUER & DR. O. WENDT

Redaktion: PRIV.-DOZ. DR. D. H. STORCH

Satz, Gestaltung: H. MERKT, A. HERR, D. HORVAT

Druck: Druckerei und Verlag GmbH Steinmann
Rimsinger Weg 1, D-79111 Freiburg i. Br.

Gedruckt auf Recyclingpapier aus 100 % Altpapieranteilen

Dezember 1994

Vorwort

Die Erschließung von Grundwasser aus Festgesteinen zählt in Baden-Württemberg zu einer außerordentlich wichtigen Aufgabe, da auf 83 % der Landesfläche Festgesteine anstehen. Aufgrund der geologischen Situation treten auf engstem Raum die unterschiedlichsten Festgesteinsgrundwasserleiter auf.

Bei der Erschließung und dem Schutz der Grundwasservorkommen werden daher besondere Anforderungen an die hydrogeologische und wasserwirtschaftliche Bearbeitung gestellt. Daraus resultiert eine große Vielfalt von Erkundungs- und Untersuchungsverfahren, die den Bereichen der Geowissenschaften und der Ingenieurwissenschaften gleichermaßen angehören.

Wirtschafts- und Umweltministerium beauftragten daher einen Arbeitskreis von Fachleuten unter maßgeblicher Beteiligung des Geologischen Landesamts, um die bewährten Untersuchungs- und Auswertungsverfahren in Festgesteinsaquiferen für die Praxis zusammenfassend darzustellen. Anhand von Beispielen aus Baden-Württemberg werden diese Verfahren erläutert, wobei auf eine ausführliche Diskussion des theoretischen Hintergrundes weitgehend verzichtet wurde. Der ressortübergreifende Arbeitskreis legt nun die Ergebnisse in dieser Schrift vor. Sie wendet sich in erster Linie an die staatlichen und kommunalen Fachbehörden und Dienststellen, an Fachbüros sowie an geowissenschaftliche und wasserwirtschaftliche Sachverständige.

Mein Dank gilt allen, die am Entstehen dieses Berichts mitgewirkt haben, sowie dem Wirtschafts- und dem Umweltministerium, durch deren finanzielle Unterstützung dieses Vorhaben realisiert werden konnte.

A handwritten signature in blue ink that reads 'Horst Schneider'.

Prof. Dr. Horst Schneider
Präsident des Geologischen Landesamts
Baden-Württemberg

Inhalt

	Seite
Vorwort	3
Einleitung	7
1 Festgesteinsgrundwasserleiter in Baden-Württemberg	9
2 Wasserwegsamkeit und Grundwasserbewegung im Festgestein	13
2.1 Geologische Grundlagen	13
2.1.1 Klüftung	13
2.1.2 Verkarstung	14
2.1.3 Störungszonen	14
2.2 Geohydraulische Grundlagen	14
2.2.1 Grundannahmen	14
2.2.2 Grundgleichungen	16
2.2.3 Geohydraulische Parameter	17
3 Untersuchungsmethoden	22
3.1 Allgemeines	22
3.2 Bestandsaufnahme	22
3.3 Felduntersuchungen	22
3.3.1 Kartierungen	22
3.3.2 Erhebung hydrologischer und meteorologischer Daten	23
3.3.3 Spezialuntersuchungen im Gelände	23
3.4 Untersuchungen im Bohrloch oder Brunnen	25
3.4.1 Hydraulische Verfahren	25
3.4.2 Geophysikalische Verfahren	25
3.5 Chemische und isopenphysikalische Wasseruntersuchungen	27
3.6 Erstellung von Grundwassermodellen	27
4 Grundwasserneubildung	29
4.1 Allgemeines	29
4.2 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus der Wasserhaushaltsbilanz	29
4.3 Auswertung von Quellschüttungen	29
4.4 Ermittlung des unterirdischen Abflusses an Quellen und Vorflutern	31
4.4.1 Allgemeines	31
4.4.2 Ermittlung und Auswertung der Trockenwetterfalllinie (TWL)	32
4.4.3 Auswertung von Niedrigwasserabflüssen	36
5 Grundwassermarkierungsversuche	37
5.1 Allgemeines	37
5.2 Planung und Durchführung von Markierungsversuchen	37
5.3 Analytische Lösungen für den Tracertransport	38
5.3.1 Physikalische Grundlagen	38
5.3.2 Differentialgleichungen des Massentransports	38
5.3.3 Lösungen der Differentialgleichungen	39
5.3.4 Sorption und Zerfall eines Tracers	39
5.4 Auswertung der Durchgangskurven	40
5.4.1 Vergleich der Fließgeschwindigkeiten	40
5.4.2 Anwendung der Summenkurve	40
5.4.3 Auswertung mit Typkurven	41
5.5 Vergleich von Labor- und Feldwerten	45

6	Pumpversuche	46
6.1	Definition und Betriebsplan	46
6.2	Planung und Durchführung von Pumpversuchen	46
6.3	Besonderheiten bei Pumpversuchen im Festgestein	47
6.4	Auswertung des Brunnentests	48
6.5	Auswerteverfahren für Aquifertests	50
6.5.1	Allgemeines	50
6.5.1.1	Identifikation des Aquifermodells	52
6.5.1.2	Parameterermittlung	52
6.5.2	Auswerteverfahren nach THEIS (1935) und JACOB (1946)	54
6.5.3	Einfluß hydraulisch wirksamer Ränder	56
6.5.4	Brunnenspezifische Einflüsse	56
6.5.5	Aquiferspezifische Einflüsse auf den Absenkungs- und Wiederanstiegsverlauf	61
6.5.5.1	Allgemeines	61
6.5.5.2	Statistisch zufällig und gleichmäßig verteilte Klüfte	61
6.5.5.3	Leit- und Speicherschichten	61
6.5.5.4	Zwei-Porositäts-Systeme	66
6.5.5.5	Endlich dimensionierte Klüfte	71
7	Weitere hydraulische Untersuchungsverfahren	76
7.1	Allgemeines	76
7.2	Wasserdurchlässigkeitstests	76
7.3	Schöpf- und Auffüllversuche (Slug-Tests)	77
7.4	Einschwing- und Gezeitenverfahren	77
7.5	Zyklische Pumpversuche	79
7.6	Abschätzung von Parametern	82
7.7	Stimulation von Bohrungen	82
7.7.1	Schocken	82
7.7.2	Fracen	82
7.7.3	Bohrlochsäuerung	83
7.7.4	Erfahrungen	84
8	Beurteilung von Dauerergiebigkeiten	85
8.1	Allgemeine Hinweise	85
8.2	Untersuchungen	87
8.2.1	Technische Ergiebigkeit des Brunnens	87
8.2.2	Regionale Ergiebigkeit des genutzten Aquifers	87
8.2.3	Regionale Wasserhaushaltsdaten	87
8.2.4	Verknüpfung von Aquifer- und Wasserhaushaltsdaten	88
8.2.5	Berücksichtigung einschränkender Randbedingungen	88
9	Hinweise zu thermalem, mineralisiertem und gasführendem Grundwasser	89
9.1	Allgemeines	89
9.2	Physikalische Eigenschaften	89
9.2.1	Wasser	89
9.2.2	Gestein	91
9.3	Grundlagen der Wärmeleitung	92
9.4	Konsequenzen für Ergiebigkeitsuntersuchungen in tiefen Aquiferen	92
9.4.1	Hydraulische Parameter	92
9.4.2	Auswirkungen auf die Durchführung von Pumpversuchen	93
10	Bohrverfahren und Brunnenbau	97
10.1	Bohrverfahren	97
10.1.1	Schlagbohrverfahren	97
10.1.2	Drehschlagbohrverfahren	98
10.1.3	Drehbohrverfahren	98

10.2	Spülverfahren beim Drehbohren	99
10.2.1	Direktes Spülbohrverfahren (Druckspülbohren, Rechtsspülen, Rotarybohren)	99
10.2.2	Indirektes Spülbohrverfahren (inverse Spülung, Umkehrspülung, Linksspülung)	99
10.3	Aufgaben der Bohrspülung	100
10.4	Brunnenbohrung	101
11	Rechtliche Grundlagen	103
11.1	Allgemeines	103
11.2	Bohrungen	103
11.3	Bohrspülungen und Spülungszusätze	104
11.4	Pumpversuche	104
11.5	Markierungsversuche	104
12	Formelsammlung	105
13	Literatur	108
14	Stichwortverzeichnis	113

Einleitung

Die zunehmende Nutzung der Grundwasservorkommen erfordert genauere Kenntnis über die Grundwasserleiter. Dies war der Anlaß, im Jahre 1976 das Arbeitsblatt 'Pumpversuche in Porengrundwasserleitern' herauszugeben. Dem Lockergesteinsbereich sind nur rd. 17 % der Landesfläche von Baden-Württemberg zuzuordnen. Der restliche Teil des Landes, in dem rd. 70 % der Bevölkerung wohnen, zählt hydrogeologisch zum Festgesteinsbereich.

Die Erschließung von Grundwasser im Festgestein ist ungleich schwieriger und aufwendiger als im Lockergestein. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, auch für diesen Bereich aus dem verfügbaren Unterlagen eine Arbeitsgrundlage zu schaffen, die dem Anwender helfen soll, die Ergiebigkeit eines Grundwasservorkommens im Festgestein zu untersuchen und zu beurteilen.

Ursprünglich war die vorliegende Zusammenstellung hydrogeologischer Methoden und Beispiele als Arbeitsblatt konzipiert, das von Angehörigen des Geologischen Landesamts und der Wasserwirtschaftsverwaltung des Landes Baden-Württemberg bearbeitet wurde.

Mitglieder und Mitarbeiter dieser Arbeitsgruppe waren: E. BEUTINGER (Baudirektor, Regierungspräsidium Stuttgart), R. KREMSLER (Oberbaurat, Amt für Wasserwirtschaft und Bodenschutz (WBA) Heilbronn, früher LfU), Dr. W. LILLICH (Regierungsdirektor, Umweltministerium Stuttgart, früher LfU), C. MEZ (Baudirektor a. D., Regierungspräsidium Freiburg i. Br.), A. NUSSBAUM (Baudirektor, WBA Ulm, Außenstelle Riedlingen), E.

PEZINA (Baudirektor, Regierungspräsidium Tübingen), Dr. W. SCHLOZ (Geologiedirektor, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg), R. SCHMIDT (Baudirektor, WBA Ellwangen), K. SPRAUER (Ltd. Baudirektor, WBA Waldshut), Dr. I. STÖBER (Geologierätin, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg), Dr. G. STRAYLE (Abteilungsdirektor, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg), Dr. O. WENDT (Ltd. Geologiedirektor, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg).

Umfang und Inhalt dieser Publikation sind maßgeblich bestimmt durch die langjährigen Tätigkeiten im Geologischen Landesamt. Dementsprechend entstammen – von wenigen Ausnahmen abgesehen – alle angeführten Beispiele aus dessen Archiv oder aus Veröffentlichungen von Mitarbeitern des Amtes.

Das umfangreiche Spektrum hydrogeologischer Methoden, das mit zahlreichen Anwendungsbeispielen dargelegt wird, die ausschließlich aus hydrogeologischen Projekten innerhalb des Landesgebietes stammen, sprengt den Rahmen üblicher Arbeitsblätter. Andererseits sollte sich eine wissenschaftliche Publikation nicht allein auf die Darstellung von Methoden und deren Anwendung beschränken.

Nachdem eine wesentliche Texterweiterung vorgenommen worden war und da eine fachlich interessierte Öffentlichkeit erreicht werden soll, bot sich die Schriftenreihe "Informationen" des GLA an, mit dem Ziel, die Zusammenarbeit über die Ressortgrenzen hinaus zu unterstreichen.

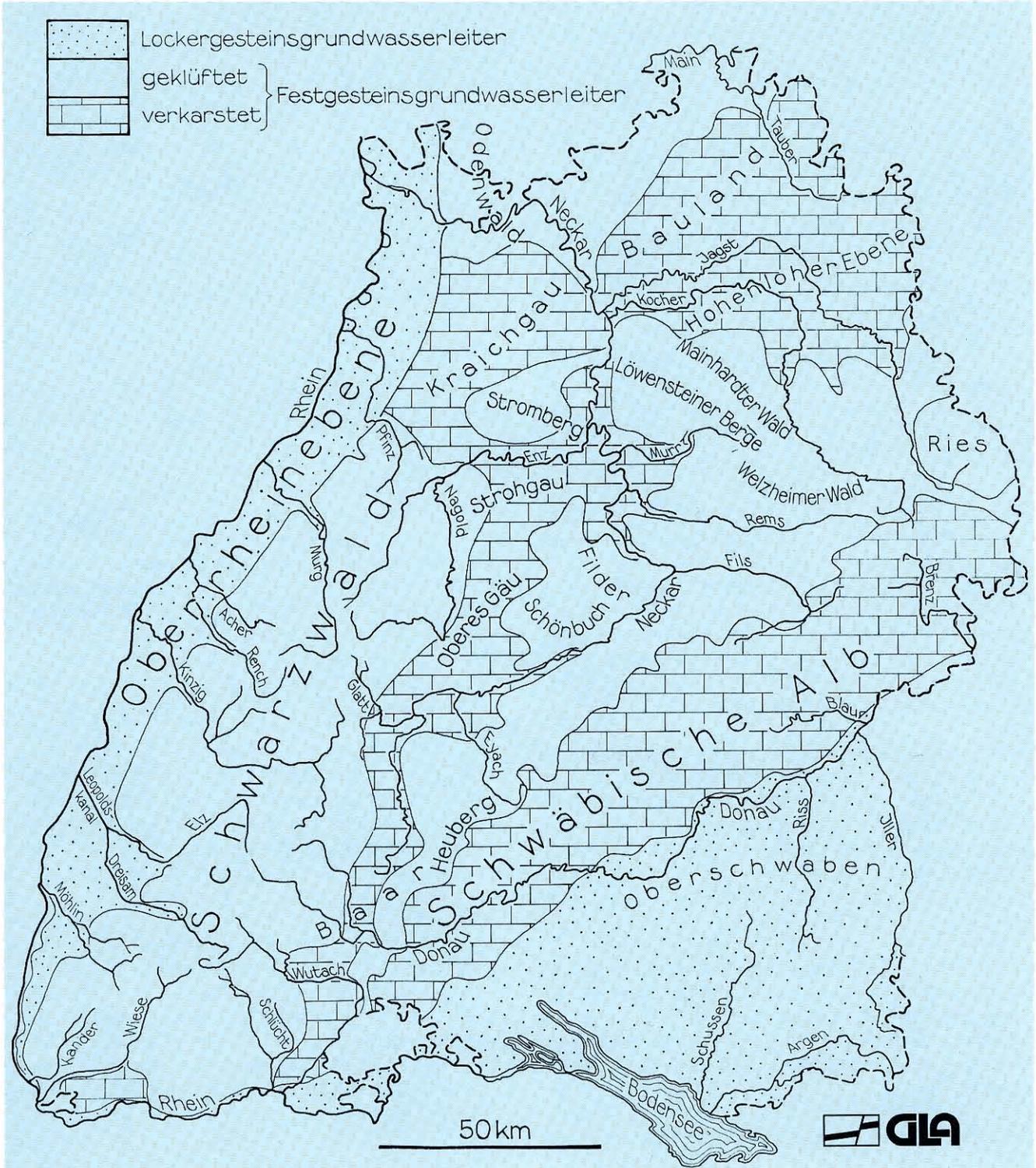


Abb. 1: Vereinfachte hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg

1 Festgesteinsgrundwasserleiter in Baden-Württemberg

In Baden-Württemberg werden mehrere Grundwasserlandschaften unterschieden, die in der Hydrogeologischen Kartierung Baden-Württembergs (Grundwasserlandschaften 1985) beschrieben sind. Darin sind frühere Gliederungen einbezogen.

Die Festgesteinsgrundwasserleiter können nach ihren hydrogeologischen Eigenschaften in folgende Großbereiche (Abb. 1) eingeteilt werden:

- Kluftgrundwasserleiter im Grundgebirge, Buntsandstein, Keuper, Schwarzjura und Braunjura (Lias und Dogger) und in der Molasse
- Karstgrundwasserleiter im Muschelkalk und im Weißjura (Malm)

Im einzelnen besteht jedoch eine außerordentliche Vielfalt, so daß bezüglich der Eigenschaften alle Übergänge zwischen Locker-, Kluft- und Karstaquifer möglich sind. Nachstehende Beschreibung der wichtigsten Festgesteinsgrundwasserleiter erfolgt in stratigraphischer Reihenfolge, in Anlehnung an Informationen GLA 2/91 (vgl. dazu Abb. 2).

Grundgebirge

Das Grundgebirge bildet den Sockel von Schwarzwald und Odenwald und besteht im wesentlichen aus Gneisen und Graniten. In Baden-Württemberg tritt es auf ca. 11 % der Landesfläche zutage. Die Ergiebigkeiten von Fassungsanlagen im Grundgebirge sind meist sehr gering. Sie können jedoch auf Störungszonen, im oberflächennahen Verwitterungsbereich und in den Hangschuttdecken auf Dauerergiebigkeiten von wenigen l/s ansteigen. Innerhalb des festen Gesteinsverbandes erfolgt die Wasserbewegung auf einzelnen Klüften und Spalten. Das Grundwasservorkommen wird hauptsächlich durch Quellen gefaßt, selten durch Brunnen und vereinzelt – für Mineral- und Thermalwassernutzungen – durch tiefere Bohrungen erschlossen. Die Wasserhärte in Oberflächennähe ist meist gering, ebenso der Gehalt gelöster Feststoffe. Wegen des geringen Speichervermögens in den Klüften liegt hier trotz hoher Niederschläge und Quelldichte ein Grundwassermangelgebiet vor.

Buntsandstein

Der Buntsandstein tritt flächenhaft in dem nördlichen Schwarzwald, der Vorbergzone und dem Odenwald zutage und hat einen Anteil von ca. 11% der Landes-

fläche. Er besteht aus mächtigen Sandsteinsfolgen mit einzelnen Tonsteinszwischenlagen. Hauptgrundwasserleiter sind die grobkörnigen Schichtglieder des Mittleren Buntsandsteins. Der Buntsandstein ist ein klassischer weitmaschiger Kluftgrundwasserleiter, obwohl manche Abschnitte wie das Ecksche Konglomerat Lockergesteinscharakter aufweisen können. Quellschüttungen und Brunnenergiebigkeiten sind mittel bis groß (bis einige 10 l/s) und können regional sehr unterschiedlich sein. Sehr hohe Ergiebigkeiten sind i. allg. an tektonisch bedingte Verwerfungs- und Bruchzonen gebunden. Je nach Überlagerung durch Muschelkalk im Einzugsgebiet ist das Wasser weich bis hart. Einige Grundwasservorkommen im Nordschwarzwald werden als Mineralwässer genutzt.

Muschelkalk und Lettenkeuper

In weiten Bereichen der Gäulandschaften, der Hohenloher Ebene, des Taubergrundes, des Baulandes, des Kraichgaus, des Dinkelberges und der Vorbergzone bilden Muschelkalk und Lettenkeuper den Untergrund. In Baden-Württemberg nehmen sie einen Flächenanteil von ca. 23 % ein. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Kalk-, Dolomit-, Mergel-, Sulfat-, Salz- und Sandsteinschichten. Innerhalb dieser Gesteinsabfolge ist der klüftige, oft verkarstete Obere Muschelkalk mit bereichsweise sehr großen Ergiebigkeiten der Hauptwasserlieferant. Seine Ergiebigkeit kann lokal durch Zuflüsse aus den Dolomiten des Lettenkeupers und des oberen Mittleren Muschelkalkes erhöht werden. Das Grundwasser ist hart und kann bei Zustrom aus dem Mittleren Muschelkalk stark mineralisiert sein. Die Gefährdung durch Oberflächeneinflüsse ist bereichsweise groß. Lokal werden Mineralquellen und Thermalwässer genutzt.

Gipskeuper und höherer Keuper

Gipskeuper und höherer Keuper bilden die Schichtstufenlandschaften des Schönbuchs, des Schwäbischen Waldes, des Stromberges, des Heuchelberges, der Baar und der Löwensteiner Berge.

Der Gipskeuper besteht aus Tonmergelsteinen mit Gipslinsen. Bereichsweise kann in kavernen Gipsauslaugungszonen über dem Gipsspiegel mit geringen Ergiebigkeiten gerechnet werden, wobei das Wasser hart und häufig stark sulfathaltig ist.

Der höhere Keuper, der aus einer Wechselfolge von Tonmergel- und Sandsteinschichten besteht, weist mehrere Grundwasserstockwerke auf: Schilfsand-

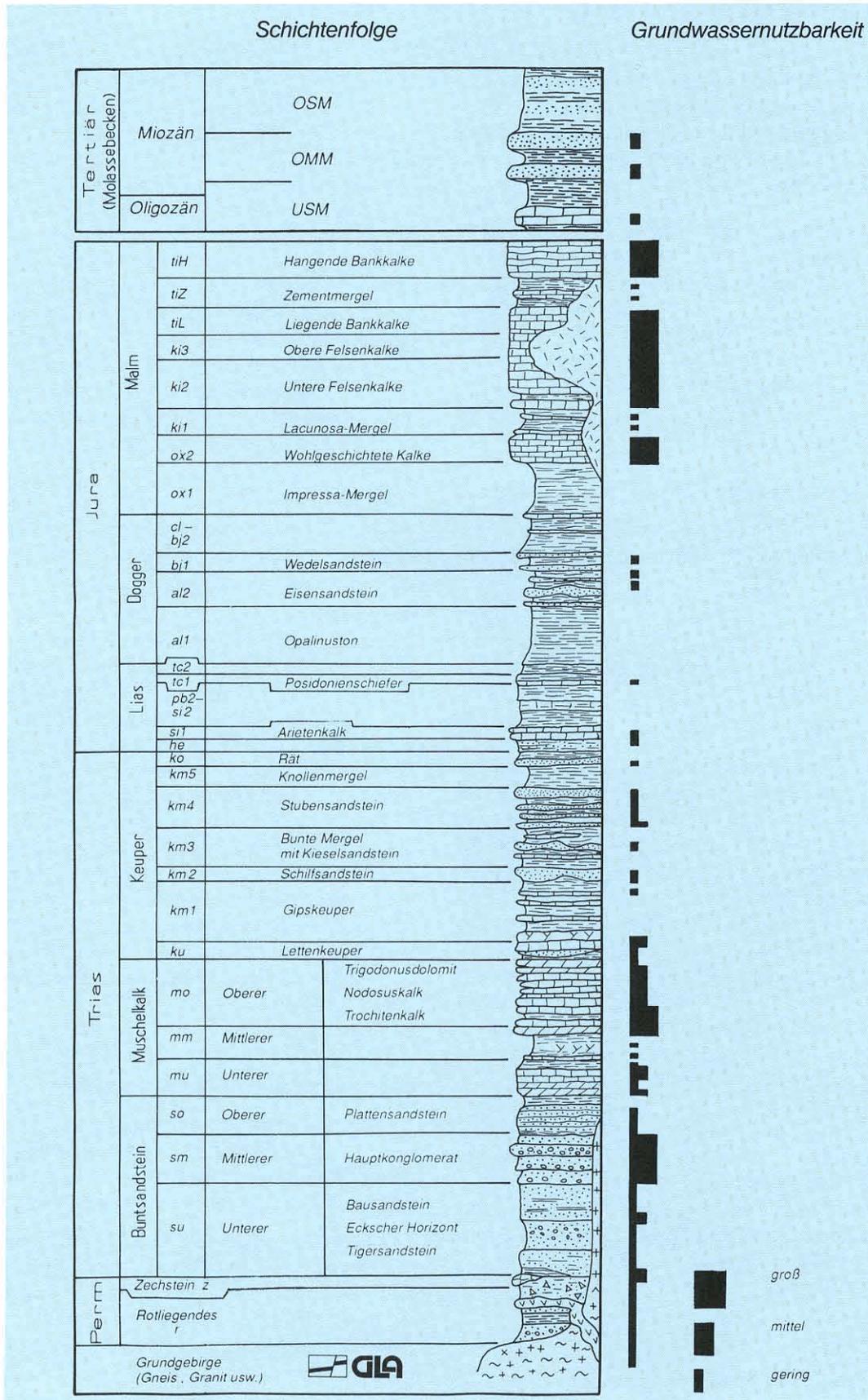


Abb. 2: Festgesteinsgrundwasserleiter in Baden-Württemberg – ergänzt aus Informationen Geologisches Landesamt Baden-Württemberg 2/91

stein, Kieselsandstein, Stubensandstein und Rät. Die Ergiebigkeit ist i. allg. gering. Bedeutendere Quellschüttungen (≤ 3 l/s) bzw. Entnahmen aus Tiefbrunnen (≤ 45 l/s) gibt es im Ostalbkreis im Kiesel- und Stubensandstein. Westlich dieser Region nehmen die Schüttungen jedoch allmählich ab. Das Wasser ist meist hart und kann im Stubensandstein örtlich stark mineralisiert sein.

Schwarzjura und Braunjura

Schwarzjura und Braunjura treten im Albvorland und in Teilen der Vorbergzone des Schwarzwaldes zu tage. Zusammen mit der Keuperschichtstufe ist das ein Flächenanteil von 15 % im Land Baden-Württemberg. Innerhalb der tonigen und mergeligen Abfolge sind es die geringmächtigen Sand- und Kalksteinlagen, die Kluftgrundwasser führen, das örtlich genutzt wird. Jedoch ist die Schüttung gering, weshalb auch diese Regionen zu den Grundwassermangelgebieten gehören, ausgenommen die Eisensandstein-Fazies in der Ostalb, die Schüttungen bis zu 5 und 10 l/s aufweisen kann, und der Hauptrogenstein in Südbaden. Das Grundwasser ist meist hart. Im Arietenkalk

kann es stärker mineralisiert sein. Die Grundwässer im Posidonienschiefer sind schwefelhaltig.

Weißjura

Der Weißjura tritt in der Schwäbischen Alb und Teilen der südlichen Vorbergzone des Schwarzwaldes zu tage. Sein Flächenanteil beträgt 13 %. Der Weißjura besteht aus verkarsteten, grundwasserführenden Massenkalken, aus gering wasserführenden Bankkalken und aus wasserstauenden Mergelsteinschichten. Die Grundwassergiebigkeit ist regional unterschiedlich. In der Westalb und am Alb nordrand sind die Grundwasservorkommen i. allg. weniger ergiebig, während in der mittleren Alb und in der Ostalb sehr große Ergiebigkeiten mit Quellschüttungen von über 100 l/s angetroffen werden. Abb. 3 gibt einen Überblick über die einzelnen Karstzonen. Die Hauptgrundwasserleiter sind die Massenkalke von ki2 bis tiL. Im von der Molasse überdeckten SE-Bereich gewinnt die Karst- und Thermalwassererschließung durch Tiefbrunnen an Bedeutung. Das Grundwasser ist hart. Seine Gefährdung durch anthropogene Einflüsse ist bereichsweise sehr groß. Infolge hoher Fließgeschwindigkeiten ist in Karstgerinnen die Filtrationswirkung stark herabgesetzt.

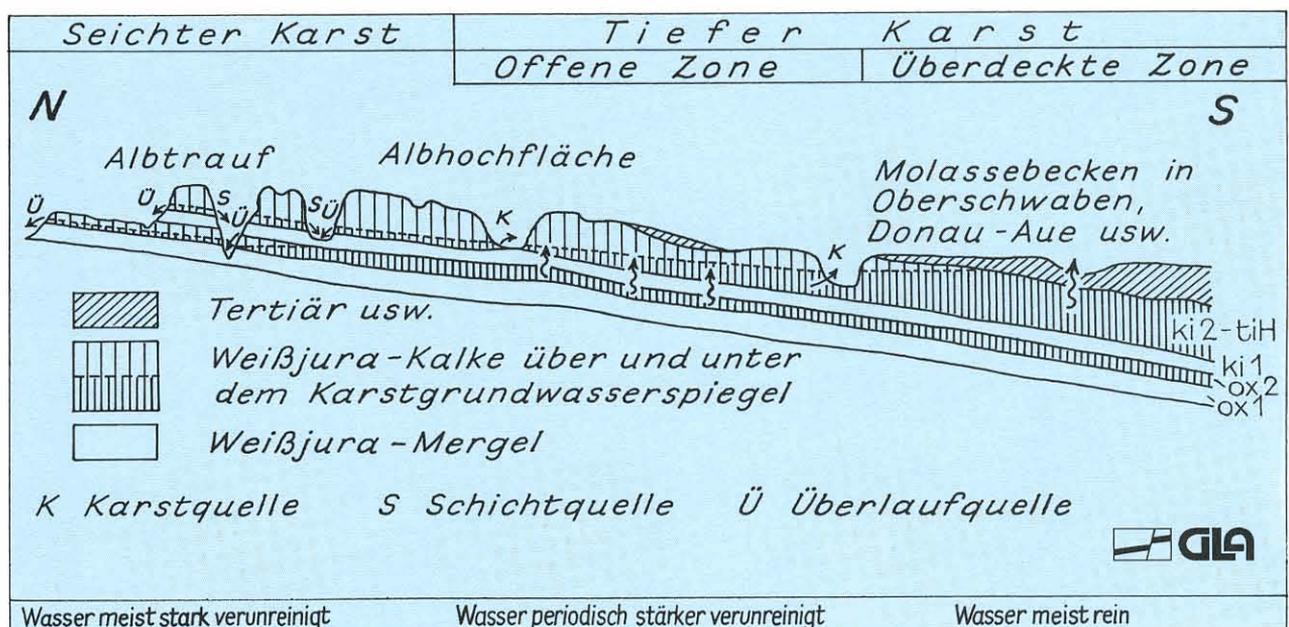


Abb. 3: Seichter und tiefer Karst in der Schwäbischen Alb (nach WEIDENBACH 1960)

Tertiär

Die Verbreitung des Tertiärs beschränkt sich auf das Molassebecken des Alpenvorlandes und die südliche Albhochfläche, d. h. den Teutschbuch, das Hochsträß, das Donauried, den Ehinger Raum und den Hegau. Geringe Vorkommen gibt es auch in der Vorbergzone des Schwarzwaldes, im Kaiserstuhl und im Rheintalgraben. Die Schichtenfolge besteht

aus einem Wechsel von festländischen und marinen Mergel-, Kalk-, Sand-, Ton- und Konglomeratablagerungen. Es handelt sich daher teils um Poren- und teils um Kluffgrundwasserleiter. Die Ergiebigkeit ist i. allg. gering. Zunehmend lokale Bedeutung gewinnen einzelne Sand- und Sandsteinschichten innerhalb der Oberen Meeresmolasse, die Schüttungen bis zu 10 l/s erbringen können. Das Grundwasser ist meist hart.

2 Wasserwegsamkeit und Grundwasserbewegung im Festgestein

2.1 Geologische Grundlagen

2.1.1 Klüftung

Strömungsvorgänge im Locker- und Festgestein unterscheiden sich wesentlich. Im Lockergestein bewegt sich das Grundwasser in zusammenhängenden Poren zwischen den Einzelkörnern. Im Festgestein dagegen spielt die Porendurchlässigkeit meist nur eine untergeordnete Rolle; die hauptsächliche Grundwasserbewegung findet auf Trennflächen, d.h. in Bankungsfugen, Klüften und Störungen, und in Lösungshohlräumen statt.

Das Festgestein des kristallinen Grundgebirges besitzt im Intergranular ein so feines Porensystem, daß die adhäsiven Kräfte allein unter dem Einfluß der Gravitation kaum Fließbewegungen zulassen. In sedimentären Festgesteinen ist die Gesteinsporosität abhängig von der Genese, der Diagenese und – bei klastischen Sedimenten – von der Zusammensetzung des Bindemittels. Sedimente können mehr oder weniger stark verkittet und verfestigt sein, so daß das Gestein nur gering wasserdurchlässig ist. Daß Festgesteine dennoch beachtliche Grundwassermengen weiterleiten können, ist meist nicht auf die Gesteins-, sondern auf die Gebirgsdurchlässigkeit über Trennflächen und Lösungshohlräume infolge von Verkarstung zurückzuführen. Man bezeichnet grundwasserführende Festgesteine daher auch als Kluft- oder Karstgrundwasserleiter.

Als Folge der tektonischen Beanspruchung treten in Südwestdeutschland regional vorherrschende Hauptkluftrichtungen auf, z. B. die „rheinische Richtung“, parallel zum Oberrheingraben, die „herzynische Richtung“ (NW–SE) und die „schwäbische Richtung“ (WSW–ENE).

Die hydraulische Wirksamkeit der Kluft- und Hohlraumssysteme kann durch sekundäre Verfüllungen vermindert sein.

Klüfte werden nach ihrer Entstehung eingeteilt in:

- Erstarrungsklüfte als Folge der Volumenänderung beim Abkühlungsvorgang in magmatischem Gestein
- tektonische Klüfte als Folge tektonischer Bewegungen; dabei bestehen große Unterschiede in der Kluftweite und im Kluftabstand, die abgesehen von der speziellen geologischen Situation

auch von der Elastizität der Gesteine und der Bankmächtigkeit abhängen (Abb. 4)

- diagenetische Klüfte, die bei der Verfestigung von Sedimentgesteinen entstehen
- Schichtfugen als Folge von Materialänderungen bei der Ablagerung. Bei horizontalen Beanspruchungen, wie z. B. bei Entlastungen oder Hebungen u. dgl., bilden sich bevorzugt auf Schichtfugen Klüfte aus.
- Entspannungsklüfte bei vertikaler Entlastung und bei lateraler Entspannung

Klufferweiterungen können entstehen durch Frost-, Hydratations- und Kristallisationssprengung sowie durch chemische Lösungsvorgänge. Sie können zusätzlich durch Erosion und biologische Vorgänge (Wurzelsprengung u. a.) erfolgen. An Talrändern können Klüfte durch Hangentlastung entstehen oder erweitert werden.

Wichtige Faktoren für die Wasserwegsamkeit sind die Dichte des Kluftnetzes, die Weite der Einzelklüfte und die Verbindung der einzelnen Klüfte untereinander.

Allgemein nimmt die Kluftdichte und -weite mit der Tiefe ab, jedoch wurden im kristallinen Grundgebirge auch in größerer Tiefe (> 5 km) noch hydraulisch wirksame Klüfte nachgewiesen. Entspannungs- und Verwitterungsklüfte haben i. allg. lediglich Eindringtiefen von wenigen hundert Metern. In einigen Grundwasserlandschaften wurde eine sprunghafte Abnahme der Durchlässigkeit in 20–30 m Tiefe unter Talniveau beobachtet. Dies ist wohl auf Frostsprengung während der Eiszeit zurückzuführen.

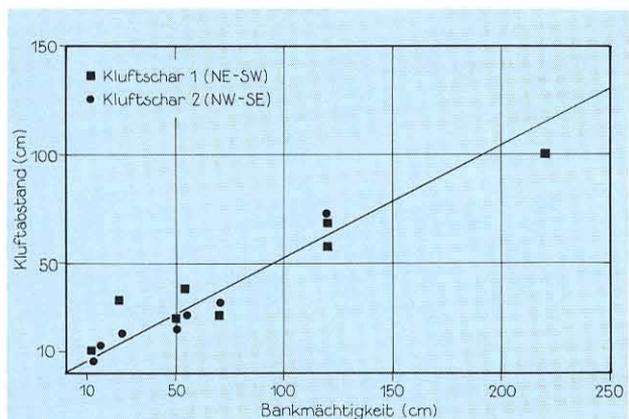


Abb. 4: Beziehung zwischen Kluftabstand und Bankmächtigkeit eines Keupersandsteins (nach UFRICHT 1987)

Die räumliche Lage der Kluftflächen ist eng an die Art und Genese der Festgesteine gekoppelt. In allen gebankten Sedimentgesteinen bilden die Trennflächen Raumgitter aus mehr oder weniger horizontalen Schichtflächen und einem überwiegend vertikal orientierten Kluftsystem. Je dickbankiger die Sedimentgesteine sind, desto großmaschiger ist das Raumgitter (Abb. 4). So können im Buntsandstein Kluftabstände bis 20 m auftreten. Im Granit sind im Gegensatz zum Gneis große ebene Kluftflächen wahrscheinlicher.

2.1.2 Verkarstung

Verkarstungsfähig sind Kalk- und Dolomitgesteine mit über 70 % Kalzium- und Magnesiumkarbonat sowie saline Gesteine, insbesondere Gips und Anhydrit. Bei einheitlich aufgebauten und primär gleichmäßig geklüfteten Gesteinen kann sich ein gleichmäßiges Netz von Lösungsfugen entwickeln. Wenn dagegen – z. B. infolge fazieller Unterschiede – die Lösung auf bevorzugten Bahnen beschleunigt vor sich geht, können größere Hohlräume entstehen, die sich schließlich bis zu Gerinnen und Höhlen erweitern, wie sie für karbonatische Karstgrundwasserleiter charakteristisch sind. In reifen Karstsystemen kann die Gesteinslösung durch erosive Vorgänge erweitert werden.

In Karsthohlräumen kann sich der Querschnitt auf kurze Entfernungen ändern. Neben ausgeprägten, oft weitgehend isolierten Gerinnen treten auch flächige und verhältnismäßig homogene Verkarstungen auf, wenn dafür lithologische Voraussetzungen gegeben sind (z. B. Lochfelsfazies im Weißjura). Dadurch können in Karstaquifere die Fließgeschwindigkeiten und -richtungen selbst auf engstem Raum und innerhalb eines Stockwerkes sehr stark variieren.

2.1.3 Störungszonen

Bei tektonischen Störungen werden solche mit vertikalem Schichtversatz (Auf- oder Abschiebungen) infolge Zerrung oder Einengung und solche mit lateralem Versatz, sogenannte Blattverschiebungen, unterschieden. Je nach Elastizität und Wasserlöslichkeit der Gesteine können Störungszonen intensiv geklüftet und damit wasserdurchlässig, verkarstet, feinkörnig zerbrochen (mylonitisiert) oder in tonigen

Gesteinen abgedichtet sein. Darüber hinaus kann die Durchlässigkeit von Störungszonen durch sekundäre Ausscheidungen, z. B. Kalksinter, oder durch eingeschwemmte Feinteile reduziert sein. Bei stärkerem Vertikalversatz, d. h. über lithologische Grenzen hinweg, können grundwasserleitende Schichten vollständig durchtrennt werden. Andererseits können über hoch durchlässige Störungszonen verschiedene Grundwasserstockwerke hydraulisch miteinander verbunden sein.

2.2 Geohydraulische Grundlagen

2.2.1 Grundannahmen

Eine Beschreibung der Strömungsvorgänge in einem Aquifer ist naturgemäß nicht in allen Einzelheiten möglich. Um die grundlegenden Vorgänge dennoch erfassen zu können, muß man sich auf vereinfachende Modelle zur Beschreibung der Realität einigen. Diese Vereinfachungen umfassen bestimmte Grundannahmen und Grundgleichungen, mit denen sich komplexe Fließvorgänge schematisierend beschreiben lassen. Vom Grad ihrer Übereinstimmung mit den natürlichen Verhältnissen hängt es ab, in welchem Umfang weiterreichende Schlußfolgerungen zulässig sind. Für die meisten Aquifere gelten die folgenden beiden Grundannahmen:

Kontinuumsansatz

In jedem Aquifer variieren die Geometrie und die Orientierung der Fließwege in weiten Grenzen. Um eine statistisch zufällige Verteilung annehmen zu können, ist ein kleinstmögliches Teilgebiet zu definieren, das alle hydraulischen Eigenschaften eines Poren-, Karst- oder Kluftaquifers repräsentiert. Dieser Teilbereich wird **Repräsentatives Elementarvolumen (REV)** genannt. Jedes Volumen, das kleiner als das REV ist, stellt nach dieser Definition ein Diskontinuum dar, das eine andere Betrachtungsweise erfordert, wie z. B. die Analogie zwischen Rohrhydraulik und Strömungsvorgang in einer Kluft oder einem Karstgerinne. Regionale oder geologisch bedingte Diskontinuitäten, z. B. tektonische Verwerfungen, Gewässerränder oder Faziesgrenzen, bestimmen die Obergrenze eines REV, so daß insbesondere in Festgesteinsaquifere die Festlegung eines REV nicht mehr möglich ist.

Um eine Vorstellung über die Größenordnung eines REV in verschiedenen Aquifern zu geben, wird in Anlehnung an BEAR (1979) die Entwicklung der wirksamen Porosität bzw. des Kluftraumes für unterschiedlich große Teilvolumina eines Aquifers in Abb. 5 betrachtet. An jedem beliebigen Punkt im Aquifer kann die Porosität theoretisch nur den Wert $n=0$ oder $n=1$ annehmen. Untersucht man Teilvolumina, so wird der Porositätswert zwischen $0 < n < 1$ liegen, wobei sich ab einem hinreichend großen Volumen konstante mittlere Porositätswerte ergeben. Das kleinste Volumen, das gebietsrepräsentative Mittelwerte liefert, ist das REV. Beispiele für die Entwicklung kennzeichnender mittlerer Poren- bzw. Klufthohlräume sind in Abb. 5 für einen Kluftaquifer ($n = 0,02$), einen Kiesaquifer ($n = 0,2$) und einen Sandaquifer ($n = 0,4$) dargestellt. Man sieht, daß sich

die Dimensionen der zugehörigen REV-Volumina um mehrere Größenordnungen unterscheiden. Im dargestellten Beispiel ändert sich die mittlere Porosität in der Nähe eines Gewässerrandes und kann im Extremfall auf $n = 1$ ansteigen. In Abb. 5 ist gestrichelt angedeutet, daß die Homogenität bei großregionaler Betrachtung verlorengehen kann (Störungen, hydraulisch wirksame Ränder usw.).

Hydraulische Vereinfachung

Obwohl der Fließvorgang grundsätzlich dreidimensional abläuft, begnügt man sich in den weitaus meisten Fällen mit einer zweidimensionalen Betrachtungsweise, weil in der Regel Aquifere im Vergleich zu ihrer Mächtigkeit eine große Fläche einnehmen.

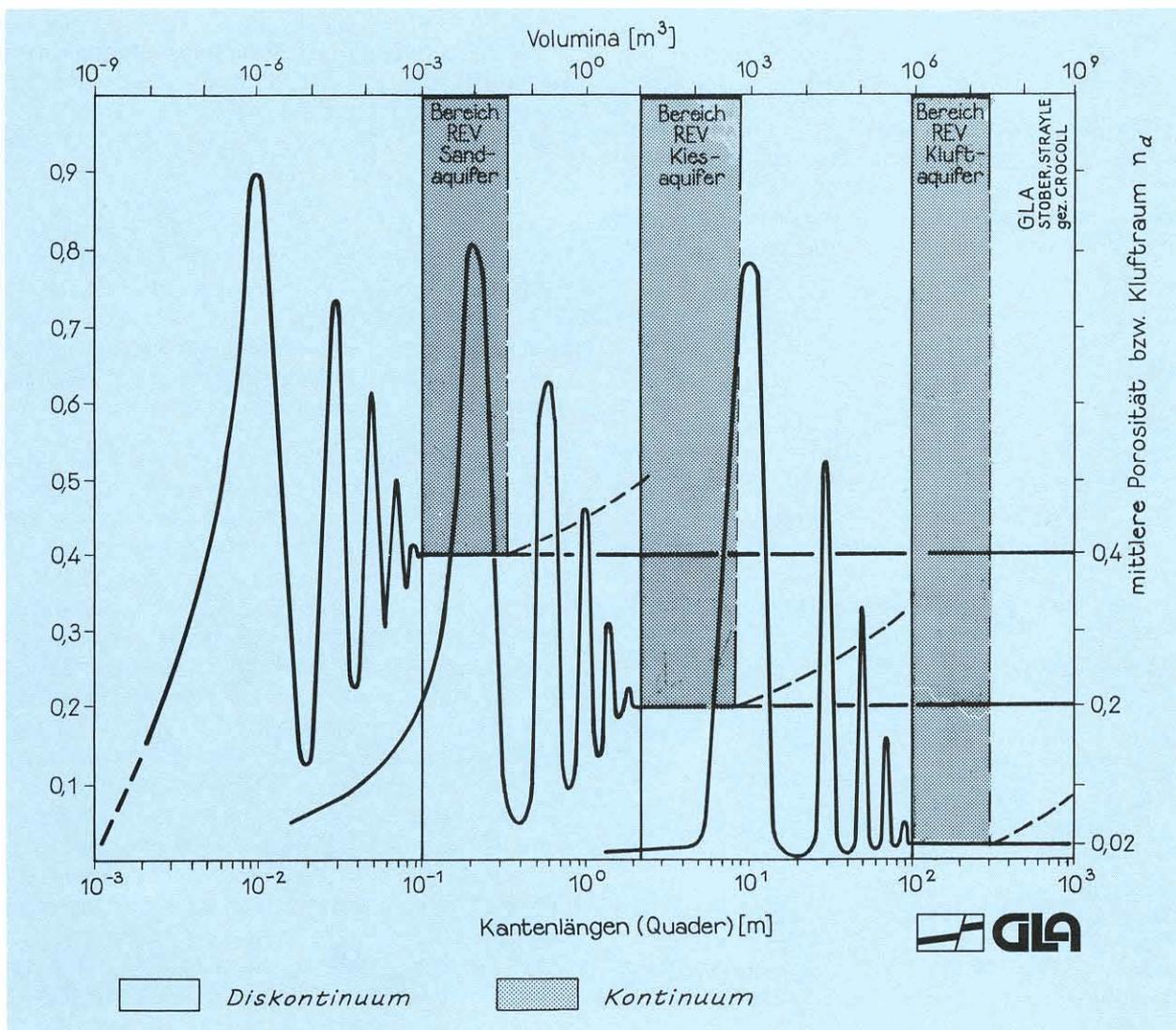


Abb. 5: Schematische Entwicklung des Repräsentativen Elementarvolumens (REV) für verschiedene Aquifertypen am Beispiel der Porosität

Vertikale Fließkomponenten werden damit bedeutungslos.

Insbesondere in Festgesteinsaquifere treten in unmittelbarer Brunnennähe sehr häufig vertikale Strömungskomponenten auf, die nicht vernachlässigt werden dürfen und spezielle Untersuchungen erfordern (vgl. S. 56 ff.).

2.2.2 Grundgleichungen

Die Beschreibung des Fließvorgangs im Poren- und Kluftraum basiert außer auf den beiden vorgenannten Grundannahmen noch auf folgenden drei Gesetzmäßigkeiten:

- dem Erhaltungsgesetz
- den Fließgesetzen
- den Zustandsgleichungen.

In der Grundwasserhydraulik darf i. allg. von konstanten Fluideigenschaften ausgegangen werden. Die Zustandsgleichungen sind deshalb nur für den Anwendungsbereich der stark mineralisierten und/oder thermalen Tiefenwässer von praktischer Bedeutung (vgl. S. 89 ff.).

Erhaltungsgesetz

Das Erhaltungsgesetz besagt, daß innerhalb eines definierten Volumens bzw. Gebietes eine physikalische Größe konstant bleibt. Da in der Geohydraulik die Erhaltung des Wassers als Masse maßgebend ist, kann die Kontinuitätsgleichung als besondere Form des Erhaltungsgesetzes aufgefaßt werden. Das Massenerhaltungsgesetz entspricht daher einer Wasserbilanz. Unter Berücksichtigung der Massendivergenz in den drei Raumdimensionen lautet es:

$$-\nabla(\varrho \vec{q}) + \frac{\Delta M}{\Delta t} = \frac{\delta(n \cdot \varrho)}{\delta t} \quad (2.1)$$

Differenz zwischen Zu- u. Ab- strom im Unter- suchungs- gebiet	+ Massenge- winn/-verlust aus Nieder- erschlag, Verdun- stung, För- derung, aus Brunnen, ...	= Massenzu- oder -abnahme im Unter- suchungs- gebiet
--	---	---

Fließgesetze

Das Strömen von Grundwasser in einem Aquifer wird in der Regel mit dem **Darcy-Gesetz** beschrieben. Dieses Gesetz postuliert eine lineare Beziehung zwischen dem **spezifischen Durchfluß** (q) und dem hydraulischen Gradienten (J). Der spezifische Durchfluß ist der Volumenstrom (V), der pro Zeiteinheit (t) durch eine bestimmte Aquiferquerschnittsfläche (A) strömt:

$$q = V/tA \quad (2.2)$$

Den **hydraulischen Gradienten** ermittelt man gewöhnlich als Wasserstands-differenz (Δh) oder aus der Druckdifferenz (Δp) zwischen zwei um Δl voneinander entfernten Punkten:

$$J = \Delta h/\Delta l = \Delta p \cdot \varrho \cdot g/\Delta l \quad (2.3)$$

Der spezifische Durchfluß und der hydraulische Gradient sind richtungsabhängige Größen. Das Darcy-Gesetz lautet:

$$\vec{q} = [k_f] \vec{J} \quad (2.4)$$

$[k_f]$ ist der Tensor der **hydraulischen Leitfähigkeit (Durchlässigkeit)**, der in einem isotropen Aquifer eine skalare Größe wird. Gleichung (2.4) macht deutlich, daß in anisotropen Grundwasserleitern die Fließrichtung nicht notwendigerweise der Richtung des hydraulischen Gradienten entspricht.

Obwohl das Darcy-Gesetz für poröse Kies-Sand-Gemische gefunden wurde, ist es auch für Festgesteinsaquifere, bei denen das Grundwasser hauptsächlich in Spalten, Klüften und Röhren zirkuliert, anwendbar. Dies bedeutet, daß die geometrische Konfiguration der Hohlräume die Gültigkeit des Darcy-Gesetzes nicht wesentlich einschränkt. Sein Anwendungsbereich wird vielmehr durch die Durchlässigkeit des Aquifers und den herrschenden hydraulischen Gradienten vorgegeben. Es verliert seine Gültigkeit, wenn das laminare Strömen in ein turbulentes Fließen übergeht. Turbulentes Fließen kann nur in sehr durchlässigen Aquifere unter hohen hydraulischen Gradienten (vgl. Kap. 5.3.1) erfolgen, wenn Trägheitskräfte die Zähigkeitsbedingten Kräfte der inneren Reibung um ein Mehrfaches übersteigen (Abb. 6). Ein Maß für die obere Gültigkeitsgrenze des Darcy-Gesetzes stellt die Reynold-Zahl dar. Überschreitet die Reynold-Zahl den Bereich ($Re \leq 1 - 10$) beginnen die Trägheitskräfte zu dominieren, so daß die Fließgeschwindigkeit nicht mehr linear mit dem hydraulischen Gradienten zunimmt, wie es das

Darcy-Gesetz fordert. Aus der Literatur ist kein allgemeingültiges nichtlineares Fließgesetz für den turbulenten Strömungsbereich bekannt. Sehr häufig wird folgende Formulierung gewählt:

$$J = b_1q + b_2q^2 \quad (2.5)$$

die auch bei turbulenten Strömungsverhältnissen in der Nähe von Brunnen verwendet wird (vgl. S. 48 ff.).

Das Darcy-Gesetz verliert seine Gültigkeit ebenfalls in sehr gering durchlässigen Gesteinsserien mit kleinen hydraulischen Gradienten.

Bei den bisherigen in situ-Ergiebigkeitsuntersuchungen im Festgestein bewegten sich fast alle Strömungsvorgänge innerhalb der Gültigkeitsgrenze des Darcy-Gesetzes.

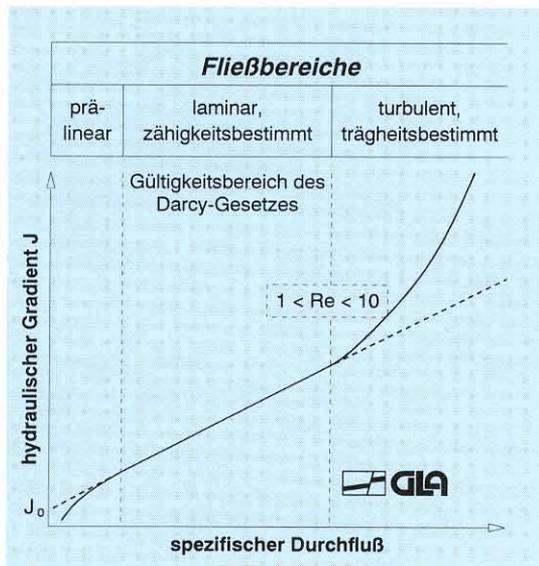


Abb. 6: Beziehung zwischen spezifischem Durchfluß und hydraulischem Gradienten in Aquiferen

2.2.3 Geohydraulische Parameter

Einen Aquifer kennzeichnen im wesentlichen drei hydraulische Eigenschaften:

- Grundwasser weiterzuleiten
- Grundwasser zu speichern
- den Stofftransport zu beeinflussen

Die wichtigsten Begriffe und Parameter, die diese Eigenschaften beschreiben, sind in Tab. 1–3 zusammengestellt. Sie werden nachstehend kurz erläutert.

Grundwasserleitvermögen

Das Leitvermögen eines Aquifers läßt sich durch verschiedene Parameter beschreiben. Sie sind in Tab. 1 aufgelistet. Die hydraulische Leitfähigkeit oder der **Durchlässigkeitsbeiwert** (k_f) ist als Proportionalitätsfaktor im Darcy-Gesetz (Gl. 2.4) definiert. Er entspricht dem Durchfluß durch eine Einheitsfläche des Aquifers unter einem bestimmten hydraulischen Gradienten. Die **Transmissivität** (T) ist ähnlich definiert, jedoch auf die Einheitsbreite einer Aquifersäule bezogen. Theoretisch kann sie durch Integration oder Summation über die Aquifermächtigkeit (H) aus der Durchlässigkeit ermittelt werden:

$$T = \int_0^H k_f \cdot dh = \sum_{i=1}^n k_{fi} h_i \quad (2.6)$$

In einem homogenen Aquifer entspricht die Transmissivität dem Produkt aus Durchlässigkeit und Aquifermächtigkeit. Gerade in Festgesteinsaquiferen ist die Durchlässigkeit (k_f) in der Vertikalen großen Schwankungen unterworfen. Deshalb können aus den bei Pumpversuchen ermittelten Transmissivitäten nur selten Rückschlüsse auf die Durchlässigkeit gezogen werden. Beide Parameter, Durchlässigkeit und Transmissivität, sind zudem noch von den Fluideigenschaften, d.h. von der Dichte (ρ) und der kinematischen Viskosität ($\nu = \mu \cdot \rho$) abhängig (Abb. 54). Dies bedeutet, daß sich z. B. bei höheren Temperaturen die Durchlässigkeit und die Transmissivität des Aquifers aufgrund anderer physikalischer Fluideigenschaften vergrößern (vgl. Kap. 9.4.2).

Um ein von den Fluideigenschaften unabhängiges Leitvermögen zu erhalten, das nur die Gesteinseigenschaften beschreibt, hat man die Parameter T bzw. k_f durch die Fluideigenschaften (g/ν) zu dividieren. So ergibt sich die **Permeabilität** (k) aus dem Durchlässigkeitsbeiwert und die **Transmissibilität** (T^*) aus der Transmissivität (Tab. 1).

Da das Grundwasser vorwiegend im Bereich durchlässiger Horizonte fließt, muß mit vertikalen Wasserzusicckerungen aus geringer durchlässigen unter- und überlagernden Schichten gerechnet werden. Bezeichnet man die Mächtigkeit einer solchen gering durchlässigen Schicht mit H' und ihre vertikale Durchlässigkeit mit k_f' , so ergibt sich das dem Aquifer pro Flächen- und Zeiteinheit zusickernde Wasservolumen (q_L), d. h. die Leakage, zu:

$$q_L = k_f'/H'(h'-h) A \quad (2.7)$$

Tab. 1: Parameter, die das Leitvermögen eines Aquifers kennzeichnen

Name	Sym- bol	Dimen- sion	Einheit	Gleichung (Näherung)	Beziehung zu anderen Parametern	beschriebene Eigenschaften
Hydraulische Leitfähigkeit, Durchlässigkeitsbeiwert	k_f	3dim	m/s	$k_f = \frac{q}{J} = \frac{Q}{A \cdot J}$	$k_f = \frac{\rho \cdot g}{\mu} k = \frac{g}{\nu} k$	Fluid + Gestein
Permeabilität	k	3dim	m ²	$k_f = \frac{q \cdot \mu}{J \cdot \rho \cdot g}$	$k = \frac{k_f \cdot \mu}{\rho \cdot g} = \frac{k_f \cdot \nu}{g}$	Gestein
Transmissivität	T	2dim	m ² /s	$T = \frac{q \cdot H}{J} = \frac{Q}{B \cdot J}$	$T = \int_0^H k_f dh$	Fluid + Gestein
Transmissibilität	T^*	2dim	m ³	$T^* = \frac{q \cdot H \cdot \mu}{J \cdot \rho \cdot g}$	$T^* = \int_0^H k dh = \frac{\mu}{\rho \cdot g} T$	Gestein
Symbole:	Q (m ³ /s) – Durchfluß A (m ²) – Fläche g (m/s ²) – Erdbeschleunigung μ (Pa · s) – dynam. Viskosität des Fluids				v (m ² /s) – kinemat. Viskosität des Fluids (ν = μ/ρ) ρ (kg/m ³) – Dichte des Fluids H (m) – Aquifermächtigkeit B (m) – Breite des betrachteten Querschnitts	

wobei h' und h die piezometrischen Höhen bzw. die Wasserstände in der gering durchlässigen Schicht und im Aquifer darstellen. Der Quotient k_f/H' wird als Leakagefaktor bezeichnet.

Speichereigenschaften

Für die Speicherung des Wassers im Gestein sind dessen Hohlraumanteil, seine mechanischen Eigenschaften und die des Wassers maßgeblich. Aus hydraulischer Sicht kann das Hohlraumvolumen im Festgestein der Porosität gleichgesetzt werden.

In Tab. 2 sind sechs Parameter aufgeführt, die das Speichervermögen eines Aquifers kennzeichnen. Während unter der **absoluten Porosität** (n) der gesamte Hohlraumanteil eines Gesteins verstanden wird, definieren die Begriffe **nutzbare Porosität** (n_e), **Specific Yield** (S_y) und **durchflußwirksame Porosität** (n_d) den Volumenanteil, in dem sich Wasser effektiv bewegen kann. Das heißt, Wasser, das in geschlossenen oder in sehr kleinen Hohlräumen lagert (z. B. Porenwinkelwasser) oder als Haftwasser an die Gesteinsoberfläche gebunden ist, nimmt am Fließvorgang nicht teil. Der Unterschied dieser

drei Begriffe ist gering. Während die nutzbare Porosität definitionsgemäß von Sicker Vorgängen ausgeht, die der Schwerkraft unterliegen, ist die durchflußwirksame Porosität nur für den tatsächlich durchströmten Aquiferbereich definiert. Die Begriffsbestimmung für die nutzbare Porosität ist nicht eindeutig, da beim Auffüllen und beim Entleeren von Hohlräumen ein Hysteresiseffekt auftritt.

Unter dem **spezifischen Speicherkoeffizienten** (S_s) versteht man das Wasservolumen, das pro Einheitsvolumen bei einer Spiegeländerung um 1 m abgegeben oder aufgenommen werden kann. Diese Definition gilt für gespannte und freie Aquifere gleichermaßen. In einem gespannten Aquifer beruht die volumetrische Wasserabgabe oder -aufnahme allein auf der Kompressibilität des Gesamtsystems (α_t), die außerordentlich klein ist, so daß der spezifische Speicherkoeffizient in der Größenordnung von $S_s = 10^{-7} \text{ m}^{-1}$ liegt (STOBER 1984).

Der **Speicherkoeffizient** (S) bezeichnet das Wasservolumen, das von einer Aquifersäule mit der Einheitsoberfläche unter einer piezometrischen Höhendifferenz von 1 m abgegeben oder aufgenommen wird. Bei gespannten Aquiferen kann er aus dem Integral über den spezifischen Speicherkoeffizienten

ermittelt werden. Bei Aquiferen mit freiem Wasserspiegel gilt näherungsweise:

$$S \approx S_y \approx n_e \approx n_d \quad (2.8)$$

In der Natur sind Übergänge zwischen gespannten Aquiferen und solchen mit freiem Wasserspiegel

möglich. Die Speicherkoeffizienten gespannter und ungespannter Aquifere differieren um mehrere Zehnerpotenzen. Als Maß für den Spannungszustand eines Aquifers wird daher die Anisotropie zwischen vertikalen und horizontalen Durchlässigkeiten empfohlen.

Tab. 2: Parameter, die das Speichervermögen eines Aquifers kennzeichnen

Bezeichnung	Sym- bol	Dimen- sion	Einheit	Gleichung (Näherung)	Beziehung zu anderen Parametern	beschriebene Eigenschaften
absolute Porosität	n	3dim.	—	$n = V_p / V_t$		Gestein
nutzbare Porosität	n_e	3dim.	—	$n_e = (V_t - V_f - V_{geb}) / V_t$	$n_e < n$	Gestein
Specific Yield	S_y	3dim.	—	$S_y = (V_t - V_f - V_{geb}) / V_t$	$S_y \approx n_e$	Gestein
durchflußwirksame Porosität	n_d	3dim.	—	$n_d = (V_t - V_f - V_{geb}) / V_t$	$n_d \approx n_e$	Gestein
spezifischer Speicherkoeffizient	S_s	3dim.	m^{-1}	$S_s = \frac{\Delta V_w}{\Delta \Phi \cdot V_t}$	$S_s = \rho g n c_t$ (gespannt)	Gestein + Fluid
Speicherkoeffizient	S	2dim.	—	$S = \frac{\Delta V_w}{A \cdot \Delta \Phi}$	$S = \begin{cases} \int_0^H S_s dz & \text{(gespannt)} \\ S_y + \int_0^H S_s dz & \text{(frei)} \end{cases}$	Gestein + Fluid

Symbole:	ΔV_w (m ³)	– Wasservolumendifferenz	V_t (m ³)	– Gesamtvolumen
	$\Delta \Phi$ (m)	– piezometr. Höhendifferenz	V_f (m ³)	– Gesteinsvolumen
	A (m ²)	– Fläche	V_{geb} (m ³)	– Fluidvolumen, das im Aquifer unbeweglich ist, (z.B. Haftwasser, Wasser in Dead-end-Pores)
	V_p (m ³)	– Hohlraumvolumen	c_t (Pa ⁻¹)	– Gesamtkompressibilität

Transporteigenschaften

Die Transporteigenschaften eines Aquifers werden gleichermaßen von den Fließgeschwindigkeiten, den Dispersions- und Sorptionseigenschaften (vgl. Kap. 5.3.1 und 5.3.4) bestimmt. Hier werden nur die in der Hydrogeologie verwendeten Fließgeschwindigkeiten (vgl. Tab. 3) angesprochen:

Die **Filtergeschwindigkeit** (v_f) ist eine fiktive Geschwindigkeit, die sich aus dem Darcy-Gesetz (Gl. 2.2) ableitet und dem spezifischen Durchfluß (q) ent-

spricht. Demgegenüber ist die **effektive Geschwindigkeit** (u) eine reale mittlere Fließgeschwindigkeit, mit der das Wasser den durchflußwirksamen Porenraum (n_d) durchströmt. Sie läßt sich aus der Filtergeschwindigkeit bzw. dem Darcy-Gesetz wie folgt ableiten:

$$u = v_f / n_d = q / n_d = k_t \cdot J / n_d \quad (2.9)$$

Tab. 3: Zusammenstellung der verschiedenen Fließgeschwindigkeiten in Aquiferen

Bezeichnung	Symbol	Einheit	Gleichung
Filtergeschwindigkeit	v_f	m/s	$v_f = q = k_f \cdot J$
Poren(kluft)geschwindigkeit	v_n	m/s	$v_n = v_f/n_d$
effektive Geschwindigkeit	u	m/s	$u = v_n$
Abstandsgeschwindigkeiten (ermittelt aus Markierungsversuchen)	v_a	m/s	$v_a = x/t$
– maximale Abstandsgeschwindigkeit	v_{max}	m/s	$v_{max} = x/t (C_1)$
– wirkungsvolle, dominierende oder modale Abstandsgeschwindigkeit	$v_{C_{max}}$	m/s	$v_{C_{max}} = x/t (C_{max})$
– mediane Abstandsgeschwindigkeit	$v_{t_{0,5}}$	m/s	$v_{c_{0,5}} = x/t (\sum C = 50\%)$
– mittlere Abstandsgeschwindigkeit	\bar{v}	m/s	$\bar{v} = \int_0^\infty \frac{x}{t} C(t) dt / \int_0^\infty C(t) dt$
Bahngeschwindigkeit	v_b	m/s	x_s/t

allgemein gilt: $v_{max} = > v_{C_{max}} > \bar{v} \geq u > v_{t_{0,5}}$

Symbole:	q (m/s) – spez. Durchfluß	x_s (m) – reale Entfernung zwischen zwei Punkten (Weg durch Klufttraum)
	k_f (m/s) – Durchlässigkeitsbeiwert	t (s) – Zeit seit Tracereingabe
	J () – hydraulischer Gradient	C (t) – Tracerkonzentration zum Zeitpunkt t
	n_d () – durchflußwirksame Porosität	C_1 – zeitlich erster Tracerkonzentrationswert, der > 0 ist
	x (m) – kürzeste Entfernung zwischen zwei Punkten	C_{max} – maximale Tracerkonzentration

Als **Abstandsgeschwindigkeit** (v_a) wird die Geschwindigkeit bezeichnet, mit der ein Wasserteilchen in der Hauptfließrichtung den Abstand zwischen zwei Punkten in einer bestimmten Zeit zurücklegt. Sie ist also wesentlich kleiner als die tatsächliche Fließgeschwindigkeit, die **Bahngeschwindigkeit** (v_b), die entlang der im einzelnen unbekanntenen Fließbahnen eines Wasserteilchens definiert ist. Es gibt jedoch verschiedene Abstandsgeschwindigkeiten. Anhand der Tracerdurchgangskurve bei Grundwassermarkierungsversuchen (Abb. 7) unterscheidet man zwischen:

- einer *dominierenden* ($v_{C_{max}}$), auch modale oder wirkungsvolle *Abstandsgeschwindigkeit* genannt, die sich aus dem Auftreten des Tracermaximums herleitet,
- einer *medianen Abstandsgeschwindigkeit* ($v_{t_{0,5}}$), die sich aus dem Schwerpunkt des Tracerdurchgangs errechnet, und
- einer *mittleren Abstandsgeschwindigkeit* (\bar{v}).

Diese Fließgeschwindigkeiten sind nicht identisch, es gilt:

$$v_{max} > v_{C_{max}} > \bar{v} \geq u > v_{t_{0,5}} \quad (2.10)$$

- einer *maximalen Abstandsgeschwindigkeit* (v_{max}), die sich aus dem ersten Tracerauftreten errechnet,

In Kap. 5.4.1 werden diese Fließgeschwindigkeiten miteinander verglichen.

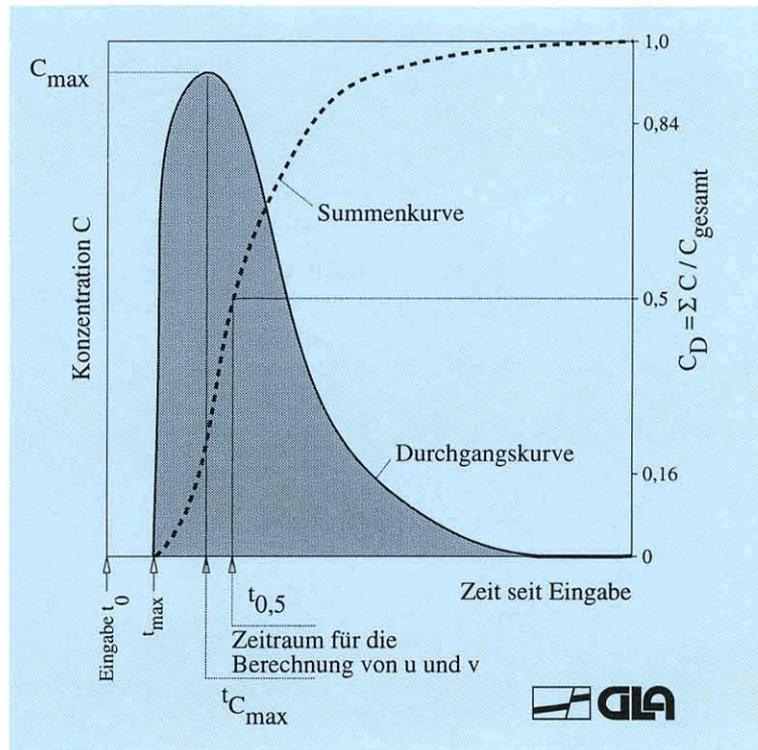


Abb. 7: Definition der Fließgeschwindigkeiten anhand von Tracerdurchgangskurven

3 Untersuchungsmethoden

3.1 Allgemeines

Tab. 4 enthält eine Zusammenstellung der Untersuchungsmethoden, die bei Ergiebigkeitsuntersuchungen von Grundwasservorkommen im Festgestein von Bedeutung sind. In den Zeilen sind die Untersuchungsziele bzw. Fragestellungen, in den Spalten die dafür notwendigen oder nützlichen Untersuchungsmethoden aufgeführt. Untersuchungsziele sind im wesentlichen:

- Erschließungs- und Brunnentechnik,
- Hydrochemie, Grundwasserschutz und Auswirkungen von Wasserentnahmen,
- Ergiebigkeit, hydrogeologische und hydraulische Parameter
- Hydrogeologie allgemein.

Die Untersuchungsmethoden, die für die Beantwortung obiger Fragestellungen dienlich sind, lassen sich in eine Bestandsaufnahme, in Untersuchungen im Feld, am Bohrloch bzw. Brunnen, in Laboruntersuchungen und in theoretische Ermittlungen aufspalten. In der Praxis ist es aus Zeit- und Kostengründen kaum möglich und wohl auch nicht erforderlich, alle in Frage kommenden Untersuchungsmethoden heranzuziehen. Die Tabelle soll nur einen Überblick über Fragestellungen, die bei der Grundwassererkundung und -erschließung in Festgesteinen auftreten, und über die möglicherweise einsetzbaren Untersuchungsverfahren geben.

Im folgenden werden die einzelnen Untersuchungsverfahren kurz erläutert. Dabei stellt die Anordnung der Spalten von links nach rechts, von der Bestandsaufnahme über die Felduntersuchungen zu den Untersuchungen am Bohrloch/Brunnen, in groben Zügen auch eine zeitliche Abfolge der Untersuchungsschritte dar.

3.2 Bestandsaufnahme

Die Bestandsaufnahme ist in der Regel der erste Schritt einer Grundwassererkundung. Sie umfaßt das Sammeln, Sichten und Auswerten bereits vorhandener Unterlagen, die allgemein zugänglich sind, wie z. B. topographische Karten, oder aus Archiven beschafft werden müssen (u. a. Gutachten, wasserrechtliche Bescheide, Unterlagen über Bohrungen, Betriebsdaten und ähnliches).

Die **topographische Karte** enthält Informationen über Relief, Gewässernetz, Verkehrswege und Flächennutzung. Sie dient der Abgrenzung der oberirdischen Einzugsgebiete und zeigt bereits mögliche Gefährdungsfaktoren, die sich aus der Besiedelung ergeben können. Die Dichte der Quellen und die Struktur des Gewässernetzes geben einen ersten, wichtigen Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse des Gebietes.

Geologische Karten, insbesondere die Spezialkarten mit Erläuterungen, liefern stratigraphische und lithologische Angaben sowie einen Überblick über Schichtlagerung und tektonische Beanspruchung des Gebietes. Daraus ergeben sich in Festgesteinsgebieten Hinweise zu den hydrogeologischen Gesteinsparametern und zur Abgrenzung des unterirdischen Einzugsgebietes sowie zur Richtung des Grundwasserstroms. Auch können Anhaltspunkte über hydraulische Kontakte mit Oberflächengewässern und die zu erwartende Grundwasserbeschaffenheit gewonnen werden. Zu Fragen der Grund- und Quellwassererschließung lassen sich bereits in einem frühen Stadium der Erkundung Aussagen machen, wenn ergänzende geologische und hydrogeologische Daten (Bohrprofile, Gutachten, Analyseergebnisse usw.) vorliegen. Die Verbreitung und Ausbildung der Deckschichten gibt Hinweise zur Grundwasserneubildung, aber auch zur Grundwassergefährdung.

Von großer Bedeutung sind die **hydrologischen und wasserwirtschaftlichen Daten**, wie Niederschlag, Abfluß, Verdunstung, Wasserstände von Grund- und Oberflächengewässern sowie Angaben über Quellschüttungen. Aus diesen Daten können sich Anhaltspunkte für die mutmaßliche Ausdehnung des unterirdischen Einzugsgebietes, für die Grundwasserneubildung, den Grundwasserabstrom sowie Hinweise auf regionale Unterschiede in der Ergiebigkeit des Aquifers und auf die Stockwerksgliederung ergeben.

3.3 Felduntersuchungen

3.3.1 Kartierungen

Nach Sichtung des vorhandenen Materials aus der Bestandsaufnahme sind weitere Untersuchungen im Erkundungsgebiet erforderlich. Ihr Umfang richtet sich nach dem Kenntnisstand, nach den hydrogeologischen Gegebenheiten und nach den Anforderungen an das zu erschließende Grundwasser.

Neben der flächenhaften Erkundung (Kartierungen verschiedener Art) werden gezielt hydrologische und meteorologische Daten an Einzelpunkten oder an einem Meßstellennetz erhoben sowie Spezialuntersuchungen an ausgewählten Stellen durchgeführt.

Wo keine **hydrogeologische Karte** vorliegt, müssen entsprechende Einzelbefunde im Gelände erhoben werden. Von besonderer Bedeutung sind dabei die Ermittlung des Trennflächensystems in Aufschlüssen und die Erkundung der Lagerungs- und Faziesverhältnisse der Gesteine. Hieraus lassen sich Hinweise zur Abgrenzung unterirdischer Einzugsgebiete sowie Bereiche stärkerer tektonischer Beanspruchung ableiten. Aus der Beschaffenheit der Gesteine sowie der Verteilung und Ausbildung der Klüfte in Aufschlüssen kann auf die generellen hydrogeologischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet, d. h. auf bevorzugt grundwasserleitende Zonen oder Kluftrichtungen, geschlossen werden. Ebenso ergeben sich erste Anhaltspunkte zur regionalen Ergiebigkeit des Aquifers und über das zu erwartende Speichervolumen. Anders als in Lockergesteinen ist es in Festgesteinen möglich, aus den durch Kartierungen an der Erdoberfläche gewonnenen Erkenntnissen aufgrund geologischer Gesetzmäßigkeiten auf den hydrogeologischen Stockwerksbau, auf Aquiferränder und auf mögliche Randeinflüsse zu schließen.

Eine **Deckschichtenkartierung** erfaßt die oberflächennahen, im allgemeinen aus Verwitterungsprodukten der anstehenden Festgesteine oder aus jungen Ablagerungen gebildeten Lockergesteine und Böden. Sie vermittelt wichtige Aussagen zur Grundwasserneubildung sowie zur Wirksamkeit der Deckschichten hinsichtlich des Grundwasserschutzes, was für die Wahl des Brunnenstandortes maßgebend sein kann. Neben dem Grundwasserflurabstand sind Mächtigkeit und Wasserhaltevermögen der Deckschichten für die Vegetation maßgebend. Sind aufgrund des Flurabstandes und der Deckschichtenkartierung nachteilige Auswirkungen einer Grundwasserentnahme auf die Vegetation nicht auszuschließen, so ist zusätzlich eine **pflanzensoziologische Kartierung** erforderlich.

3.3.2 Erhebung hydrologischer und meteorologischer Daten

Quellschüttungs- und Abflußdaten haben deshalb in Festgesteinsgebieten so große Bedeutung,

weil sie oft die einzige direkte Information über die Ergiebigkeit des betrachteten Aquifers liefern. Durch eine überschlägige Wasserhaushaltsbilanz kann die Größe des unterirdischen Einzugsgebietes, des Grundwasserabstroms und/oder der Grundwasserneubildung abgeschätzt werden (vgl. Kap. 4). Auch hydrogeologische Parameter des Aquifers lassen sich unter Umständen aus Abflußmessungen ableiten und erlauben Abschätzungen zu möglichen Dauerentnahmen. Aus der Reaktion von Quellschüttungen auf Niederschlagsereignisse kann man auf die Wirksamkeit der Deckschichten und auf die Speichereigenschaften des Aquifers schließen sowie Anhaltspunkte für Verweilzeiten des Grundwassers erhalten.

Die **Grundwasserganglinien** charakterisieren durch ihren Verlauf und ihre Schwankungsbreite das hydrologische Verhalten des Grundwasserkörpers. Sie liefern Anhaltspunkte zur Grundwasserneubildung, zum Retentionsvermögen der Deckschichten und zu den hydrogeologischen Parametern des erfaßten Aquifers. Tiefenlage und Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels beeinflussen maßgeblich den Ausbau eines geplanten Entnahmebrunnens und sind bei der Festlegung der Dauerentnahme zu berücksichtigen. In vielen Fällen sind zur Erfassung der Beeinflussung von Oberflächenwasser und Grundwasser vergleichende Wasserstandsmessungen nötig.

Mit den **Klimadaten** eines Gebietes (Niederschlag, Temperaturverlauf, Luftfeuchtigkeit usw.) kann man über die nutzbare Feldkapazität der Deckschichten auf die Verdunstung des betrachteten Gebietes schließen, so daß bei Kenntnis der oberirdischen Abflußverhältnisse eine Berechnung der Grundwasserneubildung möglich ist, vgl. KELLER et al.(1979). Mit Lysimetern wird die Sickerrate in den Deckschichten gemessen. Die Übertragung der Punktmessungen auf die Fläche und die Ableitung von Gebietswerten der Grundwasserneubildung ist in Festgesteinsgebieten jedoch oft problematisch.

3.3.3 Spezialuntersuchungen im Gelände

Die **geophysikalischen Verfahren** haben bei der Grundwassererkundung eine große Bedeutung, da mit vergleichsweise geringem Aufwand flächendeckende Informationen über den Aufbau des Untergrundes gewonnen werden können. Die Interpretation der geophysikalischen Meßdaten setzt jedoch

stets eine Modellvorstellung über den Aufbau des Untergrundes voraus. Häufig werden Bohrungen mit geologischem Schichtenverzeichnis zur Eichung herangezogen.

Mit geoelektrischen Verfahren wird der spezifische elektrische Widerstand der Gesteine gemessen. Daraus lassen sich unter günstigen Voraussetzungen Mächtigkeit und Verbreitung von Deckschichten, Schichtaufbau, Schichtlagerung, Störungen und eventuell sogar der Verlauf hochmineralisierter Verschmutzungsfahnen feststellen. Mit seismischen Verfahren (Refraktions- und Reflexionsseismik), die auf der Fortpflanzungsgeschwindigkeit elastischer Wellen im Untergrund basieren, können vor allem die Mächtigkeit und das Relief von Rinnen oder Becken in Festgesteinen festgestellt werden, die mit Lockersedimenten ausgefüllt sind. Bei der Ermittlung von Kluft- und Störungszonen werden darüber hinaus z. B. magnetometrische bzw. elektromagnetische Verfahren eingesetzt (BENDER 1984). Die geophysikalischen Feldaufnahmen können zur Festlegung eines Brunnenstandortes beitragen. Die Interpretation der geophysikalischen Meßergebnisse bereitet jedoch in Festgesteinsaquiferen besondere Schwierigkeiten, da die Auswertungsverfahren auf idealisierenden Annahmen beruhen.

Die **Aufschlußbohrungen** – entweder als Kernbohrung oder als Meißelbohrung ausgeführt und zweckmäßigerweise durch Bohrlochmessungen ergänzt (vgl. Kap. 10) – dienen der Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse. Insbesondere werden Mächtigkeit, Klüftigkeit, petrographische Ausbildung und hydraulisches Potential des Aquifers erfaßt. Daraus können i. allg. zutreffende Schlüsse auf die regionale Ergiebigkeit gezogen werden. Aus dem Bohrprofil können Grundwasserstockwerke erkannt werden, insbesondere wenn sie durch Bohrlochmessungen bestätigt werden. Die Aufschlußbohrung liefert die wichtigsten hydrogeologischen und geohydraulischen Informationen. Sie ist gegebenenfalls unter Berücksichtigung der Stockwerksgliederung zur Grundwassermeßstelle auszubauen. Oft entscheidet das Ergebnis einer oder mehrerer Aufschlußbohrungen über die Wahl des Brunnenstandortes und den späteren Brunnenausbau.

Grundwassermarkierungsversuche werden zur Abgrenzung von Grundwassereinzugsgebieten und zur Beantwortung spezieller Fragen des Grundwasserschutzes herangezogen. Bei den Versuchen wird ein Markierungsstoff (Tracer) zur Versickerung gebracht oder dem Grundwasser direkt zugegeben und sein Abdriften von der Eingabestelle im Grundwas-

ser durch regelmäßige Kontrollen ausgesuchter Grundwasserbeobachtungsstellen verfolgt. Die Versuchsergebnisse geben Hinweise auf Richtung und Fließgeschwindigkeit des Grundwasserabstroms, auf die Stockwerksgliederung und den Zusammenhang zwischen Grundwasser und Oberflächenwässern. Bei der Tracereingabe an der Oberfläche oder in oberflächennahen Bereichen ist der Sickerweg bis zur Grundwasseroberfläche zu berücksichtigen. Aus Markierungsversuchen können zahlreiche Aquiferparameter ermittelt werden (vgl. Kap. 5).

3.4 Untersuchungen im Bohrloch oder Brunnen

3.4.1 Hydraulische Verfahren

Die Untersuchungen im Bohrloch bzw. im Brunnen können in hydraulische und geophysikalische Verfahren eingeteilt werden. Mit beiden Verfahren werden – abgesehen von der Kontrolle des Bohrlochausbaus – das Gebirge und seine hydrogeologischen Eigenschaften untersucht.

Neben Untersuchungsmöglichkeiten mit mehr qualitativer Aussagemöglichkeit gibt es auch solche, aus denen exakte quantitative Angaben zur hydraulischen Leit- und Speicherfähigkeit des Gebirges erhalten werden können. Dabei ist es i. allg. durch den Einsatz von Packern im Bohrloch möglich, einzelne Gebirgsabschnitte hydraulisch getrennt zu testen und dort Wasserproben für chemische Untersuchungen zu entnehmen. Ausblasversuche und WD-Teste (Wasserdruckversuche) liefern eher qualitative Aussagen über das Leitvermögen des Gebirges. Demgegenüber lassen sich aus Einschwingversuchen unter günstigen Bedingungen die Transmissivität des Gebirges und aus Slug-Testen und Pumpversuchen zusätzlich der Speicherkoeffizient ermitteln. Eine ausführliche Beschreibung der jeweiligen Versuchsdurchführung mit den entsprechenden Auswertungsverfahren wird in den Kapiteln 6 und 7 gegeben.

3.4.2 Geophysikalische Verfahren

Die geophysikalischen Verfahren werden einerseits eingesetzt, um die physikalischen Eigenschaften des Gesteins einschließlich des in ihm zirkulierenden Wassers zu bestimmen. Andererseits werden sie eingesetzt, um Auskunft über die Geometrie des

Bohrlochs oder den Zustand des Brunnens zu erhalten. Nicht alle geophysikalischen Verfahren lassen sich in dieses Schema einordnen, da sich ihre Anwendungsbereiche oft überschneiden. Dennoch wird auf Basis dieser Gliederung ein kurzer Überblick über die geophysikalischen Untersuchungsverfahren gegeben (DVWK-Schriften 61, 1983, DVGW-Merkblatt W 110, 1990).

Vorwiegend hydrologisch orientierte Verfahren

Durch das sogenannte **Einbohrlochverfahren** können Fließgeschwindigkeit und Fließrichtung des Grundwassers im Bohrloch bestimmt werden. Dabei wird entweder die Driftrichtung und -geschwindigkeit eines in das Bohrloch eingebrachten Schwimmkörpers gemessen oder die Verdünnung und Abdrift eines radioaktiven Markierungsstoffes ermittelt, vgl. DROST et al. (1968). Nur in homogenen, isotropen Lockergesteinsaquiferen kann damit die Durchlässigkeit ermittelt werden. Dieses Verfahren ist bisher für Klufftaquifere nicht anwendbar.

Mit dem **Flowmeter** (FLOW) wird die Geschwindigkeit des im Bohrloch auf- oder absteigenden Wasserstroms gemessen. Flowmeter-Messungen sind vor allem geeignet, Wasserzutritte im Bohrloch und später im Brunnen zu lokalisieren, wodurch u. U. der Brunnenausbau kontrolliert werden kann. Nach einer Korrektur der Flowmeter-Messung (Fahrgeschwindigkeit, Zeit, Kaliber-Log) können Anteile einzelner wasserführender Horizonte an der Gesamtförderrate ermittelt werden. Flowmeter-Messungen sollten in Verbindung mit Temperatur- und Salinometer-Logs durchgeführt werden, weil diese wichtige Ergänzungen liefern können.

Temperaturprofilmessungen (Temperatur-Log, TEMP) im Bohrloch bzw. Brunnen zeigen Anomalien im vertikalen Temperaturfeld auf. Diese Anomalien lassen sich i. allg. nach Abzug saisonal bedingter Schwankungen durch natürliche geothermische oder durch hydraulische Ursachen erklären. Bei den hydraulischen Ursachen kann es sich um vertikale Wasserströme handeln, die entweder in oder außen an der Verrohrung entlang strömen, oder aber es sind großräumige, vertikale Wasserbewegungen. Aus Temperatur-Logs, die während und kurz nach einer Förderung aus dem Bohrloch gemessen wurden, können Tiefe und Größe der Wasserzutritte bestimmt werden.

Aus Messungen der **elektrischen Leitfähigkeit** (Salinometer-Log, SAL) des Wassers können sich

wesentliche Aussagen über die Grundwasserbeschaffenheit ergeben, da die Leitfähigkeit eine Funktion der im Wasser gelösten Stoffe ist. Erhöhte Leitfähigkeiten können daher z. B. Anhaltspunkte für Grundwasserverunreinigungen, Einflüsse anderer Grundwasserstockwerke oder von Oberflächengewässern liefern. Ferner können sie auf eine im Gebirge verbliebene Bohrspülung hinweisen.

Vorwiegend geologisch orientierte Verfahren

Bohrlochmessungen haben sich bei der Erschließung und Gewinnung von Grundwasser insbesondere im Festgesteinsbereich als außerordentlich hilfreich und z. T. als unentbehrlich erwiesen. Spezialisierte Servicefirmen stellen eine Vielzahl von Meßsonden oder Kombinationen von Meßsonden zur Verfügung, mit denen in unterschiedlichen Teufbereichen kontinuierlich Meßwertaufzeichnungen, die sogenannten Logs, vorgenommen werden können. Die **geoelektrischen Verfahren** können herangezogen werden, um anhand der unterschiedlichen Leitfähigkeit der Gesteine und des Grundwassers Schichtgrenzen zu erkennen. Man unterscheidet zwischen der elektrischen Widerstandsmessung, bei der durch Stromzufuhr ein elektrisches Feld aufgebaut wird, und der elektrischen Eigenpotentialmessung, bei der das elektrische Potential zwischen Gestein und einer Referenzelektrode gemessen wird. Das Ziel der **elektrischen Widerstandsmessung** (ES) besteht darin, über den Gesteinswiderstand, der von der Gesteinsporosität und dem Elektrolytgehalt des Wassers abhängt, auf die Schichten zu schließen. Bei der Messung des **elektrischen Eigenpotentials** (SP), das zwischen Spülung im Bohrloch (Referenzelektrode) und Gebirge (Bohrlochelektrode) gemessen wird, können z. B. Tonsteine, die praktisch kein Eigenpotential bilden, gegen Kalksteine (hohes Eigenpotential) abgegrenzt werden. Schichten mit erhöhtem Tongehalt können anhand eines **Gamma-Ray-Logs** (GR) festgestellt werden; auch Tonabdichtungen in Brunnen oder Pegelbohrungen können damit überprüft werden. Aus **Gamma-Gamma-Log** (GG) und **Formation-Density-Log** (FD) sind Rückschlüsse auf die Gesteinsdichte möglich.

Demgegenüber kann aus dem **Neutron-Gamma-Log** (NG) auf die Wasserstoffkonzentration und damit auf den wassergefüllten Porenraum des Gebirges geschlossen werden. Mit ihm lassen sich daher wasserführende und weniger durchlässige Bereiche unterscheiden. In den DVWK-Schriften 61 (1983) sind geeignete Verfahren zur Klufferkennung zu-

sammengestellt und beschrieben. Neben den hier erwähnten Messungen wird dort u. a. das Sonic-Log (SV) in Waveform-Präsentation (BHC-WF), das Fracture-Identification-Log (FI) und die Natural-Gamma-Ray-Spectrometry (NGS) empfohlen.

Verfahren zur Brunnen- oder Bohrlochuntersuchung

Beim **Kaliber-Log** (CAL) wird durch Fühlerspannen kontinuierlich die Bohrlochwand abgetastet und der Bohrlochdurchmesser aufgezeichnet, so daß z. B. Auskolkungen in der Bohrlochwand erkannt und Hinweise auf klüftige oder wenig verfestigte Gesteinsabschnitte erhalten werden können. Mit Hilfe des **Dip-Meters** (DIP) werden Abweichungen des Bohrlochs von der Lotrechten gemessen. Der Einsatz von **Fernsehsonden** oder von **Televiewern** im unverrohrten Bohrloch ermöglicht, das Gebirge und seine Klüftigkeit und Verkarstung direkt zu beobachten. Daher können diese Verfahren bei der Wassererschließung teilweise Kernbohrungen ersetzen. Daneben wird heute in großem Umfang die Inspektion und Kontrolle des baulichen Zustandes von Förderbrunnen (Anordnung und Zustand der Filterstrecken, Dichtigkeit der Verrohrung, Brunnenalterung usw.) mit einer Fernsehkamera ausgeführt, soweit dies möglich ist. Undichtigkeiten der Zementation hinter Verrohrungen können z. B. mit dem **Cement-Bond-Log** (CBL) lokalisiert werden.

3.5 Chemische und isotopenphysikalische Wasseruntersuchungen

Zur Beurteilung der Qualität eines Grundwasservorkommens sind chemische Analysen des Grundwassers und hygienisch-bakteriologische Untersuchungen unerlässlich. Sie werden ergänzt durch die Messung stabiler und instabiler Isotope (^{18}O , Deuterium, Tritium, ^{14}C).

Einen Teil seiner Eigenschaften erhält das Grundwasser bereits während der Neubildung, einen anderen Teil erhält es beim Durchströmen des Gebirges. Geringe Stoffmengen, z. B. Sauerstoff, radioaktive Aerosole, werden bereits in der Atmosphäre aufgenommen und können über den Niederschlag und das Sickerwasser ins Grundwasser gelangen. Die chemische Beschaffenheit ist darüber hinaus auch von der Vegetation, den Oberflächengewässern und

anthropogenen Einflüssen abhängig. Isotopenphysikalische Wasseruntersuchungen erlauben Aussagen über Neubildungsbedingungen, Herkunft, Alter und Verweilzeit des Grundwassers. Dabei muß besonders beachtet werden, daß sich durch Anteile sehr jungen Wassers Mischalter ergeben können.

Die Kombination von chemischen und isotopenphysikalischen Untersuchungsverfahren erlaubt zusätzliche Aussagen zur Lage und Abgrenzung des ober- und unterirdischen Einzugsgebietes, zum Ausmaß des Grundwasserumsatzes, zur Grundwasserneubildung oder zur Grundwasserfließrichtung. Außerdem lassen sich Zusickerungen aus über- oder unterlagernden Grundwasserstockwerken in der Änderung der Grundwasserbeschaffenheit zeitlich verfolgen.

3.6 Erstellung von Grundwassermodellen

Bei komplexen hydraulischen und hydrogeologischen Problemen gewinnt die numerische Modellierung zunehmend an Bedeutung. Voraussetzung für ein Grundwassermodell ist die Kenntnis der hydrogeologischen Situation, der Aquiferparameter (Durchlässigkeit bzw. Transmissivität, Speichereigenschaft, Mächtigkeit, Leakage), der Potentialverteilung, der Entnahmen, der Grundwasserneubildungen sowie der für das Modellgebiet maßgeblichen Randbedingungen (Zu- und Abflüsse oder Potentiale).

Da die Aufschlußdichte von hydrogeologisch gleichwertigen Grundwassermeßstellen im Festgestein meist um ein Vielfaches geringer ist als in Porengrundwasserleitern, ist die Erstellung detaillierter **Grundwassergleichenpläne** auf dieser Basis oft schwierig oder unmöglich. Für die Konstruktion eines Gleichenplanes müssen daher zusätzliche Informationen, wie z. B. die Abflußrichtung aus Markierungsversuchen oder die Höhenlage von Quellwasseraustritten herangezogen werden. Bei der Bewertung eines Grundwassergleichenplanes sind die Ergebnisse von Markierungsversuchen in Festgesteins- und insbesondere in Karstgrundwasserleitern zu berücksichtigen, da die generelle Grundwasserfließrichtung nicht zwangsläufig senkrecht zu den lokalen Grundwassergleichen verläuft, weil Kluffundgrundwasserleiter hinsichtlich der hydraulischen Leitfähigkeit in der Regel stark anisotrop sind (vgl. Kap. 2.2.2). Ergeben sich aus Meßstellen, die in verschiedenen Teufen verfiltert sind, deutlich unter-

schiedliche Gefälle und Strömungsrichtungen, dann ist dies ein Hinweis für Stockwerksgliederung.

Die wichtigsten **hydraulischen Untersuchungsverfahren** im Gelände sind Pump- und Markierungsversuche. Darüber hinaus gibt es zahlreiche andere Verfahren (vgl. Kap. 7). Sind die Meßdaten von Pump- oder Markierungsversuchen ausreichend (vgl. Kap. 5.2, 6.2), so erhält man bei Anwendung entsprechender Auswerteverfahren zusätzliche In-

formationen für die Beurteilung der hydrogeologischen Verhältnisse eines Gebietes.

Das Modell muß auf seine Plausibilität überprüft und geeicht werden, bevor es eingesetzt werden kann. Allerdings ist es gerade in Festgesteinsgebieten oft schwierig, den hydrogeologischen Aufbau und seine Inhomogenitäten, die hydraulischen Kennwerte des Aquifers und die hydrogeologischen Werte hinreichend genau für ein aussagekräftiges Modell vorzugeben.

4 Grundwasserneubildung

4.1 Allgemeines

Für großräumige hydrogeologische Untersuchungen ist die Grundwasserneubildung eine unentbehrliche Gebietskenngröße (vgl. Kap. 3). Sie ist nach DIN 4049 das infiltrierte Wasser, das dem Grundwasser zugeht.

Es gibt folgende Möglichkeiten, die Grundwasserneubildungsrate zu bestimmen:

- direkte Bestimmung mit Lysimetern
- aus dem Bodenwasserhaushalt
- aus Grundwasserständen und Aquiferdaten
- aus der Quellschüttung und dem Abfluß in Vorflutern
- aus der Wasserhaushaltsbilanz
- aus Inhaltsstoffen des Niederschlages und des Grundwassers

Im Festgestein werden überwiegend die nachfolgend beschriebenen Verfahren angewandt.

4.2 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus der Wasserhaushaltsbilanz

Der Abfluß in oberirdischen Gewässern setzt sich aus zwei Komponenten zusammen: dem oberirdischen Abfluß (A_o), der direkt aus Niederschlägen stammt, und dem unterirdischen Abfluß (A_u), der aus dem Grundwasser zufließt. Der unterirdische Abfluß zum Vorfluter im ungesättigten Bereich, der sogenannte Interflow, wird hier zum oberirdischen Abfluß gerechnet. Wie hoch der Anteil des unterirdischen Abflusses am Gesamtabfluß ist, hängt von den jeweiligen geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet ab. Aus der Wasserhaushaltsbilanz ergibt sich die Möglichkeit, quantitative Aussagen hinsichtlich des unterirdischen Abflusses, der Grundwasserneubildung und eventuell sogar zu Kenngrößen des Untergrundes zu machen.

Bei Untersuchungen über lange Zeiträume entspricht die Grundwasserneubildung in einem Einzugsgebiet dem unterirdischen Abfluß aus diesem Gebiet, in Teileinzugsgebieten der Differenz zwischen unterirdischem Zu- und Abstrom. Sie kann in diesem Fall als pauschaler Mittelwert aus der Wasserhaushaltsgleichung, ermittelt werden:

$$A_u = N - (V + A_o) \quad (4.1)$$

In Gleichung (4.1) ist N der Niederschlag und V die Verdunstung; hier sind langjährige Mittelwerte einzusetzen.

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung kann auch der Aquifer als Bilanzraum herangezogen werden. Die Grundwasserneubildung (G) errechnet sich bei diesem Modell als Bilanz über unterirdischen Zu- und Abfluß (ΔA_u), Entnahmen und Einleitungen (ΔE) sowie über die Vorratsänderung im Grundwasserleiter (ΔS_u). Die letztere muß bei der Auswertung kürzerer Zeiträume berücksichtigt werden.

$$G = \Delta A_u + \Delta E + \Delta S_u \quad (4.2)$$

Die Vorratsänderung im Aquifer wird aus der Wasserstandsänderung und dem speichernutzbaren Hohlraumvolumen bestimmt (vgl. Kap. 4.4).

4.3 Auswertung von Quellschüttungen

Quellen erkennt man insbesondere dann an mehr oder weniger ausgedehnten Naßstellen, wenn der eigentliche Quellaustritt von Hangschutt oder Lockerablagerungen in Tälern überdeckt ist. Eine richtige Erfassung des vorliegenden Quelltyps ist für die Beurteilung der Schüttungsstärke und -schwankungen der Quelle wichtig. Die Einordnung ist oft erst bei genauerer Kenntnis des geologischen Aufbaus des Gebietes möglich. Einige wichtige Quelltypen sind in Abb. 8 dargestellt.

Die Schüttung von Quellen aus einem abgrenzbaren Einzugsgebiet kann erst dann quantitative Informationen über den Grundwasserleiter geben, wenn sie zeitlich eng genug und über einen längeren Zeitraum gemessen wird. Die Quellmeßstellen sind so herzustellen, daß Umläufigkeiten und Sickerverluste im auflagernden Verwitterungsschutt, im Boden oder in sonstigen überlagernden Lockersedimenten vermieden werden. Umläufigkeiten von Meßstellen führen zu systematischen Fehlern und damit auch zu falschen Schlußfolgerungen.

Aus Schüttungsganglinien können Schüttungsquotienten ermittelt werden, die ein statistisches Maß für den Schwankungsbereich der Schüttung ergeben und damit einen Hinweis auf die im Mittel zu erwartende Dauerergiebigkeit sowie auf die Größe und Wirksamkeit des zur Quelle entwässernden Speichers liefern. Die Quotienten werden errechnet aus den Verhältnissen von z. B. NNQ zu HHQ, MHQ oder aus NQ zu HQ. Kleinere Quotienten weisen infolge der starken Schüttungsunterschiede im allgemeinen

Karstquellen auf, während sich bei Quellen in gleichmäßig geklüfteten Grundwasserleitern mit ausgegli-

chenem Schüttungsverhalten relativ hohe Quotienten ergeben.

Beispiel: Abflußdaten des Blautopfs (aus dem Deutschen Gewässerkundl. Jahrbuch, Sonderheft Land Baden-Württ. Abflußjahre 1956–72, für 1925–60 ergänzt nach Unterlagen des RP Tübingen und der LfU), bezogen auf Abflußjahre (Nov. bis Okt.)

	1925–72	1931–60	1956–72
HQ (= HHQ) ** (m ³ /s)	26,20	26,20	26,20
MHQ (m ³ /s)	13,74	14,30	14,08
MQ (m ³ /s)	2,21	2,22	2,27
(% v. MQ 1925–72)	100	100	103
MoMNQ (m ³ /s)	1,30*	1,28	1,35
(% v. MQ)	59	58	59,5
MNQ (m ³ /s)	0,73	0,76	0,65
NQ (= NNQ) (m ³ /s)	0,31	0,47	0,31

Schwankungsziffern:

MNQ:MQ:MHQ	1: 3,0:18,8	1: 2,9:18,8	1: 3,5:21,7
NQ:HQ	1:84,5	1:55,7	1:84,5
NQ/MNQ	0,4	0,6	0,5
HQ/MHQ	35,9	34,5	40,3

* Langjähriges NQ für Oktober korrigiert nach Angaben der LfU

** HHQ betrug 1988 über 30 m³/s

4.4 Ermittlung des unterirdischen Abflusses an Quellen und Vorflutern

4.4.1 Allgemeines

Bei jeder Wasserbilanzbetrachtung, die ein größeres Gebiet und einen längeren Zeitraum umfaßt, ist der ober- und unterirdische Abfluß vollständig zu erfassen.

In aller Regel wird neben dem Grundwasserabstrom A_{gw} im Aquifer auch ein grundwasserbürtiger Anteil A_U , d. h. unterirdischer Abfluß, das Einzugsgebiet verlassen. Dieser A_U -Abfluß ist mehr oder weniger stark von einem oberirdischen Abflußanteil A_0 inkl. Interflow überlagert und muß für eine Abflußmengen-Betrachtung von diesem abgetrennt werden. Dies kann an der Abflußganglinie geschehen, indem die für A_0 und A_U unterschiedlichen Gesetzmäßigkeiten des Abflußverhaltens herangezogen werden.



Erläuterung zu Abb. 8: 1,2 – Schichtquellen: 1 – Schichtquellen im seichten Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb; von Norden im Schichtenfallen, von Süden als Überlaufquelle; 2 – Schichtquelle aus schwebendem Grundwasserstockwerk des Unteren Keupers über nicht wassererfülltem Oberem Muschelkalk, mit anschließender Versickerung des Quellabflusses; z. B. östlich Strohgäu/Neckartal; 3,4 – Stauquellen: 3 – Blautopf bei Blaubeuren: Durch Talablagerungen der Donau im heutigen Ach-Blautal gestaute Quelle im tiefen Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb; 4 – durch Abtauchen des Muschelkalk-Karstaquifers unter gering durchlässige Keuperschichten verursachte Stauquelle; Beispiel der Ammerquelle bei Herrenberg, vereinfacht; 5–7 – Aufsteigende Quellen: 5 – aufsteigende Quelle im tiefen Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb. Der Buchbrunnen entspringt einem in Zementmergelschichten aufragenden Massenkalkstotzen, der im Egautal erosiv angeschnitten wurde; 6 – An einer tektonischen Sörung aufsteigende Gipskarst-Quelle; Gründischer Brunnen im Speltachtal, Einzugsgebiet der Jagst; 7 – Mineralquellensystem von Stuttgart-Bad Cannstatt

Bei Quellen entspricht die Schüttung dem A_U -Abfluß.

Die einfachste Art der A_U -Abtrennung geht von der Vorstellung aus, daß ein bestimmtes Niederschlagsereignis zuerst nur eine relativ rasche Erhöhung des oberirdischen Abflusses zur Folge hat. Mit mehr oder weniger großer zeitlicher Verzögerung setzt dann als Folge von Versickerung und daraus entstehender Grundwasserneubildung auch eine Erhöhung des Grundwasserzustroms zum Vorfluter ein. Nachdem der Niederschlag aufgehört und das Maximum des Gesamtabflusses die Meßstelle passiert hat, nimmt der Gesamtabfluß zuerst schnell, dann zögernd ab (Punkt t_1 in Abb. 9); der Anteil des grundwasserbürtigen Abflusses wird größer und nach einiger Zeit besteht der Abfluß wieder nur aus A_U , der nun der normalen Trockenwetterfalllinie (vgl. Kap. 4.4.2) folgend langsam abnimmt. Dabei ist vorausgesetzt, daß auch bei höherem Wasserstand im Vorfluter stets ein Druckgradient vom hydraulisch angeschlossenen Grundwasser zum Vorfluter erhalten bleibt, d. h., daß ständig effluente Verhältnisse herrschen. Dies ist im allgemeinen der Fall in Gebieten mit stärkerem Relief und wenn der Vorfluter tief genug in das Gelände einschneidet.

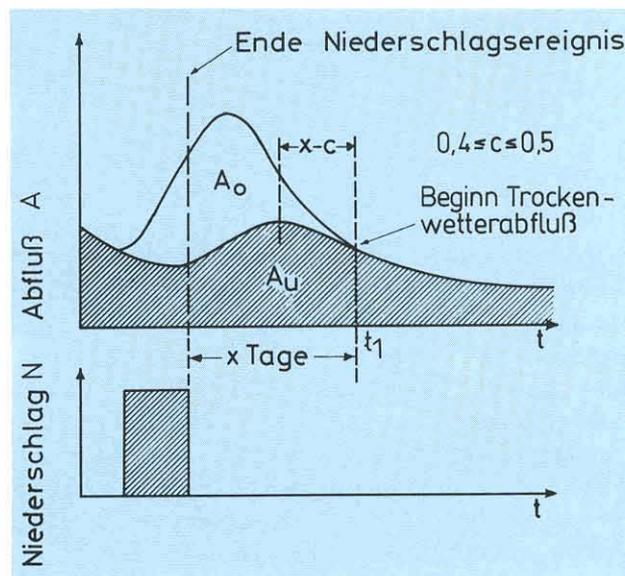


Abb. 9: Auswirkung eines Niederschlagsereignisses auf die Abflußanteile A_o und A_u (nach NATERMANN 1951)

Wenn dagegen der Wasserstand im Vorfluter über den Stand des umgebenden Grundwassers ansteigt, das ja wesentlich träger auf Niederschläge reagiert, dann kann vorübergehend ein Gradient vom Vorfluter zum Grundwasser entstehen, der Vorfluter speist in das Grundwasser ein, es stellen sich influente Verhältnisse ein, und im Uferbereich wird bis

zum neuerlichen Abfallen der Wasserstände eine mehr oder weniger große Wassermenge gespeichert. Entsprechend ist während dieser Zeit der Zufluss aus dem Grundwasser unterdrückt, bzw. es wird Oberflächenwasser in den Aquifer eingespeist. Abb. 10 verdeutlicht diese Verhältnisse und ihre Auswirkungen auf die Ganglinie bzw. den A_o - und A_u -Anteil.

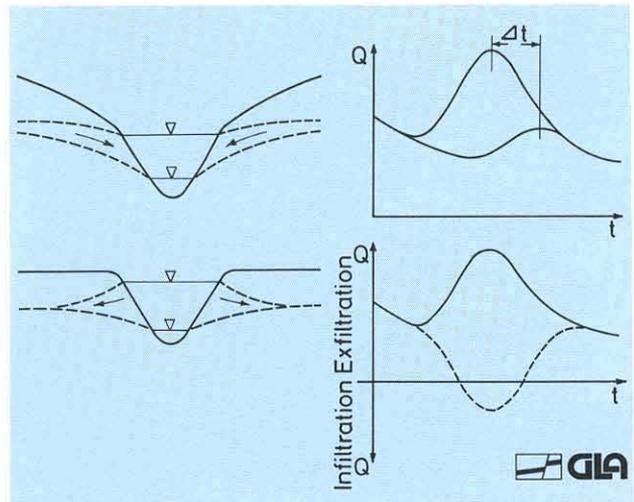


Abb. 10: Abflußganglinien und Verteilung des Abflusses auf die Anteile A_o und A_u unter ständig effluenten Verhältnissen (oben) und unter wechselnd effluenten und influenten Verhältnissen (unten)

Δt – zeitliche Verschiebung zwischen den Maxima des Gesamtabflusses und des grundwasserbürtigen Abflusses

4.4.2 Ermittlung und Auswertung der Trockenwetterfalllinie (TWL)

Die Trockenwetterfalllinie gibt das mittlere Abflußverhalten von Quellen bzw. Vorflutern in Trockenwetterzeiten wieder. Sie wird aus den flach abfallenden Kurvenabschnitten einer Abflußganglinie, die sich während niederschlagsfreier Zeiten ergeben, zusammengesetzt (Abb. 11). Sie ist für jede Quelle bzw. Abflußmeßstelle verschieden und hängt von den hydrogeologischen Verhältnissen und der Größe des Einzugsgebietes ab und ist Ausdruck des Speichervermögens des Untergrundes. Steile Falllinien bedeuten rasche Entleerung und somit relativ kurzfristige Speicherung, während langsam abnehmende Schüttungen auf ein größeres Hohlräumvolumen und damit auf ein besseres Speichervermögen hindeuten. Aus dieser Falllinie können mit nachstehendem Verfahren für die jeweiligen Quellen sogenannte α -Werte errechnet werden, die einen quantitativen Vergleich von Quellen und ihren Einzugsgebieten ermöglichen.

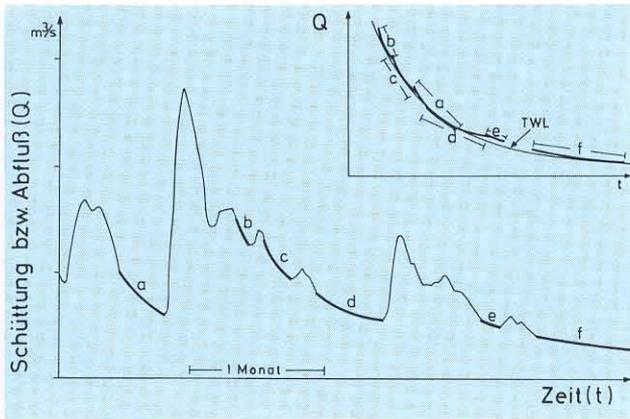


Abb. 11: Ableitung der durchschnittlichen Trockenwetterfalllinie (TWL) aus einzelnen Abschnitten der Abflußganglinie (aus RICHTER & LILICH 1975)

Mathematisch läßt sich die TWL als e-Funktion mit der Formel von MAILLET ausdrücken:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-t\alpha} \tag{4.3}$$

Darin sind Q_0 (m^3/s) die Anfangsschüttung ($t=0$) und Q_t die Schüttung zum Zeitpunkt t (d). Der Koeffizient „ α “ (d^{-1}) bestimmt die Steigung der auf halblogarithmischem Papier aufgetragenen Trockenwetterfalllinie. Der α -Wert ist um so größer:

- je geringer das nutzbare Hohlraumvolumen des Aquifers ist
- je größer die Klufthohlräume und die Ausflußquerschnitte sind
- je geringer die Ausdehnung des Aquifers bzw. des Einzugsgebietes ist
- je geringer die Schüttung der Quelle ist
- je größer das hydraulische und morphologische Gefälle ist.

Vegetations- und Witterungsbedingungen können den α -Wert beeinflussen.

Für die Ermittlung des α -Wertes werden halblogarithmisch die Schüttungsdaten einer Trockenperiode gegen die Zeit aufgetragen (Abb. 12). Die Quellschüttung Q_0 ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Ausgleichsgeraden durch die Einzelwerte mit der Ordinate. Die zusammengehörenden Werte für Q_t und t lassen sich ebenfalls aus der Ausgleichsgeraden ermitteln. Mit Hilfe von Q_0 , Q_t (m^3/s) und t (d) läßt sich der α -Wert durch Umformung von Gleichung (4.3) berechnen. Beim Übergang zum dekadischen Logarithmus ergibt sich:

$$\lg Q_t = \lg Q_0 - 0,4343 \alpha t \tag{4.4a}$$

und

$$\alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,4343 t} \tag{4.4b}$$

Infolge der lokal wechselnden Klüftungs- und Verkarstungsintensität innerhalb eines Einzugsgebietes wird der Trockenwetterabfluß von Einzelvorgängen unterschiedlich dimensionierter Abflußbahnen geprägt. Dadurch ergibt sich ein zeitlich versetztes Leerlaufen von Großklüften und Karstgerinnen einerseits und von Feinklüften und Porenräumen andererseits. Aus diesem Grund kann die halblogarithmisch aufgetragene Trockenwetterfalllinie einen oder mehrere Knickpunkte aufweisen. Ihre Gleichung lautet dann:

$$Q_t = Q_{01} \cdot e^{\alpha_1 t} + Q_{02} \cdot e^{\alpha_2 t} \tag{4.5}$$

Ist das Volumen des Aquifers (V_A) im Einzugsgebiet bekannt, so kann die effektive Porosität des Aquifers ermittelt werden:

$$n_e = \frac{Q_0}{\alpha \cdot V_A} \tag{4.6}$$

Sind mehrere Teilvolumina am Schüttungsprozeß beteiligt, so ist Gleichung (4.6) entsprechend umzuformen. Es gilt dann:

$$n_{e1} = \frac{Q_{01}}{\alpha_1 \cdot V_{A1}}; n_{e2} = \frac{Q_{02}}{\alpha_2 \cdot V_{A2}} \tag{4.7}$$

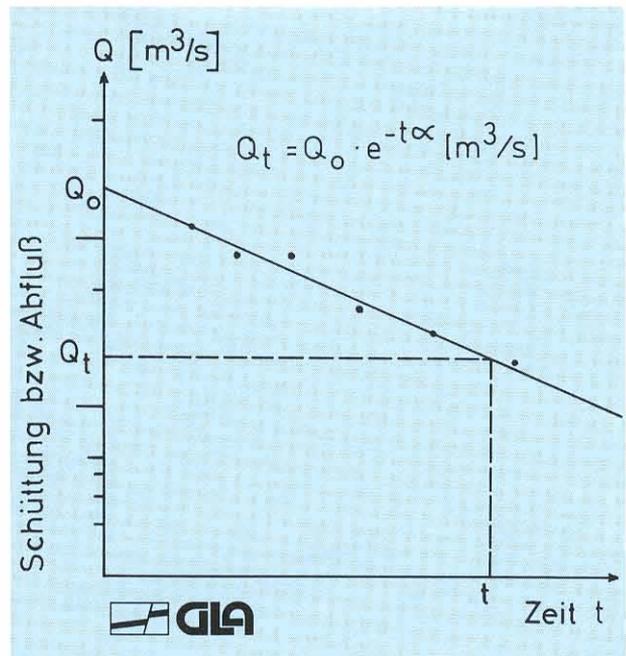
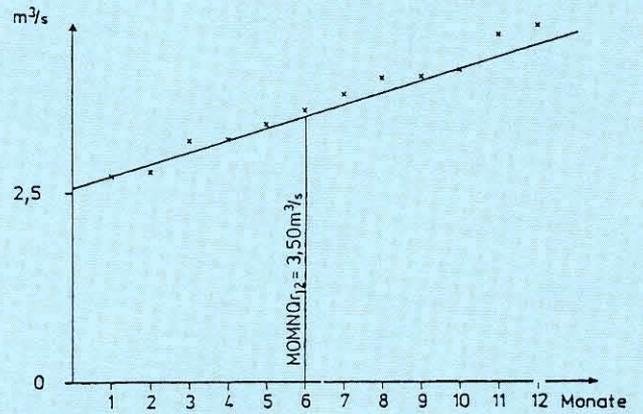
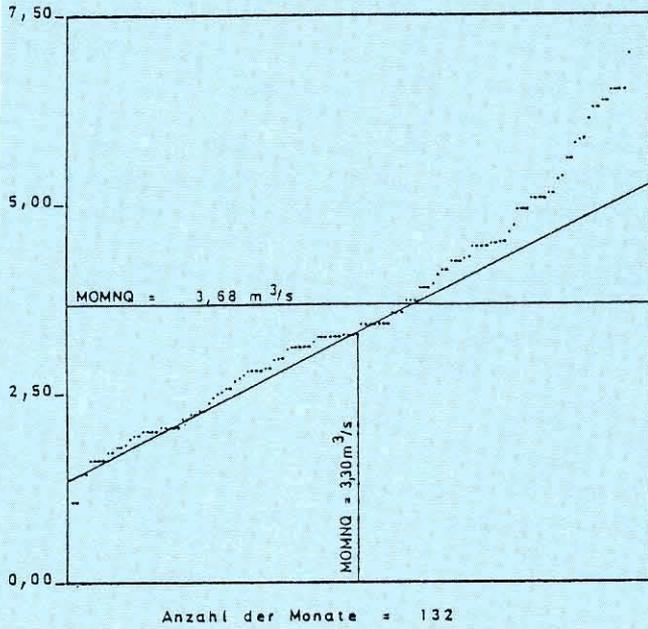


Abb. 12: Q/t-Diagramm zur Ermittlung des Leerlaufkoeffizienten α eines Aquifers

Brenz Bolhem 1968 – 1978



Schmiech Ehingen 1950 – 1978

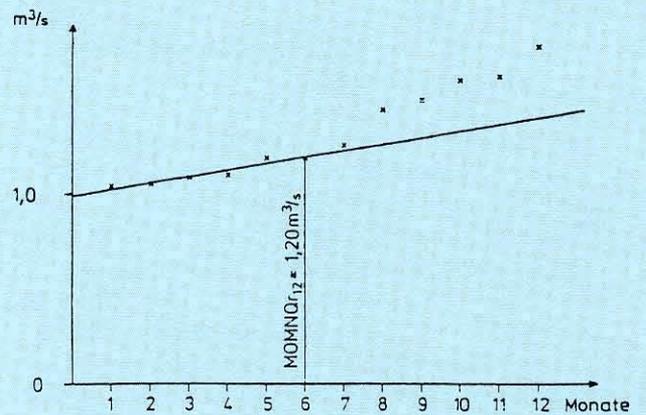
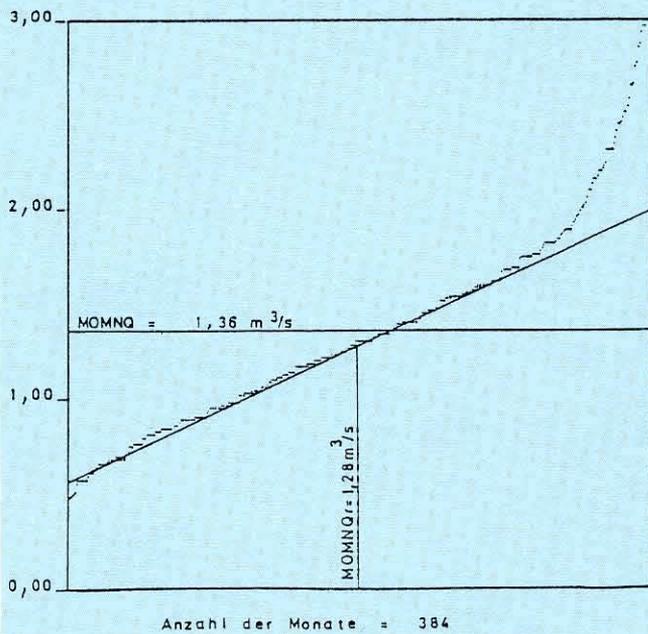
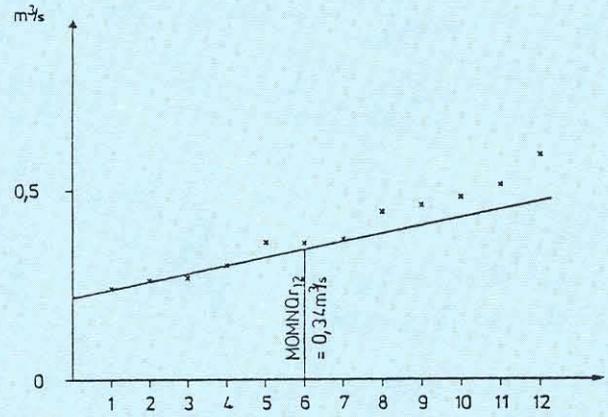
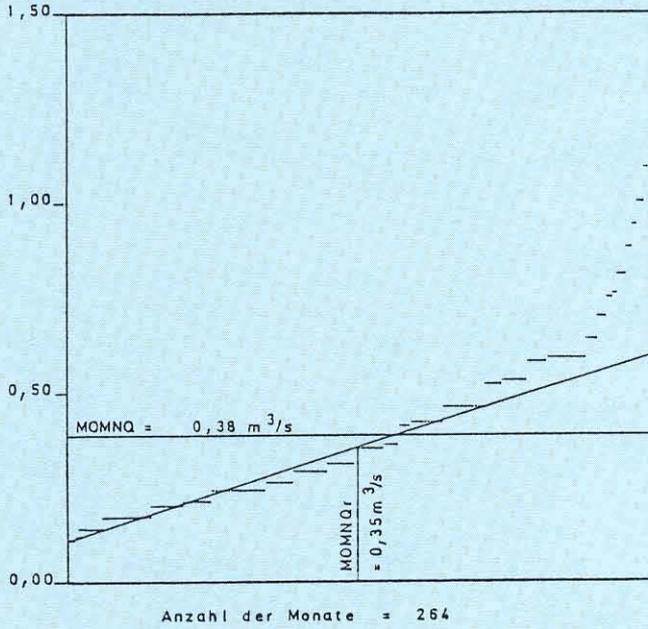
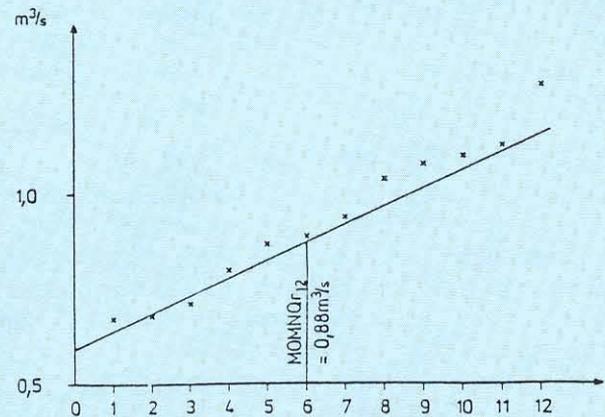
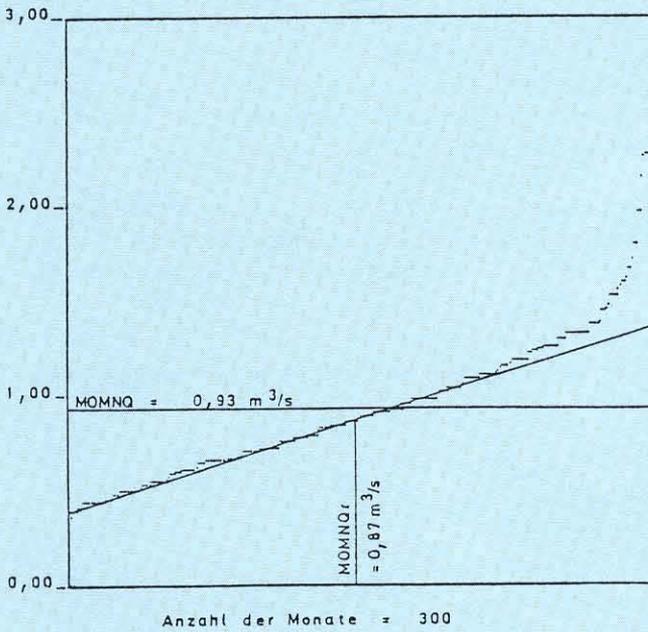


Abb. 13: Auswertung von Niedrigwasserabflüssen nach WUNDT, KILLE und VILLINGER

Fils Wiesensteig 1957 - 1978



Lauter Unterlenningen 1954 - 1978



Für Messungen in Vorflutern gelten entsprechende Gesetze.

Da die Trockenwetterfalllinie auch ein Maß für die grundwasserleitenden und -speichernden Eigenschaften darstellt, kann aus ihr das Verhältnis von Transmissivität (T) zu Speicherkoeffizient (S) für das Einzugsgebiet abgeschätzt werden (TRAINER & WATKINS 1974).

$$T/S = 4 l^2 \alpha / \pi^2 = 0,933 l^2 / \Delta t / \Delta \lg Q \quad (4.8)$$

Darin ist „ l “ die mittlere Entfernung vom Meßpunkt bis zur Wasserscheide; α ist in diesem Fall in s^{-1} anzugeben.

4.4.3 Auswertung von Niedrigwasserabflüssen

Neben dem A_U -Linienverfahren von NATERMANN (1950) und dem Trockenwetterfalllinien-Verfahren gibt es u. a. die MoMnQ-Verfahren nach WUNDT (1958) und KILLE (1970), um den Anteil des unterirdischen Abflusses zu ermitteln.

Alle Verfahren zur Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses gehen davon aus, daß in Trockenzeiten der gesamte Abfluß dem Grundwasser entstammt. Bei dem MoMnQ-Verfahren nach WUNDT (1958) wird der grundwasserbürtige Abfluß gleich dem Mittelwert aller niedrigsten Monatsabflüsse (Tagesmittelwerte) gesetzt (MoMnQ-Wert). Die Ermittlung des MoMnQ-Wertes ist an jedem Abflußpegel bei mindestens 10jähriger Beobachtungszeit möglich. Der große Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, daß die Ermittlung des MoMnQ-Wertes sehr einfach aus den Daten im Gewässerkundlichen Jahrbuch erfolgen kann. Der MoMnQ-Wert ist das arithmetische Mittel aus den Monats-MnQ-Werten.

Da einzelne Monats-NQ-Werte noch Anteile von Oberflächenabfluß enthalten können – insbesondere ist dies in den Monaten der Schneeschmelze der Fall – wurde von KILLE (1970) ein Verfahren entwickelt (MoMnQr-Verfahren), das auf stochastischem Weg die Abflüsse auf den vermutlichen Grundwasseranteil reduziert. Dazu werden alle ermittelten MoMnQ-Werte der Größe nach geordnet und aufgetragen. Durch den mittleren bis unteren Teil der entstehenden Dauerlinie wird eine Ausgleichsgerade gelegt und aus der darunter liegenden

Fläche der mittlere Grundwasserabfluß bestimmt (Abb. 13).

Um das bei längerer Beobachtungsdauer sehr aufwendige MoMnQ-Verfahren zu vereinfachen, hat VILLINGER (1981) vorgeschlagen, nur die Mittelwerte der Monats-NQ-Werte aufzutragen und durch diese Werte eine Ausgleichsgerade zu legen (MoMnQr₁₂-Verfahren). Wiederum wird aus der unter der Ausgleichsgeraden liegenden Fläche der mittlere Grundwasserabfluß bestimmt.

Da beim MoMnQ-Verfahren unberücksichtigt bleibt, daß in manchen Monaten auch beim Niedrigstabfluß noch Oberflächenwasser enthalten ist, sollten diese Verfahren nur dann eingesetzt werden, wenn an die Genauigkeit der Aussagen keine allzu großen Anforderungen gestellt werden. Da in vielen Fällen das unterirdische Einzugsgebiet nur ungenau bestimmt werden kann, ist die Ermittlung der mittleren Grundwasserneubildung mit diesem Verfahren völlig ausreichend. Beim MoMnQr-Verfahren werden die Abflüsse in den Monaten, an denen auch der Niedrigstabfluß noch Oberflächenwasser enthält, auf einen geringeren Abfluß reduziert. Dieses Verfahren kann nur dann angewandt werden, wenn alle MnQ-Werte einer Jahresreihe zur Verfügung stehen. Der MoMnQr-Wert nach KILLE fällt in der Regel kleiner aus als der MoMnQ-Wert nach WUNDT. Das MoMnQr₁₂-Verfahren ermöglicht die Berücksichtigung von Monaten, in denen im ganzen Monat Direktabfluß stattfindet, ist jedoch stark vereinfacht. Da hier die Monats-NQ-Werte mehrerer Monate gemittelt werden, kann es problematisch sein, die richtige Ausgleichsgerade zu finden. Der gefundene MoMnQr₁₂-Wert kann sowohl nach oben als auch unten vom MoMnQr-Wert abweichen.

An 4 Beispielen werden die oben genannten Verfahren gegenübergestellt. Dabei sind in Abb. 13 b die MoMnQr₁₂-Werte nach VILLINGER aufgetragen.

Tab. 5: Ergebnisse der Auswertung von Abflußmessungen (m^3/s)

Pegel	MoMnQ	MoMnQ	MoMnQr ₁₂
Brenz/Bolheim	3,68	3,30	3,50
Schmiech/Ehingen	1,36	1,28	1,20
Fils/Wiesensteig	0,38	0,35	0,34
Lauter/ Unterlenningen	0,93	0,87	0,88

5 Grundwassermarkierungsversuche

5.1 Allgemeines

Markierungsversuche im Grundwasser zählen schon seit Jahrzehnten zu den Standarduntersuchungsverfahren in der Hydrogeologie. Sie werden einerseits durchgeführt, um rein qualitative Aussagen über den Grundwasserleiter zu erhalten. Andererseits kann die Auswertung von Tracerversuchen auch quantitative hydraulische Ergebnisse liefern, wie z. B. Fließgeschwindigkeiten und Aquiferparameter. Zu den qualitativen Aufgaben gehören u. a. die Abgrenzung unterirdischer Einzugsgebiete, die Bestimmung der Fließrichtung, die Ermittlung von Zusammenhängen zwischen möglichen Gefährdungen und Grundwasserfassungen. Markierungsversuche lassen Zusammenhänge zwischen Grund- und Oberflächenwasser erkennen und sind besonders für Fragen der Schutzzonenabgrenzung und für die Trink- und Brauchwassererschließung von Bedeutung.

5.2 Planung und Durchführung von Markierungsversuchen

Als Markierungsmittel steht eine große Anzahl verschiedener Stoffe zur Verfügung. Sie lassen sich in die Gruppe der löslichen Stoffe und der sogenannten Triftstoffe einteilen. Die **löslichen Stoffe** umfassen Farbstoffe, Salze, Schaumstoffe, Geruchsstoffe, radioaktive Isotope und inaktive Isotope. Bei den **Triftstoffen** handelt es sich u.a. um gefärbte Bärlappsporen, um schadhlose Bakterien oder um Polystyrol. Jedes Markierungsmittel hat seine ihm eigenen Vor- und Nachteile; u.a. sind Triftstoffe nur beschränkt einsetzbar, da sie in großem Maße ausgefiltert werden können.

Ein **idealer Markierungsstoff** (Tracer) sollte gut löslich bzw. aufschwemmbar, leicht zu behandeln und ungefährlich sein und darf nicht unappetitlich wirken. Er darf mit dem Trägergestein nicht reagieren, muß noch in sehr großer Verdünnung nachweisbar sein und darf weder zerfallen noch sorbiert werden. Außerdem sollte er dieselben physikalischen Eigenschaften wie Wasser besitzen. Da es einen solchen Stoff nicht gibt, hängt die Wahl des Tracers in jedem Einzelfall von der Aufgabenstellung, dem Versuchsfeld, der Art des Nachweises usw. ab. Grundsätzlich ist darauf zu achten, ob der vorgesehene Tracer bereits als Grundlast im Grundwasser vorhanden ist und damit den Nachweis und die quantitative Erfassung erschwert.

In der Praxis ist Uranin (= Natriumfluoreszein) zumindest in Baden-Württemberg einer der am meisten verwendeten Tracer. Uranin ist ein fluoreszierender, unechter Farbstoff, der lichtempfindlich ist. Bei sauren Wässern mit pH-Werten unter 6 kann Uranin von Tonen absorbiert werden. Außerdem gibt es Hinweise darauf, daß Uranin durch starke Oxidation und auch durch anaerobe, nicht coliforme Enterobakterien abgebaut werden kann (SAYER 1991).

Um eine quantitative Auswertung von Markierungsversuchen zu ermöglichen, ist sorgfältigste Versuchsplanung und -durchführung notwendig. Da es ideale Markierungsstoffe nicht gibt, ist ein Tracer einzusetzen, dessen Sorptions- und Zerfallsverhalten weitgehendst bekannt und mathematisch erfaßbar ist.

Die **Tracereingabe** kann entweder möglichst rasch (Diracscher Stoß) oder aber kontinuierlich über einen längeren Zeitraum erfolgen. Der Markierungsstoff sollte über die gesamte Aquifermächtigkeit und nicht in die ungesättigte Zone eingegeben werden. Weiterhin können Tracerversuche nur dann exakt mit analytischen Verfahren ausgewertet werden, wenn von einem linearen oder radialen Grundwasserströmungsfeld ausgegangen werden kann. Bei letzterem wird zwischen einem konvergenten (im Absenktrichter eines Entnahmebrunnens) und einem divergenten Fließsystem (Schluckbrunnen) unterschieden.

Bei der Tracereingabe ist die **Eingabemenge** so zu dosieren, daß einerseits die Tracerkonzentration an den Austrittsstellen nicht zu Beeinträchtigungen von Trink- und Brauchwasserfassungen führt und andererseits deutlich oberhalb der Nachweisgrenze des verwendeten Tracers liegt. Die Inhomogenität der meisten Kluffgrundwasserleiter macht die Dosierung äußerst schwierig, da über stark wegsame Klüfte hohe Ausbreitungsgeschwindigkeiten mit entsprechend hohen Konzentrationen auftreten können. Zur übersichtlichen Berechnung der Eingabemenge gibt es in der Literatur verschiedene empirische Ansätze (HÖLTING 1980, LEIBUNDGUT 1981, KÄSS 1992), die jedoch nicht miteinander vergleichbar sind.

Um quantitative Versuchsergebnisse zu erhalten, ist es unabdingbar, die Beprobung in so dichten Zeitabständen durchzuführen, daß der gesamte Tracerdurchgang verfolgt werden kann. Theoretisch genügt es, die Wasserproben in logarithmischen Zeitabständen zu entnehmen. Die Gesamtbeprobungszeit richtet sich nach dem Auftreten des Konzentrationsmaximums (t_{Cmax}); sie sollte – selbst bei einem

homogenen und isotropen Aquifer – mindestens $2 \cdot t_{Cmax}$ betragen. Da in Kluftaquiferen wegen starker lokaler Fließgeschwindigkeitsänderungen und infolge wechselnder hydrologischer Bedingungen jedoch mit mehreren Konzentrationsmaxima zu rechnen ist, muß dort wesentlich länger beprobt werden.

5.3 Analytische Lösungen für den Tracertransport

5.3.1 Physikalische Grundlagen

Die Forschungsschwerpunkte bei Markierungsversuchen orientieren sich zum einen an der praktischen Durchführung von Feldversuchen, d. h. an der Verbesserung der Versuchstechnik, am Nachweis und der Erprobung neuer Tracer (z. B. SCHULZ 1957 und KÄSS 1976), zum anderen jedoch auch an der Simulation der Tracerausbreitung im Grundwasser bzw. der Ermittlung von geohydraulischen Parametern, vgl. SAUTY (1977), STÖBER (1980) und JAKOWSKI (in Vorber.).

In einem Aquifer wird der Transport einer gelösten Substanz (Tracer) von der mechanischen Dispersion, der molekularen Diffusion, von Turbulenzen sowie von Sorptions-, Desorptions- und Zerfallsvorgängen bestimmt. Zusammengenommen führen diese Vorgänge zu einer mehr oder weniger raschen Vermischung und Verteilung des Tracers im Strömungsfeld.

Eine **mechanische Dispersion** entsteht in jedem durchströmten Aquifer, weil sich die Fließgeschwindigkeiten in den einzelnen Poren, Klüften oder Spalten in ihrer Größe und Richtung ständig ändern. Demgegenüber geht die **molekulare Diffusion** auf die Brownsche Molekularbewegung zurück. Beide Vorgänge werden mathematisch zusammengefaßt und als **hydrodynamische Dispersion** bezeichnet.

In einem Aquifer können **Turbulenzen** dann auftreten, wenn der hydraulische Gradient sehr groß ist, das kann z. B. in Brunnennähe der Fall sein, zumal wenn eine gute bis sehr gute Durchlässigkeit vorliegt. Mit Turbulenzerscheinungen ist aufgrund der Verteilung und Geometrie der Fließkanäle bevorzugt in Karstgebieten zu rechnen. Sorptions-, Desorptions- sowie Zerfallsvorgänge (radioaktiver Zerfall, chemischer Abbau u.a.) sind sowohl vom Markierungsstoff als auch von den physikalischen und chemischen Eigenschaften des durchströmten Gesteins

abhängig. Sie können u. U. bei geeigneter Tracerwahl umgangen werden, so daß man i. allg. bei der mathematischen Simulation von Markierungsversuchen den Vermischungsprozeß allein auf die hydrodynamische Dispersion zurückführen kann. Diese Dispersion hängt von den physikalischen Gesteinsparametern, den Fluideigenschaften und von der effektiven Fließgeschwindigkeit (u) ab (vgl. Kap. 2.2.3, Abb. 7). In einem dynamischen Dispersionsregime mit homogenem Fließen in einem idealen Aquifer verhält sich die Dispersion proportional zur Geschwindigkeit:

$$D = \alpha \cdot u \quad [m^2/s] \quad (5.1)$$

Der Proportionalitätsfaktor $\alpha(m)$ wird als Dispersivität bezeichnet und ist nicht mit dem Leerlaufkoeffizienten (Kap. 4) zu verwechseln.

Da die Vermischung des Tracers räumlich erfolgt, ist die Dispersion ein dreidimensionaler Vorgang: Die drei Hauptkomponenten in x-y-z-Richtung werden mit longitudinaler D_L , transversaler D_T und vertikaler Dispersion D_V bezeichnet. Die räumliche Aufspaltung der Dispersivität erfolgt analog.

5.3.2 Differentialgleichungen des Massentransports

Der Transport einer gelösten Substanz im Grundwasser kann mit einer allgemeinen Massentransportgleichung (BEAR 1979) beschrieben werden. Um diese Differentialgleichung analytisch zu lösen, muß sie vereinfacht werden. Dazu werden folgende Annahmen getroffen:

- der Markierungsstoff ist ein idealer Tracer (vgl. Kap. 5.2)
- die Tracereingabe erfolgt in den gesättigten Grundwasserbereich (Aquifer)
- der Aquifer ist homogen, isotrop, horizontal gelagert und unendlich ausgedehnt
- die effektive Fließgeschwindigkeit ist konstant (horizontales Fließsystem); eine Ausnahme bilden radiale Fließsysteme (vgl. Kap. 5.2)
- das Darcy-Gesetz ist gültig

Diese Randbedingungen besagen, daß sämtliche im folgenden behandelten Lösungsansätze nur für die Festgesteinsaquifere gelten, deren Klüfte bzw. deren Hohlräume statistisch zufällig, gleichmäßig verteilt sind. Um das Homogenitätskriterium eines repräsentativen Elementarvolumens (REV, vgl. Kap. 2.2.1) übertragen zu können, müssen Entfer-

nungen zwischen Eingabe- und Ausgabestelle wesentlich größer sein als in Porenaquiferen.

Die Massentransportgleichung für ein horizontalparalleles Strömungsfeld vereinfacht sich zu:

$$\frac{\delta C}{\delta t} = D_L \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} + D_T \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta y^2} + D_V \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta z^2} - u \cdot \frac{\delta C}{\delta x} \quad (5.2)$$

Für ein radialsymmetrisches Strömungsfeld mit den Zylinderkoordinaten r, Θ ($x=r \cos \Theta; y=r \sin \Theta; z=z$) gilt:

$$\frac{\delta C}{\delta t} = D_L \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta r^2} + D_r \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta \Theta^2} - u \cdot \frac{\delta C}{\delta r} \quad (5.3)$$

Für die analytische Lösung dieser Differentialgleichung müssen die Anfangs- und Randbedingungen, wie z. B. die Geometrie des Untersuchungsfeldes und die Art der Tracereingabe, definiert werden.

5.3.3 Lösungen der Differentialgleichungen

Bei der Durchführung und Auswertung von Feldversuchen sind analytische Lösungen für den Praktiker besonders vorteilhaft:

- Von den meisten analytischen Lösungen lassen sich einfache Näherungslösungen herleiten, die für rasche Überschlagsrechnungen bei der Versuchsplanung und -durchführung unentbehrlich sind.
- Anhand der analytischen Lösungen lassen sich Typkurven erstellen, die es erlauben, die Versuchsdaten direkt optisch mit den entsprechenden Lösungen zu vergleichen. Mit den Typkurven können auch mathematisch weniger Geschulte Feldversuche ohne großen Zeitaufwand auswerten.
- Die notwendigen Restriktionen der Eingangsbedingungen ergeben mehr oder weniger Prinziplösungen. Bei der Auswertung von Feldversuchen wird daher von vornherein keine übermäßige Genauigkeit vorgetäuscht.

Eine tabellarische Zusammenstellung der einzelnen analytischen Lösungen ist z. B. in SCHWEIZER, STÖBER & STRAYLE (1985) enthalten. Unter der Voraussetzung einer konstanten Aquifermächtigkeit lassen sich aufgrund der Tracereingabe und der Art des Fließsystems folgende Fälle unterscheiden:

- Dauer der Tracereingabe: kurz oder lang andauernd
- Art des Fließsystems: horizontalparallel oder radial

Bei einem horizontalparallelen Fließsystem wird zwischen einem ein-, zwei- und dreidimensionalen Fall der Tracereingabe unterschieden. Beim eindimensionalen Fall soll der Vermischungsprozeß des Tracers nur parallel zur Fließrichtung erfolgen. Beim zweidimensionalen Fall tritt zum longitudinalen noch ein transversaler Vermischungsprozeß. Beim dreidimensionalen Fall erfolgt die Tracerzugabe punktförmig in den Aquifer, so daß die Vermischung dreidimensional erfolgt. Im radialsymmetrischen Fließsystem wird zwischen konvergentem und divergentem Strömen unterschieden (vgl. Kap. 5.2).

Für die genannten Fälle gibt es geschlossene analytische Lösungen, die sich in dimensionsloser Form als Typkurven darstellen lassen (SAUTY 1977). Darüber hinaus gibt es Näherungslösungen, die nur unter definierten Bedingungen, z. B. ab einer Mindestentfernung zur Eingabestelle oder für bestimmte Dispersivitäten, angewandt werden dürfen. In der Praxis wird häufig unter Vernachlässigung dieser Bedingungen mit einem einfachen statistischen Verfahren – der Summenkurve des Tracerdurchgangs – ausgewertet (Anwendungsbeispiel s. Kap. 5.4).

5.3.4 Sorption und Zerfall eines Tracers

Streng genommen darf bei keinem Tracer- oder Schadstofftransport mit einem 'idealen Tracer' gerechnet werden, da nahezu alle Substanzen unterschiedlich starken Sorptions- und Desorptionsvorgängen oder Zerfallserscheinungen unterliegen. Beide Vorgänge können in den Massentransportgleichungen durch temperaturunabhängige Ausdrücke, sogenannte Isothermen, berücksichtigt werden.

Da sich der Sorptionsvorgang beispielsweise in Abhängigkeit von der Tracerkonzentration oder von der bereits sorbierten Tracermenge vollziehen kann, gibt es mehrere Sorptionsisothermen, von denen drei herausgegriffen werden, vgl. BEAR (1979):

Bei der **Freundlich-Isotherme** ist die Sorption proportional zur Tracerkonzentration:

$$C_s = K \cdot C^{1/m} \quad (5.4)$$

K und m sind Konstanten, C_s entspricht der sorbierten Tracerkonzentration.

Die meist verwendete **lineare Gleichgewichts- isotherme**

$$C_s = K \cdot C \quad (5.5)$$

entsteht für $m = 1$. Bei der **Langmuier-Isotherme** ist die zeitliche Sorptionsänderung ebenfalls proportional zur Tracerkonzentration. Dieser Vorgang ist jedoch irreversibel.

$$\frac{\delta C_s}{\delta t} = K \cdot C \quad (5.6)$$

Aus der Literatur sind bisher kaum Angaben über die im speziellen Fall anzuwendenden Sorptionsisothermen zu entnehmen.

5.4 Auswertung der Durchgangskurven

5.4.1 Vergleich der Fließgeschwindigkeiten

Bei den meisten Markierungsversuchen wird der Tracer nicht kontinuierlich, sondern stoßförmig dem Grundwasser beigegeben. Mißt man den zeitlichen Verlauf der Tracerkonzentration an einer Beobachtungsstelle, so ergibt sich eine Durchgangskurve, wie sie in idealisierter Weise Abb. 7 zeigt. Diese Durchgangskurve wird als Grundlage für die Auswertung mit Typkurven benötigt. Durch Integration entsteht daraus die Summenkurve des Tracerdurchgangs, die für die statistische Auswertung benutzt wird.

Wie in Kap. 2.2.3 beschrieben, lassen sich aus Tracerkurven verschiedene Abstandsgeschwindigkeiten ermitteln, die wie folgt gegeneinander abgegrenzt werden:

Als Abstandsgeschwindigkeit v_a bezeichnet man die Geschwindigkeit eines Wasserteilchens in der Hauptfließrichtung zwischen zwei Punkten (vgl. Tab. 3).

Infolge der hydrodynamischen Dispersion gibt es jedoch mehrere Möglichkeiten, Abstandsgeschwindigkeiten aus Markierungsversuchen zu definieren. Man unterscheidet (vgl. Abb. 7):

- maximale Abstandsgeschwindigkeit v_{\max} , die durch das erste Eintreffen t_{\max} des Tracers bestimmt ist,

- wirkungsvolle, dominierende oder modale Abstandsgeschwindigkeit $v_{C_{\max}}$, die über den Zeitpunkt $t_{C_{\max}}$ des Konzentrationsmaximums berechnet wird
- mediane Geschwindigkeit $v_{t_{0,5}}$, die durch den Zeitpunkt $t_{0,5}$ des 50%-Tracerdurchgangs bestimmt ist
- mittlere Abstandsgeschwindigkeit \bar{v} . Sie wird berechnet als Mittel aller Einzelgeschwindigkeiten:

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{\infty} \frac{x}{t} C_{(t)} \cdot dt}{\int_0^{\infty} C_{(t)} \cdot dt} \quad (5.7)$$

Größenordnungsmäßig liegt die mittlere Abstandsgeschwindigkeit zwischen der medianen und der dominierenden Abstandsgeschwindigkeit. Die aus dem Darcy-Gesetz abgeleitete effektive Geschwindigkeit (u) wird fälschlicherweise oft mit der medianen Geschwindigkeit gleichgesetzt. SCHWEIZER, STÖBER & STRAYLE (1985) vergleichen die dominierende, mediane, mittlere und effektive Geschwindigkeit aus Markierungsversuchen miteinander und stellen fest, daß nur für Bereiche mit großer Entfernung von der Eingabestelle und mit geringen Dispersivitäten ($x/\alpha_L > 100$), die verschiedenen Geschwindigkeiten quasi identisch sind. Dieses Ergebnis ist besonders wichtig für die Auswertung der Summenkurve mit dem statistischen Verfahren. Während man aus dem Typkurvendekungsverfahren direkt die effektive Geschwindigkeit erhält, läßt sich aus der Summenkurve nur die mediane Geschwindigkeit ermitteln, die jedoch wesentlich kleiner ausfallen kann als die effektive Geschwindigkeit!

5.4.2 Anwendung der Summenkurve

Die Auswertung der Summenkurven des Tracerdurchgangs mit dem statistischen Verfahren stellt nur für den eindimensionalen Fall einer kurzen Tracereingabe (vgl. Kap. 5.3.3) ein gutes Näherungsverfahren (Abb. 14) dar, wird jedoch wegen seiner einfachen Handhabung in der Praxis am häufigsten angewandt. Für die Auswertung benötigt man eine normierte Summenkurve (vgl. Abb. 6), die aus den Versuchsdaten nach Gleichung (5.8) berechnet wird und sich dem Ordinatenwert 1 asymptotisch nähert.

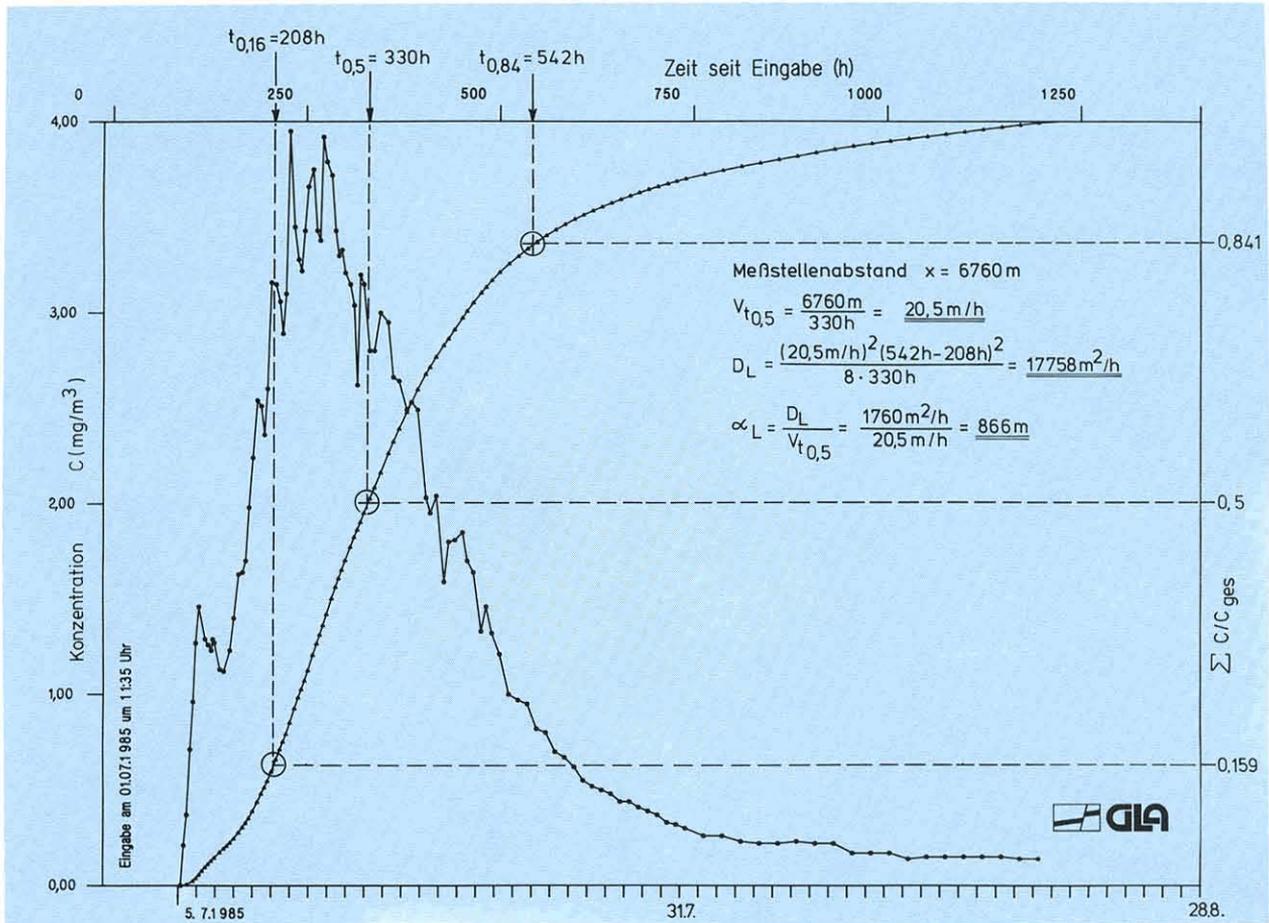


Abb. 14: Durchgangs- und Summenkurve des Markierungsversuchs Kesselquelle
 Eingabestelle – Doline im Wald, Gewinn Auchtweide (TK25: 7722, R: 35 27 520, H: 53 46 080); Meßstelle – Kesselquelle (TK25: 7722, R: 35 33 820, H: 53 43 630); Abstand zur Eingabestelle – 6760 m; Markierungsmittel – Eosin
 $v_{t_{0,5}}$ – mediane Geschwindigkeit (Gl. 5.9); D_L – longitudinale Dispersion (Gl. 5.10); α_L – longitudinale Dispersivität (Gl. 5.1 mit $u = v_{t_{0,5}}$)

$$C_R = \frac{C_j}{C_{ges}} = \frac{\sum_{i=1}^j (t_{i+1} - t_i) (C_{i+1} + C_i)}{\sum_{i=1}^n (t_{i+1} - t_i) (C_{i+1} + C_i)} \quad (5.8)$$

Aus dem Zeitwert $t_{0,5}$ des 50%igen Tracerdurchgangs ($C_R = 0,5$) und der Entfernung zur Eingabestelle x läßt sich die mediane Geschwindigkeit $v_{t_{0,5}}$ berechnen.

$$v_{t_{0,5}} = \frac{x}{t_{0,5}} \quad [m/s] \quad (5.9)$$

Aus der Zeitdifferenz zwischen $C_R = 0,841$ und $C_R = 0,159$ (doppelte Standardabweichung) wird die longitudinale Dispersion (D_L) bestimmt:

$$D_L = \frac{v_{t_{0,5}}^2 (t_{0,84} - t_{0,16})^2}{8 t_{0,5}} \quad [m^2/s] \quad (5.10)$$

In Abb. 14 ist dieses Auswerteverfahren an einem Markierungsversuch im Karstaquifer des Weißjuras der Schwäbischen Alb erläutert.

5.4.3 Auswertung mit Typkurven

Entsprechend den Auswerteverfahren von Pumpversuchen (Kap. 6) besteht auch für Markierungsversuche die Möglichkeit, analytische Lösungen des Tracertransportes in dimensionsloser Form als sogenannte Typkurven darzustellen. Dabei wird die dimensionslose Konzentration C_R gegen die dimensionslose Zeit t_R halblogarithmisch für verschiedene Scharparameter aufgetragen. Für die Auswertung muß die gemessene Tracerkonzentration normiert (Tracermaximum $C_{max} = 1$) und halblogarithmisch gegen die Zeit aufgetragen werden. Sodann wird die Meßwertkurve mit den Typkurven verglichen. Dies erfolgt durch Horizontalverschiebung der beiden Kurven gegeneinander. Aus den zeitlichen Überdeckungspunkten, der tatsächlichen Zeit t und der dimensionslosen Zeit t_R sowie aus dem Scharparameter, der von den Anfangs- und Randbedingungen

abhängt, lassen sich die Aquiferparameter ermitteln. Die Vorgehensweise wird im folgenden an einem

Beispiel erläutert. In diesem Falle ist die **Pecletzahl** ($Pe = r \cdot u / D_L$) der Scharparameter der Typkurven.

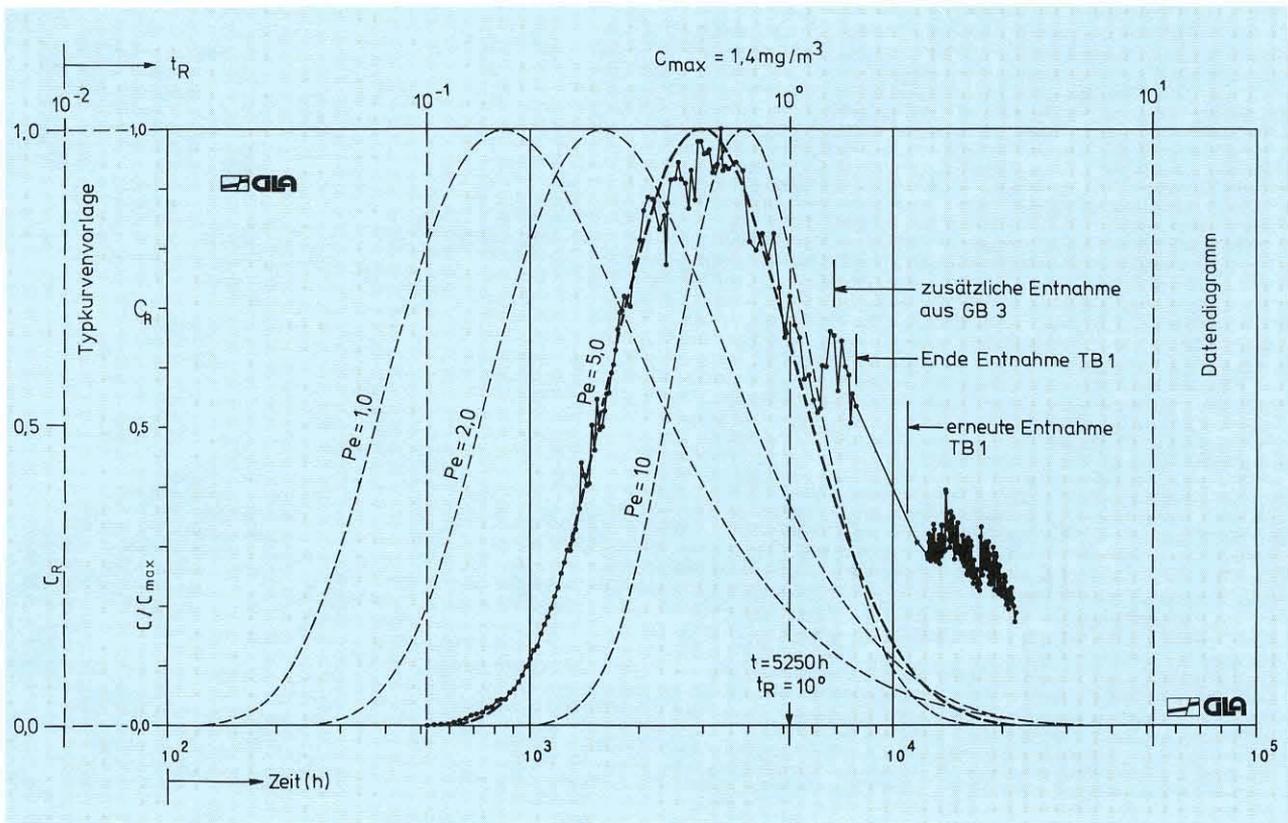


Abb. 15: Auswertung des Uranin-Markierungsversuches in der TB 1 Saulgau (TK 25: 7922; R: 35 35 700; H: 53 19 450) mit Typkurven (radialer Abstand zwischen Eingabe- und Meßstelle $r = 430$ m)
 — — — — — Meßdaten $\lg t$ (h) gegen C_R (Skala unten); — — — — — Typkurven $\lg t_R$ gegen C_R (Skala oben)

Beispiel: Markierungsversuch im thermalen Weißjura-Aquifer bei Saulgau

Im Rahmen eines Langzeit-Pumpversuches wurde aus einer Thermalwasserbohrung bei Saulgau ein Markierungsversuch gestartet, um eine hydraulische Verbindung zwischen zwei Thermalwasserbohrungen zu errechnen. Dazu wurden 2 kg Uranin eingegeben. Zu Beginn des Versuches lagen konstante, radial-konvergente Strömungsverhältnisse vor, weil aus der Beobachtungsbohrung im Mittel $Q = 29$ l/s gefördert wurden. Erst nach 6800 h (9 Monaten) änderte sich der Förderbetrieb.

gang ab diesem Zeitpunkt beendet ist, weil mit einer zusätzlichen Förderung aus der Eingabebohrung begonnen wurde. Der erste Teil der Meßdaten läßt sich mit einer Typkurve zur Deckung bringen, deren Scharparameter $Pe = 5$ beträgt. Der Deckungspunkt zwischen Daten und Typkurve hat die Koordinaten $t = 5,25 \cdot 10^3$ h (Meßdaten) und $t_R = 10^0$ (Typkurven). Aus diesen Angaben lassen sich die Aquiferparameter wie folgt ermitteln:

– Konvektionszeit:

$$t_K = t/t_R = 5,25 \cdot 10^3 \cdot 3600s/10^0 = 18,9 \cdot 10^6s \tag{5.11}$$

Abb.15 zeigt deutlich, daß der den radial-konvergen- ten Strömungsverhältnissen adäquate Tracerdurch-

- durchflußwirksame (n_d) oder kinematische Porosität:

$$n_d = \frac{t_k \cdot Q}{\pi \cdot r^2 H} = \frac{18,9 \cdot 10^6 \text{s} \cdot 29 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}}{\pi \cdot (430 \text{ m})^2 \cdot 35 \text{ m}}$$

$$= 2,7 \%$$

(5.12)

$$u(r) = \frac{Q}{2\pi \cdot r \cdot H \cdot n_d}$$

$$= \frac{29 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 430 \text{ m} \cdot 35 \text{ m} \cdot 0,027}$$

$$= 1,14 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 1 \text{ m/d}$$

(5.13)

Darin bedeuten r die Entfernung zwischen den Bohrungen und H die Aquifermächtigkeit, beides in Metern.

- longitudinale Dispersion

$$D_L(r) = u(r) \cdot r/Pe = 9,78 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

- effektive Geschwindigkeit im Abstand r:

$$= 85 \text{ m}^2/\text{d}$$

(5.14)

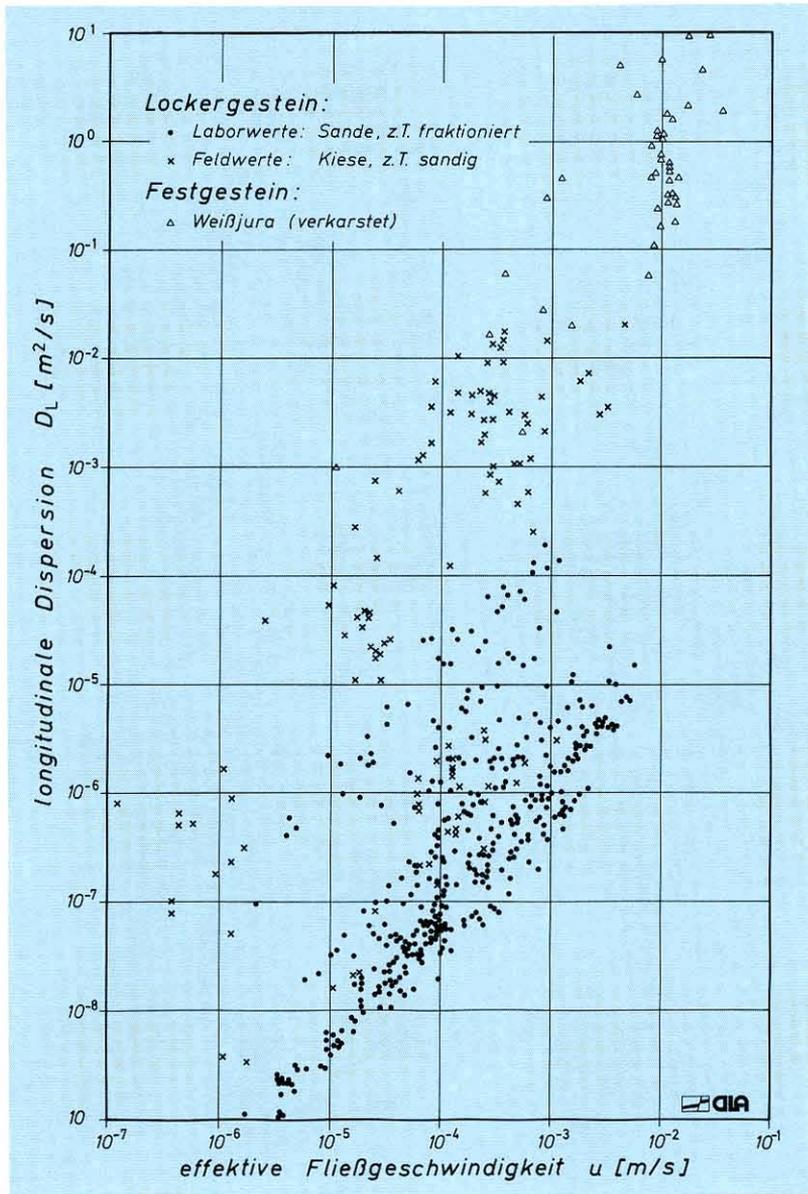


Abb. 16: Zusammenstellung longitudinaler Dispersionswerte in Abhängigkeit von der effektiven Fließgeschwindigkeit Nach Labor- und Feldwerten aus Lockergesteinsaquiferen und dem Weißjura-Karstaquifer der Schwäbischen Alb

– longitudinale Dispersivität

$$\alpha_L = D_L(r) / u(r) = 86 \text{ m} \quad (5.15)$$

Da während des Markierungsversuchs ein radiales Strömungsfeld vorlag, ist die effektive Fließge-

windigkeit zwischen den beiden Bohrungen von der Distanz zur Entnahmestelle abhängig. Sie nimmt in Richtung auf die Förderbohrung zu. Daher ist auch die longitudinale Dispersion eine entfernungsabhängige Größe, vgl. Gl. (5.1) .

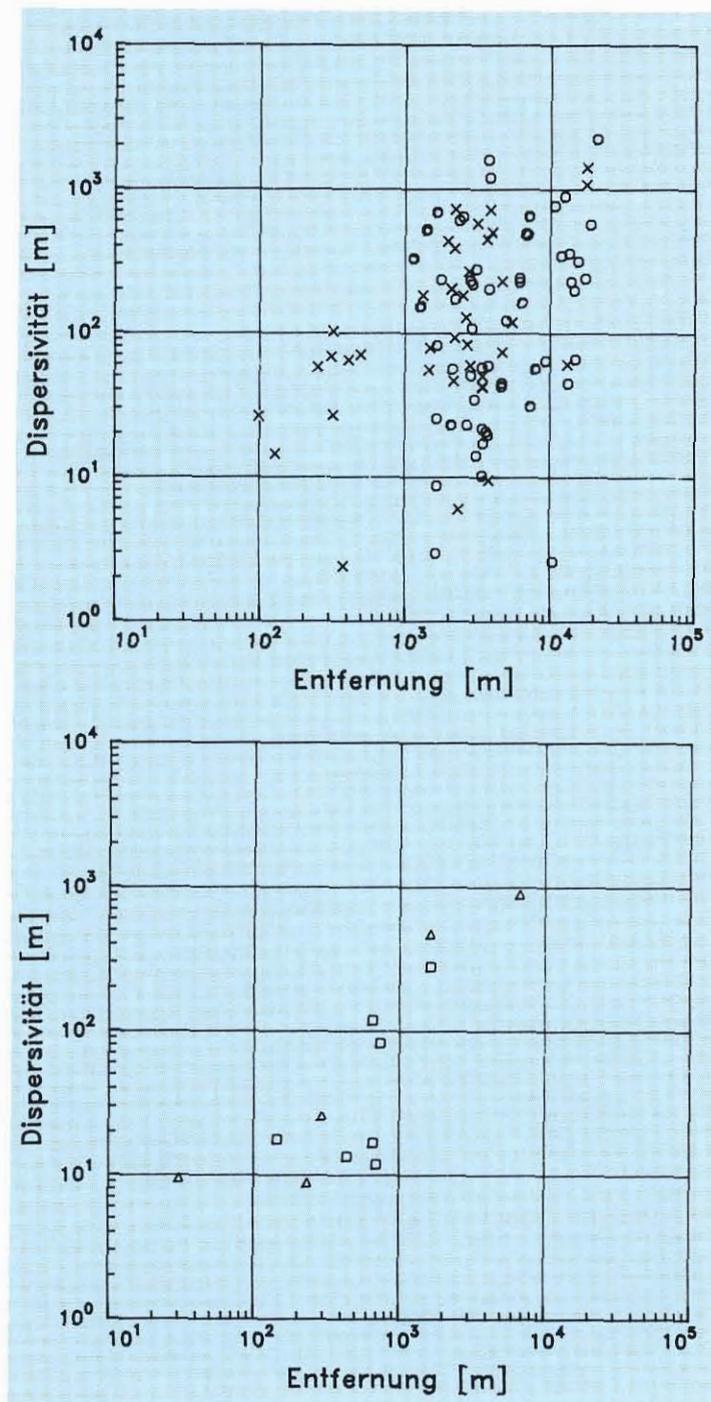


Abb.17: Statistische Auswertung von Markierungsversuchen in Karst- und Kluftaquiferen Baden-Württembergs. Beziehung zwischen Entfernung und longitudinaler Dispersivität (JAKOWSKI, in Vorber.)

○ - Weißjura (59 Werte); △ - Keuper (5 Werte); x - Muschelkalk (39 Werte); □ - Buntsandstein (7 Werte)

5.5 Vergleich von Labor- und Feldwerten

Die meisten geohydraulischen Auswertungen von Markierungsversuchen wurden bisher in Porenaquiferen durchgeführt. Daneben liegen jedoch auch zahlreiche Versuchsergebnisse von Karst- und Kluftaquiferen vor. Besonders häufig wurden der Malmkarst der Schwäbischen Alb und der Muschelkalk der Gäulandschaft untersucht. Versuche wurden auch im Keuper, im Buntsandstein und vereinzelt im Grundgebirge durchgeführt.

Eine Zusammenstellung von Labor- und Feldwerten der Dispersion im Lockergesteinsgrundwasserleiter ist in SCHWEIZER, STÖBER & STRAYLE (1985: Abb. 9a, b) dargestellt. Vergleicht man damit Werte aus dem Karstaquifer des Weißen Juras (Abb. 16), so ist deutlich zu erkennen, daß die Dispersionen aus dem Malmkarst bei gleichen Fließgeschwindigkeiten um ein bis zwei Zehnerpotenzen größer sind als die Werte aus Kiesaquiferen.

Der Einfluß der zurückgelegten Fließstrecke auf die longitudinale Dispersivität wurde für Porengrundwasserleiter von SCHWEIZER, STÖBER & STRAYLE (1985: Abb. 10) untersucht.

Entsprechende Untersuchungen für Karst- und Kluftgrundwasserleiter erfolgen zur Zeit am GLA im Rahmen einer Dissertation (JAKOWSKI, in Vorber.). Analog zu den Porenaquiferen ist auch für die in Festgesteinsaquiferen ermittelten Dispersivitätswerte (vgl. Abb. 17) eine Zunahme mit der Entfernung zur Eingabestelle festzustellen, was mit dem wachsenden Einfluß der Makrodispersion zu erklären ist. Die größere Streubreite der Dispersivitäten im Muschelkalk und Malm läßt sich mit der unterschiedlichen Verkarstung der Aquifere erklären. Die bisherigen Untersuchungen von JAKOWSKI ergeben jedoch keinen Hinweis darauf, daß sich die Dispersivität in Kluft- und Karstaquiferen einem Grenzwert nähert, wie dies für Porengrundwasserleiter beschrieben wird. Es ist zu vermuten, daß ein Plateauwert erst bei Entfernungen oberhalb ca. 25 km zwischen Eingabe- und Beobachtungsstelle auftritt, die mit Markierungsversuchen in Baden-Württemberg nicht erreicht wurden.

6 Pumpversuche

6.1 Definition und Betriebsplan

Pumpversuche zählen zu den verbreitetsten und kostenaufwendigsten Untersuchungsverfahren bei der Grundwassererschließung. Um zu vermeiden, daß dabei unersetzbare Informationen verlorengehen, und um die Verhältnismäßigkeit zwischen Versuchsaufwand und Versuchsergebnis zu wahren, ist eine sorgfältige Planung und Durchführung des Pumpversuchs ebenso notwendig wie eine umfassende Kenntnis seiner Auswertungsmöglichkeiten. Es ist ausdrücklich darauf hinzuweisen, daß mit Pumpversuchen nur in beschränktem Umfang direkte Aussagen über Dauerergiebigkeiten möglich sind, jedoch stellen die daraus ermittelten Aquiferparameter eine der wichtigsten Grundlagen für die Beurteilung von Dauerergiebigkeiten dar.

In Anlehnung an STALLMANN (1971) läßt sich der hydrologische Pumpversuch wie folgt definieren: Er ist ein relativ kontrollierbares Feldexperiment, mit dem man die Leistung eines Brunnens, die wasserleitenden und -speichernden Eigenschaften eines Aquifers und der angrenzenden Gesteine in situ bestimmt. Dabei kann der Einfluß einer begrenzten Anzahl exakt definierter Randbedingungen mitberücksichtigt werden. Um dieses Ziel zu erreichen, wird ein Pumpversuch zweckmäßigerweise in zwei Abschnitte untergliedert (vgl. STRAYLE 1983):

a) Brunnentest:

Dieser Test wird mindestens dreistufig gefahren, jedoch sind mehr Entnahmestufen wünschenswert. Er dient vor allem der Erstellung einer Leistungscharakteristik des Brunnens und der Ermittlung von Brunnenverlusten. Daneben erlaubt er eine erste Abschätzung der Transmissivität und des Speicherkoeffizienten und hilft, die Entnahmerate für den Aquifertest festzulegen. Jede Pumpstufe sollte zwischen $t = 4$ h und $t = 40$ h dauern.

Mit Abstellen der Pumpe muß der Wiederanstieg im Brunnen gemessen werden, wobei die Meßdauer des Wiederanstiegs $t' > 0,75 \bar{t}$ sein soll. Die maßgebende Pumpzeit \bar{t} berechnet sich näherungsweise zu

$$\bar{t} = \sum_{i=1}^n Q_i t_i / Q_n \quad (6.1)$$

mit n Anzahl der Pumpstufen

b) Aquifertest:

Der anschließende Aquifertest wird einstufig mit konstantem **Förderstrom** gefahren. Er dient der Identifizierung des Strömungssystems, der Ermittlung der Aquifer- und Brunnenparameter sowie der Ausbreitung des Absenkungstrichters. Er ist daher zur Kontrolle der äußeren Randbedingungen und für Prognosezwecke unerlässlich. Gegenüber Porengrundwasserleitern sind bei Festgesteinsgrundwasserleitern generell längere Versuchszeiten erforderlich, wobei Pumpzeiten zwischen $t=100$ und 500 h anzustreben sind. Die Messung des anschließenden Wiederanstiegs (Mindestbeobachtungsdauer $t' > 0,75 t$) ist für die geohydraulische Auswertung besonders wichtig, da dieser nicht von Leistungsschwankungen der Pumpe überlagert ist. Seine hydrogeologische Aussagekraft nimmt mit der Pumpversuchsdauer zu.

Einen möglichen Betriebsplan und eine Gegenüberstellung der wichtigsten Merkmale dieser beiden Versuchsabschnitte zeigt Abb. 18.

6.2 Planung und Durchführung von Pumpversuchen

Im Festgestein gelten dieselben Grundsätze, wie sie bereits im Arbeitsblatt „Pumpversuche in Porengrundwasserleitern“ (ARMBRUSTER et al. 1976) festgelegt wurden. Der Förderstrom aus dem Brunnen ist möglichst genau zu messen, ebenso der Stromverbrauch für die Wasserförderung. Der Wasserstand im Brunnen und in den Meßstellen ist während der Absenkung und des Wiederanstiegs mit einer Mindestgenauigkeit von $0,5$ cm zu erfassen und mit Zeitangabe zu registrieren. Der im Arbeitsblatt vorgeschlagene Meßturnus ist ebenfalls einzuhalten. Die Messung kann manuell oder automatisch (KOHLEMEIER et al. 1983) erfolgen, wobei bei tiefen Bohrungen Basisdruckmessungen anzustreben sind.

Bei manueller Messung ist das Protokoll an Ort und Stelle auf Formblättern zu führen, die für die Datenerfassung zur EDV-Auswertung geeignet sind.

Muß ein Versuch abgebrochen werden, weil sich z. B. der eingestellte Förderstrom um mehr als 10% verändert hat, so ist der Wiederanstieg über einen Zeitraum zu messen und zu protokollieren, der sich nach der vorangegangenen Pumpzeit richtet. Erst danach kann der Versuch fortgesetzt werden.

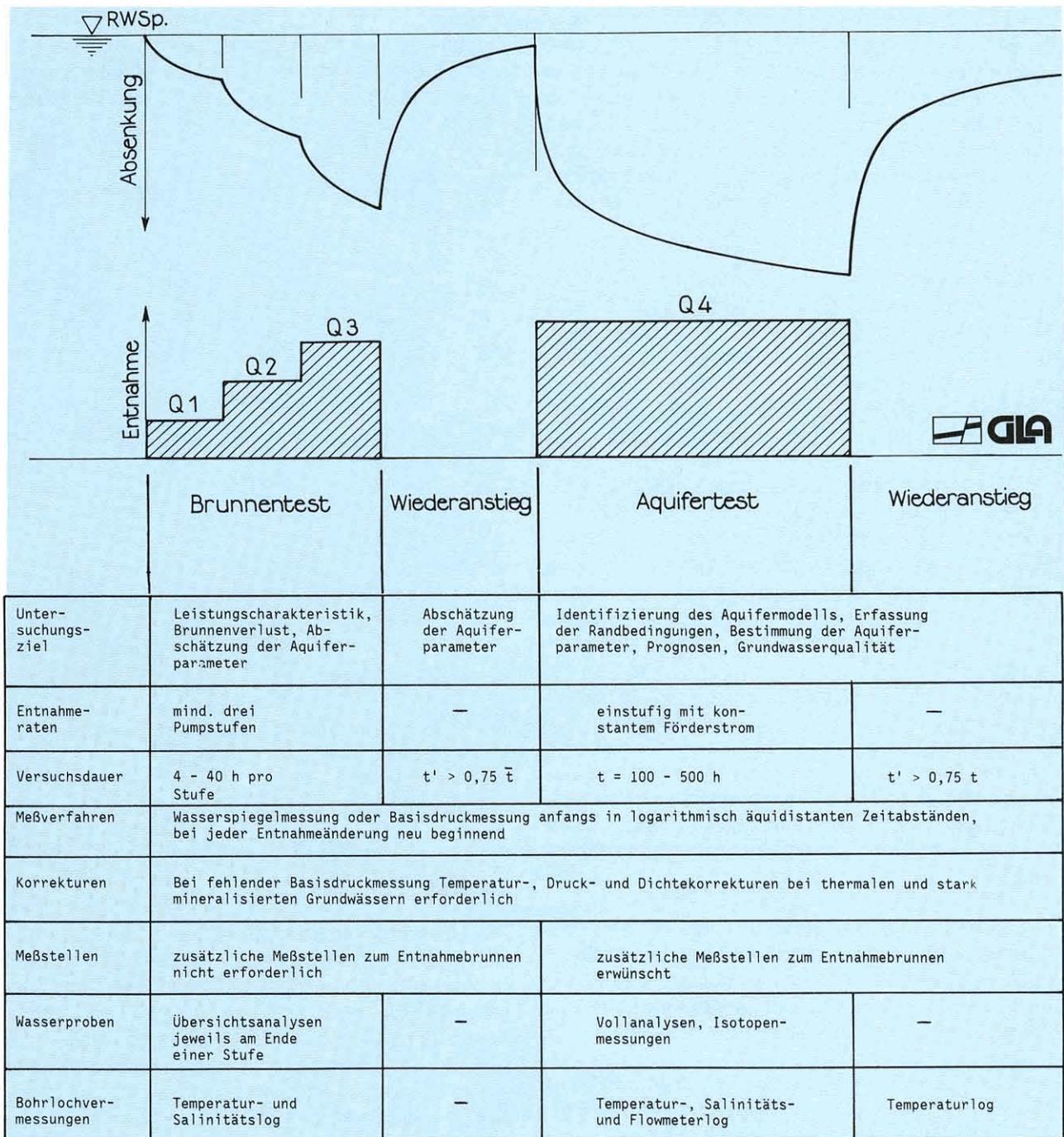


Abb. 18: Allgemeine Empfehlungen für die Durchführung von Pumpversuchen in Festgesteinsgrundwasserleitern

6.3 Besonderheiten bei Pumpversuchen im Festgestein

Abgesehen von den Schwierigkeiten, für Pumpversuche im Festgestein ein adäquates Auswertungs-

modell zu finden (vgl. Kap. 6.5), fehlt häufig ein Versuchsfeld mit Grundwassermeßstellen, an dem man die raumzeitliche Ausbreitung des Absenkungstrichters im Aquifer direkt beobachten kann. Weil die Wasserführung in Festgesteinsaquiferen in der Regel auf einzelne Klufzonen, Verkarstungshorizonte

usw. beschränkt bleibt, sind Festgesteinsaquifere meist quasi **gespannte** Systeme, die geohydraulisch einfacher auszuwerten sind. Andererseits kann dies zur Folge haben, daß Grundwassermeßstellen hydraulisch unvollkommen an den vom Brunnen durchteuften Aquiferbereich angeschlossen sind. Sie reagieren dann mit zu geringen Absenkungsbeträgen und täuschen so unplausibel hohe Transmissivitäten vor.

Bei der Auswertung der Pumpversuche ist man deshalb meist allein auf den Druck- bzw. den Absenkungsverlauf im Entnahmebrunnen angewiesen. Dabei ist zu beachten, daß der Absenkungsvorgang zu Beginn der Förderung bei großkalibrigen Brunnen in wenig ergiebigen Aquifere von der **Brunnen-speicherung** (vgl. Kap. 6.5.4) bestimmt wird.

Die **Förderrate** beim Aquifertest ist unbedingt konstant zu halten. Wegen der meist großen Absenkungen bei Pumpversuchen im Festgestein ist dieser Forderung allerdings schwer nachzukommen. Jede Pumpe wird vom Absenkungsvorgang in ihrer Leistung beeinflusst, so daß notfalls vorsichtig nachreguliert werden muß. Besondere Schwierigkeiten entstehen beim Anpumpen durch die Trägheit der bewegten Massen, Netzschwankungen, Induktion und dergleichen.

Wird ein **Thermalaquifer** mittels eines Pumpversuches getestet, so ist im Brunnen nicht nur der Wasserspiegel, sondern auch die Auslauftemperatur des Wassers zu messen, um die Absenkungswerte korrigieren zu können (vgl. Kap. 9).

Die Aufzeichnung des **Basisdruckes** ersetzt nicht nur diese Korrektur, sondern es werden zugleich auch Effekte von Dichteschwankungen erfaßt, die durch stark mineralisierte und gasführende Wässer verursacht werden.

Aufgrund der unterschiedlichen Randbedingungen, die auf den Absenkungsverlauf zu Beginn der Entnahme (Brunnen-speicherung) und im weiteren Verlauf des Pumpversuches durch die einzelnen **Fließ-perioden** (z.B. linear, bilinear, radial, vgl. Abb. 19 und Tab.6) einwirken und damit die Steigung der Absenkkurve verändern können, werden an die Meßdaten ganz besonders hohe Anforderungen gestellt, um diese einzelnen Abschnitte identifizieren zu können. Daraus ergibt sich: Ein Pumpversuch im Festgestein sollte möglichst so lange dauern, bis die radiale Fließperiode eindeutig nachweisbar ist (möglichst über eine logarithmische Dekade) oder ihr Ausbleiben belegt ist. Die Messungen der Absenkungen

müssen auch in der Anfangsphase äquidistant im logarithmischen Maßstab erfolgen, d. h. bereits innerhalb der ersten Sekunden und Minuten aufgezeichnet werden. Dies gilt auch für den Wiederanstieg.

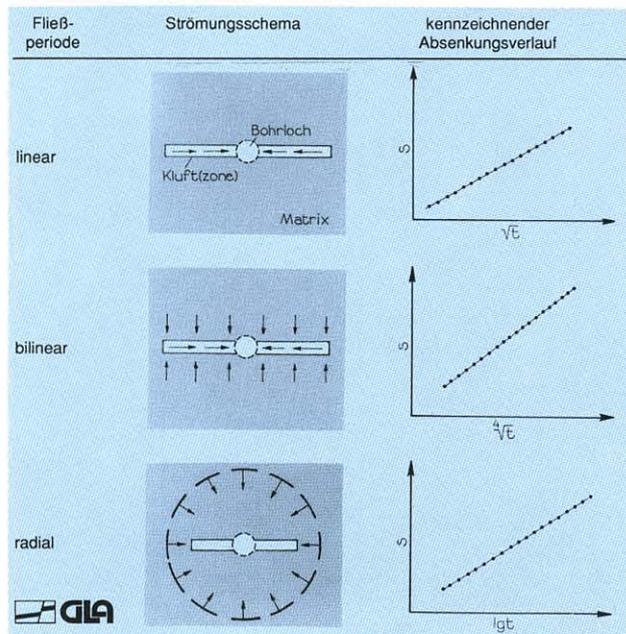


Abb. 19: Schema der verschiedenen Fließperioden in einem Aquifer mit vertikaler Kluft(zone)

6.4 Auswertung des Brunnen-tests

Die **Leistungscharakteristik** eines Brunnen ergibt sich aus der jeweiligen Förderrate (Q) und der dabei beobachteten Absenkung. Um diese Beziehung darstellen zu können, wird die im Brunnen beobachtete Absenkung (s_b) in ihre Einzelanteile aufgespalten, die alle von der Förderdauer abhängig sind. Für die in einem Brunnen beobachtete Absenkung gilt daher (vgl. ARMBRUSTER et al. 1976: 22, HUPPMANN & STRAYLE 1978: 13 ff):

$$s_b = s_A + s_i + s_w \tag{6.2}$$

Die **aquiferspezifische Absenkung** (s_A) wird von den hydraulischen Eigenschaften des Aquifers (T, S) bestimmt, es gilt:

$$s_A = BQ \tag{6.3}$$

Im Proportionalitätsfaktor B sind die Pumpdauer, die hydraulischen Eigenschaften des Aquifers und der Skinfaktor (s_F) enthalten (vgl. Kap. 6.5.4).

Unter Vernachlässigung äußerer und innerer Randbedingungen und nach Erreichen einer radialsymmetrischen Anströmung gilt:

$$B = \frac{0,183}{T} \left(\log \frac{2,25T t}{r_w^2 S} + \frac{s_F}{1,151} \right) \quad (6.4)$$

Die **Sickerstrecke** (s_i) ist für Aquifere mit freier Oberfläche relevant. Die um die Sickerstrecke (s_i) korrigierte Absenkung (s_k) beträgt für stationäre Verhältnisse:

$$s_k = s - s_i = s - s^2/2H \quad (6.5a)$$

Die unter instationären Fließbedingungen dynamisch korrigierte Absenkung:

$$s_k = H \left(1 - \sqrt{1 - \frac{2}{H} s_b} \right) \quad (6.5b)$$

Die Unterschiede in den einzelnen Korrekturverfahren zeigt Abb. 44.

Die **brunnenspezifische** Absenkung (s_w) wird als Brunnenverlust bezeichnet (Bohrerspülung, Eintrittswiderstände, Reibungsverluste, Turbulenzen...) und wird definiert zu:

$$s_w = CQ^2 \quad (6.6)$$

Dabei ist C eine brunnenspezifische Konstante mit einem Turbulenzfaktor. RORABAUGH (1953) führte statt des Exponenten „2“ in Gleichung (6.6) den variablen Exponenten „n“ ein, der sich jedoch physikalisch nicht begründen läßt. Für die um die Sickerstrecke (s_i) korrigierte Absenkung (s_k) eines freien Aquifers oder der Absenkung in einem gespannten Aquifer gilt eine einfache Gleichung:

$$s_k = BQ + CQ^2 \quad (6.7)$$

Damit kann die Leistungscharakteristik eines Brunnens formelmäßig einfach erfaßt und die maximale Entnahmerate eines Brunnens abgeschätzt werden.

Beispiel 1: Brunnentest Tiefbrunnen Meiselewald/Freiamt, Lkr. Emmendingen

Für einen Brunnen im Buntsandsteinaquifer wird eine Leistungscharakteristik aufgestellt und der Brunnenverlust ermittelt. Der Tiefbrunnen Meiselewald der Gemeinde Freiamt durchteuft den Buntsandstein auf 126 m und ist im Hauptkonglomerat zwischen 84 und 94 m u. Gel. sowie zwischen 100 und 114 m u. Gel. verfiltert. Im dazwischenliegenden Bereich wurde eine ca. 3 m mächtige Tonschicht angefahren. Dies ist auch der Bereich, in dem die Pumpe hängt. Der Ruhewasserspiegel liegt bei 55,30 m u. Gel.

Der Brunnentest wurde mit fünf verschiedenen Entnahmeraten gefahren, die jeweils fünf Stunden dauerten. Die am Ende jeder Entnahmestufe gemessenen Absenkungswerte zeigt Abb. 20 a. Die Meßdatenkurve ergibt die Leistungscharakteristik des Brunnens.

Man erkennt, daß die Absenkung für Förderraten von $Q > 8$ l/s sprunghaft zunimmt. Noch deutlicher wird dieser Effekt in Abb. 20 b, in der die spezifische Absenkung (s/Q) gegen die Entnahme (Q) aufgetragen wurde. Die ersten drei Meßdaten liegen auf einer Geraden, die der Absenkungsgleichung $s = 550Q + 38750Q^2$ genügt.

Mit den nächstfolgenden größeren Entnahmeraten ist der Brunnen überbeansprucht, d. h., die Absenkungswerte nehmen überproportional zu, weil die höher gelegenen Klüfte durch die große Absenkung trocken fallen.

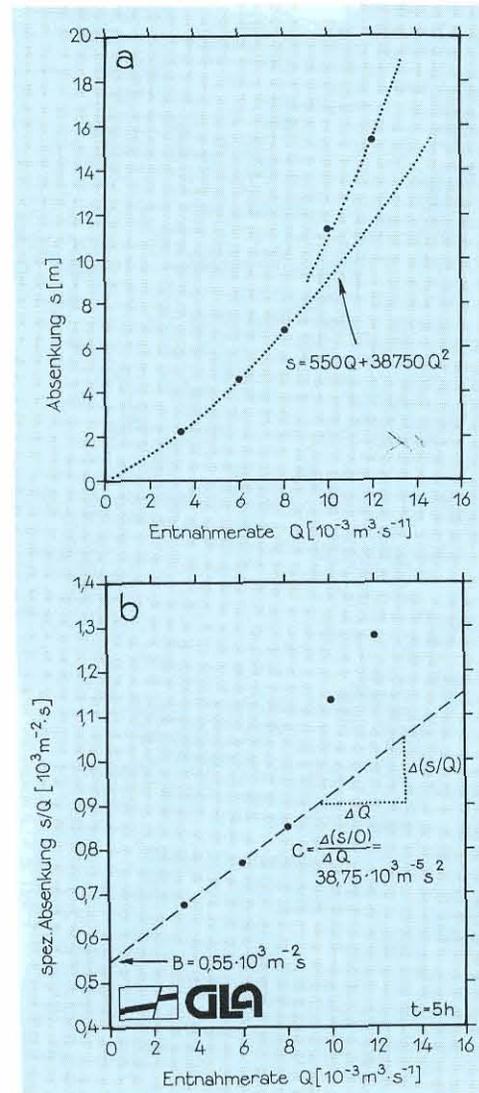


Abb. 20: Brunnentests im Buntsandsteinaquifer (Tiefbrunnen Meiselewald/Freiamt)
 Der Zufluß aus Klüften im oberen Aquiferbereich hat aufgehört
 a – Leistungscharakteristik; b – Ermittlung des Brunnenverlusts

Beispiel 2: Brunnentests zur Überprüfung des Ausbaus im Tiefbrunnen Gamerschwang, Alb-Donau-Kreis

Ein 300 m tiefer Brunnen, der in den Karstaquifer des Weißjuras am Südrand der Schwäbischen Alb abgeteufelt worden ist, wurde vor und nach dem Einbau der Filterrohre getestet. Nach Flowmetermessungen erfolgt der Zufluß überwiegend in 220 bis 240 m Tiefe aus einem stärker verkarsteten Horizont der dolomitischen Massenkalk des Kimmeridgiums. Der erste 3stufige Brunnentest wurde im offenen Bohrloch durchgeführt, wobei bis 120 m u. Gel. Sperrrohre (DN 600) zementiert waren. Aus Abb. 21 a wurde die Formel der Leistungscharakteristik zu $s = 230 Q + 70\,000 Q^2$ bestimmt.

Im Anschluß an diesen Versuch wurden bis zur Endteufe Filterrohre (DN 300 und DN 400) mit Abstandshaltern abgehängt. Auf den Einbau von Stütz- oder Filterkies wurde bewußt verzichtet, um ein Zuschütten der Karstzuflüsse zu vermeiden. Der abschließende Pumpversuch ist für die Auswertung zwar nicht optimal abgestuft, die ermittelte Leistungscharakteristik $s = 250 Q + 50\,000 Q^2$ zeigt aber eine deutliche Verringerung der Brunnenverluste an, die ausschließlich auf die Verringerung der Reibungsverluste im Filterrohr zurückzuführen ist. In Abb. 21 b sind die beiden vor bzw. nach dem Filtereinbau mit den gefundenen Absenkungsgleichungen berechneten Leistungskurven dargestellt. Für die vorgesehene Spitzenentnahme von $Q = 0,035 \text{ m}^3/\text{s}$ konnte durch den Filtereinbau die Förderhöhe um $h = 24 \text{ m}$ verringert werden.

6.5 Auswerteverfahren für Aquifertests

6.5.1 Allgemeines

Noch vor 30 Jahren wurden Pumpversuche überwiegend nach stationären Verfahren ausgewertet. Dabei mußte so lange mit konstanter Rate gefördert werden, bis der Wasserspiegel im Brunnen praktisch nicht mehr weiter absank. Bei Versuchen in Kluftaquiferen waren bei diesem Konzept außerordentlich lange, kostenaufwendige Pumpzeiten erforderlich.

Der amerikanische Hydrogeologe CHARLES VERNON THEIS befaßte sich in den 30er Jahren mit der Auswertung von Pumpversuchen, bei denen noch kein Beharrungszustand eingetreten ist, also instationäre Strömungszustände herrschen. Er benutzte dafür die Analogie zur Wärmeströmung, mit den für die Grundwasserströmung stark vereinfachten Anfangs- und Randbedingungen (THEIS, 1935).

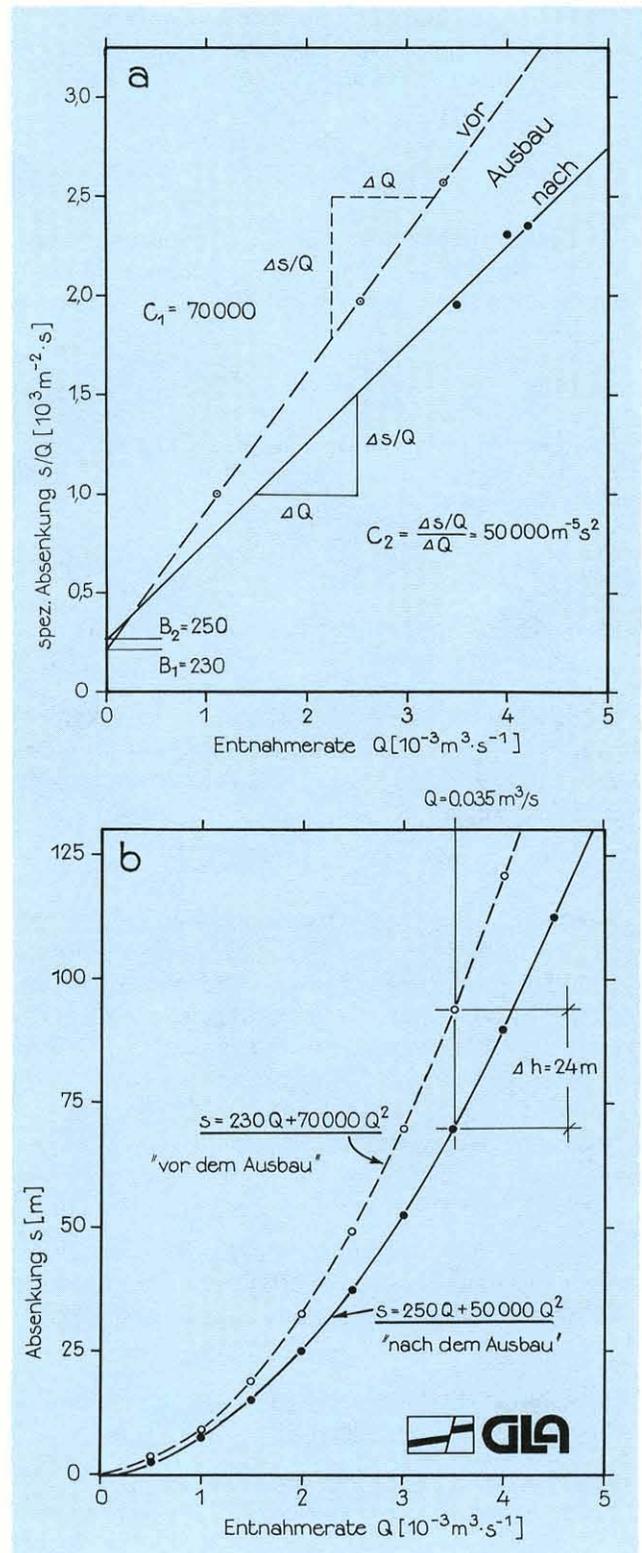


Abb. 21: Brunnentests im Karstaquifer des Weißjuras (Tiefbrunnen Gamerschwang, Alb-Donau-Kreis) Leistungscharakteristiken vor und nach dem Einbau der Filterrohre; a – Ermittlung der Brunnenformeln; b – Leistungscharakteristiken

In der Folgezeit wurden naturnähere Aquifermodelle entwickelt (Abb. 22). Insbesondere war die Erdöl- und Erdgasindustrie daran interessiert, aus einer einzigen Bohrung ohne Meßstellennetz möglichst viele Informationen zu erhalten.

6.5.1.1 Identifikation des Aquifermodells

Von Pumpversuchen kennt man in aller Regel lediglich die Meßwerte der Entnahmerate sowie des Absenkungs- und des Wiederanstiegsverlaufs im Brunnen und in den Meßstellen. Es sind dies die **Anregungs-** bzw. die **Antwortsignale des Aquifersystems**, das zunächst mehr oder weniger unbekannt bleibt.

Für die Praxis der Pumpversuchsauswertung ergibt sich daher ein **indirektes Lösungsproblem**. Zunächst muß ein geeignetes hydraulisches Aquifermodell gefunden werden, das der Interpretation der Meßdaten zugrunde gelegt werden kann und die geologischen Verhältnisse angemessen repräsentiert.

Die **Identifikation eines Aquifersystems** erfolgt u.a. mit Hilfe von Typkurven. Dies sind graphische Darstellungen der Lösungen von Fließgleichungen unter speziellen Anfangs- und Randbedingungen. Typkurven entsprechen somit dem Absenkungs- (Wiederanstiegs)verlauf eines vorgegebenen Interpretationsmodells. Sie werden als dimensionslose Parameter dargestellt. Je nach Kompliziertheit des Interpretationsmodells entstehen Einzelkurven oder Kurvenscharen (Abb. 22). Die graphischen Darstellungen der Absenkungs- und Wiederanstiegsdaten müssen mit den Typkurven des Aquifermodells übereinstimmen.

Als weiteres Hilfsmittel für die Identifikation des Fließsystems werden die Meßdaten in unterschiedlich skalierten Diagrammen aufgetragen (Abb.23). Zum Beispiel: **linear** (s gegen t), **halblogarithmisch** (s gegen $\lg t$, s gegen $\lg r$, s' gegen $\lg(t+t')/t'$), **doppellogarithmisch** ($\lg s$ gegen $\lg t$, $\lg(\delta s/\delta t)$ gegen $\lg t$) oder **Wurzeldarstellungen** (s gegen \sqrt{t} , s gegen $4\sqrt{t}$, s gegen $1/\sqrt{t}$).

Bei den Auswertungsverfahren braucht prinzipiell nicht zwischen Locker- und Festgestein unterschieden werden, sofern man ein Kontinuumkriterium akzeptiert. Auch kann einer bestimmten geologischen Abfolge kein einheitliches Modell zugeordnet werden, vielmehr weist ein Gesteinsverband auf Grund

seiner Heterogenität i.d.R. lokal wechselnde Strömungsvorgänge und hydraulische Eigenschaften auf.

Sämtliche Auswerteverfahren setzen gespannte Verhältnisse im Grundwasserleiter voraus, daher müssen die gemessenen Wasserstände bei Pumpversuchen aus einem Grundwasserleiter mit einer freien Wasserspiegeloberfläche korrigiert werden (Kap. 6.4).

6.5.1.2 Parameterermittlung

Für die Parameterermittlung aus Aquifertests stehen nach der Identifikation des Modells folgende Verfahren zur Verfügung:

a) einfache graphische Verfahren (Ausgleichsgerade)

Die Absenkungsdaten (oder Teile aus bestimmten Zeitintervallen) werden je nach zugrunde gelegtem Aquifermodell in unterschiedlich skalierte Diagramme eingetragen. Danach werden Ausgleichsgeraden durch die Meßdaten gezogen. Mittels einfacher analytischer Lösungen können so aus bestimmten Zeitintervallen Aquiferparameter ermittelt werden. Beispiele für diese Auswerteverfahren sind in den nachstehenden Abschnitten aufgeführt (z.B. Abb. 29, 30, 35, 37).

Die Vorteile dieser Verfahren liegen bei der einfachen Handhabung und bei der schnellen Ermittlung der Ergebnisse. Außerdem ist wenig subjektive Manipulation möglich. Allerdings setzen diese Verfahren einen relativ hohen Idealisierungsgrad voraus. Bei dieser Art der Auswertung können nur Teilinformationen gewonnen werden.

b) Typkurvendeckungsverfahren

Bei dem Typkurvendeckungsverfahren wird im Vergleich zu den Verfahren der Ausgleichsgeraden keine linearisierte Beziehung zwischen den abhängigen und unabhängigen Variablen gesucht. Der Absenkungsverlauf eines Pumpversuches entspricht der mathematischen Lösung für das Interpretationsmodell, der sog. „Typkurve“, die für die Auswertung benutzt wird. Die Parameterbestimmung basiert auf dem direkten Vergleich der theoretischen Absenkwerte mit den tatsächlich gemessenen Werten. Die Aquiferparameter werden aus dem Scharparameter und dem sogenannten Typkurvendeckpunkt berechnet. Typkurven gibt es für zahlreiche Aquifermodelle;

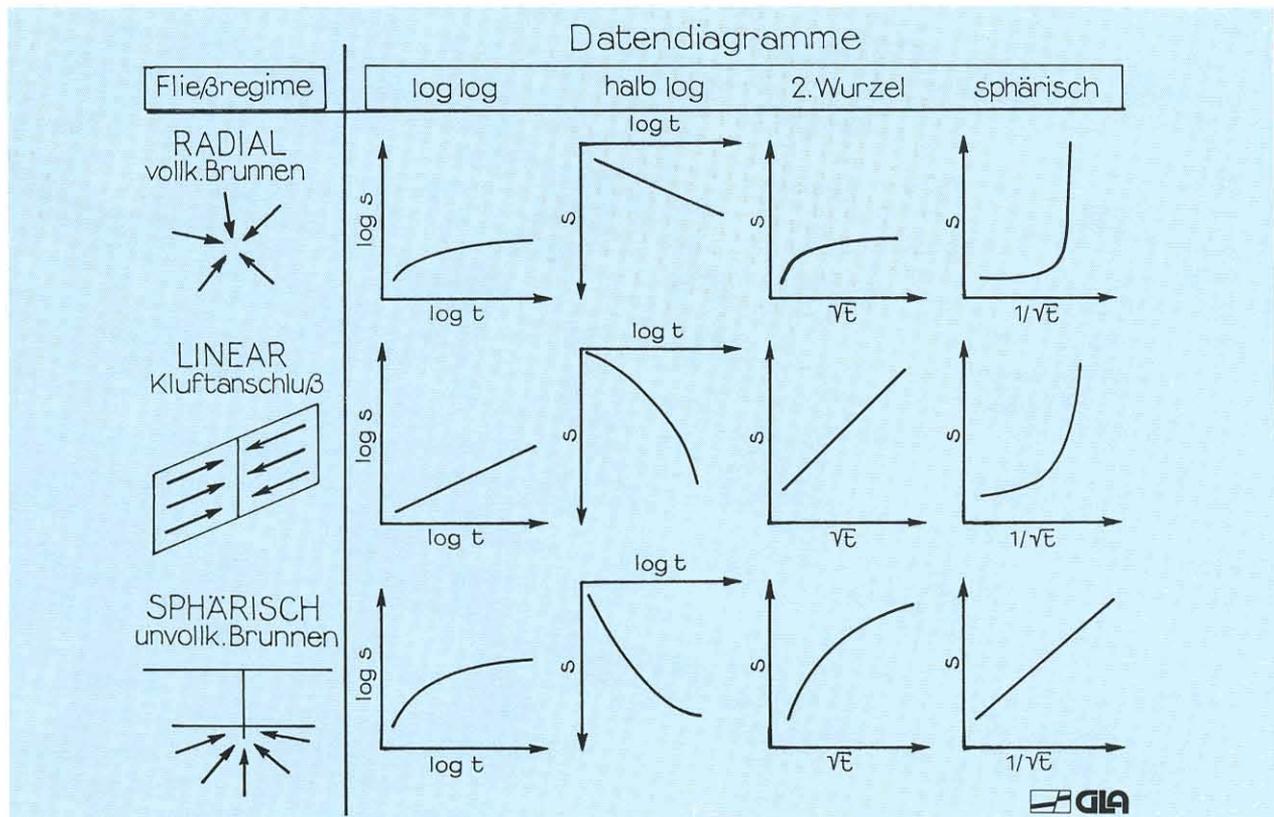


Abb. 23: Identifikation von Fließregimen anhand von Zeit-Absenkungsdiagrammen

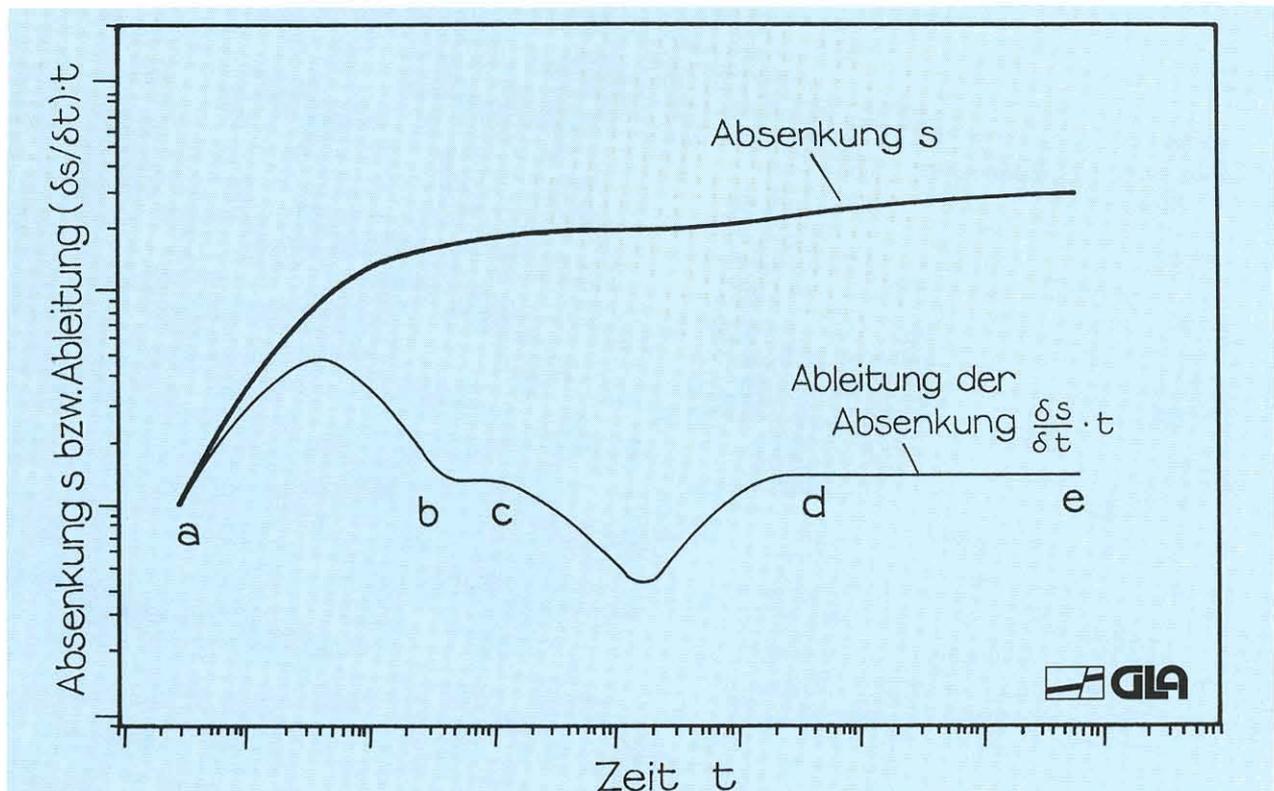


Abb. 24: Doppellogarithmische Darstellung des Absenkungsverlaufs mit Ableitung der Absenkung für einen Doppelporositätsaquifer

Interpretation der Absenkungskurve: a-b – BrunnenSpeicherung; b-c – Radiales Fließen in den Klüften, bevor der Zustrom aus der Matrix einsetzt; c-d – Strömungsvorgang aus der Matrix in die Klüfte dominiert; d-e – Strömungsvorgang in den Klüften wird wieder dominant; radiales Fließen setzt wieder ein

sie basieren sowohl auf der Absenkung als auch auf der Ableitung der Absenkung (Abb. 24).

Der Vorteil der Anwendung von Typkurven besteht in ihrer einfachen Handhabung, der Auswertung ohne zeitliche Beschränkung und in der Ermittlung von mehr Parametern als bei den einfachen graphischen Verfahren. Der Nachteil dieses Verfahrens besteht darin, daß ein hoher Idealisierungsgrad bei der Anwendung erforderlich ist und daß die Anpassung der Daten gegen Ende des Pumpversuchs unsicher ist. Dies kann allerdings durch die Ableitung der Kurve vermindert werden (vgl. Abb.24).

c) **Rechnergestützte Verfahren** (beispielsweise EDV-Programm THPUMP am GLA):

Bei diesen Verfahren werden abgeschätzte Aquiferparameter – Startwerte – in ein Rechnerprogramm eingegeben und mittels der analytischen Lösung theoretische Absenkungen und Wiederanstiegswerte berechnet. Die berechneten Werte werden mit den gemessenen Werten verglichen. Sind die Abweichungen zu groß, so wird automatisch ein neuer Parametersatz vorgegeben, der bei der erneuten Lösung die Abweichungen verkleinert. Dieser Zyklus wird solange fortgesetzt, bis die bestmögliche Übereinstimmung zwischen den Meßwerten und Rechnerwerten erreicht ist. Es haben sich Suchstrategien durchgesetzt, bei welchen aus den Abweichungen eine Gütefunktion ermittelt wird, die es zu minimieren gilt.

Der Vorteil dieser Verfahren besteht darin, daß eine Auswertung ohne zeitliche Beschränkung möglich ist, wobei alle Pumpversuchsdaten gleichzeitig benutzt werden. Außerdem kann der Versuch auch dann ausgewertet werden, wenn mehrere Brunnen in Betrieb sind. Allerdings ist für diese Verfahren ein hoher Idealisierungsgrad erforderlich. Das Aquifermodell muß vorgegeben werden.

d) **Numerische Verfahren**

Es handelt sich hierbei um zweidimensionale, rotationssymmetrische numerische Lösungen. Die Verfahren müssen eingesetzt werden, wenn es für den vorgegebenen Aquiferaufbau und/oder die Brunnenausbauverhältnisse keine analytischen Lösungen gibt.

Die Vorteile dieser Verfahren bestehen beispielsweise in der interaktiven Pumpversuchsauswertung durch manuelle Datenmanipulation, in der Möglichkeit der Ermittlung von Strömungsver-

hältnissen in unmittelbarer Nähe des Brunnens oder in der Berechnung von Typkurven für solche Grundwasserleiter- und Brunnenverhältnisse, für die keine analytischen Lösungen bekannt sind. Von Nachteil ist sicherlich die zeitaufwendige Handhabung sowie die Notwendigkeit spezieller Soft- und Hardware.

Aus Aquifertests können je nach vorgegebenem hydraulischen Modell folgende Aquiferparameter ermittelt werden:

- Parameter, die das Leitvermögen (T , k_f , k , T^*) und das Speichervermögen (S , S_s , n_d) eines Aquifers kennzeichnen
- Parameter, die den Kluftaquifer beschreiben (Kluftweite, Kluftlänge, Speicherverhältnis und Durchlässigkeitsverhältnis bei Zweiporositätsmedien...)
- Parameter, die den Brunnen bzw. das Bohrloch charakterisieren (Brunnenspeicherung, Skin)
- Parameter zur Beschreibung der Eigenschaften hydraulisch wirksamer Ränder (hydraulische Entfernung des Randes, Leakagefaktor...)

6.5.2 Auswerteverfahren nach THEIS (1935) und JACOB (1946)

Das Verfahren von THEIS und die daraus abgeleiteten Vereinfachungen von JACOB sind anhand von Beispielen ausführlich im „Arbeitsblatt Pumpversuche in Porengrundwasserleitern“ (ARMBRUSTER et al. 1976: 14 ff.) behandelt worden. Der analytischen Berechnung des Absenkungs- bzw. Wiederanstiegsverlaufs liegen folgende Annahmen zugrunde:

- lateral unendlich ausgedehnter, homogener, isotroper Aquifer von gleichbleibender Mächtigkeit (H)
- die Vorratsänderung im Aquifer erfolgt ohne Verzögerung proportional zur Absenkung (s) (gepanntes System mit konstantem Speicherkoeffizient S)
- der vollkommene Brunnen mit vernachlässigbarer Eigenkapazität (Liniensenke) wird mit konstanter Rate (Q) abgepumpt.

Die allgemeine Gleichung für die räumliche (r) und zeitliche (t) Änderung des Absenktrichters lautet:

$$s(r, t) = \frac{Q}{4 \pi T} W(u) \quad \text{mit : } u = \frac{r^2 S}{4 T t} \quad (6.8)$$

Die halblogarithmische Darstellung der Brunnenfunktion $W(u)$ zeigt Abb. 25. Man sieht, daß die Funk-

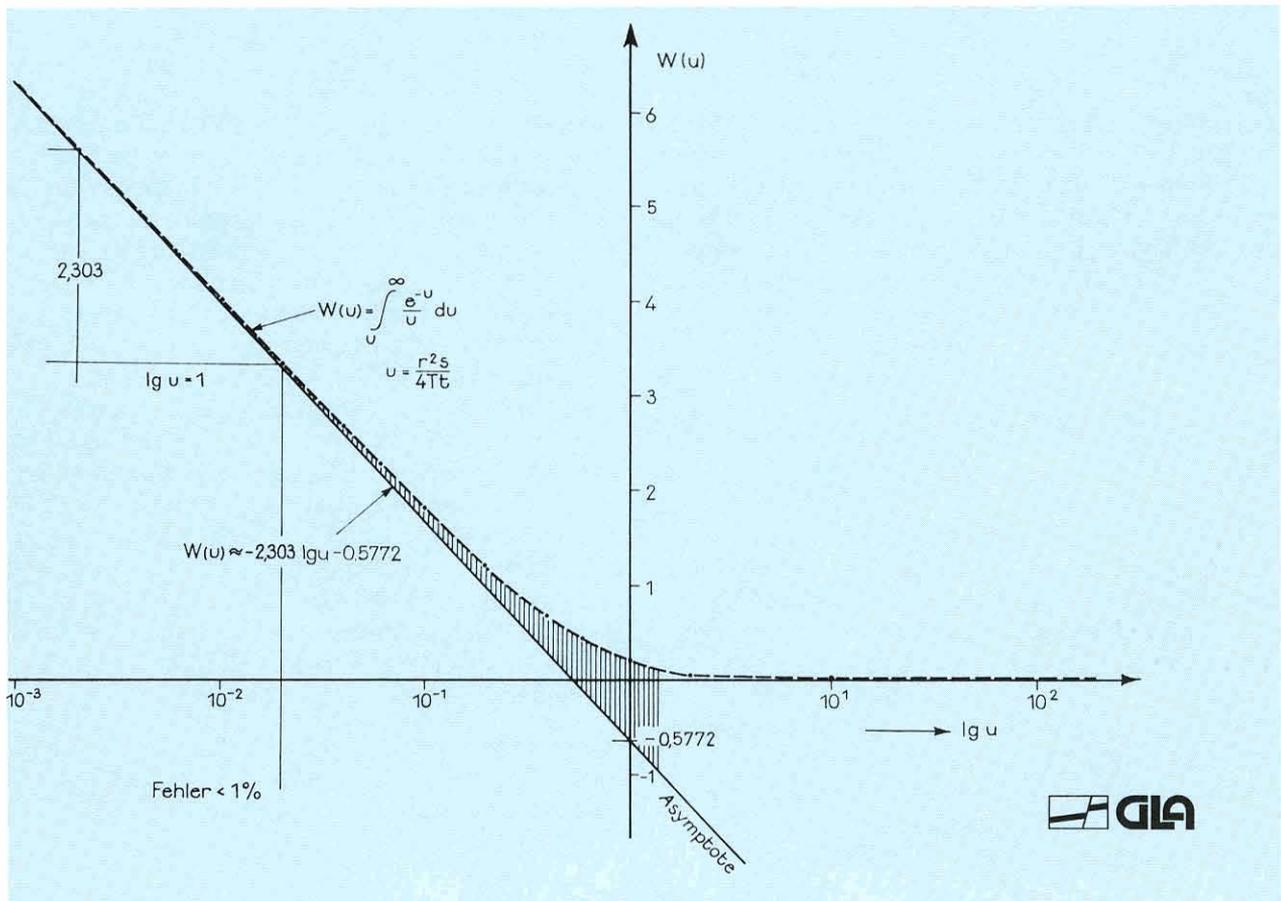


Abb. 25: Theis'sche Brunnenfunktion $W(u)$ und ihre linearisierte Form

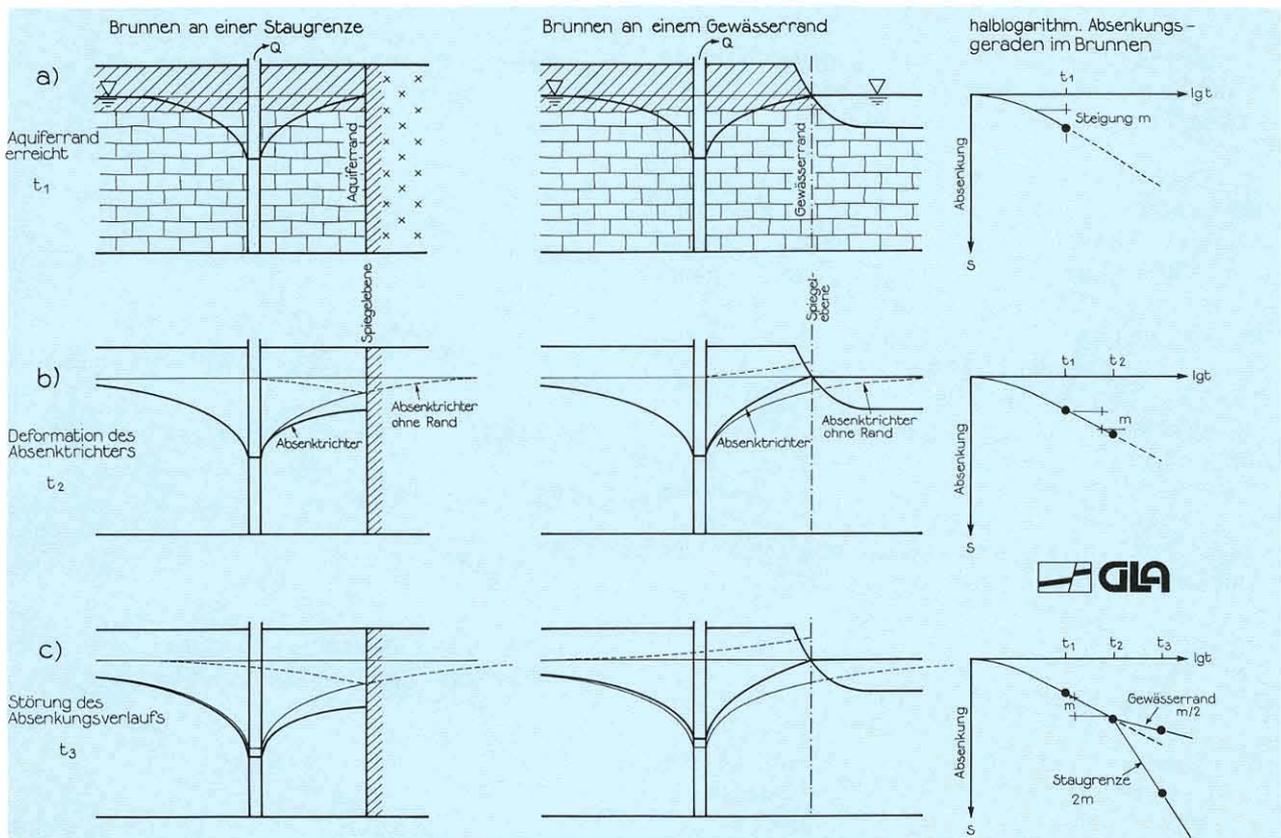


Abb. 26: Auswirkung von Aquiferrändern auf den Absenkungsverlauf im Brunnen

tion für kleine Argumente ($u < 0,02$) durch eine Gerade mit der Steigung 2,303 (Umrechnungsfaktor zwischen natürlichem und dekadischem Logarithmus) ersetzt werden kann. Auf dieser Vereinfachung basiert die Auswertung nach dem Geradlinienverfahren (JACOB 1946), das bei ARMBRUSTER et al. (1976) beschrieben ist.

6.5.3 Einfluß hydraulisch wirksamer Ränder

Die Modellvorstellung eines unendlich ausgedehnten Aquifers bedeutet für die Realität, daß die Grenzen des Aquifers außerhalb des Absenkungstrichters liegen. Tatsächlich stehen jedoch manche Brunnen so nahe an den Aquifergrenzen, daß diese die Form des Absenktrichters deutlich verändern. Grundsätzlich wird zwischen Stau- und Anreicherungsgrenzen (z. B. dichte Talränder bzw. infiltrierende Gewässer) unterschieden (Abb. 26). Auf die verschiedenen Darstellungen des Absenkungsverlaufes wirkt sich dies folgendermaßen aus:

- die Einwirkung von Staugrenzen gibt sich durch eine größere Steigung der halblogarithmischen Absenkungskurve zu erkennen
- Anreicherungsgrenzen sind dagegen durch eine geringere Steigung der halblogarithmischen Absenkungskurve erkennbar (Abb. 26c).

Analytisch lassen sich solche Grenzen durch Superposition der Funktionen für den Absenkungsverlauf erzeugen. Hydraulisch läßt sich dieser Vorgang (nach Abb. 26) durch eine Reflexion des Absenkungstrichters (Spiegelungsmethode) an den Rändern veranschaulichen. Auswertungsbeispiele für Porengrundwasserleiter geben ARMBRUSTER et al. (1976: Anl. 10). Mit Hilfe der Spiegelungsmethode läßt sich aber auch umgekehrt die Dichtheit von Aquiferrändern ermitteln, vgl. BERTLEFF et al. (1985).

Zusätzliche äußere Einflüsse auf den Absenkungsverlauf, z. B. infolge Niederschlag, Gezeiten oder Hochwasser, sind zudem zu berücksichtigen.

6.5.4 Brunnenspezifische Einflüsse

Der Absenkungsverlauf im Entnahmebrunnen wird von dessen hydraulischem Anschluß an den Aquifer (Vollkommenheitsgrad, Skineffekt) und von dem Brunnendurchmesser (Eigenkapazität) bestimmt.

In der engeren Umgebung eines **unvollkommenen Brunnens** treten infolge der Krümmung der Stromlinien vertikale Fließkomponenten auf, die die Absenkung verstärken. In Festgesteinsgrundwasserleitern können in Brunnen solche Effekte durch den Skineffekt erfaßt werden. Als **Skin** bezeichnet man eine radiale Zone in der unmittelbaren Umgebung des Brunnens, die eine deutlich andere Durchlässigkeit aufweist als der Aquifer. Aufgrund des Bohrvorganges (Infiltration der Bohrspülung, Verschmieren von Tonschichten) kann diese Zone deutlich geringer durchlässig sein und führt dann zu größeren Absenkungen. In diesem Fall ist der Skineffekt $s_F > 0$; für dichte Bohrlöcher gilt $s_F = +\infty$. Durch Stimulation der Brunnen (Säuerung, hydraulic fracturing) entsteht um den Brunnen eine Zone erhöhter Durchlässigkeit, wodurch sich die Absenkungsbeträge verringern. Der Skineffekt wird dabei negativ und kann in extremen Fällen $s_F = -5$ erreichen.

Unter Voraussetzung eines konstanten Skineffekts ergibt sich der vom Skineffekt verursachte zusätzliche Absenkungsbetrag (Δs_{Skin}) zu:

$$\Delta s_{\text{Skin}} = \frac{Q}{2\pi T} s_F \quad [\text{m}] \quad (6.9)$$

Großkalibrige Brunnen können ein beträchtliches Wasservolumen speichern, das zu Beginn eines Pumpversuches gefördert wird, bevor der Zustrom aus dem Aquifer einsetzt. Diesen Effekt bezeichnet man als **Brunnenspeicherung** oder **Eigenkapazität** des Brunnens (C); sie wird definiert als Volumenänderung des Brunneninhaltes (ΔV) pro Druckdifferenz (Δp), wobei die Druckdifferenz in eine Absenkungsdifferenz ($\Delta \varrho = \varrho g \Delta s$) umgewandelt werden kann:

$$C = \frac{\Delta V}{\Delta p} = \frac{\Delta V}{\varrho \cdot g \cdot \Delta s} \quad [\text{m}^3/\text{Pa}] \quad (6.10a)$$

In Brunnen mit frei beweglichem Wasserspiegel entspricht diese Volumenänderung $\Delta V = r_w^2 \cdot \Delta s$, so daß aus Gleichung (6.10a) folgt:

$$C = \frac{r_w^2 \pi}{\varrho g} \quad [\text{m}^3/\text{Pa}] \quad (6.10b)$$

Damit ist die Brunnenspeicherung allein vom Brunnenradius abhängig. Ihre Dauer (t_B) beträgt:

$$t_B = \frac{r_w^2}{2T} (60 + 3,5 s_F) \quad [\text{s}] \quad (6.11)$$

Nach Gleichung (6.11) kann die Brunnenspeicherung bei gering ergebnigen Aquiferen sehr lange dauern.

ern; sie wird durch einen positiven Skinfaktor zusätzlich verlängert. Beide Effekte zusammen können die Anfangsdaten eines Pumpversuches stark „verfälschen“. Abb. 27 zeigt bei halblogarithmischem Auftrag der Meßdaten anfangs einen s-förmigen Kurvenverlauf, der durch einen positiven Skinfaktor verstärkt wird.

Die drei in Abb. 27 dargestellten, halblogarithmisch aufgetragenen Absenkungskurven lassen erkennen, daß die Meßdaten nach Abklingen der Brunnen-speicherung in drei Geraden gleicher Steigung übergehen, d. h., bei der Auswertung verfälscht der Skinfaktor die Transmissivität dann nicht, wenn eine ausreichend lange Pumpzeit erreicht wird.

Im Gegensatz dazu wird bei der Auswertung der Speicherkoeffizient durch den Skinfaktor stark beeinflusst, da er aus dem Schnittpunkt (t_0) zwischen der Absenkungsgeraden und der Abszisse ($s = 0$) ermittelt wird:

$$S = \frac{2,25 T t_0}{r_w^2} \tag{6.12}$$

Bei einem negativen Skinfaktor ($s_F < 0$, in Abb. 27) wird der extrapolierte Schnittpunkt nach rechts verschoben (t_{s^*}), was einer Vergrößerung des S-Wertes gleichkommt. Bei positivem Skin ($s_F > 0$, in Abb. 27) ergibt sich ein zu kleiner S-Wert. In beiden Fällen erhält man also nur einen scheinbaren Speicherkoeffizienten (S^*). Unter der Voraussetzung, daß der wahre Speicherkoeffizient bekannt oder mit Gleichung 7.2 abgeschätzt worden ist, läßt sich aus dem scheinbaren Speicherkoeffizienten der Skinfaktor ermitteln (vgl. STÖBER 1986). Berechnet man den scheinbaren Speicherkoeffizienten nach Gleichung (6.12), so gilt folgende Beziehung:

$$S = S^* e^{2s_F} \tag{6.13a}$$

oder

$$s_F = \frac{1}{2} \ln \frac{S}{S^*} \tag{6.13b}$$

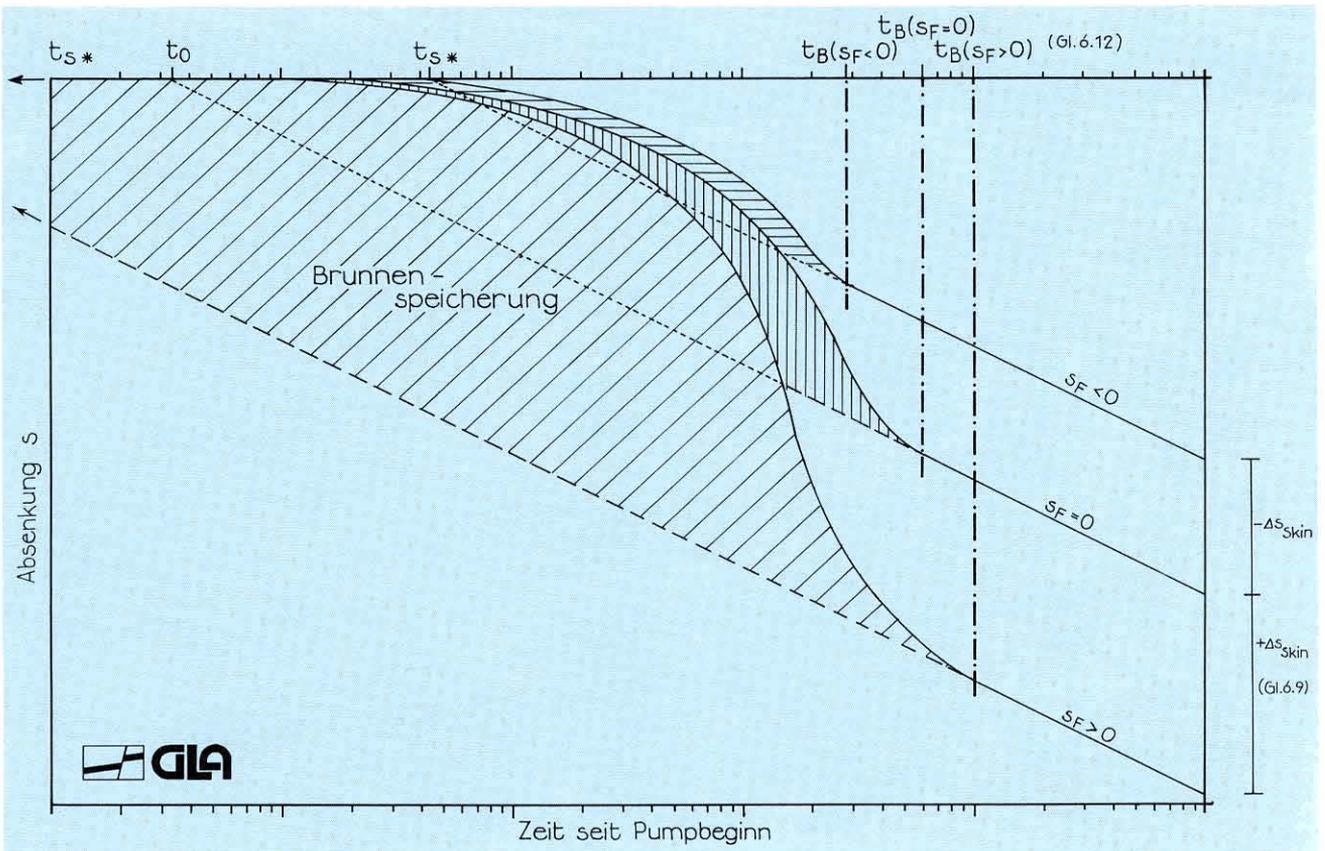


Abb. 27: Einfluß des Skinfaktors (s_F) auf die Dauer (t_B) der Brunnen-speicherung

Wegen des logarithmischen Maßstabes der Zeitachse in Abb. 27 führen bereits kleine Skinfaktoren zu großen Fehlern bei der S-Wert-Bestimmung.

Ermittlung der Brunnenspeicherung und des Skineffekts

1. Beispiel: Karstgrundwasserbohrung Ringingen/ Albsüdrand – Weißjura

Die 332 m tiefe, südwestlich von Ulm gelegene Bohrung (Bohrdurchmesser 760 mm) erschließt im Bereich der überdeckten Zone des tiefen Karstes Grundwasser aus den Massenkalken des Weißjuras von 250–300 m u. Gel. (vgl. Abb. 28). 15 m neben dem Entnahmebrunnen steht die als Meßstelle ausgebaute Aufschlußbohrung.

1980 und 1981 wurden verschiedene Pumpversuche zwischen Q = 10 l/s und Q = 100 l/s gefahren, von denen eine Wiederanstiegsphase (Vers.-Nr. 5) und eine Absenkphase (Vers.-Nr. 9) ausgewertet wurden. Nach einem eintägigen zyklischen Pumpen (vgl. Kap. 7) wurde der Wiederanstieg gemessen. Für den halblogarithmischen Auftrag (t + t')/t' gegen s in Abb. 29 wurde die maßgebliche Pumpzeit nach Gleichung (6.1) zu

$$\bar{t} = 3610 \text{ m}^3 / 0,046 \text{ m}^3\text{s}^{-1} \approx 1310 \text{ min}$$

bestimmt. Der auffallend s-förmige Verlauf der Meßdaten zeigt den starken Einfluß der Brunnenspeicherung und des

Skineffekts an. Die Daten gehen erst allmählich in eine Gerade über, aus deren Steigung die Transmissivität zu

$$T = 0,183 \cdot 0,046 \text{ m}^3\text{s}^{-1} / 15 \text{ m} = 5,61 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$$

ermittelt wird. Die Daten der Anfangsphase des Wiederanstiegs liefern also keine Hinweise auf Aquiferparameter, obwohl der Wiederanstieg in dieser Phase zu 90 % erfolgt. Maßgebendes Abbruchkriterium für die Wiederanstiegsmessung ist daher nicht der Restabsenkungsbetrag, sondern die nach Abb. 18 zu ermittelnde Mindestzeit.

Mit Hilfe der Ausbaudaten der Bohrung errechnet sich die Brunnenspeicherung nach Gleichung (6.10a) zu:

$$C = \frac{\Delta v}{\Delta p} = \frac{r_w^2 \pi}{\rho \cdot g} = \frac{(0,38 \text{ m})^2 \pi}{10^3 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9,81 \text{ ms}^{-2}} = 4,62 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3\text{Pa}^{-1}$$

Nach der Wiederanstiegskurve (Abb. 29) läßt sich das Ende der Brunnenspeicherung zu

$$(\bar{t} + t'_B) / t'_B \approx 2,0 \cdot 10^1$$

angegeben, d. h. $t'_B \approx 69 \text{ min}$.

Die Dauer der Brunnenspeicherung läßt sich für den Wiederanstieg folgendermaßen berechnen:

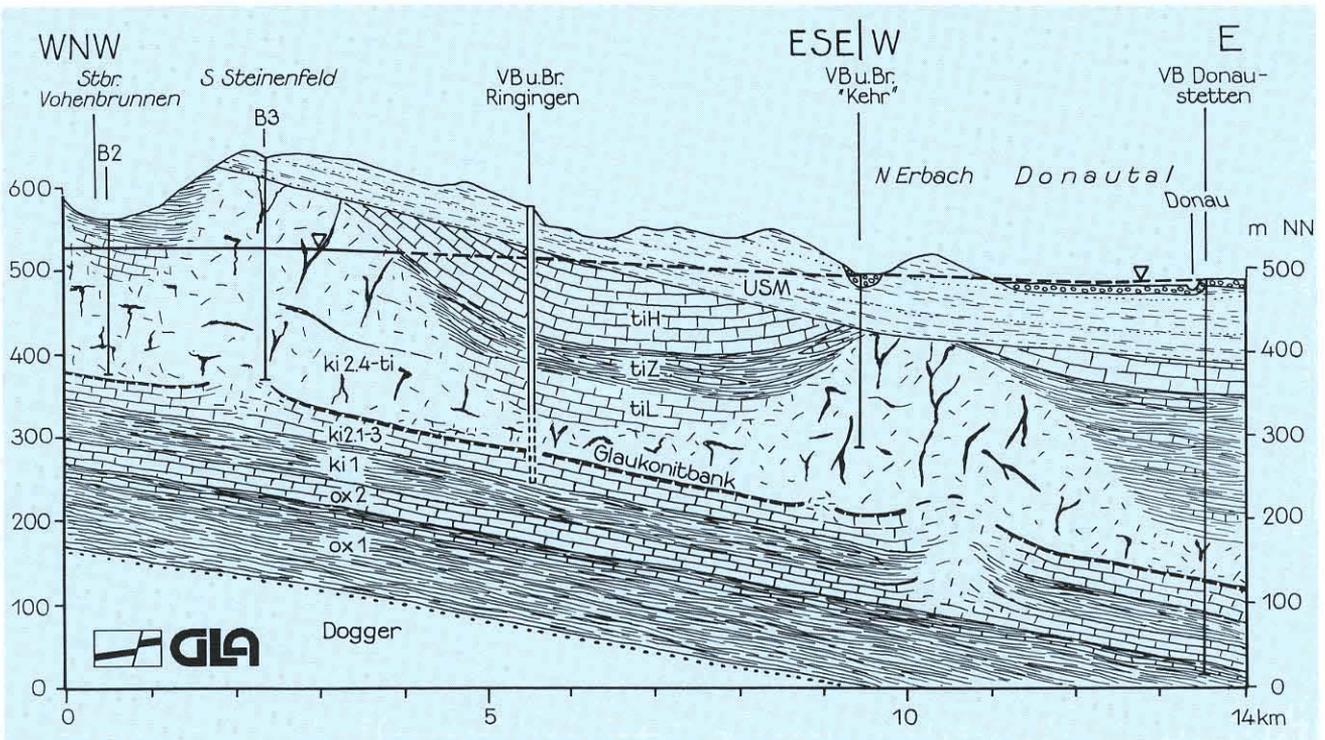


Abb. 28: Hydrogeologischer Schnitt durch den Karstaquifer am Albsüdrand im Bereich Brunnen Ringingen

$$t' = (30 + 3,5 s_F) \frac{r_w^2}{2T} \quad (6.14)$$

Setzt man in Gleichung (6.14) verschiedene Skinfaktoren ein, so erhält man:

s_F	t'	$(\bar{t} + t')/t'$
-5	27 min	$5,02 \cdot 10^1$
0	64 min	$2,16 \cdot 10^1$
5	102 min	$1,39 \cdot 10^1$
10	139 min	$1,05 \cdot 10^1$

Aus dem Vergleich zwischen den berechneten dimensionslosen Wiederanstiegszeiten mit dem Datenauftrag in Abb. 28 kann geschlossen werden, daß der Skinfaktor s_F zwischen 0 und 5 liegt.

In einem späteren Versuch wurde der Absenkungsverlauf im Brunnen selbst und in der 15 m entfernten Meßstelle registriert, so daß der Skinfaktor aus der Absenkungs-

renz zwischen Brunnen und Meßstelle quantifiziert werden konnte. Die Meßdaten der Abb. 30 sind wegen der großen Förderhöhe in den ersten 50 min durch Leistungsschwankungen der Pumpe überlagert. Es läßt sich daher nur aus einem kurzen Meßabschnitt in der Meßstelle eine Transmissivität zu $T = 5,83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ abschätzen. Die nahezu konstante Absenkung nach ca. 4 h ist auf die speziellen Strömungsverhältnisse im Aquifer zurückzuführen, vgl. Kap. 6.5.5. Auffallend ist die mit $\Delta s = 71,5 \text{ m}$ große Absenkungsdifferenz zwischen Brunnen und Meßstelle, die hauptsächlich wegen des Skineffektes entstand, da die transmissivitäts- und entnahmebedingte Absenkung lediglich:

$$\Delta s = \frac{2,303Q}{2\pi T} \cdot \Delta \log r \quad (6.15)$$

$$= \frac{2,303 \cdot 0,051 \text{ m}^3/\text{s}}{2\pi \cdot 5,83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}} \cdot \log(15\text{m}) = 32 \text{ m}$$

beträgt.

Das bedeutet, daß die Absenkungsdifferenz von

$$\Delta s = 71,5 \text{ m} - 32 \text{ m} = 39,5 \text{ m}$$

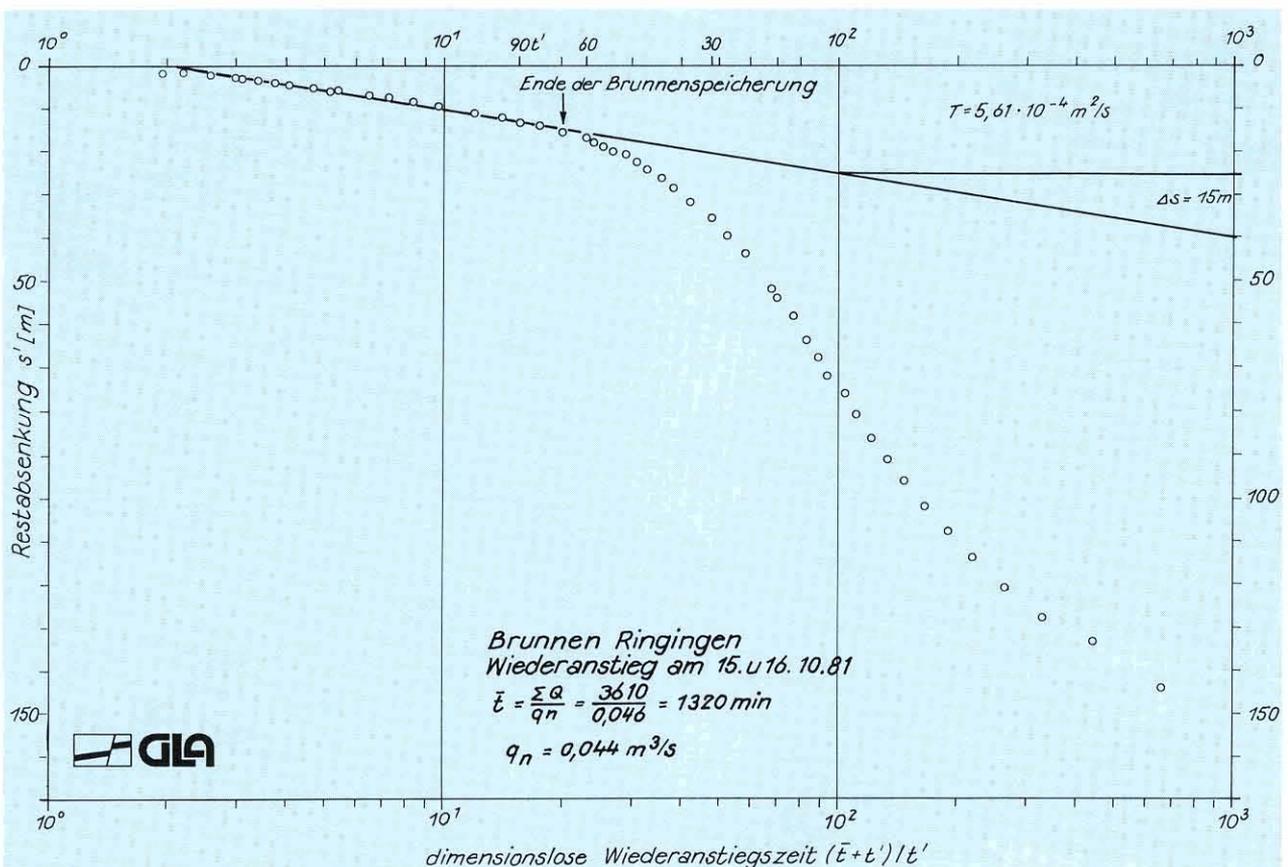


Abb. 29: Wiederanstieg nach einem mehrstufigen Pumpversuch Brunnen Ringingen, 15./16.10.1981

vom Skineffekt verursacht wird. Mit Hilfe der Gleichung (6.9) läßt sich daraus der Skinfaktor zu

$$s_F = \frac{\Delta s \cdot 2\pi T}{Q} = \frac{39,5 \text{ m} \cdot 2\pi \cdot 5,83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}}{0,051 \text{ m}^3/\text{s}}$$

$$= 2,84$$

ermitteln. Dies steht im Einklang mit der obigen Abschätzung. Das Auswertungsbeispiel Pumpversuch Ringingen zeigt, wie wichtig es ist, die Absenkungs- und Wiederanstiegsphase möglichst genau und in ausreichender Dichte zu registrieren, weil jeder Versuchsteil spezifische Ergebnisse liefert, die für die Auswertung des Gesamtversuches unverzichtbar sind.

2. Beispiel: Tiefbrunnen Rötlen, Ostalbkreis – Stubensandstein

Der Tiefbrunnen Rötlen steht in der Talau der Ellenberger Rot, die in die Schichten des Stubensandsteins (Mittlerer Keuper) eingetieft ist. In diesem Bereich taucht der Stubensandstein mit 2 % nach Südosten unter den Knollenmergel und den überlagernden Schwarzjura des Albvorlandes ab. Die hydrogeologische Situation des ca. 40 m tiefen Brunnens zeigt Abb. 31.

Beim Pumpversuch 1982 wurden über einen Zeitraum von 100 Stunden $Q = 20 \text{ l/s}$ gefördert. Der dazugehörige halb-logarithmisch aufgetragene Absenkungsverlauf (Abb. 32) des Entnahmebrunnens zeigt wiederum deutlich den Einfluß der BrunnenSpeicherung am Anfang der Entnahme. Sie berechnet sich nach den Ausbaudaten nach Gleichung (6.10b) zu:

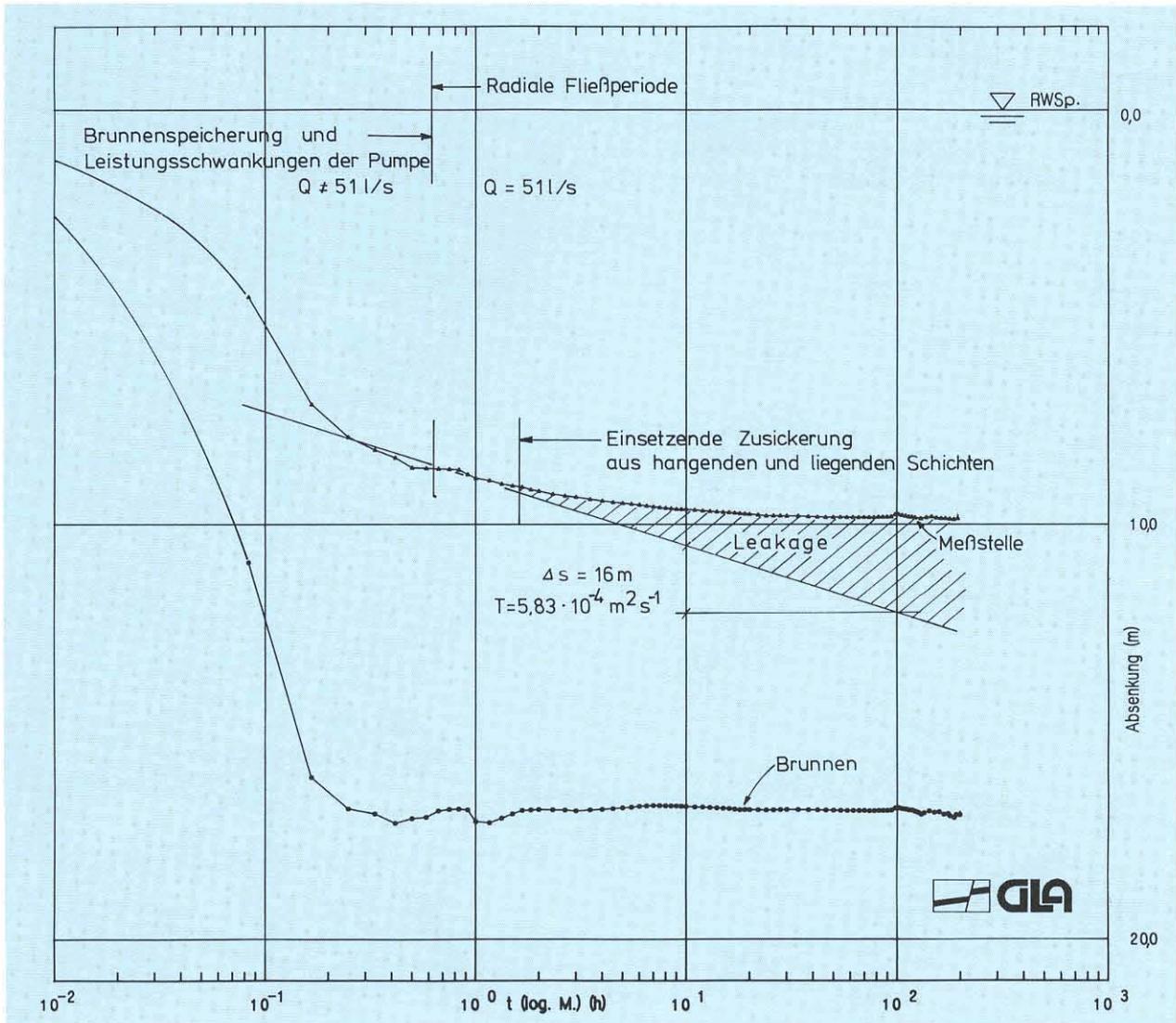


Abb. 30: Halblogarithmische Darstellung der Absenkung im Brunnen Ringingen

$$C = \frac{r_w^2 \pi}{\rho \cdot g} = \frac{(0,4 \text{ m})^2 \pi}{10^3 \text{ kg m}^{-3} \cdot 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}}$$

$$= 5,12 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{Pa}$$

Ihre Dauer beträgt nach Abb. 30 etwa $t_B = 0,7 \text{ h}$. Ab diesem Zeitpunkt folgen die Meßdaten einer Geraden; aus deren Steigung ergibt sich die Transmissivität

$$T = \frac{2,303 Q}{4 \pi \cdot s} = \frac{2,303 \cdot 0,02 \text{ m}^3/\text{s}}{4 \pi \cdot 1,81 \text{ m}} =$$

$$= 2,03 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

Mit den Parametern t_B , T und r_w läßt sich der Skinfaktor nach Gleichung (6.11) abschätzen.

$$s_F = \frac{2T t_B / r_w^2 - 60}{3,5}$$

Daraus ergibt sich der skinbedingte Absenkungsverlust nach Gleichung (6.9) zu

$$\Delta s_{\text{Skin}} = \frac{s_F \cdot Q}{2\pi \cdot T} = 1,70 \text{ m}$$

Die Absenkungsgerade ohne Skin ist also um 1,70 m nach oben verschoben. Aus dem Schnittpunkt dieser Geraden mit dem Ruhewasserspiegel ergibt sich der Speicherkoeffizient nach Gleichung (6.12):

$$S = \frac{2,25 T t_s}{r_w^2} = 1,34 \cdot 10^{-4}$$

Durch dieses Auswerteverfahren läßt sich neben der Transmissivität auch ein plausibler Speicherkoeffizient des getesteten Stubensandsteinaquifers ermitteln.

6.5.5 Aquiferspezifische Einflüsse auf den Absenkungs- und Wiederanstiegsverlauf

6.5.5.1 Allgemeines

Da die Wasserführung in Kluftaquifern häufig auf einzelne Horizonte (z. B. Verkarstungshorizonte, Sandsteinbänke usw.), Kluft- und Störungszonen beschränkt bleibt, ist das Homogenitätskriterium seltener erfüllt als in Porenaquifern. Außerdem variieren Orientierung und Geometrie der Fließkanäle in weiten Grenzen, so daß Kluftaquifere im Vergleich zu Porenaquifern dem Diskontinuum von Natur aus näher stehen. Hydrogeologisch ist es notwendig,

diese Vielfalt der Einzelfälle zu kategorisieren. Dafür bietet sich folgende Gruppeneinteilung an:

- Die Klüfte sind statistisch zufällig und gleichmäßig verteilt
- der Aquifer gliedert sich in bevorzugte Leit- und Speicherschichten
- der Aquifer besteht aus einem Zweiporositätsmedium, den Klüften und der Matrix
- im Aquifer befindet sich eine endlich dimensionierte Kluft

Blockdiagramme dieser Modelle und deren Druckverhalten (Absenkung und Wiederanstieg) sind in Abb. 22 zusammengestellt. Es bedarf eingehender geologischer (z. B. Kartierung, Aufnahme des Kluftinventars usw.) und geophysikalischer Untersuchungen, um den Einzelfall einem dieser Interpretationsmodelle zuzuordnen. Anhand der hydraulischen Reaktion läßt sich die gewählte Modellvorstellung auf ihre Plausibilität hin überprüfen.

6.5.5.2 Statistisch zufällig und gleichmäßig verteilte Klüfte

Im wesentlichen basiert dieses Modell auf der Brunnenformel von THEIS und deren Näherungslösungen, vgl. Kap. 6.5.2). Wegen der Größe des zugrundezulegenden repräsentativen Elementarvolumens (REV) muß der Aquifer entweder sehr weiträumig oder das Kluftnetz sehr engständig sein. Ausgehend von diesem Grundmodell lassen sich auf Festgesteinsaquifere Auswertungsmodelle mit speziellen Randbedingungen anwenden, die ursprünglich für Porenaquifere aufgestellt wurden. Dazu gehören z. B. das Modell mit verzögerter Zusickerung nach BOULTON (1963) (vgl. ARMBRUSTER et al. 1976: 113 ff.), die verschiedenen Modelle für vertikale Zuflüsse (vgl. Kap. 6.5.5.3) oder Modelle, die eine vertikale Anisotropie nach NEUMAN (1975) berücksichtigen. Insbesondere zählen dazu auch die zahlreichen Auswerteverfahren, die speziellen Versuchsanordnungen (Slug-Test, Drill-Stem-Test, Zyklischer Pumpversuch) Rechnung tragen. Beispiele hierzu enthält Kap. 7.

6.5.5.3 Leit- und Speicherschichten

Es ist häufig zu beobachten, daß sich bei Brunnen in Festgesteinsaquifern die Grundwasserzuflüsse auf einzelne kurze Teufenabschnitte beschränken. Der

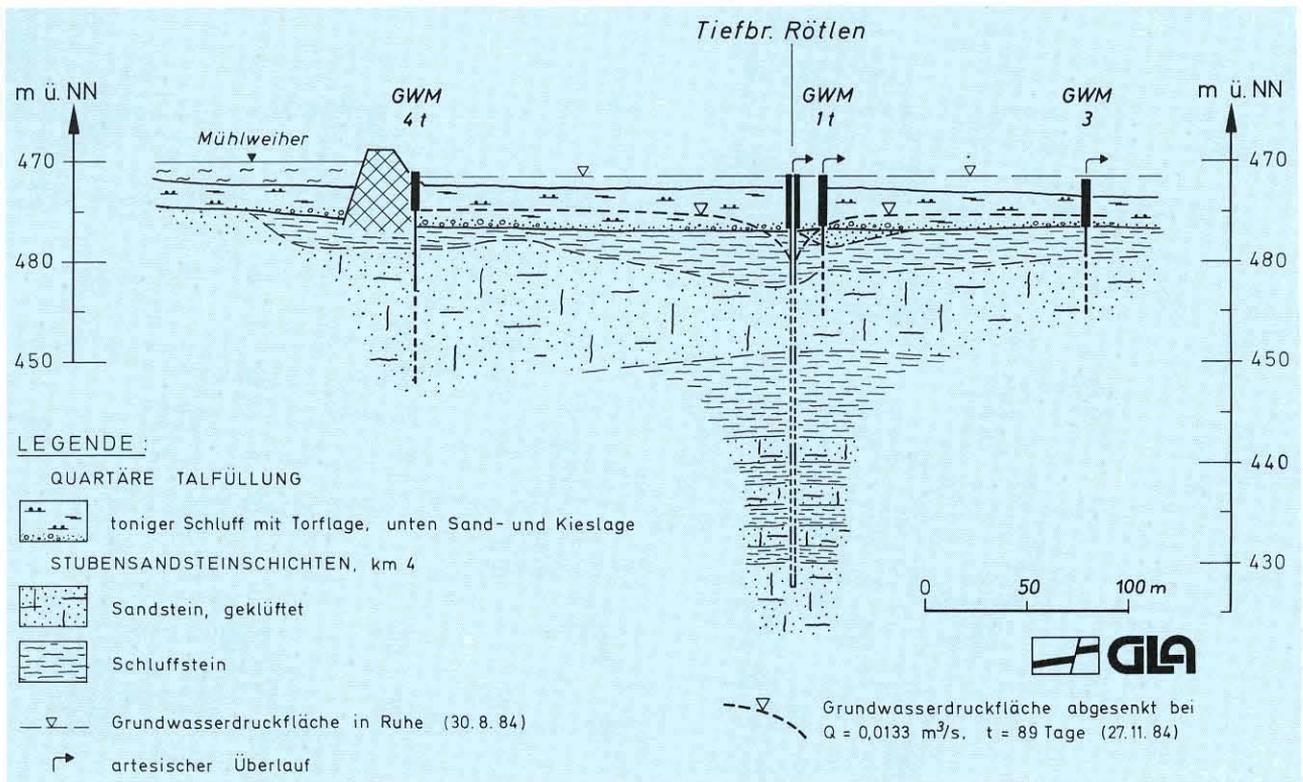


Abb. 31: Hydrogeologischer Längsschnitt für den Tiefbrunnen Rötlen im Tal der Illenberger Rot

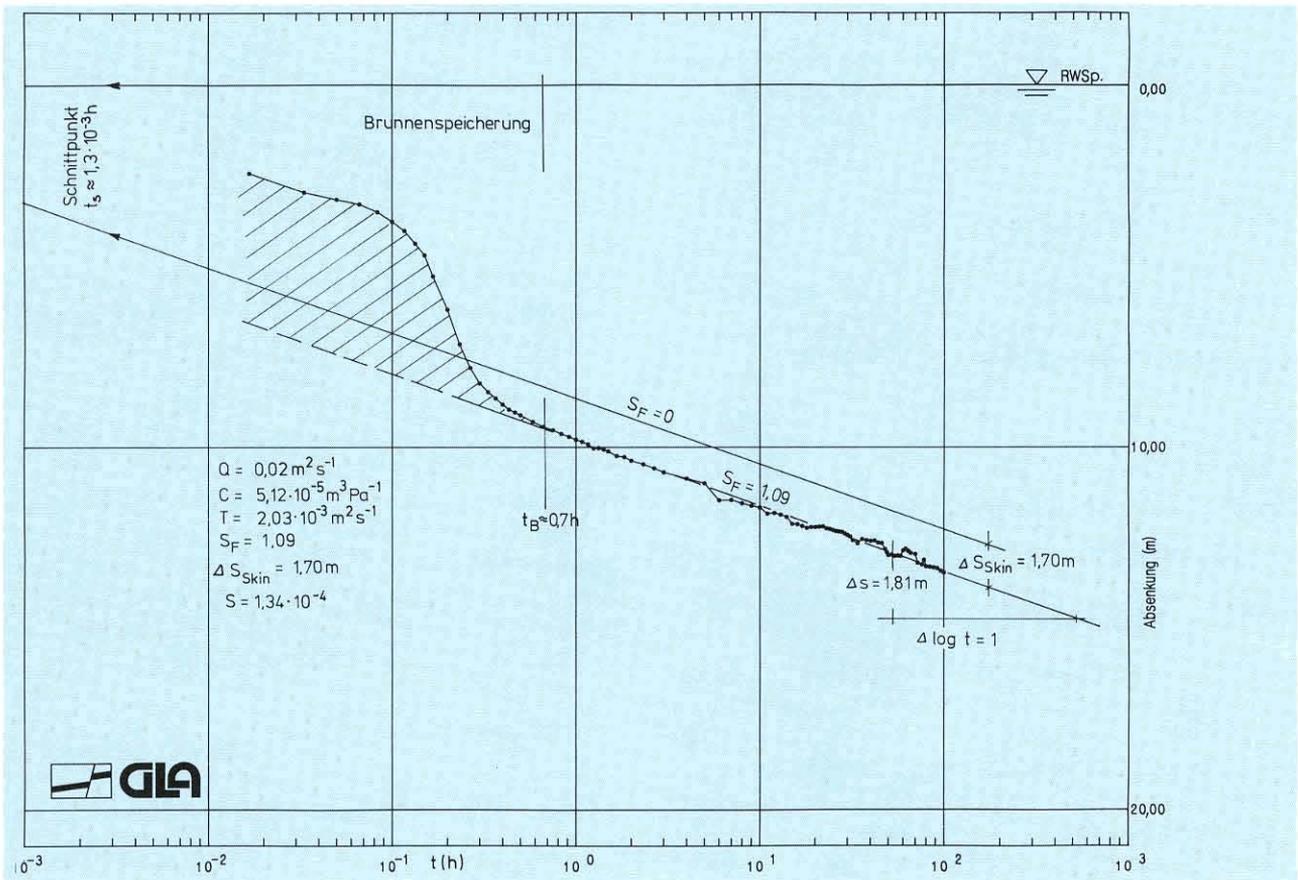


Abb. 32: Bestimmung der Brunnenspeicherung, der Transmissivität, des Speicherkoeffizienten und des Skinfaktors aus dem Absenkungsverlauf im Brunnen Rötlen

größere Teil des Aquifers besteht aus gering permeablen Schichten, die aber im Vergleich zu den hochpermeablen Zonen für die Grundwasserspeicherung maßgebend sind. Bei einer Förderung sickert den durchlässigen Zonen (mit den Aquiferparametern T und S) aus den Speicherschichten (mit den Parametern T' , S') vertikal Wasser zu. Es sind sogenannte Leaky-Aquifere (vgl. ARMBRUSTER et al. 1976: 106). Für Kluftgrundwasserleiter ist es besonders wichtig, das Problem einer zweiseitigen Zusickerung zu betrachten. HANTUSH (1964) hat dazu eine Lösung vorgeschlagen, die von BERKALOFF (1967) für nachstehenden Spezialfall vereinfacht wurde:

$$T \gg T' \text{ und } S' \gg S$$

oder: (6.16)

$$k_f \cdot H \gg k_f' \cdot H' \text{ und } S_s' \cdot H' \gg S_s \cdot H$$

Dabei ist die gesamte Transmissivität auf eine geringmächtige Leitschicht mit vernachlässigbarem Speicherkoeffizienten konzentriert. In Abb. 33 ist das Modellschema mit dem typischen, geknickten Absenkungs- und Wiederanstiegsverlauf dargestellt,

wobei sich die Steigungen der beiden halblogarithmischen Geradenäste wie 1 : 2 verhalten. Die einzelnen Phasen des Absenkungsverlaufes mit den für die Auswertung erforderlichen Gleichungen zeigt Abb. 33. Die erste der fünf Versuchsphasen wird überwiegend von den inneren Randbedingungen (Brunnenspeicherung oder nichtlinearer Kurvenabschnitt bei Meßstellen) beherrscht. Es folgt ein erster Geradenabschnitt, der durch vertikale Zusickerung aus den Speicherschichten geprägt ist. Für seine Steigung und den Schnittpunkt (t_1) mit dem Ruhewasserspiegel ($s = 0$) ergeben sich folgende Gleichungen:

$$\Delta s_1 = \frac{0,183 Q}{2 \cdot T} \tag{6.17}$$

$$t_1 = \frac{1}{2,81} \cdot \left(\frac{r^2}{T}\right)^2 \frac{k_f' \cdot S'}{H'} \tag{6.18}$$

Nach einer Übergangsphase schließt sich ein zweiter Geradenabschnitt an, der die doppelte Steigung der ersten Geraden aufweist. Die entsprechenden Gleichungen lauten:

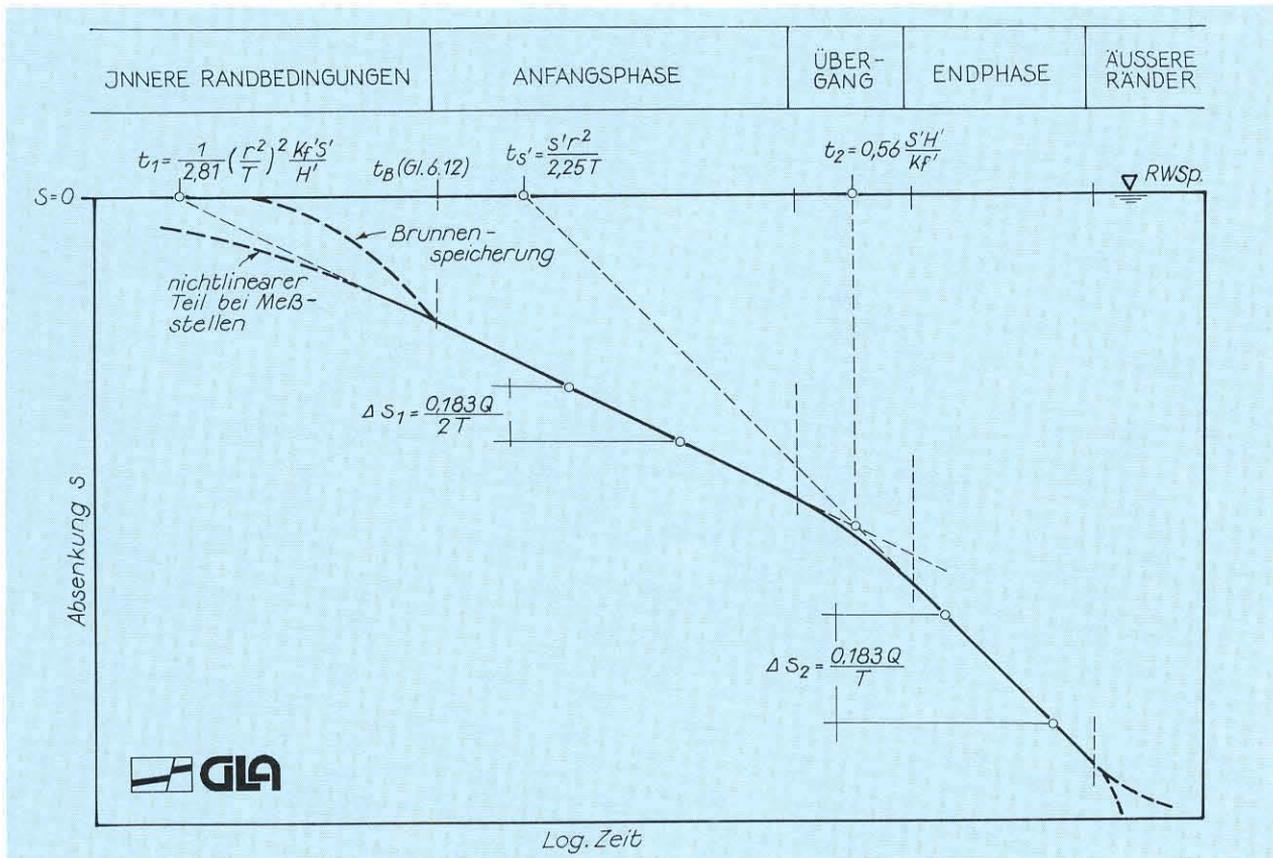


Abb. 33: Schematischer Absenkungsverlauf beim BERKALOFF-Modell

$$\Delta s_2 = \frac{0,183 Q}{T} \quad (6.19)$$

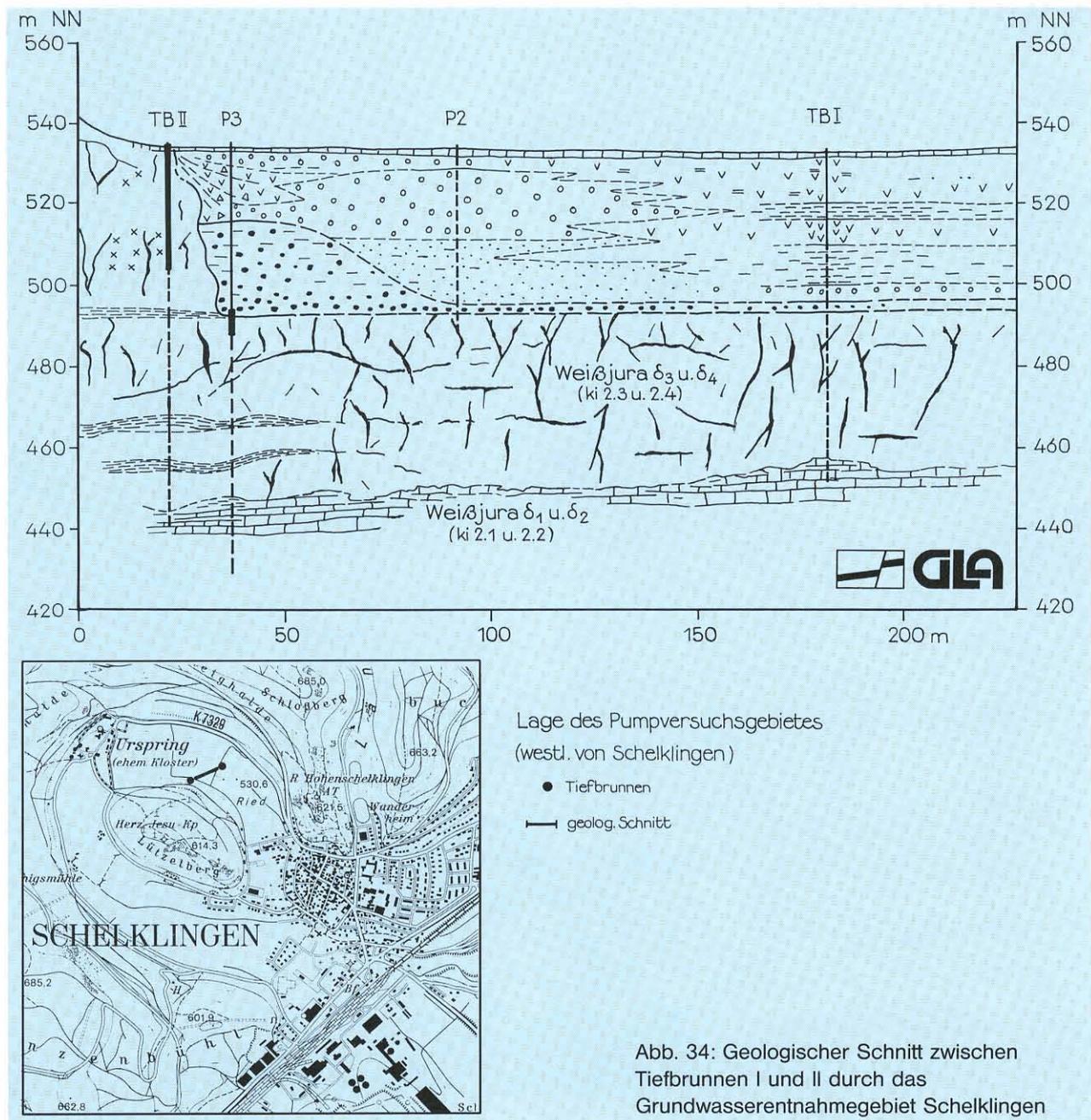
$$t_{S'} = \frac{S' \cdot r^2}{2,25 T} \quad (6.20)$$

Die Gleichung für den Schnittpunkt der beiden Geraden lautet:

$$t_2 = 0,56 \frac{S'H'}{k_f'} \quad (6.21)$$

Aus (6.17) und (6.19) ermittelt man die Transmissivität (T) der Leitschicht. Beide Werte müssen vergleichbar sein. Den Speicherkoeffizienten (S') der Speicherschicht erhält man aus Gleichung (6.20). Mit Hilfe von (6.18) und (6.21) ergeben sich zwei Möglichkeiten, den in Kap. 2.2 beschriebenen Leakagefaktor (k_f'/H') zu bestimmen, was eine gewisse Kontrollmöglichkeit bedeutet.

Aus den beiden Geradenabschnitten des Wiederanstiegs läßt sich nur die Transmissivität der Leitschicht nach Gleichung (6.17) und (6.19) ermitteln.



1. Beispiel: Karstgrundwasserschließung Tiefbrunnen II, Schelklingen, Alb-Donau-Kreis

Das Entnahmegebiet befindet sich in einer ehemaligen Talschlinge der vorribeiszeitlichen Donau, im Weißjura, die heute noch das Karstwasser der Albhochfläche sammelt und drainiert (Quelltöpfe Ach und Urspring). Die ca. 40 m mächtige Talfüllung besteht aus verlehmtm Hangschutt, Sanden und Kiesen des Weißjuras, denen im unteren Teil Schwarzwaldmaterial beigemischt ist (Abb. 34).

Aus dieser geringdurchlässigen Talfüllung kann nur wenig Grundwasser erschlossen werden. Darunter folgt der Karstaquifer des mittleren Kimmeridgiums ($w\delta_3, w\delta_4$). Ab etwa 80 m folgen zunehmend mergelige, gering verkarstete Kalke des Kimmeridgiums ($w\delta_1, w\delta_2$), die ebenfalls gering durchlässig sind. Die eigentliche Leitschicht ist also innerhalb der 40 m mächtigen stark verkarsteten Gesteinsserie zu suchen.

Im Mai 1980 wurde im neuen Entnahmebrunnen zunächst ein vierstufiger Brunnentest durchgeführt ($Q_1 = 15,6$ l/s; $Q_2 = 30,6$ l/s; $Q_3 = 45,9$ l/s; $Q_4 = 60$ l/s). Das halblogarithmische Wiederanstiegsdiagramm der Meßstellen P3 und P4 (Abb. 35) zeigt den für das BERKALOFFSche Modell typischen abgeknickten Kurvenverlauf. Dieselben Meßstellen zeigen dieses Verhalten auch beim anschließenden Aquifertest ($Q = 30$ l/s). Die Auswertung des Wiederanstiegs liefert mit Gleichung (6.17) und (6.19) folgende Transmissivitäten:

	Anfangsphase	Endphase
Meßstelle P3	$T = 4,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	$T = 4,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$
Meßstelle P4	$T = 6,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$	$T = 4,4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

Aus der Absenkung lassen sich mit den Gleichungen (6.17) – (6.21) die weiteren Parameter (S' und k_f'/H') bestimmen:

	Anfangsphase	Endphase	Übergangsphase Gl. (6.21)
Meßstelle P3 $r=17$ m	$T = 6,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ — $k_f'/H' = 3,9 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$	$T = 5,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ $S' = 3,5 \cdot 10^{-3}$ $k_f'/H' = 2,6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$	— — $k_f'/H' = 5,4 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$
Meßstelle P4 $r = 81$ m	$T = 6,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ — $k_f'/H' = 4,6 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$	$T = 5,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ $S' = 4,2 \cdot 10^{-3}$ $k_f'/H' = 1,1 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$	— — $k_f'/H' = 4,5 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$

Die für die Leitschicht errechneten Transmissivitäten schwanken nur gering. Dasselbe gilt für die beiden Speicherkoeffizienten der Speicherschicht. Der Leakagefaktor bewegt sich in der Größenordnung zwischen $5 \cdot 10^{-7} \text{ s}^{-1}$

und $3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Der kleinere Wert der Anfangsphase ist wahrscheinlicher, da er durch die zur Kontrolle berechneten Werte der Übergangsphase bestätigt wird.

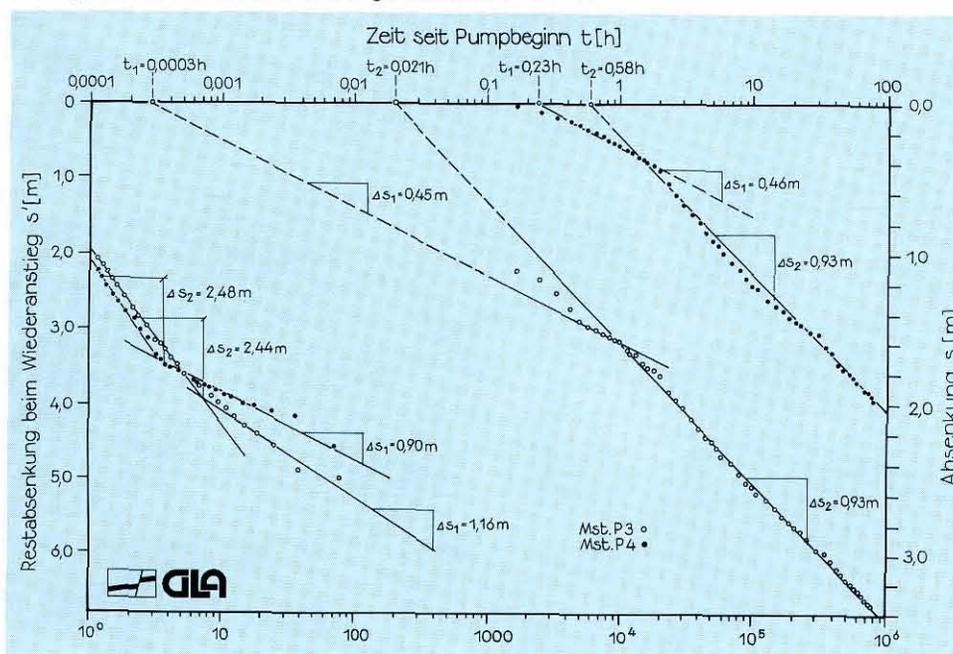


Abb. 35: Auswertung des Absenkungs- und Wiederanstiegsverlaufs nach BERKALOFF in zwei Meßstellen beim Pumpversuch Schelklingen

2. Beispiel: Karstgrundwassererschließung im Donauried (Tiefbrunnen 459, Fassung 4, Landeswasserversorgung)

Im Donauried tauchen die Schichten des Weißjuras unter die tertiären Molassesedimente ab. Auf den Molassesedimenten lagert ein geringmächtiger, quartärer Kiesgrundwasserleiter, der im nördlichen Bereich in direktem Kontakt mit dem Karstaquifer steht. Im mittleren Bereich strömt das tiefe Karstgrundwasser mit seinem höheren Potential durch die gering durchlässigen Molassesedimente in den Kiesaquifer. Die geologische Position der Versuchsbohrung 459 geht aus dem schematischen hydrogeologischen Schnitt der Abb. 36 hervor. Beim Abteufen der Bohrung wurden unter der Molasse zwei Zonen stärkerer Wasserführung festgestellt, von denen die obere noch in den Zementmergeln und die tiefere in den Massenkalken liegt. Im Herbst 1982 wurde ein 165stündiger Pumpversuch mit einer Entnahmerate von $Q = 48$ l/s durchgeführt. Um den Einfluß dieser Karstgrundwasserentnahme auf den Kiesaquifer zu untersuchen, wurden 20 Meßstellen im Kies und vier im Weißjura beobachtet. Das Grundwasser in den Kiesen hat außerordentlich schwach auf die Entnahme reagiert. Die Reaktion war außerdem von Fremdeinflüssen überlagert. Besonders bemerkenswert ist, daß den witterungsbedingten, langfristigen Luftdruckschwankungen eine höherfrequente Schwingung überlagert wird, die sich eindeutig als Gezeitenwirkung der Sonne (halb- und ganztägige solare Welle) identifizieren ließ (vgl. Abb. 47).

Die geohydraulische Auswertung beschränkt sich nachfolgend auf die Absenkung und den Wiederanstieg im Entnahmebrunnen. Beide Vorgänge wurden zusammen in einem Diagramm halblogarithmisch aufgetragen (Abb. 37). Die Kurven verlaufen exakt zentralsymmetrisch und zeigen übereinstimmend folgende hydraulische Kennzeichen:

- der Kurvenbeginn wird jeweils vom Effekt der Brunnen-speicherung geprägt
- die übrigen Meßdaten ergeben jeweils zwei Geradenabschnitte, deren Steigungen sich wie 1 : 2 verhalten. Absenkung und Wiederanstieg verlaufen parallel. Diese Beobachtungen folgen den Gesetzmäßigkeiten des BERKALOFF-Modells; auch die hydrogeologischen Befunde erlauben seine Anwendbarkeit.

Aus den Geradenabschnitten ergeben sich nach Gleichung (6.17) und (6.19) insgesamt vier Transmissivitätswerte für die Leitschicht (Einzelwerte vgl. Abb. 37). Der Mittelwert beträgt $\bar{T} = 1,3 \cdot 10^{-2}$ m²/s. Aus dem vertikalen Abstand der Geraden läßt sich der durch den Skin verursachte Absenkungsverlust direkt mit $\Delta s_{\text{Skin}} = 7,2$ m ablesen. Nach Gleichung (6.9) errechnet sich hiermit der Skinfaktor zu:

$$s_F = 2\pi T \Delta s_{\text{Skin}} / Q$$

$$= (2\pi \cdot 1,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s} \cdot 7,2 \text{ m}) / (0,048 \text{ m}^3/\text{s}) \approx 12,3$$

Für die Berechnung des Speicherkoeffizienten der Speicherschicht S' nach Gleichung (6.20) benötigt man den skinfreien Absenkungsverlauf, den die Wiederanstiegs-kurve repäsentiert. Aus dem Schnittpunkt der Wiederanstiegs-kurve mit $s = 0$ und der Projektion auf die Förderzeit-skala ergibt sich $t_S' = 5,8 \cdot 10^{-3}$ h und damit $S' = 2,9 \cdot 10^{-2}$. Der Schnittpunkt der beiden Geraden liefert nach Gleichung (6.21) in Verbindung mit dem ermittelten Speicherkoeffizienten S' den Leakagefaktor:

$$k_l'/H' = 0,56 \cdot S'/t_2 = 0,56 \cdot 2,9 \cdot 10^{-2} / 0,17 \text{ h}$$

$$= 2,7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Damit sind die wesentlichen Parameter des Modellsystems bestimmt.

Nach den vorliegenden Erfahrungen kann das BERKALOFF-Modell in zahlreichen Fällen auf die mächtigen verkarsteten Grundwasserleiter des Weißjuras übertragen werden, bei denen die Hauptwasserzutritte auf einzelne Horizonte beschränkt sind.

In jedem Fall bleibt jedoch zu prüfen, ob sich der festgestellte Absenkungsverlauf nicht auf eine hydraulisch wirksame Barriere zurückführen läßt. Beim vorstehenden Beispiel müßte man dafür annehmen, daß die Transmissivität doppelt so hoch ist und daß sich in nur 25 m Entfernung eine ausgedehnte, vollkommen dichte Barriere befindet. Dagegen sprechen der zentralsymmetrische Verlauf beider Kurven und der geologische Befund.

6.5.5.4 Zwei-Porositäts-Systeme

Der Begriff „Zwei-Porositäts-System“ wurde von BARENBLATT et al. (1960) eingeführt. Diese Modellvorstellung geht davon aus, daß in einem Aquifer zwei statistisch zufällig verteilte Porositäten, der Gesteinstrennflächen und der Gesteinsmatrix, existieren. Die hydraulische Leitfähigkeit der Trennflächen ist größer als die der Matrix, so daß letztere über Leakage (sogenannte Interporosity Flow) die Trennfläche und diese den Brunnen speist. In hydraulisch vergleichbarer Weise sind das „Würfelmodell“ von WARREN & ROOT (1963) und das „Plattenmodell“ von KAZEMI (1969) zu verstehen, wobei aus dem letzteren der Spezialfall des Modells der Leit- und Speicherschicht hervorgeht (vgl. Kap. 6.5.4.2). Abb. 38 zeigt Schemata dieser drei Modelle mit einer halblogarithmisch aufgetragenen Absenkungskurve (vgl. Abb. 22).

Die Näherungslösung von WARREN & ROOT (1963) für die Absenkung weist im halblogarithmischen Auftrag

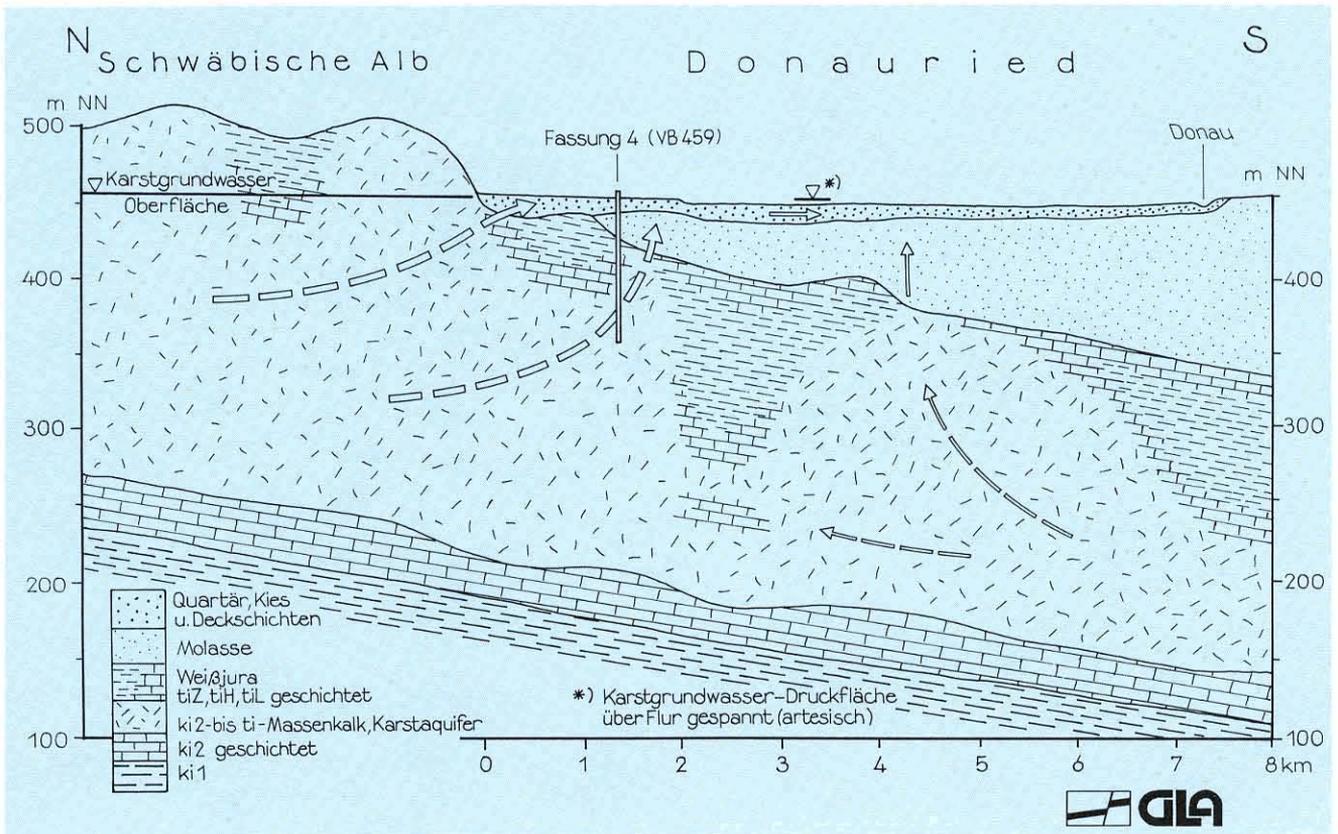


Abb. 36: Schematischer hydrogeologischer Nord-Süd-Schnitt von der Schwäbischen Alb durch das Donauried

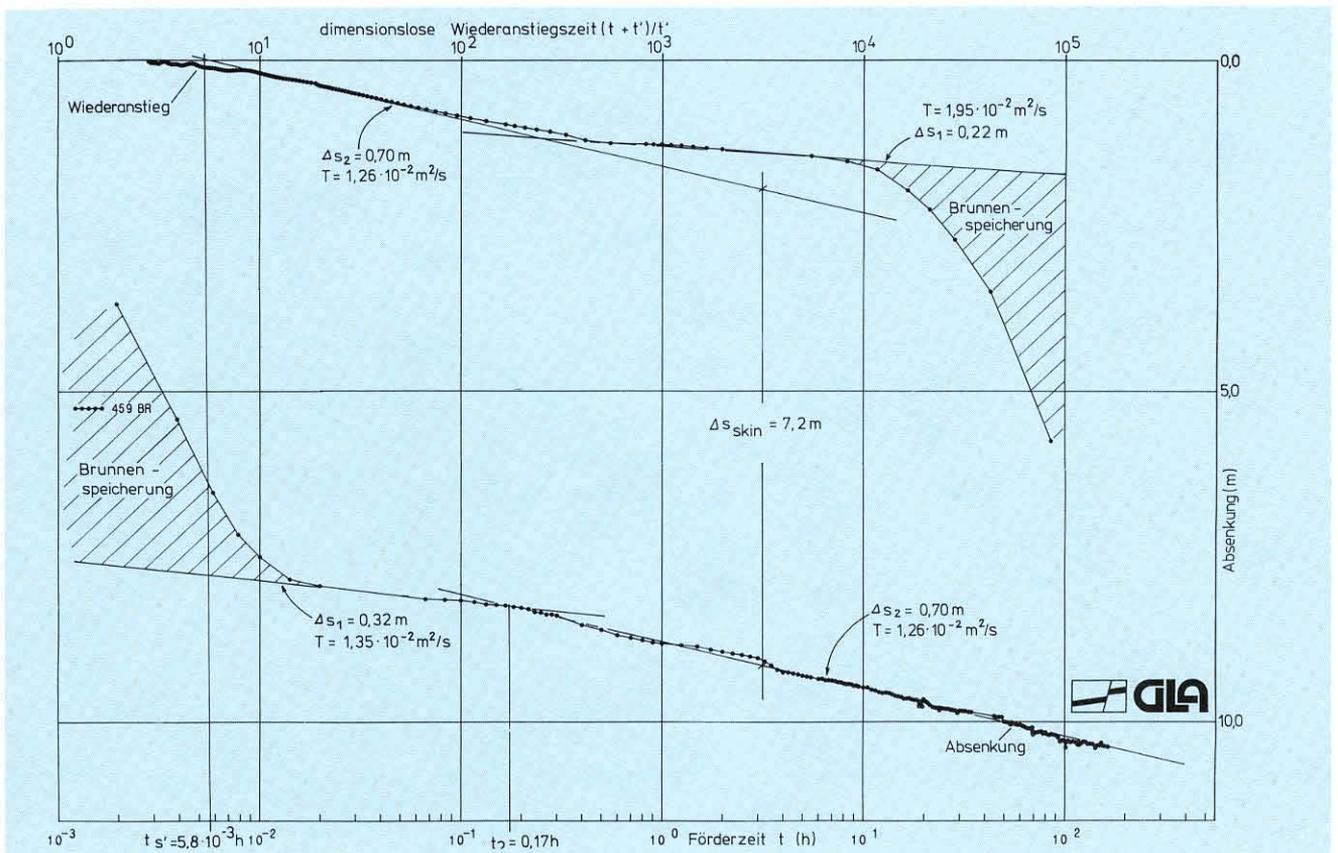


Abb. 37: Pumpversuch Langenau; halblogarithmische Darstellung der Absenkung und des Wiederanstiegs

im Idealfall zwei parallele Geraden auf (Abb. 38 d), die durch einen mehr oder weniger horizontalen Abschnitt miteinander verbunden sind. Dieser Absenkvverlauf ergibt sich folgendermaßen:

- erster Geradenabschnitt: ausschließliche Reaktion der gut durchlässigen Trennflächen
- mittlerer Abschnitt: Reaktion der die Trennflächen speisenden Gesteinsmatrix
- zweiter Geradenabschnitt: radiales Fließen innerhalb des Gesamtsystems; der Einfluß der Matrix tritt im Vergleich zu der Leitfähigkeit der Trennflächen zurück.

Diese Dreigliederung der Absenkungskurve ist im wesentlichen von zwei Parametern abhängig:

- Austauschkoefizient λ : Er beschreibt die Austauschbarkeit des Wassers zwischen Matrix (Index m) und Trennflächen (Index f) mit einem die Geometrie der Matrixblöcke kennzeichnenden Parameter α

$$\lambda = \alpha r_w^2 k_{f(m)} / k_{f(f)} \quad (6.22)$$

- Speicherverhältnis ω : Es gibt das Verhältnis des spezifischen Speicherkoeffizienten der Trennflächen zu dem des Gesamtsystems an

$$\omega = S_{s(f)} / (S_{s(m)} + S_{s(f)}) \quad (6.23)$$

Zur Definition des spezifischen Speicherkoeffizienten S_s vergleiche Tab. 2 oder Kap. 2.2.3.

Aus der Steigung der beiden Geraden erhält man das Produkt aus Trennflächendurchlässigkeit $k_{f(f)}$ und Aquifermächtigkeit H, was der Transmissivität des Gesamtsystems entspricht.

$$k_{f(f)} H = \frac{2,303 Q}{2 \pi m} \quad (6.24)$$

In dieser Gleichung ist m die Steigung der Geraden.

$$m = \Delta s / \Delta \lg t \quad (6.25)$$

Aus dem Schnittpunkt t_0 der ersten Geraden mit dem Ruhewasserstand ($s=0$) erhält man das Produkt aus spezifischem Speicherkoeffizienten des Trennflächensystem $S_{s(f)}$ und der Aquifermächtigkeit:

$$S_{s(f)} H = \frac{2,25 k_{f(f)} \cdot H \cdot t_0}{r_w^2} \quad (6.26)$$

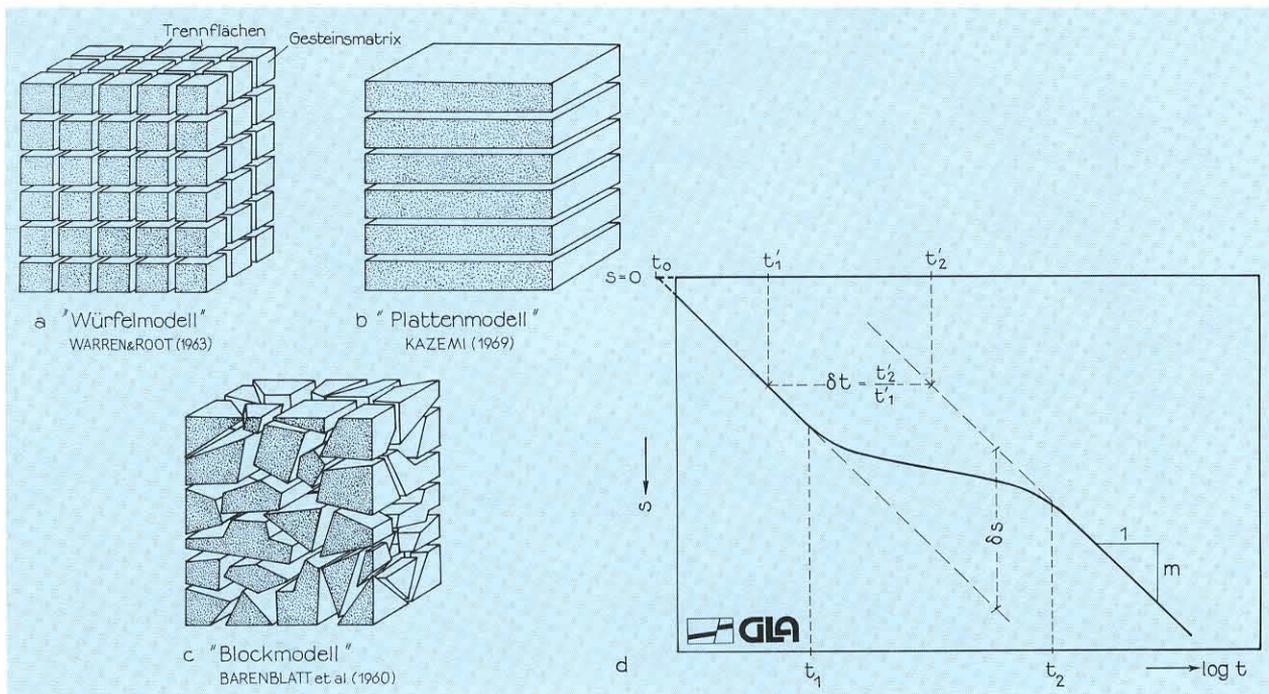


Abb.38:Schema der gebräuchlichsten Zwei-Porositäts-Modelle mit einem idealen Absenkungsverlauf im halb-logarithmischen Diagramm

Die Gleichungen (6.24) und (6.25) entsprechen denjenigen des JACOBSchen Geradenlinienverfahrens. Nach Abb. 38 dauert der erste Geradenabschnitt bis zum Zeitpunkt t_1 . Es gilt

$$t_1 = \frac{\left[S_{s(m)} + S_{s(f)} \right] r_w^2}{k_{f(f)}} \cdot \frac{\omega(1-\omega)}{3,6 \lambda} \quad (6.27)$$

Der anschließende mittlere Datenabschnitt geht ab dem Zeitpunkt t_2 in die zweite Gerade über:

$$t_2 = \frac{\left[S_{s(m)} + S_{s(f)} \right] r_w^2}{k_{f(f)}} \cdot \frac{(1-\omega)}{1,3 \lambda} \quad (6.28)$$

Aus dem vertikalen Abstand δs der beiden Geradenäste kann das Speicherverhältnis ω berechnet werden:

$$\omega = 10^{-\delta s/m} \quad (6.29)$$

wobei „m“ nach Gleichung (6.25) ermittelt wird.

Aus dem Verhältnis des horizontalen Abstandes δt der beiden Geradenäste (Abb. 38) kann das Speichervermögen des Gesamtsystems nach folgenden Gleichungen berechnet werden:

$$\lg \delta t = \lg t_2' - \lg t_1' \quad (6.30)$$

$$\delta t = \frac{t_2'}{t_1'}$$

$$\left[S_{s(m)} + S_{s(f)} \right] \cdot H = \delta t \cdot S_{s(f)} \cdot H \quad (6.31)$$

Bei bekannter Aquifermächtigkeit kann mit Hilfe von Gleichung (6.26) der spezifische Speicherkoeffizient der Matrix ermittelt werden:

$$S_{s(m)} = \delta t \cdot H S_{s(f)} - S_{s(f)} \quad (6.32)$$

Der Austauschkoefizient λ läßt sich außer mit Gleichung (6.22) aus den beiden Zeitpunkten t_1 und t_2 nach folgenden Gleichungen ermitteln:

$$\lambda = \frac{S_{s(f)} \cdot r_w^2}{\gamma k_{f(f)} \cdot t_1} \quad (6.33a)$$

$$\lambda = \frac{\left[S_{s(f)} + S_{s(m)} \right] r_w^2}{\gamma k_{f(f)} \cdot t_2} \quad (6.33b)$$

Dabei ist $\gamma = 1,781$. In $1,781 = 0,5772$ ist die Eulersche Konstante.

Da der Koeffizient λ den Austausch zwischen Trennflächen und Matrixsystem beschreibt, bilden sich beide Geradenäste nur dann aus, wenn sich λ in der Größenordnung von $10^{-4} \dots 10^{-7}$ bewegt.

Größere λ -Werte sind eine Folge zu hoher Matrixdurchlässigkeit, so daß Trennflächen und Matrix quasi gleichzeitig reagieren. Der erste Geradenast stellt sich nicht ein.

Kleinere λ -Werte zeigen eine sehr geringe Matrixdurchlässigkeit an; der zweite Geradenabschnitt könnte sich erst nach sehr langen Pumpzeiten ausbilden. Dieser zweite Geradenabschnitt wird in der Praxis deshalb kaum beobachtet, weil das Verhältnis der Durchlässigkeiten zwischen Matrix- und Trennflächen in den meisten Festgesteinsaquiferen sehr klein ist. Darüber hinaus wird vor allem der erste Geradenabschnitt von Effekten der Brunnenspeicherung überlagert, wie das nachstehende Beispiel zeigt.

Beispiel: Grundwassererschließung im Buntsandstein bei Simmozheim, Lkr. Calw

Der 75 m tiefe Brunnen hat unter 5 m mächtigen Talablagerungen 28 m Oberen Buntsandstein durchteuft und das Hauptkonglomerat des Mittleren Buntsandsteins angetroffen. Der Hauptwasserzutritt erfolgt in der Filterstrecke zwischen 34 und 74 m u. Gel. Beim 23stündigen Pumpversuch wurden $Q = 6$ l/s entnommen.

Der halblogarithmische Auftrag in Abb. 39 zeigt einen starken Einfluß der Brunnenspeicherung. Sie errechnet sich nach Gleichung (6.10b) zu

$$C = \frac{r_w^2 \pi}{Q \cdot g} = \frac{(0,175 \text{ m})^2 \pi}{10^3 \text{ kg/m}^3 \cdot 9,81 \text{ m/s}^2}$$

$$= 9,81 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \cdot \text{Pa}^{-1}$$

Aus Gleichung (6.11) ergibt sich ihre Dauer bei einem angenommenen Skinfaktor von $s_F = 0,0$ zu:

$$t_B = \frac{30 r_w^2}{k_{\lambda(f)} \cdot H} = \frac{30 \cdot (0,175)^2}{5,24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}} = 29 \text{ min}$$

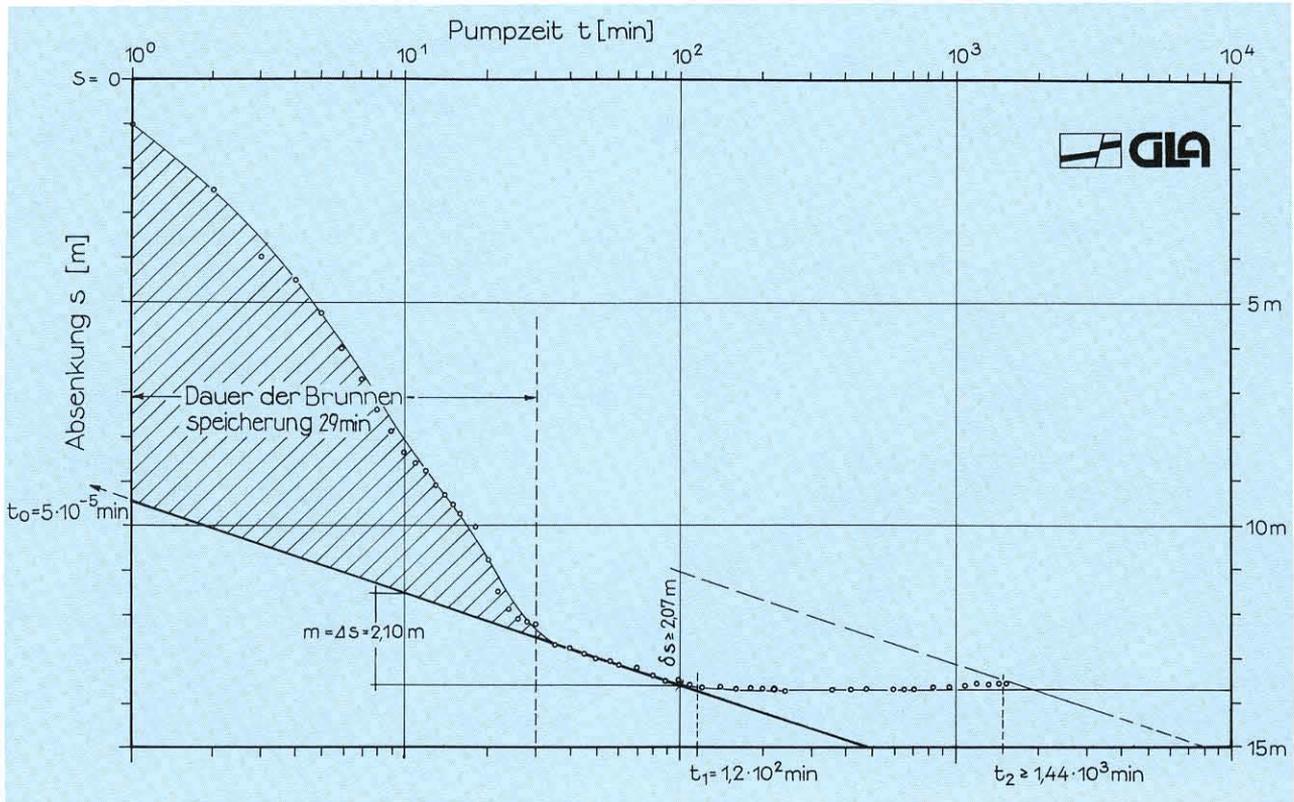


Abb. 39: Halblogarithmische Auswertung des Absenkvorgangs – Pumpversuch Simmozheim (31.5. – 1.6.73)

Dies stimmt mit den Meßdaten in Abb. 39 überein. Aus der Steigung des kurzen Geradenabschnittes wurde die Transmissivität des Gesamtsystems zu $k_{f(f)} \cdot H = 5,24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ermittelt. Sein Schnittpunkt mit dem Ruhewasserstand ($t_0 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ min}$) ergibt nach Gleichung (6.26) einen Speicherkoeffizienten für die Trennflächen bzw. Klüfte von:

$$S_{s(f)} \cdot H = 1,63 \cdot 10^{-6}$$

Da die erste Absenkungskurve ab dem Zeitpunkt $t_1 = 1,2 \cdot 10^2 \text{ min}$ die halblogarithmische Gerade verläßt und frühestens nach $t_2 = 1,44 \cdot 10^3 \text{ min}$ wieder in die zweite Gerade übergehen kann, ist $\delta s \geq 2,07 \text{ m}$. Zusammen mit der Geradensteigung ($m = 2,10 \text{ m}$) ergibt sich das Speicher Verhältnis ω nach Gleichung (6.29) zu:

$$\omega = 10^{-\delta s/m} \leq 1,03$$

Das Speichervermögen des Gesamtsystems läßt sich nach den Gleichungen (6.30) und (6.31) ermitteln. Im vorliegenden Beispiel ist das Verhältnis des horizontalen Abstandes der beiden Geradenäste $\delta t \geq t_2/t_1 = t_2/t_1$, so daß gilt:

$$\begin{aligned} [S_{s(m)} + S_{s(f)}] \cdot H &\leq S_{s(f)} \cdot H \cdot \delta t = S_{s(f)} \cdot H \frac{t_2}{t_1} \\ &\leq 1,96 \cdot 10^{-5} \end{aligned}$$

Daraus errechnet sich der Speicherkoeffizient der Matrix zu:

$$\begin{aligned} S_{s(m)} \cdot H &= [S_{s(m)} + S_{s(f)}] \cdot H - S_{s(f)} \cdot H \\ &\leq 1,79 \cdot 10^{-5} \end{aligned}$$

Ein Vergleich der Speicherkoeffizienten zwischen Kluft ($S_{s(f)}$) und Matrix ($S_{s(m)}$) zeigt, daß das Speichervermögen des Aquifers im wesentlichen auf die Matrixeigenschaften beschränkt ist.

Eine Ermittlung des Austauschkoefizienten nach Gleichung (6.22) ist nicht praktikabel, da für den Geometrieparameter α keine entsprechenden Werte vorliegen. Nach Gleichung (6.33a) berechnet sich der Austauschkoefizient zu:

$$\lambda = \frac{S_{s(f)} \cdot H \cdot r_w^2}{\gamma k_f(f) \cdot H \cdot t_1}$$

$$= \frac{1,63 \cdot 10^{-6} (0,175 \text{ m})^2}{1,78 \cdot 5,24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s} \cdot 1,2 \cdot 10^2 \text{ min}} = 7,4 \cdot 10^{-9}$$

Aufgrund der vorgegebenen Versuchsdauer wurde bei diesem Beispiel lediglich der erste Geradenabschnitt und der Übergang in den „mittleren Abschnitt“ ermittelt. Daraus lassen sich folgende Parameter berechnen:

- Brunnenspeicherung: $C = 9,81 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{Pa}$
- Dauer der Brunnenspeicherung: $t_B = 29 \text{ min}$
- Transmissivität des Kluftsystems:
 $k_f(f) \cdot H = 5,24 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$
- Speicherkoefizient des Kluftsystems
 $S_{s(f)} \cdot H = 1,63 \cdot 10^{-6}$
- Austauschkoefizient:
 $\lambda = 7,4 \cdot 10^{-9}$

Unter der Annahme, daß unmittelbar nach Versuchsende der zweite Geradenabschnitt eingesetzt hätte, würden sich folgende weitere Parameterabschätzungen ergeben:

- Speicherverhältnis:
 $\omega \leq 1,03$
- Speicherkoefizient des Gesamtsystems
 $(S_{s(m)} + S_{s(f)}) \cdot H \leq 1,96 \cdot 10^{-5}$
- Speicherkoefizient der Matrix
 $S_{s(m)} \cdot H \leq 1,79 \cdot 10^{-5}$

Daraus ist zu vermuten, daß die Speicherfähigkeit des Gesamtsystems im wesentlichen auf derjenigen der Gesteinsmatrix basiert ($S_{s(f)} \leq 10 \cdot S_{s(m)}$), was mit den geologischen Beobachtungen für die Matrixporosität des Hauptkonglomerats übereinstimmt. Eine Abschätzung des α -Wertes zur Ermittlung des Durchlässigkeitsverhältnisses zwischen Kluft- und Matrixsystem könnte allenfalls über Kernbohrungen und optische Bohrlochvermessungen (Kamera, Televiwer) versucht werden.

6.5.5.5 Endlich dimensionierte Klüfte

In Bohrungen im Kristallin oder in dickbankigen Sedimentgesteinen beschränkt sich die Grundwasserführung oft auf eine einzige Kluft, Kluftzone oder Schichtfläche. Auch die Stimulation durch Drucksäuerung oder hydraulisches Aufpressen (Fracen) aktiviert häufig einzelne, endlich dimensionierte Klüfte. Die zugehörigen Absenkkurven lassen sich durch die Annahme eines negativen Skineffekts si-

mulieren. In der Literatur gibt es zahlreiche Modelle für endlich dimensionierte Klüfte, von denen als Grundtypen die Modelle für Horizontal- und Vertikalkluft zu nennen sind.

Eine Vertikalkluft wird durch ihre Kluftthalblänge $x_{(t)}$, eine Horizontalkluft durch ihren Kluftradius $r_{(t)}$ gekennzeichnet. Die Öffnungsweite der Klüfte wird mit $w_{(t)}$ bezeichnet. Im Idealfall können die Fließperioden im Verlauf eines einzigen Absenkungsvorganges unterschieden werden. In Tab. 6 sind die wichtigsten Gleichungen des Absenkungsverlaufs innerhalb der einzelnen Fließperioden in einer Horizontal- bzw. Vertikalkluft zusammengestellt.

Die Steigungen (m) bei doppellogarithmischem Auftrag der Absenkungsdaten und die Zeitpunkte (t) des Beginns und Endes der einzelnen Fließperioden werden durch die Gleichungen (6.34) – (6.42) beschrieben. Aus diesen können die Aquiferparameter berechnet werden. Zu Beginn der Absenkung wird zunächst das in der Kluft gespeicherte Wasser gefördert. In einer horizontalen Kluft sind die Strömungsverhältnisse radialsymmetrisch, so daß diese Fließperiode (**Speicherperiode**) mit der Brunnenspeicherung vergleichbar ist, vgl. Gleichungen (6.10). Im doppellogarithmischen Datenauftrag hat dieser Geradenabschnitt deshalb die Steigung $m = 1$. Bei einer vertikalen Kluft fehlt dieser Abschnitt, da sofort die **lineare Fließperiode** mit der Steigung $m = 0,5$ eintritt. Mit steigender Förderzeit speist der Aquifer senkrecht in die Hauptkluft ein, so daß für diese Periode **bilineare Strömungsbedingungen** entstehen und die Meßdaten der Steigung $m = 0,25$ entsprechen. Unter den Strömungsbedingungen einer Horizontalkluft ist diese Periode nicht entwickelt. Im Anschluß daran tritt bei einer Vertikal- und Horizontalkluft die **kluftvertikale Fließperiode** mit der Steigung $m = 0,5$ auf, an die sich dann die gemeinsame **pseudoradiale Fließperiode** anschließt, die bei einem halblogarithmischen Datenauftrag einer Geraden entspricht (Abb. 19).

Beispiel: Pumpversuch Mühlhalde im Stubensandstein Reichenbach/Fils, Lkr. Eßlingen

Der Brunnen Mühlhalde erschließt durch eine 78 m tiefe Bohrung mineralisiertes Grundwasser aus dem Stubensandstein (Abb. 40). Der Bohransatzpunkt befindet sich im Bereich der nördlichen Randverwerfung des Fildergrabensystems, auf das die in der Bohrung angefahrenen Störungen zurückgeführt werden. Während des Abteufens der Bohrung mit dem Inlochhammer mit Preßluftspülung wur-

Tab. 6: Übersicht der einzelnen Fließperioden bei Kluffmodellen

Fließperiode	Vertikalkluft	Horizontalkluft
1) Speicherperiode ($m = 1,0$)		$t_{bE} = 1/20 \dots \dots \dots (6.34a)$ $s = \frac{Q \cdot H}{S} t \dots \dots \dots (6.34b)$
2) lineare Fließperiode ($m = 0,5$)	$s = \frac{Q}{W(\phi)} \sqrt{\frac{S(\phi)}{\pi T(\phi)}} t \dots \dots \dots (6.35)$	
3) bilineare Fließperiode ($m = 0,25$)	$t_{bE} = 0,1 \left(\frac{T X(\phi)}{T(\phi) W(\phi)} \right)^2$	für: $\frac{T(\phi) W(\phi)}{T X(\phi)} > 1,6 \dots \dots (6.36a)$
	$t_{bE} = \left(4,55 \sqrt{\frac{T X(\phi)}{T(\phi) W(\phi)} - 2,5} \right)^{-4}$	für: $\frac{T(\phi) W(\phi)}{T X(\phi)} \leq 1,6 \dots \dots (6.36b)$
	$s = \frac{2,45 Q}{2 \pi} (T(\phi) W(\phi))^2 (S T)^{-4} \sqrt[4]{t} \dots \dots \dots (6.36c)$	
4) Übergangsperiode ($m = 0,5$)	$t_{bA} = 0,06 \left[\frac{T(\phi) W(\phi)}{T X(\phi)} \right]^{-1,39}$	$\dots \dots \dots (6.37a)$
	$t_{bE} = 0,016$	$\dots \dots \dots (6.37b)$
	$s = \frac{Q}{2 X(\phi)} \sqrt{\frac{1}{S T \pi}} t \dots \dots \dots (6.37c)$	
5) Pseudoradiale Fließperiode (halblog. Gerade)	$t_{bA} = 5 \exp \left\{ -0,5 \left(\frac{T(\phi) W(\phi)}{T X(\phi)} \right)^{0,6} \right\}$	für: $\frac{T(\phi) W(\phi)}{T X(\phi)} \geq 1 \dots \dots (6.39)$
dimensionslose Zeit	$t_b = \frac{T(\phi) t}{S X(\phi)^2} \dots \dots \dots (6.41)$	$t_b = \frac{T(\phi) t}{S X(\phi)^2} \dots \dots \dots (6.42)$

m – Steigung des doppellogarithmisch aufgetragenen Absenkungsverlaufs; t_{bA} – Beginn der jeweiligen Fließperiode; t_{bE} – Ende der jeweiligen Fließperiode

den die ausgeblasenen Wassermengen wiederholt exakt gemessen, um die unterschiedlich mineralisierten Wasserzutritte gegeneinander abgrenzen zu können. Die anschließenden Flowmeter-Messungen stimmen mit den Ergebnissen der Ausblasmessungen überein (Abb. 40). Rund 75 % des Wasserandrangs stammen aus dem klüftigen Sandsteinhorizont zwischen 44 und 52 m.

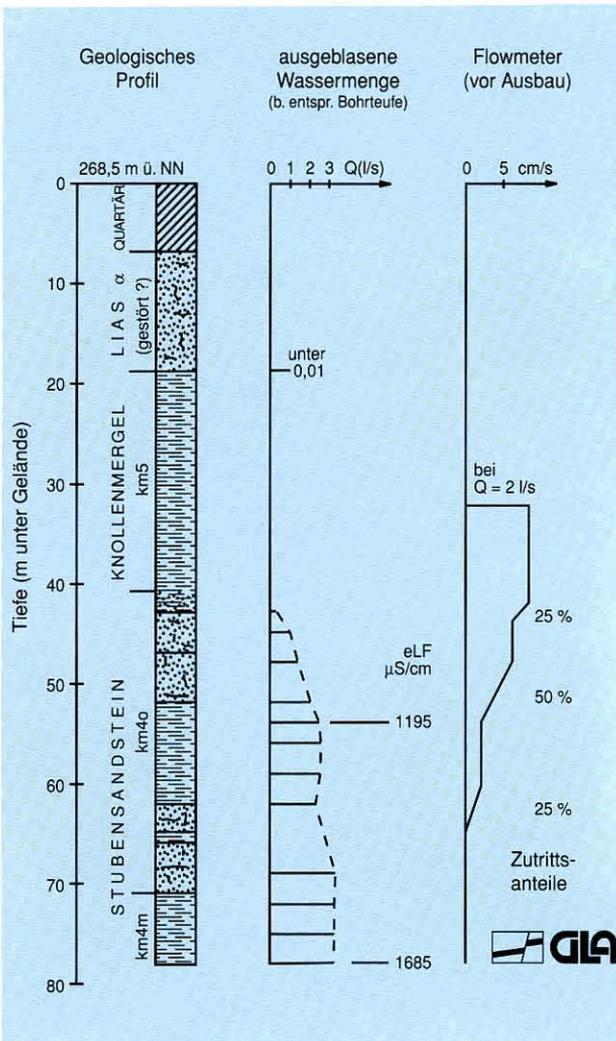


Abb. 40: Geologisches Profil und Zuflüsse des Tiefbrunnens im Gewann Mühlhalde (Messungen Büro Dr. WIECK)

Bei einem 96stündigen Pumpversuch konnte die Förderate von 2 l/s nur bis zur 31. Stunde konstant gehalten werden, danach fiel sie bis auf 1,6 l/s ab. Aus diesem Grund wurde nur die Absenkungsphase bis zu diesem Zeitpunkt ausgewertet. Die Meßpunkte der doppellogarithmisch aufgetragenen Absenkungskurve (Abb. 41) ordnen sich im mittleren Teil deutlich auf einer Geraden mit $m = 0,5$ an. Die Auftragung nach der zweiten Wurzel der Zeit bestätigt, daß die Meßdaten bis zum Zeitpunkt $t = 4,3$ h auf einer Geraden

liegen (Abb. 42), was auf ein Kluffmodell hinweist. In Abb. 43 erkennt man, daß die pseudoradiale Fließperiode ab $t = 14$ h einsetzt. Es ist darauf hinzuweisen, daß der Meßzeitraum vor diesem Zeitpunkt aufgrund seiner langen Dauer keineswegs allein von der Brunnenspeicherung beeinflusst sein kann.

Ein Vergleich der doppellogarithmisch aufgetragenen Meßdaten mit den Typkurven des horizontalen und vertikalen Kluffmodells hat ergeben, daß sie sich nur dem horizontalen Kluffmodell anpassen lassen. Zur Auswertung ergeben sich für die Koordinaten des Deckungspunktes folgende Gleichungen (GRINGARTEN, 1971):

- dimensionslose Zeit

$$t_D = 10^0 \frac{T_{(r)} t}{S r_{(f)}^2} \tag{6.42}$$

- dimensionslose Absenkung

$$s_D = 10^0 \frac{2\pi T_{(r)} s}{Q} \tag{6.43}$$

- Scharparameter der Typkurve

$$h_D = 5 = \frac{H}{r_{(f)}} \sqrt{\frac{T_{(r)}}{T_{(z)}}} \tag{6.44}$$

- Pumpzeit $t = 3,6 \cdot 10^1$ h = $1,3 \cdot 10^5$ s
- Absenkung $s = 7,5$ m

Aus Gleichung (6.43) wird die Transmissivität für das Kluffsystem zu $T_{(r)} = 4,24 \cdot 10^{-5}$ m²/s errechnet. Aus der halblogarithmischen Geraden der pseudoradialen Fließperiode ergibt sich nach der Auswertung mit dem Geradenlinienverfahren eine Transmissivität zu $T_{(r)} = 3,01 \cdot 10^{-5}$ m²/s (Abb. 43).

Bei der Abschätzung des Speicherkoeffizienten muß von halbgespannten Verhältnissen ausgegangen werden, so daß größenordnungsmäßig ein Wert von $S = 5 \cdot 10^{-3}$ angenommen wird.

Setzt man diesen S-Wert mit der Transmissivität $T_{(r)} = 4,24 \cdot 10^{-5}$ m²/s aus dem Typkurvendeckungsverfahren in Gleichung (6.42) ein, so ergibt sich aus $S r_{(f)}^2 = 5,50$ m² ein rechnerischer Kluffhalbmesser von $r_{(f)} = 33$ m. Aus Gleichung (6.44) erhält man zusammen mit der Mächtigkeit des Sandsteinaquifers von $H = 23$ m

$$T_{(z)} \cdot r_{(f)}^2 = 8,97 \cdot 10^{-4} \text{ m}^4/\text{s}.$$

Die Transmissivität in vertikaler Richtung ergibt sich für einen Kluffhalbmesser von $r_{(f)} = 33$ m zu $T_{(z)} = 8,16 \cdot 10^{-7}$ m²/s. Zusammen mit der Aquifermächtigkeit von $H = 23$ m erhält man die Durchlässigkeiten in vertikaler und horizontaler Richtung zu: $k_{f(z)} = 3,55 \cdot 10^{-8}$ m/s und $k_{f(r)} = 1,84 \cdot 10^{-6}$ m²/s.

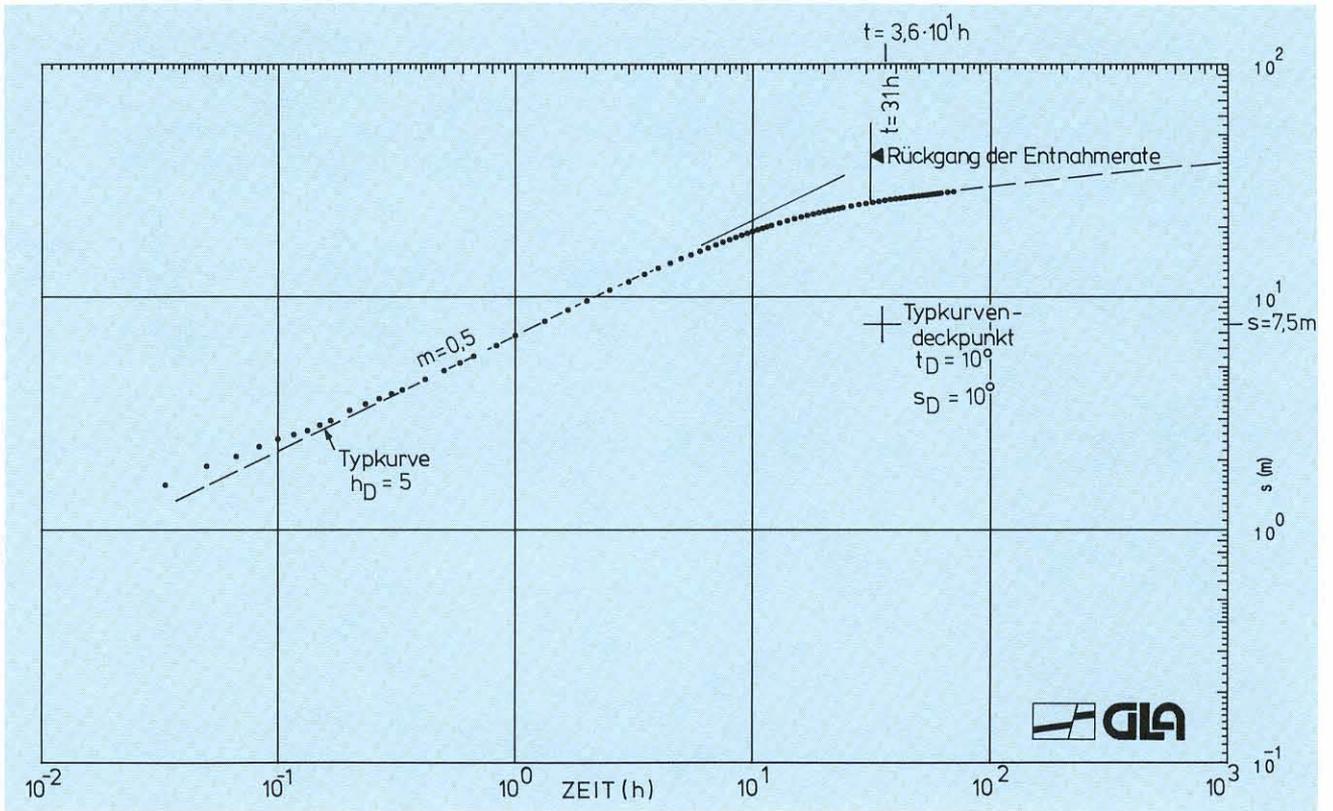


Abb. 41: Tiefbrunnen Mühlhalde, Pumpversuch Simmozheim (31.5.–1.6.73); Doppellogarithmische Darstellung der Absenkung

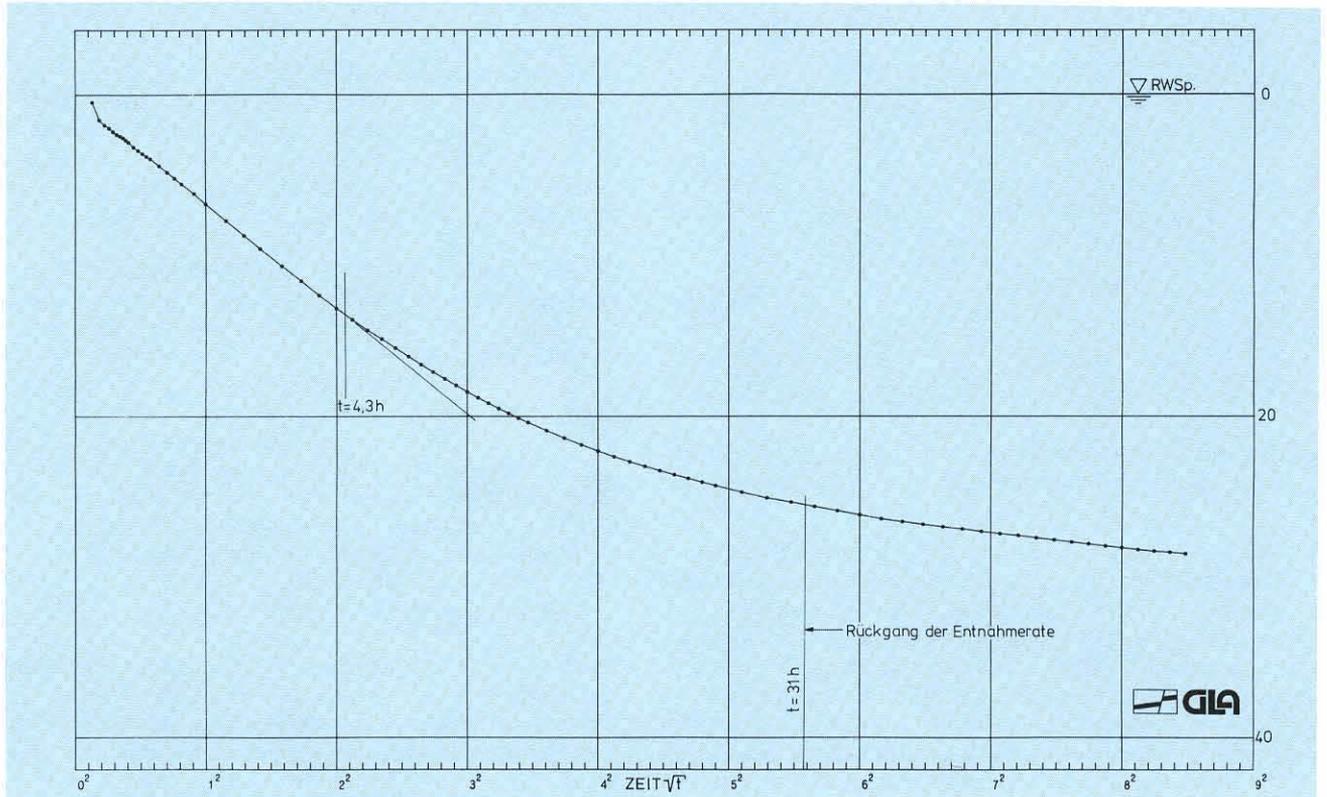


Abb. 42: Tiefbrunnen Mühlhalde, Pumpversuch Simmozheim (31.5.–1.6.73); Darstellung der Absenkung, Quadratwurzel der Zeit

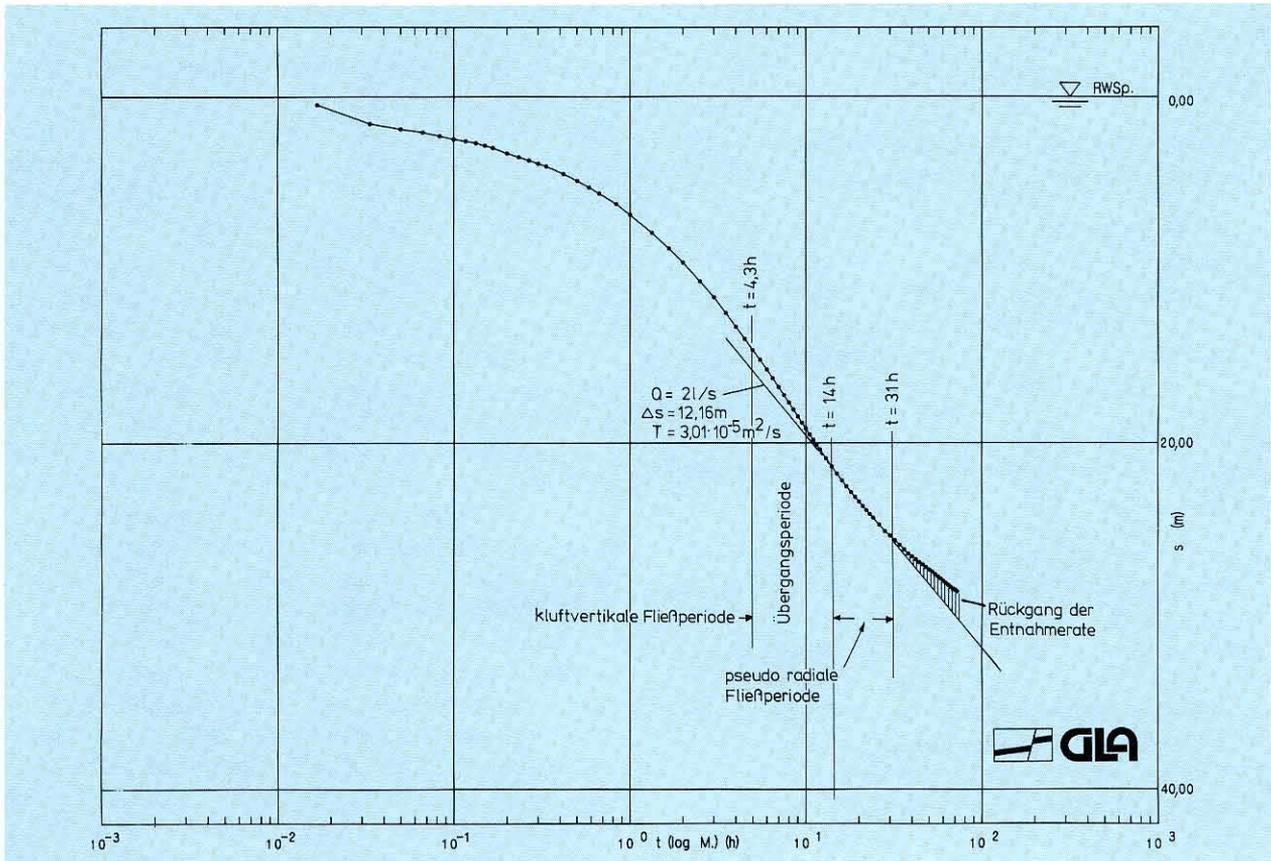


Abb. 43: Tiefbrunnen Mühlhalde, Pumpversuch Simmozheim (31.5.–1.6.73);
Halblogarithmische zeitliche Darstellung der Absenkung

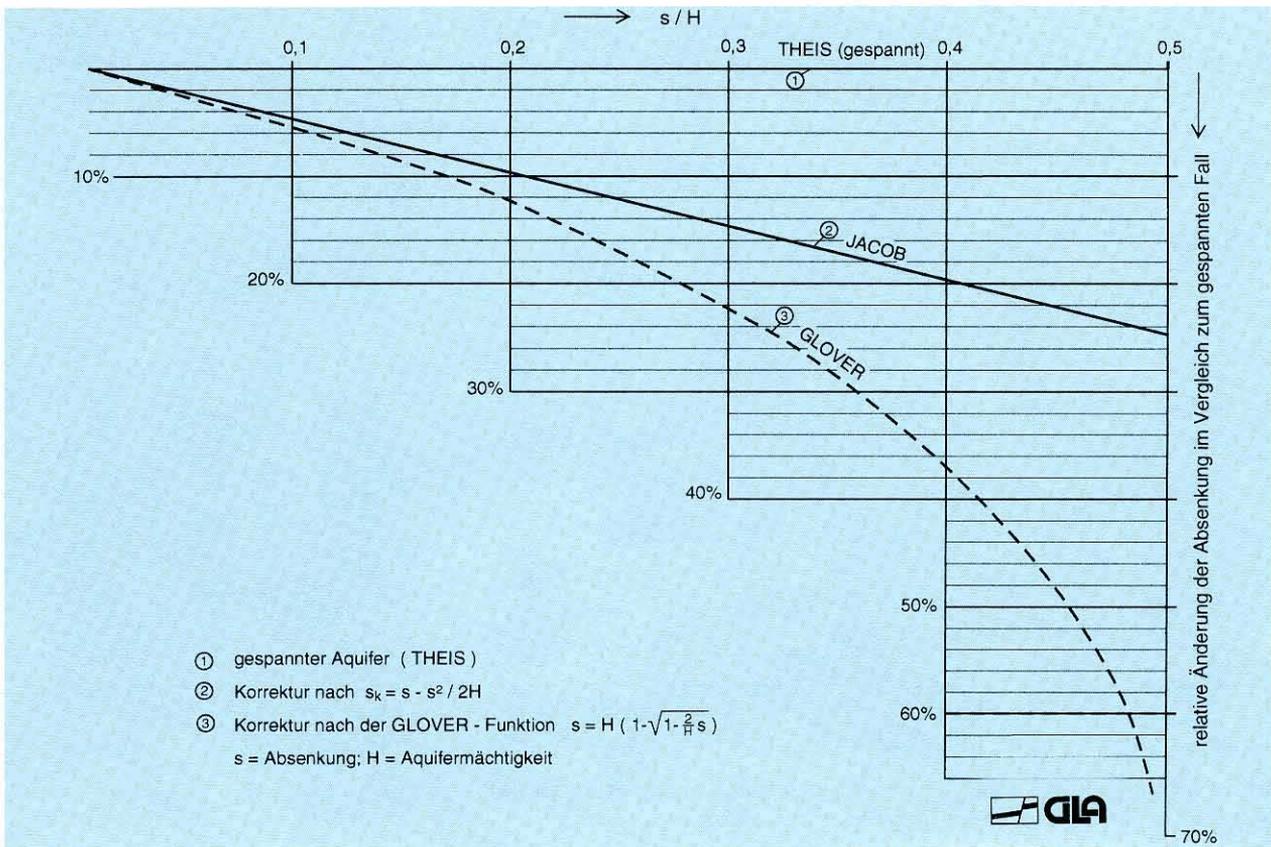


Abb. 44: Auswirkung der Absenkungskorrekturen beim ungespannten Aquifer

7 Weitere hydraulische Untersuchungsverfahren

7.1 Allgemeines

An dieser Stelle sollen Untersuchungsverfahren vorgestellt werden, die sich dadurch auszeichnen,

- daß sie mit geringem Aufwand durchzuführen sind
- daß sie kurze Versuchszeiten beanspruchen
- daß sie in großer Anzahl in einem Untersuchungsgebiet durchgeführt werden können
- daß sie unter Aufrechterhaltung des Versorgungsbetriebs durchgeführt werden können.

Mit Hilfe dieser Versuche ist es möglich, hydraulische Parameter zumindest größenordnungsmäßig abzuschätzen.

Es wird darauf hingewiesen, daß nachstehend vorwiegend Verfahren genannt werden, die sich für die Untersuchung von durchlässigen Aquiferen zur Trinkwassererschließung eignen. Verfahren, die vorwiegend in Geringleitern oder geologischen Barrieren Anwendung finden, sind im Abschlußbericht des Forschungsberichts „Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien“ des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg beschrieben.

7.2 Wasserdurchlässigkeitstests

Die einfach durchzuführenden und auszuwertenden WD-Tests werden bevorzugt bei ingenieurgeologischen Fragestellungen angewandt. Üblicherweise wird dazu eine große Anzahl solcher Tests durchgeführt, um die Durchlässigkeit des anstehenden Gesteinsverbands an vielen Stellen zu prüfen.

Bei WD-Tests wird in einem abgepackerten Bohrlochabschnitt von 1 – 5 m Wasser eingepreßt. Dabei sollen Umläufigkeiten des Packers bei der Abpressung vermieden werden. Zur Versuchsdurchführung wird auf HEITFELD (1979), MAINI et al. (1972), EWERT (1977) oder RISSLER (1977) verwiesen.

Die bei den einzelnen Druckstufen in das Gebirge eintretende Wassermenge wird registriert und daraus die Aufnahmemenge pro Zeiteinheit für einen einheitlichen Druck berechnet. Die Aufnahmemengen können sowohl überproportional (Abb. 45 b) als auch unterproportional (Abb. 45 a, c) mit dem Druck zunehmen. Bei einer überproportionalen Zunahme wächst die Injektionsrate in das Gebirge pro Drucksteigerung (konvexer Kurvenverlauf in Abb. 45 b). In diesem Falle nimmt die Durchlässigkeit des Gebirges z. B. durch elastische Verformung, durch Aufbrechen oder durch Ausspülungen zu. Bei unterproportionaler Zunahme der Injektionsrate werden entweder Reibungsverluste und Fließwiderstände während der Injektionsphase größer, oder der getestete Gebirgshohlraum ist sehr eng begrenzt. Abb. 45 a repräsentiert ein Beispiel ohne Veränderung der Durchlässigkeit. Der Kurvenverlauf in Abb. 45 c zeigt, daß entweder das Gebirge abgedichtet oder ein isolierter Gebirgshohlraum getestet worden ist.

Wegen der mechanischen und hydraulischen Vorgänge, die bei einem WD-Test auftreten können, ist die Ermittlung von k_f -Werten aus WD-Tests umstritten. Wird ein WD-Test mit konstanter Injektionsrate über einen längeren Zeitraum (Stundenbereich) gefahren und wurde durch den Einpreßdruck weder eine Gebirgsverformung noch ein Aufbrechen oder

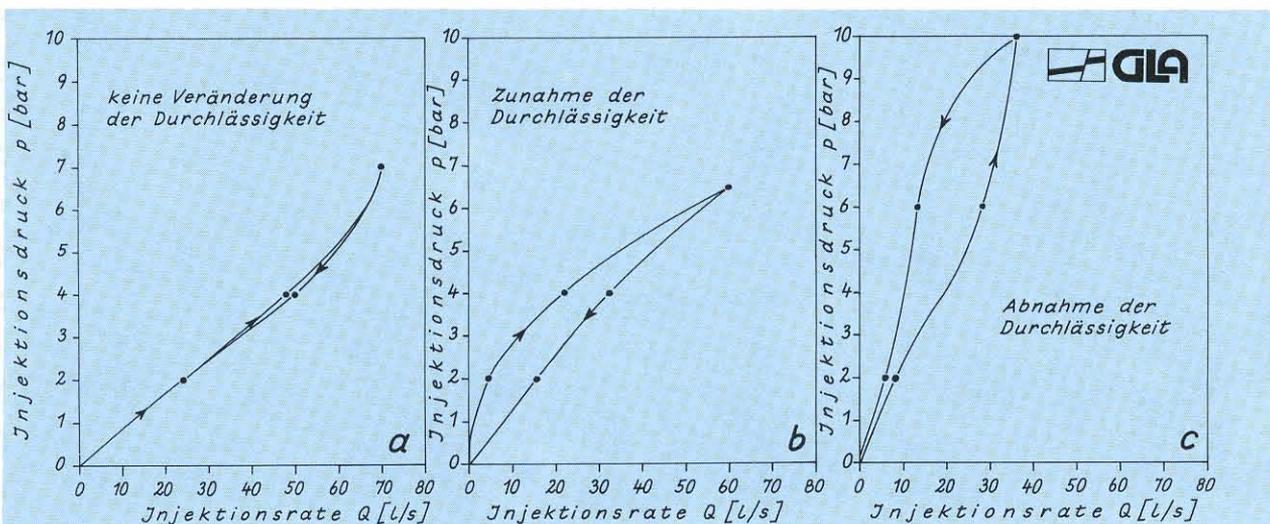


Abb. 45: Diagramme von WD-Tests in Injektionsbohrungen bei der Talsperre „Kleine Kinzig“
 Dargestellt sind verschiedene Druck-Injektionsrate-Beziehungen

Ausspülen verursacht, dann ist ein solcher Versuch wie ein Pumpversuch (Kap. 6) auszuwerten. Mögliche Probleme einer Einspeisung von Fremdwasser in den Aquifer sind dabei zu berücksichtigen (Kontaminationen, Veränderungen der Hydrochemie oder Isotopenverhältnisse).

7.3 Schöpf- und Auffüllversuche (Slug-Tests)

Schöpf- und Auffüllversuche (engl. slug-tests) sind besonders für kleinkalibrige Versuchs- oder Aufschlußbohrungen in gering durchlässigen Gesteinen geeignet. Bei diesen Versuchen wird ein bekanntes Wasservolumen möglichst rasch aus einem Bohrloch gepumpt (Schöpfversuch) oder in ein Bohrloch injiziert (Auffüllversuch). Dieser Vorgang kann auch durch einen Verdrängungskörper mit definiertem Volumen im Bohrloch erzielt werden (Bail-Test). In ähnlicher Weise kann mit der Drill-Stem-Test-Garnitur in einem bestimmten Bohrlochabschnitt eine plötzliche Drucksteigerung oder -abnahme erzeugt werden. Aus dem ansteigenden bzw. abfallenden Wasserspiegel (Druck) lassen sich die hydraulischen Parameter des Aquifers sowie Skinfaktor und Brunnen-speicherung ermitteln.

Der abfallende (ansteigende) Wasserspiegel sollte mindestens solange beobachtet werden, bis die Restdifferenz zum Wasserspiegel bei Versuchsbeginn weniger als 30 % der maximalen Wasserspiegeländerung beträgt.

Für den Normalfall gilt folgender Meßturnus:

Zeit seit Versuchsbeginn	Zeitabstand der Messungen
0 – 3 min	alle 30 s eine Messung
3 – 10 min	alle 1 min " "
10 – 30 min	alle 2 min " "
30 – 60 min	alle 5 min " "
60 – 120 min	alle 10 min " "
120 – 240 min	alle 20 min " "
240 – 600 min	alle 40 min " "
bis zum Ende	alle 60 min " "

Für die Auswertung wurden für einen THEIS-Aquifer (homogen, isotrop, unendlich ausgedehnt) Typkurven entwickelt, die auch die Brunnen- und Bohrlochradien berücksichtigen (PAPADOPULUS & COOPER 1967). RAMEY et al. (1975) entwickelten Typkurven,

bei denen zusätzlich der Einfluß des Skins in Form eines wirksamen Brunnenradius berücksichtigt werden kann. In Abb. 46 sind Typkurven und ein Beispiel für die Anwendung des RAMEY-Verfahrens dargestellt. Die Anwendung in Kluftaquifere setzt voraus, daß eine statistisch ausreichende Anzahl von Schichtflächen getestet wird. Dies bedeutet, daß bei massigen Festgesteinen der getestete Gebirgsabschnitt größenordnungsmäßig 50 m lang sein sollte, während bei schichtigen Festgesteinen Abschnitte von 10 m und größer genügen. Die Daten aus der Bohrung Urach 3 (Abb. 46) zeigen im späteren Versuchsabschnitt eine auffallende Abweichung vom Typkurvenverlauf, weil die bohrlochnahen Klüfte durchlässiger sind als die weiter entfernten Klüfte.

7.4 Einschwing- und Gezeitenverfahren

KRAUSS (1977) beschreibt ein anderes Verfahren, um die Durchlässigkeit in gespannten Aquifere zu bestimmen. Dazu wird die Wassersäule im Bohrloch in Schwingung versetzt, indem man mit Preßluft den Wasserspiegel absenkt und die Luft rasch entweichen läßt. Amplitude und Verlauf der angeregten Schwingung hängen im wesentlichen von der Transmissivität und dem Speicherkoeffizienten des Aquifers sowie von seiner Druckhöhe ab.

Die Transmissivität und der Speicherkoeffizient können ferner durch die Analyse seismischer oder durch Gezeiten hervorgerufener Grundwasserstandsschwankungen bestimmt werden. Ein Beispiel für den Einfluß der Gezeiten zeigt Abb. 47. Durch die Anziehungskraft von Mond und Sonne und die dadurch hervorgerufene Fliehkraft wird der Erdkörper elastisch verformt. An den entlasteten Stellen wird der Hohlraumanteil vergrößert, so daß der Wasserspiegel abfällt. Da sich der Erdkörper um seine eigene Achse dreht, fällt und steigt der Wasserspiegel meßbar in Grundwassermeßstellen gespannter Aquifere. Wegen der Schiefe der Ekliptik ist der Wasserspiegelanstieg und -abfall jedoch nicht gleich hoch: pro Tag treten zwar zwei in etwa gleichgroße Maxima auf, jedoch zwei verschieden hohe Minima. Besonders große Amplituden stellen sich bei den Springtiden ein, wenn Sonne, Erde und Mond auf einer Ebene liegen. Da die Gezeiten auf große Teile der Erdoberfläche einwirken, erhält man entsprechend großräumige Mittelwerte für die hydraulischen Parameter der Aquifere.

Zusammen mit den witterungsbedingten Luftdruckschwankungen können die Gezeiten einen meßba-

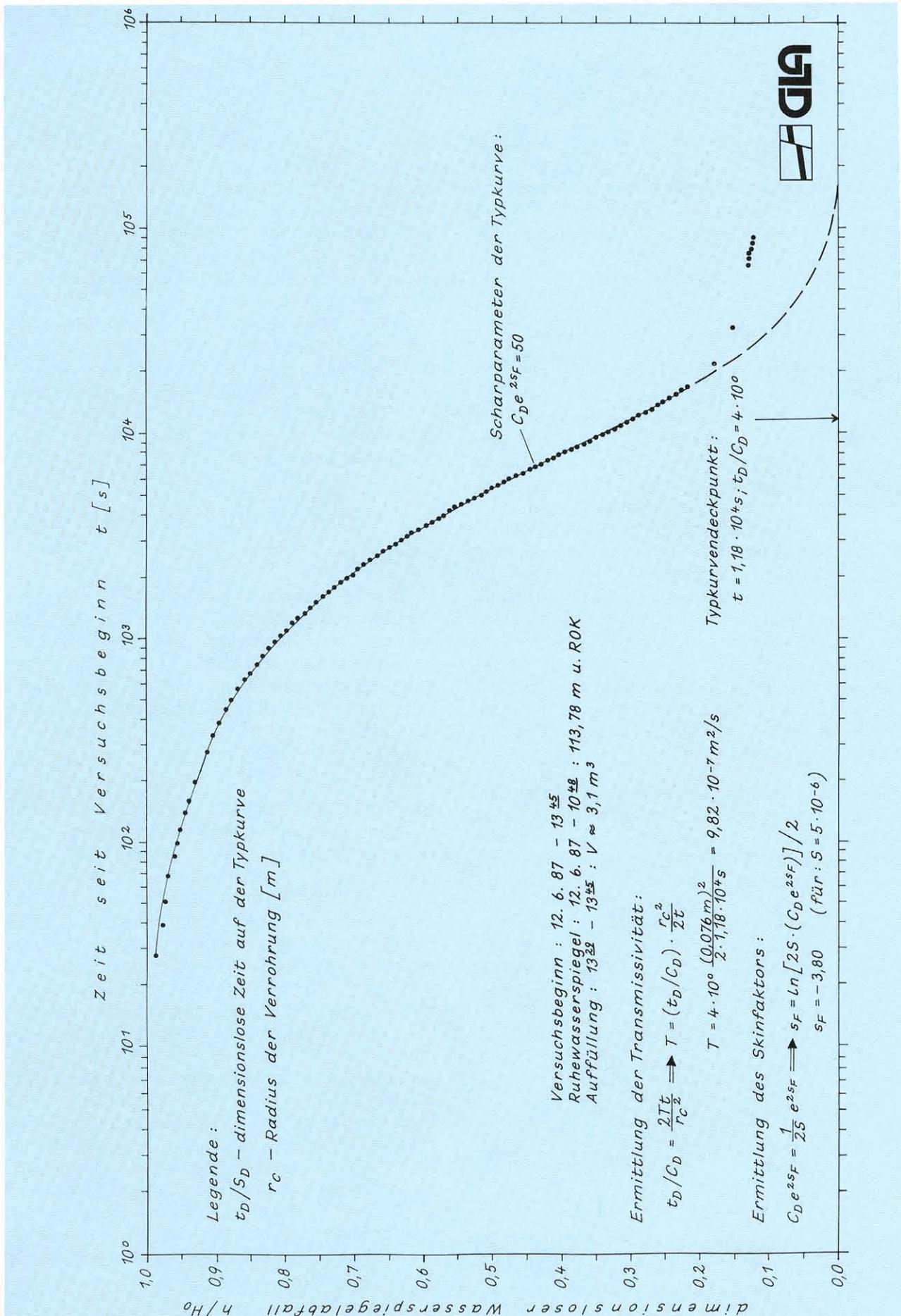


Abb. 46: Auswertung des Auffüllversuches in der Forschungsbohrung Urach 3 mit Typkurven nach RAMEY et al. (1975)

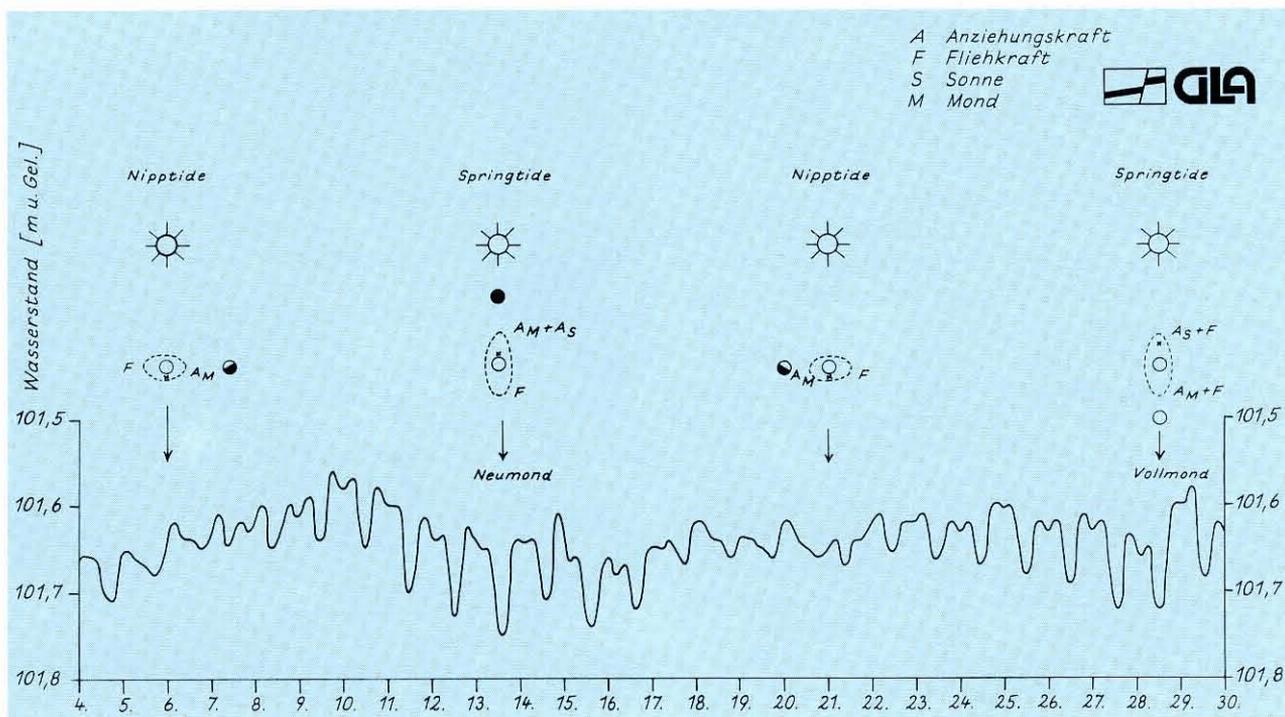


Abb. 47: Gezeitenbeeinflusster Wasserspiegelgang in der Bohrung Saulgau TB 1 im Juni 1980

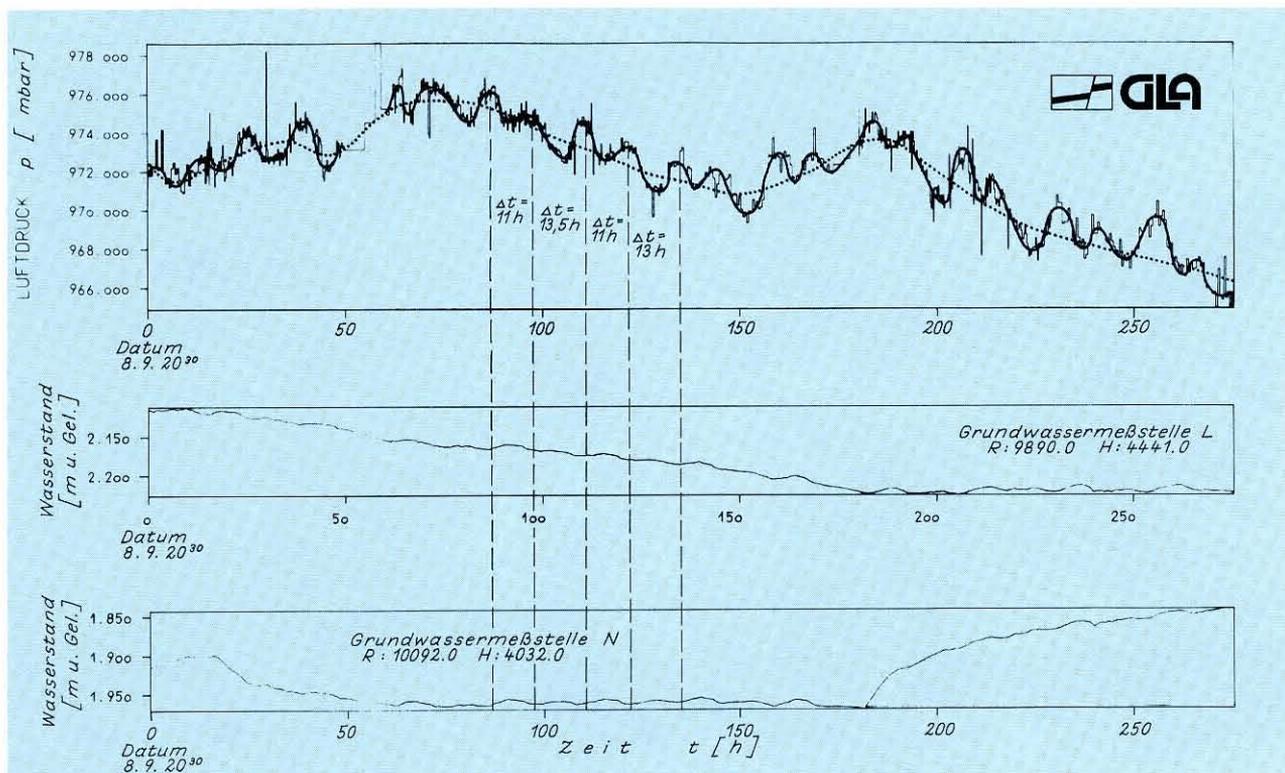


Abb. 48: Pumpversuch Tiefbrunnen 459, Fassung 4, Landeswasserversorgung
 Korrespondenz zwischen Luftdruck und Grundwasserganglinien (Kiesaquifer)

ren Einfluß auf den Grundwasserspiegelgang oberflächennaher, nicht gespannter Aquifere haben. Abb. 48 zeigt den Einfluß witterungs- und gezeitenbedingter Luftdruckschwankungen auf den Wasserspiegelgang bei einem Pumpversuch im Donauried.

7.5 Zyklische Pumpversuche

Die Durchlässigkeit kann auch während des routinemäßigen Förderbetriebs erkundet werden, ohne daß

er wesentlich beeinträchtigt oder gestört wird. Der eigentliche hydraulische Versuch besteht aus einem intervallweisen täglichen Betrieb, bei dem die einzelnen Entnahmeraten, Betriebszeiten und Ruhephasen immer gleich groß bzw. gleich lang sein müssen. Ein Zyklus setzt sich aus der Absenkungs- (t) und der Wiederanstiegsphase (t') zusammen. Der Quotient t/t' muß während des Gesamtversuches konstant sein.

Die hydraulische Auswertung basiert auf der Annahme eines THEIS-Aquifers und auf einer Superposition der linearisierten THEISSchen Brunnenfunktion. Gemessen und zur Auswertung herangezogen werden nur die Absenkung und der Wiederanstieg im Förderbrunnen jeweils am Ende der Pump- und Wiederanstiegsphase. Dieses Verfahren sollte nur in klein dimensionierten Brunnen gut durchlässiger Aquifere angewandt werden, bei denen Größe und Dauer der Brunnenspeicherung klein ist.

Als Auswertbeispiel wird der Betriebsplan eines zyklischen Pumpversuchs in der Thermalwasserbohrung Bad

Buchau dargestellt (Abb. 49). Während dieses Versuchs wurde die Auslauftemperatur registriert, die rhythmisch zu den einzelnen Entnahmezyklen verläuft und zwischen 42 und 47 °C schwankt. Sie wurde dazu benutzt, um den gemessenen Wasserstand über die Dichte des Wassers, bezogen auf Druck und Temperatur, zu korrigieren (vgl. Kap. 9.4.1). Aus den korrigierten Wasserständen am Ende jeden Pumpzyklus' wird die Restabsenkung ermittelt. Aus dem Nomogramm (Abb. 50) wird für jeden Pumpzyklus die dimensionslose Absenkung für q_{14h} – ein Pumpzyklus dauerte vierzehn Stunden – bestimmt und aus der Gleichung für die dimensionslose Absenkung

$$s_D = s_n T / 0,183 Q \tag{7.1}$$

die Transmissivität errechnet. In Tab. 7 sind die Einzelergebnisse aufgelistet. Sie liegen zwar alle in der gleichen Größenordnung, jedoch erkennt man den Einfluß von Entnahmeschwankungen zu Beginn des zyklischen Versuchs, den Einfluß der vorangegangenen Dauerentnahme und dem Ende der Entnahmereduktion. Die mittlere Transmissivität beträgt daher $T = 4,12 \cdot 10^{-3}$ m/s und stimmt mit den Ergebnissen anderer hydraulischer Versuche überein.

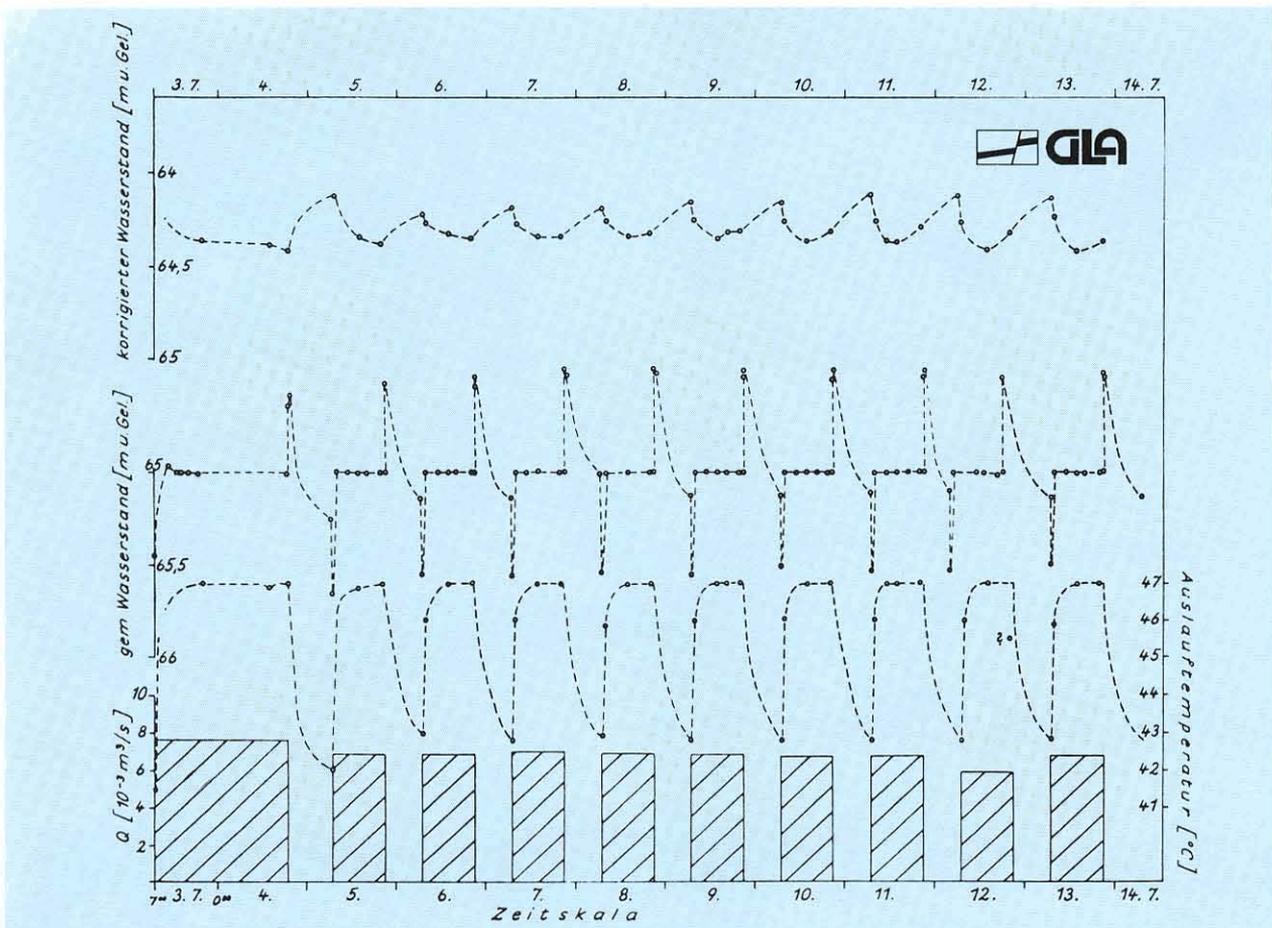


Abb. 49: Betriebsplan des zyklischen Pumpversuchs in der Thermalwasserbohrung Bad Buchau

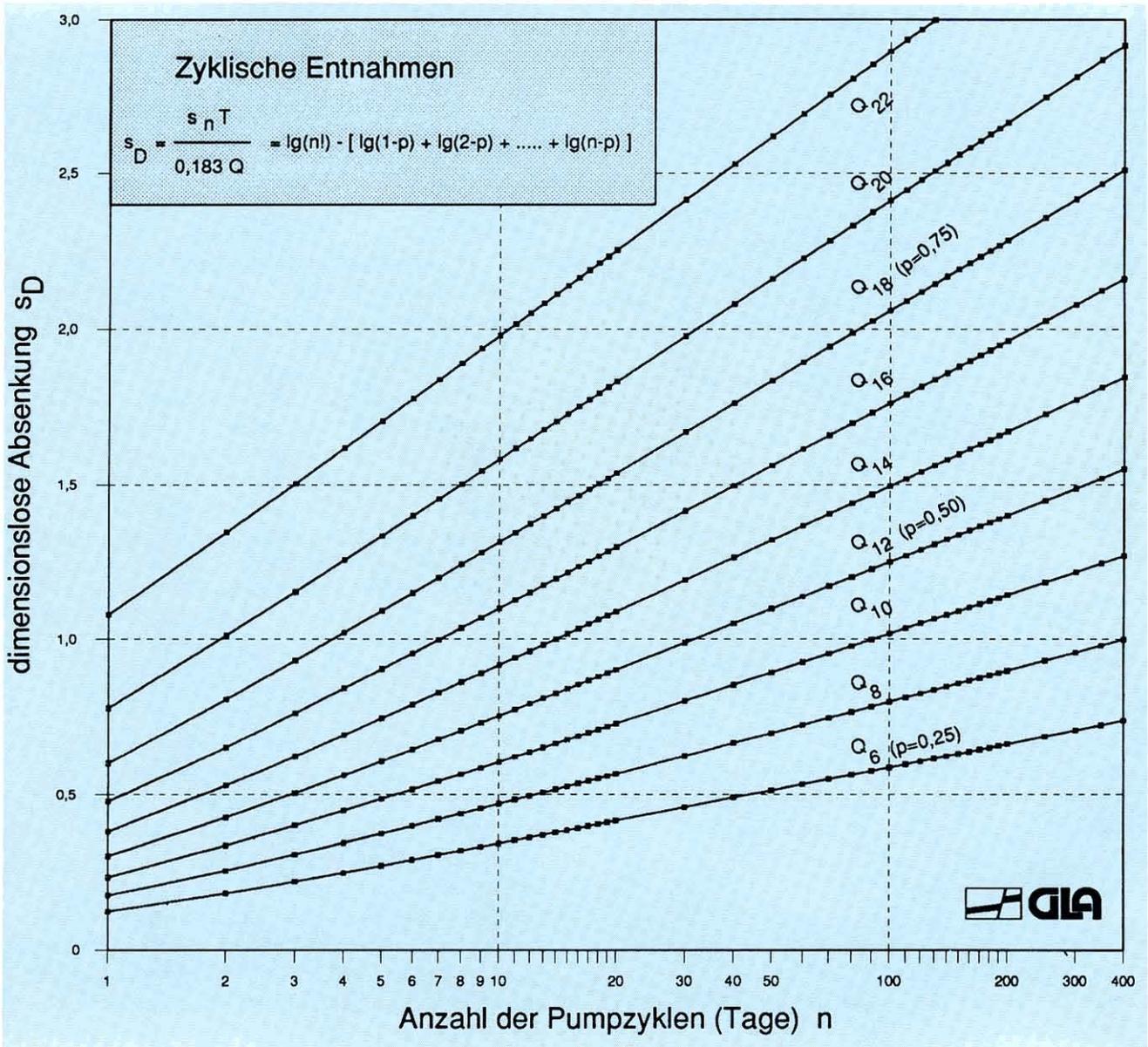


Abb. 50: Nomogramm zur Auswertung von zyklischen Pumpversuchen

Tab. 7: Ergebnisse des zyklischen Pumpversuchs (3. – 13.7.84) in der Thermalwasserbohrung Bad Buchau

Ausgangsdaten	Zyklus-Nr.	Absenkung (m u. Gel.)	Transmissivität (m ² /s)	Bemerkung
Pumpdauer während eines Zyklus $t = 14$ h	1	64,375	–	Einfluß der Dauerentnahme
Entnahme $Q = 6,8 \cdot 10^{-3}$ m ³ /s	2	64,345	$2,91 \cdot 10^{-3}$	
Ruhewasserspiegel $s = 64,123$ m u. Gel.	3	64,335	$3,59 \cdot 10^{-3}$	
	4	64,335	$4,05 \cdot 10^{-3}$	
	5	64,345	$4,15 \cdot 10^{-3}$	
	6	64,365	$4,06 \cdot 10^{-3}$	stabile Werte
	7	64,365	$4,22 \cdot 10^{-3}$	
	8	64,415	$3,67 \cdot 10^{-3}$	Entnahme-änderungen
	9	64,415	$3,79 \cdot 10^{-3}$	

7.6 Abschätzung von Parametern

Es ist möglich, ohne umfangreiche hydraulische Tests, Aquiferparameter, die Reichweite eines Absenkungstrichters usw. abzuschätzen. Dabei wird nicht zwischen Festgesteins- und Porengrundwasserleitern unterschieden.

Ausblasversuche an Bohrlöchern mittels Druckluft können schon während des Abteufens einer Bohrung, insbesondere bei Luftspülverfahren, einen groben Anhalt über die **Lage der Wasserzutritte** und die **Größe des Wasserandrangs** geben, die von der Klüftung und örtlichen Durchlässigkeit abhängen.

Durchlässigkeitsänderungen im Aquifer können aus dem Verlauf der Grundwassergleichen abgeschätzt werden: Aus der Änderung des Gefälles ist es möglich, Rückschlüsse auf den k_f -Wert oder die effektive Geschwindigkeit gezogen werden.

In gespannten Aquiferen kann der **Speicherkoeffizient** aus den physikalischen Gesteins- und Wassereigenschaften abgeschätzt werden. Für normal temperierte Aquifere gilt als Anhaltswert:

$$S = H \cdot n \cdot 5 \cdot 10^{-6} \quad (7.2)$$

Ein gespannter Aquifer mit einer Mächtigkeit von $H = 30$ m und einer absoluten Porosität von $n = 10\%$ besäße demnach einen Speicherkoeffizienten von $S = 1,5 \cdot 10^{-5}$.

Die **Reichweite eines Absenkungstrichters** kann im einfachsten Fall durch Extrapolation der halblogarithmisch aufgetragenen Absenkungswerte aus benachbarten Meßstellen ermittelt werden.

Sofern die Aquiferparameter bekannt sind, errechnet sich die Reichweite der Absenkung bei einem THEIS-Aquifer zu:

$$r_o = \sqrt{2,25 T \cdot t/s} \quad (7.3)$$

Daneben gibt es eine Reihe von halbquantitativen Verfahren zur Abschätzung der Reichweite, die auch die freie Oberfläche berücksichtigen. Die Anwendung dieser Abschätzungen im Bereich von Kluftaquiferen kann zu beachtlichen Fehlern führen.

7.7 Stimulation von Bohrungen

7.7.1 Schocken

Es gibt mehrere Möglichkeiten, die Ergiebigkeit von Bohrungen zu steigern, wenn das erwartete Dargebot des Aquifers nicht erschlossen wurde. Zu diesen Verfahren gehören das Schocken, das Fracen und die Bohrlochsäuerung.

Das Entsandn (Entschlammen, Klarpumpen oder Entwickeln) einer Bohrung spielt im Festgestein eine geringere Rolle als im Lockergestein. Im Festgestein muß versucht werden, das in die Klüfte eingespülte Bohrgut zu entfernen. Dazu werden die Klüfte am besten abschnittsweise zwischen zwei Packern und intermittierend durch Abpumpen entsandet oder durch stoßartiges Pumpen geschockt.

7.7.2 Fracen

Das „Fracen“ stammt ursprünglich aus der Erdöl- bzw. Erdgasgewinnung; man versteht darunter die künstliche Erzeugung von Rissen in porösen Trägergesteinen zur Steigerung der Durchlässigkeit und damit der Produktivität der Bohrung. Das Verfahren wird in tiefen, gering durchlässigen Lagerstätten angewendet. In einem abgepackerten Gebirgsabschnitt werden so hohe hydraulische Drücke aufgebracht, bis das Gebirge bricht. Beim Fracen wird der bei konstanter Injektionsrate erzeugte Druck am Bohrlochkopf gemessen. Zunächst baut sich der Druck relativ rasch auf. Bei erfolgreicher Rißbildung fällt er spontan ab (Abb. 51a) und verharrt in einem eng begrenzten niederen Druckbereich. Die hydraulisch erzeugten Risse oder Fracs sollen möglichst weit in das Gebirge hineinreichen, um in der gering durchlässigen Formation eine große Drainagefläche zu erzeugen. Fracs werden meist durch Stützmittel oder Proppings (Stopfmittel) offen gehalten.

Eine Anwendungsmöglichkeit dieses Verfahrens im Festgesteinsbereich besteht darin, den Anschluß relativ unergiebigter Bohrlöcher an gut durchlässige, geklüftete Gebirgsbereiche herzustellen oder zu verbessern. Daneben wird diese Methode auch beim Hot-Dry-Rock-Verfahren angewandt, um im kristallinen Grundgebirge Wärmeaustauschflächen zwischen Injektions- und Extraktionsbohrungen herzustellen.

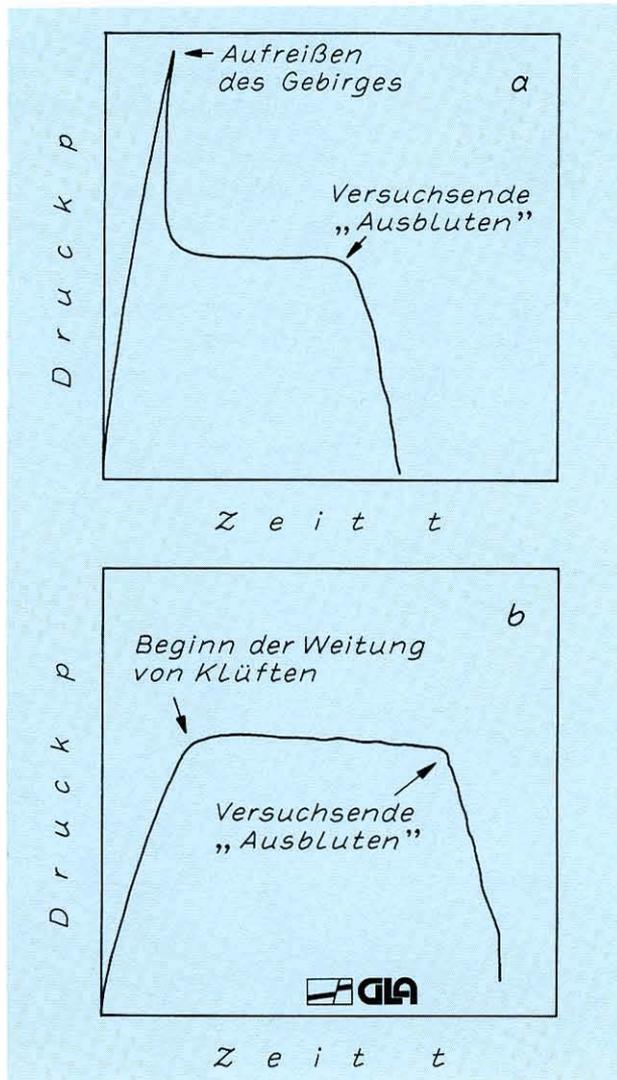


Abb. 51: Beispiele für Diagramme von Fracversuchen in porösen Medien (a) und im Festgestein (b)

Zwischen den Fracversuchen der Erdöl- und der Erdgaserschließung und der Grundwassererschließung besteht nur der Unterschied, daß erstere häufiger in relativ homogenen, feinporösen Gesteinen, letztere in klüftigen oder verkarsteten Gesteinen durchgeführt werden. Frac-Druck und Frac-Ausbreitung orientieren sich im Festgestein am vorhandenen, latenten Mikro- und Makrorißsystem, das durch die hohen hydraulischen Drücke geweitet wird. Der anfänglich starken Druckzunahme bis zu dem Zeitpunkt der Klüftaufweitung folgt ein relativ konstantes Druckniveau (vgl. Abb. 51b). Die Frac-Drücke sind im geklüfteten Festgestein in der Regel geringer als in ungeklüfteten porösen Sandsteinen, da zum Weiten bereits angelegter Klüfte wesentlich weniger Kraft benötigt wird.

7.7.3 Bohrlochsäuerung

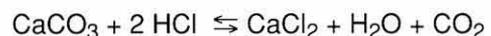
In karbonatreichen Festgesteinen können zur Verbesserung des hydraulischen Anschlusses einer Bohrung an durchlässigere Bereiche des Aquifers Bohrlochsäuerungen durchgeführt werden. Nach dem Einpreßdruck der Säure (in das Bohrloch) unterscheidet man zwischen Matrix- und Frac-Säuerung.

Die **Matrixsäuerung** wird ohne zusätzlichen Druck im Bohrloch vorgenommen. Sie ist besonders dafür geeignet, relativ dünne, flächenhafte Fließwiderstände zu beseitigen oder Filterkuchen und fehlerhafte Zementierungen aufzulösen.

Die **Frac-säuerung** ist eine Kombination von Fracversuch und Säuerung. Unter hohen Drücken werden meist Klüfte geöffnet, durch die die Säure weit in das Gebirge eindringen kann und das vorhandene Kluftsystem durch Lösung stark vergrößert. Mit diesem Verfahren können überraschend große Ergiebigkeitssteigerungen erzielt werden.

Vor der Durchführung einer Bohrlochsäuerung ist ein wasserrechtliches Verfahren notwendig. Die Anwendbarkeit dieses Stimulationsverfahrens hängt maßgeblich vom Ausbau der Bohrung ab.

Bei der Bohrlochsäuerung kommen bevorzugt Salz-, Essig- oder Ameisensäure zum Einsatz. Häufig wird 15 %ige Salzsäure (HCl) verwendet. Die chemische Gleichung für die Lösung von Kalk (CaCO₃) lautet:



Das bei der Kalklösung entstehende CO₂ kann zu explosionsartigen Eruptionen aus dem Bohrloch führen.

Für die Lösung von 1 m³ Kalkstein werden 12,2 m³ 15%ige Salzsäure benötigt. Beispielsweise läßt sich durch eine Matrixsäuerung in einem Bohrloch von 10 m Tiefe und 500 mm Durchmesser mit 50 m³ 15 %iger Salzsäure eine zylindrische Schicht der Stärke 19 cm lösen. Diese Zahlen zeigen, daß durch eine normale Matrixsäuerung allenfalls Abdämmungen in der Größenordnung von Zentimetern bis Dezimetern beseitigt werden können. Da die Löslichkeit von Dolomit geringer ist als die von Kalkstein, wird dafür entsprechend mehr Salzsäure benötigt.

7.7.4 Erfahrungen

Aus Baden-Württemberg liegen bezüglich Bohrloch-säuerung unterschiedliche Ergebnisse vor. Entsprechend den vorstehenden Ausführungen ist nur die Drucksäuerung erfolversprechend. Dazu gibt es Erfahrungswerte aus dem Muschelkalk und dem Weißjura:

- erfolgreiche Herstellung einer 40 m langen Verbindung zwischen einer ergiebigen und einer weniger ergiebigen Tiefbohrung bei Aalen
- Nachweis einer hydraulisch wirksamen Fracsäuerung mit Hilfe von Durchbruchkurven und Ergiebigkeitssteigerung einer Bohrung im Stadtgebiet Ulm

Im übrigen liegen von von Fracversuchen in Baden-Württemberg zur Ergiebigkeitssteigerung von Trinkwasserbohrungen bislang keine Ergebnisse vor.

8 Beurteilung von Dauerergiebigkeiten

8.1 Allgemeine Hinweise

Die Beurteilung des nutzbaren Grundwasserdargebots, der Ergiebigkeitsschwankungen und der Dauerergiebigkeit von Fassungsanlagen in Festgesteinsaquiferen für betriebliche Prognosen und wasserrechtliche Entscheidungen erfordert umfassende Untersuchungen. Zu berücksichtigen sind dabei:

- die speziellen Gegebenheiten des Brunnens
- die regionalen hydrogeologischen Verhältnisse einschließlich der hydrochemischen Situation
- die Schwankungen der Grundwasserneubildung und der freien Grundwasseroberfläche oder der Grundwasserdruckfläche
- die wasserwirtschaftlichen und ökologischen Auswirkungen der Grundwasserentnahme.

Bei Grundwasserfassungen für die Trinkwasserversorgung sind außerdem die natürlichen **Schutzfunktionen des Bodens und der Grundwasserüberdeckung** sowie die Schutzgebietsabgrenzung zu klären. Bereits bestehende Fassungsanlagen und potentielle Grundwassergefährdungen (Verkehrswege, Besiedlung, Gewerbe, Industrie, Altlasten u. a.) können die Nutzbarkeit des Dargebots beschränken. Dabei müssen folgende Eigenschaften der Festgesteinsaquifere berücksichtigt werden (vgl. Kap. 2.1):

- komplizierte Aquifergeometrie
- heterogene Durchlässigkeits- und Hohlraumverteilung
- kleiner nutzbarer Hohlraumanteil
- bewegtes Geländere relief mit gebietsweise hohem Grundwasserflurabstand
- punktförmige Versickerung von Oberflächenabfluß in Karstgebieten
- stark wechselnde Deckschichtenverhältnisse

In den Festgesteinsaquiferen des süddeutschen Schichtstufenlandes (vgl. Kap. 1) sind verbreitet **geschichtete Aquifere mit Stockwerksgliederung** entwickelt. Treten zwischen den Stockwerken Trennschichten auf, können unterschiedliche hydraulische Druckhöhen und Gradienten – nach der Tiefe zu- oder abnehmend – auftreten. Darüber hinaus können sich Temperatur, Hydrochemie und Isotopengehalte der Wässer in den einzelnen Stockwerken unterscheiden.

Diese Verhältnisse sind ebenso zu erkunden wie die Einspeisung aus benachbarten Stockwerken und aus überlagernden Lockergesteinsaquiferen.

Stockwerkstrennungen müssen schon während der Bohrarbeiten, bei der abschließenden Auffüllung des Bohrlochs oder bis zum Ausbau der Bohrung zu Brunnen und Grundwassermeßstellen erhalten bleiben oder sicher wieder hergestellt werden.

Bei regional großem Flurabstand, bei ungünstigem hydraulischen Anschluß an den Aquifer (unvollkommene Brunnen, Skineffekt, vgl. Kapitel 6.5.4) oder gering permeablen, aber mächtigen Aquiferen kann die Absenkung im Brunnen durch **unwirtschaftlich hohen Energiebedarf** limitiert werden. Grundsätzlich müssen Filterstrecken unter dem tiefsten abgesenkten Wasserspiegel im Brunnen liegen, um der **Verockerungsgefahr** entgegenzuwirken.

Besonders in Festgesteinsaquiferen mit freier Grundwasseroberfläche sind die **jahreszeitlichen und langfristigen Wasserstands- und Ergiebigkeitsschwankungen** von Brunnen, im Vergleich zu den Verhältnissen in Lockergesteinsgrundwasserleitern, oft sehr hoch. Bei mächtigem Aquifer und tief liegenden Aquiferanschlüssen des Brunnens kann die natürliche Wasserstandsschwankung den entnahmebedingten Absenkungsbetrag um ein Vielfaches übersteigen (Abb. 52). Bei jahreszeitlich starken Schwankungen der Grundwassermächtigkeit oder bei Trockenfallen von Hauptzutritten des Grundwassers (vgl. Beispiel 1, Kapitel 6.4) in den Brunnen können extreme Ergiebigkeitsänderungen eintreten.

Jede Grundwasserentnahme wird mehr oder weniger dem **Grundwasserabstrom zum Vorfluter** entzogen; dieser erleidet damit eine unterschiedlich verzögerte und abgeschwächte Abflußminderung. Zu jeder Ergiebigkeits- und Dargebotsbetrachtung gehört deshalb die Ermittlung des Einflusses auf den Vorfluter und dessen wasserwirtschaftliche Bewertung z. B. hinsichtlich Abwasserbelastung und ökologischer Auswirkung. Dies kann zu einer Regelung der Bewirtschaftung des betroffenen Gewässers zwingen. Erforderlichenfalls ist die **Mindestwasserführung des Vorfluters** festzulegen und die Grundwasserentnahme zu drosseln. Im Einzelfall kann es notwendig sein, die Minderung des Grundwasserzustroms zum Vorfluter und die Uferfiltration aus diesem in das Grundwasser räumlich und im hydraulischen Zusammenhang detailliert zu erkunden (Abb. 53).

Wegen des häufig anzutreffenden großen Flurabstands im Festgestein beschränken sich die ökologischen Auswirkungen der Absenkung oft auf Talzonen, Niederterrassen, Quellaustrittsgebiete und den Vorfluter selbst.

Ist der Vorfluter hydraulisch an den Aquifer angeschlossen, kann aus seiner Trockenwetterfallinie die

natürliche oder durch Entnahme beeinflusste Entleerung des Aquifers ermittelt werden (s. Kap. 4). Die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf einzelne, einem Vorfluter gemeinsam tributäre Stockwerke, ist allerdings nur bedingt möglich.

Über die von der Grundwasserneubildung abhängigen Schwankungen hinaus zeigen z. B. Brunnen im Kiesel- und Stubensandstein des Mittleren Keupers im östlichen Baden-Württemberg häufig langfristige Ergiebigkeitsrückgänge (Abb. 54). Die anfängliche hohe Ergiebigkeit bei Pumpversuchen während der Erschließung ließ eine Überbeanspruchung des

Aquifers und der Brunnen nicht erkennen. Als Ursache des Leistungsrückgangs kommen in diesem Falle in Betracht:

- Verockerungen und Versandungen des Kiesfilters und Kluftsystems im Nahbereich
- interne Aquiferränder (vgl. Kap. 6.5.3) mit eingeschränkter Regeneration,
- bei freier Grundwasseroberfläche auch Entleerung nur langfristig wieder auffüllbarer Speicherräume und damit unterschiedliche Übergänge zwischen Brunnenalterung und Überbewirtschaftung von Aquiferbereichen.

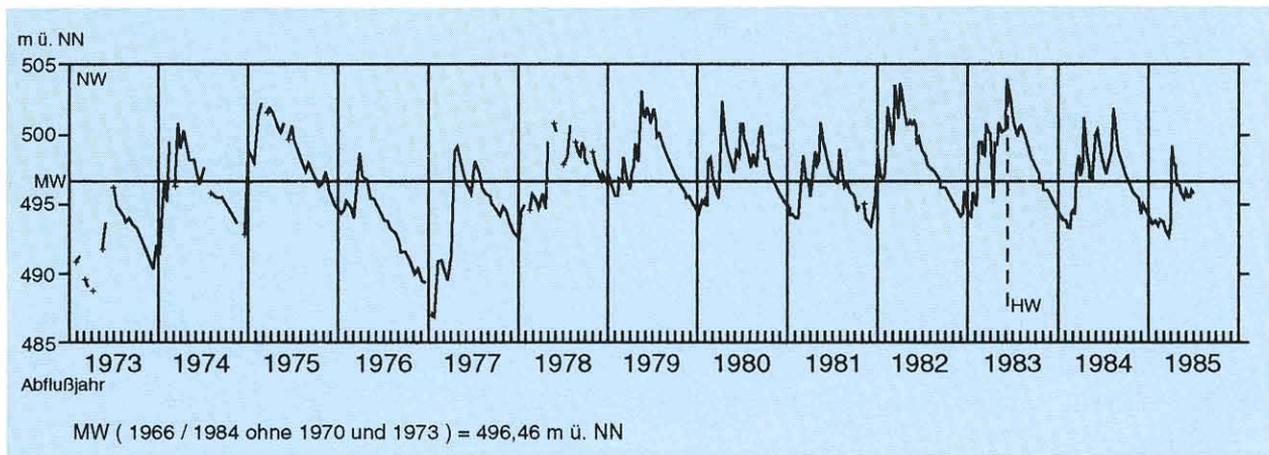


Abb. 52: Ruhewasserspiegel eines genutzten Tiefbrunnens im offenen Weißjura-Karst der östlichen Schwäbischen Alb
Langfristige Schwankung über 15 m; Absenkung bei $Q = 0,04 \text{ m}^3/\text{s}$ etwa $s = 1,0 \text{ m}$ (Messungen: LFU)

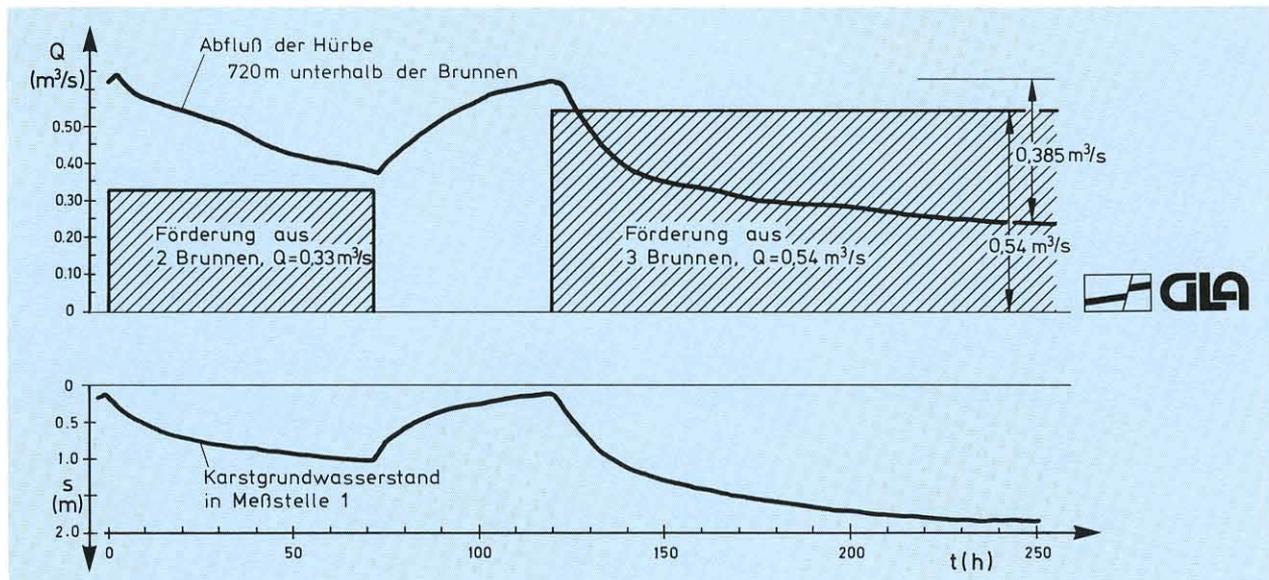


Abb. 53: Abflußminderung und Wasserstand in einer Karstgrundwassermeßstelle, Burgberg, Pumpversuche 1 u. 2
Die Hürbe als örtlicher Vorfluter zeigt an einer Meßstelle 720 m unterhalb der bepumpte Karstbrunnen einen starken Abflußrückgang durch Entzug bzw. „Umlenkung“ von Quell- und Karstgrundwasserzutritten in die Förderbrunnen.

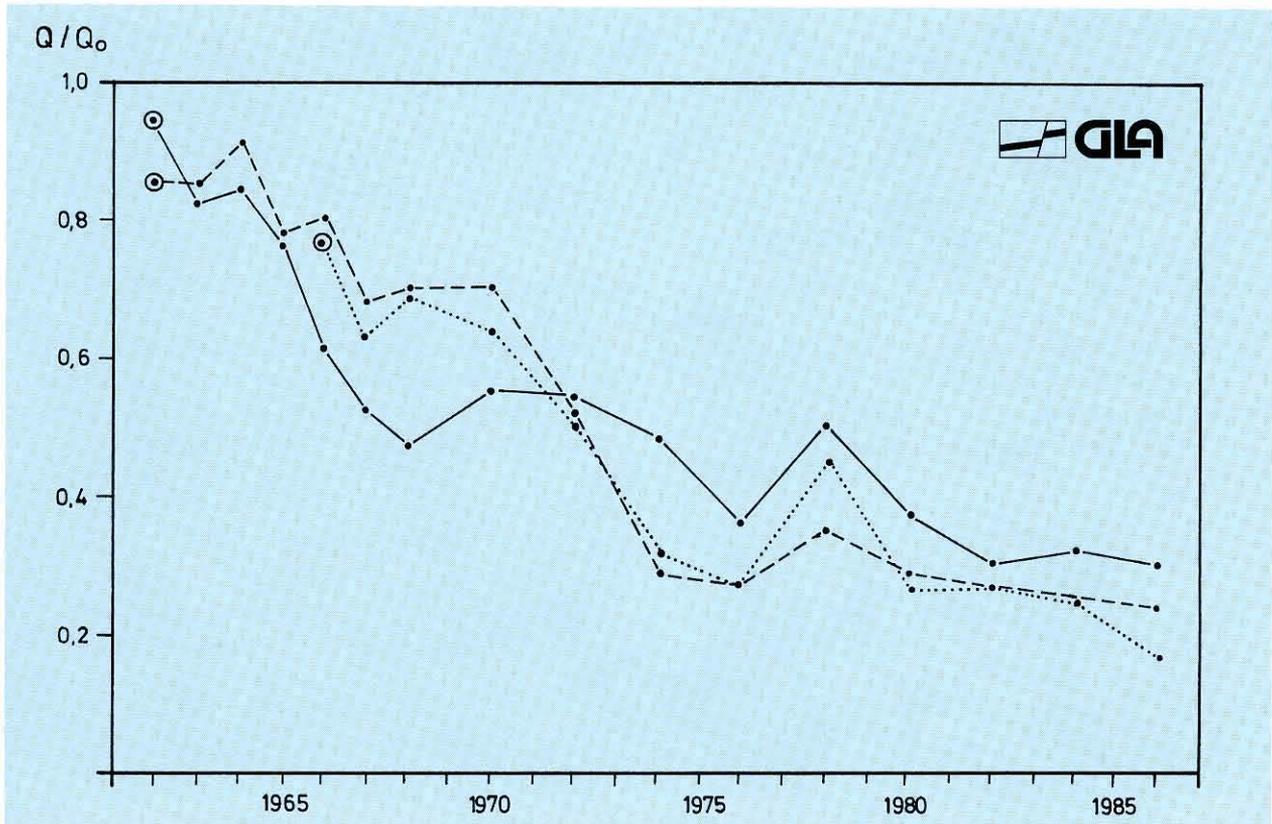


Abb. 54: Abnehmende Ergiebigkeit von Brunnen in Keupersandsteinen bei voller Nutzung mittels Schwimmerschaltung auf konstanter Höhe
 ⊙ = Ergiebigkeit im ersten Betriebsjahr

8.2 Untersuchungen

8.2.1 Technische Ergiebigkeit des Brunnens

Der brunnenspezifische Anteil der Absenkung bei Pumpbetrieb kann folgendermaßen ermittelt werden (vgl. Kap. 6.4):

- Bestimmung des Zuflußprofils, des Hauptwasserzutritts (z. B. Flowlog) und dessen Orientierung am langfristigen Wasserstandsgang (vgl. Abb. 52)
- Auswertung stufenförmiger Pumpversuche und der Wiederanstiege
- Vermeidung, Überwachung der Verockerung bei chemisch reduzierten Grundwässern.

8.2.2 Regionale Ergiebigkeit des genutzten Aquifers

Sie ist abhängig von der aquiferspezifischen Absenkung und der Gestalt des Absenktrichters. Daneben

ist die Bestimmung von hydraulischen Stützen und Barrieren und der Vorflut-Beziehung von Bedeutung, die ermittelt wird durch:

- Auswertung von Pumpversuchen (Aquifertests), möglichst mit umliegendem Meßstellenfeld
- Vergleich unterschiedlich bestimmter Aquiferkennwerte
- Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse.

8.2.3 Regionale Wasserhaushaltsdaten

Die Grundwasserneubildung, die Grundwasserabflußspende und der jahreszeitliche Verlauf der Wasserhaushaltsgrößen und des Wasserstands lassen sich durch die Untersuchung folgender Daten ermitteln

- Klimadaten
- Wasserstandsmessungen
- Trockenwetterfalllinien

8.2.4 Verknüpfung von Aquifer- und Wasserhaushaltsdaten

Der Umfang des bewirtschaftbaren Grundwasservorkommens und des kurz- (Stunden, Tage) und langfristig (Monate, Jahre) bewirtschaftbaren Speichervolumens sowie die bereits bestehenden Nutzungen sind der natürlichen (inkl. induzierten) Regeneration sowie der Leerlaufcharakteristik des Grundwasserspeichers gegenüberzustellen.

8.2.5 Berücksichtigung einschränkender Randbedingungen

Ökologische und wasserwirtschaftliche Vorgaben für den Vorfluter und sonstige Einflüsse sind genauso zu berücksichtigen wie konkurrierende Entnahmen und die Möglichkeiten der Grundwasseranreicherung. Die Infiltration aus Vorflutern und/oder aus benachbarten Grundwasserstockwerken ist zu bedenken.

9 Hinweise zu thermalem, mineralisiertem und gasführendem Grundwasser

9.1 Allgemeines

In zunehmendem Maße wird heutzutage bis zu einigen 100 m Tiefe Grundwasser erschlossen. Je nach Beschaffenheit wird es als Trink- oder Brauchwasser, als Heil- oder Mineralwasser verwendet oder geothermisch genutzt. Tiefes Grundwasser ist in der Regel gespannt. Die Fließgeschwindigkeiten sind gering, und dementsprechend ist die mittlere Verweilzeit im Untergrund wesentlich größer als bei oberflächennahem Grundwasser. Häufig wird eine Regeneration erst durch die Entnahme größerer Wassermengen in Gang gesetzt. Aus diesem Grund weisen tiefe Grundwässer isotopische Besonderheiten auf, z. B. fehlt Tritium, und der Gehalt an ^{14}C ist gering. In vielen Fällen sind sie stark mineralisiert. Die Drücke und Temperaturen sind erhöht, was sich auf die physikalischen Eigenschaften des Wassers und des Gesteins auswirkt. Dies ist bei der Beurteilung von Durchlässigkeiten und bei der Durchführung und Auswertung von Pumpversuchen zu berücksichtigen.

9.2 Physikalische Eigenschaften

9.2.1 Wasser

Die wichtigsten physikalischen Parameter und ihre Gesetzmäßigkeiten enthält Tab. 8. Die grundlegen-

den Eigenschaften des Wassers sind Dichte, dynamische Viskosität, Wärmeausdehnung und Kompressibilität.

Die **Dichte** ρ des Wassers ist temperatur- und druckabhängig (Abb. 55a). Reines Wasser unter Normaldruck hat seine größte Dichte bei 4 °C. Bei normalen geothermischen Gradienten dominiert der Temperatureffekt geringfügig, so daß mit zunehmender Tiefe mit einer Abnahme der Dichte zu rechnen ist. Einem Aufstieg von heißem Wasser steht jedoch i. allg. eine mit der Tiefe abnehmende Gesteinsdurchlässigkeit und eine zunehmende Mineralisation entgegen.

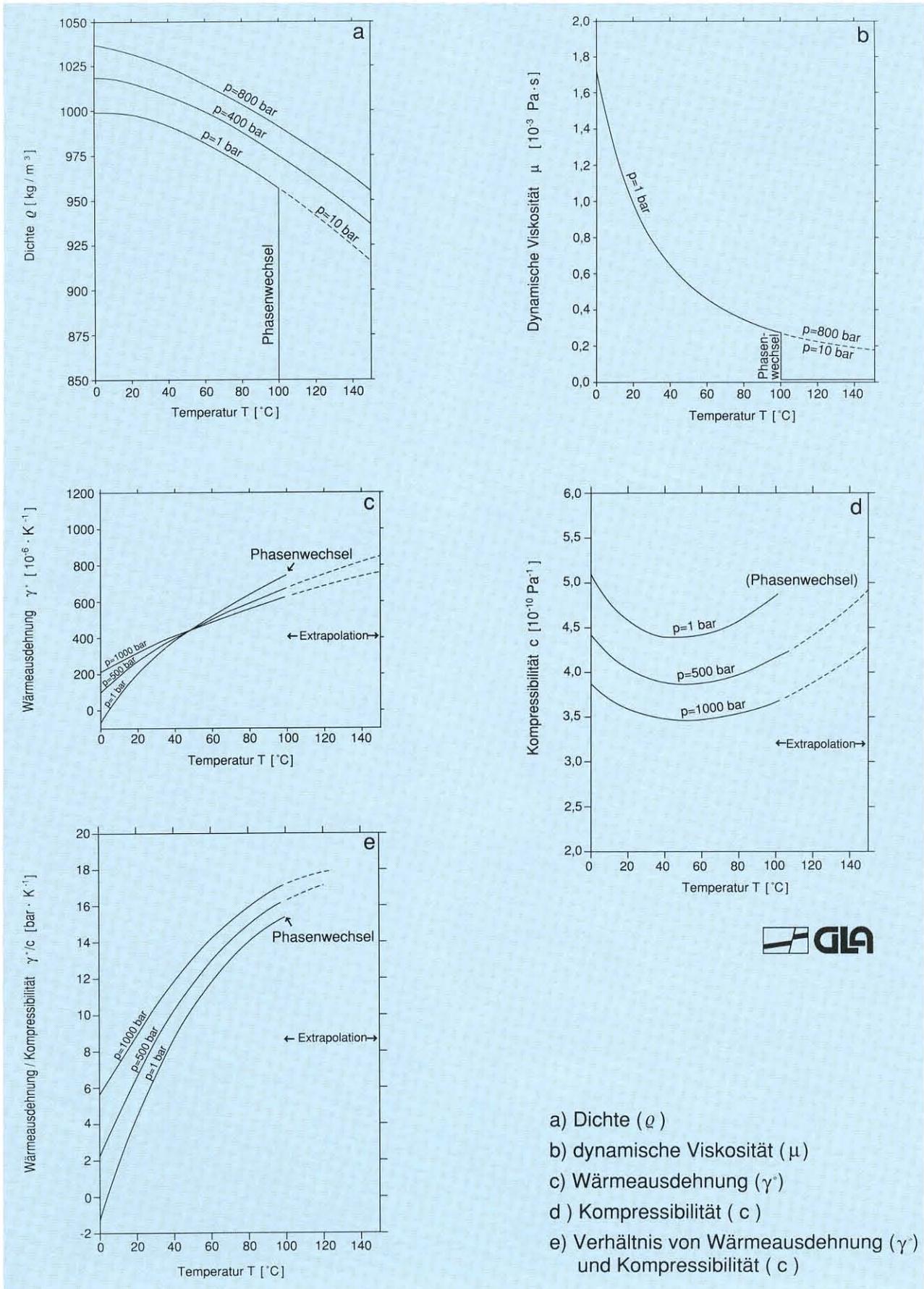
Die **dynamische Viskosität** μ von Wasser, d. h. seine Zähigkeit, ist fast ausschließlich temperaturabhängig (Abb. 55b.) Zwischen 0 °C und 150 °C schwankt sie im Vergleich zur Dichte um ein Vielfaches ($\mu = 1,75 \cdot 10^{-3}$ bis $0,2 \cdot 10^{-3}$ Pa · s). Sie ist deshalb für das Fließverhalten thermaler Grundwässer von ausschlaggebender Bedeutung.

Die **Wärmeausdehnung** γ^* von Wasser vergrößert sich mit zunehmender Temperatur (vgl. Abb. 55c). Für ihre Druckabhängigkeit gilt: Bei Temperaturen unter 50 °C nimmt die Wärmeausdehnung mit dem Druck zu, während sie bei Temperaturen über 50 °C mit ihm abnimmt.

Die **Kompressibilität** c von Wasser verhält sich umgekehrt proportional zum Druck (Abb. 55d). Bei Temperaturen über 50 °C nimmt sie mit der Tempe-

Tab. 8: Verzeichnis der wichtigsten physikalischen Parameter

Bezeichnung	Symbol	Einheit	Gleichung	
Dichte	ρ	kg/m ³	$\rho = m/V$	Symbole: m – Masse (kg) V – Volumen (m ³) g – Erdbeschleunigung (m/s ²) Baden-Württemberg 9,809 + 0,0015 – 0,0046 V ₀ – Ausgangsvolumen (m ³) ΔT – Temperaturdifferenz (K) Δp – Druckdifferenz (Pa) l ₀ – Ausgangslänge (m) Δl – Längendifferenz (m) ΔV – Volumendifferenz (m ³)
spezifisches Volumen	V _s	m ³ /kg	V _s = 1/ρ	
Wichte	γ	kg/s ² · m ²	γ = ρ · g	
dynamische Viskosität	μ	Pa · s	—	
kinematische Viskosität	ν	m ² /s	ν = μ / ρ	
Raumausdehnungskoeffizient	γ ^o	1/K	γ ^o = ΔV/(V ₀ · ΔT)	
Kompressibilität	c	1/Pa	c = ΔV/(V ₀ · Δp)	
Elastizitätsmodul	E	Pa	E = Δp · l ₀ /Δl	
Poisson-Zahl	μ _p	—	μ _p = 0,5 – c · E/6	



- a) Dichte (ρ)
- b) dynamische Viskosität (μ)
- c) Wärmeausdehnung (γ')
- d) Kompressibilität (c)
- e) Verhältnis von Wärmeausdehnung (γ') und Kompressibilität (c)

Abb. 55: Physikalische Eigenschaften des Wassers in Abhängigkeit von Druck und Temperatur

ratur zu, während sie für Temperaturen unter 50 °C abnimmt. Die Kompressibilität von Wasser liegt i. allg. zwischen $c = 4 \cdot 10^{-10}$ und $c = 5,5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$.

In Abb. 55e wurde das Verhältnis zwischen Wärmeausdehnung und Kompressibilität in Abhängigkeit von Druck und Temperatur aufgetragen. Man erkennt, daß mit zunehmender Temperatur und Druck der Einfluß der Wärmeausdehnung auf Kosten der Kompressibilität wächst. Unter der Annahme eines mittleren geothermischen Gradienten von $\text{grad } T = 3 \text{ K}/100 \text{ m}$ beträgt das Druck-/Temperatur-Verhältnis ca. $\Delta p/\Delta T = 3,3 \text{ bar K}^{-1}$. Damit dominiert bei Temperaturen über 15 °C die Wärmeausdehnung gegenüber der Kompressibilität.

9.2.2 Gestein

Tab. 9 stellt einen Versuch dar, die Größenordnung einiger mechanischer und thermischer Gesteinsparameter abzugrenzen. Bei der Vielzahl der Gesteine ist es nicht möglich, verbindliche Zahlenwerte für einzelne Gesteinsarten anzugeben. Von Ausnahmen abgesehen, lassen sich lediglich pauschale Größenordnungen für bestimmte Parameter abschätzen

Die **Dichte** ρ verschiedener Gesteine schwankt nur geringfügig. Sie liegt i. allg. zwischen $\rho = 2,3 \cdot 10^3$ und $\rho = 3,0 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Die größten Dichten weisen Gesteine auf, deren Genese oder Umbildung in großer Tiefe erfolgt ist, wie z. B. Basalte, Gneise, Syenite und Granite.

Tab. 9: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen bei Normaldruck und 0–30 °C Temperatur

Gestein	Dichte [10 ³ kg/m ³]	Elastizitätsmodul [10 ¹⁰ Pa]	Poisson-Zahl []	Spez. Wärme [J·g ⁻¹ ·K ⁻¹]	Wärmeleitfähigkeit [J·m ⁻¹ ·s ⁻¹ ·K ⁻¹]
Granit	2,60 – 2,65	3,0 – 6,5	0,12 – 0,20	0,787 – 0,975	2,9 – 3,2
Syenit	2,70 – 2,75	5,0 – 7,0	0,15 – 0,25	0,787 – 0,975	2,8 – 4,1
Gneis { hell	2,60 – 2,65	3,0 – 4,0	~ 0,24	0,75 – 0,84	2,7 – 3,1
dunkel	2,70 – 2,75	2,0 – 2,5	~ 0,27	0,75 – 0,84	~ 2,7
Sand- { stein { verkieselt	2,65 – 2,75	3,8 – 5,0	0,10 – 0,15	~ 0,774	2,7 – 3,0
grob, mäßig gebunden	2,35 – 2,55	0,18 – 0,36*	0,2 – 0,3	~ 0,753	2,1 – 2,3
Kalkstein	2,41 – 2,67	0,6 – 2,0	0,20 – 0,25	~ 0,749	2,5 – 3,5
Dolomitstein	2,7 – 2,8	0,6 – 1,0	0,20 – 0,25		~ 2,5
Ton- { stein { stark, kompakt (Typ Rotliegendes)	2,7 – 2,8	0,3 – 0,4	0,25 – 0,30	~ 1,004	~ 1,7
mäßig, kompakt (Typ Opalinuston)	2,6 – 2,7	0,005 – 0,05	~ 0,4 (?)	~ 0,879	1,5 – 1,7
Ölschiefer	2,1 – 2,3	~ 0,5**	~ 0,3***		~ 0,8
Kohleschiefer	~ 2,3	0,01 – 0,10	0,6 – 0,8***		0,6 – 0,8
Steinkohle	1,2 – 1,4	0,05 – 0,20 (?)	0,4 – 0,6		~ 0,3
Gips	2,30 – 2,37	~ 0,2	0,25 – 0,30 (?)		~ 2,3
Anhydrit	2,75 – 2,95	0,6 – 1,0	0,15 – 0,20		~ 2,8
Salz	2,08 – 2,28	0,05 – 0,10	groß	~ 0,917	4,60 – 5,96
Basalt	2,8 – 3,0	~ 7,0	0,09 – 0,15	~ 0,858	1,6 – 2,8

* = Molasse; ** = senkrecht zur Schichtebene; *** = in der Schieferungsebene

Zusammenstellung von SCHÄDEL & STÖBER nach MÜLLER (1963), WEAST (1975), D'ANS-LAX (1967), KAPPELMAYER (1974)

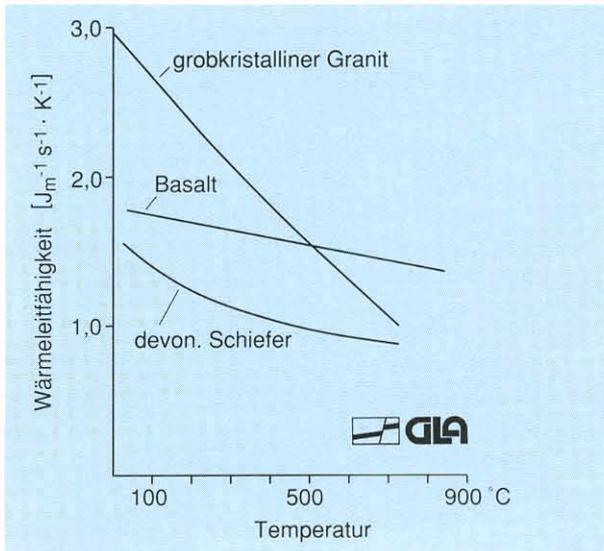


Abb.56: Wärmeleitfähigkeit von Gesteinen in Abhängigkeit von der Temperatur nach Angaben des NLFb Hannover

Als Maß für die Elastizität wird bei Flüssigkeiten die Kompressibilität benutzt, bei Gesteinen der **Elastizitätsmodul** (E) und die Poisson-Zahl (μ_p). Die Elastizitätsparameter besitzen nur für die Deformationsbereiche Gültigkeit, in denen eine lineare Beziehung zwischen Spannung und Dehnung entsprechend dem Hook'schen Gesetz vorliegt. Der Elastizitätsmodul schwankt zwischen $E = 10^9$ und $E = 70 \cdot 10^9$ Pa; er weist also eine wesentlich größere Spannweite auf als z. B. die Dichte. Gesteine mit großen Elastizitätsmodulen sind hart und nur mit sehr hohen Drücken verformbar (vgl. Tab. 9), wie z. B. Basalte und Granite.

Während der Elastizitätsmodul für die einzelnen Gesteine eine große Streubreite aufweist, schwankt die **Poisson-Zahl** (μ_p), auch Querdehnungszahl genannt, lediglich zwischen $\mu_p = 0,1$ und $\mu_p = 0,4$. Große Poisson-Zahlen kennzeichnen Gesteine mit geringen Elastizitätsmodulen und hohen Kompressibilitäten (z. B. Kalkstein, Dolomitstein, Gneis). Für einen Kalkstein mit einer Poisson-Zahl von $\mu_p = 0,25$ und einem Elastizitätsmodul von $E = 0,6 \cdot 10^{10}$ Pa (Tab. 9) errechnet man mit der Gleichung aus Tab. 8 die Kompressibilität zu:

$$\begin{aligned}
 c_{\text{Kalk}} &= 3(1-2\mu_p)/E && (9.1) \\
 &= 3(1-2 \cdot 0,25) / 0,6 \cdot 10^{10} \text{ Pa} \\
 &= 2,5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}
 \end{aligned}$$

Für Basalt erhält man wesentlich geringere Werte von ca. $c_{\text{Basalt}} = 3,5 \cdot 10^{-11} \text{ Pa}^{-1}$. Mit den größten Kompressibilitäten muß man bei mäßig kompakten Tonsteinen (Opalinuston, Keupertone) rechnen. Sie können sogar eine größere Kompressibilität als Wasser ($c_w = 5 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$) aufweisen. In dichten Gesteinen mit geringen Porositäten kann daher der kompressible Anteil des Gesteins den des Wassers übertreffen, so daß der Speicherkoeffizient im wesentlichen von den Gebirgseigenschaften abhängt.

9.3 Grundlagen der Wärmeleitung

Von den drei Arten des Wärmetransportes – Wärmeströmung oder Konvektion, Wärmeleitung oder Konduktion und Wärme- oder Temperaturstrahlung – ist in Tiefenaquiferen vorwiegend die Wärmeleitung von Bedeutung. Tab.10 enthält eine Gegenüberstellung von Grundwasserströmung und Wärmeleitung. Ihre Gesetze sind analog.

9.4 Konsequenzen für Ergiebigkeitsuntersuchungen in tiefen Aquiferen

9.4.1 Hydraulische Parameter

Das tiefe Grundwasser weist neben den genannten physikalischen und thermischen Eigenschaften auch chemische Besonderheiten auf. Hier interessieren jedoch nur die Aquifere, die gering mineralisiertes Grundwasser enthalten, das als Trink-, Heil- oder Brauchwasser genutzt werden kann. Hochmineralisierte Tiefenwässer werfen hinsichtlich Korrosion und Entsorgung große Probleme auf.

Da die Transmissivität bzw. der Durchlässigkeitsbeiwert und der Speicherkoeffizient bzw. der spezifische Speicherkoeffizient nicht nur Eigenschaften des Gesteins, sondern auch Eigenschaften des Wassers wiedergeben, ändern sich diese hydraulischen Parameter mit der Mineralisation, dem Gasgehalt, der Temperatur und dem Druck des Wassers.

Tab. 10: Vergleich zwischen thermischen und hydraulischen Parametern (vereinfacht)

Thermik	Hydraulik
Temperaturgradient grad T = $\Delta T / \Delta l$ (K/m)	hydraulischer Gradient $J = \Delta T / \Delta l$ ()
Wärmemenge Q^* (J)	Fluidmenge V (m ³)
Wärmestrom $I = Q^*/t$ (J/s)	Durchfluß $Q = V/t$ (m ³ /s)
Wärmeflußdichte $q^* = I/A$ (J·s ⁻¹ · m ⁻¹)	spezifischer Durchfluß $q = Q/A$ (m/s)
Wärmeleitfähigkeit $\lambda = q^*/\text{grad T}$ (J·s ⁻¹ · m ⁻¹ · K ⁻¹)	Durchlässigkeitsbeiwert $k_f = q/J$ (m/s)
Temperaturleitfähigkeit $\kappa = \lambda/(\rho c)$ (m ² /s)	hydraulische Diffusivität $D = T/S$ (m ² /s)
spezifische Wärme $c = \frac{\Delta Q^*}{\Delta T \cdot m}$ (J · kg ⁻¹ · K ⁻¹)	spezifischer Speicherkoeffizient $S_s = \frac{\Delta V}{\Delta h \cdot V_t} = \frac{\Delta V \cdot \rho}{m \cdot \Delta h}$ (m ⁻¹)

$\lambda H \hat{=} \text{Transmissivität}$; $c_0 H \hat{=} \text{Speicherkoeffizient}$

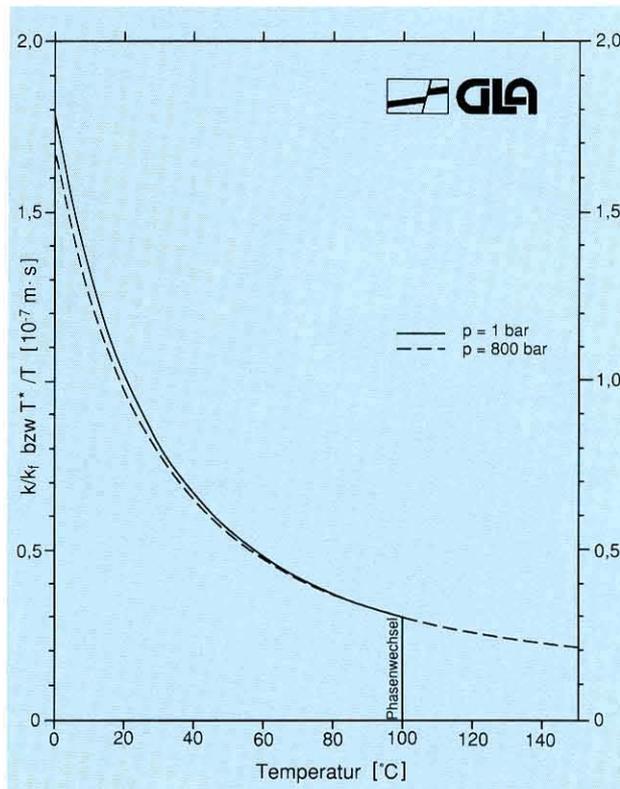


Abb. 57: Beziehung zwischen Permeabilität k und hydraulischer Leitfähigkeit k_f (bzw. Transmissivität T^* und Transmissivität T) in Abhängigkeit von der Wassertemperatur und dem Wasserdruck p

Abb. 57 zeigt die Druck- und Temperaturabhängigkeit des k_f -Wertes und der Transmissivität, die mit den Gleichungen in Kapitel 2.2.3 erstellt wurde. Der Einfluß des Druckes ist vernachlässigbar. Der Ausdruck k/k_f bzw. T^*/T gibt die Fluideigenschaften

$$\left(\frac{\mu}{\rho g} \right)$$

wieder. Durch eine Änderung der Wassertemperatur von 10 auf 60 °C erhöht sich die Durchlässigkeit um den Faktor drei.

9.4.2 Auswirkungen auf die Durchführung von Pumpversuchen

Bei Pumpversuchen in thermalen Aquiferen beobachtet man häufig, daß mit Förderbeginn der Wasserspiegel im Brunnen zunächst ruckartig abfällt, dann jedoch, obwohl gepumpt wird, über den Ruhewasserspiegel hinaus ansteigt, vgl. Abb. 58. Dieses scheinbar paradoxe Verhalten ist allein auf die Temperaturverteilung im Bohrloch zurückzuführen. Während in nicht-thermalen Aquiferen der Brunnenwasserspiegel den hydraulischen Druck direkt wiedergibt, ergeben sich in Thermalwasserbohrungen temperaturbedingte Differenzen. Da die Dichte von Wasser temperaturabhängig ist, besitzen gleichschwere

Wassersäulen verschiedener Temperatur eine unterschiedliche Länge. Der an sich geringe Dichteunterschied wirkt sich bei mehreren hundert Meter langen Wassersäulen mit einer Längenänderung aus, die mehrere Meter betragen kann. Im Ruhezustand paßt sich der Wasserkörper in einem Thermalwasserbrunnen den jeweiligen Gesteinstemperaturen an. Wird Wasser aus der Bohrung entnommen, so strömt das warme Wasser von unten rasch nach oben. Demzufolge nimmt die mittlere Dichte während des Pumpversuches ab, d. h., das spezifische Gewicht und der spezifische Druck sind kleiner als

vor dem Pumpversuch. Diese Effekte werden überlagert von der tatsächlichen „Absenkung“, d. h. der Druckreduktion infolge Förderung. Ist der Dichteeffekt größer als der Druckabfall durch die Entnahme, so ist zu Beginn eines Pumpversuchs statt einer Absenkung ein Wasserpiegelanstieg und nach Abstellen der Pumpe statt eines Wiederanstiegs ein Abfallen des Wasserpiegels zu beobachten (Abb. 58).

Zur Auswertung von Pumpversuchen aus thermalen Aquiferen muß folglich jeder gemessene Wasserstand über die Dichte temperatur- und druckkorrigiert werden.

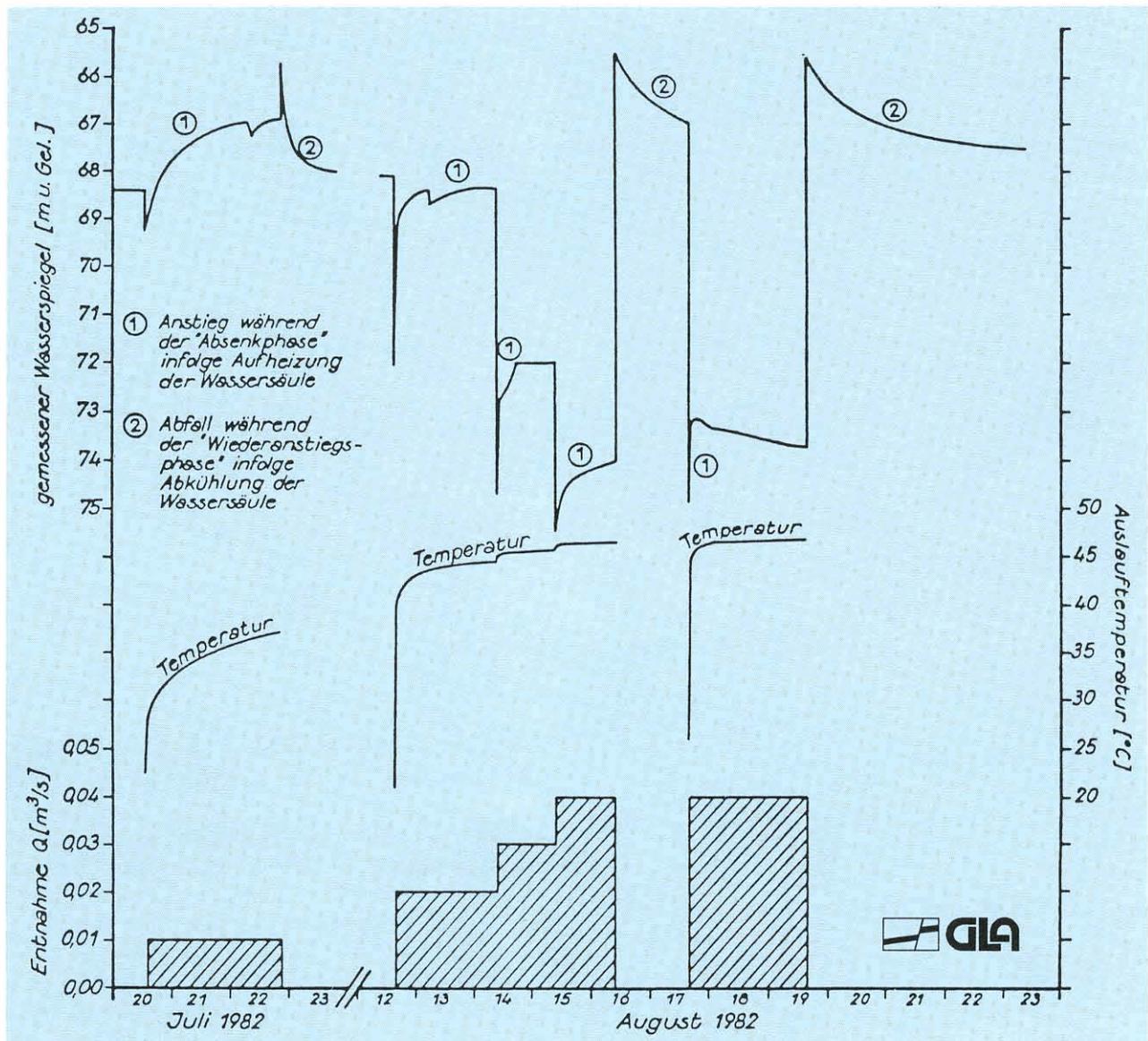


Abb. 58: Betriebsplan, Auslaufemperatur und gemessener Wasserpiegelgang beim Pumpversuch in der Thermalwasserbohrung Bad Buchau – Beispiel für den thermischen Einfluß auf den „Absenkungs“- und „Wiederanstiegsvorgang“

Unter einem Basisdruck p (Pa) errechnet sich die Länge H_0 (m) einer Wassersäule mit konstanter Temperatur T_0 und Dichte ρ_0 (kg/m^3) zu:

$$H_0 = \frac{p}{\rho_0 \cdot g} \quad (9.2)$$

Unter dem gleichen Basisdruck errechnet sich die Länge H_1 einer Wassersäule mit einem linearen Temperaturgefälle von T_0 nach T_1 und demzufolge einer mittleren Dichte von ca. $(\rho_0 + \rho_1)/2$ zu :

$$H_1 = \frac{p}{(\rho_0 + \rho_1)/2 \cdot g} = \frac{2H_0 \cdot \rho_0}{(\rho_0 + \rho_1)} \quad (9.3)$$

Mit Hilfe der Gleichungen (9.2) und (9.3) ist das Nogramm in Abb. 59 zur Korrektur der Länge einer Wassersäule bei konstantem Temperaturgradienten erstellt worden. Da die Temperaturzunahme in einem Bohrloch i. allg. jedoch nicht konstant ist, muß diese Korrektur in diskreten Abschnitten erfolgen. Abb. 60 zeigt den typischen Verlauf eines Temperaturprofils. Im oberen Bereich nimmt die Temperatur deutlich stärker zu als im unteren. Daher erfolgt die Längenkorrektur in einzelnen Teufenabschnitten.

Die Korrektur berechnet sich zu $\Delta H = 2,0$ m. Legt man demgegenüber der Berechnung einen konstanten Temperaturgradienten zugrunde, so ergibt sich $\Delta H = 4,73$ m (Abb. 60).

Streng genommen müßte daher während eines Pumpversuchs die Temperaturverteilung über die gesamte Bohrlochtiefe für jeden Meßzeitpunkt gemessen werden. Dies ist meßtechnisch jedoch kaum durchführbar. Praktisch kann nur die Auslauftemperatur gemessen werden. Die Basistemperatur ändert sich nicht und kann zusammen mit der Auslauftemperatur dazu benutzt werden, die Wasserstände linear zu korrigieren. Der Einfluß der Brunnen-speicherung und des Totraumes über der Pumpe wird dabei außer acht gelassen.

Bei Pumpversuchen aus Tiefenaquiferen sollte daher die Messung des Wasserspiegels durch eine Messung des Basisdrucks ersetzt werden. Die aufgezeigten Wasserspiegelkorrekturen bei Thermalwässern können nur Notbehelfe sein. Bei hochmineralisierten oder stark gasführenden Aquiferen ist eine Korrektur kaum mehr möglich.

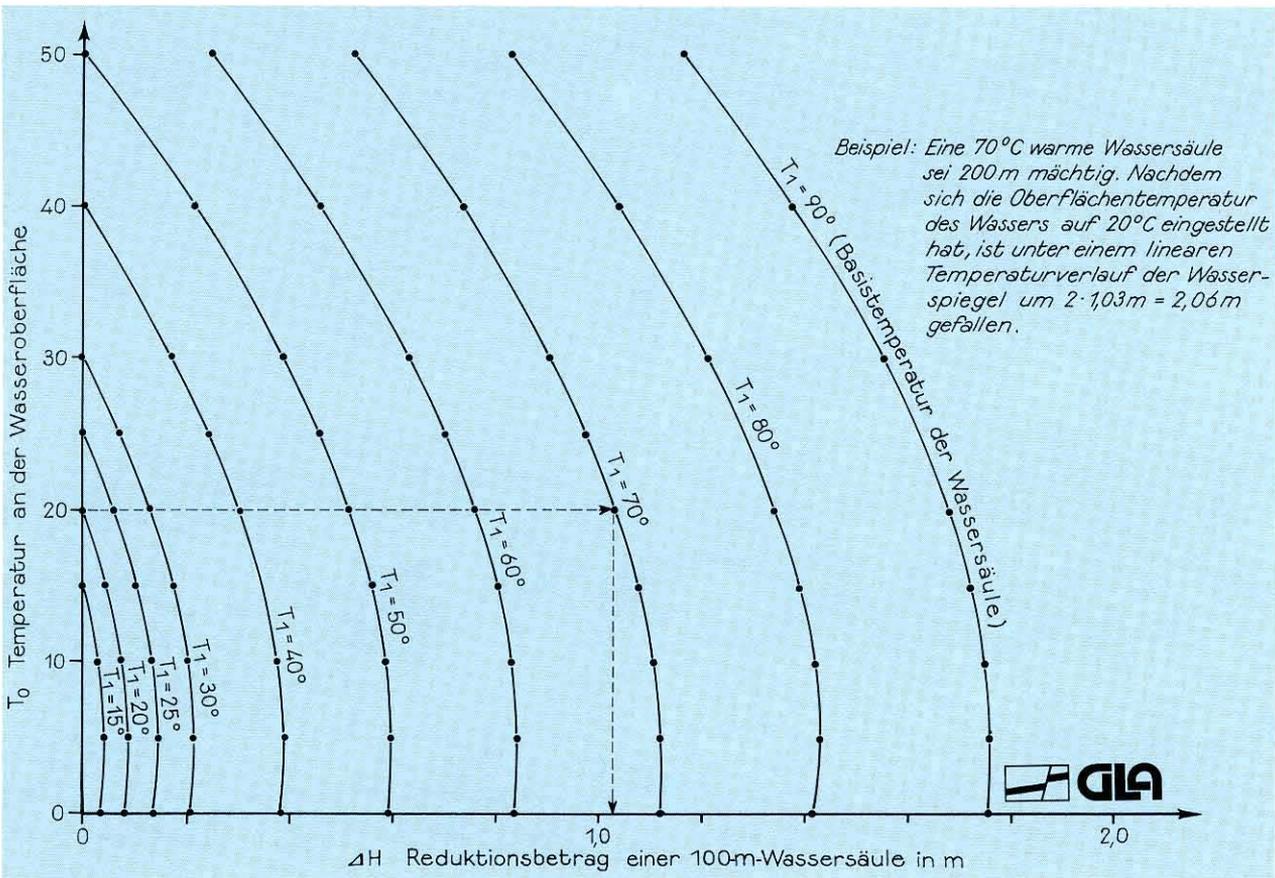


Abb. 59: Längenkorrektur einer 100-m-Wassersäule in Abhängigkeit von der Temperatur bei konstantem Temperaturgradienten

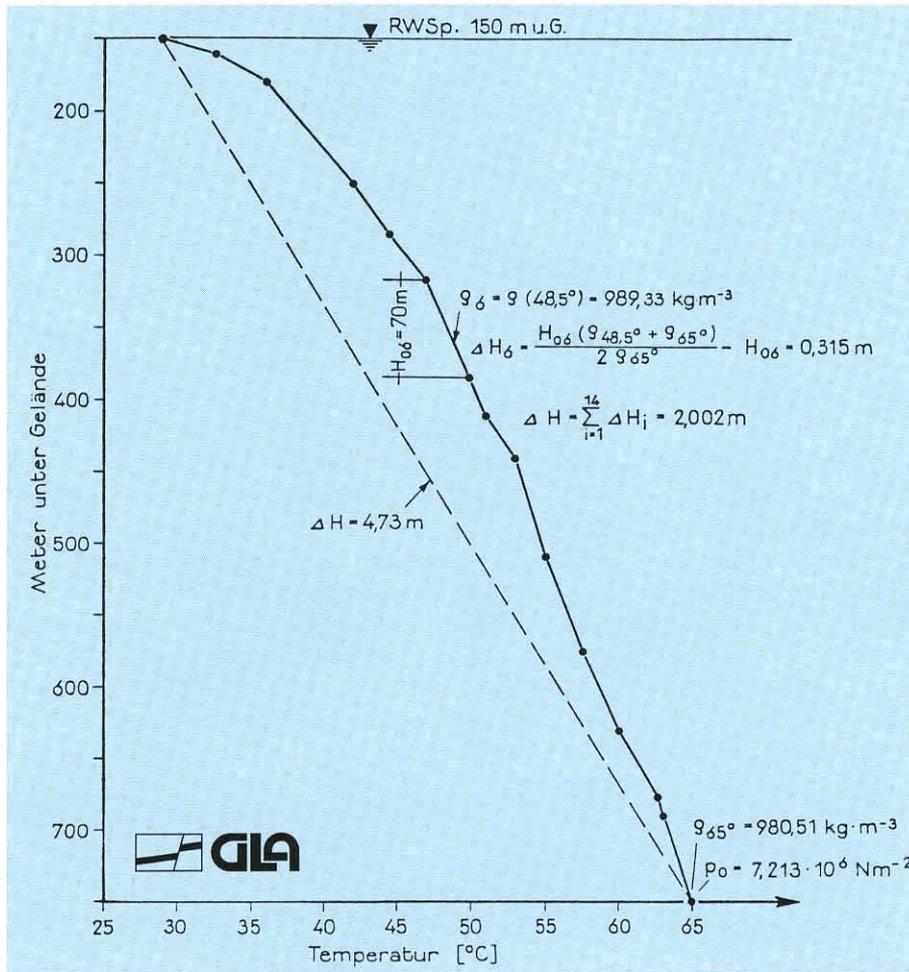


Abb. 60: Temperaturlog Bohrung Urach 2

10 Bohrverfahren und Brunnenbau

10.1 Bohrverfahren

Es gibt drei verschiedene Schlagbohrverfahren:

10.1.1 Schlagbohrverfahren

Bohranlage und Bohrausrüstung müssen auf das zu bohrende Gebirge, die zu erreichende Endteufe und den Bohrdurchmesser abgestimmt sein. Bohrwerkzeuge und Spüleinrichtungen müssen sicherstellen, daß das Bohrgut so ausgetragen wird, daß geologisch ansprechbare Proben gewonnen werden. Darüber hinaus muß die Standfestigkeit der Bohrung gewährleistet sein, vgl. Tab. 11.

Das traditionelle Brunnenbohrverfahren im Festgestein vor Einführung der Drehbohrmethoden war das Schlagbohrverfahren. Beim Schlagbohrverfahren wird das Gebirge durch schlagende Bohrwerkzeuge gelockert und zertrümmert und das Bohrgut (Bohrklein, Cuttings) von Zeit zu Zeit mit Schappen oder Greifern zutage gefördert.

Gestängefreifallbohrverfahren (Kanadisches Bohrverfahren)

Wegen der häufig auftretenden Gestängebrüche und wegen zu geringen Bohrfortschritts ist das Meißelbohrverfahren praktisch bedeutungslos geworden.

Seilfreifallbohrverfahren (Pennsylvanisches Bohrverfahren)

Dieses Bohrverfahren kann bei Durchmessern über 400 mm in jedem Festgestein angewendet werden. Insbesondere, wenn bei stark geklüftetem oder verkarstem Gebirge und tiefliegendem Grundwasserspiegel große Spülverluste auftreten, wird dem Seilfreifallbohrverfahren (Abb. 61) manchmal der Vorzug vor dem Drehbohrverfahren gegeben.

Tab.11: Überblick über die Anwendungsbereiche der einzelnen Bohrverfahren

		Drehbohrverfahren		Hammerbohrverfahren
		Wasserspülung	Luftspülung	Luftspülung
Bohrtiefen bis	90 m	+	+	+
	150 m	+	+ ¹	+ ¹
	>150 m	+	(+) ¹	(+) ¹
gesteins-technische Merkmale	hart, quarzreich	-	-	+
	spröde	+	+	+
	weich, elastisch	+	(+)	-
wenig standfestes Gestein		+	-	-
lockere Deckschichten	5 – 6 m	+	(+)	-
bindige Deckschichten	5 – 6 m	+	-	-
Deckschichten ohne	Wasserzutritte	+	+	(+) ²
Aussagekraft der Bohrproben	bei geringen Wasserzutritten	+	-	-
	bei Zutritten > 1 l/s	-	+ ³	+ ³
	bei totalem Spülverlust	-	+ ⁴	+ ⁴
Richtungsstabilität der Bohrung		(+)	(+)	+
Durchteufen stark geklüfteter Bereiche ohne zusätzliche Verrohrung		-	+	+
Horizontierte Ermittlung der Größenordnung von Wasserzuflüssen		-	+	+

Anmerkungen: ¹ starke Wasserzutritte (>10 l/s) können je nach Kompressorleistung die erreichbare Bohrtiefe verringern

² Bohrgut häufig zu staubförmig

³ bei starken Wasserzutritten (>10–15 l/s) ist die Probenahme des Bohrgutes sehr erschwert

⁴ auch bei Luftspülung kann gelegentlich totaler Spülverlust eintreten

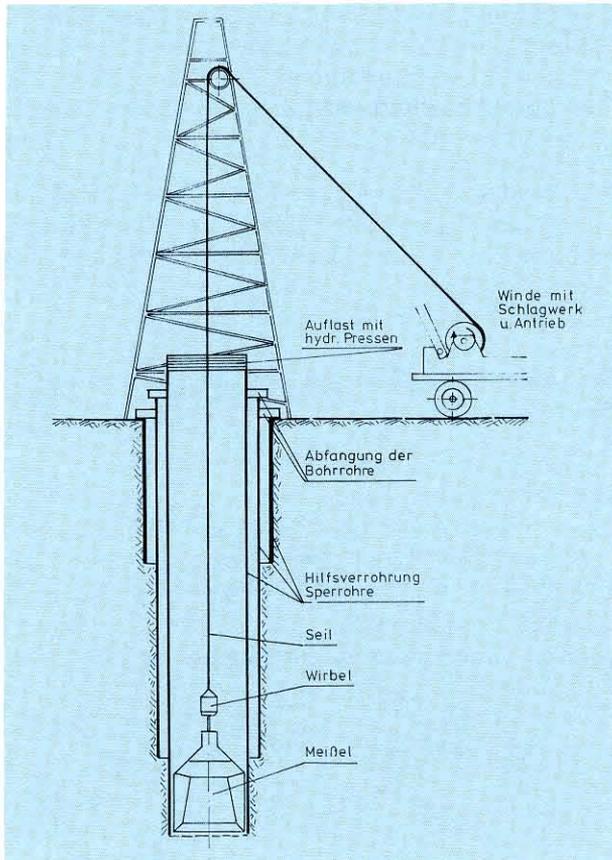


Abb. 61: Schema des Schlagbohrverfahrens mit Seilfreifall zur Bohrgutförderung

Hammerbohrverfahren (Hammer-Drill)

Bei den Im-Loch-Hammer- oder den Tieflochhammer-Bohrtechniken wird ein Schlagbohrwerkzeug durch Luft angetrieben. Die Antriebsluft für den Hammer transportiert das Bohrklein im Ringraum zwischen Gestänge und Bohrlochwand nach oben. Zur Zeit ist dieses Verfahren einsetzbar für Bohrungen mit Durchmessern bis zu 17 1/2" bzw. 444 mm. Es erlaubt Bohrfortschritte bis zu 100 m pro Tag.

Das Hammerbohrverfahren ist nicht geeignet für:

- Gebirge mit starkem Nachfall oder bei weichem, elastischem Gestein wegen Brückenbildungen oder Verstopfungen
- Bohrungen, die so tief sind, daß der Kompressor den hydraulischen Druck der Wassersäule an der Bohrlochsohle nicht mehr überwinden oder das andringende Wasser nicht mehr austragen kann.

Muß mit Nachfall gerechnet werden, ist beim Schlagbohren eine Hilfsverrohrung erforderlich. Das Ziehen festsetzender Rohre kann Schwierigkeiten bereiten,

da die Hilfsverrohrung meistens ohne Spülung in das trockene Gebirge oberhalb des Wasserspiegels gesetzt wird.

Ein wesentlicher Vorteil der Schlagbohrverfahren besteht darin, daß keine Wasser- und keine Spülmittelzusätze verwendet und damit auch nicht in das Gebirge eingetragen werden. Die Gefahr des Zusetzens von wasserführenden Klüften und Hohlräumen ist gering, da während des Bohrvorgangs zulaufendes Wasser ausgeblasen wird und dadurch die Klüfte freigespült werden. Bereits während des Bohrens können die Wasserzutritte lokalisiert und größenordnungsmäßig abgeschätzt werden.

Bei größeren Klüften und Hohlräumen besteht die Gefahr des Verlustes der Druckluftspülung und des Bohrkleins. Durch rückfließendes Bohrklein, z. B. durch Unterbrechung des Druckluftstromes, kann das Bohrgestänge festsitzen und das Loch zufallen.

10.1.2 Drehschlagbohrverfahren

Beim Drehschlagbohrverfahren handelt es sich um eine Kombination aus Drehbohren und Schlagbohren. Das Gestein wird hauptsächlich durch Schlagenergie gelockert. Einige Bohrlochhammertypen besitzen eine zusätzliche Umsetzvorrichtung im Schlagkopf; der Bohrvorgang ist dann als drehschlagend anzusehen.

10.1.3 Drehbohrverfahren

Beim Drehbohrverfahren wird die Drehbewegung in der Regel über Tage auf das Bohrgestänge und das Bohrwerkzeug übertragen. Gebräuchliche Drehvorrichtungen sind:

- der Drehtisch mit darin gleitender Mitnehmerstange (Kelly)
- der Drehkopf mit fest eingespanntem oder verschraubtem Bohrgestänge.

Der Drehkopf ist in mechanischen oder hydraulischen Vorschubeinrichtungen eingebaut, die das Tieferführen des Gestänges ermöglichen und zur Regelung des notwendigen Bohrandrucks auf der Sohle dienen. Der Bohrandruck wird hauptsächlich durch das Gewicht des Bohrwerkzeugs sowie durch direkt oberhalb davon eingebaute Schwerstangen erzeugt. Beim Drehbohren überwiegt die stetige Bohrgutförderung mit Hilfe von Spülung. Als Spülungsmedium dienen Wasser, Wasser mit Spülmittelzusätzen, Druckluft oder Druckluft mit Wasser.

Das Drehbohren hat sich im Brunnenbau als das z. Zt. wirtschaftlichste Bohrverfahren durchgesetzt.

10.2 Spülverfahren beim Drehbohren

10.2.1 Direktes Spülbohrverfahren (Druckspülbohren, Rechtsspülen, Rotarybohren)

Nach der Führung des Spülstromes werden beim Drehbohren zwei Verfahren unterschieden, das direkte und das indirekte Spülbohrverfahren.

Bei dem **direkten Spülbohrverfahren** wird die Spülung mit Überdruck über einen Spülkopf durch das Bohrgestänge gepumpt. Sie tritt unter Druck aus den Meißelöffnungen aus und steigt im Ringraum zwischen Gestänge und Bohrlochwand nach oben. Die erbohrten und vom Spülstrom ausgetragenen Gesteinsteilchen werden mit einem Schüttelsieb separiert oder sedimentieren in Klärbecken oder -tanks (Abb. 62).

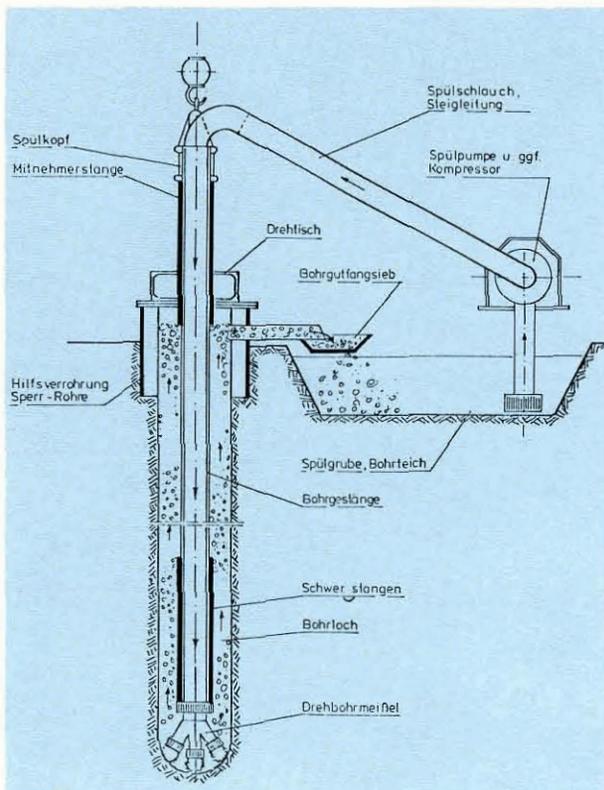


Abb. 62: Schema des direkten Spülbohrverfahrens (Druckspülbohrer, Rechtsbohrer, Rotarybohrer)

Beim Spülen mit Wasser muß für den Austrag des Bohrkleins eine Mindestgeschwindigkeit von 0,6 m/s herrschen. Der Bohrdurchmesser wird durch die Pumpenleistung begrenzt. Zu den Verfahren mit direkter Spülung zählt auch das Hammerbohrverfahren.

10.2.2 Indirektes Spülbohrverfahren (inverse Spülung, Umkehrspülung, Linksspülung)

Die indirekte Spülstromrichtung wird durch Überdruck der Spülung im Ringraum gegenüber der mit Bohrgut beladenen Spülung im Gestängeinneren erzeugt. Prinzipiell ist zu unterscheiden zwischen dem Counterflushverfahren und den für große Bohrdurchmesser angewandten Saug-, Saugstrahl- und Lufthebeverfahren.

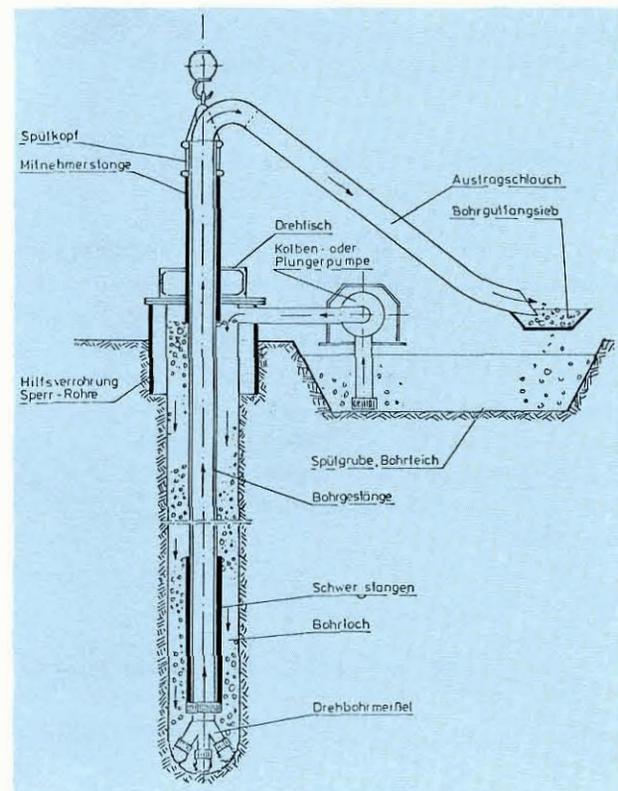


Abb. 63: Schema des Counterflushverfahrens

Counterflushverfahren

Mit einer Pumpe wird die Spülung über eine Stopfbuchse am Bohrlochkopf in den Ringraum gedrückt und ein Spülungsüberdruck erzeugt. Hierzu ist eine sorgfältige Abdichtung des Bohrlochs gegen das Ge-

Transport des Bohrguts

Damit die Bohrlochsohle möglichst sauber gespült wird, soll die Spülung stark turbulent aus der Meißelöffnung austreten. Hierzu ist eine Spülungsgeschwindigkeit von mindestens 10 m/s in den Meißelkanälen erforderlich.

Das Transportvermögen der Bohrspülung ist von mehreren Faktoren abhängig:

- Die Geschwindigkeit der Spülung im Ringraum beträgt bei direktem Spülungskreislauf (Druckspülbohren) mindestens 0,6 m/s. Sie ist beim indirekten Spülungskreislauf im Gestänge wesentlich höher.
- Die Dichte der Spülung beeinflusst den Auftrieb des Bohrkleins. Je kleiner die Dichtedifferenz zwischen Spülung und Bohrklein, desto besser ist die Austragsfähigkeit der Spülung, die wiederum die Voraussetzung für eine teufengerechte Ansprache der Bohrproben ist.
- Die Viskosität der Spülung beeinflusst den Transport des Bohrkleins am deutlichsten. Sie ist abhängig von der Konzentration und Qualität der dispergierten Feststoffe. Beim direkten Spülungskreislauf (Druckspülbohren) kann die Strömungsgeschwindigkeit im Ringraum nicht unbegrenzt erhöht werden. Neben hohen Druckverlusten können dabei Strömungsverhältnisse im Ringraum entstehen, die Nachfall durch Erosion verursachen.

Stabilisierung der Bohrlochwände

Eine auf die geologischen Gegebenheiten abgestimmte Bohrspülung ist in der Regel in der Lage, unverrohrte Bohrlöcher standfest und kalibergerecht zu erhalten. Beim Bohren in tonigen oder mergeligen Schichten scheiden sich Feinstanteile an der Bohrlochwand ab und bilden damit einen dünnen und dichten Filterkuchen, der die unverrohrte Bohrlochwand stabilisiert.

Erhaltung des hydraulischen Anschlusses an den Aquifer

Bei Bohrungen im Grundwasser muß das Eindringen von Spülung und Bohrgut in das Kluft- und Spaltensystem weitgehend verhindert werden, denn die Fein- und Feststoffe können Zuflußwege irreversibel

verstopfen. Die Infiltration kann durch eine entsprechende Zusammensetzung der Spülung wie auch durch Bohrverfahren mit stetiger Bohrgutförderung begrenzt werden. Zur Wirkungsweise und Anwendung der Spülungszusätze wird auf das DVGW-Merkblatt W 116 verwiesen. Der Einsatz von Spülungszusätzen in Wasserschutzgebieten bedarf einer besonderen Prüfung (vgl. Kap. 11.3).

10.4 Brunnenbohrung

Im Festgestein sind oft kleinkalibrige Aufschlußbohrungen erforderlich, um Grundlagen für die Planung und den Bau von Entnahmebrunnen zu schaffen. Mit diesen Bohrungen werden erkundet:

- die Lagerungsverhältnisse und Schichtfolge sowie die Standfestigkeit des Gebirges
- die grundwasserführenden Bereiche und deren Druckverhältnisse
- der hydraulische Anschluß der Bohrung an den Aquifer
- die Grundwasserbeschaffenheit.

Um den Aquifer in einer Aufschlußbohrung hydraulisch testen zu können, ist für den Einsatz von U-Pumpen mindestens ein lichter Durchmesser von DN 150 mm (6") empfehlenswert.

Ist der hydraulische Anschluß der Bohrung an den Aquifer ungenügend, gibt es die Möglichkeit, durch abschnittsweises, rhythmisches Pumpen (sogenanntes Kolben) eine Verbesserung zu erzielen. Weitere Verfahren sind in Kap. 7.7 aufgeführt.

Im Festgestein sind nur bei engständig durchtrennten Gesteinen Strömungsverhältnisse wie im Porengrundwasserleiter zu erwarten. Vielfach erfolgt der Zufluß auf ausgeprägten Kluftzonen und Spalten, die gerinneartig erweitert sein können. Eine Filterkies-schüttung kann daher im Festgestein zu einer Erhöhung des Brunnenverlustes (vgl. Kap. 6.4) führen. Bei sandigen Kluftgrundwasserleitern ist die Gefahr des Absandens und des damit verbundenen Verstopfens des Filters gegeben. Beim Brunnenausbau im Festgestein ist deshalb – im Gegensatz zu Porengrundwasserleitern – durchaus zu erwägen, auf den Filterkies zu verzichten oder nur einen grobkörnigen Stützkies zu schütten. In begründeten Fällen kann sogar das Einstellen eines Filterrohres entfallen.

Der Ringraum oberhalb des Aquifers wird im Festgestein zweckmäßigerweise durch Druckzementation abgedichtet. Es ist darauf zu achten, daß in einer Bohrung verschiedene Grundwasserstockwerke nicht hydraulisch verbunden werden.

11 Rechtliche Grundlagen

11.1 Allgemeines

Die folgenden Rechtsvorschriften in ihrer jeweils gültigen Fassung enthalten die wesentlichen Bestimmungen, die im Zusammenhang mit der Durchführung von Ergiebigkeitsuntersuchungen maßgebend sind.

Bundesgesetze:

- Gesetz zur Ordnung des Wasserhaushalts (Wasserhaushaltsgesetz – WHG) in der Fassung vom 23.9.1986 (BGBl. I: 1529).
- Bundesberggesetz (BBergG) vom 13.8.1980 (BGBl. I: 1310) mit Änderungen vom 12.2.1990 (BGBl. I: 215)
- Gesetz über die Durchforschung des Reichsgebietes nach nutzbaren Lagerstätten (Lagerstättengesetz) vom 4.12.1934 (RGBl. I: 1223), geändert durch Gesetz vom 2.3.1974 (BGBl. I: 469).

Gesetze und Verordnungen des Landes Baden-Württemberg:

- Wassergesetz für Baden-Württemberg (WG) in der Fassung der Bekanntmachung vom 1.7.1988 (GBl.: 269)
- Verordnung des Innenministeriums über die Überwachung von Erdaufschlüssen (sogenannte Erdaufschluß-VO) vom 18.12.1961 (GBl. 1962: 3).
- Verordnung des Innenministeriums über die Anträge nach dem Wassergesetz (sogenannte Antrags-VO) vom 13.12.1962 (GBl. 1963: 7).
- Gemeinsame Verwaltungsvorschrift des Ministeriums für Wirtschaft, Mittelstand und Verkehr und des Ministeriums für Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt und Forsten über Tiefbohrungen (sogenannter Tiefbohrerlaß) vom 5.12.1983 (GBl. 1984: 40).

11.2 Bohrungen

Bohrungen zum Aufsuchen von Grundwasser sind behördlich zu überwachen (Erdaufschluß-VO). Um dies zu ermöglichen, sind solche Vorhaben durch den Unternehmer unter Vorlage der zur Beurteilung

bzw. Überwachung erforderlichen Unterlagen (§ 37 WG Abs. 2 und Tiefbohrerlaß Ziff. 2.1.2) vorher anzuzeigen, und zwar:

- bei Bohrungen bis zu 100 m Endteufe der örtlich zuständigen unteren Wasserbehörde (§§ 37, 96, 97 WG)
- bei Bohrungen über 100 m Endteufe (Tiefbohrungen) dem Landesbergamt (§ 37, Abs. 5 WG und Tiefbohrerlaß Ziff. 2.1.1).

Bei wasserrechtlichen Anordnungen der Bergbehörde ist das Einvernehmen herzustellen, d. h. die Zustimmung der zuständigen Wasserbehörde einzuholen.

Daneben ist der Unternehmer nach § 4 Lagerstättengesetz zur Anzeige einer durch mechanische Kraft angetriebenen Bohrung an das Geologische Landesamt verpflichtet (siehe auch Tiefbohrerlaß Ziff. 1.2.3).

Die Aufsicht über die Bohrung übt die Behörde aus, der sie anzuzeigen ist, im Falle der Wasserbehörde dabei zusammen mit dem Wasserwirtschaftsamt und dem Geologischen Landesamt (Erdaufschluß-VO und Tiefbohrerlaß Ziff. 3.1). Infolge dieser Aufsichtsregelung sind Bohrungen und die für ihre Durchführung erforderlichen Einrichtungen von den Bestimmungen der Landesbauordnung für Baden-Württemberg (LBO i. d. F. vom 28.11.83, GBl.: 770 § 1 Abs. 2 Ziff. 2 u. 3 und Tiefbohrerlaß Ziff. 1.2.3 Abs. 2) ausgenommen. Die Überwachung ersetzt nicht die Verpflichtung des Unternehmers zum Bereithalten und Zurverfügungstellen von Bohrproben sowie zur Auskunftserteilung entsprechend dem Lagerstättengesetz.

Erst einen Monat, nachdem die zuständige Behörde den Eingang der Anzeige bestätigt hat, darf mit den Arbeiten begonnen werden, sofern die Behörde nicht etwas anderes bestimmt (§ 37 Abs. 2 WG und Tiefbohrerlaß Ziff. 2.1.1). Unter Umständen sind auch Befreiungen, Untersagungen oder Auflagen auf Grund von Rechtsverordnungen für bestimmte Vorranggebiete (z. B. Naturschutz-, Wasserschutz- oder Quellschutzgebiete) notwendig. Nach § 37 Abs. 3 WG können die Arbeiten untersagt oder Auflagen erteilt werden, wenn schädliche Verunreinigungen des Grundwassers oder sonstige nachteilige Veränderungen zu besorgen sind oder wenn Rücksichten auf den Wasserhaushalt dies erfordern. Auch Bohrungen zum Aufsuchen von Grundwasser über 100 m Endteufe sind nur anzeigepflichtig. Im Einzelfall kann aus bergrechtlichen Gründen ein Betriebsplan ver-

langt werden (Tiefbohrerlaß Ziff. 2.2.1). Bei Tiefbohrungen sind auch die einschlägigen Bergpolizeiverordnungen zu beachten (Tiefbohrerlaß Ziff. 1.2.1).

11.3 Bohrspülungen und Spülungszusätze

Gewässerbenutzungen, die einer wasserrechtlichen Gestattung bedürfen (§§ 2 und 7 WHG), sind:

- das Entnehmen von Wasser zu Spülzwecken aus einem oberirdischen Gewässer oder aus dem Grundwasser (§ 3 Abs. 1 Ziff. 1 bzw. Ziff. 6 WHG),
- die Verwendung von Spülungszusätzen (§ 3 Abs. 2 Ziff. 2 WHG),
- das Einleiten von Bohrspülwasser in ein oberirdisches Gewässer oder in das Grundwasser (§ 3 Abs. 1 Ziff. 4 bzw. Ziff. 5 WHG).

Die Erteilung einer solchen Gestattung (Erlaubnis) ist unter Vorlage der zur Beurteilung erforderlichen Unterlagen (Antrags-VO) bei der unteren Wasserbehörde zu beantragen. Nur im Fall einer Betriebsplanpflicht sind diese Unterlagen Gegenstand des Betriebsplanes, und die Bergbehörde entscheidet auch über die wasserrechtliche Erlaubnis (Tiefbohrerlaß Ziff. 2.3.3 und § 14 Abs. 2 WHG).

11.4 Pumpversuche

Im Gegensatz zur erlaubnisfreien Entnahme (§ 33 Abs. 1 Ziff. 1 WHG) reicht für einen als Brunnen- oder Aquifertest durchgeführten Pumpversuch nicht mehr eine Bohranzeige oder ein Betriebsplan aus. Er ist erlaubnispflichtig (§ 3 Abs. 1 Ziff. 6 WHG und Tief-

bohrerlaß Ziff. 2.3.3). Die Erlaubnis ist bei der zuständigen Wasserbehörde zu beantragen.

Sind von vornherein Pumpversuche geplant, was bei Ergiebigkeitsuntersuchungen die Regel sein dürfte, und liegt die Bohrtiefe unter 100 m, ist es zweckmäßig, die Bohranzeige in den Wasserrechtsantrag mit einzubeziehen. Die wasserrechtliche Erlaubnis für den Pumpversuch wird dann auch die zu seiner Durchführung erforderliche Anlage genehmigen. Meist lassen sich aber Dauer und Fördermenge des Pumpversuches erst nach Durchführung der Bohrung festlegen, was ein getrenntes Vorgehen erfordert, d. h. zunächst eine Anzeige für die Bohrung und später einen Wasserrechtsantrag für den Pumpversuch.

11.5 Markierungsversuche

Die Anwendung von Markierungsstoffen (Tracern), die in das Grundwasser gelangen, bedarf als Benutzung (§ 3 Abs. 1 Ziff. 5 WHG) einer wasserrechtlichen Erlaubnis, die unter Beifügung der zur Beurteilung erforderlichen Unterlagen (Antrags-VO) bei der unteren Wasserbehörde zu beantragen ist. Eine solche Erlaubnis darf nur dann erteilt werden, wenn eine schädliche Verunreinigung des Grundwassers oder eine sonstige nachteilige Veränderung seiner Eigenschaften nicht zu besorgen ist (§ 34 Abs. 1 WHG). Bei radioaktiven Tracern sind deshalb auch die Bestimmungen der Strahlenschutzverordnung vom 13.10.1976 (BGBl. I: 2905) zu beachten; entsprechend gilt bei biologischen Tracern das Bundesseuchengesetz i. d. F. vom 18.12.1979 (BGBl. I: 2262, geändert 18.8.80 [BGBl. I: 1469, 2218] und 27.6.85 [BGBl. I: 1254]).

Um Überschneidungen von Markierungsversuchen zu vermeiden, werden in Baden-Württemberg die Ergebnisse dieser Versuche beim Geologischen Landesamt gesammelt und archiviert.

12 Formelsammlung

Kapitel 2 – Wasserwegsamkeit und Grundwasserneubildung im Festgestein

Massenerhaltungsgesetz	$-\nabla \cdot (\varrho \vec{q}) + \frac{\Delta M}{\Delta t} = \frac{\delta(n \cdot \varrho)}{\delta t}$	
spezifischer Durchfluß	$q = V/tA$	[m · s ⁻¹]
hydraulischer Gradient	$J = \Delta h / \Delta l = \Delta p \cdot \varrho \cdot g / \Delta l$	[]
Darcy-Gesetz	$\vec{q} = [k_f] \vec{J}$	[m · s ⁻¹]
nichtlineares Fließgesetz	$J = b_1 q + b_2 q^2$	[]
Transmissivität	$T = \int_0^H k_f \cdot dh = \sum_{i=1}^n k_{fi} h_i$	[m · s ⁻¹]
Leakage	$q_L = k_f' / H' (h' - h) A$	[]
Speicherkoeffizient (freier Wasserspiegel)	$S \approx S_y \approx n_e \approx n_d$	[]
effektive Geschwindigkeit	$u = v_f / n_d = q / n_d = k_f \cdot J / n_d$	[m · s ⁻¹]
Fließgeschwindigkeiten	$v_{\max} > v_{C\max} > \bar{v} \geq u > v_{0,5}$	[m · s ⁻¹]

Kapitel 4 – Grundwasserneubildung

Wasserhaushaltsgleichung	$A_u = N - (V + A_o)$	[mm]
Grundwasserneubildung	$G = A_u + E + S_u$	[mm]
Trockenwetterfalllinie	$Q_t = Q_o \cdot e^{-t \cdot \alpha}$	[m ³ /s]
Umformung nach MAILLET	$\lg Q_t = \lg Q_o - 0,4343 \alpha t$	[m ³ /s]
α -Koeffizient	$\alpha = \frac{\lg Q_o - \lg Q_t}{0,4343 \cdot t}$	[d ⁻¹]
Trockenwetterfalllinie (mehrere Komponenten)	$Q_t = Q_{o1} \cdot e^{-\alpha_1 t} + Q_{o2} \cdot e^{-\alpha_2 t} + \dots$	[m ³ /s]
effektive Porosität	$n_e = \frac{Q_o}{\alpha \cdot V_A}$	[]
hydraulische Diffusivität	$\frac{T}{S} = 4 l^2 \frac{\alpha}{\pi^2}$	[m ² /s]

Kapitel 5 – Grundwassermarkierungsversuche

Dispersion	$D = \alpha \cdot u$	[m ² /s]
Massentransportgleichung	$\frac{\delta C}{\delta t} = D_L \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} + D_T \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta y^2} + D_V \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta z^2} - u \cdot \frac{\delta C}{\delta x}$	[kg m ⁻³ s ⁻¹]
	$\frac{\delta C}{\delta t} = D_L \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta r^2} + D_r \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \frac{\delta^2 C}{\delta \Theta} - u \frac{\delta C}{\delta r}$	[kg m ⁻³ s ⁻¹]
Freundlich-Isotherme	$C_s = K \cdot C^{1/m}$	[kg/m ³]
lineare Gleichgewichts- isotherme	$C_s = K \cdot C$	[kg/m ³]

Langmuier-Isotherme	$\frac{\delta C_s}{\delta t} = K \cdot C$	[kg/m ³ · s]
mittlere Abstandsgeschwindigkeit	$\bar{v} = \frac{\int_0^{\frac{x}{t}} C_{(t)} \cdot dt}{\int_0^{\infty} C_{(t)} \cdot dt}$	[m/s]
Summenkurve	$C_R = \frac{C_j}{C_{ges}} = \frac{\sum_{i=1}^j (t_{i+1} - t_i) (C_{i+1} + C_i)}{\sum_{i=1}^n (t_{i+1} - t_i) (C_{i+1} + C_i)}$	[kg/m ³]
mediane Geschwindigkeit	$v_{t_{0,5}} = \frac{x}{t_{0,5}}$	[m/s]
longitudinale Dispersion	$D_L = \frac{v_{t_{0,5}}^2 (t_{0,84} - t_{0,16})^2}{8 t_{0,5}}$	[m ² /s]

Kapitel 6 – Pumpversuche

beobachtete Absenkung	$s_b = s_A + s_i + s_w$	[m]
aquiferspezifische Absenkung	$s_A = BQ$	[m]
Sickerstrecke	$s_i = s^2/2H$	[m]
brunnenspezifische Absenkung	$s_w = CQ^2$	[m]
Theissche Brunnenfunktion	$s(r, t) = \frac{Q}{4 \pi T} W(u)$	[m]
Brunnenspeicherung	$C = \frac{\Delta V}{\Delta p} = \frac{r_w^2 \pi}{\rho g}$	[m ³ /Pa]

Dauer der Brunnenspeicherung	$t_B = \frac{r_w^2}{2 T} (60 + 3,5 s_F)$	[s]
Speicherkoeffizient	$S = \frac{2,25 T t_o}{r_w^2}$	[]
Transmissivität	$T = \frac{2,303 Q}{4 \pi \cdot \Delta s}$	[m ² /s]
Skinfaktor	$s_F = \frac{1}{2} \ln \frac{S}{S'}$	[]
Austauschkoeffizient	$\lambda = \alpha r_w^2 k_{f(m)}/k_{f(t)}$	[]
Speicherverhältnis	$\omega = S_{s(t)}/(S_{s(m)} + S_{s(t)})$	[]
	$\omega = 10^{-\delta s/m}$	[]

Kapitel 7 – Hydraulische Untersuchungsverfahren

Speicherkoeffizient	$S = H \cdot n \cdot 5 \cdot 10^{-6}$	[]
Reichweite des Absenkungstrichters	$r_o = \sqrt{2,25 T \cdot t/S}$	[m]

Kapitel 9 – Thermales, mineralisiertes Grundwasser

Kompressibilität	$c = 3(1 - 2 \mu_p)/E$	[Pa ⁻¹]
Länge einer Wassersäule	$H_o = \frac{p}{\rho_o \cdot g}$	[m]

13 Literatur

- AGARWAL, R. G., AL-HUSSAINY, R. & RAMEY, H. J. Jr. (1970): An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow; I. analytical treatment. – *Trans. AIME*, **249**: 279–290; New York.
- ARMBRUSTER, J. & BARTEL, H., ESSLER, H., HOLDERMANN, D., LILLICH, W., MEZ, C., SCHNEPF, R., STRAYLE, G. & UEHLENDahl, A. (1976): Pumpversuche in Porengrundwasserleitern. – *Minist. Ernährung, Landwirtschaft, Umwelt u. Forsten Baden-Württ.*: 125 S.; Stuttgart.
- BARENBLATT, G. E., ZHELTOV, J. P. & KOCHINA, J. N. (1960): Basic concepts in the theory of homogeneous liquids in fissured rocks. – *J. appl. Math. Mech. (USSR)*, **24**(5): 1286–1303.
- Bayerische Landesstelle Für Gewässerkunde (1952): Deutsches gewässerkundliches Jahrbuch. Donaugebiet. Abflußjahre 1941–1945. – München.
- BEAR, J. (1979): *Hydraulics of groundwater*. – 567 S.; New York, London (Mc Graw-Hill).
- BENDER, F. (Hrsg.) (1979): *Angewandte Geowissenschaften, Bd. II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften*. – 766 S., zahlr. Abb.; Stuttgart (Enke).
- (1984): *Angewandte Geowissenschaften. Bd. III: Geologie der Kohlenwasserstoffe, Hydrogeologie, Ingenieurgeologie, Angewandte Geowissenschaften in Raumplanung und Umweltschutz*. – 674 S.; Stuttgart (Enke).
- BERKALOFF, E. (1967): Interprétation des pompages d'essai. Cas de nappes captives avec une strate conductrice d'eau privilège. – *Bull. B. R. G. M. (2^e Sér.) Sect. III. (1)*: 33–35; Paris.
- BERTLEFF, B. & STICHLER, W. & STOBER, I. & STRAYLE, G. (1985): Geohydraulische und isopenhydrologische Untersuchungen im Mündungsbereich zwischen Donau und Iller. – *Abh. geol. Landesamt Baden-Württ.*, **11**: 7–44, 21 Abb., 3 Tab.; Freiburg i. Br.
- BOULTON, N. S. (1963): Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. – *Inst. Civil. Eng. London, Proc.*, **26** (6693): 469–482; London.
- BREDEHOEFT J. D. & PAPADOPULOS, I. S. (1965): A method for determining the hydraulic properties of tight Formations. – *Water Resources*, **16**: 233–238, Washington D.C.
- BUNTEBARTH, G. (1980): *Geothermie*. – 156 S; 64 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BUSCH, K.-F. & LUCKNER, L. 1974: *Geohydraulik*. – 442 S.; Stuttgart (Enke).
- CARLÉ, W. (1975): *Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa*. – 642 S.; Stuttgart (Wiss. Verl.).
- CARLSLAW, H. S. & JAEGER, J. C. (1959): *Conduction of heat in solids*. – 510 S.; Oxford (Clarendon Press).
- CINCO, L. H. (1974): *Unsteady-State Pressure Distribution created by a Slanted Well, or a Well with an inclined Fracture*. – Diss. Stanford Univ.: 173 S.; Stanford.
- & RAMEY, H. J. & MILLER, F. G. (1978): Transient pressure behaviour for a well with a finite conductivity vertical fracture wells. – *Soc. Petr. Engineers J.*: 235–264.
- COOPER, H. H. & JACOB, C. E. (1946): A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. – *Trans. amer. geophys. Union*, **24** (4): 526–534; Washington D. C.
- Deutsches Institut für Normung (1989): *DIN 4049, Teil 5: Hydrologie Begriffe, Unterirdisches Wasser*. – 32 S., 7 Abb.; Berlin.
- D'ANS-LAX (1967): *Taschenbuch für Chemiker und Physiker 1*. – 3. Aufl., 1522 S.; Berlin, Heidelberg (Springer Verlag).
- DROST, W., KLOTZ, D., KOCH, H., NEUMAIER, F. & RAUERT, W. (1968). Point dilution method measuring ground water flow by means of radioisotopes. – *Water Resour. Res.*, **4**: 125–146; Washington.
- DUPOIT, J. (1863): *Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et a travers les terrains perméables*. – 2^eme Ed.: 304 S.; Paris (Dunot).
- DVGW (1985): *Verwendung von Spülungszusätzen in Bohrspülungen bei der Erschließung von Grundwasser*. – *DVGW-Regelwerk Merkblatt W 116*: 7 S.; Eschborn.
- (1990): *Geophysikalische Untersuchungen in Bohrlöchern und Brunnen zur Erschließung von Grundwasser*. – *Zusammenstellung von Methoden*. – *DVGW-Regelwerk, Techn. Mitt., Merkbl.*, **W 110**: 50 S., 14 Abb., 3 Tab.; Eschborn.
- DVWK (1983): *Beiträge zu tiefen Grundwässern und zum Grundwasser-Wärmehaushalt*. – *Schr.-R. DVWK*, **61**: XV, 166 S., zahlr. Abb.; Hamburg, Berlin (Parey).
- DYES, A. B., KEMP, C. E., CLAUDE, B. H. (1958): Effect of fractures on sweep-out pattern. – *Trans. AIME*, **213**: 245–249.

- EWERT, F. K. (1977): Zur Ermittlung eines kf-Wertes für Fels und Kriterien zur Abdichtung des Untergrundes von Talsperren. – Ber. 1. nat. Tagung Ing.-Geol.: 393–408; Paderborn.
- GRINGARTEN, A. C. (1971): Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration, or restricted entry. – Diss. Stanford Univ.
- & RAMEY, H. J. (1974): Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration, or restricted entry. – Soc. Petr. Eng. J.: 413–426.
- & RAGHAVAN, R. (1974): Unsteady-state pressure distributions created by a well with a single infinitive-conductivity vertical fracture. – Soc. Petr. Eng. J.: 347–360.
- HANTUSH, M. S. (1959): Analysis of data from pumping wells near a river. – J. geophys. Res., **64**: 1921–1932.
- (1964): Hydraulics of wells. – Proceed. amer. Soc. civil Eng.: 281–433.
- (1967): Flow of groundwater in relatively thick leaky aquifers. – Water Resour. Res., **3** (2): 538–595; Washington D.C.
- HEITFELD, K.-H. (1965): Hydro- und baugewissenschafter Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. – Geol. Mitt., **5** (1–2): 210 S.; Aachen.
- (1979): Durchlässigkeitsuntersuchungen im Festgestein mittels WD-Testen. – Mitt. Ing. u. Hydrogeol., **9**: 175–218, 20 Abb. 1 Tab.; Aachen.
- HEKEL, U. (1992): Forschungsprojekt "Gebirgseigenschaften mächtiger Tonsteinserien" (FGmTJ). – 190 S., 55 Anl.; Freiburg i. Br. (Geol. Landesamt Baden-Württ.). – [unveröff. Abschlußbericht]
- HÖLTING, B. (1980): Hydrogeologie. – 104 Abb., 27 Tab.; Stuttgart (Enke).
- HUPPMANN, O. & STRAYLE, G. (1978): Oberrheinebene, Raum Rastatt (Karlsruhe – Bühl). Erläuterungen. – Hydrogeol. Kt. Baden-Württ. 1:50 000: 52 S., 31 Abb., 9 Tab., 6 Kt.; Freiburg i.Br. (GLA), Karlsruhe (LFU).
- JACOB, C. E. (1946): Drawdown test to determine effective radius of artesian well. – Trans. amer. Soc. Civ. Eng., **72**: 574–586, 4 Abb., 2 Tab.; Richmond, VA.
- JAKOWSKI, A. E. (in Vorber.): Bestimmung der Dispersion und anderer hydraulischer Parameter aus Markierungsversuchen in Karst- und Kluf-taquiferen. – Diss. TH Darmstadt.
- KÄSS, W. (1964): Die unmittelbare Bestimmung von Uranin-Spuren bei Färbversuchen. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **1963/64**: 37–65; Graz.
- (1967): Zur Geochemie einiger unerschlossener Buntsandstein-Mineralwässer am Schwarzwald-Ostrand. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **9**: 81–104, 3 Abb., 11 Tab.; Freiburg i.Br.
- (1976): 100 Jahre Uranin. – Pap. 3rd int. Symp. underground water tracing (3rd SUWT): 113–139; Ljubljana.
- (1992): Geohydrologische Markierungstechnik. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 9. – 519 S., 234 Abb., 28 Tab., Anhang; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- KAPPELMEYER, O. & HÄNEL, R. (1974): Geothermics with special reference to application. – 238 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- KAZEMI, H. (1969): Pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution. – Trans. Soc. Petrol. Eng. AIME, **4**: 451–461.
- KELLER, R. et al. (Hrsg.) (1979): Hydrologischer Atlas der BRD. – Boppard (Boldt). – [Kt.-Band 1978]
- (1980): Hydrogeologie. – Erträge der Forschung, 21 Abb., 12 Taf.; Darmstadt (Wiss. Buchges.).
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. dt. geol. Ges., Sd.-H. Hydrogeol. u. Hydrogeochemie: 89–95, 6 Abb.; Hannover.
- KIRALY, L. & MÜLLER, I. (1979): Hétérogénéité de la perméabilité et l'alimentation dans le karst: effect sur la variation du chimisme des sources karstiques. – Bull. Centre Hydrogéol., **3**: 237–283.
- KÖHLER, W.-R., VILLINGER, E., WERNER, J., FUHRMANN, A. & GRIMM-STRELE, J. (1985): Grundwasserlandschaften. – Hydrogeol. Kt. Baden-Württ.: 12 S.; Freiburg i. Br. (GLA), Karlsruhe (LfU).
- KOHLMEIER, R., STRAYLE, G. & GIESEL, W. (1983): Determination of water levels in observation wells by measurement of transient-time of ultrasonic pulses and calculation of hydraulic parameters. – Geol. Jb., **C 33**: 107–115; Hannover.
- KOZENY, J. (1933): Theorie und Berechnung von Brunnen. – Wasserkraft und Wasserwirtschaft, **22** (8): 88–92; (9): 101–105, (10): 113–116.

- KRAUSS, I. (1977): Das Einschwingverfahren – Transmissivitätsbestimmung ohne Pumpversuche. – GWF, Wasser-Abwasser, **118** (9): 407–410, 5 Abb., 1 Tab.; München.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN (1982): Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik. Neue Serie, Band 1. Physikalische Eigenschaften der Gesteine. Teilband a. – 373 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- LANGGUTH, H.-R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- LEIBUNDGUT, C. W. (1981): Zum Adsorptionsverhalten von Fluoreszenztracern. – Festschr. Josef G. ZÖTL: 111–129; Graz.
- & WERNLI, H. R. (1982): Zur Frage der Einspeisemengenberechnung für Fluoreszenztracer; Tracermethoden in der Hydrogeologie. – Beitr. Geol. Schweiz, Hydrogeol., **28**, Teil I; Bern (Kümmerly & Frey).
- LOUIS, C. (1968): Étude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux. – Diss. Univ. Karlsruhe. – Bull. Direction Étud. Rech., Sér. A, Nucleaire hydraulique, thermique, **3**: 132 S.
- MAINI, Y. N. T. (1972): In situ hydraulic parameters in jointed rock – their measurement and interpretation. – Diss. Univ. London: 312 S.; London.
- MATTHESS, G. & UBELL, K. (1983): Allgemeine Hydrogeologie, Grundwasserhaushalt. – 438 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau, Bd. 1, Theoretischer Teil, Felsbau über Tage, 1. Teil. – 624 S., 307 Abb., 22 Taf.; Stuttgart (Enke).
- NATERMANN, E. (1950): Charakterbild der Abflußjahre. – Wasserwirtschaft, **41**: 45–49, Stuttgart.
- (1951): Die Linie des langfristigen Grundwassers (A_{uL}) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). – Wasserwirtschaft, Sd.-H.
- NEUMAN, S. P. (1975): Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. – Wat. Resour. Res., **11** (2): 329–342, 9 Abb., 2 Tab., Washington D.C.
- PAPADOPULOS, I. S. & COOPER, H. H. (1967): Drawdown in an well of large diameter. – Water Resour. Res. **3** (2): 241–244, 2 Abb., 1 Tab.; Washington D. C.
- RAMEY, H. J. jr. (1970): Short-time well test data interpretation in the presence of skin effect and wellbore storage. – J. Petr. Technol.: 97–104; New York.
- , AGARWAZ, R. G. & MARTIN, J. (1975): Analysis of 'slug test' or DST flow period data. – Canad. Petrol.: 37–47; Montreal.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriß der Hydrogeologie. – 281 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RISSELER, P. (1977): Bestimmung von Wasserdurchlässigkeit von klüftigem Fels. – Veröff. Inst. Grundbau, Bodenmech. Felsmech. u. Verkehrswasserbau, RWTH Aachen, **5**: Aachen.
- RORABAUGH, M. I. (1953): Graphical and theoretical analysis of step-drawdown test of artesian wells. – Trans. amer. Soc. Civil Eng., **79**: 362.
- RUMMEL, F. (1978): in MAGES – Confidential; Kernforschungszentrum Jülich – [unveröff.]
- RUSSEL, D. G. & TRUIT, N. E. (1964): Transient pressure behaviour in vertically fractured reservoirs. – J. Petr. Technol.: 1159–1170.
- SAUTY, J. P. (1977): Contribution à l'identification des paramètres de dispersion dans les aquifères par interprétation des expériences de traçage. – Diss. Univ. Grenoble: 159 S.; Grenoble.
- SAYER, C. (1991): Mikrobiologischer Uraninabbau. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **33**: 263–286, 4 Abb., 7 Tab.; Freiburg i. Br.
- SCHÄDEL, K. & STÖBER, I. (1982): Ingenieurgeologische Probleme bei der Schaffung von Wärmeaustauschflächen im Kristallin (Hot Dry Rock). – Schweiz. Ing.-u. Architektenver., SIA-Dok., **59**: 91–94; Zürich.
- (1983): Das gestörte Temperaturprofil der Forschungsbohrung Urach 3 und seine Ursachen. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **25**: 223–231, 3 Abb.; Freiburg i. Br.
- (1984): Die Störung des Temperaturprofils in der Bohrung Saulgau I. – Beitr. Hydrogeol., **10** (1): 101–112; Kirchzarten.
- (1987): Zur Wasserführung des kristallinen Grundgebirges in Südwestdeutschland. – Geol. Jb., **C 50**: 3–23, 14 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- SCHRÖDER, G. (1955): Die Grundwasserreserven der Flußgebiete. – DGM: 26 S.; Koblenz.
- SCHULZ, G. (1957): Färb- und Salzungversuche an unterirdischen Wässern in Südwestdeutschland. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **2**: 333–412, 14 Abb., 12 Tab.; Freiburg i. Br.
- SCHWEIZER, R. (1980): Automatische Bestimmung von T und S nach THEIS (EDV-Programm THPUMP). – Unveröff. Programm, Geol. Lan-

- desamt Baden-Württ.
- , STOBER, I. & STRAYLE, G. (1985): Auswertungsmöglichkeiten und Ergebnisse von Tracerversuchen im Grundwasser. – Abh. geol. Landesamt Baden-Württ., **11**: 93–139, 10 Abb., 5 Tab.; Freiburg i. Br.
- SICHARDT, W. (1928): Das Fassungsvermögen von Rohrbrunnen und seine Bedeutung für die Grundwasserabsenkung, insbesondere für größere Absenkungstiefen. – 89 S., 40 Abb., 19 Tab.; Berlin (Springer).
- SLICHTER, C. S. (1905): Field measurements of the rate movement of underground waters. – Water-Supply and Irrigat. Pap., **140**: 8–25.
- STALLMANN, R. W. (1963): Type curves for the solution of single-boundary problems. – U. S. geol. Surv., Water-Supply Pap., **1545-C**: 45–47.
- (1965): Effects of water-table conditions on water-level changes near pumping wells. – Water Resour. Res., **1** (2): 295–312; Washington D. C.
- (1971): Aquifer-test design, observation, and data analysis. – Techn. Water-Resour. Invest. – Book 3, Chap. B 1: 1–26; Washington D. C. (U. S. geol. Surv.).
- STOBER, I. (1980): Bestimmung von Aquiferparametern aus Markierungsversuchen in Porengrundwasserleitern mit analytischen Lösungen. – Dipl.-Arb. Univ. Freiburg: 109 S., 32 Abb., 11 Tab., Freiburg i. Br.
- (1984): Hydrogeologische Untersuchungen in Festgesteinen Südwestdeutschlands mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – Diss. Univ. Freiburg: 119 S.; Freiburg i. Br.
- (1986): Strömungsverhalten in Festgesteinsaquiferen mit Hilfe von Pump- und Injektionsversuchen. – Geol. Jb., **C 42**: 3–204; 57 Abb., 8 Tab., 38 Abb. i. Anhang; Hannover.
- STRAYLE, G. (1983): Pumpversuche im Festgestein. – DVGW-Schr.–R. **34**: 305–325; Frankfurt/M.
- 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. – Trans. amer. geophys. Union: 519–524; Washington D. C.
- THIEM, G. (1906): Hydrogeologische Methoden. – 56 S.; Leipzig (Gebhardt).
- TODD, D. K. (1985): Ground-water hydrology. – XII, 336 S.; New York (John Wiley).
- TRAINER, F. W. & WATKINS, F. A. jr. (1974): Use of base-runoff recession curves to determine areal transmissivities in the upper Potomac River Basin. – J. Res. U.S. geol. Surv., **2**: 125–131; Denver.
- UFRECHT, W. (1987): Zur Hydrogeologie und Hydrochemie des Sandsteinkeupers in Mittel- und Ostwürttemberg. – Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N. F., **83**: 1–136, 51 Abb., 26 Tab.; Stuttgart.
- VAN EVERDINGEN, A. F. & HURST, W. (1953): The skin effect and its influence on the productive capacity of a well. – Petroleum Trans. AIME, **198**: 171–176.
- VILLINGER, E. (1977): Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Oberer Jura, SW-Deutschland). – Geol. Jb., **C 18**: 3–93, 9 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- (1981): Das modifizierte Verfahren MoMNO_{r12} zur raschen Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate aus dem Vorfluterabfluß. – GWF, Wasser/Abwasser, **122** (8): 335–338, 3 Abb., 1 Tab.; München.
- WARREN, J. E. & ROOT, P. J. (1963): The behaviour of naturally fractured reservoirs. – Soc. Petrol. Eng., J.: 245–255; New York.
- WEAST, R. C. (1975): Handbook of chemistry and physics. – 1851 S., zahlr. Tab.; Cleveland, Ohio (CRC Press).
- WEIDENBACH, F. (1960): Trinkwasserversorgung aus Karstwasser in der östlichen Schwäbischen Alb. – Jh. Karst- u. Höhlenkde., **1**: 169–191, 8 Abb.; München.
- WERNER, J. (1978): Die Thermalwasserbohrung Saulgau (Baden-Württemberg). – Abh. geol. Landesamt Baden-Württ., **8**: 129–164; Freiburg i. Br.
- (1978): Abschließendes hydrogeologisches Gutachten über die Ergebnisse der Thermalwasserbohrung Saulgau, Lkr. Sigmaringen. – Aktenzeichen II/2–271/73, Geol. Landesamt Baden-Württ. – [Unveröff. Gutachten]
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – Forsch. Landeskd., **104**: 47–54, 2 Abb.; Remagen.

14 Stichwortverzeichnis

- Abflußdaten 23
 Abflußganglinie 31
 Absenkung 48, 107
 Absenkungstrichter 46, 108
 absolute Porosität 18
 Abstandsgeschwindigkeit 20
 Anisotropie 19, 61
 Anreicherungsgrenze 51
 Antragsverordnung 103, 104
 Aquifer 1, 2, 3, 4, 77, 85
 Aquiferparameter 25, 52, 71, 92
 aquiferspezifische Absenkung 48, 107
 Aquifertest 46, 50f., 65
 Aufschlußbohrung 25
 A_U-Linienverfahren 32
 Auffüllversuch 77
 Ausblasversuch 73, 82
 Austauschkoefizient 68, 69, 108
 α - Wert 33f.
- Bahngeschwindigkeit 20
 Bail-Test 77
 Basisdruck 46, 48
 Beharrungszustand 50
 Betriebsplan 46, 103, 104
 bilineare Fließperiode 48, 71
 Blockmodell 68
 Bodenwasserhaushalt 29
 Bohrklein 97, 101
 Bohrlochsäuerung 82, 83, 97
 Bohrspülung 56, 99, 101, 104
 Bohrverfahren 97f.
 Brunnenbohrung 97, 101
 Brunnenfunktion 54f.
 Brunnenspeicherung 48, 51, 54, 56, 69, 77, 107, 108
- brunnenspezifische
 Absenkung 49, 107
 Brunnentest 46, 48f., 65
 Brunnenverlust 46, 49
 Bundesberggesetz 103
 Bundesgesetze 103
- Cement-Bond-Log 27
 Cement-Evaluation-Tool 27
 chemische Wasser-
 untersuchung 25, 27
 Counterflushverfahren 99
 Cuttings 97
- Darcy-Gesetz 16, 38, 40, 105
 Dauerentnahme 23
 Dauerergiebigkeit 85f.
 Deckschichtenkartierung 23
 Desorptionsvergänge 38
 Deuterium 27
 Dichte 48, 89, 91
 Dip-Meter 27
 Diracscher Stoß 37
 direktes Spülbohrverfahren 99
 Dispersion 38, 45, 106
 Dispersivität 38, 45
 divergentes Fließsystem 37
 dominierende Abstands-
 geschwindigkeit 20, 40
 Drehbohrverfahren 98
 Drehschlagbohrverfahren 98
 Drill-Stem-Test 61, 77
- Drucksäuerung 71, 84
 Druckspülbohren 99
 Druckspülverfahren 101
 durchflußwirksame Porosität 18, 43
 Durchgangskurve der
 Tracerkonzentration 40
 Durchlässigkeit 16, 82, 93
 Durchlässigkeitsbeiwert 17, 18, 93
 dynamische Viskosität 89
- effektive Geschwindigkeit 19, 105
 effektive Porosität 106
 effluente Verhältnisse 32
 Eigenkapazität 54, 56
 Einbohrlochverfahren 26
 Einschwingverfahren 25, 77
 Einzugsgebiet 27, 29
 Elastizitätsmodul 89, 92
 elektrische Leitfähigkeit 26
 elektrische Widerstands-
 messung 26
 elektrisches
 Eigenpotential 26
 elektromagnetische Verfahren 25
 Erdaufschlußverordnung 103
 Erhaltungsgesetz 16
 Eulersche Konstante 69
- Fernsehsonde 27
 Festgesteinsgrundwasserleiter 9
 Filtergeschwindigkeit 19
 Fließgeschwindigkeiten 19, 20, 105
 Fließgesetze 16
 Fließperioden 48, 71
 Flowmeter-Messungen 26, 50, 73
 Förderrate 46, 48
 Formation-Density-Log 26
 Fracversuche 71, 82f.
 Fracture-Identification-Log 27
 Freundlich-Isotherme 39, 106
- Gamma-Gamma-Log 26
 Gamma-Ray-Log 26
 geoelektrische Verfahren 25
 geophysikalische Verfahren 23, 25, 26
 gespannter Aquifer 48
 Gestängefreifallbohrverfahren 97
 Gezeitenverfahren 77
 Grundgleichungen 16
 Grundwasserbeschaffenheit 27
 grundwasserbürtiger Abfluß 31f.
 Grundwasserganglinie 23
 Grundwassergleichenplan 27
 Grundwasserleitvermögen 17
 Grundwassermarkierungs-
 versuche 25, 37f.
 Grundwassermeßstellen 25, 27, 47, 48
 Grundwassermodell 27
 Grundwasserneubildung 23, 27, 29, 106
 Grundwasserstockwerk 25, 26
 Grundwasserströmungsfeld 37
 Grundwasserumsatz 27
- Hammerbohrverfahren 97, 98
 Hammer-Drill 98
 hydraulic fracturing 56
 hydraulische Diffusivität 106
- hydraulische Leitfähigkeit 16
 hydraulische Vereinfachung 15
 hydraulische Verfahren 25
 hydraulischer Gradient 16, 38, 93, 105
 hydrodynamische Dispersion 38, 40
 hydrogeologische Karte 23
 hydrologische Daten 23
 Hysteresiseffekt 18
- idealer Markierungstoff 37
 indirektes Lösungsproblem 52
 indirektes Spülbohrverfahren 99
 influente Verhältnisse 32
 Inlochhammer 71
 instationär 50
 Interflow 28, 31
 inverse Spülung 99
 Isotope 37
 isotonenphysikalische
 Wasseruntersuchungen 27
- Kaliber-Log 27
 Kanadisches Bohrverfahren 97
 Kartierung 22f., 61
 Karstgrundwasserleiter 9, 27
 Karstquelle 31
 kinematische Porosität 43
 Klimadaten 23
 Kluftaquifer 61, 71
 Kluftgrundwasserleiter 9, 50, 63
 Kluftthalblänge 71
 Klufradius 71
 kluftvertikale Fließperiode 48, 71
 Kohlenstoff-14 27, 89
 Kolben 101
 Kompressibilität 18, 89, 108
 Kontinuumsansatz 14
 Konvektionszeit 42
 Konvergentes Fließsystem 37
- Lagerstättengesetz 103
 Langmuier-Isotherme 40, 107
 Leakage 17, 27, 54, 66, 105
 Leakagefaktor 18, 64, 65, 66
 Leaky- Aquifer 63
 Leerlaufkoefizient 33, 38
 Leistungscharakteristik 46, 48, 49
 Leitfähigkeit 25
 Leitschicht 61
 Leitvermögen 18, 25, 54
 lineare Fließperiode 48, 71
 lineare Gleichgewichts-
 isotherme 40, 106
 Linksspülung 99
 Loescher-Pumpverfahren 100
 longitudinale Dispersion 38, 43, 44, 107
 longitudinale Dispersivität 44
 Lufthebeverfahren 99, 100
 Luftspülverfahren 82
 Lysimeter 29
- magnetometrische Verfahren 25
 Mammut-Pumpverfahren 100
 Markierungsmittel 37
 Markierungs-
 versuch 25, 27, 28, 37f., 104
 Massenerhaltungsgesetz 16, 105

- Massentransportgleichung 39, 106
Matrixporosität 71
Matrixsäuerung 83
maximale Abstands-
geschwindigkeit 20, 40
mechanische Dispersion 38
mediane Geschwindigkeit 20, 40, 107
mittlere Abstands-
geschwindigkeit 20, 40, 107
modale Abstands-
geschwindigkeit 20, 40
molekulare Diffusion 38
MoMNQr-Verfahren 36
MoMNQ-Verfahren nach WUNDT 36
MoMNQ-12-Verfahren 36
- Natural-Gamma-Ray-
Spectrometry 27
Neutron-Gamma-Log 26
Niedrigwasserabfluß 36
numerische Verfahren 54
nutzbare Porosität 18
- oberirdischer Abfluß (A_0) 29
oberirdisches Einzugsgebiet 27
- Packer 76
Pennsylvanisches Bohrverfahren 97
Permeabilität 17
pflanzensoziologische
Kartierung 23
physikalische Eigenschaften 89
Plattenmodell 66, 68
Poisson-Zahl 89, 91, 92
Porenraum 19
Porosität 32
Proppings 82
pseudoradiale Fließperiode 71
Pumpversuch 25, 28, 46, 93, 104
- Quellschüttung 23, 29
Quellentypen 29
Quellwasseraustritte 27
- radiale Fließperiode 48
radiales Fließsystem 38, 39
radiales Strömungsfeld 37
Ränder 56
rechnergestützte Verfahren 54
Rechtsspülen 99
Repräsentatives
Elementarvolumen (REV) 14, 38, 61
Reynold-Zahl 16
Rotarybohren 99
- Salinometer-Log 26
Sauerstoff-18 27
Säuerung 56
Saugbohrverfahren 100
Schlagbohrverfahren 97
Schluckbrunnen 37
Schocken 82
Schöpfversuch 77
Schüttungsganglinie 29
Schüttungsquotient 29
Schutzonenabgrenzung 37
Seilfreifallbohrverfahren 97
seismische Verfahren 25
Sickerstrecke 49, 107
Skin 51, 54, 56, 77
Skinfaktor 48, 56, 77, 108
Slug-Test 25, 61, 77
Sonic-Log 27
Sorption 38
Sorptionisotherme 39, 40
Sorptionvorgang 38, 39
Specific Yield 18
Speichereigenschaft 18
Speicherfähigkeit 25
Speicherkoefizient 18f., 25, 82, 105,
108
Speicherperiode 71, 72
Speicherschicht 61
Speicherverhältnis 54, 68f., 108
Speichervermögen 19, 54
spezifischer Durchfluß 16, 105
spezifischer elektrischer
Widerstand 25
spezifischer
Speicherkoefizient 18, 93
Spülungsverlust 97
Spülungszusätze 98, 100, 104
Spülverfahren 60f., 99f.
stationär 50
Staugrenze 51
Strahlenschutzverordnung 104
Summenkurve des
Tracerdurchgangs 40, 107
- Televiewer 27
Temperatur-Log 26
Temperaturprofilmessung 26
Temperaturstrahlung 92
Theis-Aquifer 77
Theissche Brunnenfunktion 54, 107
Thermalaquifer 48, 89
Tiefbohrerlaß 103, 104
Tiefenaquifer 92f., 95
tiefer Karst 11
topographische Karte 22
- Tracer 37f., 104
Tracerausbreitung 37, 38
Tracerdurchgangskurve 40, 41
Tracereingabe 37, 39
Tracerkonzentration 37, 39f.
Tracertransport 38, 41
Tracerversuche 37
Transmissibilität 17, 18, 93
Transmissivität 17, 18, 46, 48, 93, 105,
108
Transporteigenschaften 19
transversale Dispersion 38
Triftstoffe 37
Trinkwassererschließung 37
Tritium 27, 89
Triftstoffe 37
Trinkwassererschließung 37
Tritium 27, 89
Trockenwetterabfluß 33
Trockenwetterfalllinie 32, 106
Turbulenz 16, 38
Typkurve 41, 42, 52
- Umkehrspülung 99
unterirdischer Abfluß 29
unterirdisches Einzugsgebiet 27
unvollkommener Brunnen 56
U-Pumpe 101
Uranin 37
- Verockerungsgefahr 85
vertikale Dispersion 38
Viskosität 89
Vollkommenheitsgrad 56
Vorfluter 29, 32
- Wärmeausdehnung 89
Wärmeleitung 92
Wärmestrahlung 92
Wärmeströmung 50
Wasserdruckversuch (=WD-Test) 25
Wasserdurchlässigkeitstest 76
Wasserhaushaltsbilanz 29
Wasserhaushaltsgesetz 103
Wasserhaushaltsgleichung 2, 106
Wasserstoffkonzentration 26
WD-Test 25, 76
Wiederanstieg 46
wirkungsvolle
Abstandsgeschwindigkeit 20, 40
Würfelmodell 66, 68
- Zerfallsvorgänge 38, 39
Zwei-Porositäts-System 51, 61, 66
zyklischer Pumpversuch 61, 79f.

Abhandlungen des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg

Heft 1	(1953): F. KIRCHHEIMER: Weitere Untersuchungen über das Vorkommen von Uran im Schwarzwald. – 60 S., 4 Abb., 3 Taf., 5 Kart.	DM 7,-
Heft 2	(1957): F. KIRCHHEIMER: Bericht über das Vorkommen von Uran in Baden-Württemberg. – 127 S., 12 Abb., 6 Taf., 1 Karte	vergriffen
Heft 3	(1959): F. KIRCHHEIMER: Über radioaktive und uranhaltige Thermalsedimente, insbesondere von Baden-Baden. – 67 S., 9 Abb., 7 Taf.	DM 10,-
Heft 4	(1962): Erdöl am Oberrhein. – 136 S., 57 Abb.	DM 10,-
Heft 5	(1964): A. SCHAD: Feingliederung des Miozäns und die Deutung der nach-oligozänen Bewegungen im Mittleren Rheingraben. – 56 S., 4 Abb., 8 Taf.	DM 12,-
Heft 6	(1967): The Rhinegraben Progress Report 1967. Ed. by J. P. ROTHE and K. SAUER for the International Rhinegraben Research Group. Freiburg i.Br., Straßburg 1967. – 148 S., 139 Abb., 6 Taf.	vergriffen
Heft 7	(1972): J. BARTZ & W. KÄSS: Heizölversickerungsversuche in der Oberrheinebene. – 65 S., 37 Abb., 4 Tab.	DM 6,-
Heft 8	(1978): Karsthydrologische Studien im Oberen Jura der Schwäbischen Alb und unter der Molasse Oberschwabens. – 165 S., 38 Abb., 21 Tab.	DM 20,-
Heft 9	(1980): W. OHMERT & A. ZEISS: Ammoniten aus den Hangenden Bankkalken (Unter-Tithon) der Schwäbischen Alb (Südwestdeutschland). – 50 S., 3 Abb., 14 Taf.	DM 35,-
Heft 10	(1982): O. MÄUSSNEST & A. SCHREINER: Karte der Vorkommen von Vulkangesteinen im Hegau. – 48 S., 1 Karte	vergriffen
Heft 11	(1985): Hydrogeologie in Baden-Württemberg. – 203 S., 56 Abb., 16 Tab., 3 Beil.	vergriffen
Heft 12	(1986): B. BERTLEFF: Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens. – 271 S., 64 Abb., 15 Tab., 8 Anl.	DM 40,-
Heft 13	(1989): Der Malm in der Geothermiebohrung Saugau GB 3. – 198 S., 47 Abb., 6 Tab., 12 Taf., 1 Beil.	DM 30,-
Band 14	(1994): Die Erz- und Mineralgänge im alten Bergbaurevier "Freiamt-Sexau" (Mittlerer Schwarzwald). Lagerstättengeologie, Tektonik, Mineralogie, Geochemie, Geochronologie, Bergbaugeschichte. – 374 S., 123 Abb., 23 Tab., 4 Taf.	DM 50,-

Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg

Band 1:	1955, 608 S., 46 Abb., 16 Taf., 2 Tab.	DM 22,-
Band 2:	1957, 428 S., 62 Abb., 9 Taf., 22 Tab.	DM 20,-
Band 3:	1958, 460 S., 47 Abb., 4 Taf., 1 Tab.	DM 20,-
Band 4:	1960, 535 S., 51 Abb., 6 Taf., 18 Tab.	DM 20,-
Band 5:	1961, 350 S., 33 Abb., 26 Taf., 24 Tab.	DM 20,-
Band 6:	1963, 622 S., 103 Abb., 44 Taf.	DM 30,-
Band 7:	1965, 682 S., 115 Abb., 37 Taf., 36 Tab.	DM 30,-
Band 8:	1966, 323 S., 69 Abb., 23 Taf., 51 Tab.	DM 30,-
Band 9:	1967, 104 S., 10 Abb., 2 Taf., 13 Tab.	DM 15,-
Band 10:	1968, 178 S., 28 Abb., 7 Taf., 22 Tab.	DM 15,-
Band 11:	1969, 308 S., 48 Abb., 18 Taf.	DM 30,-
Band 12:	1970, 274 S., 50 Abb., 13 Taf.	DM 30,-
Band 13:	1971, 253 S., 43 Abb., 13 Taf.	DM 30,-
Band 14:	1972, 253 S., 37 Abb., 13 Taf.	DM 30,-
Band 15:	1973, 302 S., 61 Abb., 5 Taf.	DM 30,-
Band 16:	1974, 158 S., 26 Abb., 6 Taf.	DM 30,-
Band 17:	1975, 255 S., 20 Abb., 1 Taf.	DM 30,-
Band 18:	1976, 178 S., 26 Abb., 7 Taf., 1 Karte	DM 30,-
Band 19:	1977, 217 S., 89 Abb., 1 Taf., 17 Tab., 1 Karte	DM 20,-
Band 20:	1978, 124 S., 23 Abb., 3 Taf., 7 Tab., 1 Karte	DM 20,-
Band 21:	1979, 159 S., 27 Abb., 2 Taf., 13 Tab.	DM 40,-
Band 22:	1981 (Angewandte Geologie in Baden-Württemberg), 239 S., 56 Abb., 5 Taf., 28 Tab.	DM 65,-
Band 23:	1981, 130 S., 24 Abb., 31 Tab.	DM 40,-
Band 24:	1982, 165 S., 28 Abb., 4 Taf., 4 Tab.	DM 40,-
Band 25:	1983, 281 S., 64 Abb., 5 Taf., 4 Tab.	DM 50,-
Band 26:	1984, 222 S., 41 Abb., 6 Taf., 6 Tab.	DM 50,-
Band 27:	1985, 143 S., 22 Abb., 5 Tab.	DM 30,-
Band 28:	1986, 362 S., 74 Abb., 7 Taf., 16 Tab., 3 Beil.	DM 60,-
Band 29:	1987, 282 S., 90 Abb., 14 Tab., 5 Beil.	DM 50,-
Band 30:	1988, 541 S., 182 Abb., 29 Taf., 19 Tab., 17 Beil.	DM 95,-
Band 31:	1989, 242 S., 50 Abb., 5 Taf., 2 Tab.	DM 40,-
Band 32:	1990, 256 S., 65 Abb., 7 Taf., 14 Tab.	DM 40,-
Band 33:	1991, 302 S., 94 Abb., 1 Taf., 36 Tab.	DM 50,-
Band 34:	1992, 416 S., 148 Abb., 2 Taf., 14 Tab.	DM 50,-
Band 35:	1993, 436 S., 97 Abb., 33 Taf., 20 Tab.	DM 60,-
Register für 1955–1986,	38 S., 1 Abb.	DM 8,-

Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Informationen

1/90: Tätigkeitsbericht 1988–1989. – 40 S., 40 Abb.	DM	10,-
2/91: Grundwasser und Gesteinsabbau. – 32 S., 16 Abb.	DM	10,-
3/93: Tätigkeitsbericht 1990–1992. – 52 S., 33 Abb.,	DM	10,-
4/93: Geologische Erkundung oberflächennaher mineralischer Rohstoffe. Arbeiten zur Rohstoffsicherung. – 32 S., 33 Abb.	DM	10,-
5/94: Symbolschlüssel Geologie und Bodenkunde	in Bearb.	
6/94: Ergiebigkeitsuntersuchungen in Festgesteinsaquiferen. – 114 S., 65 Abb., 11 Tab.	DM	20,-

Sonderveröffentlichungen

Lieferbar sind:

Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg 1: 50 000

Grundwasserlandschaften Baden-Württemberg (1985):

8 Karten und Erläuterungen, 12 Seiten DM 50,-

Folge 8 (1982): Erolzheimer Feld/Illertal.

10 Karten und Erläuterungen, 100 Seiten, 47 Abbildungen, 19 Tabellen DM 90,-

Folge 9 (1989): Oberschwaben. Leutkircher Heide und Aitrachtal.

10 Karten und Erläuterungen, 122 Seiten, 45 Abbildungen, 19 Tabellen DM 90,-

Folge 10 (1992): Klettgau.

11 Karten und Erläuterungen, 93 Seiten, 28 Abbildungen, 14 Tabellen DM 90,-

Erz- und Minerallagerstätten des Mittleren Schwarzwaldes –

eine bergbaugeschichtliche und lagerstättenkundliche Darstellung.

M. Bliedner & M. Martin (1986), mit Beitr. von K.-H. Huck & H.-J. Maus. –

782 Seiten, 10 Farbbilder, 50 Fotos, 204 Karten u. Strichzeichnungen DM 117,-

Geothermische Synthese des Oberrheingrabens zwischen Karlsruhe und

Mannheim (Anteil Baden-Württemberg). Bestandsaufnahme R. Nägele (1981),

unter Mitarbeit von R. Tietze. – 72 Seiten, 78 Seiten Anlagen, 14 Bellagen DM 80,-

Bodenkarten

Bodenkarte von Baden-Württemberg 1: 25 000 (BK 25)

mit Erläuterungen

Preis je Blatt 39,-

Lieferbar sind:

6417 Mannheim-Nordost	7115 Rastatt	7519 Rottenburg
6623 Ingelfingen	7119 Rutesheim	7521 Reutlingen
6818 Kraichtal	7120 Stuttgart-Nordwest	7812 Kenzingen
6820 Schwaigern	7121 Stuttgart-Nordost	7824 Biberach a.d. Riß-Nord
6917 Weingarten	7317 Neuweiler	7923 Saulgau-Ost
6918 Bretten	7319 Gärtingen	8022 Ostrach
7017 Pfinztal	7419 Herrenberg	8323 Tettnang
7018 Pforzheim-Nord	7420 Tübingen	

Auswertungskarten 1: 25 000

Preis je Blatt 180,-

Folgende Auswertungskarten sind lieferbar:

6417 Mannheim-Nordost	Rekultivierung
6417 Mannheim-Nordost	Unterbodenlockerung
6417 Mannheim-Nordost	Bodenwasserhaushalt
6417 Mannheim-Nordost	Erosionsanfälligkeit
6417 Mannheim-Nordost	Pufferungsvermögen
6417 Mannheim-Nordost	Grundwasserneubildung
6417 Mannheim-Nordost	Nitratauswaschungsgefahr
7419 Herrenberg	Landbaueignung
7419 Herrenberg	Erosionsgefahr und Verschlammungsneigung

Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1: 200 000 (BÜK 200)

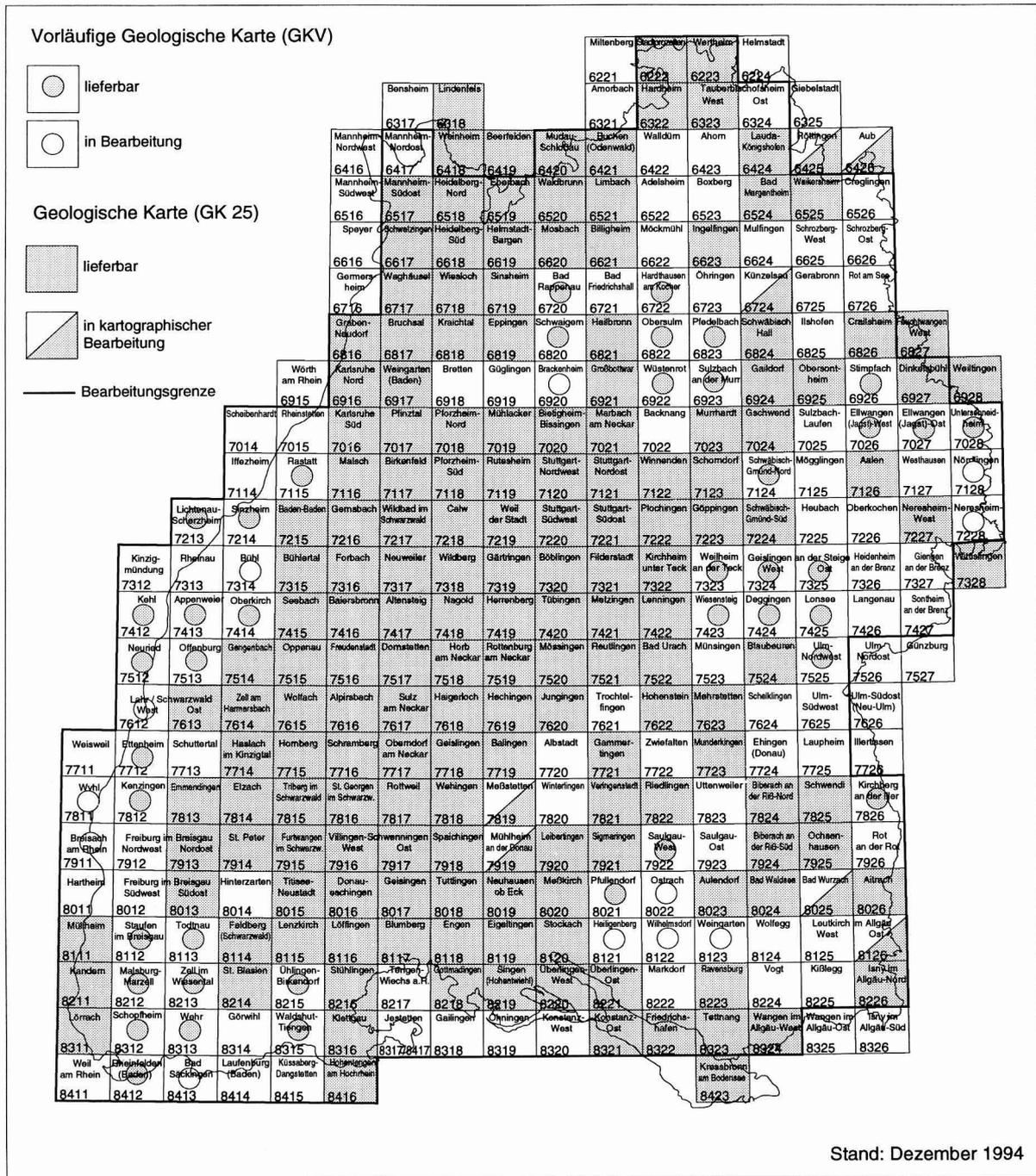
mit Erläuterungen

Preis je Blatt 50,-

Bisher sind die Blätter CC 7118 Stuttgart-Nordost und CC 7918 Stuttgart-Süd erschienen, in Vorbereitung ist das Blatt CC 7910 Freiburg.

Alle aufgeführten Veröffentlichungen und Bodenkarten sind vom Geologischen Landesamt Baden-Württemberg zu beziehen. Die aufgeführten Preise enthalten die gesetzliche Umsatzsteuer.

BLATTÜBERSICHT DER GEOLOGISCHEN KARTEN 1: 25 000



AUSGABEN DER VORLÄUFIGEN GEOLOGISCHEN KARTE

- GKV-TK: Karte mit Topographie der TK 25 und Beiheft mit Legendenbeschreibung, Quellenangaben und einer Zusammenstellung repräsentativer Profile von Bohrungen und anderen Aufschlüssen
- GKV-SA: Sonderausgaben auf Anfrage z. B.: Aufschlußkarte (Lage der repräsentativen Bohrungen usw.); Kombinationen von Informationsebenen (Stratigraphie, Petrographie, Tektonik u. a.); unterschiedliche Kartenmaßstäbe; Informationen auf Datenträger

Vertrieb der **Vorläufigen Geologischen Karten (GKV)** durch das Geologische Landesamt Baden-Württemberg, Postfach, 79095 Freiburg i. Br. [Telefon 0761/204-4402; Telefax: 0761/204-4438]

Vertrieb der **Geologischen Karten (GK 25)** durch das Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Büchsenstr. 54, 70174 Stuttgart [Telefon 0711/123-2381; Telefax: 0711/295282] oder Bezug durch den Buchhandel.