

2 Dispersive Transportprozesse und ihre Modellierung

Dispersive transport processes and their modelling

Helmut Kobus, Gerhard Schäfer, Karlheinz Spitz und Michael Herr

Kurzfassung

Die Anwendbarkeit numerischer Transportmodelle in der Grundwasserwirtschaft ist eingeschränkt durch die Schwierigkeit, den dispersiven Charakter der Grundwasserströmung naturnah zu beschreiben. Dies liegt im wesentlichen an der Heterogenität des Untergrunds. Ziel der hier dargestellten systematischen Untersuchungen an inhomogenen Modellaquiferen war es daher, den Einfluß von Inhomogenitäten auf die dispersive Vermischung quantitativ zu erfassen. Hierbei war – im Gegensatz zum Feldfall – der Aufbau und die Durchlässigkeitsstruktur der Modellaquifere im Detail bekannt. Aufgrund des eingeschränkten Anwendungsbereichs stochastischer Dispersionsansätze wurden insbesondere die Einsatzmöglichkeiten mehrparametrischer Dispersionsansätze für inhomogene Grundwasserleiter untersucht.

Zu den Auswirkungen lokaler Einlagerungen mit größerer oder kleinerer Durchlässigkeit haben systematische Laborexperimente an Säulenmodellen gezeigt, daß der Einfluß gut durchlässiger Einlagerungen durch eine entsprechend erhöhte äquivalente Längsdispersivität gut erfaßt wird. Hingegen bewirken Einlagerungen mit geringerer Durchlässigkeit eine deutliche Veränderung der Form der Durchbruchkurven, welche nur mit Hilfe eines mehrparametrischen Ansatzes hinreichend beschrieben werden kann.

Dispersionseffekte in Grundwasserleitern mit Schichtenstrukturen wurden an einem idealgeschichteten Modellaquifer sowie an einem geschichteten Aquifer mit Einlagerungen und Verwerfungen untersucht. Am idealgeschichteten Aquifer wurde primär die Querdispersion in Abhängigkeit von den Aquifer- und Fluideigenschaften ermittelt, während die Längsdispersion an dem synthetischen inhomogenen Modellaquifer untersucht wurde. Dieser Modellaquifer weist Schichten unterschiedlicher Durchlässigkeit, lokale Einlagerungen sowie Versätze der Schichtabfolge in Strömungsrichtung auf. Die Beobachtungen geben Einblick in die einzelnen physikalischen Effekte, deren Zusammenwirken sich in der Makrodispersion und deren Skalenabhängigkeit manifestiert. Numerische Berechnungen zeigen, daß bei detaillierter Kenntnis der Aquifer-

parameter die Makrodispersion sich als Folge der differentiellen Konvektion erklären läßt, während bei reduzierter Datendichte (Anwendungsfall) das Ausfüllen von Datenlücken in der Regel zu einer Homogenisierung des Geschwindigkeitsfelds und damit gekoppelt zu einer Erhöhung der anzusetzenden äquivalenten Längsdispersivitäten führt. Mehrparametrische Ansätze ermöglichen eine verbesserte Beschreibung.

Summary

The applicability of numerical transport models in groundwater resources management is hampered by the difficulty to describe realistically the dispersive character of groundwater flows. This is essentially due to the heterogeneity of the subsurface. This chapter presents results from systematic investigations of inhomogeneous model aquifers, which have been performed with the aim to quantify the influence of inhomogeneities upon the dispersive mixing. In contrast to the field case, in this study the scheme and the permeability structure of the model aquifers were known in detail.

The various modelling concepts for dispersive transport processes are discussed in section 2.2. This entails the stochastic description of mass transport in statistically homogeneous aquifers as well as multiparameter dispersion concepts for inhomogeneous aquifers. Due to the limited application range of stochastic descriptions of dispersion, emphasis has been placed on the possibilities of using multiparameter concepts for describing dispersion in inhomogeneous aquifers.

Section 2.3 addresses the effects of inhomogeneities in the form of local inclusions with larger or smaller permeability. Systematic laboratory experiments on columns (figure 2.6 and table 2.1) have shown that the influence of highly permeable inclusions can be well represented by a correspondingly enlarged equivalent longitudinal dispersivity (figure 2.9). However, inclusions with smaller permeability produce a significant change in the form of the breakthrough curves (figure 2.10), which can only be described by using a multiparameter concept.

Inhomogeneities with layered structure are treated in section 2.4. The experimental program comprises investigations on two different model aquifers. The experiments on an ideally layered aquifer have been directed primarily towards investigating the effects of aquifer and fluid properties upon the vertical transverse mixing. The effects of grain size distribution and layered structures (figure 2.12) have been studied as well as the effects of density differences (saltwater- freshwater mixing, figure 2.13).

Longitudinal dispersion has been studied in a layered aquifer with inclusions and layer discontinuities. The complex synthetic aquifer is composed of 81 individual elements (figures 2.14 and 2.15), which contain layers of various permeabilities, various inclusions as well as several layer interruptions in flow direction. The observations (e.g. figures 2.17 and 2.18) give insight into the individual physical effects, which combine to produce the effect of macrodispersion. The scale dependence of longitudinal dispersivity, as observed in the field, can also be seen in the experiments. Numerical calculations show that, with detailed knowledge of the aquifer parameters, macrodispersion can be explained by the effects of differential convection alone (figures 2.21 to

2.23). On the other hand, lack of detailed information (application case) usually requires interpolation from a reduced data base. These reductions and interpolations usually produce a more homogeneous flow field and hence require a corresponding increase of the equivalent longitudinal dispersivity as a compensation (figures 2.24 to 2.27). Multiparameter concepts allow an improved description of these processes (figure 2.28). Multiparameter concepts have also been applied in several case studies, which are described in chapters 3, 8 and 9.

2.1 Einleitung

Der Stofftransport in Grundwasserleitern ist neben der konvektiven Verlagerung mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit stets durch ausgeprägte Vermischungseffekte in und quer zur Strömungsrichtung gekennzeichnet. Die dispersive Vermischung eines mit Inhaltsstoffen belasteten Wasservolumens, die auf einer Reihe physikalischer Effekte beruht, bewirkt beim Transport durch den Grundwasserleiter einerseits ein allmähliches Abklingen der Maximalkonzentrationen in dem belasteten Wasservolumen, was beispielsweise dann signifikant ist, wenn Schadstoffkonzentrationen unter die als gesundheitsgefährdend angesehenen Grenzwerte absinken. Andererseits ist mit der Vermischung der Wasserinhaltsstoffe ein unerwünschtes Anwachsen des belasteten Grundwasservolumens verbunden. Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Schadstofffront in Strömungsrichtung liegt stets über der mittleren Abstandsgeschwindigkeit, und es erfolgt zusätzlich ein Transport in wenig durchflossene Aquiferbereiche.

Die Ermittlung der hydrodynamischen Dispersion aus Felddaten ist deshalb in der Regel sehr schwierig, weil der Verlauf von in der Natur gemessenen Konzentrationsganglinien durch verschiedene Effekte beeinflusst wird. Hierzu zählen unterschiedliche Transportgeschwindigkeiten in einzelnen Aquiferschichten, zeitliche Änderungen der Grundwasserströmung, variable Quellstärken der Wasserinhaltsstoffe etc. Da diese Einflüsse nicht getrennt erfaßt werden können, werden sie bei der Auswertung von Felddaten in aller Regel summarisch im Dispersionsterm zusammengefaßt. Eine quantitative Ermittlung der hydrodynamischen Dispersion aus Feldmessungen ist deshalb meist unbefriedigend, insbesondere wenn zusätzlich auch Sorptions- und Abbauprozesse wesentlich sind. Aus diesem Grund wurden die nachfolgend beschriebenen systematischen Laborexperimente konzipiert und durchgeführt. Sie erlauben, physikalische Effekte, die zur hydrodynamischen Dispersion beitragen, kontrolliert zu erzeugen und zu quantifizieren.

Unter hydrodynamischer Dispersion wird die kombinierte Wirkung von molekularer Diffusion und Vermischung infolge Aquiferinhomogenitäten verstanden. Ähnlich wie man die Aquiferinhomogenitäten gemäß ihrer räumlichen Ausdehnung ordnen kann, unterscheidet man dispersive Vermischung in Abhängigkeit von der jeweiligen Betrachtungsebene (Abb. 2.1). Auf der Betrachtungsebene des Korn-Porenraumes (Inhomogenitäten 1. Ordnung) werden Inhaltsstoffe mechanisch vermischt (korngerüstbedingte Dispersion). Diffusionsprozesse innerhalb der Pore, variable Geschwindigkeiten in den Porenkanälen und Vermischungsvorgänge an den Porenverbindungen verursachen die korngerüstbedingte Dispersion. Wenige Untersuchungen widmen sich der detaillierten Beschreibung von Strömung und Transport im realen Porenraum (Aris 1956; Taylor 1954), da die exakte Beschreibung des Stofftransports im Porenraum praktisch unmöglich ist. Die realistische Alternative ist der Übergang zu einer Beschreibung des Stofftransports auf einer übergeordneten, gröberen Betrachtungsebene durch die Einführung phänomenologischer Gesetzmäßigkeiten mit experimentell bestimmbareren Koeffizienten (hydraulische Durchlässigkeit, mittlerer hydraulischer Gradient usw.). Bachmat und Bear (1964) beschreiben den Stofftransport mit den

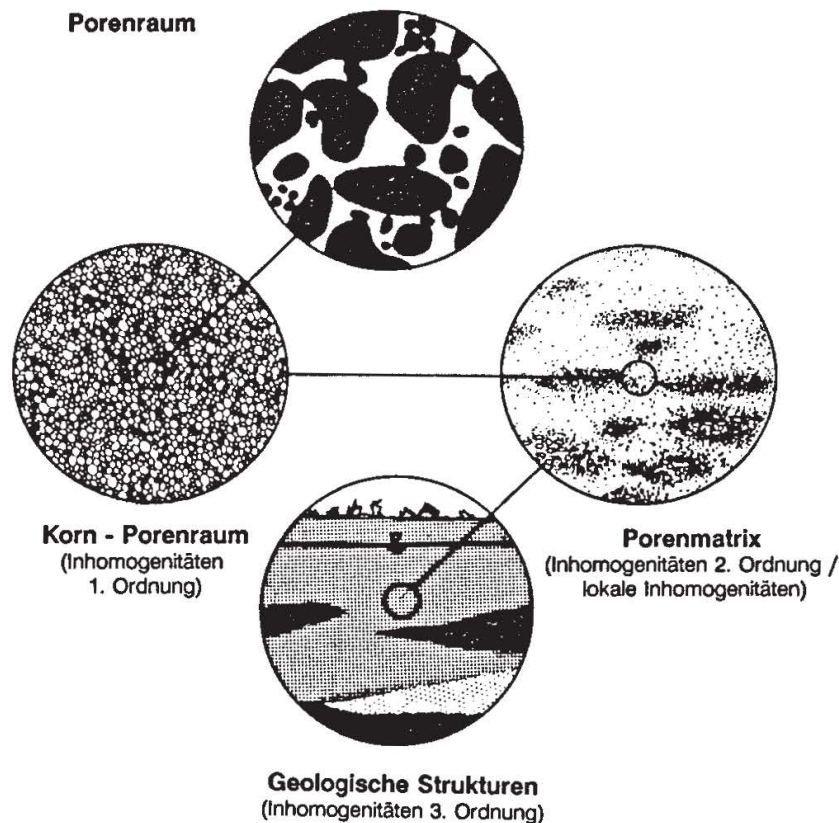


Abb. 2.1. Inhomogenitäten eines Porengrundwasserleiters (nach Spitz 1985).
Inhomogeneities in a sand and gravel aquifer (after Spitz 1985).

Methoden der Kontinuumsmechanik durch Einführung eines repräsentativen Elementar-Volumens (REV), über welches Strömung und Transport gemittelt werden. Auf dieser Betrachtungsweise beruht implizit auch das klassische Grundwasserfließgesetz von Darcy (1856), welches die über den Fließquerschnitt gemittelten Wasserflüsse mit einem mittleren Gradienten und einer mittleren Durchlässigkeit verknüpft.

Zur Beschreibung des dispersiven Transports im Grundwasser bedient man sich der Analogie zur Diffusionstheorie, in der die Summenwirkung der unbekannteren Brownschen Molekularbewegung von Partikeln hypothetisch mit dem Fickschen Gesetz beschrieben wird. Die Einführung der Diffusionsanalogie zur Beschreibung der hydrodynamischen Dispersion setzt voraus, daß der Transport von Inhaltsstoffen in der Porenmatrix zufällig und ungeordnet erfolgt. Diese anscheinende Zufälligkeit des Transports ist zunächst auf die korngerüstbedingte Dispersion beschränkt.

Für den Stofftransport auf der Betrachtungsebene der Porenmatrix (Inhomogenitäten 2. Ordnung) gewinnen weitere Gesichtspunkte an Bedeutung. Gemittelte Filtergeschwindigkeiten können infolge der ortsabhängigen Durchlässigkeiten in allen drei Raumrichtungen variieren. Die Geschwindigkeitsvariation ist vergleichbar derjenigen im Porenraum (gut durchlässige Bereiche in der Porenmatrix sind mit großen Poren im Korngerüst vergleichbar), allerdings ist hier der Betrachtungsmaßstab um mehrere Zehnerpotenzen größer.

Bei Ausbreitungsvorgängen in natürlichen Grundwasserleitern sind auch geologische Strukturen (Inhomogenitäten 3. Ordnung: Schichtungen, Einlagerungen, Verwerfungen etc.) bedeutsam für den Transport. Die hierdurch verursachten Vermischungseffekte bezeichnet man wegen ihres großen Wirkungsmaßstabs als Makrodispersion. Diese Strukturen erlauben häufig nicht die Annahme zufällig verteilter Transportgeschwindigkeiten, welche dem klassischen Fickschen Ansatz zur Beschreibung der Dispersion zugrunde liegt. Geologische Strukturen ordnen Geschwindigkeiten gemäß der jeweiligen hydraulischen Durchlässigkeit. Während für die Berechnung der Strömung durch Einführung tiefengemittelter Werte (z.B. Transmissivität) auch bei großskaligen Inhomogenitäten ein geeignetes REV gefunden werden kann, ist dies für die Beschreibung des Transports meist nicht möglich. Die Anwendung des herkömmlichen Dispersionsansatzes zur Berechnung von Ausbreitungsvorgängen in natürlichen Grundwasserleitern ist damit eingeschränkt.

Die nachfolgend beschriebenen Untersuchungen befassen sich mit der Frage, inwieweit die physikalischen Effekte, die zur Makrodispersion in Grundwasserleitern führen, quantitativ erfaßt werden können. Hierzu werden systematische Laborstudien unter kontrollierten Randbedingungen an schematisierten inhomogenen Grundwasserleitern durchgeführt und mit Hilfe numerischer Untersuchungen interpretiert. Ziel dieser Arbeiten ist es, einen Beitrag zum besseren Verständnis der makrodispersiven Vermischungsprozesse zu liefern und zur Entwicklung verbesserter Ansätze zur quantitativen Erfassung der Dispersion in anwendungsorientierten Grundwasser-Transportmodellen beizutragen.

2.2 Berechnungskonzepte für dispersive Transportprozesse

2.2.1 Dispersionsansätze

Wenn die hydrodynamische Dispersion in Analogie zur Diffusionstheorie als gradientenabhängiger Transport mit einem Dispersionskoeffizienten D angesetzt wird, dann lautet die allgemeine Transportgleichung zur Beschreibung konvektiver und dispersiver Ausbreitungsvorgänge im Grundwasser für eine konservative Substanz der Konzentration c :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x_i} (v_i \cdot c) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) \quad (1)$$

Quell- und Senkenterme, Sorption, chemische Reaktionen, radioaktiver Zerfall etc. bedürfen in der Transportgleichung einer zusätzlichen Berücksichtigung (siehe Kap. 4). Voraussetzung für die Lösung der Transportgleichung ist, daß die zeit- und ortsabhän-

gigen Geschwindigkeiten aus der Lösung der entsprechenden Strömungsgleichung bekannt sind. Dies verlangt, daß das REV für Strömung und Transport kompatibel sein muß.

Statistische Modelle bilden die klassische Dispersionstheorie. Sie basieren auf der Random Walk-Theorie zur Beschreibung der Brownschen Molekularbewegung. Scheidegger (1954) führte als erster den Begriff der Dispersivität eines durchströmten Mediums ein. Demnach steht der mechanische Dispersionkoeffizient D in linearer Abhängigkeit zur mittleren Transportgeschwindigkeit und einer nur vom durchströmten Medium abhängigen Kenngröße α (Dispersivität), welche zunächst als richtungsunabhängig angenommen wurde. De Josselin de Jong (1958) und Saffman (1960) begründen in weiterführenden Arbeiten die Richtungsabhängigkeit der Dispersion. Sie definieren longitudinale und transversale Dispersionskoeffizienten D_L und D_T und Dispersivitäten α_L und α_T gemäß

$$D_L \equiv \alpha_L v ; \quad D_T \equiv \alpha_T v \quad (2)$$

In der allgemeinen Dispersionstheorie (Bear 1961a; Scheidegger 1954) wird der Dispersionskoeffizient als ein Tensor angegeben, der in Bezug zum Geschwindigkeitsvektor und zu einem vierrangigen Dispersivitätstensor steht. Da es jedoch in der praktischen Anwendung keine Methodik zur Ermittlung aller Komponenten des Dispersivitätstensors gibt, wird für die Formulierung der Dispersionskoeffizienten stets ein isotropes Medium vorausgesetzt. In diesem Fall vereinfachen sich die Koeffizienten bei zweidimensionaler Betrachtungsweise zu:

$$D_{xx} = \frac{\alpha_L v_x^2}{|v|} + \frac{\alpha_T v_y^2}{|v|} ; \quad D_{yy} = \frac{\alpha_T v_x^2}{|v|} + \frac{\alpha_L v_y^2}{|v|}$$

$$D_{yx} = D_{xy} = \frac{(\alpha_L - \alpha_T) v_x v_y}{|v|} \quad \text{mit: } |v| = \sqrt{v_x^2 + v_y^2} \quad (3)$$

Diffusiver Stofftransport wird durch Addition des Diffusionskoeffizienten an die Diagonalterme berücksichtigt. Ist das Koordinatensystem entlang der Strömungsrichtung orientiert, werden alle Koeffizienten außer den Diagonaltermen Null.

Die Random Walk-Theorie liegt auch verschiedenen numerischen Modellen zugrunde, die den Stofftransport durch eine hintereinanderfolgende Serie von konvektiven und zufälligen Transportschritten simulieren (z. B. das Modell von Prickett et al. 1981).

Diese klassischen Arbeiten zur Beschreibung der Dispersion geben keine Auskunft über den funktionalen Zusammenhang von Aquiferaufbau und Größe der Dispersivitäten. Die Ermittlung der Dispersivitäten erfolgt meist im hydraulischen Modell. Die Ergebnisse der umfangreichen, in der Literatur aufgeführten Laborexperimente sind in Abbildung 2.2 zusammengefaßt. Es wird deutlich, daß die Diffusion nur bei kleinen Fließgeschwindigkeiten dominant ist ($Pe < 1$). Bei Peclet-Zahlen größer als 10 ist die dispersive Vermischung von der korngerüstbedingten Dispersion kontrolliert, und

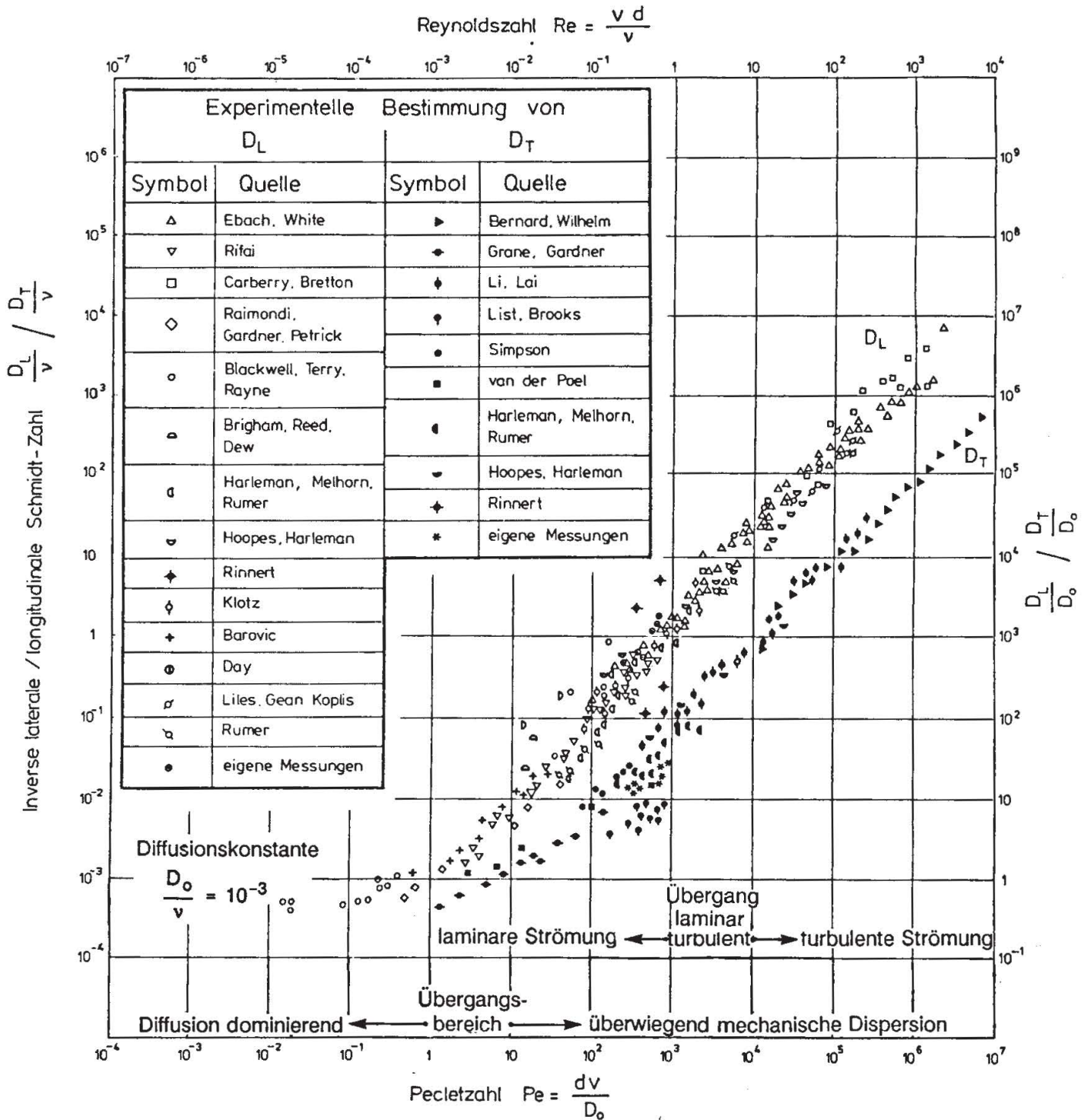


Abb. 2.2. Experimentell bestimmte Dispersionskoeffizienten in homogenen, isotropen Aquifere nach Bear (1961b) mit Ergänzungen (Spitz 1985).

Experimental dispersion coefficients in homogeneous, isotropic aquifers from Bear (1961b) with additions (Spitz 1985).

Gleichungen (2) und (3) gelten. Die experimentell bestimmten Werte für die Dispersivitäten eines homogenen porösen Mediums (z.B. Einkornsand mit mittlerem Korndurchmesser d_{50}) liegen bei

$$\alpha_L \approx d_{50} ; \quad \alpha_T \approx \frac{1}{20} \alpha_L \quad (4)$$

Dispersive Vermischung unter natürlichen Bedingungen ist um Größenordnungen stärker. Die im Feld ermittelten Längsdispersivitäten liegen folglich um ein Vielfaches über den im Labor bestimmten Werten (in der Größenordnung von 10 m in kontrollierten Feldexperimenten und 100 m bei der Auswertung von Feldstudien; Beims 1983). Dies ist durch die weit größere Heterogenität und die demzufolge größeren Geschwindigkeitsunterschiede im natürlichen Aquifer begründet.

Die Felduntersuchungen lassen ebenfalls erkennen, daß die strikte Analogie zwischen Diffusion und Dispersion für natürliche Grundwasserleiter nicht uneingeschränkt gilt. Transportgeschwindigkeiten stehen im Zusammenhang mit den geologischen Strukturen, die je nach Betrachtungsmaßstab nicht mehr als zufällig verteilt erscheinen. Um dennoch den dispersiven Transport auch in natürlichen Aquiferen mit dem einfachen Fickschen Gesetz beschreiben zu können, werden verschiedentlich fließzeitabhängige bzw. fließwegabhängige Dispersionskoeffizienten eingeführt (siehe z.B. Naff 1984).

Weitere Konzepte zur verbesserten Beschreibung der Makrodispersion wurden von Marle et al. (1967), Güven et al. (1984) und Sudicky (1986) entwickelt. Sie übertragen die von Taylor (1954) zur Beschreibung des Stofftransports in einer Rohrströmung entwickelte Momentenmethode auf die Transportbeschreibung im natürlichen Grundwasserleiter. Die Momentenmethode zeigt in Analogie zur turbulenten Diffusion/Dispersion, daß der dispersive Transport nach hinreichend langer Fließstrecke auch im Grundwasserleiter schließlich wieder mit einem asymptotisch angenäherten konstanten Dispersionskoeffizienten beschrieben werden kann.

Mehrschichtenansätze beschreiben den Stofftransport durch die Wechselwirkung zwischen konvektivem und dispersivem Transport in mehreren Schichten und den Austausch zwischen den einzelnen Schichten (z.B. Brissaud 1982). Jede Transportebene repräsentiert einen charakteristischen Aquiferbereich. Die einfachsten Mehrschichtenansätze erfassen den natürlichen Transport auf zwei Transportebenen (siehe Abschnitt 2.2.3). Die anfänglich ausgeprägten Charakteristika der Zweischichtenansätze (Doppelpeaks in den Durchbruchkurven, Konzentrationsnachläufer etc.) nehmen aufgrund der Quervermischung mit zunehmender Fließstrecke stetig ab, bis sich schließlich eine asymptotische Annäherung an die Charakteristik des herkömmlichen Dispersionsansatzes ergibt.

Deterministische Modellrechnungen werden durch die Weiterentwicklung der Rechnerkapazitäten möglich. Smith und Schwartz (1980) berechnen den Stofftransport numerisch in hypothetischen Grundwasserleitern mit unterschiedlichen Inhomogenitätsstrukturen. Aufwendige numerische Berechnungen von Frind et al. (1987) illustrieren den Übergang von der Mikro- zur Makrodispersion.

Ein relativ neues Konzept zur Beschreibung der Makrodispersion ist die Anwendung der Theorie der Fraktale (z.B. Kinzelbach 1988; Wheatcraft und Tyler 1988). Die fraktalen Ansätze legen eine Heterogenitätsstruktur zugrunde, die sich selbst ähnlich bzw. fraktal heterogen ist. Das erzeugte Muster ist unabhängig von der Beobachtungsskala.

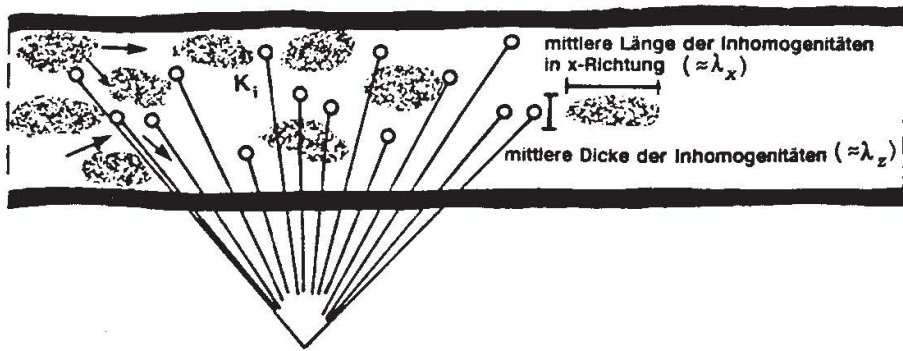
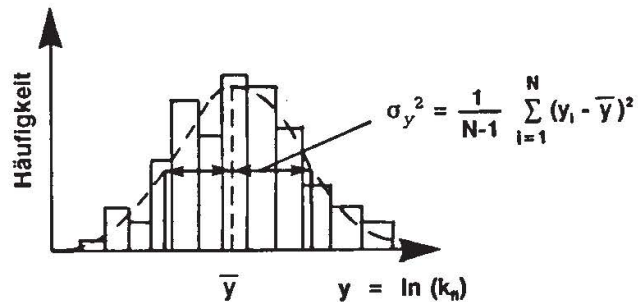
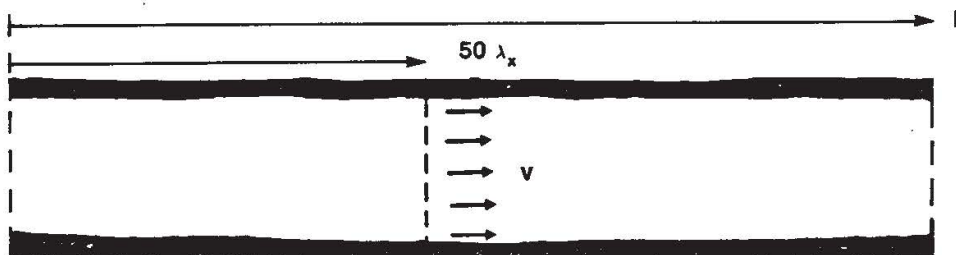
Die stochastische Beschreibung des Stofftransports im inhomogenen Aquifer (Dagan 1982; Gelhar 1986; Gelhar und Axness 1983; Sudicky 1986) liefert ein aussagekräftiges Berechnungskonzept für die Makrodispersion. Die Methode basiert auf der Annahme, daß die Aquiferinhomogenitäten zufällig verteilt, deren hydraulische Eigenschaften (Durchlässigkeit, Porosität) aber mit statistischen Größen (Mittelwert, Varianz, räumliche Korrelation) beschreibbar sind. Die stochastische Berechnung ist vergleichbar mit der Mittelwertbildung bei dem Übergang von der Beschreibung des Stofftransports im Porenraum zur gemittelten Betrachtung in der Kontinuumsberechnung. Da im natürlichen Aquifer die Darcy-Geschwindigkeiten nicht im Detail bekannt sind, nimmt man erneut von der detaillierten Beschreibung des Stofftransports Abstand und geht zu einer grobrasterigen Berechnung mit Mittelwerten (Makrodispersionskoeffizienten) über. Die stochastische Berechnung ermöglicht es, die Größe der gemittelten Transportparameter mit den statistischen Kenngrößen der Aquiferinhomogenitäten zu verknüpfen.

2.2.2 Stochastische Beschreibung des Stofftransports im statistisch homogenen Grundwasserleiter

Ziel der stochastischen Berechnung ist es, den inhomogenen Aquifer durch einen äquivalenten homogenen Aquifer mit makroskopischen Eigenschaften zu ersetzen (Abb. 2.3). Die Struktur der Aquiferinhomogenitäten muß hierbei mit statistischen Parametern beschreibbar sein. Da der Einfluß veränderlicher Porositäten auf den Stofftransport klein bleibt im Vergleich zum Einfluß der Durchlässigkeitsvariation, wird meist die Variabilität der Porosität vernachlässigt. An die Verteilung der Durchlässigkeiten werden drei Forderungen gestellt:

- Die Durchlässigkeiten sind log-normal verteilt. Die Häufigkeitsverteilung für den natürlichen Logarithmus der Durchlässigkeiten läßt sich mit der Gaußschen Normalverteilung, die mit dem Mittelwert und der Standardabweichung beschrieben ist (Abb. 2.3), angeben.
- Die Durchlässigkeiten sind korreliert. In einem natürlichen Aquifer sind benachbarte Durchlässigkeiten aufgrund ihrer geologischen Entstehungsgeschichte miteinander verknüpft, wobei die Abhängigkeit mit der Entfernung einzelner Meßorte abnimmt. Die Korrelation einzelner Meßdaten (Kovarianzdiagramm) liefert die Korrelationslängen des Aquifers. Diese geben Auskunft darüber, ab welcher Entfernung zwei Durchlässigkeitsmessungen voneinander unabhängig werden. Für die praktische Anwendung werden die Korrelationslängen mit den typischen räumlichen Abmessungen der Aquiferinhomogenitäten gleichgesetzt.

HETEROGENER GRUNDWASSERLEITER (STATISTISCH HOMOGEN)

HÄUFIGKEITSVERTEILUNG DER DURCHLÄSSIGKEIT k_i
(Log - normale Verteilung)ÄQUIVALENTER HOMOGENER GRUNDWASSERLEITER ($L \geq 50 \lambda_x$)

- Makrodurchlässigkeit (in Längsrichtung):

$$k_y = k_{y0} \exp [\sigma_y^2 (1/2 - g)] ; \quad k_{y0} = \exp(\bar{y}) ; \quad g = 1/(1 + \lambda_x/\lambda_z)$$

- Makrodispersionskoeffizienten:

$$D_L = (A_L + \alpha_L)v + D_0 ; \quad A_L = \sigma_y^2 \lambda_x$$

$$D_T = \alpha_T v + D_0$$

D_0 : molekularer Diffusionskoeffizient

α_L : korngerüstbedingte Längsdispersivität

Abb. 2.3. Statistisch homogener Grundwasserleiter (Beispiel: zweidimensionale Strömung).
Statistically homogeneous aquifer (example: two-dimensional flow).

- Die statistischen Parameter zur Beschreibung der Aquiferinhomogenitäten sind ortsunabhängig (statistisch homogener Aquifer, Annahme der Stationarität). Dies besagt im wesentlichen, daß der komplex aufgebaute Aquifer in den stochastischen Berechnungen nur mit den statistischen Parametern des Mittelwertes, der Standardabweichung und der Korrelation der Durchlässigkeiten beschrieben werden kann.

Für einen vorgegebenen Satz statistischer Kennwerte existiert jeweils eine unendlich große Zahl von Realisationen, d.h. Aquiferkonfigurationen, die den Kennwerten genügen. Eine Möglichkeit der Transportsimulation besteht darin, eine Vielzahl statistisch äquivalenter hypothetischer Aquifere rechnerisch zu generieren und für jeden Rechenfall die Stoffausbreitung zu simulieren. Die Mittlung der Einzelberechnungen gibt dann Einblick in das makroskopische Transportverhalten dieser Aquifertypen (Smith und Schwartz 1980). Die stochastische Berechnung beruht jedoch auf der Annahme, daß die Mittlung über mehrere statistisch äquivalente Aquifere identisch mit der Mittlung in dem betrachteten einzelnen Aquifer ist (Ergodizität). Es sei hier angemerkt, daß die so berechneten Konzentrationen nicht direkt mit Meßdaten vergleichbar sind, da sie lediglich ein Ausdruck für die zu erwartenden Auftretenswahrscheinlichkeiten sind.

Der Kernpunkt der stochastischen Ansätze ist, daß der inhomogene natürliche Aquifer durch einen fiktiven homogenen Aquifer ersetzt wird, dessen makroskopische Transportparameter in direkten Zusammenhang mit den statistischen Aquiferparametern gesetzt werden können (Abb. 2.3). Dies setzt voraus, daß stets ein hinreichend großes Aquifervolumen (Vielzahl von Inhomogenitäten) betrachtet wird. Die äquivalente makroskopische Durchlässigkeit ist von dem Mittelwert und der Standardabweichung der Durchlässigkeiten abhängig, die makroskopischen Dispersionskoeffizienten von der Standardabweichung und den Korrelationslängen. Die korngerüstbedingten Dispersionskoeffizienten werden additiv hinzugefügt. Äquivalente makroskopische Transportparameter sind für eine Vielzahl von Aquifertypen ausgearbeitet (Gelhar 1986; Gelhar und Axness 1983). Die Berechnungen zeigen, daß die transversale makroskopische Vermischung hauptsächlich korngerüstbedingt bleibt.

Die stochastische Berechnung hat sich als aussagekräftiges Konzept bewährt. Beim Einsatz zur Berechnung von Ausbreitungsvorgängen in der Natur stößt man jedoch auf mehrere Anwendungsgrenzen:

- In der mathematischen Herleitung werden die stochastischen Transportgleichungen linearisiert. Dies ist nur für eine Varianz der hydraulischen Durchlässigkeitsverteilung kleiner als Eins zulässig. Folglich sind die Ergebnisse nicht ohne weiteres auf stark inhomogene Grundwasserleiter übertragbar (z.B. Dagan 1988).
- Um die Ergebnisse auf einen gegebenen Aquifer anwenden zu können, muß eine genügend große Anzahl von lokalen Durchlässigkeiten gemessen werden (zum Beispiel 1279 Messungen im Feldexperiment von Borden; Sudicky 1986). Dies bleibt auf wenige Anwendungsfälle beschränkt.
- Fickscher Transport in einem statistisch homogenen Aquifer wird erst nach einer Vielzahl von Korrelationslängen erreicht (z.B. 50 nach Frind et al. 1987).

- Aquiferinhomogenitäten sind dann statistisch homogen verteilt, wenn nur der Porenraum (korngerüstbedingte Dispersion) oder die Kornmatrix (Dispersion zufolge variabler Durchlässigkeiten der Kornmatrix) betrachtet wird. Geologische Prozesse erzeugen allerdings ein geordnetes großräumiges System von Inhomogenitäten. Geologische Strukturen sind folglich nur bedingt mit statistischen Parametern zu erfassen.
- Bei Ausbreitungsvorgängen in einem natürlichen Aquifer ist es sehr wahrscheinlich, daß die Fahne der Wasserinhaltsstoffe großräumige geologische Strukturen „sieht“, bevor das asymptotische Transportregime erreicht wird, für das die Ergebnisse der stochastischen Berechnungen gelten.

2.2.3 Mehrparametrische Dispersionsansätze für inhomogene Grundwasserleiter

In der Mehrzahl der praktischen Anwendungsfälle wird der Dispersionsprozeß von Inhomogenitäten in Form von Einlagerungen, Schichtungen und Verwerfungen geprägt. Hier erfordert eine detaillierte Beschreibung des Stofftransports die vollständige Berücksichtigung der Aquiferstruktur. In der Natur ist jedoch die Aquiferstruktur in aller Regel nicht im Detail bekannt. Deshalb bietet sich als erster Schritt zur verbesserten Erfassung des natürlichen Transports an, den Aquifer durch zwei miteinander gekoppelte Transportebenen (Schichten) zu beschreiben, in welchen zwar die individuellen Gegebenheiten des Aquifers nicht im Detail berücksichtigt werden können, jedoch im Gegensatz zur tiefenintegrierten Betrachtungsweise der großräumigen Strömungscharakteristik des Aquifers besser Rechnung getragen werden kann (Abb. 2.4).

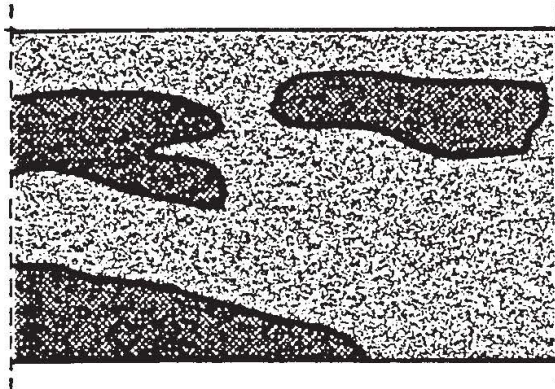
Das wohl einfachste Zweischichtenmodell schematisiert den Aquifer durch eine Transportebene, in der Konvektion und Dispersion erfolgt (mobile Schicht, Subskript „m“), und durch eine immobile Transportebene (Subskript „im“), die nur als Speicher am Transportvorgang beteiligt ist (Coats und Smith 1964). Beide Regionen sind über einen Austauschterm (Austauschkoeffizient \bar{A}) gekoppelt, so daß die eindimensionalen Transportgleichungen für die beiden Schichten (Porenvolumenanteile Θ_m , Θ_{im}) lauten:

$$\Theta_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + \bar{A}(c_m - c_{im}) = \Theta_m D_{L_m} \frac{\partial^2 c_m}{\partial x^2} - \Theta_m v_m \frac{\partial c_m}{\partial x} \quad (5)$$

$$\Theta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \bar{A}(c_m - c_{im})$$

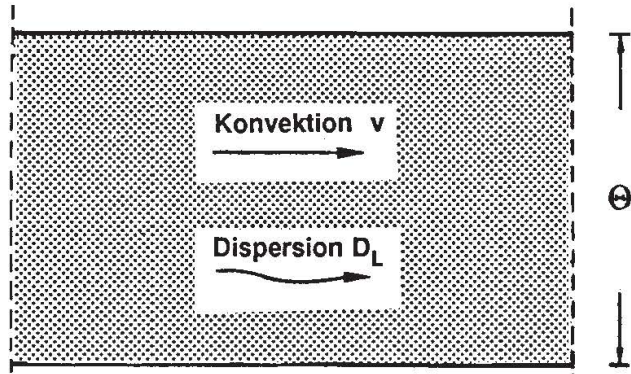
Eine Erweiterung und Verallgemeinerung des Zweischichtenansatzes wurde von Skopp et al. (1981) eingeführt. Hier wird die Aquiferstruktur durch zwei Schichten A und B unterschiedlicher hydraulischer Eigenschaften repräsentiert, wobei in beiden Schichten

Grundwasserleiter:

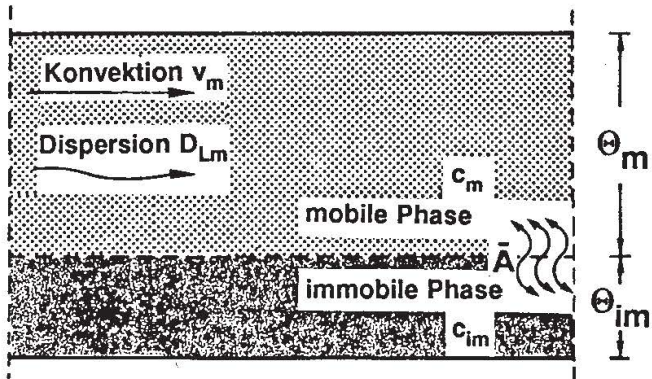


Idealisierung:

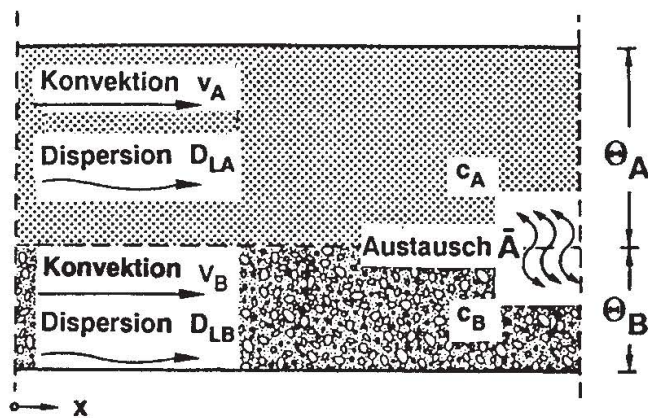
Einschichtenmodell



Zweischichtenmodell mit mobiler und immobilier Phase (Coats and Smith 1964)



Allgemeines Zweischichtenmodell (Skopp, et al. 1981)



konvektiver und dispersiver Transport stattfinden kann. Der Transport in jeder Schicht ist beschrieben durch die eindimensionale Konvektions-Dispersions-Gleichung mit einer Übergangsbedingung an der Trennfläche der beiden Schichten (Austauschterm), die dem Ansatz von Gleichung (5) entspricht. Es wird angenommen, daß innerhalb jeder Schicht Konzentrationsgradienten nur in Strömungsrichtung auftreten und der Massenfluß quer zur Schichtgrenze proportional zur Differenz der Konzentrationen in den beiden Schichten ist. Die Konzentrationen c_A und c_B können dann ausgedrückt werden durch die Transportgleichungen

$$\begin{aligned} \Theta_A \frac{\partial c_A}{\partial t} + \bar{A}(c_A - c_B) &= \Theta_A D_{L_A} \frac{\partial^2 c_A}{\partial x^2} - \Theta_A v_A \frac{\partial c_A}{\partial x} \\ \Theta_B \frac{\partial c_B}{\partial t} - \bar{A}(c_A - c_B) &= \Theta_B D_{L_B} \frac{\partial^2 c_B}{\partial x^2} - \Theta_B v_B \frac{\partial c_B}{\partial x} \end{aligned} \quad (6)$$

wobei die jeweiligen Porenvolumenanteile Θ , Abstandsgeschwindigkeiten v und Dispersionskoeffizienten D definiert sind gemäß

$$\begin{aligned} \Theta_{A,B} &\equiv n_{e_{A,B}} \left(\frac{V_{A,B}}{V_A + V_B} \right) \\ v_{A,B} &\equiv I \frac{k_{f_{A,B}}}{n_{e_{A,B}}} \end{aligned} \quad (7)$$

$$D_{L_A} \equiv \alpha_{LE,A} \cdot v_A; \quad D_{L_B} \equiv \alpha_{LE,B} \cdot v_B$$

$$\text{mit: } \bar{A} \left[\frac{1}{t} \right] \equiv \text{Austauschkoeffizient}$$

Hierbei stellt n_e die durchflußwirksame Porosität, α_{LE} die äquivalente Längsdispersivität, V das jeweilige Bezugsvolumen und I den hydraulischen Gradienten (Piezometerhöhengefälle) dar.

Analog lassen sich weitere Schichtenmodelle aufbauen, wobei allerdings mit zunehmender Komplexität der Vorteil gegenüber der vollständig dreidimensionalen Berechnung verlorengeht.

Schichtenmodelle haben sich bei der Transportbeschreibung in Aquiferen mit ausgeprägten Zonen geringerer Durchlässigkeiten bewährt. Eine Bimodalität in der Durchlässigkeitsverteilung findet man häufig in Grundwasserleitern mit ausgeprägten

Abb. 2.4. Mehrparametrische Modellansätze.

Multiparameter model concepts.

geringdurchlässigen Einlagerungen (z.B. Ton- oder Schlufflinsen) oder auch in klüftigen, porösen Gesteinen. Eine Schwierigkeit bei der Anwendung besteht jedoch darin, die zusätzlichen Transportparameter größenordnungsmäßig abzuschätzen. Dies trifft im besonderen Maße auf den Austauschkoeffizienten \bar{A} zu.

Eine analytische Lösung der Zweischichten-Transportgleichungen ist nur begrenzt möglich (Herr 1985), so daß eine numerische Lösung der Differentialgleichungen (5) bzw. (6) erforderlich ist. Hierbei schließt die Gleichung (6) auch den Ansatz (5) als Sonderfall ein, wobei dann die Subskripte „A“ und „B“ stellvertretend für „m“ und „im“ stehen. Die Gleichung (6) wird im Rahmen der vorliegenden Untersuchung durch ein Finite-Differenzen-Schema approximiert (Schäfer 1991).

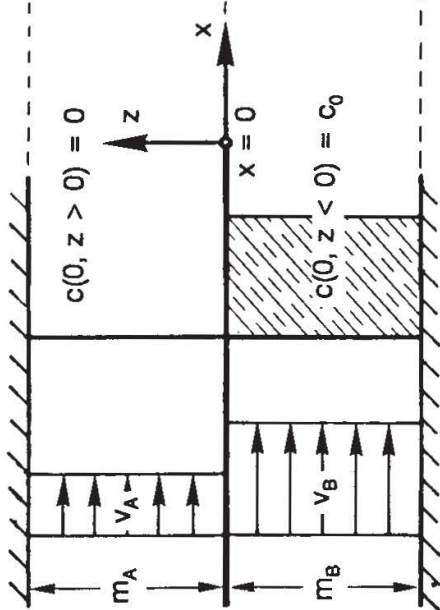
Die Abschätzung der in Gleichung (6) eingeführten Dispersionsparameter aus einer bekannten Durchlässigkeitsstruktur erfordert zunächst die Ermittlung der schichtspezifischen Abstandsgeschwindigkeiten v_A , v_B . Die Abschätzung setzt voraus, daß der heterogene Grundwasserleiter längs einer Stromröhre weitgehend konstante Transmissivitäten aufweist und sich Bereiche hoher und niedriger Permeabilität in Vertikalprofilen deutlich abzeichnen und damit eine hydraulische Klassifizierung in eine „schnelle“ und eine „langsame“ Schicht ermöglichen. Zur Ermittlung der schichtbezogenen Längsdispersionskoeffizienten D_{L_A} und D_{L_B} lassen sich die äquivalenten Längsdispersivitäten $\alpha_{LE,A}$ und $\alpha_{LE,B}$ direkt aus Konzentrationsmeßdaten (aus Tracerversuchen) durch Auswertung der schichtspezifischen Konzentrationsganglinien ermitteln. Wenn eine tiefenselektive bzw. schichtgemittelte Beprobung nicht möglich ist, dann muß die Größenordnung der Längsdispersivitäten abgeschätzt werden, z.B. unter Verwendung der in Abbildung 2.3 dargestellten Beziehungen für die statistisch homogene Schicht.

Für die Ermittlung des Austauschkoeffizienten \bar{A} ist zunächst anzumerken, daß für den vereinfachten Ansatz von Coats und Smith (Gl. 5), bei dem in der immobilen Phase nur molekulare Diffusion als Transportmechanismus wirkt, der Diffusionszeit t_D (Zeit zur diffusiven Durchdringung der immobilen Schicht) eine entscheidende Rolle zukommt. Zahlreiche Arbeiten hierzu (van Genuchten 1985; Raats 1981; Skopp und Warrick 1974) für einfache Geometrien der immobilen Schicht (Kugeln, ebene Schicht) belegen, daß der Austauschkoeffizient \bar{A} in diesen Fällen stets als proportional zum Kehrwert der Diffusionszeit (\bar{A} prop. $1/t_D$) angesetzt werden kann.

Für den Fall zweier mobilen Schichten (Gl. 6) wird der Austausch maßgeblich durch die korngerüstbedingte Querdispersion bestimmt. In Bereichen des Aquifers, wo die Stromlinien weitgehend parallel zur horizontalen Schichtung verlaufen, ist für Peclet-Zahlen $Pe > 10$ der vertikale Stofftransport im wesentlichen bedingt durch die Wirkung der transversalen Dispersion (Abb. 2.5). Wird die Vermischungszone im Nahbereich der Schichtgrenze als klein gegenüber den Schichtmächtigkeiten angenommen, so kann der Massenaustausch über die Schichtgrenze vereinfacht berechnet werden. Für die im Modellaquifer untersuchte Querdispersion über eine Schichtgrenze hinweg (Abb. 2.5) kann für den Massenfluß pro Breitereinheit über die Länge x_0 der Austauschfläche vom Einströmrand mit $\Delta c = c_0$ her auf folgende von Shamir und Harleman (1966) abgeleitete analytische Lösung zurückgegriffen werden:

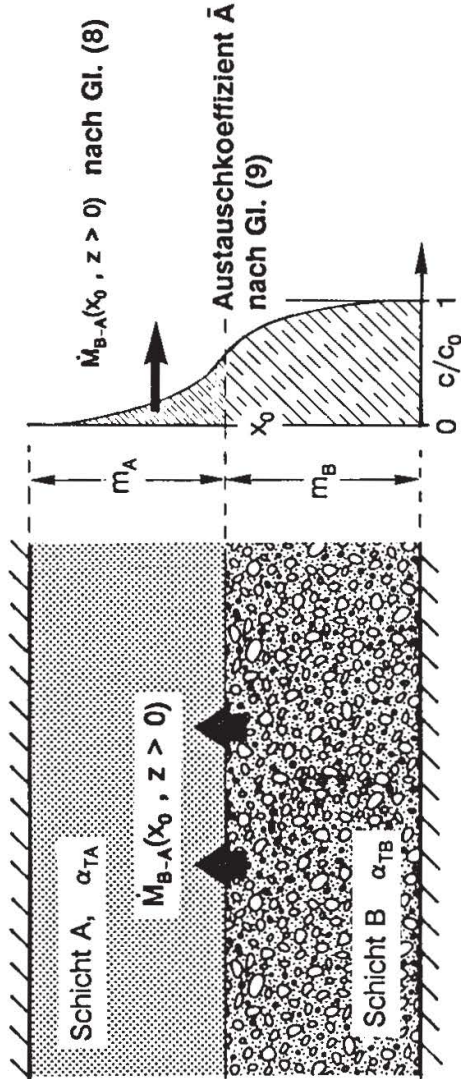
TRANSPORTPROZESS

Dispersiver Transport
quer zur Schichtung

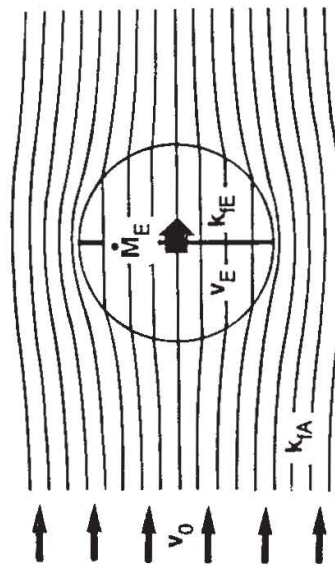


MODELLANSATZ

Zwei mobile Schichten



Verlangsamer konvektiver Stofftransport im
Bereich einer geringdurchlässigen Einlagerung



Geringdurchlässige Schicht

$$(\dot{M}_E = \dot{M}_{m-im})$$

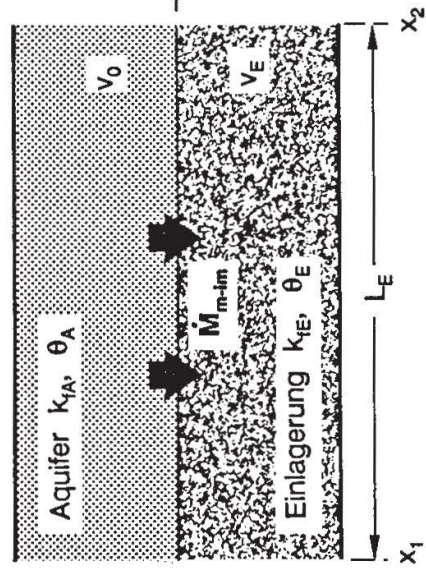


Abb. 2.5. Ansätze für den Austauschkoefizienten \bar{A} (nach Schäfer 1991).

Concepts for the exchange coefficient (after Schäfer 1991).

$$\dot{M}_{B-A}(x_0, z > 0) = \frac{2 \cdot v_A \cdot \sqrt{\alpha_{T_A}}}{1 + K_{AB}} \frac{c_0 \sqrt{x_0}}{\sqrt{\pi}} \quad (8)$$

$$K_{AB} = \frac{v_A}{v_B} \sqrt{\frac{\alpha_{T_B}}{\alpha_{T_A}}} = \frac{k_{f_A}}{k_{f_B}} \sqrt{\frac{\alpha_{T_B}}{\alpha_{T_A}}}$$

Der Vergleich des so ermittelten spezifischen Massenflusses mit dem im Zweischichtenmodell verwendeten linearen Austauschterm ergibt die Größe des Austauschkoefizienten \bar{A} zu:

$$\bar{A} = \frac{\dot{M}_{B-A}(x_0, z > 0)}{c_0 x_0 (m_A + m_B)} \quad (9)$$

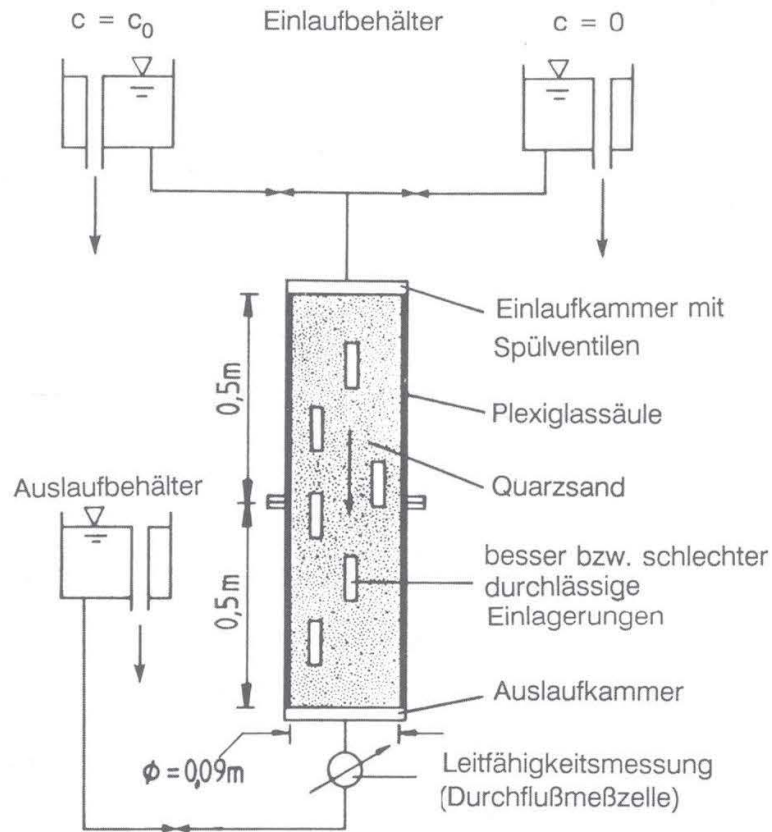
Ein örtlich signifikanter vertikaler Stofftransport findet in der Nähe von Schichtdiskontinuitäten statt. Unterbrochene Schichten und der damit verbundene Wechsel der Schichtdurchlässigkeiten in der Vertikalen verursachen ein Anwachsen der vertikalen Vermischung. Aus Gründen der Kontinuität werden Stromröhren in diesem Bereich zusammengeführt bzw. aufgeweitet. Hierdurch werden Inhaltsstoffe, die sich ursprünglich in der gutdurchlässigen Schicht konzentriert befinden, örtlich konzentriert in die noch unbelastete schlechtdurchlässige Schicht transportiert (siehe z.B. Abb. 2.18). Aus dem Vergleich des konvektiven Massenflusses von Schicht B nach Schicht A mit der im Zweischichtenmodell eingeführten Übergangsbedingung kann auch für diesen Fall der Austauschkoefizient \bar{A} ermittelt werden, sofern der Beitrag der molekularen Diffusion gering ist (Schäfer 1991).

Für den Austausch mit geringdurchlässigen Einlagerungen wird ein analoger Ansatz für den Austauschkoefizienten \bar{A} gewählt. Bei Kenntnis des Strömungsfeldes um und durch Einlagerungen unterschiedlicher Durchlässigkeit kann unter Zugrundelegung des konvektiven Massenflusses der entsprechende Austauschkoefizient \bar{A} definiert und ermittelt werden (Abb. 2.5 und Abschnitt 2.3.4).

2.3 Inhomogenitäten in Form lokaler Einlagerungen

2.3.1 Experimentelles Untersuchungsprogramm

Unter lokalen Einlagerungen werden Bereiche im Aquifer verstanden, deren Durchlässigkeit von derjenigen des umgebenden, durchgängigen Korngerüsts abweicht. Ihre räumliche Ausdehnung ist klein im Vergleich zum Betrachtungsraum. Lokale Einlagerungen tragen durch ein inhomogenes Strömungsfeld mit nach Größe und Richtung um die mittlere Strömung variierenden Geschwindigkeiten dazu bei, daß die Durch-



Einlagerungen:

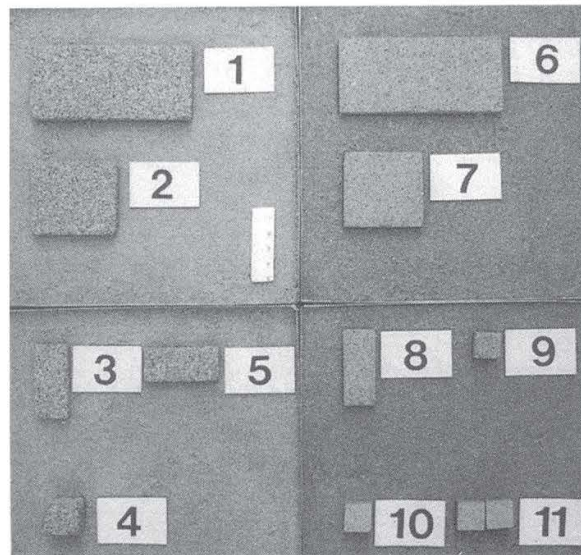


Abb. 2.6. Hydraulisches Säulenmodell mit Einlagerungen.
 Hydraulic column model with inclusions.

Tab. 2.1. Charakteristische Kenngrößen der Säulenmodellversuche mit Einlagerungen.
 Characteristic parameters of column experiments with inclusions.

Eigenschaften der Quarzsande	mittlerer Korndurchmesser $d_m = 3,8 \cdot 10^{-4}$ [m] Ungleichförmigkeitsgrad $U = 2,1$ [-] Durchlässigkeitsbeiwert $k_{rA} = 2,4 \cdot 10^{-4}$ [m/s] Längsdispersivität $\alpha_L = 6 \cdot 10^{-4}$ [m] effektive Porosität $n_e = 0,393$ [-]										$d_m = 5,7 \cdot 10^{-4}$ [m] $U = 1,3$ [-] $k_{rA} = 1,6 \cdot 10^{-4}$ [m/s] $\alpha_L = 7 \cdot 10^{-4}$ [m] $n_e = 0,387$ [-]									
Geometrie der Einlagerungen	Modellaquifer enthält gutdurchlässige Einlagerungen (k_{rE}) mit einem Volumenanteil von 15 %										Modellaquifer enthält geringdurchlässige Einlagerungen (k_{rE}) mit einem Volumenanteil von 15 %									
Form	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel	Quader L	Quader M	Quader K	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel	Würfel	Quader L	Quader M	Quader K				
Querschnitt [cm ²]	4,84	4,84	4,84	4,84	5,0	5,0	5,0	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	5,0	5,0	5,0				
Länge in Fließrichtung [cm]	2,2	2,2	2,2	2,2	11,0	5,2	2,2	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7	11,0	5,2	2,2				
Modellaquifer																				
Durchlässigkeitsverhältnis k_{rE}/k_{rA}	1,33	2,5	3,0	4,2	4,2	4,2	4,2	0,013	0,053	0,19	0,33	0,66	0,19	0,19	0,19	0,19				
Säulenlänge [m]	1,0	1,0	1,0	0,5 - 1,5	1,0 - 1,5	0,5 - 1,5	0,5 - 1,5	1,0	1,0	0,5 - 1,0	0,5 - 1,0	1,0	0,5 - 1,0	0,5 - 1,5	0,5 - 2,0	0,5 - 1,5				

mischung infolge Diffusion in Verbindung mit der erhöhten Dispersion deutlich verstärkt wird. Durchlässigkeitskontrast und Geometrie der Einlagerungen sind letztendlich die den dispersiven Stofftransport eines idealen Tracers prägenden Ursachen.

Je nach Durchlässigkeitsverhältnis führen Einlagerungen zu unterschiedlichen Effekten. Ist die Durchlässigkeit von Einlagerungen größer als die der Umgebung, eilen Wasserinhaltsstoffe wegen der höheren Fließgeschwindigkeit in diesen Bereichen der mittleren Stofffront voraus. Einlagerungen mit geringerer Durchlässigkeit hingegen nehmen Wasserinhaltsstoffe nur langsam auf und geben sie nach dem Vorbeiziehen der Schadstofffront allmählich wieder an die umgebende Strömung ab. Dieser Speichereffekt bewirkt in Durchbruchkurven einen Konzentrationsnachläufer, wie er in Feldstudien häufig beobachtet wird. Das Verhalten kann mit den in Abschnitt 2.2.3 vorgestellten mehrparametrischen Dispersionsansätzen in guter Näherung beschrieben werden. Die Einlagerungen werden hierbei idealisiert in einer Schicht zusammengefaßt. Allerdings fehlt bisher eine Zuordnung des Austauschterms zu den hydrogeologischen Eigenschaften des Aquifers und der Einlagerungen.

Erste Ansätze hierzu werden nachfolgend vorgestellt, wobei theoretische Überlegungen anhand von Laborexperimenten (Herr 1985; Schäfer 1991; Spitz 1985) überprüft wurden. Der Beziehung des Austauschterms zwischen den einzelnen Aquiferbereichen zu den Eigenschaften des porösen Mediums wurde hierbei besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Alle in diesem Abschnitt beschriebenen Versuche wurden an Säulenmodellen (Abb. 2.6) mit einem Durchmesser von 9 cm durchgeführt. In die Versuchsstrecke mit Längen von 0,5 m und 1 m sowie von 1,5 m wurden Einkornsande eingebaut. Als lokale Einlagerungen dienten in den Sand eingebettete, willkürlich verteilte poröse Keramikwürfel und -quader, deren Anzahl, Größe, Form und Permeabilität variiert wurden. Der Einlaufkammer des Säulenmodells wurde während der Versuchsdauer konstant ein Tracer mit der Konzentration c_0 zugeführt. Die wesentlichen Kenndaten der Versuche sind in Tabelle 2.1 zusammengefaßt.

2.3.2 Theoretische Beschreibung der Strömung und des konvektiven Transports

Die durchgeführten Säulenversuche zur Längsdispersion in einem eindimensionalen Strömungsfeld werden zunächst anhand der verfügbaren analytischen Lösung für die konventionelle 1D-Transportgleichung ausgewertet. Für die gegebenen Versuchsrandbedingungen mit kontinuierlicher Tracerzugabe (Stufenfunktion) einer Konzentration c_0 lautet die Lösung (Ogata und Banks 1961):

$$c(x, t) = \frac{1}{2} c_0 \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - vt}{\sqrt{4 D_L t}} \right) + \exp \left(\frac{vx}{D_L} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x + vt}{\sqrt{4 D_L t}} \right) \right] \quad (10)$$

Die Ermittlung der jeweiligen Transportparameter erfolgt bei der Versuchsauswertung über eine Anpassung des analytischen Kurvenverlaufs an die Meßdaten mit der Methode der kleinsten Fehlerquadrate.

Die lokalen Strömungsverhältnisse an einer einzelnen Einlagerung können zunächst am einfachsten Fall einer kreisrunden Einlagerung betrachtet werden, deren Durchlässigkeit vom ansonsten homogenen Aquifer abweicht (Abb. 2.7 und 2.8). Diese Konfiguration entspricht dem Fall eines parallel angeströmten, quer zur Strömungsrichtung orientierten Zylinders großer Länge. Diese Konfiguration wurde bereits von Greenkorn et al. (1964) an einem Hele-Shaw-Modell untersucht. Spitz (1985) führte die von Greenkorn gewählte Strömungskonfiguration einer analytischen Lösung zu. Für den Fall eines Aquifers mit bereichsweise homogener Struktur ist die gewählte stationäre Grundwasserströmung für die Teilbereiche Einlagerung und Umgebung durch die Laplace-Gleichung beschreibbar (ebene Betrachtung), wobei entlang der Bereichsgrenze die Kompatibilität der Piezometerhöhen und die Kontinuitätsbedingung erfüllt sein muß.

Der Sonderfall einer Einlagerung mit sehr viel geringerer Durchlässigkeit wurde von Lamb (1931) gelöst. In diesem Fall entsteht die ebene Potentialströmung aus der Superposition einer Dipol- und einer Parallelströmung. Der andere Extremfall – Einlagerung mit vergleichsweise sehr hoher Durchlässigkeit – kann mit der Methode der Kreisspiegelung gelöst werden. Das komplexe Strömungspotential entsteht wiederum aus der Superposition von Parallel- und Dipolströmung. Eine Überlagerung der beiden Sonderfälle liefert die Lösung für die teildurchlässige Einlagerung (Spitz 1985). Bemerkenswert ist, daß im gesamten Innenbereich der zylindrischen Einlagerung stets Parallelströmung vorliegt. In Abbildung 2.7 ist neben dem Stromlinienbild auch die Abhängigkeit der Strömungsgeschwindigkeit im Innern der Einlagerung vom Verhältnis der Durchlässigkeiten k_{fE}/k_{fA} dargestellt. Bei einer völlig durchlässigen Inhomogenität nimmt die Strömungsgeschwindigkeit im zweidimensionalen Fall den doppelten Wert der Grundströmung an.

Die vermischende Wirkung einer lokalen Einlagerung wird anhand des in Abbildung 2.8 skizzierten Gedankenmodells deutlich. Diffusion und korngerüstbedingte Dispersion bleiben in dieser Prinzipüberlegung unberücksichtigt. Es wird angenommen, daß die Parallelströmung auf Höhe der Einlagerung mit der Konzentration c_0 markiert wird. Die nach dem Passieren der Einlagerung gemittelten Durchbruchkurven verdeutlichen den rein strömungsbedingten Vermischungseffekt. Die dimensionslosen Durchbruchkurven sind mit der Bezugszeit t_{homogen} normiert, welche der konvektiven Laufzeit zwischen den beiden Kontrollquerschnitten im homogenen Aquifer (ohne Einlagerung) entspricht.

Im Fall der gutdurchlässigen Inhomogenität $k_{fE} > k_{fA}$ wird der Konzentrationsdurchgang beschleunigt. Die Form der Kurve wird gegenüber dem Fall des homogenen Aquifers $k_{fE} = k_{fA}$ nur unwesentlich verzerrt.

Im Gegensatz dazu liefert der Aquifer mit Inhomogenitäten geringerer Durchlässigkeit eine vom Fall des homogenen Aquifers völlig abweichende Durchbruchkurve. Die ersten Wasserinhaltsstoffe erreichen wegen der vergrößerten Fließgeschwindigkeit im Nahbereich der Inhomogenität den betrachteten Querschnitt bei gleichzeitig verlän-

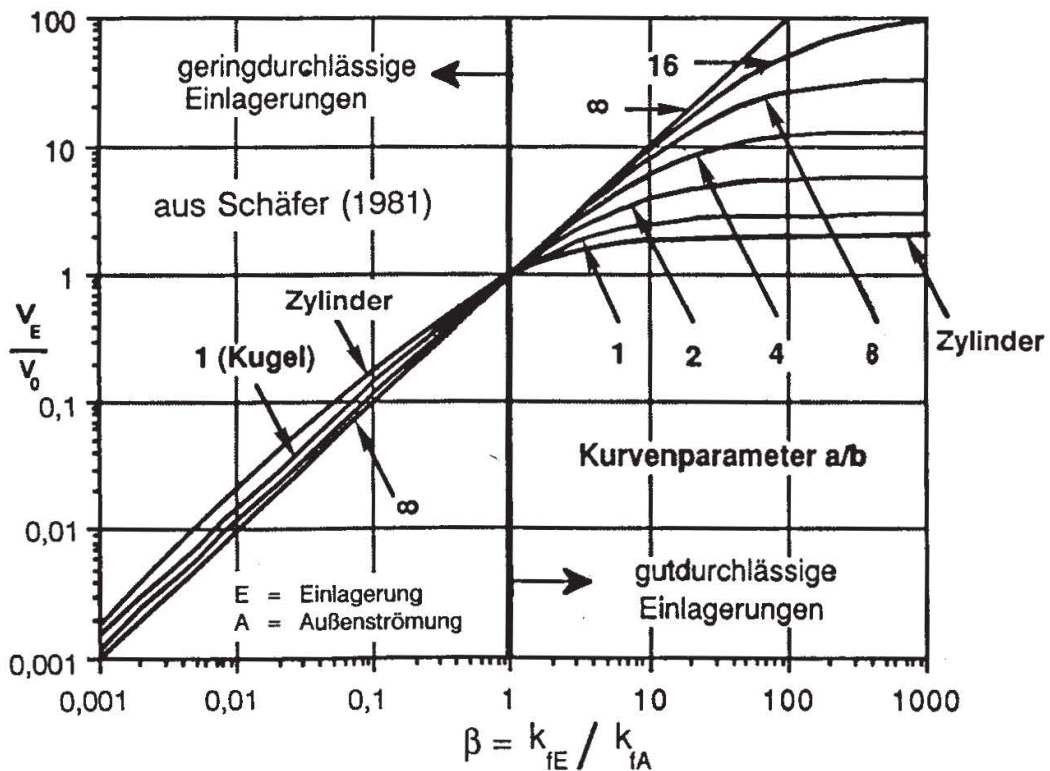
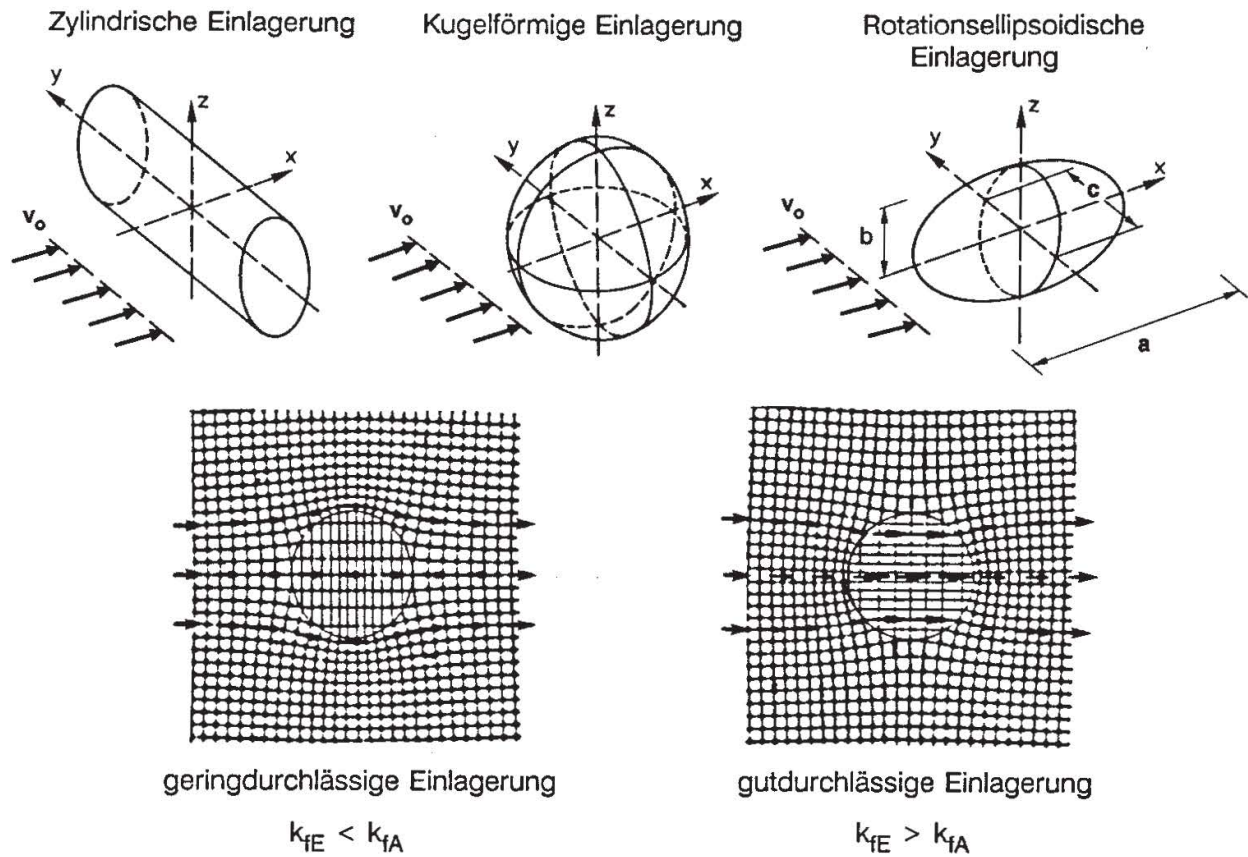


Abb. 2.7. Strömungsfeld rotationssymmetrischer Einlagerungen.

Flow field for rotationally symmetric inclusions.

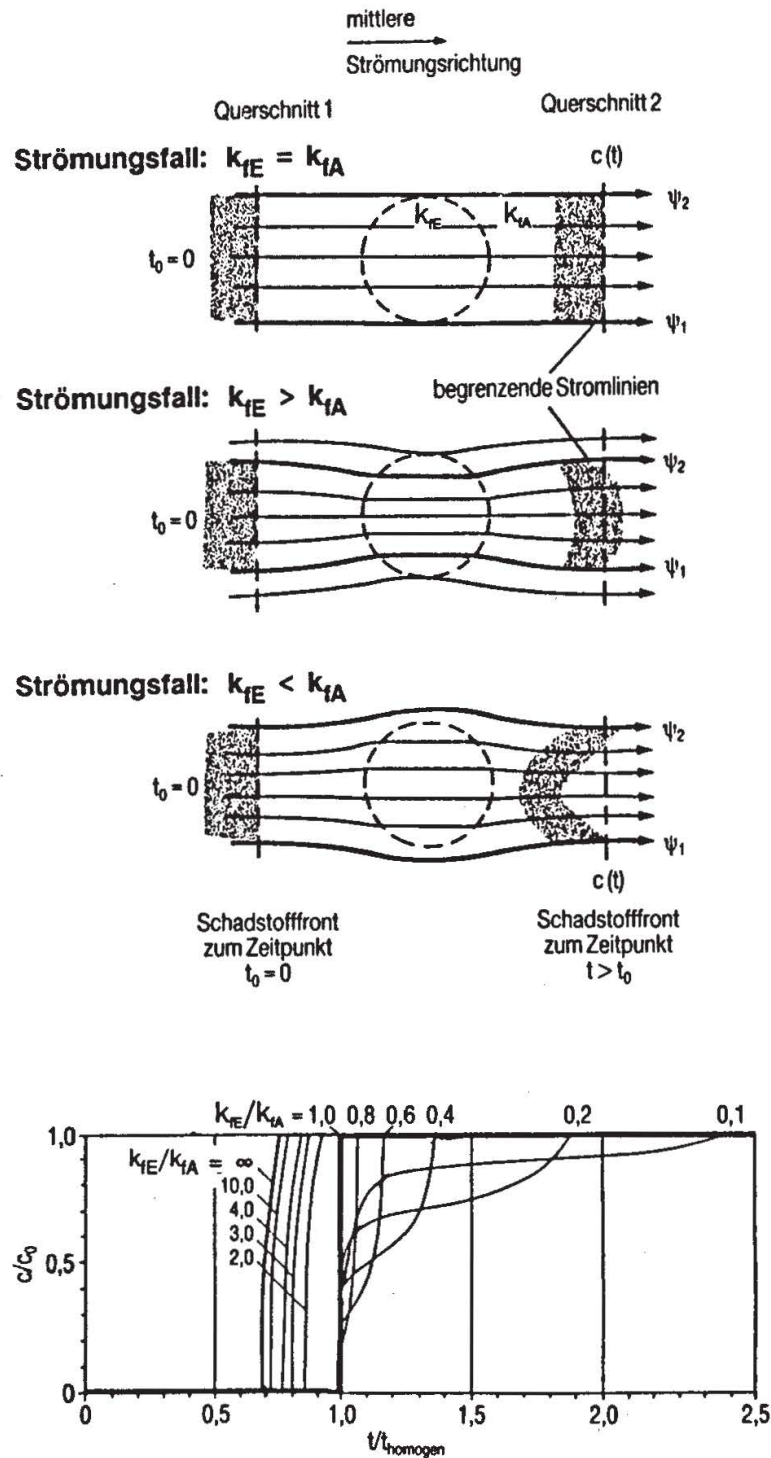


Abb. 2.8. Konzentrationsdurchgang einer über den Querschnitt gemittelten Schadstofffront nach Passieren einer zweidimensionalen Inhomogenität (Spitz und Herr 1990).

Concentration passage of a cross-sectionally averaged contaminant front after passing a twodimensional inhomogeneity (Spitz and Herr 1990).

gertem Fließweg etwa zur gleichen Zeit wie im homogenen Aquifer. Die verzögerte Strömung im Innern der Inhomogenität führt je nach Durchlässigkeitskontrast zu mehr oder minder ausgeprägten Konzentrationsnachläufern.

Analog zum ebenen Fall einer quer angeströmten zylindrischen Einlagerung kann auch das räumliche Strömungsfeld eines Rotationsellipsoids (Abb. 2.7) und die Geschwindigkeit v_E in der Einlagerung aus einer analytischen Lösung ermittelt werden (Schäfer 1991). Es wird hierzu eine Einlagerung in Form eines langgestreckten Rotationsellipsoids $a > b = c$ betrachtet. Die Inhomogenität wird längs ihrer großen Halbachse a parallel angeströmt, wobei im Unendlichen wiederum eine Strömungsgeschwindigkeit v_0 in Richtung der positiven x -Achse herrscht. Analogiebetrachtungen aus der Elektrostatik führen zur direkten Lösung des Strömungsproblems (z.B. Flügge 1986; Schilling 1974; Sommerfeld 1967). Wie im zweidimensionalen Strömungsfall stellt sich im Inneren der idealisierten Einlagerung eine Parallelströmung ein. Abbildung 2.7 zeigt den Zusammenhang zwischen der relativen Geschwindigkeit in der Einlagerung v_E/v_0 und dem Durchlässigkeitskontrast k_{fE}/k_{fA} für verschiedene geometrische Verhältniszahlen a/b . Die Geschwindigkeitsbeziehungen für die Kugel $a/b = 1$ und für das in einen dünnen Kreiszyylinder entartete Ellipsoid $a/b = \infty$ stellen die Grenzfälle dar. Bei der Durchströmung der vollkommen durchlässigen Kugel $k_{fE}/k_{fA} = \infty$ ergibt sich eine maximale Geschwindigkeit von $v_E = 3 v_0$, welche damit um 50 Prozent über der Geschwindigkeit in der quer angeströmten zylindrischen Inhomogenität mit hoher Durchlässigkeit liegt. Bei konstant gehaltenem Durchlässigkeitskontrast bewirkt die Zunahme des geometrischen Verhältnisses a/b eine stärkere Durchströmung der gutdurchlässigen Ellipsoide $k_{fE}/k_{fA} > 1$. Im entarteten Rotationsellipsoid $a/b = \infty$ ist das Geschwindigkeitsverhältnis v_E/v_0 direkt proportional zum Durchlässigkeitsverhältnis k_{fE}/k_{fA} .

2.3.3 Einlagerungen mit relativ großer Durchlässigkeit

Durchbruchskurven, die in den Experimenten mit gutdurchlässigen Inhomogenitäten gefunden werden, zeigen alle einen s-förmigen Verlauf, der sehr gut mit der Lösung der klassischen Transportgleichung (Gl. 9) beschrieben werden kann. Dieses Verhalten wird für Würfel sowie weitgehend auch für Quader unterschiedlicher Abmessungen und Orientierung gefunden (Abb. 2.9), was in Einklang mit den theoretischen Überlegungen (Abb. 2.8) steht.

Die Form der gemessenen Durchbruchskurven läßt sich mit dem Fickschen Ansatz für die Dispersion beschreiben. Die äquivalente Längsdispersivität liegt in allen Modellversuchen über der korngerüstbedingten Dispersivität. Mit steigendem Durchlässigkeitskontrast nimmt die Längsdispersivität zu. Es wird weiterhin beobachtet, daß die Längenabmessung der Einlagerung eine wichtige Einflußgröße ist. Mit zunehmender Länge der Einlagerungen steigt die Längsdispersivität des Modellaquifers signifikant an (in den hier durchgeführten Experimenten z.B. um den Faktor 10 bis 50). Die Orientierung der Einlagerungen ist eine weitere wichtige Einflußgröße. So führt eine Ausrichtung von plattigen Quadern mit ihrer größten Abmessung parallel zur

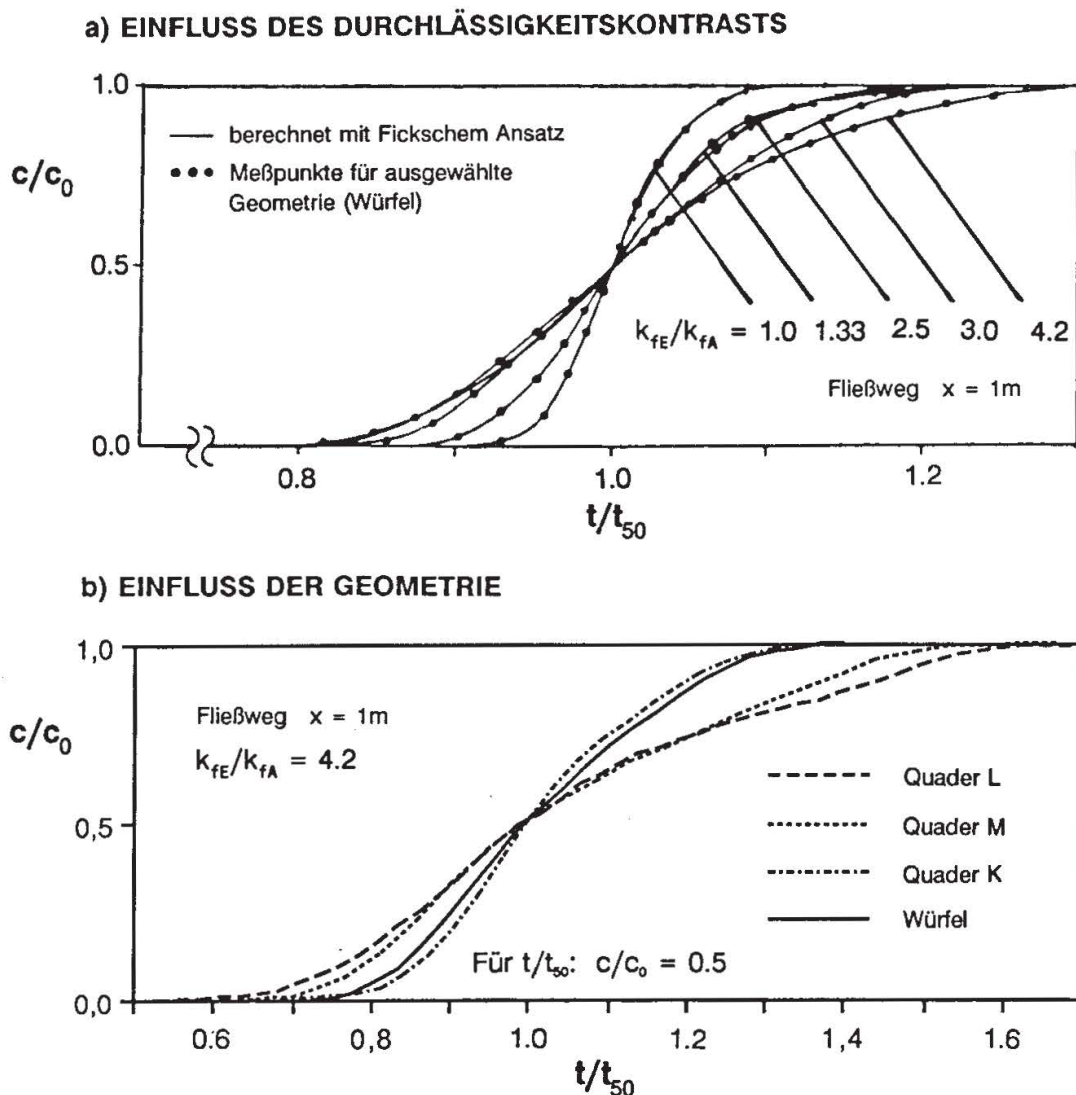


Abb. 2.9. Beispiel für Durchbruchkurven, Säulenversuche mit gut durchlässigen Einlagerungen a) Einfluß des Durchlässigkeitskontrasts (nach Herr et al. 1989), b) Einfluß der Geometrie (nach Schäfer 1991).

Example for breakthrough curves, column experiments with high-permeability inclusions a) Influence of permeability contrast (after Herr et al. 1989), b) Influence of geometry (after Schäfer 1991).

Strömungsrichtung im Vergleich zu einer quer gestellten Anordnung zu einer Zunahme der äquivalenten Längsdispersivität um mehr als 50%.

2.3.4 Einlagerungen mit relativ geringer Durchlässigkeit

Modellaquifere, deren Einlagerungen eine vergleichsweise geringe Durchlässigkeit $k_{fE} < k_{fA}$ aufweisen, bewirken Durchbruchkurven mit völlig verändertem charakteristischem Verlauf (Abb. 2.10). Im Gegensatz zu den zuvor diskutierten Laborexpe-

perimenten ist hier eine Beschreibung der Konzentrationsverteilung mit der klassischen Dispersionsgleichung allenfalls möglich, solange das Verhältnis k_{fE}/k_{fA} nicht allzuweit von Eins abweicht. Mit abnehmendem Durchlässigkeitsverhältnis stellt sich ein immer stärker ausgeprägter Konzentrationsnachläufer ein. Die Ergebnisse stimmen somit auch hier mit dem theoretischen Gedankenmodell (Abb. 2.8) überein.

Herr (1985) zeigt, daß eine gute mathematische Simulation des Transportverhaltens

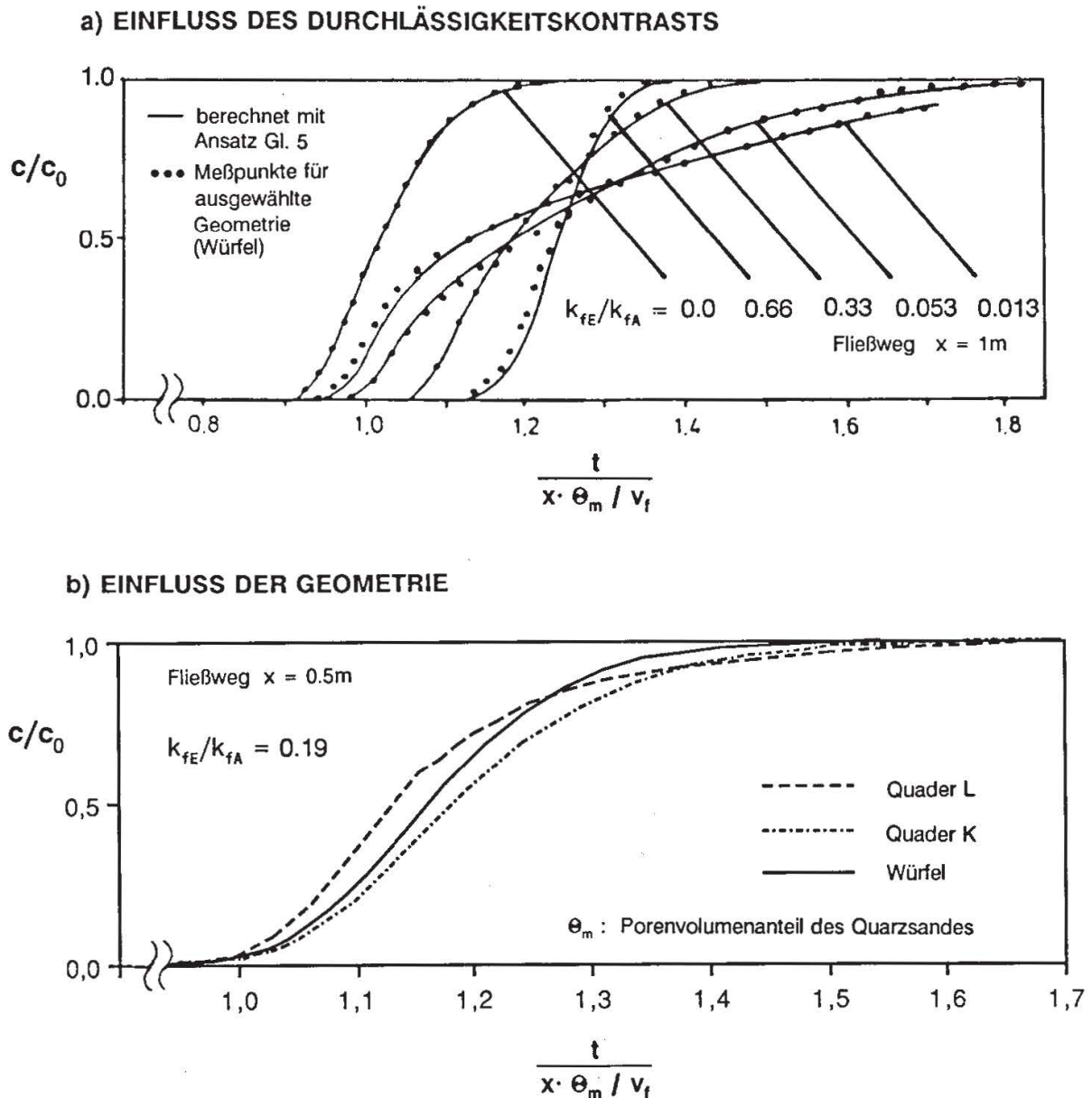


Abb. 2.10. Beispiel für Durchbruchkurven, Säulenversuche mit geringdurchlässigen Einlagerungen. a) Einfluß des Durchlässigkeitskontrasts (nach Herr et al. 1990), b) Einfluß der Geometrie (nach Schäfer 1991).

Example for breakthrough curves, column experiments with low-permeability inclusions. a) Influence of permeability contrast (after Herr et al. 1990). b) Influence of geometry (after Schäfer 1991).

dieser Modellaquifere mit gering durchlässigen Einlagerungen mit dem Ansatz von Coats und Smith (Gl. 5) gelingt (Abb. 2.10a), wobei zur Ermittlung der Dispersionsparameter folgende Festlegungen getroffen werden.

- Θ_m bzw. Θ_{im} werden als Hohlraumanteile des Sandes bzw. der Einlagerungen in die Lösung von Gleichung (5) eingeführt.
- Die Einlagerungen werden als wasserundurchlässig angenommen. Die Abstandsgeschwindigkeit der mobilen Schicht wird aus dem Gesamtvolumenstrom bezogen auf die durchströmte gutdurchlässige Querschnittsfläche bestimmt $v_m = v_f/\Theta_m$.
- In den Modellrechnungen wird durchgängig mit $\alpha_{LE,m} = 0,0006$ m nur die korngerüstbedingte Dispersivität des Einkornsandes berücksichtigt.

Der einzige in Gleichung (5) unbekannte Parameter \bar{A} wird über den Vergleich der berechneten und nach einem Fließweg von 1 m gemessenen Durchbruchkurven bestimmt. Experimente mit verschiedenen Fließgeschwindigkeiten (Abb. 2.11) liefern für jeden Modellaquifer einen linearen Zusammenhang von Austauschkoefizient \bar{A} und Abstandsgeschwindigkeit (Herr 1985), da molekulare Diffusion in den Versuchen von untergeordneter Bedeutung ist. Die beobachtete lineare Abhängigkeit des Austauschkoefizienten \bar{A} von der Geschwindigkeit geben auch Brissaud et al. (1978) und de Smedt und Wierenga (1984) an.

Eine dimensionslose Darstellung der Versuchsergebnisse belegt die Zunahme des Austauschkoefizienten \bar{A} mit steigendem Verhältnis der Durchlässigkeiten k_{fE}/k_{fA} (Abb. 2.11). Dies bedeutet, daß Einlagerungen, deren Durchlässigkeit nicht stark vom umgebenden Korngerüst abweicht, über einen großen Austauschkoefizienten \bar{A} schnell am Transport in der mobilen Schicht beteiligt werden. Des weiteren konnte Schäfer (1991) eine Abnahme des Austauschkoefizienten \bar{A} bei steigender Längenabmessung der Einlagerungen in Strömungsrichtung nachweisen.

Zur besseren Größenabschätzung des Austauschkoefizienten \bar{A} kann das räumliche Strömungsfeld im Bereich einer geringdurchlässigen Einzelinhomogenität herangezogen werden. Wie aus Abbildung 2.7 deutlich wird, hängt die bezogene homogene Geschwindigkeit v_E/v_0 in der Einlagerung allein vom Durchlässigkeitskontrast $\beta = k_{fE}/k_{fA}$ und der Form der Einlagerungen ab. Bei der Auswertung der Experimente werden hier die würfelförmigen Einlagerungen durch Kugeln und die verwendeten Quader durch Rotationsellipsoide $a/b = 2$ approximiert. Der Vergleich des konvektiven Massenflusses in einer geringdurchlässigen Einlagerung mit der im Modellansatz zugrunde gelegten Übergangsbedingung (Abb. 2.5) führt zur Abschätzung des Austauschkoefizienten \bar{A} (Schäfer 1991):

$$\bar{A} = \frac{v_E}{L_E} \left(\frac{\Theta_E}{\Theta_E + \Theta_A} \right)^{2/3} \quad (11)$$

Der Einfluß der Diffusion kann erforderlichenfalls durch einen additiven Term in Gl. (11) mit berücksichtigt werden (z.B. van Genuchten 1985). In den durchgeführten

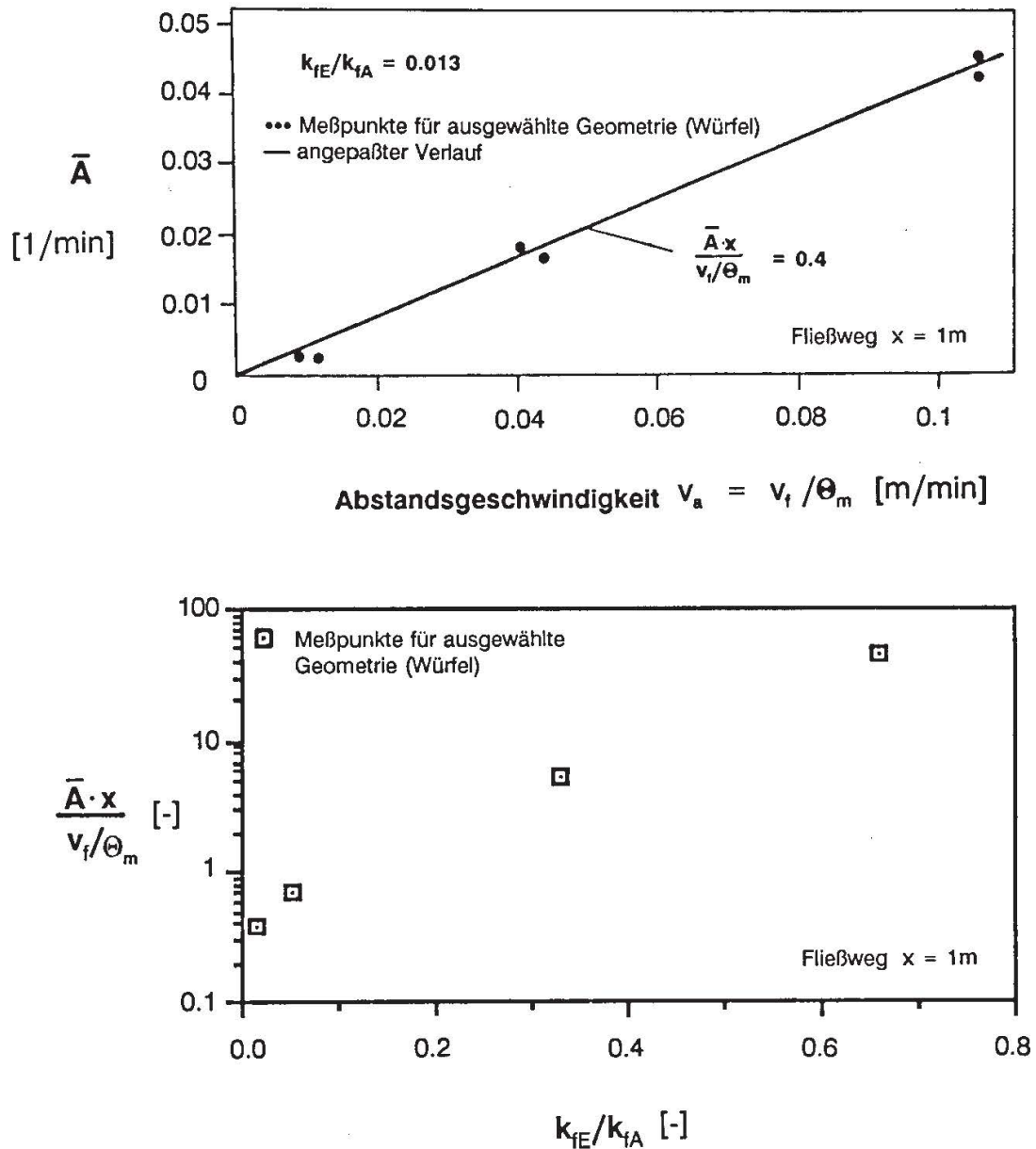


Abb. 2.11. Zusammenstellung der in den Säulenversuchen (würfelförmige Einlagerungen) ermittelten Austauschkoefizienten \bar{A} (nach Herr 1985).

Summary of the experimental exchange coefficients \bar{A} (cubic inclusions) from column experiments (after Herr 1985).

Experimenten war der Diffusionseffekt ausnahmslos nicht signifikant wegen der vergleichsweise großen Fließgeschwindigkeiten. Bei wesentlich langsamer ablaufenden Transportvorgängen in der Natur trifft dies jedoch nicht immer zu.

Die festgestellte Fließwegabhängigkeit der Dispersivität zeigt, daß der asymptotische Bereich mit konstanter Längsdispersivität erst bei deutlich größeren Fließstrecken erreicht wird. Die abstandsabhängige Zunahme der Dispersivität kann mit dem Modellansatz zutreffend beschrieben werden. Nach großer Fließstrecke (asymptotischer Bereich) geht die Durchbruchkurve mit Konzentrationsnachläufer in eine

s-förmige Kurve über, die sich mit dem Fickschen Ansatz beschreiben läßt. Für diesen Bereich läßt sich nach Valocchi (1985) die äquivalente Längsdispersivität ermitteln:

$$\alpha_{LE} = \alpha_{L, \text{Korn}} + \left(1 - \frac{\Theta_m}{\Theta}\right)^2 \frac{\Theta_m v_m}{A} \quad (12)$$

2.4 Inhomogenitäten mit Schichtenstruktur

2.4.1 Untersuchungsprogramm

Zur experimentellen Untersuchung von Dispersionseffekten in Grundwasserleitern mit Schichtenstrukturen wurden umfangreiche Laborstudien an einem ideal geschichteten Modellaquifer von nahezu 12 m Länge (Abschnitt 2.4.2) sowie an einem geschichteten Aquifer mit Einlagerungen und Diskontinuitäten von 14 m Länge (Abschnitt 2.4.3) durchgeführt.

Die Versuche am ideal geschichteten Aquifer waren auf die Ermittlung der Längsdispersion sowie schwerpunktmäßig auf die Abhängigkeit der Querdispersion von den Aquifereigenschaften ausgerichtet. Der Stofftransport über die Schichtgrenze wurde experimentell an einem Zweischichtenmodell nachvollzogen (Abschnitt 2.4.2). Die den Experimenten zugrunde gelegten Strömungskonfigurationen orientieren sich an den Tracerversuchen zur Dispersion von List und Brooks (1967) sowie von Harleman und Rumer 1963 (Abb. 2.12). Der Modellaquifer ist 11,65 m lang, 0,5 m hoch und 0,12 m breit. Als homogene poröse Medien wurden Einkornsande gewählt, bei denen durch die enge Kornfraktion und durch sorgfältigen Einbau ein ungleichförmiges Durchströmen der Versuchsstrecke infolge von Inhomogenitäten und Irregularitäten weitgehend ausgeschlossen werden kann. Für die Versuche an einem Sandkörper mit örtlich variabler Permeabilität (Inhomogenitäten 2. Ordnung) wurde ein Sandgemisch aus zwei Einkornsanden hergestellt. Durch Entmischungerscheinungen beim Einbau des Sandgemisches entstand ein Sandkörper, der eine Vielzahl von kleinen Inhomogenitäten aufweist, bei großmaßstäblicher Betrachtung jedoch als homogen erscheint.

Die Experimente zur Querdispersion umfassen auch Studien zum Einfluß von Dichteunterschieden auf die Quervermischung. Um den Dichteeinfluß in Zusammenhang mit der Aquiferinhomogenität zu setzen, wurden Experimente unter Verwendung sowohl eines Einkornsandes als auch des Sandgemisches gefahren. Die für die Bestimmung der dichtebeeinflussten Quervermischung ausgewählte Strömungskonfiguration entspricht den Experimenten zur Bestimmung der Querdispersion im Tracerfall. Im Einlaufbereich wurden die Druckrandbedingungen so eingestellt, daß die Trennfläche zwischen Salz- und Süßwasser hier auf der Höhe der halben Mächtigkeit lag (Abb. 2.13). Die Auslaufkammer wurde während des Versuchs ständig

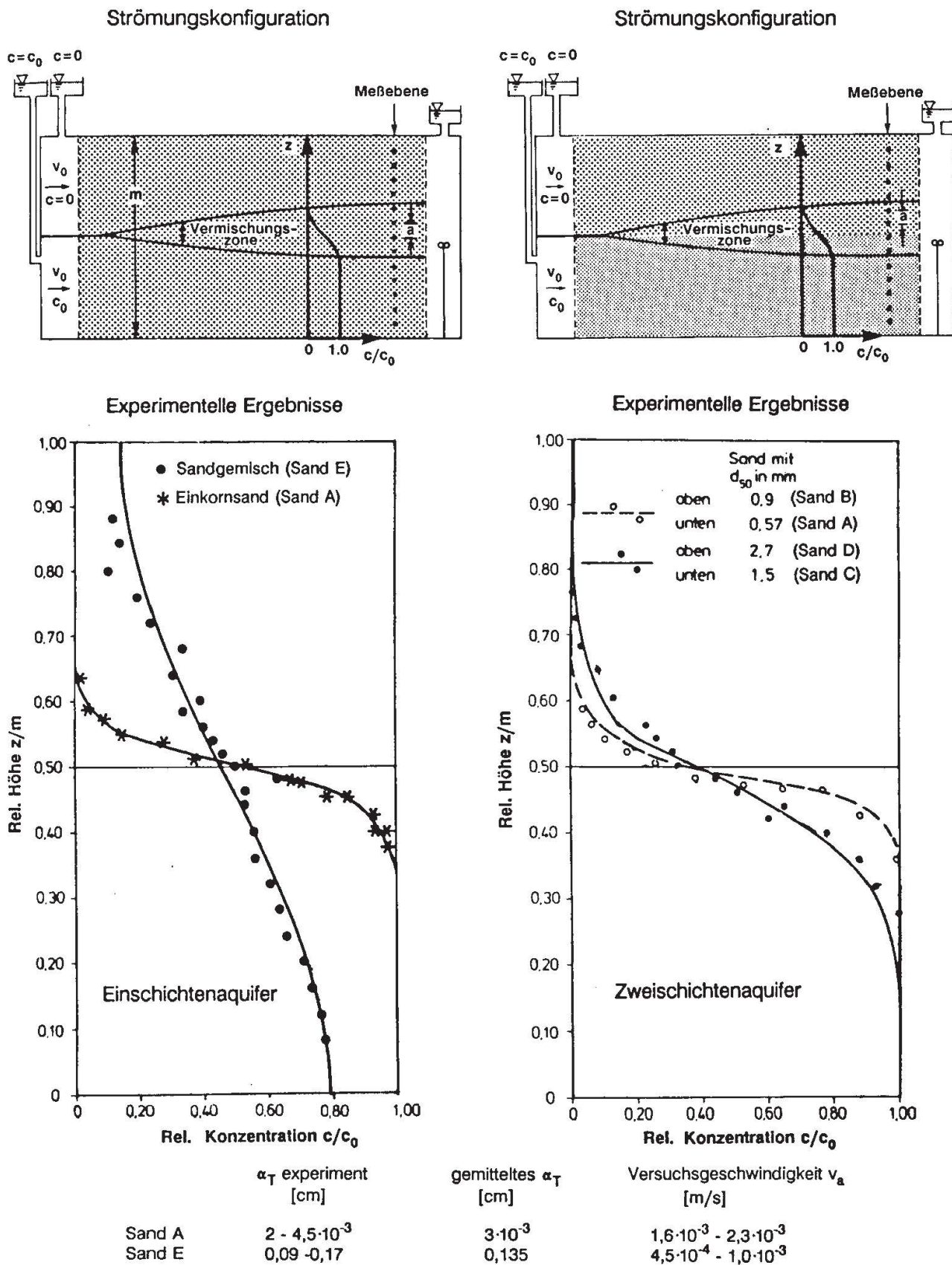


Abb. 2.12. Ideal geschichteter Aquifer: Versuche zur Querdispersion (Spitz 1985).

Ideally stratified aquifer: lateral dispersion experiments (Spitz 1985).

Strömungskonfiguration und Druckrandbedingungen

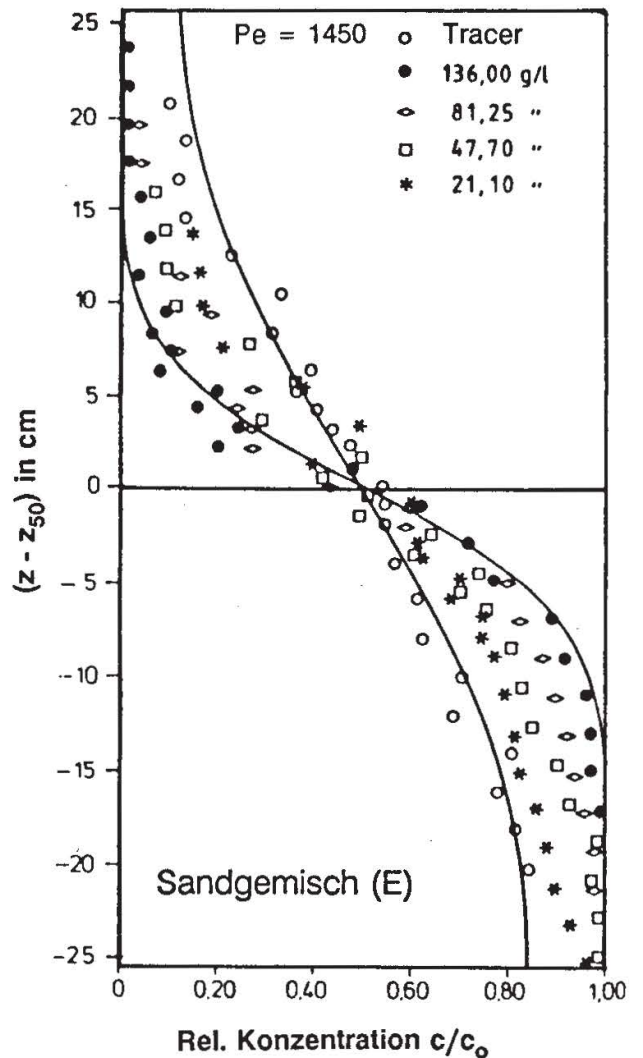
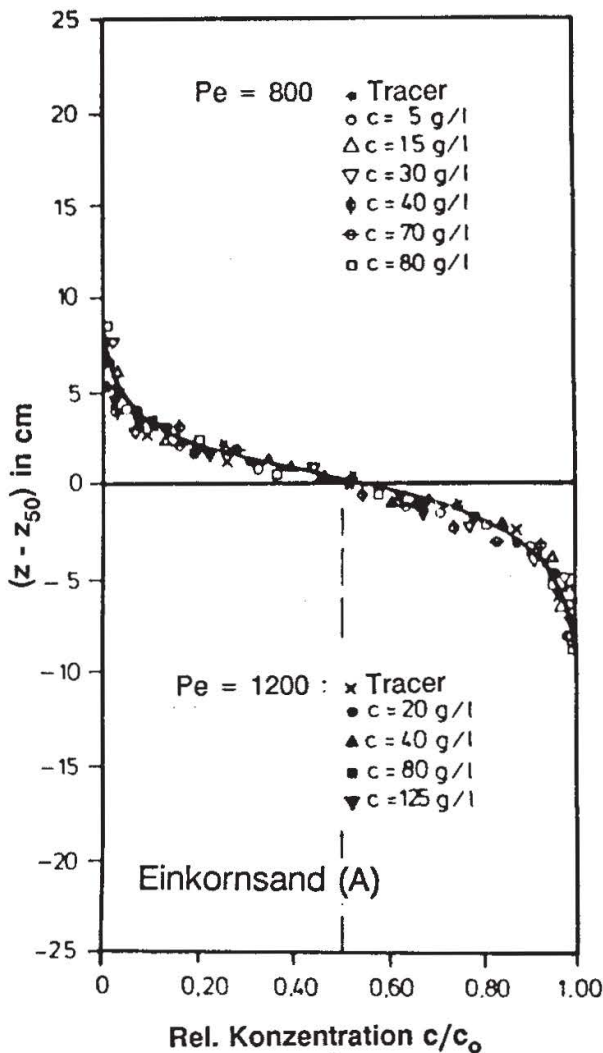
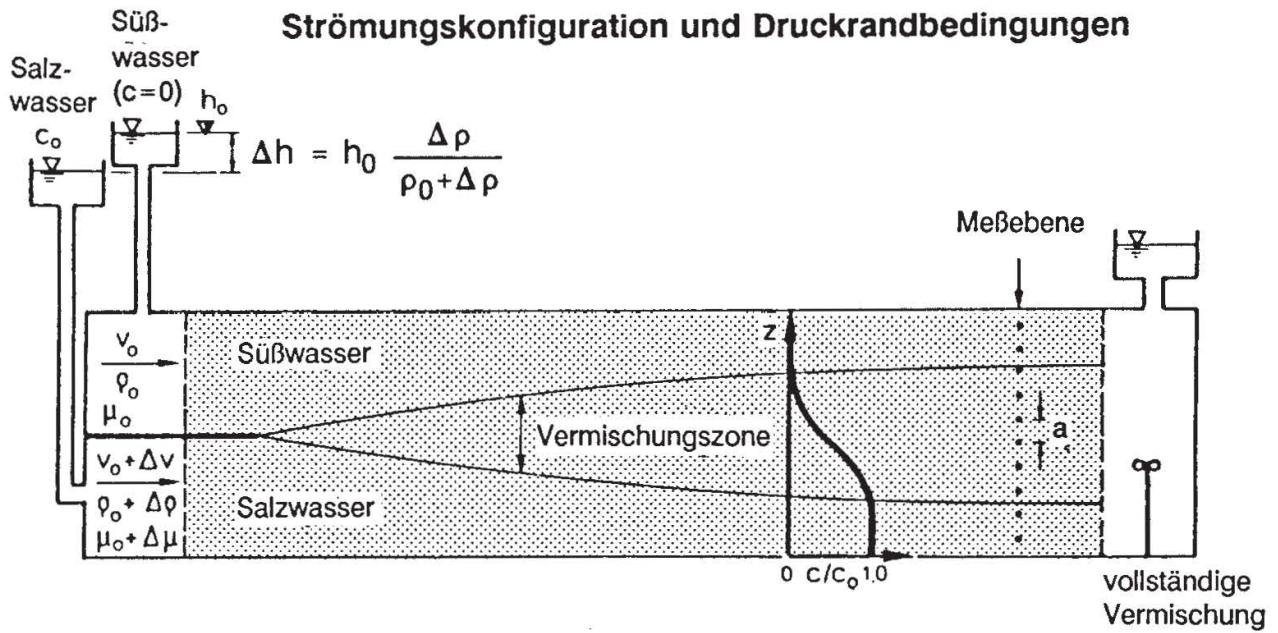


Abb. 2.13. Ideal geschichteter Modellaquifer: Versuche mit Dichteunterschieden (Spitz 1985).
 Ideally stratified aquifer: experiments with density differences (Spitz 1985).

umgewälzt, um auch im Auslauf definierte Randbedingungen zu schaffen. Die Messung der Durchbruchkurven erfolgte kontinuierlich über die Zeit. Die vertikale Konzentrationsverteilung wurde in vertikalen Abständen von 1 cm im Mittelbereich und 2 cm in den Außenbereichen beprobt.

Die Abhängigkeit des längsdispersiven Stofftransports von Schichtenstrukturen mit Diskontinuitäten wurde an einem synthetischen inhomogenen Modellaquifer im Labormaßstab untersucht (Abschnitt 2.4.3). Das Labormodell (Abb. 2.14 und 2.15) weist Innenraummaße von 14 m × 0,5 m × 0,13 m auf und ist aus 7 baugleichen Segmenten aufgebaut. Die Vorderseite ist verglast, um Tracerversuche visuell verfolgen zu können. An den stirnseitig angeordneten Ein- und Auslaufkammern (deren Druckhöhe variiert werden kann) sind feine, mit Geotextilgewebe abgedeckte Lochblechgitter angeordnet. Um Randläufigkeiten an der oberen Modellberandung zu vermeiden, wurde zwischen Sandkörper und Deckel eine 0,5 mm dicke Silikonfolie angebracht, die mit entsprechend hohem Druck an den Sandkörper angepreßt werden kann. Modelleinbauten wie Druckanbohrungen, Temperaturfühler, Leitfähigkeitsmeßsonden und Dränagerohre sind in der Stahlrückwand untergebracht. In der Auslaufkammer wird durch Umwälzen des verhältnismäßig geringen Volumens eine tiefengemittelte Konzentration erzeugt. Hydraulisch gesehen stellen die Ein- und Auslaufkammern Festpotentialränder dar.

Die Auswahl der Aquiferstruktur wurde durch numerische Studien unterstützt. Im gewählten Aquiferaufbau sind Inhomogenitäten in Form von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen berücksichtigt. Das Vorhandensein mehrerer Betrachtungsebenen im Modellaquifer sollte ermöglichen, den Stofftransport ausgehend von der korngerüstbedingten Dispersion bis hin zur Makrodispersion zu studieren (Abb. 2.15).

Die großskalige Struktur des Aquifers ist eine Schichtenstruktur mit Diskontinuitäten. Von den drei großräumigen Schichten besitzt die Schicht B eine um den Faktor 7 höhere Durchlässigkeit als die beiden Schichten A. Die Schichten sind in Längsrichtung in drei Abschnitten in der Weise gegeneinander versetzt angeordnet, daß die tiefengemittelte Durchlässigkeit im Modellaquifer in jedem Vertikalschnitt gleich ist.

Jede einzelne großskalige Struktur ist wiederum aus drei Einzelschichten in jeweils drei Abschnitten aufgebaut. Die Schichtenfolge ist wiederum analog zur großskaligen Struktur. Das maximale Durchlässigkeitsverhältnis der geringstdurchlässigen zur bestdurchlässigen Schicht beträgt 1 : 17.

Die unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften dieser Modellschichten als „unterste“ Betrachtungsebene wurden durch Verwendung von drei Quarzsanden und zwei Typen von porösen Keramikfilterplatten, welche lokale Einlagerungen simulieren, erzielt. Zur Verwendung kamen zwei Einkornsande mit mittleren Korndurchmessern von 0,38 mm und 0,57 mm sowie ein Sandgemisch mit einem mittleren Korndurchmesser von 1,5 mm. Eine der Schichten wurde aus zwei Sanden mit Bänderstruktur erzeugt, andere mit unterschiedlichen Konfigurationen und verteilten Einlagerungen (Abb. 2.15). Die Durchlässigkeit der quaderförmigen Einlagerungen aus Keramikmaterialien wurde in einzelnen Schichten größer, in anderen kleiner als die

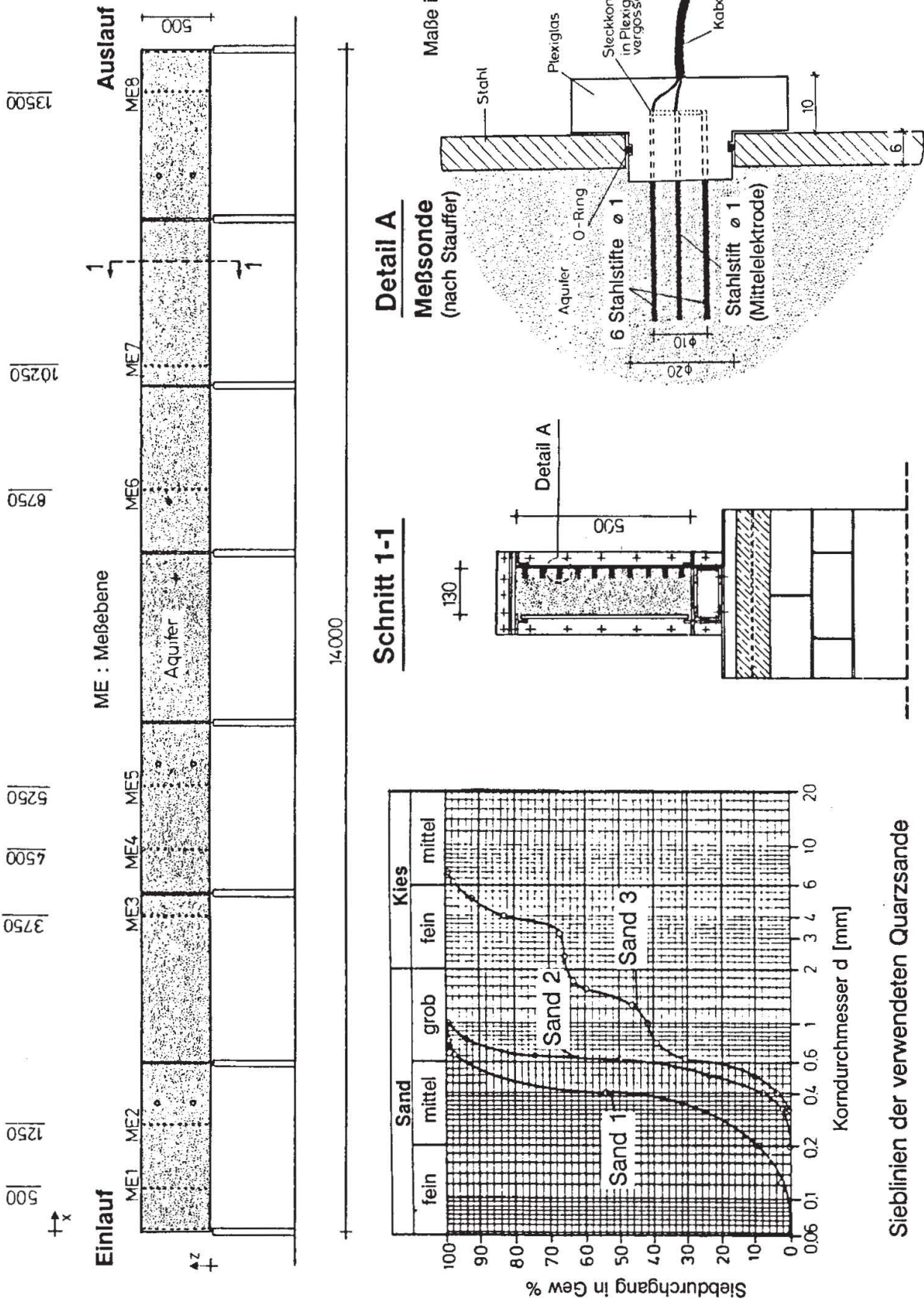


Abb. 2.14. Versuchsstand, geschichteter Aquifer mit Einlagerungen und Diskontinuitäten (Schäfer 1991).

Test setup, stratified aquifer with inclusions and discontinuities (Schäfer 1991).

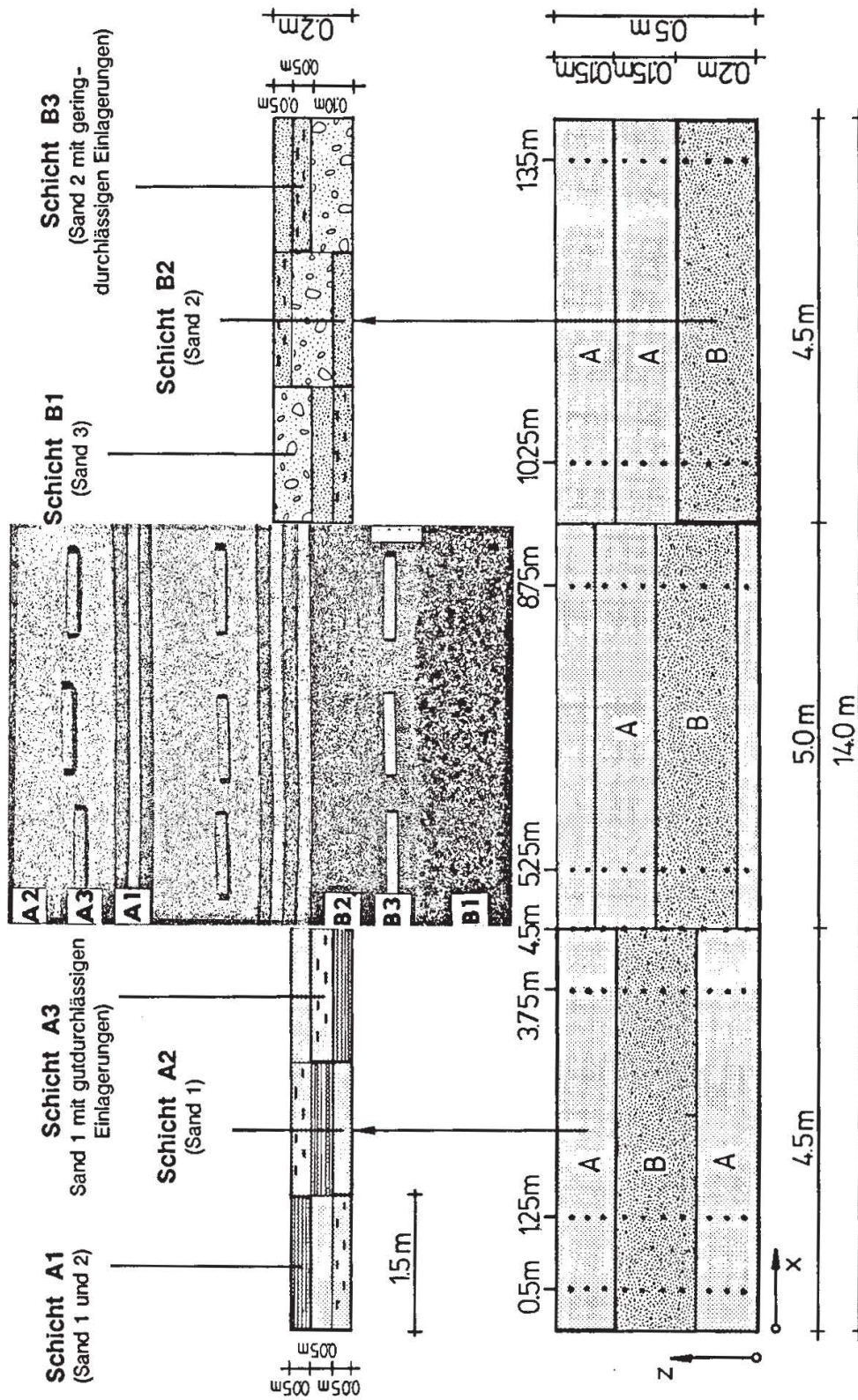


Abb. 2.15. Struktur des Modellaquifers (Schäfer 1991).
 Structure of the model aquifer (Schäfer 1991).

des umgebenden Sandes gewählt. Mit dieser Struktur wurde unmittelbar an die Experimente mit lokalen Inhomogenitäten angeknüpft. Die gewählte Anordnung der sechs Modellelemente A1, A2, A3 und B1, B2, B3 ergab insgesamt 81 Einzelabschnitte im Aquifer.

Die Durchlässigkeiten, Porositäten und Längsdispersivitäten der einzelnen Modellsande und Elemente wurden in Voruntersuchungen ermittelt (Schäfer und Kobus 1989). Bedingt durch die gewählte Modellkonzeption kann der Stofftransport im Anfangsbereich für jede Einzelschicht getrennt betrachtet werden. Die gemessenen Konzentrationsganglinien in diesem Bereich ermöglichen damit eine zusätzliche Überprüfung der Aquiferkenndaten: Abbildung 2.16 zeigt hierfür exemplarisch gemessene Konzentrationsganglinien für sechs über die Tiefe verteilte Meßstellen. Die Ganglinien zeigen eindrucksvoll die jeweiligen Eigenschaften der sechs eingebauten Modellschichten.

Die Konzentration des Fluids wird in den Experimenten durchgängig über Änderungen der Leitfähigkeit bestimmt, die mit Hilfe von an der ETH Zürich entwickelten Leitfähigkeitssonden gemessen werden. Um Polarisierungseffekte an den Elektroden der Meßsonden zu verhindern, wird die Leitfähigkeitsmessung mit Wechselspannung durchgeführt. Als Tracer wird Kochsalzlösung geringer Konzentration $c_0 = 1 \text{ g/l}$ verwendet; Trägerfluid ist entgastes Leitungswasser. Bei den hier verwendeten Lösungskonzentrationen kann davon ausgegangen werden, daß das Elektrolyt vollständig dissoziiert ist und somit keine gegenseitige Beeinflussung der Ionen in ihrer Eigenbewegung vorliegt. Des weiteren kann im gewählten Konzentrationsbereich die Strömungsbeeinflussung infolge des Dichteunterschieds von Tracerlösung und umgebenden Fluid vernachlässigt werden (Herr 1983; Spitz 1985). Das Meßverfahren zeichnet sich insbesondere durch seine einfache Handhabung aus und ermöglicht mit Hilfe eines rechnergestützten Prozeßablaufs eine quasisimultane Beprobung der Meßsonden im Modellaquifer. Zur automatischen Erfassung der Meßdaten wurde ein Meßwerterfassungssystem mit den Bausteinen, Meßstellenumschalter, Leitfähigkeitsmeßgerät, Trennverstärker und Kleinrechner installiert. Versuchsstand, Meßverfahren und Experimente werden von Schäfer (1991) detailliert beschrieben.

Für die Interpretation der Versuche am ideal geschichteten Aquifer im Hinblick auf die Längsdispersion kann auf die grundlegende Arbeit von Mercado (1967) zurückgegriffen werden. Ergebnis seiner Untersuchungen ist die Einführung einer linear anwachsenden Dispersivität im Falle eines geschichteten Aquifers. Marle et al. (1967) und Gelhar et al. (1979) belegen jedoch die Bedeutung der dispersiven Vermischung quer zur Schichtung, welche schließlich zu einem konstanten asymptotischen Längsdispersionskoeffizienten führt. Die erforderliche Fließstrecke bis zum Erreichen des asymptotischen Regimes hängt in erster Linie von der Querdispersivität ab. Geschwindigkeitskomponenten quer zur Hauptströmungsrichtung, d.h. Störungen in der regelmäßigen Schichtung, beschleunigen das asymptotische Dispersionsverhalten (Gelhar et al. 1979; Matheron und de Marsily 1980). Allerdings wird das asymptotische Regime in den Modellversuchen weder im ideal geschichteten System noch im Aquifer mit Einlagerungen und Diskontinuitäten erreicht.

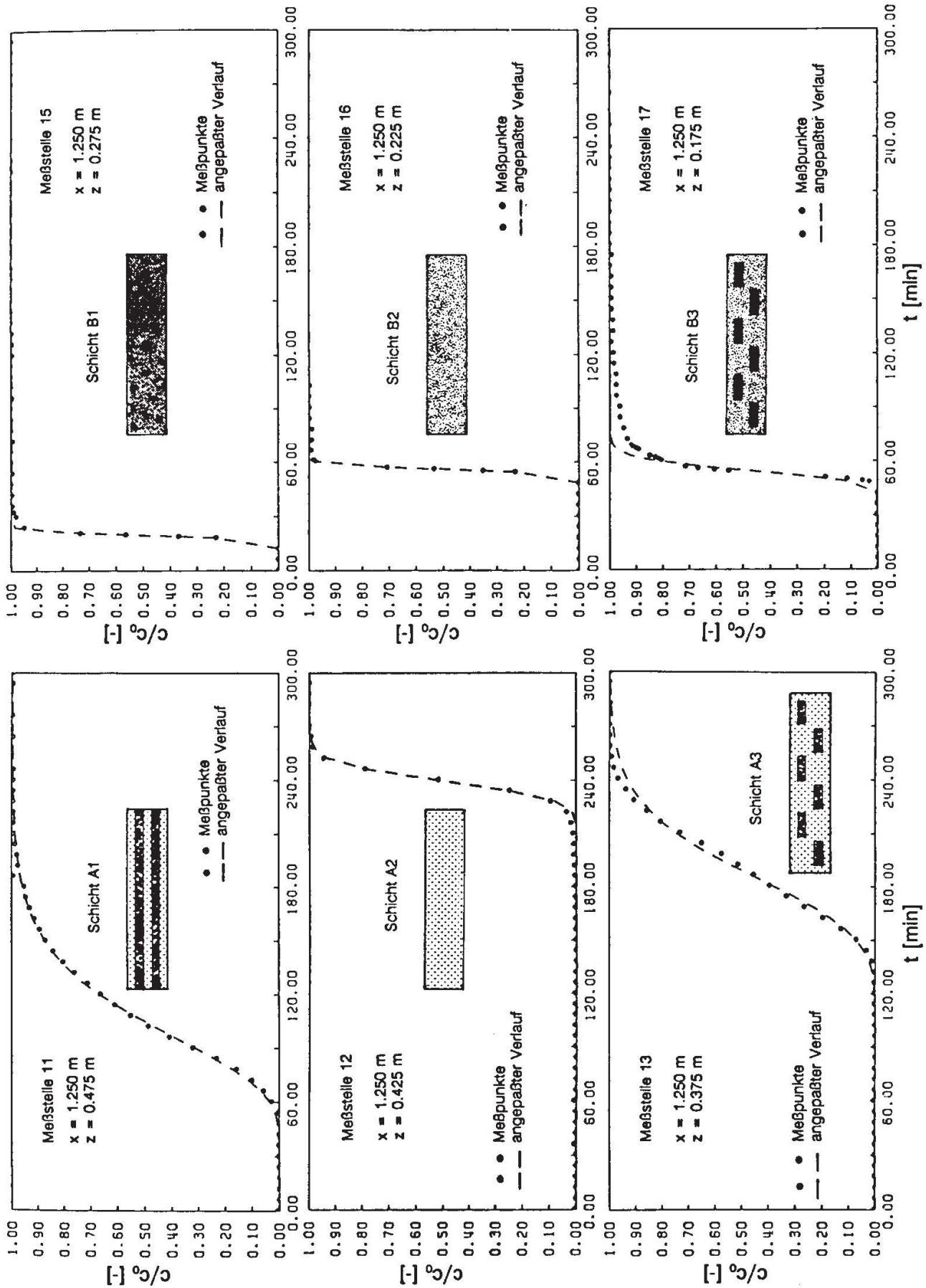


Abb. 2.16. Schichtspezifische Durchbruchkurven im ersten Modellabschnitt (Schäfer 1991).
Layer-specific breakthrough curves in the first model segment (Schäfer 1991).

Die Auswertung und Interpretation der Messungen am Aquifer mit Einlagerungen und Inhomogenitäten erfolgte mit Hilfe eines vertikal-ebenen numerischen Modells, das in Abschnitt 2.5 vorgestellt wird.

2.4.2 Experimente im ideal geschichteten Aquifer

Für einen homogenen Modellaquifer und für ein Sandgemisch wurden die Querdispersivitäten untersucht. Ihrer Größenermittlung im Tracerfall kommt besondere Bedeutung zu, da sie als Bezugsgröße für die weiteren Versuche mit Salz- und Süßwasser verwendet werden (Abb. 2.12). Die für den Einkornsand gefundenen Werte stimmen mit den zahlreichen Literaturdaten überein (Abb. 2.2). Aus den Experimenten für das Sandgemisch ergibt sich ein Verhältnis der Dispersivitäten von $\alpha_L/\alpha_T = 148$. Die absolute Größe der Querdispersivität des Sandgemisches liegt deutlich über der des Einkornsandes.

Spitz (1985) hat am Einschichtenaquifer untersucht, inwieweit die vertikale Querdispersion in einer horizontalen Strömung durch Dichteeffekte reduziert oder unterdrückt wird. Abbildung 2.13 zeigt die Versuchskonfiguration sowie exemplarisch gemessene Konzentrationsprofile bei unterschiedlichen Abstandsgeschwindigkeiten (Peclet-Zahlen) und Konzentrationsunterschieden. Der Dichteeffekt konnte nur im Sandgemisch signifikant nachgewiesen werden. Der Dichteeffekt ist um so ausgeprägter, je kleiner die Strömungsgeschwindigkeit (das Piezometerhöhengefälle I_0 , die Peclet-Zahl der Strömung) ist. Die Reduzierung der Querdispersion infolge eines Dichteunterschieds $\Delta\rho$ gegenüber dem Tracerfall D_{T_0} kann näherungsweise abgeschätzt werden gemäß Spitz (1985):

$$\frac{D_T(c)}{D_{T_0}} = \left(1 + \frac{\Delta\rho}{\rho_0 I_0}\right)^{-1} \quad (13)$$

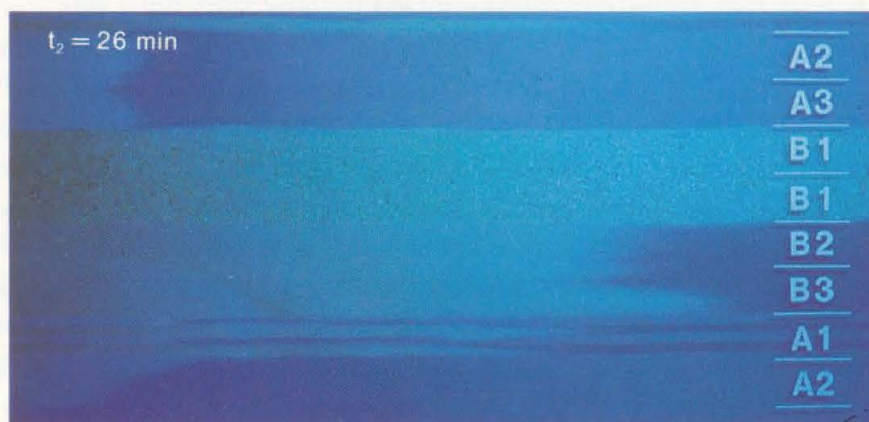
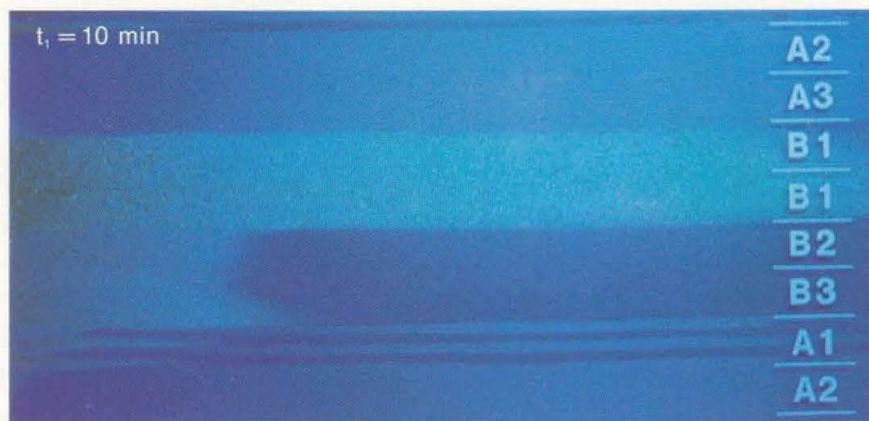
Die experimentelle Bestimmung des Quertransports in einem geschichteten Aquifer mit einer Grundwasserströmung parallel zur Diskontinuität erfolgt an einem Sandkörper mit zwei Schichten aus je einem Einkornsand (Abb. 2.12, Zweischichtenaquifer). Zwei Modellkonfigurationen wurden untersucht. Die experimentellen Untersuchungen belegen, daß die vertikalen Konzentrationsprofile und damit der Quertransport über die Schichtgrenze durch die von Shamir und Harleman (1966) angegebene Lösung in den untersuchten Strömungsfällen hinreichend genau beschrieben werden können. Der dispersive Quertransport ist abhängig vom Verhältnis der Dispersivitäten und dem Verhältnis der Geschwindigkeiten in den beiden benachbarten Schichten. Hierbei geht der Einfluß des Dispersivitätsverhältnisses mit der Quadratwurzel ein, wohingegen das Geschwindigkeitsverhältnis linear eingeht und somit die Größe des dispersiven Queraustauschs stärker beeinflusst als der Unterschied in den Dispersivitäten (Gl. 8). Gegenüber dem Quertransport in einem homogenen Aquifer wird der Massenfluß über eine Schichtgrenze durch unterschiedliche Dispersivitäten bzw. Geschwindigkeiten maximal verdoppelt.

2.4.3 Experimente im geschichteten Aquifer mit Einlagerungen und Diskontinuitäten

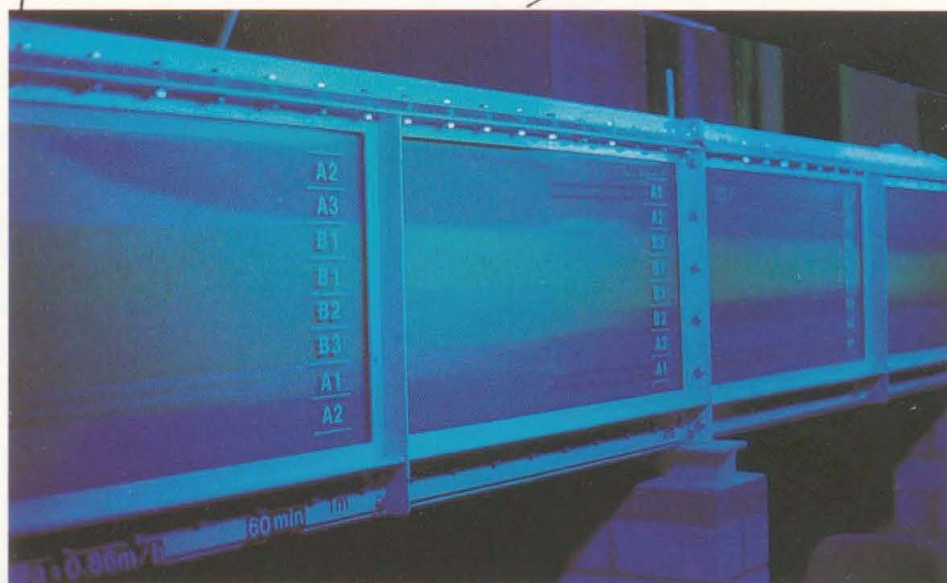
Die Ausbreitung einer Farbtracerfront zu verschiedenen Zeiten nach kontinuierlicher Zugabe am Einströmrand über die gesamte Mächtigkeit ist in Abbildung 2.17 dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, wie der unterschiedliche konvektive Transport in den einzelnen Modellschichten die ursprünglich scharfe Tracerfront auseinanderzieht. Die Ausbreitung des Tracers erfolgt im ersten Modellabschnitt bis zur ersten Verwerfung nahezu horizontal. Die Quervermischung zwischen den Modellschichten ist hier noch gering. Der große Unterschied in den Durchlässigkeiten zeigt sich hier besonders ausgeprägt. Während in der gutdurchlässigen Schicht die Tracerfront bereits weit fortgeschritten ist, ist in den geringdurchlässigen Schichten der Farbtracer erst schwach am Zuströmrand erkennbar. Nach einer Tracerzugabe, die einem Zugabevolumen von ungefähr 10 Prozent des Aquiferporenvolumens entspricht, weist die Tracerfront das in Abbildung 2.17 gezeigte markante Aussehen auf. Die ermittelten schichtbezogenen Transportparameter im Anfangsbereich der Versuchsstrecke stimmen weitgehend mit den Meßergebnissen der Vorversuche überein. So ergibt die Auswertung der Konzentrationsganglinien an den einzelnen Meßstellen äquivalente Längsdispersivitäten, die den vorab ermittelten Dispersivitäten der jeweiligen Modellschichten bis auf geringfügige einbaubedingte Abweichungen entsprechen.

Abbildung 2.18 dokumentiert neben dem großen Einfluß der gutdurchlässigen Schichten eindrucksvoll die Wirkung von Diskontinuitäten in der Schichtung („Verwerfungen“) auf die Tracerausbreitung. Die an drei ausgewählten Meßpunkten erfaßten Durchbruchkurven in Abbildung 2.18 (zwei Meßstellen oberstrom der Verwerfung, eine im Verwerfungsquerschnitt) zeigen anschaulich, wie sehr punktuelle Durchbruchkurven von der „Vorgeschichte“ des Aquifers abhängen. Bei inhomogenen Aquiferen kommt es zu räumlich verwundenen Stromröhren, welche eine einfache Zuordnung verschiedener Meßpunkte zueinander nicht erlauben: so gehört die Meßstelle 38 aufgrund des Stromlinienverlaufs zu der derselben Stromröhre angehörenden Meßstelle 27, während die auf gleicher Höhe liegende Meßstelle 28 einer anderen Stromröhre zugeordnet werden muß. Hieraus erklärt sich, daß die weiter stromab gelegene Meßstelle 38 früher reagiert als die Meßstelle 28; gleichzeitig verdeutlicht dies die Schwierigkeiten einer direkten Interpretation von punktuell gemessenen Durchbruchkurven.

Die Betrachtung der aus den Tracerversuchen ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten in verschiedenen Vertikalschnitten (Abb. 2.19) zeigt, daß längs des Fließwegs die tiefenintegrierte (arithmetisch gemittelte) Abstandsgeschwindigkeit weitgehend konstant bleibt. Die schichtspezifischen Abstandsgeschwindigkeiten geben nur im ersten Modellabschnitt das jeweilige Durchlässigkeitsverhältnis der Einzelstrukturen wieder. Mit anwachsendem Fließweg nimmt die heterogene Aquiferstruktur zunehmend Einfluß auf die mittlere Verweilzeit des Tracers in Einzelschichten (Abb. 2.19). Der Quotient aus Filtergeschwindigkeit und Abstandsgeschwindigkeit gibt daher keine eindeutige Information mehr über die durchflußwirksame Porosität in der betrachteten



erster Modellabschnitt
(Fließweg 0 bis 1.0 m)



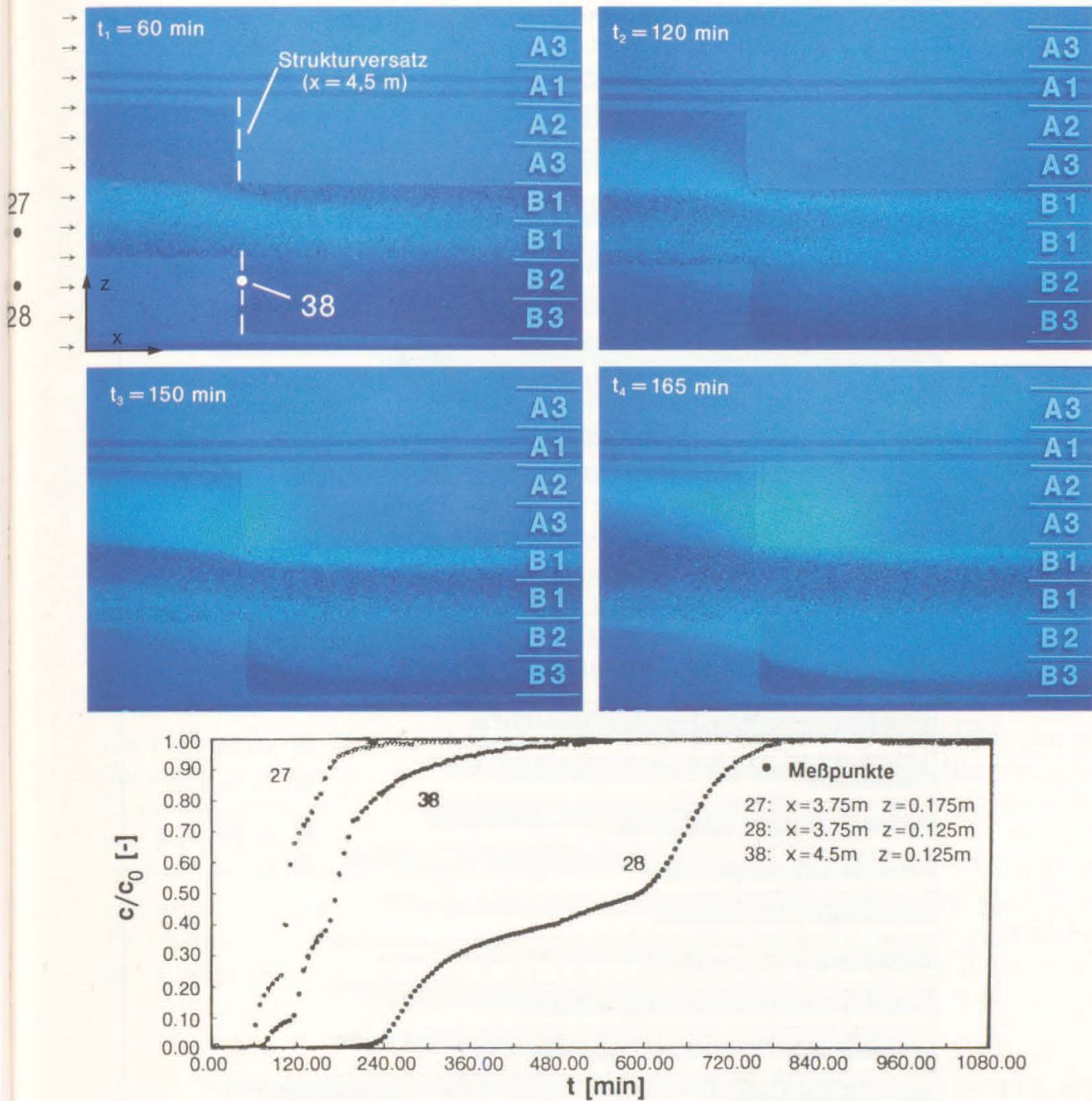


Abb. 2.18. Durchgang eines Tracerimpulses im Bereich des Strukturversatzes (Verwerfung) bei $x = 4,50$ m und Durchbruchkurven bei kontinuierlicher Tracerzugabe an verschiedenen Punkten (Schäfer 1991).

Passage of a tracer pulse at a structure discontinuity ($x = 4.50$ m) and breakthrough curves for continuous tracer injection at various points (Schäfer 1991).

Abb. 2.17. Tracerfront im ersten Modellabschnitt bei konstanter Tracerzugabe (Schäfer 1991).

Tracer front at continuous feeding in the first model segment (Schäfer 1991).

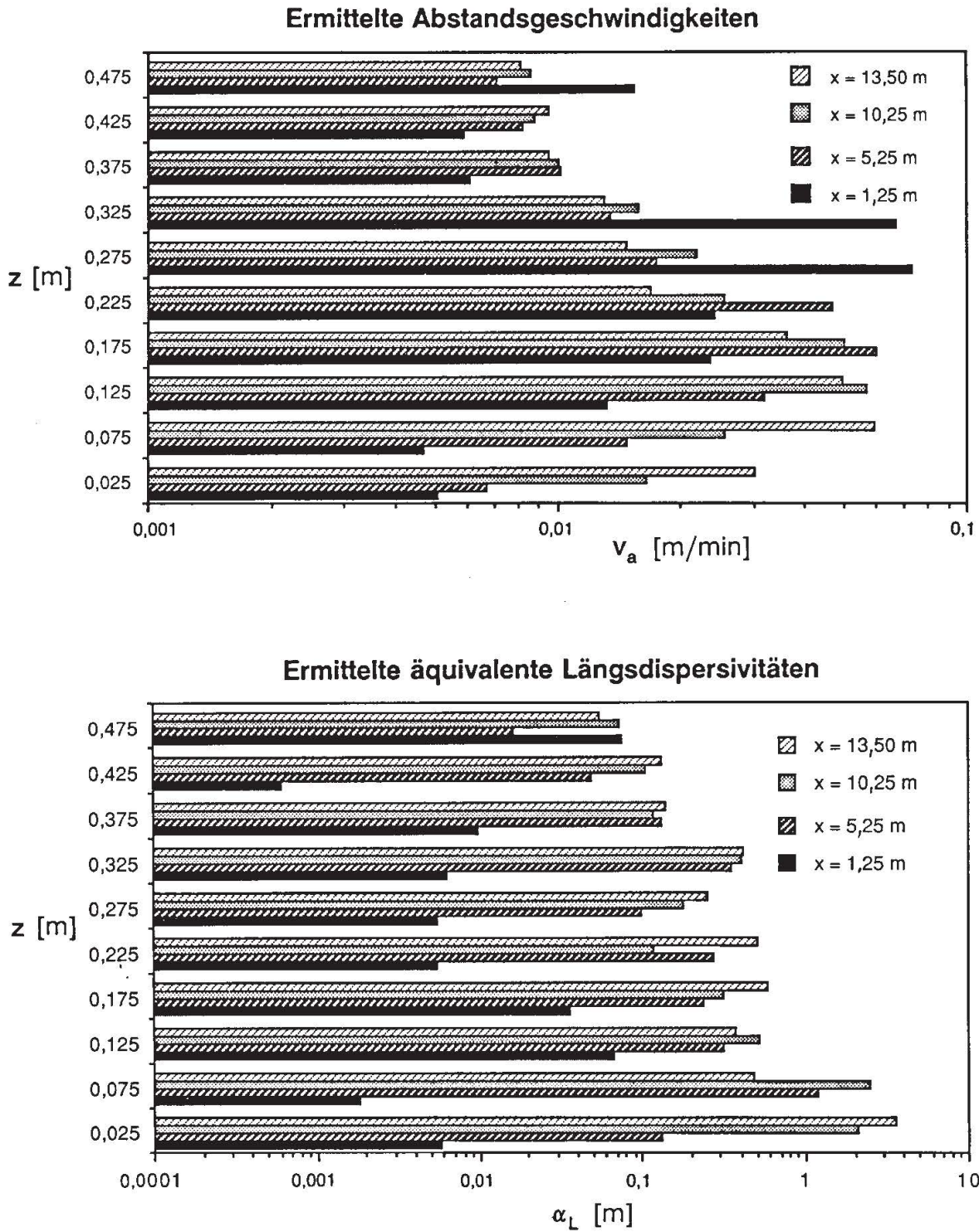


Abb. 2.19. Schichtspezifische Abstandsgeschwindigkeiten und äquivalente Längsdispersivitäten (Schäfer 1991).

Experimental layer-specific travel velocities and equivalent longitudinal dispersivities (Schäfer 1991).

Modellschicht, sondern stellt nur eine äquivalente Größe für die hydraulische Charakteristik der Aquiferbereiche längs des Fließwegs dar. Dies zeigt auch die Schwierigkeiten der Parameterermittlung im Feld auf, wenn heterogene Aquiferstrukturen in Form geschichteter, räumlich begrenzter Inhomogenitäten vorliegen. Es wird ebenfalls ersichtlich, daß aus Konzentrationsmeßdaten allein nur in ganz beschränktem Umfang Rückschlüsse auf die lokale vertikale Durchlässigkeitsverteilung möglich sind. Für die Modellierpraxis bedeutet dies, daß hinreichende Information über die örtliche Aquiferstruktur nicht eindeutig mit der Auswertung von Tracerdurchgangskurven zu gewinnen ist.

Die Tracerausbreitung zeigt im Bereich kleiner Variabilität in der Durchlässigkeitsstruktur eine wenig ausgeprägte Vermischung in Längs- und Querrichtung. Sieht man vom Einfluß der Querdispersion auf den Stofftransport ab, so erfolgt beispielsweise im oberen Aquiferdrittel die Tracerausbreitung ausschließlich in den oberen drei geringdurchlässigen Schichten, die stromab in regelmäßiger Abfolge angeordnet sind. Die äquivalenten Längsdispersivitäten wachsen mit zunehmendem Fließweg auf ein Mehrfaches der korngerüstbedingten an. Diese Skalenabhängigkeit finden ebenfalls Silliman und Simpson (1987) in Laborexperimenten bzw. Pickens und Grisak (1981) in Feldexperimenten. Die äquivalenten Längsdispersivitäten und die Abstandsgeschwindigkeiten in den drei Schichten nähern sich dabei mehr und mehr an (Abb. 2.19). Auf diesen Zusammenhang weisen u. a. auch Marle et al. (1967), Renault et al. (1975) sowie Zilliox et al. (1982) hin.

Im mittleren bzw. unteren Aquiferdrittel werden sowohl gut- als auch geringdurchlässige Aquiferbereiche durchströmt. Dies führt zu Ausbreitungsvorgängen, die nur unbefriedigend mit dem eindimensionalen Transportmodell nachvollziehbar sind. Die Datenanpassung ergibt hierfür lokale äquivalente Längsdispersivitäten, die im Mittel gut doppelt so groß sind wie im oberen Aquiferdrittel (Abb. 2.19). Es läßt sich festhalten, daß der hier vorhandene große Durchlässigkeitskontrast eine Zunahme der äquivalenten Längsdispersivität bewirkt. Dies steht im Einklang mit zahlreichen Veröffentlichungen wie z. B. Frind et al. (1987) sowie Smith und Schwartz (1980), die den Einfluß der differentiellen Konvektion auf deterministischem Weg untersuchen.

2.5 Numerische Modellierung des Stofftransports im Modellaquifer

2.5.1 Transportmodell und Eingangsdaten

Die verfügbare Information über die heterogene Struktur des Modellgrundwasserleiters ermöglicht eine detaillierte Transportmodellierung mit einem vertikal-ebenen numerischen Modell. Da alle zugrunde gelegten Transportparameter in Vorexperimenten unabhängig von der Modellrechnung ermittelt wurden, wurde keine Modelleichung bzw. Anpassung der berechneten Werte an die gemessenen Konzentrationswerte

durchgeführt. Das verwendete Strömungs- und Transportmodell auf der Basis der finiten Differenzen ist in der Programmdokumentation (siehe Anhang) ausführlich beschrieben.

Dem verwendeten Finite-Differenzen-Modell liegt ein punktzentriertes orthogonales Differenzengitter zugrunde ($\Delta x = 0,01$ m, $\Delta z = 0,005$ m, gesamte Knotenzahl = 143004). Als Zeitinkrement für die Berechnung der instationären Stoffausbreitung wurde $\Delta t = 65$ s gewählt. Die impliziten Knotengleichungen der inneren, aktiven Modellknoten definieren ein lineares Gleichungssystem für die unbekanntes Piezometerhöhen und Konzentrationen, das mit einem iterativen ADI-Verfahren gelöst wird. Die Genauigkeit des Lösungsverfahrens wird mit der Summe der betragsmäßigen Änderungen in zwei aufeinanderfolgenden Iterationsschritten gesteuert und anhand der erzielten Massenbilanz kontrolliert. Die gewählten Modellränder für die stationäre Strömungsberechnung entsprechen den im Versuchsstand gegebenen physikalischen Randbedingungen einer wasserundurchlässigen oberen und unteren Modellberandung und einem Ein- und Ausströmrand mit bekanntem konstantem Festpotential. Die Knoten des Einströmrandes sind als Festkonzentrationsknoten mit der Konzentration $c_0 = 1$ g/l modelliert. Die obere und untere Modellberandung sind als undurchlässige Ränder definiert (Randbedingung 2. Art); der Ausströmrand ist als Transmissionsrand festgelegt.

Die gewählten Upwind-Differenzen für den Konvektionsterm der Transportgleichung ergeben in Verbindung mit dem gewählten Crank-Nicolson-Schema für die Zeitdiskretisierung stets einen von der räumlichen Diskretisierung abhängigen Approximationsfehler. Im Fall der gitterparallelen eindimensionalen Strömung liegt die numerisch bedingte zusätzliche Vermischung in der Größe des halben Gitterabstands (Herzer und Kinzelbach 1989). Durch Verwendung des Crank-Nicolson-Schemas bleibt die numerische Lösung stabil, wobei gleichzeitig die bei vollimpliziter Zeitdiskretisierung entstehende weitere Dispersion vermieden wird. Bei steilem Verlauf der Konzentrationsfronten zeigten sich Oszillationen um den exakten Wert, die die Brauchbarkeit des Verfahrens jedoch nicht beeinträchtigen.

Die berechnete stationäre Grundwasserströmung im Modellaquifer ist in Abbildung 2.20 in Form einer Stromlinienverteilung dargestellt. Pro Stromröhre fließen fünf Prozent des Gesamtvolumenstroms. Der im Strömungsmodell berechnete Durchfluß stimmt sehr gut mit dem im Experiment gemessenen Volumenstrom von $Q = 0,550$ l/min überein und bestätigt die gute Wiedergabe der im Versuchsstand vorhandenen hydraulischen Verhältnisse. Die Stromlinien illustrieren das charakteristische Strömungsmuster im Modellaquifer. Zwischen Schichtdiskontinuitäten verlaufen die Stromlinien weitgehend horizontal; der Durchfluß hängt unmittelbar von der schichtspezifischen Durchlässigkeit ab. Auffällig ist der Verlauf der Stromlinien im Bereich der eingelagerten gut- bzw. schlechtdurchlässigen Keramikquader, deren Einfluß durch ein Fokussieren und Spreizen der Stromlinien (Abb. 2.20, Detail 1 und 2) deutlich wird. In der Nähe von Schichtdiskontinuitäten weist das Strömungsfeld große vertikale Geschwindigkeitskomponenten auf, die zu einem Aufweiten bzw. Zusammenführen der Stromlinien führen und damit eine Verlagerung der Strömung in der Vertikalen bewirken (Abb. 2.20, Detail 3).

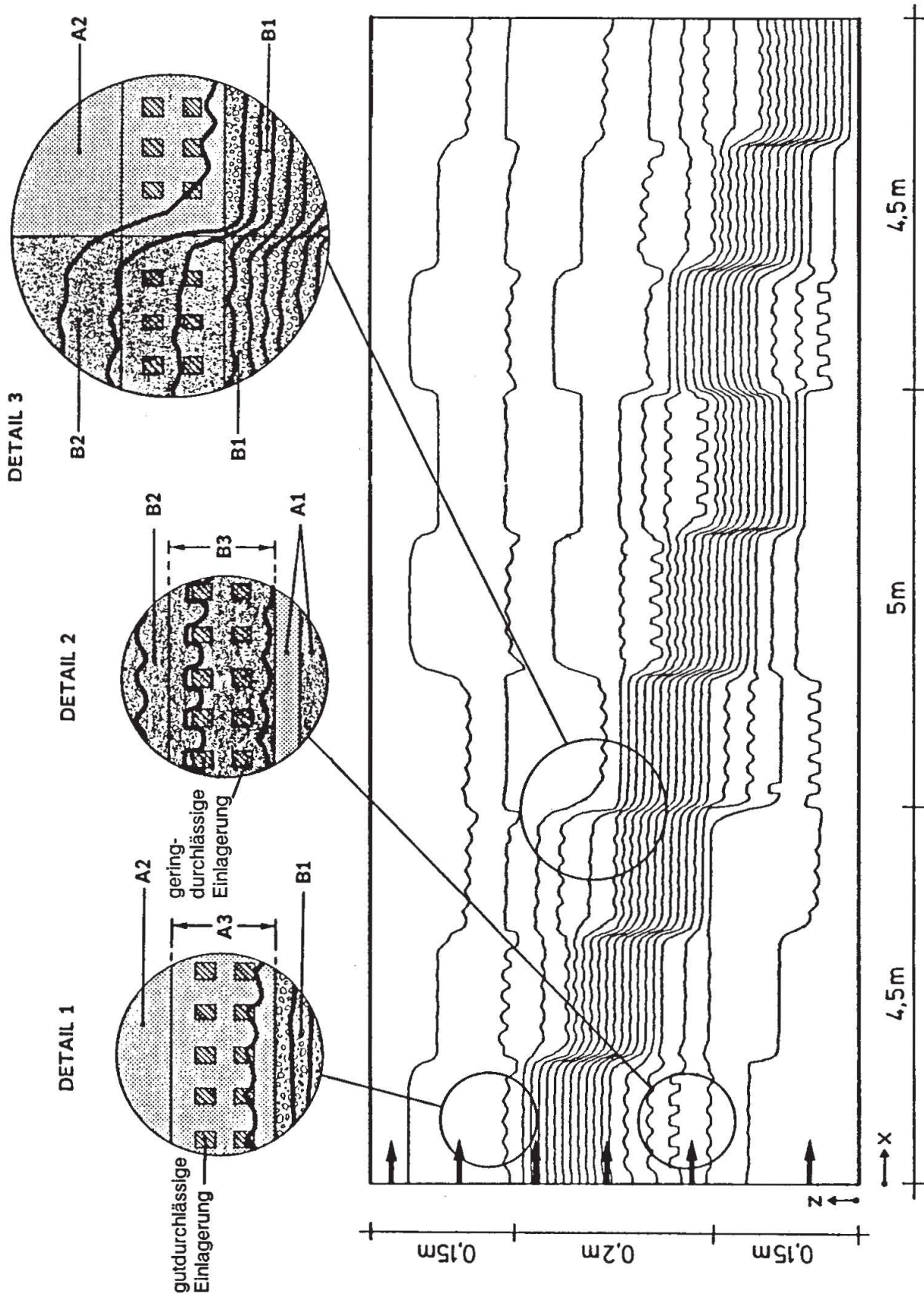


Abb. 2.20. Berechnete Stromlinienverteilung im Modellaquifer (Schäfer 1991).
Calculated streamlines in the model aquifer (Schäfer 1991).

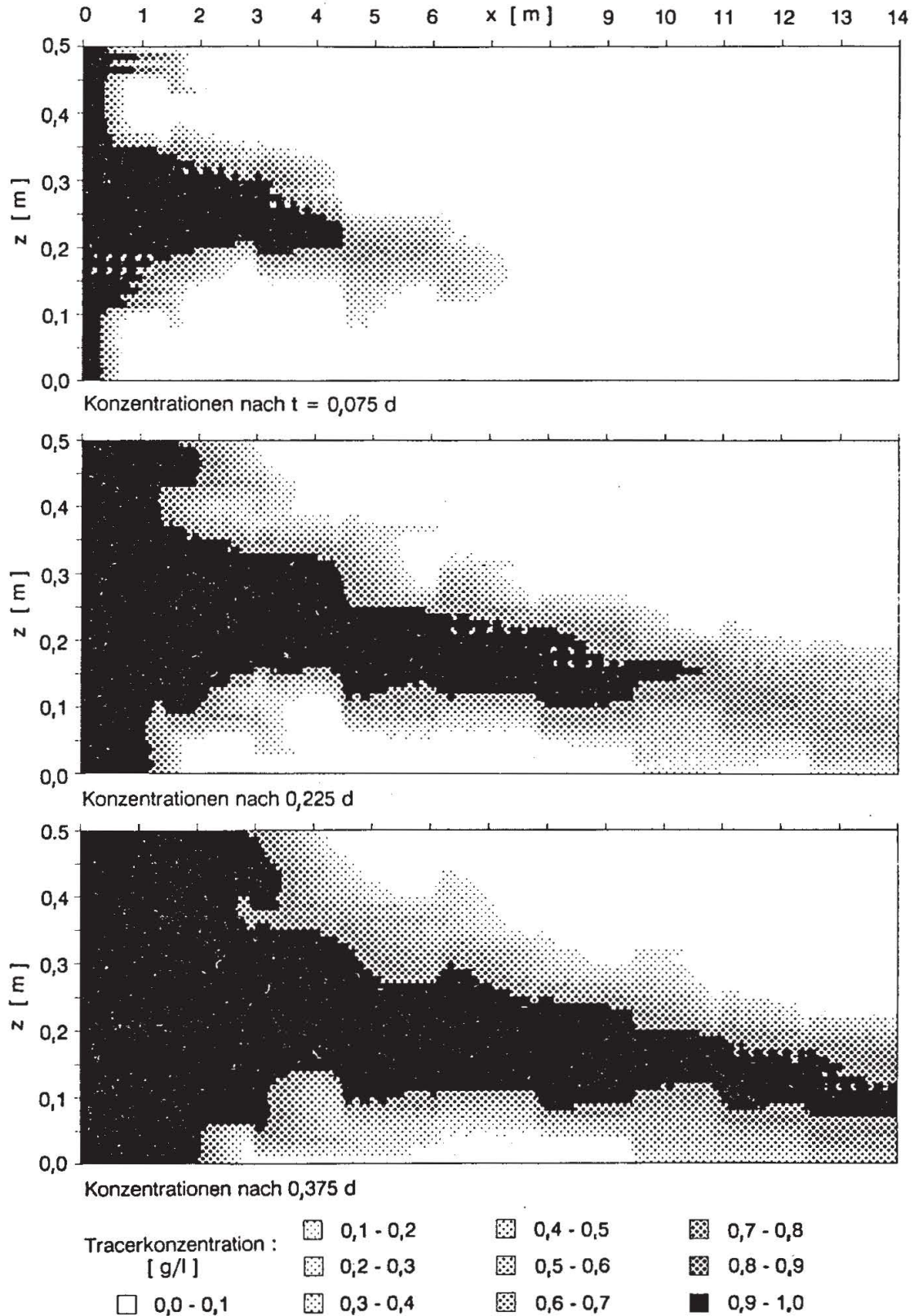


Abb. 2.21. Berechnete Konzentrationsverteilung nach 0,075, 0,225 und 0,375 Tagen (Schäfer 1991).

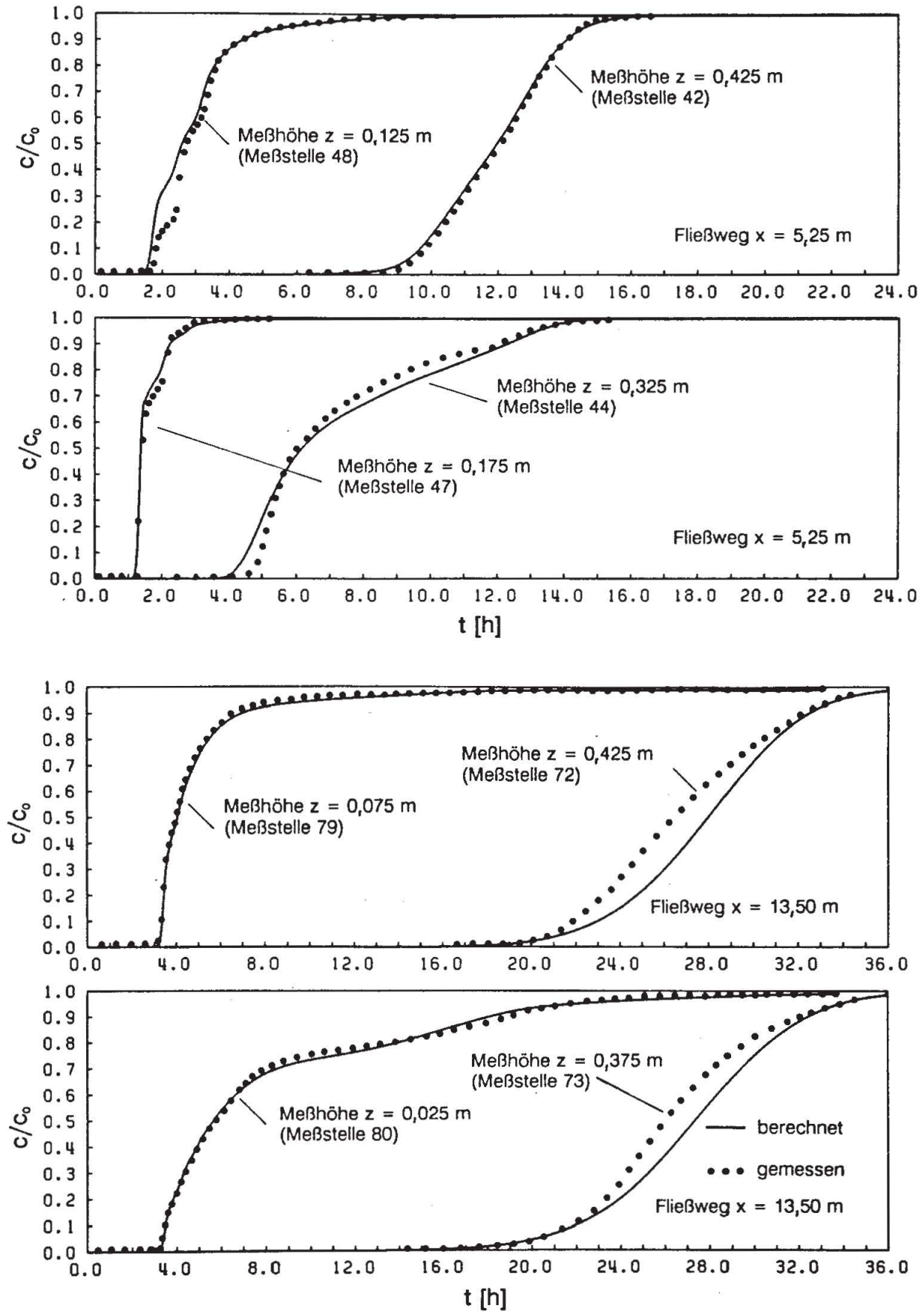
Calculated concentration distribution after 0.075, 0.225 and 0.375 days (Schäfer 1991).

Abbildung 2.21 zeigt die berechnete Tracerausbreitung im Modellaquifer zu verschiedenen Zeiten. Der Stofftransport ist auf die gutdurchlässigen Modellschichten konzentriert. Der Einfluß der geringdurchlässigen Einlagerungen zeigt sich in Abbildung 2.21 besonders in dem auffälligen Konzentrationsmuster zu Beginn des Ausbreitungsvorgangs. Wenig durchflossene Bereiche treten dabei als Zonen hervor, in denen die Maximalkonzentration noch nicht erreicht ist. Ein weiteres Merkmal der Stoffausbreitung, wiederum besonders deutlich in der Anfangsphase der Ausbreitung, ist das Ausfingern der Tracerfront in den Aquiferbereichen mit gutdurchlässigen eingelagerten Feinschichten. Entsprechend den Auswertungsergebnissen der Dispersionsversuche bewirkt dies eine ganz erhebliche Zunahme der äquivalenten Längsdispersivität.

2.5.2 Vergleich der Rechenergebnisse mit den Meßdaten

Im Transportmodell sind die ortsabhängigen diskreten Konzentrationsverläufe als vertikal über zwei benachbarte Modellzellen integrierte Ganglinien ausgegeben, um dem im Versuchsstand gegebenen Meßvolumen einer Sonde zu entsprechen. Abbildung 2.22 zeigt exemplarisch den Vergleich gemessener und berechneter Konzentrationsverläufe. Die Durchbruchkurven an den einzelnen Meßstellen werden durch das Transportmodell hinreichend genau beschrieben. Der im Fall der bestdurchlässigen Schicht beobachtete steile und frühe Konzentrationsanstieg nach einem kurzen Fließweg wird exakt reproduziert. Im Fall der Modellschicht mit geringdurchlässigen Einlagerungen wird der frühe Konzentrationsanstieg ebenso wie der Konzentrationsnachläufer reproduziert. Der Übergang vom steilen Konzentrationsanstieg zum Nachläufer ist im Berechnungsfall etwas weicher. Dies deutet u.a. auf die im numerischen Modell vorhandene erhöhte dispersive Längsvermischung hin. Die detaillierte Transportmodellierung mit der gewählten hohen numerischen Auflösung gibt die gemessenen Konzentrationsganglinien auch am Ende der Versuchsstrecke hinreichend genau wieder (Abb. 2.22). Damit zeigt sich, daß die im physikalischen Modell gegebene große dispersive Längsvermischung (Makrodispersion) die Folge der differentiell konvektiven Transportanteile in einzelnen Modellschichten und Aquiferbereichen ist. Die Kenntnis aller Details hinsichtlich der Durchlässigkeitsstruktur und deren Berücksichtigung in der Strömungsberechnung ermöglicht somit eine exakte Modellierung der Tracerausbreitung auf der Basis der Konvektions-Dispersions-Gleichung mit konstanten korngerüstbedingten Dispersivitäten.

Die Betrachtung tiefenintegrierter Durchbruchkurven entlang des Fließweges (Abb. 2.23) verdeutlicht, daß die Passage der Wasserinhaltsstoffe durch hydraulisch unterschiedliche Aquiferbereiche und der Einfluß der Querdispersion bewirken, daß die tiefenintegrierten Durchbruchkurven mit zunehmender Fließstrecke mehr und mehr geglättet werden, wobei jedoch auch nach einem Fließweg von $x = 10,25$ m ein bimodales Geschwindigkeitsmuster noch unverkennbar vorhanden ist. Die Gegenüberstellung der berechneten und gemessenen tiefenintegrierten Durchbruchkurve in der



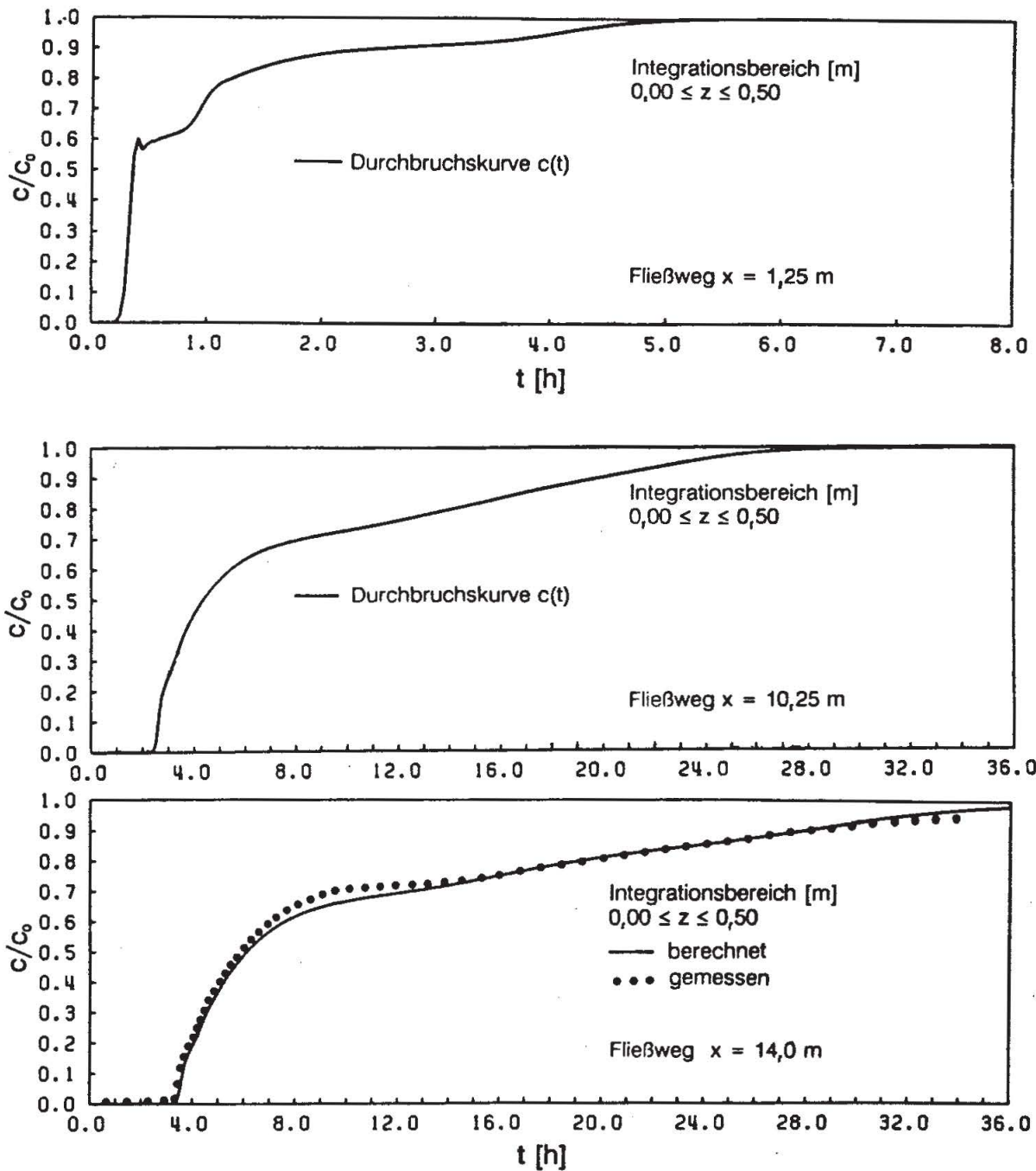


Abb. 2.23. Tiefenintegrierte Durchbruchskurven (Schäfer 1991).
Depth-integrated breakthrough curves (Schäfer 1991).

Abb. 2.22. Gemessene und berechnete Konzentrationsganglinien an ausgewählten Meßpunkten im Aquifer (Schäfer 1991).

Measured and calculated concentration curves at selected points in the aquifer (Schäfer 1991).

Auslaufkammer des Modells zeigt die gute Übereinstimmung der Transportsimulation mit der im Laborversuchsstand gemessenen Tracerausbreitung.

2.5.3 Modellierung des Stofftransports bei reduzierter Datendichte

Im Gegensatz zur Situation im Feld sind im untersuchten inhomogenen Modellaquifer an jedem Ort die hydraulischen Kenngrößen weitgehend bekannt. Im folgenden werden deshalb zwei Fragestellungen näher beleuchtet, die im Hinblick auf die Gegebenheiten im Anwendungsfall von Interesse sind:

- Welche Unterschiede in den berechneten Konzentrationsverteilungen gegenüber den gemessenen treten auf, wenn im Transportmodell einzelne Mikroinhomogenitäten bzw. Grundstrukturen aus dem Gefüge des synthetischen Grundwasserleiters „herausgelöst“ (d.h. nicht berücksichtigt) werden?
- Um welches Maß weicht die Rechnung von dem tatsächlichen Transportvorgang ab, wenn Informationen über den Aquiferaufbau nur an einzelnen Stellen (Bohrungen) vorliegen?

In den numerischen Untersuchungen werden die Randbedingungen und Eingangsdaten der vorstehend beschriebenen detaillierten Modellierung beibehalten. Allein der Grad der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung wird variiert. Die Stoffausbreitung wird für die vereinfachten Aquiferkonfigurationen berechnet und den Ergebnissen des Referenzfalls gegenübergestellt. Zum Vergleich der numerischen Studien werden tiefenintegrierte Konzentrationsganglinien herangezogen.

Der Übergang von der detaillierten Wiedergabe der komplexen Aquiferstruktur (Referenzfall) zu einer stark vereinfachten (homogener Aquifer) wird in der numerischen Studie in drei Schritten vollzogen (Abb. 2.24). In der ersten Vereinfachungsstufe werden nur die lokalen Einlagerungen in der Aquiferstruktur nicht mehr explizit modelliert, jedoch über einen modifizierten mittleren k_f -Wert berücksichtigt. In der zweiten Vereinfachungsstufe wird dann die Feinbänderstruktur nur noch über einen mittleren Durchlässigkeitsbeiwert repräsentiert. Die gröbste Vereinfachung (dritte Vereinfachungsstufe) sieht einzelne Schichten nur noch blockweise.

In den drei Vereinfachungsstufen weichen die berechneten Durchflüsse mit $-0,4\%$ nur gering vom ermittelten Volumenstrom des Referenzfalls ab; die Ergebnisse sind daher hinsichtlich des Gesamtdurchflusses direkt vergleichbar. Auch die mittleren Verweilzeiten stimmen in allen Konfigurationen weitgehend überein, so daß die mittlere Tracerausbreitung auch mit dem stark vereinfachten Fall des homogenen Aquifers zutreffend beschrieben werden kann.

Während zu Beginn der Ausbreitung (Abb. 2.25) der Unterschied zwischen der ersten und zweiten Vereinfachungsstufe noch deutlich erkennbar ist, wird das Aussehen der Tracerfront nach längerer Fließzeit immer ähnlicher und zeigt die durch

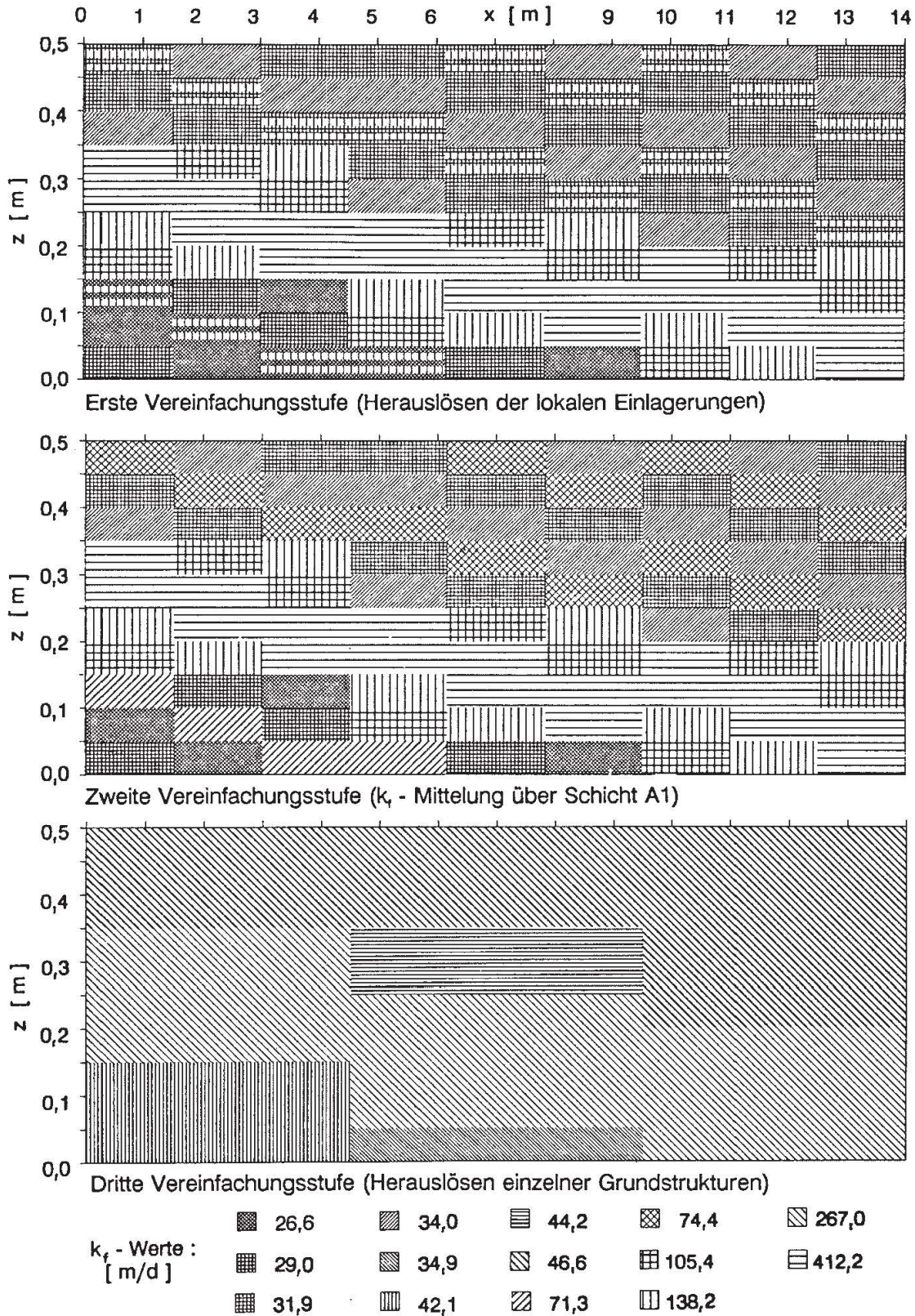


Abb. 2.24. Durchlässigkeitsverteilung der vereinfachten Strukturen (Schäfer 1991).

Permeability distribution of simplified structures (Schäfer 1991).

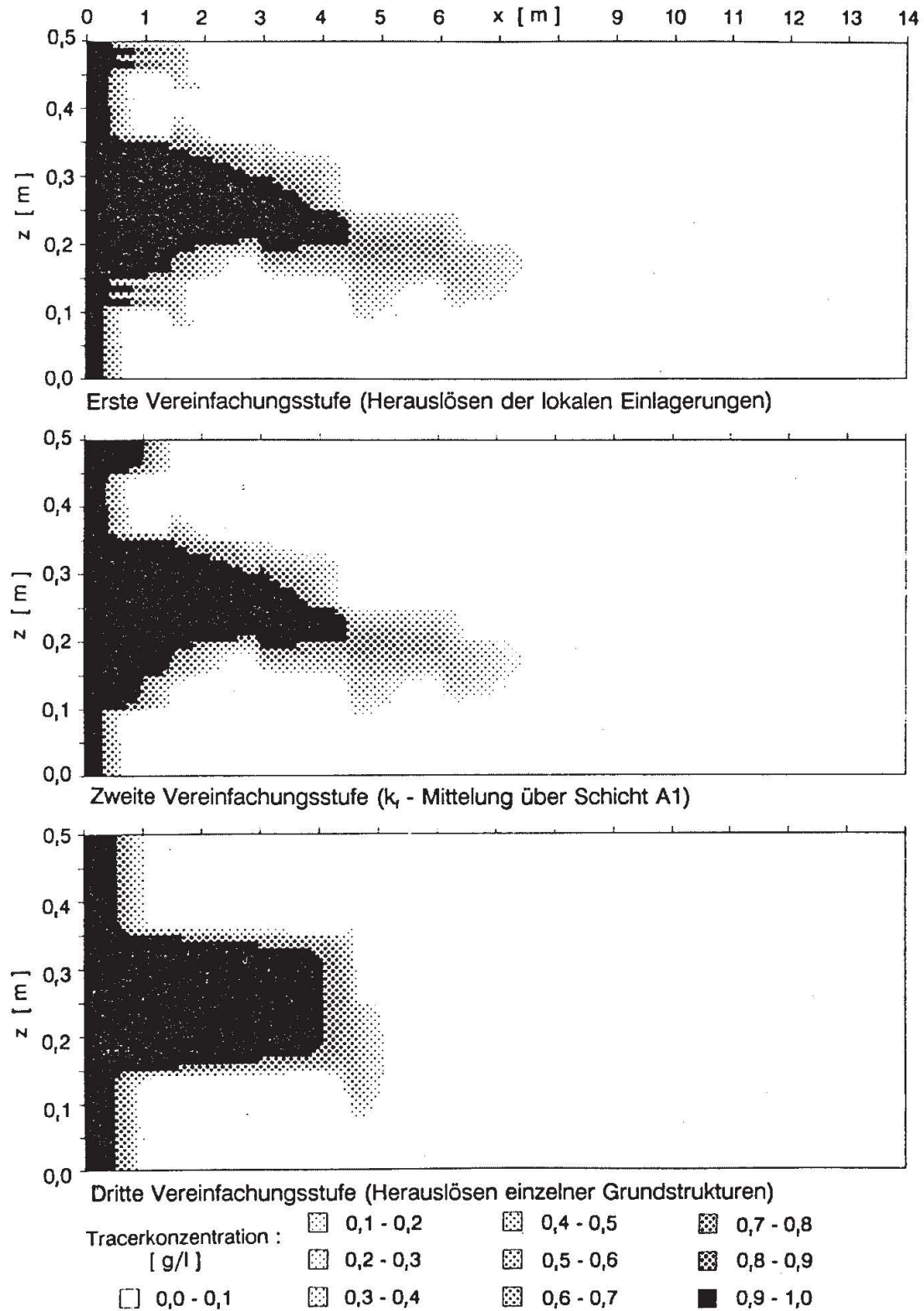


Abb. 2.25. Berechnete Konzentrationsverteilung nach 0,075 Tagen bei reduzierter Datendichte (Schäfer 1991).

Calculated concentration distribution after 0.075 days at reduced data base (Schäfer 1991).

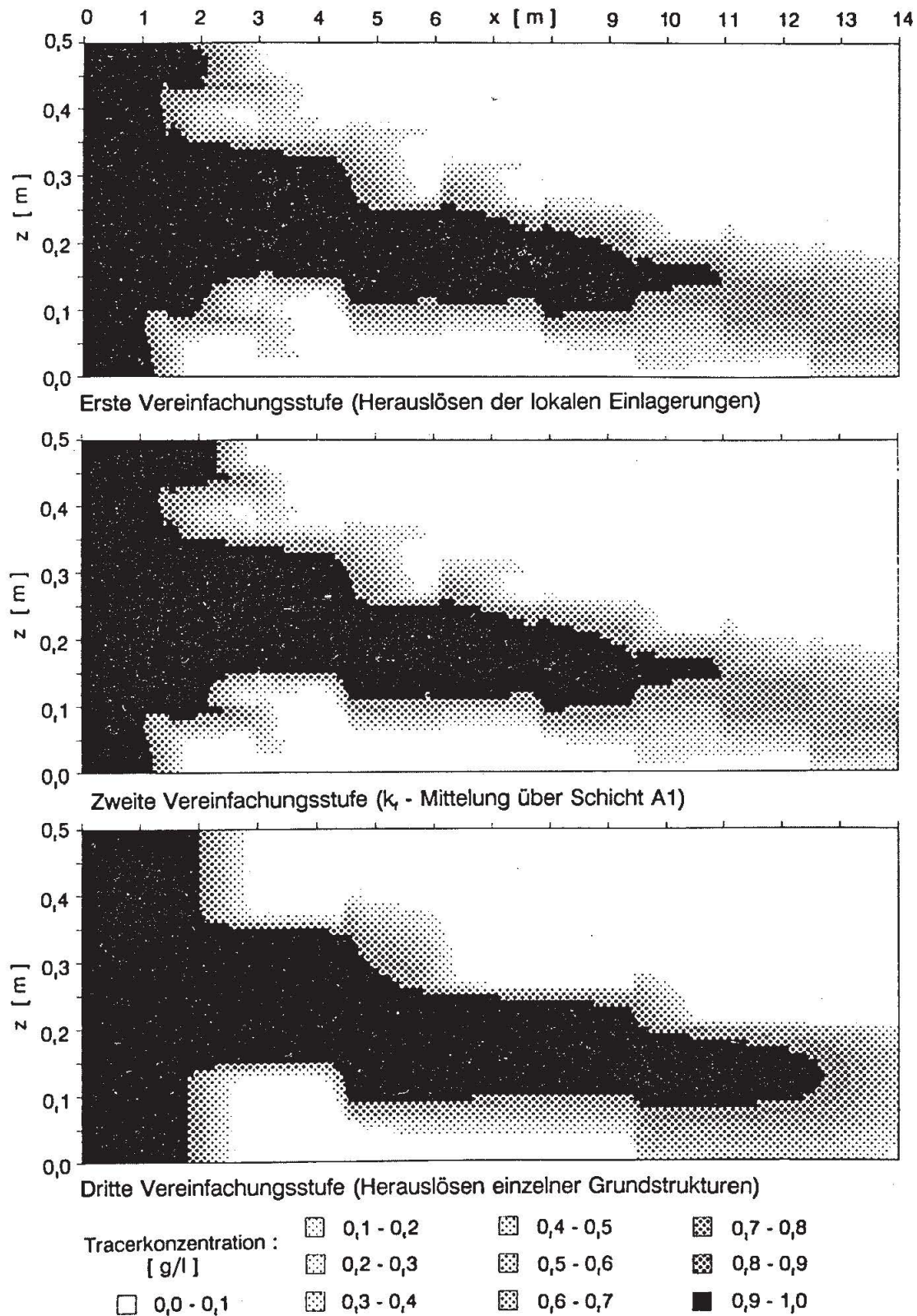


Abb. 2.26. Berechnete Konzentrationsverteilung nach 0,225 Tagen bei reduzierter Datendichte (Schäfer 1991).

Calculated concentration distribution after 0.225 days at reduced data base (Schäfer 1991).

die treppenförmige Abfolge der Einzelstrukturen geprägte Charakteristik (Abb. 2.26). Der Vergleich mit dem Referenzfall (Abb. 2.21) zeigt, daß – mitbedingt durch die prägende Wirkung der beibehaltenen Strukturversätze – die erste und zweite Vereinfachungsstufe keine grundlegende Veränderung in der Beschreibung der dispersiven Vermischungszone verursachen. Große Veränderungen in der Voraussage der Längsvermischung ergeben sich allerdings in der dritten Stufe. Die prognostizierte Vermischung ist hier deutlich niedriger als im Referenzfall, wie der Vergleich der tiefenintegrierten Durchbruchkurven in Abbildung 2.27 zeigt.

Eine alternative numerische Vergleichsrechnung geht davon aus, daß Information über den Aquiferaufbau nur an einzelnen Stützstellen („Bohrungen“) in Form von Vertikalprofilen der Durchlässigkeit vorliegt und die Bereiche zwischen den Stützstellen mit einer geostatischen Interpolation erfaßt werden. Zur räumlichen Interpolation der Durchlässigkeiten ist die konventionelle Vorgehensweise gewählt, die gewichtete räumliche Mittelwerte über die nächsten bekannten, auf gleicher Höhe liegenden Nachbarn des Referenzpunktes vorsieht. Die Gewichte werden umgekehrt proportio-

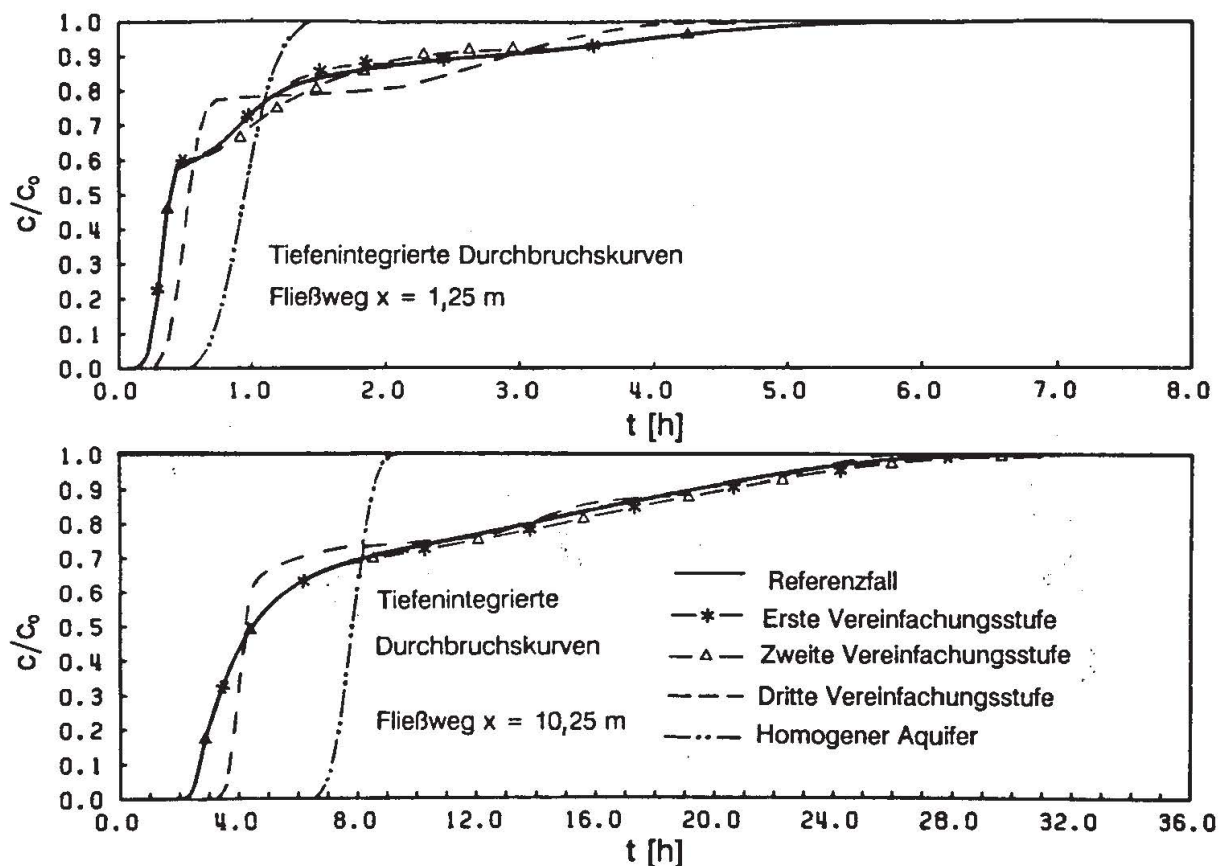


Abb. 2.27. Vergleich der berechneten tiefenintegrierten Durchbruchkurven bei vereinfachten Aquiferstrukturen (Schäfer 1991).

Comparison of calculated depth-integrated breakthrough curves for simplified aquifer structures (Schäfer 1991).

nal zur Punktedistanz gewählt. Mit der zugrunde gelegten Interpolationsmethode wird ein weitgehend kontinuierlicher Übergang von einem bekannten Durchlässigkeitsprofil zum benachbarten erzielt, der an jedem Vertikalschnitt nahezu gleiche arithmetisch gemittelte Durchlässigkeitswerte ergibt. Bei gleich gewähltem Piezometerhöhengefälle ergeben sich somit nahezu identische Gesamtvolumenströme in den modifizierten Aquiferstrukturen. Abrupte Schichtdiskontinuitäten, wie sie im Modellaquifer tatsächlich vorhanden sind, werden ausgeglättet.

Der Vergleich der Modellrechnungen bei abnehmender Zahl von Stützstellen mit dem Referenzfall zeigt, daß das Ausfüllen der Datenlücken in der beschriebenen Weise insgesamt eine Homogenisierung des Geschwindigkeitsfeldes ergibt. Strukturversätze bleiben unbekannt und daher nicht reproduzierbar. Die berechneten Durchbruchkurven weisen deshalb insgesamt deutlich verringerte rechnerische Längsdispersivitäten auf (Schäfer 1991). Mit zunehmender Homogenisierung der Aquiferstruktur wächst auch die Dominanz der gutdurchlässigen Struktur auf den Stofftransport.

2.5.4 Auswertung mit mehrparametrigem Ansatz

Der Auswertung wird als Modellkonzeption das Zweischichtenmodell nach Gleichung (6) zugrunde gelegt. Aus der bekannten Durchlässigkeitsstruktur und den Ergebnissen der Dispersionsversuche kann die Mehrzahl der erforderlichen Dispersionsparameter direkt ermittelt werden. Dem Modellkonzept entsprechend wird die gutdurchlässige Modellstruktur (B) als eine Transportebene angenähert, und die beiden Modellschichten (A) werden in einer weniger durchlässigen Schicht zusammengefaßt. Die Porenvolumenanteile lassen sich aus dem Produkt der Schichtmächtigkeit und der schichtspezifischen effektiven Porosität abschätzen. Analog findet man unter Heranziehung des mittleren hydraulischen Gradienten und der schichtspezifischen mittleren Durchlässigkeiten die mittleren maßgebenden Abstandsgeschwindigkeiten in beiden Transportebenen. Die Größe des Austauschkoefizienten \bar{A} läßt sich in Bereichen horizontaler Schichtung und im Bereich der Schichtensprünge durch die in Abschnitt 2.2.3 vorgestellten Näherungsformeln abschätzen.

Die Benennung schichtspezifischer Längsdispersivitäten bereitet hingegen einige Schwierigkeiten. Deshalb wurden drei Varianten von Modellrechnungen mit jeweils unterschiedlich geschätzten Längsdispersivitäten durchgeführt.

In der Variante 1 orientieren sich die schichtspezifischen Längsdispersivitäten unmittelbar an den Werten für die korngerüstbedingte Dispersion. Die schichtspezifischen Dispersivitäten der Berechnungsvariante 2 ergaben sich durch Auswertung der (nach einem Fließweg von 3,75 m) numerisch berechneten, schichtgemittelten Durchbruchkurven mit der eindimensionalen Transportgleichung. In Variante 3 basieren beide schichtspezifischen Dispersivitäten auf der Abschätzung einer äquivalenten Längsdispersivität nach Mercado (1967) (normalverteilte Durchlässigkeiten über die Mächtigkeit der Modellstruktur, Quervermischung vernachlässigt); die zugrunde gelegte Fließstrecke $x = 3,75$ m ist an der Gesamtlänge der Modellstruktur A und B


orientiert. Abbildung 2.28 zeigt die tiefengemittelten Durchbruchskurven der Modellrechnungen für diese 3 Varianten im Vergleich mit tiefenintegrierten Konzentrationsverläufen der vertikal-ebenen Transportmodellierung (Referenzfall).

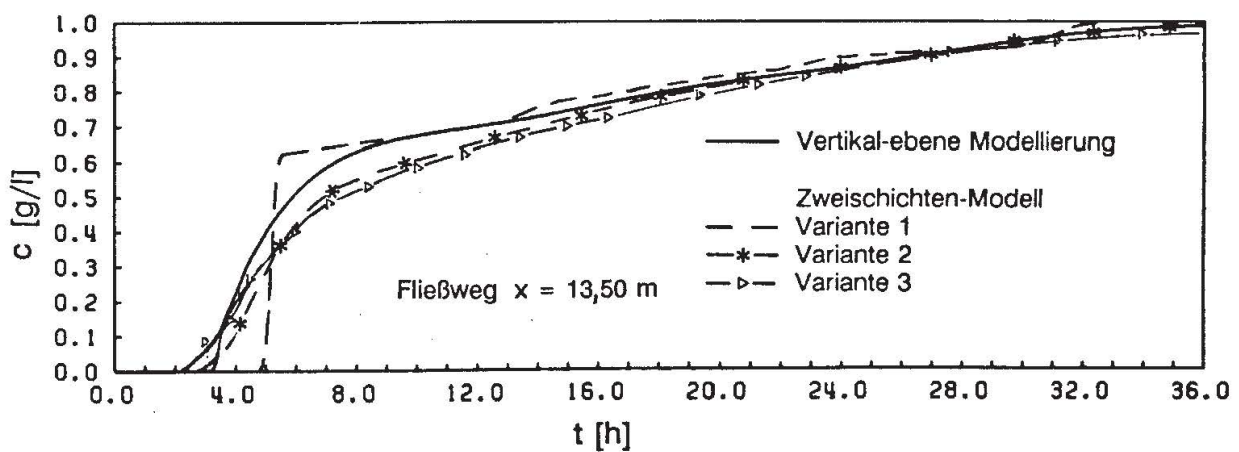
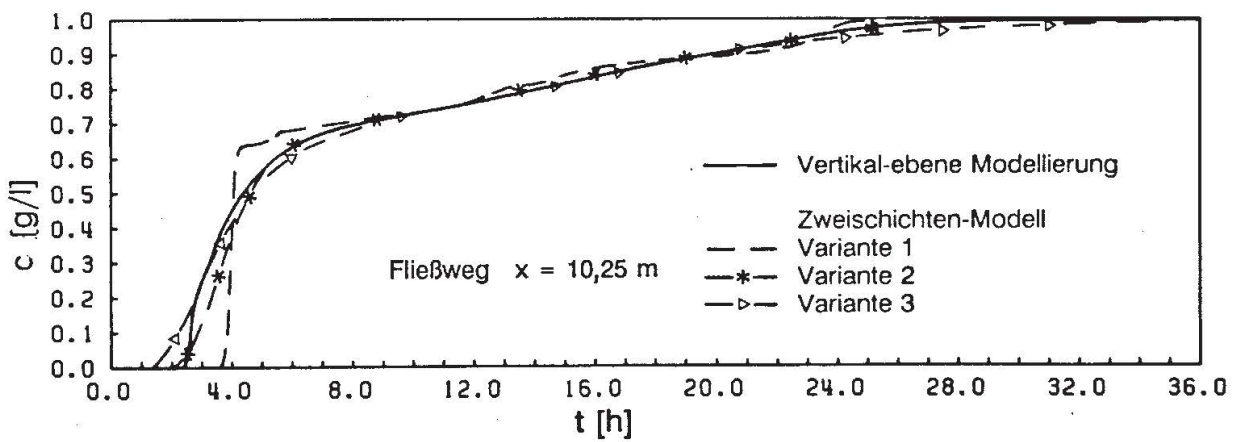
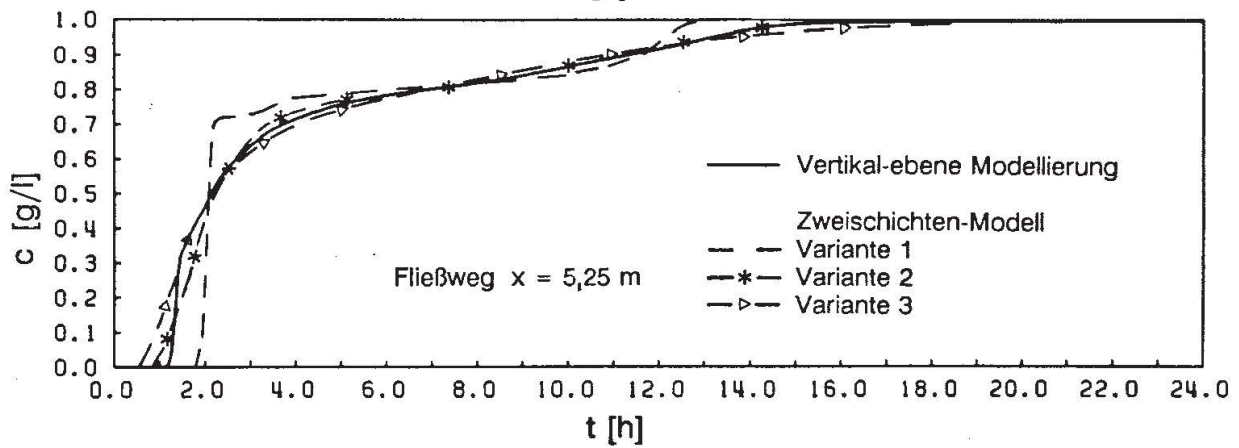
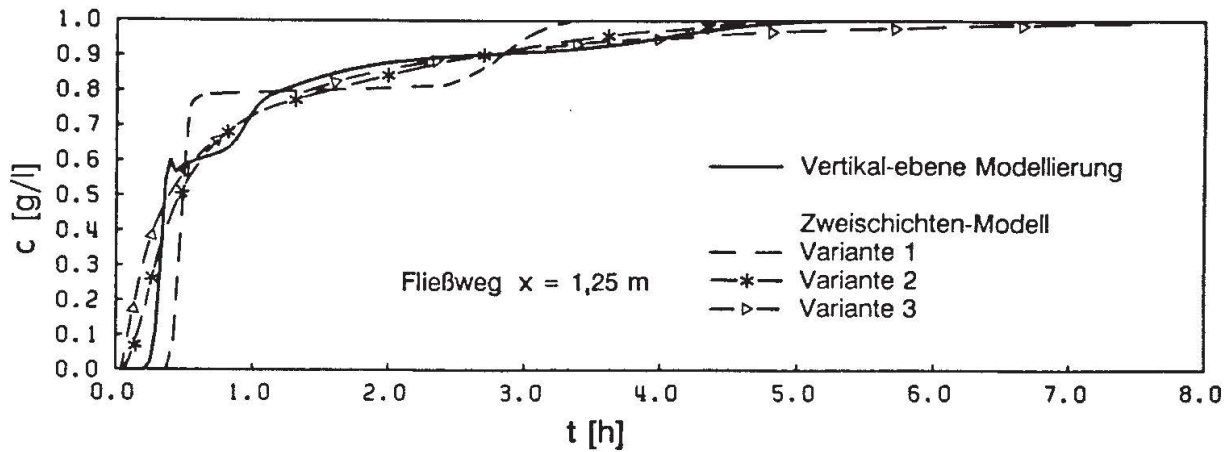
Mit der Berücksichtigung zweier mobiler Transportebenen kann die Charakteristik der Tracerausbreitung fast über die gesamte Fließstrecke in allen drei Varianten gut beschrieben werden. Die im Modellansatz zugrunde gelegte Übergangsbedingung zwischen beiden Schichten und die damit verbundene Abschätzung des Austauschkoeffizienten \bar{A} geben den physikalischen Vorgang eines vergrößerten vertikalen Stofftransports aus gutdurchlässigen Bereichen in geringdurchlässige bzw. umgekehrt in hinreichender Näherung wieder. Allerdings können korngerüstbedingte Dispersivitäten als schichtspezifische Längsdispersivitäten (Variante 1) die dispersiven Vermischungszonen in beiden Transportebenen nicht vollständig beschreiben. Die zu gering angesetzten Dispersionsparameter äußern sich in dem ein- bzw. mehrfachgestuften Konzentrationsnachläufer und in einem steilen Konzentrationsanstieg, der weit vom tatsächlichen Anstieg abweicht. Hingegen läßt sich die dispersive Vermischungszone in den Varianten 2 und 3 mit den gewählten Dispersivitäten zutreffend beschreiben. Am Ende der Versuchsstrecke (Querschnitt $x = 13,50$ m) wird damit allerdings eine etwas zu große Längsvermischung in den Schichten mit höheren Geschwindigkeiten vorausgesagt, was zu geringeren Konzentrationen vor allem im ersten Teil der Durchbruchskurve führt.

Im Hinblick auf die Anwendung mehrparametrischer Dispersionsansätze auf einen Feldfall läßt sich aus den Modellrechnungen als wichtiges Ergebnis festhalten, daß eine weitgehend zutreffende Beschreibung des tiefengemittelten Konzentrationsverlaufs bei Verwendung von Schichtenmodellen nur dann möglich ist, wenn dem Mittelungsprozeß entsprechende Schichtdispersivitäten in der vorstehend beschriebenen Weise abgeschätzt werden können und wenn der im Aquifer stattfindende Massenaustausch zwischen Bereichen hoher und niedriger Durchlässigkeit berücksichtigt wird.

Grundlage für die Abschätzung des Massenaustauschs ist stets die Stromlinienverteilung, wie in Abschnitt 2.2.3 gezeigt wurde. Bei reduzierter Datenbasis, wenn zwischen jeweils zwei bekannten Bohrprofilen interpoliert werden muß, kann der Austauschkoeffizient \bar{A} wie folgt abgeschätzt werden. Die Charakteristik des gegebenen linken und rechten Durchlässigkeitsprofils wird jeweils bis zur Aquifermitte unverändert angesetzt und dort ein Schichtensprung angenommen. Für diese Durchlässigkeitsstruktur läßt sich dann in einfacher Weise die Stromlinienverteilung und damit ein lokaler vertikaler Massenfluß berechnen. Der so ermittelte Massenfluß kann dann in einem mittleren, gleichmäßig über den Bohrlochabstand wirkenden Massenaustauschkoeffizienten berücksichtigt werden.

Abb. 2.28. Vergleich der berechneten tiefenintegrierten Durchbruchskurven des 2D-Transportmodells und des Zweischichten-Modells (Schäfer 1991).

Comparison of calculated depth-integrated breakthrough curves of 2d transport model and two-layer model (Schäfer 1991). 



2.6 Schlußfolgerungen

Die Anwendbarkeit numerischer Transportmodelle in der Grundwasserbewirtschaftung ist eingeschränkt durch die Schwierigkeit, den dispersiven Charakter der Grundwasserströmung naturnah zu beschreiben. Dies liegt im wesentlichen an der Heterogenität des porösen Mediums, die in der Regel nicht hinreichend genau bekannt ist. Ziel der hier dargestellten Untersuchungen war es daher, anhand systematischer Experimente, theoretischer Überlegungen und numerischer Berechnungen an idealisierten inhomogenen Modellaquiferen den Einfluß von Inhomogenitäten auf die dispersive Vermischung quantitativ zu erfassen. Hierbei waren – im Gegensatz zum Feldfall – Aufbau und Durchlässigkeitsstruktur der Modellaquifere im Detail bekannt.

In einem porösen Medium mit wohldefinierten Inhomogenitäten führt die Transportmodellierung bei Bildung mittlerer Geschwindigkeiten zu erhöhten dispersiven Transportanteilen. Weniger durchlässige Einlagerungen beeinflussen den dispersiven Stofftransport in Längsrichtung stärker als besser durchlässige Inhomogenitäten. Das zunächst stark unsymmetrische Erscheinungsbild der Durchbruchkurve nähert sich mit wachsendem Fließweg zunehmend einer Kurve, die mit dem Fickschen Ansatz für die Dispersion beschrieben werden kann (asymptotisches Verhalten). Allerdings sind asymptotische Verhältnisse mit konstanten Längsdispersivitäten in den Experimenten mit lokalen Einlagerungen bei großem Durchlässigkeitskontrast auch nach großer Fließstrecke (65fache Länge der Einlagerungen) nicht erreicht worden. Mit abnehmendem Durchlässigkeitskontrast $k_{FE}/k_{FA} \rightarrow 1$ wird der asymptotische Bereich jedoch schon nach kürzerer Fließstrecke erreicht.

Bei schichtenparalleler Strömung ist der dispersive Stofftransport quer zur Schichtung verglichen mit dem longitudinalen konvektiven Massenfluß klein. Ein signifikanter Stoffaustausch zwischen Bereichen hoher und niedriger Durchlässigkeit findet allerdings aufgrund von Schichtdiskontinuitäten statt. Je stärker die Querdispersion wirkt, um so rascher wird eine Annäherung an das asymptotische Regime erreicht.

Die im Feld beobachtete Skalenabhängigkeit der Längsdispersivitäten kann in den Experimenten am inhomogenen Modellaquifer nachvollzogen werden.

Wenn heterogene Aquiferstrukturen in Form geschichteter, räumlich begrenzter Inhomogenitäten vorliegen, dann sind aus lokalen Konzentrationsmeßdaten keine oder nur in beschränktem Umfang Rückschlüsse auf die lokalen Transporteigenschaften (Durchlässigkeit, Dispersivität) möglich. Diese Erkenntnis zeigt unter anderem die Schwierigkeiten der Parameterermittlung im Feld auf, wo in der Regel keine Information über die Lage und räumliche Ausdehnung der Inhomogenitäten vorliegt.

Die detaillierte Transportmodellierung mit hoher numerischer Auflösung gibt die Charakteristik der gemessenen Tracerausbreitung gut wieder. Die Kenntnis aller Details hinsichtlich der Durchlässigkeitsstruktur und deren Berücksichtigung in der Strömungsberechnung ermöglicht eine exakte Modellierung der Tracerausbreitung auf der Basis der klassischen Konvektions-Dispersions-Gleichung mit konstanten korngerüstbedingten Dispersivitäten. Dies bestätigt die Erkenntnis, daß die im Modellaquifer

gegebene große Längsvermischung (Makrodispersion) ein Ausdruck der differentiell konvektiven Transportanteile in einzelnen Modellschichten und Aquiferbereichen ist.

Bei reduzierter Dichte der verwendbaren Aquiferdaten führt die räumliche Interpolation der Durchlässigkeitsbeiwerte zu einer Homogenisierung der Aquiferstruktur, was zu einer systematischen Unterschätzung der Längsvermischung führt.

Mit einer Schematisierung der Aquiferstruktur des inhomogenen Modellaquifers in Form zweier mobiler Schichten kann die Charakteristik der tiefenintegrierten Tracer- ausbreitung im wesentlichen korrekt erfaßt werden, wenn eine zutreffende Abschätzung des Austauschs zwischen Bereichen hoher und geringer Durchlässigkeit getroffen werden kann und wenn für die einzelnen Schichten jeweils dem Mittelungsprozeß entsprechende Schichtdispersivitäten abgeschätzt werden können. Auch bei reduzierter Datendichte ist die Berücksichtigung des Massenaustauschs im Zwischenschichten- ansatz dadurch möglich, daß dem Austauschkoeffizienten \bar{A} jeweils der gesamte vertikale Massenfluß zwischen einzelnen Bohrprofilen zugrunde gelegt wird, wohingegen eine zutreffende Abschätzung der schichtspezifischen Dispersivitäten erschwert wird.

Mehrparametrische Dispersionsansätze fanden auch bereits in mehreren Fallstudien Anwendung. So wurde beispielsweise das in Kapitel 3 vorgestellte Mehrschichtenmodell für die Berechnung von Wärmeausbreitungsvorgängen auf zwei Fallstudien angewendet, die in Kapitel 8 beschrieben werden. Für die Modellierung der Ausbreitung von chlorierten Kohlenwasserstoffen kam ebenfalls ein Zweischichtenkonzept zur Anwendung, welches in dem in Kapitel 9 beschriebenen Fallbeispiel vorgestellt wird. Diese anwendungsbezogenen Beispiele untermauern die Folgerung, daß mit den eingesetzten Konzepten eine verbesserte Erfassung und Modellierung des dispersiven Transports möglich ist.

Symbole

Symbol	Einheit	Bedeutung
α_L	[m]	longitudinale Dispersivität
α_{LE}	[m]	äquivalente longitudinale Dispersivität
α_T	[m]	transversale Dispersivität
Θ	[-]	Porenvolumenanteil
ν	[m ² /s]	kinematische Viskosität
ρ	[kg/m ³]	Dichte
σ^2	[-]	Varianz
\bar{A}	[1/s]	Austauschkoeffizient
c	[kg/m ³]	Schadstoffkonzentration
d, d_{50}	[m]	Korndurchmesser (bei 50% Siebdurchgang)
D_{ij}	[m ² /s]	Dispersionstensor
D_0	[m ² /s]	molekularer Diffusionskoeffizient
D_L	[m ² /s]	longitudinaler Dispersionskoeffizient
D_T	[m ² /s]	transversaler Dispersionskoeffizient
I	[-]	hydraulischer Gradient, Piezometerhöhengefälle
k_f	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert
$\lambda_{x,y,z}$	[m]	Abmessungen von Aquiferinhomogenitäten
m	[m]	Schichtmächtigkeit
\dot{M}	[kg/s m]	Massenfluß pro Breitereinheit
n_e	[-]	effektive (durchflußwirksame) Porosität
Pe	[-]	Peclet-Zahl ($Pe \equiv v d / D_0$)
Re	[-]	Reynolds-Zahl ($Re \equiv v d / \nu$)
t	[s]	Zeit
v	[m/s]	Abstandsgeschwindigkeit
v_i	[m/s]	Abstandsgeschwindigkeitskomponenten
v_f	[m/s]	Darcy-Filtergeschwindigkeit
V	[m ³]	Volumen
x_i, x, y, z	[m]	Ortskoordinaten

Literatur

- Aris, R. (1956): On the dispersion of a solute in a fluid flowing through a tube. *Proc. Royal Soc. of London, Series A*, Vol. 235, 67–77.
- Bachmat, Y., Bear, J. (1964): The general equations of hydrodynamic dispersion in homogeneous, isotropic porous media. *J. Geophys. Res.* 69 (12), 2561–2587.
- Bear, J. (1961a): On the tensor form of dispersion in porous media. *J. Geophys. Res.* 66 (4), 1185–1198.
- Bear, J. (1961b): Some experiments in dispersion. *J. Geophys. Res.* 66 (8), 2427–2467.
- Beims, U. (1983): Planung, Durchführung und Auswertung von Gütepumpversuchen. *Z. Angew. Geol.* 29 (10), 484–492.
- Brissaud, F. (1982): Propagation en solution dans les aquifères et effet d'échelle. In: *Modélisation et Simulation de Systèmes de l'Environnement. Dominante: Aquifères Alluviaux. Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement du C.N.R.S, Compte Rendu de Séminaire, Strasbourg.*
- Brissaud, F. et al. (1978): Transfers dispersifs dans une tranche verticale de milieu aquifère. *Symp. Les Effets d'Echelle en Milieu Poreux, Thessaloniki*, pp. 2.23–2.39.
- Coats, K.H.; Smith, B.D. (1964): Dead-end pore volume and dispersion in porous media. *Soc. Petrol. Eng. J.*, March, pp. 73–84.
- Dagan, G. (1982): Stochastic modelling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities. The solute transport, *Water Resour. Res.* 18 (4), 835–848.
- Dagan, G. (1988): Time-dependent macrodispersion for solute transport in anisotropic heterogeneous aquifers. *Water Resour. Res.* 24 (9), 1491–1500.
- Flügge, S. (1986): *Rechenmethoden der Elektrodynamik.* Springer, Berlin, Heidelberg, 61–66.
- Frind, E.O.; Sudicky, E.A.; Schellenberg, S.L. (1987): Micro-scale modelling in the study of plume evolution in heterogeneous media. *Stoch. Hydrol. Hydraul.* 1, 263–279.
- Gelhar, L.W. (1986): Stochastic analysis of solute transport in saturated and unsaturated porous media. In: J. Bear, M.Y. Corapcioglu (eds.): *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media.* Nato Advanced Study Institute. Martinus Nijhoff, Dordrecht/NL.
- Gelhar, L.W.; Axness, C.L. (1983): Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. *Water Resour. Res.* 19 (1), 161–180.
- Gelhar, L.W.; Gutjahr, A.L.; Naff, R.L. (1979): Stochastic analysis of macrodispersion in a stratified aquifer. *Water Resour. Res.* 15 (6), 1387–1397.
- van Genuchten, M.Th. (1985): A general approach for modelling solute transport in structured soils. In: *Hydrogeology of Rocks of Low Permeability. Proc. 17th Int. Congress, Int. Assoc. Hydrogeol., Tucson/Arizona*, pp. 513–526.
- Greenkorn, R.A.; Haring, R.E.; Johns, H.O.; Shallenberger, L. (1964): Flow in heterogeneous Hele-Shaw models. *Pet. Trans. AIME* 231, SPEJ 124.
- Güven, O.; Molz, F.J.; Melville, J.G. (1984): An analysis of dispersion in a stratified aquifer. *Water Resour. Res.* 20 (10), 1337–1354.
- Harlemann, D.R.F.; Rumer, R.R. (1963): Longitudinal and lateral dispersion in an isotropic porous media. *Fluid Mech.* 16, 385–394.
- Herr, M. (1983): Experimentelle Untersuchungen zu hydraulischen Sanierungsmaßnahmen. In: *Methoden zur rechnerischen und hydraulischen Erfassung von Grundwasserkontaminationen, Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 54.*
- Herr, M. (1985): Grundlagen der hydraulischen Sanierung verunreinigter Porengrundwasserleiter. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 63.*
- Herr, M.; Schäfer, G.; Spitz, K.H. (1989): Experimental studies of mass transport in porous media with local heterogeneities. *J. Contam. Hydrol.* 4, 127–137.
- Herzer, J.; Kinzelbach, W. (1989): Coupling of transport and chemical processes in numerical transport models. *GEODERMA* 44, 115–127.

- de Josselin de Jong, G. (1958): Longitudinal and transversal diffusion in granular deposits. *Trans. Am. Geophys. Union* 39, 67–74.
- Kinzelbach, W. (1988): The random walk method in pollutant transport simulations. In: Custodio, E.; Gurgui, A.; Lobo Ferreira J.P.; Dordrecht et al. (eds): *Groundwater Flow and Quality Modelling*. Reidel Publ. Comp. Nato ASI Series 224, pp. 227–246.
- Lamb, H. (1931): *Lehrbuch der Hydromechanik*. Teubner, Leipzig, Berlin.
- List, E.J.; Brooks, N.H. (1967): Lateral dispersion in saturated porous media. *J. Geophys. Res.* 72 (10), 2531–2541.
- Marle, C.; Simandoux, P.; Pacsirsky, J.; Gaulier, C. (1967): Etude du déplacement de fluides miscible en milieu poreux stratifié. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* XXII (2), 272–294.
- Matheron, G.; de Marsily, G. (1980): Is transport in porous media always diffusiv? A recounterexample. *Water Resour. Res.* 16 (5), 901–917.
- Mercado, A. (1967): The spreading pattern of injected waters in a permeable stratified aquifer. *Symp. of Haifa, Artificial Recharge and Management of Aquifers*, IASH Publ. 72, 23–26.
- Naff, R.L. (1984): Definition of global dispersion coefficients. Bericht Projekt Sicherheitsstudien Entsorgung (PSE) 83/4 B, Hahn-Meitner Institut, TU Berlin.
- Ogata, A.; Banks, R.B. (1961): A solution of the differential equation of longitudinal dispersion in porous media. U.S. Geological Survey, Professional Paper No. 411–4.
- Pickens, J.F.; Grisak, G.E. (1981): Scale-dependent dispersion in a stratified granular aquifer. *Water Resour. Res.* 17 (4), 1191–1211.
- Prickett, T.A.; Naymik, T.G.; Lonquist, C.G. (1981): A „Random-Walk“ solute transport model for selected groundwater quality evaluations. Illinois State Water Survey, Bulletin 65.
- Raats, D.A.C. (1981): Transport in structured porous media. *Proc. Euromech.* 143, Delft/NL.
- Renault, D.; Muntzer, P.; Zilliox, L. (1975): Propagation d'un front de pollution dans une aquifère. Contribution expérimentale à l'étude de la dispersion en milieu poreux stratifié. T.S.M. L'EAU 4, 153–157.
- Saffmann, P.G. (1960): Dispersion due to molecular diffusion and macroscopic mixing in flow through a network of capillaries. *Fluid Mech.* 7, 194 ff.
- Schäfer, G. (1991): Einfluß von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen auf die Längsdispersion in Porengrundwasserleitern. *Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart*, Heft 75.
- Schäfer, G.; Kobus, H. (1989): Mass transport in an artificial heterogeneous aquifer: Experiments and numerical modelling. *Proc. IAHR, Internat. Symp. on Contaminant Transport in Groundwater*, Stuttgart, April 4–6, pp. 229–238.
- Scheidegger, A.E. (1954): Statistical hydrodynamics in porous media. *J. Appl. Phys.* 25 (8), 994–1001.
- Schilling, H. (1974): *Elektromagnetische Felder und Wellen*. Verlag Harri Deutsch, Zürich und Frankfurt/Main, VEB Fachbuchverlag Leipzig, 1. Aufl., 86–89 und 126–129.
- Shamir, L.; Harleman, D.R.F. (1966): Numerical and analytical solutions of dispersion problems in homogeneous and layered aquifers. *Hydrodyn. Lab. Rep.* 89, MIT.
- Silliman, S.E.; Simpson, E.S. (1987): Laboratory evidence of the scale effect in dispersion of solutes in porous media. *Water Resour. Res.* 23 (8), 1667–1673.
- Skopp, J.; Warrick, A.W. (1974): A Two-Phase Model for the miscible displacement of reactive solutes in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 38 (4), 545–550.
- Skopp, J.; Gardner, W.R.; Tyler, E.J. (1981): Solute movement in structured soils: Two-region model with small interaction. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 837–842.
- Smedt, F. de; Wierenga, P.J. (1984): Solute transfer through columns of glass beads. *Water Resour. Res.* 20 (2), 225–232.
- Smith, L.; Schwartz, F.W. (1980): Mass transport, 1. A stochastic analysis of macroscopic dispersion. *Water Resour. Res.* 16 (2), 303–313.

- Sommerfeld, A. (1967): Vorlesungen über theoretische Physik. Band III: Elektrodynamik. Akad. Verlagsges. Geest und Portig K.G., Leipzig, 5. Aufl., 49–55.
- Spitz, K.-H. (1985): Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Inhomogenitäten und Dichteunterschieden. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 60.
- Spitz, K.-H.; Herr, M. (1990): Einfluß von lokalen Inhomogenitäten auf den longitudinalen Stofftransport in einem Porengrundwasserleiter. GWF Wasser Abwasser 3, 119–126.
- Sudicky, E.A. (1986): A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. Water Resour. Res. 22, 2069–2082.
- Taylor, G. (1954): Conditions under which dispersion of a solute in a stream of solvent can be used to measure molecular diffusion. Proc. Roy. Soc. Ser. A 225, 473–477.
- Valocchi, A.J. (1985): Validity of the local equilibrium assumption for modelling sorbing solute transport through homogeneous soils. Water Resour. Res. 21 (6), 808–820.
- Wheatcraft, S.W.; Tyler, S.W. (1988): An explanation of scale-dependent dispersivity in heterogeneous aquifers using concepts of fractal geometry. Water Resour. Res. 24 (4), 566–578.
- Zilliox, L.; Muntzer, P.; Kresser, W. (1982): Beitrag zur Frage der Grundwasserverschmutzung: Verdrängungsvorgänge in gesättigten porösen Medien. Österreichische Ingenieur- und Architekten-Zeitschrift 1, Jg. 127, Springer, Wien.