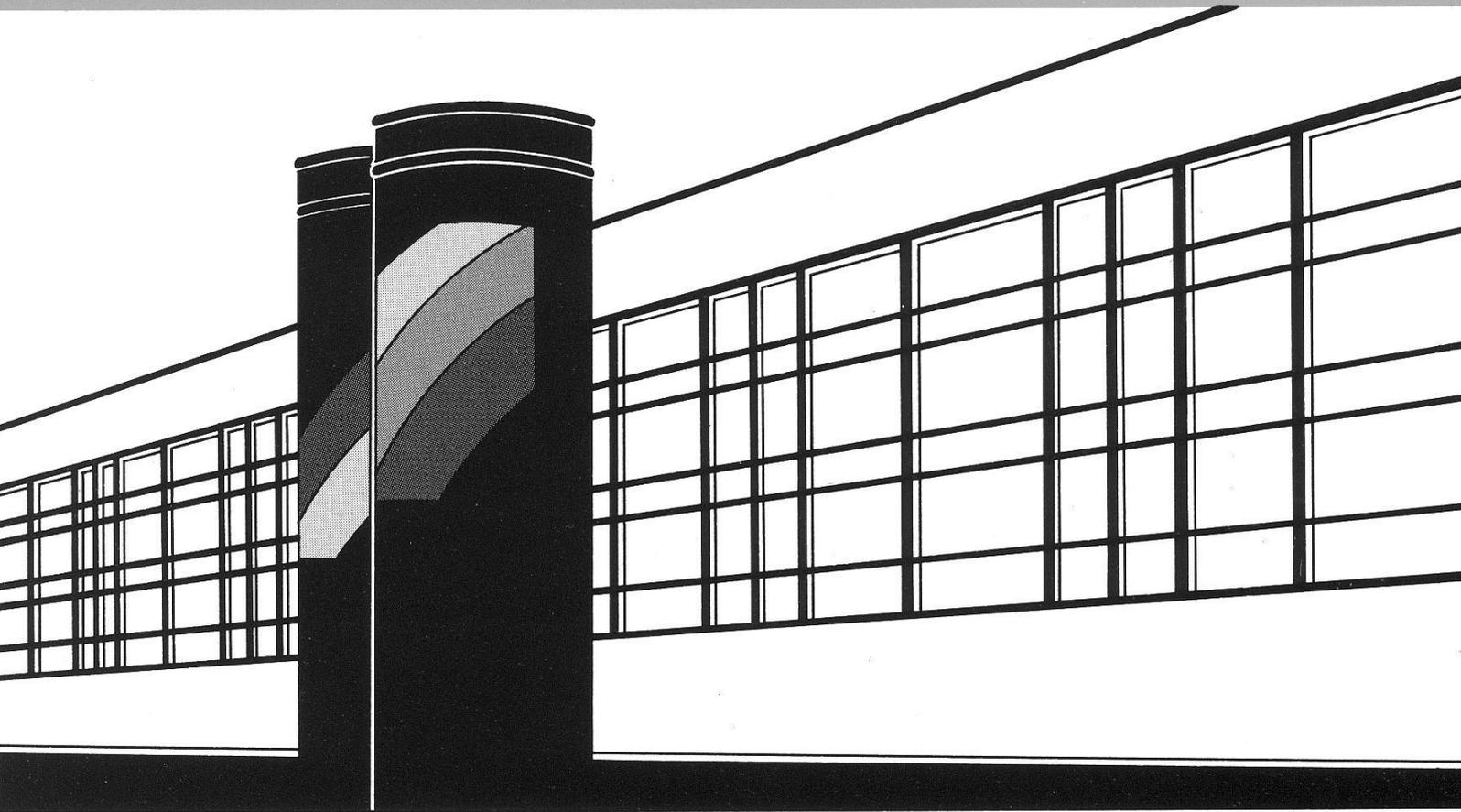


Institut für Wasserbau · Universität Stuttgart

Mitteilungen



Heft 85

Ulrich Lang

Simulation regionaler Strömungs- und
Transportvorgänge in Karstaquiferen mit
Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes:
Methodenentwicklung und
Parameteridentifikation

Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation

Von der Fakultät Bau- und Umweltingenieurwissenschaften der
Universität Stuttgart zur Erlangung der Würde eines
Doktor-Ingenieurs (Dr.-Ing.) genehmigte Abhandlung

Vorgelegt von
Ulrich Lang
aus Stuttgart

Hauptberichter: Prof. Dr. Helmut Kobus
Mitberichter: Prof. Dr. Laszlo Kiraly

Tag der mündlichen Prüfung: 16. Februar 1995

Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart
1995

Heft 85 Simulation regionaler
Strömungs- und Transport-
vorgänge in Karstaquiferen mit
Hilfe des Doppelkontinuum-
Ansatzes:
Methodenentwicklung und
Parameteridentifikation

von
Dr.-Ing.
Ulrich Lang

D93 Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation

Titelaufnahme der Deutschen Bibliothek

Lang, Ulrich:
Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karstaquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation / von Ulrich Lang. Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart. - Stuttgart: Inst. für Wasserbau, 1995

(Mitteilungen / Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart: H. 85)

Zugl.: Stuttgart, Univ., Diss., 1995)

ISBN 3-921694-85-X

NE: Institut für Wasserbau <Stuttgart>: Mitteilungen

Gegen Vervielfältigung und Übersetzung bestehen keine Einwände, es wird lediglich um Quellenangabe gebeten.

Herausgegeben 1995 vom Eigenverlag des Instituts für Wasserbau
Druck: Sprint-Druck Stuttgart

Vorwort

Grundwasservorkommen in verkarsteten Festgesteinen sind in vielen Regionen der Erde von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung. So auch in Baden-Württemberg, wo die Karstgrundwasservorkommen der Schwäbischen Alb intensiv für die Trinkwasserversorgung genutzt werden. Der Zweckverband Landeswasserversorgung, der rund ein Drittel der Bevölkerung Baden-Württembergs mit Trinkwasser versorgt, erschließt im wesentlichen Karstgrundwasser der Schwäbischen Alb. Darüber hinaus gibt es dort eine Reihe weiterer bedeutender regionaler und lokaler Trinkwasserversorgungsanlagen, so daß im wesentlichen das gesamte Gebiet der Schwäbischen Alb in Wasserschutzgebieten liegt.

Karstgrundwasserleiter besitzen häufig nur geringe oder überhaupt keine überdeckenden Schutzschichten, die eine Filterwirkung gegen Stoffeinträge ausüben könnten. Sie zeigen rasche Reaktionen auf Niederschlagsereignisse, d.h. zeitlich rasch und stark variierende Grundwasserstände, hohe Fließgeschwindigkeiten (bis 200 m/Stunde) und damit verbunden sehr kurze Laufzeiten bis zum Austritt in einer Quelle oder einem Entnahmehrunden. Die starke Dynamik des Systems macht sich auch in der Schwankung der Quellschüttungen bemerkbar. Karstgrundwasserleiter sind deshalb hochempfindliche Systeme, für die ein effektiver Grundwasserschutz besonders schwierig ist.

Im Rahmen der Landesplanung werden Überlegungen für neue Verkehrswege im Bereich der Schwäbischen Alb angestellt, die mit Eingriffen in den Grundwasserleiter verbunden sind. Konsequenzen solcher Eingriffe können beispielsweise Veränderung der Schüttung an Quellen und Wasserfassungen, Absenkungen, Verschiebung von Wasserscheiden oder Veränderungen von Einzugsgebieten sein. Außerdem wird auch die Grundwasserbeschaffenheit durch Schadstoffeinträge und deren Transport gefährdet. Zur Beurteilung der möglichen Auswirkungen geplanter Maßnahmen ist ein prognosefähiges Modellinstrumentarium zur Erfassung von Wasserbilanzen, Strömung und Transport im Karstaquifer notwendig.

Mit dieser Zielsetzung wird in der vorliegenden Arbeit systematisch ein auf Karstaquifere anwendbares Simulationswerkzeug entwickelt. Hierbei werden existierende konventionelle Grundwassermodelle dahingehend erweitert, daß der Karstaquifer als doppelt-poröses Medium approximiert wird. Hierbei kommt der Frage der Interpretation gemessener Grundwasserstandsdaten und der Parameteridentifikation für das Modellsystem besondere Bedeutung zu. Als Ergebnis wird ein im Anwendungsfall erprobtes doppelt-poröses dreidimensionales instationäres Strömungs- und Transportmodell für Karstaquifere bereitgestellt. Anhand eines Fallbeispiels wird die praktische Einsetzbarkeit des entwickelten Modellinstrumentariums illustriert. Damit steht ein Planungs- und Prognoseinstrument für die Praxis der Wasserwirtschaft zur Verfügung, das vielseitige und erweiterte Einsatzmöglichkeiten bietet.

Stuttgart, im Oktober 1995

Helmut Kobus

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart. In dieser Zeit bearbeitete ich ein Projekt zur Simulation der Karstwasserströmung auf der Schwäbischen Alb, das im Zusammenhang mit einer geplanten Schnellbahnstrecke stand und vom Regierungspräsidium Stuttgart finanziert wurde. Hieraus entwickelten sich die von mir bearbeiteten wissenschaftlichen Fragestellungen, die auch Inhalt eines von der DFG finanzierten Forschungsvorhabens sind.

Herrn Prof. Dr. H. Kobus danke ich für die Anregung zu der untersuchten Thematik und für die stete fachliche Unterstützung und Begleitung bei der Bearbeitung sowie für die Übernahme des Referats.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. L. Kiraly für die vielen fruchtbaren Diskussionen und Anregungen vor allem im Bereich der Karstwasserhydraulik und für die Übernahme des Koreferats.

Herrn Dr.-Ing. R. Helmig danke ich für die fachliche Unterstützung und die wertvollen Hinweise im Bereich der Numerik.

Meinen ehemaligen Kollegen und wissenschaftlichen Hilfskräften danke ich für die fachliche und organisatorische Hilfe. Vor allem Herrn Dr.-Ing. H.J. Franke möchte ich für die zahlreichen Diskussionen und kritischen Anmerkungen danken, die für das Gelingen der Arbeit maßgeblich beigetragen haben. Frau Dipl.-Ing. S. Rademacher gilt mein Dank für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Aufgabenstellung

Karstgrundwasserleiter haben oftmals eine wichtige wasserwirtschaftliche Bedeutung, da sie im Vergleich mit anderen Festgesteinsaquiferen eine große Speicherfähigkeit aufweisen. So werden zahlreiche Grundwasservorkommen in verkarsteten Gesteinen zur Trinkwasseraufbereitung verwendet. Weltweit beziehen ca. 25% der Bevölkerung ihr Trinkwasser aus Karstaquiferen (Ford und Williams, 1989). In Baden-Württemberg sind es ca. 3 Millionen Menschen, die das Karstwasser der Schwäbischen Alb als Trinkwasser nutzen (LW, 1993). Die Schwäbische Alb stellt somit eines der bedeutendsten Rohwasservorkommen im südwestdeutschen Raum dar. Durch den hohen Grundwasserumsatz und das relativ große Hohlraumvolumen (ca. 1,5 - 3 % nach Villinger, 1977) ist es möglich, dem Karstgrundwasserleiter vergleichsweise viel Wasser zu entnehmen. Die Landeswasserversorgung, die ungefähr ein Drittel der baden-württembergischen Bevölkerung mit Trinkwasser versorgt, gewinnt beispielsweise ca. 60 Mio m^3 Trinkwasser pro Jahr aus dem Weißjurakarst der Schwäbischen Alb (LW, 1993).

Wegen der besonderen wasserwirtschaftlichen Bedeutung und der häufigen Nutzung von Karstwasservorkommen als Trinkwasser ist es erforderlich, Karstgrundwasserleiter durch geeignete Maßnahmen vor Verunreinigungen zu schützen und die bestehenden Nutzungen für die Zukunft zu sichern. Der Grundwasserschutz in Karstaquiferen erfordert gegenüber den Schutzvorkehrungen in Lockergesteinsaquiferen erweiterte Maßnahmen (z.B. sehr große Schutzzonen, die oftmals das gesamte Quelleinzugsgebiet umfassen), da Karstsysteme aufgrund ihrer heterogenen Röhren- und Kluftstruktur nur eine sehr geringe Filterwirkung aufweisen. Die Grundwasserströmung im Karst ist gekennzeichnet durch hohe Abstandsgeschwindigkeiten (ca. 50 - 100 m/h nach Villinger, 1977), die einen schnellen Transport (innerhalb von Tagen) von Wasserinhaltsstoffen aus dem Einzugsgebiet zur Quelle oder Fassung bewirken. Aus diesem Grund ist es meist erforderlich, Schutzgebiete über das gesamte Einzugsgebiet auszuweisen. Dies erfordert die genaue Kenntnis von Größe und Lage des Einzugsgebiets. Um die Grenzen eines Einzugsgebiets zu bestimmen, werden Markierungsversuche durchgeführt, die auch Auskunft über die mittleren Laufzeiten innerhalb eines Einzugsgebiets geben. Neben diesen Felduntersuchungen ist es für einen wirksamen

Grundwasserschutz unabdingbar, Verfahren oder Methoden bereitzustellen, die die gemessenen Einzelergebnisse auswerten und zusammenführen, so daß eine Beurteilung der Strömungs- und Transportverhältnisse möglich ist. Diese Verfahren sollen nicht nur die gemessenen Ergebnisse reproduzieren, sondern müssen auch prognosefähig sein. Als bislang wichtigste Auswertungsmethoden sind sogenannte Black-Box-Modelle zu nennen, mit denen meist über Transferfunktionen die gemessenen Werte wie Quellschüttung oder Abstandsgeschwindigkeiten nachgebildet werden. Allerdings hat es sich gezeigt, daß einerseits die Prognosefähigkeit sehr gering ist und andererseits die Möglichkeit zur notwendigen regionalen Differenzierung fehlt. Aus diesem Grund erscheint der Einsatz von numerischen Strömungs- und Transportmodellen notwendig, um die erforderliche Prognosefähigkeit und eine dreidimensionale Differenzierung zu ermöglichen (Kobus 1987 und 1992).

Im Gegensatz zu Modelluntersuchungen in porösen Medien, für die zahlreiche numerische Verfahren vorliegen, erfordern numerische Simulationen im Karst spezielle Modellansätze. Karstgrundwasserleiter weisen eine doppelporöse Struktur auf, die durch ein hochdurchlässiges Grobkluftsystem und ein Feinkluftsystem mit hoher Speicherkapazität gekennzeichnet ist. Diese beiden Systeme sind hydraulisch miteinander gekoppelt. Deshalb werden zur Simulation von Strömungs- und Transportprozessen Verfahren benötigt, die die Interaktion zwischen dem Grob- und dem Feinkluftsystem mitberücksichtigen. Aus bisherigen Modelluntersuchungen in Kluftgrundwasserleitern stehen verschiedene Modellansätze zur Verfügung, die prinzipiell geeignet sind, Strömungs- und Transportprozesse in Karstaquifern zu simulieren. Ein Vergleich der unterschiedlichen Modellansätze hat gezeigt, daß für praxisbezogene Anwendungsfälle im regionalen Maßstab nur der Doppelkontinuum-Ansatz einsetzbar ist, da Karstaquifere eine sehr heterogene Kluftstruktur aufweisen, deren Geometrie im Detail nicht erkundbar ist.

Da bislang eine einsatzbereite Modelltechnik auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes nur für eindimensionale Problemstellungen vorliegt (Teutsch, 1988), war es erforderlich, ein numerisches Modell zu entwickeln, das die Simulation dreidimensionaler Strömungs- und Transportprozesse im Karst ermöglicht. Neben dem Erstellen einer leistungsfähigen Modelltechnik ist es für die Bearbeitung realer Problemstellungen notwendig, Konzepte bereitzustellen, mit denen gemessene Naturdaten in die numerische Betrachtung eingebunden werden können. Meßdaten wie Grundwasserstände, Durchlässigkeiten, Ergebnisse aus Tracerversuchen etc., erfordern Identifikationsverfahren für Doppelkontinuum-Modelle, da diese Meßdaten von der lokalen Kluftgeometrie abhängen, diese aber wiederum im Doppelkontinuum-Ansatz unberücksichtigt bleibt. Insbesondere für gemessene Grundwasserstände ist es erforderlich, Methoden zu erarbeiten, um die gemessenen Werte einem der beiden Kontinuumsysteme zuzuordnen zu können. Die Vorgehensweise bei der Zuordnung der gemessenen Piezometerhöhen ist in dieser Arbeit am Beispiel synthetischer Modellaquifere und für einen realen Karstaquifer auf der Schwäbischen Alb demonstriert.

1.2 Ziel

Die bisherigen Untersuchungen im Karst beschränken sich im wesentlichen auf die Erfassung von Daten, die dann meist als Einzelinformationen ausgewertet werden. Dabei kommen die klassischen Methoden, wie Erstellen von Grundwassergleichenplänen, Bestimmen von Durchlässigkeiten nach Standardverfahren, Bestimmen von Abstandsgeschwindigkeiten aus Tracerversuchen etc., zum Einsatz. Diese Auswertungen sind sehr nützlich und notwendig für die Ermittlung des hydrogeologischen Ist-Zustandes. Prognoseszenarien sind damit nicht möglich. Black-Box-Modelle zur Beschreibung der Quellschüttungen ermöglichen die Nachbildung von Quellabflüssen bei gleichbleibenden Randbedingungen. Ändern sich aber die Randbedingungen z.B. durch eine Baumaßnahme (Verschiebung der Wasserscheiden) ist diese Methode nicht mehr anwendbar. Numerische Strömungs- und Transportmodelle sind dagegen aufgrund ihrer räumlichen Differenzierung im Prognosefall anwendbar. Wegen der extrem heterogenen Struktur der Diskontinuitäten im Karst wurden bislang nur wenige numerische Strömungs- und Transportsimulationen im Karst durchgeführt. Um die Weiterentwicklung prinzipieller Untersuchungsmethoden im Karst weiter voranzutreiben, wurden folgende Ziele für diese Arbeit definiert:

- Die Entwicklung einer leistungsfähigen Doppelkontinuum-Modelltechnik soll die Simulation von dreidimensionalen regionalen Strömungs- und Transportvorgängen in Karstaquiferen ermöglichen. Die besonderen Erfordernisse für Untersuchungen im Karst (freie Oberfläche, keine Vernachlässigung von Durchlässigkeits- und Speichereigenschaften beider Systeme, hoch advektiver Transport mit instationärer Strömung) sind dabei miteinzubeziehen.
- Mit der Entwicklung von Verfahren zur Parameteridentifikation (Grundwasserstände) für Doppelkontinuum-Modelle soll ein Beitrag zum Einsatz des Doppelkontinuum-Ansatzes geleistet werden.
- Durch einfache Prinzipuntersuchungen an synthetischen Kluftaquiferen soll das Verständnis für den instationären Kluft/Matrix-Austausch verbessert werden.
- Mit einem Fallbeispiel soll demonstriert werden, daß numerische Simulationen im Karst prinzipiell aussagefähige Ergebnisse liefern können.

1.3 Vorgehensweise

In der vorliegenden Arbeit wird die Entwicklung eines dreidimensionalen Strömungs- und Transportmodells unter Zugrundelegung des Doppelkontinuum-Ansatzes sowie die Interpretation gemessener Grundwasserstände aus Karstaquiferen für Doppelkontinuum-Modelle beschrieben.

In der Arbeit wird die Entwicklung eines dreidimensionalen Doppelkontinuum-Strömungsmodells vorgestellt, das auf der Basis des bestehenden Programmsystems MODFLOW (McDonald

und Harbaugh, 1984) erarbeitet wurde. Dem Doppelkontinuum-Strömungsmodell liegt das integrale finite Differenzenverfahren zugrunde. Im Gegensatz zu den bestehenden Doppelkontinuum-Modellen, die vorwiegend zur Simulation von Strömungs- und Transportvorgängen in relativ gering durchlässigen Gesteinen eingesetzt wurden, ist das hier entwickelte Doppelkontinuum-Modell speziell auf die Erfordernisse im Karst abgestimmt. Mit dem neu entwickelten Modell ist es möglich, die doppelporöse Strömung ohne die Vernachlässigung von Durchlässigkeits- und Speichereigenschaften zu berechnen. Desweiteren erlaubt das Doppelkontinuum-Modell, ungespannte Verhältnisse in beiden Systemen zu berücksichtigen. In der Arbeit wird eine neue Methode zur Formulierung der Austauschprozesse unter ungespannten Verhältnissen vorgestellt.

Die Simulation von Transportvorgängen in Karstaquiferen erfordert ein numerisches Modell, das auf der extrem instationären Strömung im Karst aufbaut und wie das Strömungsmodell auf dem Doppelporositätsprinzip basiert. Anhand eines Beispiels wird gezeigt, daß die advektiven Transportprozesse im Karst dominieren und es deshalb für die Lösung der Transportdifferentialgleichung notwendig ist, ein numerisches Verfahren zu verwenden, das die hoch advektiven Transportprozesse im Karst richtig nachbildet. Das neu entwickelte Doppelkontinuum-Transportmodell basiert wie das Strömungsmodell auf einem bestehenden Transportprogramm (MT3D: Papadopoulos, 1990), das sich der Charakteristiken-Methode zur Lösung der Differentialgleichung bedient. In Karstgrundwasserleitern spielen die instationären Austauschvorgänge zwischen Grobkluft- und Feinkluftsystem aufgrund wechselnder Austauschraten eine entscheidende Rolle. Hierzu wird eine neue Methode vorgestellt, bei der die lokale Kluft/Matrix-Geometrie nicht benötigt wird.

Die Modellentwicklung beinhaltet weiterhin eine Verifikation der Strömungs- und Transportprogramme, bei der sowohl analytische Lösungen zur Anwendung kommen als auch die Berechnungsergebnisse mit Ergebnissen von bereits verifizierten Programmen verglichen wurden.

Um den Doppelkontinuum-Ansatz für reale Problemstellungen einsetzen zu können, ist es notwendig, gemessene Daten in die Betrachtungen mit einzubeziehen. So erfordert z.B. eine Modelleichung aufgrund von Strömungsdaten den Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Grundwasserständen und Quellschüttungen. Grundwasserstände stellen Punktinformationen in einem Quelleinzugsgebiet dar, die stark von der sublokalen Kluftgeometrie (unterhalb des Doppelkontinuum-Rasters) abhängen. Um gemessene Grundwasserstände mit berechneten Doppelkontinuum-Piezometerhöhen vergleichen zu können, ist eine Übertragung der gemessenen Daten auf Modelldaten erforderlich, da die Detailgeometrie der Klüfte beim integralen Doppelkontinuum-Ansatz unberücksichtigt bleibt. Hierzu werden spezielle Verfahren vorgestellt, die einen Vergleich von gemessenen und berechneten Grundwasserständen erlauben. Über numerische Experimente, bei denen synthetische Kluftaquifere mit horizontal und vertikal ebener Approximation der Kluftgeometrie zum Einsatz kommen, werden Verfahren zur Parameteridentifikation aufgezeigt. Bei der vertikal ebenen Betrachtung wird der Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle diskutiert. Im horizontal ebenen Fall wird der Einfluß der lokalen Kluftgeometrie eines synthetischen Kluftmodells auf den charakteristischen Ganglinienverlauf in der Kluft und in der Matrix analysiert. Über den Vergleich mit einem im Abfluß äquivalenten Doppelkontinuum-Modell werden Verfahren vorgestellt, die eine Übertragung von gemessenen Grundwasserständen auf Piezometerhöhen eines Doppelkontinuum-Modells ermögli-

chen. In einer abschließenden prinziphaften Modelluntersuchung für einen Karstaquifer auf der Schwäbischen Alb wird die Anwendung der Identifikationsverfahren und der neu entwickelten Modelltechnik demonstriert.

Kapitel 2

Hydrogeologische Verhältnisse in Karstgrundwasserleitern

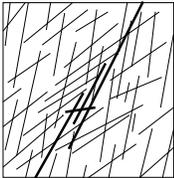
2.1 Übersicht über die Grundtypen der Kluftgesteinsausbildung

Grundwasserleiter, die sich im Festgestein ausgebildet haben, nennt man Kluftgrundwasserleiter oder Festgesteinsaquifere. Im Gegensatz zu porösen Medien besteht ein Kluftgrundwasserleiter aus einer sehr heterogen aufgebauten Hohlraumstruktur, die infolge tektonischer Kraftereinwirkungen oder chemischer Lösungsprozesse entstanden ist. Die Hohlräume bestehen je nach Felstyp aus Klüften, Spalten oder Röhren, die in Abhängigkeit von der Aquifergenese unterschiedliche Geometrien aufweisen und mehr oder weniger zusammenhängende Netze bilden. Es ist davon auszugehen, da das Wasser in diesen zusammenhängenden Kluftnetzen und hochdurchlässigen Zonen frei beweglich ist. Neben diesem frei beweglichen Wasser kann vor allem für Fragestellungen im Endlagerbereich die Hohlraumporosität des Festgesteins von großer Bedeutung sein, da für lange Zeiträume die diffusiven Prozesse im Festgestein das Transportverhalten wesentlich beeinflussen können.

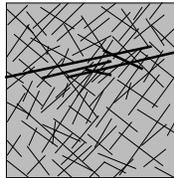
Kluftgrundwasserleiter unterliegen einer großen Bandbreite von verschiedenartigen Aquifertypen, die stark unterschiedliche Strömungs- und Transporteigenschaften aufweisen. In **Abb. 2.1** sind schematisch fünf verschiedenartige Kluftaquifertypen dargestellt. Unterscheiden lassen sich diese Kluftgrundwasserleiter im wesentlichen durch ihre Gesamtdurchlässigkeit, die bei den in **Abb. 2.1** dargestellten Aquiferen von links nach rechts zunimmt. Aufgrund der Verschiedenartigkeit der in **Abb. 2.1** dargestellten Aquifere ergeben sich auch sehr unterschiedliche Fragestellungen, für deren Beantwortung wiederum diverse Raum- und Zeitskalen notwendig sind. So erfordern z.B. Untersuchungen zur Endlagerproblematik, die vorwiegend in relativ undurchlässigem Granitgestein ($k_f : 10^{-10} - 10^{-14} m/s$) zu bearbeiten sind, relativ lange Betrachtungszeiträume (Jahrzehnte bis Jahrtausende) im lokalen Maßstab (10 - 100 m; z.B. Liedtke et al. 1992). In Karstaquiferen, wie sie in großen Teilen der Schwäbischen Alb (Villinger 1977) vorliegen, ist es dagegen aufgrund der häufigen Nutzung zur Trinkwasseraufbereitung notwendig, die

Grundtypen der Kluftaquifere

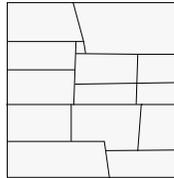
feinmaschiges
Kluftnetz mit
undurchlässiger
Gesteins-
matrix und
Störungszone



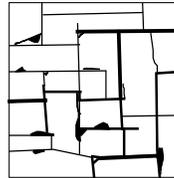
feinmaschiges
Kluftnetz mit
gering durch-
lässiger
Gesteins-
matrix und
Störungszone



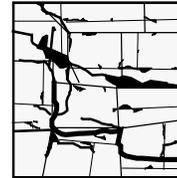
Grobkluft-
system mit
durchlässiger
Gesteins-
matrix



Grobkluft-
system mit
bereichsweise
korrosiv er-
weiterten
Klüften



korrosiv er-
weitertes Kluft-
system mit
verkarsteter
Gesteinsmatrix



Beispiele für die Grundtypen der Kluftaquifere

Granit
Gneis

Tuffgestein

Sandstein

Muschelkalk
Gipskeuper

Weißjurakarst

Abbildung 2.1: Schematische Darstellung von verschiedenartigen Kluftgrundwasserleitern

Untersuchungen im regionalen Maßstab, d.h. auf Einzugsgebietsebene, durchzuführen, wobei die Zeitskala im Bereich von Monaten und Jahren liegt (Lang et al. 1991). In **Tab. 2.1** und **Tab. 2.2** sind exemplarisch für Aquifere im Granit und im Weißjurakarst mögliche Fragestellungen mit zugehörigen Raum- und Zeitskalen dargestellt, die die große Bandbreite der Kluftgrundwasserleiter verdeutlichen sollen. Aus den Fragestellungen bzw. Nutzungsanforderungen ergeben sich in Abhängigkeit von der Raum- und Zeitskala die ebenfalls in **Tab. 2.1** und **Tab. 2.2** dargestellten relevanten Strömungs- und Transportprozesse, die bei der Aufstellung eines Untersuchungsprogramms oder bei der Wahl des geeigneten Modellansatzes zur Simulation von Strömungs- und Transportvorgängen bekannt sein müssen.

Die in **Abb. 2.1**, **Tab. 2.1** und **Tab. 2.2** dargestellten Ausführungen sollen die in Karstaquifere gegeben hydrogeologischen Verhältnisse gegenüber denen anderer Kluftgrundwasserleiter abgrenzen und die Besonderheiten von Karstaquifere, die nachfolgend beschrieben sind, verdeutlichen. In Karstgrundwasserleitern kann die Hohlraumbildung infolge von Lösungsprozessen (Verkarstung) zu sehr hochdurchlässigen und speicherfähigen Kluftsystemen führen. Aus diesem Grund kommt den Karstgrundwasserleitern eine große wasserwirtschaftliche Bedeutung innerhalb der Kluftgesteinsaquifere zu.

Tabelle 2.1: Charakteristische Strömungs- und Transportvorgänge im Granit

Fragestellung Granit	Raumskala	Zeitskala	relevante Strömungsprozesse	relevante Trans- portprozesse (konservative Be- trachtungsweise)
Endlagerproble- matik	1 - 1000m	100 Jahre	stationäre Strö- mungsverhältnisse	molekulare Diffu- sion, Mehrphasen
hydraulische Tests	1 - 100m	0,1 - 10 Tage	stationäre und instationäre Strö- mungsverhältnisse	
Markierungsver- suche	1 - 100m	10 - 300 Tage	stationäre Strömung	Advektion und hydrodynamische Dispersion in den Klüften; mo- lekulare Diffusion in der Gesteins- matrix

2.2 Verkarstung, Bestimmung der geohydraulischen Parameter

Verkarstung entsteht infolge von Lösungsvorgängen in der Gesteinsmatrix, die je nach Verkarstungsfähigkeit des Gesteins unterschiedlich intensiv ausgebildet ist. Vor allem entlang bestehender Fließbahnen, wie hydraulisch wirksame Kluftsysteme, finden Lösungsprozesse statt, die zu einer Vergrößerung des Hohlraumvolumens führen. Die Genese von Karstaquiferen ist aufgrund der gebietsspezifischen Randbedingungen, wie z.B. Verkarstungsfähigkeit, Dauer der Lösungsvorgänge, Lage der Vorfluter u.a., unterschiedlich. Dreybrodt (1988) erarbeitete allgemein gültige Verkarstungsmodelle infolge Kalkauslösung, die zur Bestimmung der Hohlraumporosität verwendet werden können. Kraemer (1988) verwendete ein Grundwasserströmungsmodell (diskreter Modellansatz) gekoppelt mit einem Modell zur Beschreibung von Lösungsvorgängen in Klüften, um die Entstehung von Höhlen in einem verkarstungsfähigen Gestein zu simulieren.

In Karstaquiferen sind infolge der verschiedenartig wirkenden Lösungsprozesse die hydraulisch wirksamen Hohlräume sehr heterogen verteilt und sehr unterschiedlich ausgebildet. Aus diesem Grund ist auch die Geometrie der Kluftsysteme (Länge, Dicke, Lage und Oberflächenbeschaffenheit der Einzelklüfte), die das lokale Strömungsverhalten maßgeblich beeinflusst, extrem variabel und läßt sich im Aquifer nicht exakt bestimmen.

Nach Warren und Root (1963) läßt sich ein Kluftgrundwasserleiter in die "Primär"- oder "Matrix"-Porosität, die die Hohlraumporosität der Gesteinsblöcke repräsentiert, und in die "Sekundär"- bzw. "Kluft"-Porosität, die einem feinmaschigen Kluftnetz entspricht, unterteilen. Es

Tabelle 2.2: Charakteristische Strömungs- und Transportvorgänge im Weißjurakarst

Fragestellung Weißjuraaquifer	Raumskala	Zeitskala	relevante Strömungsprozesse	relevante Trans- portprozesse (konservative Be- trachtungsweise)
Wasserbilanz- und Wassergüte- betrachtung	1 - 10km	1 - 3000 Tage	instationäre Strö- mungsverhältnisse	Advektion und hydrodynamische Dispersion
hydraulische Tests	1 - 1000m	0,1 - 100 Tage	instationäre Strö- mungsverhältnisse	
Markierungsver- suche	1 - 10km	1 - 300 Tage	instationäre Strömung	Advektion und hydrodynamische Dispersion

sei an dieser Stelle angemerkt, daß für den Karst diese in der Literatur üblicherweise verwendeten Begriffe ("Matrix"- und "Kluft"-Porosität) nicht direkt anwendbar sind. Eine hydraulisch wirksame Matrix- oder Primärporosität, die die Strömungseigenschaften der Gesteinsmatrix beschreiben soll, wird im Karst im allgemeinen nicht separat berücksichtigt. Die primäre und sekundäre Porosität wird hydraulisch als ein gemeinsames hydraulisches System angenommen. Die Gesamtporosität des Karstaquifers wird durch dieses Feinkluftsystem (primäre und sekundäre Porosität) und eine durch Lösungsprozesse entwickelte "tertiäre" Porosität, die das Grobkluftsystem darstellt, gebildet.

Um für einen Karstaquifer relevante Aquiferparameter zu bestimmen, kommen in der Regel die aus dem porösen Medium bekannten hydraulischen Versuche und Auswertemethoden zum Einsatz. Bei den hydraulischen Tests handelt es sich vor allem um Pumpversuche, WD-Tests, Slug-Tests u.a. Die aus diesen Methoden gewonnenen Meßwerte geben je nach Verfahren Auskunft über die integralen Aquiferparameter (Durchlässigkeit und Speicherkoeffizient) im Nahfeld eines Bohrlochs. Nimmt man an, daß im Nahfeld einer Bohrung eine relativ homogene Hohlraumverteilung vorliegt, so kann die Auswertung der hydraulischen Tests entsprechend den gängigen Auswerteverfahren für poröse Medien (z.B. Theis 1935) erfolgen. Eine derartige Auswertung wurde z.B. von Villinger (1977) verwendet, um Durchlässigkeitsbeiwerte der Schwäbischen Alb abzuschätzen. Drogue (1991) ermittelte Durchlässigkeitsbeiwerte aus Pumpversuchsergebnissen unter Zugrundelegung des Doppelporositäts-Ansatzes von Barenblatt et al. (1960). Dabei müssen allerdings geometrische Vereinfachungen bezüglich Kluftgeometrie und Annahmen für die Matrixdurchlässigkeit getroffen werden, wie sie ebenfalls in den Verfahren von Bourdet und Gringarten (1980), Kazemi et al. (1969) oder de Swaan (1976) notwendig sind.

Die aus WD- und Slug-Tests ermittelten Aquiferparameter sind aufgrund der geringen Reichweite dieser hydraulischen Verfahren nur für einen kleinen Bereich (ca. 1 - 10 m) um das Bohrloch

repräsentativ. Pumpversuche mit langen Versuchszeiten dagegen erlauben aufgrund größerer Reichweiten repräsentative Aussagen über die lokalen (ca. 100 m - 1000 m) mittleren Aquiferparameter.

Basierend auf der von Haldorsen (1986) entwickelten Skalenhierarchie untersuchten Teutsch und Sauter (1991) sowie Sauter (1991, 1992) die Skalenabhängigkeit von im Karst beobachteten Strömungs- und Transportphänomenen und ordneten die z.B. durch hydraulische Tests gewonnene Meßdaten in diese Skalenhierarchie ein. Sauter (1991 und 1992) stellte dabei eine Zunahme der Gesamtdurchlässigkeit mit wachsendem Untersuchungsmaßstab (Labor → Slug-Test (ca. 10m) → Pumpversuche (ca. 100) → Einzugsgebiet) fest. Weiterhin zeigen die meisten Karstgrundwasserleiter eine extreme vertikale Variabilität in den Durchlässigkeitsbeiwerten, die auf die extrem heterogene Struktur von Karstsystemen hinweist.

2.3 Phänomene der Strömung im Karst

In Karstaquiferen findet infolge der relativ großen Gesamtporosität im Vergleich zu anderen Festgesteinsaquiferen ein großer Grundwasserumsatz statt. Die dynamische Strömungscharakteristik ist geprägt durch die mehrfachporöse Hohlraumverteilung. Die Karstwasserströmung ist durch ein extrem instationäres Verhalten gekennzeichnet, das sich sowohl in den Grundwasserständen als auch in den Quellschüttungen widerspiegelt.

Da in Karstgrundwasserleitern in der Regel eine Grundwasserströmung mit freier Oberfläche vorliegt, spielt die Grundwasserneubildung infolge versickernden Niederschlagswassers eine entscheidende Rolle für das dynamische Verhalten der gesättigten Karstwasserströmung. Über Verdunstungsprozesse und Speicherung in der obersten Bodenzone (ca. 0 - 3 m) ergibt sich die Grundwasserneubildung aus dem Niederschlag. Unterhalb der Bodenzone perkoliert das Neubildungswasser durch den oberen Bereich der vadosen Karstzone (Bögli, 1964, 1966), den Epikarst (Ford und Williams, 1989). In Abhängigkeit von der Ausbildung des Epikarstes fließt das Neubildungswasser zum einen dem hochdurchlässigen Kluftsystem und zum anderen dem Matrixsystem des gesättigten Karstaquifers zu. Sauter (1992) entwickelte auf den grundlegenden Überlegungen von Williams (1983, 1985) zur subkutanen Zone (oberflächennahe Karstzone im Epikarst) ein Grundwasserneubildungsmodell, das zeitliche Verzögerungen in der subkutanen Zone und die Aufteilung der Grundwasserneubildung für ein doppelporöses System berücksichtigt. Neben der subkutanen Zone spielen für das lokale Strömungsverhalten Dolinen und Karstwannen eine große Rolle, da das über diese oberflächennahen Hohlräume abfließende Neubildungswasser, als 'rapid recharge' bezeichnet, nicht an den Verdunstungs- und Speicherungsprozessen in der obersten Bodenzone teilnimmt, sondern direkt dem hochdurchlässigen Kluftsystem zufließt. Dadurch entsteht lokal eine konzentrierte Grundwasserzugabe, die im Nahfeld der Doline oder Senke das lokale Strömungsfeld wesentlich beeinflussen kann.

2.3.1 Grundwasserstände

Da es sich bei den meisten Karstaquiferen um relativ engmaschig vernetzte Kluftsysteme handelt, können in der Regel zusammenhängende Grundwassergleichenpläne erstellt werden. So legte Villinger (1977) zum ersten Mal einen zusammenhängenden Grundwassergleichenplan für die gesamte Schwäbische Alb vor, aus dem die regionalen Strömungsverhältnisse und damit auch die ungefähren Quelleinzugsgebiete mit Karstwasserscheiden für unterschiedliche hydrologische Situationen hervorgehen.

Der zeitliche Verlauf der Grundwasserstände unterliegt in Karstaquiferen, wie oben beschrieben, dem extrem dynamischen Strömungsverhalten des Karstwasserleiters. In **Abb. 2.2** sind beispielhaft zwei für einen Karstaquifer typische Grundwasserstandsganglinien dargestellt. Sie weisen völlig unterschiedliche Gangliniencharakteristika auf, stammen aber dennoch aus demselben Quelleinzugsgebiet. Die Ganglinie des Pegels 1 reagiert mit sehr kurzfristigen Grundwasserspiegelschwankungen auf Grundwasserneubildungsereignisse. Nach diesen extrem instationären Reaktionen zeigt die Ganglinie ein Auslaufverhalten ähnlich dem generellen Verhalten der Ganglinie des Pegels 2, die zwar einen Grundwasseranstieg zu bestimmten Neubildungsereignissen erkennen läßt, aber ein nach dem Anstieg gleichmäßiges Auslaufverhalten aufweist. Die stark unterschiedliche Gangliniencharakteristik der beiden Meßstellen weist darauf hin, daß die beiden Ganglinien die Reaktionen unterschiedlicher Systeme innerhalb eines Kluftgrundwasserleiters widerspiegeln. Diese Effekte werden durch eine ausgeprägte Kluft/Matrix-Interaktion hervorgerufen; Karstaquifere lassen sich daher als "mehrfach poröse" Systeme bezeichnen.

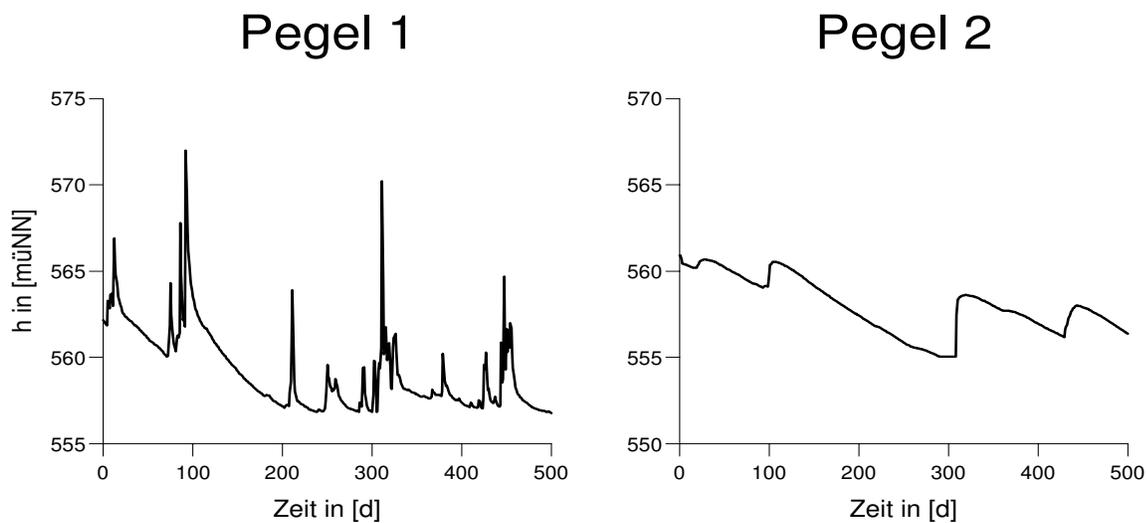


Abbildung 2.2: Grundwasserstandsganglinien von zwei Meßstellen im gleichen Quelleinzugsgebiet (igi, 1989; Lang und Kobus, 1993)

2.3.2 Abflüsse

Karstaquifere werden durch hochdurchlässige Karstwegsamkeiten drainiert, so daß der Gesamt-abfluß eines Einzugsgebiets meist an einer Stelle, der Quelle, sehr gut meßbar vorliegt. Aus diesem Grund ist das Erstellen kleinräumiger Wasserbilanzen für die meisten Karstgebiete möglich. In **Abb. 2.3** sind exemplarisch zwei Abflußganglinien von zwei Quellen der Schwäbischen Alb dargestellt. Ebenso wie die Grundwasserstandsganglinien (siehe **Abb. 2.2**) weisen die Quellschüttungsganglinien ein extrem instationäres Verhalten auf. Gekennzeichnet ist die Instationarität der Ganglinien durch Schüttungsverhältnisse zwischen Niedrigwasser- und Hochwasserabfluß (QNW/QHW) von bis zu 1 : 10 im Seichten Karst und bis zu 1 : 5 im Tiefen Karst (Villinger 1977).

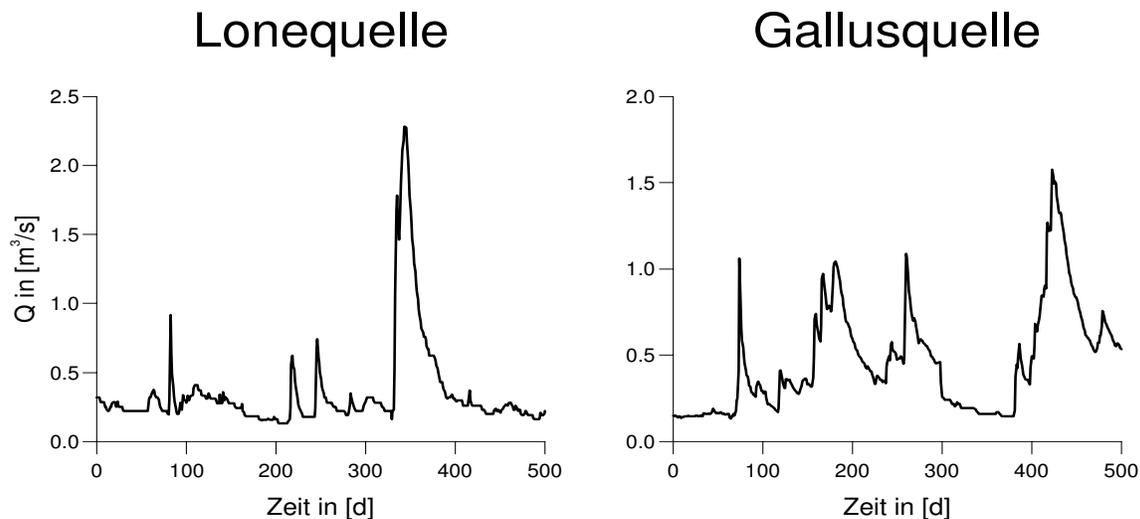


Abbildung 2.3: Gemessene Abflußganglinien an zwei Karstquellen der Schwäbischen Alb, a) Lonequelle; b) Gallusquelle

Zeidler (1987), Teutsch (1988), Gruver und Krothe (1991) sowie Sauter (1992) verwendeten ereignisorientierte Isotopenmessungen, um die von Fritz et al. (1976) sowie Sklash und Farvolden (1979) für Oberflächenabflüsse entwickelte Separationsmethode anzuwenden. Bei der Separationsmethode lassen sich die Quellschüttungsanteile, die direkt vom vorangegangenen Niederschlagsereignis stammen von dem Quellschüttungswasser abtrennen, das bereits im Aquifer vorhanden ist. Dabei hat sich gezeigt, daß der Anteil des Niederschlagswassers in den untersuchten Quellschüttungen zwischen 30% und 60% des Gesamtabflusses ist.

2.4 Phänomene des Transports im Karst

Da im Grobkluftsystem von Karstaquiferen der Grundwasserumsatz sehr schnell (z.B. Abstandsgeschwindigkeiten von 50 - 100 m/h) stattfindet, sind regionale Transportinformationen innerhalb sehr kurzer Zeit (Tage bis Wochen) erhältlich. Prinzipiell lassen sich zwei generelle Untersuchungsmethoden zum Transportverhalten unterscheiden:

- Auswertung von Markierungsversuchen mit künstlichen Tracern
- Auswertung von Konzentrationsmessungen natürlicher Tracer

2.4.1 Markierungsversuche (Transport entlang einer Bahnlinie)

Markierungsversuche mit künstlichen Tracern, wie Uranin, Eosin o.a., geben integrale Transportinformationen entlang einer Bahnlinie zwischen Eingabestelle und Austrittsstelle. Da die Markierungsversuche in Karstgrundwasserleitern vor allem zur Eingrenzung der Quelleinzugsgebiete (z.B. Villinger, 1977) verwendet werden, wird der Tracer in Dolinen an der Oberfläche und damit dem Grobkluftsystem zugegeben. Dadurch wird der Markierungsstoff möglichst schnell transportiert und es kann der für Schutzgebietsausweisungen ungünstigste Fall (erste Ankunftszeit eines Schadstoffs) untersucht werden. Bei diesen Versuchen ergeben sich in Abhängigkeit vom Karstgebiet Abstandsgeschwindigkeiten von 50 - 100 m/h , die je nach hydrologischen Verhältnissen extrem variieren können und nachgewiesenermaßen mit den Quellschüttungen korrelieren (Smart, 1988).

Typisch für die an den Austrittsstellen gemessenen Durchbruchkurven sind die scharfen Konzentrationsspitzen von der stoßartigen Tracereingabe mit nachfolgend langem 'Tailing' (geringe Konzentration nach der Konzentrationsspitze über einen relativ langen Zeitraum), wie sie generell aus Kluftgrundwasserleitern bekannt sind (siehe **Abb. 2.4**). Desweiteren sind bei einzelnen Markierungsversuchen zwei Konzentrationsspitzen beobachtet worden, die sich auf eine Zwischenspeicherung im Feinkluftsystem (Strayle, 1970) oder bei kurzen Transportstrecken auf einen lateralen Transport im Feinkluftsystem (Teutsch, 1988) zurückführen lassen. Doppelte Konzentrationsspitzen lassen sich bei Markierungsstoffeingaben an der Oberfläche auch durch den Transport über das Neubildungswasser in die beiden Systeme (Fein- und Grobkluft) erklären.

2.4.2 Natürliche Tracer (Transport innerhalb des gesamten Quelleinzugsgebiets)

Der Eintrag natürlicher Tracer bzw. auch bestimmter anthropogener Belastungen erfolgt flächenhaft über das gesamte Quelleinzugsgebiet verteilt und liefert somit eine über das Einzugsgebiet integrierte Transportinformation des jeweiligen Stoffes. Folgende Stoffklassen stehen dabei für Transportuntersuchungen zur Verfügung:

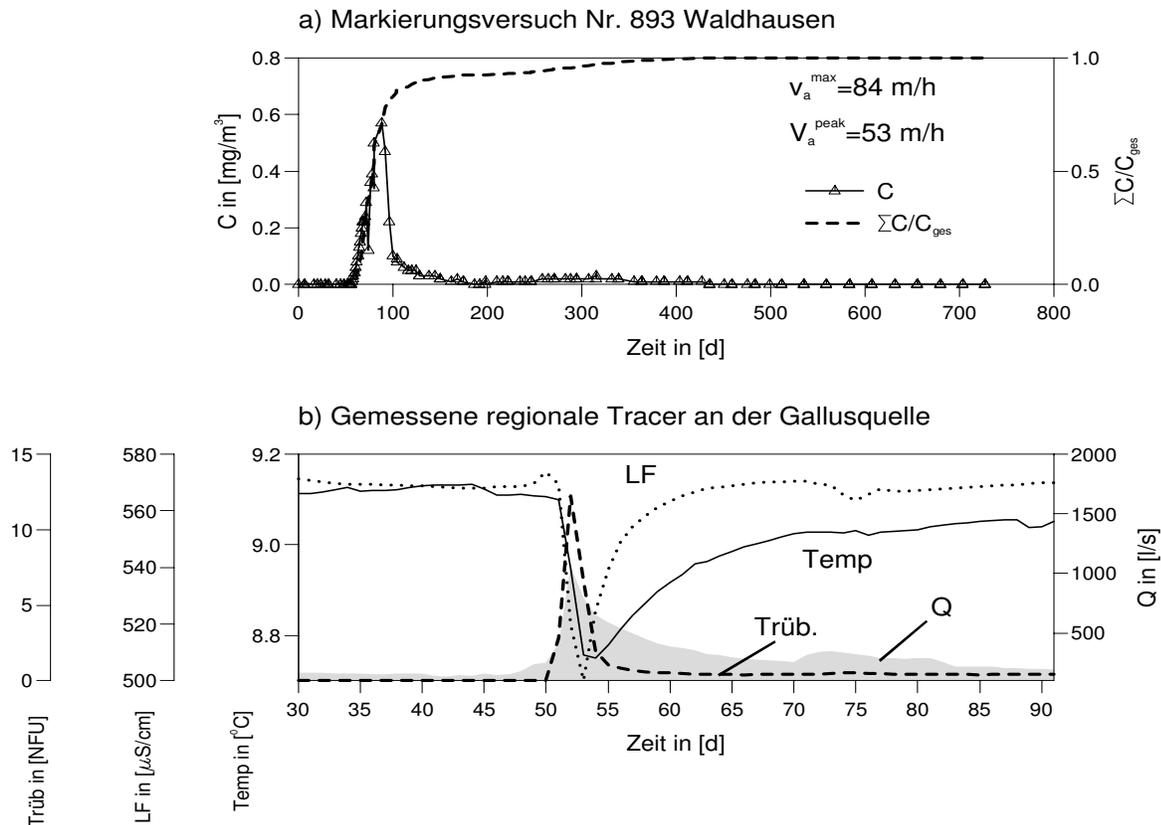


Abbildung 2.4: Ergebnisse von Transportuntersuchungen im Karst a) Tracerversuch Nr. 893 des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg bei Waldhausen b) Auswertung regionaler natürlicher Tracer an der Gallusquelle (Keim et al. 1994)

- ^{14}C - und Tritium- Messungen liefern Hinweise über die mittleren Verweilzeiten in einem Karstaquifersystem (Geyh und Groschopf, 1978).
- Ereignisorientierte ^{18}O - oder Deuterium-Messungen können, wie in den Arbeiten von Teutsch (1988) und Sauter (1992) gezeigt, Auskunft über den doppelporösen Charakter eines Karstsystems geben.
- Temperaturmessungen können ähnliche Erkenntnisse wie die ereignisorientierten ^{18}O -Messungen liefern (Sauter, 1992).
- Kontinuierliche Messungen der Karstwasserbeschaffenheit durch flächenhaften Eintrag über die Grundwasserneubildung (z.B. Leitfähigkeit und Trübung, Keim et al. 1994, siehe **Abb. 2.4**) geben ebenfalls Auskunft über das Transportverhalten eines Karstsystems.

Im Vergleich zu den Versuchen mit künstlichen Markierungsstoffen, deren analytische Auswertung meist auf Annahmen stationärer Strömungsverhältnisse beruhen, ist bei den ereignisorientierten Untersuchungen die Voraussetzung stationärer Strömungszustände nicht mehr gegeben,

da ein Karstaquifer bei Neubildungsereignissen extremen instationären Piezometerhöhen- und Abflußschwankungen (siehe **Abb. 2.2** und **Abb. 2.3**) unterliegt. Aus diesem Grund ist für die Auswertung derartiger Transportvorgänge eine instationäre Strömungsbetrachtung unumgänglich.

Kapitel 3

Modellansätze zur Simulation von Strömungs- und Transportvorgängen in Karstaquiferen

3.1 Übersicht über die Modellansätze in klüftigen Medien

In **Abb. 3.1** sind die für Kluftgrundwasserleiter relevanten Modellkonzepte zusammengestellt. Die verschiedenen Modellansätze unterscheiden sich durch den Grad der Komplexität, den Anspruch an die Erkundung der Eingabedaten sowie die Art und Genauigkeit der Ergebnisse. Man unterscheidet im allgemeinen zwischen den sogenannten Ein- und den Mehrporositäts-Systemen, wobei sich in diesem Zusammenhang der Begriff der "Porosität" ganz allgemein auf den hydraulisch wirksamen Hohlraum von Röhren, Klüften oder Poren in der Gesteinsmatrix bezieht.

Das Ein-Porositäts-System kann entweder aus Poren oder Klüften bestehen, während ein Mehrporositäts-System entweder durch eine Kombination von Poren und Klüften oder sich durchdringende Kluftsysteme gebildet wird. Sowohl im Ein- als auch im Mehrporositäts-Konzept kann die "Porosität" entweder im herkömmlichen Sinne, d.h. als räumliches Kontinuum, oder aber durch ein- bis dreidimensionale, diskrete Diskontinuitäten (Kluftelemente, Röhrenelemente etc.) dargestellt werden.

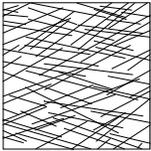
Aus der Verknüpfung des Kontinuums-Ansatzes mit dem diskreten Kluftansatz ergeben sich die in **Abb. 3.1** dargestellten Modell-Grundkonzepte für Ein- und Mehrporositäten.

Der diskrete Kluftansatz wurde z. B. in den Arbeiten von Wilson und Witherspoon (1970, 1979), Schwille und Ubell (1982), Smith und Schwarz (1984), Cacas et al. (1990) verwendet, um Strömungs- und Transportprozesse in Einzelklüften und Kluftnetzwerken zu simulieren. Bei diesen Untersuchungen wurden die von Lomize (1947, 1951), Huitt (1956), Louis (1967), Wittke und Louis (1968), Wittke (1984) entwickelten Fließgesetze für Kluftströmungen erfolgreich eingesetzt.

Modellansätze zur Beschreibung von Kluftwasserströmungen

Einporositäts-Modelle

Diskreter Modellansatz



Das Kluftsystem wird deterministisch oder stochastisch erzeugt

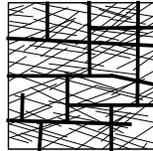
Kontinuum-Ansatz



Für das Kluftsystem wird ein äquivalentes Kontinuum angenommen

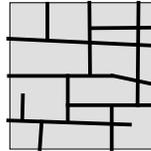
Doppelporositäts-Modelle

2 gekoppelte diskrete Modellansätze



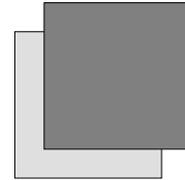
Sowohl das Feinkluftsystem als auch das Grobkluftsystem wird durch den diskreten Modellansatz repräsentiert

Diskreter Modellansatz gekoppelt mit Kontinuum-Ansatz



Das Grobkluftsystem wird diskret erfaßt; für das Feinkluftsystem wird ein äquivalentes Kontinuum angenommen

Doppelkontinuum-Ansatz



Sowohl das Feinkluftsystem als auch das Grobkluftsystem wird durch ein äquivalentes Kontinuum erfaßt

Abbildung 3.1: Modellansätze zur Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in Kluftgrundwasserleitern

Ein- und Mehrporositäts-Modelle, denen zur Beschreibung der Klüfte der diskrete Modellansatz zugrunde liegt, benötigen Verfahren zur Generierung von zusammenhängenden Kluftnetzen. Die Generierungsmethode kann dabei deterministischer oder stochastischer Natur sein. Die Anwendung stochastischer Generierungskonzepte im Bereich der Kluftmodellierung erfolgte bisher vor allem in Zusammenhang mit der Bewertung möglicher Standorte für die Lagerung radioaktiver Abfälle im Festgestein (Smith und Schwarz 1984, Tsang et al. 1988, Cacas et al., 1990). Darüber hinaus wurden von Kosakowski et al. (1994) Versuche unternommen, Kluftsysteme mit Hilfe des fraktalen Ansatzes zu generieren, um ebenfalls Fragestellungen im Endlagerbereich zu bearbeiten. Die Untersuchungen zeigten, daß die generierten Gitternetze die gleichen fraktalen und statistischen Eigenschaften aufweisen wie das ursprüngliche natürliche Kluftsystem. Damit ist die Einsetzbarkeit der Kluftnetzgenerierung auf der Grundlage des fraktalen Ansatzes für reale Problemstellungen gegeben.

Tsang und Tsang (1987, 1989) untersuchten mit Hilfe stochastischer Ansätze zur Erfassung der variablen Kluftöffnungsweite bevorzugte Fließwege innerhalb einer Einzelkluft, wobei Labormessungen zum zweidimensionalen Kluftströmungsfeld unter anderem von Moreno et al. (1985) verwendet wurden. Helmig (1993) ermittelte die innere Oberfläche einer Kluft über die fraktale Dimension und bestimmte daraus die variablen Kluftdicken, aus denen sich die bevorzugten Fließwege ermitteln lassen.

Der Mehrkontinuumsansatz, vor allem als Doppelkontinuum-Ansatz, wurde von Barenblatt et al. (1960), De Swaan (1976), Kazemi (1969), Warren und Root (1963), Huyakorn et al. (1983) und Pruess (1992) für meist geringdurchlässige Festgesteine verwendet, wobei teilweise die zweite Porosität als reiner Speicher (keine laterale Strömung) angesetzt wurde. Warren und Root (1963) und De Swaan (1976) entwickelten auf den Überlegungen von Barenblatt et al. (1960) analytische Lösungen für Grundwasserströmungen in geklüfteten Medien auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes. Kazemi (1969) erweiterte diesen Ansatz für Mehrphasenprozesse, die auch mit dem von Pruess (1992) entwickelten numerischen Modell für Mehrkontinuumsysteme simulierbar sind. Huyakorn et al. (1983) untersuchten den Einfluß von verschiedenen Formulierungen der Austauschprozesse und stellten fest, daß Pumpversuche in klüftigen Medien am besten mit einem numerischen Modell nachgebildet werden können, das die instationären Eindringvorgänge in das Matrixsystem berücksichtigt.

3.2 Einporositäts-Ansätze

Bei den Einporositäts-Ansätzen wird davon ausgegangen, daß es im Festgestein nur ein hydraulisch wirksames System gibt. Dieses eine hydraulische System kann, wie **Abb. 3.1** zeigt, entweder als ein Kluftsystem mit diskreten Einzelementen oder bei entsprechend integralem Untersuchungsmaßstab als äquivalentes Kontinuum betrachtet werden.

3.2.1 Beschreibung der Klüfte über den diskreten Modellansatz

Beim diskreten Modellansatz wird der geklüftete Untergrund durch parallel und/oder orthogonal, regelmäßig oder unregelmäßig angeordnete Diskontinuitätenscharen nachgebildet. Die in den Einzelklüften geltenden Fließgesetze für laminares und nichtlaminares Fließen sind aus zahlreichen theoretischen und praktischen Arbeiten bekannt (Lomize, 1947, 1951; Huit, 1956; Louis, 1967; Wilson und Witherspoon, 1970, 1979; Schuille und Ubell, 1982). Dabei wird innerhalb der Diskontinuitäten der Kontinuum-Ansatz angenommen. Experimentelle Arbeiten mit Versuchsständen im Labormaßstab wurden von Louis (1967), Wittke und Louis (1968) und Wittke (1984) durchgeführt.

Das Hauptproblem beim diskreten Kluftansatz liegt in der Anwendbarkeit auf reale Aquifersysteme. Mit den heute verfügbaren Erkundungsmethoden ist eine deterministische Beschreibung diskreter Diskontinuitäten, außer für sehr kleinräumige Bereiche (z.B. im Nahfeld einer Bohrung) oder bei sehr regelmäßigen Kluftstrukturen (Wittke 1984; Soyaux 1990) nicht möglich. Das führt dazu, daß im großräumigen Maßstab (z.B. auf Einzugsgebietsebene) gerade die Konzepte zum Scheitern verurteilt sind, die von einer physikalisch "exakten" Beschreibung der im Untergrund vorhandenen Klüfte und Röhren, sowie der darin gültigen Fließgesetze, ausgehen.

Aus diesem Grund werden für reale Problemstellungen im lokalen Maßstab (ca. 1 - 500 m) meist die für die Simulation notwendigen Kluftscharen stochastisch erzeugt, wobei die generierten Kluftscharen punktuell z.B. an Bohrungen auf die bekannte Lage von Klüften konditioniert

(Long, 1983; Rouleau, 1984; Cacas et al., 1990) werden können. Die stochastischen Generierungsverfahren entsprechen weitestgehend den aus dem porösen Medium bekannten Verfahren (z.B. Gelhar, 1986).

Für die großräumig-regionale Betrachtung erscheint dagegen eine statistische Modellierung unter Verwendung diskreter Diskontinuitäten nicht notwendig, da sich statistisch verteilte Kluftscharen bei genügend großem Integrationsvolumen als Kontinuum zusammen fassen lassen (Long, 1983; Wollrath, 1990).

3.2.2 Beschreibung der Klüfte über ein äquivalentes Kontinuum

Für die großräumige Betrachtung von Kluftwasserströmungen ist es aufgrund der großen Anzahl von Einzelklüften, die zur Gesamtströmung beitragen, notwendig, ein hydraulisch äquivalentes Kontinuum zu finden, das die Kluftwasserströmung im gleichen Maße beschreibt, wie ein Modell mit diskreten Kluftelementen. Aus der Literatur liegen zahlreiche Verfahren zur Ermittlung des äquivalenten Kontinuumsystems vor. So untersuchten Berkowitz et al. (1988) ein regelmäßiges Netzwerk, das aus zwei senkrecht zueinander stehenden Kluftscharen bestand und ermittelten das äquivalente Kontinuum. Hsieh (1987) bestimmte an zwei verschiedenen Standorten die Anisotropiefaktoren der hydraulischen Durchlässigkeiten zwischen Bohrlöchern.

Long (1983) generierte sich orientierte Kluftscharen und berechnete das Integrationsvolumen, bei dem sich die äquivalenten hydraulischen Kontinuumsparameter nicht mehr ändern. Durch Drehen der orientierten Kluftschare ermittelten sich Long (1983) und Wollrath (1990) den zugehörigen Durchlässigkeitstensor, der sich in Abhängigkeit vom Anströmwinkel als Durchlässigkeitsellipse darstellen läßt. Diese Untersuchungen basierten auf reinen Strömungsbetrachtungen. Neben diesen Strömungsexperimenten erarbeitete Wollrath (1990) Verfahren, um die äquivalente Porosität sowie den äquivalenten Durchlässigkeitstensor aus Transportbetrachtungen zu bestimmen. Gleichzeitig fand Neuman (1990) heraus, daß die Skalenabhängigkeit des Dispersivitätsfaktors sowohl im klüftigen als auch im porösen Medium denselben Gesetzen folgt.

Diese Verfahren zur Ermittlung der äquivalenten Kontinuumsparameter ermöglichen die Modellierung von Strömungs- und Transportvorgängen in einem Kluftgrundwasserleiter mit normal oder lognormal verteilten Kluftgeometrien im großräumigen Maßstab. Liegen in einem Kluftsystem neben einem relativ gleichmäßigen Kluftnetz dominante hydraulisch wirksame Heterogenitäten vor, so kann die Kontinuumsmodellierung nur für das relativ "gleichmäßige" Kluftnetz erfolgen. Die vom "gleichmäßigen" Kluftnetz abweichenden Einzelkluftgeometrien können nicht mehr im Einporositäts-Ansatz berücksichtigt werden, sondern müssen über den Mehrporositäts-Ansatz (Kontinuum-Ansatz für das "gleichmäßige" Kluftnetz; diskreter Ansatz für die dominanten Heterogenitäten) modelliert werden.

3.3 Mehrporositäts-Ansätze

Bei den Mehrporositäts-Ansätzen wird davon ausgegangen, daß die Strömungs- und Transportprozesse im Festgesteinsaquifer in mehreren miteinander gekoppelten Systemen stattfinden. Dabei können die Einzelsysteme sowohl mit Hilfe des diskreten Modellansatzes (siehe **Abschnitt 3.2.1**) oder als äquivalentes Kontinuum (siehe **Abschnitt 3.2.2**) beschrieben werden. In Kluftgrundwasserleiter kann davon ausgegangen werden, daß sich die Strömungs- und Transportprozesse in Festgesteinsaquiferen ausreichend genau mit Hilfe von zwei unterschiedlichen Systemen (Kluft- und Matrixsystem) beschreiben lassen. Aus diesem Grund werden im folgenden nur die Doppelporositäts-Ansätze diskutiert, bei denen zwei hydraulisch unterschiedlich reagierende Porositäten angenommen werden.

Für die durch Messung belegten Effekte in den Reaktionen der Kluftgrundwasserleiter (Strömung: instationäre Piezometerhöhen und Durchflüsse, Transport: Konzentrationsverläufe) spielt die Interaktion zwischen den beiden Systemen eine entscheidende Rolle. Die Wahl eines geeigneten Modellansatzes zur Beschreibung dieser 'Kluft/Matrix-Interaktion' ist Grundvoraussetzung für die Güte der Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in Doppelporositäts-Systemen.

3.3.1 Beschreibung der Klüfte durch diskrete Diskontinuitäten

Die Simulation von Strömungs- und Transportprozessen mit Hilfe des Mehrporositäts-Ansatzes und unter Verwendung diskreter Diskontinuitäten erfolgt entsprechend der in **Abschnitt 3.2.1** beschriebenen Kluftströmungsgesetze für mehrere, sich in der Kluftgeometrie unterscheidende Kluftscharen. In der Regel wird dieser Modellansatz verwendet, wenn in einem Kluftwasser-aquifer, der im lokalen Maßstab (ca. 1m - 100m) mit dem Einporositäts-Ansatz beschrieben werden kann, dominante Störungszonen vorliegen, die das Strömungs- bzw. Transportverhalten wesentlich beeinflussen. Da die dominanten Heterogenitäten (Störungszonen) meist in ihrer Geometrie bekannt sind, werden diese deterministisch im diskreten Kluftmodell angesetzt. Das zweite Kluftsystem dagegen wird in der Regel stochastisch generiert.

Der Austausch zwischen den beiden Kluftscharen erfolgt über die Schnittflächen der beiden Kluftsysteme. Die Austauschrate ist somit bei Strömungsvorgängen zum einen durch die geometrisch festgelegte Austauschfläche und zum anderen über den Druckgradienten zwischen den Systemen bestimmt. Im Falle des Transports ergibt sich der Austausch aus dem advektiven Anteil, der durch die Strömung vorgegeben ist, und durch den diffusiven Anteil, der sich aus dem Konzentrationsgradienten zwischen den Systemen bestimmt.

Dieser Modellansatz kann allerdings entsprechend dem in **Abschnitt 3.2.1** beschriebenen Einporositäts-Ansatz nur im kleinräumigen Maßstab zur Anwendung kommen, da die zur Simulation benötigte Anzahl von Einzelklüften im großräumigen Maßstab sehr groß wird. Eine Anwendbarkeit dieses Modellansatzes für reale Fragestellungen im großräumigen Maßstab ist somit nicht gegeben.

3.3.2 Kombination des Kontinuums- und des diskreten Diskontinuitätenansatzes

Der Mehrporositäts-Ansatz, der sich aus der Kombination von Kontinuums- und diskretem Diskontinuitätenansatzes ergibt, kann wie folgt angewendet werden:

- Das Kontinuum ergibt sich als äquivalentes Kluftkontinuum und wird von diskreten Diskontinuitäten durchzogen, die entweder dominante Einzelklüfte oder Störungszonen im regionalen Maßstab darstellen. Kiraly (1988) und Mayer (1993) verwendeten diesen Modellansatz, um die Grundwasserströmung in zwei verschiedenen Quelleinzugsgebieten des Karstes zu simulieren. Dabei wurden die diskreten Diskontinuitäten für bekannte großräumige Störungszonen angenommen. Die im Detail nicht erkundeten bzw. auch nicht erkundbaren Heterogenitäten wurden als Kontinuum zusammengefaßt. Dadurch entstehen einzelne Kontinuum-’Blöcke’, die durch die diskreten Störungszonen getrennt werden.
- Im kleinskaligen Bereich beschreibt das die Klüfte umgebende Kontinuum die im Vergleich zur Kluftdurchlässigkeit relativ undurchlässige Gesteinsmatrix. Dieser Modellansatz wird vor allem verwendet, um diffusive Kluft/Matrix-Interaktionen bei der Betrachtung von Einzelklüften zu beschreiben. So verwendete z.B. Grisak und Pickens (1980), Kröhn (1991) und Pfingsten (1990) diesen Modellansatz, um im geklüfteten Gestein die geringstdurchlässige Gesteinsmatrix zu simulieren, mit der diffusive Austauschprozesse stattfinden. Das bedeutet, der Doppelporositäts-Ansatz kommt nur zur Beschreibung der Transportvorgänge zum Tragen; bei den Strömungsbetrachtungen wird eine Kluft/Matrix-Interaktion nicht mitberücksichtigt. In den Klüften findet advektiver und dispersiver Transport statt; in der Matrix hingegen wird ausschließlich molekulare Diffusion berücksichtigt. Wie Experimente von Birgersson und Neretnieks (1990) gezeigt haben, kann die Matrixdiffusion bei langen Beobachtungszeiten von entscheidender Bedeutung sein. Zum gleichen Ergebnis kamen die Felduntersuchungen von Maloszewski und Zuber (1990 und 1993), Himmelsbach (1993), Abelin et al. (1991) und Grisak et al. (1980)

Bei der Kombination des Kontinuums- mit dem diskreten Diskontinuum-Ansatzes werden innerhalb des Kontinuums diskrete Kluftelemente angenommen, die über die Kluftoberfläche mit dem umgebenden Kontinuum verbunden sind. Der Austausch zwischen den beiden Systemen wird demnach über die Kluftoberfläche und den Gradienten des Drucks bzw. der Konzentration zwischen den beiden Systemen bestimmt. Das heißt, um diesen Modellansatz verwenden zu können, müssen geometrische Informationen zur Austauschfläche vorliegen.

3.3.3 Beschreibung der Klüfte durch mehrere Kontinua

Beim Mehr- bzw. Doppelkontinuum-Ansatz wird davon ausgegangen, daß sich die für einen Kluftgrundwasserleiter typischen Systeme (Kluft/Fels, Grobkluft/Feinkluft, etc.) als Kontinuum beschreiben lassen. Von Barenblatt und Zheltov (1960) sowie von Barenblatt et al. (1960)

wurde der Doppelkontinuum-Ansatz erstmals eingesetzt, um analytisch die Strömungsprozesse in einem geklüfteten Aquifer zu bestimmen. Darauf aufbauend wurden sowohl analytische Lösungen als auch numerische Modelle entwickelt. Der Doppelkontinuum-Ansatz kommt vor allem zur Berechnung von instationären Strömungsprozessen bei Pumpversuchen, zur Beschreibung von Transportprozessen in klüftigen Gesteinen sowie zur Simulation von Mehrphasenvorgängen in klüftigen Medien zum Einsatz. In **Tab. 3.1** ist eine Übersicht über die Entwicklung und die Anwendung des Doppelkontinuum-Ansatzes dargestellt.

Tabelle 3.1: Übersicht über die Entwicklung und die Anwendung des Doppelkontinuum-Ansatzes

Entwicklung des Doppelkontinuum-Ansatzes		
Barenblatt u. Zheltov	1960	
Barenblatt et al.	1960	
Analytische Lösungen zum Doppelkontinuum-Ansatz		
Warren u. Root	1963	instationäre Brunnenströmung unter gespannten Verhältnissen, stationärer Austausch zwischen Kluft und Matrix
Odeh	1965	
de Swaan	1976	
Strelsova-Adams	1978	
Doppelkontinuum-Ansatz unter Berücksichtigung spezieller Randbedingungen		
Moench	1984	'Skin'-Effekt
Daugherty u. Babu	1984	Zuströmung zu einem unvollkommenen Brunnen
Liu u. Chen	1990	Berücksichtigung instationärer 'Kluft/Matrix'-Interaktionen über n Matrix-Elemente
Bai et al.	1993	Berücksichtigung von Durchlässigkeitsänderungen infolge von Kompressibilitätseffekten im Gestein
Numerische Strömungsmodelle		
Narasimhan	1982	stationärer Austausch, gespannte Verhältnisse
Zimmermann et al.	1993	instationärer Austausch über halbanalytische Lösung
Teutsch	1988	stationärer Austausch, 1D, gespannte Verhältnisse im Grobklufsystem
Sauter	1992	stationärer Austausch, 1D, gespannte Verhältnisse im Grobklufsystem
Numerische Transportmodelle		
Huyakorn et al.	1983	instationärer Austausch, stationäre Strömung
Birkhölzer et al.	1990	instationärer Austausch über halbanalytische Lösung, stationäre Strömung
Teutsch	1988	stationärer Austausch nur in einer Richtung, instationäre Strömung, 1D

Tabelle 3.1: (Fortsetzung)

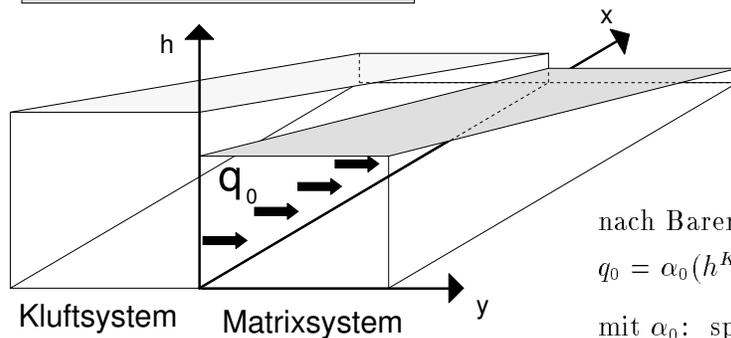
Sauter	1992	stationärer Austausch nur in eine Richtung, instationäre Strömung, 1D
Mehrphasenmodelle mit Doppel- oder Mehrkontinuum-Ansatz		
Kazemi	1976	Doppelkontinuum-Ansatz
Pruess u. Narasimhan	1985	Mehrkontinuum-Modell MINC
Narasimhan u. Pruess	1987	
Pruess	1992	
Beispiele für die Anwendung von Mehrphasenmodellen mit Doppel- oder Mehrkontinuum-Ansatz		
Thomas et al.	1987	Doppelkontinuum-Modell
Wu u. Pruess	1988	MINC
Festøy u. Van Golf-Racht	1989	
Wang u. Narasimhan	1990	
Gerke u. van Genuchten	1993a,b	ungesättigte Strömung im Porenmaßstab

Im Falle eines Doppelkontinuum-Ansatzes wird der Kluftgrundwasserleiter gedanklich durch zwei sich überlagernde Kontinua repräsentiert. Waren und Root (1963), Odeh (1965) und Strelsova-Adams (1978) entwickelten auf den grundlegenden Überlegungen von Barenblatt et al. (1960) analytische Lösungen zur radialsymmetrischen instationären Zuströmung zu einem Brunnen, der sich in einem doppelporösen Medium befindet. Das eine Kontinuum repräsentiert die Klüfte mit relativ hoher Durchlässigkeit aber geringem Speichervermögen, das andere die Gesteinsmatrix mit zu vernachlässigender Durchlässigkeit und vergleichsweise großem Speichervermögen. Der Austausch zwischen den beiden Kontinuumsystemen erfolgt über den Potentialunterschied, wobei ein instationärer Eindringvorgang in das Matrixsystem nicht mitberücksichtigt wird. In der Literatur wird der Austausch deshalb als stationär bezeichnet (siehe **Abb. 3.2**). Huyakorn et al. (1983) entwickelten für ein Doppelkontinuum-Modell zwei weitere Ansätze zur Beschreibung der Kluft/Matrix-Interaktion, die instationäre Strömungs- und Transportvorgänge in bzw. aus der Matrix zulassen. Der instationäre Kluft/Matrix-Austausch erfolgt eindimensional über Stützpunkte in der Matrix. Eine schematische Darstellung für die stationäre und instationäre Formulierung der Austauschprozesse zeigt **Abb. 3.2**.

Birkhölzer et al. (1990) präsentierte ebenfalls ein Doppelkontinuum-Modell mit einem halbanalytischen Ansatz zu Berechnung der instationären Kluft/Matrix-Interaktion, wobei geometrische Informationen zur Lage der Kluft innerhalb eines Matrix-Blocks notwendig werden. Es werden sowohl gleichmäßige Matrixblöcke als auch stochastisch generierte Blöcke verwendet.

Pruess und Narasimhan (1985) formulierten die “Multiple INteracting Continua” (MINC)-Methode, um den Wasser- und Wärmestrom, sowie Mehrphasenströmungen über die Kluft/Matrix-Kontaktflächen zu simulieren. Bei dieser Methode werden für die Matrixblöcke ineinander geschachtelte Kontinua verwendet, über die Wasserinhaltsstoffe transportiert werden. In **Abb. 3.3** ist schematisch das Konzept für die MINC-Methode dargestellt. Die MINC-

Stationärer Austausch:



nach Barenblatt et al., 1960

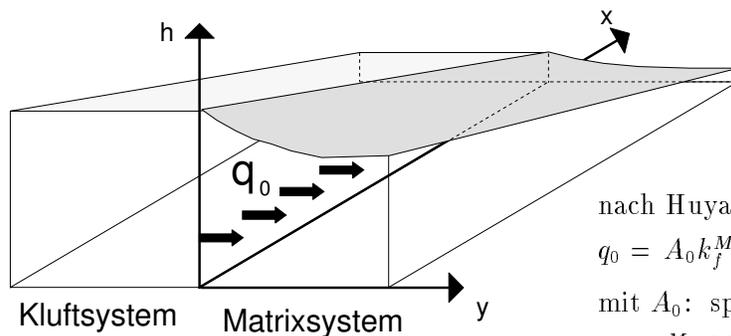
$$q_0 = \alpha_0 (h^K - \bar{h}^M)$$

mit α_0 : spezifischer Austauschkoeffizient

h^K : Piezometerhöhe in der Kluft

\bar{h}^M : mittlere Piezometerhöhe in der Matrix

Instationärer Austausch:



nach Huyakorn et al., 1983

$$q_0 = A_0 k_f^M \frac{\partial h^M}{\partial y} \Big|_{y=0}$$

mit A_0 : spezifische Austauschfläche

k_f^M : Matrixdurchlässigkeit

Abbildung 3.2: Konzeptionelle Vorgehensweise bei der Formulierung der Austauschprozesse nach dem stationären und instationären Ansatz im eindimensionalen Fall

Methode wird notwendig, um die instationären Austauschprozesse vor allem bei Mehrphasenströmungen physikalisch richtig simulieren zu können. Neben der Beschreibung von Mehrphasenprozessen ist es möglich, bekannte Kluftgeometrien im MINC-Modell mit zu berücksichtigen. Nachteil der MINC-Methode sind sehr aufwendige Berechnungsmethoden, die zu sehr langen Berechnungszeiten führen.

Alle oben beschriebenen Doppelkontinuum-Modelle sind entwickelt worden für den Einsatz in Kluftaquiferen mit relativ geringen Gesamtdurchlässigkeiten und unter gespannten Verhältnissen, wie sie meist für Granite oder Sandsteine vorliegen. Wie aus **Tab. 2.1** bzw. **Abschnitt 3.1** hervorgeht, ist für diese Aquifertypen ein kleinräumiger Betrachtungsmaßstab erforderlich. Regionale Untersuchungen wurden bislang mit den oben beschriebenen Doppelkontinuum-Modellen nicht durchgeführt.

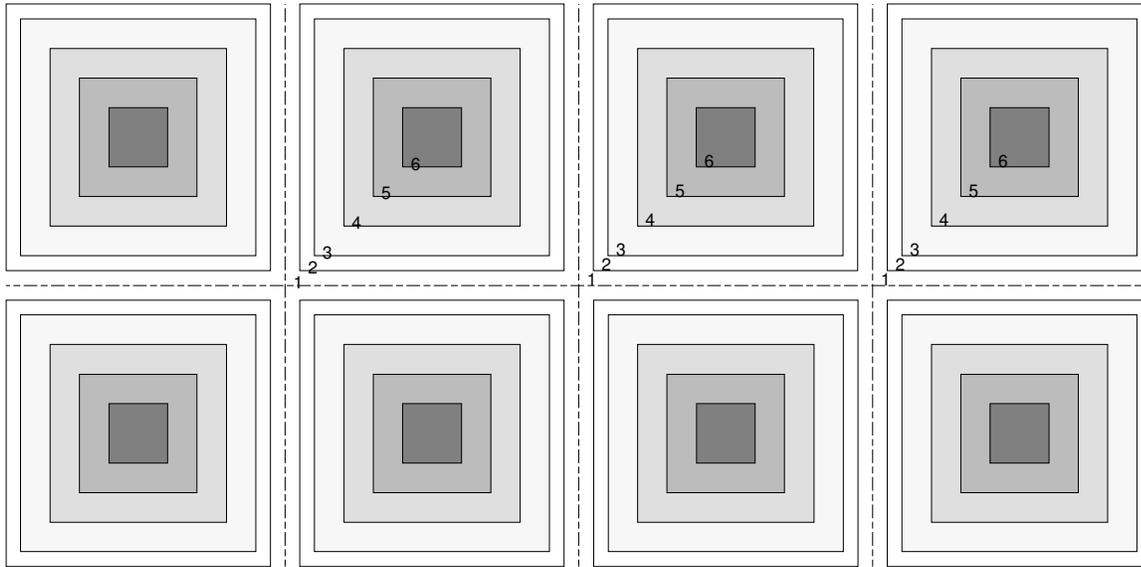


Abbildung 3.3: Schematische Darstellung des MINC-Konzepts für 6 ineinander geschichtete Kontinua (Pruess 1992)

Teutsch (1988) und Sauter (1992) verwendeten erstmals ein eindimensionales Doppelkontinuum-Modell um die regionale Grundwasserströmung in einem Karstaquifer zu simulieren. Der Austausch zwischen den Systemen erfolgte nach dem stationären Ansatz von Barenblatt et al. (1960). Entgegen den Doppelkontinuum-Untersuchungen im lokalen Maßstab von Huyakron et al. (1983), Birkhölzer et al. (1990), Narasimhan (1982), Narasimhan und Pruess (1987) sowie Pruess (1992), bei denen die Modellparameter der beiden Ersatzsysteme aus gegebenen Kluftgeometrien mathematisch exakt bestimmt wurden, ermittelten Teutsch (1988) und Sauter (1992) die regionalen Doppelkontinuums-Parameter mit Hilfe einer Modelleichung, bei der die Doppelkontinuum-Parameter (Durchlässigkeiten, Speicherkoeffizienten und Austauschkoefizienten) so lange variiert wurden, bis die bestmögliche Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserstands- und Quellschüttungsganglinien vorlag. Das Schema eines solchen Doppelkontinuum-Modells, das auch von Kobus und Teutsch (1990) zur Simulation regionaler Strömungsvorgänge in einem Karstaquifer der Schwäbischen Alb vorgeschlagen wurde, ist in **Abb. 3.4** dargestellt.

3.4 Black-Box-Modelle

Black-Box-Modelle oder Einparametermodelle wurden in der Vergangenheit vorwiegend zur Charakterisierung der Strömungsprozesse in Karstgrundwasserleitern eingesetzt, da angenommen wurde, daß sich diese aufgrund ihrer heterogenen Struktur einer detaillierten Betrachtung entziehen. Black-Box-Modelle liefern auf Einzugsgebietsebene integrale Kenndaten zum Strömungs- und Transportverhalten eines Karstsystems. Über Transferfunktionen lassen sich durch die Vorgabe instationärer Inputsignale die gewünschten Outputsignale wie Quellschüttungs- oder Kon-

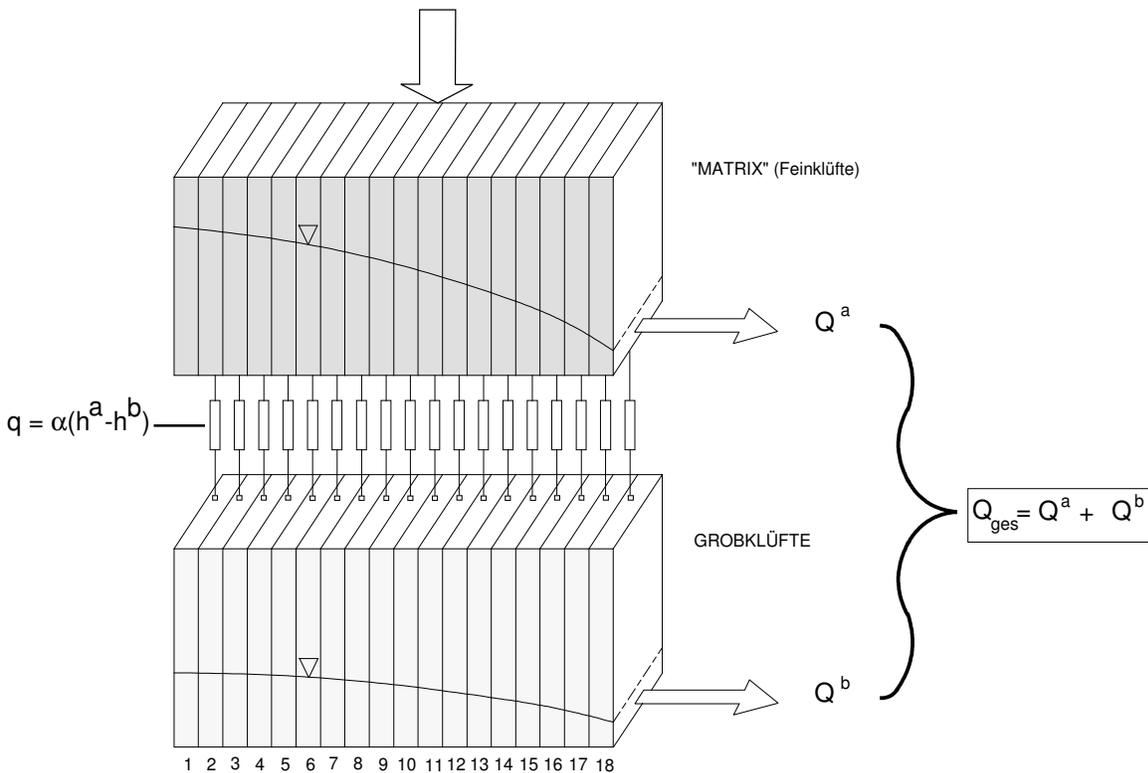


Abbildung 3.4: Schematische Darstellung eines Doppelkontinuum-Modells im eindimensionalen Fall (Teutsch 1988)

zentrationenverläufe erzeugen.

Maillet (1965) und Atkinson (1977) verwendeten Exponentialfunktionen, um das Leerlaufverhalten einer Karstquelle nach einem Niederschlagsereignis zu beschreiben. Mangin (1975) bzw. Bakalowicz und Mangin (1980) unterteilten die Abflußganglinien, um diese mit verschiedenen exponentiellen Leerlaufkoeffizienten nachzubilden und dadurch Aquiferbereiche mit unterschiedlichem Verkarstungsgrad zu identifizieren. In **Abb. 3.5** ist beispielhaft eine Quellschüttungsauswertung mit Hilfe von Exponentialfunktionen dargestellt. Dabei wird die Quellschüttung in logarithmischem Maßstab aufgetragen, so daß sich die zur Beschreibung verwendeten Exponentialfunktionen als Geraden darstellen lassen. Hyperbolische Leerlaufkurven wurden von Ford und Williams (1989) angesetzt, um das Leerlaufverhalten von Karstquellen nachzubilden.

Die bei diesen Verfahren verwendeten Leerlaufkoeffizienten sind über Anpaßverfahren ermittelte, mathematische Koeffizienten, aus denen sich keine geohydraulischen Parameter, wie Durchlässigkeits- oder Speicherkoeffizienten, ableiten lassen. Eine regional differenzierte Betrachtung ist mit diesen Methoden nicht möglich. Deshalb können die Black-Box-Modelle nicht für Prognoseuntersuchungen, bei denen sich die Randbedingungen ändern (z.B. künstliche Grundwasserentnahme), eingesetzt werden.

Lonequelle

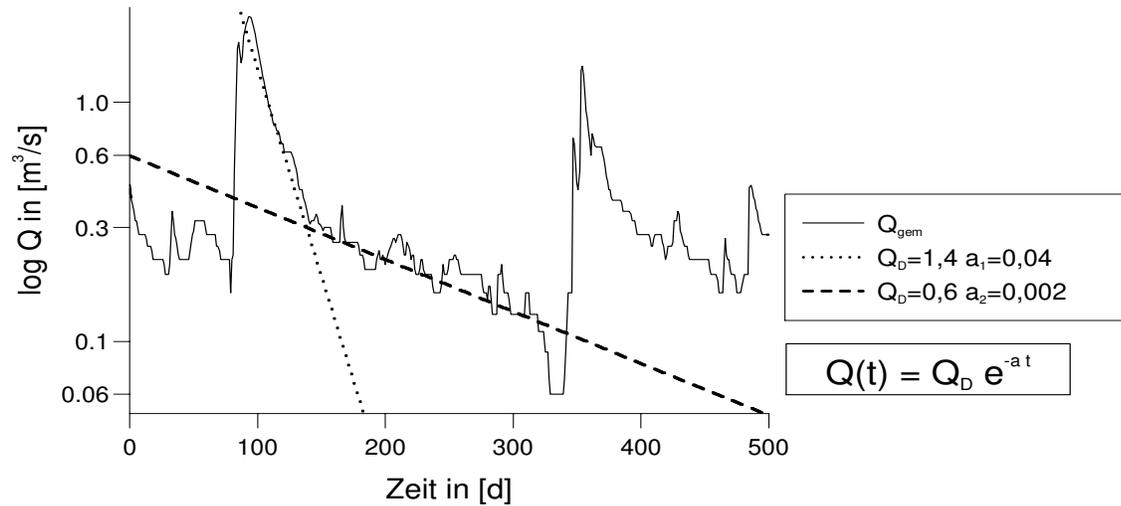


Abbildung 3.5: Auswertung von einer Quellschüttungsganglinie (Lonequelle) mit Hilfe von Exponentialfunktionen

Neben den Transferfunktionen kommen Speichermodelle (Niederschlag/Abfluß-Modelle) zur Anwendung, die speziell für einzelne Quelleinzugsgebiete entwickelt werden müssen, da die speziellen geohydraulischen Verhältnisse der einzelnen Quelleinzugsgebiete nicht übertragen werden können. So wurde z.B. von Arikani und Tezcan (1990) ein Speicherzellenmodell für ein Karstquelleinzugsgebiet in der Türkei entwickelt, das für die gegebene hydrologische Situation eine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und berechneten Quellschüttungen lieferte. Ekmekçi (1990), der mit Hilfe eines ähnlichen ineinander verschachtelten Speicherzellenmodells die Strömungsverhältnisse in einem anderen komplexen Karstsystem nachbilden wollte, scheiterte dagegen beim Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Ganglinien, da das aus der Erkundung gewonnene Speicherzellenmodell nicht die komplizierten Strömungsvorgänge in der Natur nachbilden konnte.

Neben den reinen Strömungsbetrachtungen (Transferfunktionen für Quellschüttungen) verwendete Dreiss (1989a, 1989b) Transferfunktionen, um das Transportverhalten eines Karstaquifers zu simulieren. Dreiss (1989a, 1989b) entwickelte unterschiedliche Transferfunktionen für verschiedene Markierungsversuche. Da allerdings die einzelnen Transferfunktionen immer nur für eine Eingabestelle eines Markierungsversuches im gleichen Quelleinzugsgebiet Gültigkeit besitzen, ist eine Übertragung der gewonnenen Erkenntnisse auf weitere Eingabestellen nicht möglich. Daraus wird deutlich, daß eine Prognosefähigkeit für diese Verfahren nicht besteht.

3.5 Beurteilung der mathematisch - numerischen Modelle bezüglich der Anwendbarkeit auf Karstaquifere

Die Grundwasserströmungsverhältnisse in Karstaquiferen wurden bislang hauptsächlich mit Hilfe der in **Abschnitt 3.4** dargestellten Verfahren untersucht. Dagegen kamen numerische Modelle, die eine räumliche differenzierte Betrachtungsweise erlauben, nur selten zur Anwendung. Der Grund ist vor allem darin zu suchen, daß die typisch heterogene Gesteinsausbildung eines Karstaquifers zu sehr komplexen hydraulischen und hydrologischen Phänomenen führt. Prinzipiell sind die oben beschriebenen, allgemein für Kluftgrundwasserleiter gültigen Modellansätze auch für Karstaquifere anwendbar. Teutsch und Sauter (1991) verglichen, wie in **Abb. 3.6** dargestellt, qualitativ die für die Simulation von Karstwasserströmungen möglichen Modellansätze nach dem benötigten Untersuchungsaufwand, der praktischen Anwendung und der Möglichkeit, Heterogenitäten zu simulieren.

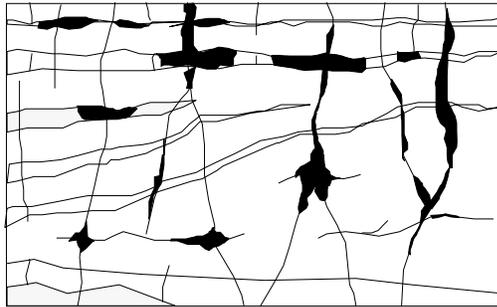
Einporositäts-Modelle, Kontinuumansatz

Von Barton und Risser (1991) wurde der Kontinuumansatz gewählt, um in einem verkarsteten Kalkstein gemessene Pumpversuchsergebnisse mit einem numerische Modell nachzubilden. Der Karstaquifer selbst wies allerdings keine ausgeprägte heterogene Kluft- und Röhrenstruktur auf, so daß mit Hilfe eines in der Durchlässigkeitsverteilung homogenen Einkontinuum-Modells die Meßwerte gut nachgebildet werden konnten. Teutsch (1988) verwendete ebenfalls den Einkontinuums-Ansatz, um dreidimensionale instationäre Strömungsvorgänge in einem Karstaquifer der Schwäbische Alb zu simulieren. Da der im Tiefen Karst der Schwäbischen Alb gelegene Modellaquifer für die Strömung keine Doppelporositäts-Effekte zeigte, konnte über eine klassische Modelleichung ein dreidimensionales prognosefähiges Einkontinuum-Modell erstellt werden. Allerdings konnte das für die Strömung geeichte Grundwassermodell nicht die gemessenen hohen Abstandsgeschwindigkeiten nachbilden, da der erst im Transport relevante doppelporöse Charakter dieses Karstaquifers beim einfach porösen Modellansatz unberücksichtigt blieb.

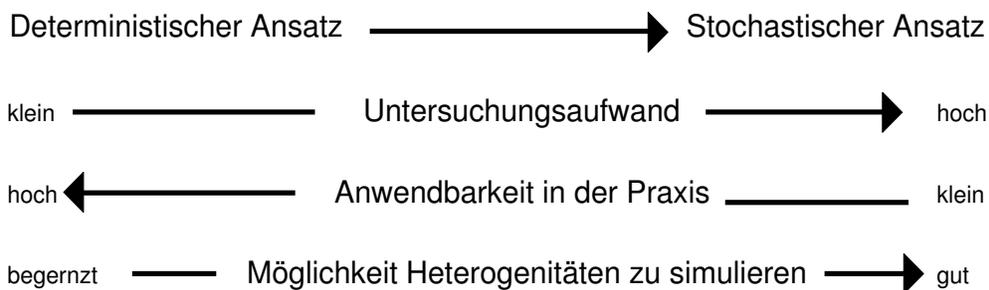
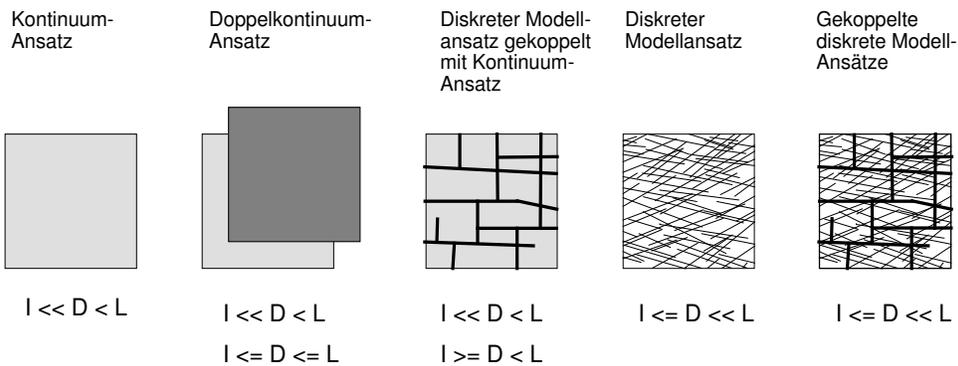
Doppelporositäts-Modelle, diskreter Modellansatz gekoppelt mit dem Kontinuumansatz

Kiraly (1984, 1988), Yusum et al. (1988) und Mayer (1993) modellierten die Karstwasserströmungen im regionalen Maßstab mit Hilfe eines Kontinuummodells, dem ein diskretes Kluftnetz überlagert ist. Durch die Vermaschung mit hochdurchlässigen Einzelklüften, die das Grobkluftsystem repräsentieren sollen, entstehen einzelne Matrixblöcke, die als Kontinuum im Modell angesetzt die Speichereigenschaften des Feinkluftsystems berücksichtigen. Mayer (1993) zeigte, daß das typische röhrendominierte Strömungsverhalten eines Karstgrundwasserleiters nur mit einer Vielzahl von Einzelklüften nachgebildet werden kann. Da allerdings die Detailgeometrie dieser Einzelklüfte nicht durch eine vertretbare hydrogeologische Erkundung ermittelt werden konnte, war es nicht möglich, mit dem diskreten Modellansatz zufriedenstellende instationäre Modellläufe durchzuführen. Yusum et al. (1988) nahm neben dem hochdurchlässigen Kluftsystem noch ein Höhlensystem an, das infolge extremer Durchlässigkeit (turbulente Strömung) mit ebenem Wasserspiegel angesetzt wurde. Yusum et al. (1988) bezeichnet das derart modellierte Karstsystem als dreifach poröses System.

Karstaquifer



Modellansätze



(I: Skala der Heterogenitäten z.B. Klüfte, D: Skala der Untersuchungsmethode z.B. Reichweite eines Pumpversuchs, L: Skala des Untersuchungsgebiets z.B. Quelleinzugsgebiet)

Abbildung 3.6: Vergleich von Modellansätzen zur Beschreibung von Strömungs- und Transportvorgängen in Karstaquiferen (nach Teutsch und Sauter, 1991)

Da die Güte der Modellrechnungen bei dem gekoppelten Modellansatz (Kontinuumsansatz gekoppelt mit dem diskreten Modellansatz) stark von der geometrisch richtigen Erfassung der Einzelklüfte abhängt, ist der Einsatz für reale Problemstellungen mit einem sehr hohen Erkundungsaufwand verbunden.

Doppelporositäts-Modelle, Doppelkontinuum-Ansatz

Der Doppelkontinuum-Ansatz, bei dem das Fein- und Grobkluftsystem durch zwei sich überlagernde Einzelkontinua repräsentiert wird, kommt bei den Karstaquifern zum Einsatz, bei denen die Strömungs- und Transportphänomene aufgrund der heterogenen Gesteinsstruktur nicht mehr mit nur einer Porosität nachgebildet werden können. Aus der in **Abb. 3.6** dargestellten Beurteilung von Modellansätzen zogen Teutsch und Sauter (1991) den Schluß, daß für die Beschreibung von regionalen Strömungs- und Transportprozessen in heterogen ausgebildeten Karstaquifern der Doppelkontinuum-Ansatz der am besten geeignete ist, da für eine diskrete Modellierung der Diskontinuitäten meist die Kluftgeometrieinformationen fehlen, aber dennoch Aquiferreaktionsdaten (Grundwasserstände, Quellschüttungen und Transportdaten) vorhanden sind, um den Einsatz eines Einkontinuum-Modells wegen der beobachteten Doppelporositäts-Effekte auszuschließen. Zu demselben Entschluß kamen Kobus und Teutsch (1990) bei der Wahl des für eine regionale Grundwasserströmungsbetrachtung im Weißjurakarst der Schwäbischen Alb am besten geeigneten Modellansatzes. Mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes sollten dabei wirtschaftliche Auswirkungen einer geplanten Tunnelbaumaßnahme für eine Schnellbahnstrecke beurteilt werden.

Teutsch (1988, 1990) wendete erstmals den Doppelkontinuum-Ansatz an, um mit einem eindimensionalen Modell die Karstwasserströmung eines im Seichten Karst der Schwäbischen Alb gelegenen Modellaquifers zu simulieren. Dabei wurde angenommen, daß die laterale Grundwasserströmung sowohl im Grobkluft- als auch im Feinkluftsystem stattfindet. Sauter (1990, 1991 und 1992) modellierte unter Verwendung desselben eindimensionalen Doppelkontinuum-Modells die Strömungs- und Transportprozesse eines Karstquelleinzugsgebiets, das im Bereich des Tiefen Karstes der Schwäbischen Alb gelegen ist. Entgegen den Annahmen von Teutsch (1988), daß das Feinkluftsystem eine laterale Grundwasserströmung aufweist, nahm Sauter (1992) ein relativ undurchlässiges Feinkluftsystem und ein hochdurchlässiges Grobkluftsystem mit fast ebenem Wasserspiegel an, so daß das im Feinkluftsystem neugebildete Karstwasser nur über das Grobkluftsystem der Quelle zuströmen kann. Da die Modellbasis des mit ebenem Wasserspiegel gekennzeichneten Grobkluftsystems unterhalb der allgemeinen Verkarstungsbasis gelegt werden mußte, kann davon ausgegangen werden, daß die Strömungsverhältnisse im Grobkluftsystem nicht den realen Gegebenheiten entsprechend im Modell erfaßt wurden. Deshalb beschreibt das Grobkluftsystem bei diesem Doppelkontinuum-Modell die Strömungsverhältnisse nur ähnlich einer Transferfunktion.

Da die instationäre Karstwasserströmung meist mit freier Oberfläche stattfindet und die Grundwasserneubildung eine entscheidende Rolle auf das instationäre Strömungsverhalten hat, sind die Strömungsvorgänge in der ungesättigten Zone eines Karstaquifers für eine praktische Anwendung von großer Bedeutung. Allerdings ist eine exakte Bestimmung der ungesättigten Strömung aufgrund der unbekanntenen Röhren- und Kluftstrukturen nicht möglich. Deshalb ist es erforderlich, qualitative Ansätze für die Beschreibung von Neubildungsprozessen zu finden, die ei-

ne detaillierte Strömungsbetrachtung ersetzen. Basierend auf der Interpretation gemessener Grundwasserstands-, Quellschüttungs- und Quelltemperaturganglinien sowie der aus Luftfeuchtigkeit, Temperatur und Niederschlag ermittelten Grundwasserneubildung entwickelte Sauter (1992) ein kompliziertes Verteilungsschema der Grundwasserneubildungsraten für das Fein- und Grobkluftsystem, wobei Zwischenspeicherungen im Epikarst eine entscheidende Rolle spielen. Ebenso untersuchten Kiraly et al. (1993) den Einfluß des Epikarstes auf die Strömungsreaktionen Piezometerhöhen und Quellschüttung an einem synthetischen Karströhrensystem. Dabei hat sich gezeigt, daß die Reaktionscharakteristik der Ganglinien immer typischer für ein Karstsystem wird, je mehr Wasser im Epikarst den hochdurchlässigen Karströhren zugegeben wird.

Wie die Zusammenstellung der Literatur zur Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in Karstaquiferen zeigt, können die regionalen Strömungs- und Transportverhältnisse in Karstaquiferen am besten mit dem Doppelkontinuum-Ansatz nachgebildet werden. Aufgrund der nicht benötigten Detailgeometrie des Kluft- und Röhrensystems ist für die Erstellung eines aussage- und prognosefähigen numerischen Modelles lediglich die Erfassung von Aquiferreaktionsdaten, wie z.B. Grundwasserstände und Quellschüttungen etc., notwendig. Obwohl die diskrete Kluftgeometrie nicht explizit im Doppelkontinuum-Modell mitberücksichtigt ist, werden integrale Aquiferparameter wie Durchlässigkeit und Speichervermögen verwendet, die eine physikalische Charakterisierung des zu untersuchenden Karstaquifers ermöglichen. Durch die dreidimensionale Differenzierung innerhalb eines Untersuchungsgebiets ist es möglich, Detailinformationen in allen Raumrichtungen im Doppelkontinuum-Modell zu erfassen.

Kapitel 4

Entwicklung von Modellansätzen zur Strömungssimulation im Karst auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes

4.1 Übersicht

Wie in **Kapitel 3** dargestellt, ist eine regionale Strömungsmodellierung in einem Karstaquifer nur mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes erfolgversprechend. Teutsch (1988) und Sauter (1992) verwendeten ein eindimensionales numerische Doppelkontinuum-Modell, um die Strömungs- und Transportvorgänge in mehreren Karstquelleinzugsgebieten der Schwäbischen Alb zu simulieren. Um allerdings auch eine räumlich differenzierte Strömungsbetrachtung zu ermöglichen, wurde ein dreidimensionales Doppelkontinuum-Modell erstellt.

Wie in **Tab. 3.1** dargestellt, liegen zahlreiche aus der Literatur bekannten Doppelkontinuum-Modelle vor. Allerdings wurden diese Modelle fast ausschließlich zur Untersuchung von Strömungsvorgängen in relativ gering durchlässigen und gleichmäßig geklüfteten Grundwasserleitern unter gespannten Verhältnissen konzipiert. Für einen Karstgrundwasserleiter dagegen ist der Einsatz eines Doppelkontinuum-Modells mit freier Oberfläche unabdingbar. Folgende Voraussetzungen sind an ein Doppelkontinuum-Modell zu stellen, das für die Simulation regionaler Strömungsvorgänge im Karst eingesetzt werden soll:

- Eine Grundwasserströmung mit *freier Oberfläche* muß sowohl für das Grob- als auch das Feinkluftsystem möglich sein. Die Formulierung der Austauschvorgänge muß dabei für ungespannte Verhältnisse erfolgen.
- Mit dem Modell müssen instationäre Strömungsverhältnisse *ohne die Vernachlässigung der Durchlässigkeits- und Speichereigenschaften beider Systeme* simuliert werden können.
- Eine *ungehinderte räumliche Strömung in beiden Systemen* ist erforderlich, da beim Kluftaufbau eines Karstgrundwasserleiters nicht eindeutig von einer durch Klüfte abgegrenzten Matrix-Blockstruktur ausgegangen werden kann.

- Entgegen vieler Doppelkontinuum-Ansätze, bei denen für die Formulierung der Austauschraten zwischen den Systemen die Kenntnis der Kluftgeometrie vorgegeben wird, muß die *Formulierung der Austauschprozesse auch ohne die Kenntnis der exakten Kluftgeometrie* möglich sein. Da aber die Vorgabe der Kluftgeometrie für die Bestimmung instationärer Austauschvorgänge (siehe **Abb. 3.2**) erforderlich ist (Liu und Chen, 1990 bzw. Zimmerman et al., 1993), werden die Austauschvorgänge stationär formuliert.

Da die in **Abb. 3.1** dargestellten bislang vorhandenen Doppelkontinuum-Modelle nicht alle oben aufgeführten Modellkriterien erfüllen, war es erforderlich, ein neues Programmsystem zu erarbeiten. Weil für Einkontinuum-Systeme verifizierte, validierte und in der Praxis getestete Programme existieren, konnte basierend auf bestehenden Programmen durch Weiterentwicklung ein Doppelkontinuum-Programm erstellt werden. Das 3D-Finite-Differenzenmodell MODFLOW (McDonald und Harbaugh, 1984) wurde als Grundlage für das 3D-Doppelkontinuum-Programm gewählt, da es aufgrund seiner modularen Struktur ein für Weiterentwicklungsarbeiten sehr gut geeignetes Programmsystem ist und alle für eine regionale Grundwasserströmungsmodellierung notwendigen Programmoptionen, wie Grundwasserneubildung, Brunnen-, Drainage- oder Flußelemente, bereitstellt.

Der Programmcode des 3D-Doppelkontinuum-Modells DP-MODFLOW wurde unter Verwendung bisher bestehender Unterprogramme des Grundwasserströmungsprogramms MODFLOW (McDonald u Harbaugh, 1984) und des von Mohrlök (1992a) neu konzipierten Programmmoduls zur "Wiederbenetzung trockengefallener Modellzellen" erstellt. Bei der Entwicklung des 3D-Doppelkontinuum-Programms wurde auf eine höchstmögliche Kompatibilität zu dem bestehenden Grundwasserströmungsprogramm MODFLOW geachtet, damit Verbesserungen im MODFLOW-Code, die in regelmäßigen Abständen vom United States Geological Survey (USGS) durchgeführt werden, auch in das 3D-Doppelporositäts-Modell DP-MODFLOW leicht übernommen werden können.

Für das 3D-Doppelporositäts-Programm DP-MODFLOW wurde ein neues Hauptprogramm und ein zusätzliches Modul zur Berechnung des Austauschterms (siehe **Abschnitt 4.4**) erstellt. Da der Programmcode des bestehenden Strömungsprogramms MODFLOW modular aufgebaut ist, konnten alle Subroutinen des bestehenden Strömungsprogramms MODFLOW für das 3D-Doppelporositäts-Programm DP-MODFLOW übernommen werden.

Zusätzlich zur Programmentwicklung wurde eine detaillierte Verifizierung durchgeführt, bei der die Berechnungsergebnisse (Piezometerhöhen) des 3D-Doppelporositäts-Programms DP-MODFLOW mit analytischen Lösungen (Mohrlök, 1992b) und Berechnungsergebnissen des 3D-Einfachporositäts- bzw. 2D-Doppelporositäts-Programms (McDonald und Harbaugh, 1984; Lang et al., 1991) verglichen wurden. Als 3D-Einfachporositäts-Programm wurde das bestehende Grundwasserströmungsprogramm MODFLOW verwendet. Das 2D-Doppelporositäts-Programm wurde wie das 3D-Doppelporositäts-Programm basierend auf MODFLOW-Strukturen erstellt und ist in Lang et al. (1991) dokumentiert.

4.2 Mathematische Grundlagen des Doppelkontinuum-Ansatzes mit stationärem Austausch

Im folgenden werden die beiden Kontinua, die zum einen das Grobkluft- und zum anderen das Feinkluftsystem repräsentieren, als **Kontinuum a und b** bezeichnet. Ohne Beschränkung der Allgemeinheit wird im folgenden dem Kontinuum a die Strömungsvorgänge im Feinkluftsystem und dem Kontinuum b die Strömungsvorgänge im Grobkluftsystem zugeordnet. Aus programmtechnischer oder mathematisch numerischer Sicht besteht allerdings keine Erfordernis, diese Zuordnung zugrunde zu legen.

Die Grundwasserströmung beim Doppelkontinuum-Ansatz entspricht der Grundwasserströmung in zwei miteinander gekoppelten Systemen (Grob- und Feinkluftsystem), die im vorliegenden Fall als gesättigte poröse Medien angesehen werden. Für ein Einporositätssystem gilt die in **Gl. 4.1** dargestellte Differentialgleichung, falls die Hauptrichtungen des Permeabilitätstensors mit den Koordinatenhauptachsen x, y und z zusammenfallen.

$$\frac{\partial}{\partial x}(k_{f,xx} \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_{f,yy} \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_{f,zz} \frac{\partial h}{\partial z}) = S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + W_0 \quad (4.1)$$

Im Doppelkontinuum-Fall werden die Differentialgleichungen des Grob- und Feinkluftsystems über einen Austauschterm miteinander gekoppelt, so daß man für die beiden Kontinua a und b die in **Gl. 4.2** dargestellten Differentialgleichungen erhält.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(k_{f,xx}^a \frac{\partial h^a}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_{f,yy}^a \frac{\partial h^a}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_{f,zz}^a \frac{\partial h^a}{\partial z}) &= S_0^a \frac{\partial h^a}{\partial t} + W_0^a + \alpha_0(h^a - h^b) \\ \frac{\partial}{\partial x}(k_{f,xx}^b \frac{\partial h^b}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(k_{f,yy}^b \frac{\partial h^b}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(k_{f,zz}^b \frac{\partial h^b}{\partial z}) &= S_0^b \frac{\partial h^b}{\partial t} + W_0^b - \alpha_0(h^a - h^b) \end{aligned} \quad (4.2)$$

Der spezifische Wasseraustausch [$q_0 = \alpha_0(h^a - h^b)$] zwischen den beiden Kontinua a und b ist über den Piezometerhöhenunterschied [$h^a - h^b$] sowie über den spezifischen Austauschkoefizient α_0 gesteuert. In der Literatur (Huyakorn et al., 1983) wird dieser Ansatz zur Beschreibung der Kluft/Matrix-Interaktion als stationärer Ansatz bezeichnet, da für das Matrixsystem eine mittlere Piezometerhöhe angesetzt wird und instationäre Eindringprozesse nicht mitberücksichtigt werden. Beim instationären Ansatz zur Beschreibung der Austauschprozesse ist es erforderlich, über die Kluftgeometrie und damit auch die Matrixblockgeometrie eine Länge L zu definieren, die dem Abstand zwischen Kluft und Matrixblockmitte entspricht. Da diese geometrische Information in Karstaquiferen nicht erhältlich ist und auf regionaler Ebene diese Detailinformation keine Rolle spielt, wurde der wesentlich einfachere stationäre Ansatz für das 3D-Doppelkontinuum-Modell gewählt.

Damit das doppelporöse Verhalten der beiden Systeme zum Tragen kommt, d.h. damit ein Austausch zwischen den beiden Systemen überhaupt stattfinden kann, müssen unterschiedliche

Piezometerhöhen in den beiden Kontinua vorliegen. Die unterschiedlichen Piezometerhöhen in den beiden Systemen ergeben sich bei gleichen Randbedingungen im schnellen und langsamen System (Grob- und Feinkluftsystem) durch die unterschiedlichen Aquiferparameter k_f^a , k_f^b , S_0^a und S_0^b bzw. auch durch die unterschiedliche Grundwasserneubildung.

Um die Grundwasserneubildungsrate in einem Untersuchungsgebiet zu ermitteln, stehen zahlreiche aus der Literatur bekannte Verfahren zur Verfügung, die sich in ihrer Komplexität und in den erforderlichen Eingabedaten wesentlich unterscheiden. Prinzipiell kann zwischen sogenannten Speichermodellen (z.B. Uhlig, 1959) und numerischen Verfahren zur Lösung der von Richards (1931) entwickelten Differentialgleichung für die Strömung in der ungesättigten Bodenzone unterschieden werden. Neben Teutsch (1988) untersuchte Mohrlok et al. (1992) die Ansätze von Haude (1955) zur Berechnung der potentiellen Verdunstung und von Uhlig (1959) für die Bodenwasserbilanzbetrachtung und zeigte, daß diese für die Grundwasserneubildungsberechnung im Karst (zumindest auf der Schwäbischen Alb) ausreichend sind. Außerdem liegt in Karstgebieten oftmals nur eine sehr gering mächtiger Verwitterungshorizont (Bodenkrume) vor, in dem für den Karstaquifer unbedeutende instationäre Strömungsvorgänge stattfinden, so daß dort eine aufwendige Berechnung der ungesättigten Strömung unnötig ist. Dagegen überdeckt den gesättigten Bereich eines Karstgrundwasserleiters meist eine große ungesättigte Karstzone (ca. 50 - 150 m auf der Schwäbischen Alb), die zwar für das mittlere Grundwasserneubildungsvolumen keine Rolle spielt, aber den zeitlichen Verlauf und die Aufteilung in das Matrix- oder Kluftsystem vor allem im Bereich des Epikarstes maßgebend beeinflusst. In **Abb. 4.1** ist schematisch der Grundwasserneubildungsprozess im ungesättigten Bereich (gering mächtige Verwitterungshorizont + ungesättigte Zone des Karstgrundwasserleiters) dargestellt.

Da beim Doppelkontinuum-Ansatz an jeder Stelle zwei Kontinua vorliegen, ist es erforderlich, die den beiden Kontinua zuströmenden Grundwasserneubildungsraten zu bestimmen. Während Teutsch (1988) dieser Frage keine Bedeutung zumaß, beschäftigte Sauter (1992) sich intensiv mit dem zeitlichen Verlauf der durch ein Neubildungsereignis verursachten Zuflußraten im schnellen und langsamen System. Bei den in dieser Arbeit durchgeführten Modelluntersuchungen wurde durch ein einfaches Aufteilungsverfahren (siehe **Abb. 4.1**) die Gesamtneubildung den beiden Systemen zugeordnet. Eine Verzögerung infolge Durchströmen und Zwischenspeichern im Epikarst bleibt unberücksichtigt. Die einzelnen Grundwasserneubildungsraten werden dabei über den linearen Verteilungskoeffizienten ϵ wie folgt bestimmt:

$$\begin{aligned} GWN^a &= \epsilon \cdot GWN_{ges} \\ GWN^b &= (1 - \epsilon) \cdot GWN_{ges} \end{aligned} \quad (4.3)$$

4.3 Numerisches Konzept des Strömungsmodells

Das 3D-Doppelporositäts-Modell löst das in **Gl. 4.2** dargestellte Differentialgleichungssystem mit Hilfe des Finite-Differenzen Verfahren. Das 3D-Doppelporositäts-Programm wurde so konzipiert, daß für beide Kontinua die Eingabe und Verwaltung innerhalb des Programms getrennt

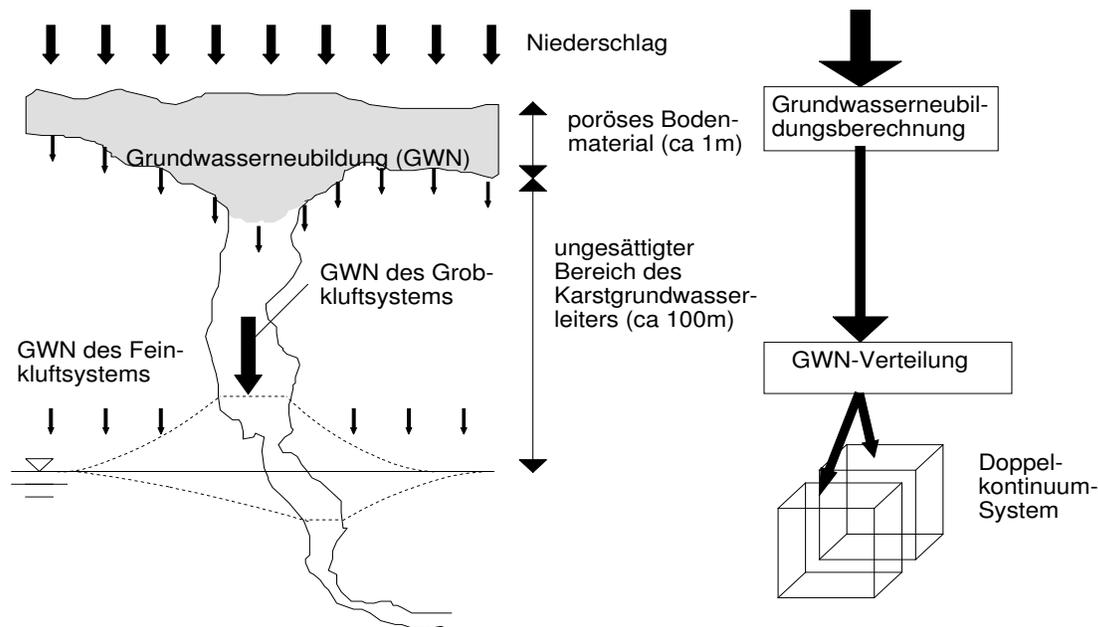


Abbildung 4.1: Schematische Darstellung der Grundwasserneubildungsermittlung für Doppelkontinuum-Modelle im Karst

erfolgt und der Austausch in einem gemeinsamen Programmodul berechnet wird. Ansonsten werden alle Subroutinen jeweils zweimal entsprechend den beiden Kontinua aufgerufen. Das zusätzliche Modul zur Berechnung des Austauschterms besteht gemäß dem generellen MODFLOW-Konzept aus Routinen, die den Speicherplatz zuweisen, den Austausch entsprechend dem integralen Finite-Differenzenverfahren formulieren und die Wasserbilanz bilden sowie die Ausgabe steuern.

Die beiden Kontinua besitzen getrennte Eingabedateien für die jeweiligen Strömungsmodule und können so auch getrennt gesteuert werden. Die Struktur der Eingabedateien ist für beide Kontinuum-Systeme identisch und entspricht weitestgehend den originalen MODFLOW-Eingabedateien. Die Parameter für beide Kontinua werden in unterschiedlichen Feldern gespeichert, die vom Hauptprogramm gemeinsam verwaltet werden. Die Ausgabe erfolgt ebenfalls für beide Systeme getrennt. Ein zusätzliches, gemeinsames Ausgabe-Modul faßt die Berechnungsergebnisse beider Kontinua zusammen.

Die **Abb. 4.2** zeigt ein Flußdiagramm, aus dem die parallele Verwaltung der Doppelporositäts-Module im Hauptprogramm deutlich wird. Vorteile dieser 3D-Doppelporositäts-Programmstruktur liegen vor allem darin, daß die Eingabe und Ausgabe der Kontinua unabhängig voneinander erfolgen kann. So können zum Beispiel für die beiden Kontinuum-Systeme verschiedene Gleichungslöser oder auch unterschiedliche Iterationsparameter verwendet werden. Aufgrund ihrer unterschiedlichen hydraulischen Eigenschaften und des unterschiedlichen

Strömungsverhaltens kann dies erhebliche Vorteile bei der Optimierung der Lösungskonvergenz des Differentialgleichungssystem (siehe **Gl. 4.2**) haben. Zusätzlich besteht durch die getrennte Ausgabe für beide Systeme die Möglichkeit, getrennte Wasserbilanzen zu berechnen, wodurch die Qualität des Berechnungsergebnisses für beide Kontinua getrennt beurteilt werden kann.

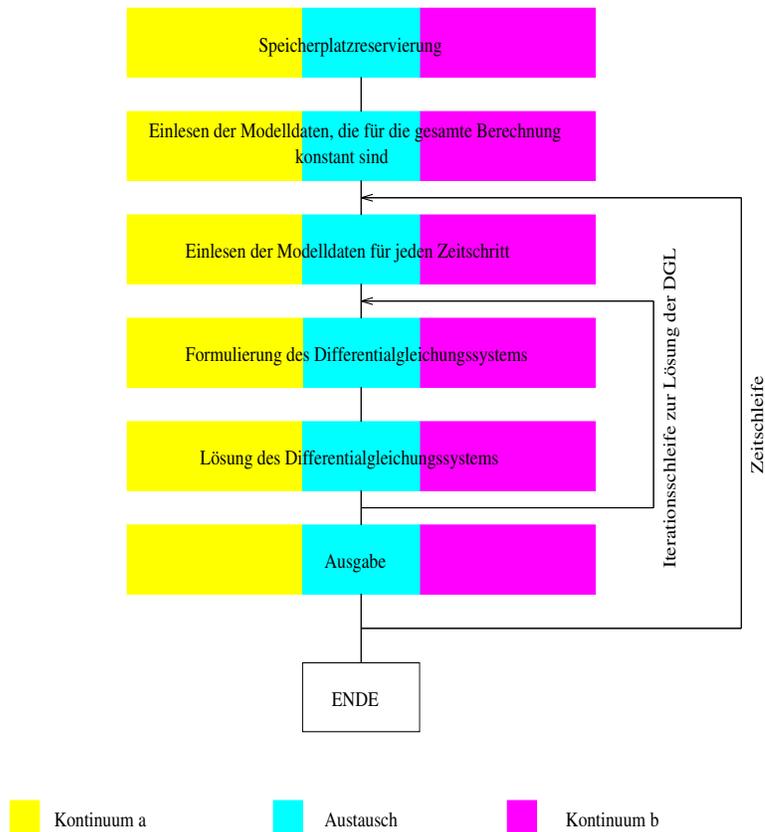


Abbildung 4.2: Flußdiagramm des 3D-Doppelporositäts- Programms DP-MODFLOW

4.4 Numerisches Modellkonzept zur Berechnung des Austauschterms

Da das bestehende Strömungsprogramm MODFLOW auf dem integralen Finite-Differenzen-Verfahren basiert, mußte die Formulierung der Austauschprozesse entsprechend diesem numerischen Modellansatz erfolgen. Bei der integralen Finite-Differenzen-Methode wird eine Modellzelle als Euler-Kontrollraum betrachtet und die über die Ränder zuströmenden Massenflüsse entsprechend den Durchflußflächen bei der Formulierung der Differentialgleichung berücksichtigt.

Neu im Vergleich zu den bestehenden Doppelkontinuum-Modellen (siehe **Tab. 3.1**) ist, daß die Strömung beim Doppelkontinuum-Ansatz nicht nur für gespannte, sondern auch für ungespannte Verhältnisse in beiden oder nur in einem System berechnet werden kann. Deshalb mußte für

ungespannte Verhältnisse die geeignete Formulierung der Austauschprozesse erarbeitet werden. Darüber hinaus besteht im dreidimensionalen Fall mit freier Grundwasseroberfläche die Möglichkeit, daß der Wasserspiegel in der vertikalen Richtung über mehrere Modellzellen schwankt und es bereichsweise zum Trockenfallen von Modellzellen kommt, die wiederbenetzt werden müssen. Die damit verbundenen programmtechnischen Schwierigkeiten sind allgemein bekannt und wurden von Mohrlock (1992b) für das einfachporöse Strömungsprogramm MODFLOW gelöst, in dem die trockengefallenen und damit inaktiven Modellzellen bei steigendem Wasserspiegel über einen geeigneten Algorithmus wieder aktiv gesetzt werden.

Im doppelporösen Fall besteht die Möglichkeit, daß Modellzellen in einem Kontinuum aktiv, d.h. benetzt sind, und im anderen Kontinuum trocken sind. Da für reale Problemstellungen davon ausgegangen werden kann, daß trotz trockener Porosität ein Austausch stattfindet, war es erforderlich, geeignete Austauschformulierungen bei trockengefallenen Modellzellen in nur einem Kontinuum zu erarbeiten.

4.4.1 Formulierung der Austauschprozesse für ungespannte Strömungsverhältnisse

Die Austauschrate Q_{EXC} jeder Modellzelle berechnet sich nach **Gl. 4.4** und wird entsprechend dem generellen MODFLOW-Konzept in die zu lösenden Gleichungssysteme der beiden Kontinua eingebunden.

$$Q_{EXC} = V_{i,j,k} \cdot \alpha_0 (h^a - h^b) \quad (4.4)$$

Wobei α_0 [1/(ms)] den spezifischen Austauschkoeffizient und $V_{i,j,k}$ das Austauschvolumen in einer Modellzelle darstellt. Das Austauschvolumen $V_{i,j,k}$ einer Modellzelle ist bei gespannten bzw. ungespannten Verhältnissen in beiden Systemen über die Zellgeometrie bzw. das wassererfüllte Zellvolumen bestimmt. Das bedeutet, daß vor der Berechnung des Austausches Q_{EXC} die Strömungsverhältnisse (gespannt/ungespannt) in den beiden Kontinua a und b überprüft werden müssen. Es sind folgende Kombinationen von gespannten und ungespannten Verhältnissen in den beiden Kontinua möglich:

- (1) beide Kontinua gespannt (siehe **Abb. 4.3**)
- (2) beide Kontinua ungespannt (siehe **Abb. 4.4**)
- (3) ein Kontinuum gespannt und eines ungespannt (siehe **Abb. 4.5**)

Aus **Abb. 4.3** bis **Abb. 4.5** ist ersichtlich, daß innerhalb der Modellzellen Bereiche unterteilt werden können, in denen folgendes gilt:

- (I) Bereich, in dem in beiden Systemen Wassersättigung vorliegt.

- (II) Bereich, in dem im einen System gesättigte und im anderen System ungesättigte Verhältnisse (oberhalb des Grundwasserspiegels) vorliegen.

Im Bereich (I) findet der Austausch $q_{(I)}$ innerhalb der gesättigten Volumina von Kontinuum a und b statt; die Piezometerhöhendifferenz zwischen System a und b beträgt $(h^a - h^b)$ (siehe **Abb. 4.3**). Im Bereich (II) fließt das Austauschwasser $q_{(II)}$ des gesättigten Kontinuums in den ungesättigten Bereich des anderen Kontinuums. (Im folgenden soll angenommen werden, daß der Grundwasserstand in Kontinuum a höher ist als in Kontinuum b. Für umgekehrte Verhältnisse gelten die nachfolgenden Ausführungen analog.) Da im Bereich (II) die Piezometerhöhe des Kontinuums b keine Rolle spielt, wird für den Piezometergradienten, der die Austauschrate $Q_{(II),EXC}$ steuert, die Formulierung $h^a - z$ ($z =$ Höhe ab dem Bezugshorizont) verwendet (siehe **Abb. 4.4**). Die Teilaustauschraten $Q_{i,EXC}$ in den Teilbereichen (I) und (II) werden somit über Integration in z -Richtung wie folgt berechnet:

Teilbereich (I):

$$Q_{(I),EXC} = \int \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) dz \quad (4.5)$$

Teilbereich (II) (Kontinuum a wassergesättigt, Kontinuum b ungesättigt):

$$Q_{(II),EXC} = \int \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - z) dz \quad (4.6)$$

Wobei $DEL R_{i,j,k}$ den Modellzellenabstand entlang der Modellreihen und $DEL C_{i,j,k}$ den Modellzellenabstand entlang der Modellspalten darstellt.

Setzt man für die Fälle (1) - (3) die Integrationsgrenzen entsprechend den **Abb. 4.3** - **Abb. 4.5** in die **Gl. 4.5** und **Gl. 4.6** ein, so lassen sich die Abflußraten Q_{EXC} berechnen:

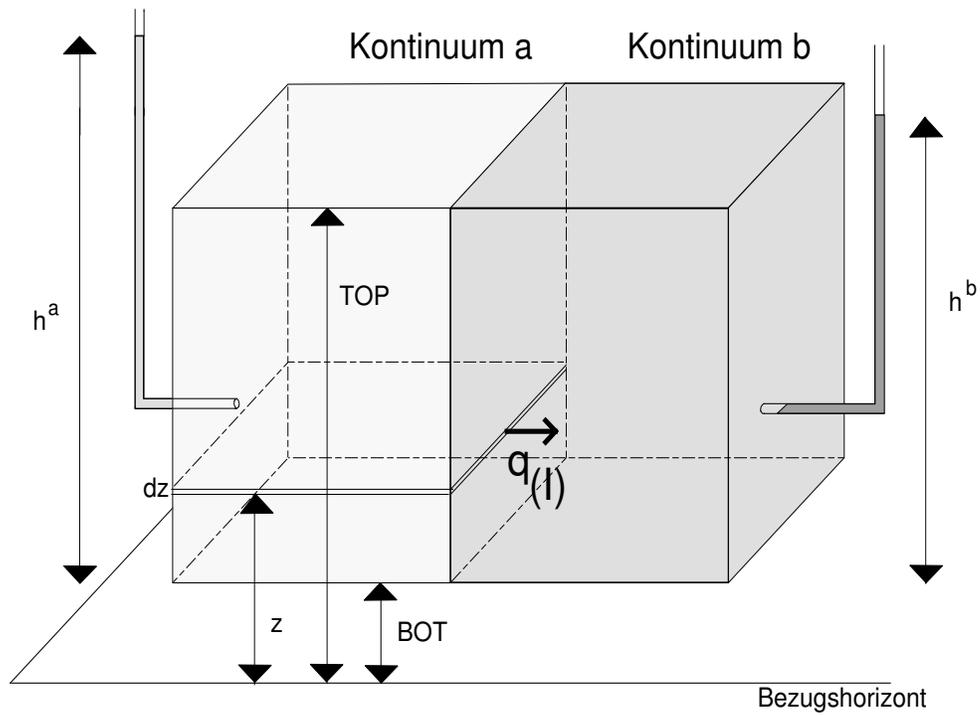


Abbildung 4.3: Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei beide Kontinua gespannt sind

(1) beide Kontinua gespannt (siehe **Abb. 4.3**)

$$\begin{aligned}
 Q_{(1),EXC} &= \int_{BOT}^{TOP} q_{(1)} dz \\
 &= \int_{BOT}^{TOP} \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) dz \\
 &= \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) (TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k})
 \end{aligned} \tag{4.7}$$

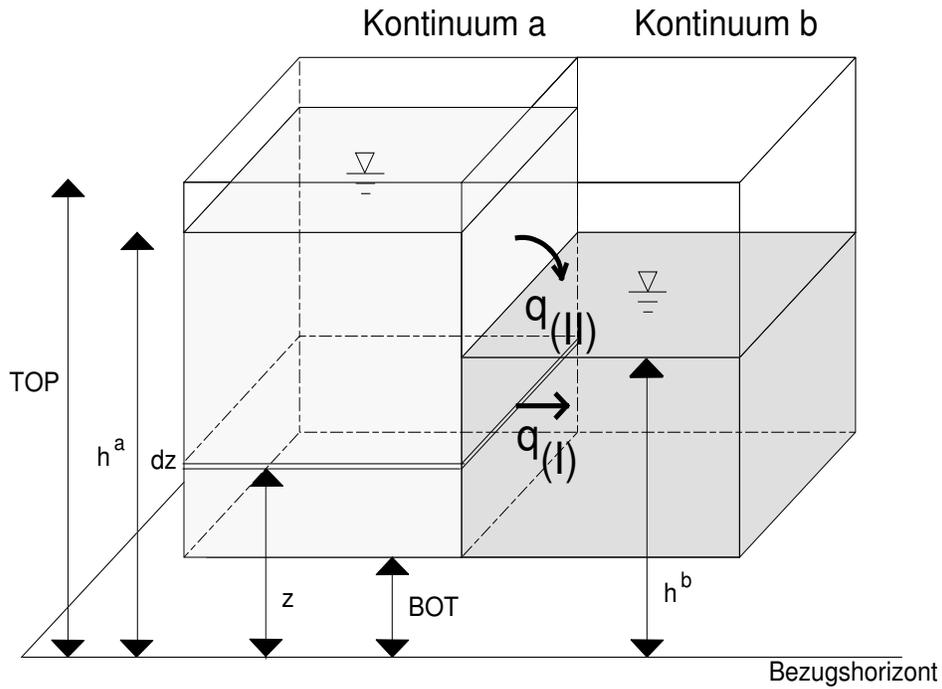


Abbildung 4.4: Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei beide Kontinua ungespannt sind

(2) beide Kontinua ungespannt (siehe **Abb. 4.4**)

$$\begin{aligned}
 Q_{(2),EXC} &= \int_{BOT}^{h^b} q_{(I)} dz + \int_{h^b}^{h^a} q_{(II)} dz \\
 &= \int_{BOT}^{h^b} \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) dz \\
 &\quad + \int_{h^b}^{h^a} \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - z) dz \\
 &= \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} \\
 &\quad \cdot (h^a - h^b) \frac{(h^a - BOT_{i,j,k}) + (h^b - BOT_{i,j,k})}{2}
 \end{aligned} \tag{4.8}$$

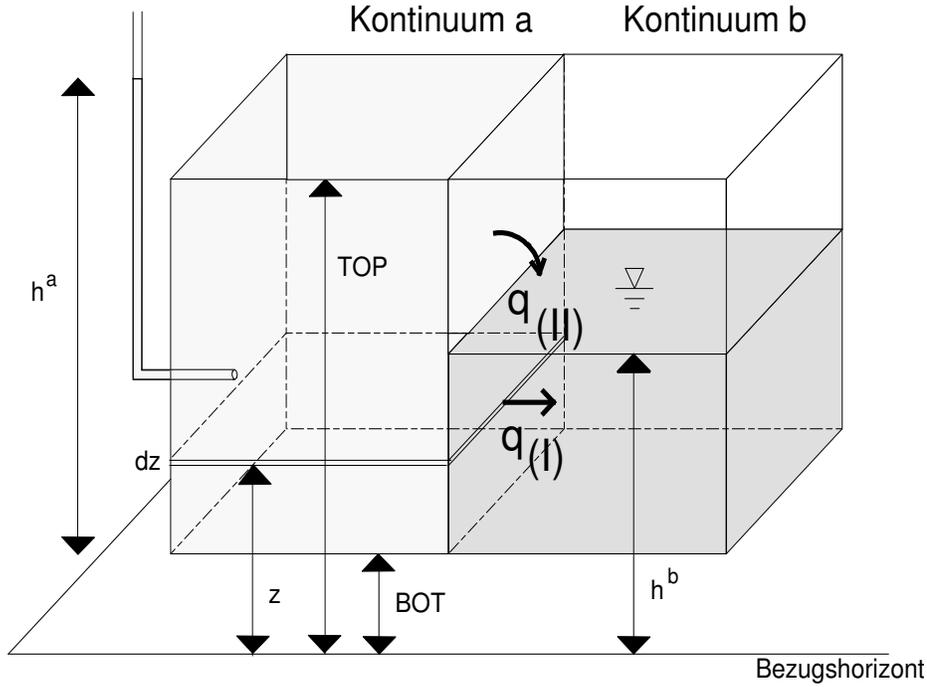


Abbildung 4.5: Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei ein Kontinuum gespannt und ein Kontinuum ungespannt ist

(3) Kontinuum b gespannt und Kontinuum a ungespannt (siehe **Abb. 4.5**)

$$\begin{aligned}
 Q_{(3),EXC} &= \int_{BOT}^{h^b} q_{(I)} dz + \int_{h^b}^{TOP} q_{(II)} dz \\
 &= \int_{BOT}^{h^b} \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) dz \\
 &\quad + \int_{h^b}^{TOP} \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - z) dz \\
 &= \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} \\
 &\quad \cdot \left[h^a \cdot TOP_{i,j,k} - \frac{1}{2} (h^{b^2} + TOP_{i,j,k}^2) - BOT_{i,j,k} (h^b - h^a) \right]
 \end{aligned} \tag{4.9}$$

Wobei $TOP_{i,j,k}$ die Oberkante einer Modellzelle und $BOT_{i,j,k}$ die Unterkante einer Modellzelle ist.

Die Austauschrate Q_{EXC} ist somit für ungespannte Verhältnisse in einer oder in beiden Kontinuum-Systemen nicht nur abhängig von der Piezometerhöhendifferenz, sondern auch von der Lage der freien Wasserspiegel, die im instationären Fall schwanken. Das Gleichungssystem, das das 3D-Doppelporositäts-Programm DP-MODFLOW löst, wird somit durch die Formulierung der Austauschrate zusätzlich nichtlinear, da die Lage der freien Oberfläche des jeweils

anderen Systems bei dem zu betrachtenden System mitberücksichtigt werden muß. Durch die iterative Lösungsstrategie, bei der nach jedem Iterationsschritt die Differentialgleichung der beiden Systeme neu aufgestellt wird, ist die Berücksichtigung der nichtlinearen Austauschprozesse gewährleistet (Picar-Iteration).

4.4.2 Formulierung der Austauschprozesse bei trockenfallenden Modellzellen

Im dreidimensionalen Fall besteht die Möglichkeit, daß innerhalb einer Modellzelle (i,j,k) z.B. Kontinuum a aktiv und Kontinuum b inaktiv (trockengefallen) ist (siehe **Abb. 4.6**). Für diese Situation wird angenommen, daß trotz inaktiver Modellzelle in Kontinuum b ein Austausch von System a nach b erfolgt. Für diesen Fall wird das Grundwasser, das in der Modellzelle (i,j,k) aus Kontinuum a abfließt, der nächsten tieferen aktiven Modellzelle (i,j,k') in Kontinuum b zugeführt. Die Berechnung der Austauschrate Q_{EXC} erfolgt für den Fall, daß eine Modellzelle in einem Kontinuum trocken ist, nach **Gl. 4.6**. Unter Berücksichtigung eines gespannten bzw. ungespannten aktiven Kontinuums ergibt sich die Austauschrate Q_{EXC} zu:

aktives Kontinuum a gespannt (siehe **Abb. 4.6a**):

$$Q_{EXC} = \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} \left[h^a (TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}) - \frac{1}{2} (TOP_{i,j,k}^2 - BOT_{i,j,k}^2) \right] \quad (4.10)$$

aktives Kontinuum a ungespannt (siehe **Abb. 4.6b**):

$$Q_{EXC} = \alpha_0 DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} \frac{1}{2} (h^a - BOT_{i,j,k})^2 \quad (4.11)$$

Für den Fall, daß das Kontinuum b aktiv und die Modellzelle im Kontinuum a trocken ist, ergeben sich die **Gl. 4.10** und **Gl. 4.11** entsprechend, indem die Piezometerhöhe h^a durch h^b und umgekehrt ersetzt wird.

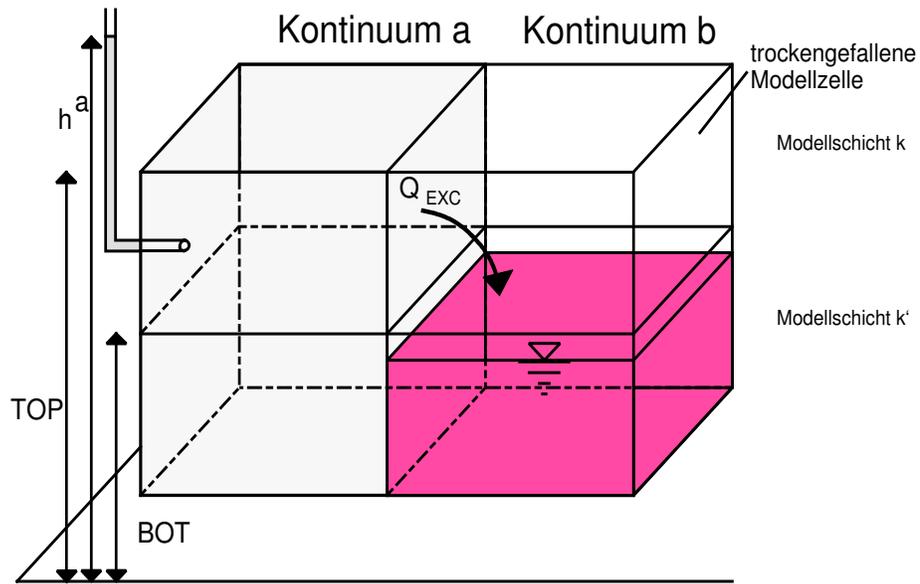
Im 3D-Doppelporositäts-Programm kann analog zum MODFLOW-Konzept schon bei der Modelleingabe der Aquiferparameter zwischen generell gespannten und ungespannten Verhältnissen unterschieden werden (z.B. Vorgabe von Transmissivitäten bei generell gespannten Verhältnissen). Für generell gespannte Verhältnisse kann deshalb im 3D-Doppelporositäts-Modell DP-MODFLOW ein konstanter Wert für den Austauschkoeffizient α [1/s] vorgegeben werden. Der Austauschkoeffizient α bestimmt sich aus der Modellzellenmächtigkeit wie folgt:

$$\alpha = \alpha_0 \Delta z = \alpha_0 (TOP_{i,j,k} - BOT_{i,j,k}) \quad (4.12)$$

Der Austausch Q_{EXC} ergibt sich dann zu:

$$Q_{EXC} = \alpha DELR_{i,j,k} DELC_{i,j,k} (h^a - h^b) \quad (4.13)$$

a) aktives System gespannt



b) aktives System ungespannt

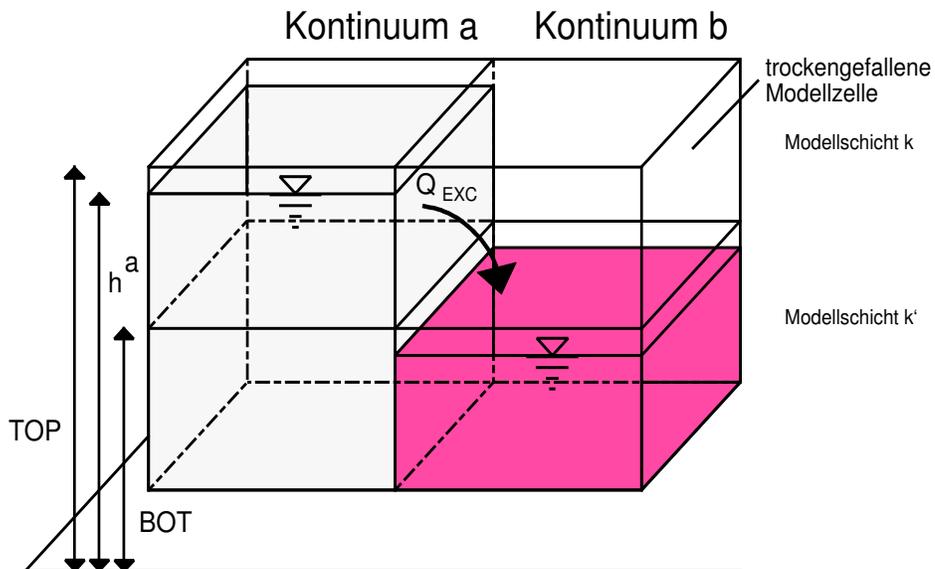


Abbildung 4.6: Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei die Modellzelle in Kontinuum a aktiv und in Kontinuum b inaktiv ist

Der in **Gl. 4.13** dargestellte lineare Formulierungsansatz der Austauschrate Q_{EXC} berücksichtigt nur die Piezometerhöhendifferenz zwischen Kontinuum a und b. Eine Berechnung des Austausches zwischen aktiven und inaktiven Modellzellen (siehe **Abb. 4.6**) ist für diesen Fall der Formulierung (**Gl. 4.13**) nicht möglich. Der lineare Formulierungsansatz (**Gl. 4.13**) entspricht dem Ansatz, der im 2D-Doppelporositäts-Programm (Lang et al. 1991) verwendet wurde. Bei den nachfolgenden Untersuchungen wurde dieser Formulierungsansatz nur für die Verifizierungsrechnungen mit dem 2D-Doppelporositäts-Programm verwendet.

Da für ungespannte Verhältnisse die Piezometerhöhen h^a und h^b nichtlinear in der Austauschrate Q_{EXC} enthalten sind, kann nur für große Piezometerhöhenüberdeckungen h^a und h^b gegenüber der Piezometerhöhenschwankung näherungsweise folgender Zusammenhang zwischen dem spezifischen Austauschkoefizienten α_0 und dem Austauschkoefizienten α angegeben werden:

$$\alpha \approx \alpha_0 \cdot \bar{m} \quad (4.14)$$

Wobei \bar{m} die mittlere wassererfüllte Mächtigkeit zwischen Kontinuum a und b ist.

4.5 Verifizierung

Die Verifizierung des 3D-Doppelkontinuum-Programms erfolgte sowohl über Vergleiche mit analytischen Lösungen (Mohrlok, 1992b) als auch über Vergleichsrechnungen mit bestehenden (d.h. verifizierten) Programmen. Die analytischen Lösungen beschränken sich im wesentlichen auf einfache Konfigurationen (z.B. eindimensionale oder radialsymmetrische Betrachtungen). Bei dem Vergleich mit bestehenden Programmen (2D-Doppelporositäts- bzw. 3D-Einfachporositäts-Programm; Lang et al., 1991; McDonald und Harbaugh, 1984) konnten dagegen auch komplexere Modellgeometrien und Randbedingungen zur Anwendung kommen.

Da bislang kein vergleichbares Doppelkontinuum-Programm vorliegt, mußte die Verifizierung in mehreren Schritten vorgenommen werden, bei denen die Neuentwicklungen einzeln getestet wurden. Dabei wurde wie folgt vorgegangen:

- **allgemeine Verifizierung mit vereinfachenden Annahmen:** Vergleich mit analytischen Lösungen (Mohrlok, 1992b), Vergleich mit 2D-Doppelporositäts-Programm, wobei die ungespannten Verhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse unberücksichtigt blieben.
- **Verifizierung der Austauschprozesse mit spezifischem Austauschkoefizient α_0 :** Vergleich mit Einporositäts-Programm, wobei die Doppelporosität durch zwei nebeneinander liegende Modellzellreihen realisiert ist.
- **Verifizierung der Austauschprozesse mit trockenen Modellzellen:** Vergleich mit Einporositäts-Programm, wobei im doppelporösen Fall ein System mit stationärem Wasserspiegel angenommen wurde.

Die Güte der Vergleichsmodellläufe wurde anhand der Piezometerhöhen überprüft. Die prozentuale Abweichung Δh zwischen der mit dem 3D-Doppelporositäts-Programm DP-MODFLOW berechneter Piezometerhöhe h_{MOD} und zu vergleichender Piezometerhöhe h_{vgl} (analytische Lösung oder berechnet mit bestehendem Strömungsprogramm) ergibt sich zu:

$$\Delta h = \frac{h_{MOD} - h_{vgl}}{h_{vgl}} \quad (4.15)$$

4.5.1 Allgemeine Verifizierung mit vereinfachenden Annahmen

Vergleich mit radialsymmetrischer instationärer analytischer Lösung (Mohrlok, 1992b)

Beispielhaft für die von Mohrlok (1992b) durchgeführten Verifizierungsläufe mit analytischen Lösungen sind hier die Ergebnisse der Verifizierung für eine radialsymmetrische Strömung (Brunnenströmung) in einem doppelporösen System dargestellt.

Für eine radialsymmetrische Strömung kann bei tiefengemittelter Betrachtung und unter der Annahme gespannter Verhältnisse (bzw. in etwa konstanter Mächtigkeit m bei ungespannten Verhältnissen) eine instationäre Lösung angegeben werden. Hierzu müssen folgende Annahmen getroffen werden:

- Die Krümmung des Wasserspiegels zum Brunnen hin wird in Kontinuum a vernachlässigt. Die zweiten Ortsableitung im System a wird zu Null gesetzt.

$$T^a \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h^a}{\partial r} \right) \approx 0 \quad (4.16)$$

- Die Speicherfähigkeit des Kontinuums b wird vernachlässigt. Die Zeitableitung im System b wird zu Null gesetzt.

$$S^b \frac{\partial h^b}{\partial t} \approx 0 \quad (4.17)$$

Daraus ergibt sich folgendes System von Differentialgleichungen:

$$\begin{aligned} 0 &= S^a \frac{\partial h^a}{\partial t} + \alpha(h^a - h^b) \\ T^b \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h^b}{\partial r} \right) &= \alpha(h^a - h^b) + q(r) \end{aligned} \quad (4.18)$$

Wobei der Quellenterm $q(r)$ wie folgt definiert ist:

$$q(r) = \begin{cases} \frac{Q_0}{2\pi r m} : & \text{falls } r \leq r_w \\ 0 : & \text{falls } r > r_w \end{cases} \quad (4.19)$$

Dabei ist Q_0 die Pumprate und m die Aquifermächtigkeit. Warren und Root (1963) geben für die Absenkung s_w^b am Brunnenrand r_w folgende Lösung an:

$$s_w^b(t) = \frac{Q_0}{4\pi T^b} \left[\ln \tau + 0,8091 + Ei\left(-\frac{\lambda \tau}{\omega(1-\omega)}\right) - Ei\left(-\frac{\lambda \tau}{1-\omega}\right) \right] \quad (4.20)$$

Die Funktion $Ei(-u)$ und die Parameter λ , ω und τ sind dabei wie folgt definiert:

$$-Ei(-u) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x} dx, \quad \lambda = \frac{\alpha r_w^2}{T^b}, \quad \omega = \frac{S^b}{S^a + S^b}, \quad \tau = \frac{T^b t}{r_w^2 (S^a + S^b)} \quad (4.21)$$

Diese Lösung gilt für einen unendlich ausgedehnten Aquifer, $\tau > 100 \omega$ und $\lambda \ll 1$.

Die Lösung nach Warren und Root (1963) wurde mit dem Ergebnis des 3D-Doppelporositäts-Programms DP-MODFLOW verglichen. Für die numerische Modellierung des radialsymmetrischen Strömungsfelds wurde ein quadratisches Modellgebiet mit einer Modellschicht verwendet. Der Brunnen wurde in der Mitte des Modellgebiets angenommen. Die Modellränder wurden 150 m vom Brunnen entfernt festgelegt und als undurchlässige Ränder angesetzt. Das Diskretisierungsraster wurde in Brunnennähe extrem stark verfeinert (Zellabstand außen: 50 m, innen: 0,20 m), so daß die Absenkung am Brunnenrand, die durch die analytische Lösung nach Warren und Root als Vergleichsgröße gegeben ist, mit dem Modell gut nachgebildet werden konnte. **Tab. 4.1** enthält die für die Verifizierungsrechnungen verwendeten Aquiferparameter.

Tabelle 4.1: Modellparameter des Verifizierungslaufs V_1

		Kontinuum a	Kontinuum b
Durchlässigkeit	m/s	10^{-6}	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Speicherkoeffizient	-	0,2	0,0004
Austauschkoeffizient	1/s	$4 \cdot 10^{-7}$	
Brunnenradius	m	-	0,3
Pumprate	l/s	-	1,0

In **Abb. 4.7** ist der zeitliche Verlauf der Absenkung $s_w^b(t)$ am Brunnenrand und die Ganglinie der prozentualen Abweichung Δs_w zwischen analytischer und mit dem 3D-Doppelporositäts-Programm berechneten Absenkung dargestellt. Die prozentuale Abweichung zwischen der mit

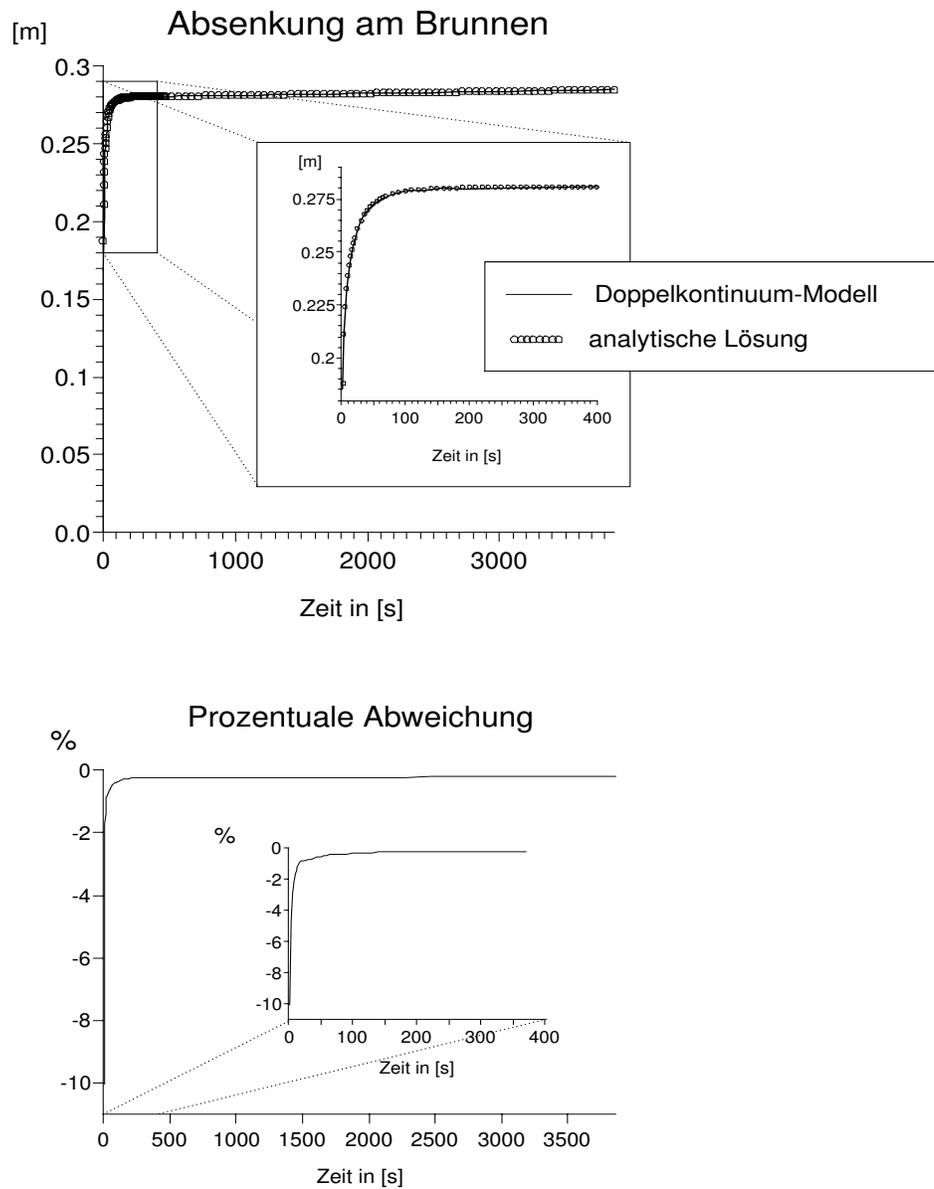


Abbildung 4.7: Zeitlicher Verlauf der Absenkung $s_w^b(t)$ und prozentualer Abweichung Δs_w zwischen analytischer Lösung (Warren und Root, 1963) und 3D-Doppelporositäts-Modell DP-MODFLOW (nach Mohrlök, 1992b)

dem Modell berechneten Absenkung und der über die analytische Lösung bestimmten Absenkung s_w^b ist nach einer Anfangsphase (weniger als ca. 10 Berechnungssekunden), in der die Absenkung selbst auch sehr klein ist, mit weniger als 1 % sehr gering. Dieser Unterschied zwischen analytischer Lösung und Modellergebnis läßt sich mit den bei der analytischen Lösungen getroffenen Annahmen erklären.

Vergleich mit 2D-Doppelporositäts-Programm

Für den Vergleich mit dem 2D-Doppelporositäts-Programm wurde das in Lang et al. (1991) beschriebene Programm verwendet. Die Struktur des 2D-Doppelporositäts-Programms basiert wie das 3D-Doppelporositäts-Programm auf dem bestehenden Grundwasserströmungsprogramm MODFLOW und wurde mittels Modifikation mehrerer Subroutinen aus diesem erstellt. Die beiden Kontinua werden hierbei durch zwei Modellschichten im Programm repräsentiert. Aus programmtechnischen Gründen kann der Austausch zwischen den beiden Systemen beim 2D-Doppelporositäts-Programm nicht unter Berücksichtigung der freien Oberfläche in beiden Systemen bestimmt werden. Deshalb beschränkt sich der Vergleich mit dem 2D-Doppelporositäts-Programm auf Berechnungen mit folgenden Vereinfachungen:

- V_2 : Im 3D-Doppelporositäts-Programm und im 2D-Doppelporositäts-Programm wurde der Austausch über den Austauschkoeffizienten α entsprechend **Gl. 4.13** berechnet. Die ungespannten Verhältnisse bleiben bei der Berechnung des Austausches unberücksichtigt.
- V_3 : Im 3D-Doppelporositäts-Programm wurde der Austausch über den spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 entsprechend **Gl. 4.7 - Gl. 4.9** berechnet. Im 2D-Doppelporositäts-Programm wurden die instationären Grundwasserspiegelschwankungen vernachlässigt. Der Austausch wurde über den Austauschkoeffizienten α entsprechend **Gl. 4.13** bestimmt. Der zum Austauschkoeffizienten α äquivalente spezifische Austauschkoeffizient α_0 wurde über **Gl. 4.14** unter der Annahme einer zeitlich gemittelten wassererfüllten Mächtigkeit \bar{m} bestimmt.

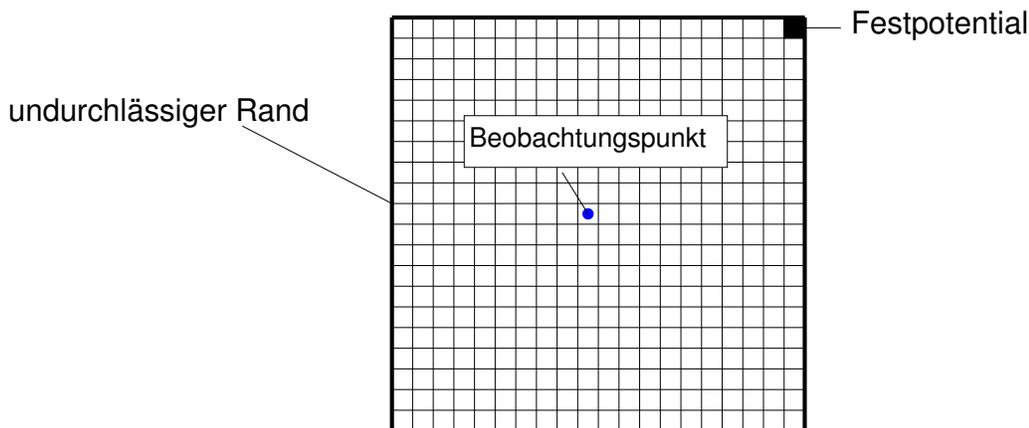


Abbildung 4.8: Grundriß des Modellgebiets für die Verifizierungsläufe V_2 und V_3

Für die Vergleichsrechnungen V_2 und V_3 zwischen 2D-Doppelporositäts- und 3D-Doppelporositäts-Programm wurde ein zweidimensionales rechteckiges Modellgebiet entsprechend **Abb. 4.8** gewählt. Alle vier Modellränder wurden in beiden Systemen als undurchlässige Ränder angenommen. Eine Eckzelle in beiden Kontinuum-Systemen wurde als Festpotential definiert. Die Berechnungen erfolgten mit freier Oberfläche. Dem Modell wurden die in **Abb. 4.9**

Grundwasserneubildungsraten

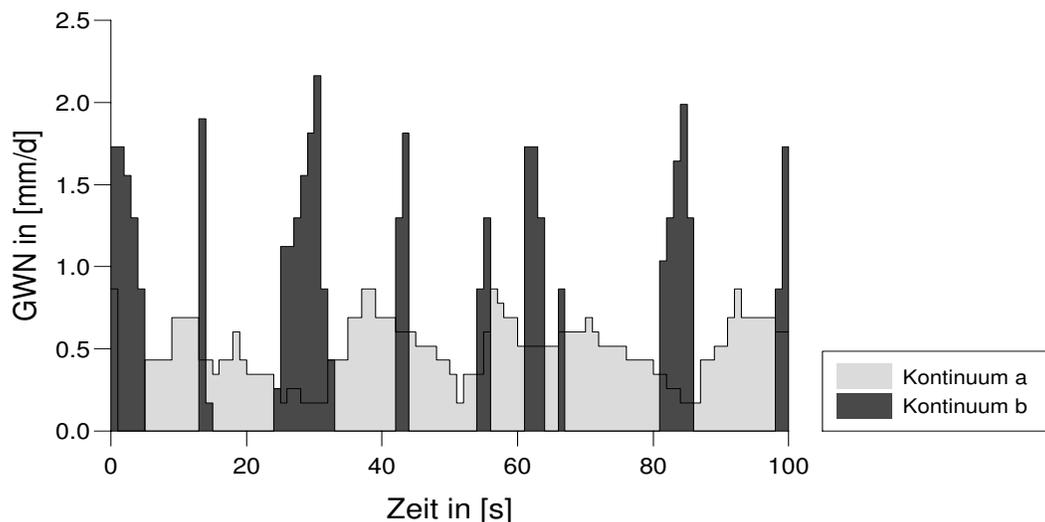


Abbildung 4.9: Ganglinien der synthetischen Grundwasserneubildung in die beiden Kontinuum-Systeme a und b für die Verifizierungsläufe V_2 - V_5

Tabelle 4.2: Modellparameter der Verifizierungsläufe V_2 und V_3

		Kontinuum a	Kontinuum b
Durchlässigkeit	m/s	10^{-5}	10^{-3}
Speicherkoeffizient	-	0,03	0,0003

	2-Doppelporositäts-Programm	3-Doppelporositäts-Programm
(V_2)	$\alpha = 10^{-9} \text{ 1/s}$	$\alpha = 10^{-9} \text{ 1/s}$
(V_3)	$\alpha = 10^{-9} \text{ 1/s}$	$\alpha_0 = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ 1/(ms)}$

dargestellte synthetischen Grundwasserneubildungsraten für Kontinuum a und b zugegeben. Die Neubildungsganglinie des Kontinuums b wurde mit wenigen Einzelereignissen mit im Vergleich zu Kontinuum a großen Neubildungsraten angenommen. Die Grundwasserneubildung des Kontinuums a wurde in etwa gleichmäßig über den gesamten Berechnungszeitraum angesetzt. Die Neubildungsrate des Kontinuums a schwankt zwischen 0 und $0,7 \text{ mm/d}$. In **Tab. 4.2** sind die Aquiferparameter der Verifizierungsläufe V_2 und V_3 dargestellt. Bei der Umrechnung von spezifischem Austauschkoefizienten α_0 zum Austauschkoefizient $\alpha = \alpha_0 \overline{m}$ wurde von einer mittleren

Mächtigkeit \bar{m} von 15 m ausgegangen.

In **Abb. 4.10** ist exemplarisch der zeitliche Verlauf der Grundwasserstandsganglinien des Kontinuums a und b (V_2 und V_3) in der Mitte des Modellgebiets (siehe **Abb. 4.8**) dargestellt. Der Verifizierungslauf V_2 zeigt fast identische Wasserspiegel für das 2D-Doppelporositäts- und das 3D-Doppelporositäts-Programm (prozentuale Abweichung Δh maximal 0,1%). Ein Vergleich der Berechnungsergebnisse des Verifizierungslaufs V_3 demonstriert, daß trotz unterschiedlicher Austauschformulierungen eine relativ gute Übereinstimmung (prozentuale Abweichung Δh_{max} von 1%) vorliegt.

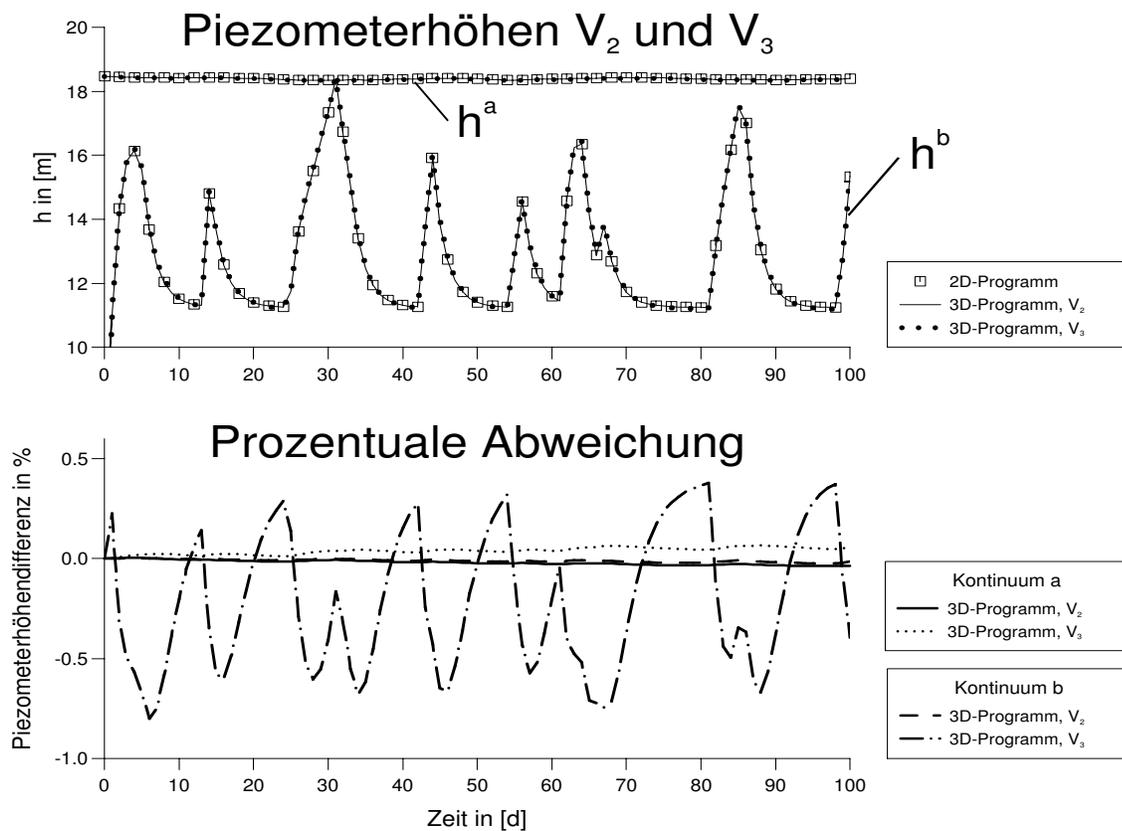


Abbildung 4.10: Ganglinien der Wasserstände h^a und h^b , die mit dem 3D-Doppelporositäts-Programm und dem 2D-Doppelporositäts-Programm berechnet wurden, sowie die prozentuale Abweichung Δh , Verifizierungsläufe V_2 und V_3

4.5.2 Verifizierung der Austauschprozesse mit spezifischem Austauschkoefizient α_0

Da bei den Verifizierungsläufen V_2 und V_3 die Vergleichsrechnung (Ergebnis des 2D-Doppelporositäts-Programm) nicht unter Berücksichtigung des spezifischen Austauschkoefizienten α_0 (siehe **Tab. 4.2**) erfolgte, wurde ein weiterer Verifizierungslauf durchgeführt, bei dem auch in der Vergleichsrechnung α_0 verwendet wurde. Für die Verifizierung der Austauschprozesse bei ungespannten Verhältnissen wurde ein eindimensionales Modell gewählt, dessen Strömungsverhältnisse zum einen mit dem 3D-Doppelporositäts-Programm und zum anderen mit einem zweireihigen Einporositäts-Programm simuliert wurden. Die beiden Reihen des Einkontinuum-Modells repräsentieren jeweils die beiden Systeme des Doppelporositäts-Modells. Um die Austauschprozesse bei ungespannten Verhältnissen zu verifizieren, wurde sowohl das Einkontinuum- als auch das Doppelkontinuum mit freier Oberfläche berechnet. In **Tab. 4.3** sind die für den Verifizierungslauf V_4 verwendeten Modellparameter dargestellt.

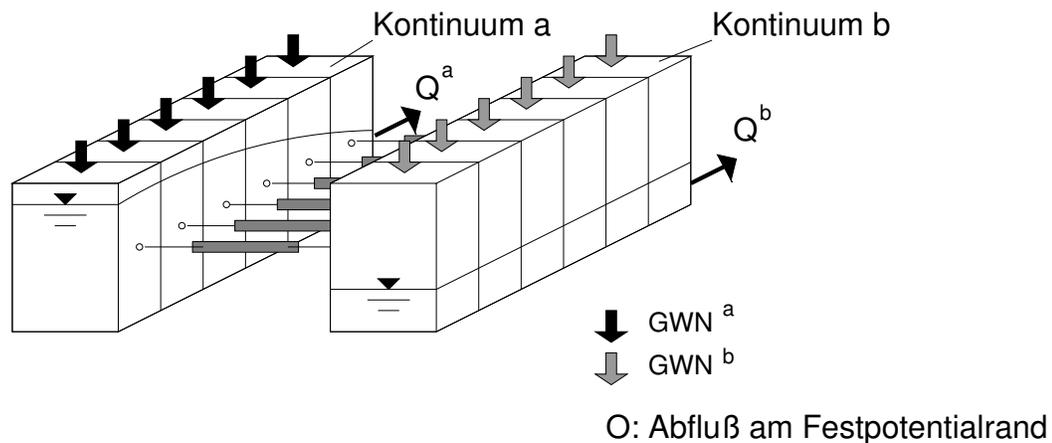


Abbildung 4.11: Schematische Darstellung des eindimensionalen Modellgebiets, das für den Verifizierungslauf V_4 verwendet wurde

Tabelle 4.3: Modellparameter des Verifizierungslaufs V_4

Doppelkontinuum-Modell			Einkontinuum-Modell		
k_f^a	10^{-5}	m/s	k_f^1 (Reihe 1)	10^{-5}	m/s
k_f^b	10^{-3}	m/s	k_f^2 (Reihe 2)	10^{-3}	m/s
S^a	0,03	-	S^1 (Reihe 1)	0,03	-
S^b	0,0003	-	S^2 (Reihe 2)	0,0003	-
α_0	$4 \cdot 10^{-11}$	1/(ms)	$k_f^{1,2}$	$4 \cdot 10^{-7}$	m/s

Die Durchlässigkeiten in Strömungsrichtung und die Speicherkoeffizienten der beiden Systeme wurden identisch gewählt. Damit auch die Austauschraten in beiden Fällen gleich sind, wurde für das Einkontinuum-System eine Durchlässigkeit zwischen den beiden Modellreihen gewählt, die äquivalent dem spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 im Doppelkontinuum-Fall ist. Diese Durchlässigkeit ergibt sich aus der Bilanzbetrachtung zu:

$$\text{Austausch zwischen den Kontinua im Doppelkontinuum-System} = \text{Austausch zwischen den Modellreihen im Einkontinuum-System}$$

$$\rightarrow k_f^{1,2} \text{ (Durchlässigkeit zwischen den Modellreihen)} = \alpha_0 / \text{Modellzellengrundfläche}$$

Die Modellzellengrundfläche beträgt im Verifizierungslauf V_4 10000 m^2 . Die Piezometerhöhen und prozentualen Abweichungen des Verifizierungslaufs V_4 , die in **Abb. 4.12** dargestellt sind, zeigen mit $\Delta h_{max} = 0,3\%$ eine relativ gute Übereinstimmung.

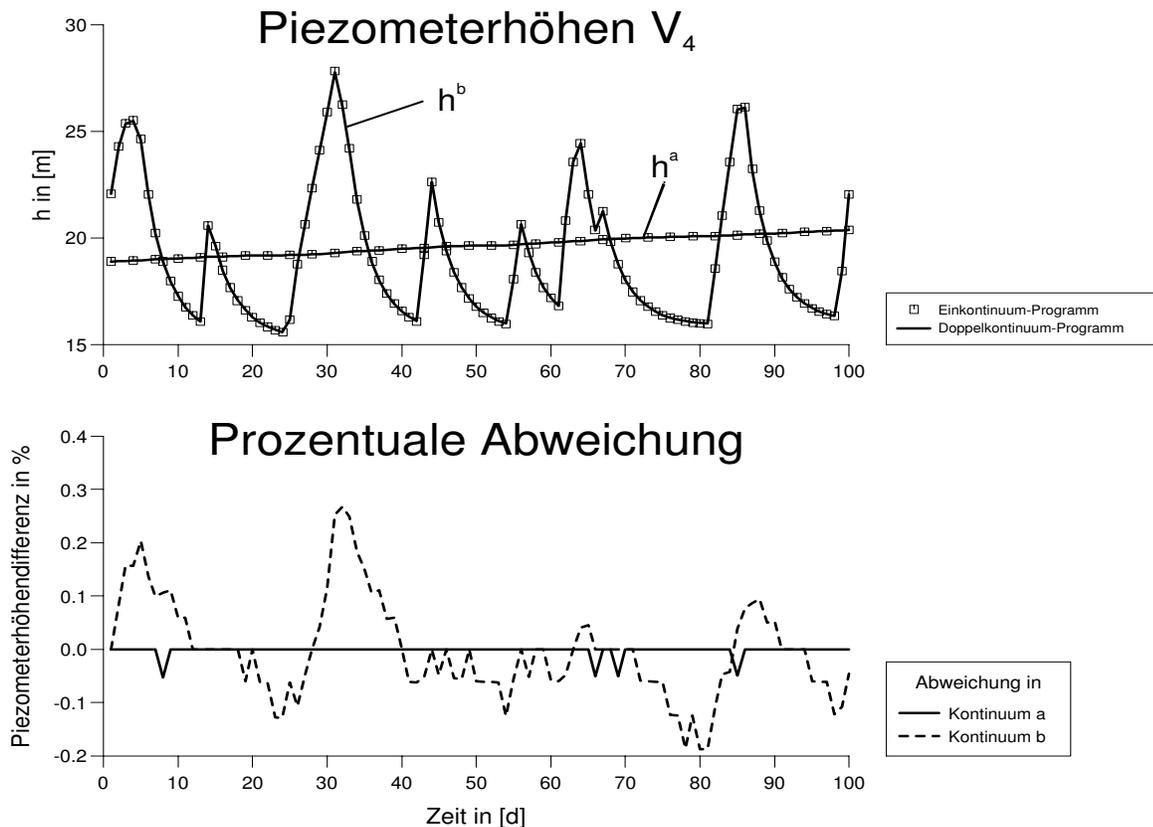


Abbildung 4.12: Piezometerhöhen und prozentuale Abweichung des Verifizierungslaufs V_4

4.5.3 Verifizierung der Austauschprozesse bei trockenfallenden Modellzellen

Die Verifizierung der Austauschprozesse bei trockenfallenden Modellzellen wurde über einen Vergleich mit dem 3D-Einporositäts-Programm durchgeführt, wobei im doppelporösen Fall ein System mit stationärem Wasserspiegel angenommen wurde. In **Abb. 4.13** ist schematisch das Doppelporositäts-Modell dargestellt. Im einfach porösen Fall wurde das zweite Kontinuum mit stationärem Wasserspiegel über eine Leakage-Randbedingung in jeder Modellzelle realisiert.

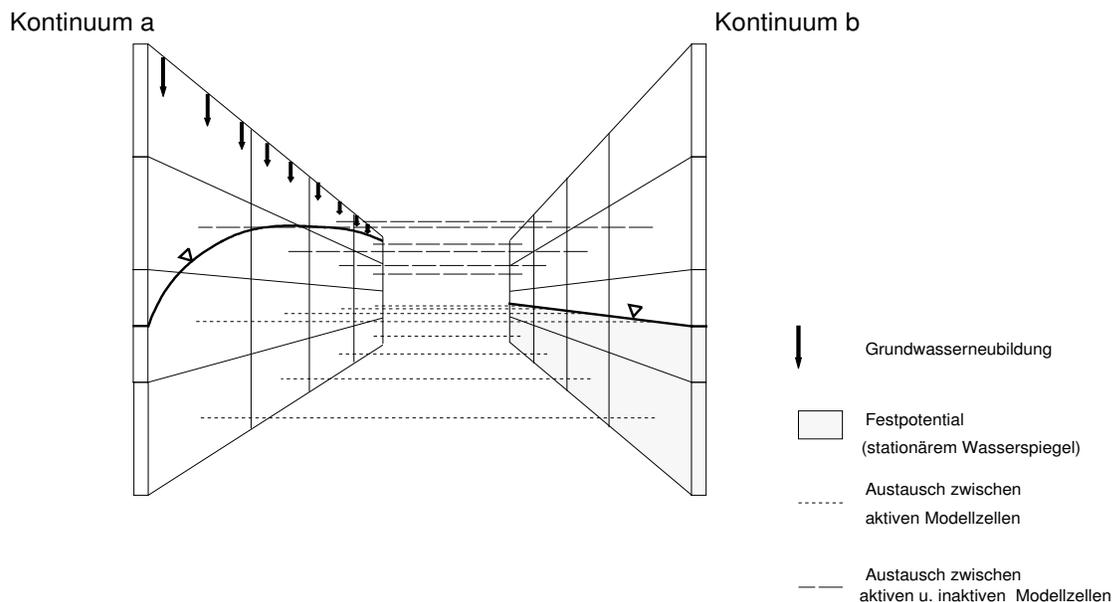


Abbildung 4.13: Schematische Darstellung der für den Verifizierungslauf V_5 verwendeten Randbedingungen

Als Modellgebiet wurde ein in der Grundfläche quadratisches Modellgebiet mit 4 Modellschichten gewählt. In **Tab. 4.4** sind die für den Verifizierungslauf V_5 verwendeten Modellparameter dargestellt. Die Durchlässigkeits- und Speicherkoeffizienten des Ein- und Doppelkontinuum-Modells wurden identisch gewählt. Der zum spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 äquivalente Übergangswiderstand der Leakage-Randbedingung wurde wie in **Abschnitt 4.5.2** über eine Bilanzbetrachtung ermittelt.

In **Abb. 4.14** sind die sich aus dem 3D-Doppelporositäts- und 3D-Einporositäts-Modell ergebenden Grundwasserstände an einer Modellzelle in der Mitte des Modellgebiets und deren prozentuale Abweichung dargestellt. Es ist zu erkennen, daß geringfügige Abweichungen zwischen den berechneten Piezometerhöhen des 3D-Einporositäts- und dem 3D-Doppelporositäts-Modell vorhanden sind, die aus der unterschiedlichen Berechnung der Austauschraten $Q_{Leakage}$

und Q_{EXC} resultieren. Eine in beiden Modellen identische Piezometerhöhe ist wegen der über die Zeit schwankenden wassererfüllten Mächtigkeit in den Modellschichten mit freiem Wasserspiegel beim Doppelporositäts-Modell nicht möglich. D.h. es müssen sich a priori unterschiedliche Wasserspiegel bei den Berechnungen einstellen. Im Vergleich zu den vorangegangenen Verifizierungsläufen mußten größere Piezometerhöhenänderungen simuliert werden, da der Wasserspiegel über mehrere Modellschichten schwankt. Aus diesem Grund ist die maximale Piezometerhöhen-differenz von 7% zwar relativ groß gegenüber den anderen Verifizierungsläufen, aber dennoch für diese Strömungssituation als relativ gering zu bewerten. Die Vergleichbarkeit der Modelle ist somit gegeben.

Tabelle 4.4: Modellparameter des Verifizierungslaufs V_5

Doppelporosität-Modell			Einkontinuum-Modell		
k_f^a in x- und y- Richtung	10^{-3}	m/s	k_f in x- und y-Richtung	10^{-3}	m/s
k_f^a in z-Richtung	10^{-6}	m/s	k_f in z-Richtung	10^{-6}	m/s
S^a	0,001	-	S	0,001	-
α_0	10^{-9}	1/(ms)	Übergangswiderstand entsprechend McDonald und Harbaugh (1984) am Leakage-Rand	10^{-6}	m^2/s

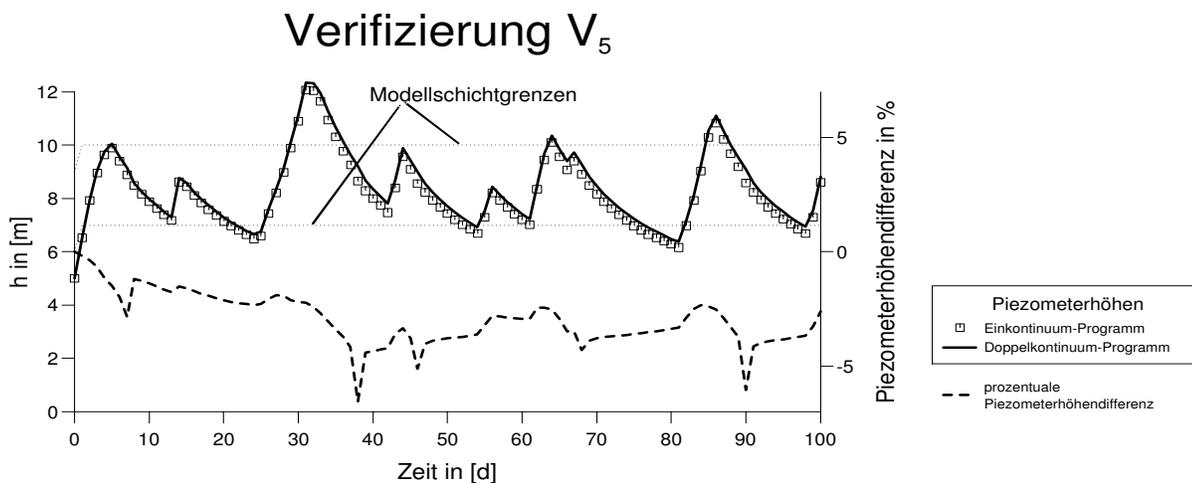


Abbildung 4.14: Piezometerhöhen und prozentuale Abweichung des Verifizierungslaufs V_5

Kapitel 5

Entwicklung von Modellansätzen zur Transportsimulation im Karst auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes

5.1 Übersicht

Da der Doppelkontinuum-Ansatz ein Ersatzmodell-Ansatz ohne die genaue Kenntnis der strömungsbestimmenden Heterogenitäten ist, können nur regionale Transportprozesse mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes simuliert werden. Ziel der Transportmodellierung auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes ist es deshalb, die aus der Strömungsmodellierung gewonnenen Erkenntnisse zu überprüfen und zu ergänzen, indem zusätzliche Transportdaten (z.B. Ergebnisse aus Markierungsversuche) in eine Modelluntersuchung einfließen. Hierbei können beispielsweise großräumige Fließrichtungen und Einzugsgebiete im numerischen Modell bestimmt und mit den Naturdaten verglichen. Durch Einbinden von gemessenen regionalen Transportdaten in eine numerische Betrachtung soll das Prozessverständnis v.a. zur Kluft/Matrix-Interaktion für das Doppelporositäts-System verbessert werden. Von folgenden **prinzipiellen Überlegungen** ist bei der Transportmodellierung mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes auszugehen:

- Die *exakten Fließwege* können *nur mit einem diskreten Modellansatz* für die Kluftwegsamkeiten nachgebildet werden.
- Die Transportmodellierung mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes dient zur *Unterstützung der regionalen Strömungsbetrachtung*
- Transportbetrachtungen mit dem Doppelkontinuum-Ansatz verbessern das *prinzipielle Verständnis für die Austauschprozesse* zwischen Kluft und Matrix, da Transportdaten zusätzliche Informationen zum Austauschverhalten liefern (z.B. Tailing bei Durchbruchkurven von Markierungsversuchen oder exponentieller Wiederanstieg von regionalen Tracern nach Neubildungsereignissen).

Die Simulation von Transportvorgängen im Falle des Doppelkontinuum-Ansatzes ermöglicht über den **Vergleich mit gemessenen Transportdaten** folgende Untersuchungen:

- Transportuntersuchungen ermöglichen die Nachbildung der aus Tracerversuchen ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten und eine Konsistenzprüfung der Doppelkontinuum-Strömungsparameter. D.h. mit Hilfe von Transportuntersuchungen kann überprüft werden, ob sich mit einem aus Strömungsuntersuchungen ermittelten Modellparametersatz auch Transportprozesse simulieren lassen.
- Mit der Simulation von Transportvorgängen bei unterschiedlichen hydrologischen Verhältnissen läßt sich das Transportverhalten eines Karstaquifers in Abhängigkeit von instationären Strömungsprozessen untersuchen.
- Über die Simulation regionaler Transportprozesse (Tracereintrag durch Neubildungswasser) läßt sich das Prozessverständnis für ein Doppelkontinuum-System verbessern (Wie und in welchem System wird das Karstwasser aus dem Modellgebiet zur Quelle transportiert?).

Erstmals wurden Transportuntersuchungen im Karst mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes von Teutsch (1988) durchgeführt, wobei ein eindimensionales numerisches Modell zur Anwendung kam. Mit diesem Modell konnte gezeigt werden, daß instationäre Transportvorgänge in Karstaquifern unter Zugrundelegung des Doppelkontinuum-Ansatzes beschrieben werden können. Sauter (1992) verwendete ebenfalls das von Teutsch (1988) entwickelte 1D-Programm, um an einem anderen Quelleinzugsgebiet gemessene regionale Transportvorgänge nachzubilden. Mit diesem Transportmodell ist es allerdings nur möglich, Austauschvorgänge in einer Richtung zu simulieren. *Wechselnde Kluft/Matrix-Interaktionen* können damit nicht beschrieben werden.

Um auch räumlich differenzierte Transportuntersuchungen durchführen zu können, war es erforderlich, ein dreidimensionales Doppelkontinuum-Transportprogramm zu entwickeln, das auf den instationären Strömungsbetrachtungen des DP-MODFLOW basiert. Austauschvorgänge mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion können ebenfalls mit dem neu entwickelten Modell simuliert werden.

5.2 Mathematische Grundlagen

Der konservative Transport von Wasserinhaltsstoffen in einer gesättigten dreidimensionalen Grundwasserströmung läßt sich mathematisch unter Berücksichtigung der hydrodynamischen Dispersion (D_{ij} : Dispersionskoeffizient) und Advektion wie folgt beschreiben:

$$\frac{\partial}{\partial t}(n_e c) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(n_e D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (n_e u_i c) + \sum q_{0s} c_s \quad (5.1)$$

Wobei n_e den durchflußwirksamen Hohlraumanteil, c die Konzentration, u_i die Abstandsgeschwindigkeiten in die drei Raumrichtungen x_i und q_{0s} die spezifischen Zu- bzw. Abflußraten

an Quellen und Senken mit den zugehörigen Zu- und Abflußkonzentrationen c_s darstellen. Im Falle eines Zuflusses wird die Konzentration c_s gleich der Konzentration der Quelle gesetzt. Im Falle einer Senke, bei der Wasser aus dem System fließt, ist die Abflußkonzentration gleich der Konzentration c im System.

Transportprozesse infolge Retardation oder chemischem bzw. mikrobiellem Abbau von Wasserinhaltsstoffen wurden in **Gl. 5.1** sowie in den nachfolgenden Ausführungen nicht separat aufgeführt, da diese Transportprozesse in den einzelnen Kontinua für sich betrachtet werden können. Diese Prozesse haben keinen Einfluß auf die hier neu entwickelten Ansätze zur Beschreibung der Austauschprozesse.

Für ein doppelporöses System können zwei gekoppelte Differentialgleichungen formuliert werden, die den Transport zum einen im schnellen System, den Grobklüften, und zum anderen im langsamen System, der Matrix, beschreiben. Für ein doppelporöses System ergibt sich somit das zu **Gl. 5.1** äquivalente Differentialgleichungssystem wie folgt:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(n_e^a c^a) &= \frac{\partial}{\partial x_i} \left(n_e^a D_{ij}^a \frac{\partial c^a}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (n_e^a u_i^a c^a) + \sum q_{0s}^a c_s^a + q_{0dp}^a c_{dp}^a + n_e^a M_{0D}^a \\ \frac{\partial}{\partial t}(n_e^b c^b) &= \frac{\partial}{\partial x_i} \left(n_e^b D_{ij}^b \frac{\partial c^b}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (n_e^b u_i^b c^b) + \sum q_{0s}^b c_s^b + q_{0dp}^b c_{dp}^b + n_e^b M_{0D}^b \end{aligned} \quad (5.2)$$

Die Kopplung der Differentialgleichungen erfolgt im allgemeinen Fall über die durch die Strömung vorgegebene Austauschrate q_{0dp}^k und zum anderen über den diffusiven Massenaustausch M_{0D}^k . Der Massenaustausch infolge Austauschrate q_{0dp}^k ist in dem Differentialgleichungssystem ähnlich einem Quellen- und Senkenterm definiert. Er wird im folgenden als '*advektiver*' *Austausch* bezeichnet, da der Massenfluß lediglich von der Strömung (q_{0dp}^k) und der Konzentration c_{dp}^k abhängt. Diese wird ähnlich einem Quellen- und Senkenterm bei Abfluß ($q_{0dp}^k < 0$) aus Porosität k zu der in Porosität k vorhandenen Konzentration c^k und bei Zufluß ($q_{0dp}^k > 0$) in Porosität k zu der in der anderen Porosität k' vorhandenen Konzentration $c^{k'}$ gesetzt.

5.3 Untersuchungen zur Relevanz der Austauschtransportmechanismen in Karstaquiferen

Wie aus **Gl. 5.2** hervorgeht, finden Austauschprozesse im allgemeinen Doppelkontinuum-Fall zwischen dem Kluft- und Matrix-System zum einen infolge advektiven Transports und zum anderen infolge molekularer Diffusion statt. In Festgesteinsaquiferen mit sehr großen Unterschieden in den hydraulischen Durchlässigkeiten zwischen Matrix- und Kluftsystem (z.B. Granit) ist praktisch kein advektiver Transport zwischen Kluft und Matrix vorhanden; der Massenaustausch zwischen den Systemen beschränkt sich auf die molekulare Diffusion. Numerische und experimentelle Untersuchungen von Grisak und Pickens(1980), Pfingsten (1990), Kröhn (1991) sowie

von Maloszewski und Zuber (1990) haben gezeigt, daß für diese Kluft/Matrix-Systeme die molekulare Diffusion in die Gesteinsmatrix eine entscheidende Rolle spielt. In diesen Fällen ist die Strömung durch stationäre Verhältnisse gekennzeichnet, bei der der laterale Grundwasserumsatz ausschließlich in den Klüften stattfindet und wegen der extrem geringen Matrixdurchlässigkeit das Strömungsverhalten der Matrix und damit auch die advektiven Austauschprozesse von untergeordneter Bedeutung sind.

In einem Karstsystem dagegen kann der Austausch infolge Advektion nicht mehr vernachlässigt werden, da die Matrixdurchlässigkeit nicht wie im Granit wesentlich undurchlässiger als im Kluftsystem ist. Das Matrixsystem kann nicht als stagnierendes Wasservolumen betrachtet werden, sondern muß in die aktiven Strömungsprozesse und damit auch Transportprozesse mit einbezogen werden. In einem Karstsystem ist der Einfluß der molekularen Diffusion von untergeordneter Bedeutung, da die relevanten Raum- und Zeitskalen für diffusive Vorgänge nicht gegeben sind. Um diese Annahme zu bestätigen, wurden Untersuchungen zum molekularen Kluft/Matrix-Austausch an einer Einzelkluft mit umgebender Matrix mit Hilfe einer *analytischen Lösung* durchgeführt.

Als analytische Lösung wurde die von Tang et al. (1981) und Gilham et al. (1984) vorgestellte Lösung zum diffusiven Kluft/Matrix-Austausch verwendet. Dabei wird angenommen, daß ein über die Länge $2x_0$ verteilter Wasserinhaltsstoff vollständig über die Kluftdicke $2d$ verteilt ist und mit einer konstanten Geschwindigkeit v^K innerhalb der Kluft transportiert wird (siehe **Abb. 5.1**). Zwischen der eindimensional angenommenen Kluft und der umgebenden Gesteinsmatrix finden diffusive Austauschprozesse statt, die mit Hilfe der analytischen Lösung beschrieben werden können. Eine schematische Darstellung des Kluftmatrix-Systems und der Anfangsbedingungen zeigt **Abb. 5.1**.

Die analytische Lösung beschreibt die Konzentrationsverteilung in der Matrix in Abhängigkeit von der Zeit für den Bereich $x > x_0$ wie folgt:

$$\begin{aligned}
\frac{c}{c_0} = e & \left\{ \frac{n_e^M (y-d)}{n_e^K d} + \frac{n_e^{M^2} D_m t}{n_e^{K^2} d^2} \right\} \left[H \left\{ t - \frac{x-x_0}{v^K} \right\} \cdot \operatorname{erfc} \left\{ \frac{1}{2} \frac{1}{\sqrt{t - \frac{x-x_0}{v^K}}} \left(\frac{n_e^M \sqrt{D_m} (x-x_0)}{n_e^K d v^K} \right. \right. \right. \\
& \left. \left. \left. + \frac{(y-d)}{\sqrt{D_m}} \left[t - \frac{x-x_0}{v^K} \right] \right) + \left(\frac{n_e^M \sqrt{D_m}}{n_e^K d} \sqrt{t - \frac{x-x_0}{v^K}} \right) \right\} \right. \\
& \left. - H \left\{ t - \frac{x+x_0}{v^K} \right\} \cdot \operatorname{erfc} \left\{ \frac{1}{2} \frac{1}{\sqrt{t - \frac{x+x_0}{v^K}}} \left(\frac{n_e^M \sqrt{D_m} (x+x_0)}{n_e^K d v^K} \right. \right. \right. \\
& \left. \left. \left. + \frac{(y-d)}{\sqrt{D_m}} \left[t - \frac{x+x_0}{v^K} \right] \right) + \left(\frac{n_e^M \sqrt{D_m}}{n_e^K d} \sqrt{t - \frac{x+x_0}{v^K}} \right) \right\} \right] \quad (5.3)
\end{aligned}$$

Die Funktion $H(z)$ ist dabei erklärt durch

$$H(z) = \begin{cases} = 0 : & \text{falls } z \leq 0 \\ = 1 : & \text{falls } z > 0 \end{cases} \quad (5.4)$$

Die Konzentrationsverteilung in der Kluft ergibt sich aus **Gl. 5.3**, falls $y = d$ gesetzt wird.

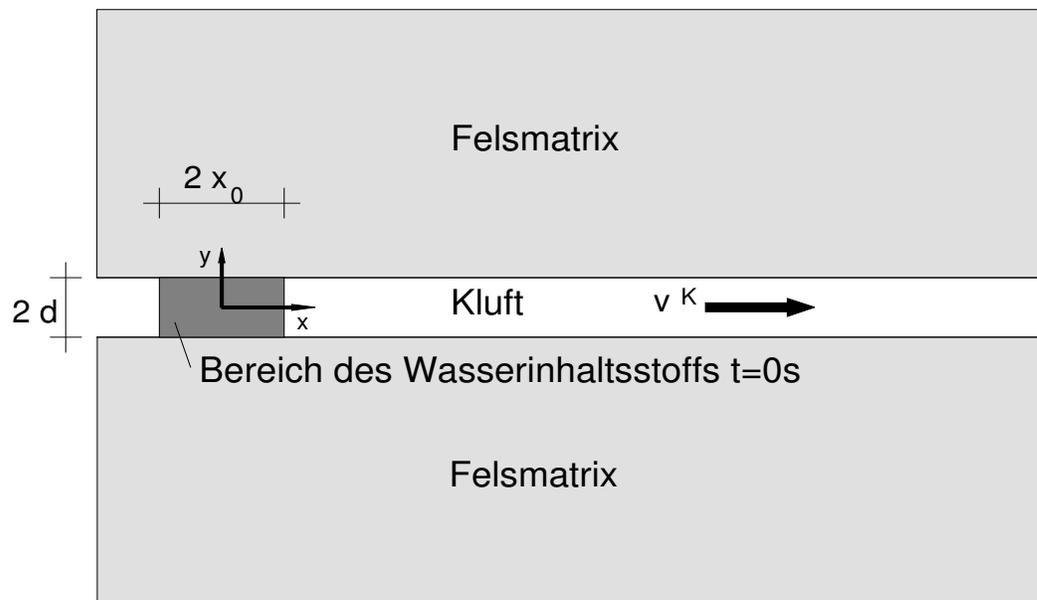


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung des Kluft/Matrix-Systems für die analytische Lösung nach Tang et al. (1981) und Gillham et al. (1984)

Um nun die Relevanz der Matrixdiffusion für Transportuntersuchungen in Karstaquifern zu untersuchen, wurde ein Beispiel mit Hilfe der in **Gl. 5.3** dargestellten Lösung berechnet, wobei für Karstaquifere typische Systemparameter entsprechend **Tab. 5.1** verwendet wurden.

In **Abb. 5.2** ist der Konzentrationsverlauf an der Stelle $x = 1000 \text{ m}$ dargestellt, zum einen berechnet unter Berücksichtigung der molekularen Diffusion in das Matrixsystem und zum anderen ohne deren Berücksichtigung. Der Konzentrationsverlauf zeigt deutlich, daß auf die Entfernung von 1000 m der Einfluß der molekularen Diffusion vernachlässigbar klein ist. Neben dem Konzentrationsverlauf ist in **Abb. 5.2** die auf die eingesetzte Masse normierte Massensumme an der Stelle $x = 1000 \text{ m}$ dargestellt. Der Verlauf der normierten Massensumme zeigt ebenfalls deutlich, daß die Vernachlässigung der molekularen Diffusion in dem hier gewählten Zahlenbeispiel einen Fehler von maximal 2% verursacht.

Da wie **Abb. 5.2** demonstriert die molekulare Diffusion beim regionalen Transport in Karstaquifersystemen keine Rolle spielt, wurde im folgenden davon ausgegangen, daß der in **Gl. 5.2** enthaltene diffusive Massenaustausch nicht berücksichtigt werden muß. *Der Massenaustausch zwischen den Systemen erfolgt lediglich über den Advektionsterm.*

Tabelle 5.1: Zusammenstellung der Systemparameter für die analytische Lösung nach Tang et al. (1981) und Gillham et al. (1984)

Kluftdicke	$2d$	0,20	m
Geschwindigkeit in der Kluft	v^K	0,01	m/s
hydrodynamische Dispersion in der Kluft	D_x	0,0	m^2/s
Porosität der Kluft	n_e^K	1,0	-
molekulare Diffusion (Garnier et al., 1985)	D_m	10^{-9}	m^2/s
Porosität der Matrix	n_e^M	0,02	-
Länge des Bereichs mit Wasserinhaltsstoff	$2x_0$	20	m

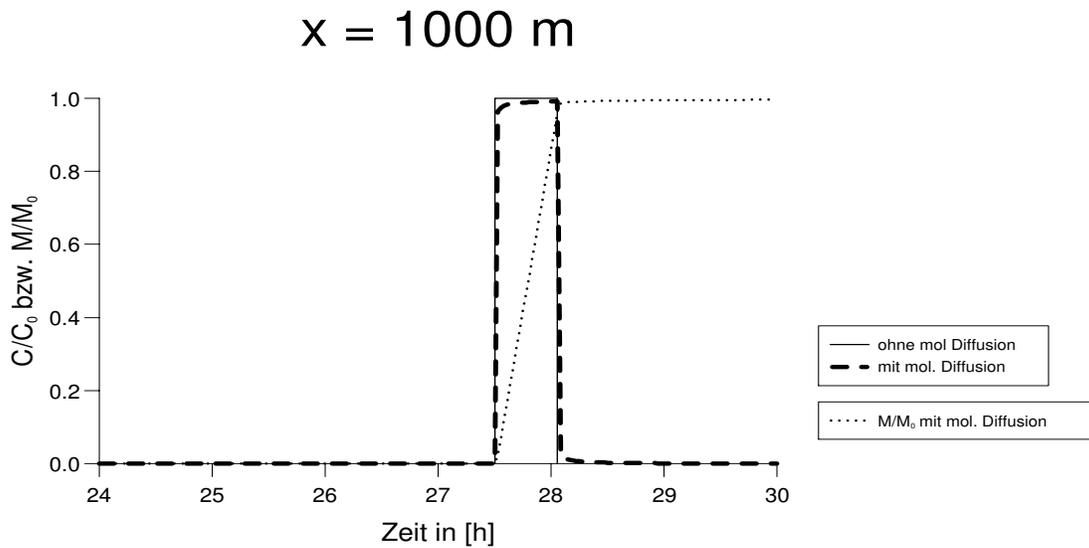


Abbildung 5.2: Konzentrationsverlauf und Verlauf der Massensumme an der Stelle $x = 1000m$

5.4 Numerisches Konzept des Transportmodells

Da die Simulation von Transportvorgängen in doppelporösen Medien auf den Ergebnissen einer Strömungsbetrachtung aufbauen muß, wurde ein zum Doppelkontinuum-Strömungsmodell DP-MODFLOW äquivalentes Transportmodell entwickelt. Folgende Anforderungen waren an das Doppelkontinuum-Transportmodell zu stellen:

- Da es sich bei Karstaquiferen um Doppelporositäts-Systeme mit extrem instationärem Strömungsverhalten handelt, muß das *instationäre Strömungsfeld* auch bei den Transportuntersuchungen mitberücksichtigt werden.
- Da Transportvorgänge in Karstaquiferen auch auf regionaler Ebene innerhalb weniger Tage oder Wochen stattfinden, mußte ein numerisches Verfahren gewählt werden, das den *hoch advektiven Transport* richtig nachbildet. Wie die in **Abschnitt 5.3** dargestellte Untersuchung gezeigt hat, spielen Effekte infolge molekularer Diffusion bei den für Karstaquifere relevanten Raum- und Zeitskalen (mehrere km^2 , Tage bis Wochen) eine untergeordnete Rolle und können im Modellansatz vernachlässigt werden.
- Da bei Transportuntersuchungen in geklüfteten Aquiferen mit *wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion* die Eindringvorgänge in das gering durchlässige Matrixsystem eine entscheidende Rolle spielen (Huyakorn et al., 1983; Birkhölzer et al., 1990; Narasimhan und Pruess, 1987), müssen diese auch bei Doppelkontinuum-Ansatz richtig erfaßt werden. Allerdings sind die Eindringprozesse extrem von der lokalen Kluft/Matrix-Geometrie abhängig. Diese ist wiederum beim Doppelkontinuum-Ansatz nicht mitberücksichtigt, so daß mit einem Doppelkontinuum-Transportmodell advektive Kluft/Matrix-Austauschprozesse auch ohne Geometrieinformationen simuliert werden müssen.

Weil das Doppelkontinuum-Strömungsprogramm aus dem Einporositäts-Programm MODFLOW erstellt wurde, wurde als Basis für die Entwicklung des Doppelkontinuum-Transportprogramms das zum MODFLOW kompatible Einporositäts-Transportprogramm MT3D (Papadopoulos, 1990) verwendet. In dem Transportprogramm MT3D sind vier verschiedene Verfahren für die Transportberechnung implimentiert. Drei der Verfahren basieren auf der von Konikow und Bredehoeft (1978) entwickelten Charakteristiken-Methode, das vierte Verfahren benützt die klassische blockzentrierte Finite-Differenzen Methode. Der Vorteil dieses Programmsystems ist es, daß für jede Problemstellung (hohe Advektion, Dispersion oder Diffusion) aus den vier Verfahren das geeignetste ausgewählt werden kann. Da wie oben beschrieben infolge des schnellen Grundwasserumsatzes in Karstaquiferen der advektive Transport meist dominiert, wurde eine Lagrange-Formulierung (Charakteristikenverfahren) für die Beschreibung der Doppelkontinuum-Transportprozesse gewählt.

Um die bei Systemen mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion nicht zu vernachlässigenden Eindringvorgänge in die Matrix infolge Advektion beschreiben zu können, wurde ein neues Verfahren entwickelt, das nachfolgend als *Verdrängungs-/Vermischungsprinzip* beschrieben ist.

5.5 Verdrängungs-/Vermischungsprinzip bei advektiver Kluft/Matrix-Interaktion im Doppelkontinuum-Fall

Um die Transportvorgänge in einem Kluft/Matrix-System mit einem numerischen Modell simulieren zu können, sind erhöhte Anforderungen an die Modelltechnik zu stellen, da beim Übergang

von dem Kluft- in das Matrix-System, oder umgekehrt, ein extremer Wechsel der Strömungsverhältnisse und der relevanten Transportprozesse vorliegt (hohe Abstandsgeschwindigkeiten in der Kluft und niedrige in der Matrix).

Bei der Modellierung eines instationären doppelporösen Systems über diskrete Kluftelemente, die als 1D- bzw. 2D-Elemente definiert sein können, muß die Matrix im Nahbereich der Kluft extrem fein diskretisiert werden, damit das Eindringen und wieder Ausfließen von Wasserinhaltsstoffen mit dem Modell richtig nachgebildet werden kann. Da diese Austauschprozesse im Kluft/Matrix-Nahbereich für die Transportbetrachtung von großer Bedeutung sind (Huyakorn et al., 1983 bzw. Birkhölzer et al., 1990), ist es erforderlich, diese auch in einem Doppelkontinuum-Modell mitzuberücksichtigen. Huyakorn et al. (1983) verwendeten ein Finite-Differenzen-Verfahren, um die diffusiven Austauschprozesse in die Gesteinsmatrix entlang von fiktiven eindimensionalen Linien, die senkrecht auf den Klüften stehen, zu simulieren (siehe **Abb. 5.3**). Wie auch aus **Abb. 5.3** deutlich wird, findet dabei eine Vermischung des klassischen Doppelkontinuum-Ansatzes mit der diskreten Modellbetrachtung statt, da zwar das Kluftnetz als Kontinuum betrachtet wird, aber die diskrete Kluftgeometrie in die Formulierung der Austauschprozesse eingehen muß. Deshalb ist bei dieser Austauschformulierung die Kenntnis der Kluft- bzw. der Matrixblockgeometrie notwendig, um Parameter für Formfunktionen (Geometrieparameter der Matrixblöcke) bestimmen zu können. In einem Karstsystem dagegen können diese Geometrieinformationen nicht ermittelt werden, da es sich um komplexe Diskontinuitätsstrukturen handelt, die sowohl aus Klüften als auch Röhren beliebiger Geometrie bestehen. Deshalb wurde zur Simulation von Transportvorgängen auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes ein neues Verfahren entwickelt, das ohne Informationen zur Kluftgeometrie angewendet werden kann.

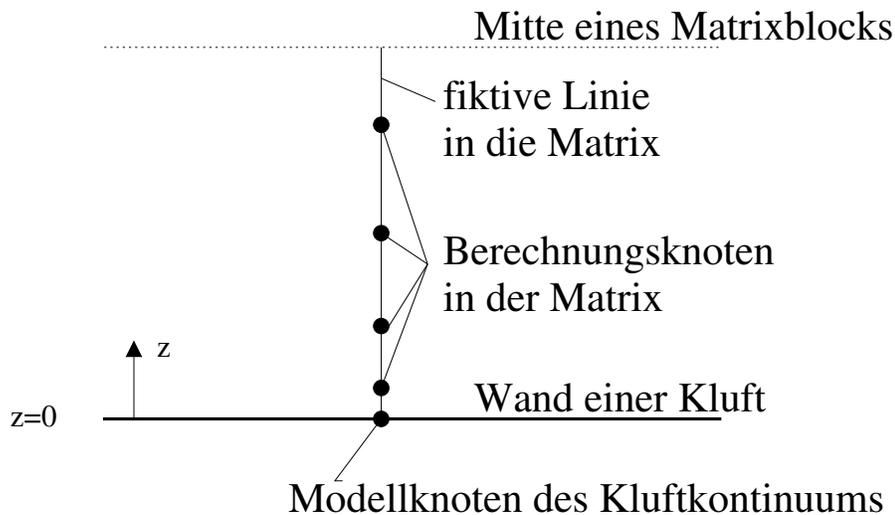


Abbildung 5.3: Darstellung der Finite-Differenzen-Diskretisierung zur Formulierung der Austauschprozesse nach Huyakorn et al. (1983)

Wie in den vorangegangenen Abschnitten dargestellt, sind für Karstaquifere die instationären advektiven Austauschprozesse zwischen Kluft und Matrix von entscheidender Bedeutung. Diese advektiven Austauschprozesse sind bestimmt durch die Austauschraten, die durch die Strömung

vorgegeben sind. Dadurch lassen sich die für den Transport im Doppelkontinuum-Fall relevanten Eindringtiefen bzw. Volumina bestimmen. Diese Eindringvolumina lassen sich allerdings nicht wie beim diskreten Modell geometrisch im Kluft/Matrix-Nahbereich festlegen, sondern werden quantitativ innerhalb einer Modellzelle und eines Kontinuums bestimmt. In **Abb. 5.4** sind schematisch die Volumina beim Austausch von Kontinuum k nach k' dargestellt.

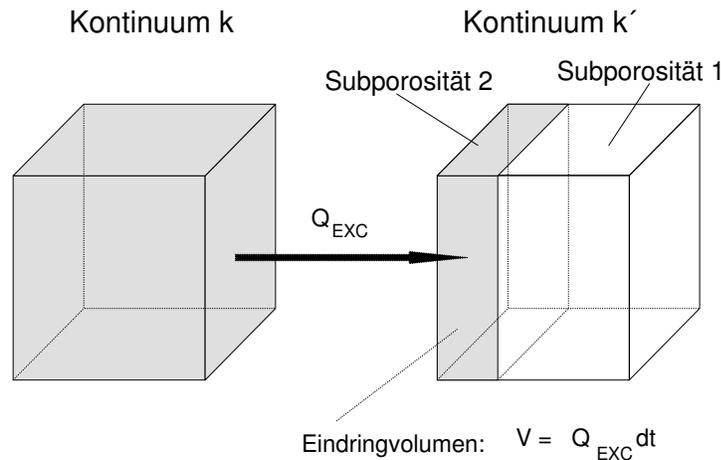


Abbildung 5.4: Schematische Darstellung der Austauschvolumina infolge Advektion beim Doppelkontinuum-Ansatz, wenn Wasserinhaltsstoff von Kontinuum k nach Kontinuum k' fließt und innerhalb des Kontinuums k' eine vollständige Verdrängungsströmung stattfindet

Um das Eindringvolumen beim Doppelkontinuum-System mitberücksichtigen zu können, wurde für den Transport ein System entwickelt, bei dem jedes Kontinuum aus zwei Subsystemen besteht. Das Subsystem 1 repräsentiert das Wasservolumen, das den Transport innerhalb des jeweiligen Kontinuums beschreibt und das Subsystem 2 beschreibt die Transportvorgänge, die aus dem Austausch zwischen den beiden Systemen resultieren. Beide Subsysteme besitzen dynamische Wasservolumina, die sich entsprechend den Austauschraten vergrößern bzw. verkleinern. Für beide Subsysteme gelten die gleichen Aquiferparameter wie z.B. Dispersionskoeffizient D_{ij}^k und Strömungsparameter wie z.B. Abstandsgeschwindigkeiten u_i^k . Die Subsysteme unterscheiden sich nicht in den Strömungs- und Aquiferparametern, sondern nur in den dynamischen Volumenanteilen n_e^{k1} und n_e^{k2} , über die die Subporositäten gekoppelt sind.

$$n_e^k = n_e^{k1} + n_e^{k2} \quad (5.5)$$

Das in **Abb. 5.4** dargestellte System geht davon aus, daß innerhalb des Kontinuums k' eine vollständige Verdrängungsströmung stattfindet. Das bedeutet, daß sich der Wasserinhaltsstoff in Subporosität 2 nicht mit dem Wasservolumen in Subporosität 1 vermischt. Um sowohl eine Verdrängungs- als auch eine Vermischungsströmung bzw. auch eine Kombination aus beiden berücksichtigen zu können, wurde der Faktor f^k in den nachfolgenden Betrachtungen eingeführt,

der die Vermischungs- und Verdrängungsanteile bei der Formulierung der Austauschraten steuert. Unter Berücksichtigung der in **Gl. 5.5** dargestellten Volumenanteile ergibt sich folgendes Differentialgleichungssystem für eine Porosität k :

Subporosität 1 (Subporosität, die von den Austauschprozessen unberücksichtigt bleibt, falls $f^k = 1$, siehe **Abb. 5.4**):

$$\frac{\partial}{\partial t}(n_e^{k1}c^{k1}) = \frac{\partial}{\partial x_i}(n_e^{k1}D_{ij}^k \frac{\partial c^{k1}}{\partial x_j}) - \frac{\partial}{\partial x_i}(n_e^{k1}u_i^k c^{k1}) + \sum q_{0s}^k c_s^k + (1 - f^k)q_{0dp}^k c_{dp}^k \quad (5.6)$$

Subporosität 2 (Subporosität, in der die Austauschvorgänge mit der anderen Porosität k' stattfinden, falls $f^k = 1$ siehe **Abb. 5.4**):

$$\frac{\partial}{\partial t}(n_e^{k2}c^{k2}) = \frac{\partial}{\partial x_i}(n_e^{k2}D_{ij}^k \frac{\partial c^{k2}}{\partial x_j}) - \frac{\partial}{\partial x_i}(n_e^{k2}u_i^k c^{k2}) + \sum q_{0s}^k c_s^k + f^k q_{0dp}^k c_{dp}^k \quad (5.7)$$

Wobei q_{0s}^k die spezifischen Zu- und Abflußraten an Quellen und Senken mit den zugehörigen Zu- und Abflußkonzentrationen c_s^k für das Kontinuum k darstellen und q_{0dp}^k die spezifische Austauschrate des Kontinuum k angibt.

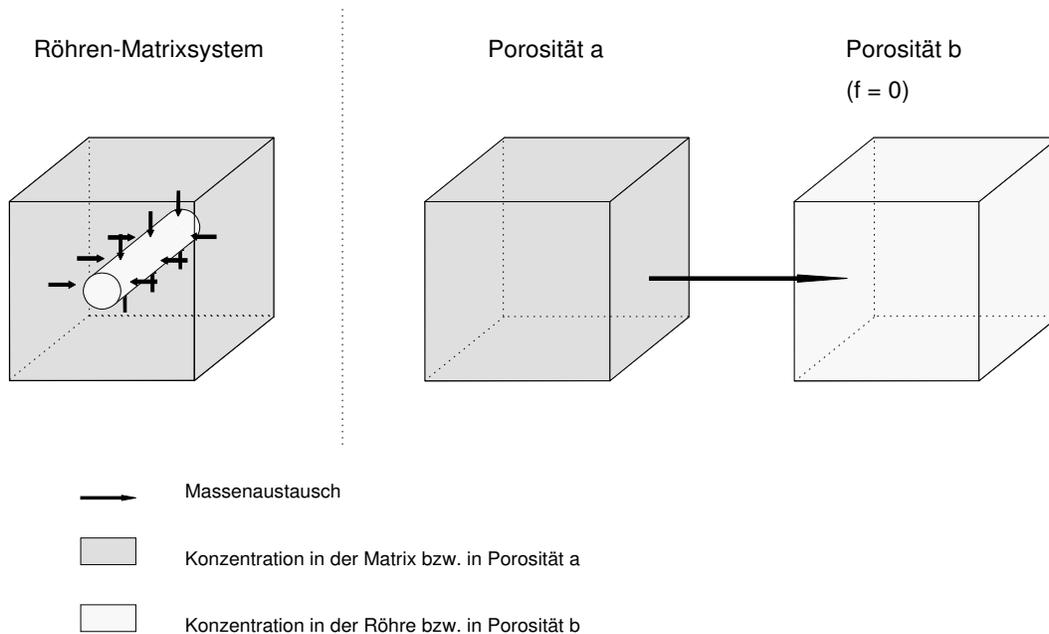


Abbildung 5.5: Schematische Darstellung eines Röhren/Matrix-Systems, bei dem die Matrix in das Röhrensystem einspeist

Der Vermischungsfaktor f^k in den **Gl. 5.6** und **Gl. 5.7** steuert die Volumenanteile der beiden Subkontinua und muß für jedes Kontinuum angegeben werden. Beim Eindringvorgang vergrößert

sich der Volumenanteil der Subporosität 2 entsprechend dem Austauschvolumen multipliziert mit dem Vermischungsfaktor bezogen auf das Gesamtvolumen. Beim Ausströmen wiederum verringert sich der Volumenanteil der Subporosität 2 um das prozentuale Austrittsvolumen.

Bei der Grundwassermodellierung im Karst mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes repräsentiert das schnelle System die Grobklüfte, für die in der Regel kein Eindringvolumen angegeben wird, da ein aus der Matrix austretender Wasserinhaltsstoff meist über den gesamten Kluft- bzw. Röhrenquerschnitt vermischt wird (siehe **Abb. 5.5**). Für diesen Fall kann der Faktor $f^k = 0.0$ gesetzt werden. Die Subporosität 2 ist dann nicht aktiv. Eine reine Verdrängungsströmung ($f^k = 1.0$) dagegen findet beim Ausströmen vom Grobkluft- bzw. Röhrensystem in die Matrix statt (siehe **Abb. 5.6**). Das Volumen der Subporosität 2 verändert sich dann entsprechend der Austauschrate q_{0dp} .

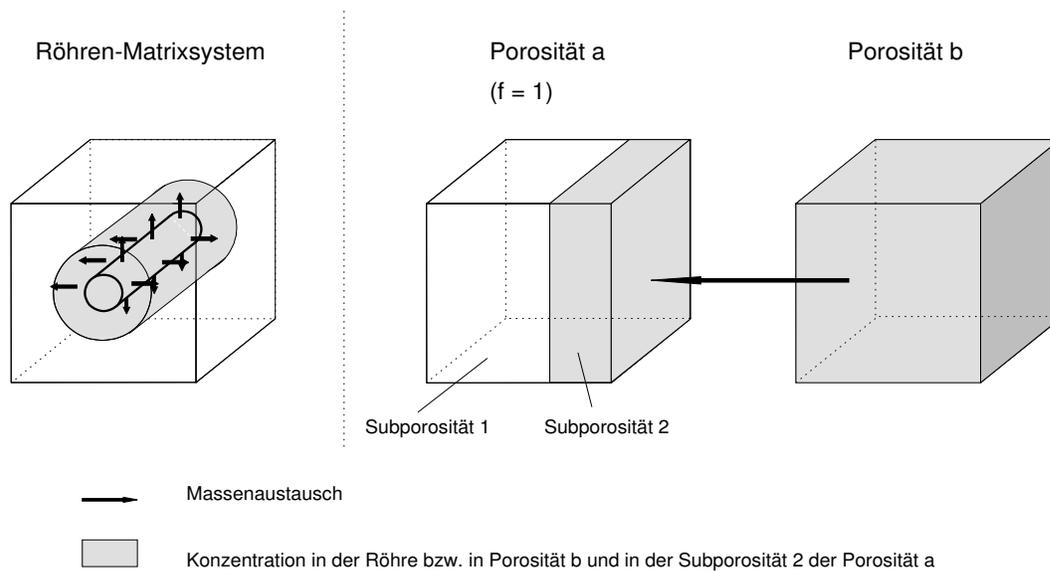


Abbildung 5.6: Schematische Darstellung eines Röhren/Matrix-Systems, bei dem das Röhrensystem in die Matrix einspeist

Um die Gesamtkonzentration in einer Porosität k zu bestimmen, muß über die Volumenanteile der beiden Subkontinua eine mittlere Konzentration wie folgt berechnet werden:

$$c^k = \frac{c^{k1}n_e^{k1} + c^{k2}n_e^{k2}}{n_e^{k1} + n_e^{k2}} \quad (5.8)$$

5.5.1 Veranschaulichung des Verdrängungs-/Vermischungsprinzips anhand einer analytischen Lösung ohne Berücksichtigung des lateralen Transports (Black-Box-System)

Um die komplexen Transportvorgänge beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip zu verdeutlichen, wurde für ein nulldimensionales Modell (Black-Box-System, bei dem der laterale Transport vernachlässigt wird) eine instationäre analytische Lösung erarbeitet. Diese analytische Lösung wurde außerdem zur Verifizierung des Doppelkontinuum-Transportmodells verwendet. Im null-dimensionalen Fall (Black-Box-System) wird sowohl der advective als auch der dispersive Transport innerhalb eines Systems (siehe **Gl. 5.6** und **Gl. 5.7**) vernachlässigt, so daß nur noch ein reines Speichersystem betrachtet werden muß. In **Abb. 5.7** sind die Volumen- und Durchflußverhältnisse beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip, das für dieses Black-Box-System im Transportfall aus vier Subvolumina besteht, dargestellt. Der Wasserinhaltsstoff kann über die Zuflüsse Q_{in}^{ki} von außerhalb in das System mit den vier Subporositäten gelangen und wird entsprechend den Zu- und Abflüssen, die mit der Zeit variabel vorgegeben werden können, aus dem System oder innerhalb des Systems (von einer Porosität zur anderen) transportiert. Da die Zu- und Abflüsse variieren können, handelt es sich um ein System mit instationärer Strömung, in dem sich die Volumina mit der Zeit ändern.

Die Zu- und Abflüsse des Black-Box-Systems von außerhalb ergeben sich beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip wie folgt:

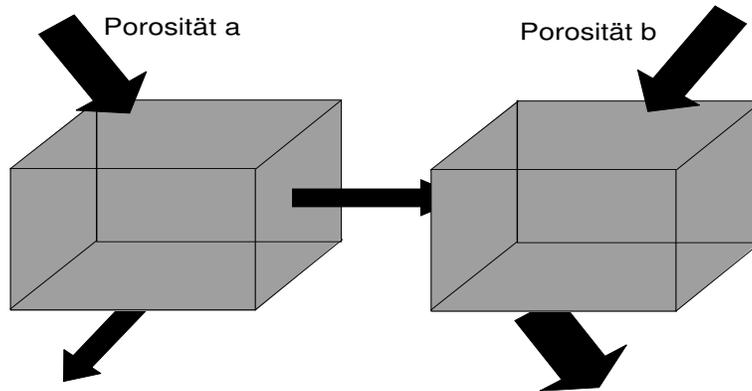
$$\begin{aligned} Q_{in}^a &= Q_{in}^{a1} + Q_{in}^{a2} & Q_{out}^a &= Q_{out}^{a1} + Q_{out}^{a2} \\ Q_{in}^b &= Q_{in}^{b1} + Q_{in}^{b2} & Q_{out}^b &= Q_{out}^{b1} + Q_{out}^{b2} \end{aligned} \quad (5.9)$$

Da beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip davon ausgegangen wird, daß die Unterteilung der beiden Kontinua a und b in zwei weitere Subsysteme a1 und a2 bzw. b1 und b2 nur im Fall des Transports sichtbar ist, müssen Annahmen bezüglich der Aufteilung der Zu- und Abflüsse der einzelnen Subkontinua eingeführt werden. Es wird angenommen, daß sich die Zu- und Abflüsse Q_{in}^a , Q_{out}^a , Q_{in}^b und Q_{out}^b von außerhalb der beiden Kontinua a und b entsprechend den Volumenverhältnissen V^{a1}/V^{a2} bzw. V^{b1}/V^{b2} der Subporositäten aufteilen. Die Zu- und Abflüsse von außerhalb ergeben sich somit wie folgt:

$$\begin{aligned} Q_{in}^{k1} &= \frac{V^{k1}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{in}^k & Q_{in}^{k2} &= \frac{V^{k2}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{in}^k \\ Q_{out}^{k1} &= \frac{V^{k1}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{out}^k & Q_{out}^{k2} &= \frac{V^{k2}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{out}^k \end{aligned} \quad (5.10)$$

Gibt man die Durchflüsse Q_{in}^{ki} , Q_{out}^{ki} , und Q_{dp} entsprechend den Volumenverhältnissen in den Subporositäten (**Gl. 5.10**) vor, so läßt sich durch Vernachlässigung des advectiven und dispersiven Anteils in **Gl. 5.6** und **Gl. 5.7** das nulldimensionale Transportdifferentialgleichungssystem (Black-Box-System) wie folgt formulieren:

a) Strömung:



b) Transport:

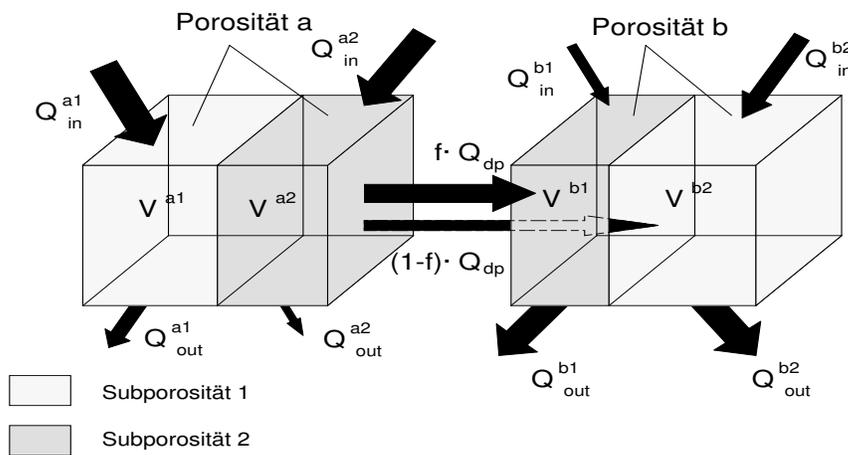


Abbildung 5.7: Zu- und Abflüsse des Black-Box-Systems a) Strömung b) Transport unter Berücksichtigung des Verdrängungs-/ Vermischungsprinzips im allgemeinen Fall ($0 \leq f^k \leq 1$)

Subporosität 1:

$$\frac{\partial(n_e^{k1} V^{k1} c^{k1})}{\partial t} = \frac{V^{k1}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{in}^k c_{in}^k + \frac{V^{k1}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{out}^k c^{k1} + (1 - f^k) Q_{dp} c_{dp}^k \quad (5.11)$$

Subporosität 2:

$$\frac{\partial(n_e^{k2} V^{k2} c^{k2})}{\partial t} = \frac{V^{k2}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{in}^k c_{in}^k + \frac{V^{k2}}{V^{k1} + V^{k2}} Q_{out}^k c^{k2} + f^k Q_{dp} c_{dp}^k \quad (5.12)$$

Da es sich bei dem in **Gl. 5.11** und **Gl. 5.12** dargestellten Differentialgleichungssystem um ein nicht geschlossen lösbares Gleichungssystem handelt, wurden die **Gl. 5.11** und **Gl. 5.12** entkoppelt, indem die Volumenverhältnisse $V^{ki}/(V^{k1} + V^{k2})$ für einen Zeitschritt konstant angenommen wurden. Ordnet man außerdem die Austauschrate Q_{dp} entsprechend ihrem Vorzeichen

den Zu- und Abflüssen Q_{in}^{ki} bzw. Q_{out}^{ki} zu, so läßt sich für jede Subporosität die entkoppelte Differentialgleichung wie folgt formulieren:

$$\frac{\partial(n_e^k V^{ki} c^{ki})}{\partial t} = Q_{in}^{ki} c_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki} c^{ki} \quad (5.13)$$

Wobei k den Index für die Porosität a oder b darstellt und i den Index für die Subporosität 1 oder 2 angibt.

Für instationäre Verhältnisse, d.h. die Summe der Zu- und Abflüsse ist ungleich Null ($Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki} \neq 0$), läßt sich das Volumen $V^{ki}(t)$ in einer Subporosität wie folgt beschreiben:

$$V^{ki}(t) = V_0^{ki} + \int_{t_0}^t \frac{Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki}}{n_e^k} dt \quad (5.14)$$

Unter der Annahme, daß sich sowohl Q_{in}^{ki} als auch Q_{out}^{ki} innerhalb eines Zeitschritts ($t - t_0$) nicht ändern ($Q_{in}^{ki} \neq f(t)$, $Q_{out}^{ki} \neq f(t)$) und $t_0 = 0$ ist, ergibt sich folgende lineare Beziehung zwischen Volumen und Zeit:

$$V^{ki}(t) = V_0^{ki} + \frac{Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki}}{n_e^k} t \quad (5.15)$$

Wobei V_0^{ki} das Volumen in einer Subporosität ki zum Zeitpunkt t_0 ist

Setzt man das Volumen $V^{ki}(t)$ (Gl. 5.15) in Gl. 5.13 ein, so erhält man folgende Differentialgleichung:

$$\frac{\partial \left(n_e^k V^{ki} c^{ki} + \frac{Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki}}{n_e^k} t c^{ki} \right)}{\partial t} = Q_{in}^{ki} c_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki} c^{ki} \quad (5.16)$$

Für die Anfangsbedingungen $t = 0$ und $c^{ki} = c_0^{ki}$ ergibt sich die Lösung der Differentialgleichung Gl. 5.16 zu:

$$c^{ki} = c_{in}^{ki} - (c_{in}^{ki} - c_0^{ki}) \left(1 + \frac{(Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki})t}{V_0^{ki} n_e^k} \right)^{-\frac{Q_{in}^{ki}}{Q_{in}^{ki} + Q_{out}^{ki}}} \quad (5.17)$$

Um die Funktionsweise des Verdrängungs-/Vermischungsprinzips anhand des oben beschriebenen Black-Box-Systems zu verdeutlichen, wurden Berechnungen mit Anfangsbedingungen (Ausgangskonzentrationen und Ausgangsvolumina) und Randbedingungen (Zu- und Abflüsse, Zuflußkonzentrationen) durchgeführt, die ähnlich den Strömungs- und Transportverhältnissen in Karstaquiferen sind. Folgende Anfangsbedingungen wurden gewählt:

- Das Verhältnis der Anfangsvolumina von Porosität a und b wurde entsprechend den Hohlraumverhältnissen in Karstaquiferen zu $V^a/V^b = 100$ gesetzt.
- Zu Beginn der Berechnungen wurde angenommen, daß nur die Volumina der Subporositäten 1 aktiv sind. Die Volumina der Subporositäten 2 wurden bei Berechnungsstart zu Null gesetzt.
- In allen Subporositäten wurde zu Beginn der Berechnung eine Konzentration von $c_0^{ki} = 0,0$ angenommen.

Für die Durchflüsse und Zugabekonzentrationen während der Berechnungen wurden die in der **Tab. 5.2** dargestellten Verläufe angenommen. Zu Beginn der Berechnung ($t = 0 - 300$ Sekunden) fließt dem Black-Box-System sowohl über Porosität a als auch über Porosität b Wasser zu. Die Zuflußrate in Porosität b beträgt 77 % des Gesamtzuflusses der ersten Berechnungsphase. Der Wasserinhaltsstoff gelangt innerhalb dieser Anfangsphase mit der Zuflußkonzentration von $c_{in}^b = 1,0$ über Porosität b in das Gesamtsystem. Während dieser Anfangsphase ($t = 0 - 300$ Sekunden) wird angenommen, daß zwischen den Porositäten ein Wasseraustausch von Porosität b nach Porosität a stattfindet. Während dieser Anfangszeit strömt aus beiden Porositäten dieselbe Abflußrate heraus.

In der zweiten Berechnungsphase ($t = 300 - 5200$ Sekunden) fließt kein Wasserinhaltsstoff dem Gesamtsystem mehr zu. Lediglich der Porosität a strömt in dieser zweiten Phase noch Wasser zu. Der Abfluß aus dem Gesamtsystem findet während dieser Zeit im wesentlichen über Porosität b statt, deren Abflußrate um den Faktor 10 größer ist als die der Porosität a. Der Austausch in der zweiten Berechnungsphase erfolgt von Porosität a nach Porosität b.

Tabelle 5.2: Durchflüsse und Konzentrationen im nulldimensionalen Modell

Zeit [s]	Porosität a			Q_{dp} [l/s]	Porosität b		
	Q_{in}^a [l/s]	Q_{out}^a [l/s]	c_{in}^a [kg/s]		Q_{in}^b [l/s]	Q_{out}^b [l/s]	c_{in}^b [kg/s]
0-300	2,0	1,0	0,0	5,5 von b nach a	7,0	1,0	1,0
300 - 5200	2,0	0,1	0,0	1,01 von a nach b	0,0	1,0	0,0

Dieses Black-Box-System soll schematisiert ein doppelporöses Karstsystem darstellen, dessen Strömungs- und Transportverhältnisse während eines Starkregens mit Hilfe dieses Black-Box-Systems simulieren werden. Dabei kommt es zu wechselnden Austauschraten zwischen den Porositäten, die die in **Abb. 5.8** dargestellten Konzentrationsverläufe in der Porosität b ergeben. Bei dieser Prinzipuntersuchung wurde für Porosität b bei allen drei Läufen eine vollständige

Durchmischung ($f^b = 0,0$) angenommen. Für Porosität a wurden drei verschiedene Fälle angesetzt: eine vollständige Durchmischung ($f^a = 0,0$), eine vollständige Verdrängung ($f^a = 1,0$) und eine teilweise Vermischung ($f^a = 0,5$). Für den Anfangszeitraum, in dem der Wasserinhaltsstoff dem System zufließt, sind die Konzentrationsverläufe identisch. Für die Zeit größer als 300 s ergeben sich dagegen erhebliche Unterschiede in den Konzentrationsverläufen, die sich auch in den Massensummen des Gesamtausflusses widerspiegeln. Bei den Konzentrationsverläufen der Fälle $f = 1.0$ und $f = 0.5$ in **Abb. 5.8** ergeben sich die Knickpunkte i und ii, die das Ende der Verdrängungsströmung in Porosität a markieren. Bis zu diesen Knickpunkten läuft Wasserinhaltsstoff mit hoher Konzentration aus Subporosität 2 der Porosität a in die Porosität b. Danach ist die Subporosität 2 leer und die Konzentration in Porosität b nimmt durch den Austausch mit geringer Konzentration aus Subporosität 1 der Porosität a schneller ab. Dieser Knickpunkt läßt sich bei einer vollständigen Vermischung in Porosität a nicht beobachten, da nach der Anfangsphase ($t \geq 300$ Sekunden) der in Porosität a eingeflossene Wasserinhaltsstoff durch das große Hohlraumvolumen in Porosität a stark verdünnt wird und mit sehr geringer Konzentration in der zweiten Berechnungsphase nach Porosität b strömt.

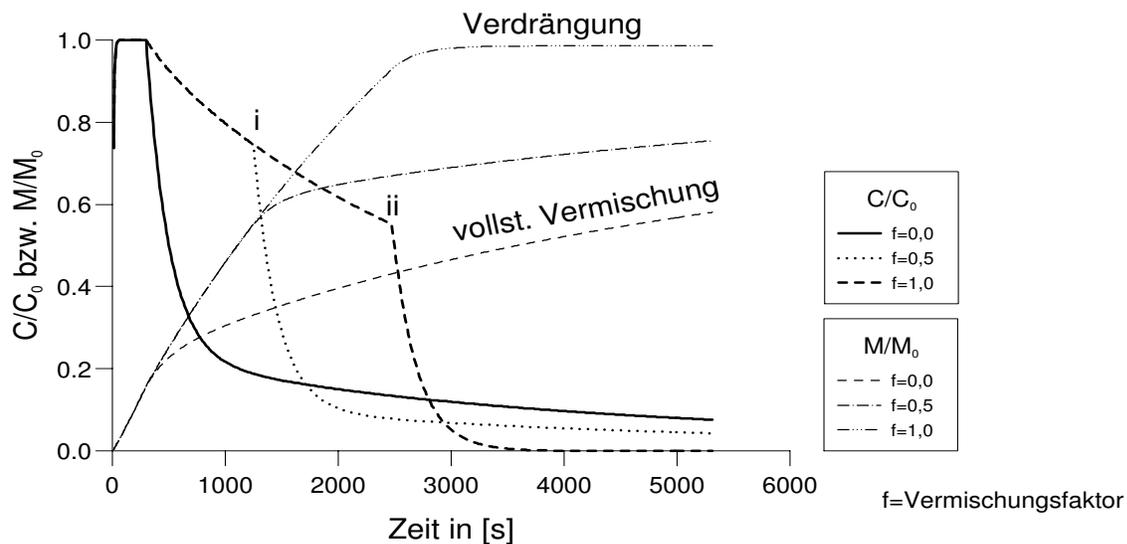


Abbildung 5.8: Ergebnisse des doppelporösen Transportmodells ohne Berücksichtigung des lateralen Transports (Black-Box-Modell)

Aus **Abb. 5.8** ist deutlich zu erkennen, daß ohne Berücksichtigung des Austauschvolumens in Porosität a (reine Vermischung, $f^a = 0,0$) wesentlich mehr Masse im Gesamtsystem verbleibt, als beim Verdrängungsprinzip ($f^a = 1,0$), bei dem bis zum Ende der Simulationszeit fast die gesamte Inputmasse wieder aus dem Gesamtsystem herausfließt.

5.5.2 Berücksichtigung des lateralen Transports innerhalb eines Kontinuums

Berücksichtigt man neben dem Eindringvolumen im Matrixsystem auch einen lateralen Transport im Matrixsystem, so müssen Überlegungen entsprechend **Abb. 5.9** in das numerische Modell miteinbezogen werden. **Abb. 5.9** zeigt, daß sich die dynamischen Subvolumen nicht nur durch den Austausch zwischen den beiden Doppelkontinuum-Systemen ändern, sondern auch durch das laterale Zu- bzw. Abströmen sowie Durchflüsse infolge der Randbedingungen bestimmt werden.

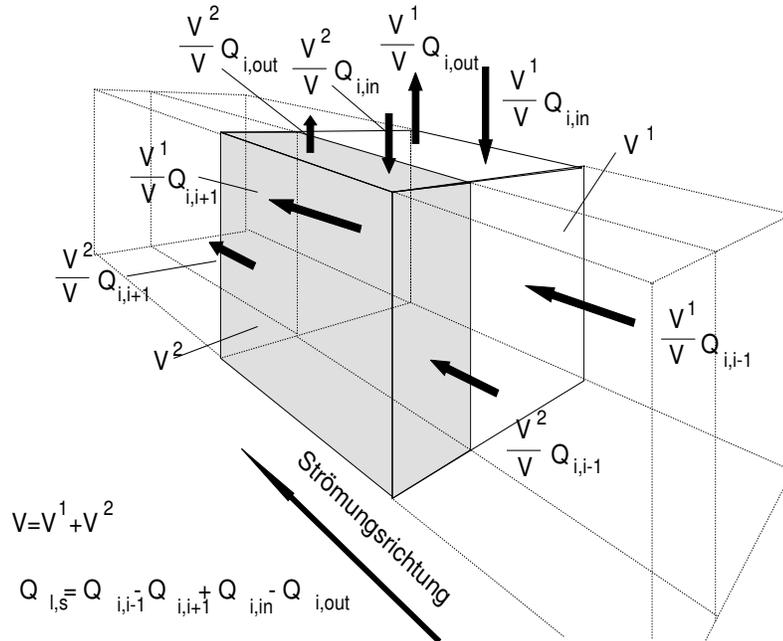


Abbildung 5.9: Berücksichtigung des lateralen Transports innerhalb eines Kontinuums beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip

Faßt man die in **Abb. 5.9** dargestellten Durchflüsse ($\sum Q_{i,s}^k$: Summe der Zu und Abflüsse in einer Modellzelle) zusammen, so ergeben sich für die Volumina V^{k1} und V^{k2} des Kontinuums k folgende Differentialgleichungen:

$$\begin{aligned} \frac{\partial V^{k1}}{\partial t} &= \frac{V^{k1}}{V^k} \sum Q_{i,s}^k + (1 - f^k) Q_{dp}^k \\ \frac{\partial V^{k2}}{\partial t} &= \frac{V^{k2}}{V^k} \sum Q_{i,s}^k + f^k Q_{dp}^k \end{aligned} \quad (5.18)$$

Wobei die instationäre Änderung des Gesamtvolumens V^k der Porosität k infolge instationärer Strömung wie folgt mitberücksichtigt wird:

$$V^k = V_0^k + \int_{t_0}^t \sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k dt = V_0^k + \left(\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k \right) t \quad (5.19)$$

Dabei wird angenommen, daß sich die Zu- und Abflußraten $Q_{l,s}^k$ und Q_{dp}^k innerhalb eines Zeitschritts nicht ändern und der Zeitschritt Δt identisch mit t ist, da das Ausgangsvolumen V_0^k zum Zeitpunkt $t = 0$ Sekunden vorliegt. Wird dann die **Gl. 5.19** in die Differentialgleichungen **Gl. 5.18** eingesetzt, ergeben sich folgende Lösungen, die die Volumenänderungen der Subkontinua 1 und 2 infolge Quellen und Senken, lateralen Transports innerhalb der Porosität k und Austausch mit Porosität k' beschreiben:

$$\begin{aligned} V^{k1} &= (1 - f^k) \left[V_0^k + \left(\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k \right) t \right] + [V_0^{k1} - (1 - f^k)V_0^k] \\ &\quad \left[1 + \frac{\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k}{V_0^k} t \right] \frac{\sum Q_{l,s}^k}{\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k} \\ V^{k2} &= f^k \left[V_0^k + \left(\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k \right) t \right] + [V_0^{k2} - f^k V_0^k] \\ &\quad \left[1 + \frac{\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k}{V_0^k} t \right] \frac{\sum Q_{l,s}^k}{\sum Q_{l,s}^k + Q_{dp}^k} \end{aligned} \quad (5.20)$$

Wobei die Volumina V_0^k , V_0^{k1} und V_0^{k2} die Volumina zum Zeitpunkt $t = t_0$ beschreiben.

Mit **Gl. 5.20** lassen sich somit die Volumenänderungen der Subsysteme innerhalb eines Kontinuums k für jede Modellzelle beschreiben. Das Gesamtvolumen V^k der beiden Subkontinua entspricht dem Modellzellvolumen, das sich aus der instationären Strömungsbetrachtung ergibt.

5.6 Verifizierung

Für das Doppelkontinuum-Transportmodell wurden zwei Verifizierungsuntersuchungen durchgeführt, bei denen zum einen das in **Abschnitt 5.5.1** beschriebene nulldimensionale Modell und ein zum Doppelkontinuum-Modell äquivalentes diskretes Modell zur Anwendung kam. Beide Verifizierungen basieren auf instationären Strömungsverhältnissen, bei denen sich die Austauschraten umkehren und somit sich sowohl ein Ein- als auch ein Ausströmen aus dem Matrixsystem infolge Doppelporositäts-Betrachtung einstellt.

5.6.1 Vergleich mit analytischer Lösung

Als analytische Lösung wurde die in **Abschnitt 5.5.1** dargestellte analytische Lösung verwendet und mit einem eindimensionalen Doppelkontinuum-Modell mit gleichmäßigem Konzentrations-eintrag über die Grundwasserneubildung verglichen. Die Situation ist schematisiert in **Abb.**

5.10 dargestellt. Das eindimensionale Doppelkontinuum-Modell weist an einer Seite einen Festpotentialrand auf, an dem das Wasser aus dem Modell auströmt. Dieser Festpotentialrand wurde lediglich in Kontinuum b definiert, so daß das Wasser und der eingebrachte Wasserinhaltsstoff das Modell nur über diesen Rand verlassen kann. In Kontinuum b des Doppelporositäts-Modells findet eine starke Grundwasserneubildung zu Beginn der instationären Berechnung statt. Durch dieses Neubildungsereignis steigt die Piezometerhöhe in Kontinuum b über die in Kontinuum a. An das Neubildungsereignis schließt sich ein Auslaufvorgang an, bei dem keine Neubildung mehr dem Gesamtsystem zugeführt wird. Mit dem Neubildungsereignis wird dem Kontinuum b ein Wasserinhaltsstoff zugegeben, der, solange der Austausch von Kontinuum b nach a geht, in das Kontinuum a mit großem Hohlraumvolumen verdrängt wird. Während der Auslaufphase strömt der Wasserinhaltsstoff aus Kontinuum a in Kontinuum b zurück. In Kontinuum b wird er über den Festpotentialrand aus dem System transportiert.

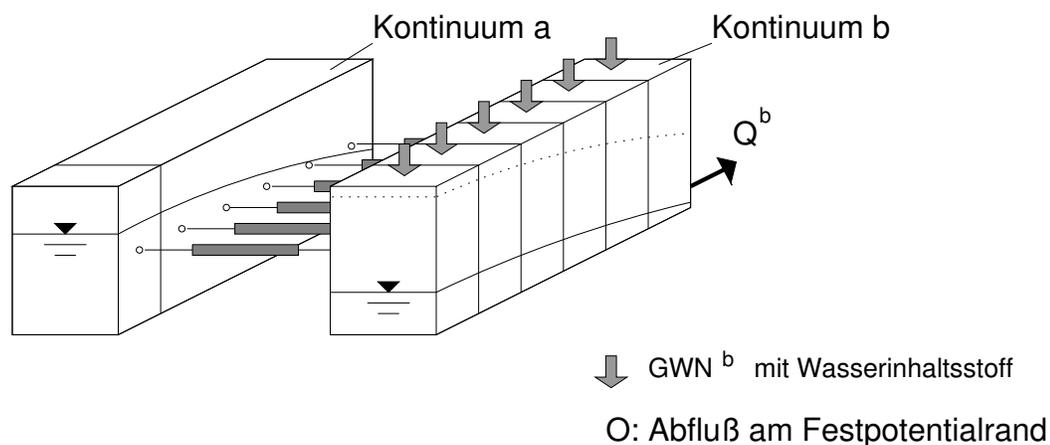


Abbildung 5.10: Schematisierte Darstellung des bei der Verifizierung verwendeten eindimensionalen Doppelkontinuum-Modells

Bei der Berechnung wurde angenommen, daß durch die lateral gleichmäßig verteilte Grundwasserneubildungs- und Konzentrationszugabe innerhalb des Doppelkontinuum-Systems keine wesentlichen Konzentrationsunterschiede auftreten und so die laterale Konzentrationsänderung infolge Advektion gering ist. Dadurch ist der Vergleich mit dem nulldimensionalen Ansatz zulässig.

In **Abb. 5.11** ist der Verlauf der Konzentrationen dargestellt zum einen berechnet mit dem Doppelkontinuum-Modell und zum anderen mit der nulldimensionalen analytischen Lösung aus **Abschnitt 5.5.1**. **Abb. 5.11** verdeutlicht die Unterschiede zwischen dem Vermischungsansatz ($f^a = 0,0$) und dem Verdrängungsansatz ($f^a = 1,0$). Das Modell bei Verwendung des Verdrängungsansatzes zeigt nach dem Neubildungsereignis eine höhere Konzentration als beim Vermischungsansatz. Der Konzentrationsverlauf beim Verdrängungsansatz weist nach dem dritten Tag einen Knick auf, der aus dem Eindringvorgang in das Kontinuum a resultiert. Bis zu diesem Zeitpunkt fließt der in Kontinuum a verdrängte Wasserinhaltsstoff mit hoher Konzentration in das Kontinuum b. Danach zeigt die Konzentrationskurve ($f = 1$) denselben exponentiellen Verlauf wie der Konzentrationsverlauf beim Vermischungsansatz, bei dem die Konzentration direkt

Vergleich analytische Lösung mit Doppelkontinuum-Modell

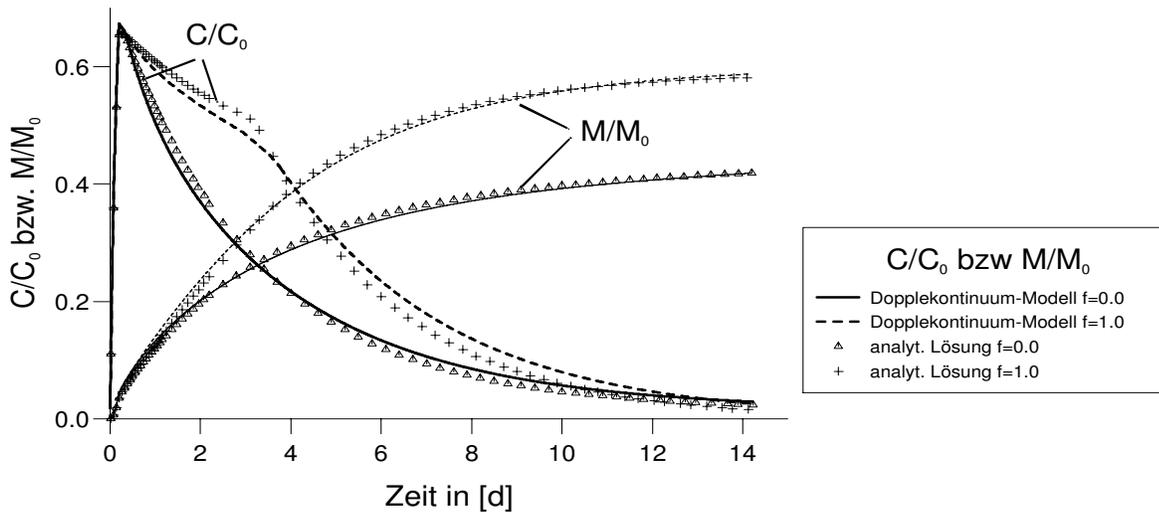


Abbildung 5.11: Verlauf der Konzentration und der kummulativen Masse im Auslauf des Doppelkontinuum-Modells DP-MT3D und der analytischen Lösung des nulldimensionalen Modells

nach der Einleitung ohne Knickpunkt exponentiell abfällt. Daß dieser verschiedene Konzentrationsverlauf auch einen Unterschied in den Stoffrachten bedeutet, demonstriert die Kurve der über die Zeit akkumulierten Masse im Auslauf. Beim Vermischungsansatz wird bis zum Ende der Berechnung wesentlich weniger Masse des Wasserinhaltsstoffs aus dem Gesamtsystem ausgetragen als beim Verdrängungsansatz.

Die Konzentrationsverläufe und Kurven der im Abfluß akkumulierten Masse mit gleichem f^a zeigen jeweils eine gute Übereinstimmung zwischen DP-MT3D-Ergebnis und analytischer Lösung. Das numerische Modell kann die Ergebnisse der analytischen Lösung gut nachbilden.

5.6.2 Vergleich mit diskretem Kluftmodell

Neben den Verifizierungsläufen mit der nulldimensionalen analytischen Lösung kam ein diskretes Modell zur Anwendung, bei dem dieselbe Strömungssituation wie in **Abschnitt 5.6.1** beschrieben zugrunde gelegt wurde. Dieses diskrete Modell beinhaltet eine Kluft in Strömungsrichtung, die von einer Matrixporosität umgeben wird (**Abb. 5.12**).

Da es sich beim Doppelkontinuum-Ansatz und beim diskreten Modellansatz um physikalisch unterschiedliche Ansätze handelt, mußte vor der Verifizierung des Transportmodells die dem Doppelkontinuum-Modell äquivalenten diskreten Aquiferparameter bestimmt werden. Diese Aquiferparameter wurden durch Vergleich der Abflüsse und der Piezometerhöhen in der Kluft bzw. im Kluftsystem des Doppelkontinuum-Modells ermittelt. Eine mathematisch exakte Bestimmung konnte nicht erfolgen, da bei der Strömungsbetrachtung die instationären Eindring-

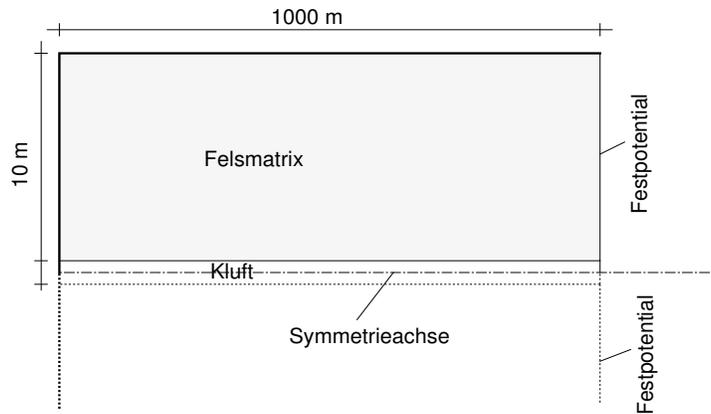


Abbildung 5.12: Geometrie des diskreten Modells zur Verifizierung des Doppelkontinuum-Modells DP-MT3D

vorgänge in die Matrix des diskreten Modells beim Doppelkontinuum-Ansatz unberücksichtigt bleiben. In **Abb. 5.13** sind die Abflüsse und Piezometerhöhen der beiden Modelle dargestellt.

Die Verläufe der Abflüsse und Piezometerhöhen im Kluftsystem zeigen eine relativ gute Anpassung in den Quellschüttungs- und Piezometerhöhen spitzen. Unterschiede zeigen sich im Auslaufverhalten nach dem Neubildungsereignis, da der instationäre Eindringvorgang in die Matrix beim diskreten Modell den Piezometerhöhenverlauf in der Kluft dämpft. Mit dem Doppelkontinuum-Modell kann diese Dämpfung nicht nachgebildet werden.

Für die in der Strömung äquivalenten Modelle (diskretes Modell und Doppelkontinuum-Modell) wurde wie in **Abschnitt 5.6.1** beschrieben eine Konzentrationszugabe während dem Neubildungsereignis simuliert. Dabei wird im diskreten Modell ein Wasserinhaltsstoff der Kluft zugegeben, der einerseits innerhalb der Kluft transportiert wird und andererseits in die angrenzende Matrix eingetragen wird. Die Berechnungen mit dem diskreten Modell haben gezeigt, daß in Matrixrichtung eine sehr feine Diskretisierung erforderlich ist, um die scharfe Front des eindringenden Wasserinhaltsstoffes simulieren zu können. Während die Diskretisierung in Kluftichtung für das diskrete und das Doppelkontinuum-Modell identisch gewählt wurden, mußten im diskreten Modell in Matrixrichtung 100 Modellzellen angesetzt werden, um die scharfe Konzentrationsfront in der Matrix mit dem numerischen Modell zu simulieren. Das Doppelkontinuum-Modell dagegen benötigt per Definition nur eine Modellzelle. Da es sich dabei um eine reine Verdrängungsströmung handelt, konnte im Doppelkontinuum-Fall nur die Verdrängungsströmungssituation ($f^a = 1, 0$) getestet werden. Die Ergebnisse dieser Verifizierung sind in **Abb. 5.14** dargestellt.

Die Unterschiede zwischen den beiden Modellansätzen resultieren aus dem instationären Einschwingvorgang der Piezometerhöhe in die Matrix, der das Strömungsverhalten des diskreten Modells dämpft (siehe **Abb. 5.13**). Dieser Einschwingvorgang kann durch das Doppelkontinuum-Strömungsmodell nicht erfaßt werden. Dennoch zeigen die Konzentrationsverläufe eine gute Übereinstimmung. Zusätzlich zu der zu verifizierenden Verdrängungsströmung ($f^a = 1, 0$) ist in **Abb. 5.14** der Konzentrationsverlauf unter Zugrundelegung des Vermischungsansatzes im Doppelkontinuum-Modell dargestellt, um die Notwendigkeit der Berücksichtigung

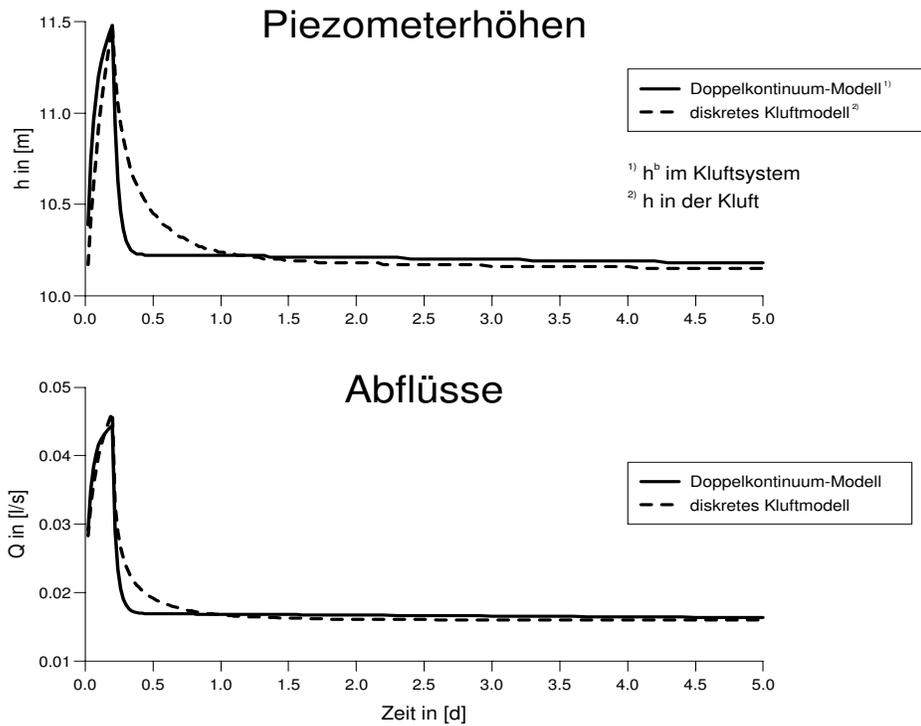


Abbildung 5.13: Verlauf der Abflüsse und Piezometerhöhen des Doppelkontinuum-Modells und des diskreten Kluftmodells

des Eindringvolumens im Doppelkontinuum-Fall zu unterstreichen. Der Doppelkontinuum-Ansatz mit reiner Vermischungsströmung ist nicht in der Lage die Transportvorgänge im diskreten Kluftmodell nachzubilden.

Neben den Konzentrationen ist der Verlauf der aus den Systemen ausgetragenen, akkumulierten Masse in **Abb. 5.14** enthalten. Auch der Vergleich der akkumulierten Massen zeigt deutlich, daß **durch den Verdrängungsansatz im Doppelkontinuum-Modell die Ergebnisse des diskreten Kluftmodells wesentlich besser nachgebildet werden als beim Vermischungsansatz.**

Vergleich diskretes Modell mit Doppelkontinuum-Modell

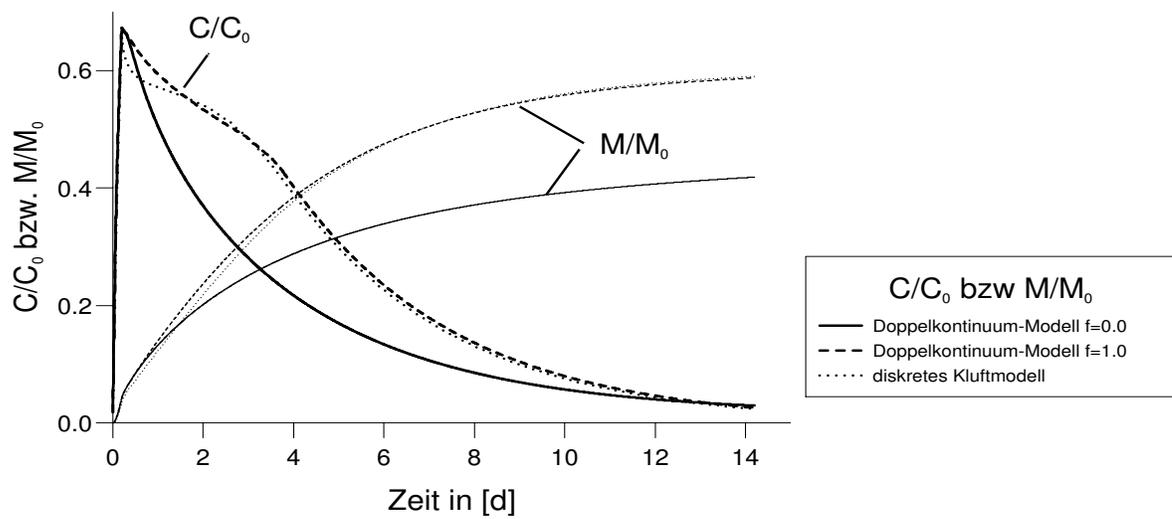


Abbildung 5.14: Verlauf der Konzentration und der im Ausfluß des Kontinuums b akkumulierten Masse des diskreten Kluftmodells und des Doppelkontinuum-Modells

Kapitel 6

Interpretation von gemessenen Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle

6.1 Übersicht

Aufgrund der im Detail nicht erkundbaren Diskontinuitäten (Kluft- und Röhrensysteme des Grobkluftsystems) in einem Karstsystem hat es sich gezeigt, daß für die Simulation regionaler Strömungsvorgänge im Karst nur der Doppelkontinuum-Ansatz angewendet werden kann (siehe **Abb. 3.6**). Da es sich beim Doppelkontinuum-Ansatz sowohl im Grobkluft- als auch im Feinkluftsystem um äquivalente Ersatzsysteme handelt, ist eine *Interpretation und Zuordnung* von gemessenen Aquiferdaten zu den Modelldaten des Doppelkontinuum-Systems notwendig. Insbesondere für gemessene Grundwasserstände, die Punktinformationen innerhalb eines heterogen aufgebauten Quelleinzugsgebiets darstellen, ist eine Interpretation erforderlich, falls gemessene Daten in Modelluntersuchungen mit einbezogen werden sollen. Der charakteristische Verlauf von Grundwasserständen ist abhängig von der lokalen Kluftgeometrie, die im Doppelkontinuum-Ansatz unberücksichtigt bleibt. Eine eindeutige Zuordnung dieser Grundwasserstände ist somit a priori nicht gegeben.

Da beim Doppelkontinuum-Ansatz jedem Meßwert des Grundwasserstandes jeweils zwei rechnerische Werte gegenüber stehen, ist es für den Einsatz von Doppelkontinuum-Modellen erforderlich, geeignete Zuordnungsverfahren zu entwickeln. Deshalb wurden mit Hilfe eines synthetisch erstellten Kluftmodells Verfahren erarbeitet, um gemessene Grundwasserstandsganglinien den Piezometerhöhen von Doppelkontinuum-Modellen zuzuordnen. Dabei wurde angenommen, daß die Ganglinien des synthetischen diskreten Modells in ihrer Charakteristik ähnlich realen Ganglinienverläufen sind. Über eine Modelleichung wurde das zum synthetischen diskreten Modell äquivalente Doppelkontinuum-System ermittelt. Diese Modelleichung erfolgte über den Vergleich der Abflüsse. Eine Gegenüberstellung der Piezometerhöhenganglinien des Doppelkontinuum- und des diskreten Modells ermöglichte eine Zuordnung der Ganglinien des diskreten Modells

zu einer der beiden Doppelkontinuum-Piezometerhöhen. Da die Geometrien der natürlichen Diskontinuitäten im Karst sehr komplexen dreidimensionalen Strukturen unterliegen, ist es in einem numerischen Modell erforderlich, geometrische Vereinfachungen vorzunehmen. Aus diesem Grund wurde die dreidimensionale *komplexe Natur in zweidimensionalen Schnitten (horizontal und vertikal eben) approximiert*. Dabei wurden folgende zwei Fragestellungen näher untersucht:

- **Welchen Einfluß hat eine Kluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle, wenn eine Kluft angeschnitten wird oder sich in unmittelbarer Nachbarschaft von der Grundwassermeßstelle befindet?**

Welche Piezometerhöhe wird in diesem Fall gemessen? Handelt es sich um die Matrix- oder die Kluftpiezometerhöhe bzw. um eine Mischpiezometerhöhe, die sich durch die direkte Verbindung (Bohrloch als zusätzliche Kontaktfläche) zwischen den beiden Systemen ergibt?

- **Welchen Einfluß hat die lokale Kluftgeometrie auf das lokale instationäre Strömungsverhalten in einem Kluftgrundwasserleiter?**

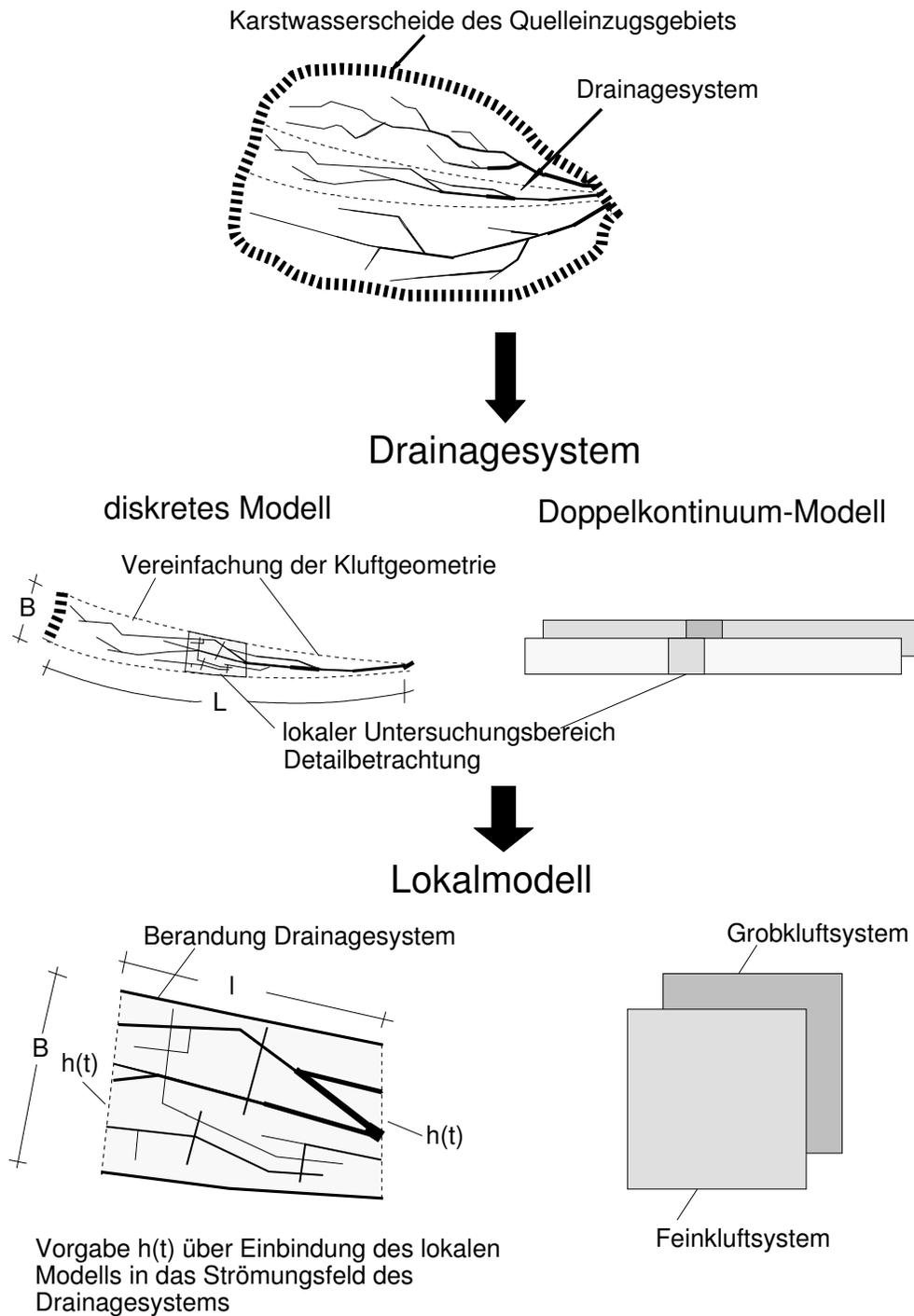
Wie reagieren Piezometerhöhen in der Nähe einer Kluft auf instationäre hydrologische Verhältnisse? Wie lassen sich die Piezometerhöhen in einem Kluft/Matrix-System einem im Abfluß äquivalenten Doppelkontinuum-System zuordnen?

Um die erste Fragestellung zu beantworten, wurde das lokale Strömungsverhalten einer horizontal angenommenen Einzelkluft mit umgebender Matrix in der Nähe einer Meßstelle untersucht. Die Kluftgeometrie wurde dabei vertikal eben approximiert. Die zweite Fragestellung wurde an einem horizontal ebenen Modell bearbeitet, wobei vertikal angeordnete Klüfte mit umgebender Hohlraummatrix angenommen wurden.

Entscheidend für die rechnerischen Experimente mit den diskreten Lokalmodellen ist die Vorgabe der instationären Randbedingungen, die sich gemäß den hydrologischen Verhältnissen einstellen müssen. Aus diesem Grund wurde das diskrete Lokalmodell entsprechend **Abb. 6.1** aus dem regionalen Betrachtungsmaßstab wie folgt entwickelt: Aus einem *Quelleinzugsgebiet* wurde ein *Stromstreifen* herausgeschnitten, für den näherungsweise angenommen wurde, daß sich infolge der instationären Strömung die Ränder des Stromstreifens nicht verschieben. Innerhalb dieses Streifens wurde dann der *Lokalbereich* näher untersucht. Durch die Einbindung des Lokalmodells in den Stromstreifen stellen sich die zugehörigen Randbedingungen am Zu- und Abströmrand entsprechend den vorgegebenen instationären hydrologischen Verhältnissen im gesamten Stromstreifen ein. Die numerischen Experimente wurden mit freiem Wasserspiegel durchgeführt.

Neben den Untersuchungen mit dem horizontal ebenen, diskreten Modell wurde ein zur diskreten Strömungsmodellierung *äquivalentes Doppelkontinuum-Modell* erstellt, dessen Zellgrößen in etwa dem Lokalbereich entsprechen. Die äquivalenten Doppelkontinuum-Parameter (Durchlässigkeiten, Speicherkoeffizienten und Austauschoeffizienten) wurden mit Hilfe einer *Modelleichung* ermittelt. Da die Übertragung von Grundwasserständen hier Ziel der Untersuchungen ist, erfolgte die Eichung über die Quellschüttungen, die als integrale Größe unabhängig von der lokalen Kluftgeometrie sind und damit auch ohne Parameteridentifikation vergleichbar sind.

Einzugsgebiet einer Karstquelle



Maßstäbe: $B \approx 100\text{m}$, $l \approx 100\text{-}200\text{m}$, $L \approx 1\text{-}3\text{km}$

Abbildung 6.1: Prinzipielle Vorgehensweise bei der Erstellung des horizontal ebenen diskreten Modells

Zur Interpretation der Grundwasserstände standen damit die mit dem diskreten Modell berechneten, mit dem Doppelkontinuum-Modell berechneten und die gemessenen Grundwasserstände zur Verfügung. Die Übertragung der Grundwasserstände auf Doppelkontinuum-Piezometerhöhen erfolgte dann durch den Vergleich der Gangliniencharakteristika.

6.2 Zusammenstellung charakteristischer, gemessener Grundwasserstandsganglinien aus Karstgrundwasserleitern

Bei der Zusammenstellung von Grundwasserstandsganglinien aus Karstaquiferen standen vorwiegend Messungen aus Quelleinzugsgebieten der Schwäbischen Alb zur Verfügung. Dabei konnten folgende charakteristische Gangliniengruppen zusammengefaßt werden:

- Die Grundwasserstandsganglinie reagiert mit **extremen Grundwasserstandserhöhungen** auf jedes Neubildungsereignis. Diese Grundwasserstandserhöhung nimmt nach dem Neubildungsereignis in etwa in gleichem Maße wie der Anstieg wieder ab, bis ein kritischer Wasserstand erreicht ist. Danach folgt die Ganglinie einem wesentlich langsameren Auslaufverhalten als kurz nach dem Neubildungsereignis (siehe **Abb. 6.2a**).
- **Nur bestimmte Neubildungsereignisse führen zu einer Grundwasserstandserhöhung.** Diese Ereignisse ergeben sich meist aus Schneeschmelzprozessen oder lang anhaltenden Niederschlägen, so daß diese Ereignisse durch relativ viel Neubildungswasser gekennzeichnet sind (siehe **Abb. 6.2b**). Die Grundwasserstandserhöhungen betragen ca. 2 - 5m.
- Die Piezometerhöhenganglinie zeigt einen **ausgeprägten Jahresgang**. Einzelereignisse lassen sich nur bedingt identifizieren (siehe **Abb. 6.2c**).

Diese Zusammenstellung von gemessenen Grundwasserstandsganglinien der Schwäbischen Alb zeigt, daß innerhalb eines Karstsystems (Quelleinzugsgebiet) völlig unterschiedliche Grundwasserstandsganglinien gemessen werden können. Dies weist darauf hin, daß innerhalb eines Karstaquifers verschiedene Systeme wirksam sein müssen, deren charakteristisches hydraulisches Verhalten sich wesentlich unterscheidet. Aufgrund dieser Unterschiede wurde versucht, Verfahren zur Interpretation von Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle zu entwickeln.

6.3 3D-Simulation mit vertikal ebener Approximation der Kluftgeometrie

Bei der vertikal ebenen Approximation der Kluftgeometrie wurde der Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle untersucht. Aufgrund der extrem unterschiedlichen Strömungseigenschaften einer Kluft gegenüber dem Matrixsystem kann von un-

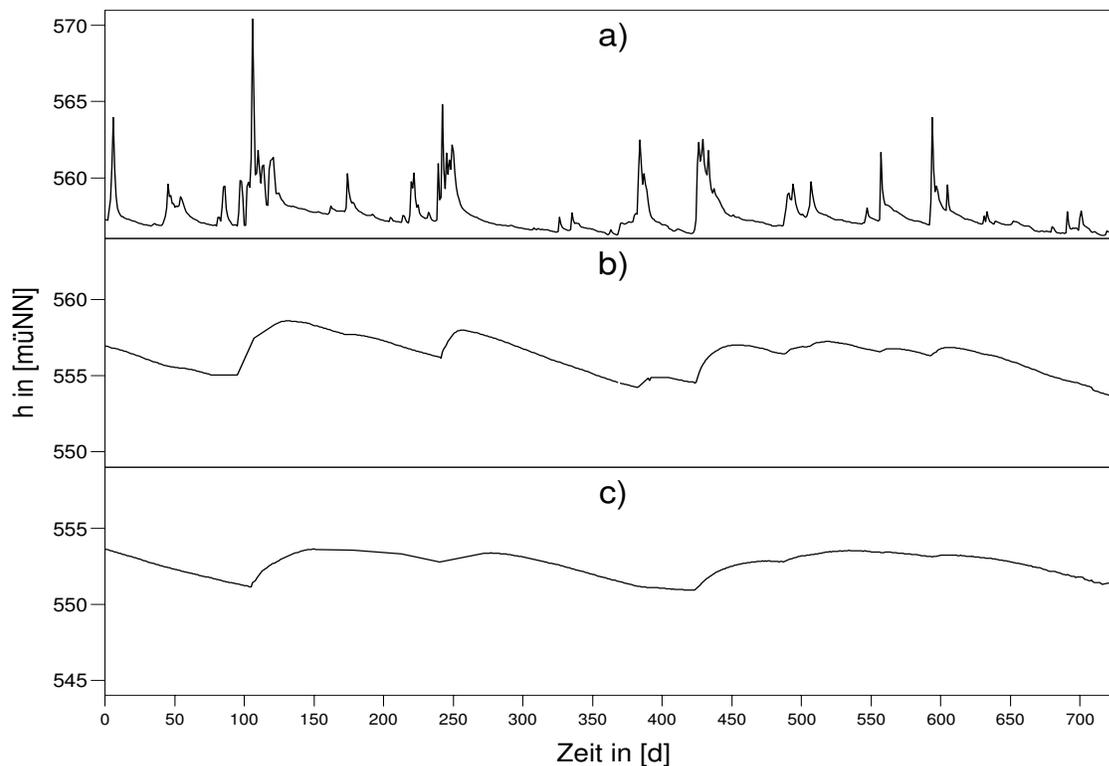


Abbildung 6.2: Zusammenstellung charakteristischer, gemessener Grundwasserstandsganglinien aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb

terschiedlichen Piezometerhöhen in der Kluft und im Matrixsystem ausgegangen werden. Eine Grundwassermeßstelle, die sowohl das Matrixsystem als auch eine horizontale Einzelkluft durchstößt, beeinflusst das lokale Strömungsverhalten zwischen Kluft und Matrix. Der gemessene Grundwasserstand kann nicht mehr eindeutig dem Matrix- oder dem Kluftsystem zugeordnet werden. In Abhängigkeit von den Strömungsparametern der Kluft und der Matrix ergibt sich eine Mischpiezometerhöhe. In **Abb. 6.3** sind schematisch die Strömungsverhältnisse im Nahfeld einer horizontalen Einzelkluft für a) ungestörte und b) durch eine Meßstelle beeinflusste Verhältnisse dargestellt.

Neben der in **Abb. 6.3** dargestellten Situation, bei der die Meßstelle die Kluft durchschneidet, besteht die Möglichkeit, daß das Meßstellenende nur in der Nähe einer Kluft liegt. Obwohl die Meßstelle eindeutig in der Matrix liegt, läßt sich ein Einfluß durch die Kluft feststellen. Dieser Fall wurde ebenfalls im Nachfolgenden systematisch für unterschiedliche Strömungsparameter in der Kluft und in der Matrix analysiert.

Die Untersuchungen zum Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle unterteilen sich in stationäre und instationäre Experimente. Für stationäre und ungestörte (ohne Meßstelle) Verhältnisse konnte eine analytische Lösung ermittelt werden, die die Grundlage für eine Dimensionsanalyse darstellt. Die Dimensionsanalyse für die vertikal ebene Ap-

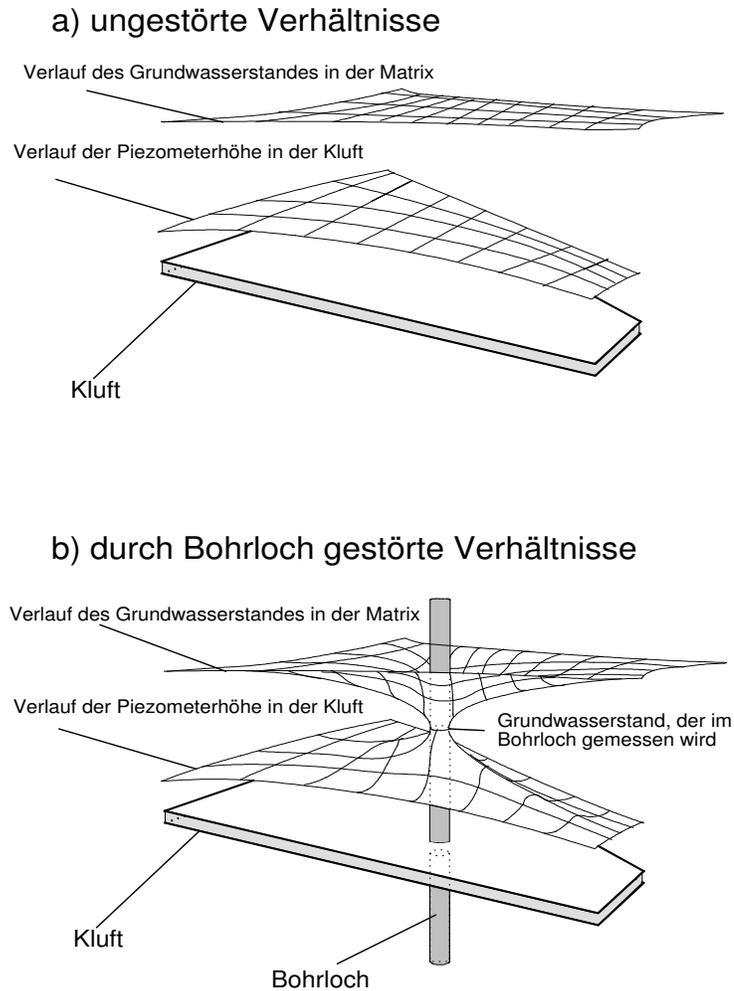


Abbildung 6.3: Schematische Darstellung der Piezometerhöhenverhältnisse im Nahfeld einer horizontalen Einzelkluft: a) ungestörte Verhältnisse b) mit einer Grundwassermeßstelle, die durch die zusätzliche Kontaktfläche im Bohrloch das Matrixsystem direkt mit der Kluft verbindet

proximation der Kluftgeometrie wurde durchgeführt, um von den Absolutwerten unabhängige Aussagen bezüglich dem Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle zu erhalten.

6.3.1 Dimensionsanalyse und Modellaufbau

Um die Strömungsverhältnisse im Nahfeld einer Meßstelle (siehe **Abb. 6.3**) systematisch zu analysieren, wurden die Strömungsverhältnisse in einem Stromstreifen eines Quelleinzugsgebiets entsprechend **Abb. 6.1** mit horizontaler Einzelkluft und einer Meßstelle (Bohrung) untersucht. Da es sich im Nahfeld der Meßstelle um eine dreidimensionale Strömung handelt, kam für diese numerischen Experimente ein dreidimensionales Modell zur Anwendung. In **Abb. 6.4** ist

ein vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet dargestellt. Der Schnitt verläuft in der Symmetrieachse der Meßstelle. **Tab. 6.1** enthält die für das Modellgebiet relevanten Geometrie- und Aquiferparameter.

Tabelle 6.1: Geometrie- und Aquiferparameter des Modellgebiets zur Untersuchung des Einflusses einer horizontalen Einzelkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle

GWN	Grundwasserneubildung	[m/s]
h_1	Festpotentialhöhe in der Kluft	[m]
s	Absenkung des Grundwasserstandes in der Matrix infolge Meßstelle	[m]
Δh_l	Piezometerhöhenunterschied zwischen Matrix und Kluft im ungestörten Fall	[m]
a	Abstand von der Meßstellenunterkante zur Kluft	[m]
$2d$	Kluftdicke	[m]
l	Abstand der Meßstelle vom linken Modellrand	[m]
L	Länge des Modellgebiets	[m]
k_f^M	Durchlässigkeit in der Matrix	[m/s]
k_f^K	Durchlässigkeit in der Kluft	[m/s]
ϵ	Koeffizient zur Verteilung der Grundwasserneubildung	[-]

Analytische Lösung für ungestörte stationäre Verhältnisse

Für ungestörte stationäre Verhältnisse, d.h. ohne Meßstelle (siehe **Abb. 6.4**), stellt sich folgende Strömungssituation ein: Über den Koeffizienten ϵ , der die Grundwasserneubildung linear in Anteile für die Kluft und die Matrix aufteilt, wird das Neubildungswasser auf die Wasseroberfläche der Matrix und direkt in die Kluft verteilt. Für die Direkteinspeisung von neugebildetem Grundwasser in die Kluft wird angenommen, daß über vertikale Diskontinuitäten (Klüfte, Kanäle) der horizontalen Kluft Wasser zufließt. Da diese vertikalen Zuströmungen extrem von der Geometrie der Diskontinuitäten abhängen, bei den hier durchgeführten Untersuchungen es sich allerdings um Prinzipbetrachtungen handelt, wurde auf die direkte vertikale Zuströmung über Diskontinuitäten verzichtet und ein derartiger Direktzufluß in die Kluft mit einer gleichmäßig verteilten Zugabe in die Horizontalkluft simuliert. Das in der Matrix neugebildete Grundwasser strömt von der Wasserspiegeloberfläche vorrangig vertikal innerhalb der Matrix bis zur Kluft. In der Kluft selbst findet dann eine laterale Strömung in Richtung der einzigen Ausflußmöglichkeit, dem Festpotential in der Kluft am rechten Modellrand, statt. Der Bereich unterhalb der Kluft trägt nur unwesentlich zur Gesamtströmung bei.

Für diese ungestörte stationäre Strömungssituation bei homogenen Durchlässigkeitsverhältnissen kann unter folgenden Annahmen eine analytische Lösung gegeben werden:

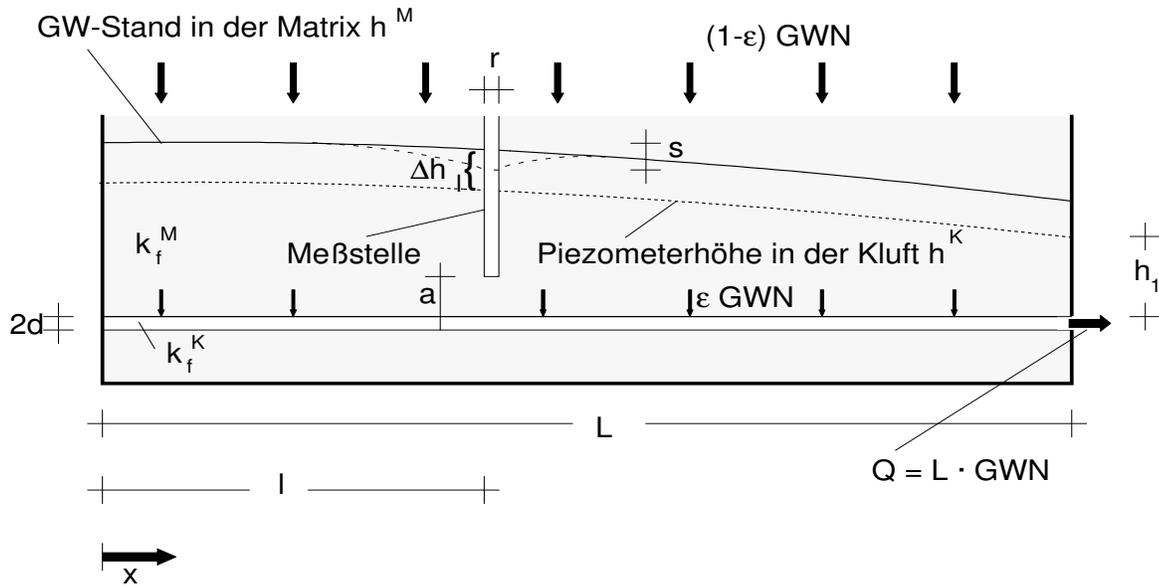


Abbildung 6.4: Charakteristische Größen für die Untersuchungen zum Einfluß einer Horizontal-kluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle, die als offenes Bohrloch ausgebaut ist

- Eine horizontale Strömung in der Matrix wird vernachlässigt, da die Gradienten in vertikaler Richtung um ein Vielfaches größer sind als die horizontalen Gradienten. Die Strömung wird somit eindimensional in vertikaler Richtung betrachtet.
- In der Kluft wird die vertikale Strömung in den darunter liegenden Matrixbereich vernachlässigt, so daß eine eindimensionale horizontale Strömung angenommen werden kann.

Unter Verwendung dieser Vereinfachungen lassen sich die Strömungen in der Matrix und in der Kluft jeweils eindimensional beschreiben. Für die Matrixströmung kann in Abhängigkeit von x (siehe **Abb. 6.4**) in vertikaler Richtung über die Kontinuitätsbetrachtung (Grundwasserneubildung = Zufluß zur Kluft) das Darcy-Gesetz angesetzt werden.

$$(1 - \epsilon)\text{GWN} = k_f^M \frac{h^M(x) - h^K(x)}{h^M(x)} = k_f^M I^M \quad (6.1)$$

Dabei wird angenommen, daß sich der Gradient I^M in vertikaler Richtung aus der Piezometerhöhendifferenz $\Delta h(x) = h^M(x) - h^K(x)$ und der Piezometerhöhe in der Matrix $h^M(x)$, die von der Kluftoberkante aus definiert wird, ergibt.

Für die horizontal verlaufende Kluftströmung läßt sich eine eindimensionale Differentialgleichung formulieren, der gespannte Verhältnisse in der Kluft mit über die Länge x konstantem Zufluß (= GWN , da bei den angenommenen homogenen Durchlässigkeitsverhältnissen und der

gleichmäßig verteilten Grundwasserneubildung die gesamte Grundwasserneubildung der Klufft zugegeben wird) zugrunde liegen.

$$\frac{\partial}{\partial x} T^K \frac{\partial h^K}{\partial x} = -GWN \quad (6.2)$$

Wobei T^K die Transmissivität in der Klufft beschreibt und sich aus der Klufftdicke $2d$ multipliziert mit der Klufftdurchlässigkeit k_f^K ergibt. Durch zweimaliges Integrieren der **Gl. 6.2** und Einsetzen der Randbedingungen

$$\begin{aligned} h^K(x = L) &= h_1 \\ \frac{\partial h^K}{\partial x}(x = 0) &= 0 \end{aligned} \quad (6.3)$$

erhält man die analytische Lösung der Differentialgleichung für die Klufftströmung (**Gl. 6.2**):

$$h^K(x) = -\frac{GWN}{2T^K}(L-x)^2 + \frac{GWN}{T^K}L(L-x) + h_1 \quad (6.4)$$

Durch Einsetzen des Piezometerhöhenverlaufs in der Klufft (**Gl. 6.4**) in **Gl. 6.1** erhält man den Piezometerhöhenverlauf in der Matrix.

$$h^M(x) = \frac{-\frac{GWN}{2T^K}(L-x)^2 + \frac{GWN}{T^K}L(L-x) + h_1}{1 - \frac{(1-\epsilon)GWN}{k_f^M}} \quad (6.5)$$

Da für alle Untersuchungen eine Meßstelle in der Mitte des Modellgebiets ($l = L/2$) angenommen wurde, lassen sich die für die Meßstellenuntersuchungen relevanten Piezometerhöhen in Klufft und Matrix wie folgt beschreiben:

$$h_l^K = \frac{3}{8} \frac{GWN}{T^K} L^2 + h_1 \quad h_l^M = \frac{\frac{3}{8} \frac{GWN}{T^K} L^2 + h_1}{1 - \frac{(1-\epsilon)GWN}{k_f^M}} \quad (6.6)$$

Über die **Gl. 6.1** läßt sich dann die Kontinuitätsbedingung an der Stelle l wie folgt formulieren:

$$(1-\epsilon)GWN = GWN^M = k_f^M \frac{\Delta h_l}{h_l^M} = k_f^M \cdot I^M \quad (6.7)$$

Dimensionsanalyse im stationären Fall

Im Vorfeld der systematischen Untersuchungen zum Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle (siehe **Abb. 6.3**) wurde eine Dimensionsanalyse für das Nahfeld der Meßstelle entsprechend **Abb. 6.5** durchgeführt. Im allgemeinen Fall wurde dabei eine Grundwasserneubildung sowohl in die Matrix als auch direkt in die Kluft angenommen.

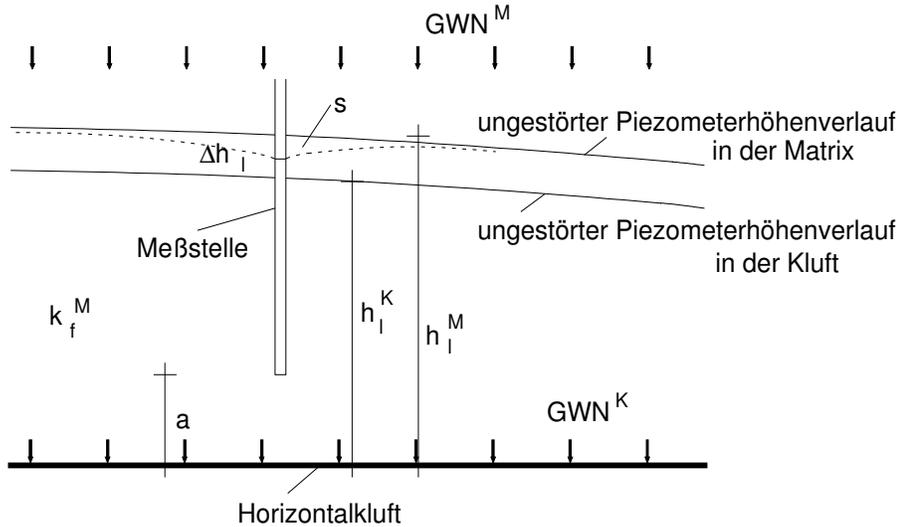


Abbildung 6.5: Unabhängige Größen im Nahfeld der Meßstelle, die die Absenkung der Piezometerhöhe in der Matrix beeinflussen

Unter Berücksichtigung der analytischen Lösung im ungestörten Fall lassen sich folgende Beziehungen zwischen den Größen herleiten:

$$\Delta h_l = h_l^M - h_l^K \quad I^M = \frac{GWN^M}{k_f^M} \quad (6.8)$$

Unter Berücksichtigung dieser Größen läßt sich für die abhängige Größe s folgender allgemeiner Zusammenhang formulieren:

$$s = f(\Delta h_l, h_l^K, a, I^M, \epsilon) \quad (6.9)$$

Die dimensionslose Darstellung von **Gl. 6.9** ergibt sich dann wie folgt:

$$\frac{s}{\Delta h_l} = f\left(\frac{h_l^K}{\Delta h_l}, \frac{a}{\Delta h_l}, I^M, \epsilon\right) \quad (6.10)$$

Da bei allen stationären Untersuchungen der Neubildungskoeffizient ϵ nicht variiert wurde, bleibt bei den nachfolgenden Modelluntersuchungen eine Abhängigkeit von ϵ unberücksichtigt.

Tab. 6.2 zeigt die physikalische Bedeutung der dimensionslosen Größen aus **Gl. 6.10**.

Tabelle 6.2: Physikalische Bedeutung der dimensionslosen Parameter

$\frac{s}{\Delta h_l}$	Das Verhältnis beschreibt die prozentuale Absenkung von der maximalen Absenkung Δh_l infolge Meßstelle. Je größer das Verhältnis ist, desto größer ist die Absenkung infolge Meßstelle.
I^M	Dieser Parameter ist der vertikale Strömungsgradient in der Matrix. Der vertikale Strömungsgradient I^M kann maximal den Wert 1 annehmen.
$\frac{a}{\Delta h_l}$	Dieser Parameter definiert die Lage des Meßstellenendes im Verhältnis zur Piezometerhöhendifferenz im ungestörten Zustand.
$\frac{h_l^K}{\Delta h_l}$	Dieser Parameter definiert die Piezometerhöhenüberdeckung der Kluft im Verhältnis zur Piezometerhöhendifferenz im ungestörten Zustand.

Modellaufbau

Um die oben dargestellte Strömungssituation mit einem numerischen Modell zu simulieren, wurde das Finite-Differenzen-Modell MODFLOW (McDonald und Harbaugh, 1984) verwendet, da durch die horizontale Lage der Einzelkluft die Kluftgeometrie ausreichend genau mit einem Finite-Differenzen-Netz approximiert werden kann. Das Finite-Differenzen-Modell wurde in vertikaler Richtung in 10 Modellschichten unterteilt, wobei die horizontale Einzelkluft durch die 7. Modellschicht von oben repräsentiert wird. Das vertikale Diskretisierungsraster ist aus **Abb. 6.6** zu ersehen. Um die Absenkung im Bereich der Meßstelle richtig nachzubilden, wurde in horizontaler Richtung eine Verfeinerung der Diskretisierung im Nahfeld der Meßstelle vorgenommen. In **Abb. 6.7** ist das verwendete Diskretisierungsraster im Nahfeld der Meßstelle dargestellt. Die undurchlässigen Modellränder in Strömungsrichtung (siehe **Abb. 6.7**) wurden in einem ausreichend großen Abstand von der Meßstelle angesetzt, so daß diese die Strömungsverhältnisse im Nahfeld der Meßstelle nicht beeinflussen.

6.3.2 Stationäre Untersuchungen

Bei den stationären Betrachtungen wurde für unterschiedlichen Kombinationen von Aquiferparametern jeweils die ungestörte Situation (ohne Bohrloch) und die Strömungsverhältnisse mit Bohrloch mit einander verglichen, um die Veränderung der Strömungsverhältnisse infolge Bohrloch zu untersuchen. **Abb. 6.8** zeigt den Verlauf der stationären Strömung im Bereich der Meßstelle (mit und ohne Bohrloch) in Form von Linien gleicher Piezometerhöhen. Die Horizontalkluft

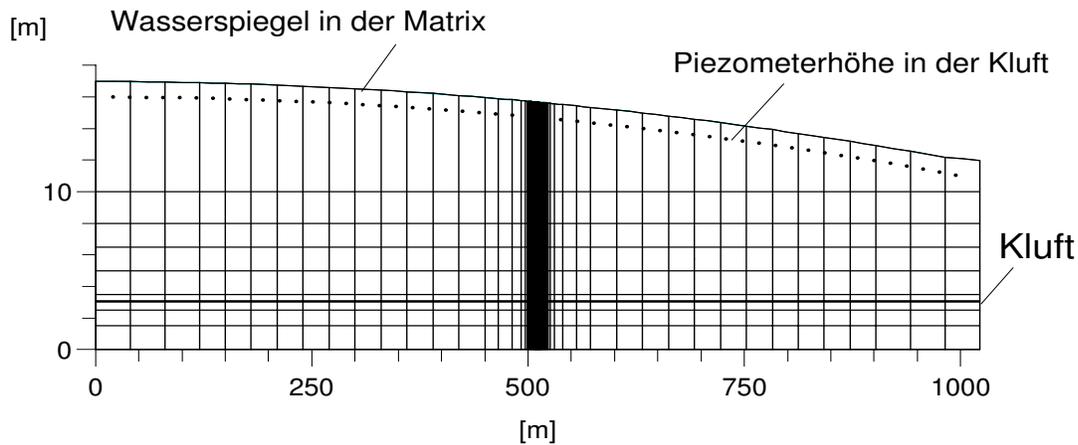


Abbildung 6.6: Vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet

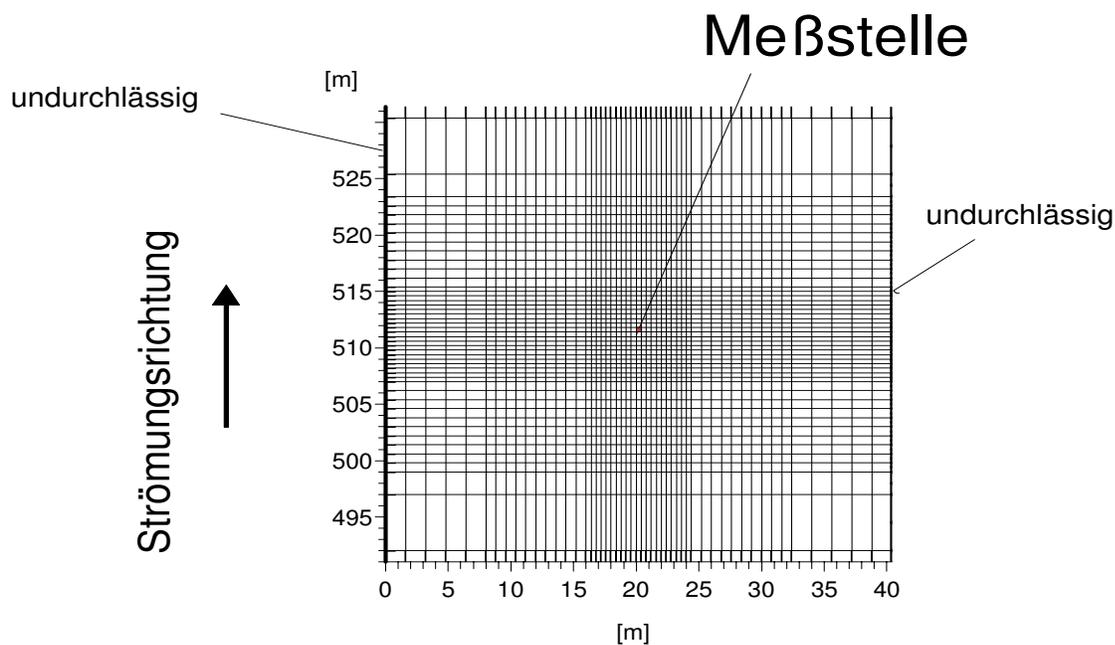
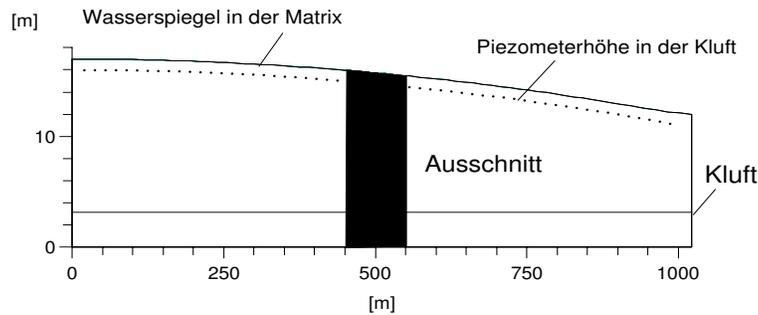


Abbildung 6.7: Horizontales Diskretisierungsraaster des Finite-Differenzen-Modells im Nahfeld der Meßstelle

wurde in einer Höhe von 3 m angesetzt. Bei der in **Abb. 6.8b** dargestellten Piezometerhöhenverteilung im Nahfeld der Bohrung wurde ein Bohrloch angenommen, das die horizontale Kluft schneidet. In **Abb. 6.8b** ist deutlich eine Absenkung infolge Bohrloch und eine gegenüber **Abb. 6.8a** veränderte Piezometerhöhenverteilung zu erkennen, die auf eine lokale Zuströmung zum Bohrloch hindeutet. Die Meßstelle, als offenes Bohrloch ausgebaut, verursacht im Nahfeld eine Kurzschlußströmung mit extremen horizontalen Piezometerhöhengradienten.

Gesamtmodell:



Ausschnitt:

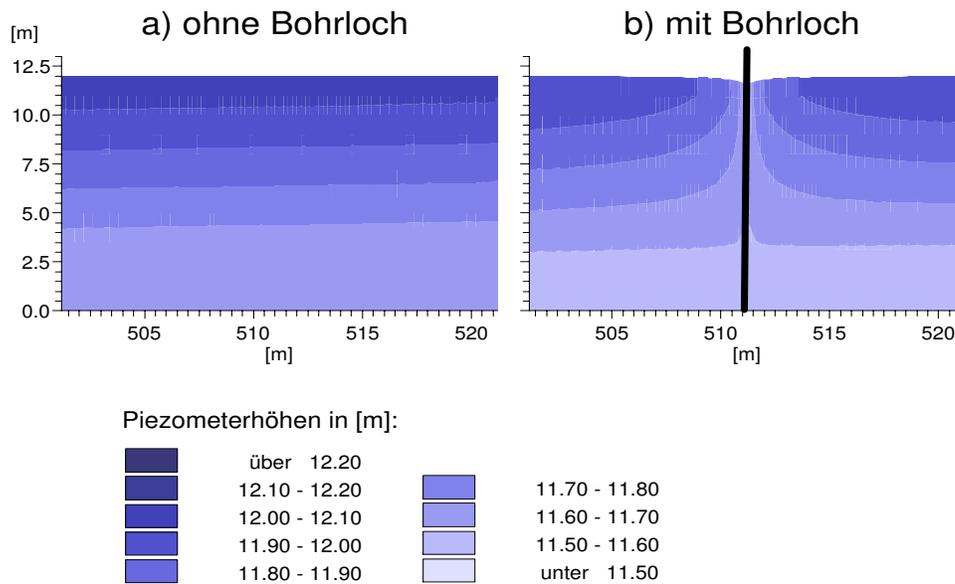


Abbildung 6.8: Piezometerhöhenverteilung des Kluft/Matrix-Modells mit horizontaler Einzelkluft im Nahfeld des Bohrlochs: a) ohne Bohrloch, b) mit Bohrloch

Um den sich in der Meßstelle einstellenden Grundwasserstand in Abhängigkeit von den in **Gl. 6.10** dargestellten dimensionslosen Größen zu untersuchen, wurden zahlreiche Modellläufe durchgeführt und entsprechend **Abb. 6.9** ausgewertet. Bei allen Modellläufen wurde ein Neubildungskoeffizient $\epsilon = 1,0$ gewählt.

Aus **Abb. 6.9** geht hervor, daß bei $a/\Delta h_l$ -Verhältnisse von 0, also bis zur horizontalen Kluft reichenden Meßstellen, die auf den Piezometerhöhenunterschied Δh_l normierte Absenkung unabhängig von den übrigen Parametern ist. In diesem Fall findet eine vollständige Absenkung infolge Meßstelle statt. Wie **Abb. 6.9** zeigt ist dann $s/\Delta h_l = 0$.

Eine Detailbetrachtung für sehr kleine $a/\Delta h_l$ -Verhältnisse hat gezeigt, daß sich die Strömungsverhältnisse zwischen einer Meßstelle, die die Kluft durchschneidet ($a/\Delta h_l = 0$), und einer

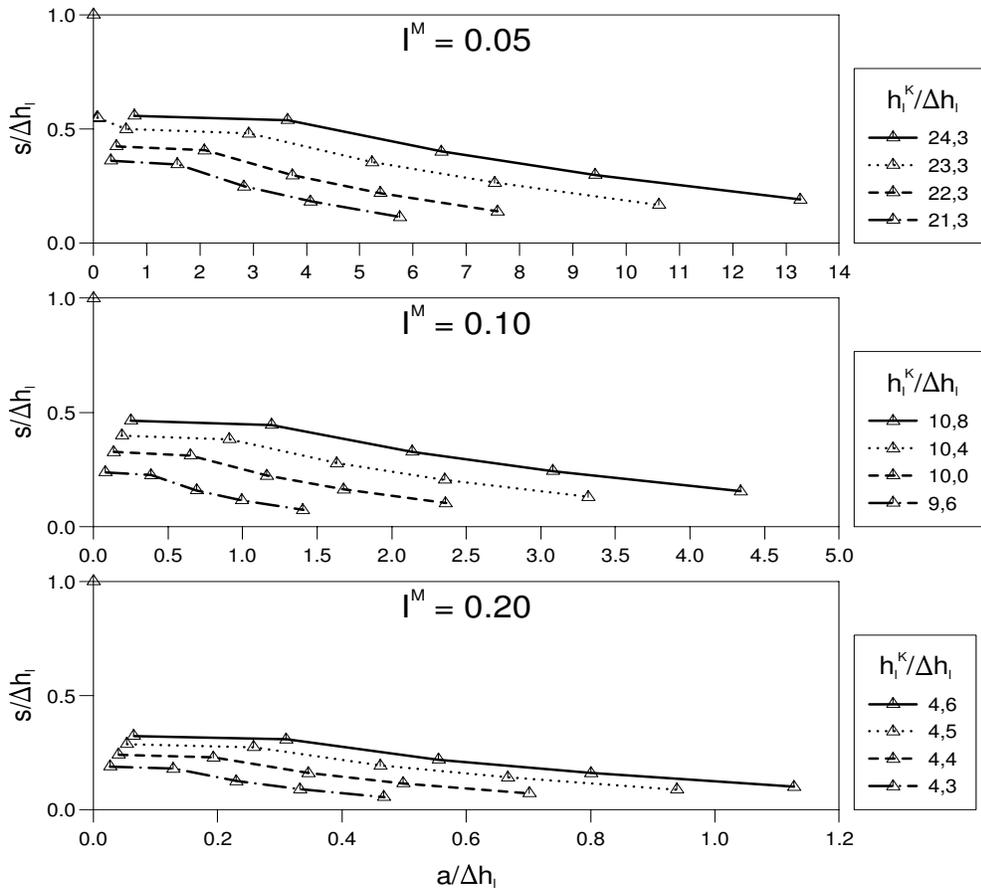
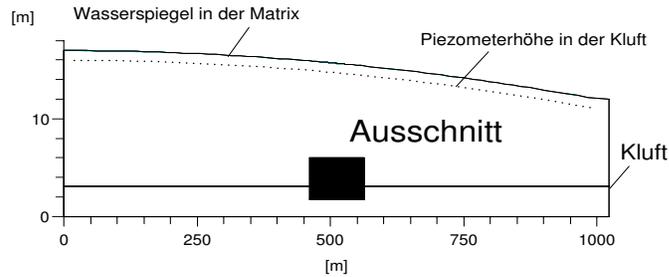


Abbildung 6.9: Absenkung s infolge Meßstelle bezogen auf Δh_l in Abhängigkeit von den dimensionslosen Größen $a/\Delta h_l$, I^M und $h_l^K/\Delta h_l$

Meßstelle, die knapp oberhalb der Kluft endet wesentlich unterscheiden. Diese Untersuchung erfolgte lediglich an einer Parameterkombination ($a = 5 \text{ cm} \rightarrow a/\Delta h_l = 0,08$ bei $I^M = 0,05$ und $h_l^K/\Delta h_l = 23,3$). Dabei wurde angenommen, daß das Bohrloch ca. 5 cm oberhalb der Horizontalkluft endet. Es wurde weiterhin angenommen, daß 5 cm der kleinste Abstand ist, der sich bei einem Bohrvorgang einstellen könnte, wenn die Bohrung in einem sehr kleinen Abstand oberhalb einer Horizontalkluft endet. In **Abb. 6.10** sind die Strömungsverhältnisse für diese beiden Situationen im Nahfeld des Bohrlochendes dargestellt. **Abb. 6.10a** zeigt, daß eine Meßstelle, die die Kluft durchschneidet, zu einer direkten Kurzschlußströmung zwischen Matrix und Kluft führt, bei der Wasser aus der Matrix in das Bohrloch und dann in die Kluft fließt. In **Abb. 6.10b** sind die Strömungsverhältnisse in der Nähe des Bohrlochendes dargestellt, das knapp oberhalb der Horizontalkluft endet ($a = 5 \text{ cm}$). Bei dieser Situation strömt das Wasser am Bohrlochende aus dem Bohrloch in die umgebende Matrix und dann in die darunter liegende Horizontalkluft. Innerhalb der verbleibenden Matrixbrücke zwischen Bohrlochende und Horizontalkluft entsteht ein extremer Piezometerhöhengradient, durch den das Wasser aus dem Bohrloch in die Kluft transportiert wird. Somit wird durch die sehr gering mächtige Matrixbrücke zwischen Bohrlochende und Kluft eine völlig andere Strömung im Nahfeld des Bohrlochendes verursacht als bei

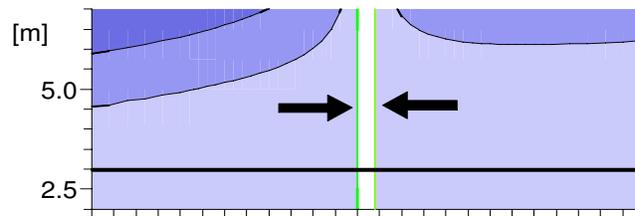
$a/\Delta h_l = 0$. Diese Detailuntersuchung, die exemplarisch für konstante I^M - und $h_l^K/\Delta h_l$ -Verhältnisse durchgeführt wurde, zeigt, daß auch bei sehr kleinen Abständen zwischen Bohrlochende und Horizontalkluft der Einfluß der Kluft auf den stationären Wasserspiegel im Bohrloch nicht größer als 30% ist. (Anmerkung: Matrixbrücken kleiner als 5 cm wurden nicht betrachtet, da diese durch den Bohrvorgang bedingt sicherlich keinen Bestand hätten.)

Gesamtmodell:



Ausschnitt:

a) Bohrlochende unterhalb der Kluft



b) Bohrlochende oberhalb der Kluft

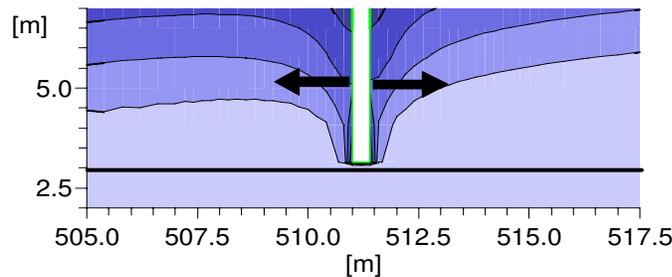


Abbildung 6.10: Strömungsverhältnisse im Nahfeld des Bohrlochendes; a) das Bohrloch durchschneidet die Horizontalkluft b) das Bohrloch endet knapp oberhalb der Horizontalkluft ($a/\Delta h_l = 0,08$ bzw. $a = 5\text{ cm}$)

Weiterhin zeigt **Abb. 6.9**, daß die normierte Absenkung $s/\Delta h_l$ mit wachsendem $a/\Delta h_l$ abnimmt und mit maximalem $a/\Delta h_l$ -Wert von $\frac{1}{I^M}$ die x-Achse schneidet. Für konstante vertikale Piezometerhöhengradienten I^M in der Matrix und identische $a/\Delta h_l$ -Verhältnisse ist eine Verminderung des Meßstelleneinflusses ($s/\Delta h_l$ wird kleiner) bei sich verringermendem $h_l^K/\Delta h_l$ -Verhältnis festzustellen. Außerdem bewirkt eine Vergrößerung des Piezometerhöhengradienten in der Matrix eine Verringerung des Meßstelleneinflusses ($s/\Delta h_l$ wird kleiner). Da eine Vergrößerung des Piezometerhöhengradienten in der Matrix entweder mit einer Verringerung der Matrixdurchlässigkeit

oder einer Erhöhung der Grundwasserneubildung einhergeht, läßt sich feststellen, daß eine Verringerung der Matrixdurchlässigkeit eine Verringerung des Einflusses der Kluft auf die gemessene Piezometerhöhe bewirkt, falls das Bohrlochende oberhalb der Kluft liegt.

6.3.3 Ermittlung der instationären Grundwasserneubildung

Neben den stationären Untersuchungen wurden instationäre numerische Experimente zur Beurteilung des Einflusses einer Meßstelle auf das Strömungsnahfeld einer Horizontalkluft durchgeführt. Für diese instationären Modellrechnungen wurde ein synthetischer Grundwasserneubildungsverlauf verwendet, der sich aus typisierten Einzelereignisse ergibt. In **Abb. 6.11** ist die für die instationären Berechnungen zugrunde gelegte Einheitsganglinie der Grundwasserneubildung (GWN/GWN_{mittel}) dargestellt. Insgesamt wurden 4 Einzelereignisse untersucht, an die sich jeweils eine Leerlaufperiode von 70 Tagen anschließt, damit sich die Piezometerhöhenverläufe aufgrund der Einzelereignisse nicht beeinflussen. Der Verlauf der typisierten Einzelereignisse (siehe **Abb. 6.11**) orientiert sich an folgenden Überlegungen:

- Ereignis 1 Das erste Neubildungsereignis, mit im Vergleich zu den anderen Ereignissen größter Neubildungsintensität, stellt ein extremes Sommerereignis nach einem wolkenbruchartigen Niederschlag dar.
- Ereignis 2 Der synthetische Verlauf dieses Ereignisses soll ein Neubildungsereignis simulieren, das sich infolge eines über mehrere Tage (14 Tage) anhaltenden Dauerregens ergibt. Innerhalb dieses 14-Tage-Zeitraumes wurde eine geringfügige Variation der Neubildungsintensität angesetzt.
- Ereignis 3 Für das dritte Neubildungsereignis wurde angenommen, daß durch ein Schneeschmelzereignis verhältnismäßig viel Neubildungswasser zu Beginn des Ereignisses vorliegt und die Intensität der Neubildung während der Schneeschmelze infolge Temperaturänderungen stärker schwankt als beim Ereignis 2.
- Ereignis 4 Dieses Ereignis weist nach großer Anfangsintensität ein exponentielles Absinken der Neubildungsrate auf.

Wie das über die Zeit akkumulierte Neubildungsvolumen in **Abb. 6.11** zeigt, wird bei den Ereignissen 1, 2 und 4 in etwa die gleiche Menge an Wasser neugebildet. Während des Neubildungsereignisses 3, das synthetisch den Neubildungsprozess infolge einer Schneeschmelze beschreibt, wird in etwa doppelt so viel Wasser neu gebildet wie bei den anderen Ereignissen.

6.3.4 Instationäre Untersuchungen

Ziel der instationären Untersuchungen war, die Charakteristik der Piezometerhöhenganglinie in der Meßstelle mit der Charakteristik der Kluft- bzw. Matrixpiezometerhöhe in Abhängigkeit der in **Abschnitt 6.3.1** aufgeführten Parameter zu vergleichen. Zusätzlich zu den im instationären Fall variierten Parametern wurde auch noch der Einfluß des Koeffizienten ϵ , der die

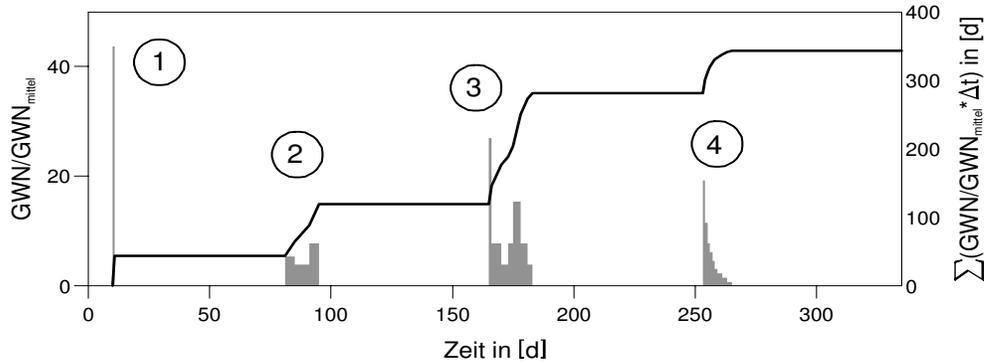


Abbildung 6.11: Einheitsganglinie der für die instationären Untersuchungen verwendeten Grundwasserneubildung

Grundwasserneubildung in die Matrix und in die Kluft verteilt, auf die Gangliniencharakteristik untersucht.

Ungestörte Verhältnisse

Beispielhaft sind in **Abb. 6.12** für die in **Tab. 6.3** aufgelisteten Aquiferparameter und Randbedingungen (siehe **Abb. 6.4**) Piezometerhöhenganglinien in der Kluft und der Matrix für ungestörte Verhältnisse (ohne Meßstelle) dargestellt, wobei Neubildungsverteilungskoeffizienten von 0,05, 0,15 und 0,30 verwendet wurden. Wie aus **Abb. 6.12** ersichtlich, zeigt die Kluftpiezometerhöhenganglinie mit sich vergrößerndem ϵ ein Ansteigen der Piezometerhöhen während der Neubildungsereignisse. Die Charakteristik der Grundwasserstände in der Matrix bleibt dagegen unverändert. Wie weiterhin **Abb. 6.12** zeigt, reagiert das Kluftsystem unterschiedlich auf die einzelnen Neubildungsereignisse. Auf das Neubildungsereignis 1 reagieren alle 3 Piezometerhöhen mit einer scharfen Spitze in den Ganglinien, bei den anderen Ereignissen zeigt nur der Modellauf mit $\epsilon = 0,3$ eine ausgeprägte spitze Erhöhung der Piezometerhöhe.

Tabelle 6.3: Aquiferparameter und Randbedingungen des Kluftmodells

Transmissivität in der Kluft	T^K	$[\frac{m^2}{s}]$	10^{-3}
Durchlässigkeit in der Matrix	k_j^M	$[\frac{m}{s}]$	$2 \cdot 10^{-8}$
spezifischer Speicherkoeffizient	S_0	$[\frac{1}{m}]$	10^{-5}
nutzbarer Hohlraumanteil in der Matrix	n_e^M	$[-]$	0,02
mittlere Grundwasserneubildung	$GW N_{mittel}$	$[\frac{m}{s}]$	10^{-8}
Festpotentialhöhe in der Kluft	h_1	$[m]$	7,0

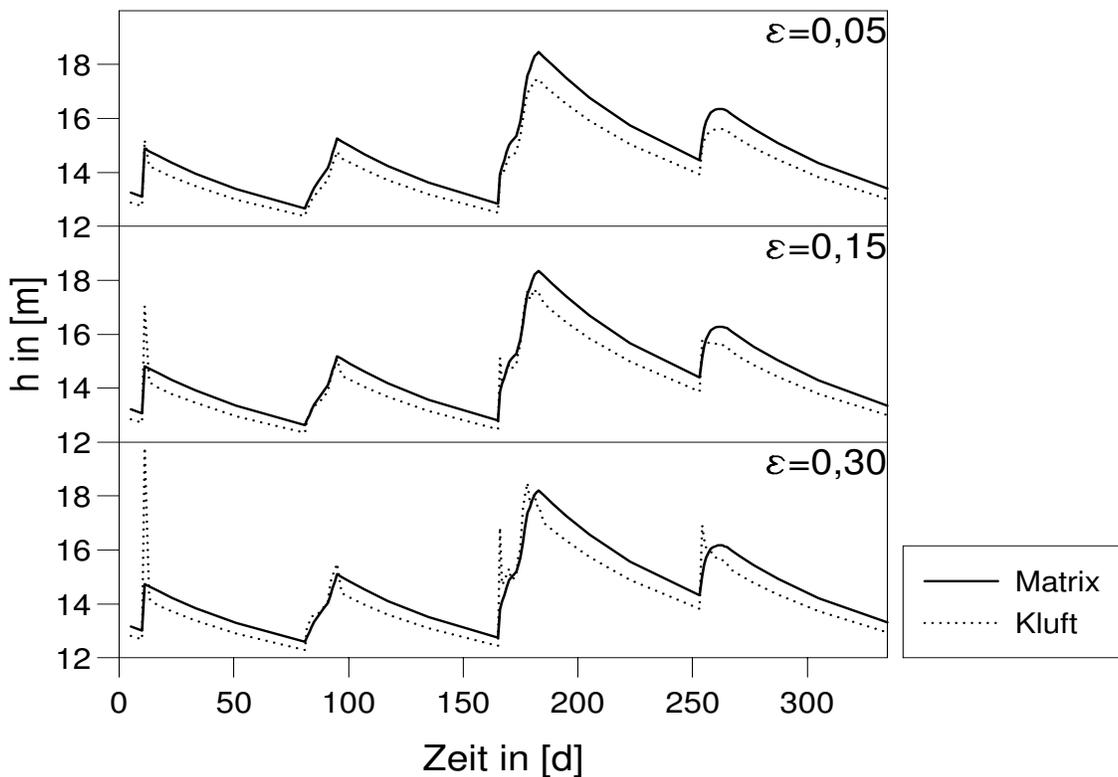


Abbildung 6.12: Piezometerhöhenganglinien in der Kluft und in der Matrix für unterschiedliche Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ

Um auch aus den instationären Untersuchungen unabhängige Aussagen bezüglich der Veränderung des Strömungsfeldes infolge einer Meßstelle zu erhalten, war es erforderlich, ein Maß für die Schwankungsbreite der Piezometerhöhenganglinien zu definieren. Wie **Abb. 6.12** zeigt, unterscheiden sich die dargestellten Ganglinien in ihrer dynamischen Reaktionscharakteristik. So besitzen alle Piezometerhöhenganglinien der Matrix in etwa dieselbe Schwankungsbreite, wohingegen die Schwankungsbreite der Kluftpiezometerhöhenganglinien mit wachsendem ϵ zunimmt. Um diese Schwankungsbreite zu bestimmen, wurde die mittlere Abweichung einer Ganglinie vom Mittelwert bestimmt. Im statistischen Sinne läßt sich die mittlere Abweichung vom Mittelwert über die Standardabweichung ermitteln. Die Standardabweichung ist allerdings nur dann ein verlässliches Maß für die Schwankungsbreite, wenn sichergestellt ist, daß alle Ganglinien derselben Schwankungsfrequenz unterliegen (eine Ganglinie mit **einer großen** Abweichung vom Mittelwert kann die gleiche Standardabweichung aufweisen wie eine mit **vielen kleinen** Abweichungen). Da bei den hier durchgeführten Arbeiten jeweils die gleiche Anregerfrequenz (identische Neubildungsereignisse) verwendet wurde, konnte die Standardabweichung als eindeutiges Maß für die Ganglinedynamik verwendet werden. Die zu untersuchenden Ganglinien wurden dabei in eine Treppenfunktion mit gleichen Zeitabständen Δt (siehe **Abb. 6.13**) umgewandelt, damit unterschiedliche Zeitintervalle bei der Ermittlung der Standardabweichung mitberücksich-

tigt werden können. Für sehr kleine Zeitschritte Δt und damit sehr viele Einzelpunkte berechnet sich die Standardabweichung wie folgt:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (h_i - \bar{h})^2 \Delta t}{n \Delta t}} \quad \approx \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (h_i - \bar{h})^2}{n - 1}} \quad (6.11)$$

n sehr groß

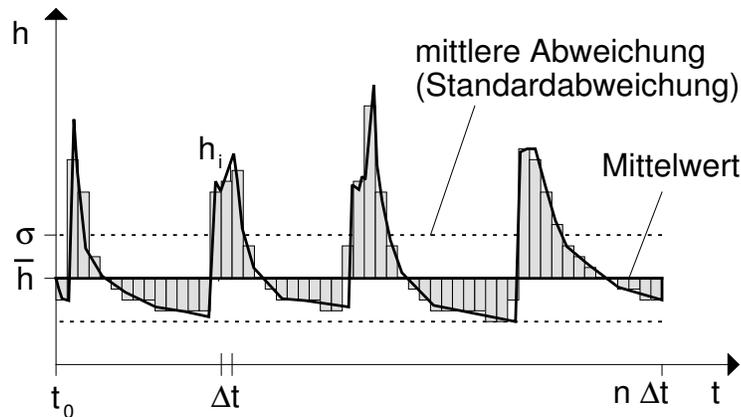


Abbildung 6.13: Prinzipbild zur Ermittlung der mittleren Abweichung einer Ganglinie vom Mittelwert, der Standardabweichung

Berechnet man die Standardabweichungen der in **Abb. 6.12** dargestellten Piezometerhöhenganglinien, so ergeben sich die in **Tab. 6.4** aufgelisteten Werte. Aus **Tab. 6.4** ist deutlich zu erkennen, daß mit Vergrößerung des Neubildungsverteilungskoeffizienten die Variabilität (Standardabweichung) der Kluftpiezometerhöhenganglinie stark zunimmt und in der Matrix geringfügig abnimmt. Für $\epsilon = 0,05$, d.h. geringe Direkteinspeisung in die Kluft, ist die Reaktionsdynamik der Kluft kleiner als die der Matrix. Für Neubildungsverteilungskoeffizienten von $\epsilon = 0,15$ ergeben sich fast identische Standardabweichungen in der Kluft und in der Matrix. Für $\epsilon > 0,15$ reagiert die Kluft mit größeren Piezometerhöenschwankungen als die Matrix. D.h. für das hier im Vorfeld der Modellbetrachtungen mit Meßstelle untersuchte Zahlenbeispiel läßt sich erkennen, daß das Kluft/Matrix-System mit Horizontalkluft zwei prinzipiell unterschiedliche Strömungscharakteristika aufweist. Bei geringer Grundwasserneubildung direkt in die Kluft reagiert die Piezometerhöhe in der Kluft mit der gleichen oder einer geringeren Dynamik als die Matrix. Bei großer Grundwasserneubildung in die Kluft weist die Kluftpiezometerhöhe eine wesentlich höhere Dynamik als die Matrixpiezometerhöhe auf. Die Grenze liegt bei dem hier gewählten Zahlenbeispiel bei $\epsilon = 0,15$. Die Grenze hängt im wesentlichen vom Speichervermögen der Kluft und der Durchlässigkeit der Matrix ab.

Strömungsverhältnisse mit Meßstelle

Da im instationären Fall die Ganglinienverläufe der Modellläufe mit Meßstellen zwischen den Ganglinienverläufen der Kluft und der Matrix liegen, wurde zur Beurteilung der Ganglinien-

Tabelle 6.4: Standardabweichungen der Piezometerhöhenganglinien von Modellläufen mit unterschiedlichen Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ

Neubildungsverteilungskoeffizient ϵ	Kluft	Matrix
0,05	1,49 m	1,66 m
0,15	1,63 m	1,64 m
0,30	1,95 m	1,61 m

charakteristik (zeigt die Meßstelle die Gangliniencharakteristik der Matrix oder der Kluft?) das Verhältnis φ angesetzt:

$$\varphi = \frac{\sigma^a - \sigma^M}{\sigma^K - \sigma^M} \quad (6.12)$$

Wobei σ^K die Standardabweichung der Kluftpiezometerhöhenganglinie ohne Meßstelle, σ^M die der Matrixganglinie ohne Meßstelle und σ^a die der Meßstellenganglinie darstellt. Das Verhältnis φ beschreibt den charakteristischen Anteil einer Meßstellenpiezometerhöhenganglinie von der Matrix ($\varphi = 0$) bzw. von der Kluft ($\varphi = 1$).

Da die instationären Berechnungen unter Zugrundelegung der in **Abb. 6.11** dargestellten Einheitsneubildungsganglinie einen großen Rechenaufwand erfordern, wurde eine systematische Untersuchung des Meßstelleneinflusses im instationären Fall nur für konstante mittlere vertikale Matrixgradienten $\bar{T}^M = 0,05$ untersucht. Dieser Wert ergibt sich in etwa für Untergrundverhältnisse von Karstquiferen wie z.B. der Schwäbischen Alb ($k_f^M \approx 2 \cdot 10^{-7} m/s$ nach Sauter, 1992 und $GWN \approx 10^{-8}$ nach Villinger 1977). Für andere Gradienten in der Matrix ändern sich zwar die Zahlenwerte, aber das prinzipielle Strömungsverhalten bleibt gleich. Die Aussagen dieser Untersuchung sind somit übertragbar auch auf andere Matrixgradienten. In **Abb. 6.14** sind die Ergebnisse der instationären Untersuchungen dargestellt.

Abb. 6.14 zeigt, daß die normierte Standardabweichung φ in etwa ähnlich wie die prozentuale Absenkung $s/\Delta h_l$ (siehe **Abb. 6.9**) im stationären Fall auf die dimensionslosen mittleren Einflußgrößen $a/\Delta h_l$ und $h_l^K/\Delta h_l$ reagiert. Mit Vergrößerung des Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ , und damit Erhöhung der Piezometerhöhengschwankungen in der Kluft (siehe **Tab. 6.4**), verringert sich auch der Einfluß der Kluft auf die Grundwasserschwankungen in der Meßstelle bei gleichem normierten mittleren Abstand $a/\Delta h_l$. Dies ist auf die dämpfende Wirkung des Matrixbereichs, der zwischen Bohrlochende und Kluft liegt, zurückzuführen. Bei großen Piezometerhöhengschwankungen in der Kluft überträgt der Matrixbereich die Druckänderung in der Kluft gedämpfter bis zur Meßstelle als bei geringen Druckschwankungen in der Kluft. Desweiteren läßt sich aus **Abb. 6.14** erkennen, daß für $\epsilon = 0,3$ ein kritischer Abstand a_{krit} existiert, bei dem der Einfluß der Kluft vernachlässigbar wird ($\varphi = 0$). Bei den hier durchgeführten Modelluntersuchungen hat sich gezeigt, daß der kritische Abstand für alle Parameterkombinationen

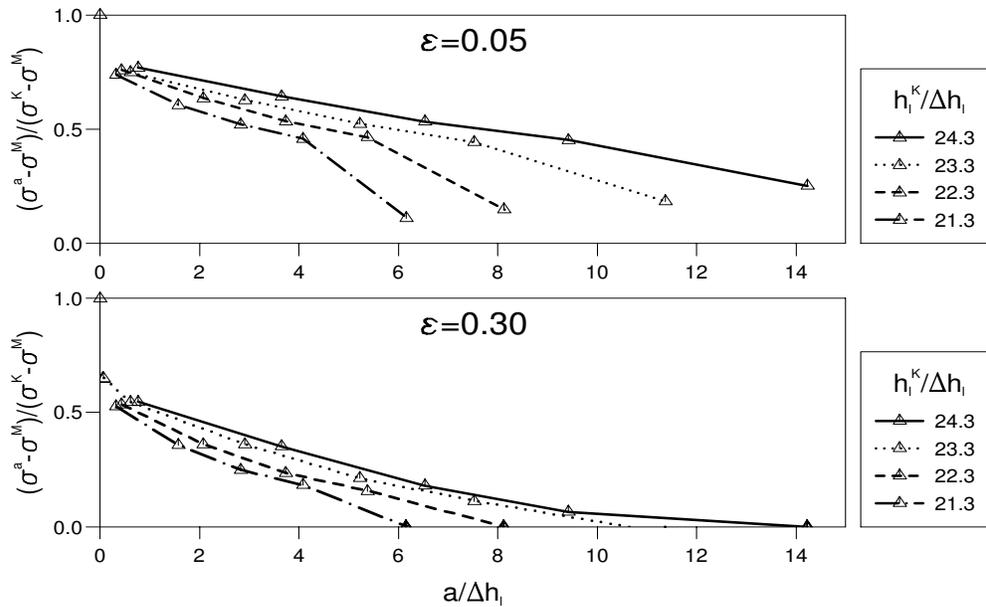


Abbildung 6.14: Standardabweichungsverhältnis φ in Abhängigkeit von ϵ , mittlerem $a/\Delta h_l$ und mittlerem $h_l^K/\Delta h_l$ bei konstantem mittlerem vertikale Matrixgradienten $\bar{T}^M = 0,05$

und Strömungsverhältnisse mit großer Gangliniendynamik in der Kluft bei ca. 7 m liegt. Ein anderer Zahlenwert ergibt sich, falls andere Aquiferparameter in der Matrix gewählt werden.

Zusatzuntersuchungen für sehr kleine Abstände des Bohrlochendes zur Horizontalkluft ($a = 5\text{cm} \rightarrow a/\Delta h_l = 0,08$) bei konstantem ϵ von 0,3, konstanten mittleren vertikale Matrixgradienten $\bar{T}^M = 0,05$ und konstanten $h_l^K/\Delta h_l$ -Verhältnissen haben gezeigt, daß das dynamische Strömungsverhalten ähnlich reagiert wie der stationäre Wasserspiegel im Bohrloch bei sehr kleinen Abständen zwischen Bohrlochende und Kluft. Auch für sehr kleine mittlere $a/\Delta h_l$ -Verhältnisse ($a \approx 0$) ist der Einfluß der Kluft nicht vollständig sichtbar. Die Schwankungsintensität in der Meßstelle beträgt lediglich ca. 60% von der in der Kluft.

6.3.5 Bewertung der Ergebnisse

Die Untersuchungen zum Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle haben gezeigt, daß vor allem in Abhängigkeit des Bohrlochendenabstandes a zur Kluft die horizontale Einzelkluft den gemessenen Grundwasserstand im Bohrloch beeinflusst. Für diese Situation wird eine Mischpiezometerhöhe gemessen, die entsprechend **Abb. 6.9** und **Abb. 6.14** eine prozentuale Aquiferreaktion der Kluft bzw. der Matrix zeigt. **Bei vollständigem hydraulischem Kontakt zwischen Bohrloch und Horizontalkluft ($a/\Delta h_l = 0$) reagiert der gemessene Grundwasserstand entsprechend den Piezometerhöhenverhältnissen in der Horizontalkluft.** Ist allerdings eine geringfügige Matrixbrücke (z.B. $a/\Delta h_l = 0,08$ bzw. $a = 5\text{cm}$) zwischen dem Bohrlochende und der Kluft vorhanden, so unterscheiden sich die Strömungsverhältnisse im Nahfeld des Bohrlochendes wesentlich von der Situation, bei der das

Bohrloch die Kluft durchtrennt. **Deshalb wird auch bei sehr kleinen Abständen zwischen Bohrlochende und Horizontalkluft in der Meßstelle eine Mischpiezometerhöhe zwischen Kluft und Matrix gemessen.**

Die **instationäre Dynamik** in der horizontalen Einzelkluft läßt sich in einem oberhalb der Einzelkluft endenden Bohrloch **nur bis zu einer bestimmten Entfernung** erkennen, da der Matrixbereich zwischen Bohrlochende und Kluft die Druckänderungen in der Kluft infolge Neubildung extrem dämpft.

Die Untersuchungen zum Einfluß einer horizontalen Einzelkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle ergaben folgende Erkenntnisse für die Übertragung gemessener Grundwasserstände auf Doppelkontinuum-Modelle:

- Wird eine Horizontalkluft durch eine Meßstelle durchtrennt, so zeigt der Meßstellenwasserspiegel vollständig die Dynamik des Kluftsystems. **Dieser Grundwasserstand ist eindeutig dem Kontinuum zuzuordnen, das das schnelle System repräsentiert.**
- Endet die Meßstelle oberhalb einer Einzelkluft des Grobkluftsystems, so zeigt der Meßstellenwasserspiegel einen charakteristischen Verlauf, der zwischen dem stark schwankenden Grobkluftsystem und dem gering schwankenden Feinkluftsystem liegt. **Eine prozentuale Zuordnung zum einen oder anderen Doppelkontinuum-System kann nur mit der Kenntnis der lokalen Geometrieerhältnisse erfolgen.**
- **Ist das Meßstellenende um einen kritischen Abstand von der Horizontalkluft entfernt, so zeigt der Meßstellenwasserspiegel die Dynamik des langsamen Systems.** Dieser Abstand ist abhängig von den Aquifereigenschaften der Matrix. Der zeitlich gemittelte (stationäre) Wasserspiegel ist allerdings für diesen Fall nicht eindeutig dem Feinkluftsystem zuzuordnen, da der Einfluß der Horizontalkluft in Abhängigkeit von den Aquiferparametern trotzdem sichtbar ist.

6.4 2D-Simulation von parallel angeordneten Klüften bei horizontal ebener Approximation der Kluftgeometrie

Wie in **Abschnitt 6.1** beschrieben, ist es erforderlich, neben der vertikal ebenen Approximation der Kluftgeometrie auch noch horizontal ebene Modelluntersuchungen durchzuführen, um die Piezometerhöhen eines diskreten Kluft/Matrix-Systems den Systemen eines Doppelkontinuum-Modells zuzuordnen. Im Gegensatz zu den numerischen Experimenten, die im vorangegangenen **Abschnitt 6.3** beschrieben sind, erfolgt bei der horizontal ebenen Betrachtung keine Beeinflussung des Strömungsfeldes durch die Meßstelle. Aus diesem Grund wurde bei den nachfolgenden numerischen Experimenten die Meßstelle bei der Diskretisierung des Modells nicht mitberücksichtigt.

Die in diesem Abschnitt dargestellte Sensitivitätsstudie basiert auf einer einfachen Kluftgeometrie, bei der die Klüfte parallel mit gleichmäßigem Kluftabstand angeordnet sind. Mit dieser

sehr einfachen Kluftgeometrie wurde das prinzipielle Strömungsverhalten eines Kluft/Matrix-Systems analysiert. Auf diesen Ergebnissen aufbauend wurden dieselben Experimente an einem synthetischen Kluftmodell mit beliebiger Kluftgeometrie durchgeführt, um den Einfluß der lokalen Kluftgeometrie auf die Strömungscharakteristik zu studieren. Diese Modelluntersuchungen sind in dem nachfolgenden **Abschnitt 6.5** dargestellt.

Um das instationäre Strömungsverhalten eines Kluft/Matrix-Systems mit freier Oberfläche in beiden Systemen zu analysieren, wurde bei horizontal ebener Approximation der Kluftgeometrie ein zweidimensionales horizontal ebenes Modell erstellt, für das die in **Abschnitt 6.3.3** dargestellte Grundwasserneubildung angesetzt wurde. Bei der horizontal ebenen Approximation der Kluftgeometrie werden nur die vertikalen Klüfte berücksichtigt. Der Austausch zwischen den Klüften und den Matrix-Blöcken erfolgt über die vertikal angeordneten Kluftoberflächen. Da es sich bei den Untersuchungen um instationäre Strömungsberechnungen mit freier Oberfläche handelt, variiert die Austauschfläche entsprechend der Instationarität der Strömung.

6.4.1 Modellaufbau

Um prinzipiell die Strömungsvorgänge bei einem Kluft/Matrix-System zu untersuchen, wurde ein in der Kluftgeometrie vereinfachtes Kluft/Matrix-System gewählt. Für die Strömungsexperimente wurden parallel verlaufende Klüfte mit identischer Kluftgeometrie (Kluftdicke, Durchlässigkeit und Speichervermögen), sowie gleichmäßigem Kluftabstand innerhalb eines homogenen Matrixkontinuums angenommen. Die Klufttrichtung wurde in Hauptströmungsrichtung angesetzt. Quer zur Strömungsrichtung wurden keine Klüfte angenommen, so daß sich im Gesamtsystem keine Kluftverschneidungen ergeben, sondern wie in **Abb. 6.15** dargestellt, gleichmäßige Kluft/Matrix-Streifen zur Strömungsberechnung vorliegen.

Das verwendete Kluft/Matrix-System (siehe **Abb. 6.15**) wurde quer zur Hauptströmungsrichtung unendlich ausgedehnt angenommen, so daß sich für die Strömungssimulationen aus Symmetriegründen das Gesamtsystem in Querrichtung auf eine halbe Kluft (Berücksichtigung des Bereichs Kluftmitte bis Kluftwandung) mit halbem Matrixblock reduzieren läßt. In Längsrichtung wurde eine Ausdehnung von 1000 *m* angenommen. Um einen Stromstreifen innerhalb eines Quelleinzugsgebiets zu simulieren (siehe **Abschnitt 6.1**), wurde nur an einem Ende ein Festpotentialrand vorgegeben, die übrigen Modellränder wurden als undurchlässig angesetzt. **Abb. 6.16** zeigt die verwendete Modellgeometrie im Grundriß des Kluftmodells.

Für die Berechnung der Strömungsvorgänge in der Kluft wurde für alle Modelläufe (Kluftmodell mit vereinfachter Kluftgeometrie und Modell mit variabler Kluftgeometrie) das Darcy-Gesetz zugrundegelegt, da die Berücksichtigung nichtlinearer Fließgesetze über den Rahmen dieser Arbeit hinaus gehen würde.

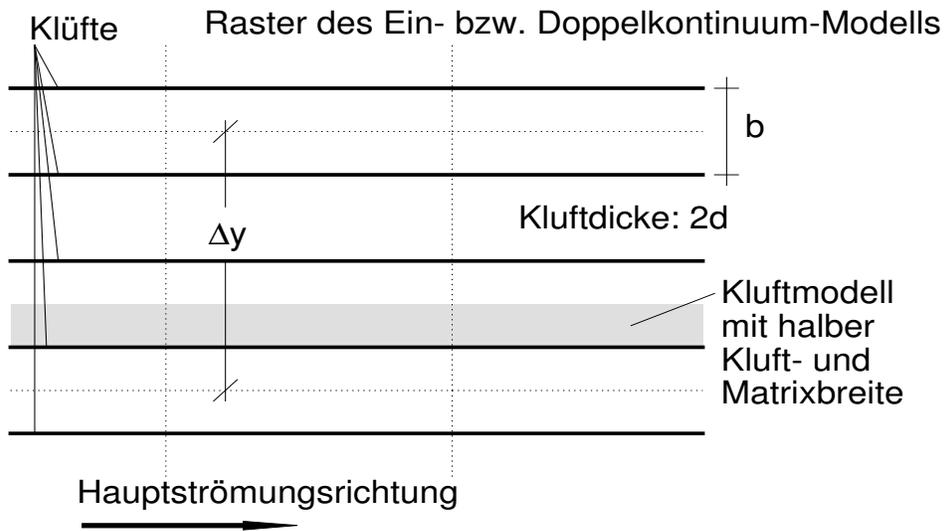


Abbildung 6.15: Grundriß des verwendeten Kluft/Matrix-Systems mit parallel angeordneten Kluft/Matrix-Streifen

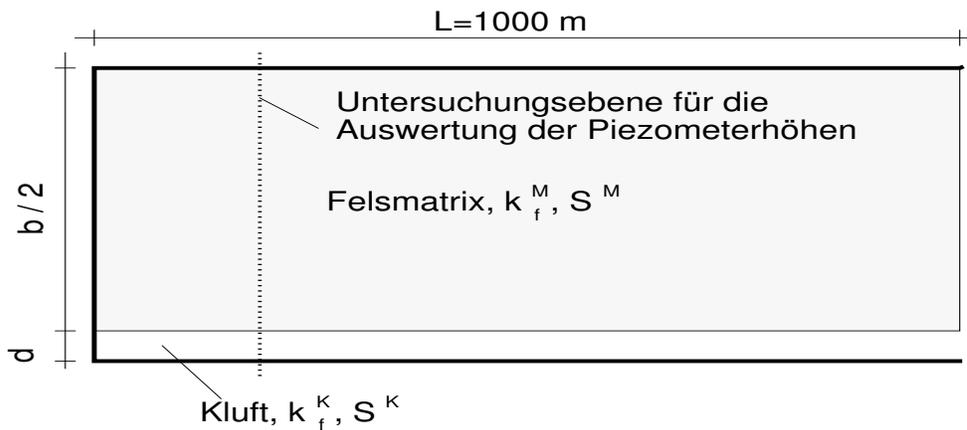


Abbildung 6.16: Grundriß des verwendeten diskreten Kluftmodells mit halber Kluft- und Matrixbreite

6.4.2 Instationäre Untersuchungen

Mit dem in **Abschnitt 6.4.1** dargestellten Kluftmodell wurden Modellläufe mit freier Oberfläche durchgeführt. Dabei wurden einzelne Aquiferparameter variiert und die Strömungsreaktion des Kluft/Matrix-Systems untersucht. Folgende 7 Aquiferparameter, deren Werte prinzipiell variiert werden können, bestimmen die Strömungsverhältnisse im Kluftmodell:

- k_f^M : Matrixdurchlässigkeit [m/s]

- k_f^K : Kluftdurchlässigkeit [m/s]
- S^M : Speicherkoeffizient in der Matrix (identisch mit Hohlraumanteil, da die instationären Berechnungen mit freier Oberfläche erfolgten)
- S^K : Speicherkoeffizient in der Kluft (identisch mit Hohlraumanteil, da die instationären Berechnungen mit freier Oberfläche erfolgten)
- $2d$: Kluftdicke [m]
- b : Kluftabstand bzw. Matrixblockgröße quer zur Klufttrichtung [m]
- ϵ : Grundwasserneubildungsverteilungskoeffizient, bei dem eine Neubildungskonzentration in den Klüften angenommen werden kann.

In einer Sensitivitätsstudie konnte festgestellt werden, daß das doppelporöse Kluftmodell in Abhängigkeit von den Aquiferparametern nicht nur doppelporöse Aquiferreaktionen (Abfluß- und Piezometerhöhenganglinien) zeigt, sondern auch bei bestimmten Aquiferkombinationen Reaktionen aufweist, die identisch mit einem äquivalenten Einkontinuum-System sind. Aus diesem Grund wurde das doppelporöse Kluft/Matrix-System systematisch bezüglich seiner doppelporösen Reaktionscharakteristik untersucht, bevor eine Parameteridentifikation für Doppelkontinuum-Modelle durchgeführt wurde.

Aufgrund der einfachen Kluftgeometrie des numerischen Modells (siehe **Abb. 6.15**: parallele Klüfte mit gleichmäßigem Abstand) ist es möglich, die Aquiferparameter des äquivalenten Einkontinuum-Modells über Bilanzbetrachtungen rechnerisch zu ermitteln. Die Vorgehensweise ist nachfolgend beschrieben.

Ermittlung des äquivalenten Einkontinuum-Systems

Bei der Ermittlung des rechnerisch äquivalenten Einkontinuum-Systems wurde angenommen, daß der Durchfluß in Strömungsrichtung des Einkontinuum-Systems Q_{EK} gleich der Summe der Abflüsse in der Kluft und im Matrixblock $Q^M + Q^K$ ist:

$$Q_{EK} = Q^K + Q^M \quad (6.13)$$

Nimmt man weiterhin an, daß das in den Aquiferreaktionen äquivalente Einkontinuumssystem den gleichen Gradienten in Strömungsrichtung aufweist, so läßt sich nach Einsetzen des Darcy-Gesetzes die äquivalente Einkontinuum-Durchlässigkeit wie folgt bestimmen:

$$k_f^{EK} = \frac{k_f^K n 2d + k_f^M (\Delta y - 2nd)}{\Delta y} \quad (6.14)$$

Wobei Δy entsprechend **Abb. 6.15** die Modellzellengröße quer zur Hauptströmungsrichtung des äquivalenten Einkontinuum-Systems ist und n die Anzahl der in der Einkontinuum-Modellzelle verlaufenden Klüfte darstellt.

Ebenfalls über eine Bilanzbetrachtung läßt sich der Speicherkoeffizient im ungespannten Fall, bzw. Hohlraumanteil, des äquivalenten Einkontinuum-Systems bestimmen. Dabei wird angenommen, daß durch eine Wasserstandsänderung im Einkontinuum-System dasselbe Aquifer-volumen eingenommen wird, wie im Mittel (im Bereich der Einkontinuum-Modellzelle) durch das Kluftmodell. Daraus ergibt sich folgende Beziehung für den äquivalenten Einkontinuum-Speicherkoeffizienten:

$$S^{EK} = \frac{S^K n 2d + S^M (\Delta y - 2nd)}{\Delta y} \quad (6.15)$$

Aus **Gl. 6.14** und **Gl. 6.15** wird deutlich, daß bei großen Durchlässigkeitsunterschieden zwischen Kluft und Matrix die flächengemittelte Durchlässigkeit der Kluft dominiert und bei großen Volumenunterschieden zwischen Kluft und Matrixsystem das Speichervermögen der Kluft keine Rolle spielt. In diesem Fall wird die Matrixdurchlässigkeit und der Speicherkoeffizient in der Kluft beim rechnerisch äquivalenten Einkontinuum-System nicht mitberücksichtigt.

Aus diesem Grund wurden bei den systematischen Strömungsuntersuchungen am Kluftmodell nur die Parameter variiert, die beim rechnerisch äquivalenten Einkontinuum-System näherungsweise unberücksichtigt bleiben. Folgende Parameter wurden variiert: **Speicherkoeffizient der Kluft** S^K , **Durchlässigkeit in der Matrix** k_f^M und **der Grundwasserneubildungsverteilungskoeffizient** ϵ , der a priori im Einkontinuum-System nicht repräsentiert ist, da nur ein System vorhanden ist. Daraus ergeben sich insgesamt 27 Parameterkombinationen, die modelltechnisch untersucht wurden. In **Tab. 6.5** sind die restlichen Aquiferparameter des Kluftmodells und des Einkontinuum-Systems dargestellt, die während den Simulationen konstant gehalten wurden. Die Werte der konstant gehaltenen Parameter wurden entsprechend einem natürlichen Karstsystem gewählt. Es ist allerdings davon auszugehen, daß die Größenordnung der nicht variierten Parameter die prinzipiellen Aussagen der nachfolgenden Untersuchungen nicht wesentlich beeinflussen.

Tabelle 6.5: Aquiferparameter des Kluftmodells und des Einkontinuum-Systems, die bei den Untersuchungen nicht variiert wurden

Kluftmodell		Einkontinuum-System	
Kluftdurchlässigkeit k_f^K	0,01 m/s	Durchlässigkeit k_f^{EK}	$4,567 \cdot 10^{-5}$ m/s
Kluftdicke $2d$	0,10 m	Speicherkoeffizient S^{EK}	0,02447
Speicherkoeffizient der Matrix S^M	0,02		
Kluftabstand b	21,80 m		
Anzahl der Klüfte n	1		

Klassifizierung der Berechnungsergebnisse (Quellschüttungsganglinien) des doppelporösen Kluftmodells

Um das doppelporöse Verhalten der 27 verschiedenen Kluftmodellläufe zu klassifizieren, wurden die Abflußganglinien der Modellläufe auf ihre Dynamik bzw. Schwankungsbreite untersucht. Als Beurteilungskriterium für die dynamische Charakteristik der Ganglinien wurde die Standardabweichung (siehe **Gl. 6.11**) gewählt, da diese das mathematische Maß für die mittlere Abweichung der Abflußganglinie vom mittleren Abflußwert des Systems ist und somit direkt Auskunft über die Größe der Schüttungsschwankungen des Kluftmodells gibt. Wertet man die Modellläufe mit Hilfe der Standardabweichung aus, so zeigt ein System mit großen Abflußschwankungen eine große Standardabweichung und ein System mit gedämpftem Abflußverhalten, also geringen Schwankungen, bei gleichem Mittelwert eine geringe Standardabweichung. Daß alle Modellläufe den gleichen mittleren Abfluß aufweisen, garantiert die für alle identisch gewählte Grundwasserneubildungsverteilung (siehe **Abb. 6.11**). Die mittlere Grundwasserneubildung wurde zu $2 \cdot 10^{-8} m/s$ angenommen. Dies entspricht der in Villinger (1977) als Obergrenze angegebenen Neubildungsrate auf der Schwäbischen Alb (Villinger, 1977: $GWN = 1,5 \cdot 10^{-8} m/s$ bis $2 \cdot 10^{-8} m/s$). Um nun ein Maß für die doppelporöse Charakteristik eines Kluft/Matrix-Systems zu ermitteln, wurden alle aus den 27 Quellschüttungsganglinien ermittelten Standardabweichungen auf die Standardabweichung der Einkontinuum-Quellschüttung normiert.

Dadurch lassen sich die 27 Modellläufe wie folgt unterscheiden:

- **Kluftmodelle, deren Abflußganglinie kleinere Standardabweichungen aufweisen als das Einkontinuum-Modell:**

Diese Kluft/Matrix-Systeme zeichnen sich gegenüber dem Einkontinuum-Modell mit geringeren Schwankungen im Abfluß aus als die Einkontinuum-Abflußganglinie. Die Austauschvorgänge, die beim Einkontinuum-Modell unberücksichtigt bleiben, dämpfen das generelle Abflußverhalten. Die Matrix dient in Hochwasserzeiten als Speicher, so daß die Abflußspitzen während der Neubildungsereignisse gedämpft werden, und in Leerlaufphasen wird der Gesamtabfluß durch den Matrixspeicher gespeist. Die Austauschvorgänge finden nur von der Matrix in die Kluft statt. Dieses System wird im folgenden als *gedämpftes Kluft/Matrix-System* bezeichnet.

- **Kluftmodelle, deren Abflußganglinien in etwa die gleichen Standardabweichungen aufweisen wie das Einkontinuum-Modell:**

Bei diesen Kluftmodellen spielt der Austausch zwischen Kluft und Matrix keine Rolle. Das Kluft/Matrix-System reagiert ohne doppelporöse Charakteristik.

- **Kluftmodelle, deren Abflußganglinien größere Standardabweichungen aufweisen als das Einkontinuum-Modell:**

Diese Kluftmodelle zeigen ein extremes doppelporöses Verhalten, das von den Austauschprozessen gesteuert wird. Während der Neubildungsereignisse läuft die Kluft bis zur Kapazitätsgrenze voll und bewirkt eine extreme Abflußerhöhung. Gleichzeitig wird Wasser aus der Kluft in die Matrix verdrängt. Nach dem Neubildungsereignis läuft die Kluft sehr schnell leer und wird danach von einem sogenannten Basisabfluß aus der Matrix gespeist.

Die Austauschvorgänge finden somit sowohl von der Kluft in die Matrix als auch umgekehrt statt. Damit sich ein derartiges System einstellt, muß über den Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ genügend viel Wasser der Kluft zugegeben werden. Dieses System wird im folgenden als Doppelporositäts-System mit *wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion* bezeichnet.

In **Abb. 6.17** sind drei Quellschüttungsganglinien von Kluftmodellen und jeweils die Quellschüttungsganglinie des rechnerisch äquivalenten Einkontinuum-Systems dargestellt. Die drei Bilder der **Abb. 6.17** zeigen Abflußganglinien, bei denen sich die Standardabweichungen entsprechend den oben beschriebenen Verhältnissen ergeben.

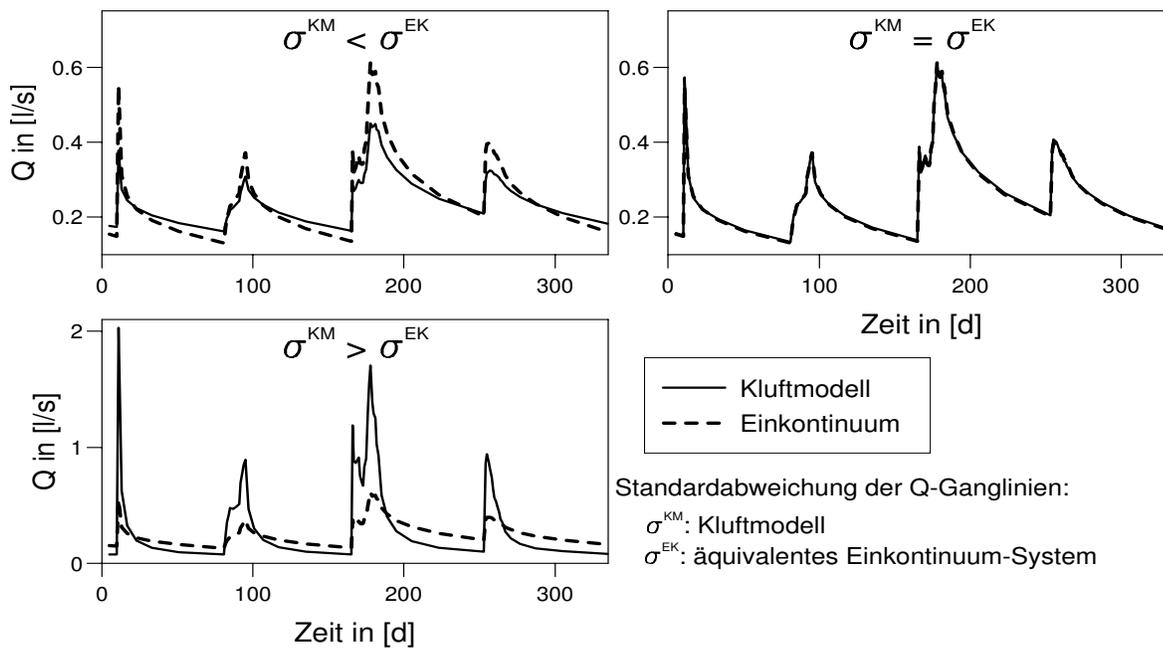


Abbildung 6.17: Abflußganglinien des Kluftmodells und des äquivalenten Einkontinuum-Modells; die Ganglinien des Kluftmodells reagieren im Vergleich zum äquivalenten Einkontinuumsystem: a) gedämpfter, ($\sigma^{KM} < \sigma^{EK}$), b) gleich ($\sigma^{KM} = \sigma^{EK}$), c) extremer (Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion, $\sigma^{KM} > \sigma^{EK}$)

Untersucht man die auf das Einkontinuum normierten Standardabweichungen σ^{KM}/σ^{EK} systematisch, so ergibt sich für σ^{KM}/σ^{EK} eine Funktion in Abhängigkeit von k_f^M , S^K und ϵ . Im dreidimensionalen Raum ließe sich dabei eine Fläche ermitteln, die das einporöse Verhalten des Kluftmodells ($\sigma^{KM}/\sigma^{EK} = 1$) markiert und das dämpfende Doppelporositäts-System gegenüber dem extrem schwankenden Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion abtrennt. In **Abb. 6.18** ist schematisch der Verlauf einer derartigen Isofläche dargestellt.

Betrachtet man die Funktion $\sigma^{KM}/\sigma^{EK} = f(k_f^M, S^K, \epsilon)$ für konstante Speicherkoeffizienten S^K in der Kluft, so ergeben sich die in **Abb. 6.19** dargestellten Gleichenpläne, aus denen hervor-

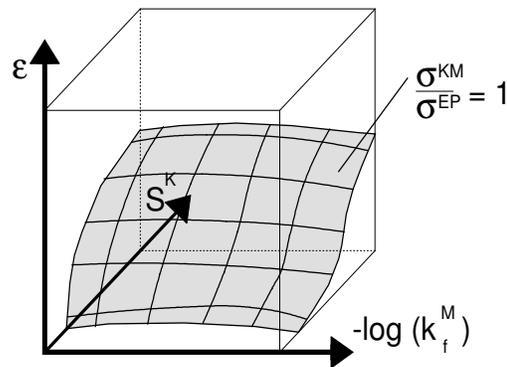


Abbildung 6.18: Schematische Darstellung der normierten Standardabweichung der Abflußganglinien im dreidimensionalen Raum (k_f^M , S^K und ϵ) mit Isofläche $\sigma^{KM}/\sigma^{EK} = 1,0$

geht, daß sich für alle Speicherkoeffizienten S^K eine generelle Zunahme der normierten Standardabweichung mit Vergrößerung des Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ ergibt. Desweiteren wandert die Trennfläche $\sigma^{KM}/\sigma^{EK} = 1,0$ mit Zunahme von S^K in Richtung größerer Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ . Die Ergebnisse aus **Abb. 6.19** zeigen, daß mit sich verringernder Speicherfähigkeit der Kluft die Dynamik eines doppelporösen Systems mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion zunimmt.

Verteilung der Piezometerhöhen für die 'unterschiedlich doppelporösen' Kluftmodelle

Das instationäre Verhalten der Piezometerhöhen wurde an einem Schnitt quer zur Klufttrichtung im Abstand von 800 m vom Ausflußrand für alle Modellläufe systematisch untersucht. Die Lage des Schnittes ist in **Abb. 6.16** dargestellt und liegt in etwa im Dreiviertelpunkt der Modelllänge $L = 1000m$. Da die Piezometerhöhen im Gesamtsystem infolge der gleichmäßigen Grundwasserneubildungszugabe zeitlich den gleichen Verlauf aufweisen, ist die Lage des Schnittes ohne Bedeutung für die Aussagen aus den Untersuchungen. Für die unterschiedlich reagierenden doppelporösen Kluftmodelle konnte folgendes festgestellt werden:

- gedämpftes Doppelporositäts-System:

Im gedämpften Doppelporositäts-System findet der **Austausch immer von der Matrix in die Kluft** statt. D.h., daß die Piezometerhöhen immer von der Matrixmitte bis zur Kluft fallen. Sowohl in der Kluft als auch in der Matrix zeigt die Piezometerhöhe denselben charakteristischen Verlauf. In **Abb. 6.20a** ist dreidimensional der Verlauf des Grundwasserstandes in Abhängigkeit von der Matrixtiefe (quer zur Klufttrichtung) und von der Zeit dargestellt. Betrachtet man das Diagramm (siehe **Abb. 6.20a**) in Richtung der Zeit, so ergibt sich eine instationäre Grundwasserstandsganglinie an einem Punkt.

- Einporositäts-System:

Das Kluftmodell, das ähnlich einem Einporositäts-System reagiert, zeigt sowohl in der

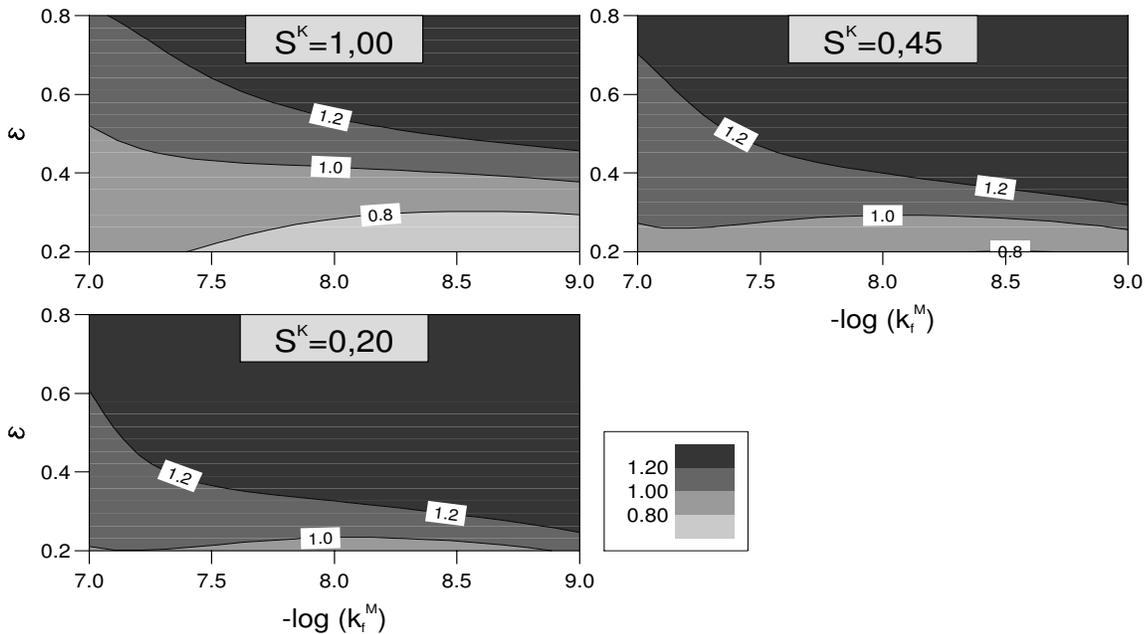


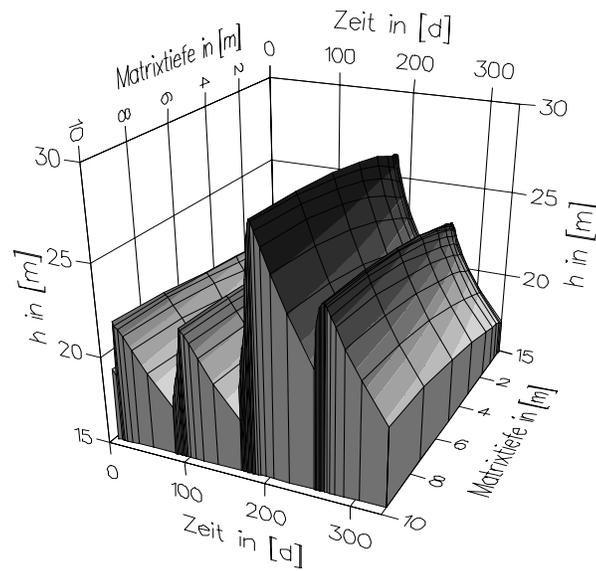
Abbildung 6.19: Verlauf der normierten Standardabweichung der Abflußganglinien für unterschiedliche Speicherkoeffizienten S^K in der Kluft

Kluft als auch in der Matrix einen identischen Piezometerhöhenverlauf. Ein **Austausch zwischen Kluft und Matrix** findet zwar in geringem Maße statt; er ist allerdings für die Charakteristik der Piezometerhöhenganglinie **ohne Bedeutung**.

- Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion:

In **Abb. 6.20b** ist ebenfalls der Grundwasserstand in Abhängigkeit von der Matrixtiefe und von der Zeit in einem dreidimensionalen Diagramm dargestellt. Aus **Abb. 6.20b** wird deutlich, daß während der Neubildungsereignisse die Piezometerhöhe in der Kluft über der Piezometerhöhe in der Matrix liegt und Wasser von der Kluft in die Matrix verdrängt wird. In der sich anschließenden Leerlaufphase fällt die Piezometerhöhe in der Kluft unter den Wasserstand in der Matrix und der Kluft/Matrix-Austausch findet von der Matrix in die Kluft statt. Dadurch ergeben sich für die **Kluft und die Matrixmitte zwei völlig unterschiedliche Piezometerhöhenverläufe**. Während die Matrixmitte ähnlich dem generellen Verhalten des gedämpften Doppelporositäts-Systems reagiert, ist der Piezometerhöhenverlauf in der Kluft extremen Schwankungen unterworfen. Zwischen der Matrixmitte und der Kluft stellt sich in Abhängigkeit vom Abstand zur Kluft eine durch die extremen Piezometerhöhenschwankungen in der Kluft beeinflusste Grundwasserstandsganglinie ein.

a) gedämpftes Doppelporositäts-System



b) Doppelporositäts-System mit wechselnder

Kluft/Matrix-Interaktion

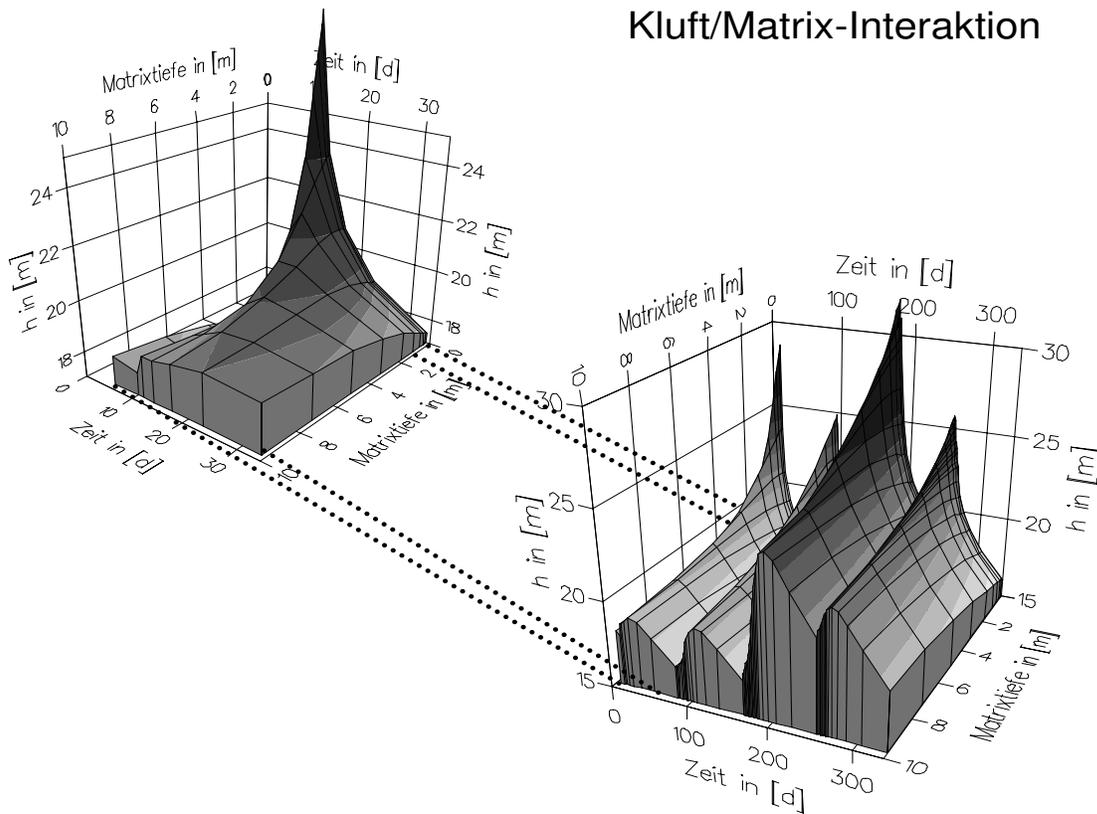


Abbildung 6.20: Verlauf des Grundwasserstandes quer zur Kluft in Abhängigkeit von der Zeit; a) gedämpftes Doppelporositäts-System, b) Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion

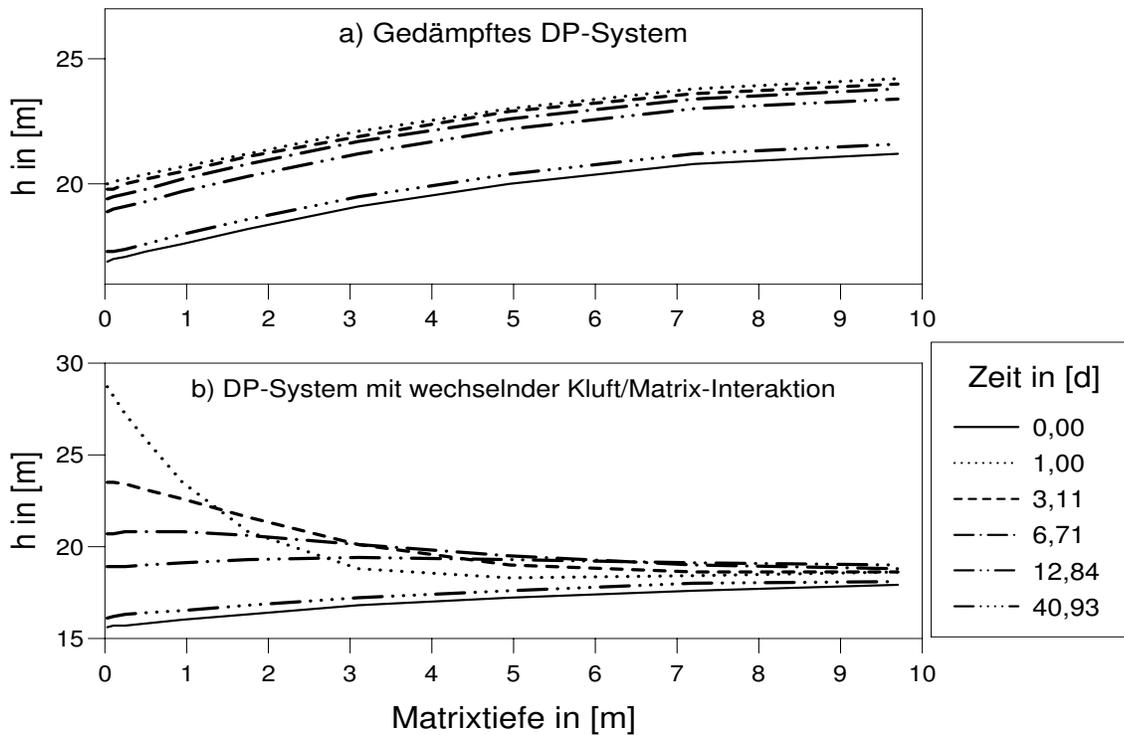


Abbildung 6.21: Wasserspiegelverläufe quer zur Kluft während des ersten Neubildungsereignisses und in der anschließenden Leerlaufphase; a) gedämpftes Doppelporositäts-System, b) Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion

Das gleiche Ergebnis zeigt auch **Abb. 6.21**, in der für das erste Neubildungsereignis mit anschließender Leerlaufphase die Wasserspiegelverläufe quer zur Kluft zum einen für ein gedämpftes Doppelporositäts-System und zum anderen für ein Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion dargestellt sind. Dabei ist deutlich zu sehen, daß das gedämpfte Doppelporositäts-System zu jedem Zeitpunkt denselben Gradienten in der Matrix senkrecht zur Kluft aufweist. Das gesamte Matrix-System zeigt gleichmäßige Schwankungen. Beim Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion dagegen sind die größten Piezometerhöenschwankungen in der Kluft. In Matrixmitte schwankt die Piezometerhöhe wesentlich geringer als in der Kluft. Die Piezometerhöenschwankungen sind sogar geringer als beim gedämpften Doppelporositäts-System. Das bedeutet, daß die Grundwasserströmung hauptsächlich von der Kluft und von dem Kluftnahbereich in der Matrix beeinflusst wird. Ergänzend zu den Wasserspiegeldarstellungen zeigt **Abb. 6.22** den Verlauf der Standardabweichungen der Grundwasserstandsganglinien in Abhängigkeit von der Matrixtiefe für die unterschiedlichen Doppelporositäts-Systeme. Die größte Standardabweichung und damit die größten Wasserspiegelschwankungen weisen die beiden Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion in der Nähe der Kluft auf. Nur dieses Doppelporositäts-System zeigt in der Kluft eine wesentlich andere Standardabweichung als in Matrixmitte. D.h. nur das Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion zeigt in der Kluft ein anderes hydraulisches Verhalten wie in der Matrixmitte. Da auch Karstsysteme ein derartiges hydraulisches Verhalten aufweisen, ist davon auszugehen, daß Karstsysteme Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-

Interaktion sind.

Beim Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion läßt sich feststellen, daß die Durchlässigkeit in der Matrix einen Einfluß auf die Standardabweichung hat. Durch Verringern der Matrixdurchlässigkeit vergrößern sich die Schwankungen in Kluftnähe, da die Austauschvorgänge gehemmt werden. Bei den gedämpften Doppelporositäts-Systemen dagegen lassen sich keine Veränderungen der Standardabweichung infolge Variation der Matrixdurchlässigkeit feststellen. Daß der Verlauf der Piezometerhöhen dabei nur scheinbar unbeeinflusst bleibt, zeigt **Abb. 6.23**, in der die zeitlich gemittelten Piezometerhöhen in Abhängigkeit vom Abstand zur Kluft (Matrixtiefe) für dieselben Doppelporositäts-Systeme wie in **Abb. 6.22** dargestellt sind. Denn eine Verringerung der Matrixdurchlässigkeit bewirkt beim gedämpften Doppelporositäts-System einen Anstieg der mittleren Piezometerhöhen in der Matrix, da mit verringerter Matrixdurchlässigkeit ein größerer Piezometerhöhengradient in der Matrix erforderlich ist als bei großer Matrixdurchlässigkeit, um denselben Abfluß aus der Matrix in die Kluft abzuführen. Für Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion ist der Einfluß der Matrixdurchlässigkeit auf die zeitlich gemittelten Piezometerhöhen wesentlich geringer als bei gedämpften Doppelporositäts-Systemen.

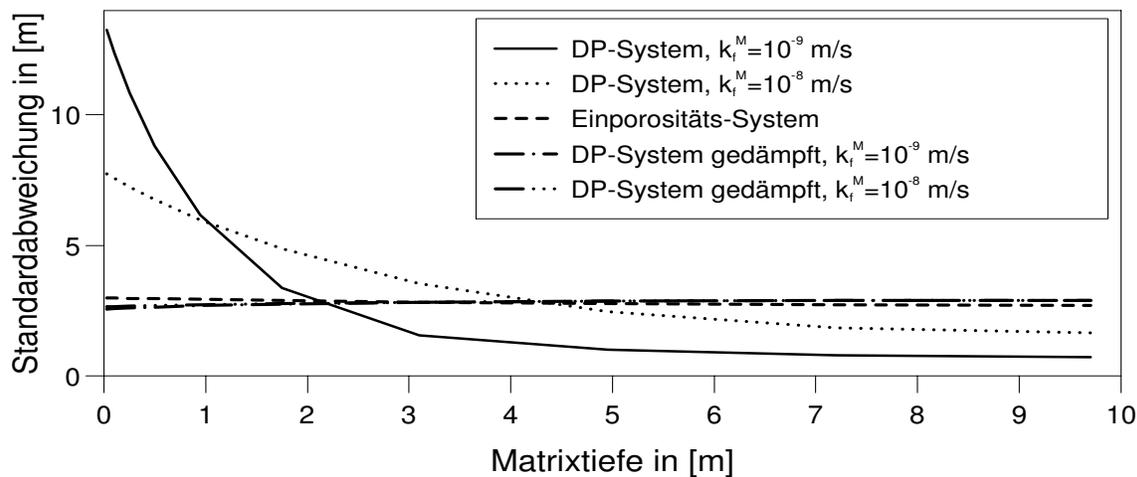


Abbildung 6.22: Verlauf der Standardabweichungen der Grundwasserstandsganglinien in Abhängigkeit von der Matrixtiefe für unterschiedliche Doppelporositäts-Systeme

Aus den Untersuchungen am doppelporösen Kluftmodell geht deutlich hervor, daß bei konstanter Kluft/Matrix-Geometrie, Kluftdurchlässigkeit sowie Speichervermögen der Matrix das doppelporöse Verhalten des Kluftmodells abhängig vom Speichervermögen der Kluft, Durchlässigkeit in der Matrix und Grundwasserneubildungsverteilung zwischen Kluft und Matrix ist. Generell ist zu beobachten, daß ein doppelporöses Verhalten mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion nur dann vorliegt, wenn der Kluft durch die Grundwasserneubildung so viel Wasser zufließt, daß der Wasserspiegel in der Kluft über den in der Matrix ansteigt. D.h. Doppelporositäts-Systeme weisen eine wechselnde Kluft/Matrix-Interaktion auf, wenn der Koeffizient zur Verteilung der Grundwasserneubildung ϵ genügend groß ist (hier $\epsilon \geq 0,4$). Erst für derartige doppelporöse

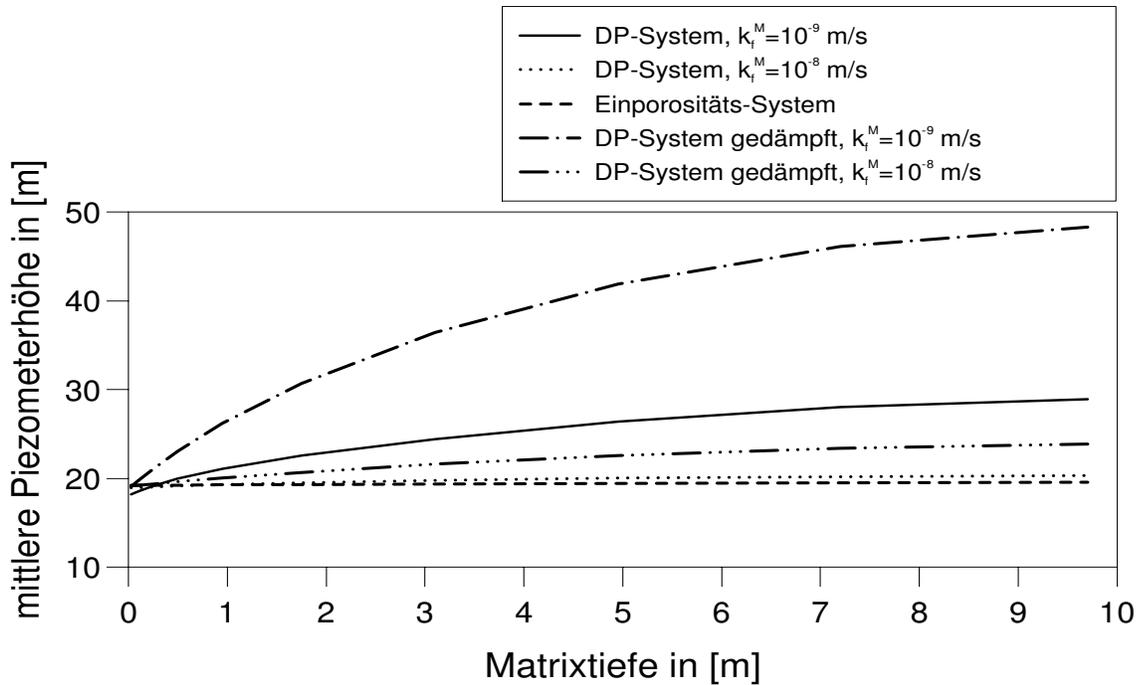


Abbildung 6.23: Über die Zeit gemittelte Piezometerhöhen in Abhängigkeit von der Matrixtiefe für unterschiedliche Doppelporositäts-Systeme

Kluftsysteme lassen sich die Aquiferreaktionen in der Kluft von denen in der Matrix unterscheiden. In der Reaktion gedämpfte Doppelporositäts-Systeme zeigen dagegen für die Kluft und Matrix keine Unterschiede in der Gangliniencharakteristik der Piezometerhöhen.

6.4.3 Ermittlung des äquivalenten Doppelkontinuum-Systems

Für die in **Abschnitt 6.4.2** dargestellten diskreten Kluft/Matrix-Modelle wurde jeweils das im Abflußverhalten äquivalente Doppelkontinuum-System ermittelt. Da das diskrete Kluftmodell einen Stromstreifen aus einem Quelleinzugsgebiet darstellt (siehe **Abschnitt 6.1** bzw. **Abb. 6.1**), konnte das äquivalente Doppelkontinuum-System eindimensional angenommen werden.

Um das äquivalente Doppelkontinuum-System zu ermitteln, war es erforderlich, folgende Parameter zu bestimmen:

- Durchlässigkeit im Matrixsystem k_f^a
- Speicherkoeffizient im Matrixsystem für ungespannte Verhältnisse S^a
- Durchlässigkeit im Kluftsystem k_f^b
- Speicherkoeffizient im Kluftsystem für ungespannte Verhältnisse S^b

- spezifischer Austauschkoefizient zwischen Kluft- und Matrixsystem α_0

Der Neubildungsverteilungskoeffizient ϵ wurde im Doppelkontinuum-System gleich wie im diskreten Modell angesetzt. Da die Kluft/Matrix-Geometrie des diskreten Kluftmodells sehr einfach ist und sowohl die Kluft als auch die Matrix homogen angenommen wurde, konnten die Doppelkontinuum-Parameter k_f und S des äquivalenten Doppelkontinuum-Systems rechnerisch ermittelt werden. Die äquivalenten Doppelkontinuum-Durchlässigkeiten k_f^a und k_f^b lassen sich rechnerisch über die Bilanzbetrachtung $Q^{KM} = Q^{DK}$ wie folgt bestimmen:

$$k_f^a = \frac{\Delta y - 2nd}{\Delta y} k_f^M \quad (6.16)$$

$$k_f^b = \frac{2nd}{\Delta y} k_f^K \quad (6.17)$$

Wobei entsprechend **Abb. 6.15** Δy die Modellzellenbreite des Doppelkontinuum-Modells quer zur Kluftichtung ist und n die Anzahl der Klüfte innerhalb einer Doppelkontinuum-Modellzelle darstellt. Die Speicherkoeffizienten S^a und S^b des äquivalenten Doppelkontinuum-Systems ergeben sich aus der Volumenbetrachtung $\Delta V^{KM} = \Delta V^{DK}$, bei der angenommen wird, daß bei ungespannten Verhältnissen die Volumenänderung ΔV infolge instationärer Strömung identisch ist. Die Speicherkoeffizienten des Kontinuum a und b berechnen sich dadurch wie folgt:

$$S^a = \frac{\Delta y - 2nd}{\Delta y} S^M \quad (6.18)$$

$$S^b = \frac{2nd}{\Delta y} S^K \quad (6.19)$$

Um den spezifischen Austauschkoefizienten des äquivalenten Doppelkontinuum-Systems zu ermitteln, muß angenommen werden, daß die Austauschvorgänge im diskreten Kluftsystem, die quer zur Kluftichtung verlaufen, durch das Doppelkontinuum-Modell näherungsweise identisch nachgebildet werden. Die Austauschvorgänge im diskreten Modell sind abhängig vom Wasserspiegelverlauf quer zur Kluft. Der Wasserspiegelverlauf in der Matrix quer zur Kluft wiederum wird in Abhängigkeit vom Kluftmodelltyp (gedämpftes Doppelporositäts-System, Einporositätssystem oder Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion; siehe **Abschnitt 6.4.2**) durch folgende Parameter gesteuert:

- gedämpftes Doppelporositäts-System und Einporositäts-System:

Der Wasserspiegelverlauf in der Matrix ist abhängig von der Matrixdurchlässigkeit, vom Speichervermögen der Matrix, von der Breite des Matrixblocks und von der Grundwasserneubildung in die Matrix. **Bis auf die mittlere Piezometerhöhe in der Kluft sind die Kluftparameter ohne bedeutenden Einfluß auf den Piezometerhöhenverlauf in der Matrix** (siehe **Abb. 6.21**).

- Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion:
Der Wasserspiegelverlauf in der Matrix wird wesentlich durch den instationären Piezometerhöhengang in der Kluft beeinflusst. Die Matrixparameter Durchlässigkeit, Speichervermögen und Matrixblockgröße bestimmen in Abhängigkeit von der Grundwasserneubildung in die Matrix den Piezometerhöhengang in der Nähe der Kluft (siehe **Abb. 6.21**).

Aufgrund dieser Abhängigkeiten kann davon ausgegangen werden, daß der stationäre Austausch des Doppelkontinuum-Modells (siehe **Kapitel 4**) die instationären Austauschvorgänge des diskreten Kluftmodells nur näherungsweise nachbilden kann. Ebenfalls kann aufgrund der instationären Austauschprozesse kein exakter mathematischer Zusammenhang zwischen den Parametern des Kluftmodells und dem spezifischen Austauschkoefizienten α_0 definiert werden. Der äquivalente Austauschkoefizient wurde deshalb über Anpassung der Abflußganglinien ermittelt. Die Vorgehensweise war ähnlich einer Modelleichung, bei der der gesuchte Parameter so lange variiert wurde, bis die bestmögliche Übereinstimmung der Vergleichsgröße Abfluß vorhanden ist.

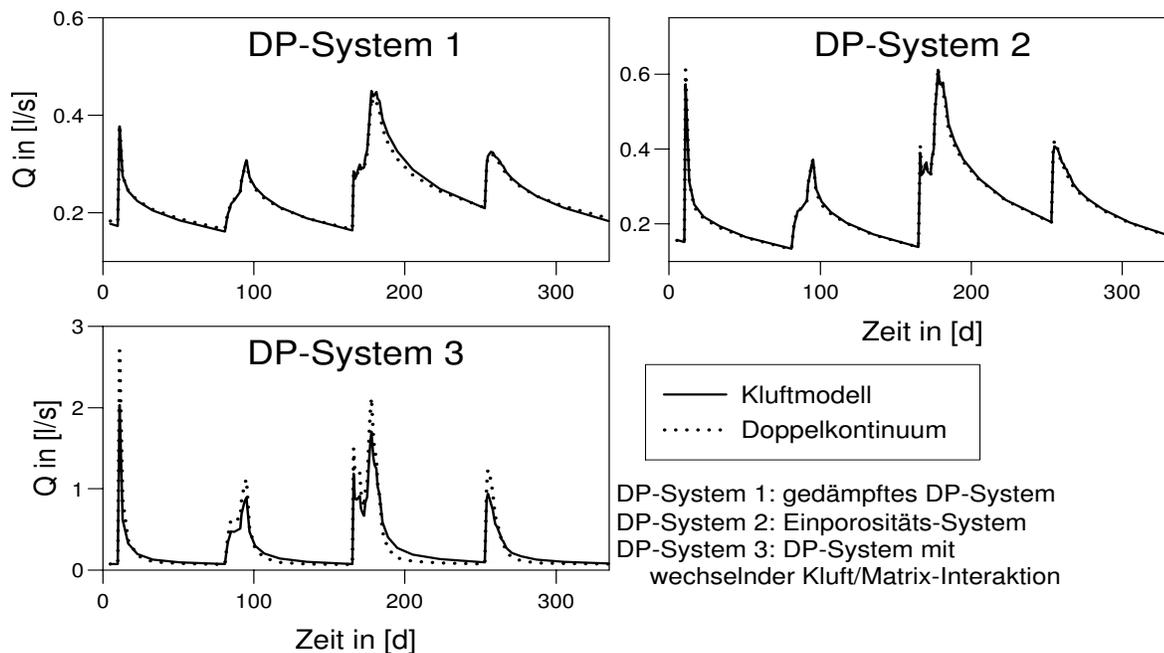


Abbildung 6.24: Abflußganglinien der diskreten Kluftmodelle und der äquivalenten Doppelkontinuum-Modelle

Abb. 6.24 zeigt die Abflußganglinien des diskreten Kluftmodells zusammen mit den Ganglinien der äquivalenten Doppelkontinuum-Modelle. Wie aus **Abb. 6.24** hervorgeht, konnte für das gedämpfte Doppelporositäts-System und das Einporositäts-System eine fast perfekte Übereinstimmung zwischen Kluftmodell und Doppelkontinuum-Modell erzielt werden. Die Abflußganglinien der Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion können zwar im allgemeinen mit dem Doppelkontinuum-Ansatz auch gut nachgebildet werden, dennoch ist in Abhängigkeit vom Neubildungsereignis ein Abflußverhalten des Doppelkontinuum-Modells mit

größeren Schwankungen als im Kluftmodell zu beobachten. Dies liegt an den dämpfenden instationären Eindringvorgängen in die Matrix. Dabei erfolgt eine Erhöhung der Piezometerhöhe in der Matrix, die sich wellenartig in Abhängigkeit vom Speichervermögen der Matrix von der Kluft bis zur Matrixmitte ausbreitet. Durch den stationären Austausch im Doppelkontinuum-Modell wird dieser zeitliche Eindringvorgang nicht nachgebildet. Dies führt im Doppelkontinuum-Modell zu extremeren Abflußspitzen als im diskreten Modell. Zusätzliche systematische Modellexperimente zum instationären Eindringvorgang in die Matrix wurden nicht durchgeführt, da diese über den Rahmen dieser Arbeit hinausgehen. Deshalb sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß von Marschall (1992) diesbezügliche detaillierte Untersuchungen für das instationäre Schwingen eines Grundwasserkörpers beim Impedanztest vorgestellt wurden. Desweiteren ist es möglich, über eindimensionale analytische Lösungen, z.B. nach Aravin und Numerov (1965), den Einschwingvorgang analytisch zu bestimmen und diesen systematisch zu untersuchen.

Da der Gesamtabfluß (siehe **Abb. 6.24**) aus den Doppelporositäts-Systemen über die Kluft erfolgt, zeigen die Piezometerhöhenganglinien in der Kluft und im Kluftsystem des Doppelkontinuum-Modells dieselbe Übereinstimmung in Abhängigkeit vom Doppelporositäts-Typ wie die Abflußganglinien (siehe **Abb. 6.24**). Auf eine Darstellung der Piezometerhöhen in der Kluft wurde deshalb verzichtet.

Die Piezometerhöhen der Matrix und des Matrix-Kontinuums sind in **Abb. 6.25** dargestellt. Da in der Matrix des Kluftmodells quer zur Kluft Ganglinien mit unterschiedlichen Standardabweichungen und mittleren Piezometerhöhen entsprechend **Abb. 6.21** und **Abb. 6.22** vorliegen, wurden als Vergleich zum Doppelkontinuum-Modell zwei Piezometerhöhenganglinien herangezogen, die wie folgt ermittelt wurden:

h_{mittel}^M : Innerhalb der Matrix, quer zur Kluft, arithmetisch gemittelte Wasserstände

$h^M(x^M)$: Wasserstände in der Matrix im Abstand x^M von der Kluft. Dabei wurde die Stelle x^M so definiert, daß

- a) die zeitlich gemittelte Piezometerhöhe an der Stelle x^M des Kluftmodells der ebenfalls zeitlich gemittelten Piezometerhöhe des Doppelkontinuum-Systems a entspricht und
- b) die Standardabweichung der Piezometerhöhenganglinien an der Stelle x^M der Standardabweichung der Doppelkontinuum-Ganglinie des Kontinuums a entspricht.

Aus **Abb. 6.25** ist deutlich zu erkennen, daß für Doppelporositäts-Systeme mit gedämpftem Gangliniencharakter, mit Einporositäts-Charakter und für Doppelkontinuum-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und Matrixdurchlässigkeiten kleiner $10^{-8}m/s$ eine fast perfekte Übereinstimmung in den Piezometerhöhenganglinien erzielt werden konnte. Für Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und Matrixdurchlässigkeiten von $10^{-9}m/s$ zeigt die über die Matrixtiefe gemittelte Piezometerhöhenganglinie h_{mittel}^M größere Piezometerhöhenschwankungen als das äquivalente Doppelkontinuum-System. Im Kluftmodell läßt

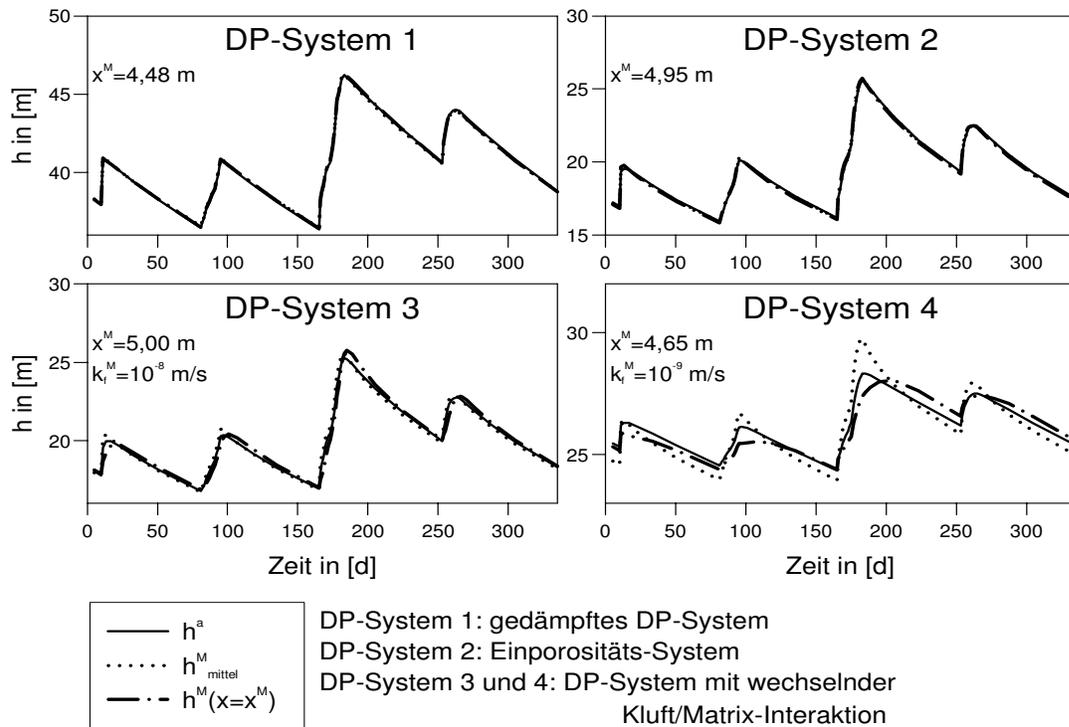


Abbildung 6.25: Piezometerhöhenganglinien in der Matrix des Kluftmodells und im Matrixsystem des Doppelkontinuum-Modells

sich eine Stelle x^M definieren, an der im zeitlichen Mittel in etwa dieselbe Piezometerhöhe und dieselbe Standardabweichung wie im Doppelkontinuum-System a vorliegt. Die Ganglinie der Piezometerhöhe h_{mittel}^M zeigt für alle Neubildungsereignisse das Piezometerhöhenmaximum zum selben Zeitpunkt wie das Doppelkontinuum-Modell. Die Piezometerhöhenganglinie an der Stelle x^M weist beim Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion (siehe **Abb. 6.25**: DP-System3, v.a. DP-System4) vor allem für das dritte Neubildungsereignis ein späteres Piezometerhöhenmaximum als das Doppelkontinuum-Modell auf. Dies liegt an dem relativ geringen k_f -Wert in der Matrix, der den Eindringvorgang verzögert. Dennoch ist die Übereinstimmung als relativ gut zu bezeichnen, da sowohl die mittlere Piezometerhöhe als auch die Schwankungsintensität in etwa identisch sind.

6.4.4 Bewertung der Ergebnisse

Wie die Untersuchungen an einem diskreten Kluftmodell mit einfacher Kluftgeometrie entsprechend **Abb. 6.16** gezeigt haben, läßt sich ein derartiges Doppelporositäts-System über den Vergleich mit einem rechnerisch äquivalenten Einkontinuum-System in drei Charaktergruppen (siehe **Abschnitt 6.4.2**) einteilen: **gedämpftes Doppelporositäts-System**, **Einporositäts-System**, **Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion**. Bezüglich der Interpretation von Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle lassen sich

folgende Aussagen für ein Kluftsystem mit Kluftgeometrien entsprechend **Abb. 6.15** und **Abb. 6.16** zusammenfassen:

- Da der Gesamtabfluß bei der Ermittlung des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells Vergleichsgröße ist und dieser durch den Piezometerhöhenverlauf in der Kluft bestimmt wird, läßt sich **die Kluftpiezometerhöhe direkt mit der Doppelkontinuum-Piezometerhöhe h^b , die das Kluftsystem repräsentiert, vergleichen.**
- Für **gedämpfte Doppelporositäts-Systeme und Einporositäts-Systeme** (Definitionen siehe **Abschnitt 6.4.2**) ergeben sich keine oder nur geringfügige Unterschiede in den Gangliniencharakteristika von Kluft und Matrix (diskretes Kluftmodell) bzw. von Kluft- und Matrix-System (Doppelkontinuum-Modell), da der Austausch zwischen den Systemen immer von der Matrix in die Kluft erfolgt. **Eine Zuordnung der Piezometerhöhe zum Matrix- oder Kluftsystem aufgrund der Piezometerhöhendynamik, deren Maß durch die Standardabweichung bestimmt ist, ist nicht möglich**, da die Unterschiede zu gering sind. Andererseits ist davon auszugehen, daß reale Karstsysteme keine derartigen Doppelporositäts-Systeme sind, wie ein Vergleich mit den gemessenen Daten gezeigt hat. Lediglich die zeitlich gemittelten (stationären) Piezometerhöhen weisen Unterschiede zwischen Kluft und Matrix auf. Allerdings ist eine Parameteridentifikation für Doppelkontinuum-Modelle aufgrund stationärer Betrachtungen sehr schwierig, da die sublokalen Piezometerhöhendifferenzen (zwischen Kluft und Matrixmitte) für die regionale Betrachtung beim Doppelkontinuum-Ansatz ohne Bedeutung sind. Diese Ergebnisse bestätigen auch die Untersuchungen mit dem synthetischen Kluftmodell (siehe nachfolgender Abschnitt). Bei Doppelporositäts-Systemen mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion reagiert die Kluft bzw. das Kluft-System mit extremeren Wasserspiegelschwankungen als die Matrix-Mitte bzw. das Matrix-System. Durch die instationären Austauschvorgänge im Kluftmodell ist die für die Kluftpiezometerhöhe typische Gangliniencharakteristik in Abhängigkeit von der Matrixdurchlässigkeit in abgeschwächter Form auch im Nahbereich der Kluft sichtbar. **Für die Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion ist eine Zuordnung der Grundwasserstände zum Kluft- oder Matrixsystem aufgrund der Gangliniencharakteristik möglich**, da sich die Standardabweichungen für Kluft und Matrix sehr gut unterscheiden lassen.
- Vergleicht man die Piezometerhöhen- und Abflußcharakteristik der drei synthetischen Doppelporositäts-Systeme (s.o.) mit gemessenen Ganglinien, so kann festgestellt werden, daß die **für Karstaquifere typische Reaktionsdynamik nur bei dem Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion gegeben ist.**
- Für alle Doppelkontinuum-Systeme läßt sich eine Matrixpiezometerhöhe $h^M(x^M)$ ermitteln, die in ihrer Dynamik und zeitlich gemittelten Piezometerhöhe identisch mit der Doppelkontinuum-Piezometerhöhe h^a (Matrix-Kontinuum) ist. Diese Piezometerhöhen-ganglinie liegt auf einem Punkt in der Matrix, der sich in einem Abstand x^M von der Kluft befindet. Für die untersuchten Kluftmodelle beträgt der Abstand x^M 40 - 46 % von der halben Matrixbreite b . Für gedämpfte Doppelporositäts-Systeme, Einporositäts-Systeme und Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und vergleichsweise

großen Matrixdurchlässigkeiten (hier $k_f^M = 10^{-8} m/s$) ergibt sich eine perfekte Übereinstimmung zwischen $h^M(x^M)$ und der Piezometerhöhe im Doppelporositäts-System a (siehe **Abb. 6.25**). Für Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und vergleichsweise geringen Matrixdurchlässigkeiten (hier $k_f^M = 10^{-9} m/s$) ist die Übereinstimmung etwas schlechter. Die Kluftdurchlässigkeiten bei diesen Untersuchungen wurden mit $k_f^M = 0,01 m/s$ angenommen.

- Die über die Matrixtiefe arithmetisch gemittelte Piezometerhöhe h_{mittel}^M stimmt in den Fällen gedämpftes Doppelporositäts-System, Einporositäts-System und Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und vergleichsweise hoher Matrixdurchlässigkeit (hier $k_f^M = 10^{-8} m/s$) mit der Doppelkontinuum-Piezometerhöhe h^a sehr gut überein (siehe **Abb. 6.25**). Bei Doppelporositäts-Systemen mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion und vergleichsweise geringer Durchlässigkeit $k_f^M = 10^{-9} m/s$ reagiert die Kluftmodellpiezometerhöhe h_{mittel}^M extremer als das Doppelkontinuum-System a (siehe **Abb. 6.25**, DP-System 4). Die Übereinstimmung zwischen h_{mittel}^M und h^a ist schlechter als zwischen $h^M(x^M)$ und h^a .

Für die Lösung realer Problemstellungen, d.h. die Zuordnung von gemessenen Piezometerhöhenreaktionen zu einem der beiden Doppelkontinua, sei auf die Ausführungen im **Abschnitt 6.6** hingewiesen, da dort eine ausführliche Diskussion aller Simulationsergebnisse erfolgt.

6.5 2D-Simulation eines synthetischen Kluftmodells mit unstrukturierter Kluftgeometrie

Da bei den zweidimensionalen Modelluntersuchungen mit horizontal ebener Approximation der Kluftgeometrie mit Hilfe einer Einzelkluft (siehe **Abschnitt 6.4**) keine Variabilität in der Kluftgeometrie berücksichtigt wurde und durch die parallele Anordnung der Einzelklüfte (siehe **Abb. 6.15**) nur ein sehr vereinfachtes Bild eines natürlichen Karstgrundwasserleiters mit komplexer Kluftstruktur wiedergegeben wird, wurde ein synthetischer Modellaquifer mit komplexer Kluftstruktur und variabler Kluftgeometrie erstellt und dieselben Untersuchungen wie in **Abschnitt 6.4** mit diesem synthetischen Kluftaquifer durchgeführt. Dabei kam das Finite-Elemente-Programm ROCKFLOW (Helmig und Mayer, 1993) zum Einsatz.

6.5.1 Ermittlung der diskreten Kluftgeometrie

Auf der Grundlage der in **Abb. 6.1** dargestellten Überlegungen wurde ein synthetisches Lokalmodell aufgebaut, dessen Kluftgeometrie den geometrischen Eigenschaften eines Karstsystems angepaßt wurde. Da es sich bei einem natürlichen Karstgrundwasserleiter um ein sehr komplexes Kluft- und Röhrensystem handelt, kann ein synthetisch erzeugter Modellaquifer nicht vollständig die in der Natur vorhandene Variabilität abdecken. Dennoch wurde bei der Kluftnetzgenerierung

Lokalmodell

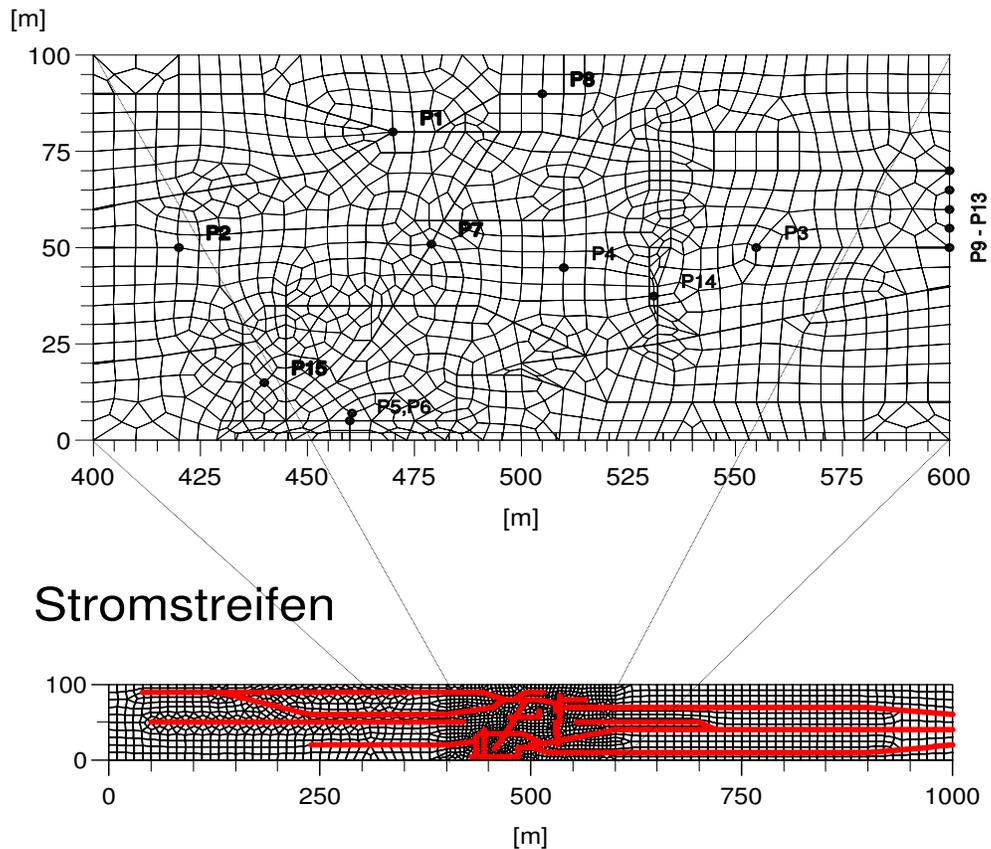


Abbildung 6.26: Modell und Kluftnetz des synthetischen Kluftaquifers

versucht, die extrem heterogene Struktur eines natürlichen Karstsystemes mit dem synthetischen Lokalmodell nachzubilden. Die Kluftnetzgenerierung erfolgte nach folgenden Kriterien:

- Verschiedene Kluftlängen und Kluftrichtungen
- Mindestens ein durchgängiges, dominantes Fließsystem
- Querverbindungen zwischen verschiedenen Fließsystemen
- Sowohl in der Matrix endende als auch beginnende Klüfte
- Unterschiedliche Gabelungswinkel an Kluftverzweigungen
- Diskontinuitäten im Verlauf der Klüfte
- Unterschiedliche Abstände zwischen den Klüften
- Unterschiedliche Abstände zwischen Kluftende und benachbarten Klüften
- Verschieden große Matrixblöcke aufgrund unterschiedlicher Kluftabstände

In **Abb. 6.26** ist das synthetisch erstellte Kluftnetz des Stromstreifens und des Lokalmodells (siehe **Abb. 6.1**) dargestellt. Die Länge des Stromstreifens wurde zu 1000 m und die Breite zu 100 m angenommen. Die für die Parameteridentifikation notwendige Detailbetrachtung erfolgte entsprechend dem in **Abb. 6.1** dargestellten Konzept im Lokalmodell, das ein Ausschnittmodell des Stromstreifens darstellt. Das Lokalmodell wurde 200 m lang angenommen und in der Mitte des Stromstreifens angesetzt. Bei der Kluftgenerierung wurde davon ausgegangen, daß über drei durchgängige Kluftsysteme der gesamte Stromstreifen entwässert wird.

Tabelle 6.6: Beschreibung der sublokalen Kluft/Matrix-Geometrie der Beobachtungspunkte P1 - P15

Punkt-Nr.	Beschreibung der sublokalen Kluft/Matrix-Geometrie
1	Der Punkt liegt auf einer Kluftgabelung, wobei die Klüfte in Hauptströmungsrichtung liegen
2	Der Punkt liegt am Ende einer Hauptkluft, die in Strömungsrichtung verläuft
3	Der Punkt liegt am Anfang einer Hauptkluft, die in Strömungsrichtung verläuft
4	Der Punkt liegt in der Mitte des größten Matrixblocks des Lokalmodells
5	Der Punkt liegt im unmittelbaren Matrixnahbereich des Punktes P6
6	Der Punkt liegt auf einer Hauptkluft, die in Strömungsrichtung verläuft
7	Der Punkt liegt auf einer Kluft quer zur Strömungsrichtung
8	Der Punkt liegt auf einer 'untergeordneten' Kluft, die in der Matrix endet
9-13	Die Punkte P9 - P13 liegen auf einer Geraden, die quer zur Hauptströmungsrichtung verläuft. Die Punkte P9 und P13 befinden sich jeweils auf einer Hauptkluft in Strömungsrichtung. Die Punkte P10 - P12 liegen in gleichmäßigem Abstand zwischen den beiden Hauptklüften. Die Anordnung der Punkte ist in etwa ähnlich den Prinzipuntersuchungen aus Abschnitt 6.4.2
14	Der Punkt liegt in der Mitte des kleinsten Matrixblocks des Lokalmodells
15	Der Punkt liegt in einem Matrixblock mittlerer Größe

Neben dem Kluft- und Modellnetz sind in **Abb. 6.26** noch 15 Beobachtungspunkte eingezeichnet, an denen die instationären Piezometerhöhenreaktionen ausgewertet wurden. Die Lage der Punkte P1 - P15 im Lokalmodell wurde so gewählt, daß der Einfluß unterschiedlicher sublokaler Kluftgeometrie auf die Piezometerhöhencharakteristik erfaßt werden kann. Die sublokale Kluft/Matrix-Geometrie im Nahfeld der Beobachtungspunkte kann entsprechend **Tab. 6.6** beschrieben werden.

Mit Hilfe der in **Abb. 6.26** dargestellten Modellgeometrie wurden instationäre Strömungssimulationen durchgeführt, bei denen die in **Abb. 6.11** dargestellte Einheitsneubildungsganglinie verwendet wurde. Die mittlere Grundwasserneubildung wurde bei den instationären Strömungsberechnungen mit $2 \cdot 10^{-8} m/s$ angenommen.

Die Aquiferparameter des Kluft/Matrix-Systems (siehe **Abb. 6.26**) wurden so gewählt, daß ein Doppelporositäts-System entsteht, das eine wechselnde Kluft/Matrix-Interaktion (siehe **Abschnitt 6.4.2**) aufweist. Die Durchlässigkeitsverteilung in der Matrix wurde homogen angesetzt. In den Klüften wurde angenommen, daß sich der Strömungswiderstand mit dem Darcy'schen Filtergesetz beschreiben läßt. In den Klüften wurden konstante Kluftdicken angesetzt. Die Größen der Aquiferparameter wurden bei der Modelluntersuchung wie folgt festgelegt:

- Durchlässigkeit in den Matrixblöcken: $k_f^M = 10^{-8} m/s$
- nutzbarer Hohlraumanteil in den Matrixblöcken: $n_e^M = 0,02$
- Durchlässigkeit in den Klüften: $k_f^K = 10^{-2} m/s$
- Kluftdicken: $2d = 0,05 m$
- nutzbarer Hohlraumanteil in den Klüften: $n_e^K = 1.00$ (Klüfte ohne Füllmaterial)

6.5.2 Instationäre Untersuchungen

Die instationären Untersuchungen mit dem in **Abb. 6.26** dargestellten Kluft/Matrix-System ergaben im Lokalmmodell Piezometerhöhenverteilungen für niedrige Grundwasserstände und hohe Grundwasserstände entsprechend **Abb. 6.27**. Wie **Abb. 6.27** zeigt, entsteht durch die Grundwasserneubildungszugabe in die Klüfte ein System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion. Bei niedrigen Grundwasserständen übernehmen die Klüfte die Drainagefunktion für das gesamte Modellgebiet. Das Wasser aus den Matrixbereichen fließt zur nächstgelegenen Kluft. Die Strömungsrichtung in der Matrix ist dabei unabhängig von der Hauptströmungsrichtung, die nur durch das Entwässerungssystem, das Kluftsystem, angegeben wird. Bei hohen Grundwasserständen dagegen wechselt die Strömungsrichtung in den Matrix-Blöcken gegenüber niedrigen Grundwasserständen. Durch die geringe Speicherfähigkeit der Klüfte steigt die Kluftpiezometerhöhe über die Piezometerhöhe in den Matrixblöcken an.

Wie aus **Abb. 6.27** ersichtlich, zeigt der Nahbereich des Punktes P2 bei niedrigen Grundwasserständen eine andere Kluft/Matrix-Strömung als oben beschrieben. In diesem Bereich strömt auch bei niedrigen Grundwasserständen Kluftwasser in die Matrix. Dies ergibt sich aus der oberstromigen Kluftgeometrie. Die Kluft, die in P2 endet, drainiert den mittleren Bereich des Stromstreifens vom linken undurchlässigen Rand des Stromstreifens bis zum Ende des Lokalmmodells (siehe **Abb. 6.26**). Dadurch muß am Ende der Kluft (am Punkt P2) unabhängig von niedrigen oder hohen Grundwasserständen sehr viel Wasser aus der hochdurchlässigen Kluft in die Matrix abströmen. Diese sublokalen Strömungsverhältnisse lassen sich nur im Bereich P2

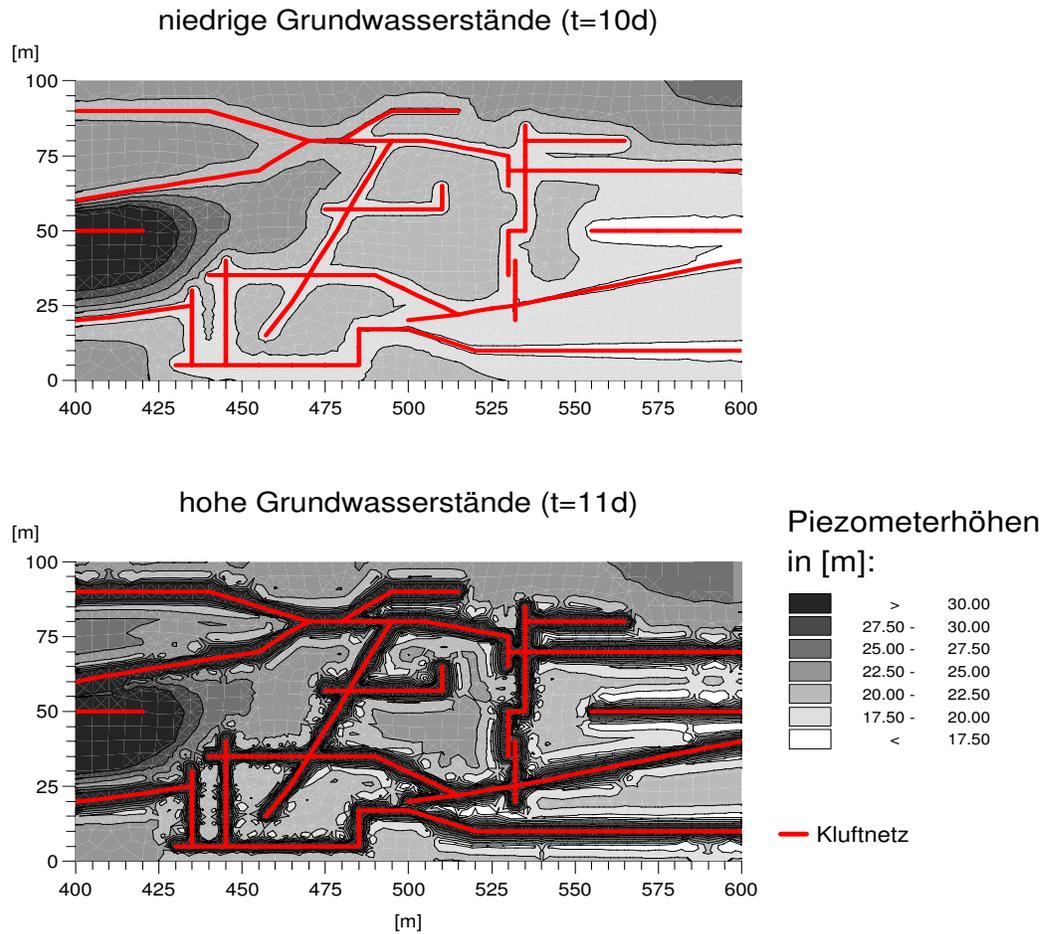


Abbildung 6.27: Piezometerhöhenverteilungen im Lokalmmodell zu den Zeitpunkten $t_1 = 10d$ (niedrige Grundwasserstände) und $t_2 = 11d$ (hohe Grundwasserstände)

beobachten, in anderen Bereichen, in denen ebenfalls Klüfte in der Matrix enden (z.B. Nahbereich von P8), ist ein Austausch von der Kluft in die Matrix nur bei hohen Grundwasserständen vorhanden.

In **Abb. 6.28** und **Abb. 6.29** sind die Quellschüttungsganglinie bzw. die Piezometerhöhenganglinien an den Punkten P1 - P15 des Kluftmodells dargestellt. Bei den Piezometerhöhenganglinien (siehe **Abb. 6.29**) läßt sich erkennen, daß alle Punkte, die auf einer Kluft liegen, eine ähnliche Gangliniendynamik aufweisen. Punkte, die in der Matrix liegen, zeigen in Abhängigkeit vom Abstand zur nächsten Kluft einen gedämpften instationären Ganglinienverlauf. Eine systematische Untersuchung der Piezometerhöhendynamik in Abhängigkeit vom Kluftabstand wurde an dieser Stelle nicht durchgeführt, da derartige Sensitivitätsstudien schon in **Abschnitt 6.4.2** am Beispiel eines symmetrischen Kluftsystems mit parallel angeordneten Klüften erfolgt sind.

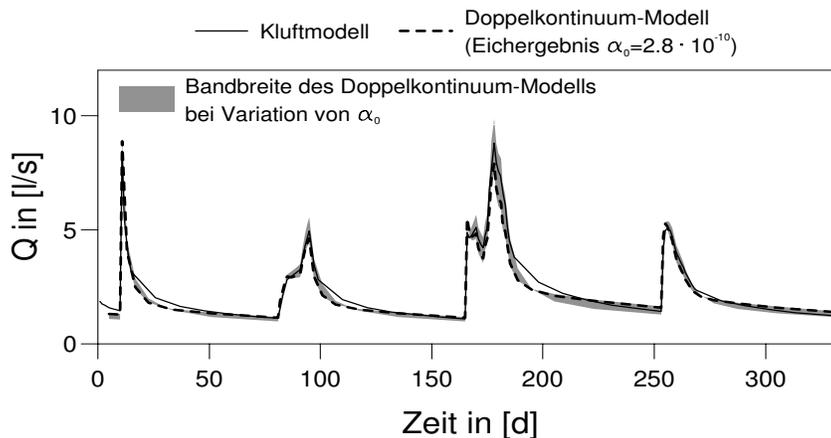


Abbildung 6.28: Abflußganglinien des diskreten Kluftmodells und der äquivalenten Doppelkontinuum-Systeme mit $\alpha_0 = 10^{-10} - 3,5 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$

6.5.3 Ermittlung des äquivalenten Doppelkontinuum-Systems

Die Ermittlung des zum diskreten Kluftmodell (Stromstreifen) äquivalenten Doppelkontinuum-Systems erfolgte durch Anpassung der Quellschüttungsganglinien. Bei der Anpassung, die ähnlich einer Modelleichung durchgeführt wurde, wurden die Durchlässigkeiten und nutzbaren Hohlraumanteile des Kluft- und Matrix-Kontinuums, sowie der spezifische Austauschkoefizient α_0 variiert.

Tabelle 6.7: Parameterkombination des zum synthetischen Kluftmodell äquivalenten Doppelkontinuum-Modells

Durchlässigkeit Kontinuum a, k_f^a	m/s	10^{-8}
nutzbarer Hohlraumanteil Kontinuum a, n_e^a	-	0,02
Durchlässigkeit Kontinuum b, k_f^b	m/s	$2,7 \cdot 10^{-5}$
nutzbarer Hohlraumanteil Kontinuum b, n_e^b	-	0,0027
spezifischer Austauschkoefizient, α_0	1/(ms)	$10^{-10} - 3,5 \cdot 10^{-10}$

Die Modelleichung hat gezeigt, daß **eine Anpassung nur aufgrund der Quellschüttung nicht zu einer eindeutigen Parameterkombination führt**. Es konnte festgestellt werden, daß Parameterkombinationen entsprechend **Tab. 6.7** mit spezifischen Austauschkoefizienten α_0 von 10^{-10} bis $3,5 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$ im Doppelkontinuum-Modell in etwa identische Quellschüttungsganglinien erzeugen. Die sehr kleine Bandbreite der Doppelkontinuum-Quellschüttungen ist in

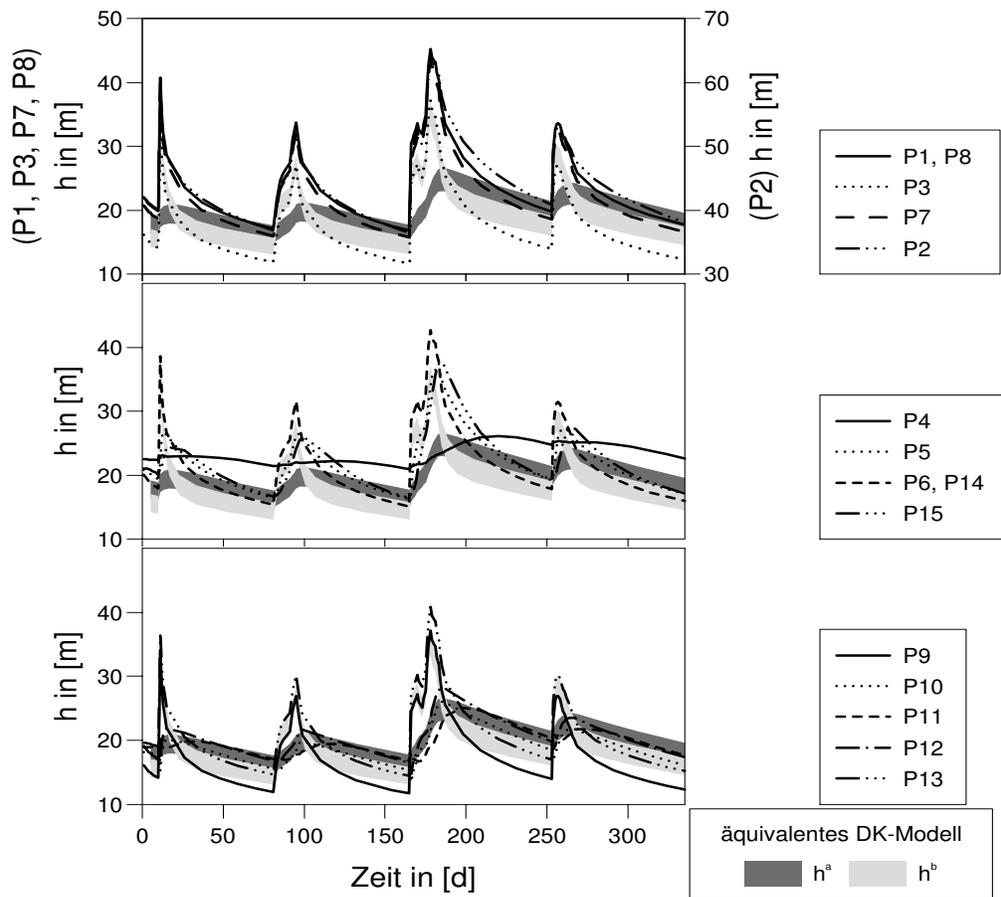


Abbildung 6.29: Piezometerhöhen des diskreten Kluftmodells an den Punkten P1 - P15 sowie die Piezometerhöhen des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells mit identischer Standardabweichung in den Quellschüttungen zum Kluftmodell

Abb. 6.28 dargestellt.

Um nun das rechnerisch äquivalente Eichergebnis zu ermitteln, wurde der spezifische Austauschkoefizient α_0 ermittelt, bei dem die Quellschüttungsganglinie des synthetischen Kluftmodells die gleiche Standardabweichung (Reaktionsdynamik, siehe **Gl. 6.11**) aufweist wie das äquivalente Doppelkontinuum-Modell. Der so ermittelte spezifische Austauschkoefizient α_0 beträgt $2,8 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$. Das Doppelkontinuum-Modell mit den Aquiferparametern aus **Tab. 6.7** und einem spezifischen Austauschkoefizienten α_0 von $2,8 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$ wird im folgenden als Eichergebnis bezeichnet.

Die Piezometerhöhenganglinien des Eichergebnisses sind zusammen mit den Ganglinien des diskreten Kluftmodells an den Punkten P1 - P15 in **Abb. 6.29** dargestellt. Da der Lokalbereich des Kluftmodells in Hauptströmungsrichtung eine Ausdehnung von 200 m aufweist, wurde für

die Doppelkontinuum-Ganglinien ein Bereich angeben, der durch die ober- und unterstromige Piezometerhöhenganglinie des Lokalmodells im äquivalenten Doppelkontinuum-Modell begrenzt wird (siehe **Abb. 6.28**).

6.5.4 Übertragung der Grundwasserstände auf Doppelkontinuum-Piezometerhöhen

Wertet man die Piezometerhöhenganglinien des synthetischen Kluftmodells und die der äquivalenten Doppelkontinuum-Modelle bezüglich der zeitlich gemittelten Piezometerhöhe und der mittleren Abweichung vom Mittelwert, der Standardabweichung (siehe **Gl. 6.11**) aus, so ergeben sich die in **Abb. 6.30** dargestellten Ergebnisse.

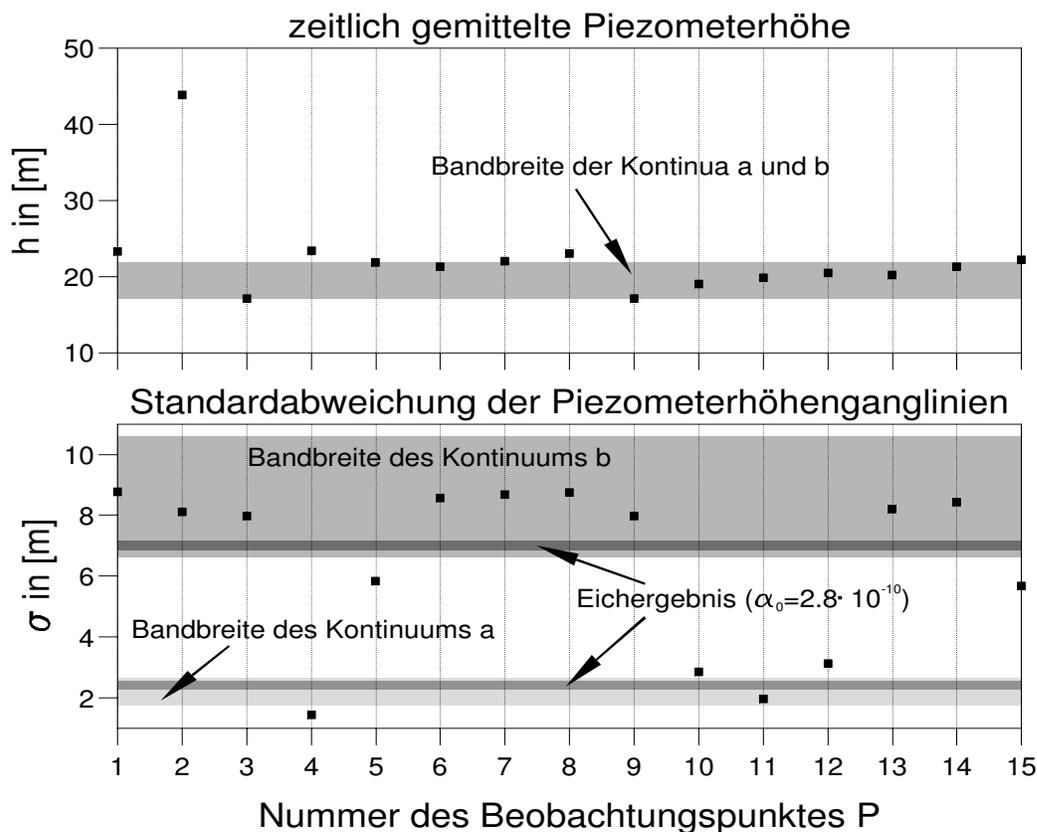


Abbildung 6.30: Zeitlich gemittelte Piezometerhöhen und Standardabweichungen der Piezometerhöhenganglinien an den Beobachtungspunkten P1 - P15 sowie die durch die Eichung erzielten Bandbreiten des Doppelkontinuum-Modells

Zeitlich gemittelte Piezometerhöhen

Die zeitlich gemittelten Piezometerhöhen aus **Abb. 6.30** zeigen, daß die mittleren Piezome-

terhöhen des synthetischen Kluftmodells bis auf den Punkt P2 sehr gut mit der Bandbreite des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells übereinstimmen. Die Bandbreite ergibt sich aus der Modelleichung, bei der für spezifische Austauschkoefizienten α_0 von 10^{-10} bis $3,5 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$ in etwa gleich gute Übereinstimmungen in der Quellschüttung erzielt werden konnten (siehe **Abschnitt 6.5.3**). Wie die Auswertung der mittleren Piezometerhöhen zeigt (**Abb. 6.30**), variieren die stationären Wasserstände des synthetischen Kluftmodells lediglich um ca. 7m (ohne Bereich um P2). Diese Größenordnung der Piezometerhöhendifferenz ergibt sich in Strömungsrichtung z.B. zwischen den Punkten P1 und P3. Quer zur Strömungsrichtung, d.h. zwischen Matrix und Kluft, liegt eine ähnliche Größenordnung in der Piezometerhöhendifferenz vor wie längs der Strömungsrichtung im Lokalmmodell (ca. 5m zwischen P9 und P12). Dies zeigt, daß eine Übertragung auf Doppelkontinuum-Modelle aufgrund mittlerer Piezometerhöhen nur sehr eingeschränkt möglich ist, da die Piezometerhöhenunterschiede zwischen Kluft und Matrix zu gering sind. Im Lokalmmodell gibt es keine signifikanten Unterschiede zwischen Kluft und Matrix bei den mittleren Piezometerhöhen.

Standardabweichungen der Piezometerhöhenganglinien

Die dynamische Reaktion der Piezometerhöhenganglinien an den Punkten P1 - P15 ist als Standardabweichung (siehe **Gl. 6.11**) in **Abb. 6.30** ausgewertet. In **Tab. 6.8** ist die Charakteristik der einzelnen Ganglinien, die sich aus der Standardabweichung ableiten läßt beschrieben. Die Auswertung hat gezeigt, daß die dynamische Reaktion extrem davon abhängt, ob der Untersuchungspunkt auf einer Kluft liegt oder sich innerhalb eines Matrixblocks befindet. Eine systematische Abhängigkeit von der Kluftgeometrie konnte für die Beobachtungspunkte auf einer Kluft (P1, P2, P3, P6, P7, P8, P9, P13) nicht festgestellt werden. Auch am Punkt P2, dessen zeitlich gemittelte Piezometerhöhe von dem generellen Piezometerhöhenverlauf im Lokalmmodell abweicht, wird eine Gangliniencharakteristik wie an den anderen Kluftpunkten beobachtet. Die Punkte P4, P10, P11 und P12 mit geringen Standardabweichungen in den Piezometerhöhenganglinien lassen sich als Ganglinien identifizieren, die den typischen Ganglinienverlauf eines Punktes in einem Matrixblock repräsentieren, Prinzipiell könnten diese Ganglinien dem Matrixkontinuum zugeordnet werden. Allerdings zeigt nur P11 eine Standardabweichung, die innerhalb der Bandbreite des Kontinuums a liegt. Die Piezometerhöhenganglinie des Punktes P4 unterliegt, wie aus **Abb. 6.29** hervorgeht, einer sehr starken Dämpfung, die durch das Doppelkontinuum-Modell nicht repräsentiert ist. In der Standardabweichung wird dies nicht deutlich, da die Standardabweichung mit sich verringernder Dynamik maximal bis auf Null abnehmen, jedoch mit zunehmender Schwankung sehr hohe Werte annehmen kann. Wertet man die Standardabweichung von den Punkten in der Matrix mit $1/\sigma$ aus, so läßt sich die große Dämpfung an P4 wesentlich besser erkennen (siehe **Abb. 6.31**). Die Piezometerhöhenganglinie an P4 läßt sich somit nicht einem der beiden Doppelkontinuum-Systeme zuordnen.

Der Punkt P14, der zwischen zwei eng beieinander liegenden Klüften liegt, zeigt eine Standardabweichung, die der generellen Standardabweichung der Kluftpiezometerhöhen entspricht. Die Punkte P5 und P15, die im Matrixbereich liegen, weisen aufgrund ihrer Nähe zu einer Kluft, Piezometerhöhenstandardabweichungen zwischen der Kluft- und Matrix-Charakteristik auf. Die Piezometerhöhenganglinien an den Punkten P9 - P13, die entlang einer Geraden quer zur Hauptkluft- und Hauptströmungsrichtung angeordnet sind, haben die gleiche charakteristi-

Tabelle 6.8: Zuordnung der Piezometerhöhen an den Punkten P1 - P15 zu den Piezometerhöhen des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells

Punkt-Nr.	zuzuordnendes Kontinuum	Bemerkungen
1	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
2	–	Diese Ganglinie zeigt zwar die Dynamik des äquivalenten Kluftkontinuums, repräsentiert aber im Mittelwert nicht die Strömungsverhältnisse
3	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
4	–	Diese Ganglinie weist einen stark gedämpften Verlauf auf, der nicht durch das Matrixkontinuum repräsentiert ist
5	–	Diese Ganglinie läßt sich nicht eindeutig zuordnen, da das dynamische Verhalten zwischen dem des Kluft- und Matrixkontinuums liegt
6	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
7	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
8	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
9	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
10	a	Die Ganglinie weist eine geringe Dynamik auf
11	a	Die Ganglinie weist eine geringe Dynamik auf
12	a	Die Ganglinie weist eine geringe Dynamik auf
13	b	Die Ganglinie weist eine große Dynamik auf
14	b	Eine eindeutige Zuordnung aufgrund der großen Gangliniendynamik ist möglich, obwohl der Punkt in einem Matrixblock liegt
15	–	Diese Ganglinie läßt sich nicht eindeutig zuordnen, da das dynamische Verhalten zwischen dem des Kluft- und Matrixkontinuums liegt

sche Dynamik, wie das in **Abschnitt 6.4** untersuchte Kluftmodell mit parallel angeordneten Klüften. Die Standardabweichung in den einzelnen Punkten nimmt von den Klüften (P9 und P13) her bis zur Mitte des Matrix-Blocks (P11) hin ab. Die Punkte, die in der Nähe einer Kluft liegen, zeigen eine Standardabweichung, die zwischen der generellen Kluft- und Matrixdynamik liegt. Eine Zuordnung dieser Piezometerhöhenganglinien ist nicht möglich. Eine Übersicht über die Zuordnung der Piezometerhöhen an den Punkten P1 - P15 zu den beiden Doppelkontinuum-

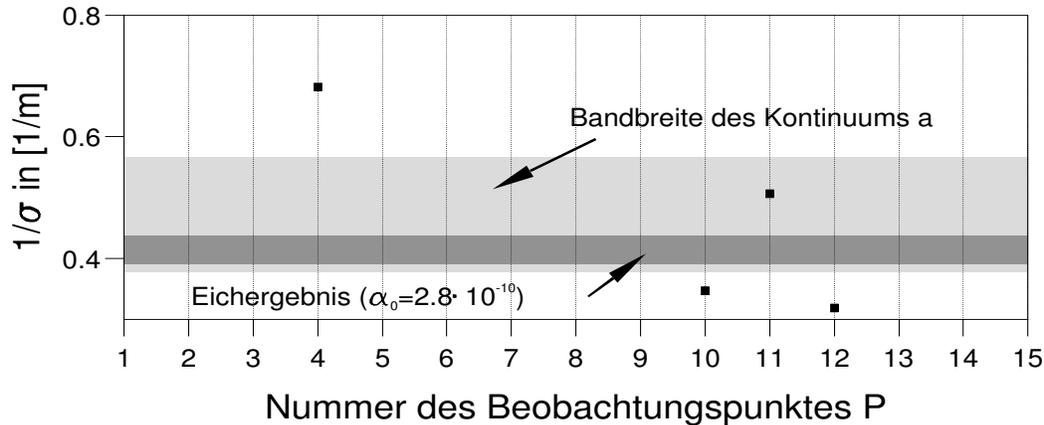


Abbildung 6.31: $1/\sigma$ an den Beobachtungspunkten P4, P10, P11 und P12 sowie die durch die Eichung erzielten Bandbreiten des Doppelkontinuum-Modells

Piezometerhöhen gibt **Tab. 6.8**.

Wie die Auswertung der Standardabweichungen (siehe **Abb. 6.30**) demonstriert, ist die Bandbreite der Standardabweichungen des Kontinuums b der äquivalenten Doppelkontinuum-Modelle um ein Vielfaches größer als die des Kontinuums a. Das bedeutet, daß durch Variation des spezifischen Austauschkoefizienten α_0 die Schwankungsbreite im Kluftkontinuum sehr gut gesteuert werden kann. Große spezifische Austauschkoefizienten α_0 bewirken ein Dämpfen der Piezometerhöhen-schwankungen im Kluftsystem, da dann mehr Wasser in das Matrixsystem abfließen kann als bei geringen α_0 . Wie **Abb. 6.30** weiterhin erkennen läßt, liegt die Standardabweichung des Kontinuums b vom Eichergebnis (α_0 von $2,8 \cdot 10^{-10} 1/(m \cdot s)$) unterhalb der Standardabweichungen der Kluftpiezometerhöhen des synthetischen Kluftmodells. Dies bedeutet, daß mit dem Eichergebnis die extremen Wasserspiegelschwankungen in den Klüften nicht nachgebildet werden können. D.h. eine Eichung des Doppelkontinuum-Modells kann nicht alleine aufgrund von Abflußdaten durchgeführt werden. Die Einbindung von Piezometerhöheninformation ist unbedingt erforderlich. In dem hier untersuchten Fall muß der spezifische Austauschkoefizient α_0 verringert werden, damit sich die Anpassung der Kluftpiezometerhöhen verbessert, wobei sich die Doppelkontinuum-Quellschüttung nur geringfügig ändert (s.o).

6.5.5 Bewertung der Ergebnisse

Die Untersuchungen mit dem synthetisch erstellten diskreten Kluftmodell haben gezeigt, daß zur Übertragung der Grundwasserstände auf Piezometerhöhen eines Doppelkontinuum-Modells **die mittlere Piezometerhöhe von untergeordneter Bedeutung** ist. Vielmehr läßt sich anhand der charakteristischen dynamischen Reaktion eine Zuordnung zum Kluft- oder Matrixsystem vornehmen. **Heterogene Strukturen**, die lokal zu einer Piezometerhöhe außerhalb dem generellen Piezometerhöhenverlauf führen, wie im synthetisch erstellten Lokalmodell durch den Bereich um

Punkt P2 repräsentiert, **können in ihrem Mittelwert nicht durch das Doppelkontinuum-Modell erfaßt werden**. Die schon in **Abschnitt 6.4** mit dem gleichmäßigen Kluftnetz erarbeiteten Aussagen konnten durch das synthetisch erstellte Lokalmmodell bestätigt und weiter generalisiert werden, da für die Kluftpiezometerhöhen keine systematische Abhängigkeit von der lokalen Kluftgeometrie gefunden werden konnte. Punkte, die innerhalb der Matrixblöcke liegen, zeigen ein dynamisches Verhalten, das zwischen dem des Kluft- und dem des Matrix-Kontinuums liegt. Nur ein Punkt weist eine Piezometerhöhendynamik auf, die innerhalb der Bandbreite des Kontinuums a, dem Feinkluftsystem, liegt. Bis auf eine Piezometerhöhenganglinie, die sich in der Mitte eines sehr großen Matrixblocks ergibt, lassen sich auch die anderen Matrixpiezometerhöhen, die eine geringfügig höhere Standardabweichung aufweisen als das Matrixkontinuum, näherungsweise dem Matrixkontinuum zuordnen. Die Modelluntersuchungen beweisen, daß für Punkte, die sehr nahe an einer Kluft liegen, eine eindeutige Piezometerhöhenzuordnung nicht gegeben ist, da diese Punkte Piezometerhöhenverläufe zwischen Kluft und Matrix zeigen. Es kann nur näherungsweise angenommen werden, daß das Kluftsystem eine ähnliche bzw. extremere Dynamik aufweist.

Durch den Vergleich mit einem äquivalenten Doppelkontinuum-Modell konnte demonstriert werden, daß mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes die Quellschüttung des diskreten Modells sehr gut nachgebildet werden kann. Die Modelleichung ergab mehrere Parameterkombinationen für das äquivalente Doppelkontinuum-Modell mit spezifischen Austauschkoefizienten α_0 von 10^{-10} bis $3,5 \cdot 10^{-10} 1/(ms)$, die in etwa gleich gute Anpassungen lieferten. Im Gegensatz zur Quellschüttung reagiert die Piezometerhöhe im Kluftkontinuum extrem auf eine Variation von α_0 . Aus diesem Grund ist es bei einer Modelleichung unerläßlich, neben den Quellschüttungen auch die Piezometerhöhen mitzuberücksichtigen, da eine Modelleichung allein aufgrund der Quellschüttungen zu keinem eindeutigen Ergebnis führt.

6.6 Vergleich der gemessenen, mit dem diskreten Modell berechneten und mit dem Doppelkontinuum-Modell berechneten Grundwasserstandsganglinien

Die Modelluntersuchungen haben gezeigt, daß die **für Karstaquifere typischen Piezometerhöhen- und Quellschüttungsreaktionen nur durch Kluftsysteme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion hervorgerufen werden können**. Diese Kluftsysteme weisen extreme Unterschiede in der Piezometerhöhendynamik für Kluft und Matrix auf. Aus diesem Grund ist eine Übertragung der Piezometerhöhen auf Doppelkontinuum-Piezometerhöhen über die Grundwasserstandsdynamik prinzipiell möglich.

Berücksichtigt man die aus den vorangegangenen Modelluntersuchungen resultierenden Ergebnisse, so ergeben sich folgende Aussagen bezüglich der Zuordnung von gemessenen Piezometerhöhen zu einem der beiden Kontinuum-Systeme:

- Piezometerhöhenganglinien, die entsprechend **Abb. 6.2a** reagieren (extreme Grundwasserstandsänderungen), weisen darauf hin, daß die Meßstelle direkt auf einer Kluft liegt oder sich in unmittelbarer Nähe einer solchen befindet. Die Abschwächung des Kluftsignals ist abhängig vom Abstand der Kluft und von den Aquifereigenschaften der Matrix. Liegt eine Meßstelle nur in unmittelbarer Nähe einer hochdurchlässigen Zone bzw. einer Kluft, so ist eine eindeutige Zuordnung der Meßdaten zum Grobkluftkontinuum nicht mehr möglich, da in diesem Fall die Meßstelle einen Piezometerhöhenverlauf zwischen Kluft und Matrix zeigt. Dies bedeutet, daß **die Kenntnis der Lokalgeometrie (liegt die Meßstelle auf einer Kluft oder nicht?) erforderlich ist**, um die Ganglinie eindeutig einem Doppelkontinuum-System zuordnen zu können. Ohne die Kenntnis der Lokalgeometrie kann nur näherungsweise angenommen werden, daß die Kluftpiezometerhöhe ähnlich bzw. extremer reagiert.
- Piezometerhöhenganglinien, die entsprechend **Abb. 6.2b** reagieren (Piezometerhöhenanstiege von ca. 3 - 8m zu bestimmten Neubildungsereignissen mit nachfolgend gleichmäßigem Abfallen), zeigen aufgrund der obigen Untersuchungen den typischen Verlauf einer Meßstelle innerhalb eines Matrixbereichs. Wie die Modelluntersuchungen beweisen, können diese Ganglinien **nur näherungsweise dem Matrixkontinuum zugeordnet werden**, da nur ein Punkt in einem Matrixblock existiert, der in etwa die gleiche Piezometerhöhe wie das Matrixkontinuum aufweist (gleicher Mittelwert und Standardabweichung). Dieser Punkt kann nur durch Zufall an einer Meßstelle repräsentiert sein. Deshalb ist davon auszugehen, daß die Piezometerhöhe des Matrixkontinuums eine etwas stärkere oder geringere Dynamik aufweisen kann als die gemessene Ganglinie.
- Piezometerhöhenganglinien, die entsprechend **Abb. 6.2c** reagieren (sehr gedämpfte Piezometerhöhenverläufe, die im wesentlichen den Jahresgang zeigen), lassen sich keinem Doppelkontinuum-System zuordnen, da diese meist in sehr undurchlässigen Zonen vorliegen und **durch den Doppelkontinuum-Ansatz nicht repräsentiert** sind.

Die durchgeführten Untersuchungen demonstrieren, daß ohne die Kenntnis der Lokalgeometrie eine Zuordnung der gemessenen Werte zu einem der beiden Doppelkontinuum-Systeme mit Unsicherheiten verbunden ist. Lediglich Meßstellen, die direkt in einer hochdurchlässigen Zone bzw. auf einer Kluft liegen, zeigen die direkt auf das Kluftkontinuum übertragbare Piezometerhöhe. Allerdings sollte dabei die angeschnittene Kluft durch Messungen belegt sein, so daß eine eindeutige Zuordnung erfolgen kann. D.h., **wichtigstes Hilfsmittel bei der Zuordnung von gemessenen Grundwasserstandsdaten auf Doppelkontinuum-Piezometerhöhen ist eine umfangreiche Erkundung der Gesteinsverhältnisse im Nahfeld der Bohrung**. Dies ist durch zahlreiche Bohrlochuntersuchungen wie z.B. WD-Tests bzw. Packertests, Befahrungen mit Bohrlochkameras oder geophysikalischer Verfahren möglich, so daß ein Bild der vertikalen Durchlässigkeitsstruktur vorliegt. Diese vertikale Durchlässigkeitsverteilung in einem Bohrloch ist sehr wichtig, um mögliche Störungszonen des Grobkluftsystems zu identifizieren.

Kapitel 7

Fallbeispiel Stubersheimer Alb: Simulation instationärer Strömungs- und Transportprozesse in einem Karstgebiet der Schwäbischen Alb

7.1 Übersicht

Die Modelluntersuchungen am Fallbeispiel Stubersheimer Alb beinhalten die Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in mehreren zusammenhängenden Karstquelleinzugsgebieten auf der Schwäbischen Alb. Diese Modellbetrachtung soll das prinzipielle Vorgehen bei einer numerischen Strömungs- und Transportmodellierung auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes aufzeigen. Das Untersuchungsgebiet befindet sich östlich von Geislingen a. d. Steige und liegt im Bereich der Stubersheimer Alb (siehe **Abb. 7.1**). Mit Hilfe eines Doppelkontinuum-Modells wurden die regionalen Strömungs- und Transportvorgänge in den karstwasserführenden Weißjuraschichten der Stubersheimer Alb beispielhaft simuliert. Grundlage der hier dargestellten Modellrechnungen sind die in Kobus und Teutsch (1990), Lang et al. (1991, 1992a und 1992b), Lang und Kobus (1993) sowie Mohrlök et al. (1992) dokumentierten Arbeiten.

Die nachfolgend beschriebenen instationären Modelluntersuchungen basieren auf einer stationären zweidimensionalen Modelleichung eines Einkontinuum-Modells des Weißjura-aquifers der Stubersheimer Alb. Da eine weitergehende instationäre Modelleichung des Doppelkontinuum-Modells aufgrund des erheblichen Aufwands nicht durchgeführt wurde, gehen die in diesem Kapitel dargestellten Arbeiten nicht von einer perfekten Beschreibung der gemessenen Strömungs- und Transportvorgänge aus. Diese Modellarbeiten sollen vielmehr das prinzipielle Vorgehen bei einer Doppelkontinuum-Betrachtung für ein reales Untersuchungsgebiet aufzeigen.

Die hier durchgeführten Strömungsuntersuchungen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes erfolgten dreidimensional und instationär. Die Transportbetrachtungen wurden aufgrund von

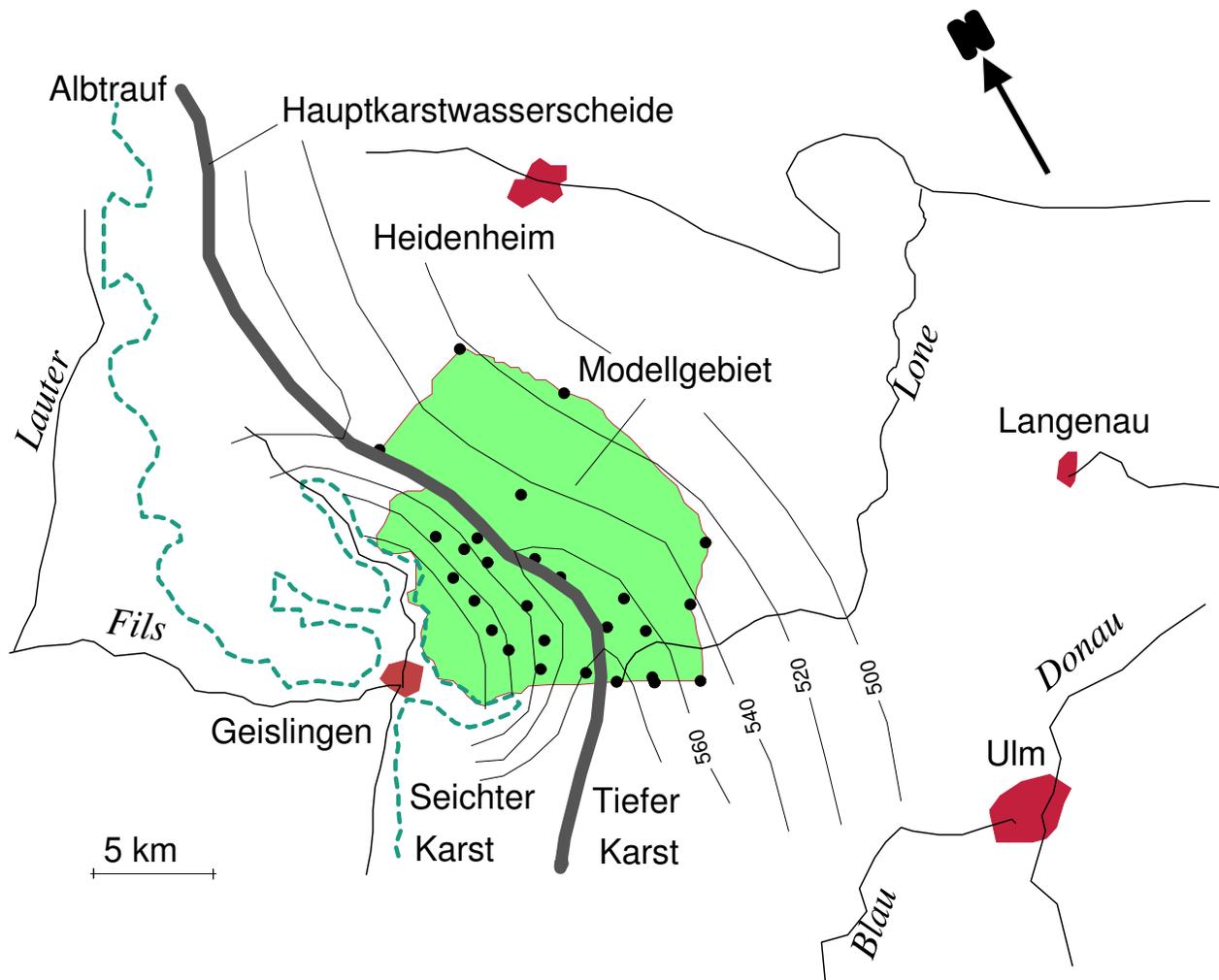


Abbildung 7.1: Lage des Untersuchungsgebiets Stubersheimer Alb mit regionalen Grundwassergleichen nach Villinger (1977)

Rechnerkapazitätsgrenzen mit einem zweidimensionalen horizontal ebenen Doppelkontinuum-Modell durchgeführt, dem eine tiefengemittelte instationäre Strömungsbetrachtung zugrunde liegt.

7.2 Modellgebiet und Modellaufbau

Das Untersuchungsgebiet Stubersheimer Alb wird durch die Hauptkarstwasserscheide in den Bereich des Seichten und des Tiefen Karstes der Schwäbischen Alb geteilt. Der Seichte Karst entwässert in nordwestlicher Richtung zur Eyb und Rohrach hin (siehe **Abb. 7.1**). Die Grundwasserströmungsrichtung im Tiefen Karst ist vorwiegend in südöstlicher Richtung, wobei die Donau die Vorflut für den Tiefen Karst des Untersuchungsgebiets darstellt. Das Modellgebiet umfaßt eine Fläche von ca. 150 km^2 .

7.2.1 Modellgrenzen und Randbedingungen

Die Grenzen des Modells wurden so gewählt, daß Strömungs- und Transportuntersuchungen sowohl im Seichten als auch im Tiefen Karst möglich sind. In **Abb. 7.2** sind die angenommenen Modellgrenzen mit Randbedingungen dargestellt.

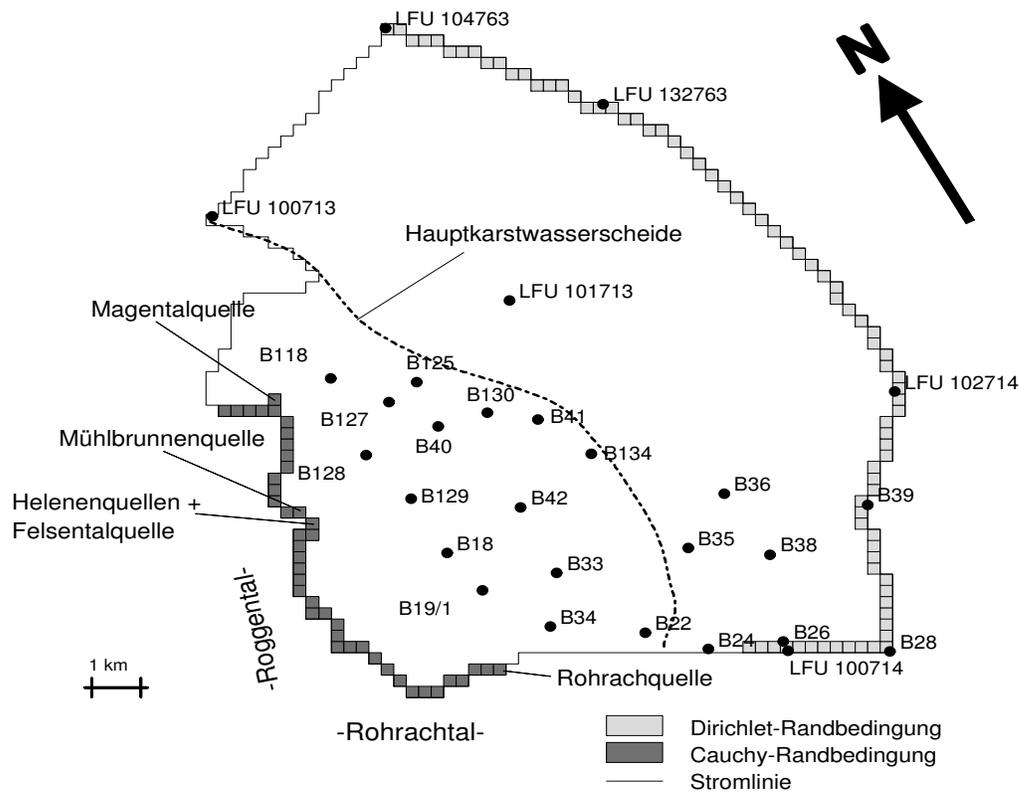


Abbildung 7.2: Modellgrenzen und Randbedingungen des Weißjura-Grundwasserbilanzmodells Stubai-Alpen

Das Modell wird in westlicher und nordwestlicher Richtung durch den Ausstrich der wasserführenden Weißjuraschichten am Albtrauf im Rohrach- und Roggental begrenzt. An diesem Rand wurde eine Cauchy-Randbedingung definiert. Bei der Cauchy-Randbedingung wird dem numerischen Modell ein Wasserspiegel außerhalb des Modellgebiets vorgegeben. Bei dieser Modelluntersuchung entspricht dieser Wasserspiegel dem Drainageniveau an den Quellen. Über eine Leakage-Schicht und die Wasserspiegeldifferenz zwischen Drainageniveau und Piezometerhöhe im Modellgebiet wird der Abfluß über diesen Modellrand berechnet. Das Modellgebiet endet im Norden an der Quelleinzugsgebietsgrenze der Magentalquelle und verläuft auf der Hauptkarstwasserscheide bis zur Meßstelle LFU 100713. Ab dieser Meßstelle wurde der Modellrand entlang einer Randstromlinie im Tiefen Karst bis zur Meßstelle LFU 104763 gelegt. Da eine natürliche hydrogeologische Grenze im Tiefen Karst erst mit der Donau vorliegt, wurde in südöstlicher und östlicher Richtung eine Dirichlet-Randbedingung gewählt. Bei der Dirichlet-Randbedingung

wird dem numerischen Modell die Piezometerhöhe vorgegeben. Das numerische Modell bestimmt sich über den Piezometerhöhengradienten den Zu- oder Abfluß über den Modellrand. Im vorliegenden Fall wurde mit der Dirichlet-Randbedingung der Abfluß in den Tiefen Karst simuliert. Da bei diesem Rand die Piezometerhöhe vorgegeben werden muß, verläuft der Dirichlet-Rand entlang der Meßstellen LFU 104763, LFU 132763, LFU 102714, B39, B28 und LFU 100714. Im Südwesten bildet eine Trennstromlinie die Modellgrenze, die von der Rohrachquelle über die Karstwasserscheide bis zur Grundwassermeßstelle B24 verläuft.

7.2.2 Ergebnis der stationären zweidimensionalen Modelleichung

Die in dieser Arbeit durchgeführten instationären Modelluntersuchungen basieren auf einem horizontal ebenen und stationär geeichten Strömungsmodell, dessen horizontale Ausdehnung identisch mit dem dreidimensionalen Modell (siehe **Abb. 7.2**) ist. Die stationäre Modelleichung erfolgte durch Vergleich der Wasserstände und Abflüsse an den Quellen des Roggentales (siehe **Abb. 7.2**). Das Ziel der Eichung war die Nachbildung mittlerer hydrologischer Verhältnisse, die durch arithmetische Mittelung der vorhandenen Meßzeitreihen berechnet wurden. Die für die mittleren hydrologischen Verhältnisse anzusetzende mittlere Grundwasserneubildung wurde ebenfalls durch Mittelung der nach den Verfahren von Haude (1955) und Uhlig (1959) berechneten Grundwasserneubildungsganglinien erarbeitet. Unter Berücksichtigung der Verteilung der nutzbaren Feldkapazität (GLA 1992) und der Vegetation (Lang et al. 1992a) im Modellgebiet wurde eine regional differenzierte Grundwasserneubildung entsprechend **Abb. 7.3** angesetzt. Die über das Modellgebiet gemittelte Grundwasserneubildung für mittlere hydrologische Verhältnisse beträgt $18,75 \text{ l}/(\text{skm}^2)$ (Lang et al., 1992a).

Da im stationären Fall die doppelporösen instationären Effekte, die durch wechselnde Kluft/Matrix-Interaktionen hervorgerufen werden (siehe **Kapitel 6**), unberücksichtigt bleiben, wurde die stationäre Modelleichung mit nur einem Kontinuum durchgeführt. Die Anpassung der mittleren Grundwasserstände und Abflüsse erfolgte durch Variation der Durchlässigkeitsverteilung im Modellgebiet und der Leakage-Faktoren am Modellrand Roggen- und Rohrachtal. Das Ergebnis der Modelleichung, die Durchlässigkeitsverteilung, zeigt **Abb. 7.4**. Vergleicht man die gewonnene Durchlässigkeitsverteilung (**Abb. 7.4**) mit den berechneten Grundwasserhöhengleichen, die zusammen mit den aus Meßwerten interpolierten Karstwasserhöhengleichen in **Abb. 7.5** dargestellt sind, so lassen sich Aquiferbereiche identifizieren, die infolge hoher Durchlässigkeit niedrige Piezometerhöhen ('Täler' im Grundwassergleichenplan) aufweisen, und ebenso Bereiche geringer Durchlässigkeit, die die Bereiche der Karstwasserscheiden, Hauptkarstwasserscheide und Nebenwasserscheiden der Quellen, kennzeichnen.

Bei der stationären Modelleichung konnte eine sehr gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserstandsdaten erzielt werden. Die maximale Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Grundwasserständen an den Meßstellen beträgt 2,0 m. Im Vergleich zur Mächtigkeit (30 m - 70 m) und zur Grundwasserstandsdifferenz zwischen Quellniveau und Grundwasserstand an der Karstwasserscheide ($\Delta h = 100 \text{ m}$) ist die maximale Abweichung von 2,0 m als gering zu bewerten.

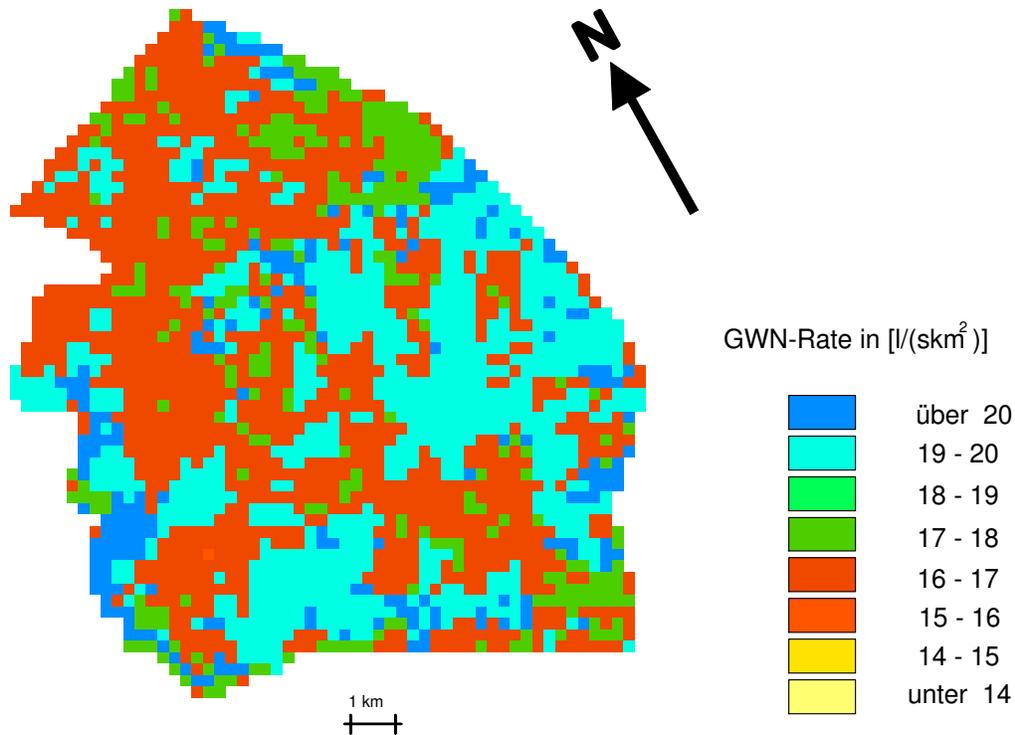


Abbildung 7.3: Grundwasserneubildungsraten in $l/(skm^2)$ der stationären Modelleichung für MW-Verhältnisse

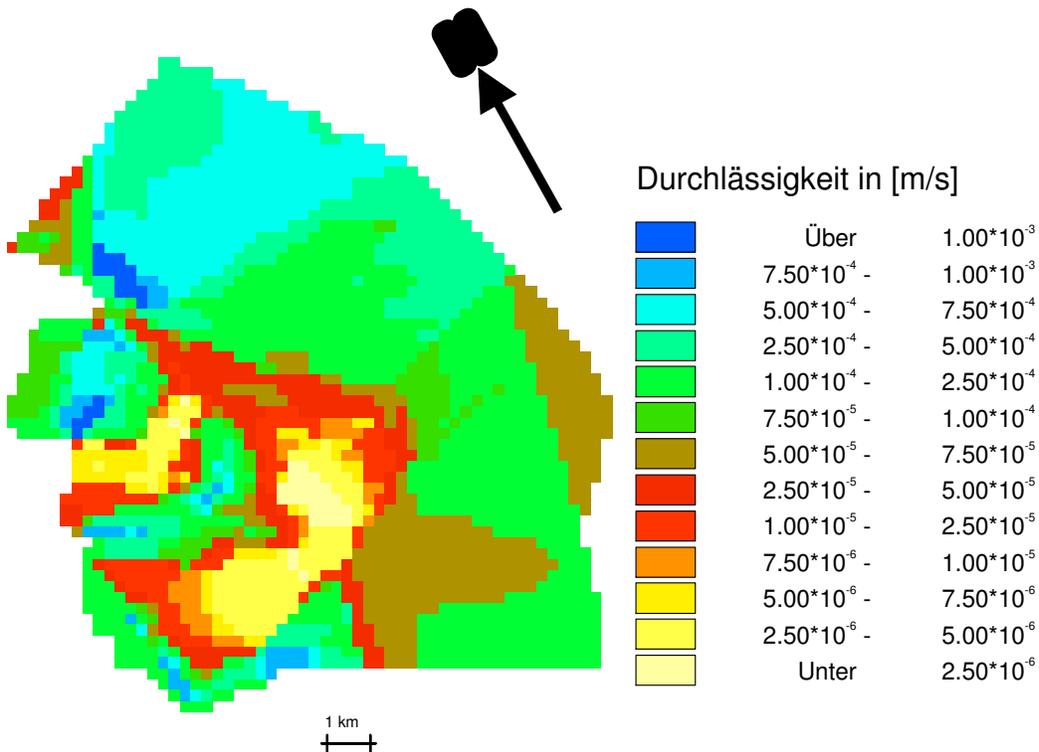


Abbildung 7.4: Durchlässigkeitsverteilung in $[m/s]$ im Modellgebiet, die sich aus der zweidimensionalen stationären Eichung ergab (Lang et al. 1992a)

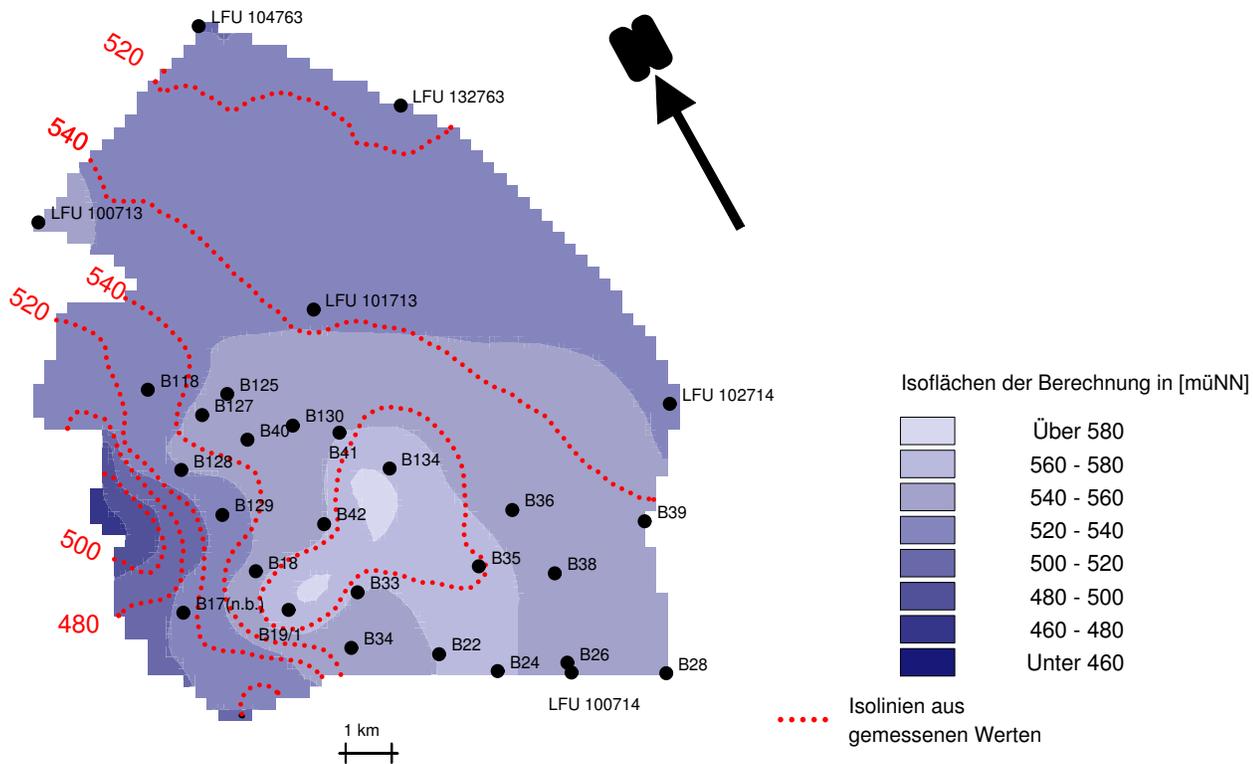


Abbildung 7.5: Grundwassergleichen zu MW-Verhältnissen; ermittelt zum einen aus der Modellrechnung und zum anderen aus den Meßwerten

Da im gesamten Modellgebiet ungespannte Verhältnisse vorliegen, wurde sowohl die zweidimensionale Modelleichung als auch die nachfolgend beschriebenen dreidimensionalen instationären Untersuchungen mit freier Oberfläche durchgeführt.

7.2.3 Diskretisierung des dreidimensionalen Strömungsmodells

Das dreidimensionale Strömungsmodell wurde in horizontaler Richtung mit einem Finite-Differenzen-Netz mit gleichmäßigem Gitterabstand von 250 m diskretisiert. Wie die Ergebnisse der stationären Eichung (siehe **Abschnitt 7.2.2**), bei der in horizontaler Richtung dasselbe Diskretisierungsraster verwendet wurde, zeigen, ist dieses relativ grobe Finite-Differenzen-Netz ausreichend, die regionalen Strömungsverhältnisse befriedigend zu simulieren.

In vertikaler Richtung wurde der Weißjuraaquifer entsprechend seiner geologischen Schichtung diskretisiert. Im Bereich der Stubersheimer Alb liegen die Weißjuraschichten w_α bis w_ζ vor, deren Verkarstung wie folgt beschrieben werden kann:

- Weißjura α

Der Weißjura α gilt infolge seiner geringen Verkarstungsfähigkeit als Aquiferstauer und

bildet im vorflutnahen Bereich des Seichten Karstes auch die absolute Aquiferbasis. Die meisten Quellen des Eyb- und Roggentales haben ihr Quellaustrittsniveau im Bereich der Schichtgrenze w_α/w_β .

- Weißjura β
Der Weißjura β weist im Bereich des Seichten Karstes infolge der hohen Verkarstung eine relativ große Gebirgsdurchlässigkeit auf. Der Weißjura β bildet im Seichten Karst vorwiegend den Aquifer. Die meisten Quellen im Eyb- und Roggental werden aus dieser geologischen Schicht gespeist.
- Weißjura γ
Der Weißjura γ ist gegenüber dem Weißjura β wesentlich weniger verkarstet, da der Gehalt an verkarstungsfähigem Karbonat um ein Vielfaches geringer ist als im w_β . Trotzdem bildet der w_γ bereichsweise den Karstaquifer, da bevorzugt in Störungs- und Kluftzonen sehr hoch durchlässige Karstgerinne rhenanischen Ursprungs vorliegen. Diese korrosiv erweiterten Klüfte und Störungszonen verlaufen meist vertikal und verbinden die Weißjuraschichten oberhalb des w_γ mit denen des w_β .
- Weißjura δ_{1-3}
Der Weißjura δ_{1-3} ist bezüglich seiner Verkarstung ähnlich zu bewerten wie der Weißjura γ . Im Seichten Karst ist der Weißjura δ_{1-3} ebenfalls bereichsweise Teil des Weißjuraaquifers.
- Weißjura δ_4
Die Schichtgrenze $w_{\delta_{1-3}} / w_{\delta_4}$ stellt im Bereich des Tiefen Karstes, d.h. südöstlich der Hauptkarstwasserscheide die danubische Verkarstungsbasis und damit auch die absolute Aquiferbasis dar. Der Weißjura δ_4 bildet aufgrund seiner sehr guten Verkarstungsfähigkeit den Hauptaquifer im Bereich des Tiefen Karstes. Innerhalb des Weißjura δ_4 kann ein dolomitierter Bereich identifiziert werden, der infolge von Lösungsprozessen eine sehr hohe Gebirgsdurchlässigkeit aufweist. Weiterhin kann davon ausgegangen werden, daß sich oberhalb der danubischen Verkarstungsbasis ein Höhlenhorizont ausgebildet hat, der sich in der Durchlässigkeit von dem darüber liegenden Gestein unterscheidet.
- Weißjura ϵ und die darüber liegenden Weißjuraschichten
Die über dem Weißjura δ_4 liegenden Weißjuraschichten unterscheiden sich nur unwesentlich in ihrer Verkarstung vom w_{δ_4} . Deshalb wurde eine weitergehende Differenzierung unterlassen. Im Modellgebiet bilden die oberhalb des w_{δ_4} liegenden Weißjuraschichten hauptsächlich den ungesättigten Bereich des Weißjurakarstes. Der ungesättigte Bereich wurde in dieser Arbeit nicht modelltechnisch untersucht.

Geht man davon aus, daß die Mächtigkeiten der oben beschriebenen Weißjuraschichten im Modellgebiet in etwa konstant sind, so lassen sich die Schichtverläufe aus der Kenntnis einer Schichtlagerung bestimmen. Für die Konstruktion der geologischen Schichten und Modellschichten wurde die Schichtgrenze w_γ/w_δ , die in GLA (1991) dokumentiert ist, verwendet. In **Abb. 7.6** sind die angenommenen Mächtigkeiten der Weißjura- und Modellschichten dargestellt.

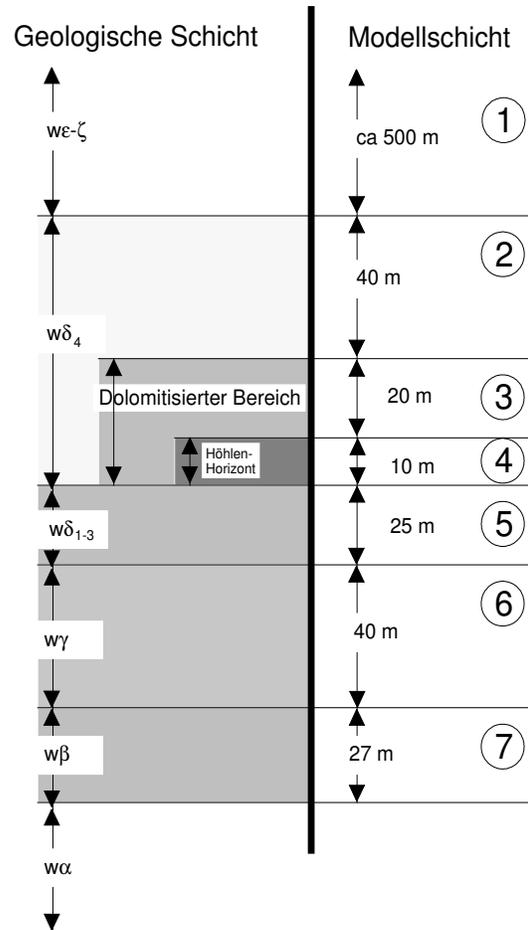


Abbildung 7.6: Schematische Darstellung der geologischen Schichten und der Modellschichten

Da im Seichten und Tiefen Karst die Aquiferbasis auf unterschiedlichen geologischen Schichtgrenzen verläuft (Seichter Karst w_{α}/w_{β} ; Tiefer Karst $w_{\delta_{1-3}}/w_{\delta_4}$) war es erforderlich, einen kontinuierlichen Übergang zwischen der Aquiferbasis im Seichten Karst und der danubischen Verkarstungsbasis zu finden. Aus geologischer Sicht ist davon auszugehen, daß im Seichten Karst rhenanisch angelegte Gerinne in den Weißjuraschichten $w_{\delta_{1-3}}$ und w_{γ} den Weißjuraaquifer oberhalb der danubischen Verkarstungsbasis mit dem Hauptaquifer des Seichten Karstes im w_{β} verbinden.

Basierend auf den obigen Überlegungen wurde der Verlauf der Modellbasis entsprechend **Abb. 7.7** angesetzt. Ausgehend vom Albrauf wurde die Modellbasis bis ca. 2 km in Richtung Hauptkarstwasserscheide auf die Schichtgrenze w_{α}/w_{β} gelegt. Ab dieser Stelle wurde ein linearer Verlauf von der w_{α}/w_{β} Grenze bis zur Hauptkarstwasserscheide auf die danubische Verkarstungsbasis angenommen. Durch die vertikale Diskretisierung des Modells entlang der Weißjuraschichten ergibt sich in diesem Übergangsbereich ein treppenartiger Verlauf der Modellbasis entsprechend **Abb. 7.7**. Im Tiefen Karst wurde die Modellbasis auf die danubische Verkarstungsbasis, die Schichtgrenze $w_{\delta_{1-3}}/w_{\delta_4}$, gelegt.

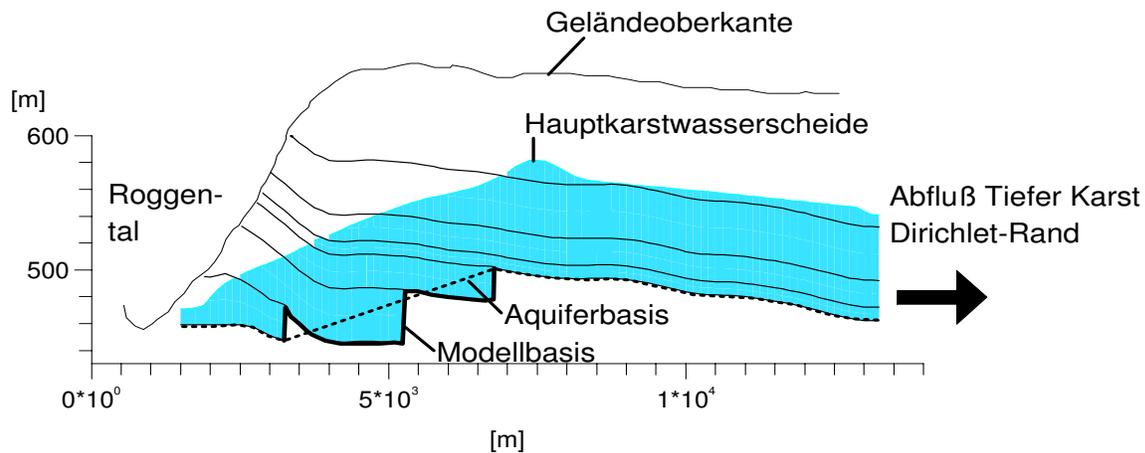


Abbildung 7.7: Vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet im Bereich der Mühlbrunnenquelle von Südwesten nach Nordosten

7.2.4 Ermittlung der instationären Grundwasserneubildung

Die instationäre regionale Grundwasserneubildung beeinflusst das dynamische Aquiferverhalten des doppelporösen Systems (siehe **Kapitel 6**). So können mit dem Doppelkontinuum-Modell nur die gemessenen Grundwasserstands- und Quellschüttungsänderungen nachgebildet werden, die sich auch aus der Grundwasserneubildungsganglinie ergeben. Das prinzipielle Vorgehen bei der Grundwasserneubildungsberechnung erfolgte entsprechend den Voruntersuchungen aus Mohrlok et al. (1992) sowie Lang und Kobus (1993).

Basierend auf Temperatur und Luftfeuchtedaten wurde nach dem Verfahren von Haude (1955) die potentielle Verdunstung unter Einbeziehung einer Karte der nutzbaren Feldkapazität (GLA 1992) und der Vegetation (Lang et al. 1992a) im Modellgebiet berechnet. Diese ergibt sich unter Berücksichtigung des Monatskoeffizienten x_D , des Sättigungsdampfdrucks der Luft P_{14} und der relativen Luftfeuchte F_{14} nach Haude (1955) zu:

$$E_{pot} = x_D P_{14} \left(1 - \frac{F_{14}}{100} \right) \quad (7.1)$$

Da bei der Verdunstungsberechnung nach Haude (1955) nicht mitberücksichtigt ist, ob auch das Verdunstungsvolumen im Boden gespeichert ist, muß die potentielle Verdunstung E_{pot} (maximal mögliche Verdunstung) auf die aktuelle Verdunstung (Renger et al., 1974) korrigiert werden. Die versickernde Neubildungsrate wurde daraufhin mit Hilfe der Wasserhaushaltsbetrachtung im Boden nach Uhlig (1959) ermittelt. Hierbei wird die Speicherkapazität des Bodens, die nutzbare Feldkapazität, berücksichtigt. Der Bodenspeicher wird bis zur nutzbaren Feldkapazität aufgefüllt; dann erfolgt die Versickerung in den Karst. Die Grundwasserneubildungsberechnung wurde auf Tagesbasis durchgeführt, da Sensitivitätsstudien gezeigt haben, daß beim oben beschriebenen Verfahren nur eine hohe zeitliche Auflösung gute Ergebnisse liefert.

Die Niederschlags-, Temperatur- und Luftfeuchtedaten wurden an einer Meßstation in der Nähe des Modellgebiets ermittelt. Daten direkt aus dem Modellgebiet lagen nicht vor. Die nach dem oben beschriebenen Verfahren berechnete Ganglinie der Gesamtneubildung als arithmetisches Mittel über das Modellgebiet ergibt sich entsprechend **Abb. 7.8**.

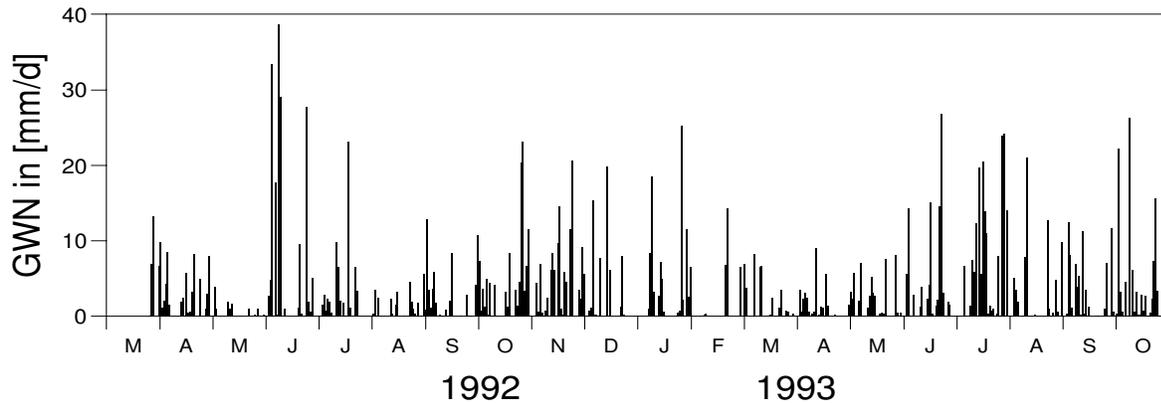


Abbildung 7.8: Verlauf der mittleren Grundwasserneubildung für die instationären dreidimensionalen Modelluntersuchungen

Im doppelporösen Fall muß eine Aufteilung der Gesamtgrundwasserneubildung (siehe **Abb. 7.8**) für die beiden Doppelporositäts-Systeme entsprechend **Abb. 4.1** erfolgen. Dabei wird angenommen, daß die flächige Grundwasserneubildung beim Durchgang durch die ungesättigte Zone und durch oberflächige Karstsenken in die Karströhren des schnellen Systems drainiert wird und somit eine konzentrierte Grundwasserneubildungszugabe in das schnelle System stattfindet. Da keine näheren Informationen bezüglich der Neubildungsaufteilung für dieses Modellgebiet vorliegen und die hier dargestellten Arbeiten eher prinziphafter Natur sind, wurde ein Neubildungsverteilungskoeffizient ϵ , der die gesamte Grundwasserneubildungsrate in die Anteile für das schnelle und das langsame System aufteilt, für alle Berechnungen konstant angenommen. Da die Parameterstudie in Lang und Kobus (1993) gezeigt hat, daß bei großen Verteilungskoeffizienten ($\epsilon > 0,5$) das numerische Modell ein doppelporöses Verhalten ähnlich natürlicher Karstsysteme aufweist, wurde der Verteilungskoeffizient ϵ zu 0,6 angesetzt.

7.3 Interpretation der gemessenen Grundwasserstände

Im Modellgebiet liegen insgesamt 23 Grundwassermeßstellen, an denen kontinuierliche Grundwasserstandsmessungen vorgenommen werden. Um die gemessenen und berechneten Grundwasserstände miteinander vergleichen zu können, wurde eine Übertragung der gemessenen Grundwasserstände auf die berechneten Doppelkontinuum-Piezometerhöhen entsprechend **Kapitel 6**

für die Meßstellen innerhalb des Modellgebiets durchgeführt. Dabei wurde die mittlere Abweichung vom Mittelwert, die Standardabweichung, bestimmt. In **Tab. 7.1** sind die Standardabweichungen der Grundwasserstandsganglinien im Modellgebiet zusammengestellt. Im Gegensatz zu den Modelluntersuchungen aus **Kapitel 6**, bei denen die untersuchten Ganglinien dieselbe Schwankungsfrequenz (identische Neubildung für alle Modellläufe) aufweisen, zeigen die Naturmeßdaten eine unterschiedliche Frequenz. Nicht jedes Grundwasserneubildungsereignis spiegelt sich in den einzelnen Ganglinien wieder. Aus diesem Grund mußte zur Parameteridentifikation neben der Standardabweichung noch ein Maß für die Schwankungsfrequenz ermittelt werden. Deshalb wurde für jede Ganglinie *die Anzahl der Piezometerhöhschwankungen bestimmt, die größer als die Standardabweichung sind*. Dabei ergeben sich die in **Tab. 7.1** dargestellten Werte pro Jahr.

Tabelle 7.1: Zusammenstellung der Standardabweichungen und der Anzahl von Grundwasserstandserhöhungen pro Jahr, die größer als die jeweilige Standardabweichung sind, für alle gemessenen Grundwasserstandsganglinien im Modellgebiet

Meßstelle	σ [m]	GW-Erhöhungen pro Jahr	Meßstelle	σ [m]	GW-Erhöhungen pro Jahr
B17	4,48	3,41	B39	2,39	0,38
B18	0,26	0,67	B40	1,21	1,33
B19/1	0,11	3,99	B41	4,07	4,33
B22	1,61	2,00	B42	0,62	4,00
B24	1,19	1,16	B118	1,61	7,32
B26	1,17	1,00	B125	2,62	1,72
B28	1,51	0,76	B127	4,12	1,33
B33	0,92	9,32	B128	0,28	2,05
B34	1,01	1,33	B129	0,92	2,78
B35	1,34	1,00	B130	3,24	4,00
B36	1,13	1,00	B134	1,58	1,00
B38	1,59	1,00			

Da es sich bei dem untersuchten Weißjuraaquifer Stubersheimer Alb um ein sehr heterogenes System handelt, streuen sowohl die Standardabweichungen als auch die Grundwasserstandsänderungen pro Jahr (siehe **Tab. 7.1**). Dennoch lassen sich die Grundwasserstandsganglinien unter Berücksichtigung beider Parameter wie folgt unterscheiden:

I Grundwasserstandsganglinien, die eine Standardabweichung größer als $\sim 1,5\text{m}$ und mehr als ~ 4 Grundwasserstandserhöhungen pro Jahr aufweisen:

Diese Grundwasserstandsganglinien zeigen extreme kurzfristige Grundwasserspiegelschwankungen (10 - 50m). Die Grundwasserstandserhöhungen erfolgen innerhalb eines Tages. Die Dynamik dieses gemessenen Systems ist sehr hoch. Beispielhaft ist die Ganglinie der Meßstelle B118 in **Abb. 7.9** dargestellt.

II Grundwasserstandsganglinien, die eine Standardabweichung zwischen $\sim 0,3\text{m}$ und $\sim 1,5\text{m}$ und weniger als ~ 4 Grundwasserstandserhöhungen pro Jahr aufweisen:

Diese Grundwasserstandsganglinien zeigen einen sehr gedämpften Grundwasserstandsverlauf, der sich durch die geringe Anzahl an Grundwasserstandserhöhungen ausdrückt. Die Grundwasserstandsschwankungen liegen zwischen 3 und 8 m. Im Gegensatz zu den scharfen Grundwasserstandserhöhungen innerhalb eines Tages der Gruppe I erhöht sich der Grundwasserspiegel über mehrere Tage bis Wochen. Beispielhaft ist die Ganglinie der Meßstelle B34 in **Abb. 7.9** dargestellt.

III Grundwasserstandsganglinien, die eine Standardabweichung kleiner als $\sim 0,3\text{m}$ aufweisen:

Diese Grundwasserstandsganglinien zeigen sehr geringe Grundwasserstandsänderungen. Der Verlauf der Ganglinie ist fast horizontal. Es ist anzunehmen, daß Ganglinien dieser Art einen sehr gering durchlässigen Bereich bzw. ein vom generellen Strömungsverhalten abgekoppeltes System repräsentieren.

Da die Auswertung der Daten leider nur eine geringe Datenmenge (Meßzeitraum von 2 Jahren) beinhaltet, lassen sich nicht alle Ganglinien eindeutig den drei Gruppen zuordnen. Die Grenzen der Unterteilungen sind ungefähre Annahmen, die sich bei einer erweiterten Datenlage sicherlich verschärfen würden.

Wie die Modelluntersuchungen aus **Kapitel 6** gezeigt haben, ist neben der Auswertung der Piezometerhöhenganglinien (Bestimmung der Standardabweichungen und der Piezometerhöenschwankungen pro Jahr) die Kenntnis der Durchlässigkeitsverhältnisse im Nahfeld einer Meßstelle sehr bedeutend für die eindeutige Zuordnung von gemessenen Grundwasserständen. Im Bereich der Stubersheimer Alb liegen allerdings nur sehr wenige tiefendifferenzierte Durchlässigkeitsmessungen vor. Deshalb konnte lediglich die Meßstelle B118 mit einem hochdurchlässigen Bereich im vertikalen Durchlässigkeitsprofil identifiziert werden. Dies zeigt, daß die hohe Grundwasserstandsdynamik dieser Meßstelle (Standardabweichung = 1,61 und Piezometerhöenschwankungen pro Jahr = 7,3) direkt durch eine hochdurchlässige Zone oder Kluft verursacht wird. Die Gangliniendynamik dieser Meßstelle ist somit Referenzmessung, nach der die Grundwasserstandsganglinien für Doppelkontinuum-Modelle identifiziert werden können. Eine Zuordnung der Ganglinien zu einem der beiden Doppelkontinua wurde deshalb wie folgt vorgenommen:

- Die Grundwasserstände der **Gruppe I**, die extreme kurzfristige Schwankungen aufweisen, lassen sich **direkt auf das Kluftkontinuum übertragen**, da die Referenzmessung durch die Meßstelle B118 die Zugehörigkeit beweist.

- Die Grundwasserstände der **Gruppe II** weisen eine große Streuung in den Auswertungsparametern auf. Es ist anzunehmen, daß diese Meßstellen die weniger durchlässigen Bereiche repräsentieren. Wie auch schon in **Kapitel 6** ausgeführt, kann **eine Zuordnung zum Matrixkontinuum nur näherungsweise** erfolgen. Der im anschließenden Abschnitt durchgeführte qualitative Vergleich mit einem Doppelkontinuum-Modell demonstriert, daß der charakteristische Verlauf dieser Ganglinien dem generellen Piezometerhöhenverlauf des Feinkluftkontinuums entspricht.
- Die Grundwasserstände der **Gruppe III lassen sich keinem Kontinuum zuordnen**, da sie fast horizontale Wasserspiegel mit vereinzelt Grundwasserstandserhöhungen (2 - 4 pro Jahr) zeigen. Es ist anzunehmen, daß diese Meßstellen nicht die generellen Strömungsverhältnisse widerspiegeln. Deshalb ist eine Zuordnung dieser Grundwasserstandsganglinien zu einem der beiden Kontinua nicht möglich.

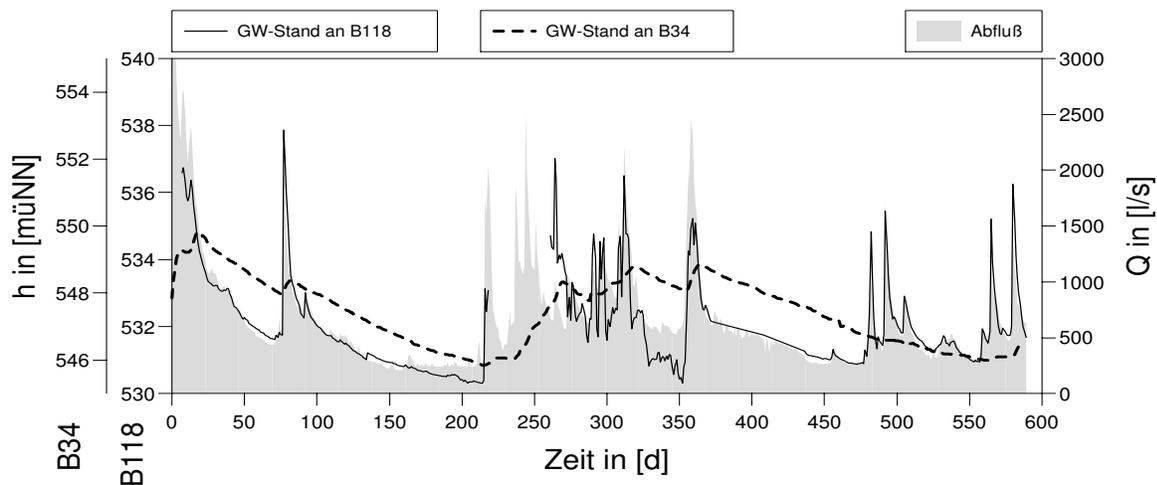


Abbildung 7.9: Gemessene Ganglinienverläufe an den Grundwasserstandsmeßstellen B118 und B34 sowie der gemessene Gesamtabfluß aus dem Modellgebiet in das Roggental

7.4 Simulation instationärer Strömungsprozesse

Für die prinziphaften dreidimensionalen Doppelkontinuum-Strömungsbetrachtungen wurde ein Berechnungszeitraum vom 24.03.1992 bis zum 31.10.1993 angesetzt. Dabei wurde ein beispielhafter Modellauf durchgeführt. Basierend auf den stationären Ergebnissen mußte die durch Eichung (Einkontinuum-System) gewonnene Durchlässigkeitsverteilung auf das Doppelkontinuum-System übertragen werden. Dabei wurde angenommen, daß durch die stationäre Eichung die regionalen Strömungsverhältnisse, die durch das Grobkluftsystem bestimmt sind, erfaßt wurden. Die Durchlässigkeitsverteilung der stationären Eichung wurde somit dem Grobkluftkontinuum zugeordnet. Das Feinkluftsystem wurde relativ undurchlässig mit $k_f^a = 0,0001 \cdot k_f^b$ angesetzt.

Diese Durchlässigkeitsverhältnisse für das langsame System haben sich aus den Modelluntersuchungen einer Vorstudie zur instationären Modellierung (Lang und Kobus, 1993) ergeben. Desweiteren war es für die Strömungssimulationen erforderlich, Werte für die Speicherfähigkeiten beider Systeme und für den spezifischen Austauschkoefizienten α_0 anzunehmen. Eine Zusammenstellung der verwendeten Modellparameter gibt **Tab. 7.2**.

Tabelle 7.2: Zusammenstellung der Doppelkontinuum-Parameter, die bei der dreidimensionalen Strömungssimulation verwendet wurden

Durchlässigkeit Kontinuum a	k_f^a	$= 0,0001 \cdot k_f^{eich}$
Durchlässigkeit Kontinuum b	k_f^b	$= k_f^{eich}$
nutzbarer Hohlraumanteil Kontinuum a	S^a	0,015
nutzbarer Hohlraumanteil Kontinuum b	S^b	$3 \cdot 10^{-4}$
spezifischer Austauschkoefizient	α_0	$5 \cdot 10^{-11}$

Da die Strömungsberechnung ohne detaillierte Modelleichung (dabei müßten die in **Tab. 7.2** dargestellten Doppelkontinuum-Parameter variiert werden) erfolgte, konnte keine besonders gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Daten erreicht werden. Dies war allerdings auch nicht das Ziel der Modelluntersuchungen. Vielmehr sollte gezeigt werden, daß mit dem numerischen Modell die prinzipiellen gemessenen Strömungscharakteristiken nachgebildet werden können. Aus diesem Grund sind die zu **Abb. 7.9** äquivalenten berechneten Modelldaten separat in **Abb. 7.10** dargestellt. Aus **Abb. 7.10** geht hervor, daß der prinzipielle charakteristische Ganglinienverlauf der Meßdaten mit dem numerischen Modell nachgebildet werden konnte.

Der Vergleich der gemessenen und berechneten Ganglinien (siehe **Abb. 7.9** und **Abb. 7.10**) demonstriert, daß die berechnete Grundwasserstandsganglinie in Kontinuum b an der Meßstelle B118 dieselben extremen Grundwasserstandsschwankungen aufweist wie die gemessene, die in **Abschnitt 7.3** dem Kluftkontinuum zugeordnet wurde. Daß die Schwankungsbreite bei der berechneten Ganglinie größer ist als bei der gemessenen, liegt an der fehlenden instationären Modelleichung. Weiterhin hat die Modellrechnung gezeigt, daß kleine Neubildungsereignisse während den Sommermonaten bei dem verwendeten Verfahren zur Neubildungsberechnung in der Natur nicht auftreten. Bei einer ausführlichen instationären Modelleichung wäre dies zu korrigieren. Ebenso ist der prinzipielle Verlauf der berechneten Grundwasserstandsganglinie des Kontinuums a an der Meßstelle B34 ähnlich dem gemessenen Ganglinienverlauf. Die berechnete und die gemessene Ganglinie an der Meßstelle B34 zeigen einen wesentlich gedämpfteren Verlauf als die Ganglinien an der Meßstelle B118. Neben den dargestellten Grundwasserstandsganglinien ist auch der charakteristische Verlauf der Abflußganglinien (gemessen und berechnet) ähnlich.

Der Vergleich von gemessenen und berechneten Werten demonstriert, daß die Zuordnung der gemessenen Ganglinien zu einem der beiden Kontinua in **Abschnitt 7.3** richtig erfolgt ist. Die Grundwasserstandsganglinien der Gruppe I, die aufgrund der hochfrequenten und extremen

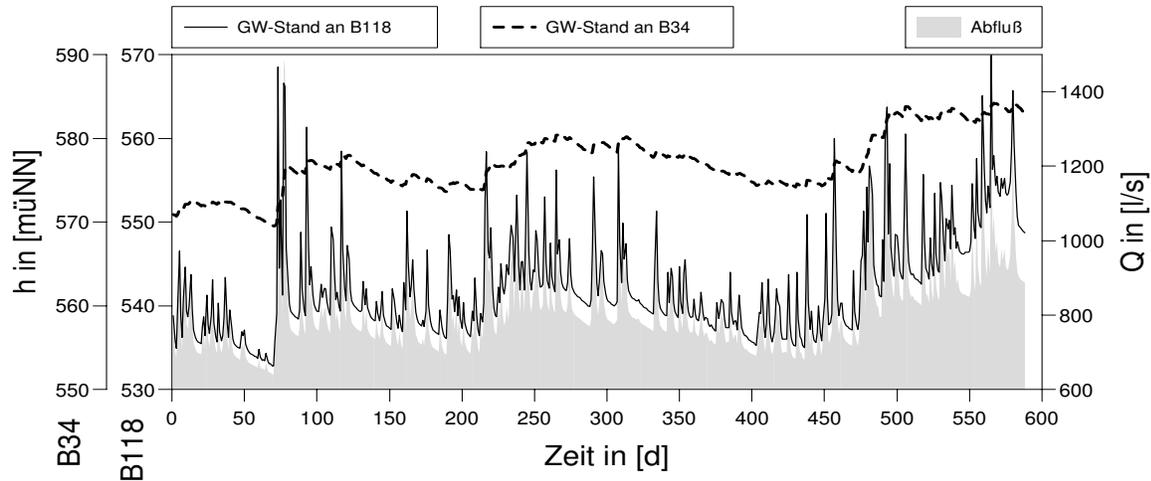


Abbildung 7.10: Berechnete Ganglinienverläufe an den Grundwasserstandsmeßstellen B118 und B34 sowie der berechnete Gesamtabfluß aus dem Modellgebiet in das Roggental

Schwankungen gemeinsam identifiziert wurden, zeigen denselben charakteristischen Verlauf wie die des Kluftkontinuums. Dem gegenüber stehen die Ganglinien der Gruppe II, die denselben gedämpften Ganglinienverlauf wie das Matrixkontinuum aufweisen.

7.5 Simulation instationärer Transportprozesse unter Berücksichtigung der instationären doppelporösen Strömung

Die Simulation von Transportprozessen erfolgte beispielhaft für eine regionale Tracerzugabe durch die Grundwasserneubildung. Als Meßdaten standen dafür Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen zur Verfügung. Wie aus **Abb. 7.11** hervorgeht, reagieren die Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen ähnlich auf ein Neubildungsereignis. Die Temperatur und elektrische Leitfähigkeit fallen nach einem Neubildungsereignis ab, da dem Karstsystem kaltes und salzarmes Wasser durch den Niederschlag zugeführt wird. Nach dem Ereignis steigen die Temperatur- und Leitfähigkeitskurven in etwa exponentiell wieder an.

Ziel der Modelluntersuchung war es, das prinzipielle Transportverhalten des Karstgrundwasserleiters zu simulieren und die Transportphänomene im Karst anhand eines Beispiels zu diskutieren. Aus Rechnerkapazitätsgründen mußte die Simulation zweidimensional erfolgen. Dabei waren zweidimensionale, tiefengemittelte Strömungsbetrachtungen die Grundlage für die Transportberechnungen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes. Die Strömungsparameter wurden wie bei der Strömungsbetrachtung angesetzt. Die Verteilung der Grundwasserneubildung wurde wie bei den Strömungsuntersuchungen mit 60% in das schnelle und 40 % in das langsame System angenommen.

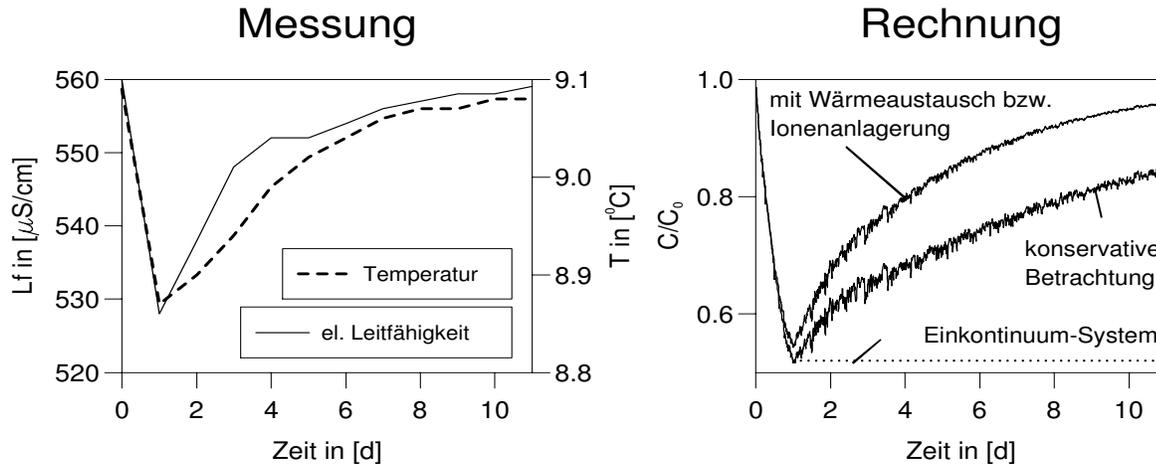


Abbildung 7.11: Darstellung gemessener Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen an der Mühlbrunnenquelle, sowie der beispielhaft berechneten Konzentrationsverläufe mit und ohne Berücksichtigung von Wärmeaustausch mit dem Gestein bzw. Ionenaufnahme des Karstwassers durch das umgebende Gestein

Wie die Ergebnisse der Transportberechnung in **Abb. 7.11** demonstrieren, konnte mit dem Doppelkontinuum-Modell der generelle Verlauf der Temperatur- und Leitfähigkeitsdaten nachgebildet werden. Da sowohl die Temperatur als auch die elektrische Leitfähigkeit durch Wärmeaustausch bzw. Ionenaufnahme über das Gestein beeinflusst wird, wurden zwei Modelläufe durchgeführt, die das prinzipielle Transportverhalten aufzeigen sollen:

- konservative Betrachtung
- Berücksichtigung des Wärmeaustausches mit dem Gestein bzw. Ionenaufnahme des Karstwassers durch Kalklösung

Die Modellrechnungen beweisen, daß eine erhebliche Konzentrationszunahme nach dem Neubildungsereignis allein durch die Doppelporositätseffekte entsteht. Infolge der wechselnden Kluft/Matrix-Interaktion wird nach dem Neubildungsereignis wieder sehr viel "altes" Wasser aus der Matrix in die Kluft verdrängt, so daß eine rasche Konzentrationsabnahme erfolgt. Daß ein derartiger Konzentrationsverlauf nur Ergebnis eines Doppelkontinuum-Modells sein kann, zeigt der in **Abb. 7.11** eingezeichnete theoretische Konzentrationsverlauf eines Einkontinuum-Systems. Bei einem derartigen System würde die Konzentration nach einem Neubildungsereignis nicht wieder zunehmen (konservative Betrachtung). Der Modellauf mit Berücksichtigung eines Wärmeaustausches mit dem Gestein bzw. einer Ionenaufnahme des Karstwassers soll lediglich beispielhaft die Änderung des Konzentrationsverlaufes bei einem nicht konservativen Tracer zeigen. Leider standen keine Messungen von einem regionalen konservativen Tracer wie z.B. ^{18}O oder Deuterium zur Verfügung, anhand derer die Doppelporositäts-Effekte eindeutig wären.

Dennoch beweist das Berechnungsbeispiel, daß für eine derartige integrale Transportbetrachtung der Doppelkontinuum-Ansatz geeignet ist, die Charakteristik der Messungen nachzubilden.

7.6 Bewertung der Ergebnisse

Die beispielhaften Modelluntersuchungen an einem Karstaquifer der Schwäbischen Alb auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes haben demonstriert, daß der Doppelkontinuum-Ansatz zur Beschreibung regionaler Strömungs- und Transportprozesse im Karst eingesetzt werden kann. Die Modelluntersuchungen zum regionalen Strömungs- und Transportverhalten des Weißjuraaquifers der Stubersheimer Alb lieferten folgende Ergebnisse:

- **Eine Zuordnung der Piezometerhöhenganglinien zu einem der beiden Doppelkontinuum-Systeme konnte prinzipiell erfolgen.** Da nur an wenigen Meßstellen Kenntnis über die Kluftgeometrie im Nahfeld der Meßstelle (vertikales Durchlässigkeitsprofil) vorliegt, konnte lediglich die Ganglinie der Meßstelle B118 eindeutig dem Grobkluftsystem zugeordnet werden. Damit liegt eine *Referenzmessung* vor, die die Schwankungen im Kluftsystem quantifiziert. Durch Vergleich mit ähnlich reagierenden Meßstellen (in etwa gleiche Standardabweichung und gleiche Anzahl von Grundwasserstandsänderungen pro Jahr) kann angenommen werden, daß diese ebenfalls dem Grobkluftsystem zuzuordnen sind.
- Es ist davon auszugehen, daß auch bei einer perfekten Modelleichung **die Meßdaten nicht exakt nachgebildet werden** könnten, da einige Meßstellen eine Piezometerhöhendynamik zwischen Grobkluft- und Feinkluftsystem aufweisen.
- Das prinzipielle charakteristische Strömungsverhalten beider Systeme (Grob- und Feinkluftsystem) konnte mit dem numerischen Modell nachgebildet werden. Dies zeigen die Auswertungen der Piezometerhöhen und der Quellschüttungen. **Die wechselnde Kluft/Matrix-Interaktion realer Systeme läßt sich somit mit dem Doppelkontinuum-Ansatz nachbilden.**
- Der Verlauf der Wassertemperatur und der elektrischen Leitfähigkeit an einer Quelle konnte mit dem numerischen Modell beispielhaft nachgebildet werden. Dabei hat sich gezeigt, daß das doppelporöse System durch die Kluft/Matrix-Interaktion zu einem sehr schnellen Wiederanstieg der Konzentration führt. **Nur mit Hilfe eines Doppelporositäts-Modells kann sowohl die Strömungs- als auch die Transportcharakteristik eines natürlichen Karstsystems nachgebildet werden.** Mit einem Einporositäts-System lassen sich die Charakteristiken für Strömung und Transport nicht mit **einem einzigen** Parametersatz erzeugen.

Kapitel 8

Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

8.1 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden Methodenentwicklungen zur regionalen Strömungs- und Transportsimulation im Karst auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes vorgestellt. Mit diesem Modellkonzept wurden umfangreiche Untersuchungen zur Parameteridentifikation für Doppelkontinuum-Modelle durchgeführt. Dabei wurden spezielle Verfahren entwickelt, um gemessene Grundwasserstände, die sublokale Punktinformationen (Informationen für einen Bereich, der wesentlich kleiner ist als das Berechnungsraster des Doppelkontinuum-Modells) in einem regionalen Betrachtungsmaßstab darstellen, auf Doppelkontinuum-Modelle zu übertragen.

In **Kapitel 3** sind die prinzipiell möglichen Modellansätze zur Simulation von Karstwasserströmungen und Transportprozessen diskutiert worden und bezüglich der Einsetzbarkeit im Karst miteinander verglichen worden. Ergebnis dieser Diskussion ist, daß die regionalen Strömungs- und Transportprozesse im Karst nur mit dem Doppelkontinuum-Ansatz simuliert werden können, da hierzu nicht die vollständige Detailinformation der Geometrie des Kluftnetzes benötigt wird.

Kapitel 4 und **5** enthalten die Methodenentwicklungen zum Doppelkontinuum-Ansatz. Mit der neuen Modelltechnik ist es möglich, dreidimensionale, instationäre Berechnungen mit freier Oberfläche auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes durchzuführen. Das Strömungsmodell beinhaltet einen speziell für ungespannte Verhältnisse formulierten Ansatz für die Kluft/Matrix-Interaktion im Doppelkontinuum-Fall. Mit diesem Modellkonzept können Durchlässigkeits- und Speichereigenschaften beider Systeme vollständig berücksichtigt werden. Da in Karstaquiferen stark instationäre Strömungsverhältnisse mit teilweise großen und kurzfristigen Grundwasserstandsänderungen (1 - 5 m pro Tag) vorliegen, müssen die Transportberechnungen auf instationären Strömungsbetrachtungen basieren. Im Gegensatz zur Strömung ist im Falle des Transports die Berücksichtigung der sublokalen Kluftgeometrie (unterhalb des Doppelkontinuum-Rasters) erforderlich, um die instationären Austauschvorgänge zwischen

Kluft- und Matrixsystem realitätsnah nachbilden zu können. Da allerdings die Detailgeometrie der Klüfte im Karst nicht bekannt ist, mußte eine Methode entwickelt werden, die es erlaubt, die Austauschvorgänge auch ohne die Kenntnis der Kluftgeometrie zu simulieren. Diese neue Methode, das Verdrängungs-/Vermischungsprinzip, beschreibt die Austauschvorgänge innerhalb von Subsystemen, deren Volumina sich aus der Strömungsbetrachtung ergeben. Sowohl das Strömungs- als auch das Transportmodell wurde durch den Vergleich mit analytischen Lösungen und Modellergebnissen anderer Modelle verifiziert.

Das **Kapitel 6** beschreibt die numerischen Experimente zur Interpretation gemessener Grundwasserstände für Doppelkontinuum-Modelle. Anhand synthetischer Kluftaquifere sind Verfahren entwickelt worden, die die Zuordnung gemessener Grundwasserstandsganglinien zu einem der beiden Doppelkontinuum-Systeme erlauben. Diese Parameteridentifikation erfolgte zum einen durch numerische Modellbetrachtungen an einer Horizontalkluft (vertikal ebene Approximation der Kluftgeometrie) und zum anderen durch Modelluntersuchungen, bei denen die Kluftgeometrie (Vertikalklüfte) horizontal eben approximiert wurde. Bei der vertikal ebenen Betrachtung wurde der Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle, die als offenes Bohrloch ausgebaut ist, untersucht. Dabei wurde die Frage erörtert: Welcher Grundwasserstand wird in der Meßstelle gemessen, die Kluft- oder die Matrixpiezometerhöhe bzw. eine Mischung aus beiden? Bei der horizontal ebenen Betrachtung wurde untersucht, wie sich die charakteristische Kluft- und Matrixpiezometerhöhe in Abhängigkeit von der Kluftgeometrie und den Aquiferparametern der Matrix verändert. Sensitivitätsstudien zum doppelporösen Verhalten zeigten, daß die für Karstaquifere relevanten Kluft/Matrix-Systeme eine wechselnde Kluft/Matrix-Interaktion aufweisen müssen. Durch den Vergleich mit im Abfluß äquivalenten Doppelkontinuum-Modellen konnten Verfahren für die Interpretation von gemessenen Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle entwickelt werden.

Im abschließenden **Kapitel 7** wurde die prinzipielle Vorgehensweise beim Doppelkontinuum-Ansatz unter Verwendung der neu entwickelten Modelltechnik an einem Karstgebiet der Schwäbischen Alb gezeigt. Dabei kam ein dreidimensionales Doppelkontinuum-Modell mit freier Oberfläche für die Strömungsbetrachtung und ein zweidimensionales Transportmodell zum Einsatz.

8.2 Schlußfolgerungen

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modelluntersuchungen zur **Simulation regionaler Strömungsprozesse im Karst** lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- Der Doppelkontinuum-Ansatz ist der einzig mögliche Modellansatz zur Simulation regionaler Strömungsprozesse im Karst, da die für die diskrete Modellierung benötigte vollständige Detailgeometrie nicht verfügbar ist.
- Die Ergebnisse einer Doppelkontinuum-Betrachtung geben Auskunft über das integrale Strömungsverhalten eines Karstaquifers. Die Strömungsverhältnisse im Nahfeld ei-

ner Kluft (Maßstab unterhalb des Doppelkontinuum-Modellrasters) lassen sich mit dem Doppelkontinuum-Ansatz nicht nachbilden. Um gemessene Daten, die von der sublokalen Detailgeometrie beeinflußt werden, bei Doppelkontinuum-Betrachtungen berücksichtigen zu können, sind spezielle Interpretationsverfahren notwendig. D.h. gemessene Grundwasserstandsganglinien können mit Doppelkontinuum-Modellen nicht **exakt** nachgebildet werden. Dies ist bei einer Modelleichung mitzubehalten. Das vordringliche Ziel bei einer Modelleichung sollte deshalb die Nachbildung der für Karstaquifere typischen Strömungscharakteristik (Schwankungsintensität der Grundwasserstandsganglinien und Dynamik des Strömungsfeldes) sein.

- Karstaquifere sind Doppelporositäts-Systeme mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion. Bei Hochwasserverhältnissen wird Wasser aus dem Kluftsystem in das Matrixsystem verdrängt. Bei Niedrigwasser wird das hochdurchlässige System durch das gering durchlässige System gespeist. Nur diese Doppelporositäts-Systeme mit wechselndem Kluft/Matrix-Austausch zeigen die für Karstaquifere typischen Strömungsphänomene.

Die Modelluntersuchungen zur **Simulation von regionalen Transportprozessen in Karstaquiferen** lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- Die instationären Transportprozesse sind dominiert von den doppelporösen Austauschvorgängen zwischen dem Matrix- und Kluftsystem.
- Einfachporöse Betrachtungen, wie sie oft bei der Auswertung von Markierungsversuchen angewendet werden, können bei der Simulation von regionalen Tracern (Temperatur, Leitfähigkeit, etc.) nicht zum Erfolg führen, da bei der einfachporösen Betrachtung die wechselnden Austauschprozesse zwischen dem Kluft- und Matrixsystem während Neubildungsereignissen unberücksichtigt bleiben. Einporositätsmodelle, die über Adsorption den Austausch zwischen Kluft und Matrix ersatzweise simulieren, haben keinen zur Strömungsbetrachtung konsistenten Parametersatz, da die Speichereffekte eines doppelporösen Systems bei dieser Betrachtung fehlen. D.h. nur mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes können sowohl Strömungs- als auch Transportprozesse mit einem konsistenten Parametersatz simuliert werden.
- Der Einsatz des neu entwickelten Verdrängungs-/Vermischungsprinzips bietet die Möglichkeit, die hoch advektiven Transportprozesse auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes ohne numerische Schwierigkeiten zu simulieren.

Folgende Ergebnisse bezüglich der **Interpretation von gemessenen Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle** lassen sich aus den vorgestellten Arbeiten ableiten:

- Die Gangliniencharakteristik einer hochdurchlässigen Zone (Kluft) unterscheidet sich wesentlich von der eines gering durchlässigen Matrixbereichs. Durch die Ermittlung der Standardabweichung können die Ganglinien der einen oder anderen Porosität zugeordnet werden, wenn alle Ganglinien dieselbe Schwankungsfrequenz aufweisen. Zwischen diesen eindeutigen Grenzen existiert ein Übergangsbereich, bei dem eine eindeutige Zuordnung nicht

erfolgen kann. Allerdings ist eine Unterscheidung dann möglich, wenn an einer Meßstelle das Vorliegen einer hochdurchlässigen Zone meßtechnisch nachgewiesen werden kann. Dabei ist die Kenntnis der Geometrie dieser hochdurchlässigen Zone nicht erforderlich.

- Zeigen die gemessenen Grundwasserstandsganglinien nicht dieselbe Schwankungsfrequenz innerhalb desselben Quelleinzugsgebiets (in etwa gleiche Anregerfrequenz durch die Grundwasserneubildung), so muß neben der Größe der Piezometerhöenschwankungen (Standardabweichung) auch ein Wert für die Schwankungsfrequenz ermittelt werden. Dazu wird vorgeschlagen die **Anzahl der signifikanten Piezometerhöenänderungen pro Jahr** zu bestimmen (Anzahl der Piezometerhöenschwankungen größer als die Standardabweichung). Für ein Karstgebiet auf der Schwäbischen Alb konnte dieses Zuordnungsverfahren erfolgreich eingesetzt werden. (Standardabweichung größer als $\sim 1,5\text{m}$ und mehr als ~ 4 signifikante Grundwasserstandsänderungen pro Jahr \implies Kluftkontinuum; Standardabweichung zwischen $\sim 0,3\text{m}$ und $\sim 1,5\text{m}$ und weniger als ~ 4 signifikante Grundwasserstandsänderungen pro Jahr \implies Matrixkontinuum)
- Es bestehen prinzipielle Unterschiede in der Strömungskonfiguration, wenn eine hochdurchlässige Zone angeschnitten wird oder nicht. Dies führt dazu, daß **selbst bei geringen Abständen zwischen der Meßstelle und hochdurchlässiger Zone nur maximal ca. 60% der starken Piezometerhöenschwankungen der Kluft in der Grundwassermeßstelle sichtbar sind**. Als geringer Abstand wurde bei den hier durchgeführten Untersuchungen angenommen, daß eine gering durchlässige Matrixbrücke zwischen hochdurchlässiger Zone und Meßstelle von ca. 5 cm beim Bohrvorgang gerade noch stehen bleibt. Dies bedeutet, daß eine Kluftpiezometerhöhe nur dann gemessen wird, wenn die Meßstelle eine hochdurchlässige Zone auch tatsächlich durchstößt. Ansonsten ist der Grundwasserstand in der Meßstelle lediglich eine Mischpiezometerhöhe zwischen Kluft und Matrix, die zwar große Piezometerhöenschwankungen zeigen kann, aber nur zu einem Teil (0 - ca. 60%) das Kluftsystem repräsentiert.
- Ist die Meßstelle um einen **kritischen Abstand von einer Horizontalkluft entfernt, so ist die Grundwasserstandsdynamik des Kluftsystems nicht mehr sichtbar**. Dieser Abstand ist abhängig von den Aquifereigenschaften der Matrix. Bei den hier durchgeführten Untersuchungen mit Matrixdurchlässigkeiten entsprechend natürlicher Karstsysteme von ca. 10^{-8} m/s ergibt sich ein kritischer Abstand von ca. 7m. Dies bedeutet, daß bereits in dieser relativ geringen Entfernung von der hochdurchlässigen Zone (und bei allen größeren Entfernungen) lediglich die Matrixpiezometerhöhe gemessen wird.
- Bei hoher Dynamik in der Grundwasserstandsganglinie ist davon auszugehen, daß die Meßstelle eine Kluftpiezometerhöhe anzeigt oder sich in der Nähe einer hochdurchlässigen Zone befindet. Allerdings fehlt ohne die Kenntnis, ob durch die Meßstelle eine Kluft angeschnitten ist oder nicht, die Bezugsgröße, um eine eindeutige Zuordnung vorzunehmen. Deshalb sollten Bohrlochexperimente wie WD- oder Packertests bzw. Befahrungen mit Bohrlochkameras durchgeführt werden, um mögliche angeschnittene hochdurchlässige Zonen zu identifizieren (siehe auch Mehlhorn 1992). **Denn eine gemessene Piezometerhöhe mit starken Änderungen läßt sich nur dann direkt dem Kluftkontinu-**

um zuordnen, wenn durch Messung der direkte Kontakt einer Meßstelle mit einer hochdurchlässigen Zone nachgewiesen ist.

- Bei geringer Grundwasserstandsdynamik ist davon auszugehen, daß die Meßstelle in einem gering durchlässigen Bereich liegt. Da innerhalb einer gering durchlässigen Zone eine Piezometerhöhenverteilung (sublokale Verteilung) vorliegt, **kann der gemessene Einzelwert nur näherungsweise dem Matrixkontinuum, das innerhalb einer Modellzelle die mittlere Piezometerhöhe wiedergibt, zugeordnet werden.** Daß diese näherungsweise Zuordnung in den meisten Fällen ausreichend ist, haben die Modelluntersuchungen mit einem synthetischen Kluftaquifer und an einem realen Beispiel gezeigt.
- Parameteridentifikationen aufgrund mittlerer stationärer Betrachtungen sind nach den durchgeführten Modelluntersuchungen für den integralen Doppelkontinuum-Ansatz generell nicht möglich, da die Zuordnung der Grundwasserstandsganglinien über deren Schwankungsintensität und Dynamik erfolgt. Die Modelluntersuchungen haben gezeigt, daß Aquiferbereiche mit hochdurchlässigen Zonen, die nicht an das (von der Wasserscheide bis zur Quelle) durchgängige Kluftsystem angeschlossen sind, eine im Mittel wesentlich höhere Piezometerhöhe aufweisen als die übrigen Aquiferbereiche, die über das durchgängige Kluftnetz entwässert werden. Grundwasserstandsmessungen, die von den generellen Strömungsverhältnissen abweichen, sollten durch umfangreiche Bohrlochuntersuchungen überprüft werden, da Meßstellen mit solchen Grundwasserständen meist sehr schlecht an das von der Wasserscheide bis zur Quelle durchgängige Kluftsystem angeschlossen sind, welche die Strömung dominiert. Bestätigen die Bohrlochuntersuchungen den schlechten Anschluß, so sollten die Grundwasserstände dieser Meßstellen nicht in die regionale Betrachtung miteinbezogen werden. Ansonsten sollte durch zusätzliche Meßstellen das Informationsnetz in den relevanten Bereichen verfeinert werden, um Aussagen zu den Strömungsverhältnissen abzusichern.

Aus den Erkenntnissen der Parameteridentifikation lassen sich folgende **Empfehlungen für die praktische Vorgehensweise** bei der Zuordnung von gemessenen Grundwasserständen im Karst für Doppelkontinuum-Modelle ableiten:

- (1) Ermittlung der Schwankungsintensität und Frequenz (Standardabweichung und Anzahl von signifikanten Grundwasserstandsänderungen pro Jahr) der einzelnen gemessenen Grundwasserstandsganglinien
- (2) Auswertung von Bohrlochuntersuchungen
 - Erstellen eines vertikalen Durchlässigkeitsprofils über WD- bzw. Packertests zur Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit im Nahfeld der Bohrung.
 - Verfahren zur visuellen Erfassung von möglichen Kluftgeometrien durch die Entnahme von Bohrkernen sowie den Einsatz von Bohrlochkameras
 - Messung von Strömungsgeschwindigkeiten und Einsatz von geophysikalischen Verfahren im Bohrloch zur Erfassung von starken Zuströmungen, die auf hochdurchlässige Zonen schließen lassen.

- (3) Identifikation von hochdurchlässigen Zonen, die durch einzelne Bohrlöcher angeschnitten werden, über die in (2) vorgeschlagenen Bohrlochuntersuchungen.
- (4) Zusammenstellen von Klassen unterschiedlicher Schwankungsintensität und Frequenz über die in (1) ermittelten Werte unter Berücksichtigung von bekannten hochdurchlässigen Zonen in einzelnen Bohrlöchern
- (5) Zuordnung der einzelnen Klassen zu den Doppelkontinuum-Grundwasserständen des schnellen und langsamen Systems aufgrund der Kenntnis von hochdurchlässigen Zonen in einzelnen Bohrlöchern

8.3 Ausblick

Über die hier entwickelten Identifikationsverfahren hinaus erscheint es notwendig, weitere Untersuchungen durchzuführen, um die Interpretation von Meßergebnissen für Doppelkontinuum-Modelle weiter zu verbessern. Hierzu bedarf es noch folgender Untersuchungen:

- Da Pumpversuche in Karstaquiferen trotz heterogener Durchlässigkeitsstruktur vorwiegend mit Verfahren für homogene einfach poröse Medien ausgewertet werden, sollten Prinzipuntersuchungen in Abhängigkeit von der Kluftgeometrie, der Matrixparameter, der Pumprate und der Versuchsdauer durchgeführt werden, um die Anwendungsgrenzen der bekannten Auswerteverfahren aufzuzeigen. Dabei sollten auch die Effekte bei vertikaler Schichtung der Durchlässigkeiten systematisch untersucht werden, da die meisten Kluft- und Karstgrundwasserleiter aufgrund der Geogenese eine solche aufweisen. Ziel dieser Experimente sollte außerdem sein, die Reichweite bzw. das Integrationsvolumen bei Pumpversuchen in heterogenen Karstsystemen zu untersuchen, um die aus Pumpversuchen gewonnenen Aquiferparameter den relevanten Maßstäben zuordnen zu können und so gegebenenfalls Parameter für Doppelkontinuum-Modelle zu identifizieren.
- Da in Karstgrundwasserleitern oftmals extreme vertikale Durchlässigkeitsunterschiede vorliegen, ist davon auszugehen, daß in Bohrlöchern eine vertikale Differenzierung der Zuströmraten vorhanden ist. Durch den Einsatz von Einbohrloch-Meßverfahren, wie z.B. Flowmetern, können diese Zuströmraten bestimmt werden. Über numerische Prinzipuntersuchungen können Erfahrungen gewonnen werden, um die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten in Bohrlöchern für die Zuordnung von Meßdaten zu verwenden. Durch den Einsatz von Bohrlochpackern ist es möglich, tiefendifferenzierte Piezometerhöheninformationen zu erhalten. Über Prinzipuntersuchungen mit geschichteten Grundwasserleitersystemen können die Strömungsverhältnisse mit bzw. ohne Abpackerung (Normalzustand) untersucht werden, um Aussagen bezüglich der Interpretation von gemessenen Grundwasserständen in offenen Bohrlöchern bei stark geschichteten Karstgrundwasserleitern zu erhalten.
- Wie auch schon in **Abschnitt 8.2** angesprochen, ist der Einsatz von WD- und Packertests zur Ermittlung der vertikalen Durchlässigkeitsverhältnisse erforderlich. Da das Ergebnis

dieser Tests extrem von den Aquiferverhältnissen im Nahfeld des Bohrloches (Kluftgeometrie, Aquiferparameter) abhängt, besteht vermehrter Forschungsbedarf bezüglich der Interpretation von gemessenen Daten bei WD- oder Packertests (z.B. Verlauf des Druckes während der Versuche). Dabei sollte wie bei der hier durchgeführten Interpretation von Grundwasserstandsmessungen untersucht werden, wie die Detailgeometrie der Klüfte im Bereich des Bohrlochs das Ergebnis derartiger Versuche beeinflusst.

- Der Einfluß von nichtlinearen Fließgesetzen auf die prinzipielle instationäre Strömungscharakteristik der in dieser Arbeit vorgestellten Doppelporositäts-Systeme ist weiterhin zu untersuchen. Eine der wichtigsten Fragestellungen ist dabei, ob mit einem äquivalenten Doppelkontinuum-Modell die Strömungsverhältnisse eines Kluftsystems mit nichtlinearen Widerstandsgesetzen in den Klüften nachgebildet werden können.
- Regionale Transportuntersuchungen, wie Markierungsversuche, stellen einen wichtigen Bestandteil in der hydrogeologischen Erkundung dar. Allerdings sind diese Transportexperimente extrem von der Detailgeometrie (vor allem im Eingabebereich) des hochdurchlässigen Systems abhängig. Deshalb sollten über Prinzipstudien Interpretationsansätze für gemessene Transportphänomene (zwei Konzentrationsmaxima in einer Durchbruchkurve, etc.) erarbeitet werden, die dann wiederum Hinweise auf den instationären Kluft/Matrix-Austausch, auch im Falle der Strömung, liefern.

Literaturverzeichnis

Abelin, H., Birgersson L., Moreno, L., Widén, H., Ågren, T., Neretnieks, I. (1991): "A large-scale flow and tracer experiment in granite: 2. results and interpretation", *Water Res. Research*, 27(12), 3119-3135

Aravin, V. I., Numerov S. N. (1965): "Theory of fluid flow in undeformable porous media", Eds A. Moscona, 511 S

Arikan, A., Tezcan L. (1990): "A rainfall-runoff model for large karstic areas", *Proc. Hydrological Processes in Karst Terranes, Antalya, October 1990*, 225-230

Atkinson, T.C. (1977): "Diffuse flow and conduit flow in a limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset", *J. Hydrol.*, 19, 323-349

Bai, M., Elsworth D., Roegiers J.C. (1993): "Multiporosity/Multipermeability approach to the simulation of naturally fractured reservoirs", *Water Res. Research*, 29(6), 1621-1633

Bakalowicz, M., Mangin A. (1980): "L' aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification", *M. L. sr. Soc. geol. France*, 11, 71-79

Barenblatt, G.E., Zheltov, I.P. (1960): "Ob osnovnich uravneniach filtratsii odnorodnich zidkosti v treschinovatih porodach (Basic flow equations of homogeneous liquids in fissured rocks)", *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 132(3), 545-548

Barenblatt, G.E., Zheltov, I.P., Kochina, I.N. (1960): "Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks", *J. Appl. Math. Mech.*, 24, S. 1286-1303, USSR

Barton, G., Risser, D. (1991): "Approach for delineating the contributing areas of well field in a carbonate-valley aquifer", *Proc. Third Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes, Nashville, December 1991*, 59-76

Berkowitz, B., Bear, J., Braester, C. (1988): "Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations", *Water Res. Research*, 24(8), 1225-1236

Birgersson, L., Neretnieks, I. (1990): "Diffusion in matrix of granit rock: field test in the Stripa mine", *Water Res. Research*, 26(11), 2833-2842

Birkhölzer, J., Rouvé, G., Pruess, K., Noorishad, J. (1990): "An efficient semi-analytical method for numerical modeling of flow and solute transport in fractured media", *Proc. of the Eight International Conference on Computational Methods in Water Resources*, Venedig, Italien, Juni 1990, 235-243

Bögli A. (1964): "Mischungskorrosion – Ein Beitrag zum Verkarstungsproblem", *Erdkunde*, 18, Bonn, 83-92

Bögli A. (1966): "Karstwasserfläche und unterirdische Karstnuveaus", *Erdkunde*, 20, Bonn, 11-19

Bourdet, D., Gringarden, A.C. (1980): "Determination of fissure volume and block size in fractured reservoirs by type-curve analysis", 1980 SPE Annual Fall Techn. Conf. and Exhib., Dallas, SPE 9293

Cacas, M.C., Ledoux, E., DeMarsily, G., Tille, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B., Peaudecerf, P. (1990): "Modeling Fracture Flow with a stochastic discrete Fracture Network: Calibration and Validation, 1. The Flow Model", *Water Res. Research*, 26 (3), S. 479-489

Dougherty, D.E., Babu, D.K. (1984): "Flow to a partially penetrating well in a double-porosity reservoir", *Water Res. Research*, 20(8), 1116-1122

DeSwaan, H. (1976): "Analytic solution for determination of naturally fractured reservoir parameters by well testing", *Soc. Pet. Eng. Ventura Meeting*, California

Dreiss, S.J. (1989a): "Regional scale transport in a karst aquifer, 1. Component separation of spring flow hydrographs", *Water Res. Research*, 25, 117-125

Dreiss, S.J. (1989b): "Regional scale transport in a karst aquifer, 2. Linear systems and time moment analysis", *Water Res. Research*, 25, 126-134

Dreybrodt W. (1988): "Processes in karst systems: physics, chemistry and geology", Springer-Verlag, 288 S

Drogue, C. (1991): "Velocities of piezometric waves induced by pumping in karstic aquifers", *Proc. Third Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes*, Nashville, December 1991, 307-312

Ekmekci, M. (1990): "A conceptual model for the Beyehir Lake karst system", *Proc. Hydrological Processes in Karst Terranes*, Antalya, October 1990, 245-251

Festøy, S., Van Golf-Racht, T.D. (1989): "Gas gravity drainage in fractured reservoirs through new dual-continuum approach", *SPE Res. Eng.*, 271-278

- Ford, D., Williams, P. (1989): "Karst geomorphology and hydrology", Unwin London, 601 S
- Fritz, P., Cherry, J.A., Weyer, K.U., Sklash, M., (1976): "Storm run-off analysis using environmental isotopes and major ions", Interpretation of environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, S. 111-130
- Garnier, J.M., Crampon, N., Preaux, C., Porel, G., Vreulx, M. (1985): "Traage par ^{13}C , ^2H , I- et uranine dans la nappe de la craie sénonienne en écoulement radial convergent (Béthune, France)", J. Hydrol. Amsterdam, 78, 379-392
- Gelhar, L.W. (1986): "Stochastic subsurface hydrology, from theory to applications", Water Res. Research, 22(9), 133-145
- Geologisches Landesamt, Baden-Württemberg (1991): "Geologisches Gutachten zur Schichtlagerung und Tektonik im Bereich des Grundwassermodells Eybtal - Stubersheimer Alb (DB-Trassenvariante K)", Az: 0700.07/89-4761 - Bg/Sz/Eb/di, Freiburg
- Geologisches Landesamt, Baden-Württemberg (1992): Ausbau-/Neubaustrecke Stuttgart-Augsburg, "Ermittlung der nutzbaren Feldkapazität (NFK) , Hinweise zur Verdunstungsbe-rechnung", Az: 1178.01/92-4765 - Zw/Zi, Freiburg
- Gerke, H.H., van Genuchten, M.T. (1993a): "A dual-porosity model for simulation the preferential movement of water and solutes in structured porous media", Water Res. Research, 29(2), 305-319
- Gerke, H.H., van Genuchten, M.T. (1993b): "Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models", Water Res. Research, 29(4), 1225-1238
- Geyh, M.A., Groschopf, P. (1978): "Isotopenphysikalische Studie zur Karsthydrogeologie der Schwäbischen Alb", karsthydrologische Studien im Oberen Jura der Schwäbischen Alb und unter der Molasse Oberschwabens, Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, 8, Freiburg, 7-58
- Gillham, R.W., Sudicky, E.A., Cherry, J.A., Frind, E.O. (1984): "An advection-diffusion concept for solute transport in heterogeneous unconsolidated geological deposits", Water Res. Research, 20 (3), 369-378
- Grisak, G.E., Pickens, J.F. (1980): "Solute transport through fractured media, 1. the effect of matrix diffusion", Water Res. Research, 16(4), 719-730
- Grisak, G.E., Pickens, J.F., Cherry J.A. (1980): "Solute transport through fractured media, 2. column study of fractured till", Water Res. Research, 16(4), 731-739
- Gruver, B.L., Krothe, N.C. (1991): "Stabile isotope separating of discharge in a major karst spring, Mitchell Plain, Indiana, U.S.A.", Proc. Third Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes, Nashville, December 1991, 265-285
- Haldorsen, H. (1986): "Simulator parameter assignment and the problem of scale in reservoir engineering", in: reservoir Characterization, Eds. L.W. Lake u. H.B. Carroll, Academic Press

Haude, W. (1955): "Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise", Mitt. Dt. Wetterdienst Nr. 11

Helmig, R., (1993): "Theorie und Numerik der Mehrphasenströmungen in geklüftet-porösen Medien", Dissertation, Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, Bericht Nr. 34

Helmig, R., Mayer, U. (1993): "Programmbeschreibung ROCKFLOW-SM2_FO, Strömungsmodell für inkompressible Fluide zur Beschreibung freier und gespannter Verhältnisse (1-D und 2-D)", Programmdokumentation, Nr. 93/22 (HG 185), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart

Himmelsbach, T. (1993): "Untersuchungen zum Wasser- und Stofftransportverhalten von Störungszonen im Grundgebirge (Albgranit, Südschwarzwald)", Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, 23, 238 S

Hsieh, P.A. (1987): "Characterizing the hydraulic properties of fractured rock masses: methodology and case studies", Proc. 28th symp. Rock Mech., Tucson, Eds. I.W. Farmer, J.J.K. Daemen, C.S. Desai, C.E. Glass, S.P. Neuman, 465-472

Huitt, J.L. (1956): "Fluid flow in simulated fractures", J. Am.Inst.Chem.Eng., 2, 259-264

Huyakorn, P.S., Lester, B.H., Faust, C.R. (1983): "Finite element technique for modeling groundwater flow in fractured aquifers", Water Res. Research, 19 (4), S. 1019-1035

Ingenieur-Geologisches Institut Dipl.-Ing. S. Niedermeyer (1989): ABS/NBS Plochingen-Güzburg, Ingenieurgeologische, hydrogeologische und wasserwirtschaftliche Untersuchungen und Beratungen im Vorfeld der Raumordnung, Korridore A, B, D: Süßen-Kuchalb-Eybtal-Waldhausen-BAB A8 nördlich von Ulm, 2. Bohr- und Erkundungsphase, Band 1, Teile 1 - 5, Ingenieurgeologische Stellungnahme, Westheim

Kazemi, H., Seth M.S., Thomas, G.W. (1969): "The interpretation of interference tests in naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution", Soc. of Petrol. Engrs. J., 463-472 S

Keim B., Barczewski B., Juraschek M. (1994): "Überwachung von Wasserbeschaffenheit und Schüttung von Quellen – Aufbau der Pilotmeßstationen und erste Ergebnisse aus dem Quellmeßnetz Baden-Württemberg", Wasserwirtschaft 84(5)

Kiraly, L. (1984): "La régularisation de l' Areuse (Jura Suisse), simulée par modèle mathématique", in: A. Burger u. L. Dubertret, Eds, Hydrology of Karstic Terraines, Int. Contributions to Hydrogeology, Heise, Hanover, 94-99

Kiraly, L. (1988): "Large scale 3-D groundwater flow modelling in highly heterogeneous medium" in E. Custodio et al. (eds.) Groundwater Flow and Quality Modelling, Reidel Publishing Company, 761-775

Kiraly, L., Perrochet P. Rossier, Y. (1993): "Effect of epikarst on karst springs" COST 65, Project 1: Numerical simulation in Karst, presented at the 6th Management-Committee-Meeting, May 1993

Kobus H. (1987): "Ein Programm zur Erforschung aktueller Probleme in Grundwasserwirtschaft und Grundwasserschutz", Wasserwirtschaft, Heft II, November

Kobus H. (1992): "Numerische Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser: Forschungsprogramm und Bedeutung für die Praxis", DFG Forschungsbericht, Schadstoffe im Grundwasser, Band 1 Wärme- und Schadstofftransport im Grundwasser, 1-15

Kobus, H., Teutsch, G. (1990): Gutachten 90/50 "Konzeption zur Grundwassermodellierung im Bereich des Alaufstiegs der DB-ABS/NBS Plochingen Günzburg", Stuttgart

Konikow, L.F., Bredehoeft, J.D. (1978): "Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water", USGS Water Res. Invest. Book 7, Kapitel C2, 90pp

Kosakowski, G., Clauser, C., Neugebauer, H.J. (1994): "Simulation von Strömung und Wärmetransport im variszischen Grundgebirge: Vom natürlichen Kluftsystem zum numerischen Gitternetzwerk", Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover

Kraemer, S. (1988): "Groundwater flow patterns in joint-controlled networks and cave development", Proc. Second Conference on Environmental Problems in Karst Terranes and Their Solutions, Nashville, November 1988, 17-27

Kröhn, K.-P. (1991): "Simulation von Transportvorgängen im klüftigen Gestein mit der Methode der Finite Elemente", Dissertation, Inst. f. Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, Bericht Nr. 29/1991, 144 S

Landeswasserversorgung (1993): "Geschäftsbericht 1993", Zweckverband Landeswasserversorgung Stuttgart

Lang, U., Kobus, H., Teutsch, G. (1991): "Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Statusbericht Januar 1991 zum Modellaufbau, Modellkonzept und Programmtechnik", Technischer Bericht, Nr. 91/1 (HG 139), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart

Lang, U., Kobus, H., Teutsch, G. (1992a): "Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Stationäre Modelleichung", Technischer Bericht, Nr. 92/19 (HG 164), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart

Lang, U., Mohrlök, U., Kobus, H., Teutsch, G. (1992b): "Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Modelltechnik des 3D-Doppelporositäts-Programms DP-MODFLOW", Technischer Bericht, Nr. 92/29 (HG 169), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart

- Lang, U., Kobus, H. (1993): "Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Vorstudie zur instationären Modellierung", Technischer Bericht, Nr. 93/10 (HG 177), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart
- Liedtke, L., Götschenberg, A., Jobmann, M., Siemering, W. (1992): "Durchströmungseigenschaften von geklüftetem Fels (Bohrlochkranzversuch) Jahresbericht 1992", Felslabor Grimsel, Bericht der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
- Liu, M.-X., Chen, Z.-X. (1990): "Exact solution of slightly compressible fluids through multiple-porosity, multiple-permeability media", *Water Res. Research*, 26(7), 1393-1400
- Lomize, G.M. (1947): "Water movement in fractures (aus dem Russischen)", Akad. Nauk Arm. SSR, Erivan
- Lomize, G.M. (1951): "Seepage through fractured rocks (aus dem Russischen)", Gosenergoizdat, Moskau
- Long, J.C.S. (1983): "Investigation of equivalent porous medium permeability in networks of discontinuous fractures", Ph.D. thesis, Berkeley, 277 S
- Louis, C. (1967): "Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels", Dissertation an der Univ. Karlsruhe, 122 S
- Maillet, E. (1965): "Essais hydraulique souterraine et fluviale", Hermann, Paris, 218 S
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1990): "Mathematical modeling of tracer behavior in short-term experiments in fissured rocks", *Water Res. Research*, 26 (7), 1517-1528
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1993): "Tracer experiments in fractured rocks: matrix diffusion and the validity of models", *Water Res. Research*, 29 (8), 2723-2735
- Mangin, A. (1975): "Contribution à l' étude hydrodynamique des aquifères karstique", Dissertation, Univ. Dijon, Frankreich, Ann. Spéléol., 30, 21-124
- Marschall (1992): "Die Ermittlung lokaler Stofffrachten im Grundwasser mit Hilfe von Einbohrloch-Meßverfahren", Dissertation am Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, Heft 79, 161 S
- Mayer, U. (1993): "Regionale Strömungsberechnungen in Karstaquiferen mit Hilfe des FE-Programms Rockflow", Diplomarbeit am Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart
- McDonald, M.G., Harbaugh, A.W. (1984): "A modular three-dimensional finite-difference ground water flow model", USGS, Reston, 527 S
- Mehlhorn, H. (1992): "Neuere Erkenntnisse über das Grundwasservorkommen im Donautal", LW-Schriftenreihe, Heft 12, Dezember 1992, Zweckverband Landeswasserversorgung Stuttgart, 12-18

Moench, A.F. (1984): "Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin", *Water Res. Research*, 20, 831-846

Mohrlok, U. (1992a): "Programmentwicklung und Verifizierung des Moduls zur Wiederbenetzung trockengefallener Modellzellen", aus TB Nr. 92/29 (HG 169), Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Modelltechnik des 3D-Doppelporositäts-Programms DP-MODFLOW, Inst. f. Wasserbau, Universität Stuttgart, 10-44

Mohrlok, U. (1992b): "Verifizierung des 3D-Doppelporositäts-Programms mit analytischen Lösungen", aus TB Nr. 92/29 (HG 169), Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Modelltechnik des 3D-Doppelporositäts-Programms DP-MODFLOW, Inst. f. Wasserbau, Universität Stuttgart, 62-76

Mohrlok, U., Kobus, H., Teutsch, G. (1992): "Weißjura-Grundwasserbilanzmodell Stubersheimer Alb, Ermittlung der Grundwasserneubildung, Programmentwicklung und Parameterstudie", Technischer Bericht, Nr. 92/130 (HG 161), Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, 48 S

Moreno, L., Neretnieks, I., Eriksen, T.: "Analysis of some laboratory tracer runs in natural fissures", *Water Res. Research* 21(7), 951-958

Narasimhan, T.N. (1982): "Multidimensional numerical simulation of fluid flow in fractured porous media", *Water Res. Research*, 18, 1235-1247

Narasimhan, T.N., Pruess, K. (1987): "MINC: an approach for analyzing transport in strongly heterogeneous systems", Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-23477, 17 S

Neuman, S.P. (1990): "Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geologic media", *Water Res. Research*, 1794-1758

Odeh, A.S. (1965): "Unsteady-state behaviour of naturally fractured reservoirs", *Soc. pet. Eng. J.* 3, 60-64

Papadopoulos, S.S. (1990): "MT3D a modular three-dimensional transport model", User's Manual

Pruess, K., Narasimhan, T.N. (1985): "A partial method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media", *Soc. petro. Eng. J.*, 25(1), 14-26

Pfingsten, W. (1990): "Stofftransport in Klüften mit porösen Gesteinen", *Mitteilungen Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau, Universität Hannover*, 1-124

Pruess, K. (1992): "Brief guide to the MINC-method for modeling flow and transport in fractured media", Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-32195, UC-250, 12 S

Renger, M. et al. (1974): "Beurteilung bodenkundlicher und hydrogeologischer Fragen mit Hilfe von klimatischer Wasserbilanz und physikalischen Kennwerten" (4.Bericht), *Z.f. Kulturtechnik und Flurbereinigung* 15, 1974, 353-366

Richards, L.A. (1931): "Capillarity conduction of liquids through porous mediums", *Physics* 1, 318-333

Richter, W., Lillich, W. (1975): "Abriß der Hydrogeologie", Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart

Rouleau, A. (1984): "Statistical characterization and numerical simulation of a fracture system. Application to a groundwater flow in the Stripa granite", Ph. D. thesis, Univ of Waterloo

Sauter, M. (1990): "Double porosity models in karstified limestone aquifers: field validation and data provision", *Proc. Hydrological Processes in Karst Terranes*, Antalya, October 1990, 261-279

Sauter, M. (1991): "Assesment of hydraulic conductivity in a karst aquifer at local and regional scale", *Proc. Third Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes*, Nashville, December 1991, 39-56

Sauter, M. (1992): "Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW.- Germany)", *Dissertation, Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten*, C13, 150 s

Schulle, F., Ubell, K. (1982): "Strömungsvorgänge im vermaschten Kluftmodell", *GWF Wasser-Abwasser*, 23 (12), 585-593

Sklash, M.G., Farvolden, R.N., (1979): "The role of groundwater in storm runoff", *J. Hydrol.*, 43, S. 43-65

Smart, C. C. (1988): "Quantitative tracing of Malgine Karst system, Alberta, Canada", *J. Hydrol.*, 98, 185-204

Smith, L., Schwartz, F. (1984): "An analysis of the influence of fracture geometry on mass transport in fractured media", *Water Res. Research*, 20 (9), 1241-1252

Soyeaux, R. (1990): "Unterströmung von Stauanlagen auf klüftigem Untergrund unter Berücksichtigung laminarer und turbulenter Fließzustände", *Dissertation am Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart*, Heft 72, 158 S

Strayle, G. (1970): "Karsthydrologische Untersuchungen auf der Ebinger Alb (Schwäbischer Jura)", *Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, Band 12, Freiburg, 109-206

Strelsova-Adams, T.D. (1978): "Well hydraulics in heterogeneous aquifer formations", *Advances in Hydroscience*, Eds. Ven Te Chow, Academic press, 357-432

Tang, D.H., Frind, E.O., Sudicky, E.A. (1981): "Contaminant transport in fractured porous media: analytical solution for a single fracture", *Water Res. Research*, 17 (3), 555-564

Theis, C.V. (1935): "Relation between the lowering of the piezometric surface and rate and duration of discharge of a well using groundwater storage", *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 16, 519-524

Teutsch, G. (1988): "Grundwassermodelle im Karst: Praktische Ansätze am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Tiefen und Seichten Malmkarst der Schwäbischen Alb", Dissertation am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Tübingen, 220 S

Teutsch, G. (1990): "An extended double-porosity concept as a partial modelling approach for a karstified terrain", *Proc. Hydrological Processes in Karst Terranes, Antalya, October 1990*, 281-292

Teutsch, G., Sauter M. (1991): "Groundwater modelling in karst terranes: scale effects, data acquisition and field validation", *Proc. Third Conference on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes, Nashville, December 1991*, 17-35

Thomas, L.K., Dixon, T.N., Evans, C.E., Vienot, M.E. (1987): "Ekofisk waterflood pilot", *J. of Petrol. Tech.*, 221-232

Tsang, Y.W., Tsang, C.F. (1987): "Channel model of flow through fractured media", *Water Res. Research*, 23(3), 467-479

Tsang, Y.W., Tsang, C.F. (1989): "Flow channeling in a single fracture as a two-dimensional strongly heterogeneous permeable medium", *Water Res. Research*, 25(9), 2076-2080

Tsang, Y.W., Tsang, C.F., Neretnieks, I., Moreno, L. (1988): "Flow and tracer transport in fractured media: a variable aperture channel model and its properties", *Water Res. Research*, 24(12), 2049-2060

Uhlig, S. (1959): "Wasserhaushaltsbetrachtungen nach Thornthwaite", *Z. f. Acker- und Pflanzenbau*, 109, S 384-407

Villinger, E. (1977): "Über Potentialverteilung und Strömungssysteme im Karstwasser der Schwäbischen Alb (Ob. Jura, SW-Deutschland)", *Geolog. Jahrbuch*, C18, 92 S

Wang, J.S.Y., Narasimhan, T.N. (1990): "Fluid flow in partially saturated, welded-nonwelded tuff units", *Geoderma*, 46, 155-168

Warren, J.E. u. Root, P. J. (1963): "The behaviour of naturally fractured reservoirs", *Soc. Pet. Eng. J.*, 3, S. 245-255

Williams, P.W. (1983): "The role of the subcutaneous zone in karst hydrology", *J. Hydrol.*, 61, 45-67

Williams, P.W. (1985): "Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst", *Zeit. Geomorph.*, 29, 463-482

Wilson, C.R., Witherspoon, P.A. (1970): "An investigation of laminar flow in fractured porous rocks", Publ.70-6, Dept.Civ.Eng., Univ. of California, Berkeley

Wilson, C.R., Witherspoon, P.A. (1979): "Steady state flow in rigid networks of fractures", Water Res. Research, 10 (2), 328-335

Wittke, W., Louis, C. (1968): "Modellversuche zur Durchströmung klüftiger Medien", In: Aktuelle Probleme der Geomechanik und deren theoretische Anwendung, Müller, L. ed., Springer Verlag, 283 S

Wittke, W. (1984): "Felsmechanik, Grundlagen für wirtschaftliches Bauen im Fels", Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo

Wollrath, J. (1990): "Ein Strömungs- und Transportmodell für klüftiges Gestein und Untersuchungen zu homogenen Ersatzsystemen", Dissertation, Inst. f. Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, Bericht Nr. 28/1990, 140

Wu, Y.-S., Pruess, K. (1988): "A multiple-porosity method for simulation of naturally fractured petroleum reservoirs", SPE Res. Eng., 327-336

Yusum, C., Ji, B. (1988): "The media and movement of karst water", Karst hydrogeology and Karst Environment Protection, proc. of the 21st Congress of the Assoc. o. Hydrogeologists, Guilin, China, 555-564

Zeidler, N. (1987): "Hydraulisch - hydrochemische Untersuchungen und Modellrechnungen im Malmkarst der Schwäbischen Alb", Geologisches Inst. Universität Tübingen, 74 S

Zimmerman, R.W., Chen, G., Hadgu, T., Bodvarsson, G.S. (1993): "A numerical dual-porosity model with semianalytical treatment of fracture/matrix flow", Water Res. Research, 29(7), 2127-2137

Anhang A

Beschreibung des Doppelkontinuum-Strömungsprogramms DP-MODFLOW

Das 3D-Doppelkontinuum-Strömungsprogramm DP-MODFLOW wurde so konzipiert, daß für beide Kontinua die Eingabe, Ausgabe und Verwaltung innerhalb des Programms getrennt erfolgt. Die programmtechnischen Notwendigkeiten für die Belange der Austauschprozesse sind in einem gemeinsamen Programmpackage realisiert. Ansonsten werden alle bestehenden Subroutinen jeweils zweimal entsprechend den beiden Kontinuum-Systemen aufgerufen. Das zusätzliche Package zur Berechnung des Austauschterms besteht gemäß dem MODFLOW-Konzept aus den Procedures "ALLOCATE" (Bereitstellung des Speicherplatzes), "READ & PREPARE" (Eingabedateien lesen und Aufbereiten der Daten), "FORMULATE" (Formulieren der Differentialgleichungsanteile) und "Budget" (Ermitteln der Wasserbilanzen). Die Programmstruktur mit den einzelnen Bausteinen ist in **Abb. A.1** dargestellt.

Die beiden Kontinuum-Systeme besitzen getrennte Eingabedateien für die jeweiligen Packages und können so auch getrennt gesteuert werden. Die Struktur der Eingabedateien ist für beide Kontinua identisch und entspricht weitestgehend den originalen MODFLOW-Eingabedateien. Die Parameter für beide Porositäts-Systeme werden in unterschiedlichen Feldern gespeichert, die vom Hauptprogramm gemeinsam verwaltet werden. Die Ausgabe erfolgt ebenfalls für beide Kontinua getrennt. Ein zusätzliches, gemeinsames Ausgabemodul faßt die Berechnungsergebnisse beider Systeme zusammen.

Die Berechnung des Austauschterms erfolgt im Exchange-Package (EXC), das über eine eigene, nur einmal vorhandene Eingabedatei verfügt. Die Differentialgleichungen der beiden Porositäts-Systeme sind über das "FORMULATE"-Modul gekoppelt. Die Ausgabe dieses EXC-Packages enthält die Austauschraten zwischen den beiden Kontinua für jede Modellzelle und zu jedem Zeitpunkt.

Modelleingabe des Moduls zur Berechnung der Austauschprozesse

Für das EXC-Package wird eine Eingabedatei benötigt, die wie die Eingabedatei für das Basic-Package (BAS) bei jedem Modellauf vorhanden sein muß. In dieser Eingabedatei werden die Steuerparameter IDOUBLEITER, IEXCCB und IALPHATYPE sowie eine Matrix für den Austauschkoeffizienten (α_0 bzw. $\alpha = \alpha_0 \cdot \Delta z$) eingelesen. In **Abb. A.2** ist die Struktur der Eingabedatei für das EXC-Modul dargestellt. **Tab. A.1** beinhaltet eine Beschreibung der Eingabeparameter für das EXC-Modul.

Tabelle A.1: Beschreibung der Eingabeparameter für das EXC-Package

IDOUBLEITER	Dieser Parameter steuert die Art der Iteration im Doppelkontinuum-Fall	
	= 0	Die Berechnung der Strömung für beide Kontinua erfolgt in derselben Iterationsschleife
	= 1	Die Berechnung der Strömung für beide Kontinua erfolgt in getrennten Iterationsschleifen
IEXCCB	Steuerparameter und UNIT-Nummer	
	> 0	UNIT-Nummer, auf der die Austauschrate zwischen den Kontinua für jede Modellzelle gespeichert wird
	≤ 0	Austauschraten werden nicht gespeichert
IALPHATYPE	Typ des Austauschkoeffizienten für jede Modellschicht	
	= 0	Im Anschluß wird ALPHA0M, spezifischer Austauschkoefizient α_0 multipliziert mit der Modellzellenhöhe, eingelesen
	= 1	Im Anschluß wird ALPHA0, spezifischer Austauschkoefizient α_0 , eingelesen
ALPHA0	spezifischer Austauschkoeffizient α_0 in [1/(ms)], abhängig von IALPHATYPE	
ALPHA0M	spezifischer Austauschkoeffizient α_0 multipliziert mit der Höhe der Modellzelle in [1/s], abhängig von IALPHATYPE	

Über den Parameter IDOUBLEITER wird die Vorgehensweise bei der iterativen Lösung der beiden Gleichungssysteme gesteuert. Infolge des unterschiedlichen hydraulischen Verhaltens des schnellen und langsamen Systems benötigen die beiden Kontinua eine unterschiedliche Anzahl von Iterationsschleifen, bis das jeweilige Gleichungssystem mit der vom Benutzer vorgegebenen Genauigkeit gelöst ist. Das bedeutet, daß das Kontinuum mit starken Wasserspiegelschwankungen mehr Iterationen benötigt als das, in dem sich der Wasserspiegel innerhalb eines Zeitschritts

nur unwesentlich ändert. Deshalb kann es aus Gründen der Rechenzeit von Vorteil sein, wenn die Anzahl der Iterationen in den beiden Kontinua getrennt gesteuert werden kann. Andererseits können bei getrennten Iterationsschleifen im schnellen und langsamen System Ungenauigkeiten in der Berechnung auftreten, falls für die Grundwasserstände des einen Systems schon nach wenigen Iterationsschritten eine Lösung gefunden wurde und in dem anderen Kontinuum die Lösung nur schlecht konvergiert. Deshalb sollte, solange die Rechenzeit es nicht erfordert, die Berechnung mit gemeinsamen Iterationsschleifen erfolgen.

Der Parameter IEXCCB steuert die Ausgabe der Austauschraten an jeder Modellzelle. Für diesen Steuerparameter gelten die gleichen Konventionen wie für die MODFLOW-Parameter IBCFCB, IRCHCB, etc.

Der Parameter IALPHATYPE wird für jede Modellschicht eingelesen und im Programm als Vektor abgespeichert. IALPHATYPE gibt an, ob es sich bei der nachfolgend für jede Modellschicht einzulesenden Matrix ALPHA um den spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 oder den nur für gespannte Verhältnisse gültigen Austauschkoeffizienten $\alpha = \alpha_0 \cdot \Delta z$ handelt.

Beschreibung der einzelnen Routinen des EXC-Packages

Das EXC-Package besteht aus den Subroutinen "EXC1AL", "EXC1RP", "EXC1FM" "EXC1BD" und "EXC1OT" die vom Hauptprogramm aufgerufen werden. Die Subroutinen EXC1AL, EXC1RP, EXC1FM und EXC1OT werden im Hauptprogramm nur einmal aufgerufen. Die Subroutine EXC1BD wird für jedes Kontinuum aufgerufen.

EXC1AL

In dieser Subroutine werden die Steuerparameter IDOUBLEITER, IEXCCB und für jede Modellschicht IALPHATYPE eingelesen. Ebenso wird in der Subroutine EXC1AL der Speicherplatz für das Feld des Austauschkoeffizienten ALPHA reserviert. Das Feld ALPHA speichert entweder den spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 für den nichtlinearen Formulierungsansatz des Austausches oder für den linearen Ansatz den Austauschkoeffizienten $\alpha = \alpha_0 \cdot \Delta z$. Der Steuerparameter IALPHATYPE gibt für jede Modellschicht an, ob es sich um den spezifischen Austauschkoeffizienten α_0 oder den Austauschkoeffizienten $\alpha = \alpha_0 \cdot \Delta z$ handelt.

EXC1RP

In dieser Subroutine wird das Feld ALPHA eingelesen. Die eingelesenen Werte des Feldes ALPHA werden dann an jeder Modellzelle mit der Zellengrundfläche $DELR_{i,j,k} \cdot DELC_{i,j,k}$ multipliziert.

EXC1FM

Diese Subroutine berechnet an jeder Modellzelle den Austausch zwischen den Kontinua. Alle Modellzellen, die außerhalb des Modellgebiets liegen (IBOUND=0), werden übersprungen. Es wird mit dem Steuerparameter IALPHATYPE überprüft, welcher Austauschkoeffizient (α_0 oder α) verwendet werden soll. In dieser Subroutine wird zwischen folgenden Fällen zur Berechnung des Austauschterms unterschieden:

- Die Modellzelle ist in beiden Kontinua ungespannt (beide Kontinua aktiv)
- Die Modellzelle ist in beiden Kontinua gespannt (beide Kontinua aktiv)
- Die Modellzelle ist in einem Kontinuum gespannt und in einem Kontinuum ungespannt (beide Kontinua aktiv)
- Die Modellzelle ist in einem Kontinuum gespannt und in einem Kontinuum trocken (ein Kontinuum aktiv und eines inaktiv)
- Die Modellzelle ist in einem Kontinuum ungespannt und in einem Kontinuum trocken (ein Kontinuum aktiv und eines inaktiv)

Die Berechnung des Austauschterms erfolgt für die o.g. 5 Fälle über **Gl. 4.4** bis **Gl. 4.11**. Ist für eine Modellschicht nur der Austauschkoeffizient $\alpha = \alpha_0 \cdot \Delta z$ spezifiziert und muß der Austausch zwischen einer aktiven und inaktiven Modellzelle erfolgen, so bricht das Programm ab, da für diesen Fall kein Austausch berechnet werden kann.

Zur Lösung der Differentialgleichungen des schnellen und langsamen Systems wird die Austauschrate Q_{EXC} entsprechend dem generellen MODFLOW-Konzept auf die Matrizen RHS und HCOF (siehe McDonald & Harbaugh, 1984) am Ende der Subroutine EXC1FM aufgeteilt.

EXC1BD

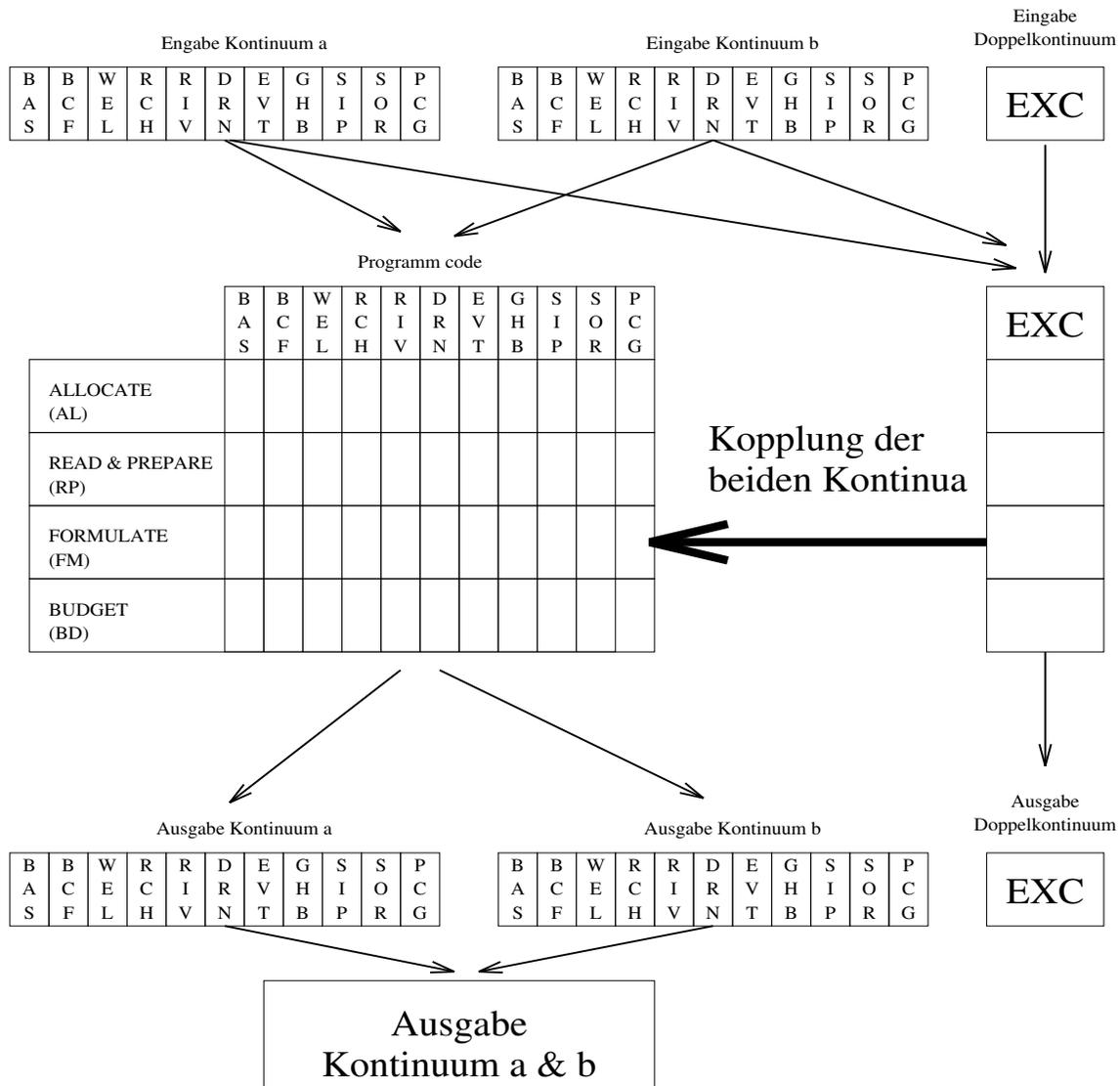
In dieser Subroutine werden die Austauschraten $Q_{EXC,i}$ aller aktiven Modellzellen aufsummiert und zu der Gesamtwasserbilanz hinzugefügt, in dem die Gesamtaustauschrate $Q_{EXC,ges}$ dem Vektor VBL (siehe McDonald & Harbaugh, 1984), der die Wasserbilanzen aller MODFLOW-Packages speichert, übergeben wird. Die Berechnung der Austauschraten $Q_{EXC,i}$ erfolgt analog **Gl. 4.4** bis **Gl. 4.11**.

EXC1OT

In dieser Subroutine werden die Wasserbilanzen beider Porositäten aufsummiert und auf eine gemeinsame Ausgabedatei ausgeschrieben.

EXC1MT

In dieser Subroutine werden die Austauschraten $Q_{EXC,i}$ für die Eingabe in das Doppelkontinuum-Transportprogramm aufbereitet und abgespeichert.



MODFLOW-Packages:

BAS: Basic	EVT: Evapotranspiration
BCF: Block-Center Flow	GHB: General-Head Boundaries
WEL: Well	SIP: Strongly Implicit Procedure
RCH: Recharge	SOR: Slice-Successive Overrelaxation
RIV: River	PCG: Preconditioned Conjugate Gradient
DRN: Drain	

Abbildung A.1: Programm- und Eingabestruktur des 3D-Doppelkontinuum-Strömungsprogramms DP-MODFLOW

EXC1AL

- | | | | |
|----|------------|-----------------------------------|--------|
| 1. | Parameter: | IDOUBLEITER | IEXCCB |
| | Format: | I10 | I10 |
| | | | |
| 2. | Parameter: | IALPHATYPE (Maximum 40 Schichten) | |
| | Format: | 40I2 | |

EXC1RP

Für jede Modellschicht:

– Falls Modellschicht ungespannt:

- | | | |
|----|------------|-------------------|
| 3. | Parameter: | ALPHA0(NCOL,NROW) |
| | Module: | U2DREL |

– Falls Modellschicht gespannt:

- | | | |
|----|------------|--------------------|
| 4. | Parameter: | ALPHA0M(NCOL,NROW) |
| | Module: | U2DREL |

Abbildung A.2: Struktur der Eingabedatei für das EXC-Modul

Anhang B

Beschreibung des Doppelkontinuum-Transportprogramms DP-MT3D

Das 3D-Doppelkontinuum-Transportprogramm DP-MT3D wurde ähnlich konzipiert wie das Strömungsprogramm DP-MODFLOW. Basierend auf dem bestehenden Programmcode des MT3D (Papadopoulos, 1990) wurden Programmerweiterungen, die vorwiegend das Hauptprogramm betreffen, und Neuentwicklungen für die Berücksichtigung der Austauschprozesse im Doppelkontinuum-Fall durchgeführt. Die Eingabe, Ausgabe und Verwaltung der Programmparameter der beiden Kontinua erfolgt getrennt. Die generellen MT3D-Module "ALLOCATE" (Bereitstellung des Speicherplatzes), "READ & PREPARE" (Einlesen und Aufbereiten der Daten), "FORMULATE" (Formulieren der Differentialgleichungsanteile) und "Budget" (Ermitteln der Wasserbilanzen) wurden auch für die Berechnung der Austauschprozesse verwendet.

Die beiden Kontinuum-Systeme besitzen getrennte Eingabedateien und können so auch getrennt gesteuert werden. Die Struktur der Eingabedateien ist für beide Kontinua identisch und entspricht weitestgehend den originalen MT3D-Eingabedateien. Die Parameter für beide Porositäts-Systeme werden in unterschiedlichen Feldern gespeichert, die vom Hauptprogramm gemeinsam verwaltet werden. Die Ausgabe erfolgt ebenfalls für beide Kontinua getrennt. Ein zusätzliches, gemeinsames Ausgabemodul faßt die Berechnungsergebnisse beider Systeme zusammen.

Da beim neu entwickelten Verdrängungs-/Vermischungsprinzip im Doppelkontinuum-Fall prinzipiell 4 Subporositäten vorhanden sind, die mit einander gekoppelt sind, müssen bei der Transportberechnung auch 4 Differentialgleichungssysteme gelöst werden. In **Abb. B.1** ist das Flußdiagramm des Doppelkontinuum-Transportprogramms DP-MT3D dargestellt, aus dem die Verwaltung der Datensätze der 4 Subkontinua deutlich wird.

Modelleingabe des Moduls zur Berechnung der Austauschvorgänge

Das Modul zur Berechnung der Austauschvorgänge benötigt eine separate Eingabedatei, die für jede Berechnung vorhanden sein muß. Diese Datei beinhaltet den Vermischungsfaktor F , die

Volumenanteile der Subkontinua VOL1 zu Beginn der Berechnung und den Wassergehalt NE der beiden Kontinua. In **Abb. B.2** ist die Struktur der Eingabedatei für das Modul zur Berechnung der Austauschvorgänge dargestellt. **Tab. B.1** beinhaltet eine detaillierte Beschreibung der Eingabeparameter für dieses Modul.

Tabelle B.1: Beschreibung der Eingabeparameter für das Modul zur Berechnung der Austauschprozesse im Transport

FA	Faktor, der den Vermischungs- bzw. Verdrängungsanteil im Kontinuum a angibt. Dieser Faktor kann Werte zwischen 0 (= vollständige Vermischung) und 1 (= vollständige Verdrängung) annehmen. Für das Kontinuum a wird dieser meist zu 1 gesetzt, da in der Matrix davon auszugehen ist, daß vollständige Verdrängung vorliegt.
VOL1A	Matrix der Volumenanteile des Subsystems 2 in Kontinuum a zu Beginn der Berechnung. Die Einzelwerte können zwischen 0 (= Subsystem 2 nicht vorhanden) und 1 (= Subsystem 1 nicht vorhanden) liegen. Normalerweise wird davon ausgegangen, daß Subsystem 2 zu Beginn der Berechnung nicht vorhanden ist
NEA	Matrix der Wassergehalte in Kontinuum a
FB	Faktor, der den Vermischungs- bzw. Verdrängungsanteil im Kontinuum b angibt. Dieser Faktor kann Werte zwischen 0 (= vollständige Vermischung) und 1 (= vollständige Verdrängung) annehmen. Für das Kontinuum b wird dieser meist zu 0 gesetzt, da im Kluftsystem davon auszugehen ist, daß vollständige Vermischung vorliegt.
VOL1B	Matrix der Volumenanteile des Subsystems 2 in Kontinuum b zu Beginn der Berechnung. Die Einzelwerte können zwischen 0 (= Subsystem 2 nicht vorhanden) und 1 (= Subsystem 1 nicht vorhanden) liegen. Normalerweise wird davon ausgegangen, daß Subsystem 2 zu Beginn der Berechnung nicht vorhanden ist
NEB	Matrix der Wassergehalte in Kontinuum b

Beschreibung der einzelnen Routinen des Moduls zur Berechnung der Austauschprozesse im Transport

Die Subroutinen des Moduls zur Berechnung der Austauschprozesse unterteilen sich in zwei Hauptgruppen:

POR: Subroutinen zur Verwaltung der Doppelkontinuum-Parameter der Kontinua a und b

TUB: Subroutinen zur Verwaltung der Parameter des Verdrängungs-/Vermischungsprinzips (Parameter der Subkontinua 1 und 2 der beiden Kontinua a und b)

Die Subroutinen der beiden Gruppen POR und TUB lassen sich wie folgt beschreiben:

POR1AL

In dieser Subroutine wird der Speicherplatz für die Austauschraten aus der Strömungsbetrachtung ermittelt.

POR1RP

In dieser Subroutine werden die Austauschraten aus der Strömungsbetrachtung eingelesen und für die Transportsimulation aufbereitet, indem volumenbezogene Durchflüsse bestimmt werden.

POR1TC

In dieser Subroutine wird die maximale Zeitschrittlänge ermittelt, so daß das Courant-Kriterium für die Austauschraten erfüllt ist.

TUB1AL

In dieser Subroutine wird der Speicherplatz für die zusätzlichen Parameterfelder des Verdrängungs-/Vermischungsprinzips ermittelt.

TUB1SV

In dieser Subroutine werden die Änderungen der Zellkonzentrationen infolge Kluft/Matrix-Austausch berechnet. Dabei werden die Massenflüsse entsprechend dem Verdrängungs-/Vermischungsprinzip bestimmt und bei den Zellkonzentrationen der Subsysteme berücksichtigt.

TUB1CC

In dieser Subroutine werden die Gesamtkonzentrationen der Kontinuum-Modellzellen über die volumengewichteten Einzelkonzentrationen der Subkontinua bestimmt.

TUB1VC

In dieser Subroutine werden die Volumenänderungen infolge lateralen Transports ermittelt.

TUB1BD

In dieser Subroutine werden die Massenbilanzen der Subkontinua ermittelt.

TUB1OT

In dieser Subroutine erfolgt die Ausgabe der Berechnungsergebnisse.

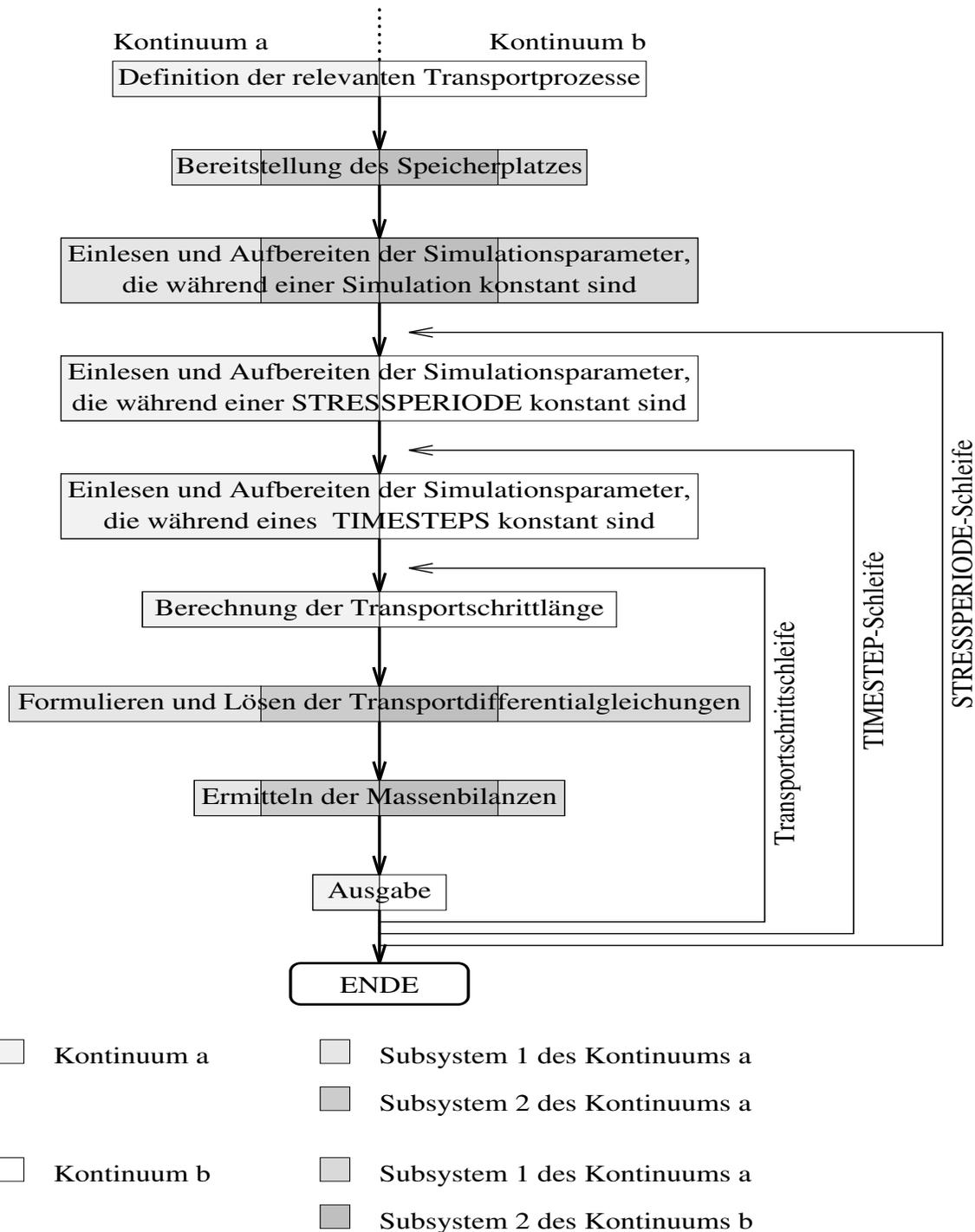


Abbildung B.1: Flußdiagramm des 3D-Doppelkontinuum-Transportprogramms DP-MT3D

TUB1RP

1. Parameter: FA
 Format: G10.4

– Für jede Modellschicht:

2. Parameter: VOL1A(NCOL,NROW)
 Module: RARRAY

3. Parameter: NEA(NCOL,NROW)
 Module: RARRAY

4. Parameter: FB
 Format: G10.4

– Für jede Modellschicht:

5. Parameter: VOL1B(NCOL,NROW)
 Module: RARRAY

6. Parameter: NEB(NCOL,NROW)
 Module: RARRAY

Abbildung B.2: Struktur der Eingabedatei für das Modul zur Berechnung der Austauschprozesse im Transport

Vorwort

Grundwasservorkommen in verkarsteten Festgesteinen sind in vielen Regionen der Erde von großer wasserwirtschaftlicher Bedeutung. So auch in Baden-Württemberg, wo die Karstgrundwasservorkommen der Schwäbischen Alb intensiv für die Trinkwasserversorgung genutzt werden. Der Zweckverband Landeswasserversorgung, der rund ein Drittel der Bevölkerung Baden-Württembergs mit Trinkwasser versorgt, erschließt im wesentlichen Karstgrundwasser der Schwäbischen Alb. Darüber hinaus gibt es dort eine Reihe weiterer bedeutender regionaler und lokaler Trinkwasserversorgungsanlagen, so daß im wesentlichen das gesamte Gebiet der Schwäbischen Alb in Wasserschutzgebieten liegt.

Karstgrundwasserleiter besitzen häufig nur geringe oder überhaupt keine überdeckenden Schutzschichten, die eine Filterwirkung gegen Stoffeinträge ausüben könnten. Sie zeigen rasche Reaktionen auf Niederschlagsereignisse, d.h. zeitlich rasch und stark variierende Grundwasserstände, hohe Fließgeschwindigkeiten (bis 200 m/Stunde) und damit verbunden sehr kurze Laufzeiten bis zum Austritt in einer Quelle oder einem Entnahmebrunnen. Die starke Dynamik des Systems macht sich auch in der Schwankung der Quellschüttungen bemerkbar. Karstgrundwasserleiter sind deshalb hochempfindliche Systeme, für die ein effektiver Grundwasserschutz besonders schwierig ist.

Im Rahmen der Landesplanung werden Überlegungen für neue Verkehrswege im Bereich der Schwäbischen Alb angestellt, die mit Eingriffen in den Grundwasserleiter verbunden sind. Konsequenzen solcher Eingriffe können beispielsweise Veränderung der Schüttung an Quellen und Wasserfassungen, Absenkungen, Verschiebung von Wasserscheiden oder Veränderungen von Einzugsgebieten sein. Außerdem wird auch die Grundwasserbeschaffenheit durch Schadstoffeinträge und deren Transport gefährdet. Zur Beurteilung der möglichen Auswirkungen geplanter Maßnahmen ist ein prognosefähiges Modellinstrumentarium zur Erfassung von Wasserbilanzen, Strömung und Transport im Karstaquifer notwendig.

Mit dieser Zielsetzung wird in der vorliegenden Arbeit systematisch ein auf Karstaquifere anwendbares Simulationswerkzeug entwickelt. Hierbei werden existierende konventionelle Grundwassermodelle dahingehend erweitert, daß der Karstaquifer als doppelt-poröses Medium approximiert wird. Hierbei kommt der Frage der Interpretation gemessener Grundwasserstandsdaten und der Parameteridentifikation für das Modellsystem besondere Bedeutung zu. Als Ergebnis wird ein im Anwendungsfall erprobtes doppelt-poröses dreidimensionales instationäres Strömungs- und Transportmodell für Karstaquifere bereitgestellt. Anhand eines Fallbeispiels wird die praktische Einsetzbarkeit des entwickelten Modellinstrumentariums illustriert. Damit steht ein Planungs- und Prognoseinstrument für die Praxis der Wasserwirtschaft zur Verfügung, das vielseitige und erweiterte Einsatzmöglichkeiten bietet.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Wasserbau der Universität Stuttgart. In dieser Zeit bearbeitete ich ein Projekt zur Simulation der Karstwasserströmung auf der Schwäbischen Alb, das im Zusammenhang mit einer geplanten Schnellbahnstrecke stand und vom Regierungspräsidium Stuttgart finanziert wurde. Hieraus entwickelten sich die von mir bearbeiteten wissenschaftlichen Fragestellungen, die auch Inhalt eines von der DFG finanzierten Forschungsvorhabens sind.

Herrn Prof. Dr. H. Kobus danke ich für die Anregung zu der untersuchten Thematik und für die stete fachliche Unterstützung und Begleitung bei der Bearbeitung sowie für die Übernahme des Referats.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. L. Kiraly für die vielen fruchtbaren Diskussionen und Anregungen vor allem im Bereich der Karstwasserhydraulik und für die Übernahme des Koreferats.

Herrn Dr.-Ing. R. Helmig danke ich für die fachliche Unterstützung und die wertvollen Hinweise im Bereich der Numerik.

Meinen ehemaligen Kollegen und wissenschaftlichen Hilfskräften danke ich für die fachliche und organisatorische Hilfe. Vor allem Herrn Dr.-Ing. H.J. Franke möchte ich für die zahlreichen Diskussionen und kritischen Anmerkungen danken, die für das Gelingen der Arbeit maßgeblich beigetragen haben. Frau Dipl.-Ing. S. Rademacher gilt mein Dank für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Aufgabenstellung	1
1.2	Ziel	3
1.3	Vorgehensweise	3
2	Hydrogeologische Verhältnisse in Karstgrundwasserleitern	7
2.1	Übersicht über die Grundtypen der Kluftgesteinsausbildung	7
2.2	Verkarstung, Bestimmung der geohydraulischen Parameter	9
2.3	Phänomene der Strömung im Karst	11
2.4	Phänomene des Transports im Karst	14
3	Modellansätze zur Simulation von Strömungs- und Transportvorgängen in Karstaquiferen	17
3.1	Übersicht über die Modellansätze in klüftigen Medien	17
3.2	Einporositäts-Ansätze	19
3.3	Mehrporositäts-Ansätze	21
3.4	Black-Box-Modelle	26
3.5	Beurteilung der mathematisch - numerischen Modelle bezüglich der Anwendbarkeit auf Karstaquifere	29

4	Entwicklung von Modellansätzen zur Strömungssimulation im Karst auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes	33
4.1	Übersicht	33
4.2	Mathematische Grundlagen des Doppelkontinuum-Ansatzes mit stationärem Austausch	35
4.3	Numerisches Konzept des Strömungsmodells	36
4.4	Numerisches Modellkonzept zur Berechnung des Austauschterms	38
4.5	Verifizierung	46
5	Entwicklung von Modellansätzen zur Transportsimulation im Karst auf der Grundlage des Doppelkontinuum-Ansatzes	57
5.1	Übersicht	57
5.2	Mathematische Grundlagen	58
5.3	Untersuchungen zur Relevanz der Austauschtransportmechanismen in Karstaquiferen	59
5.4	Numerisches Konzept des Transportmodells	62
5.5	Verdrängungs-/Vermischungsprinzip bei advektiver Kluft/Matrix-Interaktion im Doppelkontinuum-Fall	63
5.6	Verifizierung	74
6	Interpretation von gemessenen Grundwasserständen für Doppelkontinuum-Modelle	81
6.1	Übersicht	81
6.2	Zusammenstellung charakteristischer, gemessener Grundwasserstandsganglinien aus Karstgrundwasserleitern	84
6.3	3D-Simulation mit vertikal ebener Approximation der Kluftgeometrie	84
6.4	2D-Simulation von parallel angeordneten Klüften bei horizontal ebener Approximation der Kluftgeometrie	102
6.5	2D-Simulation eines synthetischen Kluftmodells mit unstrukturierter Kluftgeometrie	120
6.6	Vergleich der gemessenen, mit dem diskreten Modell berechneten und mit dem Doppelkontinuum-Modell berechneten Grundwasserstandsganglinien	131

7 Fallbeispiel Stubersheimer Alb: Simulation instationärer Strömungs- und Transportprozesse in einem Karstgebiet der Schwäbischen Alb	133
7.1 Übersicht	133
7.2 Modellgebiet und Modellaufbau	134
7.3 Interpretation der gemessenen Grundwasserstände	142
7.4 Simulation instationärer Strömungsprozesse	145
7.5 Simulation instationärer Transportprozesse unter Berücksichtigung der instationären doppelporösen Strömung	147
7.6 Bewertung der Ergebnisse	149
8 Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	151
8.1 Zusammenfassung	151
8.2 Schlußfolgerungen	152
8.3 Ausblick	156
Literaturverzeichnis	159

Anhänge:

A Beschreibung des Doppelkontinuum-Strömungsprogramms DP-MODFLOW	169
B Beschreibung des Doppelkontinuum-Transportprogramms DP-MT3D	175

Verzeichnis der Abbildungen

2.1	Schematische Darstellung von verschiedenartigen Kluftgrundwasserleitern	8
2.2	Grundwasserstandsganglinien von zwei Meßstellen im gleichen Quelleinzugsgebiet (igi, 1989; Lang und Kobus, 1993)	12
2.3	Gemessene Abflußganglinien an zwei Karstquellen der Schwäbischen Alb, a) Lonequelle; b) Gallusquelle	13
2.4	Ergebnisse von Transportuntersuchungen im Karst a) Tracerversuch Nr. 893 des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg bei Waldhausen b) Auswertung regionaler natürlicher Tracer an der Gallusquelle (Keim et al. 1994)	15
3.1	Modellansätze zur Simulation von Strömungs- und Transportprozessen in Kluftgrundwasserleitern	18
3.2	Konzeptionelle Vorgehensweise bei der Formulierung der Austauschprozesse nach dem stationären und instationären Ansatz im eindimensionalen Fall	25
3.3	Schematische Darstellung des MINC-Konzepts für 6 ineinander geschachtelte Kontinua (Pruess 1992)	26
3.4	Schematische Darstellung eines Doppelkontinuum-Modells im eindimensionalen Fall (Teutsch 1988)	27
3.5	Auswertung von einer Quellschüttungsganglinie (Lonequelle) mit Hilfe von Exponentialfunktionen	28
3.6	Vergleich von Modellansätzen zur Beschreibung von Strömungs- und Transportvorgängen in Karstaquiferen (nach Teutsch und Sauter, 1991)	30
4.1	Schematische Darstellung der Grundwasserneubildungsermittlung für Doppelkontinuum-Modelle im Karst	37
4.2	Flußdiagramm des 3D-Doppelporositäts- Programms DP-MODFLOW	38

4.3	Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei beide Kontinua gespannt sind	41
4.4	Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei beide Kontinua ungespannt sind	42
4.5	Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei ein Kontinuum gespannt und ein Kontinuum ungespannt ist	43
4.6	Piezometerhöhenverhältnisse bei der Formulierung der Austauschprozesse, wobei die Modellzelle in Kontinuum a aktiv und in Kontinuum b inaktiv ist	45
4.7	Zeitlicher Verlauf der Absenkung $s_w^b(t)$ und prozentualer Abweichung Δs_w zwischen analytischer Lösung (Warren und Root, 1963) und 3D-Doppelporositäts-Modell DP-MODFLOW (nach Mohrlok, 1992b)	49
4.8	Grundriß des Modellgebiets für die Verifizierungsläufe V_2 und V_3	50
4.9	Ganglinien der synthetischen Grundwasserneubildung in die beiden Kontinuum-Systeme a und b für die Verifizierungsläufe $V_2 - V_5$	51
4.10	Ganglinien der Wasserstände h^a und h^b , die mit dem 3D-Doppelporositäts-Programm und dem 2D-Doppelporositäts-Programm berechnet wurden, sowie die prozentuale Abweichung Δh , Verifizierungsläufe V_2 und V_3	52
4.11	Schematische Darstellung des eindimensionalen Modellgebiets, das für den Verifizierungslauf V_4 verwendet wurde	53
4.12	Piezometerhöhen und prozentuale Abweichung des Verifizierungslaufs V_4	54
4.13	Schematische Darstellung der für den Verifizierungslauf V_5 verwendeten Randbedingungen	55
4.14	Piezometerhöhen und prozentuale Abweichung des Verifizierungslaufs V_5	56
5.1	Schematische Darstellung des Kluft/Matrix-Systems für die analytische Lösung nach Tang et al. (1981) und Gillham et al. (1984)	61
5.2	Konzentrationsverlauf und Verlauf der Massensumme an der Stelle $x = 1000m$	62
5.3	Darstellung der Finite-Differenzen-Diskretisierung zur Formulierung der Austauschprozesse nach Hyuakorn et al. (1983)	64
5.4	Schematische Darstellung der Austauschvolumina infolge Advektion beim Doppelkontinuum-Ansatz, wenn Wasserinhaltsstoff von Kontinuum k nach Kontinuum k' fließt und innerhalb des Kontinuums k' eine vollständige Verdrängungsströmung stattfindet	65

5.5	Schematische Darstellung eines Röhren/Matrix-Systems, bei dem die Matrix in das Röhrensystem einspeist	66
5.6	Schematische Darstellung eines Röhren/Matrix-Systems, bei dem das Röhrensystem in die Matrix einspeist	67
5.7	Zu- und Abflüsse des Black-Box-Systems a) Strömung b) Transport unter Berücksichtigung des Verdrängungs-/ Vermischungsprinzips im allgemeinen Fall ($0 \leq f^k \leq 1$)	69
5.8	Ergebnisse des doppelporösen Transportmodells ohne Berücksichtigung des lateralen Transports (Black-Box-Modell)	72
5.9	Berücksichtigung des lateralen Transports innerhalb eines Kontinuums beim Verdrängungs-/Vermischungsprinzip	73
5.10	Schematisierte Darstellung des bei der Verifizierung verwendeten eindimensionalen Doppelkontinuum-Modells	75
5.11	Verlauf der Konzentration und der kumulativen Masse im Auslauf des Doppelkontinuum-Modells DP-MT3D und der analytischen Lösung des nulldimensionalen Modells	76
5.12	Geometrie des diskreten Modells zur Verifizierung des Doppelkontinuum-Modells DP-MT3D	77
5.13	Verlauf der Abflüsse und Piezometerhöhen des Doppelkontinuum-Modells und des diskreten Kluftmodells	78
5.14	Verlauf der Konzentration und der im Ausfluß des Kontinuums b) akkumulierten Masse des diskreten Kluftmodells und des Doppelkontinuum-Modells	79
6.1	Prinzipielle Vorgehensweise bei der Erstellung des horizontal ebenen diskreten Modells	83
6.2	Zusammenstellung charakteristischer, gemessener Grundwasserstandsganglinien aus dem Karstaquifer der Schwäbischen Alb	85
6.3	Schematische Darstellung der Piezometerhöhenverhältnisse im Nahfeld einer horizontalen Einzelkluft: a) ungestörte Verhältnisse b) mit einer Grundwassermeßstelle, die durch die zusätzliche Kontaktfläche im Bohrloch das Matrixsystem direkt mit der Kluft verbindet	86
6.4	Charakteristische Größen für die Untersuchungen zum Einfluß einer Horizontalkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle, die als offenes Bohrloch ausgebaut ist	88

6.5	Unabhängige Größen im Nahfeld der Meßstelle, die die Absenkung der Piezometerhöhe in der Matrix beeinflussen	90
6.6	Vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet	92
6.7	Horizontales Diskretisierungsraster des Finite-Differenzen-Modells im Nahfeld der Meßstelle	92
6.8	Piezometerhöhenverteilung des Kluft/Matrix-Modells mit horizontaler Einzelkluft im Nahfeld des Bohrlochs: a) ohne Bohrloch, b) mit Bohrloch	93
6.9	Absenkung s infolge Meßstelle bezogen auf Δh_l in Abhängigkeit von den dimensionslosen Größen $a/\Delta h_l$, I^M und $h_-^K/\Delta h_l$	94
6.10	Strömungsverhältnisse im Nahfeld des Bohrlochendes; a) das Bohrloch durchschneidet die Horizontalkluft b) das Bohrloch endet knapp oberhalb der Horizontalkluft ($a/\Delta h_l = 0,08$ bzw. $a = 5\text{cm}$)	95
6.11	Einheitsganglinie der für die instationären Untersuchungen verwendeten Grundwasserneubildung	97
6.12	Piezometerhöhenganglinien in der Kluft und in der Matrix für unterschiedliche Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ	98
6.13	Prinzipbild zur Ermittlung der mittleren Abweichung einer Ganglinie vom Mittelwert, der Standardabweichung	99
6.14	Standardabweichungsverhältnis φ in Abhängigkeit von ϵ , mittlerem $a/\Delta h_l$ und mittlerem $h_l^K/\Delta h_l$ bei konstantem mittlerem vertikale Matrixgradienten $\bar{I}^M = 0,05101$	
6.15	Grundriß des verwendeten Kluft/Matrix-Systems mit parallel angeordneten Kluft/Matrix-Streifen	104
6.16	Grundriß des verwendeten diskreten Kluftmodells mit halber Kluft- und Matrixbreite	104
6.17	Abflußganglinien des Kluftmodells und des äquivalenten Einkontinuum-Modells; die Ganglinien des Kluftmodells reagieren im Vergleich zum äquivalenten Einkontinuumsystem: a)gedämpfter, ($\sigma^{KM} < \sigma^{EK}$), b) gleich ($\sigma^{KM} = \sigma^{EK}$), c) extremer (Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion, $\sigma^{KM} > \sigma^{EK}$)	108
6.18	Schematische Darstellung der normierten Standardabweichung der Abflußganglinien im dreidimensionalen Raum (k_f^M, S^K und ϵ) mit Isofläche $\sigma^{KM}/\sigma^{EK} = 1,0$.	109
6.19	Verlauf der normierten Standardabweichung der Abflußganglinien für unterschiedliche Speicherkoeffizienten S^K in der Kluft	110

6.20	Verlauf des Grundwasserstandes quer zur Kluft in Abhängigkeit von der Zeit; a) gedämpftes Doppelporositäts-System, b) Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion	111
6.21	Wasserspiegelverläufe quer zur Kluft während des ersten Neubildungsereignisses und in der anschließenden Leerlaufphase; a) gedämpftes Doppelporositäts-System, b) Doppelporositäts-System mit wechselnder Kluft/Matrix-Interaktion	112
6.22	Verlauf der Standardabweichungen der Grundwasserstandsganglinien in Abhängigkeit von der Matrixtiefe für unterschiedliche Doppelporositäts-Systeme . .	113
6.23	Über die Zeit gemittelte Piezometerhöhen in Abhängigkeit von der Matrixtiefe für unterschiedliche Doppelporositäts-Systeme	114
6.24	Abflußganglinien der diskreten Kluftmodelle und der äquivalenten Doppelkontinuum-Modelle	116
6.25	Piezometerhöhenganglinien in der Matrix des Kluftmodells und im Matrixsystem des Doppelkontinuum-Modells	118
6.26	Modell und Kluftnetz des synthetischen Kluftaquifers	121
6.27	Piezometerhöhenverteilungen im Lokalmmodell zu den Zeitpunkten $t_1 = 10d$ (niedrige Grundwasserstände) und $t_2 = 11d$ (hohe Grundwasserstände)	124
6.28	Abflußganglinien des diskreten Kluftmodells und der äquivalenten Doppelkontinuum-Systeme mit $\alpha_0 = 10^{-10} - 3,5 \cdot 10^{-10}1/(ms)$	125
6.29	Piezometerhöhen des diskreten Kluftmodells an den Punkten P1 - P15 sowie die Piezometerhöhen des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells mit identischer Standardabweichung in den Quellschüttungen zum Kluftmodell	126
6.30	Zeitlich gemittelte Piezometerhöhen und Standardabweichungen der Piezometerhöhenganglinien an den Beobachtungspunkten P1 - P15 sowie die durch die Eichung erzielten Bandbreiten des Doppelkontinuum-Modells	127
6.31	$1/\sigma$ an den Beobachtungspunkten P4, P10, P11 und P12 sowie die durch die Eichung erzielten Bandbreiten des Doppelkontinuum-Modells	130
7.1	Lage des Untersuchungsgebiets Stubersheimer Alb mit regionalen Grundwassergleichen nach Villinger (1977)	134
7.2	Modellgrenzen und Randbedingungen des Weißjura-Grundwasserbilanzmodells Stubersheimer Alb	135
7.3	Grundwasserneubildungsraten in $[l/(skm^2)]$ der stationären Modelleichung für MW-Verhältnisse	137

7.4	Durchlässigkeitsverteilung in $[m/s]$ im Modellgebiet, die sich aus der zweidimensionalen stationären Eichung ergab (Lang et al. 1992a)	137
7.5	Grundwassergleichen zu MW-Verhältnissen; ermittelt zum einen aus der Modellrechnung und zum anderen aus den Meßwerten	138
7.6	Schematische Darstellung der geologischen Schichten und der Modellschichten . .	140
7.7	Vertikaler Schnitt durch das Modellgebiet im Bereich der Mühlbrunnenquelle von Südwesten nach Nordosten	141
7.8	Verlauf der mittleren Grundwasserneubildung für die instationären dreidimensionalen Modelluntersuchungen	142
7.9	Gemessene Ganglinienverläufe an den Grundwasserstandsmeßstellen B118 und B34 sowie der gemessene Gesamtabfluß aus dem Modellgebiet in das Roggental .	145
7.10	Berechnete Ganglinienverläufe an den Grundwasserstandsmeßstellen B118 und B34 sowie der berechnete Gesamtabfluß aus dem Modellgebiet in das Roggental .	147
7.11	Darstellung gemessener Leitfähigkeits- und Temperaturmessungen an der Mühlbrunnenquelle, sowie der beispielhaft berechneten Konzentrationsverläufe mit und ohne Berücksichtigung von Wärmeaustausch mit dem Gestein bzw. Ionenaufnahme des Karstwassers durch das umgebende Gestein	148
A.1	Programm- und Eingabestruktur des 3D-Doppelkontinuum-Strömungsprogramms DP-MODFLOW	173
A.2	Struktur der Eingabedatei für das EXC-Modul	174
B.1	Flußdiagramm des 3D-Doppelkontinuum-Transportprogramms DP-MT3D	178
B.2	Struktur der Eingabedatei für das Modul zur Berechnung der Austauschprozesse im Transport	179

Verzeichnis der Tabellen

2.1	Charakteristische Strömungs- und Transportvorgänge im Granit	9
2.2	Charakteristische Strömungs- und Transportvorgänge im Weißjurakarst	10
3.1	Übersicht über die Entwicklung und die Anwendung des Doppelkontinuum-Ansatzes	23
4.1	Modellparameter des Verifizierungslaufs V_1	48
4.2	Modellparameter der Verifizierungsläufe V_2 und V_3	51
4.3	Modellparameter des Verifizierungslaufs V_4	53
4.4	Modellparameter des Verifizierungslaufs V_5	56
5.1	Zusammenstellung der Systemparameter für die analytische Lösung nach Tang et al. (1981) und Gillham et al. (1984)	62
5.2	Durchflüsse und Konzentrationen im nulldimensionalen Modell	71
6.1	Geometrie- und Aquiferparameter des Modellgebiets zur Untersuchung des Einflusses einer horizontalen Einzelkluft auf den Grundwasserstand in einer Meßstelle	87
6.2	Physikalische Bedeutung der dimensionslosen Parameter	91
6.3	Aquiferparameter und Randbedingungen des Kluftmodells	97
6.4	Standardabweichungen der Piezometerhöhenganglinien von Modellläufen mit unterschiedlichen Neubildungsverteilungskoeffizienten ϵ	100
6.5	Aquiferparameter des Kluftmodells und des Einkontinuum-Systems, die bei den Untersuchungen nicht variiert wurden	106

6.6	Beschreibung der sublokalen Kluft/Matrix-Geometrie der Beobachtungspunkte P1 - P15	122
6.7	Parameterkombination des zum synthetischen Kluftmodell äquivalenten Doppelkontinuum-Modells	125
6.8	Zuordnung der Piezometerhöhen an den Punkten P1 - P15 zu den Piezometerhöhen des äquivalenten Doppelkontinuum-Modells	129
7.1	Zusammenstellung der Standardabweichungen und der Anzahl von Grundwasserstandserhöhungen pro Jahr, die größer als die jeweilige Standardabweichung sind, für alle gemessenen Grundwasserstandsganglinien im Modellgebiet	143
7.2	Zusammenstellung der Doppelkontinuum-Parameter, die bei der dreidimensionalen Strömungssimulation verwendet wurden	146
A.1	Beschreibung der Eingabeparameter für das EXC-Package	170
B.1	Beschreibung der Eingabeparameter für das Modul zur Berechnung der Austauschprozesse im Transport	176

Symbolverzeichnis

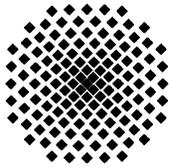
Symbol	Einheit	Bedeutung
A_0	$1/m$	spezifische Austauschfläche
a	m	Abstand von der Meßstellenunterkante zur Kluft
b	m	Kluftabstand bzw. Matrixblockgröße quer zur Kluft- richtung
$BOT_{i,j,k}$	$müNN$	Modellzellenunterkante
c	kg/m^3	Konzentration
c_s	kg/m^3	Zuflußkonzentration an einer Quelle
D	m^2/s	hydrodynamischer Dispersionskoeffizient
D_m	m^2/s	molekularer Diffusionskoeffizient
D_x	m^2/s	hydrodynamischer Dispersionskoeffizient in der Kluft
$DELC_{i,j,k}$	m	Modellzellenabstand entlang der Spalten
$DELR_{i,j,k}$	m	Modellzellenabstand entlang der Reihen
d	m	halbe Kluftdicke
E_{pot}	mm WS	potentielle Verdunstung
f	$[-]$	Vermischungsfaktor
F_{14}	$[-]$	relative Luftfeuchte um 14 Uhr
GWN	m/s	Grundwasserneubildung
h	m	Piezometerhöhe
\bar{h}	m	zeitlich gemittelte Piezometerhöhe
h_1	m	Festpotentialhöhe in der Kluft
h_{MOD}	m	Piezometerhöhe mit dem DP-MODFLOW berechnet
h_{mittel}^M	m	mittlere Piezometerhöhe in der Matrix
h_{vgl}	m	Vergleichspiezometerhöhe analytisch berechnet
I_m	$[-]$	Gradient in der Matrix
k_f	m/s	Durchlässigkeit
k_f^{eich}	m/s	Durchlässigkeit der stationären Modelleichung
L	m	Länge des Modellgebiets
l	m	Abstand der Meßstelle vom linken Modellrand

Symbol	Einheit	Bedeutung
m	m	Mächtigkeit
M_{OD}	$kg/(sm^3)$	spezifischer Massenfluß infolge molekularer Diffusion
n	$[-]$	Anzahl von Klüften in einer Kontinuummodellzelle
n_e	$[-]$	durchflußwirksamer Hohlraumanteil
n_x	$[-]$	Porosität der Kluft
n_y	$[-]$	Porosität der Matrix
P_{14}	mm Hg	Sättigungsdampfdruck der Luft (bei der Temperatur der Luft um 14 Uhr)
Q	m^3/s	Durchfluß
Q_0	m^3/s	Pumprate
q	m^2/s	Durchfluß pro Länge
q_0	$1/s$	spezifischer Durchfluß
Q_{EXC}	m^3/s	Austauschrate zwischen den Systemen a und b
r_w	m	Brunnenradius
S	$[-]$	Speicherkoefizient
S_0	$1/m$	spezifischer Speicherkoefizient
s	m	Absenkung
t	s	Zeit
T	m^2/s	Transmissivität
$TOP_{i,j,k}$	$müNN$	Modellzellenoberkante
u	m/s	Abstandsgeschwindigkeit
V	m^3	Volumen
v_k	m/s	Geschwindigkeit in der Kluft
W	m/s	Quellen- und Senken-Term
W_0	$1/s$	spezifischer Quellen- und Senken-Term
x, y, z	m	Koordinatenachsen des Bezugssystems
x_0	m	Verschmutzungslänge
x^M	m	Position in der Matrix, an der der Piezometerhöhen-gang identisch mit der äquivalenten Doppelkonti-num-Piezometerhöhe des Matrixsystems ist
x_D	$mmWS/mmHg$	Monatskoefizient (siehe Richter und Lillich, 1975)
α	$1/s$	Austauschkoefizient
α_0	$1/(ms)$	spezifischer Austauschkoefizient

Symbol	Einheit	Bedeutung
Δh_l	m	Piezometerhöhendifferenz zwischen Matrix und Kluft
Δt	s	Zeitschrittlänge
Δy	m	Modellzellenlänge quer zur Hauptrömungsrichtung
ε	$[-]$	Grundwasserneubildungsverteilungskoeffizient
φ	$[-]$	Standardabweichungsverhältnis
σ	$m, m^3/s$	Standardabweichung

Indizes:

Symbol	Bedeutung
a	zugehörig zu Kontinuum a (Matrix-System)
b	zugehörig zu Kontinuum b (Kluft-System)
DK	Doppelkontinuum
dp	Austausch infolge Doppelporosität
EK	Einkontinuum
in	Zufluß
K	Kluft
KM	Kluftmodell
M	Matrix
out	Abfluß



Institut für Wasserbau Universität Stuttgart

Pfaffenwaldring 61
70569 Stuttgart (Vaihingen)
Telefon (0711) 685 - 64717/64749/64752/64679
Telefax (0711) 685 - 67020 o. 64746 o. 64681
E-Mail: iws@iws.uni-stuttgart.de
<http://www.iws.uni-stuttgart.de>

Direktoren

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht

Vorstand (Stand 1.2.2008)

Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. A. Bárdossy
Prof. Dr.-Ing. R. Helmig
Prof. Dr.-Ing. S. Wieprecht
Prof. Dr.-Ing. habil. B. Westrich
Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. H. Class
Dr.-Ing. S. Hartmann
Dr.-Ing. H.-P. Koschitzky
PD Dr.-Ing. W. Marx
Dr. rer. nat. J. Seidel

Emeriti

Prof. Dr.-Ing. habil. Dr.-Ing. E.h. Jürgen Giesecke
Prof. Dr.h.c. Dr.-Ing. E.h. Helmut Kobus, PhD

Lehrstuhl für Wasserbau und Wassermengenwirtschaft

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Silke Wieprecht
Stellv.: PD Dr.-Ing. Walter Marx, AOR

Lehrstuhl für Hydromechanik und Hydrosystemmodellierung

Leiter: Prof. Dr.-Ing. Rainer Helmig
Stellv.: Dr.-Ing. Holger Class, AOR

Lehrstuhl für Hydrologie und Geohydrologie

Leiter: Prof. Dr. rer. nat. Dr.-Ing. András Bárdossy
Stellv.: Dr. rer. nat. Jochen Seidel

VEGAS, Versuchseinrichtung zur Grundwasser- und Altlastensanierung

Leitung: Jürgen Braun, PhD
Dr.-Ing. Hans-Peter Koschitzky, AD

Versuchsanstalt für Wasserbau

Leiter: apl. Prof. Dr.-Ing. habil. Bernhard Westrich

Verzeichnis der Mitteilungshefte

- 1 Röhnisch, Arthur: *Die Bemühungen um eine Wasserbauliche Versuchsanstalt an der Technischen Hochschule Stuttgart, und*
Fattah Abouleid, Abdel: *Beitrag zur Berechnung einer in lockeren Sand gerammten, zweifach verankerten Spundwand, 1963*
- 2 Marotz, Günter: *Beitrag zur Frage der Standfestigkeit von dichten Asphaltbelägen im Großwasserbau, 1964*
- 3 Gurr, Siegfried: *Beitrag zur Berechnung zusammengesetzter ebener Flächen-tragwerke unter besonderer Berücksichtigung ebener Stauwände, mit Hilfe von Randwert- und Lastwertmatrizen, 1965*
- 4 Plica, Peter: *Ein Beitrag zur Anwendung von Schalenkonstruktionen im Stahlwasserbau, und* Petrikat, Kurt: *Möglichkeiten und Grenzen des wasserbaulichen Versuchswesens, 1966*

- 5 Plate, Erich: *Beitrag zur Bestimmung der Windgeschwindigkeitsverteilung in der durch eine Wand gestörten bodennahen Luftschicht, und*
Röhnisch, Arthur; Marotz, Günter: *Neue Baustoffe und Bauausführungen für den Schutz der Böschungen und der Sohle von Kanälen, Flüssen und Häfen; Gesteigungskosten und jeweilige Vorteile, sowie Unny, T.E.: Schwingungsuntersuchungen am Kegelstrahlschieber, 1967*
- 6 Seiler, Erich: *Die Ermittlung des Anlagenwertes der bundeseigenen Binnenschiffahrtsstraßen und Talsperren und des Anteils der Binnenschifffahrt an diesem Wert, 1967*
- 7 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Arthur Röhnisch mit Beiträgen von* Benk, Dieter; Breitling, J.; Gurr, Siegfried; Haberhauer, Robert; Honekamp, Hermann; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg; Miller, Rudolf; Plate, Erich J.; Radomski, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1967
- 8 Jumikis, Alfred: *Beitrag zur experimentellen Untersuchung des Wassernachschubs in einem gefrierenden Boden und die Beurteilung der Ergebnisse, 1968*
- 9 Marotz, Günter: *Technische Grundlagen einer Wasserspeicherung im natürlichen Untergrund, 1968*
- 10 Radomski, Helge: *Untersuchungen über den Einfluß der Querschnittsform wellenförmiger Spundwände auf die statischen und rammtechnischen Eigenschaften, 1968*
- 11 Schwarz, Helmut: *Die Grenztragfähigkeit des Baugrundes bei Einwirkung vertikal gezogener Ankerplatten als zweidimensionales Bruchproblem, 1969*
- 12 Erbel, Klaus: *Ein Beitrag zur Untersuchung der Metamorphose von Mittelgebirgsschneedecken unter besonderer Berücksichtigung eines Verfahrens zur Bestimmung der thermischen Schneequalität, 1969*
- 13 Westhaus, Karl-Heinz: *Der Strukturwandel in der Binnenschifffahrt und sein Einfluß auf den Ausbau der Binnenschiffskanäle, 1969*
- 14 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Ein Beitrag zur Berechnung des Erdwiderstandes unter Ansatz der logarithmischen Spirale als Gleitflächenfunktion, 1970*
- 15 Schulz, Manfred: *Berechnung des räumlichen Erddruckes auf die Wandung kreiszylindrischer Körper, 1970*
- 16 Mobasserri, Manoutschehr: *Die Rippenstützmauer. Konstruktion und Grenzen ihrer Standsicherheit, 1970*
- 17 Benk, Dieter: *Ein Beitrag zum Betrieb und zur Bemessung von Hochwasserrückhaltebecken, 1970*

- 18 Gàl, Attila: *Bestimmung der mitschwingenden Wassermasse bei überströmten Fischbauchklappen mit kreiszylindrischem Staublech*, 1971, vergriffen
- 19 Kuz, Klaus Dieter: *Ein Beitrag zur Frage des Einsetzens von Kavitationserscheinungen in einer Düsenströmung bei Berücksichtigung der im Wasser gelösten Gase*, 1971, vergriffen
- 20 Schaak, Hartmut: *Verteilleitungen von Wasserkraftanlagen*, 1971
- 21 *Sonderheft zur Eröffnung der neuen Versuchsanstalt des Instituts für Wasserbau der Universität Stuttgart mit Beiträgen von* Brombach, Hansjörg; Dirksen, Wolfram; Gàl, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Holthoff, Franz-Josef; Kuz, Klaus Dieter; Marotz, Günter; Minor, Hans-Erwin; Petrikat, Kurt; Röhnisch, Arthur; Rueff, Helge; Schwarz, Helmut; Vollmer, Ernst; Wildenhahn, Eberhard; 1972
- 22 Wang, Chung-su: *Ein Beitrag zur Berechnung der Schwingungen an Kegelstrahlschiebern*, 1972
- 23 Mayer-Vorfelder, Hans-Jörg: *Erdwiderstandsbeiwerte nach dem Ohde-Variationsverfahren*, 1972
- 24 Minor, Hans-Erwin: *Beitrag zur Bestimmung der Schwingungsanfachungsfunktionen überströmter Stauklappen*, 1972, vergriffen
- 25 Brombach, Hansjörg: *Untersuchung strömungsmechanischer Elemente (Fluidik) und die Möglichkeit der Anwendung von Wirbelkammerelementen im Wasserbau*, 1972, vergriffen
- 26 Wildenhahn, Eberhard: *Beitrag zur Berechnung von Horizontalfilterbrunnen*, 1972
- 27 Steinlein, Helmut: *Die Eliminierung der Schwebstoffe aus Flußwasser zum Zweck der unterirdischen Wasserspeicherung, gezeigt am Beispiel der Iller*, 1972
- 28 Holthoff, Franz Josef: *Die Überwindung großer Hubhöhen in der Binnenschifffahrt durch Schwimmerhebwerke*, 1973
- 29 Röder, Karl: *Einwirkungen aus Baugrundbewegungen auf trog- und kastenförmige Konstruktionen des Wasser- und Tunnelbaues*, 1973
- 30 Kretschmer, Heinz: *Die Bemessung von Bogenstaumauern in Abhängigkeit von der Talform*, 1973
- 31 Honekamp, Hermann: *Beitrag zur Berechnung der Montage von Unterwasserpipelines*, 1973
- 32 Giesecke, Jürgen: *Die Wirbelkammertriode als neuartiges Steuerorgan im Wasserbau*, und Brombach, Hansjörg: *Entwicklung, Bauformen, Wirkungsweise und Steuereigenschaften von Wirbelkammerverstärkern*, 1974

- 33 Rueff, Helge: *Untersuchung der schwingungserregenden Kräfte an zwei hintereinander angeordneten Tiefschützen unter besonderer Berücksichtigung von Kavitation*, 1974
- 34 Röhnisch, Arthur: *Einpreßversuche mit Zementmörtel für Spannbeton - Vergleich der Ergebnisse von Modellversuchen mit Ausführungen in Hüllwellrohren*, 1975
- 35 *Sonderheft anlässlich des 65. Geburtstages von Prof. Dr.-Ing. Kurt Petrikat mit Beiträgen von:* Brombach, Hansjörg; Erbel, Klaus; Flinspach, Dieter; Fischer jr., Richard; Gàl, Attila; Gerlach, Reinhard; Giesecke, Jürgen; Haberhauer, Robert; Hafner Edzard; Hausenblas, Bernhard; Horlacher, Hans-Burkhard; Hutarew, Andreas; Knoll, Manfred; Krummet, Ralph; Marotz, Günter; Merkle, Theodor; Miller, Christoph; Minor, Hans-Erwin; Neumayer, Hans; Rao, Syamala; Rath, Paul; Rueff, Helge; Ruppert, Jürgen; Schwarz, Wolfgang; Topal-Gökceli, Mehmet; Vollmer, Ernst; Wang, Chung-su; Weber, Hans-Georg; 1975
- 36 Berger, Jochum: *Beitrag zur Berechnung des Spannungszustandes in rotations-symmetrisch belasteten Kugelschalen veränderlicher Wandstärke unter Gas- und Flüssigkeitsdruck durch Integration schwach singulärer Differentialgleichungen*, 1975
- 37 Dirksen, Wolfram: *Berechnung instationärer Abflußvorgänge in gestauten Gerinnen mittels Differenzenverfahren und die Anwendung auf Hochwasserrückhaltebecken*, 1976
- 38 Horlacher, Hans-Burkhard: *Berechnung instationärer Temperatur- und Wärmespannungsfelder in langen mehrschichtigen Hohlzylindern*, 1976
- 39 Hafner, Edzard: *Untersuchung der hydrodynamischen Kräfte auf Baukörper im Tiefwasserbereich des Meeres*, 1977, ISBN 3-921694-39-6
- 40 Ruppert, Jürgen: *Über den Axialwirbelkammerverstärker für den Einsatz im Wasserbau*, 1977, ISBN 3-921694-40-X
- 41 Hutarew, Andreas: *Beitrag zur Beeinflussbarkeit des Sauerstoffgehalts in Fließgewässern an Abstürzen und Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-41-8, vergriffen
- 42 Miller, Christoph: *Ein Beitrag zur Bestimmung der schwingungserregenden Kräfte an unterströmten Wehren*, 1977, ISBN 3-921694-42-6
- 43 Schwarz, Wolfgang: *Druckstoßberechnung unter Berücksichtigung der Radial- und Längsverschiebungen der Rohrwandung*, 1978, ISBN 3-921694-43-4
- 44 Kinzelbach, Wolfgang: *Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein*, 1978, ISBN 3-921694-44-2
- 45 Barczewski, Baldur: *Neue Meßmethoden für Wasser-Luftgemische und deren Anwendung auf zweiphasige Auftriebsstrahlen*, 1979, ISBN 3-921694-45-0

- 46 Neumayer, Hans: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in radialen Wirbelkammerverstärkern*, 1979, ISBN 3-921694-46-9
- 47 Elalfy, Youssef-Elhassan: *Untersuchung der Strömungsvorgänge in Wirbelkammerdioden und -drosseln*, 1979, ISBN 3-921694-47-7
- 48 Brombach, Hansjörg: *Automatisierung der Bewirtschaftung von Wasserspeichern*, 1981, ISBN 3-921694-48-5
- 49 Geldner, Peter: *Deterministische und stochastische Methoden zur Bestimmung der Selbstdichtung von Gewässern*, 1981, ISBN 3-921694-49-3, vergriffen
- 50 Mehlhorn, Hans: *Temperaturveränderungen im Grundwasser durch Brauchwasserseinleitungen*, 1982, ISBN 3-921694-50-7, vergriffen
- 51 Hafner, Edzard: *Rohrleitungen und Behälter im Meer*, 1983, ISBN 3-921694-51-5
- 52 Rinnert, Bernd: *Hydrodynamische Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Dichteunterschieden auf die Vertikalvermischung in horizontaler Strömung*, 1983, ISBN 3-921694-52-3, vergriffen
- 53 Lindner, Wulf: *Steuerung von Grundwasserentnahmen unter Einhaltung ökologischer Kriterien*, 1983, ISBN 3-921694-53-1, vergriffen
- 54 Herr, Michael; Herzer, Jörg; Kinzelbach, Wolfgang; Kobus, Helmut; Rinnert, Bernd: *Methoden zur rechnerischen Erfassung und hydraulischen Sanierung von Grundwasserkontaminationen*, 1983, ISBN 3-921694-54-X
- 55 Schmitt, Paul: *Wege zur Automatisierung der Niederschlagsermittlung*, 1984, ISBN 3-921694-55-8, vergriffen
- 56 Müller, Peter: *Transport und selektive Sedimentation von Schwebstoffen bei gestautem Abfluß*, 1985, ISBN 3-921694-56-6
- 57 El-Qawasmeh, Fuad: *Möglichkeiten und Grenzen der Tropfbewässerung unter besonderer Berücksichtigung der Verstopfungsanfälligkeit der Tropfelemente*, 1985, ISBN 3-921694-57-4, vergriffen
- 58 Kirchenbaur, Klaus: *Mikroprozessorgesteuerte Erfassung instationärer Druckfelder am Beispiel seegangsbelasteter Baukörper*, 1985, ISBN 3-921694-58-2
- 59 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1984/85 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart), 1985, ISBN 3-921694-59-0, vergriffen
- 60 Spitz, Karlheinz: *Dispersion in porösen Medien: Einfluß von Inhomogenitäten und Dichteunterschieden*, 1985, ISBN 3-921694-60-4, vergriffen
- 61 Kobus, Helmut: *An Introduction to Air-Water Flows in Hydraulics*, 1985, ISBN 3-921694-61-2

- 62 Kaleris, Vassilios: *Erfassung des Austausches von Oberflächen- und Grundwasser in horizontalebene Grundwassermodellen*, 1986, ISBN 3-921694-62-0
- 63 Herr, Michael: *Grundlagen der hydraulischen Sanierung verunreinigter Porengrundwasserleiter*, 1987, ISBN 3-921694-63-9
- 64 Marx, Walter: *Berechnung von Temperatur und Spannung in Massenbeton infolge Hydratation*, 1987, ISBN 3-921694-64-7
- 65 Koschitzky, Hans-Peter: *Dimensionierungskonzept für Sohlbelüfter in Schußbrinnen zur Vermeidung von Kavitationsschäden*, 1987, ISBN 3-921694-65-5
- 66 Kobus, Helmut (Hrsg.): *Modellierung des großräumigen Wärme- und Schadstofftransports im Grundwasser*, Tätigkeitsbericht 1986/87 (DFG-Forschergruppe an den Universitäten Hohenheim, Karlsruhe und Stuttgart) 1987, ISBN 3-921694-66-3
- 67 Söll, Thomas: *Berechnungsverfahren zur Abschätzung anthropogener Temperaturanomalien im Grundwasser*, 1988, ISBN 3-921694-67-1
- 68 Dittrich, Andreas; Westrich, Bernd: *Bodenseeufererosion, Bestandsaufnahme und Bewertung*, 1988, ISBN 3-921694-68-X, vergriffen
- 69 Huwe, Bernd; van der Ploeg, Rienk R.: *Modelle zur Simulation des Stickstoffhaushaltes von Standorten mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung*, 1988, ISBN 3-921694-69-8, vergriffen
- 70 Stephan, Karl: *Integration elliptischer Funktionen*, 1988, ISBN 3-921694-70-1
- 71 Kobus, Helmut; Zilliox, Lothaire (Hrsg.): *Nitratbelastung des Grundwassers, Auswirkungen der Landwirtschaft auf die Grundwasser- und Rohwasserbeschaffenheit und Maßnahmen zum Schutz des Grundwassers*. Vorträge des deutsch-französischen Kolloquiums am 6. Oktober 1988, Universitäten Stuttgart und Louis Pasteur Strasbourg (Vorträge in deutsch oder französisch, Kurzfassungen zweisprachig), 1988, ISBN 3-921694-71-X
- 72 Soyeaux, Renald: *Unterströmung von Stauanlagen auf klüftigem Untergrund unter Berücksichtigung laminarer und turbulenter Fließzustände*, 1991, ISBN 3-921694-72-8
- 73 Kohane, Roberto: *Berechnungsmethoden für Hochwasserabfluß in Fließgewässern mit überströmten Vorländern*, 1991, ISBN 3-921694-73-6
- 74 Hassinger, Reinhard: *Beitrag zur Hydraulik und Bemessung von Blocksteinrampen in flexibler Bauweise*, 1991, ISBN 3-921694-74-4, vergriffen
- 75 Schäfer, Gerhard: *Einfluß von Schichtenstrukturen und lokalen Einlagerungen auf die Längsdispersion in Porengrundwasserleitern*, 1991, ISBN 3-921694-75-2
- 76 Giesecke, Jürgen: *Vorträge, Wasserwirtschaft in stark besiedelten Regionen; Umweltforschung mit Schwerpunkt Wasserwirtschaft*, 1991, ISBN 3-921694-76-0

- 77 Huwe, Bernd: *Deterministische und stochastische Ansätze zur Modellierung des Stickstoffhaushalts landwirtschaftlich genutzter Flächen auf unterschiedlichem Skalenniveau*, 1992, ISBN 3-921694-77-9, vergriffen
- 78 Rommel, Michael: *Verwendung von Kluftdaten zur realitätsnahen Generierung von Kluftnetzen mit anschließender laminar-turbulenter Strömungsberechnung*, 1993, ISBN 3-92 1694-78-7
- 79 Marschall, Paul: *Die Ermittlung lokaler Stofffrachten im Grundwasser mit Hilfe von Einbohrloch-Meßverfahren*, 1993, ISBN 3-921694-79-5, vergriffen
- 80 Ptak, Thomas: *Stofftransport in heterogenen Porenaquiferen: Felduntersuchungen und stochastische Modellierung*, 1993, ISBN 3-921694-80-9, vergriffen
- 81 Haakh, Frieder: *Transientes Strömungsverhalten in Wirbelkammern*, 1993, ISBN 3-921694-81-7
- 82 Kobus, Helmut; Cirpka, Olaf; Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter: *Versucheinrichtung zur Grundwasser und Altlastensanierung VEGAS, Konzeption und Programmrahmen*, 1993, ISBN 3-921694-82-5
- 83 Zang, Weidong: *Optimaler Echtzeit-Betrieb eines Speichers mit aktueller Abflußregenerierung*, 1994, ISBN 3-921694-83-3, vergriffen
- 84 Franke, Hans-Jörg: *Stochastische Modellierung eines flächenhaften Stoffeintrages und Transports in Grundwasser am Beispiel der Pflanzenschutzmittelproblematik*, 1995, ISBN 3-921694-84-1
- 85 Lang, Ulrich: *Simulation regionaler Strömungs- und Transportvorgänge in Karst-aquiferen mit Hilfe des Doppelkontinuum-Ansatzes: Methodenentwicklung und Parameteridentifikation*, 1995, ISBN 3-921694-85-X, vergriffen
- 86 Helmig, Rainer: *Einführung in die Numerischen Methoden der Hydromechanik*, 1996, ISBN 3-921694-86-8, vergriffen
- 87 Cirpka, Olaf: *CONTRACT: A Numerical Tool for Contaminant Transport and Chemical Transformations - Theory and Program Documentation -*, 1996, ISBN 3-921694-87-6
- 88 Haberlandt, Uwe: *Stochastische Synthese und Regionalisierung des Niederschlages für Schmutzfrachtberechnungen*, 1996, ISBN 3-921694-88-4
- 89 Croisé, Jean: *Extraktion von flüchtigen Chemikalien aus natürlichen Lockergesteinen mittels erzwungener Luftströmung*, 1996, ISBN 3-921694-89-2, vergriffen
- 90 Jorde, Klaus: *Ökologisch begründete, dynamische Mindestwasserregelungen bei Ausleitungskraftwerken*, 1997, ISBN 3-921694-90-6, vergriffen
- 91 Helmig, Rainer: *Gekoppelte Strömungs- und Transportprozesse im Untergrund - Ein Beitrag zur Hydrosystemmodellierung-*, 1998, ISBN 3-921694-91-4

- 92 Emmert, Martin: *Numerische Modellierung nichtisothermer Gas-Wasser Systeme in porösen Medien*, 1997, ISBN 3-921694-92-2
- 93 Kern, Ulrich: *Transport von Schweb- und Schadstoffen in staugeregelten Fließgewässern am Beispiel des Neckars*, 1997, ISBN 3-921694-93-0, vergriffen
- 94 Förster, Georg: *Druckstoßdämpfung durch große Luftblasen in Hochpunkten von Rohrleitungen* 1997, ISBN 3-921694-94-9
- 95 Cirpka, Olaf: *Numerische Methoden zur Simulation des reaktiven Mehrkomponententransports im Grundwasser*, 1997, ISBN 3-921694-95-7, vergriffen
- 96 Färber, Arne: *Wärmetransport in der ungesättigten Bodenzone: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1997, ISBN 3-921694-96-5
- 97 Betz, Christoph: *Wasserdampfdestillation von Schadstoffen im porösen Medium: Entwicklung einer thermischen In-situ-Sanierungstechnologie*, 1998, ISBN 3-921694-97-3
- 98 Xu, Yichun: *Numerical Modeling of Suspended Sediment Transport in Rivers*, 1998, ISBN 3-921694-98-1, vergriffen
- 99 Wüst, Wolfgang: *Geochemische Untersuchungen zur Sanierung CKW-kontaminierter Aquifere mit Fe(0)-Reaktionswänden*, 2000, ISBN 3-933761-02-2
- 100 Sheta, Hussam: *Simulation von Mehrphasenvorgängen in porösen Medien unter Einbeziehung von Hysterese-Effekten*, 2000, ISBN 3-933761-03-4
- 101 Ayros, Edwin: *Regionalisierung extremer Abflüsse auf der Grundlage statistischer Verfahren*, 2000, ISBN 3-933761-04-2, vergriffen
- 102 Huber, Ralf: *Compositional Multiphase Flow and Transport in Heterogeneous Porous Media*, 2000, ISBN 3-933761-05-0
- 103 Braun, Christopherus: *Ein Upscaling-Verfahren für Mehrphasenströmungen in porösen Medien*, 2000, ISBN 3-933761-06-9
- 104 Hofmann, Bernd: *Entwicklung eines rechnergestützten Managementsystems zur Beurteilung von Grundwasserschadensfällen*, 2000, ISBN 3-933761-07-7
- 105 Class, Holger: *Theorie und numerische Modellierung nichtisothermer Mehrphasenprozesse in NAPL-kontaminierten porösen Medien*, 2001, ISBN 3-933761-08-5
- 106 Schmidt, Reinhard: *Wasserdampf- und Heißluftinjektion zur thermischen Sanierung kontaminierter Standorte*, 2001, ISBN 3-933761-09-3
- 107 Josef, Reinhold.: *Schadstoffextraktion mit hydraulischen Sanierungsverfahren unter Anwendung von grenzflächenaktiven Stoffen*, 2001, ISBN 3-933761-10-7

- 108 Schneider, Matthias: *Habitat- und Abflussmodellierung für Fließgewässer mit unscharfen Berechnungsansätzen*, 2001, ISBN 3-933761-11-5
- 109 Rathgeb, Andreas: *Hydrodynamische Bemessungsgrundlagen für Lockerdeckwerke an überströmbaren Erddämmen*, 2001, ISBN 3-933761-12-3
- 110 Lang, Stefan: *Parallele numerische Simulation instationärer Probleme mit adaptiven Methoden auf unstrukturierten Gittern*, 2001, ISBN 3-933761-13-1
- 111 Appt, Jochen; Stumpp Simone: *Die Bodensee-Messkampagne 2001, IWS/CWR Lake Constance Measurement Program 2001*, 2002, ISBN 3-933761-14-X
- 112 Heimerl, Stephan: *Systematische Beurteilung von Wasserkraftprojekten*, 2002, ISBN 3-933761-15-8
- 113 Iqbal, Amin: *On the Management and Salinity Control of Drip Irrigation*, 2002, ISBN 3-933761-16-6
- 114 Silberhorn-Hemminger, Annette: *Modellierung von Kluftaquifersystemen: Geostatistische Analyse und deterministisch-stochastische Kluftgenerierung*, 2002, ISBN 3-933761-17-4
- 115 Winkler, Angela: *Prozesse des Wärme- und Stofftransports bei der In-situ-Sanierung mit festen Wärmequellen*, 2003, ISBN 3-933761-18-2
- 116 Marx, Walter: *Wasserkraft, Bewässerung, Umwelt - Planungs- und Bewertungsschwerpunkte der Wasserbewirtschaftung*, 2003, ISBN 3-933761-19-0
- 117 Hinkelmann, Reinhard: *Efficient Numerical Methods and Information-Processing Techniques in Environment Water*, 2003, ISBN 3-933761-20-4
- 118 Samaniego-Eguiguren, Luis Eduardo: *Hydrological Consequences of Land Use / Land Cover and Climatic Changes in Mesoscale Catchments*, 2003, ISBN 3-933761-21-2
- 119 Neunhäuserer, Lina: *Diskretisierungsansätze zur Modellierung von Strömungs- und Transportprozessen in geklüftet-porösen Medien*, 2003, ISBN 3-933761-22-0
- 120 Paul, Maren: *Simulation of Two-Phase Flow in Heterogeneous Poros Media with Adaptive Methods*, 2003, ISBN 3-933761-23-9
- 121 Ehret, Uwe: *Rainfall and Flood Nowcasting in Small Catchments using Weather Radar*, 2003, ISBN 3-933761-24-7
- 122 Haag, Ingo: *Der Sauerstoffhaushalt staugeregelter Flüsse am Beispiel des Neckars - Analysen, Experimente, Simulationen -*, 2003, ISBN 3-933761-25-5
- 123 Appt, Jochen: *Analysis of Basin-Scale Internal Waves in Upper Lake Constance*, 2003, ISBN 3-933761-26-3

- 124 Hrsg.: Schrenk, Volker; Batereau, Katrin; Barczewski, Baldur; Weber, Karolin und Koschitzky, Hans-Peter: *Symposium Ressource Fläche und VEGAS - Statuskolloquium 2003, 30. September und 1. Oktober 2003*, 2003, ISBN 3-933761-27-1
- 125 Omar Khalil Ouda: *Optimisation of Agricultural Water Use: A Decision Support System for the Gaza Strip*, 2003, ISBN 3-933761-28-0
- 126 Batereau, Katrin: *Sensorbasierte Bodenluftmessung zur Vor-Ort-Erkundung von Schadensherden im Untergrund*, 2004, ISBN 3-933761-29-8
- 127 Witt, Oliver: *Erosionsstabilität von Gewässersedimenten mit Auswirkung auf den Stofftransport bei Hochwasser am Beispiel ausgewählter Stauhaltungen des Oberrheins*, 2004, ISBN 3-933761-30-1
- 128 Jakobs, Hartmut: *Simulation nicht-isothermer Gas-Wasser-Prozesse in komplexen Kluft-Matrix-Systemen*, 2004, ISBN 3-933761-31-X
- 129 Li, Chen-Chien: *Deterministisch-stochastisches Berechnungskonzept zur Beurteilung der Auswirkungen erosiver Hochwasserereignisse in Flusstauhaltungen*, 2004, ISBN 3-933761-32-8
- 130 Reichenberger, Volker; Helmig, Rainer; Jakobs, Hartmut; Bastian, Peter; Niessner, Jennifer: *Complex Gas-Water Processes in Discrete Fracture-Matrix Systems: Upscaling, Mass-Conservative Discretization and Efficient Multilevel Solution*, 2004, ISBN 3-933761-33-6
- 131 Hrsg.: Barczewski, Baldur; Koschitzky, Hans-Peter; Weber, Karolin; Wege, Ralf: *VEGAS - Statuskolloquium 2004*, Tagungsband zur Veranstaltung am 05. Oktober 2004 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2004, ISBN 3-933761-34-4
- 132 Asie, Kemal Jabir: *Finite Volume Models for Multiphase Multicomponent Flow through Porous Media*. 2005, ISBN 3-933761-35-2
- 133 Jacoub, George: *Development of a 2-D Numerical Module for Particulate Contaminant Transport in Flood Retention Reservoirs and Impounded Rivers*, 2004, ISBN 3-933761-36-0
- 134 Nowak, Wolfgang: *Geostatistical Methods for the Identification of Flow and Transport Parameters in the Subsurface*, 2005, ISBN 3-933761-37-9
- 135 Süß, Mia: *Analysis of the influence of structures and boundaries on flow and transport processes in fractured porous media*, 2005, ISBN 3-933761-38-7
- 136 Jose, Surabhin Chackiath: *Experimental Investigations on Longitudinal Dispersive Mixing in Heterogeneous Aquifers*, 2005, ISBN: 3-933761-39-5
- 137 Filiz, Fulya: *Linking Large-Scale Meteorological Conditions to Floods in Mesoscale Catchments*, 2005, ISBN 3-933761-40-9

- 138 Qin, Minghao: *Wirklichkeitsnahe und recheneffiziente Ermittlung von Temperatur und Spannungen bei großen RCC-Staumauern*, 2005, ISBN 3-933761-41-7
- 139 Kobayashi, Kenichiro: *Optimization Methods for Multiphase Systems in the Sub-surface - Application to Methane Migration in Coal Mining Areas*, 2005, ISBN 3-933761-42-5
- 140 Rahman, Md. Arifur: *Experimental Investigations on Transverse Dispersive Mixing in Heterogeneous Porous Media*, 2005, ISBN 3-933761-43-3
- 141 Schrenk, Volker: *Ökobilanzen zur Bewertung von Altlastensanierungsmaßnahmen*, 2005, ISBN 3-933761-44-1
- 142 Hundecha, Hirpa Yeshewatersa: *Regionalization of Parameters of a Conceptual Rainfall-Runoff Model*, 2005, ISBN: 3-933761-45-X
- 143 Wege, Ralf: *Untersuchungs- und Überwachungsmethoden für die Beurteilung natürlicher Selbstreinigungsprozesse im Grundwasser*, 2005, ISBN 3-933761-46-8
- 144 Breiting, Thomas: *Techniken und Methoden der Hydroinformatik - Modellierung von komplexen Hydrosystemen im Untergrund*, 2006, 3-933761-47-6
- 145 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Müller, Martin: *Ressource Untergrund: 10 Jahre VEGAS: Forschung und Technologieentwicklung zum Schutz von Grundwasser und Boden*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. und 29. September 2005 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2005, ISBN 3-933761-48-4
- 146 Rojanschi, Vlad: *Abflusskonzentration in mesoskaligen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung des Sickerraumes*, 2006, ISBN 3-933761-49-2
- 147 Winkler, Nina Simone: *Optimierung der Steuerung von Hochwasserrückhaltebecken-systemen*, 2006, ISBN 3-933761-50-6
- 148 Wolf, Jens: *Räumlich differenzierte Modellierung der Grundwasserströmung alluvialer Aquifere für mesoskalige Einzugsgebiete*, 2006, ISBN: 3-933761-51-4
- 149 Kohler, Beate: *Externe Effekte der Laufwasserkraftnutzung*, 2006, ISBN 3-933761-52-2
- 150 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias: *VEGAS-Statuskolloquium 2006*, Tagungsband zur Veranstaltung am 28. September 2006 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2006, ISBN 3-933761-53-0
- 151 Niessner, Jennifer: *Multi-Scale Modeling of Multi-Phase - Multi-Component Processes in Heterogeneous Porous Media*, 2006, ISBN 3-933761-54-9
- 152 Fischer, Markus: *Beanspruchung eingeeerdeter Rohrleitungen infolge Austrocknung bindiger Böden*, 2006, ISBN 3-933761-55-7

- 153 Schneck, Alexander: *Optimierung der Grundwasserbewirtschaftung unter Berücksichtigung der Belange der Wasserversorgung, der Landwirtschaft und des Naturschutzes*, 2006, ISBN 3-933761-56-5
- 154 Das, Tapash: *The Impact of Spatial Variability of Precipitation on the Predictive Uncertainty of Hydrological Models*, 2006, ISBN 3-933761-57-3
- 155 Bielinski, Andreas: *Numerical Simulation of CO₂ sequestration in geological formations*, 2007, ISBN 3-933761-58-1
- 156 Mödinger, Jens: *Entwicklung eines Bewertungs- und Entscheidungsunterstützungssystems für eine nachhaltige regionale Grundwasserbewirtschaftung*, 2006, ISBN 3-933761-60-3
- 157 Manthey, Sabine: *Two-phase flow processes with dynamic effects in porous media - parameter estimation and simulation*, 2007, ISBN 3-933761-61-1
- 158 Pozos Estrada, Oscar: *Investigation on the Effects of Entrained Air in Pipelines*, 2007, ISBN 3-933761-62-X
- 159 Ochs, Steffen Oliver: *Steam injection into saturated porous media – process analysis including experimental and numerical investigations*, 2007, ISBN 3-933761-63-8
- 160 Marx, Andreas: *Einsatz gekoppelter Modelle und Wetterradar zur Abschätzung von Niederschlagsintensitäten und zur Abflussvorhersage*, 2007, ISBN 3-933761-64-6
- 161 Hartmann, Gabriele Maria: *Investigation of Evapotranspiration Concepts in Hydrological Modelling for Climate Change Impact Assessment*, 2007, ISBN 3-933761-65-4
- 162 Kebede Gurmessa, Tesfaye: *Numerical Investigation on Flow and Transport Characteristics to Improve Long-Term Simulation of Reservoir Sedimentation*, 2007, ISBN 3-933761-66-2
- 163 Trifković, Aleksandar: *Multi-objective and Risk-based Modelling Methodology for Planning, Design and Operation of Water Supply Systems*, 2007, ISBN 3-933761-67-0
- 164 Götzinger, Jens: *Distributed Conceptual Hydrological Modelling - Simulation of Climate, Land Use Change Impact and Uncertainty Analysis*, 2007, ISBN 3-933761-68-9
- 165 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias: *VEGAS – Kolloquium 2007*, Tagungsband zur Veranstaltung am 26. September 2007 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2007, ISBN 3-933761-69-7
- 166 Freeman, Beau: *Modernization Criteria Assessment for Water Resources Planning; Klamath Irrigation Project, U.S.*, 2008, ISBN 3-933761-70-0

- 167 Dreher, Thomas: *Selektive Sedimentation von Feinstschwebstoffen in Wechselwirkung mit wandnahen turbulenten Strömungsbedingungen*, 2008, ISBN 3-933761-71-9
- 168 Yang, Wei: *Discrete-Continuous Downscaling Model for Generating Daily Precipitation Time Series*, 2008, ISBN 3-933761-72-7
- 169 Kopecki, Ianina: *Calculational Approach to FST-Hemispheres for Multiparametrical Benthos Habitat Modelling*, 2008, ISBN 3-933761-73-5
- 170 Brommundt, Jürgen: *Stochastische Generierung räumlich zusammenhängender Niederschlagszeitreihen*, 2008, ISBN 3-933761-74-3
- 171 Papafotiou, Alexandros: *Numerical Investigations of the Role of Hysteresis in Heterogeneous Two-Phase Flow Systems*, 2008, ISBN 3-933761-75-1
- 172 He, Yi: *Application of a Non-Parametric Classification Scheme to Catchment Hydrology*, 2008, ISBN 978-3-933761-76-7
- 173 Wagner, Sven: *Water Balance in a Poorly Gauged Basin in West Africa Using Atmospheric Modelling and Remote Sensing Information*, 2008, ISBN 978-3-933761-77-4
- 174 Hrsg.: Braun, Jürgen; Koschitzky, Hans-Peter; Stuhmann, Matthias; Schrenk, Volker: *VEGAS-Kolloquium 2008 Ressource Fläche III*, Tagungsband zur Veranstaltung am 01. Oktober 2008 an der Universität Stuttgart, Campus Stuttgart-Vaihingen, 2008, ISBN 978-3-933761-78-1
- 175 Patil, Sachin: *Regionalization of an Event Based Nash Cascade Model for Flood Predictions in Ungauged Basins*, 2008, ISBN 978-3-933761-79-8
- 176 Assteerawatt, Anongnart: *Flow and Transport Modelling of Fractured Aquifers based on a Geostatistical Approach*, 2008, ISBN 978-3-933761-80-4

Die Mitteilungshefte ab der Nr. 134 (Jg. 2005) stehen als pdf-Datei über die Homepage des Instituts: www.iws.uni-stuttgart.de zur Verfügung.