

# Charakterisierung von Karstgrundwasserleitern durch Simulation der Aquifergenese und des Wärmetransports

Rudolf Liedl, Martin Sauter

## Kurzfassung

Dieser Beitrag bietet einen Überblick über einen kombinierten Modellansatz zur Langzeit-Simulation der Aquifergenese (Vorwärtsmodellierung) und zur Kurzzeit-Simulation des Wärmetransports (Inversmodellierung) in Karstgrundwasserleitern. Dieser Ansatz basiert auf einer Modellvorstellung, die das duale Strömungsverhalten, die Lösungskinetik von Kalzit sowie Wärmetransportprozesse in Karstsystemen berücksichtigt. Das auf dieser Grundlage entwickelte Modellwerkzeug erweist sich als wertvolles Hilfsmittel, um Hypothesen über die Struktur von Karstsystemen überprüfen und typische Szenarien ihrer Entstehung untersuchen zu können. Die beiden hierzu vorgestellten Beispiele beziehen sich auf ein dendritisches Röhrensystem, das an ein Feinkluftsystem gekoppelt ist.

## Abstract

This paper is intended to provide an overview of an integrated modelling approach which allows for long-term simulations of aquifer genesis and for short-term simulations of heat transfer in karst aquifers as well.

This approach is based upon a conceptual model of karst systems incorporating their dualistic flow pattern, calcite dissolution kinetics and heat transport processes.

The modelling tool which has been developed proves to be a useful device for testing hypotheses on the structure of karst aquifers and for investigating typical scenarios of the development of carbonate aquifers. For this purpose, two examples referring to a dendritical conduit network which is coupled to a fissured system are discussed.

## Einführung

Grundwassерmodelle werden häufig eingesetzt, um Strömung und Stofftransport in Karstaquiferen im Einzugsgebietsmaßstab zu simulieren, z. B. mit dem Ziel der Grundwassergefährdungsabschätzung. Die Zuverlässigkeit solcher Prognosen hängt jedoch ganz erheblich von der Kenntnis der räumlichen Verteilung der Strömungs- und Transportparameter im Modellgebiet ab. Die Ermittlung der Parameterfelder, wie etwa der in Karsteinzugsgebieten überaus heterogen verteilten Durchlässigkeitswerte oder Speicherkoefizienten, erweist sich in aller Regel als äußerst problematisch. Die Schwierigkeiten bei der Parameterbestimmung sind dabei auf das duale Strömungsverhalten in Karstsystemen zurückzuführen, das z. B. von KIRALY (1998) beschrieben wird. Demnach lässt sich ein Karstgrundwasserleiter als ein Strömungssystem auffassen, das sich aus einem sog. Feinkluft- und einem Röhrensystem zusammensetzt. Das Feinkluftsystem repräsentiert dabei den Hauptanteil des permeablen, geklüfteten Kalksteins, während das Röhrensystem das Dränagenetzwerk der großdimensionalen Karströhren umfasst.

Strömung und Transport in Karstaquiferen werden in erheblichem Maße von dem hochdurchlässigen Röhrensystem beeinflusst, das jedoch nur einen sehr geringen Anteil des Aquifervolumens (ca. 1 %) einnimmt und daher mit herkömmlichen Erkundungsmethoden sehr schwer zu charakterisieren ist.

Dr. R. Liedl,  
Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Tübingen,  
Sigwartstraße 10, 72076 Tübingen,  
Telefon: 07071-29-76991, Telefax: 07071-5059,  
E-Mail: rudolf.liedl@uni-tuebingen.de

Prof. Dr. M. Sauter,  
Fachgebiet Hydrogeologie,  
Institut für Geowissenschaften, Universität Jena,  
Burgweg 11, 07749 Jena,  
Telefon: 03641-9-46850, Telefax: 03641-9-48622,  
E-Mail: sauter@geo.uni-jena.de

*Eingang des Beitrages: 20.10.99  
Eingang des überarbeiteten Beitrages: 11.01.00*

So liefern Pumpversuche oder die Konstruktion von Äquipotenziallinien lediglich Aussagen über das Feinkluftsystem. Aus Tracertests hingegen können Informationen über das Röhrensystem nur dann gewonnen werden, wenn bereits Vorkenntnisse über die Lage einzelner Karströhren (z. B. aus der topografischen Position von Dolinen) vorliegen.

Gegenwärtig werden zwei Alternativen diskutiert, mit deren Hilfe die Geometrie und die hydraulischen Parameter von Karströhrensystemen im Einzugsgebietsmaßstab besser charakterisiert und die Informationen aus herkömmlichen Erkundungsansätzen ergänzt werden können. Es handelt sich dabei um

- numerische Vorwärtsmodellierungen der zeitlichen Entwicklung von Röhrensystemen auf der Grundlage von Informationen über die geologisch-geomorphologische Entstehungsgeschichte von Karstsystemen und um
- die Analyse kurzzeitiger Wärmeimpulse in Karstgrundwasserleitern, aus denen sich Aussagen über die Geometrie und die Struktur des Karströhrensystems ableiten lassen.

Die unter a) aufgeführte Vorgehensweise der Vorwärtsmodellierung wird in diesem Beitrag mit dem Begriff „Aquifergenese“ verbunden, da diese Methode zur Simulation nicht nur der Aufweitung einzelner Röhren, sondern auch der Entstehung von Röhrennetzwerken im Einzugsgebietsmaßstab eingesetzt werden kann.

Numerische Langzeit-Simulationen zur Modellierung der Karstaquifergenese in geologischen Zeiträumen wurden von CLEMENS et al. (1996, 1997, 1999a), GROVES & HOWARD (1994a, b), HOWARD & GROVES (1995), HÜCKINGHAUS et al. (1999) und LAURITZEN et al. (1992) durchgeführt. Dabei erhält man durch die Simulation der zeitlichen Erweiterung des Röhrensystems als Folge von Karbonatlösungsprozessen Informationen über gegenwärtige Kenndaten eines Aquifers, wie z. B. die Struktur des Röhrennetzwerks und die Röhrendurchmesser. Dieser Modellansatz integriert grundlegende Erkenntnisse zur Kalzit-Lösungskinetik, die u. a. von WHITE (1969), PLUMMER & WIGLEY (1976), BUHNMANN & DREYBRODT (1985) sowie DREYBRODT (1988, 1990, 1998) erarbeitet wurden.

Forschungsgegenstand ist gegenwärtig auch die Charakterisierung von Karströhrensystemen anhand von Änderungen der Wassertemperatur in Karstquellen als Folge eines Wärmepulses nach Grundwasserneubildungereignissen (JEANNIN 1990, BENDE-RITTER et al. 1993, RENNER 1996, HÜCKINGHAUS et al. 1997, JEANNIN et al. 1997, RENNER & SAUTER 1997, LIEDL et al. 1998). Diese Kurzzeit-Analysen beruhen auf Beobachtungen, nach denen sich in Temperatursignalen an Karstquellen geometrische Eigenschaften des Röhrennetzwerks im Einzugsgebiet widerspiegeln. Beide Methoden erfordern die Verwendung eines gekoppelten Ansatzes, wie er von KIRALY (1984) vorgeschlagen wurde. Hierbei wird das Röhrensystem als diskretes Netzwerk und das Feinkluftsystem als Kontinuum modelliert, um das oben erwähnte duale Strömungsverhalten abbilden zu können.

Dieser Beitrag stellt einen kombinierten Modellansatz vor, der sowohl Langzeit-Simulationen der Karstaquifergenese als auch Kurzzeit-Simulationen des Wärmetransports ermöglicht, wobei beide zu Vergleichszwecken mit denselben hydraulischen Kenngrößen (Struktur des Röhrensystems, Röhrendurchmesser, Durchlässigkeit des Feinkluftsystems) durchgeführt werden können. Der zugrunde liegende Modellansatz beruht auf einem konzeptionellen Modell von Karstsystemen, das deren duales Strömungsverhalten, die Lösungskinetik von Kalzit und Wärmetransportprozesse beinhaltet. Modellanwendungen werden für

zwei typische Beispiele anhand eines dendritischen Netzwerks demonstriert, das an ein Feinkluftsystem gekoppelt ist. Im ersten Beispiel wird das Anwachsen der Röhrendurchmesser für einen Simulationszeitraum von etwa 1.400 a verfolgt, während das zweite Beispiel auf die Identifikation der Röhrengroße mittels Quellwassertemperaturen abzielt, die über einen kurzen Zeitraum (2 h) gemessen wurden.

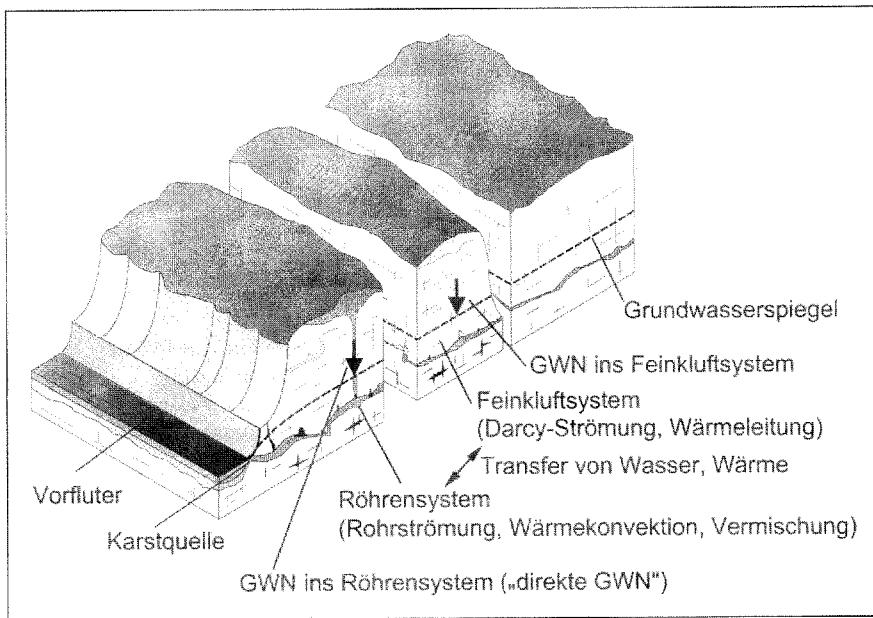
## Prozesse

Die wichtigsten Prozesse der Aquifergenese und des Wärmetransports in Karstsystemen sind in Abbildung 1 zusammengefasst. Die Grundwasserströmung (wassergesättigte Verhältnisse) erfolgt dabei in einem dualen Strömungssystem, bestehend aus einem hochdurchlässigen Röhrensystem mit geringem Speicher- vermögen (Größenordnung des Speicherkoefizienten ca.  $10^{-4}$ ) und einem sehr viel geringer durchlässigen Feinkluftsystem mit hohem Speicher- vermögen (Größenordnung des Speicherkoefizienten bei gespanntem Grundwasserleiter ca.  $10^{-2}$ ). Das Röhrensystem ist durch hohe Fließgeschwindigkeiten (bis zu 100 m/h) charakterisiert. In Abhängigkeit vom Betrag der Fließgeschwindigkeit können laminare oder turbulente Strömungsbedingungen vorliegen. Der Übergang von Grundwasser zwischen den beiden Strömungssystemen wird über Potenzialdifferenzen gesteuert. Ein Abfluss aus dem Röhren- ins Feinkluftsystem stellt sich üblicherweise unmittelbar nach Grundwasserneubildungereignissen ein, wenn die schnelle Wasseraufzehr ins phreatische Röhrensystem (s. u.) in diesem zu einem Anwachsen der Potenzialwerte führt. Einige Tage nach dem Ereignis kehrt sich die Strömungsrichtung um, und Grundwasser wird allmählich aus dem Speicher des Feinkluftsystems abgegeben. Dieser Vorgang kann je nach Reife des Karstsystems – entsprechend der in einem weniger bzw. stärker entwickelten Röhrensystem abfuhrbaren Wassermengen – mehrere Wochen bis Monate in Anspruch nehmen.

Im Modellkonzept werden zwei Arten der Grundwasserneubildung (GWN) unterschieden:

- direkte GWN (in der Größenordnung von bis zu 1 % der gesamten GWN), welche die phreatische Zone innerhalb weniger Tage über hochdurchlässige Schlitzen und Dolinen erreicht, und
- die mit einer deutlichen Verzögerung am Grundwasserspiegel ankommende indirekte GWN. Diese Verzögerung lässt sich entweder auf einen Epikarsthorizont zurückführen, der eine Pufferwirkung auf das infiltrierende Wasser ausübt (WILLIAMS 1983), oder auf das langsamere Fließen durch geringer durchlässige ungesättigte Bereiche (MOHROK & SAUTER, 1999).

Die Unterscheidung dieser beiden GWN-Arten ist von Bedeutung, da sie sowohl hinsichtlich der Infiltrationsraten, der Wassermengen, der Untersättigung bzgl. Kalzit wie auch in der Temperatur differieren. So weist die indirekte GWN aufgrund der hohen Verweilzeit im Epikarst oder in der ungesättigten Zone (Größenordnung Wochen bis Monate) Ca<sup>2+</sup>-Konzentrationen nahe der Gleichgewichtskonzentration auf, und ihre Temperatur hat sich an die Gesteins- und Wassertemperatur des Feinkluftsystems angepasst. Demgegenüber ist die direkte GWN bzgl. Kalzit stark untersättigt, und aufgrund des schnelleren Durchströmens der ungesättigten Zone (kurze Verweilzeit in der Größenordnung von Stunden bis Tagen) erfolgt ein



**Abb. 1:** Konzeptionelles Modell für Strömung, Kalzitlösung und Wärmetransport in einem Karstsystem (GWN = Grundwasserneubildung)

wesentlich schwächer ausgeprägter Temperaturabgleich mit dem Feinkluftsystem.

Bei der Langzeit-Simulation der Aquisergenese muss zudem die Lösung von Karbonat an der Röhrenoberfläche berücksichtigt werden. Die Lösungsrate hängt dabei vom Fließregime, von der Temperatur, vom Kohlendioxid-Partialdruck und von der  $\text{Ca}^{2+}$ -Gleichgewichtskonzentration ab. Überdies gelten für  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentrationen nahe am bzw. weitab vom chemischen Gleichgewicht unterschiedliche Lösungsraten (BUHMANN & DREYBRODT 1985). Die Kalzitlösung führt zu einer Zunahme der Röhrendurchmesser und folglich zu einem Anwachsen der hydraulischen Durchlässigkeit des Röhrennetzwerks. Die höhere Durchströmung wiederum zieht eine verstärkte Kalzitlösung nach sich, d. h. es entwickelt sich ein positiver Rückkopplungsmechanismus zwischen Strömung und Lösungsprozessen.

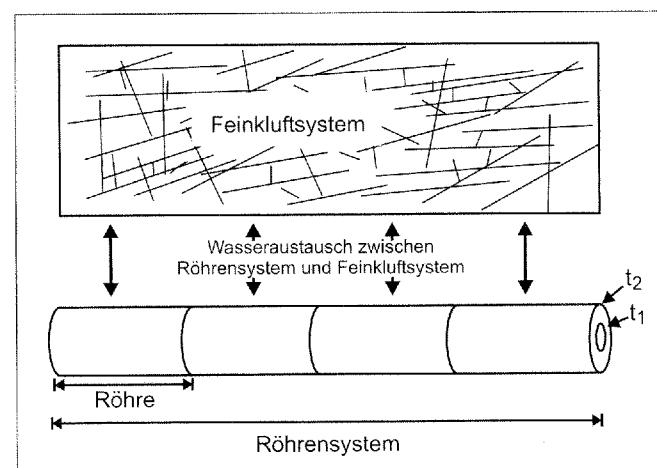
Wie bereits erwähnt, ist die direkte GWN für den Transport von Temperatursignalen durch die phreatische Zone verantwortlich. Aufgrund der hohen Strömungsgeschwindigkeiten in den Röhren darf dabei angenommen werden, dass der Wärmetransport im Röhrensystem von der Konvektion dominiert wird. Demgegenüber ist die Fließgeschwindigkeit im Feinkluftsystem derart gering, dass die Wärmeausbreitung dort primär durch Konduktion erfolgt. Darüber hinaus findet ein Wärmetransfer zwischen den beiden Fließsystemen statt, der vom zugehörigen Temperaturgradienten und dem Oberflächen-Volumen-Verhältnis der hochdurchlässigen Röhren abhängt.

## Mathematisches Modell

Im Folgenden werden die Grundlagen eines mathematischen Modells kurz zusammengefasst, mit dem sich die Karstgenese und der Wärmetransport in Karstaquiferen simulieren lassen. Dieses Modell berücksichtigt die im vorangegangenen Abschnitt behandelten Prozesse der Grundwasserströmung, des  $\text{Ca}^{2+}$ -Transports, der Kalzitlösung, der Röhrenaufweitung und des Wärmetransports. Weiterführende Einzelheiten sind bei HÜCKINGHAUS (1998) und HÜCKINGHAUS et al. (1999) zu finden. Diese Veröffentlichungen gehen insbesondere auf die verwen-

deten Modellgleichungen zur Quantifizierung der angesprochenen Prozesse ein.

Die Grundwasserströmung im Feinkluftsystem wird mittels eines Kontinuumansatzes unter Verwendung der Boussinesq-Gleichung modelliert (z. B. BERKOWITZ et al. 1988). Die Strömung im Röhrensystem, das sich aus zylinderförmigen Röhren zusammensetzt, unterliegt dem Kirchhoff'schen Gesetz, wonach sich Gesamtzu- und -abflüsse an jedem Knoten des Röhrennetzwerks die Waage halten (HORLACHER & LÜDECKE 1992). Der Durchfluss jeder Röhre errechnet sich aus der Potenzialdifferenz zwischen den angrenzenden Knoten mit Hilfe des Darcy-Weisbach-Fließgesetzes, wobei die jeweils herrschenden Strömungsbedingungen Berücksichtigung finden, d. h. das Modell ist in der Lage, sowohl laminares als auch turbulentes Fließen zu simulieren, und die Strömungsbedingungen können dabei räumlich und zeitlich variieren. Der Durchfluss bei Übertritt von Grundwasser zwischen Röhren- und Feinkluftsystem (Abb. 2) wird als proportional zur Potenzialdifferenz zwischen diesen beiden Sys-



**Abb. 2:** Implementation der Strömungs- und Kalzitlösungsprozesse in CAVE ( $t_1$  und  $t_2$  entsprechen den zwei zeitlich verschiedenen Zuständen der Röhrenaufweitung)

men angesetzt (SAUTER 1992). Ebenso kann beiden Fließsystemen der jeweilige Anteil an der GWN mittels Wichtungsfaktoren zugewiesen werden (vgl. vorhergehender Abschnitt). Der Transport der  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen in den Röhren wird mittels der eindimensionalen Advektionsgleichung beschrieben, die einen Quellenterm enthält, der das Anwachsen der Ionenkonzentration als Folge der Kalzitlösung berücksichtigt. Die quantitative Beschreibung der Kalzitlösung, in die insbesondere die Differenz zwischen der aktuellen  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentration in den Röhren und der  $\text{Ca}^{2+}$ -Gleichgewichtskonzentration eingeht, wird dabei von BUHMANN & DREYBRODT (1985) bzw. DREYBRODT (1988) übernommen. An den Knoten des Röhrennetzwerks wird eine instantane Vermischung der  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen angenommen. Dies gilt auch für die  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen, die aus dem Feinkluftsystem bzw. mit der direkten GWN in die Röhren gelangen.

In ähnlicher Weise wird der Wärmetransport in den Röhren unter Verwendung der eindimensionalen Konvektionsgleichung modelliert. Auch diese enthält einen Quellenterm, der den Wärmetransfer in das oder aus dem Feinkluftsystem berücksichtigt. Beim gegenwärtigen Stand der Modellentwicklung wird aufgrund der geringen Fließgeschwindigkeit die Wärmekonvektion im Feinkluftsystem zugunsten der Wärmeleitung vernachlässigt. Zur Lösung der Konduktionsgleichung werden radiale Koordinaten verwendet, d. h. es wird angenommen, dass der konduktive Wärmetransport senkrecht zu den zylinderförmigen Röhren gerichtet ist (Abb. 3). An jedem Knoten des Röhrensystems wird die Annahme der instantanen Vermischung aller Zuflüsse (inkl. GWN) beibehalten, sodass sich die Wassertemperatur als gewichtetes Mittel der Zuflusstemperaturen errechnet, wobei die Wichtungsfaktoren den jeweiligen Zuflussanteilen entsprechen.

Die Modellierung der Karbonatlösung basiert auf experimentellen Befunden (z. B. BUHMANN & DREYBRODT 1985), denen zu folge nahe am chemischen Gleichgewicht eine „langsame“, ansonsten jedoch eine „schnelle“ Lösungskinetik vorherrscht. Darüber hinaus wird bei der Beschreibung der Lösungskinetik die  $\text{Ca}^{2+}$ -Diffusion im Grenzfilm zwischen Kalzit und mobilem Wasser berücksichtigt (a. a. O.). Die Erhaltung der Karbonatmasse führt schließlich auf mathematische Ausdrücke (HÜCKINGHAUS et al. 1999), mit denen die zeitliche Zunahme der Röhrendurchmesser bestimmt werden kann (Abb. 2).

Die Modellgleichungen werden mit Hilfe eines numerischen Algorithmus gelöst, der im Programm CAVE (Carbonate Aquifer Voids Evolution) implementiert ist (CLEMENS et al. 1996). Die Modellierung der Strömung im Feinkluftsystem übernimmt dabei das Programm MODFLOW (McDONALD & HARBAUGH 1988), das auf der Basis zentraler Finiter Differenzen arbeitet. Zur Modellierung der Strömung im Röhrensystem wird das iterative Newton-Raphson-Verfahren eingesetzt, um das für turbulente Bedingungen nichtlineare Gleichungssystem zu lösen. Diese Vorgehensweise lässt eine Änderung der Strömungsbedingungen für jede Röhre in jedem Zeitschritt zu. Advektiver  $\text{Ca}^{2+}$ - und konvektiver Wärmetransport in den Röhren werden jeweils mittels eines eindimensionalen Upwind-Verfahrens (Finite Differenzen) simuliert. Dabei wird die Auswertung der Reaktionskinetik für jede Röhre mit einbezogen. Die Zunahme der Röhrendurchmesser errechnet sich dann unmittelbar aus der gelösten Karbonatmasse. Die Wärmeausbreitung im Feinkluftsystem ergibt sich aus der zugehörigen Temperaturverteilung, die man unter Verwendung zentraler Finiter Differenzen als Lösung der Wärmeleitungsgleichung erhält. Die numerischen Verfahren zur Lösung der Wärmeleitungs- und -konvektionsgleichung sind über einen Wärmetransferterm gekoppelt, der den Übergang von Wärme zwischen dem Feinkluft- und dem Röhrensystem quantifiziert.

CAVE ließ sich hinsichtlich der Kalzitlösung verifizieren, indem Modellgeometrie und Parameterwerte so gewählt wurden, dass die Modellresultate mit jenen von GROVES (1993) und DREYBRODT (1996) für nicht ans Feinkluftsystem angekoppelte Einzelröhren verglichen werden konnten. In beiden Fällen zeigte sich, dass die Ergebnisse dieser Autoren von CAVE sehr gut approximiert werden (CLEMENS et al. 1999b, SAUTER & LIEDL 1999). Darüber hinaus wurde das Wärmetransportmodul von CAVE anhand einer von CARSLAW & JAEGER (1959) angegebenen analytischen Lösung verifiziert. Diese Lösung beschreibt die zeitabhängige Temperaturverteilung um einen Hohlzylinder für eine zeitlich konstante Wassertemperatur an der Zylinderoberfläche. Dabei ergaben sich vernachlässigbare Abweichungen der numerischen von der analytischen Lösung (HÜCKINGHAUS 1998). Der Vollständigkeit halber sei hier auch noch eine Reihe von Sensitivitätsanalysen erwähnt (CLEMENS 1997, SAUTER et al. 1997, HÜCKINGHAUS 1998, SAUTER & LIEDL 1999).

## Modellergebnisse

In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse zweier Parametersstudien diskutiert. Damit soll die Anwendbarkeit von CAVE sowohl für die Simulation von Szenarien der Aquifergenese als auch für die Analyse von Temperaturdurchbruchskurven gezeigt werden.

### Genese von Karstaquiferen

Den Ausgangspunkt für die in diesem Abschnitt vorgestellte Langzeit-Prinzipsimulation der Aquifergenese bildet ein dendritisches Röhrensystem (Abb. 4) mit gleichförmigen Anfangsdurchmessern ( $d = 1 \text{ mm}$ ). An drei Seiten des rechteckigen Modellgebiets liegt ein undurchlässiger Rand vor (No-Flow-Bedingung), während an der vierten Seite ein Festpotenzial vorgegeben wird, das den Vorfluter repräsentiert. Der Aquifer wird als ungespannt angenommen, und das Wasser im Feinkluftsystem soll eine  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentration von 90 % der Gleich-

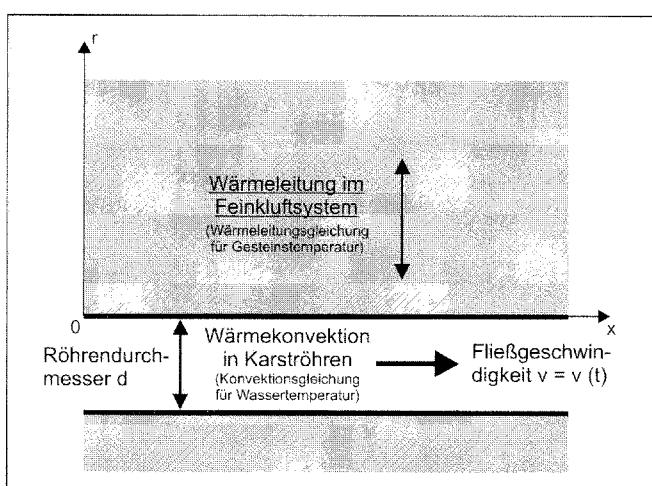


Abb. 3: Implementation der Wärmetransportprozesse in CAVE

gewichtskonzentration aufweisen. Eine zeitunabhängige GWN wird gleichförmig über das Einzugsgebiet verteilt, wobei 1 % – ebenfalls gleichförmig verteilt – direkt dem Röhrensystem zugeführt wird (direkte GWN). Das Röhrensystem ist im Inneren des Modellgebiets über Potenzialdifferenzen an das Feinkluftsystem gekoppelt, d. h. an den oberstromigen Knoten des Röhrensystems liegt keine Festpotenzial-Randbedingung vor. Zu Beginn der Simulation verlaufen die Äquipotenziallinien des Feinklufsystems parallel zum Festpotenzialrand, da die Röhrendurchmesser nicht groß genug sind, um das Strömungsfeld zu beeinflussen. Da die direkte GWN an allen Knoten des Röhrennetzwerks zutritt (Abb. 4), wird jede Röhre nahe ihres oberstromigen Knotens durch die „schnelle“ Lösungskinetik erweitert. Der zunächst weitaus größere restliche Teil jeder Röhre nimmt jedoch gemäß der „langsam“ Lösungskinetik zu, sodass dieser Prozess die Röhrenentwicklung im Anfangsstadium limitiert. Die Eindringtiefe der „schnellen“ Kinetik, d. h. die Länge des Röhrenabschnitts, in dem diese Lösungskinetik aktiv ist, wächst zwar für jede Röhre mit der Zeit an, die zugehörigen Wachstumsraten sind jedoch für die einzelnen Röhren unterschiedlich, da der Potenzialgradient aufgrund des freien Grundwasserspiegels und insbesondere aufgrund der gleichförmig verteilten GWN bei Annäherung an den Festpotenzialrand zunimmt. Dies führt zu höheren Fließgeschwindigkeiten in den Röhren nahe der Quelle, sodass die entsprechenden Verweilzeiten des Wassers ab- und die Kalzitlösungsrate folglich zunehmen. Röhre 1 ist somit die erste, in der ein Durchbruch stattfindet, d. h. die „schnelle“ Lösungskinetik ist nach dem Durchbruch über die gesamte Rohrlänge aktiv.

Nach diesem Durchbruch der „schnellen“ Lösungskinetik wächst der Durchfluss in Röhre 1 rapide an, und die Strömungsbedingungen wechseln von laminar zu turbulent, wodurch sich die Lösungsratenkonstante zusätzlich erhöht und der Röhrendurchmesser bzw. der Fließquerschnitt somit beschleunigt anwächst. Folglich nimmt der hydraulische Gradient in Röhre 1

ab, und die Position des größten Gradienten, mit dem die höchste Lösungsrate verbunden ist, wird von der Quelle nach oberstrom verschoben (CLEMENS et al. 1996). Aus diesem Grund verlagert sich auch die stärkste Erweiterung des Röhrensystems gradientaufwärts. Parallel dazu wird das Strömungsfeld im Feinkluftsystem erheblich beeinflusst. Dessen Potenzialverteilung ist für eine Simulationszeit von ca. 1.400 a in Abbildung 5 dargestellt. Es ist offenkundig, dass zu diesem Zeitpunkt die wachsenden Röhren bereits das Feinkluftsystem dränieren.

### Analyse von Temperaturdurchbruchskurven

In diesem Beispiel soll prinzipiell gezeigt werden, wie sich kurzzeitige Veränderungen der Wassertemperatur in einer Karstquelle zu geometrischen Eigenschaften des Röhrensystems in Beziehung setzen lassen. Hierfür wird ein dendritisches Röhrensystem verwendet, das in seiner Struktur dem Röhrensystem aus dem vorhergehenden Abschnitt ähnelt. Im Folgenden werden vier Konfigurationen der Röhrendurchmesser betrachtet (Abb. 6).

Für die durchgeföhrten Kurzzeit-Simulationen (Simulationszeit 2 h) ist es gerechtfertigt, die Kalzitlösung zu vernachlässigen und zeitlich konstante Röhrendurchmesser anzunehmen. Diese betragen 3 cm (dünne Linien in Abbildung 6) bzw. 6 cm. Die Anfangstemperatur des Grundwasserleiters wird zu 8 °C angenommen. Zur Zeit  $t = 1.800$  s wird die gesamte direkte GWN von  $1,26 \cdot 10^{-7}$  m/s auf  $1,0 \cdot 10^{-7}$  m/s abgesenkt. Die gesamte direkte GWN wird gleichförmig den drei oberstromigen Knoten des dendritischen Röhrensystems zugeführt. Dabei wird für  $t > 0$  eine Wassertemperatur von 6 °C zugrunde gelegt (Abb. 7).

Abbildung 8 zeigt, dass sich an der Karstquelle vier Temperaturdurchbruchskurven unterscheiden lassen. Darin spiegelt sich die Position der Röhre mit dem größeren Durchmesser im Gesamtströmungssystem wider (Abb. 6). Die zugrunde liegenden Mechanismen, die zu unterschiedlichen Durchbruchskurven

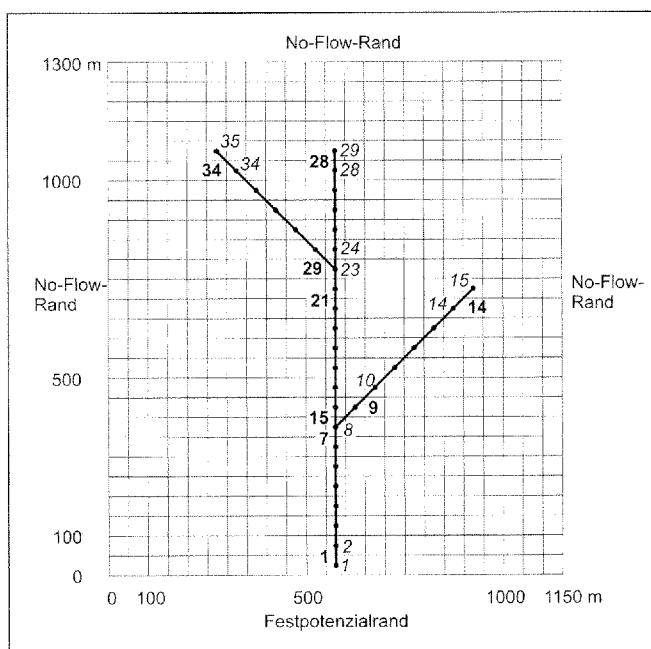


Abb. 4: Modellgebiet mit dendritischem Röhrensystem zur Simulation der Karstgenese (fette Zahlen sind Röhrennummern, kursive Zahlen sind Knotennummern)

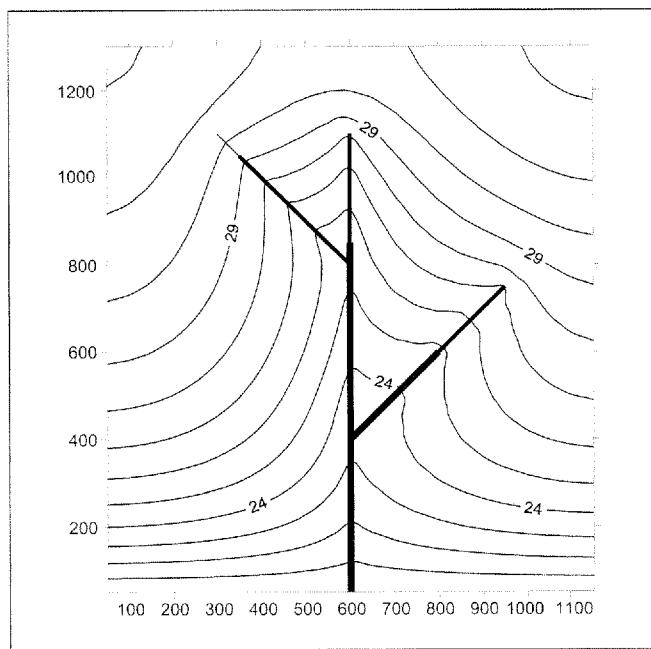


Abb. 5: Hydraulisches Potenzial im Feinkluftsystem und Erweiterung der Röhren nach 1.400 a (Koordinaten- und Potenzialwerte in Meter)

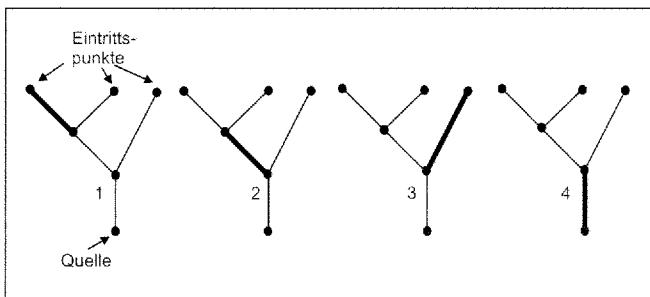


Abb. 6: Dendritisches Röhrensystem mit unterschiedlichen Röhrenanordnungen zur Simulation des Wärmetransports

führen, werden von RENNER & SAUTER (1997) und LIEDEL et al. (1998) eingehend diskutiert. Zunächst ist aufgrund der Differenz zwischen der Temperatur der direkten GWN ( $6^{\circ}\text{C}$ ) und dem Ausgangswert ( $8^{\circ}\text{C}$ ) unmittelbar nachzuvollziehen, dass die Wassertemperatur an der Karstquelle – zumindest auf lange Sicht – zurückgehen wird. Dieser Temperaturrückgang wird jedoch nach der Reduktion der direkten GWN bei  $t = 1.800\text{ s}$  abgeschwächt, da sich nach diesem Zeitpunkt die Verweilzeit des Wassers in den Röhren erhöht und somit eine größere Wärmemenge aus dem Feinkluftsystem in die Röhren abgeführt werden kann. Überdies nimmt dieser konduktive Wärmeübertrag mit dem Oberflächen-Volumen-Verhältnis der Röhren zu, sodass der Temperaturrückgang in Röhren mit kleinerem Durchmesser zusätzlich abgemindert wird und sogar in einen zeitweiligen Temperaturanstieg übergehen kann. Diese allgemein gültigen Grundlagen lassen sich zur Erklärung der Verläufe der Durchbruchskurven in Abbildung 8 heranziehen. Dabei ist zunächst festzuhalten, dass sich jede Kurve aus drei Teilstücken zusammensetzt, denen eine Anfangsphase ( $t \leq 1.800\text{ s}$ ) mit einer relativ starken Temperaturabnahme (für Kurve 4 nicht dargestellt), eine Endphase ab  $t \approx 5.000\text{ s}$  mit einer gegenüber der Anfangsphase verringerten Temperaturabnahme und eine später detaillierter zu behandelnde Übergangsphase zugeordnet werden können. Die Temperaturabnahmen während der Anfangs- und der Endphase entsprechen Durchbruchskurven, die sich ergeben würden, wenn für die gesamte Simulation ausschließlich der Ausgangs- bzw. der Endwert der

direkten GWN Gültigkeit besäße. Die Übergangsphase bzw. Übergangszeit wird vom System benötigt, um sich auf die neuen stationären Bedingungen einzustellen. RENNER (1996) und LIEDEL et al. (1998) konnten zeigen, dass die Temperaturdurchbruchskurven lediglich während der Übergangszeit eine Charakterisierung der Struktur des Röhrensystems zulassen.

Im Zeitschnitt  $1.800\text{ s} \leq t \leq 2.300\text{ s}$  wird bei Durchbruchskurve 2 eine erkennbare Abnahme des Temperaturrückgangs deutlich. Diese lässt sich mit der Ankunft von Wasser aus der dünnen Röhre nahe der Quelle erklären, da in dieser Röhre aufgrund des hohen Oberflächen-Volumen-Verhältnisses ein verstärkter Wärmetransfer vom Feinkluftsystem in die Röhre stattfindet. Für  $t > 3.600\text{ s}$  wird die Durchbruchskurve wieder steiler, d. h. nun erreicht Wasser aus der größeren Röhre die Quelle. In dieser Röhre konnte das Wasser aufgrund des geringeren Oberflächen-Volumen-Verhältnisses weniger Wärme aus dem Feinkluftsystem aufnehmen. Zu späteren Zeiten ( $3.000\text{ s} \leq t \leq 5.000\text{ s}$ ) verringert sich die Temperaturabnahme als Folge der Ankunft von Wasser aus den dünnen Röhren nahe der Eingabeknoten. In ähnlicher Weise lässt sich der steile Abfall der Durchbruchskurve 4 im Zeitraum zwischen  $1.800\text{ s}$  und ca.  $2.500\text{ s}$  erklären. Nach  $t = 2.500\text{ s}$  sind die Auswirkungen der kleineren, oberstromigen Röhren zu beobachten. Dabei ist zeitweise ein geringfügiger Anstieg der Quellwassertemperatur zu verzeichnen. Die Durchbruchskurven 1 und 3 sind einander sehr ähnlich. Dies konnte aufgrund der ähnlichen Struktur der Dendriten 1 und 3 in Abbildung 6 erwartet werden. Bei diesen beiden Dendriten fließt jeweils ein Drittel der direkten GWN durch die größere Röhre, welche zudem jeweils mit einem Eingabeknoten verbunden ist. Abbildung 8 zeigt die vergleichbare Auswirkung dieser größeren Röhren auf die Durchbruchskurven 1 und 3 während der Zeitspanne von ca.  $3.500\text{ s} \leq t \leq 5.000\text{ s}$ . In diesem Intervall besitzt die Neigung der Durchbruchskurven jeweils ein relatives Maximum. Die geringfügigen Abweichungen zwischen den Durchbruchskurven 1 und 3 legen den Schluss nahe, dass es nicht immer gelingen wird, die geometrische Struktur des Röhrensystems anhand des Temperaturverlaufs an Karstquellen eindeutig zu identifizieren. Dennoch lassen sich in diesem Beispiel einige Grundmuster erkennen, so etwa die Anordnung der größeren Röhren im oberstromigen Bereich des Röhrensystems.

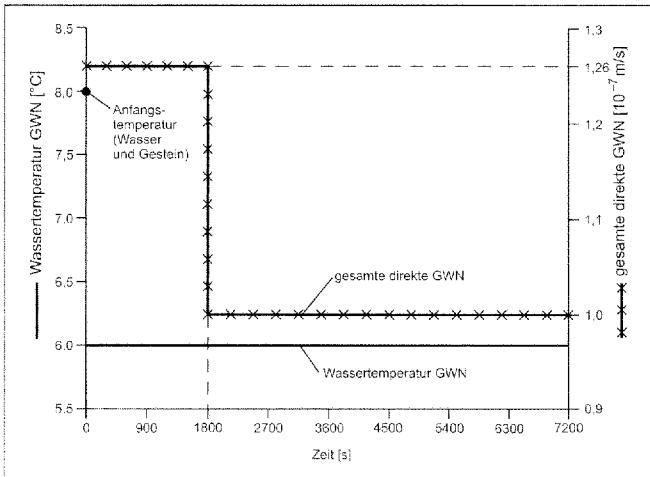


Abb. 7: Wassertemperatur und gesamte direkte GWN an den oberstromigen Knoten der dendritischen Röhrensysteme aus Abbildung 6

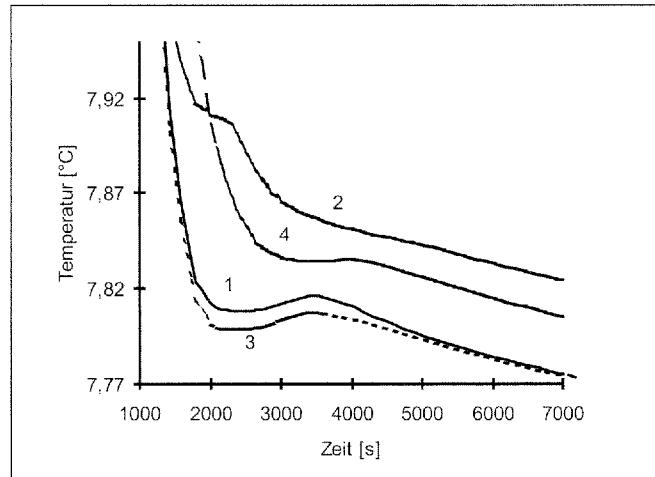


Abb. 8: Temperaturdurchbruchskurven (Zahlen beziehen sich auf die Konfigurationen in Abbildung 6)

### Weitere Untersuchungen

Mit dem Modell CAVE wurde bislang, bzw. wird derzeit eine ganze Reihe von Untersuchungen durchgeführt. Beispielsweise fassen SAUTER & LIEDL (1999) die Ergebnisse von Sensitivitätsanalysen zusammen. Vier weitere Beispiele werden in diesem Abschnitt kurz vorgestellt.

CLEMENS et al. (1996, 1997) behandeln ein einfaches Szenario mit einem einzelnen Röhrenstrang, der an ein zweidimensionales Feinkluftsystem gekoppelt ist. Diesen Untersuchungen zufolge hängt die Erweiterung der Karströhren in erheblichem Maße von der räumlichen Verteilung der GWN ab. Wird die direkte GWN gleichmäßig auf die Knoten des Röhrensystems verteilt, dann erweitern sich die Röhren bevorzugt nahe der Quelle, und die Aufweitung schreitet im Lauf der Zeit gradientaufwärts fort. Dieser Vorgang kehrt sich jedoch vollständig um, wenn die direkte GWN nur am oberstromigen Ende des Röhrenstrangs anzutreffen ist. In diesem Fall ist das schnellste Röhrenwachstum im oberstromigen Bereich zu konstatieren. Vergleichbare Ergebnisse werden von ANNABLE & SUDICKY (1998) für nur teilweise mit Wasser gefüllte Röhren vorgestellt.

Eine andere Untersuchung (CLEMENS et al. 1998) beschäftigt sich mit den Bedingungen, welche die Entwicklung von Netzwerkhöhlen begünstigen. Hierzu wurde in Anlehnung an PALMER (1975, 1991) ein Zwei-Schichten-System modelliert. Dabei repräsentiert die untere Schicht eine Kalksteinformation, die von einem Sandsteinhorizont überdeckt wird. Die Modellergebnisse zeigen, dass diese obere, geringer durchlässige Schicht das Entstehen bevorzugter Fließwege im gesamten System unterbindet. Die Röhren eines an die Kalksteinschicht gekoppelten Röhrensystems erweitern sich nahezu gleichförmig, sodass eine Netzwerköhle entsteht. Wird die Sandsteinüberdeckung im Modell nicht berücksichtigt, so entwickelt sich im Röhrensystem ein bevorzugter Fließweg, und es bildet sich ein dendritisches Röhrennetzwerk.

Als drittes Beispiel soll eine Studie von CLEMENS et al. (1999a) Erwähnung finden, die die Auswirkungen einer Epikarstzone auf die Karstaquifergene untersucht. Hierbei ist der Epikarst, der einen Zwischenspeicher für infiltrierendes Niederschlagswasser darstellt, mit dem Aquifer über eine Reihe vertikaler Schlotten verbunden, die sich über die dazwischenliegende vadose Zone erstrecken. Die Modelluntersuchungen gehen davon aus, dass sich diese Verbindungen mit der Zeit aufgrund von Kalzitlösung erweitern. Die direkte GWN ins phreatische Röhrennetzwerk ist daher nicht zeitlich konstant, sondern variiert gemäß der Änderung der Schlottendurchmesser und den Potenzialdifferenzen zwischen Epikarst und Karstgrundwasserleiter.

In einer weiteren Untersuchung beschäftigen sich BAUER et al. (1999) mit Röhrenerweiterungen im Karbonatgestein unter einem Damm. Diese Modelluntersuchungen sollen Auskunft über Lebensdauer des Dammbauwerks und die Wirksamkeit entsprechender Abdichtungsmaßnahmen zur Verringerung der Leckagen unterhalb des Bauwerks geben. Im betrachteten Beispiel bewirkt das hydraulische Potenzial des oberstromigen Reservoirs innerhalb von einigen Jahrzehnten eine beträchtliche Aufweitung der Röhren und eine zunehmende Unterströmung des Damms. Aufgrund dieses Potenzials gelangt  $\text{Ca}^{2+}$ -untersättigtes Wasser in beträchtlichen Mengen ins Röhrensystem. Die Röhrendurchmesser wachsen daher schnell an, und gleichzeitig nehmen die Potenzialgradienten in den Röhren ab,

sodass sich die Potenzialdifferenzen zwischen Röhren- und Feinkluftsystem verstärken. Dies führt zum Übergang von gesättigtem Wasser aus den Röhren ins Feinkluftsystem, während weiterhin ungesättigtes, kalkaggressives Wasser aus dem Reservoir sehr tief ins Röhrensystem nachströmt. Wie die Modellresultate zeigen, dominiert dieses Zusammenspiel der beiden Strömungssysteme das Röhrenwachstum. Demgegenüber können die Einflüsse eines bevorzugten Fließwegs oder einer Dichtewand unter dem Damm in Bezug auf die langfristige Entwicklung des Röhrensystems vernachlässigt werden.

### Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der vorgestellte Modellansatz integriert die Modellierung der Aquifergene und des Wärmetransports in Karstgrundwasserleitern und berücksichtigt die relevanten, in Karstaquiferen auftretenden Prozesse: Grundwasserströmung und Wärmetransport im Feinkluft- wie im Röhrensystem, direkte und indirekte GWN, Kalzitlösung und Röhrenerweiterung. Diese Prozesse und ihre Wechselwirkungen wurden in das numerische Softwarepaket CAVE implementiert.

Im ersten der beiden diskutierten Beispiele wird die Zunahme des Röhrendurchmessers in einem dendritischen Röhrensystem für eine Simulationszeit von ca. 1.400 a nachgebildet. Dabei zeigt sich eine verstärkte Röhrenaufweitung nahe der Karstquelle. Dies ist in der Hauptsache mit der gleichförmigen Zufuhr der direkten GWN ins Röhrensystem und der damit verbundenen Erhöhung des hydraulischen Gradienten wie auch der Fließgeschwindigkeit nahe des Quellaustritts zu erklären. Das zweite Beispiel demonstriert, wie kurzzeitige Änderungen der Wassertemperatur an einer Karstquelle zu geometrischen Eigenschaften des Röhrensystems in Beziehung gesetzt werden können. Dabei spiegeln die Temperaturdurchbruchskurven an der Quelle das Vorhandensein größerer Röhrendurchmesser in bestimmten Abschnitten des dendritischen Röhrensystems wider. Wie RENNER (1996) ausführt, sind zur Identifizierung dieser größeren Röhren instationäre Strömungsverhältnisse erforderlich.

Diese Beispiele wurden ausgewählt, um zu demonstrieren, dass CAVE Einblicke in das komplexe Zusammenspiel zwischen dem Feinkluft- und dem Röhrensystem eines Karstaquifers ermöglicht. CAVE erweist sich als flexibles Modellwerkzeug sowohl zur Überprüfung von Hypothesen zur Karstentstehung als auch zur Untersuchung des Wärmetransports im Röhrensystem. Weitere Forschungen sollen sich auf die Modellierung typischer Szenarien konzentrieren, wie sie beispielsweise in Einzugsgebieten der Schwäbischen Alb vorzufinden sind. Hierfür werden die Programmoptionen gegenwärtig erweitert, um auch Röhrennetzwerke mit dreidimensionaler Struktur modellieren zu können.

### Danksagung

Die Autoren bedanken sich für die engagierte Mitarbeit bei den Doktoranden Sebastian Bauer, Steffen Birk, Torsten Clemens, Dirk Hückinghaus und Sven Renner sowie für wertvolle Ratsschläge bei Georg Teutsch.

## Literatur

- ANNABLE, W.K., SUDICKY, E.A. (1998): Simulation of karst genesis: Hydrodynamic and geochemical rock-water interactions in partially-filled conduits.- *Bull. d'Hydrogéologie* **16**: 211–221.
- BAUER, S., BIRK, S., LIEDL, R., SAUTER, M. (1999): Solutionally enhanced leakage rates of dams in karst regions.- In: PALMER, A.N., PALMER, M.V., SASOWSKY, I.D. (eds.): Karst Modelling, Karst Waters Institute Special Publ. **5**: 158–162.
- BENDERITTER, Y., ROY, B., TABBAGH, A. (1993): Flow characterization through heat transfer evidence in a carbonate fractured medium: First approach.- *Water Resour. Res.* **29**: 3741–3747.
- BERKOWITZ, B., BEAR, J., BRAESTER, C. (1988): Continuum models for contaminant transport in fractured porous formations.- *Water Resour. Res.* **24**: 1225–1236.
- BUHMANN, D., DREYBRODT, W. (1985): The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas, 2, Closed systems.- *Chem. Geol.* **53**: 109–124.
- CARSLAW, H.S., JAEGER, J.C. (1959): Conduction of heat in solids.- 510 S., London.
- CLEMENS, T. (1997): Simulation der Entwicklung von Karstaquiferen.- Dissertation, Geowissenschaftliche Fakultät der Universität Tübingen.- 85 S.
- CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D., SAUTER, M., LIEDL, R., TEUTSCH, G. (1996): A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development.- In: KOVAR, K., VAN DER HEIJDE, P. (eds.): Calibration and reliability in groundwater modelling.- IAHS Publ. **237**: 309–318.
- CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D., LIEDL, R., SAUTER, M., TEUTSCH, G. (1997): Modelling of the genesis of karst aquifer systems using a coupled reactive network model.- In: POINTET, T. (ed.): Hard rock hydrosystems.- IAHS Publ. **241**: 3–10.
- CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D., SAUTER, M., LIEDL, R., TEUTSCH, G. (1998): Simulation of the evolution of maze caves.- *Bull. d'Hydrogéologie* **16**: 201–209.
- CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D., LIEDL, R., SAUTER, M. (1999a): Simulation of the development of karst aquifers – The role of the epikarst.- *Int. Journ. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)* **88**: 157–162.
- CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D., SAUTER, M., LIEDL, R., TEUTSCH, G. (1999b): Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe-flow model, 2 – Model verification and sensitivity analysis.- *Water Resour. Res.* (zur Veröffentlichung eingereicht).
- DREYBRODT, W. (1988): Processes in karst systems – Physics, chemistry and geology.- 288 S., Berlin.
- DREYBRODT, W. (1990): The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A simulation of karst evolution.- *J. Geol.* **98**: 639–655.
- DREYBRODT, W. (1996): Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numerical models. *Water Resour. Res.* **32**: 2923–2935.
- DREYBRODT, W. (1998): Limestone dissolution rates in karst environments.- *Bull. d'Hydrogéologie* **16**: 167–183.
- GROVES, C.G. (1993): Early development of karst systems.- Ph. D. Thesis, University of Virginia, 253 S.
- GROVES, C.G., HOWARD, A.D. (1994a): Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development.- *Water Resour. Res.* **30**: 607–615.
- GROVES, C.G., HOWARD, A.D. (1994b): Early development of karst systems, 1 – Preferential flow path enlargement under laminar flow.- *Water Resour. Res.* **30**: 2837–2846.
- HORLACHER, H.-B., LÜDECKE, H.-J. (1992): Strömungsberechnung für Rohrsysteme.- 218 S., Ehningen.
- HOWARD, A.D., GROVES, C.G. (1995): Early development of karst systems, 2 – Turbulent flow.- *Water Resour. Res.* **31**: 19–26.
- HÜCKINGHAUS, D. (1998): Simulation der Aquifergenese und des Wärmetransports in Karstsystemen.- *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **C42**.- 126 S.
- HÜCKINGHAUS, D., LIEDL, R., SAUTER, M. (1997): Characterisation of karst aquifers by heat transfer.- Proc. 12<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology **2**: 65–68.
- HÜCKINGHAUS, D., CLEMENS, T., LIEDL, R., SAUTER, M., TEUTSCH, G. (1999): Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe-flow model, 1 – Theory.- *Water Resour. Res.* (zur Veröffentlichung eingereicht).
- JEANNIN, P.-Y. (1990): Température dans la zone vadose du karst.- *Bull. d'Hydrogéologie* **9**: 89–102.
- JEANNIN, P.-Y., LIEDL, R., SAUTER, M. (1997): Some concepts about heat transfer in karstic systems.- Proc. 12<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology **1**: 195–198.
- KIRALY, L. (1984): Régularisation de l'Areuse (Jura suisse) simulée par modèle mathématique.- In: BURGER, A., DUBERTRET, L. (eds.): Hydrogeology of karstic terrains.- Case Histories. Int. Contributions to Hydrogeology **1**: 94–99.
- KIRALY, L. (1998): Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach.- *Bull. d'Hydrogéologie* **16**: 77–98.
- LAURITZEN, S.E., ODLING, N., PEDERSEN, J. (1992): Modelling the evolution of channel networks in carbonate rocks.- In: HUDSON, J.A. (ed.): ISRM Symposium: Eurock92: 57–63.
- LIEDL, R., RENNER, S., SAUTER, M. (1998): Obtaining information on fracture geometry from heat flow data in karst systems.- *Bull. d'Hydrogéologie* **16**: 143–153.
- MCDONALD, M.G., HARBAUGH, A.W. (1988): A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model.- USGS.
- MOHRLOK, U., SAUTER, M. (1999): Groundwater recharge and storage processes in karst aquifers.- Proc. XXVIII IAHR Congress, Abstract Vol. A: 37.
- PALMER, A.N. (1975): The origin of maze caves.- *Nat. Speleol. Soc. Bull.* **32**: 56–76; Huntsville.
- PALMER, A.N. (1991): Origin and morphology of limestone caves.- *Geol. Soc. Am. Bull.* **103**: 1–21.
- PLUMMER, L.N., WIGLEY, T.M.L. (1976): The dissolution of calcite in CO<sub>2</sub>-saturated solutions at 25 °C and 1 atmosphere total pressure.- *Geochim. Cosmochim. Acta* **40**: 191–202.
- RENNER, S. (1996): Wärmetransport in Einzelklüften und Kluftaquiferen – Untersuchungen und Modellrechnungen am Beispiel eines Karstaquifers; *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **C30**.- 89 S.
- RENNER, S., SAUTER, M. (1997): Heat as a natural tracer: Characterisation of a conduit network in a karst aquifer using temperature measurements of the spring water.- In: GÜNEY, G., JOHNSON, A.I. (eds.): Karst Waters Environmental Impacts: 423–432; Rotterdam.
- SAUTER, M. (1992): Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW Germany). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten* **C13**.- 150 S.
- SAUTER, M., LIEDL, R., CLEMENS, T., HÜCKINGHAUS, D. (1997): Karst aquifer genesis – Modelling approaches and controlling parameters.- Proc. 12<sup>th</sup> Int. Congr. of Speleology **2**: 107–110.
- SAUTER, M., LIEDL, R. (1999): Modelling karst aquifer genesis using a coupled continuum-pipe flow model.- In: KLIMCHOUK, A., FORD, D.C., PALMER, A.N., DREYBRODT, W. (eds.): Speleogenesis: Evolution of karst aquifers.- *Nat. Speleol. Soc. Bull.*; Huntsville (im Druck).
- WHITE, W.B. (1969): Conceptual models for carbonate aquifers.- *Ground Water* **7**: 15–21.
- WILLIAMS, P.W. (1983): The role of the subcutaneous zone in karst hydrology.- *J. Hydrol.* **61**: 45–67.

