

## 2 Wasserwegsamkeit und Grundwasserbewegung im Festgestein

### 2.1 Geologische Grundlagen

#### 2.1.1 Klüftung

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

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

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

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

Klüfte werden nach ihrer Entstehung eingeteilt in:

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

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

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

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

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

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

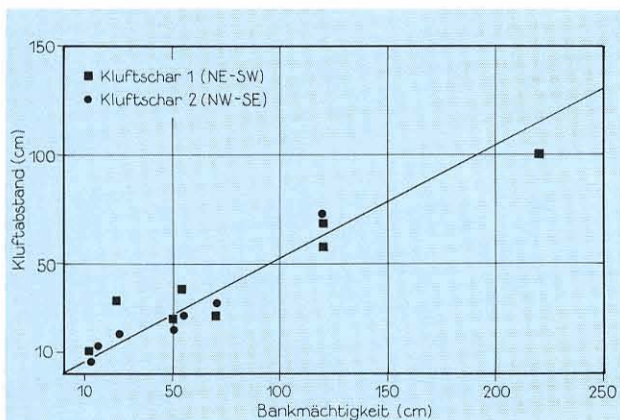


Abb. 4: Beziehung zwischen Kluftabstand und Bankmächtigkeit eines Keupersandsteins (nach UFRICHT 1987)

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

### 2.1.2 Verkarstung

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

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

### 2.1.3 Störungszonen

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

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

## 2.2 Geohydraulische Grundlagen

### 2.2.1 Grundannahmen

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

#### Kontinuumsansatz

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



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

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

### Hydraulische Vereinfachung

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

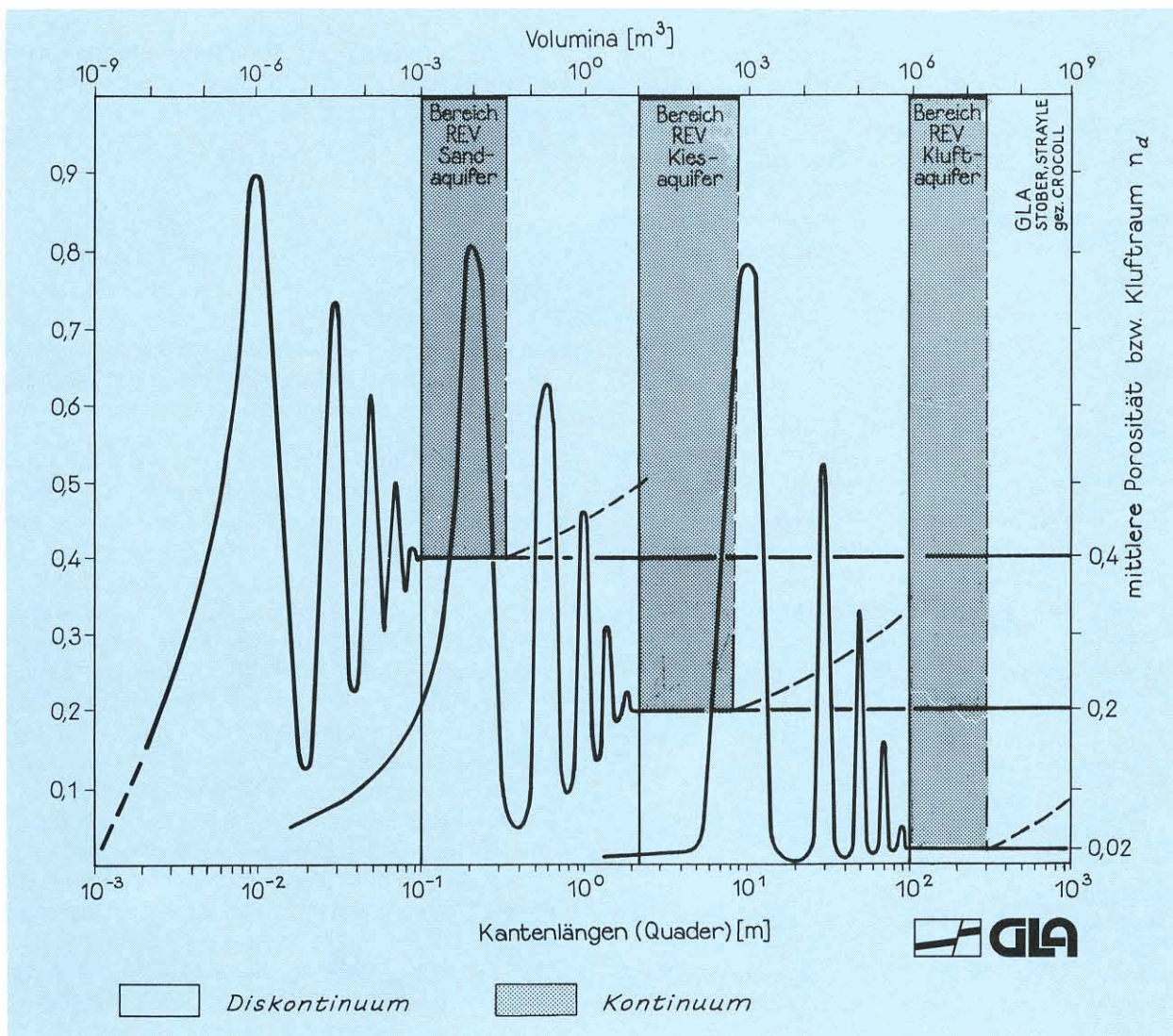


Abb. 5: Schematische Entwicklung des Repräsentativen Elementarvolumens (REV) für verschiedene Aquifertypen am Beispiel der Porosität

Vertikale Fließkomponenten werden damit bedeutungslos.

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

## 2.2.2 Grundgleichungen

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

- dem Erhaltungsgesetz
- den Fließgesetzen
- den Zustandsgleichungen.

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

### Erhaltungsgesetz

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

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

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

### Fließgesetze

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

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

Den **hydraulischen Gradienten** ermittelt man gewöhnlich als Wasserstands-differenz ( $\Delta h$ ) oder aus der Druckdifferenz ( $\Delta p$ ) zwischen zwei um  $\Delta l$  voneinander entfernten Punkten:

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

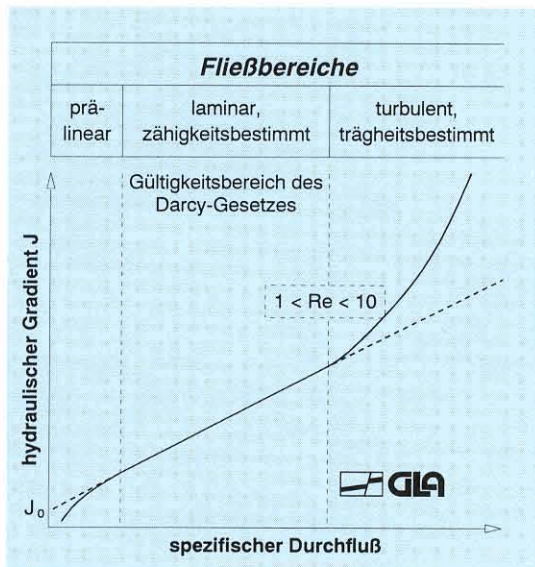


Abb. 6: Beziehung zwischen spezifischem Durchfluß und hydraulischem Gradienten in Aquiferen

### 2.2.3 Geohydraulische Parameter

Einen Aquifer kennzeichnen im wesentlichen drei hydraulische Eigenschaften:

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

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

### Grundwasserleitvermögen

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

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

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

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

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

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

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

Name	Sym- bol	Dimen- sion	Einheit	Gleichung (Näherung)	Beziehung zu anderen Parametern	beschriebene Eigenschaften
Hydraulische Leitfähigkeit, Durchlässigkeitsbeiwert	$k_f$	3dim	m/s	$k_f = \frac{q}{J} = \frac{Q}{A \cdot J}$	$k_f = \frac{\rho \cdot g}{\mu} k = \frac{g}{\nu} k$	Fluid + Gestein
Permeabilität	$k$	3dim	m <sup>2</sup>	$k_f = \frac{q \cdot \mu}{J \cdot \rho \cdot g}$	$k = \frac{k_f \cdot \mu}{\rho \cdot g} = \frac{k_f \cdot \nu}{g}$	Gestein
Transmissivität	$T$	2dim	m <sup>2</sup> /s	$T = \frac{q \cdot H}{J} = \frac{Q}{B \cdot J}$	$T = \int_0^H k_f dh$	Fluid + Gestein
Transmissibilität	$T^*$	2dim	m <sup>3</sup>	$T^* = \frac{q \cdot H \cdot \mu}{J \cdot \rho \cdot g}$	$T^* = \int_0^H k dh = \frac{\mu}{\rho \cdot g} T$	Gestein

Symbole:	Q (m <sup>3</sup> /s)	–	Durchfluß	v (m <sup>2</sup> /s)	–	kinemat. Viskosität des Fluids ( $\nu = \mu/\rho$ )
	A (m <sup>2</sup> )	–	Fläche	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	–	Dichte des Fluids
	g (m/s <sup>2</sup> )	–	Erdbeschleunigung	H (m)	–	Aquifermächtigkeit
	$\mu$ (Pa · s)	–	dynam. Viskosität des Fluids	B (m)	–	Breite des betrachteten Querschnitts

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

### Speichereigenschaften

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

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

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

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

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

ermittelt werden. Bei Aquiferen mit freiem Wasserspiegel gilt näherungsweise:

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

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

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

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

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

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

### Transporteigenschaften

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

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

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

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

Tab. 3: Zusammenstellung der verschiedenen Fließgeschwindigkeiten in Aquiferen

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

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

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

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

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

Diese Fließgeschwindigkeiten sind nicht identisch, es gilt:

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

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

In Kap. 5.4.1 werden diese Fließgeschwindigkeiten miteinander verglichen.



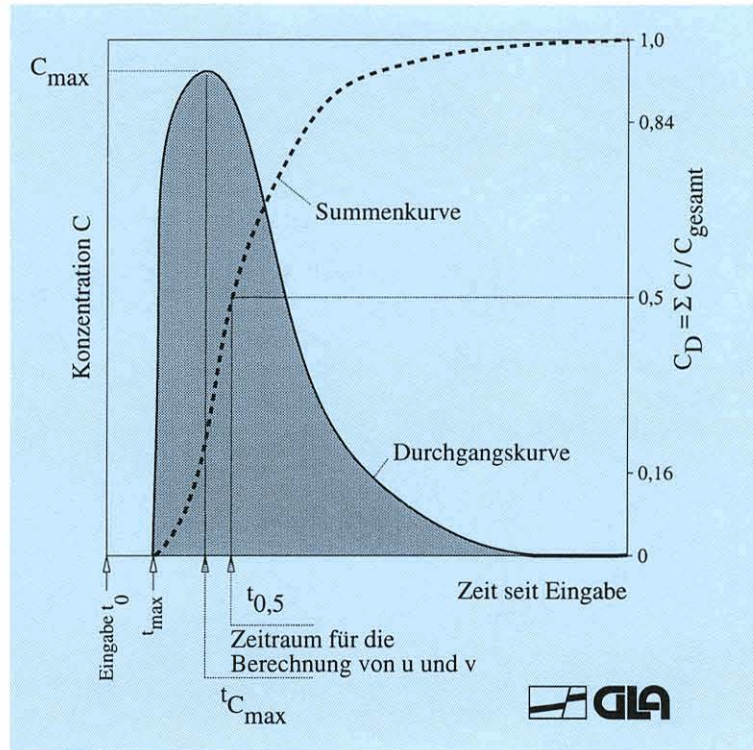


Abb. 7: Definition der Fließgeschwindigkeiten anhand von Tracerdurchgangskurven