

3 Allgemeine Hydrogeologie

Die „Allgemeine Hydrogeologie“ befasst sich mit den Erkenntnissen der Grundlagenforschung, die in der „Angewandten Hydrogeologie“ in die Praxis umgesetzt werden.

3.1 Theorien und Grundbegriffe

Die besonders in der älteren Literatur festzustellende unterschiedliche Verwendung hydrogeologischer und wasserwirtschaftlicher Begriffe machte es erforderlich, diese zum eindeutigen Verständnis zu normen. Im Jahre 1944 erschien die erste Fassung der DIN 4049-1, eine zweite Fassung im März 1954, eine dritte im September 1979. Die 4. Fassung wurde in drei Teilen veröffentlicht:

- 4049-1: Hydrologie-Grundbegriffe (Ausgabe 12.92) mit den Abschnitten: Allgemeines, Messwesen/Modelle, Statistik.
- 4049-2: Hydrologie-Begriffe der Grundwasserbeschaffenheit (Ausgabe 04.90) mit den Abschnitten: Allgemeine Begriffe, physikalische und chemische Begriffe, ökologische Begriffe, limnologische Begriffe, Begriffe für Probenahme und Auswertung.
- 4049-3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie (Ausgabe 10.94) mit den Abschnitten Niederschlag/Wasserbilanz, Oberirdische Gewässer, Unterirdische Gewässer. Ein ursprünglich als eigener Teil im April 1990 als Gelbdruck erschienener Teil 5 ist in Teil 3 eingearbeitet worden.

Soweit nicht anders vermerkt, ist nachfolgend die letzte Ausgabe gemeint.

3.1.1 Definition des Grundwassers

Nach allen Fassungen der DIN 4049 ist **Grundwasser** „unterirdisches Wasser, das die Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und dessen Bewegung ausschließlich oder nahezu ausschließlich durch die Schwerkraft und den durch die Bewegung selbst ausgelösten Reibungskräften bestimmt wird“.

Der Begriff Grundwasser besagt nichts über die Art der Entstehung und hängt nicht vom petrographischen Zustand des Gebirges ab. Die Hohlräume, die Grundwasser enthalten, können verschiedene Größen und Formen besitzen. Dies können Poren, Trennflächen (z.B. Störungen, Klüfte, Schichtfugen etc.) sowie größere Hohlräume (Verkarstungen) sein. Unterirdische Teilstücke von oberirdischen Wasserläufen sind kein Grundwasser und werden als unterirdische Wasserläufe bezeichnet.

Diese Definition des Begriffes Grundwasser stimmt mit der Definition des Rates der Europäischen Gemeinschaft (EG) in der „Richtlinie über den Schutz des Grundwassers gegen Verschmutzung durch bestimmte gefährliche Stoffe“ vom 17. Dezember 1979 überein. Nach Art. 1, Abs. 2a dieser Richtlinie ist Grundwasser alles unterirdische Wasser in der Sättigungszone (Abschn. 3.4.1), das in unmittelbarer Berührung mit dem Boden oder dem Untergrund steht. Die gleiche Definition hat die EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL) in Artikel 2, Absatz 2, übernommen.

Die das Wasserwesen betreffenden Normen sind im DIN-Taschenbuch 211 (Wasserwesen/Begriffe) zusammengefasst.

3 3.1.2 Theorien und Definitionen der Grundwasserneubildung

Für die Grundwasserneubildung – Zufluss von infiltriertem Wasser zum Grundwasser – gibt es drei klassische Theorien:

- **Theorie des juvenilen Wassers:** Als juvenil wird ein Wasser bezeichnet, das noch nicht am irdischen Wasserkreislauf teilgenommen hat und aus der magmatischen Differentiation stammt. Magma enthält Wasser, das z.B. bei vulkanischen Eruptionen an die Erdoberfläche tritt und sich dann am irdischen Wasserkreislauf beteiligt. Der Begriff „juveniles Wasser“ wurde von dem österreichischen Geologen EDUARD SUESS im Jahre 1909 geprägt. Ob und in welchem Maße aber die Grundwasserneubildung durch juveniles Wasser beeinflusst wird, ist heute noch nicht exakt zu erfassen, obwohl es bereits hierzu isotopenhydrologische Untersuchungen ($^4\text{He}/^3\text{He}$ -Verhältnis) gibt (Abschn. 3.9.3.2.3). Daher ist diese Art der Grundwasserneubildung bisher ein mehr hypothetischer Wert beizumessen. Im Gegensatz zum juvenilen Wasser steht das **vadose** Wasser, das bereits am Kreislauf teilgenommen hat.
- **Infiltrationstheorie:** Sie besagt, dass das Grundwasser aus dem versickernden Anteil des Niederschlags stammt. Dieser Art der Neubildung kommt im humiden Klima quantitativ die entscheidende Rolle zu.
- **Kondensationstheorie:** Im 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts erkannte man, dass die MARIOTTE-Infiltrationstheorie, wonach das Grundwasser allein aus dem infiltrierten Anteil des Niederschlags stammt, nicht überall zutrifft. So entstehen in Wüsten und Halbwüsten geringe Mengen Grundwasser dadurch, dass es zu nächtlichen Kondensatbildungen aus der Luftfeuchtigkeit kommt. Dies führt zur Taubildung. Das Tauwasser dringt in den Boden ein, sodass eine Grundwasserneubildung ohne Regenfälle erfolgt. In humiden Klimabereichen ist diese Art der Neubildung jedoch quantitativ unerheblich.

Unter **Grundwasserneubildung** wird der Zugang von in den Boden infiltriertem Wasser zum Grundwasser verstanden (DIN 4049-3). Das Vo-

lumen des auf einer bestimmten Fläche infiltrierten Wassers während einer bestimmten Zeitspanne ergibt die **Grundwasserneubildungsrate** (m^3/s oder l/s). Wie beim Abfluss wird unterschieden zwischen der **Grundwasserneubildungshöhe** (mm/a) und der **Grundwasserneubildungsspende** ($\text{l}/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$). Letztere wird auf eine definierte Fläche, das unterirdische Einzugsgebiet, bezogen (= in der Horizontalprojektion gemessenes Gebiet, aus dem Wasser einem bestimmten Ort zufließt. Dieses Gebiet kann durch unterirdische Wasserscheiden abgegrenzt sein).

Die regionale Untersuchung der Grundwasserneubildung stellt eine der zentralen Aufgaben in der Angewandten Hydrogeologie dar, wobei es darum geht, das erschließbare Grundwasservolumen zu erkunden (Abschn. 4.1.2). Die Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsraten wurden im Jahre 1977 vom Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft zusammengestellt.

3.1.3 Grundbegriffe der Hydrogeologie

Zur klaren Verständigung bei wissenschaftlichen Arbeiten ist eine Definition der Fachausdrücke notwendig. So wurde im Juni 1944 die erste Ausgabe der DIN 4049 zur Normung hydrologischer Begriffe herausgegeben. Die zweite Ausgabe erschien im März 1954, die dritte im September 1979, eine vierte als Teil 3 im Oktober 1994. Wenn auch eine Norm nicht rechtsverbindlich ist, so sollte sie doch in jedem Fall angewandt werden, weil hier Begriffsinhalte eindeutig definiert sind.

DIN-Normen entsprechen den „allgemein anerkannten Regeln der Technik“. Aus diesem Grunde werden im weiteren Text die zur Beschreibung eines Grundwasserleiters notwendigen Begriffe nach der DIN 4049-3, 4. Fassung, erläutert, jedoch auch die, welche nur in der 2. oder 3. Fassung enthalten waren und aus hydrogeologischer Sicht nach wie vor notwendig sind (Abb. 1). Weitere Begriffsdefinitionen finden sich bei ADAM et al. (2000).

Gesteinskörper, die Hohlräume enthalten und damit geeignet sind, Grundwasser weiterzuleiten,

werden als **Grundwasserleiter** bezeichnet. Als **Grundwasserhemmer** (auch -geringleiter) werden Gesteine bezeichnet, die im Vergleich zu einem benachbarten Grundwasserleiter gering wasserdurchlässig sind und als **Grundwassernichtleiter** diejenigen Gesteine, die wasserundurchlässig sind. Früher verwendete Begriffe wie z. B. Grundwasserhorizont oder Grundwasserträger, sollten dagegen nicht mehr benutzt werden.

Diese Klassifizierung, die auch bei Lockergesteinen angewandt wird, ist zwar recht grob, hat sich aber in der hydrogeologischen Praxis bewährt.

Der **Grundwasserkörper** ist ein Grundwasservorkommen oder Teil eines solchen, das eindeutig abgegrenzt oder abgrenzbar ist. Unter **Grundwasserraum** wird dagegen der Gesteinskörper verstanden, der mit Grundwasser gefüllt ist. Die **Grundwasseroberfläche** ist die obere Grenzfläche, die **Grundwasserunterfläche** (oder **-sohle**) die untere Grenzfläche des Grundwasserkörpers. Als **Grundwassermächtigkeit** ist der lotrechte Abstand zwischen Grundwasserunter- und Grundwasseroberfläche definiert. Der **Grundwasserflurabstand** ist der lotrechte Abstand zwischen der Erdoberfläche und der Grundwasseroberfläche des ersten Grundwasserstockwerkes. Liegt die freie Grundwasseroberfläche innerhalb des Grundwasserleiters, fallen also Oberfläche und Druckfläche (= Fläche, welche zueinander gehörige Standrohrspiegelhöhen in Brunnen und Grundwassermessstellen verbindet) zusammen, dann spricht man von einem **freien Grundwasser**. Häufig fallen jedoch Grundwasseroberfläche und Grundwasserdruckfläche nicht zusammen. Das ist dann der Fall, wenn der Grundwasserleiter von schlecht durchlässigen (**Grundwasserhemmer**) oder sogar undurchlässigen Schichten (**Grundwassernichtleiter**) abgedeckt wird. Das Grundwasser kann also nicht so hoch ansteigen, wie es seinem hydrostatischen Druck entspricht. Unter diesen Verhältnissen liegt ein **gespanntes Grundwasser** vor. Ein Sonderfall des gespannten Wassers ist das **artesisch gespannte** (Artesische Bohrlöcher sind für die Umgebung von Artois, Frankreich, um 1126 erwähnt) **Wasser**, bei dem die Grundwasserdruckfläche oberhalb der Erdoberfläche liegt. Die Zweitfassung der DIN 4049 enthielt noch zusätzlich die Begriffe **Grundwasserdeckfläche** als Grenzfläche zwischen dem Grundwasserleiter

und der überlagernden schlecht durchlässigen Schicht und **Grundwasserschirmfläche** als Grenzfläche zwischen einer undurchlässigen und einer darunter liegenden durchlässigen, aber nicht bis zur Grenzfläche mit Grundwasser erfüllten Schicht.

Maßgebend für das Gefälle der Grundwasser-oberfläche ist die Höhenlage der **Vorflut** (bzw. das Vorflut bietende Gewässer). Ein Vorfluter ist somit das (geo-)hydraulische Bezugsniveau, das das Grundwassergefälle (Gradient der Grundwasserdruckfläche) und somit das (geo-)hydraulische Potenzial eines Grundwasserkörpers bestimmt (Abb. 1).

In den letzten Jahren wurden zunehmend Begriffe aus der englischsprachigen Literatur auch im deutschen Sprachbereich angewandt. Ein Vergleich mit den (amerikanischen) Originaldefinitionen LOHMAN et al., 1972) zeigt jedoch, dass es sich *nicht* um Synonyme handelt. Diese fremdsprachigen Begriffe sollten deshalb auch in Deutschland nicht weiter verwendet werden. Mit Recht wird in der DIN 4049-3 auf diese Begriffe verzichtet. Beispielhaft werden folgende Begriffe genannt:

- **Aquifer:** der Teil einer Schichtenfolge, der ausreichend durchlässiges (Boden-) Material enthält, um ein signifikantes Wasservolumen an Brunnen oder Quellen abzugeben; die wasserungesättigte Zone wird ausdrücklich (TODD, 1980, S. 25) darin eingeschlossen. In Deutschland wird jedoch zwischen der ungesättigten und der gesättigten Zone unterschieden. Nach DIN 4049-3 ist Grundwasser nur das Wasser aus der gesättigten Zone. Deshalb sind – entgegen der zuweilen festzustellenden laxen Praxis – Grundwasserleiter und Aquifer *keine* identischen Begriffe (Synonyme).
- **Aquitard:** entspricht im deutschen Sprachgebrauch dem Geringleiter.
- **Aquifuge:** entspricht dem Grundwassernichtleiter; Aquifuge und Aquitard sind bei LOHMAN et al. (1972) nicht definiert, ebenso nicht:
- **Leakage:** (DIN 4049-3, Stand 1989: Leakage): großflächiger Übertritt von Grundwasser durch einen Grundwasserhemmer von einem Grundwasserstockwerk in ein anderes.

Wegen unterschiedlicher Verwendung der Begriffe Aquitard und Aquifuge empfahl LOHMAN et al.

3

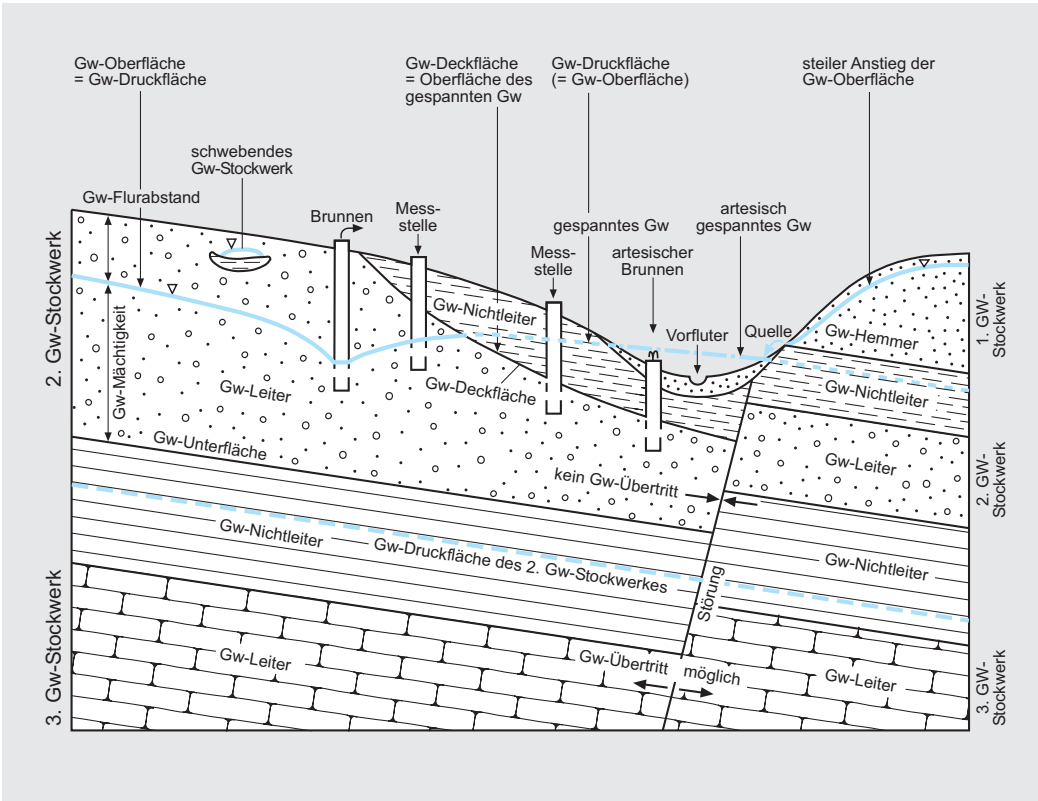


Abb. 1: Erläuterung hydrogeologischer Begriffe.

(1972), diese aufzugeben und stattdessen nur von „confining beds“ (stauende Schichten) zu sprechen. Die durchlässigen Schichten werden analog als „unconfined beds“ bezeichnet.

Häufig werden mehrere Grundwasserleiter durch schwer- oder nahezu undurchlässige Schichten voneinander getrennt. Der Grundwasserkörper ist dann in mehrere **Grundwasserstockwerke** gegliedert, die sich vielfach auch hydraulisch unterschiedlich verhalten. Die Zählung erfolgt von oben nach unten. Fließt Grundwasser aus einem Grundwasserleiter in einen anderen, spricht man von **Grundwasserübertritt**.

Es kommt auch – besonders in Mittelgebirgen – vor, dass oberhalb der tiefer liegenden Grundwasseroberfläche, also in der wasserungesättigten Zone, regional begrenzt eine schlecht durchlässige Schicht vorhanden ist. Auf dieser bildet sich örtlich und häufig auch nur zeitweise (z. B. nach stärkeren Niederschlägen) ein eigener Grundwas-

serkörper heraus (Abb. 1), der als **schwebendes Grundwasserstockwerk** (oder schwebendes Grundwasser) bezeichnet wird; der tiefere zusammenhängende Leiter wird dann häufig **Hauptgrundwasserleiter** genannt. An den Rändern fließt das Wasser des schwebenden Grundwasserstockwerks über und nährt das darunter liegende Hauptgrundwasserstockwerk.

Nicht genormt ist der in der Hydrogeologie, besonders bei Problemen des Grundwasserschutzes verwendete Begriff Grundwasserdeckschichten, der nicht mit der Grundwasserdeckfläche als der oberen Grenzfläche eines gespannten Grundwassers zu verwechseln ist. Da geologisch unter Deckschichten häufig Schichten des Pleistozäns verstanden werden, ist es korrekter, von **Grundwasserüberdeckung** zu sprechen. Die DIN 4049-3, definiert sie als Gesteinskörper oberhalb einer Grundwasseroberfläche.

3.2 Hohlräume im Untergrund

Grundwasserbewegung ist nur möglich, wenn zusammenhängende Hohlräume vorhanden sind. In einem Gestein, das keine Hohlräume enthält, kann sich kein Grundwasser bewegen. Nun ist der Aufbau der Erdkruste sehr heterogen, so dass dementsprechend die Hohlräume recht unterschiedlich ausgebildet sind. Nach der Art der Hohlräume unterscheidet man nach DIN 4049-3 Poren-, Kluft- und Karstgrundwasser. Dementsprechend lassen sich die Hohlräume in den Gesteinen, in denen Grundwasser zirkuliert, wie folgt untergliedern:

- Poren-Hohlräume,
- Kluft-(Trennflächen-)Hohlräume,
- Karst-Hohlräume,
- Anthropogen erzeugte Auflockerungen durch Baumaßnahmen (Tunnel, Schächte, etc.)

3.2.1 Poren-Hohlräume

Lockergesteine wie Sand und Kies besitzen zwischen den einzelnen Körnern Poren-Hohlräume. Diese Gesteine sind in Gebieten mit Sedimenten des Jungtertiärs und Pleistozäns verbreitet, also z.B. im norddeutschen Flachland, in der Ober-rheinebene oder im Alpenvorland sowie in Bach- und Flussniederungen. In Deutschland sind auf 46,6 % der Oberfläche Lockergesteine (rd. 166.200 km²) verbreitet.

Unter **Poren** sind die Hohlräume verschiedener Gestalt und Größe zu verstehen, die mit Luft oder mit Wasser gefüllt sind. Diese finden sich in klastischen Sedimenten (z.B. Ton, Sand, Kies, Tuff) zwischen den einzelnen Gesteinspartikeln und stehen miteinander in Verbindung. Diese Bedingungen sind bei Lockergesteinen und teilweise auch bei verfestigten Sandsteinen gegeben. Die Gesamtheit aller Poren wird als **Porenvolumen** V_p (**Porenraum**) bezeichnet. Der **Porenanteil** n_p (auch **Porosität**) einer Probe ist nach DIN 4049-3 als Quotient aus dem Volumen aller Poren V_p zum Gesamtvolumen V_{ges} der Probe definiert (Abb. 2):

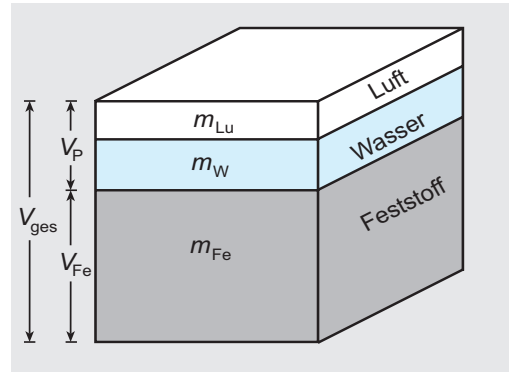


Abb. 2: Verteilung der Phasen im Lockergestein.

$$n_p = \frac{V_p}{V_{ges}} \quad \text{Gl. 1}$$

$$\begin{aligned} n_p &= \text{Porenanteil (Porosität) (1),} \\ V_p &= \text{Porenvolumen (m}^3\text{)} = V_W + V_{Lu}, \\ V_{ges} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{),} \\ V_W &= \text{Wasservolumen (m}^3\text{),} \\ V_{Lu} &= \text{Luftvolumen (m}^3\text{).} \end{aligned}$$

Hierbei ist V_p die Differenz des **Gesamtvolumens** V_{ges} abzüglich **Feststoffvolumen** V_{Fe} :

$$V_p = V_{ges} - V_{Fe} \quad \text{Gl. 2}$$

$$\begin{aligned} V_p &= \text{Porenvolumen (m}^3\text{),} \\ V_{ges} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{),} \\ V_{Fe} &= \text{Feststoffvolumen (m}^3\text{).} \end{aligned}$$

Der Porenanteil wird auch in Prozent des Gesamtvolumens angegeben. So hat feiner Sand einen Gesamtporenanteil n_p von 40 bis 55 %, grober Sand von 35 bis 40 % und Kies von etwa 35 % (Abb. 4).

Der effektive, **durchflusswirksame Porenanteil** n_{eff} ist der Quotient aus dem durchfließbaren Volumen der Hohlräume zum Gesamtvolumen. Im Folgenden wird immer vom **effektiven Porenanteil** die Rede sein. Der **speichernutzbare Porenanteil** n_{sn} ist der Quotient aus dem Volumen der bei der Höhenänderung der Grundwasseroberfläche gravitativ entleerbaren und auffällbaren Hohlräume eines Gesteinskörpers und dessen

3 Gesamtvolumen (DIN 4049-3). Die **Porenzahl e** gibt das Verhältnis des Porenvolumens V_p zum Feststoffvolumen V_{Fe} des gesamten Gesteinsvolumens an:

$$e = \frac{V_p}{V_{Fe}} = \frac{V_{ges} - V_{Fe}}{V_{Fe}} \quad \text{Gl. 3}$$

$$\begin{aligned} e &= \text{Porenzahl (1)}, \\ V_p &= \text{Porenvolumen (m}^3\text{)}, \\ V_{Fe} &= \text{Feststoffvolumen (m}^3\text{)}, \\ V_{ges} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Durch die Umstellung der Gleichungen (Gl. 2 und Gl. 3) ergibt sich:

$$\begin{aligned} V_p &= V_{ges} - V_{Fe} \text{ bzw. } V_{Fe} = V_{ges} - V_p \\ e &= \frac{V_{ges} - V_{Fe}}{V_{Fe}} = \frac{V_p}{V_{ges} - V_p} = \frac{\left(\frac{V_p}{V_{ges}}\right)}{1 - \left(\frac{V_p}{V_{ges}}\right)} \\ &= \frac{n_p}{1 - n_p} \end{aligned} \quad \text{Gl. 4}$$

somit ist $e \cdot (1 - n_p) = n_p$ bzw. $n_p + e \cdot n_p = e$

und $n_p(1 + e) = e$ bzw.

$$n_p = \frac{e}{1 + e} \quad \text{Gl. 5}$$

In Tab. 5 werden Größenordnungen der Gesamtporenanteile, der effektiven Porenanteile und der Durchlässigkeitsbeiwerte verschiedener Lockergesteine gegeben.

3.2.1.1 Korngrößenzusammensetzung

Die Zusammensetzung der in einem Bodenmaterial vorhandenen verschiedenen Kornfraktionen eines Bodens wird durch eine **Korngrößenanalyse** ermittelt. Hierzu wird die zu untersuchende Bodenprobe in Siebsätzen unterschiedlicher genormter Maschenweite geschüttelt und die Siebrückstände fraktionsweise ausgewogen. Die Verteilung der Feinanteile wird mittels einer **Schlammanalyse** bestimmt. Die Darstellung (Abb. 3) der ermittelten Siebrückstände erfolgt halblogarithmisch in einer Summenkurve je Bodenprobe. Die mittlere Korngröße d_{k50} ergibt sich aus dem Schnittpunkt der 50 %-Linie mit der Summenkurve. Die Einteilung der Korngrößen ist nach DIN 4022-1 genormt (Tab. 3).

Größere Gemeingeteile werden als Blöcke bezeichnet. Fast nie bestehen Lockerablagerungen aus einer einzigen Kornfraktion, ist also gleichkörnig. Fast immer handelt es sich um ein Gemisch verschiedener Kornfraktionen.

Tabelle 3: Einteilung der Korngrößen nach DIN 4022-1.

Korngrößenverteilung		Größenvergleich	
Feinstkorn oder Ton (T)	≤ 0,002	mm	
Schluff (U)	Feinschluff > 0,002 bis 0,006	mm	mit bloßem Auge nicht mehr als Einzelkorn erkennbar
	Mittelschluff > 0,006 bis 0,02	mm	
	Grobschluff > 0,02 bis 0,06	mm	
Sand (S)	Feinsand > 0,06 bis 0,2	mm	kleiner als Gries, aber das Einzelkorn noch mit bloßem Auge erkennbar
	Mittelsand > 0,2 bis 0,6	mm	gleich Gries
	Grobsand > 0,6 bis 2,0	mm	kleiner als Streichholzköpfe; größer als Gries
Kies (G)	Feinkies > 2,0 bis 6,3	mm	kleiner als Erbsen; größer als Streichholzköpfe
	Mittelkies > 6,3 bis 20,0	mm	kleiner als Haselnüsse; größer als Erbsen
	Grobkies > 20,0 bis 63,0	mm	kleiner als Hühnereier; größer als Haselnüsse
Steine (X)	> 63,0	mm	

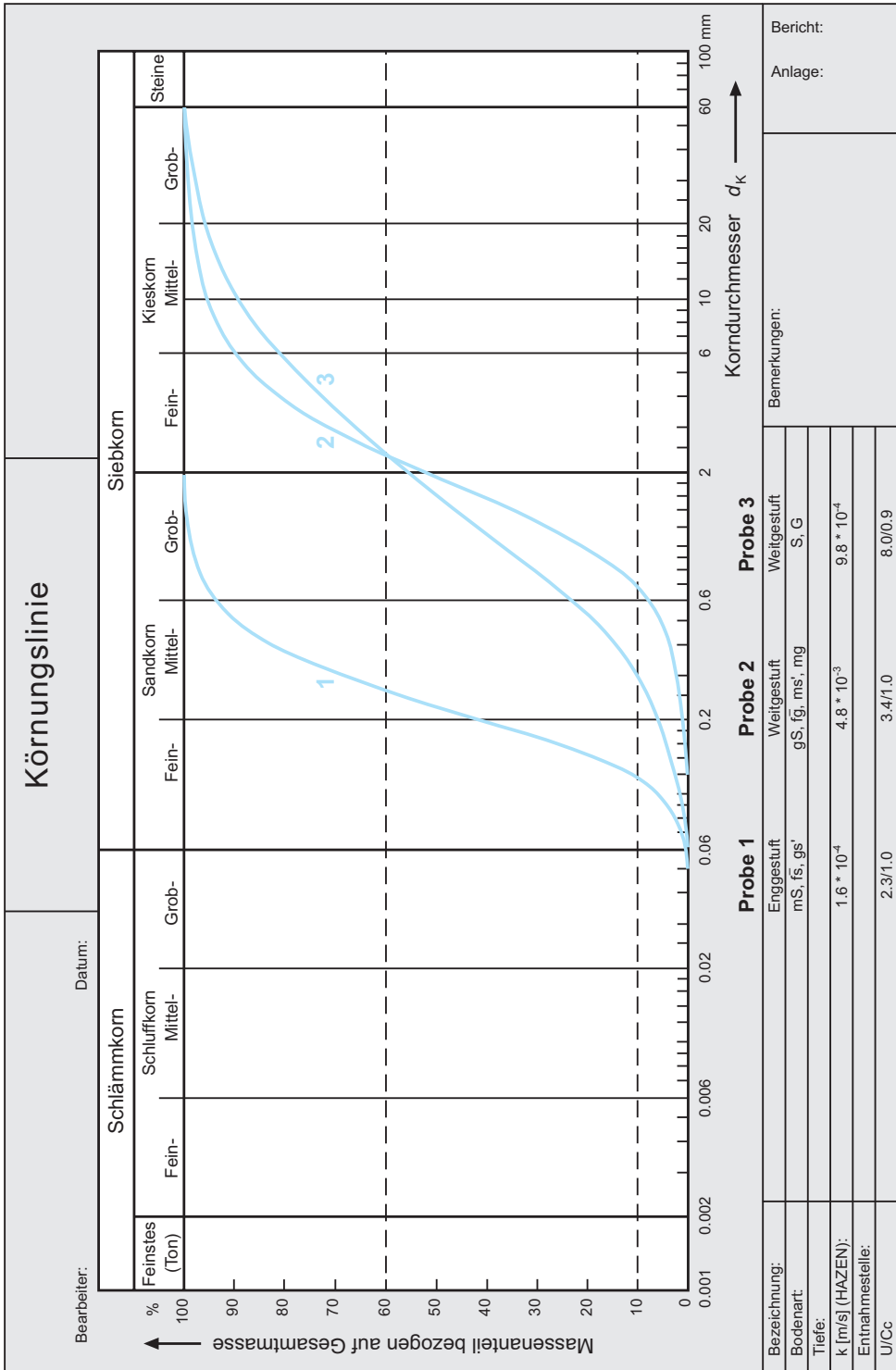


Abb. 3: Summenkurven von Korngrößenanalysen (Körnungslinien).

3

Unter **Bodenart** versteht man die Kennzeichnung des mineralischen Bodenmaterials nach dem Hauptanteil seiner Korngrößenzusammensetzung.

Lagerungs-(Packungs-)dichte

Das Porenvolumen hängt weiter davon ab, wie dicht die einzelnen Körner gelagert sind. Wie aus Tab. 4 ersichtlich ist, ergeben sich theoretisch bei unterschiedlichen Lagerungsdichten gleich großer kugelförmiger Körner folgende Porenvolumina bezogen auf das Gesamtvolumen (Porenanteile):

Tabelle 4: Porenanteil gleich großer kugelförmiger Körner bei unterschiedlichen Lagerungsdichten.

Viererpäckung	66,0 %
Sechserpäckung	47,6 %
Achterpäckung	39,1 %
Zehnerpäckung	30,1 %
Zwölferpäckung	26,0 %

Je schlechter sortiert die Körnung und je dichter die Lagerung ist, umso kleiner ist der Porenanteil. Da mit zunehmendem Alter die Wahrscheinlichkeit der dichteren Packung durch Verfestigungsprozesse (Diagenese) zunimmt, haben geologisch ältere Sedimente häufig ein geringeres Porenvolumen als rezente (junge).

Kornform

Körner mit glatter Oberfläche haben im Allgemeinen ein niedriges Porenvolumen. Je unregelmäßiger die Oberfläche ist, desto sperriger ist die Lagerung und desto größer ist das Porenvolumen. Außerdem spielt die Ungleichförmigkeit der Körner des Gemisches eine Rolle. Gleichförmige Korngemische besitzen ein hohes Porenvolumen, während bei größerer Ungleichförmigkeit die Poren durch feineres Korn in höherem Maße ausgefüllt werden.

3.2.1.2 Bestimmung des Porenanteils

Die Bestimmung des **Porenanteils** bzw. Hohlraumanteils einer Bodenprobe erfolgt im Labor.

Zunächst wird eine getrocknete Probe gewogen und somit die Masse des Feststoffes m_{Fe} bestimmt. Anschließend wird die Probe in ein wassergefülltes Messgefäß gegeben, dabei wird der Porenraum mit Wasser gesättigt. Durch die resultierende Wasserverdrängung wird das **Volumen des Feststoffes** V_{Fe} bestimmt. Ihre Dichte ρ_{Fe} lässt sich wie folgt bestimmen:

$$\rho_{\text{Fe}} = \frac{m_{\text{Fe}}}{V_{\text{Fe}}} \quad \text{Gl. 6}$$

$$\begin{aligned} \rho_{\text{Fe}} &= \text{Dichte der Feststoffes (kg/m}^3\text{)}, \\ m_{\text{Fe}} &= \text{Masse des Feststoffes (kg)}, \\ V_{\text{Fe}} &= \text{Volumen der Feststoffes (m}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Anschließend wird die Probe mit flüssigem Paraffin umhüllt und so versiegelt, erneut in ein wassergefülltes Messgefäß gegeben und so das Gesamtvolumen über die Wasserverdrängung gemessen (Gl. 2):

$$\begin{aligned} V_{\text{ges}} &= V_{\text{Fe}} + V_{\text{P}} \\ V_{\text{ges}} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{)}, \\ V_{\text{Fe}} &= \text{Volumen des Feststoffes (m}^3\text{)}, \\ V_{\text{P}} &= \text{Porenvolumen (m}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Dann ist

$$V_{\text{P}} = V_{\text{ges}} - V_{\text{Fe}}$$

Der Porenanteil n_{p} kann nach Gl. 1 folgendermaßen berechnet werden:

$$n_{\text{p}} = \frac{V_{\text{P}}}{V_{\text{ges}}} = \frac{V_{\text{ges}} - V_{\text{Fe}}}{V_{\text{ges}}}$$

Effektives Porenvolumen

Die im Labor bestimmten Porositäten erfassen das gesamte oder absolute Porenvolumen eines Gesteins. Ein Teil des Wassers ist jedoch an den Körnern als **Haftwasser** adhäsiv gebunden und wird so gegen die Schwerkraft gehalten (Abschn. 3.4.1). Mit geringerer Korngröße nimmt die Kornoberfläche pro Volumeneinheit und damit auch der Haftwasseranteil zu. Das hat zur Folge, dass weniger Wasser abgebeben wird als von der trockenen Probe aufgenommen wurde. Der Anteil des Porenvolumens, der für die Grundwasserbewegung verbleibt, der also nicht aus dem Volumen für das Haftwasser besteht, wird als **effektives**

ves (oder durchflusswirksames) **Porenvolumen** V_{Peff} bezeichnet:

$$V_{\text{Peff}} = V_{\text{P}} - V_{\text{Hw}} \quad \text{Gl. 7}$$

V_{Peff} = effektives Porenvolumen (m^3),

V_{P} = gesamtes Porenvolumen (m^3),

V_{Hw} = Haftwasservolumen (m^3).

In der Literatur wird die Aufteilung der unterschiedlichen Poren als Quotient aus dem Volumen der Poren zum Gesamtvolumen der Probe und damit als Anteil angegeben (meist in Prozent).

Die aufgezeigten Zusammenhänge zwischen Korngröße, Gesamtporenanteil, effektivem Porenanteil und **Haftwasseranteil** veranschaulicht Abb. 4. Der **Gesamtporenanteil** ist naturgemäß in den feinstkörnigen Sedimenten (Tonen) am größten, der **effektive Porenanteil** wegen der großen Kornoberfläche jedoch am geringsten. Er

erreicht in den Sanden ein Optimum und nimmt dann mit zunehmender Kornvergrößerung bis hin zu den Kiesen wieder ab.

Ein hoher effektiver Porenanteil hat immer eine hohe Durchlässigkeit zur Folge. Zwischen Gesamtporenanteil und Durchlässigkeit besteht dagegen kein genereller Zusammenhang. Zum Beispiel besitzt Ton einen hohen Gesamtporenanteil, aber nur eine geringe Durchlässigkeit.

Größenordnungen der Porenanteile n_{p} und n_{Peff} bei verschiedenen Kornzusammensetzungen sind in Tabelle 5 zusammen mit den sich ergebenden Durchlässigkeitsbeiwerten k_{f} aus der Kornverteilung enthalten.

Die Porositäten sandiger Festgesteine wechseln in weiten Grenzen. In Hessen (DÜRBAUM et al., 1969) wurden in Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins Porenanteile von 2 – 8 % gefunden, in mehr feinkörnigen, schluffigen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins von 6 – 15 %.

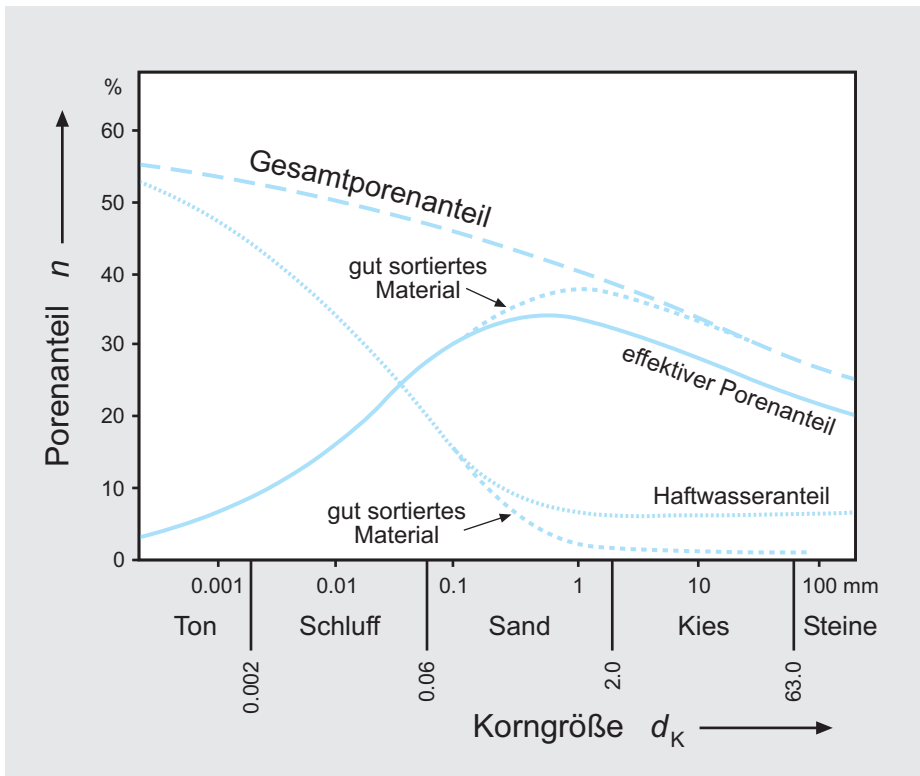


Abb. 4: Beziehungen zwischen Gesamtporenanteil n_{p} , effektivem Porenanteil n_{Peff} und Haftwasseranteil n_{Hw} in Abhängigkeit von der Korngröße klastischer Sedimente (verändert nach DAVIS & DE WIEST, 1966).

3

Tabelle 5: Größenordnungen für Gesamtporenanteil n_p , effektiven Porenanteil n_{peff} und Durchlässigkeitsbeiwert k_f verschiedener Lockergesteine nach BUSCH/LUCKNER (GARLING & DITTRICH, 1979).

Lockergestein	Gesamtporenanteil n_p %	effektiver Porenanteil n_{peff} %	Durchlässigkeitsbeiwert k_f m/s
sandiger Kies	25 – 35	20 – 25	$3 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-4}$
kiesiger Sand	28 – 35	15 – 20	$1 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-4}$
mittlerer Sand	30 – 38	10 – 15	$4 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4}$
schluffiger Sand	33 – 40	8 – 12	$2 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-5}$
sandiger Schluff	35 – 45	5 – 10	$5 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$
toniger Schluff	40 – 55	3 – 8	$5 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-8}$
schluffiger Ton	45 – 65	2 – 5	$\sim 10^{-8}$

MAROTZ (1968) fand durch Versuche eine Beziehung zwischen dem effektiven Porenanteil n_{peff} und dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f (Abschn. 3.3.1) und stellte folgende Zahlenwertgleichung auf:

$$\{n_{peff}\} = (0,462 + 0,045 \cdot \ln\{k_f\}) \cdot 100 \quad \text{Gl. 8}$$

n_{peff} = effektiver Porenanteil (%),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert (m/s).

Die Bestimmung des Durchlässigkeitsbeiwertes erfolgt im Labor durch Bestimmung der Korngrößenverteilung oder durch Auswertung von Pumpversuchen (Abschn. 3.2.1.1 bzw. 4.1.6.1.2).

Beispiele:

Lehmiger Sand (Pleistozän $k_f = 1,5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}}$):

$$\ln 9,0 \cdot 10^{-5} = -9,316$$

$$n_p = (0,462 + 0,045 \cdot (-9,316)) \cdot 100 \% = 4,3 \%$$

Grobsand (Pleistozän $k_f = 1,5 \cdot 10^{-3} \frac{\text{m}}{\text{s}}$):

$$\ln 1,5 \cdot 10^{-3} = -6,5$$

$$n_p = (0,462 + 0,045 \cdot (-6,5)) \cdot 100 \% = 16,9 \%$$

UDLUFT & BLASY (1975) errechneten den effektiven Porenanteil unter Berücksichtigung der **MAILLET-Funktion** (Abschn. 3.5.2.1) aus den Pegelständen eines Gewässers, das als Vorfluter einem definierten Grundwassereinzugsgebiet zuzuordnen ist. Diese Methode geht davon aus, dass der effektive Porenanteil in Trockenzeiten das Abflussverhalten und damit die unterschiedlichen Wasserstände des Vorfluters bestimmt. Ähnliche Überlegungen stellte schon früher BURRE (1960) an.

3.2.2 Kluft-Hohlräume

Die Mittel- und Hochgebirge werden weitgehend aus Festgesteinen aufgebaut, etwa in Hessen, wo 85 % der Fläche von Festgesteinen wie z. B. Ton-schiefern, Grauwacken, Kalksteinen, Sandsteinen, Vulkaniten und kristallinen Gesteinen eingenommen werden. In Deutschland sind 53,4 % der Oberfläche (rd. 190 400 km²) Festgesteine. In solchen Festgesteinen bilden generell nicht Poren, sondern **Trennflächen** die hydraulisch wirksamen Räume (Abb. 5). Trennflächen unterbrechen die gestaltliche und die mechanische Kontinuität eines Felskörpers und sind somit der Oberbegriff für Störungen, Klüfte, Schichtflächen, und Schieferungsflächen (PRINZ & STRAUB, 2006). Aus diesem Grunde würde man besser von Trennflä-



Abb. 5: Poren-, Kluft- und Karstgrundwasserleiter.

chen-Hohlräumen anstatt von Kluft-Hohlräumen sprechen.

Die Neigung der Gesteine, zu zerreißen und Klüfte zu bilden, hängt von den auf sie wirkenden Kräften und von den elastischen Eigenschaften der Gesteine ab, d.h. ihrem Verhalten, Verformungen nachzugeben oder zu zerreißen. Die Gesteine lassen sich hinsichtlich ihrer Elastizitätseigenschaften gliedern in kompetente und inkompetente Gesteine. **Kompetente** sind in der Regel hart und unelastisch und zerbrechen deshalb bei tektonischen Beanspruchungen. Zu ihnen zählen z.B. Sandsteine, Quarzite, Kalksteine und magmatische Gesteine. **Inkompetente** Gesteine sind mehr oder weniger plastisch (duktile), lassen sich verformen und neigen weniger zur Zerklüftung wie z.B. Tonsteine, Tonschiefer, Schluffsteine, Salzgesteine (Halite). Die räumliche Erstreckung und die Öffnungsweite der Trennflächen sind sehr verschieden (einige Zentimeter bis mehrere Meter), je nach dem Grad tektonischer Beanspruchung. Meistens enden sie nach einigen Metern und werden dann von anderen abgelöst. In geschichteten oder gebankten Gesteinen sind die Schichtflächen und Bankungsflächen häufig in bestimmten Richtungen angeordnet. Hinzu treten Kluft- oder Störungszonen, die Ausdruck der richtungsgebundenen tektonischen Beanspruchung sind.

Quer zur Hauptrichtung treten Neben- oder Querklüfte auf, die jedoch meist kürzer sind und wesentlich weniger weit geöffnet sind. Auch ist vielfach eine Abnahme der Zerklüftung eines Ge-

steinskörpers mit zunehmender Tiefe festzustellen. Bei den **Trennflächen** sind nach ihrer Entstehung zu unterscheiden:

- tektonisch entstandene **Spalten, Klüfte und Schieferungsflächen**,
- durch unterschiedliche Sedimentation entstandene **Schicht- und Bankungsflächen**,
- **Absonderungsflächen**, durch Lösungen oder bei magmatischen Gesteinen durch Abkühlung entstandene Klüfte,
- durch Hangzerreißen (Talhänge) entstandene **Klüfte**.

Gelegentlich sind in demselben Gestein sowohl Poren- als auch Kluft Hohlräume ausgebildet, z. B. in manchen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins.

Durch **anthropogene Einwirkungen** (z.B. beim Bau von Tunneln, Kavernen, Stollen etc., Abschn. 3.2.4) kann es zur Auflockerung des Nebengesteines durch Druckentlastung und damit zur Erhöhung der Durchlässigkeiten kommen. Ausschlaggebend für die Durchlässigkeit ist die Öffnungsweite der Trennflächen und der **Durchtrennungsgrad**. Letzterer gibt an, ob die Gesteine in den Trennflächenebenen vollständig durchtrennt sind oder ob noch Materialbrücken bestehen. Andererseits kann die Durchlässigkeit der Trennflächen durch Zuschlämmung mit Sediment oder auch durch Ausfällung reduziert werden. Hinweise auf die geohydraulische Wirksamkeit der Trennflächen geben Verfärbungen, die

3 auf die oxidierende Wirkung von zirkulierenden Grundwässern zurückzuführen sind (z.B. Eisen- und Manganoxide/-hydroxide).

Gleich dem Porenvolumen-Hohlraumanteil in Lockergesteinen wird der gesamte Hohlraum der Klüfte eines Gesteinskörpers als **Kluftvolumen** V_{Kl} , Klufttraumvolumen bezeichnet. Entsprechend dem Porenanteil (Gl. 1) ist der **Kluftanteil** n_{Kl} der Quotient des Kluftvolumens V_{Kl} zum Gesamtvolumen des Gesteinskörpers V_{ges} :

$$n_{\text{Kl}} = \frac{V_{\text{Kl}}}{V_{\text{ges}}} \quad \text{Gl. 9}$$

$$\begin{aligned} n_{\text{Kl}} &= \text{Kluftanteil (1)}, \\ V_{\text{Kl}} &= \text{Kluftvolumen (m}^3\text{)}, \\ V_{\text{ges}} &= \text{Gesamtvolumen (m}^3\text{)}. \end{aligned}$$

Wie im Lockergestein können nicht alle Trennflächen bzw. Klüfte vom Grundwasser durchflossen werden. An den Kluftwandungen werden wie an den Körnern eines Lockergesteins Wasserteilchen adhäsiv gebunden. Die maximale Schichtdicke des elektrostatisch gebundenen Haftwassers beträgt $4 \mu\text{m}$ ($= 4 \cdot 10^{-3} \text{ mm}$), wird aber von zahlreichen Faktoren beeinflusst, die die Haftwasserdicke verringern können. Da die Dicke maximal $4 \mu\text{m}$ beträgt, kann davon ausgegangen werden, dass Klüfte, deren Öffnungen kleiner als das Doppelte der Haftwasserdicke, also $8 \mu\text{m}$ sind, nicht mehr vom Grundwasser durchflossen werden. Feine Haar-Risse, wie sie in Tonschiefern häufig ausgebildet sind, lassen deshalb kein Wasser durch. Der Anteil des Kluftvolumens, der vom Grundwasser zu durchfließen ist, wird als **effektives** oder **durchflusswirksames Kluftvolumen** bezeichnet.

Der speichernutzbare Hohlraumanteil ist der Quotient aus dem Volumen der bei der Höhenänderung der Grundwasseroberfläche entleerbaren oder auffüllbaren Kluft Hohlräume und dessen Gesamtvolumen und entspricht im freien Grundwasser dem durch Pumpversuche zu ermittelnden Speicherkoeffizienten (Abschn. 3.3.4).

Die Kenntnis des Kluftvolumens ist bei Grundwassererschließungen, dem Ansatz von Brunnenbohrungen und dem Schutz des Grundwassers höchst wichtig. Allerdings bereitet die **ermittlung des Kluftvolumens** Schwierigkeiten. Die einfachste Methode ist es, in Steinbrüchen Öffnungsweiten und Kluftabstände zu messen

und so mittlere Kluftvolumina zu ermitteln. So stellte z.B. PICKEL (1974) in Sandsteinen aus dem Unteren Buntsandstein im nordwestlichen Hessen Kluftanteile von 1,0 bis 1,7 % fest. In gleicher Weise maß schon STINY (1933) in Tagesaufschlüssen die Anzahl der Klüfte auf den laufenden Meter und ermittelte so eine **Klüftigkeitsziffer**, die größenordnungsmäßige Vergleiche ermöglicht. Allerdings kann eine solche Methode, die umfangreiche Erfahrung in geologischer Feldarbeit voraussetzt, nur Anhaltspunkte ergeben, zumal nicht bekannt ist, wie sich die im Aufschluss gemessenen Werte auf das nach den Seiten und die Tiefe anschließende Gebirge übertragen lassen.

Eine weitere Möglichkeit besteht in der **abschätzung der Kluftvolumina** durch die Brunnenleistungen. Hierzu bedarf es allerdings schon einer gewissen hydrogeologischen Erfahrung. Unter bestimmten Voraussetzungen kann das Kluftvolumen auch durch Pumpversuche (Abschn. 4.1.6.2.1) ermittelt werden.

Schließlich ist es – unter bestimmten Voraussetzungen – auch möglich, aus dem Wasserhaushalt einzelner oder mehrerer Quellen in einem definierten Einzugsgebiet (Abschn. 3.5.2.1) Kluftvolumina zu errechnen. Dazu muss zunächst das **abflussfähige Grundwasservolumen** V_{GwA} berechnet werden:

$$V_{\text{GwA}} = \frac{\dot{V}_{\text{At}}}{\alpha} \quad \text{Gl. 34}$$

V_{GwA} = abflussfähiges Grundwasservolumen (m^3),

\dot{V}_{At} = Abfluss –(Schüttungs) –rate nach einer Zeitspanne (m^3/s),

α = quellenspezifischer Koeffizient (1/d).

Der **quellenspezifische Koeffizient (Auslaufkoeffizient)** α wird aus Messungen der Quellschüttungsrate oder der Abflussrate in einem Gewässer berechnet (Gl. 33).

Für die weiteren Überlegungen muss das Gesamtvolumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers V_{ges} aus geologischen oder hydrogeologischen Untersuchungen bekannt sein. Ist V_{ges} bekannt, so errechnet sich der **Kluftanteil** n_{Kl} in Anlehnung an Gl. 9:

$$n_{\text{Kl}} = \frac{V_{\text{GwA}}}{V_{\text{ges}}} \quad (\text{Gl. 9})$$

n_{Kl} = Kluftanteil (1),
 V_{GwA} = abflussfähiges Grundwasservolumen (Kluftvolumen) (m^3),
 V_{ges} = Gesamtvolumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers (m^3).

Beispiel:

Auswertungen durch UDLUFT (1972) von Messungen des Lohr-Pegels bei Partenstein (nordwestlicher Spessart, Bayern) ergaben folgende Werte:

$$\begin{aligned} \dot{V}_{\text{A0}} &= 1,2 \text{ m}^3/\text{s}, \\ \dot{V}_{\text{At}} &= 0,3 \text{ m}^3/\text{s}, \\ \Delta t &= 250 \text{ d}. \end{aligned}$$

Der quellenspezifische Koeffizient α errechnet sich wie folgt:

$$\alpha = -\frac{1}{250 \text{ d}} \cdot \ln\left(\frac{0,3}{1,2}\right) = 5,54 \cdot 10^{-3} \text{ (1/d)} \quad (\text{Gl. 33})$$

Durch Einsetzen in Gl. 34 ergibt sich:

$$V_{\text{GwA}} = \frac{1,2 \left(\text{m}^3/\text{s}\right)}{5,54 \cdot 10^{-3} \text{ (1/d)}} \cdot \frac{24 \cdot 3600 \text{ s}}{1 \text{ d}} = 1,87 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \quad (\text{Gl. 34})$$

Das Volumen des grundwassererfüllten Gesteinskörpers im zugehörigen Einzugsgebiet mit Schichten des Unteren Buntsandsteins wurde zu $V_{\text{ges}} = 1440 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ aus geologischen Profilen bestimmt. Damit ergibt sich ein Kluftanteil n_{Kl} von:

$$n_{\text{Kl}} = \frac{V_{\text{GwA}}}{V_{\text{ges}}} \cdot 100 \% = \frac{1,87}{1440} \cdot 100 \% = 0,13 \% \quad (\text{Gl. 9})$$

Bei diesem Verfahren kommt eine besondere Bedeutung dem **quellenspezifischen Koeffizienten** α zu, dessen Größe für jedes Einzugsgebiet spezifisch ist. Bei der Auswertung von Messungen muss deshalb besonders exakt der quellenspezifische Koeffizient α bestimmt werden, da sich bei höheren Koeffizienten ein geringeres abflussfähiges Grundwasservolumen ergibt. Höhere Koeffizienten deuten somit auf geringe Retention und einen geringeren speichernutzbaren Hohlraumanteil und umgekehrt. Niedrigere Koeffizienten weisen wegen des daraus resultierenden größeren nutzbaren Hohlraumanteils auf größeres Rück-

halte-(Speicher-)Vermögen (Retention). Da somit der quellenspezifische Koeffizient α von dem Speicherkoeffizienten S und der Transmissivität T_{Gw} (Abschn. 3.3.3) abhängt, ergibt sich zwischen diesen drei Geofaktoren eine Beziehung, die TRAINER & WATKINS JR. (1974) mit folgender Zahlenwertgleichung beschrieben:

$$\left\{ \frac{T_{\text{Gw}}}{S} \right\} = \frac{4 \cdot \{l\}^{2 \cdot \{\alpha\}}}{2\pi} = 0,637 \cdot \{l\}^{2 \cdot \{\alpha\}} \quad (\text{Gl. 10})$$

T_{Gw} = Transmissivität (m^2/s),
 S = Speicherkoeffizient (1),
 l = mittlere Entfernung zwischen Quelle und unterirdischer Wasserscheide (m),
 α = quellenspezifischer Koeffizient (1/d).

Da sich die Transmissivität meist größenordnungsmäßig abschätzen lässt, ist bei Kenntnis des quellenspezifischen Koeffizienten α (aus Messungen) der Speicherkoeffizient angenähert zu bestimmen (und umgekehrt). RICHTER & LILICH (1975, S. 149) geben für klüftige Kalke Werte $\alpha = 2,25$ bis $50 \cdot 10^{-3}/\text{d}$, für wenig geklüftete Sandsteine $\alpha = 1,0$ bis $2,4 \cdot 10^{-3}/\text{d}$, HÖLTING (1978) für verkarstete Zechsteinkalke im nordwestlichen Hessen $\alpha = 1,24 \cdot 10^{-3}/\text{d}$ an.

Mit den genannten Methoden erhält man in aller Regel nur Größenordnungen nutzbarer Kluftvolumina, worüber man sich bei der Interpretation von Messungen, z.B. bei gutachtlichen Aussagen, immer im Klaren sein sollte. Ferner sollte nicht übersehen werden, dass der berechnete Wert eine über das gesamte untersuchte hydraulische System gemittelte Größe ist, von der es in räumlich kleinen Bereichen erhebliche Abweichungen geben kann. Abgesehen von verkarstem Gestein sind **nutzbare Kluftanteile** n_{Kl} von mehr als 2 % nur in tektonisch besonders gestörten Zonen ausgebildet. Überschlägig können für psammitische Gesteine (Sandsteine, Grauwacken, Konglomerate) nutzbare Kluftanteile von 1,0 bis 1,5 %, für schluffige Sandsteine (z. B. im Unteren Buntsandstein) oder Tonschiefer 0,1 bis 0,5 % und für Schluff- und Tonsteine kleiner 0,1 % angenommen werden. Bei Tunnelbauten im Mittleren Buntsandstein Ost Hessens wurden nutzbare Kluftanteile n_{Kl} von 0,5 bis 1,9 % ermittelt (HÖLTING & SCHRAFT, 1987).

3 3.2.3 Karst-Hohlräume

Hohlräume im **Karst** (ZÖTL, 1974) sind Sonderformen der Kluft-Hohlräume in der Weise, dass in wasserlöslichen Gesteinen (Kalk-, Dolomitgesteine, Gips/Anhydrit) zunächst Klüfte entstanden, die in geologischen Zeiträumen durch die lösende Wirkung von Sickerwässern und zirkulierenden Grundwässern erweitert wurden. Bei der Entstehung des Karstes im Karbonatgestein spielt das aus der Luft aufgenommene Kohlendioxid, das mit Wasser zu Kohlensäure reagiert, eine zentrale Rolle. Des Weiteren nimmt das versickernde Niederschlagswasser Kohlendioxid aus der Bodenluft auf. Die Lösungsfähigkeit der sauren Sickerwässer (Abschn. 3.9.3.7) nimmt auf dem Weg durch die Grundwasserleiter infolge Verbrauchs bei der Abpufferung durch die Karstgesteine ab. Eine verhältnismässig schnelle Gesteinsauflösung findet daher weitgehend oberflächennah oder im Bereich der schwankenden Karstwasserspiegel statt. Trotzdem kann sich die Gesteinslösung auch in wassergesättigten Bereichen fortsetzen. Ursache ist in erster Linie die sog. **Mischkorrosion**, die dadurch entsteht, dass sich Karstgrundwässer unterschiedlicher Härte vermischen.

Bei der Entstehung des **Gips-Karstes** sind Mikroorganismen beteiligt. **Karst-Grundwasserleiter** sind weit verbreitet, haben wegen ihres meist beträchtlichen Hohlraumanteils eine hohe Grundwasserneubildungsrate, Quellen in diesem festen Gestein haben eine starke Schüttung, wengleich ihr Speichervermögen in der Regel gering ist. Wegen der Vielfalt von Verkarstungerscheinungen ergeben sich in diesen Grundwasserleitern ganz spezielle geohydraulische Verhältnisse. Verkarstungen wasserlöslicher Gesteine entwickeln sich im Berginnern (dem **Endokarst**, im Gegensatz zu Lösungen an der Erdoberfläche, dem **Exokarst**) meist verstärkt unter einem (ehemaligen) oberirdischen Entwässerungsnetz. Aus diesem sickern die Niederschlagswässer durch Schichtflächen, Klüfte oder auch Dolinen in den Untergrund, wo durch die Lösungsprozesse Hohlräume erweitert werden. Richtung und räumliche Verteilung der Verkarstungsphänomene hängen wesentlich vom vorgegebenen Trennflächengefüge ab. Umgekehrt sind aber durch Kalkausscheidungen auch Kluftverschlüsse möglich.

Die Karstentwicklung wird wesentlich durch das Vorflutniveau des Karstgrundwassers und die Lage wasserstauender Schichten über diesem bestimmt. Liegt ein Wassernichtleiter über Vorflutniveau, fließt das Grundwasser an der Grundwassersohle, (untere Grenzfläche eines Grundwasserkörpers), d. h. über der wassernichtleitenden Schicht, seitlich in unterirdischen Gerinnen ab und tritt in Quellen zutage; es entsteht eine nur geringmächtige wassergesättigte Zone (auch als **seichter Karst** bezeichnet). Reichen jedoch die verkarstungsfähigen Gesteine ohne Wassernichtleiter unter Vorflutniveau, besteht ein Grundwasserabstrom direkt zum Vorfluter, wobei sich horizontale Höhlensysteme im Niveau des Vorfluters bilden. Umgekehrt wird bei (teilweiser) Auffüllung bestehender Karst-Grundwasserleiter das Vorflutniveau angehoben, der Karst-Grundwasserspiegel steigt an. Eine so entstandene mächtige wassererfüllte Karstzone wird als **tiefer Karst** bezeichnet.

Karst-Hohlräume haben eine wechselnde Gestalt, teils hängen sie in **Karstsystemen** zusammen, teils stellen sie auch Einzelgebilde dar, die mit benachbarten Netzen und ihrem kommunizierenden Röhrensystem nicht verbunden sind. Die hydraulischen Systeme sind in Karstgesteinen unübersichtlich oder sogar unverständlich, wenn man an sich überschneidende Grundwasserfließrichtungen, wie z. B. im Zechstein-Karst des nordwestlichen Hessens (HÖLTING & MATTHESS, 1963) denkt. Grundwasserbeobachtungen in Karstgesteinen verleiten leicht zu Fehlschlüssen, wenn nicht die unterschiedlichen geohydraulischen Systeme bekannt sind. Sorgfältige und eng-räumig ausgeführte Untersuchungen (Grundwasserstands- und Abflussmessungen, Markierungsversuche) sind stets die Voraussetzung für eine hydrogeologische Analyse verkarsteter, grundwasserführender Hohlräume.

Die aus **Markierungs-(Tracer-)Versuchen** (Abschn. 4.1.6.2.2) abgeleiteten **Fließgeschwindigkeiten** sind beträchtlich. Im mittleren Teil der Schwäbischen Alb wurden Geschwindigkeiten von 10 bis 585 m/h ermittelt. In der gleichen Größenordnung liegen auch die Geschwindigkeiten in anderen untersuchten Karstgebieten (z.B. HÖLTING & MATTHESS, 1963). Nur bei solchen Fließgeschwindigkeiten sind die zeitweise sehr starken Schüttungen von Karst-Quellen zu verstehen.

Bei dem Begriff **Verkarstung** wird zunächst nur an karbonatische Gesteine (vor allem Kalk- und Dolomitsteine) gedacht. Verkarsten können auch andere wasserlösliche Gesteine, wie z.B. Gips („Gips-Karst“). Jedoch sollte man die analoge Verwendung dieses Begriffes in anderen nahezu unlöslichen Gesteinen (z.B. „Sandstein-Karst“) unterlassen, womit angedeutet werden soll, dass es sich um stark klaffende Klüfte handelt. Verkarstung tritt nur in verkarstungsfähigen Gesteinen auf. Da die Karstklüfte in der Regel weit klaffen, entfällt der Begriff „nutzbares Kluftvolumen“. Die große Öffnungsweite von Karstklüften muss jedoch keinesfalls auch einem großen absoluten Kluftvolumen gleichzusetzen sein (HÖLTING, 1978).

In Karstgebieten kann es zu einem Abfluss aus einem oberirdischen Gewässer in das unterirdische Hohlraumssystem kommen; diesen Vorgang nennt man **Versinkung**.

3.2.4 Anthropogen erzeugte Hohlräume

Seit altersher hat der Mensch für den Abbau von Rohstoffen untertägige Hohlräume, z.B. Stollen und Schächte, erzeugt. In jüngster Zeit kommen Tunnel für die Wasserversorgung und den Verkehrswegebau hinzu. Diese Eingriffe in die Natur stören die unterirdischen Fließsysteme nachhaltig. So lockert sich im Umfeld dieser Hohlräume der Gesteinsverband auf und erhöht dadurch die Gebirgsdurchlässigkeit. Hierdurch kann es zu Grundwasserabsenkungen in der Umgebung, aber auch zum erhöhten Transport von Schadstoffen kommen. Befinden sich mehrere unterirdische Verkehrsbauten, z.B. U-Bahn-Bauten, in unmittelbarer Nachbarschaft, kann sich der Grundwasserstrom an diesen Bauten aufstauen und der Grundwasserspiegel ansteigen.

3.3 Geohydraulik

Voraussetzung für das Strömen von Wasser im Untergrund ist ein vorhandenes Druckgefälle. Daraus ergeben sich die Geschwindigkeit und die

Strömungsrichtung des Wassers. Eine Kenngröße für das Verhalten in Rohren sowie in Poren und Klüften ist die dimensionslose **REYNOLDS-Zahl Re** (OSBORNE REYNOLDS, 1842 bis 1912). Sie ermöglicht auch die Kennzeichnung des Übergangs von der laminaren in die turbulente Strömung.

Die dimensionslose REYNOLDS-Zahl wird durch folgende Gleichung ermittelt:

$$Re = \frac{l \cdot v_{FL}}{\nu_{FL}} \quad \text{Gl. 11}$$

Re = REYNOLDS-Zahl (1),

l = charakteristische Länge (z.B. Rohrdurchmesser oder Korndurchmesser) (m),

v_{FL} = charakteristische Strömungsgeschwindigkeit (z.B. mittlere Geschwindigkeit) des Fluids (m/s),

ν_{FL} (ny) = temperaturabhängige kinematische Viskosität des Fluids (m²/s).

Die **kinematische Viskosität ν_{FL}** setzt sich zusammen aus den beiden Stoffkenngrößen

η_{FL} = dynamische Viskosität des Fluids (Pa·s = kg/(s·m),

ρ_{FL} = Dichte des Fluids (kg/m³):

$$\nu_{FL} = \frac{\eta_{FL}}{\rho_{FL}}$$

So ergibt sich

$$Re = \frac{l \cdot v \cdot \rho_{FL}}{\eta_{FL}} \quad \text{Gl. 12}$$

Bei kleinen Fließgeschwindigkeiten und großer Viskosität, also bei kleinen REYNOLDS-Zahlen, bewegen sich die Flüssigkeitsteilchen parallel zueinander. Diese Strömungsform heißt **laminar**. Es handelt sich um eine geordnete Schichtenströmung (lat. lamina = Schicht) der Flüssigkeitsteilchen. Die Stromlinien verlaufen nebeneinander und vermischen sich nicht (JOGWICH 1974). Die Strömung durch Rohre wird durch die Flüssigkeitsreibung beeinflusst, sodass die Teilchen von den Wänden abgebremst werden. Es entsteht ein parabolisches Geschwindigkeitsprofil.

Die Voraussetzung für ein laminares Strömen ist angenähert in Locker-, oder Porengesteinen gegeben, die aus einem Gemenge mehr oder weniger feiner Körner bestehen. Zwar ist auch hier

3 die mathematisch zu fordernde Homogenität des durchströmten Körpers in aller Regel nicht gegeben, da diese Gesteine (geogenetisch bedingt) immer verschieden zusammengesetzt sind. Im Grundwasser kann sich die laminare in eine turbulente Strömungsform umwandeln. Hierbei ist für die „charakteristische Länge“ der mittlere Korndurchmesser einzusetzen.

In Kluffgesteinen dagegen ist das Strömungsverhalten meist **turbulent**: Bei hohen Geschwindigkeiten, also bei großen Reynolds-Zahlen, stoßen die Teilchen auch quer zur Strömungsrichtung aneinander. Hier überlagern viele Querbewegungen die Hauptbewegung. Daher werden Teilchen mit großer Geschwindigkeit abgebremst, Teilchen mit kleiner Geschwindigkeit dagegen beschleunigt, sodass der Geschwindigkeitsunterschied über die gesamte Strömungsquerschnittsfläche gering ist.

Die Klüfte folgen zwar bestimmten, auch gesetzmäßigen Anordnungen, doch diese bleiben nach Häufigkeit und Öffnungsweite gerade in kleinen Raumeinheiten nicht gleich, bedingt durch unterschiedliche Gesteinsausbildung, Schichtung, Haupt- und Nebenstörungszonen. Besonders in Karstgesteinen ändern sich die Öffnungsweiten von Klüften auf kurzen Entfernungen. Dieses anisotrope Kluffhohlraumnetz führt dazu, dass die Strömungsgeschwindigkeiten auf engstem Raum wechseln. Damit wird die REYNOLDS-Zahl für laminares Fließen meistens überschritten, sodass es hier zur turbulenten Strömung kommt. Nur wenn die Klüftung intensiver ist, sodass der Gesteinsaufbau einem Porengrundwasserleiter mehr oder weniger gleicht, kann auch in Kluffgesteinen eine laminare Strömung auftreten.

Die strömungsmechanisch unterschiedlichen Verhältnisse bedingen also hydraulisch unterschiedliche Gesetzmäßigkeiten in Poren- und Kluff- (und Karst-) Grundwasserleitern.

3.3.1 Geohydraulische Leitfähigkeit von Porengesteinen

DARCY-Gesetz

In der Hydrogeologie sind der Begriff der Durchlässigkeit und der die Durchlässigkeit eines Ge-

steins bestimmende **Durchlässigkeitsbeiwert** k_f (oder **Durchlässigkeitskoeffizient**) von großer Bedeutung. Der Durchlässigkeitsbeiwert, welcher den Widerstand (Reibung) eines vom Fluid (hier: Wasser) durchflossenen Gesteins einbezieht und von den Eigenschaften des Wassers (Dichte, Viskosität, Temperatur) sowie des Grundwasserleiters (Poren, Trennflächen) abhängt, ist exakt nur für laminares Fließen bestimmbar.

Der **Durchlässigkeitsbeiwert** k_f geht zurück auf den französischen Wasserbauingenieur **HENRY DARCY** (1803 bis 1858). Nach vorausgegangenen Versuchen von **GOTTHILF HEINRICH LUDWIG HAGEN** (1839) und **JEAN LOUIS MARIE POISEUILLE** (1841) über das laminares Fließen in Röhren stellte er exakte Untersuchungen an, um die Gesetzmäßigkeiten des Wasserflusses durch Filter zu erforschen. Dazu benutzte er in Glasrohre eingefüllte Sande, wie sie damals für die Reinigung von Wasser verwendet wurden. Im Jahre 1856 kam er nach zahlreichen Versuchen zu dem Schluss, dass der durch eine bestimmte Fläche A hindurchfließende Volumenstrom \dot{V} dem Druckhöhenunterschied h direkt proportional und umgekehrt proportional der Fließlänge l ist, d.h.

$$\dot{V} \sim A \cdot \frac{h}{l} \quad \text{Gl. 13}$$

Als filterspezifischen Proportionalitätsfaktor führte DARCY den Durchlässigkeitsbeiwert k_f ein und formulierte somit das **DARCY-Gesetz** (Abb. 6).

$$\dot{V} = k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} \quad \text{Gl. 14}$$

$$\text{oder } \dot{V} = k_f \cdot A \cdot i$$

$$\begin{aligned} \dot{V} &= \text{Volumenstrom (m}^3/\text{s)}, \\ k_f &= \text{Durchlässigkeitsbeiwert (m/s)}, \\ A &= \text{durchflossene Fläche (m}^2\text{)}, \\ h &= \text{Druckhöhenunterschied (m)}, \\ l &= \text{Fließlänge (m)}, \\ i &= h/l = \text{hydraulischer Gradient (1)}. \end{aligned}$$

Da das Gefälle i dimensionslos ist, der Volumenstrom \dot{V} die Einheit m^3/s und die Fläche A die Einheit m^2 haben, ergibt sich für den Durchlässigkeitsbeiwert k_f die Einheit (m/s) , also die Einheit einer Geschwindigkeit, obwohl er keine Geschwindigkeit darstellt:

$$[k_f] = \frac{\text{m}^3/\text{s}}{\text{m}^2} = \frac{\text{m}}{\text{s}}$$

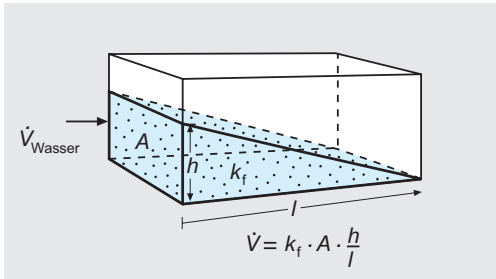


Abb. 6: Erläuterung des Darcy-Gesetzes.

Das Darcy-Gesetz in der Form $\dot{V} = k_f \cdot A \cdot i$ gibt also das in einer Zeiteinheit durch eine bestimmte Querschnittsfläche eines Porengrundwasserleiters hindurchfließende Wasservolumen an, wobei die Querschnittsfläche senkrecht zur Strömungs- bzw. Fließrichtung liegt. Da sich die Querschnittsfläche A auf die Bruttofläche bezieht, bedarf es zur Bestimmung der wahren Geschwindigkeit noch der Berücksichtigung des nutzbaren (durchflusswirksamen) Porenvolumens. Nach Gl. 14:

$$k_f = \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{i} \quad (\text{Gl. 14})$$

ergibt sich, dass bei einem vorgegebenen Volumenstrom \dot{V} und einer bestimmten Querschnittsfläche A der Durchlässigkeitsbeiwert k_f und der hydraulische Gradient i umgekehrt proportional sind. Je größer das Gefälle i ist, desto kleiner ist der Durchlässigkeitsbeiwert k_f . Diese allgemeine Folgerung findet ihre praktische Anwendung in der qualitativen Beurteilung der Durchlässigkeitsverhältnisse in einem Grundwasserleiter. Je größer nämlich das Grundwassergefälle i , desto geringer ist seine Durchlässigkeit bzw. sein Grundwasserleitvermögen. Diese Kenntnis ist wichtig bei der Beurteilung von Grundwassergleichenarten. So lässt sich aus den Abständen der Grundwassergleichen auf die Durchlässigkeit des Untergrundes schließen (Abschn. 3.6.1).

Permeabilität K

In der Erdölgeologie ist der Begriff der **Permeabilität** gebräuchlich. Diese Durchlässigkeit im engeren Sinne ist eine gesteinsspezifische Konstante, die nur für ein bestimmtes Gestein gilt und die

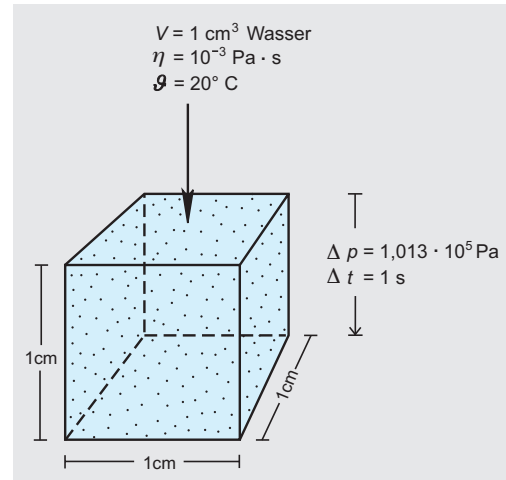


Abb. 7: Erläuterung der Einheit Darcy D.

Beschaffenheit eines Porensystems unabhängig von den Fluideigenschaften (insbesondere Viskosität) des die Poren erfüllenden Mediums beschreibt. Die Permeabilität hat die Einheit „m²“ oder „Darcy“ und wird folgendermaßen definiert:

Ein poröses Gestein hat die Permeabilität $K = 1$ Darcy, wenn 1 cm³ einer Flüssigkeit mit einer dynamischen Viskosität $\eta = 1$ cP (Zentipoise) = 10⁻³ Pa·s in 1 s ein Gesteinsstück von der Länge $l = 1$ cm und einer Querschnittsfläche von $A = 1$ cm² bei einer Druckdifferenz = 1,013 · 10⁵ Pa zwischen Eintritts- und Austrittsstelle durchfließt (Abb. 7).

Der **Permeabilitätskoeffizient K** (Darcy oder m²) ist wie folgt definiert:

$$K = \eta \cdot \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{\Delta p / l} \quad \text{Gl. 15}$$

- K = Permeabilitätskoeffizient (m²),
- η = dynamische Viskosität (Pa·s),
- \dot{V} = Volumenstrom (m³/s),
- A = durchflossene Fläche (m²),
- Δp = Druckdifferenz (Pa),
- l = Fließlänge (m).

Aus der Verknüpfung von Gl. 14 u. Gl. 15 ergibt sich:

$$\text{mit } \Delta p = g \cdot \rho \cdot h$$

$$k_f = k \cdot \frac{g \cdot \rho}{\eta}$$

3 Beispiel:

Aus den folgenden Werten bestimmt sich die Einheit Darcy wie folgt:

$$\begin{aligned}\eta &= 1 \text{ cP} = 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s} \text{ (bei } 20^\circ\text{C)}, \\ \dot{V} &= 1 \text{ cm}^3/\text{s} = 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}, \\ A &= 1 \text{ cm}^2 = 10^{-4} \text{ m}^2, \\ \Delta p &= 1 \text{ atm} = 1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}, \\ l &= 1 \text{ cm} = 10^{-2} \text{ m}.\end{aligned}$$

$$K = \eta \cdot \frac{\dot{V}}{A} \cdot \frac{1}{\Delta p/l} \quad (\text{Gl. 15})$$

$$K = 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s} \cdot \frac{10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}}{10^{-4} \text{ m}^2} \cdot \frac{10^{-2} \text{ m}}{1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}}$$

$$K = 1 \text{ Darcy} = 0,9869 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$$

Bestimmung und Einteilung der Durchlässigkeit

Der **Gebirgsdurchlässigkeitsbeiwert** bezeichnet die Durchlässigkeit eines Gesteinskörpers (Gebirge) mit sämtlichen seiner Inhomogenitäten, wie Schichten unterschiedlicher Durchlässigkeit, unterschiedlicher Klüftung etc. Er wird u.a. durch Pumpversuche im Gelände ermittelt (Abschn. 4.1.6.2.1). Die **Gesteinsdurchlässigkeit** bezeichnet dagegen die Durchlässigkeit einer einzelnen Gesteinsprobe. Sie lässt sich durch Laboruntersuchungen bestimmen. Hierzu wird die Bodenprobe ungestört, d.h. möglichst ohne Veränderung des Gefüges mittels eines Stechzylinders im Gelände entnommen, in die Versuchsapparatur eingebaut und in dieser die Durchlässigkeit der Probe ermittelt.

Während also die Gebirgsdurchlässigkeit einen integrierten Wert darstellt, zeigt die Gesteinsdurchlässigkeit eine diskrete Größe an.

Die Größenordnungen der Durchlässigkeitsbeiwerte k_f von Lockergesteinen und ihre Einteilung nach DIN 18130-1 sind in Tab. 6 und Tab. 7 aufgelistet.

Andere in der Literatur zu findende Einteilungen vermittelt die Tabelle 8.

Geschwindigkeitsbegriffe

Die verschiedenen Geschwindigkeitsbegriffe werden durch die Abb. 8 verdeutlicht, die der DIN 4049, Ausgabe März 1954, entnommen ist und –

Tabelle 6: Durchlässigkeitsbeiwerte der einzelnen Korngrößen nach DIN 18130-1 (Größenordnungen).

Lockergestein	Durchlässigkeitsbeiwert k_f m/s
reiner Kies	$10^{-1} - 10^{-2}$
grobkörniger Sand	$\approx 10^{-3}$
mittlkörniger Sand	$10^{-3} - 10^{-4}$
feinkörniger Sand	$10^{-4} - 10^{-5}$
schluffiger Sand	$10^{-5} - 10^{-7}$
toniger Schluff	$10^{-6} - 10^{-9}$
Ton	$< 10^{-9}$

Tabelle 7: Einteilung der Durchlässigkeitsbeiwerte nach DIN 18130-1.

Einteilung	Durchlässigkeitsbeiwert k_f m/s
sehr stark durchlässig	$> 10^{-2}$
stark durchlässig	10^{-2} bis 10^{-4}
durchlässig	10^{-4} bis 10^{-6}
schwach durchlässig	10^{-6} bis 10^{-8}
sehr schwach durchlässig	$< 10^{-8}$

leider – nicht in die neue Fassung übernommen wurde.

Im strömenden Grundwasser, dem Grundwasserstrom, müssen die Wasserteilchen auf einem krümmungsreichen Weg um die Körner des Porengesteins herumfließen. Diese Geschwindigkeit, die sich aus der wahren Weglänge l_B und der beim Fließen vom Punkt A zum Punkt B vergangenen Zeit t ergibt, wird **Bahngeschwindigkeit** v_b genannt:

$$v_b = \frac{l_B}{t} \quad \text{Gl. 16}$$

$$\begin{aligned}v_b &= \text{Bahngeschwindigkeit (m/s)}, \\ l_B &= \text{wahre Weglänge (m)}, \\ t &= \text{Zeit, die beim Fließen vom Punkt A zum Punkt B vergangen ist (s)}.\end{aligned}$$

Da die Bahngeschwindigkeit nicht genau bestimmbar ist, wurde der Begriff nicht in die Neu-

Tabelle 8: Gliederung der Gesteinsdurchlässigkeit nach Literaturangaben (Quelle: Hydrogeologische Kartieranleitung, 1997)

Literaturangaben										
BREDDIN (1963)	praktisch undurchlässig	sehr gering	gering	mittel	hoch	sehr hoch				
SCHAEF (1964) Festgestein	undurchlässig	wenig durchlässig	durchlässig			stark durchlässig				
DIN 19711 (1975)	sehr gering	gering	mittel	groß	sehr groß					
VON SOOS (1980) ¹	praktisch undurchlässig	sehr niedrig	niedrig	mittel	groß					
AG Boden (1994) ²	sehr gering	gering	mittel	hoch	äußerst hoch					
HK50, DDR (1987)	Grundwasserstauer			Grundwasserleiter						
DIN 18130 (1989) ³	sehr gering bis nahezu undurchlässig	sehr schwach durchlässig	schwach durchlässig	durchlässig	stark durchlässig	sehr stark durchlässig				
Ad-hoc-AG Hydrogeologie/Dt. GLÄ (1990)	annähernd undurchlässig	sehr wenig durchlässig	mäßig durchlässig	gut durchlässig	sehr gut durchlässig					
k_f -Wert (m/s)	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
										$3 \cdot 10^{-3}$
										$1 \cdot 10^{-2}$
HK50-Vorschlag										
Leitertyp	Grundwasseringeleiter									
Durchlässigkeitsklasse	7	6	5	4	3	2	1			
	äußerst gering	sehr gering	gering	mäßig	mittel	hoch	sehr hoch			
Unterkategorie	7	6.2	6.1	5.2	5.1	4.2	4.1	3.2	3.1	2.2
										2.1
k_f -Wert (m/s)	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
										$3 \cdot 10^{-3}$
										$1 \cdot 10^{-2}$

¹ Grundbau-Faschenbuch (3. Aufl.); ² Bodenkundliche Kartieranleitung (4. Aufl.); ³ OELTSCHE (1990)

3

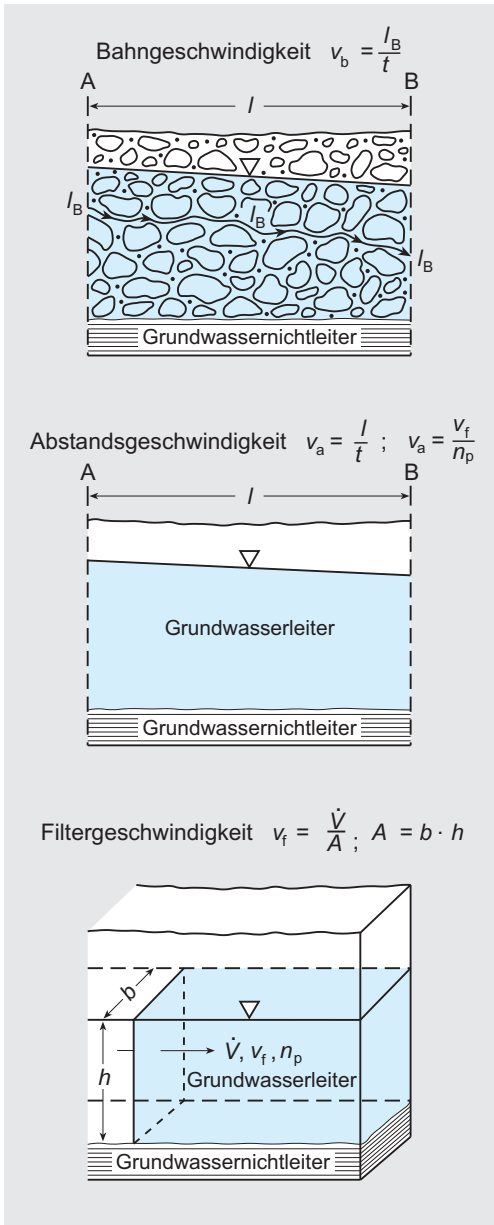


Abb. 8: Erläuterung der Geschwindigkeitsbegriffe: Bahngeschwindigkeit v_b (oben), Abstandsgeschwindigkeit v_a (Mitte), Filtergeschwindigkeit v_f (unten) (nach DIN 4049, Ausgabe März 1954, in den neueren Ausgaben nicht mehr enthalten).

fassung der DIN 4049 aufgenommen. Die **Abstandsgeschwindigkeit** v_a lässt sich allerdings berechnen; sie ist der Quotient aus dem Abstand l und der Fließzeit t :

$$v_a = \frac{l}{t}$$

Genau bestimmbar ist die **Filtergeschwindigkeit** v_f (oder auch Durchgangsgeschwindigkeit, Gl. 17) eines Grundwasserkörpers. Die Neufassung der DIN 4049-1 gibt als Definition nur die verbale Umschreibung der mathematischen Form [Quotient aus Grundwasserdurchfluss (Volumenstrom) \dot{V} und Fläche A des zugehörigen Filter-(Grundwasser)-Querschnitts]:

$$v_f = \frac{\dot{V}}{A} \quad \text{Gl. 17}$$

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),
 \dot{V} = Volumenstrom (m^3/s),
 A = Grundwasserquerschnittsfläche (m^2).

Ein Vergleich der Gl. 14 mit Gl. 17 ergibt

$$k_f \cdot A \cdot \frac{h}{l} = A \cdot v_f;$$

daraus folgt:

$$v_f = k_f \cdot \frac{h}{l} \quad \text{Gl. 18}$$

oder $v_f = k_f \cdot i$

Durchlässigkeitsbeiwert k_f und Filtergeschwindigkeit v_f haben beide die physikalische Form einer Geschwindigkeitsgröße. Diese ergibt sich aber nur durch Kürzen der Einheiten. Sie stellt hydraulisch jedoch nicht eine tatsächliche Geschwindigkeit im Sinne einer zeitbezogenen Bewegung von einem Punkt A über eine Entfernung l zum anderen Punkt B dar.

Die in die Bestimmung der Filtergeschwindigkeit eingehende Fläche ist eine Bruttofläche. Zur Errechnung der tatsächlichen Geschwindigkeit, die ein Wasserteilchen bei dem Weg l vom Punkt A zum Punkt B in der Zeit t ohne Berücksichtigung der vielen Umwege um einzelne Körner erreicht, und die als **Abstandsgeschwindigkeit** v_a bezeichnet wird, bedarf es noch der „Korrektur“ durch den effektiven (durchflusswirksamen) Poranteil. Es ist:

$$v_a = \frac{v_f}{n_{\text{Peff}}} \quad \text{Gl. 19}$$

v_a = Abstandsgeschwindigkeit (m/s),

v_f = Filtergeschwindigkeit (m/s),

n_{Peff} = effektiver Porenanteil (1).

Beispiel:

Für Grobsand mit $n_p = 30\% = 0,3$ errechnet sich:

$$\frac{v_a}{v_f} = \frac{1}{0,3} = 3,33 \quad (\text{Gl. 19})$$

Die Abstandsgeschwindigkeit ist die Geschwindigkeit des strömenden Grundwassers. Sie wird vielfach – nicht exakt – als Fließgeschwindigkeit bezeichnet. Zur Verdeutlichung des Begriffs wird in der DIN 4049-3 ergänzt: die Abstandsgeschwindigkeit kann in guter Näherung durch einen **Markierungsversuch** bestimmt werden (Abschn. 4.1.6.2.2). Da alle Grundwasserleiter inhomogene Gebilde sind, ist die Abstandsgeschwindigkeit in einem Porengrundwasserleiter fast überall verschieden. Die Werte von v_a streuen deshalb um einen mittleren Betrag, der mittleren Abstandsgeschwindigkeit v_{am} , die zwischen der kleinsten (v_{amin}) und der größten (v_{amax}) liegt. Im Porengrundwasserleiter ist häufig $v_{\text{amin}} \approx 0,5 v_{\text{amax}}$ (DANEL, 1953).

3.3.2 Geohydraulische Leitfähigkeit von Klüftgesteinen

In Festgesteinen, wie z.B. Quarziten, Kalksteinen, Basalten, den meisten Sandsteinen, strömt das Grundwasser durch die Trennflächen (Störungen, Klüfte, Schichtfugen, Schieferungsfugen) (KARRENBERG 1981), und zwar strömungsmechanisch meist turbulent. Das DARCY-Gesetz gilt dann nicht exakt. Nur wenn das Gestein einen hohen Durchtrennungsgrad der Klüfte aufweist, so dass es einem Lockergestein ähnelt und das eng gescharte Trennflächenetz wie „Poren“ wirkt, kann die Strömung auch in diesem Fall laminar sein. Eine quantitative Festlegung aus tektonischer Sicht, etwa wie dicht ein Trennflächenetz sein muss und welche **Klüftigkeitsziffer**

nach STINY (1933) vorliegen muss, kann es nicht geben, da das Gebirge heterogen und die mechanischen Beanspruchungen bei der Gebirgsbildung unterschiedlich sind. So gesehen wird es im Klüftgrundwasserleiter immer wechselnde strömungsmechanische Verhältnisse (mehr oder weniger turbulente Strömung) geben, und dadurch Unterschiede in der REYNOLDS-Zahl. Man kann aber wohl davon ausgehen, dass in tektonisch stark beanspruchten Schichtfolgen, in denen außerdem Gesteine mit kompetenten Eigenschaften vorherrschen, Klüftungsverhältnisse vorliegen, die zum größten Teil ein laminares Fließen ermöglichen. Jedoch fehlt es gerade hier noch an geohydraulischer Grundlagenforschung, es gibt nur wenige entsprechende Untersuchungen. So stellte LOUIS (1967) als wichtigste Tatsache der Felshydraulik heraus, dass Festgesteine hinsichtlich ihrer Durchlässigkeit anisotrop sind, d.h. als Folge der Zerklüftung meist stark unterschiedliche Durchlässigkeiten in verschiedenen Richtungen aufweisen. Bei Lockergesteinen ist diese hydraulische Anisotropie innerhalb einer Bodenart meist geringer und wird daher in der Praxis im Allgemeinen vernachlässigt. Eine solche Vereinfachung ist im Festgestein nicht zulässig. Die hydraulische Potenzialverteilung hängt in diesen Gesteinen von der Klüftgeometrie ab.

Nur großräumig lassen sich für Festgesteine näherungsweise quantitative Angaben zur geohydraulischen Leitfähigkeit machen (SCHRAFT & RAMBOW, 1984; HÖLTING & SCHRAFT, 1987). Häufig beschränkt man sich auf allgemeine Angaben wie „große Wasserwegsamkeit“ oder „schlecht durchlässig“. Entscheidend bleibt immer die Ausbildung und Richtung des **Klüftnetzes**, da ja die Grundwasserbewegung in den hohlraumreichen Klüftzonen größer ist. Unter diesen sind die Entspannungs- und Pressungsklüfte geohydraulisch leitfähig, da das nutzbare Klüftvolumen in Pressungsklüften in der Regel stark vermindert ist. Die tektonische Analyse, die allen hydrogeologischen Untersuchungen in Klüftgesteinen vorauszugehen hat, wird deshalb auch zu klären haben, welche Struktur vorliegt.

In einer Sattelzone sind die Zerrungsklüfte im Strukturhangenden, die Pressungsklüfte im Strukturliegenden gehäuft ausgebildet; in einer Muldenzone kehren sich diese Klüftungsverhältnisse um (Abb. 9).

Eine vielfach zu wenig beachtete Bedeutung hat auch das Einfallen der Klüfte, da z.B. von ei-

3

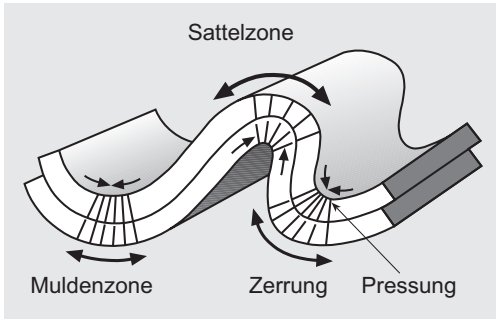


Abb. 9: Zerrungs- und Pressungsklüfte in Sattel- und Muldenzonen.

ner Brunnenbohrung bei steilerem Einfallen weniger wasserführende Klüfte erfasst werden. **Schichtflächen** in Sedimentgesteinen sind meist ohne Bedeutung, z.B. die Grenze zwischen einer Sandstein- und einer Tonsteinlage. In verkarstungsfähigen Gesteinen haben naturgemäß die **Lösungskanäle** eine große Bedeutung; ihre Ausbildung und Richtung sind jedoch häufig nicht genau bestimmbar, da die Gesteinslöslichkeiten auf engem Raum wechseln.

Während in vulkanischen, kristallinen Gesteinen und Evaporiten die hydraulische Leitfähigkeit allein von der Klüftung abhängt, stellt diese in sedimentären Gesteinen, die aus sandigen oder kiesigen Ablagerungen hervorgegangen sind (z.B. Sandsteine, Konglomerate, Grauwacken), einen Summeneffekt aus „Kluftdurchlässigkeit“ und „Poren-(Gesteins-)Durchlässigkeit“ dar. DÜRBAUM, MATTHESS & RAMBOW (1969) ermittelten z.B. in Kernbohrproben von Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins aus dem Gebiet südlich Kassel im Beckenninnern (Poren-)Permeabilitäten $K = 0,5$ bis $0,7$ mD (Mittelwerte), am Beckenrand des Buntsandsteins mit ton- und schluffärmeren Schichtfolgen $K = 470$ bis 960 mD, mit Maximalwerten bis $K = 7120$ mD; dabei handelte es sich um Ergebnisse aus Labor- und Pumpversuchsbestimmungen. Diese Permeabilitäten entsprechen Durchlässigkeitsbeiwerten von $k_f = 5 \cdot 10^{-6}$ bis $10 \cdot 10^{-6}$ m/s, maximal $k_f = 7 \cdot 10^{-5}$ m/s. Zahlreiche in der Literatur mitgeteilte Messwerte liegen zwischen $K = 5 \cdot 10^{-1}$ und $5 \cdot 10^{-3}$ mD ($k_f = 5 \cdot 10^{-9}$ bis $5 \cdot 10^{-5}$ m/s). Innerhalb einzelner Proben von Sandsteinen schwanken die Durchlässigkeiten; parallel zur Schichtung sind sie meist größer als quer dazu.

Wegen dieser unterschiedlichen Durchlässigkeitsverhältnisse wird in Festgesteinen unterschieden zwischen Gesteins- (oder Poren-) durchlässigkeit und Kluft- (oder Trennflächen-) durchlässigkeit. Beide zusammen ergeben die **Gebirgsdurchlässigkeit** (MATTHESS, 1970). Die DIN 4049-3 berücksichtigt diese Verhältnisse.

Bei magmatischen Gesteinen (z. B. Basalten) wird die geohydraulische Leitfähigkeit vom Kluftnetz der **Absonderungs-(Abkühlungs-)flächen** bestimmt. Da die Dichte dieses Kluftnetzes häufig stark variiert, sowohl zwischen verschiedenen Gesteinen als auch innerhalb eines Gesteinskörpers, ist die Leitfähigkeit vulkanogener Gesteine ziemlich unterschiedlich. In den Basalten des Vogelsbergs (Hessen) wechseln daher Brunnenleistungen schon auf engem Raum. Im Allgemeinen haben vulkanogene Gesteine eine schlechtere Leitfähigkeit als Sedimentgesteine.

Je nach dem Grad ihrer Durchlässigkeit werden Gesteinskörper als Leiter bzw. **Grundwasserleiter** bezeichnet, wenn sie (gut) durchlässig sind, als **Grundwasserhemmer** (auch -geringleiter), wenn sie im Vergleich zu einem benachbarten Grundwasserleiter gering wasserdurchlässig sind, und als **Grundwassernichtleiter**, wenn sie wasserundurchlässig sind. Diese Klassifizierung, die auch bei Lockergesteinen angewandt wird, ist zwar recht grob, hat sich aber in der hydrogeologischen Praxis bewährt. Die Klassifizierung einiger Gesteine in Grundwasserleiter, -hemmer (= Geringleiter) und -nichtleiter gibt Tabelle 9.

3.3.3 Transmissivität

Neben dem Durchlässigkeitsbeiwert k_f gibt es die **Transmissivität** T_{Gw} (engl. transmissivity), gelegentlich auch als Transmissibilität (franz. transmissibilité) bezeichnet (genormt ist Transmissivität). Die Transmissivität ist als Summe der Produkte aus Durchlässigkeitsbeiwert und Mächtigkeit der grundwassererfüllten Schicht definiert:

$$T_{Gw} = k_{f1} \cdot h_{M1} + k_{f2} \cdot h_{M2} + k_{f3} \cdot h_{M3} \dots$$

oder allgemein:

Tabelle 9: Klassifizierung einiger Gesteine in Grundwasserleiter bis Grundwassernichtleiter (aus RICHTER & LILLICH, 1975).

Gesteine bzw. Gesteinskörper		Leiter	Geringleiter	Nichtleiter
Lockergesteine	Kiese	—		
	Sand-Kies-Gemische	—		
	grobe Sande	—		
	mittelkörnige Sande	—		
	feine Sande	—		
	sehr feine Sande	-----	—	
	Sand-Schluff-Gemische	-----	—	
	Geschiebelehme u. dgl.		—	
	Schluffe, sandige Tone		—	-----
	unverwitterte Tone		-----	—
Festgesteine	Kalke, nicht verkarstet	{ als Gestein im Gesteinsverband, meist zerklüftet	—	
	Sandsteine		—	-----
	Basalte	{ als Gestein als Extrusivkörper	—	—
	Gips		—	—
	tonige Gesteine	{ als Gestein im Gesteinsverband, wenn verkarstet	—	—
	Steinsalz		-----	—
		{ als Gestein im Gesteinsverband		—
			—	

$$T_{Gw} = \sum_{i=1}^n (k_f \cdot h_M)_i \quad \text{Gl. 20}$$

T_{Gw} = Transmissivität (m²/s),
 k_f = Durchlässigkeitsbeiwert der grundwassererfüllten Schicht (m/s),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m).

Die Transmissivität wird der Inhomogenität der Durchlässigkeiten in den Schichtfolgen eher gerecht als der Durchlässigkeitsbeiwert und kann

daher näherungsweise sogar für Klüftgesteine gelten. Die Einheit ergibt sich aus:

$$[T_{Gw}] = \frac{m}{s} \cdot m = m^2/s$$

Bei einigen Berechnungsverfahren für Pumpversuche ergibt sich der Durchlässigkeitsbeiwert nicht unmittelbar, sondern nur der Wert der Transmissivität. Dann ist:

$$k_f = \frac{T_{Gw}}{\sum (h_M)_i}$$

3

Methoden zur Bestimmung der geohydraulischen Leitfähigkeit sind in der im Entwurf vorliegenden Norm 18130-2 zusammengestellt. Desweiteren werden Feldversuche in der in Bearbeitung befindlichen Norm EN ISO 22475 ausführlich beschrieben.

3.3.4 Speicherkoefizient

Bei der Auswertung von Pumpversuchen im instationären Strömungszustand spielt neben der Transmissivität die zweite sog. Formationskonstante, der **Speicherkoefizient**, eine wichtige Rolle. Genauer ist dabei zwischen einem spezifischen Speicherkoefizienten S_{sp} und dem Speicherkoefizienten S zu unterscheiden. Nach DIN 4049-3 ist der **spezifische Speicherkoefizient** S_{sp} definiert als die Änderung des gespeicherten Wasservolumens ΔV_{Gw} je Volumeneinheit des Grundwasserraumes V_{ges} bei Änderung der Standrohrspiegelhöhe Δh_s um 1 m (= Änderung des Grundwasserspiegels):

$$S_{sp} = \frac{\Delta V_{Gw}}{V_{ges} \cdot \Delta h_s} \quad \text{Gl. 21}$$

S_{sp} = spezifischer Speicherkoefizient (1/m),
 ΔV_{Gw} = Änderung des gespeicherten Grundwasservolumens (m^3),
 V_{ges} = Volumen des Grundwasserraumes (m^3),
 Δh_s = Änderung der Standrohrspiegelhöhe (m).

mit der Einheit $\frac{1}{m}$ (aus: $\frac{m^3}{m^3 \cdot m}$). Nach DIN

4049-3 ist die Standrohrspiegelhöhe als Summe aus geodätischer Höhe und Druckhöhe eines Punktes in einem betrachteten Grundwasserkörper definiert.

Der **Speicherkoefizient** S ist das Produkt des spezifischen Speicherkoefizienten mit der Grundwassermächtigkeit, also

$$S = S_{sp} \cdot h_M \quad \text{Gl. 22}$$

S = Speicherkoefizient (1),
 S_{sp} = spezifischer Speicherkoefizient (1/m),
 h_M = Grundwassermächtigkeit (m),

Der Speicherkoefizient S entspricht im freien Grundwasser dem speichernutzbaren Hohlraumanteil n_{sn} , bei gespanntem Grundwasser der Wasserabgabe pro Formationsvolumen, die bei Erniedrigung des Druckes um 1 m Wassersäule erfolgt.

Die Speicherkoefizienten unterscheiden sich in gespannten und freien Grundwässern um mehrere Größenordnungen. Gespannte Grundwässer stehen unter dem absoluten hydrostatischen Druck p_{abs} , der aus dem atmosphärischen p_{amb} und dem hydrostatischen Schwere-Druck p_g resultiert. In dem geschlossenen Strömungssystem eines gespannten Grundwassers wirkt sich der absolute hydrostatische Druck p_{abs} auf die Elastizität des Grundwasserleiters und die (temperaturabhängige) Kompressibilität (Abschn. 3.9.3.3.2) des Grundwassers aus.

Für das freie und gespannte Grundwasser ergeben sich für den spezifischen Speicherkoefizienten folgende Beziehungen:

freies Grundwasser:

$$S_{sp} = \rho_W \cdot g \cdot \left((1 - n_p) \cdot \kappa_{Fe} + n_p \cdot \kappa_W \right) \quad \text{Gl. 23}$$

S_{sp} = spezifischer Speicherkoefizient (1/m),
 ρ_W = Dichte des Wassers ($\approx 10^3 \text{ kg/m}^3$),
 g = örtliche Fallbeschleunigung =

9,81 m/s^2 ,

n_p = Porenanteil (1),

κ_{Fe} = Kompressibilität des porösen Mediums ($\approx 10 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$),

κ_W = Kompressibilität des Wassers ($= 4,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$)

(der Elastizitätsmodul E ist der Kehrwert der Kompressibilität, $E = 1/\kappa$).

gespanntes Grundwasser:

$$S_{sp} = \rho_W \cdot g \cdot \left(\kappa_{Fe} + n_p \cdot \kappa_W \right) \quad \text{Gl. 24}$$

In der Gleichung für das freie Grundwasser trägt das Glied „ $(1 - n_p) \cdot \kappa_{Fe}$ “ der Elastizität als Folge der Veränderung des speicherwirksamen Porenraumes Rechnung, die durch Setzungen des Grundwasserleiters bei Wasserentnahme erfolgt. Das Glied „ $n_p \cdot \kappa_W$ “ kennzeichnet die Zusammenrückbarkeit des Wassers. In Festgesteinen ist die

Elastizität nahezu bedeutungslos, sodass der spezifische Speicherkoeffizient hier weitgehend von der Kompressibilität des Wassers abhängt. Da letztere im Verhältnis zur Elastizität des Grundwasserleiters wesentlich geringer ist, besitzt der spezifische Speicherkoeffizient seine Bedeutung eher bei Porengesteinen und zwar in der Weise, dass sich bei höherem absoluten hydrostatischen Druck das Speichervolumen und damit die Größe des Speicherkoeffizienten verringern.

Da der atmosphärische Druck ebenfalls den absoluten hydrostatischen Druck mit aufbaut, müssen sich dessen Änderungen auf einen elastischen Grundwasserleiter auswirken. Dann überträgt sich der Gang des atmosphärischen Luftdrucks in Form messbarer Wasserstandsänderungen in Grundwassermessstellen.

Im Pumpversuch kann, sofern der Atmosphärendruck während des Versuchs gefallen ist, der Wasserspiegel höher sein als vor Versuchsbeginn.

Im gespannten Grundwasser liegen die Speicherkoeffizienten S größenordnungsmäßig bei $S = 5 \cdot 10^{-5}$ bis $5 \cdot 10^{-3}$, i.M. $5 \cdot 10^{-4}$. Im freien Grundwasser spielt die Elastizität des (Poren-) Gesteinskörpers bei Entwässerungen nur eine untergeordnete Rolle. Erst mit zunehmender Tiefe ändert sich der Speicherkoeffizient wegen des höheren hydrostatischen Drucks. In Lockergesteinen mit freier Grundwasseroberfläche geht das freigesetzte Grundwasservolumen auf die Entwässerung des speicherwirksamen Hohlraumvolumens zurück, weshalb die Speicherkoeffizienten meist mit denen des speicherwirksamen Porenvolumens übereinstimmen. Die Speicherkoeffizienten S erreichen im freien Grundwasser Größenordnungen um $1 \cdot 10^{-1}$.

Die hydrogeologische Bedeutung des Speicherkoeffizienten liegt darin, dass Überlegungen zur Ausbreitungsgeschwindigkeit des Absenkungstrichters eines Brunnens angestellt werden können. Je kleiner der Speicherkoeffizient ist, desto größer muss bei einer bestimmten Entnahmemenge die Fläche des Entnahmetrichters sein, der Absenkungstrichter weitet sich daher umso schneller aus. Auch zur Beurteilung des Grundwasservolumens und zu Vorratsberechnungen ist diese Größe heranzuziehen. Ist der mittlere Speicherkoeffizient eines Grundwasserleiters bekannt, kann man

- das Gesamtvolumen des gespeicherten Grundwassers berechnen, wenn die geometrischen Ausdehnungen des Grundwasserkörpers einigermaßen bekannt sind (berechenbar ist allerdings nur das gespeicherte, nicht das tatsächlich neu gebildete Volumen) und
- bei Grundwasserspiegelschwankungen und damit Änderungen der Grundwassermächtigkeit die Änderungen des gespeicherten Grundwasservolumens und dessen Vorräte erfassen.

Die Bestimmungen der Speicherkoeffizienten haben damit einen wasserwirtschaftlichen Wert und müssen bei der Beurteilung von Rücklage und Aufbrauch im Rahmen von Grundwasserbilanz-Überlegungen berücksichtigt werden.

3.4 Infiltration des Oberflächenwassers

Unter **Infiltration** wird der Zugang von Wasser in den Boden verstanden (DIN 4049-3). Der Begriff „Wasser“ ist dabei eine Sammelbezeichnung für alle in der Natur vorkommenden Arten von Wasser einschließlich aller darin gelösten, emulgierten und suspendierten Stoffe. Die Infiltration ist ein wichtiger Teil des Wasserkreislaufes. Der Durchgang des Wassers durch den grundwasserfreien Sickerraum wird in der Bodenkunde als Durchsickerung (Perkolatation) bezeichnet.

3.4.1 Infiltration des Niederschlagswassers

Die Grundwasseroberflächen liegen verschieden tief, meist nicht unmittelbar unter der Erdoberfläche. Zwischen Erdoberfläche und Grundwasseroberfläche befindet sich jener Bereich, der von den in den Boden infiltrierenden Niederschlagsanteilen durchsickert werden muss, bevor diese das Grundwasser erreichen. Der **Grundwasserkörper** beginnt definitionsgemäß dort, wo das Wasser die Hohlräume (Poren, Trennflächen, Karsthohlräume) des Untergrundes **zusammenhängend** ausfüllt. Der Raum zwischen Erdober-

3 fläche und Grundwasseroberfläche wird, da er nicht gänzlich mit Wasser ausgefüllt ist, als **wasserungesättigte Bodenzone** bezeichnet; das in dieser Zone enthaltene Wasser ist definitionsgemäß *kein* Grundwasser, sondern wird als Wasser der ungesättigten Bodenzone (**Sickerwasser**) bezeichnet. Der Teil des Untergrundes, in dem alle Hohlräume von Wasser (= Grundwasser) zusammenhängend erfüllt sind, wird als **wassergesättigte Bodenzone** bezeichnet.

Oberhalb der Grundwasseroberfläche befindet sich der geschlossene **Kapillarraum**, in dem alle kapillaren Poren mit Wasser (Kapillarwasser) gefüllt sind. Der darüber liegende Raum wird als

offener Kapillarraum bezeichnet, in dem nur ein Teil der Poren wassererfüllt ist.

Geohydraulische und besonders geohydrochemische Prozesse verlaufen in der wasserungesättigten und der wassergesättigten Zone unterschiedlich. Die geohydrochemischen (und mikrobiologischen) Prozesse wurden in einem speziellen DFG-Schwerpunktprogramm (1983 bis 1988) erforscht (MATTHESS et al., 1992).

Die im Laufe eines Jahres sich ändernden Witterungen bedingen unterschiedliche Wasserzufuhren in den Boden und Wasserverluste aus dem Boden, zusammengefasst unter dem Begriff **Bodenwasserhaushalt**. Sieht man vom kapillaren

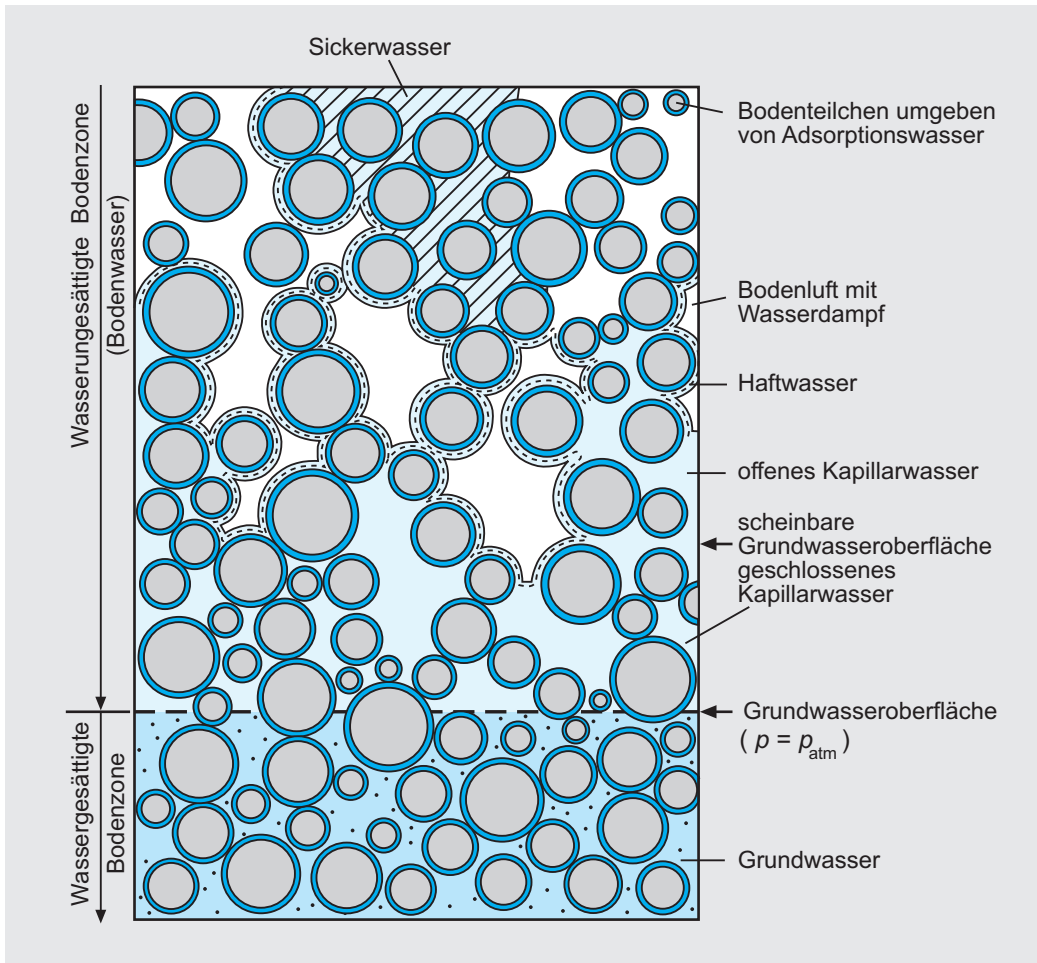


Abb. 10: Erscheinungsformen des unterirdischen Wassers nach ZUNKER (verändert nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

Grundwasseraufstieg in grundwassernahen Böden ab, wird das Bodenwasser allein durch die Niederschläge ergänzt. Sind die Niederschlagsmengen größer als der Anteil, der in den Boden infiltriert, fließt das **Überschusswasser** oberirdisch ab (Abschn. 3.7.4). Nur ein Teil des infiltrierten Wassers sickert jedoch dem Grundwasser zu, während der andere in der wasserungesättigten Zone über dem Grundwasser verbleibt bzw. von der Vegetation verbraucht wird. Dort sind zu unterscheiden (Abb. 10):

- **Sickerwasser:** unterirdisches Wasser im Boden, das sich unter der Einwirkung der Schwerkraft im Sickerraum abwärts in Richtung Grundwasser bewegt;
- **Haftwasser:** Wasser, das in der ungesättigten Bodenzone gegen die Schwerkraft gehalten wird, dazu gehören das Kapillarwasser und das Adsorptionswasser; **Kapillarwasser:** unterirdisches Wasser, das durch Überwiegen der Kapillarkräfte gehoben oder gehalten wird (DIN 4049-3); **Adsorptionswasser:** ist an die Oberfläche der Bodenteilchen angelagert, ohne Menisken zu bilden. Einen Teil des Adsorptionswassers stellt das Hydratationswasser dar, das sich durch Anziehung von Wassermolekülen je nach ihren positiven oder negativen Ladungspolen an negativen oder positiven Ladungen der Austauschflächen anlagert.

Im wasserungesättigten Bodenbereich herrscht relativ zum Atmosphärendruck ein Unterdruck (= **Matrixpotenzial, Wasserspannung** oder auch **Saugspannung** ψ_m , in hPa), der aus der **Kapillarität** (verursacht durch molekulare Anziehungskräfte an der Grenzfläche Feststoff/Flüssigkeit) des Bodens resultiert. Es findet eine Wasserbewegung durch **Kapillarkräfte** (kapillarer Aufstieg) entgegen der Schwerkraft aus dem Grundwasser-raum in den Sickerraum statt. Die Kapillarität und somit die kapillare Steighöhe und Wasserspannung/Saugspannung hängen von der Bodenart ab und variieren über mehrere Potenzen. Daher wird der negative dekadische Logarithmus zur Beschreibung der Wasserspannung verwendet, der als **pF-Wert** (p wie Potenzial, F wie freie Energie) bezeichnet und folgendermaßen beschrieben wird (richtigerweise handelt es sich um eine Zahlenwertgleichung):

$$\{pF\} = \lg\{\psi_m\} = f(\theta) \quad \text{Gl. 25}$$

- pF = Unterdruck/“Wasserspannung“ des Bodens, -lg cm WS (Wassersäule), (hPa),
 ψ_m = Matrixpotenzial, Wasserspannung, Saugspannung (hPa),
 $\theta = V_W/V_P =$ Wassersättigungsgrad (1),
 $V_W =$ Wasservolumen (cm³),
 $V_P =$ Porenvolumen (cm³).

Im Boden können pF-Werte zwischen 1 und 7 auftreten (z.B. pF = 2 entspricht 10² hPa, HARTGE, 1991).

Aus der Gl. 25 folgt, dass der pF-Wert eine Funktion der Wassersättigung der Poren ist: je niedriger der pF-Wert (also kapillare Steighöhe oder Wasserspannung/Saugspannung), desto höher die Wassersättigung und umgekehrt. Die pF-Werte hängen außerdem von der Bodenart ab, z.B. beträgt der pF-Wert bei 30 % (Wasser-) Sättigung des Porenvolumens in Sand 1,8, in Schluff 3,9 und in Ton 6,2, bei 90 % Sättigung in Sand 0,7, in Schluff 1,2 und in Ton 2,8. Die Wasserspannung wird mit wassergefüllten Tonzellen (Tensiometern) nach DIN 19682-4 gemessen.

Die Abwärtsbewegung des Wassers im Boden erfolgt allein unter dem Einfluss der Schwerkraft. Bodenkundlich werden dabei (von oben nach unten) eine Sättigungs-, eine Übergangs-, eine Transport- und eine Befeuchtungszone unterschieden (Abb. 11). Maßgeblich für die Abwärtsbewegung ist die Wasserleitfähigkeit beim jeweiligen Sättigungsgrad. Trifft die Befeuchtungsfront auf eine Schicht geringer Wasserleitfähigkeit, verlangsamt sich die Sickerbewegung, und es kann zur Stauwasserbildung kommen. Ein Wasserstau im Bodenprofil kann im Bereich der ungesättigten Wasserbewegung nicht nur durch feinporeige, sondern auch durch besonders grobporeige Schichten (z.B. Sand, Kies) erfolgen. Die Einbeziehung der größeren Poren in die Wasserleitfähigkeit ist nämlich erst möglich, wenn die Wasserspannung im feinporeigen Substrat soweit abgesunken ist, dass sie das Volllaufen der größeren Poren zulässt. Aus dem Grad der Wassersättigung bei der Infiltration ergibt sich, dass Grobporen, Wurzel- und Wurmröhren unterhalb der Sättigungszone nicht mit Wasser gefüllt sind. Sie sind für die Wasserbewegung nur bei Überflutung des Bodens von Bedeutung.

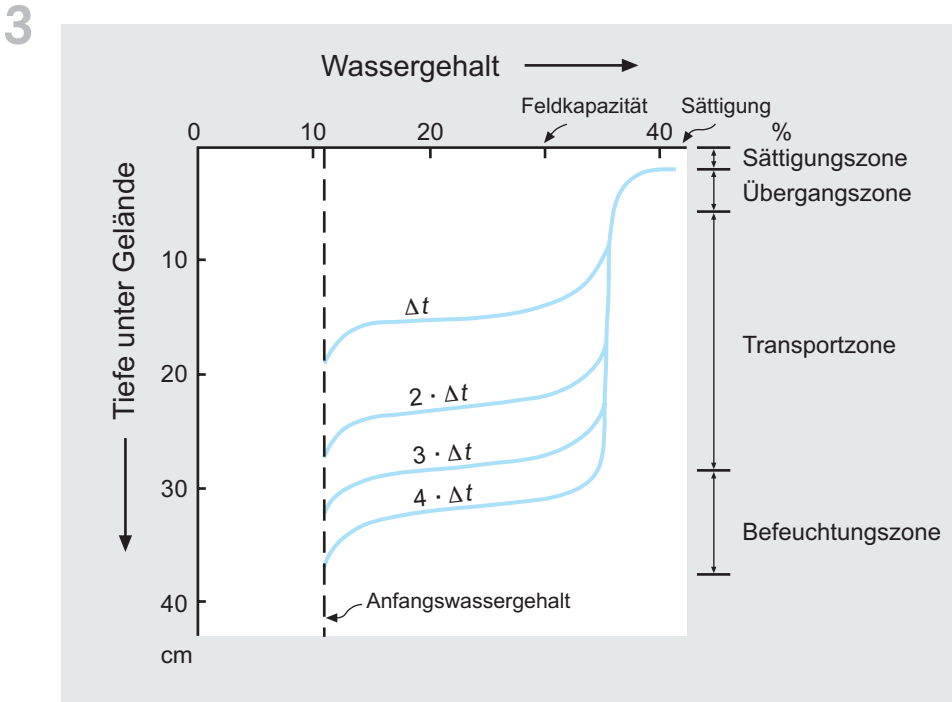


Abb. 11: Verlauf der Infiltration bei einem homogenen, überfluteten Boden in gleichen Zeitintervallen Δt (nach BODMAN & COLEMAN, 1944).

Der **kapillare Aufstieg** ist der umgekehrte Vorgang der Infiltration. Das Wasser stammt aus dem Grund- oder Stauwasser und bewegt sich nach oben, wenn an der Bodenoberfläche Wasser verdunstet (Evaporation) oder dem Boden durch Pflanzen entzogen wird und an deren Blattoberflächen verdunstet (Transpiration). In Böden kommt es dabei vielfach zur Ausbildung von „Wasserscheiden“ (nicht zu verwechseln mit unterirdischen [Grund-]Wasserscheiden), oberhalb derer das Wasser aufwärts, unterhalb derer abwärts wandert.

Die **Infiltrationsrate** \dot{h}_i ist dasjenige Wasservolumen – ausgedrückt als Wasserhöhe – das in der Zeiteinheit je Flächeneinheit senkrecht in den Boden eindringt, Einheit: mm/h.

Die Infiltrationsrate \dot{h}_i hängt von folgenden Bodenfunktionen ab:

- Beschaffenheit der Bodenoberfläche (Gefügestabilität, Verschlämmung),
- Benetzbarkeit der Bodenteilchen,

- Veränderung der Wasserleitfähigkeit bei unterschiedlichem Wassergehalt,
- Wassergehalt des Bodens zu Beginn der Infiltration,
- Zahl der Wurzelgänge, Wurmrohre, Schwundrisse usw. pro Bodenvolumen.

Diese Eigenschaften sind unterschiedlich auf die Horizonte des Bodens verteilt. Im humiden Klimabereich ist häufig folgende Dreiteilung des Bodenaufbaus festzustellen (nach: BODENKUNDLICHE KARTIERANLEITUNG, 2005):

- **A-Horizont:** mineralischer Oberbodenhorizont mit Akkumulation organischer Substanz (O, früher Ao) und/oder Verarmung der mineralischen Substanz; meist locker gelagert, relativ gut durchlässig;
- **B-Horizont:** mineralischer Unterbodenhorizont mit verändertem Mineralbestand durch Einlagerung aus dem Oberboden und/oder Verwitterung in situ; eine schnelle Durchsi-

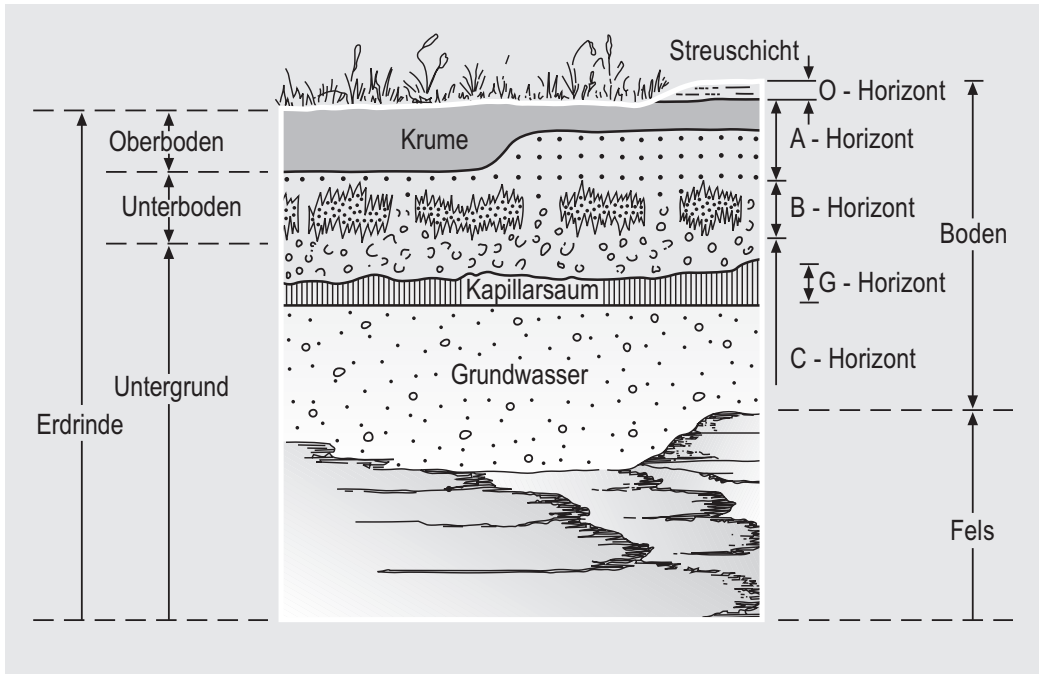


Abb. 12: Bodenhorizonte, schematisiert (verändert nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

ckerung von Wasser erfolgt nur im Trockenzustand (Rissbildung), mit zunehmender Durchfeuchtung nimmt die Durchlässigkeit mehr oder weniger ab;

- **C-Horizont:** mineralischer Untergrundhorizont, Gestein (Substratum), das von der Bodenbildung nicht erfasst wurde, unter dem Solium (= alle darüber liegenden Horizonte) liegt und – je nach petrographischer Bodenbeschaffenheit – wieder besser durchlässig ist.

Das in den Boden infiltrierende Wasser füllt die freien Räume zwischen den Gesteinspartikeln oder Poren, bei Festgesteinen die Trennflächen (Störungen, Klüfte, Schichtflächen und Schieferungsflächen) und die Karsthohlräume aus. Nur der Teil des infiltrierten Wassers, der nicht als Haftwasser in der wasserungesättigten Bodenzone gebunden oder durch Evapotranspiration (= Summe aus Evaporation und Transpiration, Abschn. 3.7.3.1) verbraucht worden ist, kann dem Grundwasser zusickern. Nach mehreren Isotopen-Messungen (Abschn. 3.9.3.1) in verschie-

denen Gebieten ergibt sich recht übereinstimmend eine mittlere (vertikale) Sickergeschwindigkeit von etwa 1 m/a.

Für die Bindung und Speicherung des Wassers im Boden sind folgende Kenngrößen maßgebend (nach: Bodenkundliche Kartieranleitung, 2005):

- **Maximale Wasserkapazität:** Wasservolumen, das ein Boden maximal (bis zur vollen Wassersättigung) aufnehmen kann (Vol.-% oder mm Wassersäule);
- **Feldkapazität FK:** Wasservolumen, das ein Boden maximal gegen die Schwerkraft zurückhalten kann; konventionell der Wassergehalt bei einer Wasserspannung von $pF = 1,8$ (Vol.-% oder mm Wassersäule);
- **Nutzbare Feldkapazität nFK:** Feldkapazität abzüglich Totwasseranteil; konventionell der Wassergehalt von $pF 1,8$ bis $4,2$ (Vol.-% oder mm Wassersäule);
- **Totwasser:** Wasser, das mit höherer Wasserspannung gehalten wird, als die Wurzeln landwirtschaftlicher Nutzpflanzen in der Regel

3

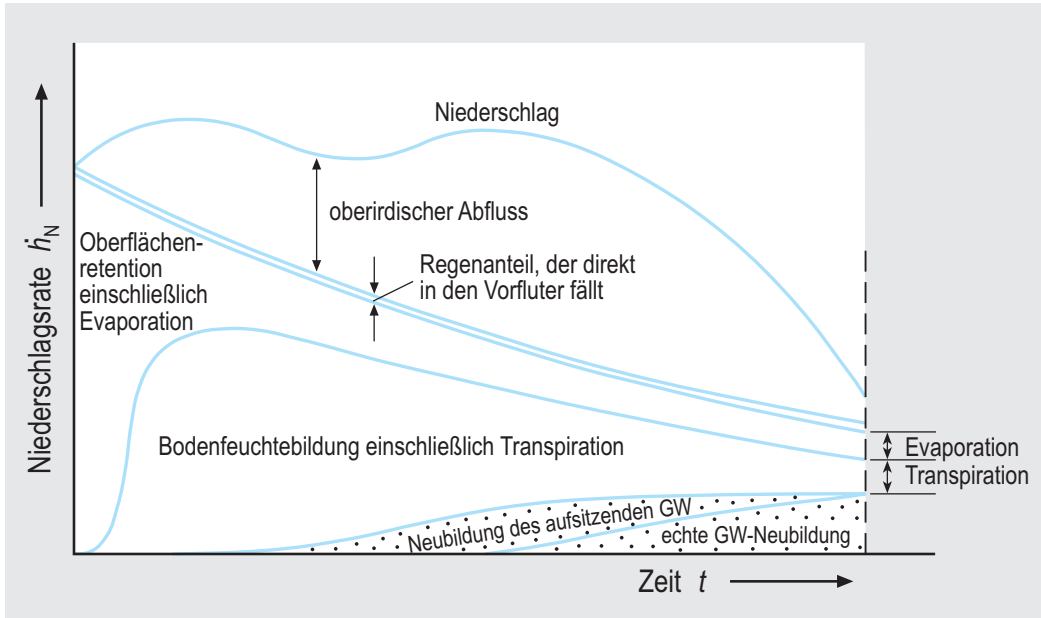


Abb. 13: Aufgliederung der Abflusskomponenten eines länger anhaltenden Niederschlags (nach BUSCH & LUCKNER, 1974).

entwickeln können; konventionell mit einer Wasserspannung von $pF > 4,2$ (Masse-%, Vol.-%, l/m^3 oder mm/dm);

- **Nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes $nFKWe$:** nutzbare Feldkapazität bezogen auf die effektive Durchwurzelungstiefe (mm).

Auf Grund der Fähigkeit des Bodens, Wasser entgegen der Schwerkraft zu speichern, tritt nicht nur eine zeitliche Verschiebung zwischen Niederschlagsereignis und Grundwasserneubildung ein (Abb. 13), es kann auch mehr Wasser wieder verdunsten (Evapotranspiration). Der Einfluss des Bodens, d.h. die Menge des pflanzenverfügbaren Bodenwassers W_{pfl} (= nutzbare Feldkapazität \times effektiver Wurzelraum) auf die jährliche Grundwasserneubildung (Abschn. 4.1.2) ist in Zeiten und in Gebieten geringer Grundwasserneubildung erheblich. Die o. g. Definition des pflanzenverfügbaren Bodenwassers gilt nur für grundwasserferne Standorte. Bei grundwassernahen Standorten kommt noch der Faktor des kapillaren Grundwasseraufstiegs hinzu.

Details sind aus den Lehrbüchern von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002) und KUNTZE et al. (1994) zu ersehen.

3.4.2 Uferfiltration

Grundwasser wird nicht nur durch Versickerung von Niederschlagswässern in den Boden neu gebildet, sondern auch durch Wasser aus oberirdischen Gewässern, durch deren Bett es in den Grundwasserleiter eindringt. Das derart infiltrierende Wasser wird als **Uferfiltrat** oder **Seihwasser** bezeichnet; nach der DIN 4049-3, wird zwischen beiden Begriffen unterschieden: Uferfiltrat ist Wasser aus oberirdischen Gewässern, die unmittelbar in den Grundwasserraum, Seihwasser solche, die in den Sickerraum (-zone) eingedrungen sind. Eine umfassende Darstellung aller Vorgänge bei der Uferfiltration wurde vom Fachausschuss „Wasserversorgung und Uferfiltrat“ (1975) des Bundesministeriums des Innern (BMI) gegeben. Sie wird ergänzt durch einen weiteren Bericht (1985) zum Stand von Wissenschaft

und Technik über die Grundwasseranreicherung (= künstliche Grundwasserneubildung, vorwiegend aus Oberflächenwasser) in Deutschland (insbesondere die qualitativen Aspekte).

Voraussetzung für die Uferfiltration ist ein **hydraulisches Potenzialgefälle** vom oberirdischen Gewässer zur Grundwasseroberfläche. Derartige Gegebenheiten können von Natur aus be- oder entstehen, z.B. durch Hochwässer, topographische Besonderheiten (Flussschleifen usw.). Sie können aber auch künstlich erzeugt werden (Stauhaltungen, Grundwasserabsenkungen, z.B. durch Wasserförderungen). Eine weitere Voraussetzung ist die Durchlässigkeit des Gewässerbetts. Die starke Verschmutzung der Gewässer in der Vergangenheit brachte es jedoch mit sich, dass die Gewässerbetten vielfach verschlammten, d.h. die Poren des Sediments an der Gewässersohle abgedichtet wurden. Die Bildung einer solchen Selbstabdichtung (oder **Kolmation**) kann folgende Ursachen haben:

- oberflächlich abgelagerte oder in den Porenraum eingedrungene Sedimentpartikel,
- abgelagerte oder auf der Sohle lebende Mikroorganismen, insbesondere fadenartige und solche mit kieselsäurehaltigen Schalen,
- unlösliche Fällungsprodukte, z.B. im Porenraum ausgeflockte Kolloide, Eisen-, Mangan- und Calcium-Verbindungen.

Die Kolmation wird besonders häufig im Bereich von Stauhaltungen beobachtet, in denen das Fließgewässer seine Schleppkraft verliert. Dies hat zur Folge, dass trotz bestehenden Potenzialgefälles kein oder kaum Oberflächenwasser infiltriert.

Der umgekehrte Vorgang, nämlich dass feine Partikel aus dem Gewässerbett herausgespült werden, wird als **Suffosion** bezeichnet. Diese entsteht durch stärkere Strömungen, z. B. bei Hochwässern, und erhöht die Durchlässigkeit der Gewässersohle. Untersuchungen (z. B. GATZ et al., 1987) haben gezeigt, dass nachteilige (qualitative) Veränderungen des Grundwassers durch Uferfiltrat auf nur kleine Bereiche beschränkt bleiben.

Der Ermittlung des Uferfiltratanteils bei Wasserförderungen dienen folgende Methoden:

Hydrologische Methode

Der Abfluss eines Gewässers wird an mehreren Stellen stromoberhalb und stromunterhalb ge-

nau gemessen. Die Abflussdefizite werden durch Differenzbildung festgestellt und quantitativ erfasst.

Geohydrologische Methode

Durch Erfassen der geohydraulischen Verhältnisse in einem definierten Gebiet werden die Strömungen des Grundwassers quantitativ ermittelt. Dazu werden für mehrere Zeiten nach (möglichst zeitgleichen) Grundwasserstandsmessungen Grundwassergleichenkarten erstellt (Abschn. 3.6.1). Dadurch können die Bereiche, aus denen das Wasser den Fassungen (Brunnen) zuströmt, insbesondere der Uferfiltratanteil, abgegrenzt werden.

Hydrochemische Methode

Sofern uferinfiltriertes und landseitiges Wasser eine unterschiedliche chemische Beschaffenheit haben, lässt sich unter günstigen Voraussetzungen durch Vergleich der Analysen-Parameter der Uferfiltratanteil errechnen. Geeignet sind solche Ionen, die im Untergrund ungehindert beweglich und beständig sind, vor allem Natrium, Chlorid und Borat. Wenn sich die Konzentrationen solcher „Leitionen“ bei der Uferfiltration nicht ändern, kann der Uferfiltratanteil am geförderten Mischgrundwasser nach folgender Beziehung errechnet werden:

$$\chi = \frac{c_{Mw} - c_{Gw}}{c_{Fw} - c_{Gw}} \quad \text{Gl. 26}$$

χ (chi) = Anteil des Uferfiltrats am Mischgrundwasser (1),

c_{Fw} = Konzentration (des Leitions) im Flusswasser (mol/l),

c_{Gw} = Konzentration (des Leitions) im korrespondierenden Grundwasser (mol/l),

c_{Mw} = Konzentration (des Leitions) im korrespondierenden Mischwasser (mol/l).

3.5 Grundwasserdynamik

Nach der Infiltration des versickernden Niederschlagsanteils durch die wasserungesättigte Bodenzone tritt das Wasser in die wassergesättigte