

Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts auf Basis stark streuender Korngrößenverteilung

Sieve curve analysis to estimate hydraulic conductivity in poorly sorted sediment

S. KAINZ¹

¹Zusammenfassung der Bachelorarbeit von Simon Kainz, erschienen 2018 am Institut für Erdwissenschaften, NAWI Graz Geozentrum, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, 810 Graz, Austria; simon.kainz@aon.at

Zusammenfassung

Dieser Beitrag vergleicht zehn gängige Methoden zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts auf Basis der Korngrößenverteilung anhand von quartärem Bohrkernmaterial und identifiziert Grenzen ihrer Anwendbarkeit. Das untersuchte Lockergestein weist starke Streuung der Korngrößen und teils kantige Partikelformen auf. Aufgrund dieser Eigenschaften sind einerseits die Anwendungsgrenzen der meisten empirischen Beziehungen verletzt, andererseits streuen auch die Ergebnisse der zunächst als zutreffend betrachteten (semi-)empirischen Beziehungen über mehrere Größenordnungen. Infolgedessen ist eine zuverlässige hydraulische Charakterisierung des Grundwasserleiters nicht möglich. Indessen können Eigenschaften von Lockergesteinskörpern, welche die meisten Ansätze zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts auf Basis der Korngrößenverteilung ausschließen, zusammengefasst werden: (1) starke Streuung der Korngrößen, insbesondere hoher Feinkornanteil, (2) große Kornkontaktflächen, begünstigt durch unregelmäßige Kornformen, (3) starke Skalenabhängigkeit der Korneigenschaften, (4) nennenswertes Volumen von nicht am Strömungsgeschehen teilnehmenden Poren sowie (5) ausgeprägt heterogener Aufbau des Grundwasserleiters.

Schlüsselwörter: Korngrößenanalyse, Durchlässigkeitsbeiwert, Massenbewegung, Quartär

Keywords: grain size analysis, hydraulic conductivity, mass movement, quaternary

Motivation

Abschätzungen des Durchlässigkeitsbeiwerts auf Basis der Korngrößenverteilung werden aufgrund des geringen Zeit- und Kostenaufwands häufig zur hydraulischen Charakterisierung von Grundwasserleitern genutzt. Gängige empirische Ansätze liefern in der Regel brauchbare Ergebnisse für gut sortierte Lockergesteine mit niedrigem Feinkornanteil. Ihre Übertragung auf anders beschaffene Grundwasserleiter ist dagegen nur sehr eingeschränkt möglich. Alternativ kann auf semi-empirische Beziehungen zurückgegriffen werden, die zunächst für ein breites Spektrum an Grundwasserleitern als gültig erachtet werden. Diese Beziehungen erfordern Abschätzungen von geometrischen Eigenschaften wie Porenanteil und spezifische Oberfläche. Der vorliegende Beitrag prüft die Anwendbarkeit etablierter Schätzmethode für den Durchlässigkeitsbeiwert auf Basis der Korngrößenverteilung für atypische Grundwasserleiter.

Methoden

Gegenstand der Untersuchung sind quartäre Lockergesteine im Bereich des orografisch linken Sperrenrandes der Sperre Freibach, Kärnten (Abb. 1). Mehrere abgeteufte Bohrungen schließen eine Abfolge von Grundwasserleitern und –stauern auf, bestehend aus Bergsturzmaterial, fluvioglazialen Sedimenten und Moränenmaterial. Eine detaillierte Beschreibung des Mehrfachaquifersystems gibt Muhr (2014). Es handelt sich um z. T. auffallend weit gestuften sandigen Kies, schwach schluffig, mit eingelagerten schluffigen Sandlinsen sowie sandigen Steinen, teilweise mit kantigen Kornformen. Zur Ermittlung der Korngrößenverteilung wurden 18 Proben aus 8 m Bohrkernmaterial entnommen und nach EN ISO 17892-4 (2017) für kombinierte Siebung und Sedimentation ausgewertet.

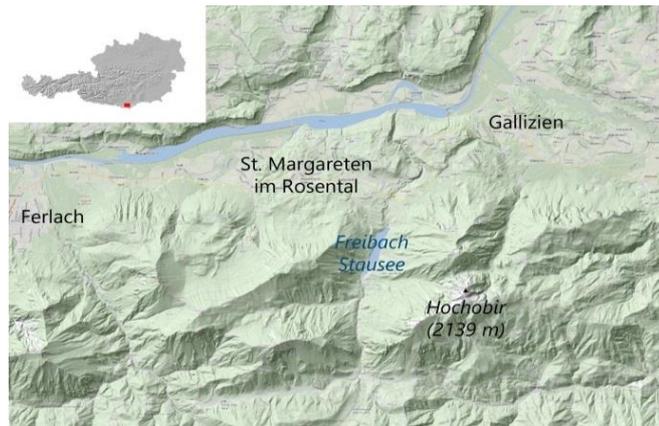


Abbildung 1: Lage des Untersuchungsgebiets. Datengrundlage: www.basemap.at, www.geoland.at (CC-BY 3.0 AT)

Der Durchlässigkeitsbeiwert ist eine Funktion der Fluid- sowie der Hohlraumeigenschaften des durchströmten Mediums. Abschätzungen auf Basis von Eigenschaften des Lockergesteinskörpers erfordern zunächst eine geometrische Charakterisierung desselben. Für Porengrundwasserleiter bestimmen im Wesentlichen Porenanteil, Porengrößenverteilung, Porenform, Tortuosität und spezifische Oberfläche die Hohlraumgeometrie (Bear, 1972). Ihre praktische Beschreibung erfordert experimentell überprüfbare Modelle auf Basis einfach zu ermittelnder Parameter. In diesem Sinne werden Korngrößenverteilung, Kornform, Lagerung und spezifische Oberfläche der Körner in der Regel als Ersatzparameter herangezogen und mittels empirisch ermittelter Faktoren in Bezug zur Durchlässigkeit gesetzt (Beyer, 1964; Busch et al., 1993). Mehrere empirische Verfahren leiten den Durchlässigkeitsbeiwert allein aus Eigenschaften der Kornsummenkurve ab, einige Verfahren beziehen darüber hinaus Porenanteil und spezifische Oberfläche in die Abschätzung mit ein. Gefüge und Lagerungsdichte entsprechen infolge der Probenahme häufig nicht mehr den natürlichen Gegebenheiten. In diesem Fall kann auf Abschätzungen von Porenanteil und spezifischer Oberfläche zurückgegriffen werden, womit ein zusätzlicher Unsicherheitsfaktor in Kauf genommen wird. Die Genauigkeit solcher Verfahren wird maßgeblich von der Genauigkeit der Abschätzung dieser Parameter bestimmt (Chapuis & Aubertin, 2003; Vienken & Dietrich, 2011).

Geometrische Charakterisierung

Korngrößenverteilung: Die Durchlässigkeit eines gemischtkörnig aufgebauten Grundwasserleiters wird in erster Näherung vom Feinanteil bestimmt, der die Porenräume zwischen größeren Partikeln füllt. Diese Eigenschaft wird mithilfe der effektiven Korngröße d_{10} [mm] erfasst, die dem Schwellenwert entspricht, unter dem 10 % der Korndurchmesser des Lockergesteinskörpers liegen (10 %-Quantil der Korngrößenverteilung). Mitunter wird stattdessen das 20 %-Quantil d_{20} oder der Median d_{50} als Bezugskorngröße verwendet. Die Streuung der Korngrößen charakterisiert die

Kornzusammensetzung des Grundwasserleiters. Ihre Beschreibung erfolgt mittels Ungleichkörnigkeitszahl U [-]:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (\text{Gl. 1})$$

(10 %-, 60 %-Quantil der Korngrößenverteilung d_{60} , d_{10} [mm]). Alternativ kann die Streuung als Abweichung von der Gleichverteilung beschrieben werden. Die Entropie H [-] der Korngrößenverteilung wird von Boadu (2000) in Anlehnung an Shannon (1948) definiert als:

$$H = - \sum_i \left(\frac{m_i}{m_t} \ln \frac{m_i}{m_t} \right) \quad (\text{Gl. 2})$$

(Trockenmasse der jeweiligen Fraktion m_i [kg], Trockenmasse der Probe m_t [kg]). U und H nehmen jeweils mit zunehmender Streuung zu. Skaleninvariante Eigenschaften der Korngrößenverteilung werden mittels ihrer fraktalen Dimension D [-] erfasst (Mandelbrot, 1982). Hohe Werte für D entsprechen nach Turcotte (1986) hoher Bruchanfälligkeit der Partikel und entsprechend hohem Feinanteil. Tyler & Wheatcraft (1992) leiten für den kumulativen Massenanteil $m_{<d}$ [kg] mit Korngröße $<d$ [mm] folgende Beziehung ab:

$$\frac{m_{<d}}{m_t} = \left(\frac{d}{d_{\max}} \right)^{3-D} \quad (\text{Gl. 3})$$

(Korngröße des größten Feststoffpartikels der Probe d_{\max} [mm]). D wird aus der Steigung der Regressionsgeraden der logarithmierten, normierten Daten bestimmt. Die Korngrößenverteilung entspricht einer fraktalen Verteilung, sofern die mittlere absolute Abweichung der Massenanteile von der Regressionsgerade $<0,2$ beträgt (Boadu, 2000). Sofern nicht die ganze Verteilung anhand eines Wertes für D zutreffend charakterisiert werden kann, sind Grenzwerte für das fraktale Verhalten anzugeben (Ghanbarian & Daigle, 2015).

Porenanteil: Bei Entnahme gestörter Bohrkernproben ist die im Labor bestimmte Lagerungsdichte nicht repräsentativ für die Verhältnisse im Grundwasserleiter. In diesem Fall muss der in-situ Porenanteil abgeschätzt werden. Je nach Packungsgeometrie ist für ein Korngemisch mit gegebener Korngrößenverteilung ein Intervall an Porenanteilen ϕ [-] für dichte bis lockere Lagerung möglich. Die Intervallgrenzen werden von den Eigenschaften des Lockergesteinskörpers bestimmt und mittels empirischer Beziehungen geschätzt (Dullien, 1992; Chapuis, 2012a,b). Korngemische mit breitem Korngrößenspektrum weisen niedrigere Porenanteile auf, da feinere Partikel die Hohlräume zwischen den gröberen einnehmen. Als einfaches Maß für die Streuung der Korngrößen wird auf die Ungleichkörnigkeitszahl U zurückgegriffen. Aus kantigen Partikeln aufgebaute Packungen weisen gegenüber solchen, die aus besser gerundeten Partikeln bestehen, höhere Porenanteile auf. Diese Eigenschaft wird mittels Rundungsfaktor c_r [-] erfasst, der anhand von Vergleichstabellen visuell geschätzt wird (siehe Krumbein & Sloss, 1963; Chapuis, 2012a). Aus Untersuchungen von Youd (1973) bestimmt Chapuis (2012a) die Intervallgrenzen ϕ_{\max} , ϕ_{\min} für sand- und kiesdominierte Lockergesteine zu:

$$\phi_{\max} = \left((-0,1457c_r^3 - 1,3857c_r^2 + 1,9933c_r - 0,0931) \ln U + (4,3209c_r^3 - 8,6685c_r^2 + 5,9588c_r - 0,1552) + 1 \right)^{-1} \quad (\text{Gl. 4a})$$

$$\phi_{\min} = \left((7,9767c_r^3 - 14,623c_r^2 + 8,8518c_r - 0,721) \ln U + (21,319c_r^3 - 32,949c_r^2 + 17,206c_r - 1,0033) + 1 \right)^{-1} \quad (\text{Gl. 4b})$$

Spezifische Oberfläche: Die spezifische Oberfläche des durchströmten Mediums prägt maßgeblich die hydraulischen Eigenschaften desselben. An der Grenzfläche zum Feststoff wird die tangentielle Geschwindigkeitskomponente der Fluidelemente reibungsbedingt auf null reduziert (Haftbedingung). Bei großer spezifischer Oberfläche wird der Strömung ein entsprechend großer hydraulischer Widerstand entgegengesetzt. In der Praxis wird die spezifische Oberfläche selten bestimmt. Die

direkte Messung gestaltet sich aufwändig. Ihre Berechnung auf Basis der Korngrößenverteilung ist dagegen mit geringem Aufwand durchführbar und erzielt in vielen Fällen brauchbare Ergebnisse (Chapuis & Aubertin, 2003; Carrier, 2003). Sofern die Kornkontaktfläche als vernachlässigbar sowie Partikelform und –dichte als unabhängig von der Korngröße angenommen werden können, gilt (Rumpf & Ebert, 1964; Allen, 1997):

$$S = (1 - \phi) 6 c_f \cdot 10^3 \sum_i \left(\frac{m_i/m_t}{d_i} \right) \quad (\text{Gl. 5})$$

(Formfaktor c_f [-], mittlerer Durchmesser der jeweiligen Fraktion d_i [mm], Trockenmasse der jeweiligen Fraktion m_i [kg], Trockenmasse der Probe m_t [kg], gesamtvolumenbezogene spezifische Oberfläche S [m^{-1}]). Zur Bestimmung von d_i wird auf das geometrische Mittel der Fraktionsgrenzen zurückgegriffen. Da für die kleinste Kornfraktion keine untere Fraktionsgrenze zur Mittelwertbildung angegeben werden kann, wird deren mittlerer Fraktionsdurchmesser nach Vuković & Soro (1992) bestimmt zu $d_{i=1} = 2d_{\min}/3$ (Oberer Fraktionsgrenze der kleinsten Kornfraktion d_{\min} [mm]). Für kugelförmige Partikel gilt $c_f = 1$. Bei abweichender Form nimmt er höhere Werte an, die anhand von Vergleichstabellen visuell geschätzt werden (siehe Busch et al., 1993). Gl. 5 gilt näherungsweise für natürliche Sande und Kiese, bei erheblichem Anteil feinerer Kornfraktionen überschätzt sie dagegen S (Busch et al., 1993; Jussel et al., 1994). Da in diesem Fall mit abnehmender Korngröße die Partikel zunehmend die Form der sie bildenden Minerale annehmen, treffen die oben angeführten Annahmen nicht zu: weder kann die Partikelform als unabhängig von der Korngröße, noch die Querschnittsfläche der Kornkontakte als vernachlässigbar betrachtet werden.

Hydraulische Charakterisierung

Der Durchlässigkeitsbeiwert K [m s^{-1}] hängt von der Hohlraumgeometrie des Aquifers sowie den Eigenschaften des durchströmenden Fluides ab (z. B. Whitaker, 1986):

$$K = k \frac{\rho_w g}{\eta} \quad (\text{Gl. 6})$$

(Permeabilität k [m^2], Erdbeschleunigung g [m s^{-2}], dynamische Viskosität η [Pa s], Wasserdichte ρ_w [kg m^{-3}]). Die Fluideigenschaften werden mittels $\rho_w \eta^{-1}$ einbezogen. Während die Dichte von Wasser als näherungsweise konstant betrachtet werden kann ($\rho_w \sim 1000 \text{ kg m}^{-3}$), ist seine Viskosität stark temperaturabhängig. Zu ihrer Bestimmung wird auf empirische Beziehungen zurückgegriffen, z. B. Helmholtz & Piotrowski (1860):

$$\eta = \frac{1,78 \cdot 10^{-3}}{1 + 3,37 T \cdot 10^{-2} + 2,21 T^2 \cdot 10^{-4}} \quad (\text{Gl. 7})$$

(Wassertemperatur T [$^{\circ}\text{C}$]). Einige der unten angeführten Methoden zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts beziehen die Wassertemperatur nicht mit ein. In der Regel gehen diese von 10°C Temperatur aus (Vienken & Dietrich, 2011). Der jeweilige Durchlässigkeitsbeiwert für Wassertemperatur T ergibt sich durch Multiplikation mit dem Korrekturfaktor γ [-]:

$$\gamma = \frac{K_{T^{\circ}\text{C}}}{K_{10^{\circ}\text{C}}} = \frac{\eta_{10^{\circ}\text{C}} \rho_{w,T^{\circ}\text{C}}}{\eta_{T^{\circ}\text{C}} \rho_{w,10^{\circ}\text{C}}} \approx \frac{\eta_{10^{\circ}\text{C}}}{\eta_{T^{\circ}\text{C}}} \quad (\text{Gl. 8})$$

Die Hohlraumgeometrie wird im Sammelparameter k zusammengefasst. Ihr Einfluss wird allgemein durch einen funktionalen Zusammenhang zwischen Permeabilität und Porenanteil ϕ , zunächst nicht näher spezifizierter Porenraumgestalt Γ sowie der oben erläuterten effektiven Korngröße d beschrieben (Bear, 1972):

$$k = f_1(\phi) f_2(\Gamma) d^e \quad (\text{Gl. 9})$$

(empirischer Exponent ε [-]). Tab. 1 fasst ein breites Spektrum verschiedener gängiger Ansätze zur Beschreibung dieser Abhängigkeit zusammen. Empirische Formeln beziehen ihre Rechtfertigung aus der Vergleichbarkeit des untersuchten Lockergesteinskörpers mit dem zur Ableitung der Formel verwendeten Material. Werden sie außerhalb der durch Messungen unmittelbar belegten Anwendungsbereiche angewendet, muss mit erheblichen Fehlern gerechnet werden. Die jeweiligen Grenzen dieser Bereiche sind in Tab. 1 ausgewiesen. Zusätzlich ist die Datengrundlage der betreffenden Formeln, soweit bekannt, dargestellt. Der Durchlässigkeitsbeiwert wird von zahlreichen weiteren Faktoren wie Packung, Zementation oder Verbindung der Hohlräume untereinander beeinflusst, sodass die tatsächlichen Anwendungsgrenzen weitgehend unscharf bleiben (Vienken et al., 2013). Eine Reihe der in Tab. 1 angeführten empirischen Ansätze verzichtet darauf, den Porenanteil explizit in die Berechnung mit einzubeziehen. Das entspricht in etwa der Annahme, dass einem bestimmten Korngemisch unabhängig von seiner Verdichtung ein definierter Porenanteil zugeordnet werden könne (Chapuis, 2012b).

Neben den empirischen Ansätzen stellt Tab. 1 zwei semi-empirische Modelle zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts vor (Slichter (1899) und Terzaghi (1925); Kozeny (1927) und Carman (1937). Der Gültigkeitsbereich der Darcy-Gleichung (Truckenbrodt, 1996) beschränkt die Untersuchung auf laminare Strömung, deren Geschwindigkeitsverteilung durch die Navier-Stokes-Gleichung (Truckenbrodt, 1996) beschrieben wird. Die semi-empirischen Ansätze ersetzen die komplexe Geometrie des natürlichen Grundwasserleiters durch ein konzeptionelles Modell, für das der spezifische Durchfluss mittels analytischer Lösung der Navier-Stokes-Gleichung (Truckenbrodt, 1996) berechnet werden kann und mithilfe empirischer Beiwerte in Bezug zur Porenraumgeometrie gesetzt wird. Ihre Berechtigung wird davon bestimmt, inwieweit die theoretischen Modellvorstellungen sowie die empirischen Beiwerte zutreffen. Die Datengrundlage für die Ermittlung der Beiwerte ist in Tab. 1 ausgewiesen, die theoretische Entwicklung wird im Anhang knapp skizziert.

Kalibrierung und Evaluierung der in allen Formeln auftretenden empirischen Koeffizienten und Exponenten erfolgen durch Vergleich mit Permeametertests, Flowmetertests, Slugtests und Pumpversuchen. Infolge der Skalenabhängigkeit des Durchlässigkeitsbeiwerts ergibt sich daraus ein schwer zu beziffernder Unsicherheitsfaktor (z. B. Diem et al., 2010; Vienken & Dietrich, 2011). Permeametertests weisen zwar ein ähnliches Probenvolumen auf, bei weitgestuften Böden ergeben sich jedoch grobe Schwierigkeiten aufgrund der Anfälligkeit für innere Erosion (z. B. Chapuis, 2012b). Die meisten Grundwasserleiter sind anisotrop, Auswertungen von Korngrößenanalysen geben dagegen richtungsunabhängige Schätzungen des Durchlässigkeitsbeiwerts an. Auf die mit Messverfahren, Probenaufbereitung und -analyse verbundenen Unsicherheiten gehen Matthes et al. (2012) ein. Jussel et al. (1994), Chapuis & Aubertin (2003) sowie Vienken & Dietrich (2011) identifizieren die Schätzung von Porenanteil und spezifischer Oberfläche als wesentliche Unsicherheitsfaktoren, insbesondere bei hohem Feinanteil.

Um einen Eindruck von der Streuung der empirischen Verfahren zu gewinnen empfiehlt es sich, mehrere Verfahren gleichzeitig auszuwerten (Devlin, 2015). Da sich die Anwendungsbereiche zahlreicher Verfahren überschneiden, bleibt jedoch für ein breites Spektrum an Grundwasserleitern, deren Eigenschaften nicht in die designierten Bereiche fallen, die Schwierigkeit bestehen, auf kein aussagekräftiges Verfahren zurückgreifen zu können (z. B. Rosas et al., 2014; Vienken & Dietrich, 2014).

Tabelle 1: Verfahren zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts aus der Korngrößenverteilung und ihr Anwendungsbereich. Alle verwendeten Formeln werden konsistent in kohärenten SI-Einheiten angegeben; Korngrößen werden in Übereinstimmung mit der gängigen Praxis in mm angegeben und beziehen sich stets auf den äquivalenten Durchmesser der betrachteten Partikel; die Temperatur wird in °C angegeben. Sofern erforderlich, ist der im Text erläuterte Korrekturfaktor γ zur Berücksichtigung der Wassertemperatur mit angegeben. (Empirischer Koeffizient c [Dimension variiert^(a)], Achsenabschnitt der angenäherten Kornsummenkurve^(b) d_0 [mm], x -Quantil der Korngrößenverteilung d_x [mm], geometrische Mittel der Korngrößenverteilung $\langle d \rangle$ [mm], Erdbeschleunigung g [m s⁻²], (Shannon-)Entropie H [-], Durchlässigkeitsbeiwert K [m s⁻¹], gesamt volumenbezogene spezifische Oberfläche S [m⁻¹], Standardabweichung der Korngrößenverteilung in Φ -Einheiten s [-], Wassertemperatur T [°C], Ungleichkörnigkeitszahl U [-], Massenanteil mit Korngröße $< x$ mm w_x [-], Korrekturfaktor für Wassertemperatur^(c) γ [-], empirischer Exponent ε [-], dynamische Wasserviskosität η [Pa s], Lagerungsdichte ρ_b [kg m⁻³], Wasserdichte ρ_w [kg m⁻³], Tortuosität τ [-], Porenanteil ϕ [-], Perkolationschwelle ϕ_0 [-])

Formel	Empirische Konstanten	Anwendungsbereich	Datengrundlage	Literatur
$K = c_{Hz} d_{10}^2 (0,7 + 0,03T)$	$c_{Hz} = 1,16 \cdot 10^{-2} \text{ m mm}^{-2} \text{ s}^{-1} \text{ (d)}$	0,01 mm < d_{10} < 3 mm, $U < 5$	Laborversuche;	Hazen (1892)
$K = c_{Br} d_{10}^2 \log \frac{527}{U} (0,7 + 0,03T)$	$c_{Br} = 4,27 \cdot 10^{-3} \text{ m mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$	0,06 mm $\leq d_{10} \leq 0,6$ mm, $1 \leq U \leq 20$	enggestufter Sand Labor-, Pumpversuche;	Beyer (1964) ^(e)
$K = \gamma c_{Se} d_{50}^2$	$c_{Se} = 3,57 \cdot 10^{-3} \text{ m mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$	$U < 5$	Kies, Sand Laborversuche; Sand, Ton,	Seelheim (1880)
$K = \gamma c_{USBR} d_{20}^{2,3}$	$c_{USBR} = 3,6 \cdot 10^{-3} \text{ m mm}^{-2,3} \text{ s}^{-1}$	$U < 5$	sortierte Kreide ?	USBR ^(f)
$K = \gamma 10^{\varepsilon_{Ka+Fi}}$	$\varepsilon_{Ka+Fi} = 2,5 w_{0,06^2} \cdot 10^{-3} - 12 w_{0,06} - 3,59$	0,1 < $w_{0,06}$ < 0,6	Laborversuche; schluffiger Sand	Kaubisch & Fischer (1985)
$K = \gamma c_{Al+Se} \left(d_0 + \frac{(d_{50} - d_{10})}{40} \right)^{\varepsilon_{Al+Se}}$	$c_{Al+Se} = 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$; $\varepsilon_{Al+Se} = 2$	Schluff- und Tongehalt < 5 %	Laborversuche; (kiesiger) Sand	Alyamani & Şen (1993)
$K = c_{Kr+Mo} (d)^2 e^{-1,31s} \frac{\rho_w g}{\eta}$	$c_{Kr+Mo} = 7,5 \cdot 10^{-10}$	gut sortierter Sand, $0,23 \leq \phi \leq 0,43$	Laborversuche; gut sortierter Sand	Krumbein & Monk (1943)
$K = \gamma c_{Bo} e^{\varepsilon_{Bo}}$	$c_{Bo} = 1,16 \cdot 10^{-5} \text{ m mm}^{-2}$ $\varepsilon_{Bo,1} = 33,09 + 10 w_{0,075} - 18\phi + 0,33H - 7,36D - 1,109 \cdot 10^{-2} \rho_b$ $\varepsilon_{Bo,2} = 5,14 + 9,3 w_{0,075} + \phi - 1,39H - 6,77D$ $\varepsilon_{Bo,3} = 7,05 - 1,16H - 4,52D$	Fraktale Korngrößenverteilung ^(c)	Laborversuche; weitgestufte Bodenproben ^(e)	Boadu (2000)
$K = c_{Te} d_{10}^2 \frac{(\phi - \phi_0)^2 \rho_w g}{(1 - \phi)^{2/3} \eta}$	$\phi_0 = 0,13$; $c_{Te} = 5 \cdot 10^{-9} - 1,1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ mm}^2$ für gut sortierten Sand, $c_{Te} = 2,65 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ mm}^2$ für lehmigen Sand	Nichtbindiger Boden	Laborversuche; (lehmiger) Sand	Slichter (1899), Terzaghi (1925)
$K = \frac{c_{Ko} \phi^3 \rho_w g}{\tau^2 S^2 \eta}$	$c_{Ko} = 0,4$; $\tau = \sqrt{2}$	^(c)	Laborversuche ^(h)	Kozeny (1927), Carman (1937)

^(a)Die Dimension empirisch abgeleiteter Konstanten ist in Spalte 3 angegeben; unterschiedliche Längeneinheiten ergeben sich infolge abweichender Längeneinheiten für d [mm] gegenüber K [m s⁻¹] ^(b)detaillierte Beschreibung bei Alyamani & Şen (1993) ^(c)im Text erläutert ^(d)angegebener Koeffizient nach Hazen (1892); vorgeschlagene Werte für c_{Hz} reichen von $\sim 10^{-4}$ bis $\sim 10^{-1} \text{ m mm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, zusammengefasst bei Carrier (2003) ^(e)Beyer (1964) publiziert die Ergebnisse seiner Untersuchung grafisch und tabellarisch, die in Spalte 1 angegebene Formel ergibt sich durch Interpolation ^(f)zitiert nach Vienken & Dietrich (2011); mitunter als United States Bureau of Soil Classification (USBSC) oder Bialas & Kleczkowski (1970) zitiert ^(g)im Sinne von Verwitterungsprodukten unterschiedlicher Gesteine (keine näheren Angaben) ^(h)ursprünglich an Sand, Glaskugelschüttungen; später ergänzt durch Laborversuche an unterschiedlichsten Materialien, zusammengestellt z. B. bei Chapuis & Aubertin (2003)

Ergebnisse

Die Körnungslinien sind in Abb. 2, die ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte in Abb. 3 dargestellt. Die Korngrößen der untersuchten Proben weisen durchwegs starke Streuung auf, die sich in der Ungleichkörnigkeitszahl U niederschlägt. Das gilt in besonderem Maß für das Bergsturzmaterial (Aquifer 2), das Werte bis $U = 3632$ erreicht. Stark streuende Korngrößen sind für Ablagerungen derartiger Massenbewegungen typisch (z. B. Davies & McSaveney, 2009). Porenanteil und spezifische Oberfläche waren infolge der Probenahme nicht bestimmbar (gestörte Probe).

Das geschätzte Intervall möglicher Porenanteile (Gl. 4) ergibt nach Gl. 5 ein Intervall möglicher spezifischer Oberflächen, folglich für die Verfahren nach Slichter (1899) und Terzaghi (1925) bzw. Kozeny (1927) und Carman (1937) ein Intervall möglicher Durchlässigkeitsbeiwerte. In Abb. 3 sind die Intervallgrenzen (Extremwerte für dichteste bzw. lockerste Lagerung) dargestellt.

Alle untersuchten Korngrößenverteilungen liegen außerhalb der designierten Anwendungsbereiche der Verfahren nach Hazen (1892), Beyer (1964), Seelheim (1880), USBR, Alyamani & Şen (1993) sowie Krumbein & Monk (1943), drei Proben außerhalb des Anwendungsbereiches des Verfahrens nach Kaubisch & Fischer (1985). Zur Verdeutlichung der starken Streuung der Ergebnisse bei Missachtung dieser Anwendungsbereiche sind in Abb. 3a die Ergebnisse der Auswertung jeder Probe mit sämtlichen Verfahren, ungeachtet ihrer Gültigkeit, dargestellt. Abb. 4 stellt die Streuung der Korngrößen sowie die Streuung der (bei Auswertung aller Verfahren) ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte für jede Probe in Form von Boxplots gegenüber. Die Standardabweichung beträgt im Mittel 2,7 Größenordnungen pro Probe, der Quartilsabstand 3,5 Größenordnungen, die Spannweite 8,5 Größenordnungen.

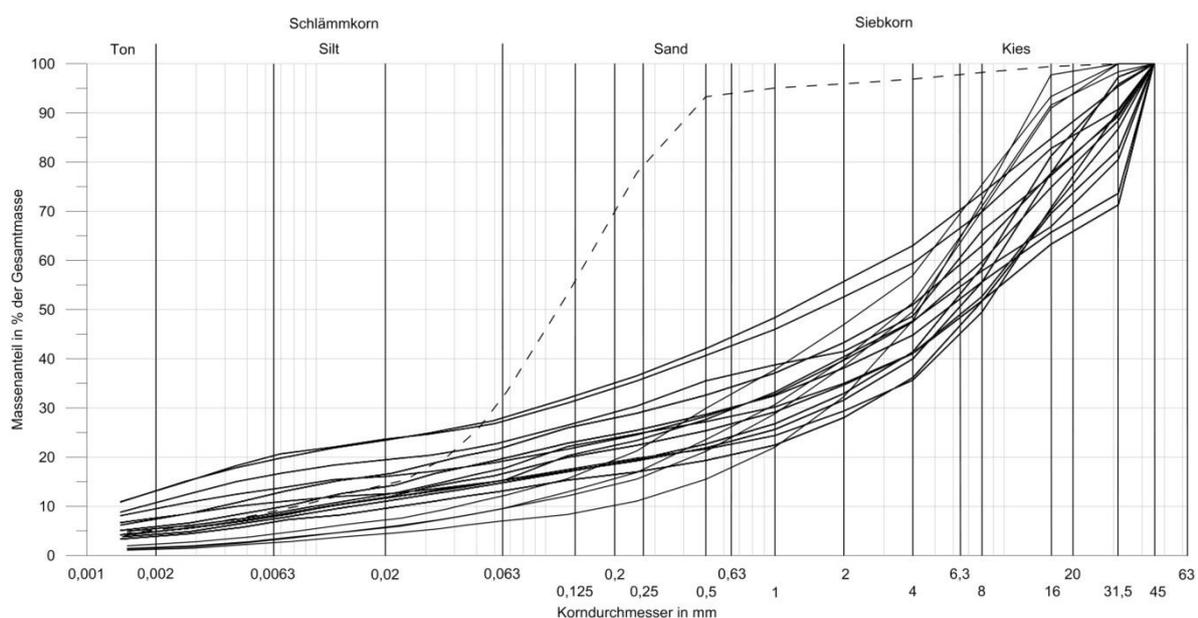


Abbildung 2: Ermittelte Korngrößenverteilungen, mit einer stark abweichenden Körnungslinie (Siltlinie, strichliert dargestellt). Die berechneten Ungleichkörnigkeitszahlen liegen zwischen $U = 18$ und 3623 , Feinanteile (Ton, Silt) zwischen 7 und 28 %.

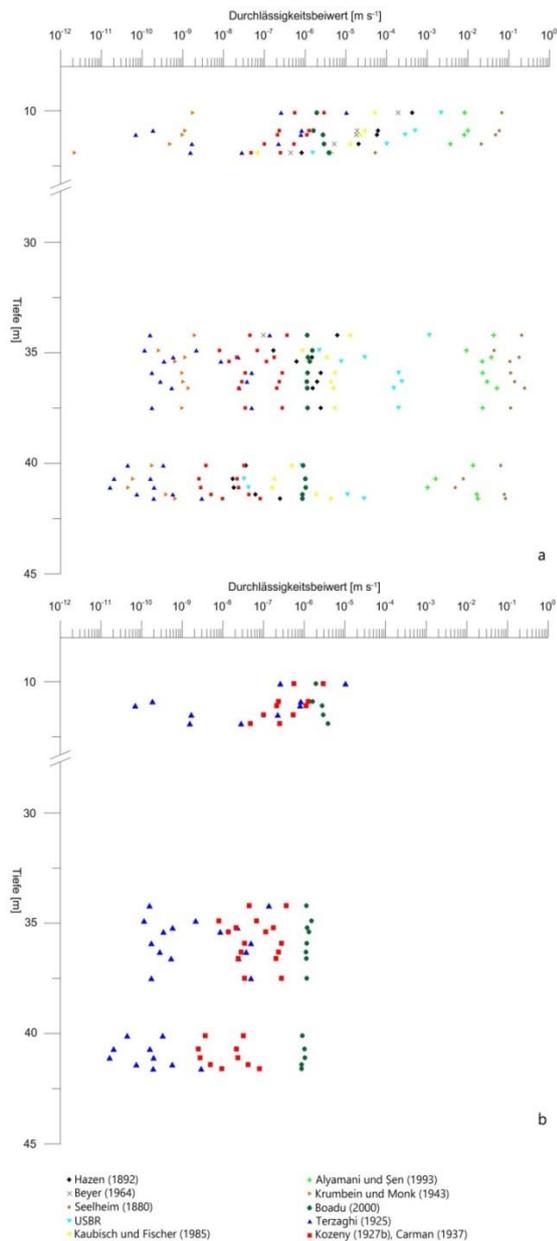


Abbildung 3: Aus der Korngrößenverteilung ermittelte Durchlässigkeitsbeiwerte (a) Die Anwendungsgrenzen der verwendeten Methoden sind allein für die Verfahren nach Slichter (1899)-Terzaghi (1925), Kozeny (1927)-Carman (1937) und Boadu (2000) nicht verletzt, die daraus ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte sind daher in (b) gesondert dargestellt.

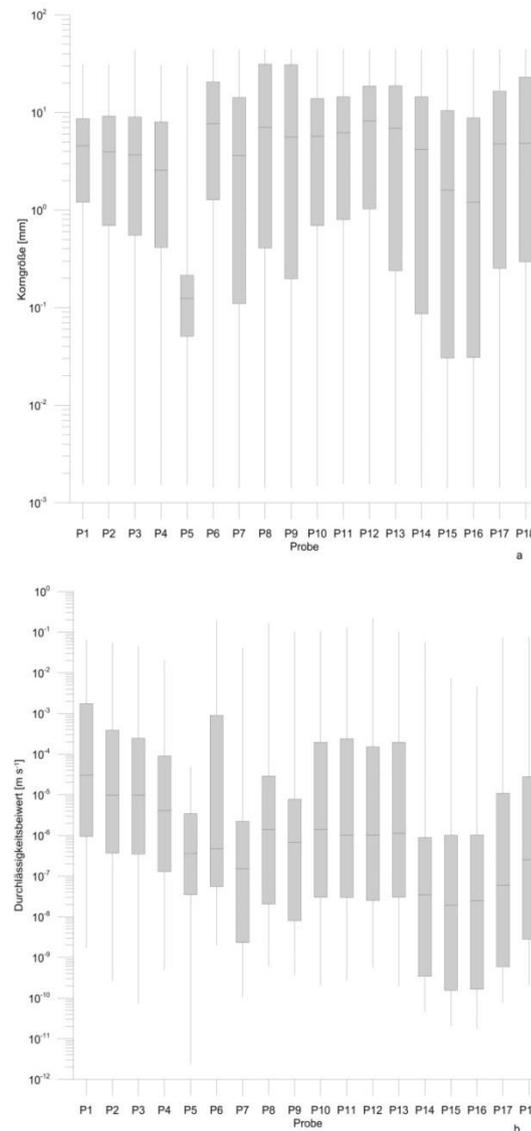


Abbildung 4: Gegenüberstellung der Streuung der Korngrößen (a) sowie der ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte (b) nach Proben.

Die Verfahren nach Boadu (2000), Slichter (1899) und Terzaghi (1925) sowie Kozeny (1927) Carman (1937) werden dagegen als grundsätzlich anwendbar betrachtet. Die erzielten Ergebnisse weichen jedoch deutlich voneinander ab, die mittlere Spannweite beträgt 3,8 Größenordnungen pro Probe (Abb. 3b). In der Regel liefert die Abschätzung nach Boadu (2000) die höchsten Werte für K , jene nach Slichter (1899) und Terzaghi (1927) die niedrigsten. Insbesondere sticht der große Abstand zwischen den Extremwerten für lockerste bzw. dichteste Lagerung ins Auge (im Mittel knapp 2 Größenordnungen für Slichter (1899) und Terzaghi (1925), knapp 1 Größenordnung für Kozeny (1927) und Carman (1937)).

Diskussion

Die Ergebnisse verdeutlichen die starke Abhängigkeit des ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerts von der Wahl der Schätzmethode für den untersuchten Lockergesteinskörper. Dieses Verhalten ist für außerhalb ihres Anwendungsbereichs verwendete Verfahren nicht überraschend, prägt aber auch die Ergebnisse der zunächst als gültig betrachteten Verfahren (Abb. 3b). Darüber hinaus verunmöglicht die große Spannweite zwischen den für dichteste bzw. lockerste Lagerung erhaltenen Extremwerten für K zuverlässige Aussagen.

Abschätzungen nach Slichter (1899) und Terzaghi (1925) sowie Kozeny (1927) und Carman (1937) nähern das komplexe Porennetzwerk durch eine Gruppe paralleler, unverzweigter Strömungskanäle an (siehe Anhang). Das Verfahren nach Slichter (1899) und Terzaghi (1925) macht darüber hinaus Annahmen hinsichtlich einer konkreten, einheitlichen Packungsgeometrie. Beide Ansätze vernachlässigen die dreidimensionale Vernetzung der Poren untereinander (Scheidegger, 1960; Dullien, 1992). Die von Boadu (2000) entwickelte Formel wurde durch Vergleich mit Permeameteruntersuchungen an Bodenproben, ausschließlich Verwitterungsprodukte natürlicher Gesteine, gewonnen. Die tatsächliche Vergleichbarkeit dieser Proben insbesondere mit dem vorliegenden Bergsturzmaterial ist schwer zu beurteilen.

Darüber hinaus verdeutlicht die hohe Streuung die durch Schätzungen von Porenanteil und spezifischer Oberfläche eingehende Unsicherheit. Der Unterschied zwischen den für dichteste bzw. lockerste Lagerung errechneten Werten unterstreicht die Schwierigkeit, den Porenanteil zu schätzen. Der durch Ungenauigkeiten der Parameterschätzung eingehende Fehler ist nicht bestimmbar. Insbesondere sind die Voraussetzungen für die Abschätzung der spezifischen Oberfläche nach Gl. 5 im untersuchten Grundwasserleiter nicht gegeben. Für das Verfahren nach Boadu (2000) muss auf jene Beziehung zurückgegriffen werden, für die Boadu (2000) die größte Unsicherheit angibt (ϵ_3 ; Tab. 1). Dabei wird implizit angenommen, dass die Genauigkeit bei Einbeziehung geschätzter Werte für Porenanteil, Lagerungsdichte bzw. spezifische Oberfläche für ϵ_1, ϵ_2 nicht verbessert wird (Tab. 1). Insbesondere wird von ihm die Bedeutung der (unbekannten) Lagerungsdichte für eine zutreffende Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts hervorgehoben. In Übereinstimmung mit Jussel et al. (1994), Chapuis & Aubertin (2003) und Vienken & Dietrich (2011) werden daher die Parameterschätzungen als bedeutender Unsicherheitsfaktor bewertet.

Die nach Slichter (1899) und Terzaghi (1925), Kozeny (1927) und Carman (1937) sowie Boadu (2000) geschätzten Durchlässigkeitsbeiwerte liegen durchwegs unter den von Muhr (2014) für beide Grundwasserkörper angegebenen Werten (10^{-5} m s^{-1} - $4 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$). Die Differenz kann zumindest teilweise auf die Skalenabhängigkeit des Durchlässigkeitsbeiwerts zurückgeführt werden (Schulze-Makuch et al., 1999): Für die untersuchten Aquifere berichtet Muhr (2014) stark heterogenen Aufbau, was für die Ausprägung deutlich besser durchlässiger Bereiche und damit höhere Durchlässigkeitsbeiwerte bei großräumigerer Betrachtung spricht. Diese Überlegung wird gestützt durch die Beobachtungen von Götz et al. (2015), wonach in Bergsturzablagerungen (zusätzlich zum Porenhohlraum) gut durchlässige Bereiche entlang interner Scherzonen zu erwarten sind, die sich in insgesamt guter Durchlässigkeit bei großräumiger Betrachtung ausdrücken.

Schlussfolgerung

Im Zuge der vorliegenden Arbeit wurden 18 Proben aus einem Lockergesteinskörper im Bereich des KW Freibach entnommen. Alle Proben zeichnen sich durch starke Streuung der Korngrößen aus, im Besonderen trifft das auf die dem Bergsturzmateriale entnommenen zu. Die Eigenschaften letzterer stehen im Einklang mit den an zahlreichen vergleichbaren Massenbewegungen festgestellten Korngrößenverteilungen. Eine Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts allein auf Basis der Körnungslinien ist nicht möglich. Für einen Großteil der empirischen Verfahren sind die Anwendungsgrenzen verletzt, für das Verfahren nach Boadu (2000) muss auf die ungenaueste Beziehung zurückgegriffen werden. Die semiempirischen Verfahren nach Slichter (1899) und Terzaghi (1925) bzw. nach Kozeny (1927) und Carman (1937) werden zunächst für grundsätzlich zutreffend erachtet. Ihre Aussagekraft wird jedoch durch die notwendigen Schätzungen von Porenanteil und spezifischer Oberfläche stark beeinträchtigt. Die insgesamt niedrigen, nach diesen Verfahren ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte können mit der Heterogenität der Bergsturzaflagerungen und der damit verbundenen Skalenabhängigkeit des Durchlässigkeitsbeiwerts in Zusammenhang gebracht werden. Der zusätzlich eingehende Fehler infolge unscharfer Parameterschätzungen ist anhand der vorliegenden Daten jedoch nicht bestimmbar. Infolgedessen ist eine zuverlässige hydraulische Charakterisierung des untersuchten Lockergesteinskörpers nicht möglich.

Indessen können Eigenschaften des Lockergesteinskörpers, welche die meisten Ansätze zur Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts auf Basis der Korngrößenverteilung ausschließen, identifiziert werden. Diese umfassen (1) starke Streuung der Korngrößen, insbesondere hoher Feinkornanteil, (2) große Kornkontaktflächen, begünstigt durch unregelmäßige Kornformen, (3) starke Skalenabhängigkeit der Korneigenschaften, (4) nennenswertes Volumen von nicht am Strömungsgeschehen teilnehmenden Poren sowie (5) ausgeprägt heterogener Aufbau des Grundwasserleiters. Die Ergebnisse unterstreichen außerdem die Bedeutung zuverlässiger Kenntnis der Lagerungsdichte.

Abschließend wird die Schwierigkeit der Abschätzung des Durchlässigkeitsbeiwerts für stark streuende Korngrößenverteilungen unterstrichen. Sofern dies mit den beschriebenen Verfahren möglich ist, müssen zusätzliche Parameter erhoben und/oder adaptierte Methoden angewandt werden. Dieser Beobachtung kommt insbesondere in Bezug auf Massenbewegungen bzw. deren Ablagerungen Bedeutung zu.

Anhang

Der Volumenstrom durch geradlinige Kanäle invarianten Querschnitts ergibt sich für stationäre, laminare, vollausgebildete Strömung zu (z. B. Landau & Lifshitz, 1987; Truckenbrodt, 1996):

$$Q = \frac{a^4 \sqrt{3} \rho_w g \Delta\varphi}{320 \eta \Delta L} \quad (\text{gleichseitig dreieckiger Querschnitt}) \quad (\text{Gl. A1})$$

$$Q = \frac{\pi R^4 \rho_w g \Delta\varphi}{8 \eta \Delta L} \quad (\text{kreisförmiger Querschnitt}) \quad (\text{Gl. A2})$$

$$Q = \frac{\pi D^4 \rho_w g \Delta\varphi}{2 c_\lambda \eta \Delta L} \quad (\text{unregelmäßiger Querschnitt}) \quad (\text{Gl. A3})$$

(Seitenlänge a [m], Querschnittsformfaktor c_λ [-], Kanallänge L [m], Volumenstrom Q [m³ s⁻¹], Radius R [m], hydraulisches Potential φ [m]) mit hydraulisch äquivalentem Durchmesser $D = 4A/\lambda$;

Querschnittsfläche A [m²], -umfang Λ [m]). Für den Zusammenhang zwischen spezifischem Durchfluss q [m s⁻¹] und hydraulischem Gradienten gilt nach Darcy (1856):

$$q = -K \frac{\partial \varphi}{\partial L} \quad (\text{Gl. A4})$$

Slichter-Terzaghi: Slichter (1899) betrachtet die Strömung durch eine hexagonale Packung einheitlich großer, annähernd kugelförmiger Partikel mit Durchmesser d_{10} [mm]. Er identifiziert an der Elementarzelle der Struktur ein Paar bevorzugter Strömungskanäle, deren Engstellen jeweils von sphärischen Dreiecken mit Flächeninhalt $A_{\min} = (d_{10}^2/2) (\sin \alpha - \pi/4)$ gebildet werden (Spitzer Winkel der Seitenfläche der Elementarzelle α [rad]). Diese gewundenen Kanäle variierender Querschnittsfläche werden durch geradlinige ersetzt, mit invarianter Querschnittsform und -fläche entsprechend A_{\min} . Der sich dabei hinsichtlich Q ergebende Fehler entspricht in etwa den Abweichungen zwischen dreieckigen und kreisförmigen Kanälen gleicher Querschnittsfläche (Gl. A1, A2). Damit lässt sich der spezifische Durchfluss durch die Kugelpackung abschätzen:

$$q = \frac{d_{10}^2}{96} \left(\frac{\sin \alpha - \frac{\pi}{4}}{\sin \alpha} \right)^2 \frac{1}{1 - \phi} \frac{\rho_w g \Delta \varphi}{\eta \Delta h_0} \quad (\text{Gl. A5})$$

(Höhe der Elementarzelle Δh_0 [m]). Terzaghi (1925) ergänzt, dass der Potentialverlust durch eine Gruppe unverzweigter Kanäle auf die Engstellen des Strömungskanals konzentriert ist (Gl. A1-A3). Er setzt für die Anzahl der Engstellen pro Einheitsfläche normal zur Strömungsrichtung (Engstellendichte) $(1 - \phi)^{2/3}$ und führt die Perkolationschwelle ϕ_0 [-] ein als den kleinsten Porenanteil, für den ein zusammenhängender Hohlraum eine Durchströmung des porösen Mediums ermöglicht. Das Volumen aller Kanäle pro Einheitsvolumen entspricht dem Porenanteil des porösen Mediums. Die Anzahl der Kanäle pro Einheitsfläche entspricht der Engstellendichte, dann folgt mit Gl. A3, A4 und A5:

$$K = c_{Te} d_{10}^2 \frac{(\phi - \phi_0)^2}{(1 - \phi)^{2/3}} \frac{\rho_w g}{\eta} \quad (\text{Gl. A6})$$

(Empirischer Koeffizient c_{Te} [m² mm⁻²]). Terzaghi (1925) ermittelt empirisch $\phi_0 = 0,13$, $c_{Te} = 5 \cdot 10^{-9} - 1,1 \cdot 10^{-8}$ für gut sortierten bzw. $2,65 \cdot 10^{-9}$ für lehmigen Sand. Die Gültigkeit von Gl. A6 ist auf nichtbindige Böden beschränkt. Graton & Fraser (1935) zeigen, dass weder die geometrischen Überlegungen Slichters (1899) korrekt sind, noch eine bestimmte, einheitliche Packungsgeometrie als Modellannahme gerechtfertigt ist. Ungeachtet dieser Einschränkungen zählt die darauf aufbauende Beziehung nach Terzaghi (1925), neben der Kozeny-Carman Gleichung, zu den in der Praxis am häufigsten verwendeten semi-empirischen Modellen (Vienken & Dietrich, 2011).

Kozeny-Carman: Kozeny (1927) ersetzt den Grundwasserleiter durch eine Gruppe von n parallelen Kanälen beliebigen Querschnitts mit Fläche $A = \pi D^2/4$ und Umfang $\Lambda = \pi D$, bei gleicher Länge L , deren mittlere Strömungsgeschwindigkeit der Abstandsgeschwindigkeit entspricht. Der Volumenstrom durch diese Gruppe entspricht $Q = n Q_i$ (Q_i nach Gl. A3), der spezifische Durchfluss ergibt sich zu $q = Q/A_0 = (n Q_i)/A_0$ (Seitenfläche des Repräsentativen Elementarvolumens A_0 [m²]). Mit der häufig getroffenen Annahme, dass flächen- und volumenbezogener Anteil einander entsprechen (de Marsily, 1986), gilt bei Durchströmung aller Poren $n A = \phi A_0$, damit folgt für den spezifischen Durchfluss mit Gl. A3:

$$q = \frac{4 \phi Q_i}{D^2 \pi} = \frac{2 \phi D^2}{c_\lambda} \frac{\rho_w g \Delta \varphi}{\eta \Delta L} \quad (\text{Gl. A7})$$

Aufgrund der einheitlichen Länge folgt mit der Definition des hydraulischen Durchmessers $\phi/S = (n A L)/(n \Lambda L) = D/4$. Dieser Term wird in Gl. A7 eingesetzt und die Konstanten zu $c_{K0} = 32/c_\lambda$

zusammengefasst. Bei kreisförmigem Querschnitt aller Kanäle ist $c_{Ko} = 1/2$, für abweichende Querschnittsformen ergeben sich lediglich geringe Schwankungen (Boussinesq, 1914). Carman (1937) berücksichtigt den doppelten Einfluss der als Quotient aus mittlerer Stromlinienlänge und direkter Strecke definierten Tortuosität τ [-] (auf die Abstandsgeschwindigkeit wie auf den hydraulischen Gradienten; eingehende Diskussion z. B. bei Bear, 1972; Dullien, 1992) indem er sie in zweiter Potenz in die Gleichung einbezieht. Dann folgt aus Gl. A4 und A7 die als Kozeny-Carman-Gleichung bezeichnete Beziehung:

$$K = \frac{c_{Ko} \phi^3 \rho_w g}{\tau^2 s^2 \eta} \quad (\text{Gl. A8})$$

Nach Carman (1937) stimmt Gl. A8 mit $c_{Ko} = 0,4$ und $\tau = \sqrt{2}$ für nichtbindige Böden gut mit experimentellen Ergebnissen überein. Chapuis & Aubertin (2003) zeigen, dass die Beziehung für nahezu beliebig zusammengesetzte Böden mit Durchlässigkeitsbeiwerten zwischen 10^{-1} und $10^{-11} \text{ m s}^{-1}$ zumindest grob geeignet ist. Bei niedrigen Porenanteilen ergeben sich deutliche Abweichungen durch nicht am Strömungsgeschehen beteiligte Poren (Mavko & Nur, 1997).

Danksagung

Ich möchte mich herzlich bei Dr. Gerfried Winkler und Dipl.-Ing. Otto Leibniz für die umfassende Betreuung der Arbeit, Hilfestellung und Anleitung bedanken. Den Mitarbeitern der Kelag möchte ich für die Unterstützung der Untersuchungen meinen Dank aussprechen. Namentlich erwähnen darf ich Dipl.-Ing. Christoph Ortner und Dipl.-Ing. Hansjörg Gober. Mein Dank gilt auch dem Team des Geotechnischen Labors der TU Graz für die Unterstützung bei Durchführung und Auswertung der Korngrößenanalysen und Durchströmversuche.

Literaturverzeichnis

- Allen T. (1997): Particle size measurement.- Chapman & Hall, London.
- Alyamani M. S., und Şen Z. (1993): Determination of Hydraulic Conductivity from Complete Grain-Size Distribution Curves.- Ground Water, 31 (4), 551–555.
- Austrian Standards International (2017): ÖNORM EN ISO 17892-4: 2017 05 01 (Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Laborversuche an Bodenproben - Teil 4: Bestimmung der Korngrößenverteilung).
- Bear J. (1972): Dynamics of fluids in porous media.- Elsevier, New York.
- Beyer W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilungskurve.- WWT, 14 (6), 165–168.
- Boadu F. K. (2000): Hydraulic Conductivity of Soils from Grain-Size Distribution: New Models. J. Geotech.- Geoenv. Eng., 126 (8), 739–746.
- Boussinesq M. J. (1914): Considérations théoriques sur la filtration des liquides par le sable, ou par d'autres milieux poreux analogues, et sur l'analogie des courants électriques avec ceux de filtration; Évaluation approximative de la constante m de filtration, pour un milieu filtrant constitué par des grains sphériques d'un diamètre donné.- Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences, 159, 349–533.
- Busch K. F., Luckner L., Tiemer K., Mattheß G. (1993): Geohydraulik.- Borntraeger, Berlin.
- Carman P. C. (1937): Fluid flow through granular beds.- Trans. Inst. Chem. Eng., 15, 32–48.
- Carrier W. D. (2003): Goodbye, Hazen, Hello, Kozeny-Carman.- J. Geotech. Geoenv. Eng., 129 (11), 1054–1056.
- Chapuis R. P. (2012a): Estimating the in situ porosity of sandy soils sampled in boreholes.- Engineering Geology, 141-142, 57–64.
- Chapuis R. P. (2012b): Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils. A review.- Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 71 (3), 401–434.

- Chapuis R. P., Aubertin M. (2003): On the use of the Kozeny Carman equation to predict the hydraulic conductivity of soils.- *Can. Geotech. J.*, 40 (3), 616–628.
- Darcy H. (1856): Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Exposition et application des principes a suivre et des formules a employer dans les questions de distribution d'eau ; ouvrage terminé par un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes au filtrage des eaux à la fabrication des tuyaux de fonte, de plomb, de toile et de bitume.- Dalmont, Paris.
- Davies T. R., McSaveney M.J. (2009): The role of rock fragmentation in the motion of large landslides. *Engineering Geology*, 109 (1-2), 67–79.
- Devlin J. F. (2015): HydrogeoSieveXL. An Excel-based tool to estimate hydraulic conductivity from grain-size analysis.- *Hydrogeology Journal*, 23 (4), 837–844.
- Diem S., Vogt T., Hoehn E. (2010): Räumliche Charakterisierung der hydraulischen Leitfähigkeit in alluvialen Schotter-Grundwasserleitern. Ein Methodenvergleich.- *Grundwasser*, 15 (4), 241–251.
- Dullien F. A. L. (1992): Porous media. Fluid transport and pore structure.- Academic Press, San Diego.
- Ghanbarian B., Daigle H. (2015): Fractal dimension of soil fragment mass-size distribution. A critical analysis.- *Geoderma*, 245-246, 98–103.
- Götz J., Weidinger J. T., Kraxberger S., Hennecke A. L. (2015): Geomorphologic and Hydrogeologic Characteristics of Populated Rockslide Deposits (Sagarmatha National Park, Khumbu Himal, Nepal).- *Journal of Water Resource and Protection* 7, 1038-1048.
- Graton L. C., Fraser H. J. (1935): Systematic Packing of Spheres. With Particular Relation to Porosity and Permeability.- *Journal of Geology*, 43 (8), 785–909.
- Hazen A. (1892): Some Physical Properties of Sands and Gravels with Special Reference to Their Use in Filtration.- In: State Board of Health of Massachusetts (Hg.): 24th Annual Report, Wright & Potter, Boston.
- Helmholtz H., Piotrowski G. von (1860): Über Reibung tropfbarer Flüssigkeiten.- *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, 607–658.
- Jussel P., Stauffer F., Dracos T. (1994): Transport modeling in heterogeneous aquifers. 1. Statistical description and numerical generation of gravel deposits.- *Water Resour. Res.*, 30 (6), 1803–1817.
- Kaubisch M., Fischer M. (1985): Zur Berechnung des Filtrationskoeffizienten in Tagebaukippen. Teil 3: Ermittlung des Filtrationskoeffizienten für schluffige Feinsande aus Mischbodenkippen durch Korngrößenanalysen.- *Neue Bergbautechnik*, 15, 142–143.
- Kozeny J. (1927): Über kapillare Leitung des Wassers im Boden.- *Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien*, 136 (2a), 271–306.
- Krüger E. (1918): Die Grundwasserbewegung.- *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde*, 8, 105-121.
- Krumbein W. C., Monk G. D. (1943): Permeability as a Function of the Size Parameters of Unconsolidated Sand.- *Transactions of the AIME*, 151 (1), 153–163.
- Krumbein W. C., Sloss L. L. (1963): Stratigraphy and Sedimentation.- W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Landau L. D., Lifshitz E. M. (1987): Fluid Mechanics.- Pergamon Press, Oxford.
- Marsily G. de (1986): Quantitative hydrogeology.- Academic Press, San Diego.
- Mandelbrot B. (1982): The fractal geometry of nature.- Freeman, San Francisco.
- Matthes K., Nusche H., Dietrich P., Vienken T. (2012): Auswirkungen von Messunsicherheiten bei der Korngrößenanalyse auf die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes.- *Grundwasser* 17 (2), 105–111.
- Mavko G., Nur A. (1997): The effect of a percolation threshold in the Kozeny-Carman relation.- *Geophysics* 62 (5), 1480–1482.
- Muhr D. (2014): Der Einfluss von Staudämmen auf Mehrfachaquifersysteme in Lockersedimenten am Beispiel des KW Freibach, Kärnten.- Masterarbeit Karl-Franzens-Universität, Institut für Erdwissenschaften, Graz.
- Österreichische Länder bzw. Ämter der österr. Landesregierungen (2017): basemap.at. Verwaltungsgrundkarte von Österreich. www.basemap.at, abgerufen am 5.10.2018, Open Government Data Österreich Lizenz CC-BY 3.0 AT.
- Rosas J., Lopez O., Missimer T. M., Coulibaly K. M., Dehwah A. H. A., Sesler K., Lujan L. R., Mantilla D. (2014): Determination of hydraulic conductivity from grain-size distribution for different depositional environments.- *Ground Water* 52 (3), 399–413.
- Rumpf H., Ebert K. F. (1964): Darstellung von Kornverteilungen und Berechnung der spezifischen Oberfläche.- *Chemie Ing. Techn.*, 36 (5), 523–537.
- Scheidegger A. E. (1960): The Physics of Flow through Porous Media.- University of Toronto Press, Toronto.

- Schulze-Makuch D., Carlson D. A., Cherkauer D. S., Malik P. (1999): Scale Dependency of Hydraulic Conductivity in Heterogeneous Media.- *Groundwater*, 37 (6), 904–919.
- Seelheim F. (1880): Methoden zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Bodens.- *Fresenius J. Anal. Chem.*, 19, 387–418.
- Shannon C.E. (1948): A Mathematical Theory of Communication.- *The Bell System Technical Journal*, 27, 379–423.
- Slichter C. S. (1899): Theoretical investigation of the motion of ground waters.- In: Charles D. Walcott (Hg.): 19th Annual Report of the United States Geological Survey, 1897-1898.
- Terzaghi K. (1925): *Erdbaumechanik. Auf bodenphysikalischer Grundlage.*- Franz Deuticke, Leipzig, Wien.
- Truckenbrodt E.A. (1996): *Fluidmechanik.-: Grundlagen und elementare Strömungsvorgänge dichtebeständiger Fluide.*,1 (4), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Turcotte D. L. (1986): Fractals and Fragmentation.- *J. Geophys. Res.*, 91 (B2), 1921–1926.
- Tyler S. W., Wheatcraft S. W. (1992): Fractal Aspects of Soil Porosity.- In: M. Th. van Genuchten, F. J. Leij und L. J. Lund (Hg.): Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Riverside, California, October 11-13, 1989, Riverside (CA): University of California, 53–64.
- Vienken T., Dietrich P. (2014): Comment on 'Determination of hydraulic conductivity from grain-size distribution for different depositional environments' by J. Rosas, O. Lopez, T.M. Missimer, K.M. Coulibaly, A.H.A. Dehwah, K. Sesler, L.R. Lujan, and D. Mantilla.- *Ground Water*, 52 (6), 823–824.
- Vienken T., Dietrich P. (2011): Field evaluation of methods for determining hydraulic conductivity from grain size data.- *Journal of Hydrology*, 400 (1-2), 58–71.
- Vienken T., Matthes K., Nusche H., Dietrich P. (2013): Erwiderung zum Kommentar von Fuchs et al. zum Beitrag „Auswirkungen von Messunsicherheiten bei der Korngrößenanalyse auf die Berechnung des Durchlässigkeitsbeiwertes“ von Matthes et al. (2012) in *Grundwasser* 17(2), 105–111.- *Grundwasser*, 18 (1), 59–61.
- Vuković M., Soro A. (1992): Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition.- *Water Resources Publications*, Littleton.
- Whitaker S. (1986): Flow in porous media I. A theoretical derivation of Darcy's law.- *Transp Porous Med.*, 1 (1), 3–25.
- Youd T. L. (1973): Factors Controlling Maximum and Minimum Densities of Sands.- In: Selig, E. T., Ladd, R. S. (Hg.): Evaluation of Relative Density and its Role in Geotechnical Projects Involving Cohesionless Soils, ASTM International, 98-98-15, West Conshohock.