

# Gesättigte Wasserleitfähigkeit und Infiltration: Messung und Bedeutung

(10.07.2006)

Dozent: Dr. Helmer Schack - Kirchner  
Referent: Matthias Gassmann  
Bodenkundliches Seminar SS 2006

# Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	2
Einleitung .....	3
1. Grundlagen .....	3
1.1 Infiltration .....	3
1.2 Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit .....	7
2. Messungen .....	8
2.1 Infiltration .....	8
2.1.1 Doppelringinfiltrometer (DURNER 2004).....	8
2.1.2 Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit von Oberflächenwasser mit Hilfe des natürlichen Isotops Radon - 222 (DEHNERT ET AL 1999) .....	10
2.2 kf - Wert .....	11
2.2.1 Labormethoden .....	11
Permeameter .....	11
i. Messgerät „Türmchen“ .....	12
ii. Haubenpermeameter .....	13
iii. Stationäres Verfahren .....	13
Korngrößenverteilung .....	14
2.2.2 Feldmethoden .....	14
Guelph – Permeameter .....	14
Pumpversuche .....	16
Tracermethoden.....	17
i. Abstandsgeschwindigkeit .....	17
ii. Einbohrlochversuche .....	18
Fazit.....	19
Literaturliste .....	20

# Einleitung

Die gesättigte Leitfähigkeit und die Infiltration sind Parameter, die für viele Bereiche von Bedeutung sind. So z.B. die Landwirtschaft (Drainagen,...), Baugrunderkundung, Trinkwasserversorgung, Niederschlags – Abfluss - Modellierung, Grundwassermodellierung, ...

Um diese Parameter ermitteln zu können, gibt es sehr viele Verfahren. Im Wesentlichen können die Verfahren in Labor- und Feldmethoden aufgeteilt werden. Eine andere Unterteilung könnte wohl auch nach der Fragestellung in bodenkundliche, hydrogeologische und hydrologische Verfahren erfolgen.

In dieser Arbeit werden erst kurz die Grundlagen zur Infiltration und zum Durchlässigkeitsbeiwert gegeben. Anschließend werden verschiedene Messmethoden vorgestellt.

## 1. Grundlagen

### 1.1 Infiltration

Die Infiltration beschreibt den Prozess des Eindringens von Wasser nach Niederschlägen, Beregnung oder Überstau in den Boden. Der Verlauf der Infiltration wird durch die aktuelle Infiltrationsrate, die versickernde Wassermenge pro Zeiteinheit, beschrieben. Der Begriff kumulative Infiltrationsrate bezeichnet das Wasservolumen, das innerhalb einer bestimmten Zeit in den Boden eingedrungen ist. Die Infiltrationskapazität ist die maximal mögliche Infiltrationsrate und die finale Infiltrationsrate eine sich nach einiger Zeit, wenn der Boden vollständig gesättigt ist, einstellende gleich bleibende Infiltrationsrate. Aus ihr kann die gesättigte Wasserleitfähigkeit (siehe Kapitel 2.1.1) abgeleitet werden (BAUMGARTENER & LIEBSCHER 1996).

In Abbildung 1.1 werden verschiedene Prozesse bei der Infiltration dargestellt: Zuerst wird natürlich Wasser benötigt, das von oben auf den Boden trifft (1). Ein Teil des Wassers infiltriert nicht, sondern fließt oberflächlich ab (2). Ein anderer Teil nutzt die Makroporen zur Infiltration (3) und sickert in diesen abwärts (4). Aus den Makroporen tritt ein Teil des Wasser in die Mikroporen ein (6) und bewegt sich dort weiter. Die Mikroporen werden aber auch direkt von der Bodenoberfläche aus mit Wasser versorgt (5). Das Wasser in den Mikroporen sickert dann auch dem Potentialgradienten nach weiter (7) (BAUMGARTENER & LIEBSCHER 1996).

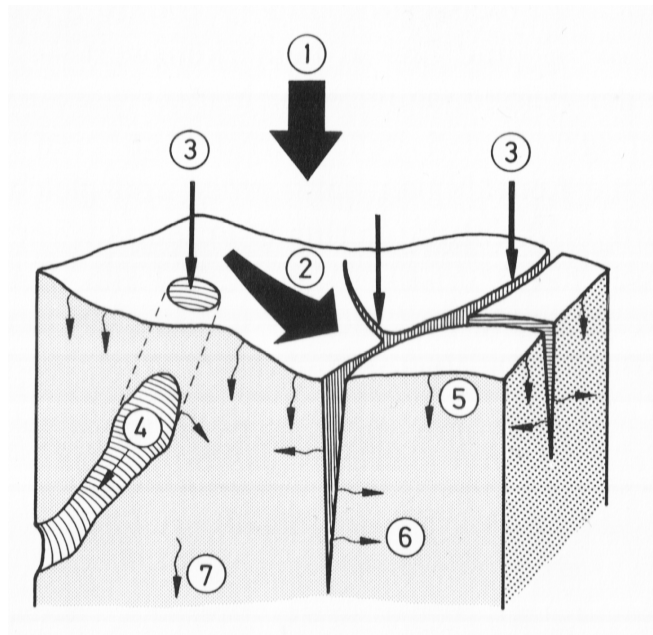


Abb. 1.1: Die wichtigsten hydrologischen Prozesse bei der Infiltration (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996)

Bei konstantem Überstau von Wasser auf einem Boden können, wie in Abbildung 1.2 gezeigt, vier Infiltrationszonen unterschieden werden: Sättigungs-, Übergangs-, Transport- und Befeuchtungszone. Bei nur geringem Wassernachschub gibt es keine Sättigungszone im Boden, sondern nur eine schwache Übergangszone. In der Transportzone bewegt sich das Wasser nur aufgrund der Schwerkraft abwärts.

Ebenso ist in Abbildung 1.2 der schematische Verlauf der Sickerwasserfront zu sehen.  $t$  bezeichnet eine Zeiteinheit. In der Realität wird sich das Wasser aufgrund von Heterogenitäten der Bodeneigenschaften natürlich nicht so gleichmäßig bewegen. Zum Beispiel kann es über Schichten geringer Durchlässigkeit zu einem Wasserstau kommen (Kapillarsperre). Dann kann diese Schicht an einer Stelle zuerst durchbrochen werden, und das Wasser bewegt sich plötzlich wieder viel schneller als vorher (MATTHEß UND UBELL, 2003).

Abbildung 1.3 zeigt den Verlauf eines Langzeit – Infiltrationsversuchs. Im Schaubild sind verschiedene den Infiltrationsverlauf beeinflussende Faktoren beschrieben. Zuerst ist ein Abfall der Infiltrationsrate durch Quelle von Tonen und abnehmender Kapillarkapazität zu sehen. Dann steigt die Rate wieder, da sich Bodenluft gelöst hat und nun mehr Kapillarraum zur Versickerung zur Verfügung steht. Der starke Abfall danach wird dann der Entwicklung von Organismen an der Bodenoberfläche zugeschrieben.

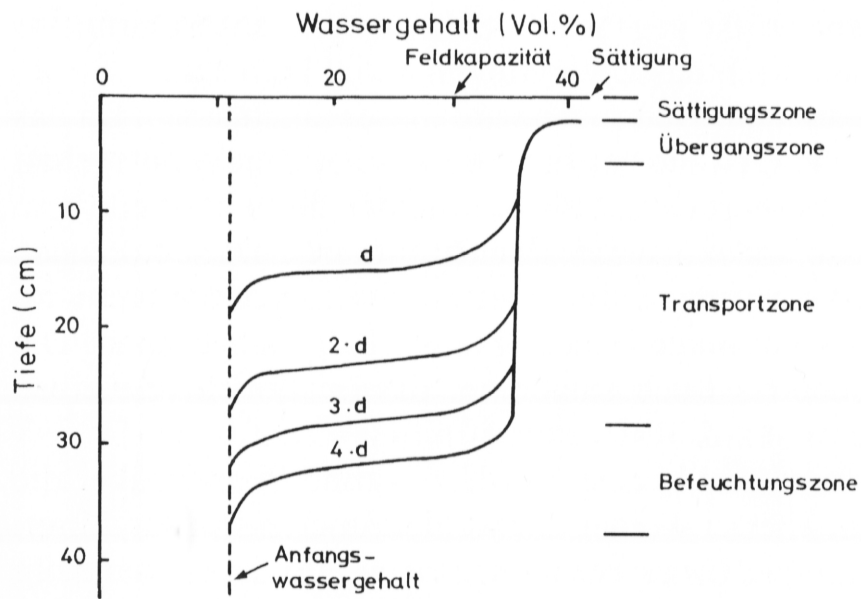


Abb. 1.2: Verlauf einer Infiltrationsfront: (MATTHEß UND UBELL 1999)

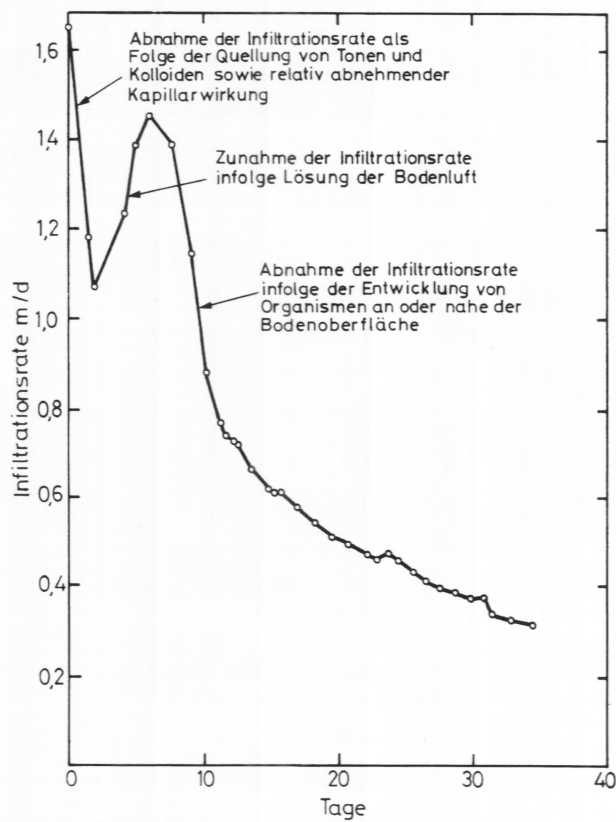


Abb. 1.3: Langzeitinfiltrationsversuch eines Bodens der mehr als einen Monat überflutet war (MATTHEß UND UBELL 1999)

Dies sind nur einige Wenige von einer großen Zahl von Faktoren, die den Verlauf der Infiltrationsrate beeinflussen. Prinzipiell kann man diese Faktoren in ereignisabhängige und ereignisunabhängige unterteilen (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Tabelle 1: Faktoren die den Verlauf der Infiltration beeinflussen.

Ereignisabhängige Faktoren	Ereignisunabhängige Faktoren
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Anfangswassergehalt und –spannung</li> <li>• Niederschlagsintensität</li> <li>• Zeitlicher Verlauf der Niederschläge</li> <li>• Energie der Regentropfen (Splash)</li> <li>• Verkrustung und Verschlämmung</li> <li>• Quellen und Schrumpfen</li> <li>• Einschlüsse und Strömung der Bodenluft</li> <li>• Hysterese der Bodenkennlinien</li> <li>• Bodennutzung</li> <li>• Bewuchs und Wachstumsstadium</li> <li>• Meteorologische Faktoren (z.B. Frost)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Schichtung des Bodens</li> <li>• Bodenstruktur</li> <li>• Porengrößenverteilung</li> <li>• Gesamtporenvolumen</li> <li>• Mächtigkeit der Humusauflage</li> <li>• Hangneigung</li> <li>• Verdichtungsintensität</li> <li>• Wasserspannungskurve</li> <li>• Unges. hydraulische Leitfähigkeit</li> <li>• Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit</li> </ul>

Auf alle Faktoren in Tabelle 1 wird im Folgenden nicht eingegangen, es sollen aber einige herausgegriffen werden.

Ist der Wassergehalt bei Anfang der Infiltration sehr gering, so wird die Infiltrationsrate größer sein, als bei hohem Wassergehalt, da die Saugspannung dann größer ist. So wird dann bei zunehmender Sättigung die Infiltrationsrate abnehmen. Bei erhöhtem Anfangswassergehalt wird die Befeuchtungsfront jedoch schneller vorrücken (HARTKE UND HORN 1999).

Schlagen Regentropfen mit großer Energie auf den Boden auf, lösen sie Feinmaterial von der Bodenoberfläche und transportieren dieses weiter (Splash – Effekt). Dies geschieht vor allem bei spärlicher oder keiner Vegetation. Dadurch können dann Makroporen verstopft werden und es kann sich während eines Ereignisses eine Kruste an der Oberfläche bilden, die dann nach dem Niederschlag austrocknet und sich stark verhärtet. Ebenso können Krusten durch biologische Aktivität entstehen.

Da mit abnehmendem Wassergehalt der Bodenluftgehalt steigt, sind bei einem trockenen Boden die Poren mit Luft gefüllt. Dringt nun von oben Wasser in den Boden ein, wirkt ein Druck auf die Bodenluft. Je nach den Gegebenheiten wird die Luft irgendwann aus dem Boden entweichen und setzt so zusätzliches Porenvolumen frei, in dem dann Wasser fließen kann.

Humus stabilisiert einen Mineralboden, indem er die Primärkörnung zu Aggregaten verbindet. Ist der Humusgehalt im Boden sehr hoch, können die Aggregate nur sehr schwer durch Wasser aufgeweicht werden und es kommt weniger zur Verschlämmung des Bodens.

Die Wasserleitfähigkeit eines Bodens ist natürlich von primärer Bedeutung für die Infiltrationsrate. Die ungesättigte wie die gesättigte Wasserleitfähigkeit finden je nachdem welche Zone man betrachtet Bedeutung.

## 1.2 Die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit

Strömt Wasser mit dem Durchfluss  $Q$  durch eine Bodensäule des Potentialunterschiedes  $dh$  und der Länge  $dl$  so erfährt es durch Reibung an den Bodenpartikeln einen Widerstand. In der Gleichung von Darcy wird dieser Widerstand in der Proportionalitätskonstante  $k_f$  ausgedrückt, der den Durchfluss mit der Steigung  $\frac{dh}{dl}$  korreliert und die Einheit einer Geschwindigkeit besitzt. Dieses Gesetz wird nach seinem Entdecker Darcy – Gesetz genannt:

$$(1) \quad Q = k_f \cdot \frac{dh}{dl}$$

Der Durchlässigkeitsbeiwert,  $k_f$ -Wert oder auch gesättigte hydraulische Leitfähigkeit ist der wichtigste Parameter eines Aquifers. Auch für Böden in der ungesättigten Zone hat der  $k_f$ -Wert eine herausragende Stellung für die Charakterisierung des Bodens. Er findet nach DYCK UND PESCHKE (1995) Verwendung als:

- Parameter bei der Modellierung von Grundwasser und Bodenwasser
- Bemessungswert für Drainagen, Entwässerungs-Grundwasserneuregulierungs- und Staubewässerungsanlagen
- Kennzeichnendes Merkmal für Vernässungsursachen und von Oberbodenverdichtungen bei der Pflanzenproduktion.

Abbildung 1.4 zeigt die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bei verschiedenen Anwendungen und verschiedenen Böden. Wie zu sehen ist, sind sandige Böden im Allgemeinen durchlässiger als Schluffige oder Lehmige Böden.

Daran kann man schon sehen, dass die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit stark von der Anzahl, der Größe und der Größenverteilung der Poren abhängig ist. Sie ist proportional zum Quadrat des Porenradius.





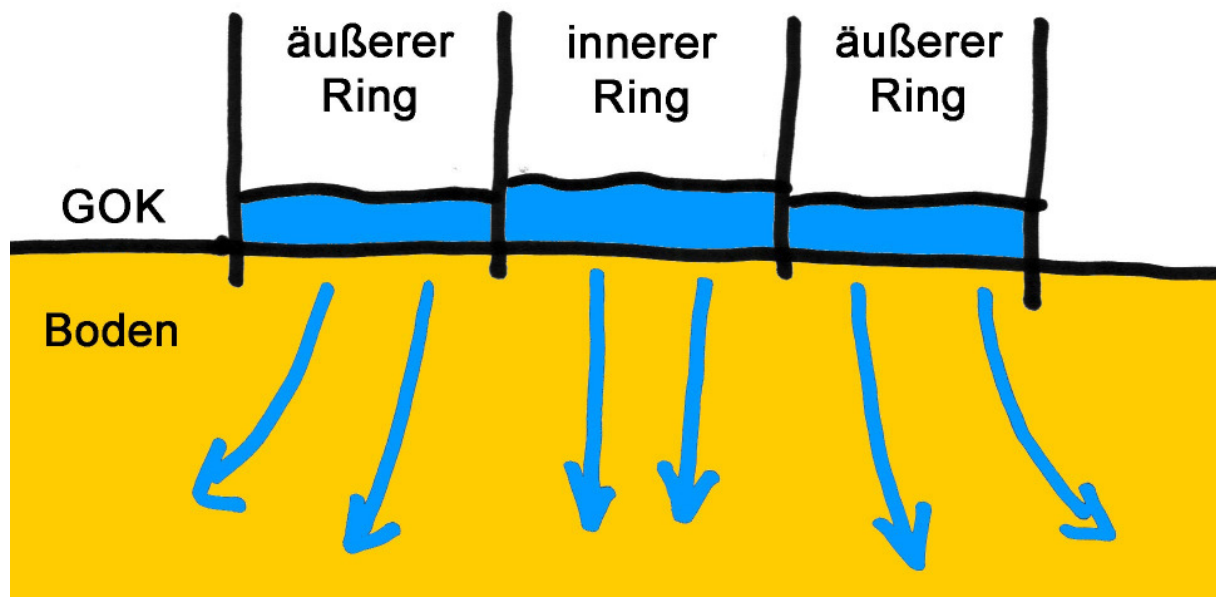


Abb. 2.1: Versuchsaufbau eines Doppelringinfiltrometers mit konstantem Überstau

Die Auswertung ist recht einfach: Prinzipiell entspricht der Gradient

$$(2) \quad i = \frac{dI}{dt}$$

der aktuellen Infiltrationsrate, bzw. wenn sich  $i$  nicht mehr verändert der finalen Infiltrationsrate  $i_f$ . Nach ROWELL 1994 ist  $i_f$  auch gleich der gesättigten Wasserleitfähigkeit  $k_f$  und kann aus der Versickerten Wassermenge  $Q$  im Zeitintervall  $t$  bei einem Infiltrometer der Fläche  $A$  berechnet werden nach:

$$(3) \quad k_f = \frac{Q}{A \cdot t}$$

Ein anderer Ansatz geht davon aus, dass die gemessene Infiltrationsrate nicht der tatsächlichen entspricht und korrigiert werden muss (AL-QUINNA & ABU-AWWAD 1998). Die korrigierte Infiltrationsrate  $I_c$  berechnet sich als Produkt aus der gemessenen  $I_m$  und einem Korrekturfaktor  $F$ .  $F$  ist das Verhältnis aus dem Wasservolumen, das infiltriert ist und sofort unterhalb des Ringes gespeichert wurde und der gesamt zugegebenen Wassermenge.

AL-QUINNA & ABU-AWWAD haben in ihrer Arbeit in einem ariden Gebiet auch einen Vergleich zwischen einem Einfachring-Infiltrometer und einem Doppelringinfiltrometer gemacht. Das Ergebnis entspricht der Erwartung: Im Einfachring ist die

Infiltrationsrate durch die lateralen Flüsse deutlich, d.h. hier ca. 30 %, über den gemessenen Werten im Doppelringinfiltrrometer.

Ein weiteres Problem besteht darin, einen repräsentativen Standort für ein Gelände zu finden, da ein (Doppelring-) Infiltrrometer immer nur Punktinformationen liefern kann. Um die Unsicherheiten zu minimieren, können mehrere Versuche an verschiedenen Standorten durchgeführt werden und die Ergebnisse gemittelt werden.

Die Überstauhöhe im Infiltrrometer führt durch einen Erhöhten Druck im Allgemeinen zu einer Überschätzung der Infiltration. Ebenso können stauende Schichten zu einer Überschätzung führen, da sie einen erhöhten lateralen Fluss verursachen.

### 2.1.2 Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit von Oberflächenwasser mit Hilfe des natürlichen Isotops Radon - 222 (DEHNERT ET AL 1999)

Das natürlich in allen Wässern vorkommende radioaktive Edelgas Radon – 222 entsteht durch Zerfall des Isotops Radon – 226 und hat eine Halbwertszeit von 3,8 Tagen. Im Wasser reichert sich Radon – 222 hauptsächlich beim Durchströmen eines Lockergesteinsgrundwasserleiters an, doch auch Oberflächenwasser enthält Radon – 222 das sich aus Sedimenten und Schwebstoffen gebildet hat.

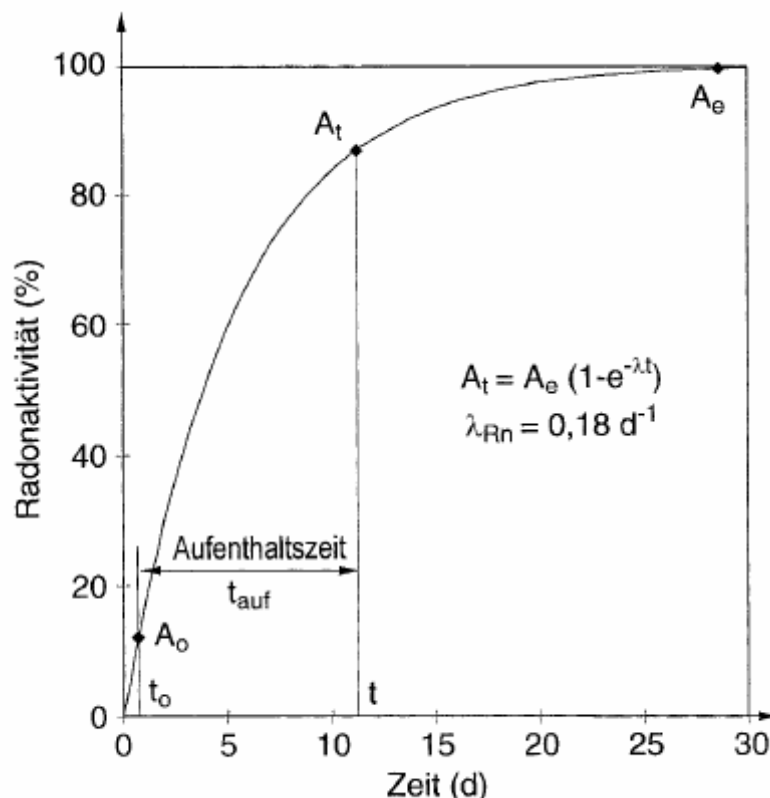


Abb. 2.2: Anwachsen der Radonaktivität in infiltriertem Oberflächenwasser während der Uferpassage (DEHNERT ET AL 1999).

Prinzipiell enthält Grundwasser viel mehr Radon – 222 als Oberflächenwasser. Infiltriert nun Oberflächenwasser, z.B. Flusswasser bei einem

Hochwasserdurchgang, und durchströmt den Grundwasserleiter, nimmt es so lange Radon – 222 auf bis sich ein Gleichgewicht zwischen Aufnahme und radioaktivem Zerfall einstellt, wie in Abbildung 2.2 zu sehen ist.  $A_t$  ist hier die Radon – Aktivität zur Zeit  $t$ ,  $A_e$  die Aktivität im Gleichgewichtszustand und  $A_0$  die die Aktivität zum Zeitpunkt  $t_0$ . Misst man nun im Grundwasser die Aktivitäten des Isotops einmal ohne die Beeinflussung durch das Oberflächenwasser in ausreichender Entfernung zur Infiltrationsstelle, einmal zum Zeitpunkt  $t=0$  und einmal zur Zeit  $t$ , so kann man über die Zerfallsgleichung die Verweilzeit  $t_{auf}$  des infiltrierten Wassers bestimmen:

$$(4) \quad t_{auf} = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{A_e - A_0}{A_e - A_t} \right)$$

Kennt man nun noch die Länge der durchströmten Strecke, d.h. vom Ufer bis zur Probenahmestelle, kann man die Infiltrationsgeschwindigkeit bestimmen.

Die Voraussetzungen für die Anwendung des Verfahrens sind:

1. Die durchschnittliche Konzentrationsverteilung von Radon – 226 im Grundwasserleiter ist makroskopisch homogen
2. Die in größerer Entfernung vom Fluss gemessene, vom Oberflächenwasser unbeeinflusste Radonaktivitätskonzentration ist repräsentativ für den Fließweg.
3. Der Radonverlust in die ungesättigte Zone und die Atmosphäre ist konstant
4. Die Länge des Fließweges zwischen den Messstellen ändert sich auch bei unterschiedlichen Wasserständen nicht.
5. Es erfolgt keine Mischung von Infiltrat und altem Grundwasser

## 2.2 kf - Wert

### 2.2.1 Labormethoden

Für Labormethoden zur Bestimmung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit wird zuerst im Gelände mittels eines Stechzylinders eine Bodenprobe entnommen, die dann im Labor untersucht wird. Es ist darauf zu achten, dass die Probe möglichst ungestört entnommen und transportiert wird.

#### Permeameter

Das Messprinzip der Permeameter ist, dass ein Wasserspiegel auf der Bodenprobe steht und die Infiltrationsrate gemessen wird. Daraus kann dann die gesättigte Wasserleitfähigkeit berechnet werden. Es gibt instationäre und stationäre Verfahren. Bei instationären Verfahren sinkt der Wasserspiegel, bei stationären Verfahren wird der überstauende Wasserspiegel konstant gehalten. Im Folgenden werden zwei

instationäre („Türmchen“, Haubenpermeameter) und ein stationäres Verfahren vorgestellt.

### ***i. Messgerät „Türmchen“***

Dieses in Abbildung 2.3 dargestellte „Messgerät“ hat, den großen Vorteil, dass auf Grund seiner geringen Größe auch sehr leicht im Gelände eingesetzt werden kann.

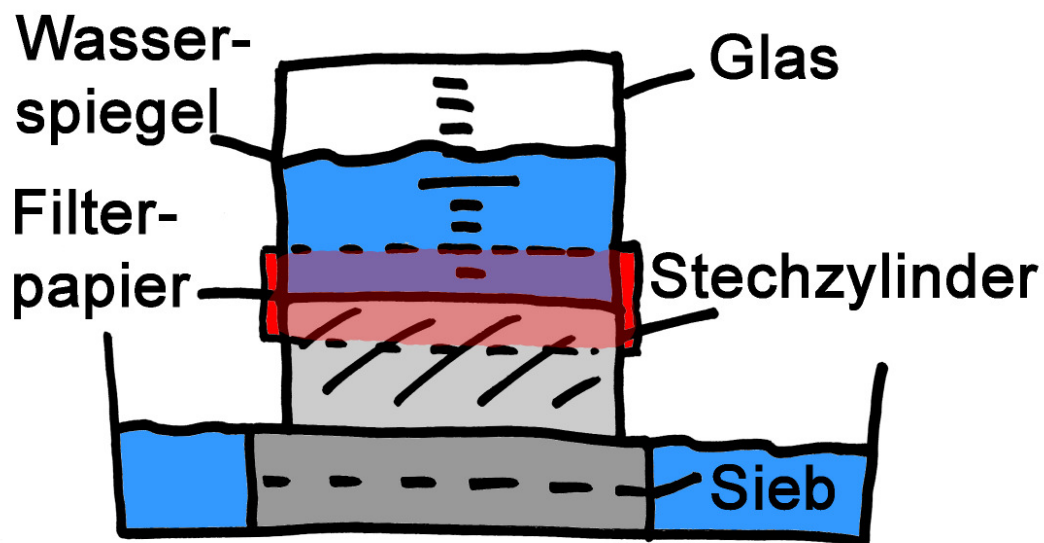


Abb. 2.3: Schematischer Aufbau des Messgerätes „Türmchen“

Auf den Stechzylinder wird mittels eines Gummiringes ein Glaszylinder aufgesetzt. Oben auf den Stechzylinder kommt ein Filterpapier, das eventuelle Verunreinigungen im Wasser auffangen soll, bevor es Poren verstopfen kann. Der Stechzylinder steht auf einem etwas größeren, aber an den Rand angeschlossenen Zylinder, der ein Sieb beinhaltet, um keinen Boden zu verlieren. Diese ganze Anordnung steht in einer Wanne in der gerade bis zur Unterkante des Stechzylinders Wasser steht. Dadurch wird der gesättigte Fluss gewährleistet und der Einfluss der Saugspannung minimiert.

Anschließend wird der Glaszylinder mit Wasser gefüllt und die Wasserstandshöhe gemessen. Zur Zerstörung eventuell sich im Wasser befindlicher organischer Substanz kann Wasserstoffperoxyd ins Wasser gegeben werden. Nach einer bestimmten (möglichst langen) Zeit wird der Wasserstand erneut gemessen. Daraus kann dann der  $k_f$  - Wert berechnet werden:

$$(5) \quad k_f = \left( \frac{A_w}{A_{Zyl}} \right) \cdot \frac{l}{t} \cdot \ln \left( \frac{\Delta h_0}{\Delta h_1} \right)$$

Hierbei sind  $A_w$  die Fläche des Wasserspiegels im Messzylinder,  $A_{Zyl}$  die Fläche des Wasserspiegels im Stechzylinder,  $l$  die Fließstrecke durch den Boden,  $t$  die

Zeitdifferenz,  $\Delta h_0$  die Wasserstandsdifferenz bei Messbeginn und  $\Delta h_1$  Wasserstandsdifferenz bei Messende.

### **ii. Haubenpermeameter**

Das in Abbildung 2.4 schematisch gezeigte Haubenpermeameter arbeitet ähnlich wie das oben vorgestellte „Türmchen“, jedoch ist es nicht im Feld einsetzbar. Die zwei großen Vorteile sind, dass man durch die größere Überstauhöhe des Messzylinders einen größeren Wasserdruck erzeugen kann, was vor allem bei niedrigen Permeabilitäten eine kürzere Bearbeitungsdauer bringt und durch den kleineren Querschnitt ein genaueres Ablesen des Wasserstandes möglich ist. Die Auswertung erfolgt Analog zum „Türmchen“ nach Gleichung (4).

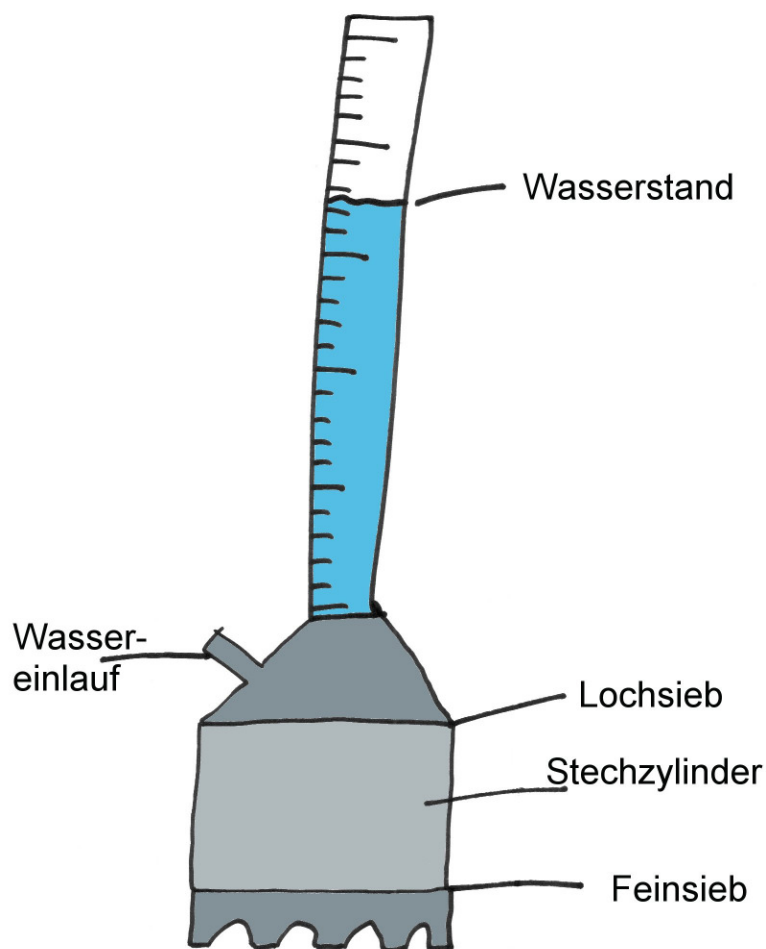


Abb. 2.4: Schematischer Aufbau eines Haubenpermeameters

### **iii. Stationäres Verfahren**

Beim stationären Verfahren wird der Wasserüberstau konstant gehalten. Dies geschieht mit einer Mariottschen Flasche. Ansonsten kann die Versuchsanordnung

sehr ähnlich zu den Instationären Anordnungen sein. Gemessen wird hier das Wasservolumen  $V$ , welches in der Zeit  $\Delta t$  durch die Bodenprobe der Höhe  $l$  bei einer Überstauhöhe  $\Delta h$  sickert. Ausserdem wird die Fläche des Stechzylinders benötigt. Die Auswertung erfolgt dann über die Formel (SCHACK – KIRCHNER 2005):

$$(6) \quad k_f = \frac{V \cdot l}{A_{Zyl} \cdot \Delta t \cdot \Delta h}$$

### **Korngrößenverteilung**

Analysiert man eine Bodenprobe nach ihrer Korngrößenverteilung kann nach der Formel von HAZEN ebenfalls die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit  $k_f$  berechnet werden (HARTKE UND HORN 1999).

$$(7) \quad k_f = C * d_{10}^2$$

$d_{10}$  ist hier der wirksame Korndurchmesser in cm bei 10 Gewichts - % der Körnungssummenkurve. Die Konstante  $C$  wird oft mit 0.0116 angegeben, jedoch gibt es andere Ansätze und Verfeinerungen um die Konstante zu beschreiben. An den Einheiten ist bereits zu erkennen, dass dies eine rein empirische Formel ohne jeden physikalischen Bezug ist:  $d_{10}$  wird in einer Längeneinheit (cm),  $k_f$  jedoch in der Einheit einer Geschwindigkeit (m/s) angegeben.

### **2.2.2 Feldmethoden**

Einige Autoren, wie z.B. DURNER, 2004 weisen darauf hin, dass bei Feldmethoden nicht die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit gemessen wird, sondern die so genannte „feldgesättigte“ hydraulische Leitfähigkeit. Diese unterscheidet sich dadurch, dass im Boden des Freilandes immer Lufteinschlüsse vorhanden sind und so oberhalb des Grundwasserspiegels praktisch nie vollständig gesättigte Bedingungen vorhanden sind. Der Wert wird daher im Freiland gegenüber dem Labor unterschätzt.

#### **Guelph – Permeameter**

Mit dem Guelph - Permeameter kann die bodennahe (15 – 75 cm) (feld-)gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in situ gemessen werden. Eine Messung dauert 5 – 30 Minuten und es werden nur ca. 2 – 2.5 l Wasser pro Messung benötigt (DURNER 2004). Eine Prinzipskizze ist in Abildung 2.5 zu sehen:

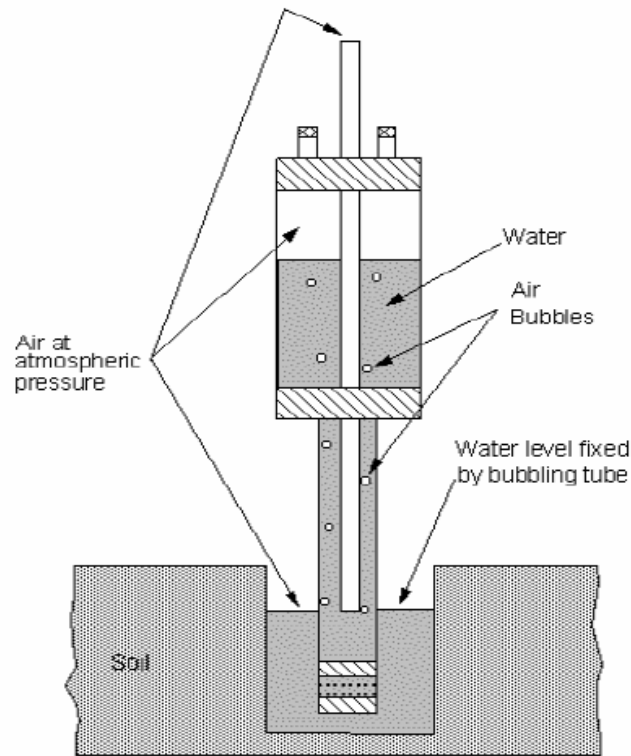


Abb. 2.5: Prinzipskizze eines Guelph-Permeameters (JORDFORSK 2001)

Das Messprinzip ist denkbar einfach: in einem Bohrloch wird nach dem Prinzip der Mariottischen Flasche ein konstanter Wasserüberstau eingestellt und die Versickerungsrate bestimmt. Dies wird für zwei Überstauhöhen gemacht. Daraus kann dann nach einem Verfahren von ELRICK UND REYNOLDS (1992) die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bestimmt werden. In diesem Ansatz werden sowohl gesättigte als auch ungesättigte Leitfähigkeit berücksichtigt (DURNER 2004):

$$(8) \quad Q = \left[ \left( \frac{2\pi H^2}{C} \right) + \pi r^2 \right] \cdot K_s + \left( \frac{2\pi H}{C} \right) \cdot \phi_m = A \cdot K_s + B \cdot \phi_m$$

Hierbei ist  $Q$  die Wasseraufnahme des Bodens,  $H$  die Höhe des Überstaus,  $r$  der Radius des Bohrlochs,  $C$  ein dimensionsloser Formfaktor, der aus gegebenen Schaubildern abgelesen werden kann (Abbildung 2.6),  $K_s$  die Feldgesättigte hydraulische Leitfähigkeit und  $\phi_m$  das Matrix-Fluss-Potential ( $\text{cm}^2/\text{s}$ ), das wie folgt definiert ist:

$$(9) \quad \phi_m = \int_{-\infty}^{\psi} K(\psi) d\psi$$

$\psi$  ist hier das Matrixpotential und  $K(\psi)$  die hydraulische Leitfähigkeit in Abhängigkeit vom Matrixpotential.

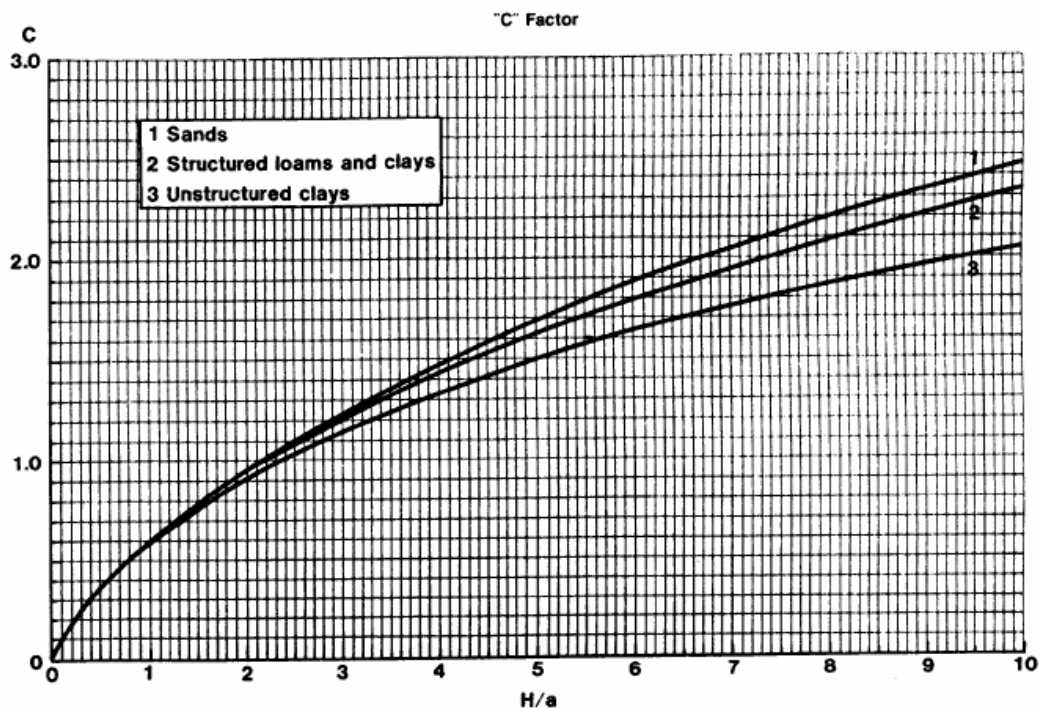


Abb. 2.6: Formfaktor C in Abhängigkeit von H/r (DURNER 2004)

Netto hat man also, wenn man zwei verschiedene Überstauhöhen misst, zwei Gleichungen mit zwei Unbekannten.

Ein Problem bei dieser Messung ist, dass man darauf achten muss, dass die Wände im Bohrloch nicht verschlammten, bzw. dass man die Wände dann wieder aufräumen muss.

### Pumpversuche

In der Hydrogeologie sind Pumpversuche ein verbreitetes Mittel um die gesättigte hydraulische Durchlässigkeit zu bestimmen. Dabei wird in einem Brunnen Wasser mit einer bestimmten konstanten Pumpleistung gefördert. Es bildet sich je nach hydraulischer Situation ein mehr oder weniger radialer Absenktrichter um den Entnahmekosten. Nach einiger Zeit stellt sich eventuell ein stationärer Zustand für den Grundwasserspiegel ein.

Für die Auswertung werden folgende idealisierte Rahmenbedingungen vorausgesetzt (MATTHEB UND UBELL, 2003):

- Homogenität (räumlich konstante Durchlässigkeit)
- Isotropie (richtungsunabhängige Durchlässigkeit)
- Konstante Aquifermächtigkeit im Absenkbereich



- Unendlich großer Aquifer
- Horizontale Grundwasseroberfläche zu Beginn des Pumpversuchs
- Konstante Entnahmerate
- Vollkommener Brunnen (Förderung aus dem gesamten Grundwasserkörper)

Bei einem ungespannten Aquifer und stationärer Strömung kann dann zur Auswertung die Gleichung nach Dupuit - Thiem benutzt werden:

$$(10) \quad Q = \frac{\pi \cdot k_f \cdot (h_2^2 - h_1^2)}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

Q - Förderrate

$r_x$  - radialer Abstand der Messstelle x vom Brunnen

$h_x$  - Standrohrspiegelhöhe an der Messstelle x

Bleibt die Situation instationär, d.h. sinkt der Grundwasserspiegel immer weiter ab, wird die Gleichung nach Theis und Chow verwendet. (MATTHEß UND UBELL, 2003):

$$(11) \quad s = \frac{Q}{4\pi \cdot T} \cdot \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy = \frac{Q}{4\pi \cdot T} \cdot W(u) \quad \text{mit} \quad u = \frac{r^2 S}{4 \cdot T \cdot t}$$

Hier ist s die Absenkung im Piezometer im Abstand r vom Förderbrunnen, T die Transmissivität, die ja  $k_f$ -Wert multipliziert mit der Aquifermächtigkeit ist, S der Speicherkoeffizient, t die Zeit seit Pumpbeginn und Q wieder die Förderrate. Die Gleichung W(u) wird auch Brunnenfunktion nach Theis genannt. Gleichung 10 kann auch für gespannte Verhältnisse angewandt werden.

Es soll noch darauf hingewiesen werden, dass auch Füllversuche durchgeführt werden um die hydraulische Leitfähigkeit von Festgesteinen zu bestimmen. Dabei wird Wasser in den Untergrund gepumpt und anschließend das Absinken des Grundwasserpegels gemessen, woraus dann der  $k_f$ -Wert bestimmt werden kann.

## **Tracermethoden**

In der Hydrologie werden zur Messung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit oft Markierversuche im Grundwasser durchgeführt. Zwei Möglichkeiten werden im Folgenden kurz beschrieben.

### ***i. Abstandsgeschwindigkeit***

Hat man zwei Grundwassermessstellen, die durch die Hauptstromrichtung des Grundwassers verbunden sind, kann man sehr einfach mittels eines Tracers die Abstandsgeschwindigkeit  $v_a$  als

$$(12) \quad v_a = \frac{x}{t}$$

bestimmen, indem man in den oberhalb gelegenen Brunnen den Markierstoff eingibt und im unterhalb gelegenen Brunnen das Grundwasser beprobt.  $x$  ist der Abstand der beiden Grundwassermessstellen und  $t$  die Zeit von der Einspeisung bis zum Median der Tracer - Durchgangskurve.

Diese Abstandsgeschwindigkeit ist nun über die effektive Porosität  $P^*$  mit der Filtergeschwindigkeit  $v_f$ , und diese über das Grundwassergefälle  $i$  mit dem  $k_f$ -Wert verknüpft:

$$(13) \quad v_a = \frac{v_f}{P^*}$$

$$(14) \quad v_f = k_f \cdot i$$

$$(15) \quad \Rightarrow k_f = \frac{v_a \cdot P^*}{i}$$

Auf Probleme bei der Messung und Auswertung von Tracerversuchen soll hier nicht weiter eingegangen werden.

Alternativ kann man die Abstandsgeschwindigkeit auch direkt in einem Bohrloch mit einem Flowmeter messen, muss dabei jedoch die Veränderung der hydraulischen Situation durch das Bohrloch beachten.

## **ii. Einbohrlochversuche**

Das Einbohrlochverfahren gründet auf der Tracerverdünnung durch das strömende Grundwasser. Wie in Abbildung 2.7 gezeigt, wird in einem verfilterten Rohr im Grundwasser ein Bereich durch so genannte Packer nach oben und/oder unten abgetrennt. In diesem wird dann ein Tracer injiziert. Die Tracerkonzentration wird von einer Messeinheit im gleichen Bereich kontinuierlich gemessen. Durch das durch das Rohr strömende Grundwasser wird der Tracer verdünnt und die Konzentration nimmt kontinuierlich ab. Aufgrund dieser Abnahme kann dann die Filtergeschwindigkeit  $v_f$  berechnet werden (LEIBUNDGUT & KÜLLLS, 2005):

$$(16) \quad v_f = -\frac{\pi \cdot r}{2 \cdot \alpha \cdot t} \ln \frac{c}{c_0}$$

$r$  ist hier der Innenradius des Filterrohres,  $c$  die Tracerkonzentration zur Zeit  $t$ ,  $c_0$  die Tracerkonzentration zur Zeit  $t=0$  und  $\alpha$  ( $\sim 2.5$ ) ein Korrekturfaktor, der die Verzerrung des ursprünglichen geradlinigen Grundwasserströmungsfeldes berücksichtigt.

Der Durchlässigkeitsbeiwert kann dann wie oben (Gleichung 14) über das Grundwassergefälle berechnet werden.

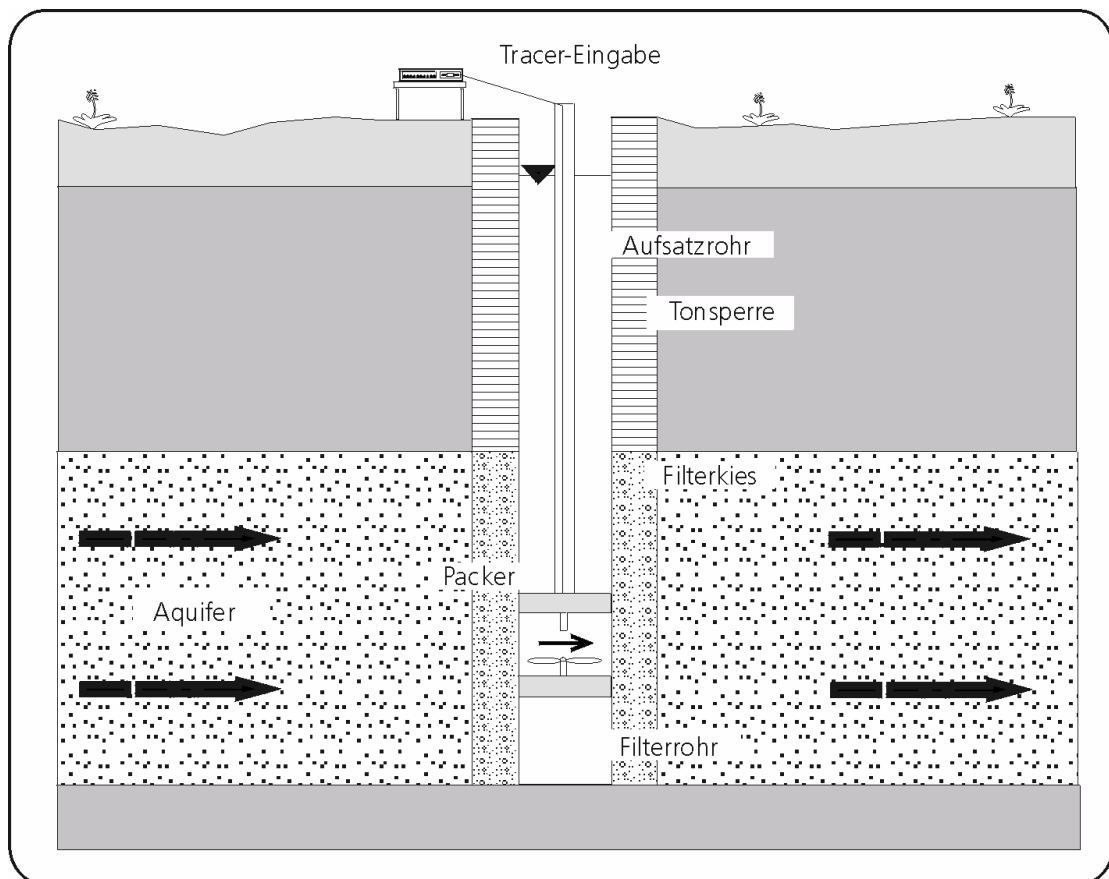


Abb. 2.7: Messprinzip des Einbohrlochverfahrens (www.nlfb.de)

## Fazit

Zur Bestimmung der Infiltrationsgeschwindigkeit und des  $K_f$ -Wertes gibt es vielfältige Verfahren. Je nach Fragestellung sollte man sich

1. für Labor – oder Feldmethoden und
2. für ein bestimmtes Verfahren entscheiden.

Die Feldmethoden scheinen den Vorteil zu haben, dass der Boden ungestört bleibt und nicht durch einen Stechzylinder eventuell verformt wird. Allerdings gibt es bei Feldmethoden den Nachteil, dass sie, sofern sie nicht im Grundwasser messen, die feldgesättigte und nicht die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit bestimmen. Das heißt, dass durch bleibende Lufteinschlüsse der Wert unterschätzt wird.

Da jedes Verfahren seine Probleme hat, gibt es keine Allround – Verfahren, dass für alle Fragestellungen geeignet ist.

## Literaturliste

AL-QINNA, M. I., ABU-AWWAD, A.M., 1998: "Infiltration rate measurement in arid soils with surface crust", Irrigation Science 1998, 18, 83 – 89.

BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996: Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart

DEHNERT, J. ET AL, 1999: "Messung der Infiltrationsgeschwindigkeit von Oberflächenwasser mit Hilfe des natürlichen Isotops Radon – 222", Grundwasser 1/99

DURNER, W., 2004: „Bodenhydrologische Versuche im Praktikum Hydrologie I.“, TU Braunschweig, <http://www.soil.tu-bs.de/lehre/Skripte/2003.Skript.Hydrolog-Praktikum.pdf>

DYCK, S. & PESCHKE, G., 1995: „Grundlagen der Hydrologie.“, Verlag für Bauwesen, Berlin.

JORDFORSK (The Norwegian Centre for Soil and Environmental Research) 2001: „Technical description of the environmental monitoring programme.“ Jordforsk Report 36/01. <http://gammel.jordforsk.no/english/36-01annex.pdf>

LEIBUNDGUT, 2005: „Anleitung zur Hydrometrie.“

LEIBUNDGUT, CH. & KÜLLLS, CH. 2005: Skript zur Vorlesung Tracerhydrologie I, WS 05/06

MATTHEB, G. UND UBELL, K., 2003: „Allgemeine Hydrogeologie: Grundwasserhaushalt.“, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart

SCHACK – KIRCHNER, H. 2005: „Skript zum Praktikum Ökologische Bodenphysik.“