

Die Durchlässigkeit des Bodens in seiner natürlichen Lagerung [Fortsetzung]

Autor(en): **Khafagi, A.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische Zeitschrift für Vermessungswesen und Kulturtechnik = Revue technique suisse des mensurations et améliorations foncières**

Band (Jahr): **42 (1944)**

Heft 2

PDF erstellt am: **05.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-201817>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die Durchlässigkeit des Bodens in seiner natürlichen Lagerung

Von Dr. sc. techn. A. Khafagi.

(Fortsetzung)

3. Berechnungsmethode nach Donat und Hooghoudt.

Die folgende empirische Gleichung

$$k = 4,05 \times \frac{D^2}{H \cdot t''} \log \frac{y_0}{y} \text{ m/sec} \dots\dots \quad (11)$$

wurde von Donat [5] und Hooghoudt [7] angewendet.

Diese Gleichung ist nichts anderes als eine Umformung der Gleichung

$$\begin{aligned} k &= C \times A \\ &= C \times \frac{1000}{H \cdot t'} \times \log \frac{y_0}{y} \end{aligned}$$

Donat und Hooghoudt setzten $C = 2,7 \times 10^{-6}$ ein und behaupteten, C sei unabhängig von der Materialart.

Folglich: $k = 2,7 \times 10^{-6} \times A$

Für $D = 20$ cm erhält man:

$$\begin{aligned} A &= \frac{25\,000 D^2}{H \cdot t'} \log \frac{y_0}{y} \\ \text{oder } k &= \frac{2,7 \times 10^{-6} \times 25\,000 D^2 \times 60}{H \cdot t''} \log \frac{y_0}{y} \\ k &= \frac{4,05 D^2}{H \cdot t''} \log \frac{y_0}{y} \text{ m/sec} \dots\dots \quad (11) \end{aligned}$$

4. Die Berechnung nach G. D. Erkin [9].

Erkin hat im Jahr 1937 die folgende empirische Gleichung gegeben:

$$k = \frac{R}{2,6 t''} \left(\log \frac{y_0}{y} + 4 \log \frac{3H - y}{3H - y_0} \right) \text{ m/sec} \dots\dots \quad (12)$$

wobei $R = \frac{D}{2}$ ist.

Zusammenstellung der Gleichungen von Porchet, Dupuit, Hooghoudt und Diserens, Donat, Hooghoudt und Erkin.

Annahme Porchet: $k = \frac{1000}{H \cdot t'} \log \frac{y_0}{y} \times 5 \times 10^{-6} \text{ m/sec} \dots\dots \quad (6)$

Annahme Dupuit: $k = \frac{1000}{H \cdot t'} \log \frac{y_0}{y} \times 2,5 \times 10 \text{ m/sec} \dots\dots\dots$ (7)

Hooghoudt und Diserens: $k = 2,3 \frac{D}{(2H + D) \cdot t''} \log \frac{y_0}{y} \text{ m/sec} \dots\dots$ (10)

Donat und Hooghoudt: $k = \frac{4,05 D^2}{H \cdot t''} \log \frac{y_0}{y} \text{ m/sec} \dots\dots\dots$ (11)

Erkin: $k = \frac{R}{2,6 t''} \left(\log \frac{y_0}{y} + 4 \log \frac{3H - y}{3H - y_0} \right) \text{ m/sec}$ (12)

Überprüfung der obigen Gleichungen.

Die Gleichung von Hooghoudt und Diserens (10) lassen wir fallen, denn ihre Dimensionen stimmen nicht.

Die Dimensionen der Gleichungen nach der Annahme von Porchet (6) und Dupuit (7) sind richtig, wenn man den Durchmesser der Sonde D einführt. Dies führt zur Gleichung von Donat und Hooghoudt (11).

Die Gleichungen (6), (7) und (11) stammen aus der Gleichung $k = C \times A \dots\dots\dots$ (3), wobei C als Konstante angenommen wurde:

$C = 5 \times 10^{-6}$ nach der Annahme Porchet

$C = 2,5 \times 10^{-6}$ nach der Annahme Dupuit

$C = 2,7 \times 10^{-6}$ nach Donat und Hooghoudt

Für die Bestimmung des C -Wertes haben alle diese Autoren ihre Beobachtungen nur in durchlässigen, mineralischen Böden durchgeführt, so daß die Frage nach der Unabhängigkeit dieses C -Wertes von der Bodenart und der allgemeinen Gültigkeit dieser Gleichungen immer noch offen bleibt.

Die Notwendigkeit der möglichst genauen Bestimmung der Durchlässigkeit für die Berechnung der Draindistanz in Meliorationsgebieten hat uns dazu gebracht, diese verschiedenen Gleichungen auch für verschiedene Bodenarten, insbesondere für lehmige und tonige Böden zu überprüfen.

Zu diesem Zwecke hat das Kulturtechnische Laboratorium der ETH. Aufstiegsgeschwindigkeitsmessungen in der Versuchsanlage „Altgaßrieder“ bei Baar durchgeführt.

Abbildung 7a zeigt die Profile von vier Sonden.

Diese vier Sonden sind in verschiedenen Bodenarten erstellt worden. In der Tabelle 1 sind die Resultate der Schlämmanalysen nach Kopecky angegeben. Der Grundwasserspiegel vor dem Regen lag in diesen Sonden verschieden hoch. In der Sonde L_3 konnte man infolge des tiefliegenden Grundwasserspiegels die Durchlässigkeit der untersten homogenen, lehmigen Tonschicht bestimmen, während in den übrigen Sonden diese ein Mittelwert aus den verschiedenen Schichten unter dem Grundwasserspiegel darstellt.

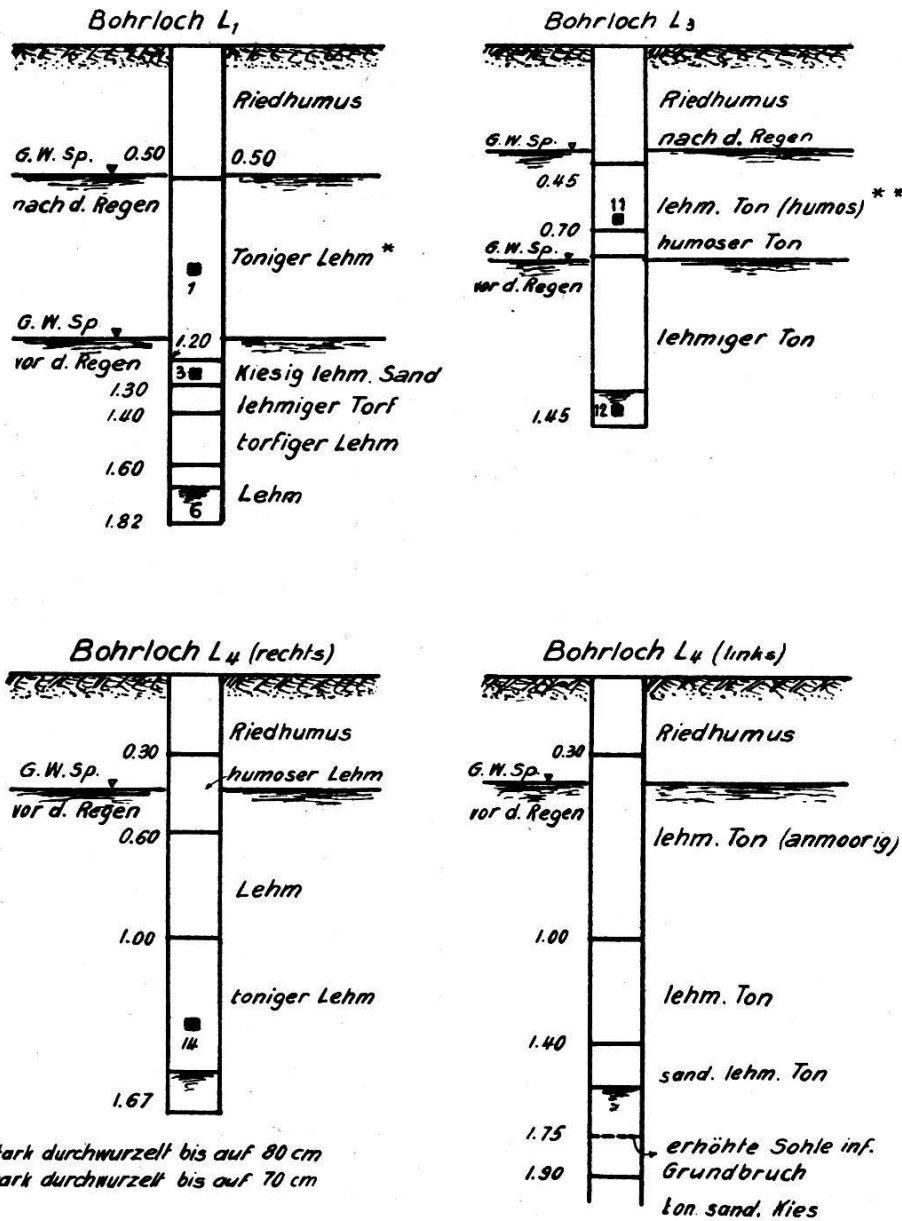


Abb. 7a

Tabelle 1*

Sonde Nr.	Probe Nr.	Skelett %	Fraktionen			Bodenart
			I %	II %	III + IV	
L 1	1	1,92	43,75	20,61	35,64	toniger Lehm
	6	—	37,28	43,70	9,02	Lehm
	3	13,40	20,56	13,40	66,04	lehm. kies. Sand
L 3	11	—	54,26	34,50	11,24	lehmiger Ton
	12	—	54,55	32,12	13,33	lehmiger Ton
L 4 rechts	14	0,80	49,26	35,82	14,92	toniger Lehm

* Die Resultate der Schlämmanalysen für die Sonden L 1, L 3 und L 4 rechts.

Die Messungen der Aufstiegs geschwindigkeit in diesen drei Sonden, sowie die Berechnung der k -Werte nach Gl. (6) sind in der Tabelle 2 dargestellt. Die k -Werte wurden auch nach den Gleichungen (7), (11) und (12) berechnet. Die Mittelwerte für k in jeder Sonde, errechnet nach den verschiedenen Gleichungen, sind in der Tabelle 3 gegeben.

Tabelle 2

Die Messungen des Aufstiegs und die k -Werte nach Gl. (6).

Sonde Nr.	H in m	t'	$\frac{1000}{H \cdot t'}$	y_0 in m	y in m	$\frac{y_0}{y}$	$\log \frac{y_0}{y}$	k in m/sec
L 1	0,701	6'	237,0	0,574	0,559	1,0268	0,0115	$1,36 \times 10^{-5}$
		11'	130,0		0,549	1,0455	0,0191	$1,24 \times 10^{-5}$
		20'	71,1		0,533	1,0760	0,0319	$1,13 \times 10^{-5}$
		37'	38,5		0,507	1,1320	0,0539	$1,04 \times 10^{-5}$
		48'	29,8		0,494	1,1620	0,0653	$0,98 \times 10^{-5}$
		60'	23,7		0,431	1,1930	0,0765	$0,91 \times 10^{-5}$

$$k \text{ Mittelwert} = 1,11 \times 10^{-5} \text{ m/sec}$$

Sonde Nr.	H in m	t'	$\frac{1000}{H \cdot t'}$	y_0 in m	y in m	$\frac{y_0}{y}$	$\log \frac{y_0}{y}$	k in m/sec
L 3	0,633	7,4'	214,0	0,508	0,500	1,016	0,0068	$7,3 \times 10^{-6}$
		15'	105,5		0,491	1,034	0,0145	$7,6 \times 10^{-6}$
		27'	58,5		0,483	1,052	0,0220	$6,45 \times 10^{-6}$
		43'	36,7		0,478	1,063	0,0265	$4,9 \times 10^{-6}$
		60'	26,4		0,467	1,090	0,0374	$4,95 \times 10^{-6}$

$$\text{Mittelwert } k = 6,24 \times 10^{-6}$$

Sonde Nr.	H in m	t'	$\frac{1000}{H \cdot t'}$	y_0 in m	y in m	$\frac{y_0}{y}$	$\log \frac{y_0}{y}$	k in m/sec
L 4 rechts	1,23	5'	163	1,078	0,951	1,135	0,055	$4,49 \times 10^{-5}$
		10,3'	79		0,841	1,280	0,1072	4,25
		20'	40,6		0,661	1,630	0,2122	4,32
		30'	27,1		0,496	2,17	0,3365	4,55
		40'	20,4		0,371	2,90	0,4624	4,72
		54'	15,1		0,263	4,10	0,6128	4,62
		75'	10,82		0,188	5,72	0,7574	4,11
		87'	9,38		0,147	7,32	0,8645	4,06
101'	8,08	0,117	9,20	0,9638	3,90			

$$\text{Mittelwert } k = 4,36 \times 10^{-5}$$

Alle diese k -Werte in der Tabelle 3 entsprechen den betreffenden Bodenarten nicht. Sie bezeichnen diese Materialien aber viel durchlässiger als sie in Wirklichkeit sind. Die so berechneten k -Werte betragen für Ton und Lehm 10^{-4} und 10^{-3} cm/sec.

Tabelle 3

Die Mittelwerte für k nach den verschiedenen Gleichungen in cm/sec

Sonde Nr.	k in cm/sec			
	Gleichung (6)	Gleichung (7)	Gleichung (11)	Gleichung (12)
L 1	$1,11 \times 10^{-3}$	$5,55 \times 10^{-4}$	$6,0 \times 10^{-4}$	$2,40 \times 10^{-4}$
L 3	$6,24 \times 10^{-4}$	$3,12 \times 10^{-4}$	$3,37 \times 10^{-4}$	$1,22 \times 10^{-4}$
L 4 rechts	$4,36 \times 10^{-3}$	$2,18 \times 10^{-3}$	$2,34 \times 10^{-3}$	$1,34 \times 10^{-3}$

Aus der Tabelle 4 ist ersichtlich, daß in Wirklichkeit die k -Werte für Ton und Lehm viel kleiner sind als 10^{-4} bis 10^{-3} cm/sec.

Tabelle 4.

Die k -Werte für Ton und Lehm nach verschiedenen Autoren, ausgedrückt in cm/sec.

Ton		Lehm	
Autor	k cm/sec	Autor	k cm/sec
E. Meyer-Peter	10^{-8}	E. Meyer-Peter	10^{-5}
R. Haefeli	10^{-9}	Hazen	10^{-5} – 10^{-8}
E. Maag	10^{-8} – 10^{-9}	Schroeder	10^{-6} – 10^{-8}
Schroeder	10^{-8}		

Diese großen Abweichungen zeigen uns, daß die Durchlässigkeitsbestimmungen gemäß den Formeln 6, 7, 11 und 12 nur für durchlässige Materialien geeignet sind. Sie sind für lehmige und tonige Böden ungültig. Für solche Böden darf man diese Gleichungen nicht anwenden.

P. Regamey [8] wertete seine Messungen, für seine Dissertation 1943, nach der Gleichung (11) aus, und gab die folgenden k -Werte für Lehm (glaise) an:

- auf Seite 19, Profil 3: $k = 2,53 \times 10^{-3}$ cm/sec
- auf Seite 19, Profil 11: $k = 5,0 \times 10^{-3}$ cm/sec
- auf Seite 19, Profil 8: $k = 5,6 \times 10^{-3}$ cm/sec
- auf Seite 19, Profil 10: $k = 5,75 \times 10^{-3}$ cm/sec

Diese Werte stehen mit den richtigen Werten (Tabelle 4) im Widerspruch.

Nachteile der Aufstiegs geschwindigkeitsmethode.

Sie hat folgende Nachteile:

1. Gerade dort, wo sie eventuell anzuwenden wäre, nämlich in durchlässigen Sandböden, besteht die sog. Grundbruchgefahr. Diese wurde auch in der Sonde Nr. L_4 links (Abb. 7 a) beobachtet. Hier wurde bis auf 1,90 m gebohrt. Unterhalb dieser Tiefe, d. h. gerade unter der Sondensole besteht der Boden aus tonig-sandigem Kies. Unmittelbar mit dem Herausziehen des Bohrers drang Material von unten nach, so daß sich

die Sohle um 15 cm erhöhte. Diese Erhöhung ist eine Folge des sog. Grundbruchs, der in dieser stark durchlässigen und wenig bindigen Schicht eintrat. Das in dieser Schicht enthaltene Wasser, drang in die Sonde ein und stieg sehr rasch.

Die Aufstiegsmethode kann auch in einem solchen Falle keine richtigen Resultate liefern.

2. Bei schwer durchlässigen Böden z. B. Lehmen und Tonen, liefert diese Methode keine richtigen Resultate (vergleiche Tabelle 3 und L_3).

3. Bei inhomogenen Böden fließt das Wasser aus den durchlässigen Schichten und füllt das Bohrloch so rasch, daß der Ausfluß aus den undurchlässigen Schichten gar nicht in Erscheinung tritt. Man mißt dabei also die Durchlässigkeit der durchlässigen Schichten, und nicht diejenige für das ganze Profil der Sonde.

Diese Erscheinung haben wir in der Sonde L_4 rechts gut beobachten können.

Um diesen letzten Nachteil noch deutlicher zum Ausdruck zu bringen, haben wir die Aufstiegsgeschwindigkeiten vor und nach einem starken Regen in den Sonden L_1 und L_3 gemessen. Vor dem Regen stand der Grundwasserspiegel tief, nach dem Regen stieg er um rund 60, bzw. 40 cm (Abb. 7b und 7c). Diese Abbildungen zeigen den Aufstieg in den Sonden L_1 und L_3 in Funktion der Zeit.

Aus diesen Abbildungen ist es ersichtlich, daß die Aufstiegs geschwindigkeit nach dem Regen viel größer ist als vor dem Regen. Das ist absolut klar, weil das Wasser aus den oberen durchlässigeren Schichten sehr

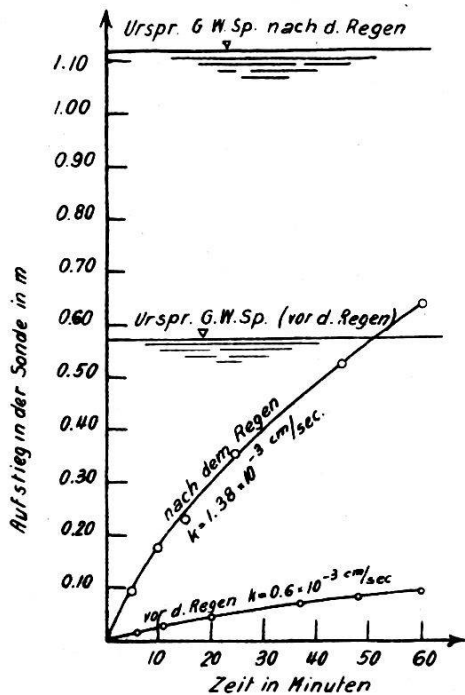


Abb. 7b Sonde L_1

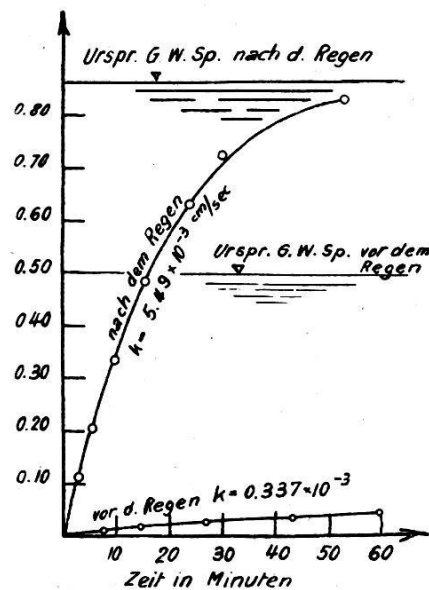


Abb. 7c Sonde L_3

Aufstieg des Wassers in den Sonden L_1 und L_3 in Funktion der Zeit

schnell in die Sonden fließt. Es steigt auch in den Sonden so rasch, daß der Zufluß aus der unteren, weniger durchlässigen Schicht, gar nicht in Erscheinung treten kann.

Die aus diesen Aufstiegs geschwindigkeiten nach dem Regen auf Grund der Formel (11) errechneten k -Werte in den Sonden L_1 und L_3 sind in der nachstehenden Tabelle 5 enthalten:

Sonde	t''	$\frac{4,05 D^2}{H \cdot t''}$	y in m	$\frac{y_0}{y}$	$\log \frac{y_0}{y}$	k in m/sec
L_1	300	$4,07 \times 10^{-4}$	1,026	1,095	0,0395	$1,26 \times 10^{-5}$
	600	$2,03 \times 10^{-4}$	0,949	1,190	0,0755	$1,54 \times 10^{-5}$
	900	$1,36 \times 10^{-4}$	0,892	1,260	0,1004	$1,36 \times 10^{-5}$
	1500	$0,82 \times 10^{-4}$	0,769	1,460	0,1644	$1,34 \times 10^{-5}$
	2700	$0,45 \times 10^{-4}$	0,597	1,890	0,2765	$1,25 \times 10^{-5}$
	3600	$0,34 \times 10^{-4}$	0,484	2,320	0,3655	$1,25 \times 10^{-5}$
Mittelwert $k = 1,38 \times 10^{-5}$ m/sec = $1,38 \times 10^{-3}$ cm/sec						
L_3	186	$8,30 \times 10^{-4}$	0,751	1,11	0,0453	$3,75 \times 10^{-5}$
	336	$4,57 \times 10^{-4}$	0,664	1,26	0,1004	$4,57 \times 10^{-5}$
	600	$2,57 \times 10^{-4}$	0,531	1,57	0,1959	$5,02 \times 10^{-5}$
	935	$1,65 \times 10^{-4}$	0,377	2,21	0,3444	$5,68 \times 10^{-5}$
	1440	$1,07 \times 10^{-4}$	0,229	3,65	0,5623	$6,02 \times 10^{-5}$
	1800	$0,36 \times 10^{-4}$	0,139	6,00	0,7782	$6,68 \times 10^{-5}$
	3183	$0,49 \times 10^{-4}$	0,037	22,60	1,3541	$6,55 \times 10^{-5}$
Mittelwert $k = 5,47 \times 10^{-5}$ m/sec = $5,47 \times 10^{-3}$ cm/sec						

Aus dem Vergleich der Tabellen 3 und 5 folgt, daß die k -Werte für die selbe Sonde, aber für verschiedene G. W. Sp. differieren. Es fragt sich jetzt, welcher G. W. Sp. ist maßgebend, und können wir überhaupt einen solchen G. W. Sp. für unseren Versuch herstellen? Wohl ist es möglich, den Wasserstand in der Sonde selbst zu variieren, aber den Stand des G. W. Sp., der für den Zufluß in die Sonde maßgebend ist, können wir nicht nach Belieben ändern. Merkwürdig ist es aber auch, daß der k -Wert für die untere, weniger durchlässige Schicht, von demjenigen für die ganze Sonde um das 2,3fache für Sonde L_1 und das 16,2fache für Sonde L_3 variiert (Tabelle 3 und 5 und Abb. 7b und 7c).

Zusammenfassend: Einerseits variiert der k -Wert je nach der Lage des G. W. Sp., andererseits entspricht diese 2,3- bzw. 16,2fache Variation des k -wertes nicht der Änderung der Durchlässigkeit der unteren dichten Schicht gegenüber derjenigen des gesamten Profils. Außerdem sind die k -Werte an sich unrichtig, da nach bisherigen Untersuchungen $k = 5,47 \times 10^{-3}$, niemals einer lehmigen Tonschicht (L_3) entsprechen kann.

Daher kann die Berechnung des k -wertes nach den erwähnten Gleichungen 6, 7, 10, 11 und 12 weder als zuverlässig noch als allgemein gültig für schwer durchlässige Böden gewertet werden.

D. Zwei neue Feldmethoden für die Bestimmung der Durchlässigkeitsziffer k .

Erstes Verfahren: Parallel zu den im Laboratorium angewendeten Methoden für die Bestimmung der Durchlässigkeitsziffer k einer ungestörten Bodenprobe, verwendet das Institut für Erdbauforschung der ETH. das folgende Verfahren [2] zur Bestimmung der Durchlässigkeit des Baugrundes im Feld:

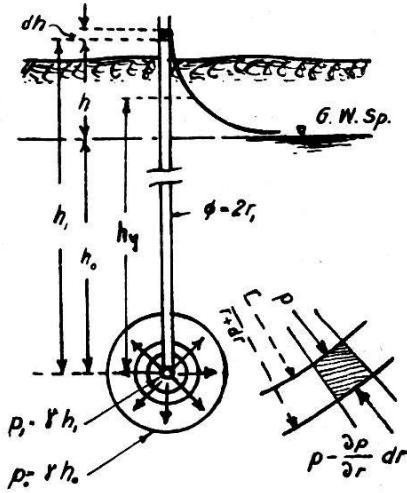


Abb. 8 [2]

In einem Sondierrohr wird das Absinken eines durch Einfüllung gebildeten Wasserspiegels in Funktion der Zeit beobachtet. Das unten offene Rohr, mit einem Radius r_1 , reiche bis auf die Tiefe h_0 unter den Grundwasserspiegel hinab (Abb. 8). Der Boden sei homogen. Wir füllen das Rohr mit Wasser und registrieren mittels Stoppuhr den Zeitpunkt, in dem der Wasserspiegel auf die Höhe h_1 abgesenkt ist. Unter der Annahme, daß die Äquipotentialflächen (Flächen gleichen Druckes) um die Austrittsstelle herum Kugeln bilden

(da h_0 gegenüber r_1 groß ist), gilt die Beziehung $v = \frac{Q}{4\pi r^2}$, worin v die

Filtergeschwindigkeit und Q die pro Zeiteinheit ausströmende Wassermenge bedeuten ($4\pi r^2 =$ Oberfläche einer Äquipotentialkugel mit Radius r). Andererseits gilt das Gesetz von Darcy, wonach $v = k \cdot J$.

Aus Abb. 8 ist zu entnehmen, daß an der Austrittsstelle die Äquipotentialkugel mit $r = r_1$ einen Druck $p_1 = \gamma \cdot h_1$ besitzt. Mit wachsendem r nimmt der Druck p ab. Im Grenzfall $r = \infty$ ist der Druck $= p_0 = \gamma \cdot h_0$, denn für $r = \infty$ verschwindet die Auswirkung des Überdruckes h . Aus $p = \gamma \cdot h_y$ und $h_y = p/\gamma$ folgt:

$$J = \frac{dh_y}{dr} = - \frac{dp}{\gamma dr}$$

$\left(\frac{dp}{\gamma} \right.$ ist negativ, weil mit zunehmendem r p abnimmt $\left. \right)$. Hieraus ergibt sich:

$$v = k \cdot J = k \left(- \frac{dp}{\gamma dr} \right) = \frac{Q}{4\pi r^2}$$

Integrieren wir von $r = r_1$ bis $r = \infty$, so erhalten wir

$$h_1 - h_0 = \frac{Q}{4\pi k} \cdot \frac{1}{r_1} = h \tag{13}$$

Legen wir den Ordinaten-Nullpunkt in den Grundwasserspiegel ($h_1 - h_0 = h$) und setzen $r_1^2 \pi dh = Q dt$, so ergibt sich

$$k = \frac{r_1}{4 h} \cdot \frac{dh}{dt}.$$

Ersetzen wir die Differentiale durch Differenzen, so erhalten wir

$$k = \frac{r_1}{4 h_m} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (14)$$

In dieser Form eignet sich die Formel sehr gut für die Feldbestimmung des k -Wertes.

Wir machen nun von dieser Methode Gebrauch und wenden sie zum erstenmal für kulturtechnische Zwecke an. Sie dient für die Bestimmung des k -Wertes in homogenen Böden oder Böden mit verschiedenen, aber parallel liegenden Schichten. Für inhomogene Böden mit vielen Schichtenkeilen werden wir aber eine andere, später zu beschreibende Methode anwenden.

Beschreibung des Apparates, der im Versuchsfeld Baar des kulturtechnischen Laboratoriums der ETH. verwendet wurde.

Der Apparat besteht aus einem dreiteiligen Rohr, je 1 m lang, und hat einen inneren Durchmesser von 3 cm. Diese Teile können, je nach der gewünschten Höhe, dicht zusammengeschraubt werden (Abb. 9). Am unteren Teil befindet sich ein beweglicher Spitzkegel (Abb. 9 und 10). Er ermöglicht ein leichteres Einschlagen des Rohres einerseits, andererseits schließt er das Rohr während des Eindringens in den Boden ab und verhindert so den Eintritt von Erde.

Am oberen Teil wird ein Glasrohr mittels eines Gummipropfens aufgesetzt. Je nach dem Durchlässigkeitsgrad des zu untersuchenden Materials wird der Durchmesser des verwendeten Glasrohres variiert. Für Sand und kiesigen Sand verwenden wir ein Glasrohr mit $\varnothing = 4,71$ cm, hingegen beträgt dieser für Lehm und Ton nur 0,83 cm. Für lehmigen Sand und sandigen Lehm haben wir Röhren mit $\varnothing = 2,55$ und 3,63 cm verwendet. Die Glasröhren sind eingeteilt, so daß die Absenkung des Wassers in Funktion der Zeit abgelesen werden kann.

Vorgang der Versuche:

1. Man schlägt das Rohr in den Boden bis zur Tiefe der zu untersuchenden Schicht.
2. Nun dreht man das Rohr ein wenig, damit sich die Gewinde zwischen den Rohrteilen gut schließen.

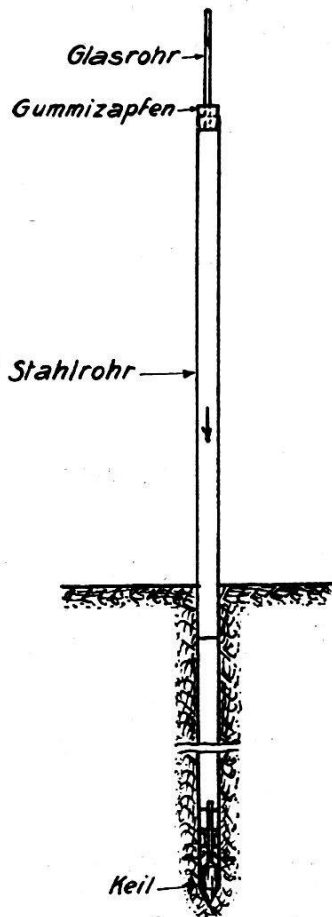


Abb. 9 Sickerrohr

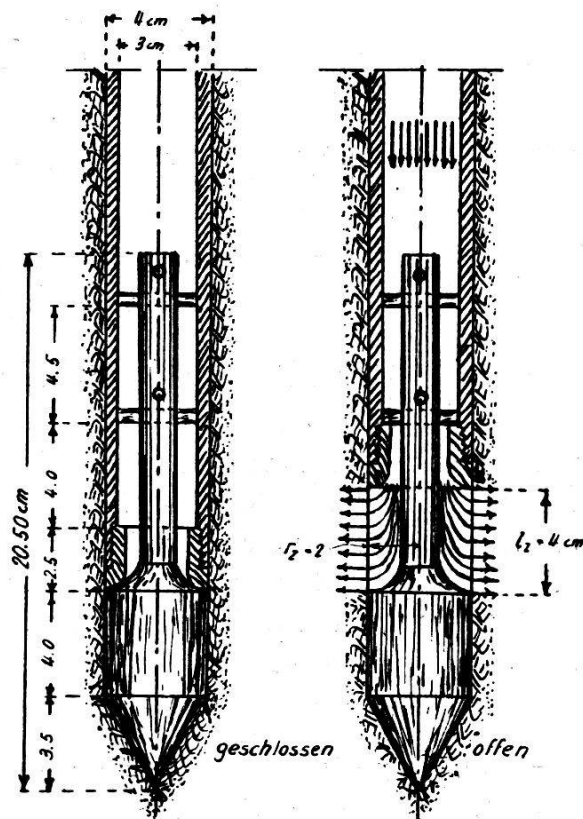


Abb. 10 Keil des Sickerrohrs

3. Das Rohr wird um 4 cm heraufgezogen (siehe Abb. 10), wodurch sich die Ausflußfläche öffnet, da der eingeschlagene Spitzkegel unten fest bleibt.
4. Man füllt das Rohr mit Wasser. Aus der Geschwindigkeit, mit der dieses im Eisenrohr versickert, ergibt sich, ob ein schmales oder weites Glasrohr verwendet werden muß.
5. Das passende Glasrohr wird aufgesetzt und aufgefüllt.
6. Die Füllung soll nicht rasch erfolgen, damit die eventuell akkumulierten Luftblasen zwischen dem Rohr und Gummipropfen wieder austreten können.
7. Man muß sehr darauf achten, daß der ganze Apparat (Rohr und Glasrohr) während des Versuches ständig im Schatten bleibt. Eine Erhöhung der Wassertemperatur kann sogar ein Aufsteigen des Wasserspiegels im Glasrohr verursachen, was die Resultate falsch beeinflusst.
8. Mittels einer Stoppuhr wird die Absenkung im Glasrohr als Funktion der Zeit beobachtet.

(Fortsetzung folgt.)