Zeitschrift: Schweizerische Bauzeitung
Herausgeber: Verlags-AG der akademischen technischen Vereine
Band: 83 (1965)
Heft: 17

Artikel: Das Bodenwasser im ungesättigten System
Autor: Lecher, Kurt
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-68141

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 26.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ORGAN DES SCHWEIZERISCHEN INGENIEUR- UND ARCHITEKTEN-VEREINS S.I.A. UND DER GESELLSCHAFT EHEMALIGER STUDIERENDER DER EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE G.E.P.

Das Bodenwasser im ungesättigten System

DK 631.432

Von Dr. **Kurt Lecher**, Institut für Kulturtechnik, ETH, Zürich

Als Grundwasser bezeichnet man das nur der Schwerkraft folgende, im spannungsfreien Porenraum zirkulierende Bodenwasser und setzt volle Sättigung voraus. Über dem Grundwasser, von diesem durch den freien Wasserspiegel getrennt, liegt der Kapillarsaum. Dieser stellt ein Dreiphasensystem aus Boden, Wasser und Luft dar, wobei das Wasser unter Saugspannung steht. Im Gegensatz zur Grundwasserströmung, die im laminaren Strömungsbereich durch das bekannte Gesetz von Darcy erfasst wird, herrscht über die im ungesättigten System vorhandene Kapillarströmung noch weitgehend Unklarheit. Besonderes praktisches Interesse besteht dafür u. a. in der Bodenmelioration; ist doch der ungesättigte, durchlüftete Kapillarsaum in den Böden das Medium, in welchem sich die Wurzelsysteme entwickeln und in welchem sich der lebenswichtige Umsatz von Wasser und Nährstoffen vollzieht. Dazu kommt, dass die Entwässerung hochkapillarer Böden noch ein ungelöstes Problem darstellt, ebenso wie die Verhinderung der Versalzung durch angehobenes Kapillarwasser in ariden Zonen.

1. Auf das Bodenwasser einwirkende Kräfte

Das Wasser unterliegt im Boden verschiedenen, mehr oder weniger stark wirkenden Kräften, die in ihrer Gesamtheit eine Wasserströmung verursachen bzw. beeinflussen. Wir können dabei unterscheiden:

Gravitationskräfte: Sie besitzen den grössten Einfluss auf die Wasserströmung im Boden.

Kapillarkräfte: Bei gleichem Benetzungswinkel zwischen Flüssigkeit und Rohrwandung kann sich in einer engen Kapillare ein kleinerer Radius des Meniskus als in weiten Kapillaren ausbilden. Mit dem kleineren Meniskus (Grenzfläche Wasser–Luft) ist eine höhere Saugkraft in der engen Kapillare verbunden. Krümmt sich die Grenzfläche in zwei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen mit den Radien r_1 und r_2, so kann die Kapillarspannung angegeben werden mit:

$$p_c = \sigma \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \tag{1}$$

p_c = Kapillarspannung – Saugspannung in einer Kapillare gegen den in der gasförmigen Phase (Luft) vorhandenen Druck (Atmosphärendruck) in $cm^{-1} \cdot g \cdot s^{-2}$

σ = Oberflächenspannung Wasser–Luft in $g \cdot s^{-2}$

r = Krümmung der Menisken in cm

Eine wesentliche Rolle spielen die Kapillarkräfte bei der Sickerströmung im ungesättigten System. Hingegen sind sie im voll wassergesättigten Boden nicht wirksam.

Intermolekulare elektromagnetische Anziehungskräfte: Die zwischen den Molekülen vorhandenen van der Waalschen Kräfte besitzen eine relativ grosse Reichweite im Gegensatz zu den Valenzkräften, die bereits in einem Abstand von wenigen Angström wirkungslos werden.

Elektrisch abstossende und adsorptive Kräfte: Abstossende und adsorptive Kräfte finden wir vor allem bei den Tonmineralien und bei den Glimmern. Ihre Oberflächen sind negativ geladen und wirken somit gegenseitig abstossend. Durch den Dipolcharakter des Wassers werden die Wassermoleküle regelmässig gerichtet wie ein fester Film an den negativ geladenen Teilchenoberflächen festgehalten. Damit verkleinern sie einerseits den Durchflussquerschnitt, anderseits erhöht sich die Viskosität des Wassers.

Doppelschichtige osmotische Feldkräfte: Zusammen mit den Wasserdipolen werden von den negativ geladenen Tonoberflächen auch Kationen, die im Bodenwasser stets vorhanden sind, abgezogen. Diese Eigenschaft ist wesentlich für die selektive Ionenadsorption, den Ionenaustausch und die Ionenfixierung und damit für den Nährstoff- und Wasserhaushalt des Bodens. Die Kationen bilden einen Ionenschwarm um die Tonteilchen (Doppelschicht) und wirken einerseits als Quelle für osmotischen Druck, anderseits beeinflussen sie die abstossenden Kräfte zwischen den Tonpartikeln. Der Ionenschwarm ergibt eine örtliche Erhöhung der Ionenkonzentration, und durch die Tendenz des Wassers, zu Orten höherer Konzentration zu strömen, erhalten wir einen osmotischen Druck. Diese doppelschichtigen osmotischen Feldkräfte haben ebenfalls eine Verminderung des freien Durchflussquerschnittes und eine Viskositätsänderung des Wassers zur Folge.

Osmotische Kräfte in Lösungen ungleicher Konzentration: Durch Konzentrationsunterschiede gelöster Salze erhalten wir Diffusionskräfte mit einer Strömung des Wassers zu den Orten höherer Konzentration. Diese Feldkräfte können als osmotisch bezeichnet werden, obwohl zwischen den verschiedenen Salzkonzentrationen keine semipermeable Membran vorhanden ist. Osmotische Druckgradienten können im Falle starken Feuchtigkeitsunterschiedes in salzreichen Böden bedeutungsvoll werden.

Kräfte aus unterschiedlicher Temperatur und Dampfdruck: Versuche zeigten, dass Temperaturdifferenzen im Boden starke Dampfdruckgradienten in Richtung zu den kälteren Punkten hervorrufen. Die Strömung erfolgt dabei in der Dampfphase und nicht in flüssiger Form.

2. Kapillarität und Sorption

Als Kapillarität bezeichnet man ganz allgemein die Erscheinung des Anhebens einer Flüssigkeit in engen Röhren (Kapillaren). Die Kapillarität befähigt einen trockenen Boden, Wasser vom Grundwasserspiegel aufzusaugen; durch sie kann ein entwässerter Boden jedoch auch eine bestimmte Wassermenge über dem Wasserspiegel halten. Bei sinkendem Wasserspiegel (Entwässerung, passive Kapillarität) sind die kleinen Poren für die kapillare Steighöhe entscheidend, da der kleine Krümmungsradius in einer solchen eine höhere Zugkraft entwickelt und das Wasser in einer grösseren, darunter liegenden Pore halten kann, während das Wasser beim kapillaren Aufstieg (Befeuchtung, aktive Kapillarität) nicht über die grössere Pore hinauskommt. Diese Erscheinung bedingt den Hysteresis-Effekt zwischen Befeuchtung und Entwässerung.

In Abschnitt 1 wurde die Beziehung zwischen Kapillarspannung und Krümmungsradius der Menisken angegeben. Danach gibt ein Boden, dem eine grössere Saugspannung angelegt wird, so lange Wasser ab, bis das verbleibende Wasser der letzten noch gefüllten Poren mit Hilfe der kleineren Krümmungsradien eine der angelegten Saugspannung entgegengerichtete, aber gleich grosse Kapillarspannung entwickelt. Für ein gegebenes poröses Medium wird sich unter Berücksichtigung des Hysteresiseffektes für jede Saugspannung ein ganz bestimmter Wassergehalt ergeben. Diese Wassergehaltsverteilung über bestimmte Saugspannungsbereiche ist charakteristisch für jeden Boden und wird seit bald dreissig Jahren zur Beurteilung des Bodenwasserhaushaltes in verschiedener Form verwendet. Es spielt dabei keine Rolle, wie die Saugspannungen erzeugt werden, so dass die von verschiedenen Autoren angegebenen «*S-W*-(Saugspannungs-Wassergehalts-)Linien», Entwässerungslinien, Feuchtigkeitscharakteristiken, Sorptions- und *pF*-Kurven praktisch das selbe darstellen.

Donat [3] untersuchte bei seinen «*S-W*-Linien» mit der Abhängigkeit des Wassergehaltes von der Saugspannung den Saugspannungsbereich von 0 bis 150 cm. Analoge Kurven («Entwässerungskurven») mit Saugspannungen bis zu 1 at stellte Sekera [14] auf.

Die «Sorptionskurven» von Schofield [12] umfassen den gesamten Saugspannungsbereich von 0 (freier Wasserspiegel) bis 10000 at (etwa Ofentrocknung). Für die Saugspannung verwendet er den sogenannten «*pF*-Wert», der etwas vereinfacht den dekadischen Logarithmus des Kapillarpotentials von Buckingham darstellt. Analog zu Sörensens *pH*-Wert bezeichnet *p* den logarithmischen Charakter. Im speziellen bedeutet *pF* den Logarithmus der Saugspannung in cm Wassersäule. Einer Saugspannung von 10000 at entspricht somit eine solche von 10000000 cm Wassersäule (WS) und ein *pF*-Wert 7. Der exakte *pF*-Wert von Schofield berücksichtigt die Gesamtheit der in Abschnitt 1 angeführten, auf das Wasser einwirkenden Kräfte und wird genau als

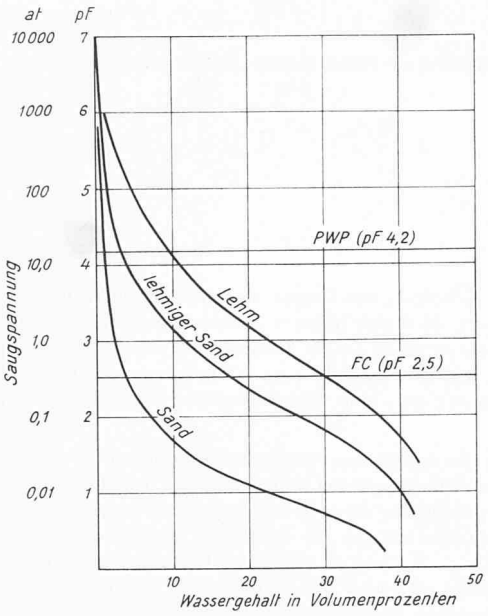


Bild 1. pF-Kurven für Sand, lehmigen Sand und Lehm (nach Laatsch [7])

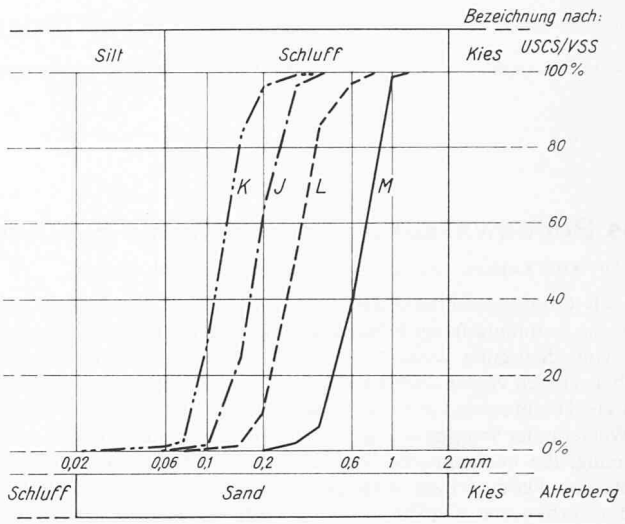


Bild 2. Kornverteilung in Summationskurven der Versuchssande M, L, J und K

Briggscher Logarithmus der Differenz in freier Energie, die zwischen dem Bodenwasser und einer ebenen freien Wasseroberfläche, die als Bezugsgrösse dient, definiert. Die Vereinfachung, für den *pF*-Wert nur das Kapillarpotential zu berücksichtigen, ist im humiden Klimabereich gestattet, weil namentlich der Salzgehalt im Bodenwasser klein ist.

Die «*S-W*-Linie» kann auf verschiedene Arten bestimmt werden. Ihre Anwendung hängt im wesentlichen vom untersuchten Saugspannungsbereich ab. Die einfachste Methode, jedoch nur für kleine Saugspannungen verwendbar, ist die Methode der kapillaren Sättigung. Man verwendet dazu übereinander gesetzte Zylinder, die mit Sand gefüllt und in Wasser gestellt werden. Nach einer bestimmten Zeit nimmt man die Zylinder zusammen mit dem darin enthaltenen Sand ab und bestimmt für jeden Zylinder den Wassergehalt. Bouyoucos [1] untersuchte den Feuchtigkeitsgehalt des Bodens mit der elektrischen Widerstandsmessung in sogenannten «Sandwichelementen». Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung der *S-W*-Linie stellt die Zentrifugen-Methode dar. Diese Methode hat den Vorteil, schon in kurzer Zeit ein Gleichgewicht zu erreichen. Sie wird vor allem für kleinere Saugspannungen (etwa bis 160 cm WS) angewendet.

Semipermeable Sperren (Corey [2]) werden bei verschiedenen Verfahren benutzt. Diese semipermeablen Sperren bestehen aus einem porösen Material, mit Poren, die bei Sättigung mit einer Phase (z. B. Wasser) einen genügend grossen Eintrittswiderstand besitzen, dass das Material mit dieser Phase gesättigt bleibt. So lange die Poren nur mit dieser Phase gesättigt sind, bleibt das Material auch nur für diese Phase durchlässig. Wird der Eintrittswiderstand durch höheren Druck bzw. höhere Saugspannung überwunden und dringt damit eine nicht benetzende Phase (Luft) innerhalb des porösen Materials durch, so verliert das Material den semipermeablen Charakter. Als «semipermeable Sperren» können verschiedene Materialien verwendet werden. Ihre Anwendung hängt vom geforderten Saugspannungsmessbereich ab. In Frage kommen dabei u. a. poröse Tonzellen, Glas- oder Metallfritten. Diese Fritten bestehen aus gesintertem Glas- bzw. Metallpulver, wobei die Herstellungstemperaturen so niedrig liegen, dass noch kein Bestandteil schmelzflüssig wird. Frittemperatur und Frittzeit sind für die entstehenden Adhäsionskräfte massgebend. Es kann auch zu einer Kristallisation kommen, die über die Grenze des Pulverpartikels hinausgeht und zu einem Kornzusammenhang führt.

Das «Grundwasserkapillarimeter» von Fischer mit den Verbesserungen von Donat [3] arbeitete mit Glassinternutschen, welche Saugspannungen bis zu 200 cm zuliessen. Bei dem von Sekera [14] entwickelten «Vakuumkapillarimeter» wurde auf die grobporige Glassintermasse noch eine äusserst feinporige Sintermasse, ähnlich dem Schottschen Bakterienfilter, aufgebracht, wodurch Saugspannungen bis zu 1 at möglich wurden. Die «Sandkasten-Methode» (van der Harst u. a. [5]) entspricht dem Kapillarimeterprinzip und benützt sehr feinen Sand bzw. Kaolin als semipermeable Sperre. Der damit erreichbare Saugspannungsbereich liegt zwischen 25 und 500 cm Wassersäule.

Für höhere Saug- bzw. Kapillarspannungen verwendet man statt der an die Probe gehängten Saugspannung einen auf die Probe gegebenen Druck. Das Prinzip ist das selbe wie beim Kapillarimeter. Statt Wasser aus der Probe zu saugen, presst man es hinaus. Der «Drucktopfapparat» arbeitet mit porösen keramischen Platten (bei 1000° C gebrannte Steingutmasse) als semipermeable Sperre und vermag Drücke bis 1 at aufzunehmen. Die poröse Platte ist in einen Drucktopf eingebaut und bildet in diesem als Trennwand zwei Abteilungen. Beide Abteilungen haben je eine Stutzenverbindung nach aussen. Durch die obere wird Druckluft unter einem genau regelbaren Druck zugeführt, die Wasser aus Poren eines entsprechenden Bereiches äquivalenter Durchmesser austreibt. Das ausgetriebene Wasser kann durch die wassergesättigte und damit beim verwendeten Druck luftundurchlässige poröse Platte durchtreten, durch den unteren Stutzen abfliessen und quantitativ aufgefangen werden. Statt die Ausflussmenge zu messen, ist es jedoch meist besser, die Proben zu wägen.

Bis 15 at wird der «Druckmembran-Apparat» verwendet. Als semipermeable Sperre dient eine Cellophan-Folie. Bild 1 zeigt die *pF*-Kurven für Sand, lehmigen Sand und Lehm. Die häufig verwendete Bezeichnung «Sorptionskurve» entspricht nicht der Versuchsdurchführung und wird deshalb hier nicht benützt. Die Kurven werden aus versuchstechnischen Gründen durch Absaugen bzw. Auspressen des Wassers ermittelt und nicht durch Aufsaugen durch den trockenen Boden. Aus den Kurven lässt sich erkennen, dass der Sand bei einer Saugspannung von 1 m WS (*pF* 2) bereits einen Grossteil des Wassers abgab, während der Lehm bei der selben Saugspannung mit Wasser gesättigt blieb.

Wir führten am Institut für Kulturtechnik der ETH mit finanzieller Unterstützung aus dem Jubiläumsfond 1930 der ETH Untersuchungen über die «Kapillarität und die Sickerströmung in ungesättigten, nichtbindigen Böden» durch (Lecher [8]). Zur Charakterisierung der bei diesen Versuchen verwendeten Quarzsande wurden in Bild 2 die Kornverteilungskurven aufgetragen. Die kapillare Steighöhe (aktive Kapillarität) betrug nach 10 Tagen: Sand M 19,5 cm, L 29,0 cm, J 42,5 cm, K 64,0 cm.

Zur Bestimmung der «*S-W*-Linien» liessen wir in übereinandergestellten, mit Sand gefüllten Zylindern Wasser kapillar hochsaugen und bestimmten in verschiedener Höhe *h* über dem Wasserspiegel den Wassergehalt (Bild 3). *h* entspricht dabei der Saugspannung. Die Versuchsergebnisse sind in Bild 4 aufgetragen.

3. Porenverteilung

Die Bestimmung der Porenverteilung beschränkt sich auf eine Feststellung der relativen Häufigkeit sogenannter äquivalenter Porenweiten. Die Porenverteilung lässt sich aus dem Wassergehalt der Probe bei verschiedenen Saugspannungen berechnen. Bei kleinen Saugspannungen werden nur weite Poren, bei grossen Saugspannungen weite und feine Poren entleert. Für Poren mit kreisförmigem Querschnitt gilt unter bestimmten Voraussetzungen die Jurinsche Formel des kapillaren Wasserhubes:

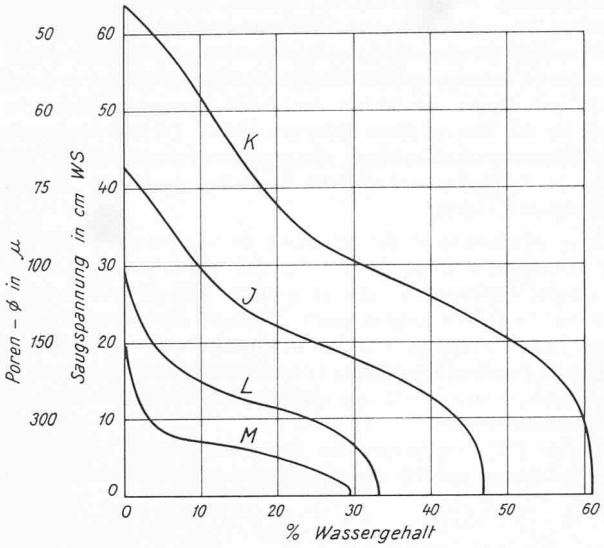


Bild 4. S-W-Linie für die vier Versuchssande M, L, J und K, 10 Tage nach Versuchsbeginn

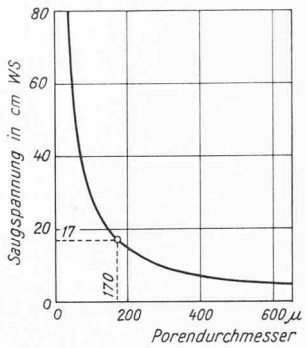


Bild 5. Beziehung zwischen Saugspannung und Durchmesser der Poren, die bei dieser Saugspannung entleert werden

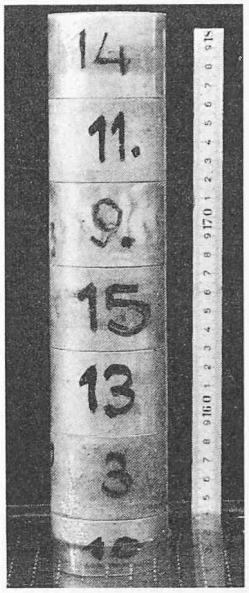


Bild 3 (rechts): Sättigungsversuch

$$(2) \qquad a = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos Q}{\gamma_w \cdot h}$$

Q = Benetzungswinkel zwischen Flüssigkeit und Rohrwandung, ° (Winkelgrad)

σ = Oberflächenspannung für Wasser in $g \cdot s^{-2}$

γ_w = spezifisches Gewicht des Wassers in $g \cdot cm^{-2} \cdot s^{-2}$

a = Radius der Kapillare in cm

Umgerechnet auf den äquivalenten Porendurchmesser ergibt die Jurinsche Formel:

$$(3) \qquad d_\mu = \frac{2970}{h_{cm}} \cong \frac{3000}{h_{cm}}$$

d = Durchmesser einer kreisrunden Pore, die mit einem Druck von h cm Wassersäule entleert werden kann, in μ

h = angewendete Druckkraft, angegeben in cm Wassersäule, um die Poren zu entleeren.

Für den bei unseren Sanden interessanten Saugspannungsbereich wurde diese Beziehung in Bild 5 graphisch aufgetragen. Der Grenzpunkt der kapillar wirkenden Poren kann dort angenommen werden, wo die Kurve eine Neigung von 45° (bei Porendurchmesser 170 μ) aufweist.

Den ersten Versuch einer auf der Beziehung Saugspannung–Porendurchmesser aufgebauten Hohlraumanalyse unternahm Sekera [13] im Rahmen einer Untersuchung über die nutzbare Wasserkapazität des Bodens. Donat [3] verwendete für seine Untersuchungen über die Porengrössenverteilung das Fischer-Kapillarimeter, wobei das vom Boden abgegebene Wasser nicht unmittelbar gemessen, sondern durch Wägung der Bodenprobe bestimmt wird. Er unterscheidet bei den Bodenporen fünf Gruppen (Tab. 1), wobei er den die Grobstruktur bildenden Anteil des Porenraumes eines Bodens zu erfassen versuchte, dessen Wasser- und Lufthaushalt in erster Linie durch künstliche Eingriffe (Entwässerung, Bodenbearbeitung) geändert wird.

Sekera [15] unterteilt das durch die angelegte Saugspannung im Kapillarimeter entzogene Wasser in drei Anteile, die jeweils einer bestimmten Porengruppe zugeordnet sind: a) *Leicht bewegliches Wasser* (nur während des Absickerns von den Pflanzen verwertbar), das in den *groben Kapillaren* zirkuliert (> 30 μ) und das mit einer Saugspannung von 0,1 at dem Boden entzogen werden kann. – b) *Normal bewegliches Wasser* (langdauernd den Pflanzen verfügbar), zirkuliert in den *mittleren Kapillaren* (3 bis 30 μ) und wird vom Boden mit einer Saugspannung von 0,1 bis 1,0 at festgehalten .c) *Trägbewegliches Wasser* (den Pflanzen nicht zugänglich), das sich in den *feinen Kapillaren* (> 3 μ) befindet und nach Sekera nur in Dampfform beweglich ist.

Tabelle 1. Zusammenstellung der von verschiedenen Autoren vor geschlagenen Poreneinteilungen

| Bezeichnung der Porenklassen | | |

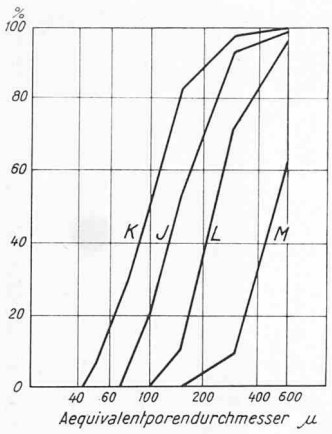


Bild 6. Verteilung der Aequivalentporendurchmesser bei den Sanden M, L, J und K

Odén [9] schlug in Anlehnung an die Atterbergsche Korngrössenklassifikation eine Einteilung der Porengrössen auf der Basis der Bestimmung eines äquivalenten Durchmessers vor (Tab. 1). Richard und Fehr [10], benutzten den permanenten Welkepunkt (PWP) und die Feldkapazität (FC) auch als Klassengrenzen der Porendurchmesser.

Mit Feldkapazität wird der Wassergehalt bezeichnet, den ein vegetationsloser Boden 2 bis 3 Tage nach einer längeren Regenperiode oder nach intensiver künstlicher Beregnung aufweist. Bei den meisten Böden liegt die Saugspannung bei Feldkapazität zwischen 0,2 und 0,5 at. In der Bodenphysik wird dafür 1/3 at angenommen. Dies entspricht einem Äquivalentdurchmesser von 8 μ.

Als permanenter Welkepunkt eines Bodens gilt derjenige Wassergehalt, bei dem die Pflanze welkt, ohne dass sie sich, in wassergesättigte Atmosphäre gebracht, wieder erholt. Der PWP wird bei verschiedenen Böden und verschiedenen Pflanzen nicht bei derselben Saugspannung erreicht; jeder einzelne gefundene Wert gilt folglich nur für ein bestimmtes Boden-Pflanzen-Paar. Mit grober Annäherung kann jedoch der Wassergehalt beim PWP dem bei einer Saugspannung von 15 at im Boden zurückbleibenden Wasser gleichgesetzt werden.

Die Grobporen sind bei Feldkapazität bereits mit Luft gefüllt. Ihr Äquivalentdurchmesser ist gleich oder grösser als 8 μ, und die Grobporen entwickeln eine Saugspannung von bis zu 1/3 at. Bezeichnet man den Wassergehalt einer Bodenprobe in Vol. % bei einer Saugspannung von 330 cm Wassersäule mit w_{330} und den entsprechenden Wassergehalt bei Sättigung mit w_S, so ist der Anteil der Grobporen n_G am scheinbaren Bodenvolumen:

$$n_G = w_S - w_{330}$$

Poren, die das zwischen permanentem Welkepunkt und Feldkapazität liegende, für die Pflanzen verwertbare Wasser enthalten, werden als Mittelporen bezeichnet. Sie umfassen Äquivalentdurchmesser zwischen 0,2 und 8 μ, und der entsprechende Saugspannungsbereich liegt zwischen 15 und 1/3 at. Die Feinporen sind beim permanenten Welkepunkt noch mit Wasser gefüllt. Ihr Äquivalentdurchmesser ist gleich oder kleiner als 0,2 μ und das in ihnen enthaltene Wasser wird mit mindestens 15 at festgehalten.

Swartzendruber u. a. [16] unterscheiden zwischen Kapillar- und Durchlüftungsporen. Als Grenzwert nahmen sie Poren mit einem Äquivalentdurchmesser von 50 μ an, die bei ursprünglich voller Sättigung der gesamten Probe innerhalb 24 Stunden entwässert werden.

Die von den verschiedenen Autoren vorgeschlagenen Poreneinteilungen sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Porenverteilung unserer Versuchssande zeigt Bild 6, wobei jedoch nur Poren unter 600 μ Durchmesser (entsprechend einer Saugspannung von 5 cm Wassersäule) bestimmt werden konnten.

4. Sickerströmung im ungesättigten System

Die Filterströmung (laminare Strömung) im gesättigten System, bei dem alle Poren mit einer homogenen Flüssigkeit gefüllt sind, stellt die einfachste Art der Wasserbewegung in den Bodenhohlräumen dar. Für diesen Fall gilt das Darcy-Gesetz

(4) $$v = k \cdot i$$

Reicht die Flüssigkeitsmenge zur Füllung aller Bodenhohlräume nicht aus, so dass Gas (Luft) oder Wasserdampf die restlichen Hohlräume erfüllt, spricht man vom ungesättigten System. Aus dem Zweiphasensystem (feste Bodenteilchen, Wasser) wird ein Dreiphasensystem (Boden, Wasser, Luft) und aus der Filterströmung wird eine Kapillarströmung. Nach Abschnitt 2 besteht zwischen dem durchschnittlichen Wassergehalt und der Grösse des Durchflussquerschnittes einerseits und der Saugspannung anderseits ein enger Zusammenhang.

Werden im stationären Zustand die lufterfüllten Hohlräume durch Mineralkörner ersetzt, so ändert das, unter Vernachlässigung der Reibung, an den Durchflussverhältnissen nichts. Die Verminderung des Durchflussquerschnittes ergibt eine geringere Durchlässigkeit. Mit abnehmender Sättigung wird also der Durchflussquerschnitt und die Durchlässigkeit k kleiner.

Wir vergleichen somit die Strömung im ungesättigten Medium mit der Strömung in einem System, bei dem die lufterfüllten Hohlräume durch Mineralkörner ersetzt wurden. Mit dieser Annahme erhalten wir aus dem ungesättigten Medium ein gesättigtes mit kleinerem Durchflussquerschnitt. Entsprechend der oben angeführten Abhängigkeit zwischen Wassergehalt und Saugspannung bleibt k nicht mehr konstant, sondern wird eine Funktion des Wassergehaltes und damit der Saugspannung.

Richards [11] verallgemeinerte das Darcy-Gesetz und schlug dessen Anwendung auch für die Kapillarströmung vor, und zwar in der Form:

(5) $$v = -k \cdot \operatorname{grad} \psi = -k \cdot \frac{d\psi}{dx}$$

ψ = Gesamtpotential (Potential aller eine Strömung verursachender Kräfte)

Das negative Vorzeichen zeigt an, dass die Strömung in Richtung des abnehmenden Potentials erfolgt. Ausser den in Abschnitt 1 angeführten Kräften kann beim Gesamtpotential noch ein Potential aus von aussen einwirkenden Gasdrücken (z. B. im Druckmembranapparat) in Frage kommen. Berücksichtigen wir wieder nur das Kapillar- und das Gravitationspotential, so können wir formelmässig anschreiben:

(6) $$\psi = M + Z \quad \text{und}$$

(7) $$\operatorname{grad} \psi = \operatorname{grad} M + \operatorname{grad} Z$$

M = Kapillarpotential, Z = Gravitationspotential

Zur Bestimmung der Durchlässigkeit in ungesättigten Böden gibt es verschiedene Methoden. Richards [11] befestigte an beiden Enden einer Bodenprobe je eine poröse Tonplatte, an die er unterschiedliche Saugspannungen hängte. Diese Saugspannungen wurden mit Tensiometern gemessen. Aus Durchflussmenge und Potentialgradient errechnete er mit Gleichung (5) die Durchlässigkeit. Bei gleichem Probenquerschnitt ist die Geschwindigkeit über die gesamte Probenlänge gleich hoch. Daraus folgt, dass sich der Potentialgradient über die Probenhöhe verändert; ein hoher Gradient entspricht einer geringen Durchlässigkeit und umgekehrt.

Als Kontinuitätsgleichung gilt:

(8) $$\frac{\delta v}{\delta x} = -\frac{\delta w}{\delta t},$$

und aus Gleichung (5) erhalten wir:

(9) $$\frac{\delta v}{\delta x} = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \left(k \cdot \frac{\delta \psi}{\delta x}\right).$$

w = Wasservolumen pro Volumeneinheit Boden

Gleichung (8) und Gleichung (9) ergeben

(10) $$\frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \left(k \cdot \frac{\delta \psi}{\delta x}\right).$$

Für vertikalen Durchfluss wird $\frac{\delta Z}{\delta z} = 1$. Mit Gleichung (6) erhalten wir

(11) $$\frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \cdot \left(\frac{\delta M}{\delta z}\right) + \frac{\delta k}{\delta z},$$

wobei z die nach oben gerichtete Ordiante darstellt.

Für horizontale Strömung wird $\frac{\delta Z}{\delta z} = \varnothing$ und Gleichung (10) ergibt

(12) $$\frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \left(k \cdot \frac{\delta M}{\delta x}\right).$$

Die Einführung des «Diffusionskoeffizienten» ergibt eine zur Wärmeströmung analoge Gleichung. Dies geschieht durch eine Aufteilung des Gradienten des Kapillarpotentials und zwar

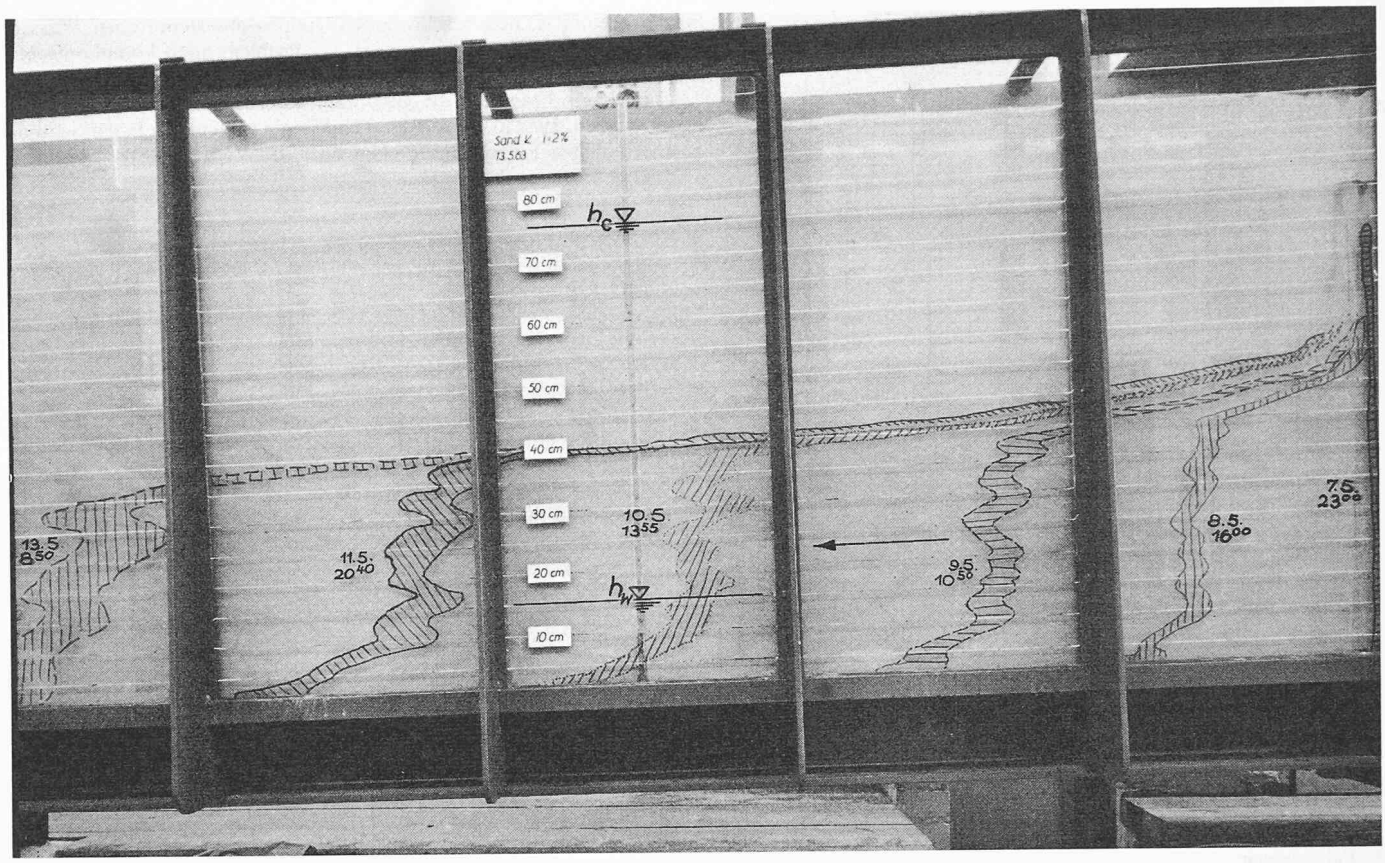


Bild 7. Strömungsbild in der Versuchsrinne beim Sand K und bei einem Gefälle von 2 %

$$\frac{\delta M}{\delta z} = \frac{\delta M}{\delta w} \cdot \frac{\delta w}{\delta z},$$

entsprechend der Bedingung, dass das Kapillarpotential einzig eine Funktion des Wassergehaltes darstellt. Gleichung (11) kann damit angeschrieben werden mit:

$$\text{(13)} \qquad \frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \cdot \left(k \cdot \frac{\delta M}{\delta w} \cdot \frac{\delta w}{\delta z}\right) + \frac{\delta k}{\delta z}.$$

Analog gilt für horizontale Strömung:

$$\text{(13 a)} \qquad \frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \left(k \cdot \frac{\delta M}{\delta w} \cdot \frac{\delta w}{\delta x}\right).$$

Sowohl k als auch $\frac{\delta M}{\delta w}$ sind nun vom Wassergehalt abhängig. Damit ist auch das Produkt $k \cdot \frac{\delta M}{\delta w}$ ein vom Wassergehalt abhängiger Bodenkennwert mit der Dimension $cm^2 \cdot s^{-1}$. Bezeichnet man dieses Produkt mit D (Diffusionskoeffizient), so erhalten wir aus Gleichung (13)

$$\text{(14)} \qquad \frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta z} \cdot \left(D \cdot \frac{\delta w}{\delta z}\right) + \frac{\delta k}{\delta z}$$

und für horizontale Strömung

$$\text{(14 a)} \qquad \frac{\delta w}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta x} \cdot \left(D \cdot \frac{\delta w}{\delta x}\right).$$

Die kapillare Durchlässigkeit (Durchlässigkeit im ungesättigten System) wurde ausser durch Versuche auch durch Berechnungen, beruhend auf der Konzeny-Formel für die Durchlässigkeit im gesättigten Medium, bestimmt. Die einfachste Gleichung dieser Art stammt von Irmay [6]:

$$\text{(15)} \qquad k_{rw} = \frac{k_u}{k_w} = \frac{(S - S_0)^3}{(1 - S_0)^3}$$

k_w = Durchlässigkeit bei voller Sättigung (entsprechend dem Darcy-k) ($cm \cdot s^{-1}$)

k_u = kapillare Durchlässigkeit ($cm \cdot s^{-1}$)

k_{rw} = relative Durchlässigkeit für Wasser (dimensionslos)

S = vorhandene Sättigung

S_0 = Sättigung, bei der k_u null wird.

Als «relative Durchlässigkeit» bezeichnet man das Verhältnis (in %) der tatsächlichen Durchlässigkeit (k_u) bei einer gegebenen Sättigung zur Durchlässigkeit (k_w) bei voller Sättigung.

Bild 10 enthält u. a. auch die nach Irmay (Gleichung 15) berechnete Beziehung «relative Durchlässigkeit-Sättigung» für den Versuchssand K.

Für die Strömungsversuche im ungesättigten System bauten wir eine Versuchsrinne mit den Abmessungen 4,35 × 0,20 × 1,00 m, die ein Gefälle bis zu 45 % einstellen liess. Durch Rotfärbung des Wassers beobachteten wir an der aus Glas bestehenden Vorderwand der Versuchsrinne die Strömungsgeschwindigkeiten in verschiedener Höhe über dem Wasserspiegel und damit bei verschiedenem Sättigungsgrad. Bild 7 zeigt eines der so erhaltenen Strömungsbilder (Sand K). Bild 8 stellt die bei den vier Versuchssanden gefundene Abhängigkeit der kapillaren Durchlässigkeit von der Höhe über Wasserspiegel dar, während wir in Bild 9 den Diffusionskoeffizienten D in Abhängigkeit vom Wassergehalt brachten:

$$\text{(16)} \qquad D = k_u \cdot \frac{d M}{d w}$$

D = Diffusionskoeffizient ($cm^2 \cdot s^{-1}$)

k_u = kapillare Durchlässigkeit (Durchlässigkeit im ungesättigten System) ($cm \cdot s^{-1}$)

$\frac{d M}{d_w}$ = Neigung der Tangente an die S-W-Linie (Bild 4)

Nach Gardner [4] sollte sich bei der Darstellung der Beziehung «Diffusionskoeffizient-Wassergehalt» auf halblogarithmischem Papier eine Gerade ergeben. Es ist aus Bild 9 zu ersehen, dass diese Angabe nur mit Einschränkungen gilt.

Das Auftragen der bei unseren Versuchen errechneten relativen Durchlässigkeiten in Abhängigkeit von der Sättigung (k_{rw}-S-Kurve) ergab nicht die bisher allgemein angenommene, u. a. nach Irmay (Gleichung 15) zu berechnende Kurve (Bild 10).

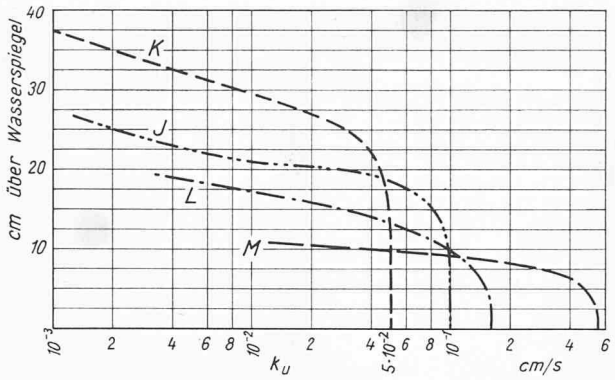


Bild 8. Abhängigkeit der kapillaren Durchlässigkeit k_u von der Höhe über Wasserspiegel für die vier Versuchssande

Für die Berechnung der Sickerströmung im gesättigten Medium ist die Kenntnis der Durchlässigkeit bei voller Sättigung erforderlich. Wollen wir die Sickerströmung im ungesättigten System (z. B. im Kapillarsaum) berechnen, so benötigen wir die «*S-W*-Linie» und die «k_{rw}-*S*-Kurve». Im folgenden Beispiel soll für den Sand K mit der Durchlässigkeit bei voller Sättigung $k_w = 5{,}02 \cdot 10^{-2}$ cm/s und gegebener *S-W*-Linie (Bild 4) und k_{rw}-*S*-Kurve (Bild 10) für eine gemessene Saugspannung von 25 cm WS die kapillare (ungesättigte) Durchlässigkeit bestimmt werden.

Nach Bild 4 entspricht bei unserem Sand K einer Saugspannung von 25 cm WS ein Wassergehalt von 42% und damit eine Sättigung von 69%. In Bild 10 kann bei einem *S* von 69% ein k_{rw} von 0,60 abgelesen werden und wir erhalten eine kapillare Durchlässigkeit von

$$k_u = 0{,}60 \cdot 5{,}02 \cdot 10^{-2} = 3{,}01 \cdot 10^{-2} \text{ cm/s}$$

5. Folgerungen

Die Fliessbewegung verläuft im Kapillarsaum ähnlich wie im normalen Grundwasser. Die Poren sind auch oberhalb des Wasserspiegels über einen gewissen Bereich voll gesättigt und der in Wasserspiegelhöhe eintretende Wechsel von Druck- zu Saugspannung tritt bezüglich der Strömung nicht in Erscheinung. Wesentlich ist jedoch die Tatsache, dass bei porösen Medien jeder Saugspannung ein bestimmter Wassergehalt entspricht. Diese Abhängigkeit (*S-W*-Linie) lässt sich nicht berechnen, sondern muss durch einen Versuch jeweils festgelegt werden. Ebenso lässt sich die Sickerströmung im Kapillarsaum nicht in Abhängigkeit von einfachen Bodenkennwerten, wie wirksamer Korndurchmesser, Porenvolumen und spezifische Oberfläche bringen. Durch einen Versuch können wir die Beziehung «relative Durchlässigkeit-Sättigung» (k_{rw}-*S*-Kurve) bestimmen. Zusammen mit der oben angeführten *S-W*-Linie sind wir damit in der Lage, die im ungesättigten System vorhandene Sickermenge zu berechnen.

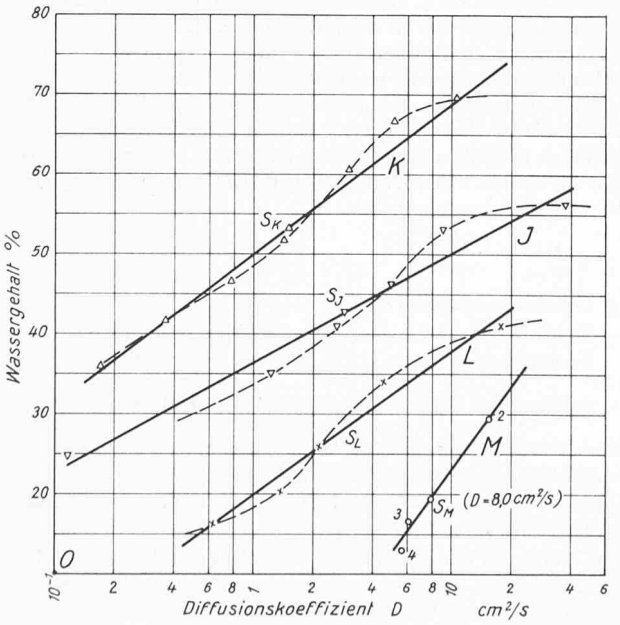


Bild 9. Abhängigkeit «Diffusionskoeffizient — Wassergehalt»

Kommt zu dem beschriebenen Dreiphasensystem Boden, Wasser, Luft noch die Phase Öl, so wird das Problem noch komplexer, und wir finden unter Umständen eine Mehrphasenströmung. Die Bedeutung dieser Frage für die gesamte Wasserwirtschaft zeigen die verschiedenen, 1959 in Deutschland und wenig später auch in der Schweiz angelaufenen Forschungsarbeiten über das Verhalten von Erdölprodukten im Boden.

Literatur

[1] *Bouyoucos, G.J., Mick, A.H.*, 1948: A fabric absorption unit for continuous measurement of soil moisture in the field, «Soil Sci.», 66: 217–232.

[2] *Corey, A.T.*, 1949: Fluid mechanics of porous solids. Unpublished and unedited, Course outline, Colorado State University.

[3] *Donat, J.*, 1937: Das Gefüge des Bodens und dessen Kennzeichnung. Verh.d.6.Komm.intern.Bodenk.Ges., B:423–439.

[4] *Gardner, W.R.*, 1958: Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. «Soil Sci.», 85: 228–232.

[5] *van der Harst, G.G., Stakman, W.P.*, 1961: The use of the sandbox-apparatus to determine *pF*-curves in the range *pF* 0,4 to 2,7. Institute for Land and Water Management Res., Wageningen, Note 81.

[6] *Irmay, S.*, 1954: On the hydraulic conductivity of unsaturated soils. «Trans. Am. Geophysical Union», 35:463–467.

[7] *Laatsch, W.*, 1957: Dynamik der mitteleurop. Mineralböden. Steinkopff Verlag, Dresden, 4. Auflage.

[8] *Lecher, K.*, 1964: Kapillarität und Sickerströmung in ungesättigten, nichtbindigen Böden. Diss. ETH, Zürich.

[9] *Odén, S.*, 1957: Forslag till klassifikation av markens porer. «K. Lantbr. Akad. Tidskr.», 96:297–313.

[10] *Richard, F., Fehr, R.*, 1954: Physikalische Bodeneigenschaften einiger Pappelstandorte im schweizerischen Mittelland. «Mitt. d. Schweiz. Anstalt Forstl. Versuchswesen», 31:H.1.

[11] *Richards, L.A.*, 1931: Capillary conduction of liquids trough porous mediums. «Physics», 1:318–333.

[12] *Schofield, R.K.*, 1935: The *pF* of the water in soil. 3d Intern. Congr. Soil Sci. Trans., 2:37–48.

[13] *Sekera, F.*, 1931: Die Strukturanalyse des Bodens. «Bodenkunde und Pflanzenernährung», 6:259–288.

[14] *Sekera, F.*, 1938 a: Die Strukturanalyse des Bodens. «Bodenkunde und Pflanzenernährung», 6:259–288.

[15] *Sekera, F.*, 1938 b: Statik und Dynamik des Bodenwassers. «Bodenkunde und Pflanzenernährung», 6:288–312.

[16] *Swartzendruber, D., de Bootd, A.F., Kirkham, D.*, 1954: Capillary intake rate of water and soil structure. Soil Sci.Soc.Am.Proc., 18:1–7.

Adresse des Verfassers: Dr. sc. techn. *Kurt Lecher*, Institut für Wasserwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau, Technische Hochschule, Welfengarten 1, Hannover.

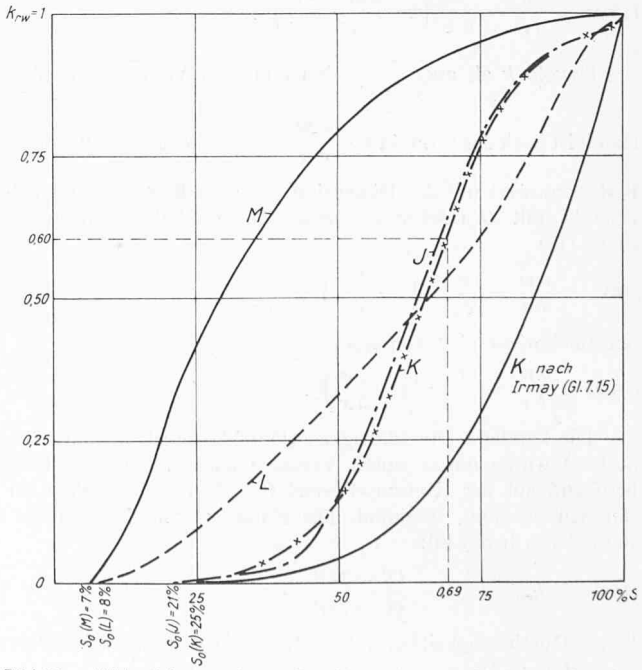


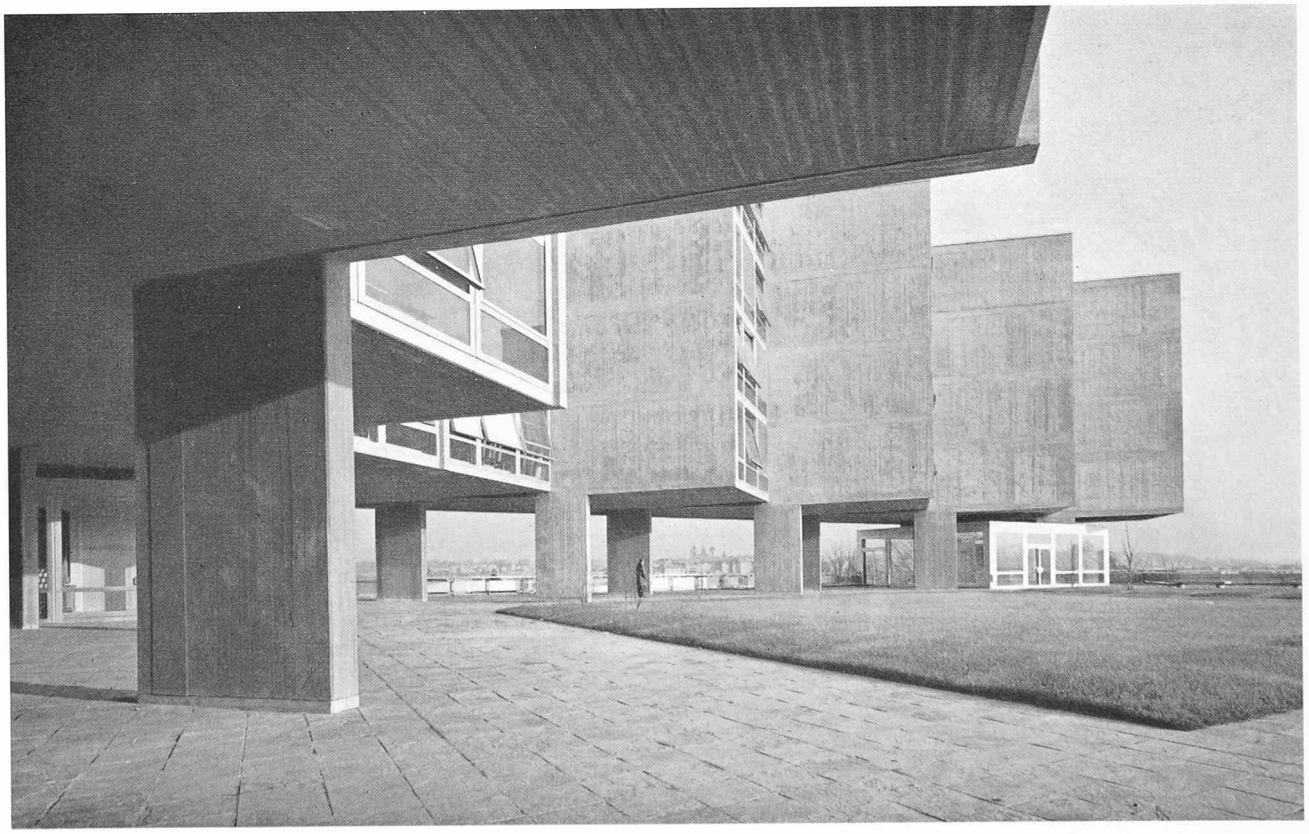
Bild 10. Abhängigkeit «relative Durchlässigkeit — Sättigung» bei den Versuchssanden im Vergleich zur Kurve nach Irmay für den Sand K

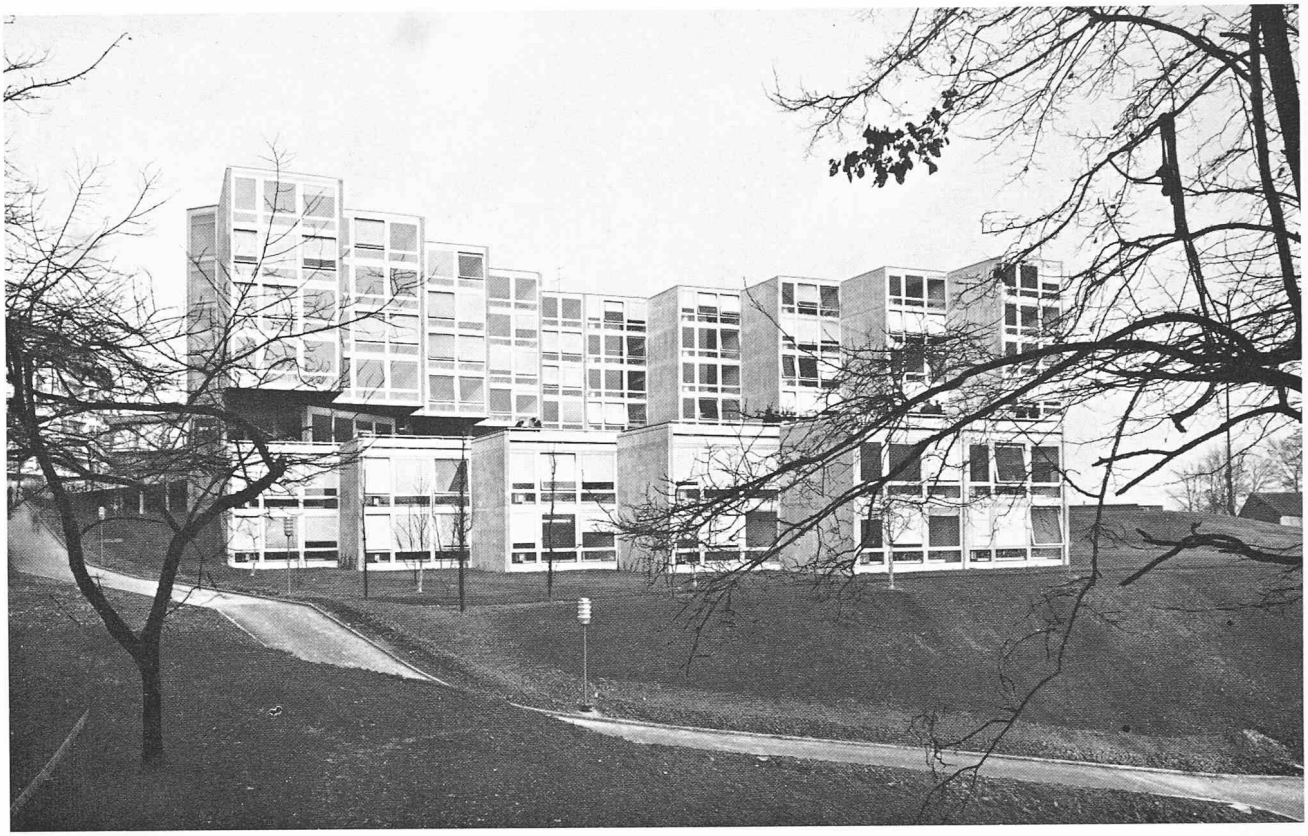
Blick aus Westen in den Hofraum (im Hintergrund zwischen den Stützen der Osttrakt)

Ecole de commerce in Genf

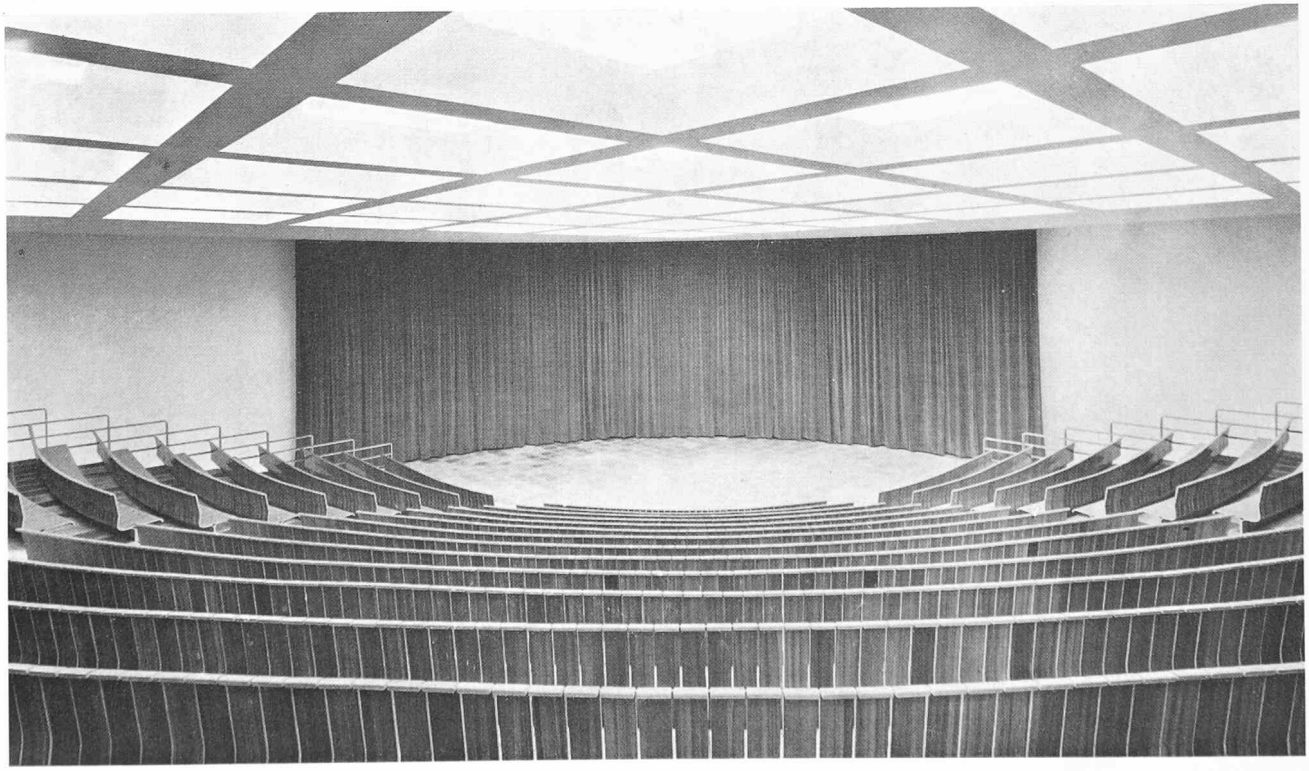
Architekt **Georges Addor,** Genf

Ansicht aus Nordwesten mit der südöstlichen Treppenanlage





Ansicht aus Südwesten gegen die Klassenzimmer. Das Zwischengeschoss und das erste Untergeschoss treten voll aus dem Hang. Im Vordergrund Rue du Ravin

Blick in die Aula

Photos V. Bouverat, Genf