Zeitschrift: Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen = Swiss foresty journal = Journal forestier suisse

Herausgeber: Schweizerischer Forstverein

Band: 124 (1973)

Heft: 6

Artikel: Über die Durchlässigkeit und Entwässerbarkeit von Böden

Autor: Richard, F.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-767440

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: 13.07.2025

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

Über die Durchlässigkeit und Entwässerbarkeit von Böden

Von *F. Richard*

Oxf.: 114.1 : 237.2 : 385.1

(Aus der Professur für Bodenphysik der ETH-Zürich)

1. Die Wasserleitfähigkeit des Bodens

In einem porösen System, zu dem wir auch die mit Pflanzen bedeckten Böden zählen, wird die Wassersickerung in der Regel nach dem Darcy-Gesetz berechnet. Der französische Ingenieur *Darcy* hat das nach ihm benannte Gesetz auf empirischem Wege ermittelt (1856). In einer einfachen Form lautet es:

$$Q = k \cdot i \qquad 1)$$

Es sagt aus, dass die Wassermenge Q, auch Fluss genannt (zum Beispiel $cm^3 \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$), die pro Zeit- und Flächeneinheit durch einen porösen Bodenquerschnitt sickert, gleich ist dem sogenannten hydraulischen Gradienten i mal einen Proportionalitätsfaktor k (vgl. *Luthin/Richard,* 1965). Der hydraulische Gradient i ist der Unterschied in der hydraulischen Höhe des Wassers pro Längeneinheit der Distanz zwischen zwei gegebenen Orten im Boden. Der hydraulische Gradient ist dimensionslos. Der Proportionalitätsfaktor ist der sogenannte k-Wert nach Darcy; er wird in der Literatur auch als Wasserleitfähigkeitswert des Bodens bezeichnet. Die sogenannte Filterfläche, das heisst der gesamte Bodenquerschnitt, durch dessen Porenanteil die Wassermenge Q fliesst, steht senkrecht zur Achse, in der der Gradient wirkt.

Da sich im gesättigten Boden der Wassergehalt nicht ändert, bleibt auch der k-Wert konstant. Streng genommen ist er unter anderem von der Viskosität und der Dichte des Bodenwassers abhängig. Beide Werte sind eine Funktion der Temperatur. Diese schwankt im Boden in der Regel sehr wenig. Wir dürfen deshalb die Temperatureinflüsse in vielen Fällen vernachlässigen (vgl. Luthin/Richard, 1965).

Der k-Wert hat die Dimension einer Geschwindigkeit, was aus Gleichung 1) leicht erkennbar ist: der Wert Q hat die Dimension $\frac{L^3}{L^2 \cdot T}$ (Dimension eines Volumens pro Flächen- und Zeiteinheit). Kürzt man durch L^2,

dann erhalten wir den Ausdruck $\frac{L}{T}$, das ist die Dimension der Geschwindigkeit.

Anstelle von Gleichung 1) können wir deshalb schreiben

$$v = k \cdot i \qquad 2)$$

wobei v die sogenannte Filtergeschwindigkeit darstellt (zum Beispiel $cm \cdot s^{-1}$). Sie ist ein Mass für den Wasserfluss, bezogen auf den ganzen Filterquerschnitt, also auf einen Querschnitt, der auch feste Bodenanteile enthält, durch die das Wasser nicht sickern kann. Die Filtergeschwindigkeit gibt uns an, mit welcher Geschwindigkeit das Wasser durch einen gegebenen Boden-Gesamtquerschnitt fliesst, was für praktische Untersuchungen sehr zweckmässig ist. Die effektive Geschwindigkeit, mit der das Wasser in den einzelnen Poren fliesst, kennen wir nicht. Ein Mittelwert dafür ist die sogenannte Porengeschwindigkeit v_p. Sie ist gleich der Filtergeschwindigkeit v dividiert durch die Porosität E des Bodens

$$v_p = \frac{v}{E} \qquad 3)$$

wobei E eine Verhältniszahl ist. Sie gibt an, wie gross das Porenvolumen im Vergleich zum Gesamtvolumen des Bodens ist. Für den Mullhorizont eines Braunerdebodens vom Typ «*Buchberg*» ist beispielsweise $E = 0{,}60$.

In einem homogenen, wassergesättigten Boden wirkt auf das Bodenwasser weder ein Überdruck noch eine Saugspannung. Zur Berechnung der hydraulischen Höhe H müssen wir nur die geodätische Höhe z berücksichtigen. In diesem Spezialfall wird der hydraulische Gradient $i = \Delta z / \Delta z = 1$ (vgl. Luthin, 1965). Aus Gleichung 1 folgt dann, dass der k-Wert gleich der Wassermenge Q wird, die pro Zeit- und Flächeneinheit durch den Boden sickert. Diese Wassermenge nennen wir, wie weiter oben erwähnt, den Fluss. Der k-Wert wird unter diesen Voraussetzungen ein sehr anschauliches Kriterium für den Vergleich der Wasserdurchlässigkeit von Böden.

Aus Gleichung 2 folgt, unter denselben Annahmen wie oben, dass der k-Wert gleich der Filtergeschwindigkeit v wird. Die Masszahlen für v und Q (Fluss) sind bei der Wahl sich entsprechender Masseinheiten dieselben.

Das Darcy-Gesetz darf auch für Wasserbewegungen im ungesättigten Boden angewendet werden. Hier ist aber die Sickermenge Q und damit der k-Wert vom Wassergehalt abhängig. Wenn wir annehmen, dass zwischen dem Wassergehalt Θ und der Saugspannung S des Bodenwassers eine eindeutige Beziehung herrsche, also $S = f(\Theta)$, dann können wir den k-Wert auch als Funktion der Saugspannung ausdrücken. Der k-Wert im ungesättigten Boden wird durch den Ausdruck k_{-p} ersetzt. Der Index -p bezieht sich auf den Unterdruck, mit dem das Wasser im Boden festgehalten wird. Die Saugspannung S ist ein Mass für den Unterdruck.

In Tabelle 1 sind k-Werte für übermässig, normal und unvollkommen durchlässige Horizonte von Wald- und Freilandböden der Schweiz zusammengestellt.

Tabelle 1. Zusammenstellung von k-Werten aus verschiedenen Wald- und Freilandböden der Schweiz.

	k-Wert		*Fluss*	
Bodenform	$cm \cdot s^{-1}$	$cm \cdot d^{-1}$	$cm^3 \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$	$Liter\ m^{-2} \cdot d^{-1} = mm \cdot d^{-1}$
Stark saure bis podsolige Braunerde *«Winzlerboden»*				
5—15 cm	$2{,}0 \cdot 10^{-2}$	$1{,}7 \cdot 10^{3}$	$2{,}0 \cdot 10^{-2}$	$\sim 1{,}7 \cdot 10^{4}$
75—85 cm	$9{,}4 \cdot 10^{-3}$	$8{,}1 \cdot 10^{2}$	$9{,}4 \cdot 10^{-3}$	$\sim 8{,}1 \cdot 10^{3}$
Braunerdeboden *«Buchberg»*				
0— 10 cm	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{3}$	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	$\sim 1{,}3 \cdot 10^{4}$
100—110 cm	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	$2{,}3 \cdot 10$	$2{,}7 \cdot 10^{-4}$	$\sim 2{,}0 \cdot 10^{2}$
Braunerde über wechselfeuchtem Staukörper *«Abist»*				
0— 10 cm	$5{,}6 \cdot 10^{-3}$	$4{,}8 \cdot 10^{2}$	$5{,}6 \cdot 10^{-3}$	$\sim 4{,}8 \cdot 10^{3}$
95—105 cm	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	$1{,}1 \cdot 10$	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	$\sim 1 \cdot 10^{2}$
Staunässegley *«Schmidwald»*				
5— 15 cm	$2{,}1 \cdot 10^{-3}$	$1{,}8 \cdot 10^{2}$	$2{,}1 \cdot 10^{-3}$	$\sim 1{,}8 \cdot 10^{3}$
75— 85 cm	$6{,}3 \cdot 10^{-4}$	$5{,}4 \cdot 10$	$6{,}3 \cdot 10^{-4}$	$\sim 5 \cdot 10^{2}$
195—205 cm	$7 \cdot 10^{-7}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$\sim 6 \cdot 10^{-1}$
Weideboden *«Zugerberg»* (Davallseggen-Pfeifengraswiese)				
0—10 cm	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10$	$3{,}5 \cdot 10^{-4}$	$\sim 3 \cdot 10^{2}$
70—80 cm	$4{,}6 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$4{,}6 \cdot 10^{-7}$	$\sim 4 \cdot 10^{-1}$
Weideboden *«Gottschalkenberg»*				
5— 15 cm	$8{,}7 \cdot 10^{-5}$	7	$8{,}7 \cdot 10^{-5}$	$\sim 7 \cdot 10$
95—105 cm	$1{,}6 \cdot 10^{-7}$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1{,}6 \cdot 10^{-7}$	$\sim 1{,}4 \cdot 10^{-1}$

$cm \cdot d^{-1}$ bedeutet: Zentimeter pro Tag

Nehmen wir als Beispiel den Horizont in 5 bis 15 cm Tiefe der stark sauren bis podsoligen Braunerde *«Winzlerboden»* (Staatswald des Kantons Zürich), ein Standort des *Galio Carpinetum luzuletosum*. Der k-Wert des wassergesättigten Horizontes beträgt $1{,}7 \cdot 10^3$ cm $\cdot$ d^{-1}, das heisst, das Wasser legt pro Tag einen Weg von rund 17 m zurück. Das ist für einen Waldboden ein extrem hoher Betrag. Wir finden ihn beispielsweise auch in Alluvialböden und in Oberböden von Braunerden und im E-Horizont von Podsolen. Wird ein solcher Horizont mit Wasser gesättigt, dann fliessen pro Tag und pro m^2 Bodenquerschnitt rund 17 m^3 hindurch. Das sind 170 000 m^3 pro Hektar und Tag.

Nun entspricht der Fluss, ausgedrückt in Liter $\cdot$ m^{-2}, auch einer Wassermenge, angegeben in Millimeter Wasserschichthöhe. Da die Niederschläge sehr oft auch in dieser Masseinheit angegeben werden (auch «Wassersäule» oder «Niederschlagshöhe» genannt), können wir die Flüsse im Boden leicht mit jenen vergleichen.

In unserem Falle ist die Durchlässigkeit des betrachteten Horizontes (5 bis 15 cm Tiefe) des *«Winzlerbodens»* gross genug, um eine Niederschlagsmenge von rund 17 000 mm $\cdot$ d^{-1} durchsickern zu lassen. Wir sehen, dass bei Durchlässigkeiten von dieser Grössenordnung ein Boden allein durch Niederschläge nicht gesättigt werden kann. Bei uns gibt es keine Regendichten von diesem Betrag. Dabei betrachten wir nur die in den Boden effektiv einsickernde Menge. Jener Anteil fällt weg, der infolge Interzeption, Oberflächenabflusses und Verdunstung gar nicht in den Boden gelangt.

Wie wir gezeigt haben, besitzen Wald- und Freilandböden oft nur im Wurzelraum und nahe der Bodenoberfläche sehr grosse k-Werte. In der Regel nimmt die Durchlässigkeit mit zunehmender Bodentiefe rasch ab. Beispiele dazu sind in Tabelle 1 erwähnt:

Starke Abnahmen stellen wir im Braunerdeboden vom Typ *«Buchberg»* fest. Hier geht der Fluss auf $2{,}0 \cdot 10^2$ mm $\cdot$ d^{-1} zurück. Das ist aber immer noch eine Menge, die um ein Vielfaches grösser ist als ein mittlerer täglicher Niederschlag im Einzugsgebiet. Wesentlich weniger durchlässig ist der Staunässegley *«Schmidwald»*. In 195 bis 205 cm Tiefe beträgt der Fluss nur noch $6 \cdot 10^{-1}$ mm $\cdot$ d^{-1}. Es ist ohne weiteres möglich, dass im Boden von oben her mehr Wasser nachsickert, als diesem Fluss entspricht. Der sehr schwer durchlässige Horizont wirkt als Staukörper. Im darüber gelegenen Boden nimmt der Wassergehalt zu; es kann mit der Zeit sogar ein Wasserspiegel entstehen, der längere oder kürzere Zeit bestehen bleibt. Er kann aber auch periodisch verschwinden: Unter dem Einfluss einer genügend grossen Evapotranspiration kann während der Vegetationszeit aus dem Wurzelraum mehr oder weniger kontinuierlich so viel Wasser entzogen werden, dass der Boden nicht oder nur kurzfristig und nur stellenweise wassergesättigt ist. Während der Vegetationsruhe ist es aber möglich, dass dieselben Böden oberhalb des

Staukörpers mit Wasser gesättigt werden. Die Mächtigkeit der Sättigungszone und die Dauer der Sättigung können von Standort zu Standort sehr verschieden sein.

Ein instruktives Beispiel hat *Brülhart* (1969) dargestellt. Es handelt sich um einen Braunerdeboden vom Typ *«Buchberg»*. Hier hat sich während der Vegetationsperiode zwischen dem biologischen Wasserentzug (zum Beispiel durch Transpiration des Bestandes), der Tiefensickerung und der Evaporation einerseits und der in den Boden einsickernden Niederschlagsmenge anderseits ein dynamisches Gleichgewicht so eingestellt, dass keine langfristigen und ökologisch entscheidenden Bodenvernässungen eintreten. Es wird kein Nassstandort indiziert, der zum Beispiel waldbaulich eine spezielle Behandlung verlangen würde. Ausserhalb der Vegetationsperiode waren in den Versuchsjahren interessanterweise grössere Teile des Bodens ab und zu mit Wasser gesättigt.

Anders stehen die Sickerverhältnisse in schwer durchlässigen Böden. Betrachten wir beispielsweise den Bodenhorizont in 95 bis 105 cm Tiefe vom Weideboden *«Gottschalkenberg»* (Tabelle 1). Wir finden hier einen k-Wert von $1{,}4 \cdot 10^{-2}$ cm $\cdot$ d^{-1}. Das entspricht einem Fluss von 0,14 Litern $\cdot$ $m^{-2} \cdot d^{-1}$ oder einer einsickernden Niederschlagsmenge von 0,14 mm $\cdot$ d^{-1}.

Die Durchlässigkeit eines solchen Bodenhorizontes ist praktisch $= 0$. Da die Niederschläge im Einzugsgebiet relativ dicht und häufig sind, wird dieser Horizont dauernd wassergesättigt bleiben. Zudem wird sich das Wasser im darüberliegenden Bodenraum stauen. Über den Einfluss der Transpiration von Pflanzenbeständen auf derartige Böden vgl. *Schuster* (1972).

Gräbt man in einem solchen Boden ein Bohrloch, dann steigt darin das Wasser annähernd so hoch, wie der angrenzende Boden mit Wasser gesättigt ist. Wir können aus der Lage des Wasserspiegels im Bohrloch auch jene des Wasserspiegels im Boden bestimmen. Je nach der Korngrössenzusammensetzung des Bodens ist der Wasserspiegel eine scharfe Grenze zwischen gesättigtem und ungesättigtem Bodenanteil oder ein Ort, wo die Wassersättigung nach oben (das heisst im ungesättigten Boden) so langsam abzunehmen beginnt, dass eine wesentliche Strecke direkt oberhalb des Wasserspiegels praktisch gesättigt ist. Der Wassergehalt hat nur um geringe Beträge abgenommen.

Wir wollen nun verschiedene Arten von Übergängen vom gesättigten in den ungesättigten Boden untersuchen, denn sie sind ökologisch von Bedeutung.

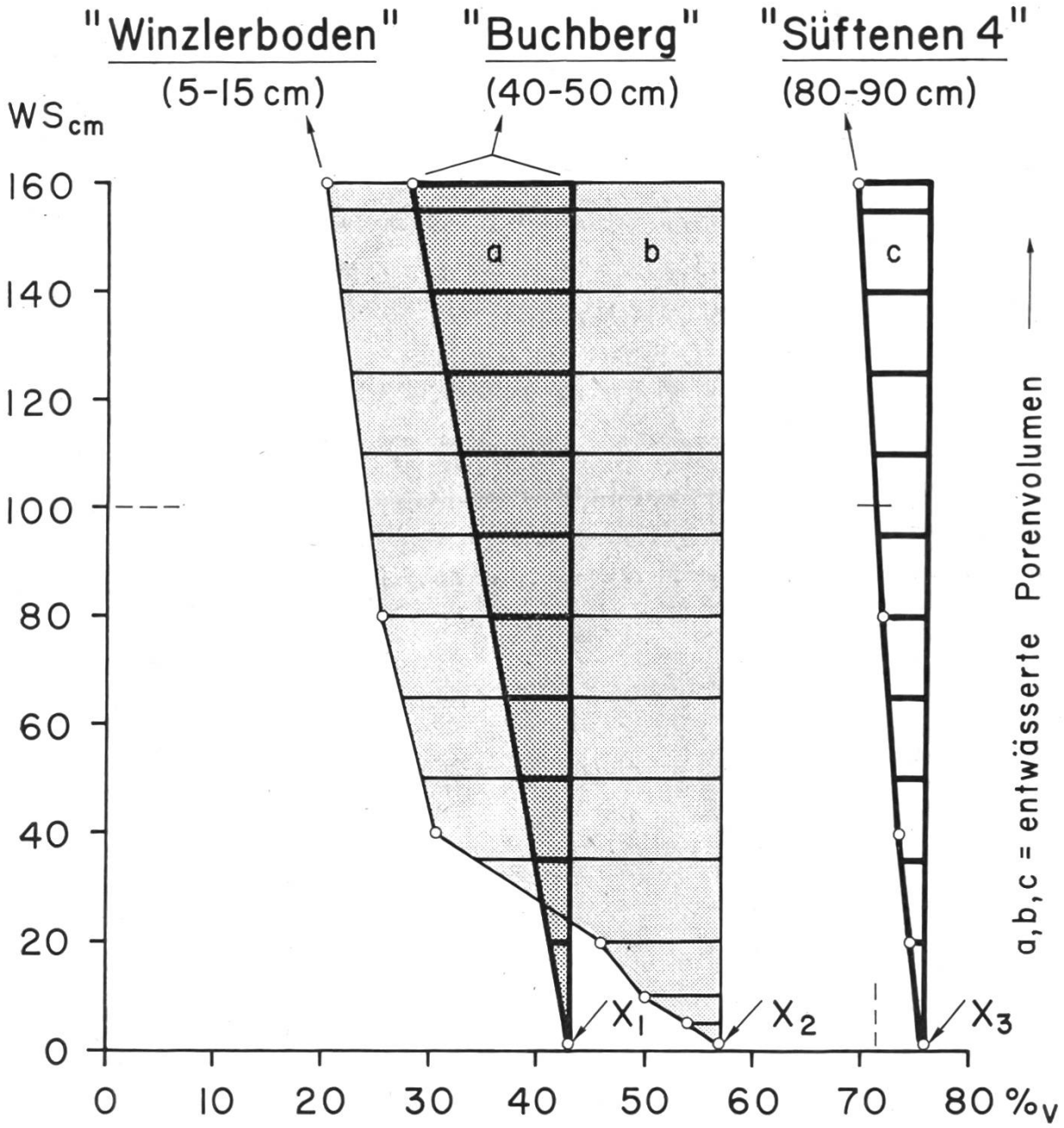
Im Schotter und in grobsandigen Böden ist der Wasserspiegel eine deutliche Grenze zwischen gesättigtem und ungesättigtem Bodenanteil. Das kapillare Leitvermögen des Schotters ist so klein, dass keine ins Gewicht fallenden Wassermengen in höhergelegene Wurzelräume nachgeschoben werden können. Im Schotter und in grobsandigen Böden geht der Wassergehalt oberhalb des Wasserspiegels sehr rasch auf einen kleinen Betrag zu-

rück. Je grösser aber der Silt- und Tongehalt wird, um so allmählicher ist der Übergang zwischen gesättigter und ungesättigter Bodenzone, das heisst, der Wassergehalt nimmt sehr langsam ab. Ein Tonboden kann deshalb über eine grosse Strecke oberhalb des Wasserspiegels nahezu wassergesättigt sein.

Wir können die Verteilung des Wassergehaltes in der Übergangszone des Bodens zwischen Sättigung und partieller Sättigung am besten durch die Desorptionskurve (Richard, 1963) darstellen (Figur 1). Ausgehend von der Wassersättigung der Böden, die in Figur 1 durch die Werte x_1, x_2 und x_3 angegeben ist, gibt die Desorptionskurve den Zusammenhang zwischen dem Wassergehalt im ungesättigten Boden und der dazugehörenden Saugspannung S an. Bei Wassersättigung ist die Saugspannung $S = 0$. Je mehr der Boden entwässert wird, desto grösser wird die Saugspannung des noch im Boden vorhandenen Wassers. Wir stellen uns nun vor, dass im gegebenen Boden die X-Achse von Figur 1 auf der Höhe des Wasserspiegels liegt. Die Desorptionskurve gibt dann die Wassergehalte im Boden über dem Wasserspiegel an, nachdem der kapillare Wasseraufstieg zum Stillstand gekommen ist. Wir betrachten also eine Gleichgewichtslage. Die Saugspannung S in WS_{cm} (auf der Y-Achse) gibt gleichzeitig auch die Entfernung (in cm) des Ortes vom Wasserspiegel an, wo der dieser Saugspannung entsprechende Wassergehalt vorhanden ist. Mit zunehmender Entfernung vom Wasserspiegel nimmt der Wassergehalt im Boden kontinuierlich ab, und die Saugspannung nimmt entsprechend zu. Zur Erklärung nehmen wir den Boden *«Süftenen 4»* in Figur 1: Zu einer Saugspannung von beispielsweise 100 WS_{cm} gehört ein Wassergehalt im Boden von rund 72 $^0/_{0v}$. Das will sagen, dass bei kapillarem Gleichgewicht die Saugspannung von 100 WS_{cm} im Boden 100 cm über dem Wasserspiegel anzutreffen ist. Im gesättigten Boden beträgt der Wassergehalt 76 $^0/_{0v}$ (in Figur 1 der Wert x_3). Im Wasserspiegel ist die Saugspannung $S = 0$. Oberhalb des Wasserspiegels hat sich über eine Bodenschichthöhe von 100 cm der Wassergehalt von 76 $^0/_{0v}$ auf 72 $^0/_{0v}$ verringert, und gleichzeitig hat sich die Saugspannung des Wassers von $S = 0$ auf $S = 100$ WS_{cm} erhöht.

Zieht man auf der X-Achse am Orte mit Wassersättigung (x_1, x_2, x_3) eine Parallele zur Y-Achse, so erhalten wir für eine gegebene Saugspannung auch den Volumenanteil wasserfreier Poren. Diese sind mit Luft gefüllt. In Figur 1 sind diese Luftanteile für die Böden *«Winzlerboden»*, *«Buchberg»* schraffiert und für *«Süftenen 4»* umrahmt angegeben. Wir sehen, dass beispielsweise im sehr schwer durchlässigen Horizont (80 bis 90 cm) des aufgeforsteten tonreichen Weidebodens vom Typ *«Süftenen 4»* in 50 cm oberhalb des Wasserspiegels (also bei einer Saugspannung von $S = 50$ WS_{cm}) noch 73 $^0/_{0v}$ Wasser enthalten sind. Im Wasserspiegel, das heisst im gesättigten Boden, sind es 76 $^0/_{0v}$. Die Wasserabnahme über eine Strecke von 50 cm Bodentiefe beträgt also nur 3$^0/_{0v}$. Berücksichtigt man die Inhomogenität des Bodens, so können wir feststellen, dass im tonreichen (rund 50 $^0/_{0g}$) Boden

Figur 1. Darstellung der Wassergehalte (%v) in ungesättigten Böden nahe der Wassersättigung. Böden mit stark verschiedener Porengrössenverteilung.



«*Süftenen 4*» über eine Strecke von mehr als 50 cm der Wassergehalt im ungesättigten Bereich nur sehr wenig von jenem der Sättigung abweicht. Das ist der Grund, weshalb in tonreichen Böden der Wasserspiegel als «Grenze» zwischen gesättigten und ungesättigten Böden an Bedeutung verloren hat. Es handelt sich eher um einen kontinuierlichen Übergang von Bodensättigung in partielle Sättigung, wobei die Veränderung des Wassergehaltes oberhalb des Wasserspiegels sehr geringfügig ist. Das will sagen, dass in tonreichen Böden unmittelbar oberhalb des Wasserspiegels ähnliche Wassersättigungsgrade vorherrschen wie bei Sättigung. Das hat bei der Beurteilung der Entwässerungsfähigkeit der Böden entscheidende Bedeutung. Wir werden über

das entwässerbare Porenvolumen und seine Bedeutung für das Wurzelwachstum weiter unten berichten.

Bodenkundlich definieren wir den Wasserspiegel als den Ort im Boden, der die Saugspannung = 0 hat. Im Felde bestimmen wir ihn in einem Bohrloch. Man macht eine Ablesung etwa 12 bis 24 Stunden nach erfolgter Bohrung. Wir dürfen dann annehmen, dass der Wasserspiegel im Bohrloch ins Gleichgewicht gekommen ist.

2. Die Entwässerung des Bodens durch Gräben

Im vorausgegangenen Kapitel haben wir gesehen, wie im Boden ein Wasserspiegel entstehen kann. Vergleiche hiezu auch Richard (1973).

Die Periodizität der Niederschläge trägt in vielen Fällen dazu bei, dass der Wasserspiegel im Boden gar nicht verschwinden kann, sondern innerhalb bestimmter Tiefen mehr oder weniger schwankt.

Will man einen vernässten Boden kultivieren, so muss man dafür sorgen, dass das für eine Grosszahl von Kulturpflanzen schädliche Überschusswasser abgeführt wird. Das ist nur möglich, wenn man im Boden zusätzliche Abflussmöglichkeiten schafft. Das geschieht durch Anlegen von offenen oder geschlossenen Drainsystemen. Wir befassen uns nur mit dem offenen System, das heisst mit Gräben.

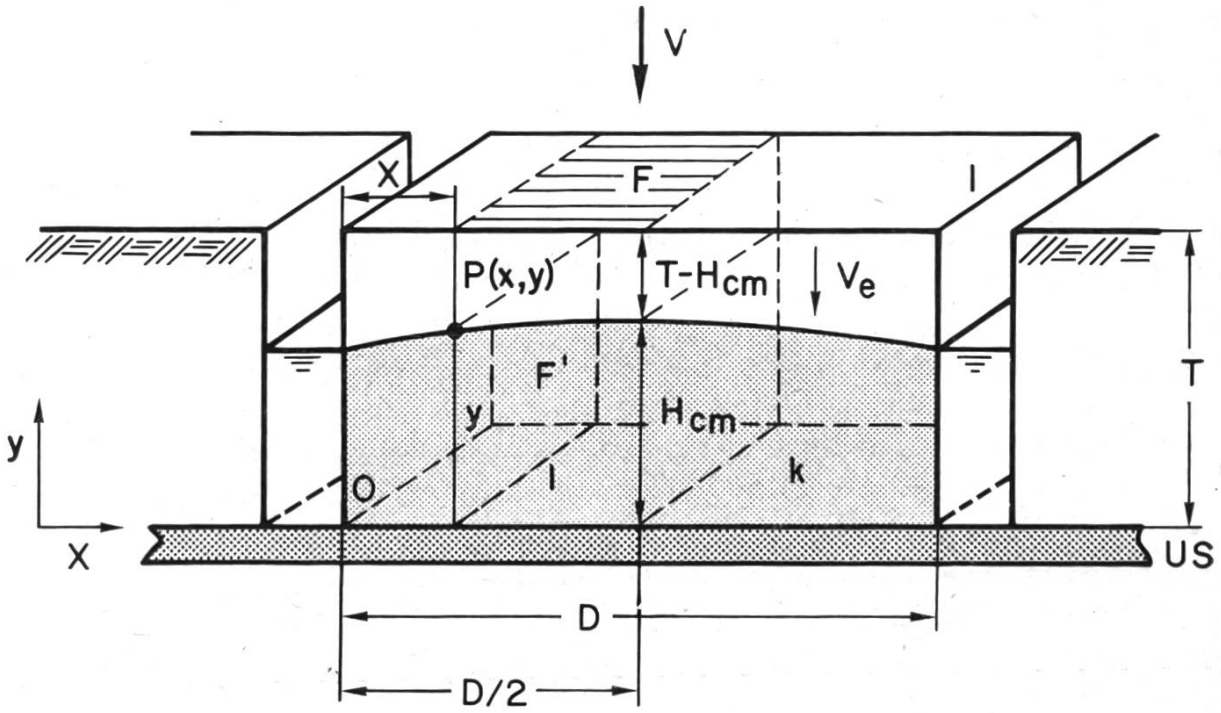
Wir gehen von einem in der Praxis häufig vorkommenden Fall aus: Ein Nassboden sei durch eine in einer bestimmten Tiefe vorhandenen undurchlässigen Schicht entstanden. Oberhalb dieser Schicht liege eine an sich entwässerbare Zone. Unter dem Einfluss der Niederschläge sei diese aber bis zu einer bestimmten Höhe wassergesättigt. Im Boden ist somit ein Wasserspiegel vorhanden.

In Figur 2 ist ein solcher Zustand schematisch dargestellt. Werden in einem Boden bis zur undurchlässigen Schicht Gräben eingelegt, so entstehen längs des Grabenrandes Sickerflächen. Aus dem Bodenkörper zwischen den Gräben kann jetzt Wasser seitlich abfliessen. In sehr grobporenreichen Sand- und Schotterböden wird praktisch nur Wasser aus der gesättigten Zone, das heisst unterhalb des Wasserspiegels, ausfliessen.

In sehr silt- und tonhaltigen Böden, wo der Wassergehalt oberhalb des Wasserspiegels sich nur sehr langsam ändert, kann — mindestens nahe dem Wasserspiegel — auch aus dem ungesättigten Boden Wasser wegsickern. Vergleiche hiezu Schuster (1972).

In einem mit Gräben durchzogenen Boden ist nun die Lage des Wasserspiegels vom Verhältnis der einsickernden zur ausfliessenden Wassermenge abhängig. Wenn zum Beispiel gleichviel Wasser in den Boden einsickert wie in die Gräben ausfliesst, dann bleibt der Wasserspiegel in einer bestimmten Scheiteltiefe T—H stehen (Figur 2). Es besteht Gleichgewicht zwischen Einsickerung und Ausfluss. Wollen wir einen Boden entwässern, dann soll der Wert T—H möglichst gross und der Wert H entsprechend klein sein. Durch

Figur 2. Gleichgewichtslage des Wasserspiegels, wenn Einsickerung v_e konstant (nach Luthin, 1965, teilweise ergänzt).



die Wahl des Grabenabstandes haben wir es in der Hand, innerhalb der durch die Bodeneigenschaften und durch die Art der Niederschläge gegebenen Grenzen, die Lage des Wasserspiegels abzusenken.

Zur Berechnung der Grabenabstände verwenden wir die Technik nach *Hooghoudt*. Sie ist in Luthin (1965) einfach dargestellt. Hooghoudt betrachtet den Wasserspiegel in Gleichgewichtslagen. Oberhalb einer undurchlässigen Schicht US (Figur 2) sei ein homogener Boden mit einem bekannten k-Wert. In diesem Boden sind im Abstand D parallele Entwässerungsgräben eingelegt. Deren Tiefe T reicht bis zur undurchlässigen Schicht US. Hooghoudt nimmt an, dass in den Boden eine konstante Wassermenge v_e einsickere. Man beachte, dass v_e nicht der Niederschlag an sich ist, sondern nur jener Teil davon, der effektiv in den Boden einsickert. Zudem ist v_e auch noch von den Möglichkeiten des Oberflächenabflusses (zum Beispiel Grabenabstand, Oberflächenbeschaffenheit, Hangneigung) abhängig.

Betrachten wir in Figur 2 den Gang des Sickerwassers v_e, dann stellen wir fest, dass im homogenen, horizontal gelegenen Boden eine senkrechte und zu den Gräben parallele Ebene in der Mitte der Grabenabstände $(\frac{D}{2})$ für die Sickerrichtung eine Scheide ist. Das Wasser, das links von ihr einsickert, fliesst in den linken Graben, was rechts davon einsickert, fliesst in den rechten Graben. Im Abstand x von der Grabenwand befinde sich im Wasserspiegel ein Punkt P (x, y). Vom Orte x bis zu $\frac{D}{2}$ befinde sich an der Bodenoberfläche die Fläche F, analog dazu in der Vertikalen die Fläche F'.

Betrachten wir die Wassermenge q_x, die durch die Fläche F einsickert. Die Sickermenge pro Flächeneinheit ist v_e. Für die Fläche F beträgt dann die Sickermenge (nach Hooghoudt cit. in Luthin, 1965)

$$q_x = \left(\frac{D}{2} - x \right) \cdot v_e$$

Nun nimmt man an, dass diese Wassermenge in den Graben links fliesst, das heisst, die Menge q_x muss durch die Fläche F' sickern. Die vertikale Fläche F' ist ein Querschnitt durch den gesättigten Boden, begrenzt durch den Wasserspiegel und durch die undurchlässige Schicht. Die Tiefe der Fläche sei = 1. Da der Boden homogen ist und da wir nach der sogenannten Dupuit-Annahme (Luthin, 1965) den hydraulischen Gradienten an irgendeinem Ort in der Fläche F' gleich der Steigung dy/dx beim Punkt P im Wasserspiegel annehmen (P liegt auf der Schnittgeraden der Fläche F' mit dem Wasserspiegel), so können wir nach dem Darcy-Gesetz auch die Sickermenge q_x berechnen, die durch die wassergesättigte Fläche F' horizontal in Richtung Graben sickert.

Sie beträgt:

$$q_x = k \cdot \frac{dy}{dx} \cdot F'$$

und da $F' = y \cdot 1$ ist,

wird $$q_x = k \cdot y \cdot \frac{dy}{dx} \qquad 4)$$

Nach Hooghoudt (loc. cit.) ist dann der Fluss durch die Fläche F gleich jenem durch F', also

$$\left(\frac{D}{2} - x\right) \cdot v_e = k \cdot y \cdot \frac{dy}{dx} \qquad 5)$$

Formt man diese Gleichung um, trennt die Variablen, integriert von $x = 0$ bis $x = \frac{D}{2}$ und löst nach D auf, so erhält man folgende einfache Beziehung

$$D = 2 \cdot H \cdot \sqrt{\frac{k}{v_e}} \qquad 6)$$

wobei D den Grabenabstand bedeutet. Der Wert H (Figur 2) ist die Entfernung des Scheitels des Wasserspiegels von der undurchlässigen Schicht, und der Quotient $\frac{k}{v_e}$ ist das Verhältnis der gesättigten Wasserdurchlässigkeit des Bodens zu der in den Boden einsickernden Wassermenge v_e. k und v_e müssen in derselben Masseinheit ausgedrückt werden, zum Beispiel $mm \cdot d^{-1}$.

Unter sonst vergleichbaren Bedingungen liegt der Wasserspiegel um so tiefer im Boden, je kleiner H ist. Im gleichen Sinn wird T—H, das heisst die

sogenannte entwässerte Bodentiefe, grösser. Die Tiefe T—H ist potentiell der neue Wurzelraum. In welchem Masse er durch die Entwässerung besser durchlüftet wird, hängt von der Porengrössenverteilung ab. Vergleiche hiezu Figur 1 und die Untersuchung von *Flühler* (1973) über den Einfluss des entwässerten Porenvolumens auf die Bodendurchlüftung. Grundsätzlich ist es so, dass allein das Absenken des Wasserspiegels noch keine Garantie für eine ökologisch erfolgreiche Entwässerung gibt. Erst die Kenntnis der k-Werte, der Porengrössenverteilung und der Schichtung im Boden oberhalb des Wasserspiegels gibt Aufschluss über den Grad der Wirksamkeit der Entwässerung auf das Wachstum der vorgesehenen Kultur.

In Tabelle 2 haben wir für Bodenhorizonte, deren k-Werte stark verschieden sind, die Lage des Wasserspiegels berechnet, unter der Annahme, der Grabenabstand D betrage 10, 5, 2 oder 1 m.*

Tabelle 2. Die Lage des Wasserspiegels H und die wasserspiegelfreie Tiefe T—H berechnet nach der Hooghoudt-Formel für Böden mit verschiedenen k-Werten und für verschiedene Grabenabstände D. Undurchlässige Schicht in 70 cm Tiefe.

	k in 50 cm $cm \cdot d^{-1}$	v_e $cm \cdot d^{-1}$	*H und T—H bei folgenden Grabenabständen D*							
			D = 10 m		*D = 5 m*		*D = 2 m*		*D = 1 m*	
			H	*T–H*	*H*	*T–H*	*H*	*T–H*	*H*	*T–H*
«Winzlerboden»	rund 1600	0,4	7,8	62,2	3,9	66,1	1,6	68,4	0,8	69,2
«Buchberg»	rund 370	0,4	16,5	53,5	8,3	61,7	3,3	66,7	1,6	68,4
«Süftenen 3»	rund 40	0,4	49,7	20,3	24,9	45,1	10,0	60,0	5,0	65,0
«Süftenen 1»	rund 0,07	0,4	>70	0	>70	0	>70	0	>70	0

Die in den Boden einsickernde Wassermenge sei 4 mm · d^{-1}. Dabei müssen wir uns einen Boden vorstellen, der, wie in Figur 2 eingezeichnet, in der Tiefe T eine undurchlässige Schicht US hat, oberhalb dieser Schicht homogen zusammengesetzt ist und einen k-Wert hat, wie in Tabelle 2 angegeben. Die Tiefe T der undurchlässigen Schicht betrage 70 cm.

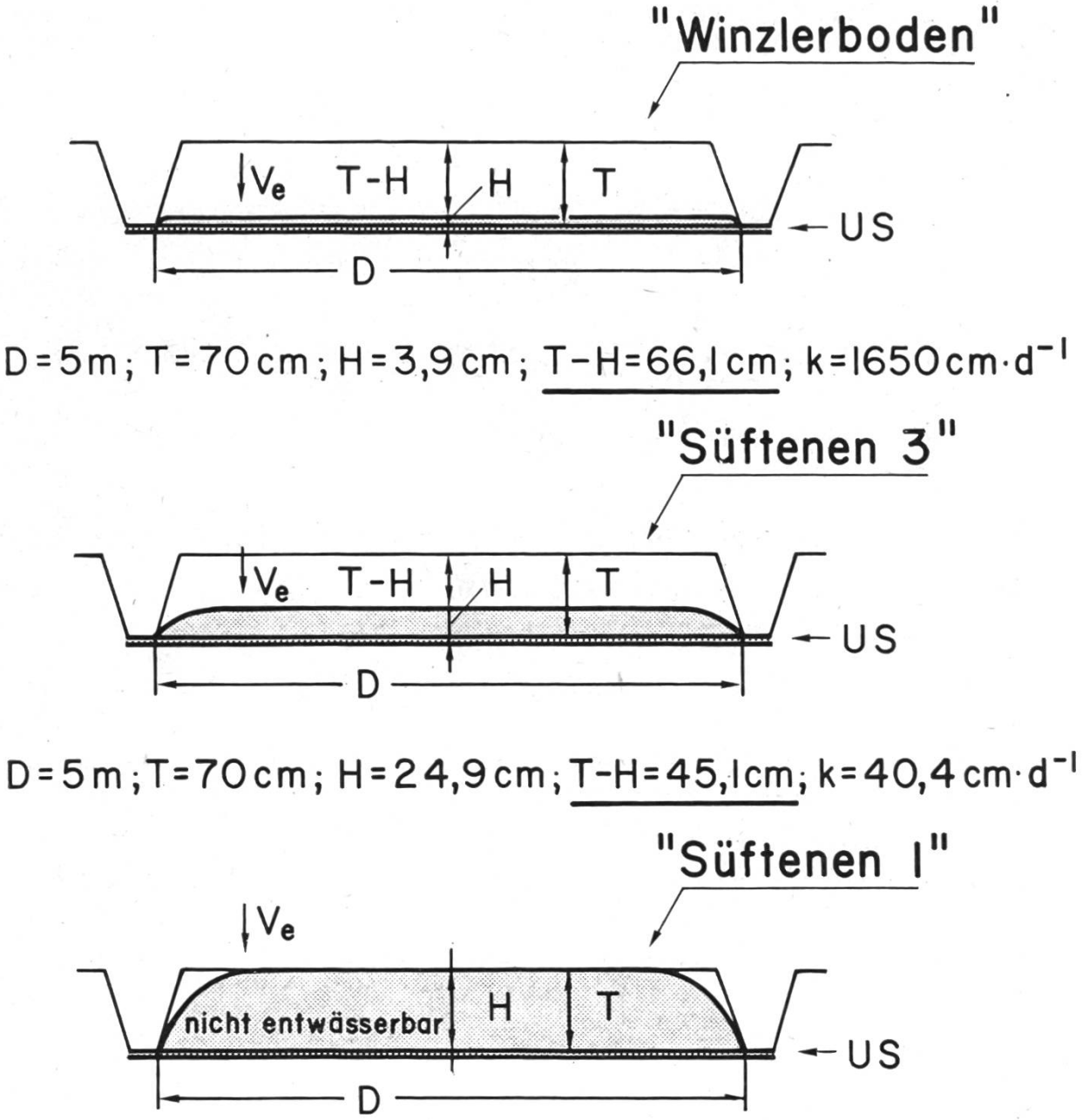
Die Tabellenwerte zeigen, dass die sehr durchlässigen Horizonte aus den Böden *«Winzlerboden»* und *«Buchberg»* (loc. cit.) auch bei weiten Grabenabständen von D = 10 m den Wasserspiegel bereits in 62,2 cm (rund 60 cm) bzw. 53,5 cm (rund 55 cm) Tiefe haben. Diese Wasserspiegellagen gelten,

* Ich danke Herrn Dr. Schuster für die Mitarbeit bei der Auswahl der Beispiele und bei den Berechnungen.

wie erwähnt, für eine Einsickerungsmenge v_e von 4 mm · d^{-1}. Böden mit solchen Durchlässigkeiten sind also leicht zu entwässern.

Gehen wir über zum wesentlich weniger durchlässigen Boden *«Süftenen 3»*, mit einem k-Wert von 40 cm · d^{-1}. Um hier eine wasserspiegelfreie Zone von rund 35 cm Tiefe zu erhalten, darf, unter sonst gleichen Verhältnissen wie weiter oben angenommen, der Grabenabstand D nicht grösser als 5 m sein.

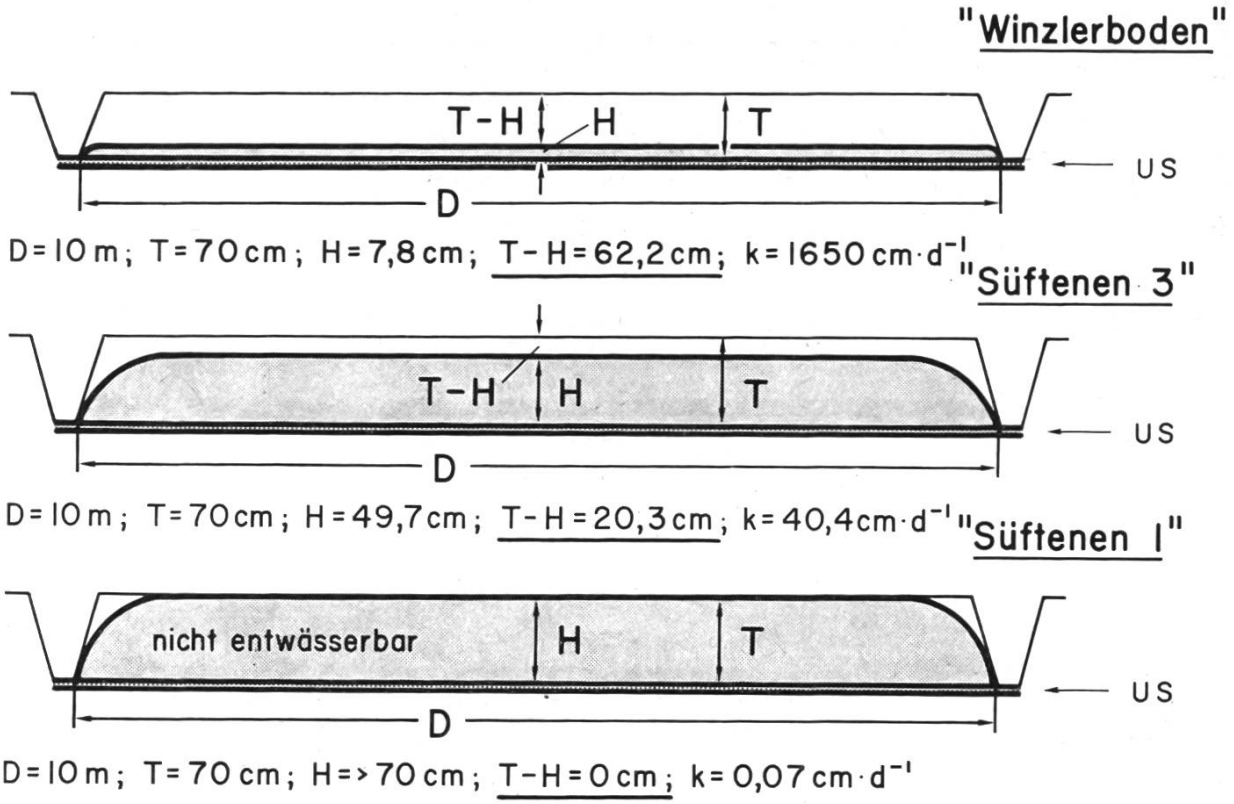
Figur 3. Darstellung der Wasserspiegellage, das heisst der Werte T, H und T—H für Horizonte mit verschiedenem k-Wert, bei einer Infiltration von 4 mm · d^{-1} und D = 5 m.



Dagegen ist der sehr undurchlässige Boden *«Süftenen 1»* mit einem k-Wert von 0,07 cm · d^{-1} nicht entwässerbar. Wie aus Tabelle 2 ersichtlich ist, wird der Wert T—H (Figur 2) praktisch Null.

Zum besseren Verständnis der besprochenen Wasserspiegellagen, insbesondere der Werte T, H und T—H, sind in Figur 3 für den Grabenabstand D = 5 m und in Figur 4 für D = 10 m die Werte für *«Winzlerboden»*, *«Süftenen 3»* und *«Süftenen 1»* graphisch dargestellt. Der Boden *«Süftenen 3»* soll beispielsweise zeigen, dass bei relativ schwer durchlässigen Böden und bei D = 5 m der Betrag für die wasserspiegelfreie Bodenzone T—H = 45,1 cm noch annehmbar und bei D = 10 m, mit T—H = 20,3 cm, praktisch nicht mehr annehmbar ist. Dagegen zeigt *«Süftenen 1»* mit einem k-Wert von nur 0,07 cm · d^{-1}, dass auch bei einem Grabenabstand von D = 5 m kein Wasserentzug mehr möglich ist, der das Pflanzenwachstum begünstigt.

Figur 4. Darstellung der Wasserspiegellage, das heisst der Werte T, H und T—H für Horizonte mit verschiedenem k-Wert, bei einer Infiltration von 4 mm · d^{-1} und D = 10 m.

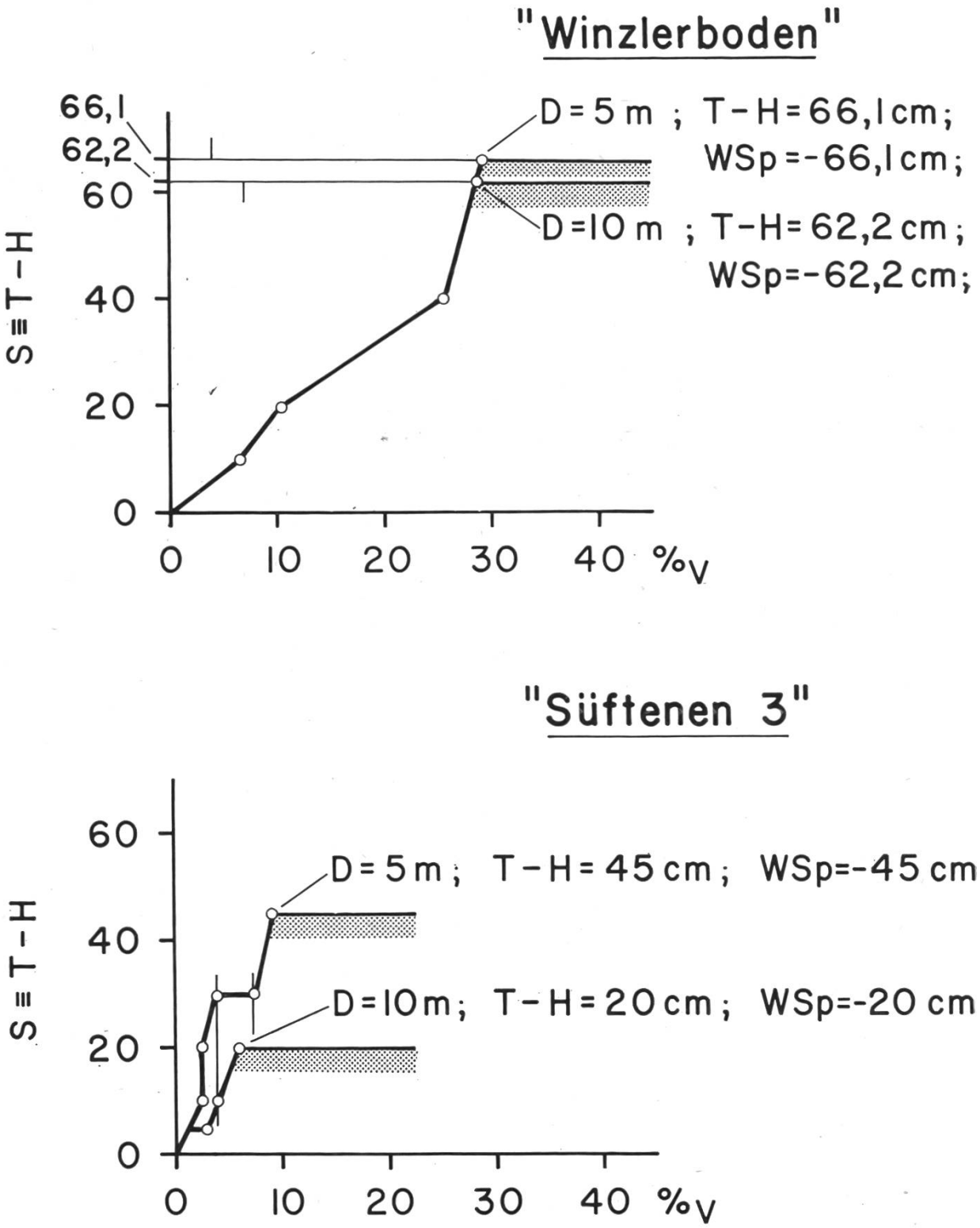


3. Das entwässerbare Porenvolumen

In Figur 1 haben wir darauf hingewiesen, dass die in einem Entwässerungssystem unter dem Einfluss der Schwerkraft mögliche Absenkung des Wasserspiegels an sich noch keine Garantie für eine wachstumsfördernde Verbesserung der Bodendurchlüftung ist. Wird der Wasserspiegel um eine

bestimmte Tiefe abgesenkt, dann ist es die Menge der im Boden über dem Wasserspiegel entwässerten Poren, die bestimmt, in welchem Mass ein gegebener Boden besser durchlüftet wird. Den Einfluss der Vegetation auf die Absenkung lassen wir bei dieser Untersuchung ausser Betracht. In Figur 5

Figur 5. Maximal entwässertes Porenvolumen bei Grabenabständen von D = 5 m und 10 m.



haben wir für die Böden *«Winzlerboden»* und *«Süftenen 3»* das maximal entwässerbare Porenvolumen dargestellt, das bei einem Grabenabstand von D = 10 m bzw. 5 m möglich ist, wenn der Entwässerungsvorgang bis zum Wassergehalt des kapillaren Gleichgewichtes andauert. Da es aber sehr oft in kurzen Intervallen von wenigen Tagen intensiv regnen kann, wird der Wasserspiegel unter Umständen schon vor dem Erreichen dieses Gleichgewichtes wieder ansteigen. In diesen Fällen ist das entwässerte Porenvolumen kleiner.

Aus Figur 5 erkennen wir, dass in einem Boden vom Typ *«Winzlerboden»* der maximal entwässerbare Porenvolumenanteil 10 cm über dem Wasserspiegel schon 7 $^0/_{0_V}$, an der Bodenoberfläche, das heisst rund 65 cm oberhalb des Wasserspiegels, nahezu 30 $^0/_{0_V}$ beträgt. Man beachte, dass die Reduktion des Grabenabstandes D von 10 m auf 5 m den Wert T—H praktisch kaum vergrössert hat (von rund 62 cm auf rund 66 cm).

Im Boden *«Süftenen 3»* ist das maximal entwässerbare Volumen wesentlich kleiner. Bei einem Grabenabstand von D = 10 m beträgt T—H nur 20 cm, das heisst, im Scheitel liegt der Wasserspiegel nur 20 cm unterhalb der Bodenoberfläche. Wir sehen in Figur 5, dass das an diesem Ort an der Bodenoberfläche entwässerbare Porenvolumen nur rund 6 $^0/_{0_V}$ beträgt. Wird der Grabenabstand D auf 5 m verkürzt, dann sinkt der Wasserspiegel im Scheitel (T—H) auf rund 45 cm Tiefe. Wir erhalten, relativ zu D = 10 m, eine gewisse Verbesserung des maximal durch die Schwerkraft entwässerbaren Porenvolumens. An der Bodenoberfläche erhalten wir rund 9 $^0/_{0_V}$. Die Abnahme des maximal entwässerbaren Porenvolumens bis zum Wasserspiegel ist aus Figur 5 ersichtlich.

Dieses Beispiel soll zeigen, wie je nach der Porengrössenverteilung das maximal durch die Schwerkraft entwässerbare Porenvolumen verschieden ist. Im Boden *«Süftenen 3»* ist der Wert ausserordentlich klein. Er liegt an der unteren Grenze dessen, was für die Verbesserung der Bodendurchlüftung noch wirksam sein kann. Im *«Winzlerboden»* dagegen ist das entwässerbare Porenvolumen ausserordentlich gross.

Es gibt ein minimales Luftvolumen, das in einem Nassboden vorhanden sein muss, damit eine grosse Zahl unserer Kulturpflanzen gut wachsen kann. Je nach Bodeneigenschaften kann dieses minimale Luftvolumen durch Entwässerung erreicht werden oder nicht. Über die Bedeutung des entwässerten Porenvolumens im Hinblick auf eine für das Wachstum von Kulturpflanzen besser wirksame Bodendurchlüftung vergleiche Flühler (1973).

4. Zur Wahl der Grabenabstände und des Wertes v_e

Nehmen wir an, in einem Boden vom Typ *«Süftenen 3»* sei ein Grabenabstand von D = 5 m berechnet worden (Figur 3). Aus Figur 5 *«Süftenen 3»* erkennen wir, dass in diesem Fall in einer Bodentiefe von 0 bis rund 15 cm

der entwässerte Porenvolumenanteil etwa 8 bis 10 $^0/_{0_V}$ beträgt. Das ist ein Betrag, der nach Flühler (loc. cit.) für eine unkritische Bodendurchlüftung genügt. Von 15 cm Bodentiefe an bis zum Wasserspiegel in 45 cm Tiefe beträgt das entwässerte Porenvolumen nur 4 bis 0 $^0/_0$. Ökologisch wirkt dieser Luftporenanteil nicht genügend bodenverbessernd. Der Boden *«Süftenen 3»* wird also bei einem Grabenabstand von 5 m nur rund 15 cm tief, also nur oberflächlich, wirksam entwässert. Nun findet der Wirtschafter aber, ein so enges Grabennetz koste zuviel. Er entschliesst sich, den Grabenabstand zu verdoppeln, also D = 10 m zu wählen. In diesem Fall steht der Wasserspiegel in 20 cm Tiefe. Die wasserspiegelfreie Bodenschicht beträgt nur noch 20 cm. Das ergibt oberhalb des Wasserspiegels einen äusserst kleinen entwässerbaren Porenvolumenanteil, der die Bodendurchlüftung kaum wirksam verbessern kann. In diesem Falle würde zum Beispiel eine Fichtenpflanzung nur im Gebiet der Grabenränder einigermassen gedeihen (Figur 4), da dort die Wasserspiegelabsenkung am grössten ist. Man vergleiche hiezu Luthin/ Richard (1965) und die Untersuchungen von *Grünig* (1955). Der übrige Teil des Bodenkörpers zwischen zwei Gräben würde mehr oder weniger vernässt bleiben, was keine wertvolle technische Lösung ist. Über die Wirksamkeit verschiedener Grabenabstände auf die Wasserspiegellagen in sehr schwer durchlässigen Böden vergleiche Schuster (1973).

Bei den geschilderten Betrachtungen über die Wirkung von Grabenentwässerungen auf die Verbesserung der Bodendurchlüftung ist die Wahl der Parameter von entscheidender Bedeutung. Insbesondere muss v_e so gewählt werden, dass es im Untersuchungsgebiet einem mittleren repräsentativen Regen v entspricht. Wählen wir $v_e = v$, dann ist v_e in den meisten Fällen zu gross, und die «berechneten» Grabenabstände sind zu klein. Der Grund hiezu liegt darin, dass je nach Dichte und Dauer des Regens nur ein bestimmter Teil davon in den Boden einsickert. Verdunstung, Interzeption und Oberflächenabfluss (der vom Grabenabstand abhängig ist) können zusammen wesentliche Beträge ausmachen, die nicht in den Boden eindringen. So berechnete Schuster (1972), dass im Boden vom Typ *«Gottschalkenberg»* während der Untersuchungsperiode nur rund 40 $^0/_0$ des Niederschlages eingesickert sein können. Über die Beziehungen zwischen v_e und v (Niederschlag) kennen wir wenig allgemein verbindliche Hinweise. Die Frage bleibt mindestens teilweise unbeantwortet, welchen Bruchteil v_e von v ausmacht. Er dürfte wahrscheinlich für viele Fälle zwischen 0,7 und 0,3 liegen.

Eine ökologisch wirksame Entwässerung ist in schwer durchlässigen Böden sehr oft problematisch. Sie ist immer mit einem Unsicherheitsfaktor verbunden. Neben den bodenphysikalischen Kenntnissen werden nach wie vor Erfahrung und Beobachtung eine wichtige Rolle spielen.

Résumé

Le sol constitue un système poreux. Il échange de l'énergie et des substances sous forme solide, liquide et gazeuse avec son entourage. Le régime de l'eau dans le sol est primordial pour la croissance de la plante. Dans les régions au climat humide, les sols normalement perméables ne sont pas gorgés d'eau. Ils perdent de leur perméabilité lorsqu'à une certaine profondeur la conductibilité de l'eau, c'est-à-dire la valeur k de Darcy, diminue fortement. L'eau qui s'infiltre plus profondément est alors accumulée. La teneur en eau du sol situé au-dessus de la couche la plus imperméable devient plus élevée; dans le cas extrême, le sol est saturé d'eau jusqu'à une certaine profondeur. Il se forme un plan d'eau.

Les sols périodiquement noyés sont défavorables pour la production des plantes agricoles importantes, ainsi que pour la bonne croissance de nombreuses espèces forestières. Il faut les assainir pour cette raison.

Nous analysons l'action du drainage dans un profil horizontal. La profondeur du retrait de l'eau, et par suite la distance approximative entre les fossés, peuvent être calculées à partir d'une relation simple entre la quantité d'eau d'infiltration et la valeur k de Darcy.

On montre cependant que l'abaissement du niveau de l'eau n'assure pas à lui seul le succès de l'assainissement. Il est très important que le sol soit aussi mieux aéré par suite de l'abaissement de l'eau. Mais ceci dépend de la répartition de la grandeur des pores dans le sol, c'est-à-dire du volume des pores drainables. On décrit dans quelles conditions un sol se prête à un drainage ou pas.

Traduction: O. Lenz

Literatur

Brülhart, A., 1969: Jahreszeitliche Veränderungen der Wasserbindung und der Wasserbewegung in Waldböden des schweizerischen Mittellandes. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-wes. *45*, 2, 1969

Flühler, H., 1972: Sauerstoffdiffusion im Boden. Dissertation ETH-Z, 1972, Promotionsnummer 4950

Flühler, H., 1973: Zusammenhänge zwischen den entwässerten Porenvolumen und der Bodendurchlüftung. Schweiz. Zeitschr. f. Forstw. 1973 (noch nicht veröffentlicht)

Grünig, E., 1955: Über den Einfluss der Entwässerung auf die Flachmoorvegetation und auf den Zuwachs der Fichte und Bergföhre im Flyschgebiet der Voralpen. Mitt. schweiz. Anst. f. d. forstl. Vers.-wes.: XXXI. Band, 2. Heft

Luthin, J., und *Richard, F.*, 1965: Zur Untersuchung der Wasserbewegung in Hangböden mit unvollkommener Durchlässigkeit. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-wes. *41*, 6: 305—368

Luthin, J. N., 1965: Drainage Engineering. John Wiley & Sons, Inc., New York, London, Sydney

Richard, F., 1963: Wasserhaushalt und Entwässerung von Weideböden. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers.-wes. *39*, 5

Richard, F., 1973: Porengrössenverteilung und Entwässerbarkeit von Böden. Bündnerwald, 26. Jg., Nr. 2

Schuster, Ch., 1972: Wasserspiegelabsenkung zwischen zwei Drainagegräben in natürlich gelagertem Boden am Hang. Dissertation ETH-Z, 1972, Promotionsnummer 4935

Schuster, Ch., 1973: Untersuchung über die Wirkungsweise maschineller Entwässerungsmassnahmen auf einem ausgewählten Standort im Flyschgebiet. Schweiz. Zeitschr. f. Forstw. 1973 (noch nicht veröffentlicht)