

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK · ZAKŁAD AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 32

rok 1980

P O L S K A A K A D E M I A N A U K
ZAKŁAD AGROFIZYKI W LUBLINIE

PROBLEMY AGROFIZYKI 32

IGNACY DECHNIK, JERZY LIPIEC

PRZEWODNICTWO WODNE GLEBY W STREFIE NIENASYCONEJ I METODY JEGO POMIARU

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1980

Komitet redakcyjny

prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)

prof. dr IGNACY DECHNIK, doc. dr BOGUŚŁAW SZOT

Okladkę projektował Zygmunt Ziemka

Redaktor Wydawnictwa Lidia Kwiecień

Redaktor techniczny Bożena Pojasek

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1980

Printed in Poland

PL ISSN 0137-6586

ISBN 83-04-00630-8

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1980.

Nakład: 330 egz. Objętość: ark. wyd. 2,60, ark. druk. 3. Papier
offsetowy kl. III, 70 g, 61×86. Oddano do drukarni 2.VI.1980.

Druk ukończono w lipcu 1980. Wrocławska Drukarnia Naukowa.

Zam. 3102/80 — B-7 Cena zł 15-

WSTĘP

Badania przewodnictwa wodnego gleb nabierają coraz większego znaczenia, ponieważ właściwość ta odgrywa istotną rolę w całokształcie prac związanych z poprawą gospodarki wodnej środowiska glebowego.

Wielkość przewodnictwa wodnego (kapilarnego) jest wyrażana za pomocą współczynnika k . Współczynnik ten jest określany jako stosunek ilości wody przepływającej przez jednostkę powierzchni przekroju w jednostce czasu do gradientu potencjału wody glebowej w kierunku przepływu. Jest on miarą zdolności gleby do transportu wody. Współczynnik przewodnictwa wodnego jest zależny w największym stopniu od wilgotności i dlatego jest wyrażany w funkcji ssania lub wilgotności $k(\psi)$, $k(\theta)$. Alternatywnie z terminem przewodnictwa jest stosowane określenie dyfuzyjności wody glebowej $D(\theta)$ definiowanej jako stosunek przewodnictwa hydraulicznego K i pojemności wodnej różniczkowej $C(\theta)$.

Poznanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego k pozwala na analizę ilościową ruchu wody w glebie, zakresu ewapotranspiracji i intensywności podsiąku kapilarnego, a w konsekwencji na przewidywanie wilgotności w profilu glebowym i zaopatrzenia strefy korzeniowej w wodę. Współczynnik przewodnictwa wodnego k w funkcji wilgotności może być też wykorzystywany pośrednio do oceny struktury, porowatości oraz rozkładu porów glebowych.

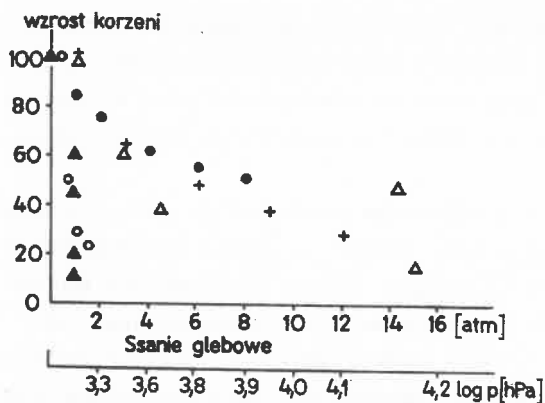
Dokonanie przeglądu dotychczasowych wyników badań określających współzależności przewodnictwa wodnego k z innymi właściwościami gleb oraz zebranie opracowanych już metod jego pomiaru pozwoli na zorientowanie się w zakresie możliwości wykorzystywania tego współczynnika jako jednego ze wskaźników oceny wartości rolniczej gleb.

ROLA PRZEWODNICTWA WODNEGO I SYSTEMU KORZENIOWEGO W ZAOPATRZENIU ROŚLIN W WODĘ

Zmniejszenie zapasów wody glebowej w określonej części strefy korzeniowej jest związane z transpiracją roślin i odpływem do głębszych poziomów gleby lub do wody gruntowej. Ponieważ ruch wody w głąb profilu gleby z aktywnym systemem korzeniowym jest nieznaczny, większość dostarczanej roślinom wody wraca do atmosfery w wyniku procesu ewapotranspiracji. Szybkość transpiracji wystarczająca do zrównoważenia niedosytu wilgotności atmosfery, wynikającego z aktualnych warunków meteorologicznych jest wskaźnikiem ilości wody dostępnej dla roślin. O ilości wody dostępnej dla roślin decydują właściwości wodne gleby i system korzeniowy roślin. Wśród właściwości wodnych zasadniczą rolę w zaopatrzeniu roślin w wodę odgrywają możliwości retencyjne (pF) oraz zdolności gleby do transportu wody wyrażane współczynnikiem przewodnictwa wodnego $k(\theta)$.

Wzrost korzeni na ogół maleje wraz ze wzrostem ssania glebowego do wartości pF 4,2 (ok. 15 atm). Rysunek 1 przedstawia wyniki kilku doświadczeń i generalny kierunek tej zależności. Stosunkowo duży rozrzut wyników może być rezultatem nieprecyzyjnego zdefiniowania klasycznego pojęcia "wody dostępnej dla roślin" (woda zatrzymywania pomiędzy połową pojemnością wodną a punktem trwałego wędnięcia). Według Wilcoxa /106, 107/ woda dostępna powinna obejmować również wodę pobraną przez rośliny w okresie od początku nasycenia do osiągnięcia stanu połowej pojemności wodnej. W innym doświadczeniu /68/ stwierdzono, że zawartość wody dostępnej w dowolnie wybranym czasie po nawodnieniu była większa o 40% na poletkach z roślinami aniżeli na poletkach nie obsianych. W literaturze na ogół uważa się, że optymalny wzrost większości roślin rolniczych i ogrodniczych przebiega przy wilgotności odpowiadającej wartości pF 2,0 /45, 89/.

Możliwości retencyjne przy małych wartościach ssania w większości gleb są determinowane przez wielkość sił zatrzymujących wodę w przestrzeniach kapilarnych oraz rozkład porów zależny od rodzaju struktury gleby /18, 28, 96/. W zakresie większych wartości ssania ilość zatrzy-



Rys. 1. Zależność pomiędzy ssaniem wody glebowej a wzrostem korzeni według Salina /89/. Znaki na rysunku oznaczają wyniki z różnych doświadczeń

mywanej wody zależy w większym stopniu od zdolności adsorpcyjnej materiału glebowego, a więc od tekstury i powierzchni właściwej, aniżeli od jego struktury /96/.

Wraz ze zmniejszaniem wilgotności ssanie glebowe wzrasta, a współczynnik przewodnictwa wodnego maleje. Jednak zmniejszenie współczynnika k nie zawsze łączy się ze spadkiem szybkości przepływu wody w glebie. Stała szybkość przepływu może być utrzymana pod warunkiem, iż nastąpi zwiększenie gradientu potencjału wody glebowej kompensującego następstwo zmniejszonego współczynnika k . Wynika to z prawa Darcy'ego:

$$V = -k \cdot \frac{dH}{dx},$$

gdzie: V – przepływ, czyli objętość wody przepływającej przez jednostkę powierzchni w jednostce czasu (ujemny, ponieważ przebiega w kierunku zmniejszającego się potencjału);

dH – różnica potencjału hydraulicznego;

dx – różnica odległości, w jakiej mierzono różnicę potencjału hydraulicznego.

W miarę zmniejszania się wilgotności gleby współczynnik przewodnictwa wodnego może zmniejszyć się do wartości, przy której początko-

wa szybkość przepływu nie może być utrzymana. Przejawia się to w niedoborze wody na pokrycie potrzeb transpiracyjnych roślin. Na ogół uznaje się, że ruch wody przez glebę w kierunku strefy korzeniowej jest zbyt powolny dla utrzymania równowagi wodnej w transpirujących roślinach /62, 108/.

Przy wysokim współczynniku przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej, potencjał wody glebowej na granicy korzenie-gleba nie zmniejsza się tak szybko i wymagana różnica potencjałów dla aktualnej szybkości transpiracji może być utrzymana przez stosunkowo długi okres. Okres ten jest dłuższy w glebie drobnoziarnistej niż w glebie gruboziarnistej. Pierwsza z nich bowiem charakteryzuje się w stanie nienasyconym większą zawartością wody i większym współczynnikiem przewodnictwa wodnego /42, 43, 52/.

W glebach o niezbyt głęboko położonym poziomie wody gruntowej istotną rolę w zaopatrzeniu strefy korzeniowej odgrywa ruch wody skierowany ku górze, zwany podsiąkiem kapilarnym. Pierwsze badania ruchu wody gruntowej do wyżej położonych części profilu ze strefą korzeniową przeprowadzono w 1939 r. /73/. W latach pięćdziesiątych zostały opracowane podstawy teoretyczne przepływu nienasyconego na podstawie prawa Darcy'ego /24, 40, 81/.

Wysokość podsiąku kapilarnego z do dolnej granicy strefy korzeniowej w stanie równowagi hydrostatycznej dla poszczególnych szybkości przepływu można określić za pomocą współczynnika k w funkcji potencjału wody glebowej według wzoru /85/:

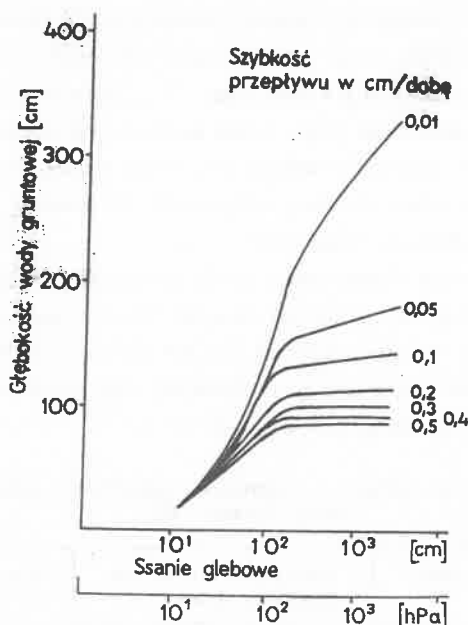
$$\Delta z = \frac{k \cdot \Delta \Psi}{V + k},$$

gdzie: k - współczynnik przewodnictwa wodnego [cm/d];

$\Delta \Psi$ - gradient potencjału wody glebowej;

V - prędkość przepływu (ekstrakcji) [cm/d].

Przykład zależności pomiędzy podsiąkiem kapilarnym a potencjałem wody w warstwie gleby czarnoziemnej odpowiadającej dolnej granicy strefy korzeniowej obliczonej w ten sposób przedstawia rysunek 2. Współczynnik k w zakresie ssania 0-80 cm mierzono metodą ograniczonego przepływu (patrz "Metody polowe"); w większym zakresie ssania k obliczo



Rys. 2. Zależność pomiędzy głębokością wody gruntowej a ssaniem glebowym w dolnej części strefy korzeniowej gleby czarnoziemnej przy różnych wielkościach podsiąku kapilarnego (badania własne)

czono metodą opisaną przez Luxmoore'a /64/ opartą na równaniu podanym przez Greena i Coreya.

Jak podają Kosik i Misina /60/ szybkość podsiąku kapilarnego jest uwarunkowana w dużym stopniu składem mechanicznym i związanym z nim stopniem agregacji gleby. Wykazano, że szybkość podsiąku kapilarnego zmniejsza się wraz ze wzrostem średnicy agregatów glebowych. Największą wartość podsiąku otrzymano w agregatach o średnicy 0,25 mm, a najmniejszą w agregatach 1-2 mm. Zależność między wysokością podsiąku kapilarnego a ciśnieniem wody glebowej, szybkość parowania oraz krzywa pF pozwalają na określenie terminów nawodnień zapewniających utrzymanie optymalnej wilgotności strefy korzeniowej roślin /48/.

Zaopatrzenie roślin w wodę jest także ściśle związane z budową systemu korzeniowego oraz jego właściwościami fizjologicznymi. Dobrze

rozwinęty system korzeniowy czynnie transpirujących roślin zwiększa strefę pobierania wody, czego wynikiem jest zmniejszenie drogi, jaką musi pokonać woda do strefy korzeniowej /53/. Wykazano /86, 98/, że najszybsze pobieranie wody przez młode korzenie ma miejsce w części położonej najbliższej czapeczki korzeniowej, gdzie ksylem jest dobrze wykształcony. Stwierdzono również, że korzenie drobniejsze stawiają większy opór przepływowi wody /108/.

Do prognozowania zaopatrzenia strefy korzeniowej w wodę wprowadzono pojęcie efektywnej strefy korzeniowej, definiowanej jako część profilu glebowego, w której znajduje się 80% korzeni roślin /85/.

Rodzaj systemu korzeniowego i głębokość efektywnej strefy korzeniowej niektórych roślin podano w tabeli 1.

Tabela 1. Efektywna strefa korzeniowa niektórych roślin uprawnych według Rijtemy /85/

Typ systemu korzeniowego	Efektywna strefa korzeniowa w cm	Przykłady roślin
Płytki	25	trawy wieloletnie
Średnio płytki	40	ziemniaki
Średnio głęboki	60	zboże
Głęboki	80	lucerna

Przytoczone wcześniej prawo Darcy'ego stosuje się do ruchu wody w strefie nasyconej i nienasyconej w warunkach stacjonarnych i niestacjonarnych (zmienny potencjał wody glebowej). W równaniu opisującym niestacjonarny ruch wody prawo Darcy'ego połączono z prawem zachowania masy. W wyniku połączenia otrzymano:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot k \nabla \theta,$$

gdzie: θ - zawartość wody objętościowej;

t - czas;

θ - potencjał hydrauliczny.

Dla przepływu jednowymiarowego równanie upraszcza się do formy:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} k \cdot \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \right],$$

gdzie: x - odległość w kierunku przepływu.

Ruch wody w strefie korzeniowej gleby jest prawie zawsze przepływem nienasyconym i niestacjonarnym. Warunki równowagi hydrostatycznej, jeśli w ogóle występują, są bardzo rzadkie. Stąd równanie to przyjmuje postać:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[k(\psi) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right]$$

w której współczynnik k zamieniony na $k(\psi)$ wskazuje, że k jest funkcją ssania glebowego ψ . Często zamiast $k(\psi)$ przewodnictwo wodne jest podawane w funkcji wilgotności $k(\theta)$. Wtedy ruch wody jest opisywany równaniem dyfuzji w postaci:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x},$$

gdzie:

$\frac{\partial \theta}{\partial x}$ - gradient wilgotności w kierunku przepływu;

$D(\theta)$ - dyfuzyjność w funkcji zawartości wody.

Pomiędzy $D(\theta)$ a $k(\theta)$ istnieje zależność:

$$D(\theta) = k(\theta) \left[\frac{d\psi}{d\theta} \right],$$

gdzie: $\frac{d\psi(\theta)}{d\theta}$ - nachylenie krzywej pF .

W warunkach polowych występuje wiele procesów przepływu, takich jak: infiltracja, odwadnianie, parowanie, pobieranie wody przez korzenie. Występują one jednocześnie lub oddzielnie. Niektóre procesy przepływu opisano matematycznymi równaniami zawierającymi wiele założeń upraszczających /47, 75/. Rozwiązanie tych równań nastręcza wiele trudności i wymaga określenia warunków początkowych i granicznych. W rozwiązywaniu zagadnień związanych z ruchem wody bardzo pomocne są komputerowe techniki numeryczne, rozwijane ostatnio w coraz większym zakresie /110/. Wszystkie techniki wymagają znajomości przewodnictwa wodnego w funkcji wilgotności lub potencjału wody glebowej.

CZYNNIKI WARUNKUJĄCE PRZEWODNICTWO WODNE GLEBY

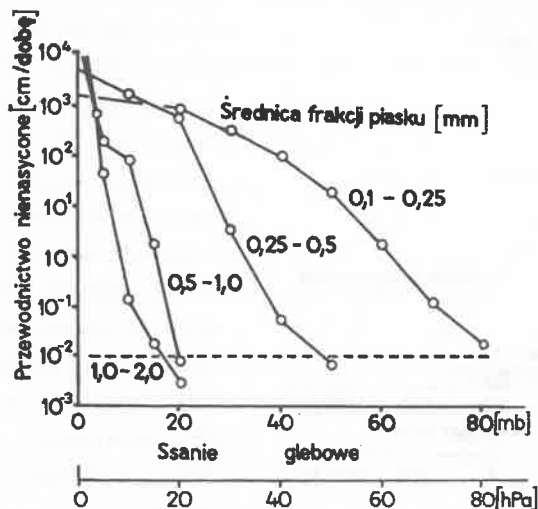
Skład mechaniczny, agregacja i rozkład porów

Skład mechaniczny jako stosunkowo niezmienna właściwość gleby jest jednym z głównych czynników warunkujących przewodnictwo wodne $k(\psi)$.

Różnice zdolności przewodzących poszczególnych frakcji mechanicznych są uwarunkowane w znacznej mierze odmienną ich budową oraz stopniem oddziaływania na właściwości fizykochemiczne gleb. Według Klagesa /56/ frakcja iłu oddziałuje poprzez wysoki stopień pęcznienia, które powoduje osłabienie trwałości agregatów, a następnie zmniejszenie przewodnictwa wodnego. Moldenhauer i Kemper /72/ zwrócili uwagę na dwójaki charakter oddziaływania frakcji iłu. Z jednej strony wpływa ona na zwiększenie wodoodporności agregatów (określanej metodą przesiewania na mokro), a tym samym wzmacnia przepływ nasycony wody dostarczanej do gleby nie powodując mechanicznego niszczenia struktury. Natomiast w przypadku zastosowania metody spadających kropel o energii podobnej opadom deszczu następuje rozmycie agregatów, a zdyspergowane cząstki iłu oraz pyłu zakrywają pory glebowe i zmniejszają szybkość przepływu. Stwierdzono /4/, że zjawisko dyspersji gleb ilastych pod wpływem wody występuje w większym stopniu w glebach o strukturze z agregatami zaokrąglonymi aniżeli o strukturze prazmatycznej. Basak (9) podaje, że płatkowata budowa cząstek iłu zwiększa przepływ wody w kierunku poziomym w porównaniu z przepływem pionowym.

Ruch wody w glebie zależy także w znacznym stopniu od wielkości sił przyciągania pomiędzy cząstkami glebowymi a przepływającym płynem i cząstkami jego pary. W glebach gruboziarnistych przeważa dyfuzja pary wodnej, podczas gdy w glebach drobnoziarnistych ruch wody odbywa się poprzez błonki wodne wzdłuż powierzchni cząstek glebowych /54, 105/.

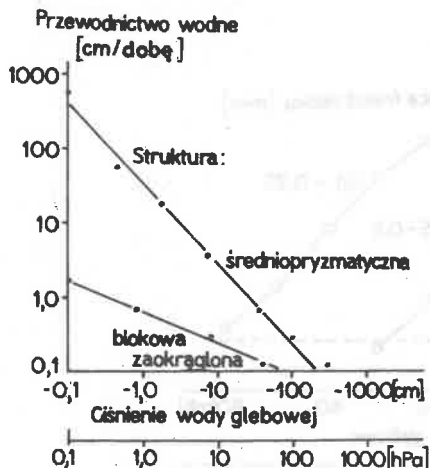
Frakcja piasku charakteryzuje się wysokim przewodnictwem wodnym w stanie pełnego nasycenia wodą, natomiast przy niewielkim wzroście ssania glebowego następuje gwałtowny spadek współczynnika k i przy wartościach ssania od 10 do 80 mb w zależności od średnicy ziarn glebowych zmniejsza się aż do 0,01 cm/dobę /69/. Zależność tę dla poszczególnych cząstek piasku przedstawia rysunek 3. Stąd obecność w profilu materiału gruboziarnistego podścielającego warstwę drobno-



Rys. 3. Współczynnik przewodnictwa wodnego w funkcji ssania różnych cząstek glebowych w obrębie frakcji piasku według Millera /69/

ziarnistą ogranicza ruch wody w głąb profilu glebowego w strefie nienasyconej /101/. W przypadku, gdy materiał gruboziarnisty znajduje się w sąsiedztwie wody gruntowej, staje się on nasycony wodą i może dostarczać znacznych ilości wody do strefy korzeniowej w wyżej położonej warstwie drobnoziarnistej, opóźniając tym samym wysuszenie wierzchnich warstw gleby. Przy odwrotnym ułożeniu warstw niejednorodnych, materiał drobnoziarnisty zalegający niżej charakteryzuje się słabą strukturą i ogranicza ruch wody w głąb profilu, co przy dużym dopływie wody prowadzi do powstania poziomu wody stagnującej. W miarę wysuszania wyżej położonych warstw podsiąk kapilarny jest także ograniczony.

Odmienne właściwości poszczególnych frakcji glebowych i ich stabilność stanowią czynnik zachęcający do podejmowania prób opracowania zależności pomiędzy $k(\psi)$ a teksturą gleby. Ponadto skład mechaniczny można łatwiej niż współczynnik k określić prostymi metodami, nie wymagającymi specjalnej aparatury. Informacje o składzie mechanicznym gleby są zawarte także w treści wielu map glebowych. Jak wskazują przepro-



Rys. 4. Współczynnik przewodnictwa wodnego k gleby o składzie mechanicznym gliny pylastej o strukturze średniopryzmatycznej i blokowej zaokrąglonej według Boumy /10/

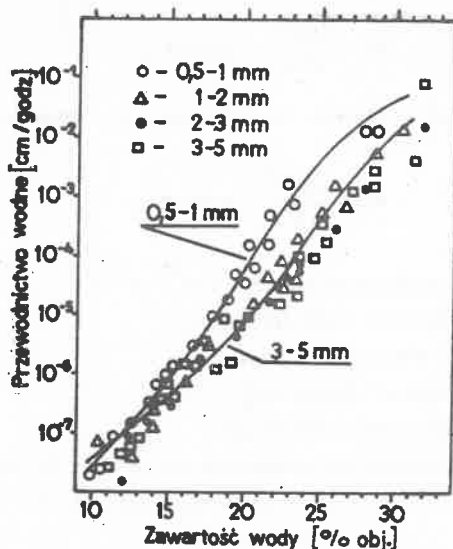
oraz prognozowania ruchu wody i rozkładu wilgotności w profilu glebowym.

Ważnym czynnikiem determinującym zdolność gleby do przenoszenia wody jest rodzaj struktury wyrażany przez stan agregacji i związany z nim rozkład porów pod względem wielkości /2, 10, 12, 34, 38/.

Wpływ struktury agregatowej na współczynnik k doskonale ilustrują wyniki badań przeprowadzonych przez Boumę /10, 12/. Autor wykazał bowiem, że wielkości przewodnictwa wodnego w glebach o jednakowym składzie mechanicznym gliny pylastej, ale o odmiennej strukturze (średniopryzmatycznej i blokowej zaokrąglonej) były istotnie zróżnicowane, na co zresztą wskazuje rysunek 4. Oddziaływanie struktury agregatowej na przewodnictwo wodne potwierdza doświadczenie Amemiya /2/ przeprowadzone na glebie gliniasto-pylastej. Większym współczynnikiem przewodnictwa wodnego charakteryzowały się agregaty o średnicy 0,5-1 mm

wadzone ostatnio badania, polowe przewodnictwo nienasycone k nie zawsze różnicuje gleby o odmiennym składzie mechanicznym /80/. W niektórych przypadkach wartości k wyznaczone eksperymentalnie różniły się kilkasetkrotnie od wartości ocenianych tylko na podstawie składu mechanicznego /23/. Również schemat opracowany w Holandii przez Rijtemę /85/, definiujący k jako funkcję tekstury i retencji wodnej, nie stosuje się do wszystkich gleb /10, 85/.

Należy stwierdzić, że sam skład mechaniczny nie może być wystarczającym czynnikiem do przewidywania wartości k



Rys. 5. Współczynnik przewodnictwa wodnego k różnych agregatów glebowych w funkcji wilgotności według Amemiya [2/

w porównaniu z agregatami 3-5 mm (rys. 5). Wynikało to z tego, że w agregatach 0,5-1 mm przy tej samej wilgotności potencjał wody glebowej był mniejszy. Zróżnicowania w retencji wodnej poszczególnych frakcji agregatów nie stwierdzono w przypadku gleby czarnoziemnej, o składzie mechanicznym gliny lekkiej [102/], co nasuwa wniosek, że retencja wodna nie jest jedynym czynnikiem wpływającym na wielkość przewodnictwa poszczególnych frakcji agregatów.

Ruch wody w materiale glebowym przebiega przez przestwory o różnej wielkości i kształcie. Duża różnorodność kształtu porów i brak ich ciągłości w glebie stwarza trudności w opracowaniu zależności między przewodnictwem wody a geometrią porów. Podejmowane próby w tym zakresie mają bardzo duże znaczenie, przyczyniają się bowiem do ustalenia związków między zdolnościami przewodzącymi a widocznymi cechami gleby. Według Childsa (cyt. za Boumą [10/]) zależność między szybkością przepływu a wielkością porów cylindrycznych można opisać następującym równaniem:

$$\theta/t = \frac{gpr^4}{8n} \text{ grad.}\phi,$$

a dla porów o kształcie płaskim (o szerokości D i długości jednostkowej):

$$\theta/t = \frac{gpD^3}{12n} \text{ grad.}\phi,$$

gdzie: θ/t - szybkość przepływu [$\text{cm}^3/\text{cm}^2/\text{s}$];

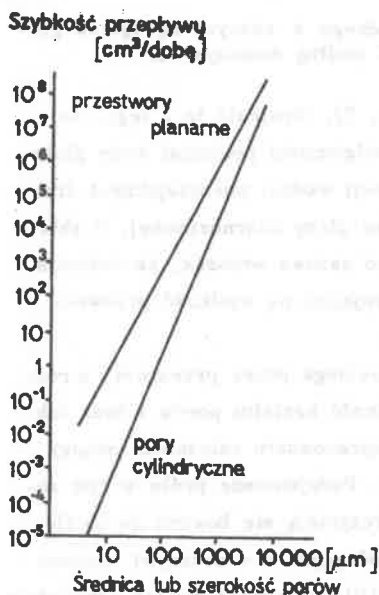
p - gęstość wody [g/cm^3];

g - stała grawitacyjna;

n - lepkość [dyna/cm];

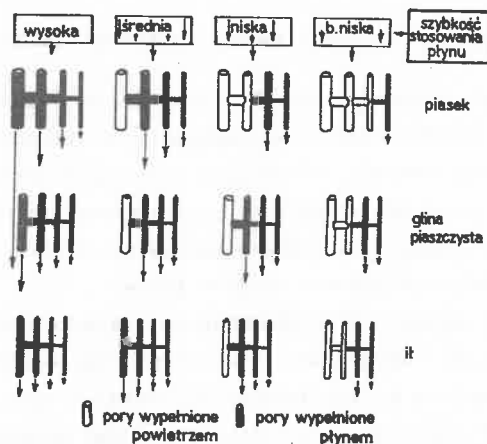
$\text{grad.}\phi$ - gradient hydrauliczny.

Równanie to przedstawiono graficznie na rysunku 6. Ponieważ pory glebowe są bardzo nieregularne, możliwości zastosowania tych równań są ograniczone.



Rys. 6. Szybkość przepływu wody przez przestrzenie planarne i cylindryczne w funkcji ich wielkości według Childsa (cyt. za Boumą /10/)

Decydujący wpływ rozkładu porów na przepuszczalność przedstawia schematyczny diagram zaproponowany przez Boumą /10/. Przy dostatecznym dopływie wody i braku jakiejkolwiek bariery ograniczającej przepływ wszystkie pory są wypełnione wodą i biorą udział w jej transporcie w głąb profilu, co jest rezultatem gradientu potencjału grawitacyjnego $1 \text{ cm}/\text{cm}$ (rys. 7). Zmniejszenie dopływu wody nie pozwala na wypełnienie wszystkich porów, przy czym pory większe stają się puste w pierwszej kolejności, jako że przewodzą największe ilości wody i wykazują niewielkie siły kapilarne. Mogą być one wypełnione tylko wtedy, kiedy pory mniejsze mają niedostateczną



Rys. 7. Schematyczny diagram udziału porów w transporcie płynu infiltracyjnego przy stosowaniu różnych dawek płynu według Boumy /10/

pojemność do transportu dostarczanej wody. Stopień zmniejszenia współczynnika przewodnictwa wodnego pod wpływem odwodnienia i zwiększenia ciśnienia wody glebowej jest więc charakterystyczny dla rozkładu porów pod względem wielkości. Gleby, w których dominują pory duże, charakteryzują się stosunkowo wysokim przewodnictwem nasyconym, zmniejszającym się istotnie wraz z obniżeniem potencjału wody glebowej.

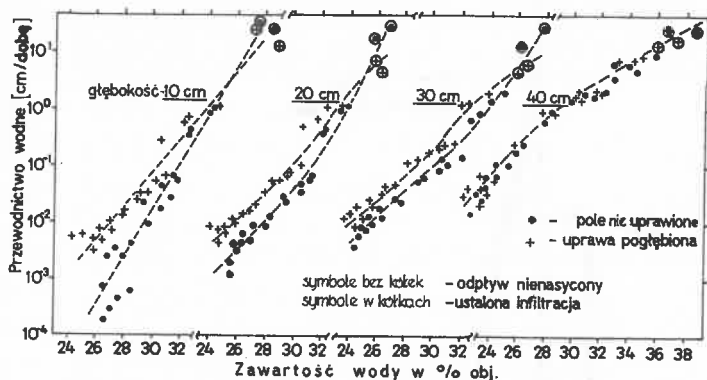
Rola porów wypełnionych powietrzem w stanie nienasyconym gleby nie ogranicza się tylko do tego, że nie biorą one udziału w transporcie wody /23/. Stanowią one również przeszkodę dla ruchu wody w porach drobniejszych, powodując bowiem zmianę kierunku przepływu. W rezultacie droga przepływu w materiale wysuszonym staje się bardziej kręta i dłuższa. W glebach ilastych dodatkowym czynnikiem determinującym przewodnictwo wodne jest ich podatność na kurczenie pod wpływem wzrostu ssania. Zjawisko to prowadzi do zmniejszenia wszystkich przestrzeni porów, a więc i przewodnictwa wodnego. Ogólnie można stwierdzić, że współczynnik przewodnictwa wodnego $k(\psi)$ zależy w znacznej mierze od rozkładu porów pod względem wielkości i kształtu, który jest determinowany uziarnieniem gleby, właściwościami fizykochemicznymi poszczególnych cząstek glebowych oraz rodzajem struktury.

Technologia uprawy i sposób użytkowania gleby

Duże znaczenie technologii uprawy w kształtowaniu zdolności przewodzących gleby jest wynikiem jej oddziaływania na właściwości fizyczne zarówno wierzchniej warstwy (warunkujące rozpoczęcie transportu wody), jak też poziomów niżej położonych w przypadku uprawy pogłębionej. Zmiany przewodnictwa wodnego pod wpływem uprawy przejawiają się w wielu procesach charakteryzujących ruch wody w glebie.

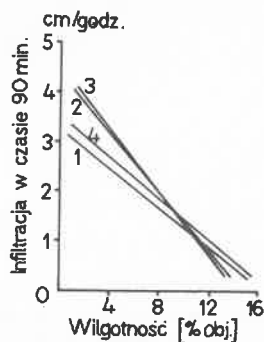
Każdy rodzaj uprawy tworzy charakterystyczną mikrotopografię pola. Na przykład redlenie i obsypywanie wykonane podczas wegetacji wytwarza spadki o nachyleniu do 50%. Larson /63/ wykazał, że w takich warunkach występuje często dyspersja gleby w najwyżej położonych groblach, a cząstki glebowe erodowane do międzyrzędzi tworzą nieprzepuszczalną skorupę. Zjawisko to, według Burwella i współaut. /19/, zmniejszało infiltrację na polu uprawianym tylko pługiem, pozostawiającym powierzchnię nie wyrównaną z licznymi ostro nachylonymi płaszczyznami, w porównaniu z infiltracją na równej powierzchni po uprawie pługiem z broną talerzową i broną zwykłą. Wpływ nierównej powierzchni na infiltrację wody wykazano również w warunkach laboratoryjnych /67/. W innym doświadczeniu Burwell i Larson /20/ wykazali, że nierówna powierzchnia gleby bezpośrednio po uprawie bez zabiegów doprawiających w porównaniu z powierzchnią po uprawie głównej z zabiegami doprawiającymi wytwarza lepsze warunki do infiltracji wody w okresie przed rozpoczęciem spływu powierzchniowego. Na tej podstawie Free /39/ stwierdza, że głównym celem technologii uprawy powinno być tworzenie takich warunków glebowych, które pozwalałyby na przyjęcie gwałtownych i krótkotrwałych opadów deszczu eliminując spływ powierzchniowy.

W poszukiwaniu odpowiednich środków polepszających właściwości przewodzące i retencyjne profilu glebowego przeprowadzono doświadczenia z uprawą pogłębioną /21, 35, 91, 93/. Co do wpływu tej technologii na stosunki wodne gleby zdania są podzielone. Savenson i Lund /91/ wykazali, że uprawa pogłębiona polepsza właściwości przewodzące poprzez zwiększenie udziału porów dużych w słabo przepuszczalnym zbitym poziomie, występującym często bezpośrednio pod warstwą uprawną. Ma to miejsce jednak tylko wówczas, gdy warunki powierzchniowe gleby nie



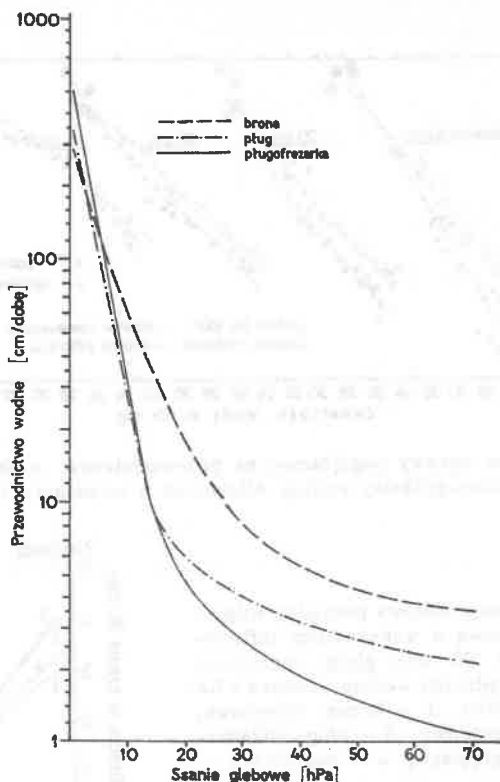
Rys. 8. Wpływ uprawy pogłębianej na przewodnictwo wodne gleby gliniasto-pyłastej według Allmaarsa i współaut. /1/

Rys. 9. Regresja liniowa pomiędzy wilgotnością początkową a wskaźnikiem infiltracji (w czasie 90 min) gleby uprawianej różnymi narzędziami według Sundara i Nagarajaraa /100/: 1 - brona talerzowa, 2 - pług odkładnicowy, 3 - pług odkładnicowy i pogłębiacz, 4 - pogłębiacz



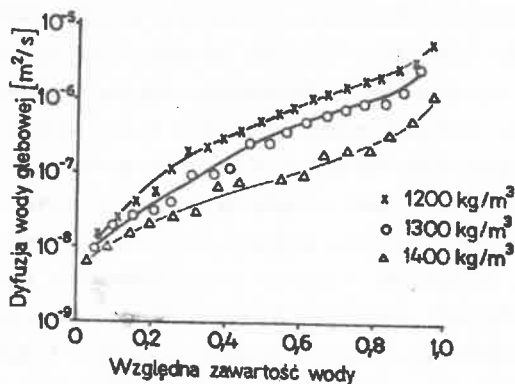
ograniczają rozpoczęcia przepływu wody /21/. Niejednokrotnie uprawa pogłębiania nie wywierała istotnego wpływu na zmiany warunków ruchu wody i jej rozkładu w profilu glebowym. Dotyczy to szczególnie gleb o słabo zagęszczonych warstwach poniżej poziomu uprawnego /35, 78/. W glebie gliniasto-pyłastej /1/ uprawa do głębokości 43 cm zwiększała współczynnik przewodnictwa wodnego tylko do głębokości 30 cm (rys. 8). Zdaniem autorów polepszenie stosunków wodnych można osiągnąć poprzez stosowanie resztek poźniwnych lub środków strukturotwórczych do bruzd pogłębiających.

Sundara i Nagarajaraa /100/ przyjmując szybkość infiltracji jako wskaźnik jakości uprawy pogrupowali cztery badane technologie w dwie



Rys. 10. Współczynnik przewodnictwa wodnego k warstwy uprawnej gleby lessowej w zależności od sposobu uprawy (w okresie wschodów pszenicy jarej) według Dechnika, Lipca i Tarkiewicza /32/

klasy. Do pierwszej zaliczono technologię z uprawą pługiem odkładnicowym i pogłębiaczem powodującą zwiększenie szybkości infiltracji. Druga klasa obejmowała technologię z talerzowaniem i samym pogłębiaczem (rys. 9). Podział ten wskazuje, że nie tylko głębokość uprawy wpływa na przewodnictwo wody w glebie, lecz także rodzaj stosowanego narzędzia i sposób jego oddziaływania. W doświadczeniu na glebie lessowej /32/ uprawa pługofrezarką w porównaniu z zabiegiem bronowania oraz uprawą pługiem i bronowaniem powodowała w okresie bliskim po uprawie zwiększenie współczynnika k w strefie nasyconej. W strefie nienasyconej przy ssaniu od -15 do -70 hPa najwyższe przewodnictwo wodne wykazywała gleba bronowana (ryc. 10). Po zbiorze roślin największe zdol-



Rys. 11. Dyfuzja wody glebowej przy różnych gęstościach gleby według Shardy /95/

ności do transportu wody w strefie nienasyconej wykazywała gleba uprawiana pługofrezarką.

Długotrwała praca mechaniczna gleby za pomocą ciężkich ciągników i narzędzi uprawowych powoduje wzrost gęstości gleby połączony ze zmianą rozkładu porów pod względem wielkości i ciągłości, a więc czynników warunkujących zdolności przewodzące gleby /17, 76, 82/. Jak podaje Kolewa /59/, współczynnik k w strefie nienasyconej zwiększał się wraz ze wzrostem gęstości gleby. Zależność ta wystąpiła w największym stopniu przy wilgotności odpowiadającej przedziałowi wody dostępnej dla roślin. Z tym związane było również szybsze przesuszanie podczas wegetacji zbitego poziomu iluwialnego aniżeli pulchniejszej warstwy wierzchniej. Według Bardena i Pavlakisa /8/ zwiększenie przewodnictwa nienasyconego pod wpływem ugniatania jest efektem wzrostu udziału przepływu błonkowego.

Do odmiennych wniosków doszli Sharda /95/ i Jackson /54/ badając wpływ gęstości gleby na dyfuzyjność wody glebowej (rys. 11). Zmniejszenie dyfuzyjności w bardziej zagęszczonych glebach jest, według autorów, wynikiem wzrostu powierzchni kontaktów cząstek glebowych, a więc i krętości porów.

Właściwości przewodzące gleby są także w znacznej mierze determi-

nowane przez sposób jej rolniczego użytkowania. Przeprowadzone w Zakładzie Agrofizyki PAN badania wykazały, że gleba czarnoziemna, wykorzystywana jako użytek zielony, charakteryzowała się w porównaniu z polem uprawnym większym współczynnikiem k w strefie nasyczonej i bliskiej stanu nasycenia. Natomiast przy ssaniu powyżej 50 cm bardziej przepuszczalna była gleba na polu uprawnym, co wskazuje na jej większe zagęszczenie i obecność większej liczby porów drobniejszych /31/. Wykazano, że agregaty w glebach nie uprawnych są bardziej zaokrąglone i tworzą duże przestwory międzyagregatowe ułatwiające przepływ w stanie wysokiego uwilgotnienia gleby /16, 17/. W doświadczeniu Fernandez i Wilkinsona /38/ większy wskaźnik infiltracji wody w glebie gliniastej pod trawami wieloletnimi niż pod kukurydzą był wynikiem lepszej trwałości struktury warstwy powierzchniowej pod trawami. Stwierdzenia te dokumentują pokrywające się wielkości przewodnictwa wodnego niżej położonych warstw w obydwu polach doświadczalnych. Według Sartza /90/ zwiększenie zdolności przewodzących gleby pod wpływem sposobu użytkowania ma szczególne znaczenie w glebach położonych na zboczu, autor bowiem wykazał, że spływ wód może być 10-krotnie większy na polu uprawianym niż na użytkach zielonych, a ubytek gleby nawet 100-krotnie większy.

Omówione zależności pomiędzy właściwościami przewodzącymi gleby a technologią uprawy i sposobem użytkowania wskazują na konieczność uwzględniania tych czynników przy charakteryzowaniu ruchu wody i warunków wilgotnościowych poszczególnych jednostek systematycznych gleb i większych kompleksów glebowych.

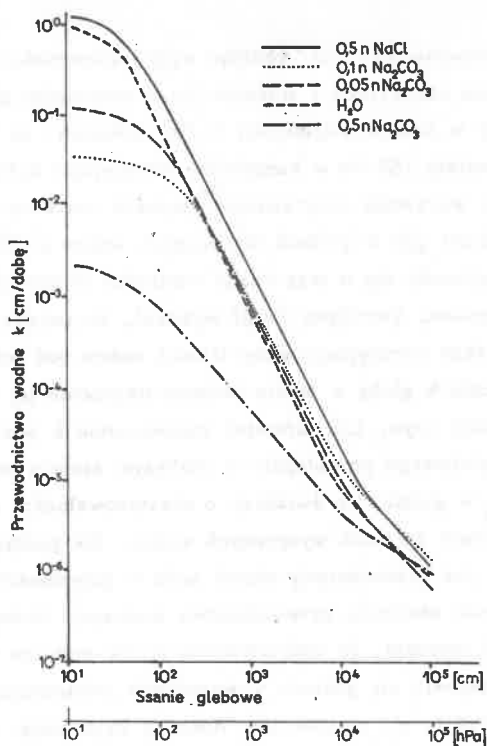
Niektóre czynniki chemiczne

Wśród czynników chemicznych oddziałujących na przewodnictwo wodne ważną rolę odgrywają jony Na, Ca, K, Mg obecne w glebie lub dostarczane podczas nawożenia i nawadniania. Większość badań w tym zakresie dotyczyła określenia wpływu tych składników, zawartych w kompleksie sorpcyjnym, na przepuszczalność gleby w stanie pełnego nasycenia jej wodą /3, 74, 152/, chociaż czynniki te warunkują także ruch wody w strefie nienasyconej.

Gardner i współautorzy /44/ badając wpływ zawartości sodu wymiennego w kompleksie sorpcyjnym i stężenia Na w roztworze glebowym na dyfuzyjność wody w funkcji wilgotności $D(\theta)$ wykazali, że w glebach zawierających poniżej 15% Na w kompleksie sorpcyjnym dyfuzyjność wody tylko nieznacznie wzrastała przy zmianie stężenia roztworu od 0,002 n do 0,100 n, podczas gdy w glebach wysyconych sodem w 25% wartości dyfuzyjności zwiększały się o trzy rzędy wielkości w tym samym zakresie stężenia roztworu. Varallyay /103/ wykazał, że zwiększające się wysycenie kompleksu sorpcyjnego gliny ilastej sodem pod wpływem Na_2CO_3 zmniejszało k gleby w stanie pełnego nasycenia jej wodą i w niskim zakresie ssania (rys. 12). Również zmniejszenie k pod wpływem wzrostu ssania glebowego przebiegało w słabszym stopniu przy wysokim stężeniu Na_2CO_3 w glebie, co świadczy o niestosowalności prawa Darcy'ego w glebach ciężkich wysyconych sodem. Jak podają Martin i Richards /66/, już 5-procentowy udział sodu w pojemności wymiennej kationów powodował obniżenie przewodnictwa wodnego. Shainberg i Caiserman /94/ uważają, że oddziaływanie jonów sodu na przewodnictwo wodne przejawia się głównie w warunkach stwarzających możliwości przemieszczania się cząstek iłu. Autorzy wyjaśniają, że jony sodu adsorbują się na zewnętrznych powierzchniach taktoidów, co prowadzi do dyspersji i powoduje zablokowanie porów większych przez ruchome cząstki iłu. Całkowite wysycenie gleby ilasto-pyłastej (pojemność wymienna kationów 43,8 me/100 g gleby) oddzielnie kationami Ca, Mg, K, Na zmniejszało początkową wartość współczynnika k równą 1,01 cm/godz. odpowiednio do 0,72; 0,49; 0,11, a w przypadku sodu nastąpiło nawet całkowite zatrzymanie ruchu wody /74/.

Wpływ zawartości Na wymiennego, a także CaCl_2 w roztworze glebowym zaznaczył się w większym stopniu w glebach o przewodze minerałów z grupy montmorylonitu /26/. Kutilek /61/ dowiódł, że wartości dyfuzyjności wody D i współczynnika przewodnictwa wodnego k w zakresie ssania od 0 do 800 cm słupa wody były istotnie niższe w glebach z kompleksem sorpcyjnym wysyconym sodem w 27,5% aniżeli w glebach całkowicie wysyconych wapniem.

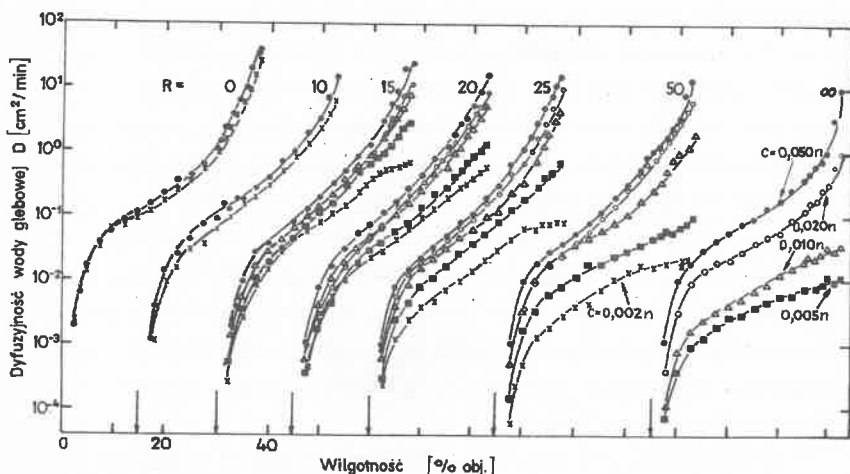
Istotny wpływ na wielkość dyfuzyjności $D(\theta)$ i współczynnika prze-



Rys. 12. Współczynnik przewodnictwa kapilarnego $k(\psi)$ różnych roztworów soli w glebie gliniasto-pyłastej według Varallyaya /103/

wodnictwa wodnego $k(\theta)$ wywiera także stosunek Na do Ca (R) w kompleksie sorpcyjnym oraz stężenie Na i Ca roztworu (C) stosowanego wcześniej do przemywania gleby /88/. Jak wynika z rysunku 13, wartości $D(\theta)$ zmniejszają się wraz ze wzrostem R i zmniejszaniem C . Ujemny wpływ wysokiego stosunku Na do Ca oraz niskiego stężenia roztworu na $D(\theta)$ i $k(\theta)$ zaznaczył się w największym stopniu w zakresie wysokich wilgotności gleby. Niska wilgotność gleby kompensuje negatywny wpływ tych czynników poprzez ograniczenie pęcznienia i ruchu cząstek iłu powodujących zablokowanie porów biorących udział w transporcie wody.

Badania laboratoryjne /99/ z glebami piaszczystymi wykazały, że nawozy azotowe, fosforowe i potasowe mogą również stanowić czynnik ograniczający przepływ wody w głąb profilu, co z punktu widzenia gospodarki wodnej tych gleb jest zjawiskiem korzystnym.



Rys. 13. Dyfuzyjność wody glebowej w funkcji wilgotności w zależności od stosunku Na do Ca (R) oraz stężenia Na i Ca w roztworze (C) stosowanym do przemycania gleby według Russo i Breslera /88/

METODY BADAŃ WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO W STREFIE NIENASYCONEJ

Metody polowe

Metoda przepływu chwilowego. W metodzie tej do obliczenia przewodnictwa wykorzystano równanie ciągłości przepływu jednowymiarowego /57/:

$$V(z_2, t) = V(z_1, t) - \int_{z_1}^{z_2} \frac{d\theta}{dt} \cdot dz,$$

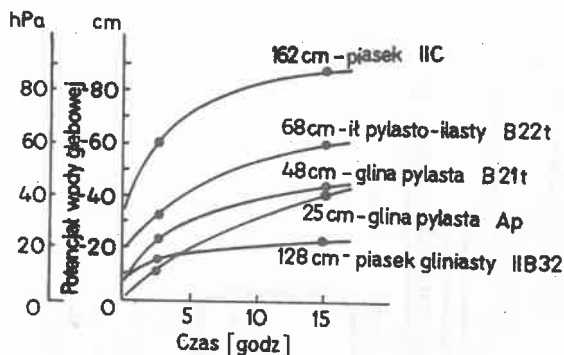
gdzie: $V(z_2, t)$ i $V(z_1, t)$ – przepływy w punktach z_2 i z_1 w czasie t . Równanie może być rozwiązane przy znanym rozkładzie wilgotności $\theta(z, t)$. Stosunek przepływu i gradientu hydraulicznego w danym miejscu i czasie jest wartością przewodnictwa wodnego. Kilka różnych odmian tej metody przedstawiono w pracach Hillela i współaut. /50/ oraz Bakera i współaut. /7/.

W omawianej metodzie glebę nasycza się wodą i przykrywa w celu wyeliminowania parowania. Podczas wewnętrznego odpływu, który zachodzi przy dostatecznie głębokim poziomie wody gruntowej, przeprowadza się jednocześnie pomiary ciśnienia wody glebowej (tensjometrycznie) oraz wilgotności na tych samych głębokościach, odpowiadających dolnym granicom głównych poziomów profilu. Częste pomiary tych dwóch parametrów rozpoczyna się od stanu nasycenia, który odpowiada czasowi t_0 . Odpływająca woda albo uzupełnia naturalne wody gruntowe, albo powoduje powstanie sztucznego poziomu wody gruntowej ponad słabo przepuszczalnymi poziomami powierzchniowymi (poziomy gliniaste, podeszwy płuźne). Takie poziomy ograniczające przepływ wody działają jak "skorupa" uniemożliwiająca odpowiednie nasycenie wodą niżej położonych warstw, a tym samym przeprowadzenie pomiaru.

Przykładem tego /7/ mogą być gleby Typic Argiudoll o składzie mechanicznym gliny pylastej (rys. 14). Podczas przepływu wody wierzchni poziom Ap staje się nasycony, lecz poziom B22 poniżej poziomu zagęszczonego nie osiąga nigdy wartości potencjałów wody powyżej -20 cm, a w poziomie piaszczystym II C poniżej pokrywy pylastej potencjału wody nie osiąga wartości większej niż -35 cm. To wskazuje, że niemożliwe jest wykonanie pomiaru i obliczenie wartości k dla potencjałów od 0 do -35 cm. Nie ma to istotnego znaczenia, gdy charakteryzujemy naturalny odpływ, ponieważ poziomy niżej położone nigdy nie osiągną stanu nasycenia. Ale w przypadku wykorzystania gleby do podpowierzchniowych odpływów (np.: odprowadzanie ścieków) wymagana jest krzywa k w pełnym zakresie potencjału wody glebowej /11/.

Ponadto czynnikiem ograniczającym stosowanie tej metody jest ustalenie odpowiedniej powierzchni do pomiaru. Poletko o powierzchni 9 m^2 w przypadku niektórych gleb wystarcza do przeprowadzenia poprawnego oznaczenia /30/, natomiast przy skrajnie suchych glebach otaczających środek poletka powierzchnia ta może być zbyt mała dla zapewnienia warunków niezakłóconego przepływu /104/.

Możliwy jest również inny sposób przygotowania pola do pomiaru przewodnictwa tą metodą /10/. Polega on na wykonaniu kolumny glebowej oddzielonej od przyległej gleby. Sposób taki zapewnia przepływ jedno-

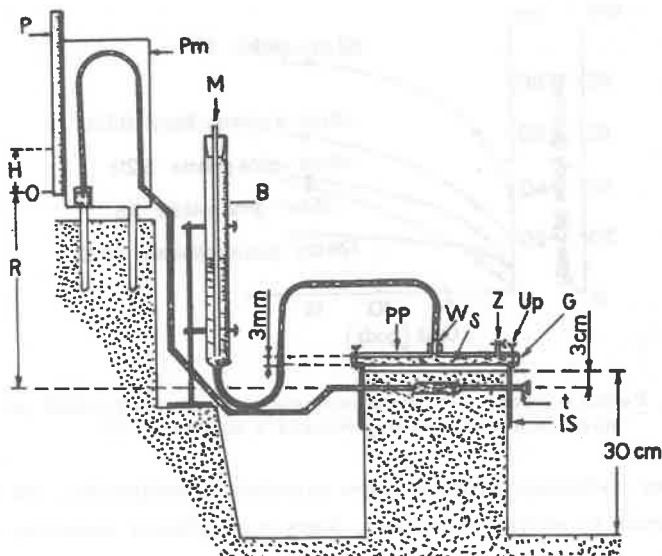


Rys. 14. Potencjał wody w 5 poziomach gleby Typic Argiudoll po jej nasyceniu wodą według Bakera i współaut. /7/

kierunkowy i eliminuje zarówno wpływ sąsiadującej roślinności, jak też wpływ zbocza na warunki przepływu. Jedną z modyfikacji omawianej metody zastosowano w laboratorium /84/. Jednak metoda ta wydaje się najbardziej przydatna do charakterystyki właściwości wodnych w polu.

Metoda przepływu ograniczonego. Do pomiarów przewodnictwa wodnego nienasyconego w glebach niecałkowitych, stwarzających warunki do poziomego ruchu wody, a więc w warunkach, w których stosowanie metod przepływu chwilowego jest niemożliwe, polecana jest metoda z zastosowaniem materiału ograniczającego przepływ wody na powierzchni badanej gleby. Materiał taki indukuje ssanie glebowe przy powierzchni kolumny infiltracyjnej, przy czym wielkość ssania zależy od struktury i rozkładu porów w glebie /49/. Podobne warunki przepływu w stanie nienasyconym gleby występują przy niezbyt intensywnych opadach deszczu.

Pierwsze próby zmierzające do zastosowania tej metody w warunkach polowych przeprowadzili Bouma i współaut. /15/. Materiałem ograniczającym przepływ wody był zagęszczony materiał piaszczysty. Jednak materiał ten okazał się stosunkowo nietrwały i wykazywał zmienną, stopniowo wzrastającą oporność hydrauliczną. Stosowano również skorupy z materiału łąstego. Choćby były one stabilne w dłuższym czasie, to jednak



Rys. 15. Schemat metody ograniczonego przepływu z zastosowaniem skorupy według Boumy i współaut. /13/

Pm - podstawa manometru, P - podziałka, B - biureta, M - urządzenie Mariotte'a, IS - infiltrometr stalowy, S - skorupa, PP - pokrywa z pleksi, Up - uchwyty mocujące pokrywę, W - dopływ wody, Z - zawór odpowietrzający, G - uszczelka gumowa, t - tensjometr, O - poziom zerowy rtęci, H - wysokość poziomu rtęci ponad poziomem zerowym, R - różnica pomiędzy wysokościami położenia tensjometru i poziomu zerowego rtęci

podlegały procesowi pęcznienia, co w efekcie powodowało osłabienie ich oporności.

Dlatego też rozwinięto technikę przygotowywania mocniejszych skorup stanowiących mieszaninę proszku gipsowego i piasku /13/. Po dostatecznym nawilżeniu i wymieszaniu powstała pasta jest szybko przenoszona na powierzchnię gleby z infiltrometrem stalowym (rys. 15) osadzonym na szczycie kolumny o średnicy i wysokości 30 cm. Przy tej czynności należy zwrócić szczególną uwagę na szczelne przyleganie skorupy do ścianki infiltrometru, pozwala to uniknąć przepływu granicznego. W celu zapewnienia warunków przepływu pionowego boki kolumny są uszczelniane folią, gipsem i obkładane glebą.

Pomiar infiltracji przy danej skorupie daje jeden punkt krzywej zależności przewodnictwa wodnego od potencjału ciśnienia H [-cm], a tym samym od zawartości wody. Ważnym elementem w tej metodzie jest określenie potencjału wody glebowej przed zastosowaniem skorupy. Pozwala to bowiem określić możliwy zakres potencjału podczas pomiaru przy odpowiedniej skorupie. Na przykład, jeśli ciśnienie wody glebowej wynosi -20 cm, to bezużyteczne jest stosowanie skorup, które wywołują mniejsze ciśnienie. Przepływ wody byłby w tych warunkach niemożliwy. Najlepiej jest rozpoczynać pomiary od skorup mocnych i przechodzić do skorup z mniejszą zawartością gipsu. Taka kolejność eliminuje efekt histerezy [6, 10/.

Przed rozpoczęciem pomiaru infiltrometr przykrywa się płytą z pleksi-glasu z otworem wlotowym i zaworem odpowietrzającym. Otwór wlotowy połączony jest z biuretą zaopatrzoną w urządzenie Mariotte'a, które utrzymuje stałe ciśnienie wody wynoszące około 3 mm nad powierzchnią skorupy (rys. 15). Pomiar szybkości infiltracji do gleby rozpoczyna się po osiągnięciu stanu równowagi potencjału wody glebowej mierzonego tensjometrami połączonymi z manometrem rtęciowym lub aparatem z przetwornikiem ciśnienia. Po ustaleniu się szybkości infiltracji (stała przynajmniej w ciągu 1 godz.) współczynnik przewodnictwa wodnego oblicza się według wzoru:

$$k = v/i,$$

gdzie: v – szybkość infiltracji;

i – gradient hydrauliczny w glebie poniżej skorupy.

Gradient hydrauliczny jest zwykle zbliżony do jedności i zastosowanie jednego tensjometru na głębokości 3 cm poniżej skorupy wystarcza do otrzymania reprezentatywnego ciśnienia odpowiadającego jednostkowemu gradientowi hydraulicznemu.

Opisaną metodę zastosowano w Zakładzie Agrofizyki PAN w Lublinie głównie w warunkach polowych. Są też prowadzone próby w laboratorium z wykorzystaniem kolumn glebowych wypełnionych materiałem o różnym składzie mechanicznym.

Metoda rozkładu wilgotności. Do pomiarów k in situ w za-

kresie wyższych wartości ssania, a więc dla małych szybkości przepływu proponowana jest metoda opracowana przez Rosego i współaut. /87/. Przewodnictwo wodne oblicza się na podstawie kolejnych pomiarów rozkładu wilgotności gleby w czasie jej odwodnienia. W ostatnich latach do pomiaru wilgotności stosuje się w coraz większym zakresie sondy neutrowe /17, 111/. Gradienty potencjałów wody otrzymuje się z krzywej pF. W metodzie tej uwzględniono wpływ ciśnienia wywieranego przez warstwy nadkładowe gleby (overburden pressure). Jest ona bardzo przydatna do pomiarów w glebach niejednorodnych. Czynnikiem ograniczającym stosowanie tej metody może być intensywna radiacja zmieniająca rozkład wody zarówno w fazie ciekłej, jak i gazowej. Wpływ ten przejawia się zwykle w wierzchniej warstwie (do 20 cm) profilu gleb.

Metody laboratoryjne

Metoda ograniczonego przepływu /58/. Do osiągnięcia przepływu nienasyconego próbę glebową umieszcza się pomiędzy płytami porowatymi lub membranami przepuszczalnymi dla wody (rys. 16). Woda dopływa do płyty porowatej pod stałym ciśnieniem H_1 . Następnie przepływa przez płytę, próbkę glebową i płytę porowatą P_2 . Stałe ciśnienie wody H_2 poniżej płyty P_2 jest regulowane poprzez zmianę położenia punktu odpływowego. Układ taki pozwala na pomiar przewodnictwa wodnego w zakresie od -200 do 0 cm. Do określenia wartości potencjału wody glebowej i gradientu stosowane są tensjometry. Dla małych gradientów potencjału zaproponowano połączenie tensjometrów węzłem w kształcie litery u, wypełnionej płynem o niższej gęstości niż woda i nie mieszającą się z nią /27/. Do określenia potencjału wody glebowej i przepływu stosuje się również termopary psychrometryczne /51/.

Przy niskiej szybkości przepływu, zmniejszającej dokładność pomiaru objętości infiltrującej wody, poleca się techniki z poziomym przepływem menisku w kapilarze /29/ oraz mechanizm liczący spadające krople /83/. W glebach słabo przepuszczalnych proponuje się również stosowanie próbek niskich od 1 do 5 cm, które skracają czas wymagany do ustalenia się wartości potencjału wody glebowej /37, 58/.

nia gleby. Modyfikacja tej metody /77/, z zastosowaniem małych monolitów glebowych i sztucznego osuszania, pozwala określić wartości przewodnictwa w dużym zakresie ciśnienia od stanu połowej pojemności wodnej do stanu powietrznie suchego. Wykorzystanie bloków pyłowych daje ponadto możliwość obniżania oraz podnoszenia zwierciadła wody gruntowej i śledzenia w tych warunkach złożonych procesów ruchu wody. Niedogodnością jej jest zbyt długi okres oznaczania wartości k .

Ograniczenia te są częściowo usunięte w metodzie rozwiniętej ostatnio przez Arya /5/. Przewodnictwo wodne oznacza się w kolumnie glebowej (objętość 200 cm³) pobranej do cylindrów mosiężnych o nienaruszonej strukturze. Po osiągnięciu stanu nasycenia na otwartą powierzchnię kolumny kieruje się ciepły strumień powietrza (130°C). Drugi koniec kolumny jest szczelnie zamknięty. Ustawienie cylindra na wadze uchylniej umożliwia kontrolowanie wagi próbki (co 1 min), co jest niezbędne do stwierdzenia, czy kumulatywne parowanie jest proporcjonalne do pierwiastka kwadratowego czasu suszenia. W przypadku spełnienia tego warunku współczynnik przewodnictwa k oblicza się na podstawie rozkładu wilgotności w kolumnie oraz krzywej retencji. Wstępne badania /10, 36/ nad przydatnością tej metody wykazały, że ze względu na stosunkowo krótki czas pomiaru może ona znaleźć szerokie zastosowanie w charakterystyce gleb o dużej zmienności, gdzie wymagana jest duża liczba powtórzeń. Największą zgodność wyników z metodami polowymi uzyskano w zakresie niskich wilgotności. Metoda ta wymaga dalszych prób na szerszym i zróżnicowanym materiale glebowym. Badania przeprowadzone w Zakładzie Agrofizyki PAN w Lublinie wykazały większą przydatność tej metody na glebach cięższych.

Metody obliczeniowe

W ostatnich latach wskazano na możliwość prognozowania przewodnictwa wodnego gleb na podstawie obliczeń uwzględniających przestrzeń porów. Zainteresowanie takimi metodami jest uzasadnione, albowiem oznaczenia eksperymentalne zależności $k(\theta)$ są stosunkowo trudne, podczas gdy rozkład porów pod względem wielkości można łatwo scharakteryzować za pomocą standardowych metod.

Przed wykorzystaniem rozkładu porów do obliczeń przewodnictwa wodnego szeroko stosowano równanie Kozeny (cyt. wg /92/), w którym przewodnictwo wodne k jest funkcją porowatości ogólnej i powierzchni właściwej gleby:

$$k = E^2 S^2 K,$$

gdzie: E - porowatość ogólna;

S - powierzchnia właściwa;

K - stała empiryczna.

Niemożliwość zastosowania tej zależności do gleb o takiej samej porowatości ogólnej, ale różniących się pod względem rozkładu porów, była motywu do opracowania równań uwzględniających rozkład porów pod względem wielkości.

Childs i Collis-George /24, 25/ jako pierwsi wskazali na istnienie zależności pomiędzy przewodnictwem nienasyconym a udziałem poszczególnych porów glebowych w całkowitej przestrzeni porów. Metoda ta została zmodyfikowana przez Marshalla /65/ i podana w formie równania:

$$k = \frac{e_1}{8} \frac{n_1^{-2}}{r_2^2 + 3r_3^2 + 5r_4^2 + \dots (2n-1)r_n^2},$$

gdzie: e_1 - objętość porów wypełniona wodą, gdy pory o wielkości r_1 są puste. Metoda eliminacji trwa do otrzymania szeregu punktów wraz z odpowiadającą im wilgotnością;

n - liczba małych klas, na które podzielono porowatość ogólną pod względem wielkości porów (r_1, r_2, r_3, r_4);

n_1 - ($n - 1$).

Równanie to rozwinięto dla materiałów izotropowych nie zawierających długich porów przewodzących (głównie dla gleb piaszczystych). Stąd dokładność obliczeń zależy tylko od wiarygodności oznaczeń rozkładu porów.

Dalsze udoskonalenia wprowadzone przez Millingtona i Quirka /70, 71/ uwzględniały wzajemne oddziaływanie porów glebowych w czasie ruchu wody.

Porównanie wartości k uzyskanych według tych trzech metod /55/

z wartościami przewodnictwa mierzonymi eksperymentalnie wykazało, że rezultaty otrzymane metodą Millingtona-Quirka (M-Q), jeśli wprowadzono czynnik korekcyjny, w najmniejszym stopniu odbiegają od danych eksperymentalnych. W doświadczeniu Ehlersa /36/ wartości k obliczone metodą Millingtona-Quirka były wyższe niż uzyskane metodą Marshalla. W innej pracy /79/ wyniki uzyskane metodą M-Q były zgodne z danymi eksperymentalnymi w zakresie wilgotności od 17 do 34%. Poniżej 17% wartości obliczone przewyższały wartości mierzone. Green i Corey /46/ w celu rozszerzenia stosowalności równania Marshalla do gleb o cięższym składzie mechanicznym wprowadzili czynnik p (2,0; 1,33; 1,0) uwzględniający współdziałanie klas porów. Autorzy zastosowali również "czynnik korekcyjny" (stosunek przewodnictwa mierzonego do obliczonego), który pozwala na zbliżenie wartości obliczonych do danych eksperymentalnych.

Wartości czynników korekcyjnych podane przez Kunzego i współaut. (cyt. za Boumą /10/) zmieniały się od 0,5 do 0.004. Mniejsza wartość otrzymana w glebach cięższych wskazuje, że zmierzona wartość k w strefie nasyconej była 250 razy mniejsza niż wartość uzyskana metodą obliczeniową i świadczy o niedokładności obliczeń.

Denning i współaut. /33/ podają również niskie wartości czynników korekcyjnych. Autorzy ci otrzymali wiele różnych krzywych k dla jednego poziomu genetycznego zmieniając wartość n , która określa liczbę klas porów, na jakie została podzielona krzywa retencji. Wyniki te nie znajdują uzasadnienia teoretycznego.

Przyczyną tych niezgodności jest między innymi nieuwzględnianie w metodach obliczeniowych ciągłości i krętości porów. Właściwości tych nie można określić na podstawie krzywych pF , które wykorzystuje się najczęściej do wyznaczenia rozkładu porów w omawianych metodach. Pewniejsze wyniki rozkładu porów, poprzez wyeliminowanie efektu histerazy, uzyskuje się na podstawie analizy szlifów glebowych oraz na podstawie krzywych przebiecia $CaCl_2$ (300 ppm) dostarczających danych o trójwymiarowej ciągłości porów /14/. Według Gardniera /41/ rozbieżności między wynikami mierzonymi i obliczonymi wynikają także z pominięcia w opracowanych modelach takich czynników, jak: zmiany napięcia powierzchniowego, gęstości, lepkości płynu infiltrującego, kąta styku.

Czynniki te zmieniają się szczególnie w glebach polowych określanych przez autora jako układy "brudne", ponieważ zawierają, w odróżnieniu od kolumn laboratoryjnych z czystych kulek szklanych, składniki rozpuszczone i zawieszone w roztworze glebowym. Dlatego też bezpośrednie pomiary przewodnictwa uważa się za najbardziej pewne procedury /10, 97/.

PODSUMOWANIE

Większość publikacji wskazuje, że przewodnictwo wodne gleby jest jednym z najważniejszych czynników zaopatrywania roślin w wodę. Od tej właściwości w dużym stopniu zależy przemieszczanie wody w głąb profilu glebowego, podsiąk kapilarny oraz proces parowania.

Wartość współczynnika k jako miernika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nienasyconej zależy od wielu czynników. Wśród nich najistotniejsze znaczenie mają: skład mechaniczny, agregacja i rozkład porów, gęstość gleby, technologia uprawy i sposób użytkowania gleby oraz zawartość wapnia, magnezu i sodu. Dużo wyników badań wskazuje jednocześnie, że w prognozowaniu warunków wilgotnościowych gleby należy brać pod uwagę wartości współczynnika przewodnictwa wodnego k (θ) zróżnicowane zarówno przez udział poszczególnych frakcji glebowych w składzie mechanicznym badanego profilu, jak i budowę agregatową, wodoodporność agregatów glebowych i związany z tym ściśle rozkład porów oraz gęstość gleby. Stąd też do badania wpływu tych czynników na wielkość współczynnika k (θ) najbardziej wskazane są metody pomiaru w glebach o nienaruszonej strukturze.

Uzyskiwane dotychczas wyniki badań zależności przewodnictwa wodnego od technologii uprawy i sposobu użytkowania gleby wskazują na potrzebę uwzględniania tych czynników podczas charakteryzowania ruchu wody i warunków wilgotnościowych poszczególnych jednostek systematycznych gleb oraz większych kompleksów glebowych.

Współczynnik przewodnictwa wodnego k (θ) gleb może się więc stać jednym z parametrów oceny wprowadzanych do uprawy narzędzi, pod warunkiem, że w tym zakresie przeprowadzi się większą ilość badań testowych.

Zbyt skromnie jest w literaturze naukowej reprezentowane zagadnienie wpływu czynników fizykochemicznych i chemicznych na przewodnictwo wodne gleby. Dotychczas wykazano, że jony wapnia zwiększają, a jony magnezu i sodu zmniejszają współczynnik przewodnictwa wodnego k .

Do pomiarów przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gleb niecałkowitych w zakresie niskich ssan jest zalecana połowa metoda przepływu ograniczonego, a w glebach całkowitych i w zakresie wyższych ssan metoda rozkładu wilgotności. W glebach ciężkich stosunkowo dobre wyniki otrzymuje się, wprowadzoną w ostatnich latach, laboratoryjną metodą ewaporacji.

Mimo pokażnej literatury naukowej dotyczącej zagadnień związanych z przewodnictwem wodnym gleb, nie ma jeszcze dotychczas wypracowanych efektywnych sposobów poprawy tej właściwości – istotnego czynnika podnoszenia żyzności gleb. Nie ma też prostych i niezawodnych metod wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego k , co znacznie ogranicza wykorzystanie go jako jednego ze wskaźników oceny wartości rolniczej gleb.

Każde więc dalsze opracowanie, wskazujące na możliwość poprawy przewodnictwa wodnego gleb, doskonalenia jego pomiaru, czy też wykorzystania go jako wskaźnika wartości jednostek glebowych, powinno zasługiwać na większą uwagę.

PIŚMIENNICTWO

1. Allmaars R. R., Rickman R. W., Ekin L. G., Kimball B. A.: Chiseling Influences on Soil Hydraulic Properties, Soil Sci. Soc. Am. J., 1977, 41, 796-803.
2. Amemiya M.: The Influence of Aggregate Size on Soil Moisture Content - Capillary Conductivity Relations, Soil Sci. Soc. Proc., 1965, 744-748.
3. Amer Fathi.: Relation of Laboratory Hydraulic Conductivity to Texture, Aggregation, and Soluble Calcium Plus Magnesium Percentage, Soil Sci., 1959, 88, 45-48.
4. Anderson J. L., Bouma J.: Water Movement through Pedal Soils,

- II. Unsaturated Flow, Soil Sci. Soc. Am. J., 1977, 41, 419-422.
5. Arya L. M.: Water Flow in Soil in Presence of Soybean Root Sinks, Water Resources Center Univ. of Minnesota, Bulletin 60, 1973.
 6. Baker F. G.: Factors Influencing the Crust Test for in situ Measurement Conductivity, Soil Sci. Am. Proc., 1977, 6, 1029-32.
 7. Baker F. G., Veneman P. L. M., Bouma J.: Limitations of the Instantaneous Profile Method for Field Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1974, 38, 885-888.
 8. Barden L., Pavlakis G.: Air and Water Permeability of Compacted Unsaturated Cohesive Soil, Journal of Soil Sci., 1971, 22 (3), 302-318.
 9. Basak P.: Soil Structure and its Effects on Hydraulic Conductivity, Soil Sci., 1972, 114, 6, 417-422.
 10. Bouma J.: Soil Survey and the Study of Water in Unsaturated Soil, Soil Survey Papers, Wageningen 1977, No. 13.
 11. Bouma J.: New Concepts in Soil Survey Interpretations for on-site Disposal of Septic Tank Effluent, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1974, 38, 941-946.
 12. Bouma J.: Use of Physical Methods to Expand Soil Survey Interpretations of Soil Drainage Conditions, Soil Sci. Am. Proc., 1973, 37, 413-421.
 13. Bouma J., Baker F. G., Veneman P. L. M.: Measurement of Water Movement in Soil Pedons above the Water Table, Information Circular No. 27, Wis. Ged. Nat. Hist. Surv. Univ. Ext., Madison, USA, 1974.
 14. Bouma J., Dekker L. W., Verlinden H. L.: Drainage and Vertical Hydraulic Conductivity of some Dutch "Knik" Clay Soils, Agricultural Water Management, 1976, 1, 67-78.
 15. Bouma J., Hillel D. J., Hole F. D., Amerman C.: Field Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity by Infiltration through Artificial Crusts, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1971, 35, 362-364.
 16. Bouma J., Hole F. D.: Soil Structure and Hydraulic Conductivity

- of Adjacent Virgin and Cultivated Pedons at Two Sites: A Typic Argiudoll (Silt Loam) and a Typic Eutrochrept (Clay), Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1975, 35, 316-319.
17. Bouma J., Van Rooyen D. J., Hole F. D.: Estimation of Comparative Water Transmission in Two Pairs of Adjacent Virgin and Cultivated Pedons in Wisconsin, Geoderma, 1975, 13, 73-88.
 18. Bruce R. R.: Hydraulic Conductivity Evaluation of the Soil Profile from Soil Water Retention Relations, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1972, 36, 555-561.
 19. Burwell R. E., Allmaras R. R., Sloneker L. L.: Structural Alteration of Soil Surface by Tillage and Rainfall, J. Soil Water Conserv., 1966, 21(2), 61-63.
 20. Burwell R. E., Larson W. E.: Infiltration as Influenced by Tillage - Induced Random Roughness and Pore Space, Soil Sci. Am. Proc., 1969, 33, 449-452.
 21. Campbell R. B., Reicosky D. C., Doty C. W.: Physical Properties and Tillage of Paleudults in the Southeastern Coastal Plains, J. Soil Water Conserv., 1974, 29, 220-224.
 22. Childs E. C.: The Physical Basis of Soil Water Phenomena, John Wiley, New York, 1969.
 23. Childs E. C.: An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena, Inter-science Publication, Wiley, 1969.
 24. Childs E. C., Collis-George N.: The Permeability of Porous materials, Proc. Roy. Soc., 1950, A 201, 392-405.
 25. Childs E. C., Collis-George N.: Movement of Moisture in Unsaturated Soils, Trans. Intern. Congr. Soil Sci., Amsterdam, 1950, Vol. I, 1-4.
 26. Christensen D. R., Ferguson H.: The Effect of Interaction of Salts and Clays on Unsaturated Water Flow, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1966, 30, 549-553.
 27. Corey A. T.: Measurement of Air and Water Permeability in Unsaturated Soil, Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 1957, 21, 7-11.
 28. Coroney D., Coleman J. D.: Soil Structure in Relation to Soil Suction (pF), J. Soil Sci., 1954, 5, 75-84.

29. Coroney D., Coleman J. D., Black W. P. M.: Movement and Distribution of Water in Soil in Relation to Highway Design and Performance, Highway Res. Board Spec. Rept., 1958, 40, 226-252.
30. Davidson J. M., Stone L. R., Nielsen D. R., La Rue M. E.: Field Measurement and Use of Soil Water Properties, Water Resourc. Res., 1963, 5, 1312-1321.
31. Dechnik I., Lipiec J.: Właściwości wodne gleby czarnoziemnej przy różnym sposobie użytkowania, Pol. J. Soil Sci. (w druku).
32. Dechnik I., Lipiec J., Tarkiewicz S.: Zależność przewodnictwa i retencji wodnej gleby od sposobu uprawy, Roczniki Gleboznawcze (w druku).
33. Denning J. L., Bouma J., Falayi O., van Rooyen D. J.: Calculation of Hydraulic Conductivities of Horizons in Some Major Soils in Wisconsin, Geoderma, 1974, 11, 1-11.
34. De Wit: Transpiration and Crop Yields, Versl. Landbovwk. Onderz., 1969, 646, 88.
35. Diley F. L.: Subsoiling in the Great Plains., J. Soil Water Conserv., 1957, 12, 71-74.
36. Ehlers W.: Measurement and Calculation of Hydraulic Conductivity in Horizons of Tilled and Untilled Loess-derived Soil, Geoderma, 1977, 4, 293-306.
37. Feodoroff A., Galula E.: The Hydraulic Conductivity of Non-saturated Soils, Bulletin de l'Association Francaise pour l'Etude du Sol, 1973, 3, 163-175.
38. Fernandez B., Wilkinson G. E.: Effect of Crop Cultures on the Infiltration of Water into a Chestnut Soil, Soil Sci. Soc. Proc., 1965, 748-752.
39. Free G. R.: Erosion Characteristics of Rainfall, Agr. Eng., 1960, 41, 447-449.
40. Gardner W. R.: Some Steady-state Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation with Application to Evaporation from a Water Table, Soil Sci., 1958, 84(4), 228-232.
41. Gardner W. R.: The Permeability Problem, Soil Sci., 1974, 5, 243-249.

42. Gardner W. R., Ehlig C. F.: The Influence of Soil Water on Transpiration by Plants, *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, 5719-24.
43. Gardner W. R., Ehlig C. F.: Some Observations on the Movement of Water to Plant Roots, *Agron. J.*, 1962, 54, 453-456.
44. Gardner W. R., Mayhugh M. S., Goertzen J. O., Bower C. A.: Effect of Electrolyte Concentration and Exchangeable Sodium Percentage on Diffusivity of Water in Soils, *Soil Sci.*, 1959, 88, 270-274.
45. Gingrich J. K., Russel M. B.: A Comparison of Effects of Soil Moisture Tension and Osmotic Stress on Root Growth, *Soil Sci.*, 1957, 84, 185-194.
46. Green R. E., Corey J. C.: Calculation of Hydraulic Conductivity: a Further Evaluation of some Predictive Methods, 1971, 35, 3-8.
47. Hillel D.: *Soil Water*, Academic Press, New York-London, 1971.
48. Hartmann R., De Boodt M.: Steady Rate of Capillary Rise from a Shallow Water Table in the Flemish Sandy Area, Mededelingen Fakulteit Landbouwwetenschappen Gent, 1973, 38, 4.
49. Hillel D. J., Gardner W. R.: Measurement of Unsaturated Conductivity and Diffusivity by Infiltration Through an Impeding Layer, *Soil Sci.*, 1970, 109, 149-153.
50. Hillel D. J., Krentos V. D., Stylianou Y.: Procedure and Test of an Internal Drainage Method for Measuring Soil Hydraulic Characteristics "in situ", *Soil Sci.*, 1972, 114, 395-400.
51. Hisieh J. J. C., Enfield C. D.: Steady-state Method of Measuring Unsaturated Hydraulic Conductivity, *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 1974, 5(2), 123-129.
52. Holmes R.: Estimation of Soil Moisture Content by Using Evaporation Data, *Proceedings of Hydrology Symposium No. 2, Evaporation*, Toronto, 1961.
53. Holmes R. M., Robertson C. W.: A Modulated Soil Moisture Budget, *Monthly Weather Review*, 1959, 67, 101-106.
54. Jackson R. D.: Porosity and Soil-water Diffusivity Relations, *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1963, 27, 263-265.

55. Jackson R. D., Reginato R. J., van Bavel C. J. M.: Comparison of Measured and Calculated Hydraulic Conductivities of Unsaturated Soils, *Water Resources Res.*, 1965, 1, 375-380.
56. Klages M. G.: Effect of Clay Type and Exchangeable Cations on Aggregation and Permeability of Solonetz Soils, *Soil Sci.*, 1966, 102, 1, 46-52.
57. Klute A.: The Determination of the Hydraulic Conductivity and Diffusivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci.*, 1972, 113, 264-277.
58. Klute A.: Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soil. in: *Methods of Soil Analysis*, 1976, 253-261.
59. Kolewa S.: Zawisiniost na wlogoprowodimostta ot wloznostta i potencijala na wlagata pri rozliczna plotnoct na poczwata, *Poczwoznaniye i Agrochimija*, 1974, 9(6), 31-44.
60. Kosik J., Misina A. T.: Rate of Capillary Water Ascent in Relation to the Physical Properties of the Soil, *Vedecke Praće Wyskumneho Ustavu Rostlinnej Vyroby*, 1976, 13, 311-316.
61. Kutilek M.: The Influence of Clay Minerals and Exchangeable Cations on Soil Moisture Potential, Hadas (ed.), Springer, Berlin, 1974, 154-160.
62. Lang A. R. G., Gardner W. R.: Limitation to Water Flux from Soil to Plants, *Agron. J.*, 1970, 62, 693-695.
63. Larson W. E.: Soil Parameters for Evaluating Tillage Needs and Operations, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1964, 28, 118-122.
64. Luxmoore R. J.: Application of the Green and Corey Method for Computing Hydraulic Conductivity in Hydrologic Modeling, Univ. Wisconsin, Madison 53706.
65. Marshall T. J.: A Relation Between Permeability and Size Distribution of Pores, *Journ. of Soil Sci.*, 1958, 1, 1-8.
66. Martin J. P., Richards S. J.: Influence of Exchangeable Hydrogen and Calcium and/or Sodium, Potassium, and Ammonium at Different Hydrogen Levels on Certain Physical Properties of Soils, *Soil, Sci. Soc. Am. Proc.*, 1959, 23, 335-338.
67. McIntyre D. S.: Soil Splash and the Formation of Surface Crusts by Raindrop Impact, *Soil Sci.*, 1958, 85, 261-266.

68. Miller D. E.: Available Water in Soil as Influenced by Extraction of Soil Water by Plants, *Agron J.*, 1967, 59, 420-423.
69. Miller D. E.: Water Relation and Flow in Layered Soil Profiles, in: *Field Soil Water Regime*, SSSA Special publication no. 5, Madison, Wisconsin, 1973.
70. Millington R. J., Quirk J. P.: Transport in Porous Media, *Trans. of 7th Int. Congr Soil Sci.*, Madison, 1960, 1, 97-106.
71. Millington R. J., Quirk J. P.: Permeability of Porous Solids, *Trans. Faraday Soc.*, 1961, 57, 1200-1207.
72. Moldenhauer W. C., Kemper W. D.: Interdependence of Water Drop Energy and Clod Size on Infiltration and Clod Stability, *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1969, 33, 297-301.
73. Moore R. E.: Water Conduction from Shallow-water Tables, *Hilgardia*, 1939, 12(6), 383-426.
74. Moustafa A. T. A., El-Adedine A. Z., Adballa M. M.: Effect of Exchangeable Cations on the Hydraulic Conductivity of Soils in Egypt, *Agrokemia es Talajtan*, 1972, 21(1-2), 89-98.
75. Nielsen D. R., Jackson R. D., Cary J. W., Evans O. D.: Soil Water, *Amer. Soc. Agron.*, Madison, Wisconsin, 1972.
76. Nogata N.: Effect of Subsoil Compaction on Percolation in Paddy Fields, *Bull. Fac. Agric. Univ.*, 1970, 39, 89-102.
77. Olszta W.: Badania ruchu wody w hydrogenicznych utworach glebowych, *Problemy Agrofizyki*, 1973, 10, 43-53.
78. Oschwald W. R.: Chisel Plow and Strip Tillage Systems, *Proc. of a National Conference Soil Conserv. Soc. Am.*, Ankeny, Iowa, 1965, 194-202.
79. Overman A. R., Hammond L. C., West H. M.: Comparison of Measured and Calculated Unsaturated Hydraulic Conductivity for Lakeland Fine Sand, *Proceedings Soil and Crop Science Soc. of Florida*, 1971, 31, 221-222.
80. Pal D., Varade S. B.: Capillary Conductivity and Soil Water Diffusivity as Influenced by Moisture Content and Texture, *Journal of the Indian Society of Soil Science*, 1976, 24(1), 1-7.
81. Philip J. R.: *The Physical Principles of Soil Water Movement*

- During the Irrigation Cycle, Proc. Intern. Cong. Irrig. Drainage, 1957, 3, 8, 125-154.
82. Prasad K. G., Perkins M. R.: In situ Hydraulic Conductivity of a Fragipan an Soil in the Southern Coastal Plains, Soil Sci., 1978, 126(4), 263-268.
 83. Richards L. A., Richards P. L.: Radial-flow Cell for Soil-water Measurements, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1962, 26, 515-518.
 84. Richards S. J., Weeks L. V.: Capillary Conductivity Values from Moisture Yield and Tension Measurements on Soil Columns, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1953, 17, 206-209.
 85. Rijtema P. E.: Soil Moisture Forecasting, J. C. W. Nota 513, Wageningen, 1970.
 86. Rosene H. F.: Comparison of Rates of Water Intake in Continuous Regions of Intact and Isolated Roots, Plant Physiol., 1941, 16, 19-38.
 87. Rose C. W., Stern W. R., Drummond J. E.: Determination of Hydraulic Conductivity as a Function of Depth and Water Content for Soil in situ, Aust. J. Soil Res., 1965, 3, 1-9.
 88. Russo D., Bresler E.: Effect of Mixed Na-Ca Solutions on the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1977, 41, 4, 713-717.
 89. Salin H. M.: Root Development of Wheat, Oats and Barley under Conditions of Soil Moisture Stress, Agron. J.; 1965, 57, 603-607.
 90. Sartz R. S.: Controlling Runoff in the Driftless Area, J. Soil and Water Conserv., 1975, 2, 92-93.
 91. Saveson J. L., Lund Z. F.: Deep Tillage for Crop Production, Trans ASAE, 1958, 1, 40-42.
 92. Scheidegger A. E.: The Physics of Flow through Porous Media, Macmillan, New York, 1960.
 93. Sevege E. F., Hayden R. A., Ward W. E.: The Effect of Subsoiling on Growth and Yield of Peach Trees, Univ. Georgia Res. Bull., 1960, 30, 5-15.
 94. Shainberg J., Caiserman A.: Studies on Na/Ca Montmorillonite Systems 2. The hydraulic conductivity, Soil Sci., 1971, 111(15), 276-281.

95. Sharda A. K.: Influence of Soil Bulk Density on Horizontal Water Infiltration, *Aust. J. Soil Res.*, 1977, 15, 83-86.
96. Sharma M. L., Uehara G.: Influence of Soil Structure on Water Relations in Low Humic Latosols. I. Water retention, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1968, 32, 765-769.
97. Shaykewich C. F.: Hydraulic Properties of Disturbed and Undisturbed Soils, *Can. J. Soil Sci.*, 1970, 50, 431-437.
98. Slatyer R. O.: Absorption of Water by Plants, *Bot. Rev.*, 1960, 26, 331-392.
99. Stawrowa N. A., Tulin S. A.: Znaczenie gliniastych prosiojek dla filtracyjnych swojstw diernowo-podzolistnych pieszczanych poczw. *Poczwowiedzenie*, 1975, 4, 62-67.
100. Sundara K. S. S., Nagarajarao Y.: Field Infiltration Indices in the Evaluation of Tillage Practices, *Agricultural Water Management*, 1976, 1, 79-88.
101. Thomasson A. J.: Soils of the Malton Nowbray District, *Mem. Soil Surv. Gt. Br.*, 1964, s. 52.
102. Trzecki S.: Stosunki wodno-powietrzne w róznych frakcjach gruzełków i ich mieszaninach pochodzących z warstwy ornej czarnej ziemi, *Roczn. Nauk Roln.*, 1973, 98, 2, 121-130.
103. Varallyay G.: Soil Factors Limiting Optimum Water Supply of Plants, *Zesz. Probl. P.N.R.* (w druku).
104. Vepraskas M. J., Bouma J.: Model Experiments on Mottle Formation Simulating Field Conditions, *Geoderma*, 1976, 15, 217-230.
105. Verplancke H., Hartmann R., De Boodt M.: The Effect of Soil Conditioners on the Water Transmission Properties of Different Textured Soils, *Med. Fac. Landbouw. Rijksuniv. Gent*, 1976, 41, 1, 211-218.
106. Wilcox J. C.: Rate of Soil Drainage Following an Irrigation. I. Nature of Soil Drainage, *Can. J. Soil. Sci.*, 1959, 39, 107-119.
107. Wilcox J. C.: Rate of Soil Drainage Following an Irrigation. II. Effects of Determination of Rate of Consumptive Use, *Can. J. Soil. Sci.*, 1960, 40, 15-27.
108. Wind G. P.: Flow of Water through Plant Roots, *Neth. J. Agr. Sci.*, 1955, 3, 259-264.

109. Wind G. P.: Capillary Conductivity Data Estimated by a Simple Method, In: Water in the Unsaturated Zone, 1966, Vol. 1, 181-191.
110. Wind G. P. W., Van Doorne: A Numerical Model for the Simulation of Unsaturated Vertical Flow of Moisture in Soil, J. of Hydrology, 1975, 24, 1-20.
111. Zaradny H.: Badanie przepływu wody w gruntach nienasyconych przy użyciu metody promieniowania gamma, Problemy Agrofizyki. 1973, 10, 71-74.
112. Zawadzki S., Olszta W.: The Influence of Water Type and of Time on Changes of Hydraulic Conductivity of Soils, Pol. J. Soil. Sci., 1971, 1, 11-19.

SPIS TREŚCI

WSTĘP	3
ROLA PRZEWODNICTWA WODNEGO I SYSTEMU KORZENIO- WEGO W ZAOPATRZENIU ROŚLIN W WODĘ	4
CZYNNIKI WARUNKUJĄCE PRZEWODNICTWO WODNE GLEBY	10
Skład mechaniczny, agregacja i rozkład porów	10
Technologia uprawy i sposób użytkowania gleby	16
Niektóre czynniki chemiczne	20
METODY BADAŃ WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO k W STREFIE NIENASYCONEJ	23
Metody polowe	23
Metody laboratoryjne	28
Metody obliczeniowe	30
PODSUMOWANIE	33
PIŚMIENNICTWO	34

Dotychczas ukazały się następujące zeszyty
PROBLEMÓW AGROFIZYKI

1. Jan Gliński, Witold Stępniewski - Zastosowanie chromatografii gazowej w badaniach gleboznawczych. 1972.
2. Piotr Kowalik - Podstawy teoretyczne pomiarów potencjału wody glebowej. 1972.
3. Jan Gliński, Jerzy Duliban - Potencjał oksydoredukcyjny w glebach. 1972.
4. Małgorzata Dębek-Szreniawska - Mikrobiologiczne aspekty tworzenia się agregatów glebowych. 1972.
5. Bogusław Szot - Rozwój badań właściwości fizycznych materiałów rolniczych. 1972.
6. Ignacy Dechnik, Janusz Stawiński - Powierzchnia właściwa w badaniach fizykochemicznych i fizycznych właściwości gleb. 1973.
7. Adam Pukos, Ryszard Walczak - Podstawy teoretyczne badania właściwości mechanicznych gleb. 1973.
8. Bogusław Szot, Grażyna Kolemba - Metody oceny wylegania zbóż. 1973.
9. Janusz Haman, Bogusław Szot, Wanda Woźniak - Zagadnienie wymiany ciepła i masy w materiałach roślinnych. 1973.
10. Materiały seminarium poświęconego fizyce wody glebowej. Praca zbiorowa. 1973.
11. Henryk Czachor, Ryszard Walczak - Zamknięte źródła radio-izotopowe w badaniach fizycznych właściwości gleb. 1974.
12. Zastosowanie analizy spektralnej w badaniach rolniczych. Praca zbiorowa. 1974.
13. Krystyna Konstankiewicz, Adam Pukos, Ryszard Walczak - Dome-

- nowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. 1974.
14. Jerzy Szczypa, Zofia Sokołowska - Zastosowanie radioizotopów do badania fizykochemicznych właściwości gleb. 1975.
 15. Janusz Haman, Adam Pukos - Aktualne zagadnienia mechaniki gleb. 1975.
 16. Jan Gliniński, Zofia Stępniewska - Zastosowanie elektrod selektywnych w badaniach gleboznawczych. 1975.
 17. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Zwięzłość gleby jako czynnik środowiska rozwoju roślin. 1975.
 18. Ignacy Dechnik, Stanisław Tarkiewicz - Zmiany właściwości agrofizycznych gleb pod wpływem działania narzędzi aktywnych. 1975.
 19. Ryszard Walczak, Barbara Witkowska - Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. 1976.
 20. Władysław Byszewski, Janusz Pala - Niektóre aspekty związku między poziomem mechanizacji produkcji roślinnej a właściwościami fizycznymi roślin. 1976.
 21. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Czynniki zaskorupiania gleb oraz metody przeciwdziałania temu zjawisku. 1976.
 22. Helena Lisowa, Janusz Haman, Tadeusz Lis - Właściwości cieplne ciał kapilarnych porowatych i metody ich pomiaru. 1976.
 23. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Wykorzystanie syntetycznych środków do ulepszania gleb. 1977.
 24. Ludomir Pavel, Stanisław Uziak - Metody badania składu i właściwości mineralnych wysokodyspersyjnych składników gleb. 1977.
 25. Małgorzata Dąbek-Szreniawska, Maria Drażkiewicz - Zagadnienie sorpcji mikroorganizmów w glebach. 1977.
 26. Ryszard Turski, Henryk Domżał, Anna Słowińska-Jurkiewicz, Jan Hodara - Metody badania i wskaźniki oceny agrofizycznego efektu działania narzędzi uprawowych na glebę. 1977.
 27. Jan Kossowski, Ewa Sikora - Ciepłe właściwości gleb i metody ich wyznaczania. 1978.
 28. Edmund Ślusarczyk, Ewa Kośmider - Potencjał wody w glebie i roślinie oraz metody jego oznaczania, 1978.

29. Bogusław Szot, Jerzy Tys - Przyczyny osypywania się nasion roślin oleistych i strączkowych oraz metody oceny tego zjawiska. 1979.
30. Jolanta Kaniewska, Piotr Kowalik - Numeryczne rozwiązania równania przepływu wody w glebie. 1979.
31. Marek Malicki - Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i ocena ich przydatności w badaniach polowych. 1979.

Problemy Agrofizyki można nabyć w księgarni OR PAN
Pałac Kultury i Nauki, 00-901 Warszawa