

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

PROBLEMY AGROFIZYKI 47

KRYSTYNA KONSTANKIEWICZ

POROWATOŚĆ GLEBY DEFINICJE I METODY OZNACZANIA



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

1985

Komitet redakcyjny

prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)

prof. dr IGNACY DECHNIK, doc. dr BOGUSŁAW SZOT

Redaktor Wydawnictwa Jacek Sikora

Redaktor techniczny Elżbieta Garnarczyk

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1985
Printed in Poland

PL ISSN 0137-6586

ISBN 83-04-01940-X

ERRATA

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
12 39	17 od g. podpis do rys. 20	Aparat Polekeita Wykres uzyskany z rejestrowatora porozymetru a - dla niskiego zakresu ciśnień, b - dla wysokiego zakresu ciśnień	Aparat Polikeita Urządzenie do napełniania dylatometru rtięcią 1 - zawór połączony z pompą próżniową, 2 - zawór doprowadzający rtięć, 3 - zawór połączony z atmosferą, 4 - statyw, 5 - zbiornik z rtięcią, 6 - wyjście do pompy próżniowej, 7 - kapilara dylatometru, 8 - dylatometr z badaną próbą, 9 - podstawa dociskająca
40	podpis do rys. 21	Urządzenie do napełniania dylatometru rtięcią 1 - zawór połączony z pompą próżniową, 2 - zawór doprowadzający rtięć, 3 - zawór połączony z atmosferą, 4 - statyw, 5 - zbiornik z rtięcią, 6 - wyjście do pompy próżniowej, 7 - kapilara dylatometru, 8 - dylatometr z badaną próbą, 9 - podstawa dociskająca	Wykres uzyskany z rejestrowatora porozymetru a - dla niskiego zakresu ciśnień, b - dla wysokiego zakresu ciśnień

SPIS TREŚCI

Porowatość gleby - podział i określenia	5
Pory I i II rzędu	7
Pory kapilarne i niekapilarne	8
Makro-, mezo- i mikropory	9
Metody wyznaczania porowatości całkowitej	9
Metoda pośrednia	9
Metody bezpośrednie	10
Aparat Kunzego	10
Aparat Polikeita	12
Aparat Święcickiego	13
Porometr Loebella	14
Metody oznaczania porowatości różniczkowej	15
Metoda odfiltrowywania wody przy zadanym ciśnieniu....	16
Aparat Szapowalowej	16
Aparat Lindnera	17
Metody oparte na wykorzystywaniu charakterystyk wodnych	18
Metoda Kaczyńskiego	18
Metoda Miczurina	20
Metoda Dolgowa	23
Metoda analizy krzywych pF (domenowa teoria histerzy)	24
Metoda porozymetrii rtęciowej	36
Budowa i zasada działania porozymetru rtęciowego firmy "Carlo Erba" (model 1500)	37
Analiza wyników pomiaru	39
Przydatność metody w badaniach rolniczych	44

Wizualne metody oznaczania porowatości całkowitej i różniczkowej	49
Tradycyjna metoda szlifów glebowych.....	49
Elektrooptyczna metoda uzyskiwania mikromorfologicznej charakterystyki porowatości	51
Polowa metoda oznaczania porowatości całkowitej w glebie spulchnionej orką	54
Podsumowanie	56
Bibliografia	58

POROWATOŚĆ GŁĘBY - PODZIAŁ I OKREŚLENIA

Porowatość gleby jest jedną z jej podstawowych cech. W agrofizyce pojęcie to określa względną objętość porów, tzn. wolnych przestrzeni zapelnionych w warunkach naturalnych wodą* i powietrzem /99/.

Udział objętościowy owych przestrzeni w naturalnych warunkach ciągle zmienia się i nie zawsze jest korzystny z rolniczego punktu widzenia.

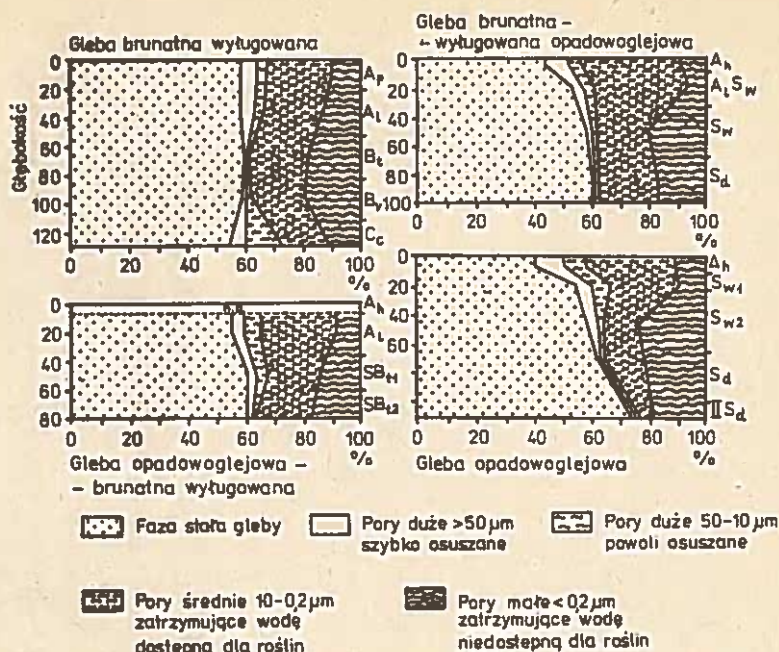
O porowatości decyduje szereg czynników związanych z glebą, a między innymi:

- rozkład granulometryczny; wpływ tego parametru widać wyraźnie na przykładzie takich gatunków gleb, jak np. glina i piasek. Ten drugi z wymienionych, ze względu na gruboziarnistość, wykazuje mniejszą porowatość niż glina, która zawiera duże ilości cząstek spławialnych. Ogólnie porowatość zwiększa się wraz ze wzrostem zawartości drobnych frakcji. I tak na przykład porowatość czarnoziemowi wynosi około 60%, lessu 50%, a piasku 40% /95/;

- struktura; gleby o strukturze agregatowej, mające korzystny stosunek zawartości porów o odpowiednich średnicach, zapewniają dobrą przewiewność i przepuszczalność wody. Tylko w takich glebach magazynowanie H_2O oraz jej przemieszczanie może być prawidłowe /78/;

- głębokość zalegania poziomów glebowych; porowatość zmienia się wraz z głębokością i bywa zazwyczaj w głębszych warstwach mniejsza niż w powierzchniowych. Na rysunku 1 pokazano zmiany porowatości dla kilku wybranych profili glebowych /76/;

- temperatura i wilgotność; szybkie i duże zmiany tych elementów nie są pożądane, gdyż powodują wytwarzanie się w glebach większych szczelin, a te mogą uszkodzić system korzeniowy oraz przyczynić się do nadmiernego przesuszania gleb;



Rys. 1. Porowatość w profilach glebowych z uwzględnieniem udziału wybranych rozmiarów porów

- zawartość substancji organicznej oraz żywych organizmów glebowych; szczególnie próchnica wpływa na wartość ogólnej porowatości - dla poziomu próchniczego A_0 może ona wynosić nawet 90% [76, 95]. Następną znaczną wielkość porowatości notuje się na poziomie wody gruntowej (tzw. poziomie glejowym) - 25 do 30%. Najkorzystniejszy rozkład porowatości z głębokością ma miejsce w glebach o dużej zawartości próchnicy. np. w czarnoziemach wynosi ona około 40% i nie zmienia się czasem aż do głębokości 3 m. Do powstania wolnych przestrzeni w glebie przyczynia się też obecność w niej dżdżownic;

- szata roślinna i jej system korzeniowy; roślinność wpływa pośrednio - przez dostarczanie cząstek organicznych, ale jej system korzeniowy może wytwarzać luźne przestrzenie oraz łagodzić zbijające i zmulające działanie opadów atmosferycznych (w warstwach powierzchniowych);

- całokształt zabiegów uprawowych; generalnie uprawa zmniejsza ogólną porowatość gleb przede wszystkim w następstwie obniżenia udziału porów dużych, także i na głębszych poziomach (potwierdzają to próbki pobrane z głębokości 105 cm). Zjawisko to wpływa niekorzystnie na ruch powietrza w glebie. Wiele zależy tu od sposobu uprawy. Systematyczne zabiegi zwiększają wielkość i ilość porów glebowych. Osiadanie gleb daje rezultaty odwrotne. Ilustracją opisanych procesów są dane zamieszczone w tabeli 1, gdzie na przykładzie rędziny z Teksasu pokazano wpływ uprawy na porowatość do głębokości 30 cm /66/. W naszych warunkach klimatycznych gleba - np. gliniasta - będąca trwałym użytkiem zielonym wykazuje ogólną porowatość równą 57%, natomiast ta sama gleba w uprawie polowej - 50% /45/.

Tabela 1. Wpływ uprawy na zmianę porowatości do głębokości 30 cm

Głębokość [cm]	Rodzaj użytkowania	Substancja organiczna [%]	Porowatość [%]		
			całkowita	makro-	mikro-
0-15	ugór tereny uprawne	5,6	58,3	32,7	25,6
		2,9	50,2	16,0	34,2
15-30	ugór tereny uprawne	4,2	56,1	27,0	29,1
		2,8	50,7	14,7	36,0

Zdefiniowana na wstępie niniejszego rozdziału porowatość nosi nazwę ogólnej lub całkowitej. Istnieje też pojęcie porowatości różniczkowej. Oznacza ono zmianę zawartości porów o określonej średnicy równoważnej, odpowiadającą jednostkowej zmianie tej średnicy i wyraża się pochodną dystrybuanty porów glebowych względem średnicy równoważnej /99/.

Pory I i II rzędu

Dokonując głównego podziału porowatości za kryterium przyjęto sposób powstania "wolnych przestworów" w glebie. I tak wyróżniono /95/:

- pory I rzędu - wolne przestrzenie między pierwotnymi cząstkami fazy stałej, oznaczane przy ich najściślejszym upakowaniu,

pory II rzędu, które tworzą się gdy cząstki pierwotne nie są najściślej upakowane lub kiedy są pokruszone (np. przez korzenie roślin lub przez faunę glebową).

Pory kapilarne i niekapilarne

Ze względu na średnicę wyróżnia się w glebie pory większe - niekapilarne, oraz mniejsze - kapilarne, czyli tzw. makro- i mikropory /45, 76, 95, 99/.

W gleboznawstwie często przyjmuje się wilgotność oznaczoną przy wartości $pF = 2,2$ jako granicę podziału takich przestworów /14/. Objętość porów równa objętości wody utrzymywanej w glebie, gdy $pF < 2,2$ oznacza pory niekapilarne, natomiast $pF > 2,2$ określa pory kapilarne. Wśród tych ostatnich wyróżnia się takie, które zatrzymują wodę łatwo dostępną roślinom ($pF = 2,2-3,0$) oraz takie, które zatrzymują wodę trudno dostępną roślinom ($pF = 3,0-4,2$).

Gleby o przewodze porów kapilarnych (podstawowy ruch wody w takich porach jest wywołany siłami kapilarnymi) zatrzymują stosunkowo długo wodę i powietrze, charakteryzują się mniejszą przepuszczalnością i przewiewnością.

Gleby o przewodze porów niekapilarnych odznaczają się możliwościami szybkiej wymiany wody i powietrza, cechuje je duża przepuszczalność i przewiewność. W przypadku głębokiego zalegania warstw wodonośnych są one jednak suche, ponieważ utrudnione jest podsiąkanie.

Z gleb nie wykazujących struktury agregatowej pory niekapilarne występują przeważnie w piaskach, które ze względu na stosunkowo małą pojemność wodną, a zbyt dużą przesiąkliwość i przewiewność są na ogół glebami suchymi. Natomiast gleby gliniaste, mające niemal wyłącznie porowatość kapilarną, są słabo przewiewne i bardzo słabo przepuszczalne.

Ten sam rodzaj gleby może zawierać różne ilości porów kapilarnych, odznaczać się więc będzie różnymi właściwościami wodnymi i powietrznymi. Pełna charakterystyka tych stosunków wymaga znajomości nie ogólnej (całkowitej) porowatości, lecz stosunku porowatości kapilar-

nej do niekapilarnej. Warunki idealne oczywiście byłyby wówczas, gdyby obie te porowatości były sobie równe. Stan taki bywa jednak rzadko. Z rolniczego punktu widzenia pory niekapilarne w dobrej glebie uprawnej powinny zajmować nie mniej niż 30% ogólnej porowatości. Porowatość niekapilarna konieczna do normalnego wzrostu traw powinna wynosić 6-10%, a roślin zbożowych 10-20% [54]. Na ogół nieuprawne, cięższe gleby leśne mają więcej porów niekapilarnych niż cięższe gleby uprawne.

Makro-, mezo- i mikropory

Często w praktyce wprowadza się podział porów, ze względu na ich rozmiary, na 3 grupy:

1. duże - makropory ($> 10 \mu\text{m}$), w których woda porusza się jako ciecz;
 2. średnie - mezopory (od $10 \mu\text{m}$ do $0,2 \mu\text{m}$), w których woda pochodząca z opadów atmosferycznych zatrzymywana jest wbrew sile ciężkości i pozostaje dostępna roślinom;
 3. małe - mikropory ($< 0,2 \mu\text{m}$), wypełnione wodą również nie podlegającą ruchowi pod wpływem siły ciężkości, ale niedostępną roślinom.
- Udział poszczególnych grup porów w całkowitej porowatości jest bardzo ważny; np. w glebie gliniastej idealne warunki dla rozwoju roślin są wtedy, gdy każda z wymienionych zajmuje $1/3$ ogólnej porowatości [95]. Normalnie zaś gleby gliniaste zawierają od 60 do 80% porów dużych i tylko 10 do 20% średnich i małych.

METODY OZNACZANIA POROWATOŚCI CAŁKOWITEJ

Metoda pośrednia

Podstawową i powszechnie stosowaną metodą pośrednią oznaczania porowatości całkowitej gleb jest metoda obliczeniowa, wykorzystująca znajomość gęstości fazy stałej gleby (S_1) i gęstości gleby (S_0) [1, 5, 6, 9, 18, 35, 54, 75, 76, 95].

Gęstość fazy stałej gleby (S_1) jest to masa jednostki objętości składników stałej fazy gleby wyrażana w kg/m^3 . Dla gleb występujących w Pol-

sce S_1 wynosi $2,3-2,8 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$. Zawartość substancji organicznej o gęstości $1,4 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$ obniża wartość S_1 .

Gęstość gleby S_0 , jest to masa jednostki objętości wysuszonej w temperaturze 378 K gleby, wyrażona w kg/m^3 . Wielkość ta jest uzależniona przede wszystkim od porowatości, a ponieważ czynnik ten jest niezwykle labilny, dlatego też wahania gęstości gleby są znaczne, nawet sezonowo. Ogólnie gęstość gleb mineralnych powietrznie suchych wynosi od 1,1 do $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ kg/m}^3$.

Znając wartości S_1 i S_0 można wyliczyć porowatość całkowitą (ogólną) P wg wzoru (1):

$$P = \frac{S_1 - S_0}{S_1} 100\%, \quad (1)$$

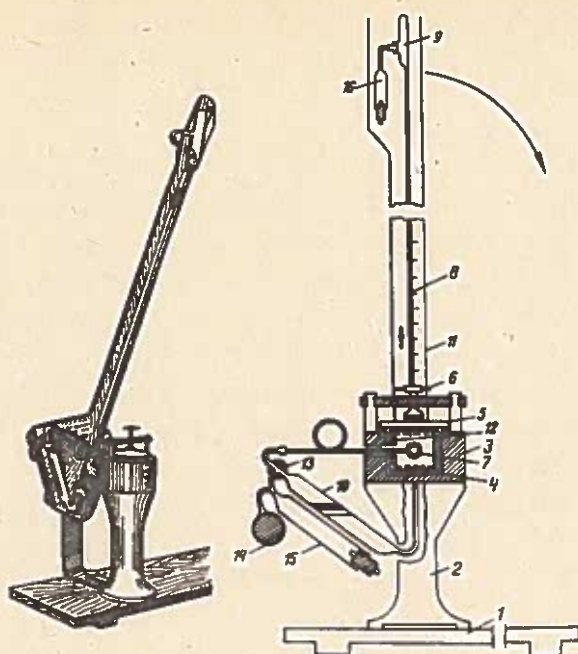
a odnosić się ona będzie do tej wilgotności gleby, przy której oznaczono S_0 ; Gęstość gleby ze względu na możliwość pęcznienia, może zmieniać się wraz z jej wilgotnością. Z tego też powodu, przy korzystaniu z tej metody, należy zaznaczać dla jakiej wilgotności wyznaczono S_0 i dalej P . Najczęściej oznacza się te wartości dla wilgotności odpowiadającej polowej pojemności wodnej. Często przy stosowaniu tej metody dla gleb, które po wysuszeniu mają duże pęknięcia i szczeliny otrzymujemy wartości S_0 zawyżone, a P - zaniżone.

Metody bezpośrednie

Bezpośrednie oznaczenia porowatości całkowitej gleb prowadzi się za pomocą odpowiednich przyrządów, które często decydują o samej metodzie określania tej wartości.

Aparat Kunzego

Jedną z metod bezpośrednich oznaczania porowatości całkowitej gleb za pomocą specjalnie skonstruowanego aparatu opisuje Konze [3, 63, 74]. Istotą pomiaru jest oznaczenie zmiany ciśnienia powietrza w układzie zamkniętym po wprowadzeniu do niego próbki glebowej o znanej objętości. Ogólny wygląd i budowę przyrządu pokazuje rysunek 2.



Rys. 2. Aparat Kunzego

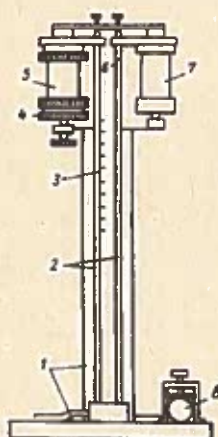
1 - płyta, 2 - metalowa podstawa, 3 - komora pomiarowa, 4 - próbka gleby, 5 - szlifowana szklana płyta, 6 - przycisk, 7 - otwór w komorze pomiarowej, 8 - kapilara pomiarowa, 9 - naczynie z rtęcią, 10 - pojemnik na ściekającą rtęć, 11 - drewniane ramię, 12 - mosiężny pojemnik na próbkę, 13 - trójkąt, 14 - gumowa gruszka, 15 i 16 - rurki wypełnione chlorkiem wapnia

Na metalowej podstawie (2) umieszczona jest komora pomiarowa o określonej objętości (3). Do niej wkłada się w mosiężnym pojemniku (12) próbkę gleby (4). Na szeroki brzeg komory pomiarowej szczelnie nakłada się dobrze oszlifowaną szklaną płytę (5) przyciśniętą przez specjalny przycisk (6). Przez otwór (7) w komorze wychodzi rurka łącząca ją z kapilarą pomiarową (8) umieszczoną na drewnianym ramieniu (11), które jest zaopatrzone w skalę. Przy zakończeniu kapilary znajduje się naczynie (9) zawierające określoną ilość rtęci. Na dolnym końcu kapilary umieszczony jest pojemnik (10) na ściekającą w czasie pomiaru rtęć.

Wilgotne powietrze, powstające w rezultacie zetknięcia się z wilgotną próbką, można usunąć trójnikiem (13) - tym sposobem kapilara i rtęć stale są suche. Gumowa gruszka (14) służy do zdmuchiwanie niewielkich ilości rtęci osiadających na ściankach kapilary. Rurki (15) i (16) wypełnione chlorkiem wapnia wysuszają wchodzące do aparatu powietrze. Zmieniając kąt nachylenia drewnianego ramienia, a tym samym kapilary pomiarowej, można kompensować wahania ciśnienia powietrza i związane z nim zmiany długości słupka rtęci. Przed przystąpieniem do właściwego pomiaru należy ustalić odpowiedni kąt nachylenia ramienia posługując się w tym celu odpowiednim wzorcem (np. wzorec o dokładnej objętości 90 cm^3 i takie nachylenie ramienia przy którym rtęć w kapilarze pomiarowej wykazuje wartość 90). Potem do komory pomiarowej można wprowadzić badaną próbkę gleby (cylinder o objętości 100 cm^3) i po dokładnym uszczelnieniu przyrządu odczytujemy bezpośrednio na skali objętość próbki. Dużą zaletą tego przyrządu jest to, że podczas pomiaru powietrze rozrzedza się powoli i nie powoduje naruszenia struktury gleby.

Aparat Polekeita

Inną wersję piknometru powietrznego podaje Polikeit /62/. Przyrząd, którego schemat pokazano na rysunku 3, składa się z dwóch komór (7) i (5) o jednakowej objętości. Z komorami tymi połączone są



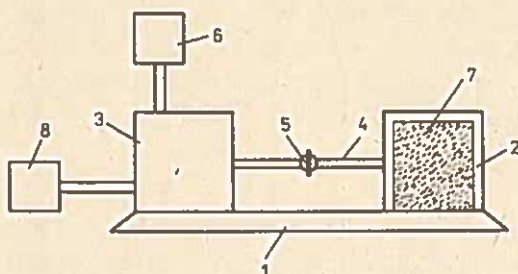
Rys. 3. Aparat Polikeita

1 - podstawa, 2 - połączone kapilary pomiarowe, 3 - skala, 4 - zamknięcie komory pomiarowej, 5 - komora pomiarowa z badaną próbką, 6 - poziom do którego wprowadza się wodę, 7 - pusta, szczelnie zamknięta komora, 8 - zbiornik z wodą

ramiona szklanej rurki (2) - w kształcie litery "U" - ustawionej na podstawie (1). Jedna z komór (7) jest pusta i dokładnie zamknięta, a druga (5) zawiera cylinder o objętości 100 cm^3 z badaną próbką glebową. Ze specjalnego zbiornika (8) w oba ramiona rurki (2) wlewa się wodę aż do osiągnięcia przez nią poziomu (6) w ramieniu od strony komory (7). Wysokość słupa wody w lewym ramieniu zależy natomiast od objętości fazy stałej w komorze pomiarowej. Na umieszczonej skali (3) można bezpośrednio odczytać procentową wielkość ogólnej porowatości gleby.

Aparat Świącieckiego

Świąciecki wykorzystał do oznaczania porowatości aparat działający na podstawie prawa Boyle'a-Mariotte'a [105, 106]. Pierwszy wariant tego aparatu opisał w swojej pracy Nitzsch [78].



Rys. 4. Aparat Świącieckiego

1 - podstawa, 2 i 3 - jednakowe cylindry, 4 - rurka szklana, 5 - kran, 6 - manometr, 7 - badana próbka, 8 - pompa

Schemat przyrządu w wersji Świącieckiego pokazano na rysunku 4. Do podstawy (1) przytwierdzone są dwa jednakowe cylindry (promień: 55 mm, wysokość: 57 mm) połączone między sobą rurką (4) z kranem (5). Z boku lewego cylindra (3) - próżniowego - znajduje się wyjście do pompy (8), a na jego pokrywie - manometr (6). Do drugiego cylindra (2) wkłada się badaną próbkę gleby. Aparat pracuje przy wstępnej próżni około 49 kPa. Na skali manometru odczytujemy w procentach powietrzną pojemność próbki glebowej (od 0 do 65). Przed przystąpieniem do właściwego pomiaru, podobnie jak w aparacie Kunzego, należy spraw-

dzić wycechowanie przyrządu, używając w tym celu próbki o znanej objętości "a". Manometr powinien pokazać wtedy wartość 100-a.

Podstawowym oznaczeniem, które można wykonać za pomocą opisanego aparatu jest pomiar aktualnej pojemności powietrznej. Po wyznaczeniu wilgotności aktualnej - w odniesieniu do objętości gleby - badaną próbkę umieszcza się w aparacie. Pomiaru aktualnej porowatości powietrznej gleby pobranej - z zachowaniem struktury - w cylindrze o pojemności 100 cm^3 dokonuje się tak: zamyka kran (5) i wypompowuje powietrze z cylindra (3), a następnie po uzyskaniu 0 na manometrze (6) otwiera się kran (5) i po ustaleniu się ciśnień w obydwu cylindrach dokonuje odczytu na manometrze, który wskazuje aktualną pojemność powietrzną próbki (w [%]).

$$P = W + V, \quad (2)$$

gdzie: P - porowatość całkowita, W - wilgotność aktualna, V - aktualna pojemność powietrza.

Oznaczenia wykonane w tym aparacie nie są zależne od temperatury i ciśnienia atmosferycznego.

Porometr Loebella

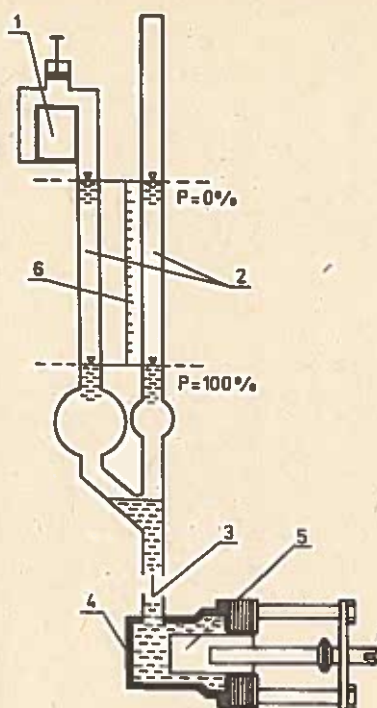
Aparat ten podobnie jak poprzedni, działa na zasadzie prawa Boyle'a-Mariotte'a /68/. Jego wskazania są całkowicie niezależne od ciśnienia zewnętrznego i można nim dokonywać oznaczeń bez potrzeby suszenia prób.

W konstrukcji porometru wykorzystano manometr dwururkowy, który po raz pierwszy zastosował Visser /111/. W odróżnieniu od aparatów opartych na systemie jednej rurki manometrycznej (np. aparaty Nitzscha i Świącickiego), którymi mierzone są bezwzględne wartości ciśnienia początkowego i końcowego, odpowiednio sprzężony i objętościowo zróżnicowany podwójny układ manometryczny określa jedynie wzajemny stosunek tych ciśnień.

W naszym kraju, do celów rolniczych, powszechnie jest stosowany porometr wykonany w Instytucie Melioracji i Użytków Zielonych w Lublinie /32/, będący modyfikacją aparatu Loebella. Od wersji aparatu wykonanego przez Frąckowiaka i Rogińskiego /30/ różni się jedynie budową pompy. Zastosowana pompa tłokowa, która spełnia zara-

zem rolę zbiornika rtęci, pozwala wyeliminować zjawisko pelzania rtęci w rurkach manometrycznych, jakie występuje w przyrządach wyposażonych w pompy przeponowe.

Schemat zmodyfikowanego aparatu Loebella pokazano na rysunku 5. Podstawowym elementem jest manometr składający się z dwóch rurek (2), które w dolnej części łączą się razem w jedną - wprowadzoną do cylindra pompy z rtęcią (4). U góry jedna z rurek jest zatopiona, druga zaś połączona elastycznym przewodem z hermetycznie zamykaną komorą (1), w której umieszcza się cylinder z badaną próbką. Włączana do rurek manometrycznych rtęć (3) utrzymuje się w nich na określonym poziomie skali (6), zależnie od porowatości badanej próbki. Komora hermetyczna została przystosowana do cylindrów o objętości 100 cm³. Aktualną porowatość próbki odczytuje się bezpośrednio na skali porometru w przedziale 0-100%. Dokładność wskazań równa się 0,5%. Zatrzymanie poziomów rtęci na wysokości $P = 0\%$ wskazuje na brak porowatości w materiale wypełniającym cylinder pomiarowy, natomiast osiągnięcie $P = 100\%$ dowodzi braku jakiegokolwiek materiału w cylindrze.



Rys. 5. Porometr Loebella

1 - komora hermetyczna z badaną próbką, 2 - rurki manometru, 3 - rtęć, 4 - pompa rtęciowo-tłokowa, 5 - tłok, 6 - skala

Metody oznaczania porowatości różniczkowej

Oprócz znajomości całkowitej porowatości gleby ważny też jest rozkład porów względem ich średnicy równoważnej. Średnica równoważ-

na oznacza średnicę kapilary, która w transporcie wody i powietrza zachowuje się tak, jak kanały porów glebowych. Dokładne poznanie porowatości różniczkowej może posłużyć do wyjaśnienia procesów przepływu wody i powietrza w glebie, jak też do ich regulowania.

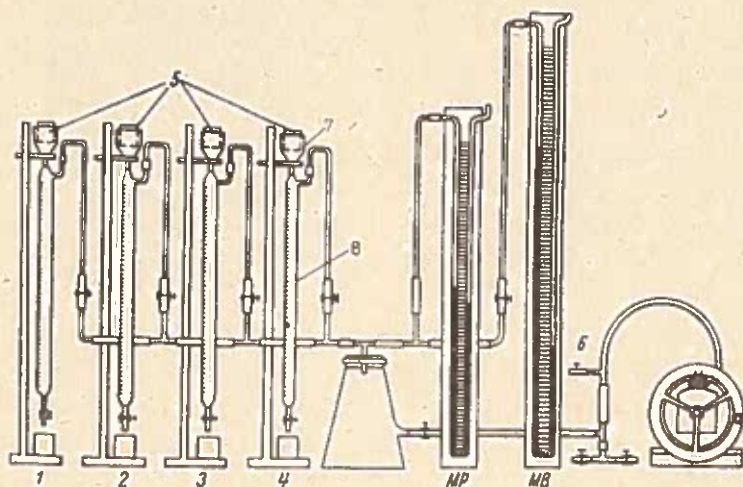
Istnieją różne sposoby określania porowatości różniczkowej, ale większość z nich oparta jest na zdolności zatrzymywania oraz filtracji wody przez badaną glebę.

Metoda odfiltrowywania wody przy zadanym ciśnieniu

Aparat Szapowalowej

Najbardziej rozpowszechnionym sposobem określania porowatości różniczkowej jest metoda odpływu wody z kapilarnie nasyconej próbki glebowej przy różnych zadanych ciśnieniach [4, 102].

Na zasadzie tej działa przyrząd konstrukcji Szapowalowej (rys. 6) złożony z porcelanowych lejków (lejki Büchnera nr 1), do których wło-



Aparat Szapowalowej

1, 2, 3, 4 - oddzielne stanowiska pomiarowe, 5 - próbki gleby o nienaruszonej strukturze, 6 - pompa próżniowa, 7 - lejki z filtrami, 8 - wycechowane biurety, MB manometr wodny, MP - manometr rtęciowy

żone są filtry membranowe o średnicy porów 0,7-0,3 μm (7). Lejki te łączą się z wycechowanymi biuretami (8), do których jest zbierana wypływająca woda. Biurety połączone są z pompą próżniową (6), którą ustala się odpowiednie ciśnienie w przyrządzie, mierzone manometrem wodnym (MB) lub rtęciowym (MP). Do badań bierze się próbki o nienaruszonej strukturze (5), nasycy się je wodą do pojemności kapilarnej, a potem - umieszczając w przyrządzie - poddaje się odpowiedniemu ciśnieniu. Objętość porów o określonym rozmiarze jest równa objętości przefiltrowanej wody przy danym ciśnieniu. Natomiast rozmiar opróżnionych w ten sposób otworów określa się wg wzoru:

$$P = \frac{3}{d}, \quad (3)$$

gdzie: P - ciśnienie [Pa], d - średnica opróżnionych porów [μm].

I tak przy ciśnieniu 4,9 kPa określa się objętość porów większych od 60 μm , przy 9,8 kPa - większych od 30 m. Objętość porów o średnicach mniejszych od 3 μm określa się na podstawie zawartości wody pozostalej w próbce po odfiltrowaniu wody przy ciśnieniu 98 kPa. Otrzymane w trakcie takiego pomiaru rozkład porów względem ich średnicy wyraża się w procentach względem objętości próbki glebowej lub ogólnej porowatości.

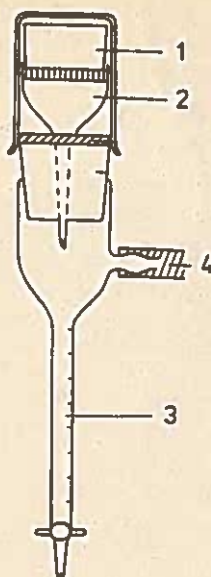
Pewną modyfikacją opisanego powyżej przyrządu jest aparat zastosowany przez Sokolowską [102], w którym wprowadzono ceramiczne, porowate filtry powszechnie stosowane w tensiometrach.

Przy zastosowaniu obydwu tych przyrządów można oczywiście badać próbki o nienaruszonej, jak i naruszonej strukturze. Pozwala to wyprowadzić zależność różniczkowej porowatości gleb od stanu jej struktury oraz gęstości upakowania.

Aparat Lindnera

Innym aparatem do oznaczania porowatości różniczkowej jest aparat Lindnera [89, 96] (rys. 7).

Próbkę o nienaruszonej strukturze, po nasyceniu wodą, umieszcza się w kapilarymetrze Sekery (o nieco zmienionej konstrukcji). Kapilarymetr zbudowany jest z jednej biurety (3) i jednego filtra (17 G5) (2).



Rys. 7. Aparat
Lindnera

1 - próbka gleby,
2 - porowaty filtr,
3 - biureta, 4 -
wyjście do pompy

Metoda oparta na wykorzystaniu charakterystyk
wodnych

Metoda Kaczyńskiego

Według tej metody porowatość różniczkową określa się na podstawie oznaczenia objętości porów zajętych przez różne kategorie wody. Do obliczeń konieczna jest znajomość podstawowych wielkości charakteryzujących badaną glebę: gęstości fazy stałej, gęstości gleby, wilgotności higroskopowej, całkowitej pojemności wodnej.

Autor wydzielił 9 typów porowatości:

1. Ogólną:

$$P = \frac{S_1 - S_0}{S_1} 100\%, \quad (4)$$

gdzie: S_1 - gęstość fazy stałej [kg m^{-3}], S_0 - gęstość gleby [kg m^{-3}].

2. Oddzielnego agregatu:

Stopniowe odwodnienie próbek (1) otrzymuje się pod wpływem ciśnienia (4) odpowiadającego następującym wartościom pF: 1,7, 2,5 oraz 2,9. Przy każdym ciśnieniu pomiar prowadzi się do momentu zaprzestania filtracji wody z próbki glebowej, co zwykle następuje po 2-3 dniach. Objętość porów o danej średnicy jest równa objętości wody zebranej w biurecie. Przyrządem tym oznacza się objętości szybko odwadnianych porów dużych (makroporów), a także częściowo średnich (mezoporów). Pełne objętości średnich porów tym aparatem jest niemożliwe ze względu na ograniczony zakres stosowanego ciśnienia. Pozostałą objętość porów średnich i małych określa się na podstawie oznaczenia wilgotności próbki po zastosowaniu największego ciśnienia.

$$P_a = \left(1 - \frac{B}{S_1 V}\right) 100\%, \quad (5)$$

gdzie: B - masa suchego agregatu $[\text{kg}]$, V - objętość agregatu $[\text{m}^3]$.

Obie wielkości wyznacza się gotując agregaty w parafinie. Powoduje to wydzielenie się powietrza z agregatu, utrwalenie jego formy oraz impregnację pod cienką warstwą parafiny. Zanurzenie tak spreparowanego tworu w alkoholu etylowym umożliwia oznaczenie V .

3. Agregatową sumaryczną:

$$P_{\Sigma \text{ agr}} = \frac{P_a (100 - P)}{100 - P_a}. \quad (6)$$

4. Międzyagregatową:

$$P_{\text{magr}} = P - P_{\Sigma \text{ agr}}. \quad (7)$$

5. Odpowiadającą wodzie trwale związanej, równoznaczną wilgotności higroskopowej:

$$P_h = \frac{W_h S_0}{1,50}, \quad (8)$$

gdzie: W_h - wilgotność higroskopowa $[\text{kg kg}^{-1}]$, $1,50$ - gęstość wody higroskopowej $[10^3 \text{ kg m}^{-3}]$.

6. Odpowiadającą wodzie słabo związanej:

$$P_S = \frac{0,5 W_h S_0}{1,25}, \quad (9)$$

gdzie: $1,25$ - gęstość wody błonkowej $[10^3 \text{ kg m}^{-3}]$.

7. Kapilarną:

$$P_k = (W_0 - 1,5 W_h) S_0, \quad (10)$$

gdzie: W_0 - połowa pojemność wodna $[\text{kg kg}^{-1}]$, $1,5 W_h$ - wilgotność więdnięcia roślin $[\text{kg kg}^{-1}]$.

8. Odpowiadającą pełnemu nasyceniu wodnemu:

$$P_W = P_h + P_S + P_k. \quad (11)$$

9. Aeracyjną:

$$P_{aer} = P - P_w. \quad (12)$$

Wszystkie wyliczone porowatości otrzymujemy w procentach. Wprowadzone wzory na porowatości: agregatową i międzyagregatową można stosować oczywiście tylko do gleb o wyraźnej strukturze agregatowej, w których całkowita objętość porów rozkłada się na pory wewnątrzagregatowe i międzyagregatowe.

Jeżeli mamy do czynienia z glebą złożoną z agregatów i cząstek luźnych to należy znać udział agregatów w ogólnej objętości gleby. I tak np. dla: ogólnej porowatości $P = 75\%$, porowatości oddzielnych agregatów $P_a = 30\%$ i udziału agregatów w objętości gleby wynoszącym 60% , $P_{\Sigma \text{ agr}}$ równa się 18% ($30 \cdot 0,6$), a porowatość międzyagregatowa $P_{magr} = 57\%$ ($75 - 18$).

Ilość agregatów i cząstek luźnych otrzymujemy w prosty sposób. Z pobranej porcji gleby odbiera się większe agregaty, a pozostałą część przesiewa się przez sito $0,5 \text{ mm}$. Otrzymany w ten sposób pył waży się. Znając masę pyłu "a" w powietrznie suchym stanie lub przy znanej wilgotności oraz gęstości gleby S_0 otrzymujemy objętość pyłu V_n :

$$V_n = \frac{a}{S_0}. \quad (13)$$

Udział pyłu w stosunku do objętości badanej gleby (V) określa wzór:

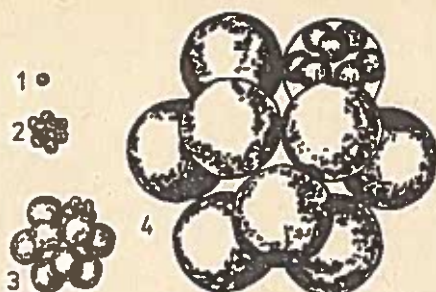
$$x = \frac{V_n}{V} 100\%, \quad (14)$$

natomiast udział agregatów możemy otrzymać w prosty sposób z różnicy:

$$V_{agr} = 100\% - x. \quad (15)$$

Metoda Miczurina

Sposób ten pozwala na określanie porowatości różniczkowej na podstawie znajomości budowy strukturalnej gleby [72]. Zakłada on mianowicie upakowanie agregatów, jak i samych cząstek gleby, na podobieństwo kulek w układzie heksagonalnym (rys. 8).



Rys. 8. Model upakowania cząstek gleby (wg Miczurina)

1, 2, 3, 4 - kolejne stopnie upakowania kulek w układzie heksagonalnym

Przy takim założeniu można wyprowadzić na drodze teoretycznej podstawowe typy struktury gleby. Hipotezę tę można wyrazić prostą matematyczną zależnością między gęstością gleby S_0 , gęstością fazy stałej gleby S_1 oraz względną porowatością β :

$$S_{0n} = \frac{S_1}{(1 + \beta)^n}, \quad (16)$$

gdzie: $\beta = \frac{P}{M}$; P - porowatość całkowita; M - objętość fazy stałej gleby; $n = 1, 2, 3, \dots$ - liczby odpowiadające względnemu jedno-, dwu-, trzy- i n -stopniowemu upakowaniu.

Przyjmując $S_1 = 2,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ można orzec na podstawie powyższego równania co następuje:

- gęstość jednostopniowego upakowania heksagonalnego wynosi $2,00 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, a porowatość 26%;

- gęstość dwustopniowego upakowania heksagonalnego wynosi $1,48 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, a porowatość 45%;

- gęstość trzystopniowego upakowania heksagonalnego wynosi $1,1 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, a porowatość 59%;

- każdemu stopniowi upakowania odpowiada w stanie naturalnym określony typ struktury glebowej - wyraża to równanie (16); różne typy struktury gleby wpływają jeden z drugiego poprzez wielokrotne upa-

kowanie cząstek glebowych w tym samym heksagonalnym układzie;

- sumaryczną porowatość agregatową wylicza się następująco:

$$P_{\Sigma \text{ agr}} = \sum \frac{P_a}{S_{0a}} S_{03}, \quad (17)$$

gdzie: P_a - porowatość jednego agregatu, S_{0a} - gęstość jednego agregatu, S_{03} - ogólna gęstość układu;

a porowatość międzyagregatową - z prostego przeliczenia:

$$P_{\text{magr}} = P - P_{\Sigma \text{ agr}}; \quad (18)$$

- połowa pojemność wodna ($W_p S_0$) może być przyrównana do sumarycznej porowatości agregatowej:

$$W_p S_0 = P_{\Sigma \text{ agr}} \quad (19)$$

i w związku z tym wyliczana wg wzoru porowatość;

- wilgotność zerwania połączenia kapilarnego ($W_{pk} S_0$) liczbowo jest równa sumie mikroagregatowej porowatości $\sum P_{al}$ i objętości porów zamkniętych (ślepych) V_m :

$$W_{pk} S_0 = \sum P_{al} + V_m = \sum \frac{P_{al}}{S_{0al}} S_0 + V_m. \quad (20)$$

Dla heksagonalnego upakowania maksymalna objętość porów zamkniętych (ślepych) jest równa 6,3% w stosunku do całej objętości układu;

- wilgotność trwałego wędnięcia ($W_t S_0$) może być przyrównywana do sumarycznej porowatości mikroagregatów $\sum P_{al}$. Mikroagregaty mają pory nie większe jak 10^{-7} m, a zawarta w nich woda jest pod ciśnieniem większym niż $14,7 \cdot 10^2$ kPa;

- woda dostępna roślinom ($W_d S_0$) równa się:

$$W_d S_0 = P_{\Sigma \text{ agr}} - \sum P_{al}; \quad (21)$$

- porowatość aeracji określona jest równaniem:

$$P_{\text{aer}} = P - P_{\Sigma \text{ agr}}. \quad (22)$$

Z przeprowadzonej analizy tak zdefiniowanych porowatości można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Iloczyn polowej pojemności wodnej (W_p) i gęstości ($S_0 = 1,1 - 1,6 \text{ kg m}^{-3}$) jest stały i wynosi 33%.

2. Porowatość aeracji przy wilgotności zerwania połączenia kapilarnego osiąga wartość krytyczną 12% przy gęstości $1,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Gleby mające gęstość wyższą od tej wartości, ze względu na zmniejszenie aeracji i szybki spadek zawartości wody dostępnej zwalniają tempo wzrostu roślin i zmniejszają urodzaj.

3. Wilgotność przy której transpiracja, urodzaj i wzrost roślin nie są ograniczone małą przewodnością wody wynosi dla gleb mikrostrukturalnych 7%, a dla makrostrukturalnych 15-20%.

4. Przy gęstości $2 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ gleby zupełnie nie zatrzymują wody dostępnej roślinom. Dla gęstości większej niż $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ wilgotność zatrzymania rozwoju roślin równa jest polowej pojemności wodnej. Dlatego też gleby o takiej gęstości nie nadają się do uprawy bez spulchniania.

Metoda Dołgowa

W metodzie tej wykorzystuje się znajomość charakterystyk wodnych [15, 16]. Ogólną porowatość gleby dzieli się na trzy - w zależności od zapelnienia wodą i powietrzem glebowym.

1. Porowatość stałej aeracji (P_{aer}) czyli objętość porów glebowych nie zajętych przez wodę przy polowej pojemności wodnej (W_p):

$$P_{\text{aer}} = P - W_p S_0 \quad (23)$$

2. Porowatość odpowiadająca wodzie dostępnej roślinom (P_d):

$$P_d = (W_p - W_w) S_0 \quad (24)$$

gdzie: W_p - polowa pojemność wodna [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$], W_w - wilgotność trwałego wzięnięcia roślin [$\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$], S_0 - gęstość gleby [kg m^{-3}].

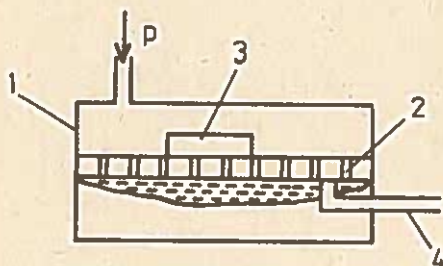
3. Porowatość stałej hydratacji (P_h) czyli tej części porów glebowych, które zwykle zatrzymują wodę:

$$P_h = W_w S_0 \quad (25)$$

Porowatość stałej aeracji analogiczna jest do porowatości niekapilarnej. Natomiast porowatości kapilarnej odpowiada wielkość W_{pS_0} . Obie więc porowatości (kapilarna i niekapilarna) wyznaczone są na podstawie znajomości polowej pojemności wodnej.

Metoda analizy krzywych pF (domenowa teoria histerezy)

Bardzo wygodnym i powszechnie przyjętym sposobem oznaczania porowatości różniczkowej gleb jest wykorzystanie ich wodnych charakterystyk inaczej zwanych krzywymi pF (11, 13, 19, 20, 34, 50, 61, 64, 67, 72, 73, 79, 80, 91, 95, 97, 101, 107, 108, 116). Wyznaczone są one metodą wprowadzoną przez Richardsa (88, 89, 90).



Rys. 9. Ogólny schemat komory ciśnieniowej (wg Richardsa)

1 - komora, 2 - porowata płyta lub folia celofanowa, 3 - próbka gleby, 4 - odpływ wody

Ogólny schemat komory ciśnieniowej Richardsa pokazano na rysunku 9. Nasyconą wodą próbkę glebową (3) o nienaruszonej strukturze umieszcza się w komorze (1) na porowatej płycie lub folii celofanowej (2) - w zależności od stosowanej komory: niskociśnieniowej lub wysokociśnieniowej, odpowiednio do wartości zadanego ciśnienia. Panujące w komorze ciśnienie można regulować przez doprowadzenie np. azotu lub sprężonego powietrza. Wypływ wody z próbki umożliwia przewód (4).

Pod wpływem różnicy ciśnień między komorą a otoczeniem woda z próbki wypływa aż do ustalenia się stanu równowagi, tzn. do momentu kiedy istniejąca różnica ciśnień nie powoduje dalszego wypływu wody z próbki na skutek zbyt dużych ciśnień kapilarnych w niej panujących. Dalszy odpływ wody może wywołać tylko zwiększone ciśnienie w komorze.

Po ustaleniu się stanu równowagi, przy każdej zadanej wartości

Po ustaleniu się stanu równowagi, przy każdej zadanej wartości ciśnienia, oznacza się wilgotność badanej próbki glebowej. W ten sposób otrzymuje się funkcyjną zależność "ciśnienie - wilgotność", która jest jednocześnie zależnością $r(W)$, gdzie r oznacza promień porów glebowych. W gleboznawstwie przyjęto przy graficznym przedstawieniu powyższej zależności posługiwać się logarytmem dziesiętnym ciśnienia i symbolicznie oznaczać jako pF .

Przy każdej zadanej wartości ciśnienia opróżniane są z wody pory o konkretnych rozmiarach, tylko te w których panujące ciśnienie kapilarne jest mniejsze od ciśnienia w komorze. Pozostająca w próbce po uzyskaniu stanu równowagi odpowiada objętości porów dla których spełniony jest warunek:

$$P_k > P, \quad (26)$$

gdzie: P_k - ciśnienie kapilarne panujące w porach próbki $[Pa]$,
 P - ciśnienie zadane w komorze $[Pa]$.

Ciśnienie kapilarne dla porów o kołowym przekroju poprzecznym wylicza się z zależności:

$$P_k = \frac{2\sigma \cos \theta}{r}, \quad (27)$$

gdzie: σ - napięcie powierzchniowe wody $[N\ m^{-1}]$, θ - kąt graniczny między wodą a ścianą porów $[^\circ]$, r - promień przekroju kołowego porów $[m]$.

Najczęściej przy dokonywaniu tego typu obliczeń przyjmuje się: $\cos \theta = 1$, $\sigma = 72,58 \cdot 10^{-3}\ N\ m^{-1}$ przy 293 K. Ponieważ pory glebowe mają kształt nieregularny i ich strona wewnętrzna nie jest faktycznie sferyczna, otrzymujemy z równania (27) efektywny lub równoważny rozmiar porów.

Przykładowe wartości ekwiwalentnych średnic porów wyliczone dla kilku różnych ciśnień kapilarnych zestawiono w tabeli 2.

Oczywiste jest, że krzywe pF można też wykorzystać do wyznaczania różniczkowej porowatości odpowiadającej poszczególnym kategoriom wody glebowej, jak to robili przedstawieni już w tej pracy Kaczyński, Miczurin i Dołgow.

Tabela 2. Zależność między pF a średnicą porów glebowych

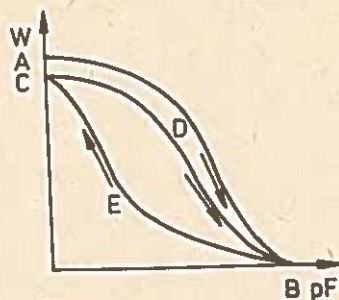
Wysokość słupa wody [cm]	pF	Ciśnienie		Średnica porów [μm]
		[at]	[MPa]	
1	0,00	0,001	0,0001	3000
10	1,00	0,01	0,001	300
30	1,48	0,03	0,003	100
100	2,00	0,1	0,01	30
300	2,48	0,3	0,03	10
1 000	3,00	1	0,1	3
2 000	3,20	2	0,2	1,5
5 000	3,70	5	0,5	0,6
10 000	4,00	10	1,0	0,3
15 000	4,50	15	1,5	0,2
50 000	4,70	50	5,0	0,06
.	.	.	.	.
.	.	.	.	.
10 000 000	7,00	10 000	1 000	0,003

Wyznaczając charakterystyki pF - wilgotność przedstawioną metodą istotne jest, ze względu na efekt histerezy badanej zależności, czy prowadzimy poszczególne oznaczenia przy wzrastającym czy też malejącym ciśnieniu w komorze pomiarowej. Wielkość takiego efektu jest określona przede wszystkim właściwościami koloidalno-porowatymi badanej gleby, jak też "historią" układu, tzn. drogą po jakiej został osiągnięty dany stan tego układu.

Do interpretacji i analitycznego opisu otrzymywanych wyników doświadczalnych można wykorzystywać domenową teorię histerezy, która jest teorią uniwersalną, opisującą procesy rzeczywiste [21, 22, 23, 24, 25, 26, 46, 52, 84, 85, 86, 113]. Znalazła ona praktyczne zastosowanie m.in. w badaniach materiału naturalnego (piasek, gleba) [46, 85, 113] i wykazano przy tym, że do opisu zjawiska histerezy zależności pF - wilgotność wystarczająco dobrym przybliżeniem jest model domen niezależnych [84, 86].

Gleba stanowi ciało porowate o określonej (ciągłej) geometrii porów, które mogą być wypełnione wodą. Zawartość wody możemy zmieniać, a więc osuszać lub nawilżać glebę, stosując odpowiednie ciśnienie.

Przy zwiększaniu ciśnienia, zaczynając od pełnego nasycenia gleby wodą, do pewnej granicznej wartości $S_{\max}$ (rys. 10), otrzymujemy krzywą AB. Prowadząc proces w stronę przeciwną, zmniejszając ciśnienie od $S_{\max}$ do zera, zależność $pF(W)$ opisuje krzywa BEC. Różnica objętości AC, między początkową i końcową zawartością wody przy ciśnieniu 0, odpowiada ilości powietrza zatrzymanego w próbce w czasie pierwszego etapu doświadczenia.



Rys. 10. Pętla histerezy zależności wilgotności gleby od pF

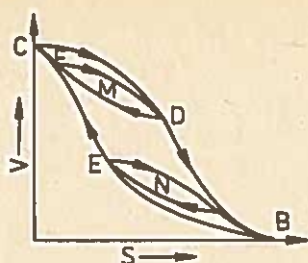
CDB, BEC - krzywe brzegowe zwilżania i osuszania

Jeśli po osiągnięciu punktu C zaczniemy ponownie zwiększać ciśnienie, a więc osuszać próbkę, to otrzymamy krzywą CDB i w czasie ponownego nawilżania (zmniejszania ciśnienia) - krzywą

BEC. Przebiegi CDB i BEC są odtwarzalne w kolejnych cyklach i nazywa się je odpowiednio krzywymi brzegowymi osuszania i nawilżania. Powierzchnia przez nie zamknięta jest obszarem histerezy. Przez dowolne zwiększanie lub zmniejszanie zmiennej niezależnej (ciśnienie) możemy osiągnąć każdy punkt wewnątrz pętli histerezy. Otrzymujemy w ten sposób krzywe wewnętrzne (rys. 11). Krzywe I rzędu - zwilżania (DFC) i osuszania (EGB) - zaczynają się odpowiednio od krzywych brzegowych osuszania i zwilżania, a kończą się w punktach ekstremalnych przedziału ciśnienia. Krzywe wewnętrzne II rzędu zwilżania i osuszania, odpowiednio GNE i FMD, zaczynają się i kończą się w punktach należących do krzywych wewnętrznych I rzędu osuszania i nawilżania. W podobny sposób można prowadzić proces dalej.

Analizę zjawiska histerezy właściwości wodnych gleby można przeprowadzić znając wielkości ciśnienia i objętości wody, a więc wielkości bezpośrednio mierzone w doświadczeniu.

Domena jest elementem glebowego układu kapilarno-porowatego. Opi-



Rys. 11. Pętla histerezy zależności wilgotności gleby od pF

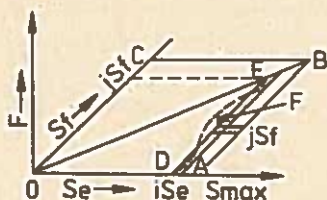
Krzywe nawilżania i osuszania: DFC, ECB - I rzędu; GNE, FMD - II rzędu

ją ją trzy parametry: objętość oraz ciśnienia, przy których jest napełniana wodą i osuszana.

Objętość wody, która wychodzi z gleby, gdy ciśnienie wzrasta od 0 do $S_{\max}$ i powraca - - gdy ciśnienie maleje od $S_{\max}$ do 0, może być podzielona na elementy. Każdy z nich jest identyczny (parametry) i całkowicie określony przez parę małych zmian ciśnienia: iS_e , $iS_e + dS_e$ oraz jS_f , $jS_f - dS_f$. Pierwszy przedział określa zakres ciśnienia gdy element wychodzi z ciała, a drugi gdy powraca do

ciała. Element taki jest przykładem domeny niezależnej.

Jeśli są określone zakresy ciśnień dla różnych elementów, można każdy z nich przedstawić w układzie współrzędnych: S_e , S_f , F , gdzie: S_e - ciśnienie przy osuszaniu, S_f - ciśnienie przy nawilżaniu, F - funkcja rozkładu (rys. 12).



Rys. 12. Graficzne przedstawienie elementu objętości wody wchodzącego i wychodzącego z gleby przy infinitesimalnych zmianach ciśnienia

Nigdy wartość jS_f nie przewyższa wartości iS_e , wszystkie elementy leżą więc w trójkącie OAB. Na linii OB znajdują się te, które wychodzą i powracają do ciała przy tym samym ciśnieniu. Proces osuszania można scharakteryzować przez ruch płaszczyzny prostopadłej do S_e, S_f i równoległej do S_f , poruszającej się od lewej do prawej strony, natomiast proces zwilżania opisuje

ruch płaszczyzny prostopadłej do S_e, S_f a równoległej do S_e i poruszającej się od linii BC do osi S_e .

Wybrany prostokąt $dS_e \times dS_f$ określa element wychodzący, gdy ciśnienie wzrasta od iS_e do $iS_e + dS_e$, i który powraca - gdy ciśnienie maleje od jS_f do $jS_f - dS_f$. Objętość tego elementu równa się $F_{ij} \times dS_e \times dS_f$, co jest także objętością pryzmy o podstawie prostokątnej

$dS_e \times dS_f$. Funkcja $F(S_e, S_f)$ jest dodatnia w trójkącie OAB, natomiast równa zero poza nim. Wyraźnie widać, że dla danego ciśnienia zmiana objętości $\partial V / \partial_i S_e$ wychodzącej z ciała (nachylenie krzywej brzegowej osuszania w punkcie odpowiadającym danej wartości ciśnienia $_i S_e$) jest równa powierzchni przekroju wyciętego przez płaszczyznę prostopadłą do DE i równoległą do S_f :

$$\frac{\partial V}{\partial_i S_e} = \int_{S_f}^0 F(_i S_e, S_f) dS_f \quad (28)$$

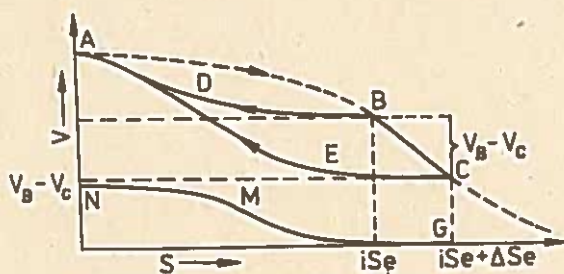
lub

$$F_{ij} = \frac{\partial^2 V}{\partial_i S_e \partial_j S_f}. \quad (29)$$

Objętość $V_i S_e$, która wychodzi z ciała, gdy ssanie wzrasta od zera do $_i S_e$, zawarta nad trójkątem o podstawie ODE, jest równa:

$$V_i S_e = \int_0^S \int_0^{S_f} \frac{\partial^2 V}{\partial S_e \partial S_f} dS_e dS_f. \quad (30)$$

Elementarne objętości można wydzielić w następujący sposób (rys. 13). Z dwóch punktów brzegowej krzywej osuszania (B i C), odpowia-



Rys. 13. Schemat rozłożenia w porach glebowych wprowadzanej objętości wody w procesach nawilżania dla przedziałów ciśnienia $<0, _i S_e>$, $<0, _i S_e + \Delta S_e>$

dających wartościom ciśnienia $_i S_e$ oraz $_i S_e + \Delta S_e$, prowadzimy krzywe zwilżania I rzędu: BDA i CFA. Każda z nich obrazuje, jak rozkładają

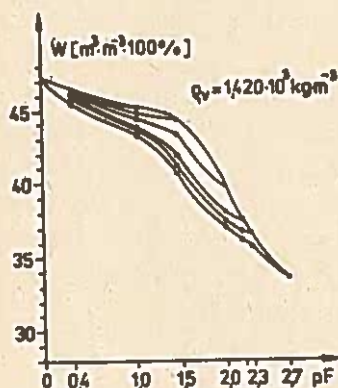
się w porach objętości wody V_B oraz V_C - podczas nawilżania próbki - otrzymane przy wzroście ciśnienia odpowiednio od 0 do ${}_1S_e$ i od 0 do ${}_1S_e + \Delta S_e$. Odejmując krzywą BDA od krzywej CEA otrzymujemy krzywą GMN, pokazującą jak objętość $V_B - V_C$ rozkłada się na różne pory odpowiadające różnym przedziałom ciśnienia S_e . Całą objętość $V_B - V_C$ można podzielić na różne elementy, wszystkie wychodzące z próbki w przedziale S_e , a powracające do próbki - przy zmianie ciśnienia do 0. Całe ciśnienie może być podzielone na równe przedziały ΔS ; wtedy wewnętrzne krzywe zwilżania I rzędu, wychodzące z końca każdego z przedziałów, podzielią objętość V na elementy o znanych parametrach: objętości, ciśnieniu opróżniającym i napełniającym. Każdy z nich może być przedstawiony w trójwymiarowym układzie współrzędnych (rys. 12), jako pryzma o podstawie $dS_e \times dS_f$ i wysokości F , przyjmując wcześniej przyjęte założenia o indywidualności i niezależności takich elementarnych objętości (domen).

Kaniewska i Walczak /46/ przedstawiają program (i przykładową analizę histerezy) w języku ALGOL 1204 służący do numerycznego wyliczania funkcji rozkładu domen wodnych w glebie jako układzie termodynamicznym, podczas dowolnych zmian ciśnienia przy osuszaniu i nawilżaniu.

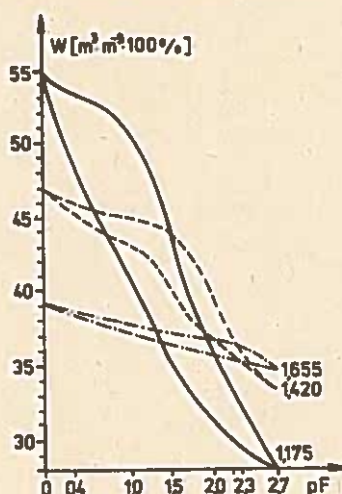
Tak więc można objętość pryzmy $\Delta S_e \times \Delta S_f$ (czyli ilości wody, która wchodzi do gleby lub wychodzi podczas odpowiedniej zmiany ciśnienia) wyznaczyć jako funkcję ciśnienia napełniającego lub opróżniającego w postaci diagramu rozkładu. Pełni on rolę funkcji rozkładu i pozwala zupełnie zdefiniować stan wody w glebie. Za pomocą otrzymanych danych można przewidzieć zależność ciśnienia - wilgotność dla dowolnych zmian procesu osuszania lub nawilżania, a więc przewidzieć przebieg funkcji $pF(W)$.

Obszernie problemem histerezy: pF - wilgotność dla gleby brunatnej wytworzonej z lessu i czarnej ziemi właściwej wytworzonej z gliny średniej zajmuje się Walczak /113/. Wielkość efektu histerezy tych gleb bada w zależności od ich zagęszczenia. Przykładowe wyniki uzyskane dla czarnej ziemi, w zakresie pF od 0 do 2,7 pokazano na rysunku 14. Zgodnie z wymaganiami teorii uzyskano krzywe brzegowe i krzywe wewnętrzne I rzędu zawilżania.

Badania wykazały, że zależność pF - wilgotność jest funkcją niejednoznaczną. Różnice wilgotności dla tej samej wartości pF , w zależności od drogi po której dany stan został osiągnięty (osuszanie lub zwilżanie), mogą dochodzić do 10%, co prowadzić może, przy nieuwzględnieniu tego faktu, do popełnienia błędów względnych sięgających 20%.



Rys. 14. Otrzymana z doświadczenia pętla histerezy zależności wilgotności gleby od ciśnienia z krzywymi wewnętrznymi zwilżania I rzędu (dla czarnej ziemi właściwej o gęstości $\rho = 1,42 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$)

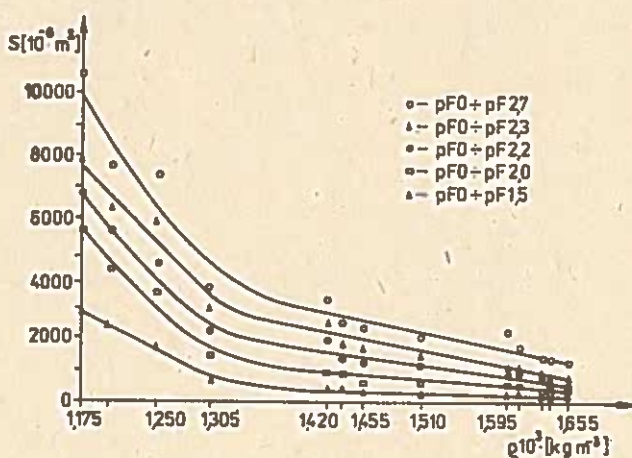


Rys. 15. Wielkość efektu histerezy zależności ciśnienie-wilgotność dla maksymalnego średniego i minimalnego zagęszczenia gleby (czarna ziemia właściwa, ρ odpowiednio: $1,65 \cdot 10^3$, $1,42 \cdot 10^3$, $1,175 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$)

Na rysunku 15 przykładowo przedstawiono pętlę histerezy dla zagęszczeń: maksymalnego, średniego i minimalnego. Rozpatrzmy przypadek, gdy następuje kontakt dwóch warstw gleby - jednej o małym zagęszczeniu ($\rho = 1,175 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) i dużej wilgotności i drugiej o dużym zagęszczeniu ($\rho = 1,655 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) i małej wilgotności. W trakcie ustalania się stanu równowagi warstwa o małym zagęszczeniu będzie osuszana, a o dużym nawilżana. Po osiągnięciu równowagi nastąpi wyrównanie sił ssących (ciśnień kapilarnych) obu warstw. Z wykresu można odczytać, że gdy np.

stan równowagi zostanie osiągnięty dla $pF = 1$ to warstwa o zagęszczeniu $\rho = 1,175 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ będzie miała wilgotność około 51%, warstwa o zagęszczeniu $\rho = 1,655 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ około 38%. W przypadku odwrotnym, tzn. gdy warstwa o małym zagęszczeniu ($\rho = 1,175 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) będzie ulegała nawilżaniu, a warstwa o zagęszczeniu ($\rho = 1,655 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$) osuszaniu, stan równowagi dla $pF = 1$ zostanie osiągnięty, gdy warstwa zagęszczona będzie miała wilgotność 39%, a warstwa luźna 42%. Wynika stąd, że na rozkład wilgotności w profilu glebowym duży wpływ wywierają zarówno różnice zagęszczeń warstw gleby, jak i efekt histerezy.

O wielkości efektu histerezy świadczy powierzchnia pętli ograniczona krzywymi brzegowymi oraz krzywą brzegową osuszania i kolejnymi krzywymi wewnętrznymi zwilżania I rzędu.



Rys. 16. Wpływ zagęszczenia gleby na wielkość powierzchni pętli histerezy dla czarnej ziemi właściwej

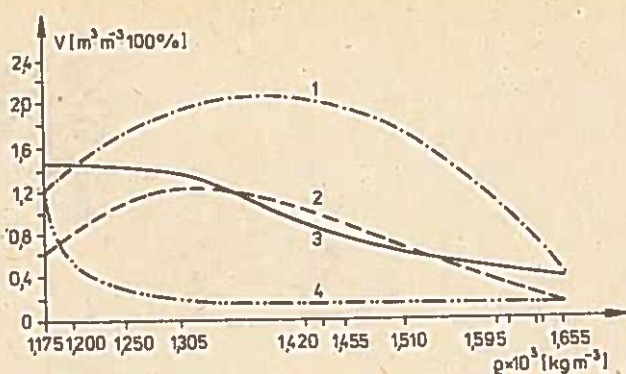
Wykresy przedstawiające zależność: powierzchnia pętli histerezy - zagęszczenie (rys. 16) mają kształt zbliżony do paraboli, jeżeli $\rho \leq 1,400 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Powyżej tej wartości zagęszczenia zależność jest liniowa. Efekt ten prawdopodobnie można wytłumaczyć niszczeniem porów

międzyagregatowych przy zagęszczaniu do podanej wartości, natomiast dalsze zagęszczanie powoduje jedynie niszczenie porów wewnątrzagregatowych. Uzyskane wyniki potwierdziły przypuszczenie, że w badaniach wodnych właściwości gleby nie można pomijać efektu histerezy, szczególnie w przypadku małych zagęszczeń gleby.

Z uzyskanych krzywych brzegowych i krzywych wewnętrznych zwilżania I rzędu policzono rozkłady wielkości porów (przykład: tab. 3). Wartościom liczb odpowiada objętość wody, która wychodzi z gleby przy osuszaniu lub wchodzi przy nawilżaniu przy określonych wartościach ciśnień (S_e osuszania i S_f zwilżania). Sposób taki pozwala na wyznaczenie ilości wody w glebie po dowolnych zmianach ciśnienia.

Jednoznaczne określenia zależności pF-wilgotność można pokazać na następującym przykładzie. Niech w początkowym stanie gleba będzie całkowicie nasycona wodą. Proces osuszania można wyrazić ruchem prostopadłej do osi odciętych w kierunku wzrastających wartości pF, np. do $pF = 2,2$. Objętość wody, która opuściła glebę w tym procesie równa jest sumie objętości wyrażonych w kwadratach ogarniętych ruchem prostopadłej. Niech następnie ciśnienie maleje do wartości $pF = 1,0$; proces nawilżania przy zmianie ciśnienia od $pF = 2,2$ do $pF = 1$ można wyrazić ruchem prostopadłej do osi rzędnych w granicach od $pF = 2,2$ do $pF = 1,0$. Wówczas ilość wody, która weszła do próbki, jest równa sumie objętości wyrażonych w kwadratach objętych ruchem tej prostopadłej. Po dwóch ww. procesach objętość wody, która opuściła próbkę, jest równa sumie objętości zawartej w kwadratach obrysowanych linią.

Poszczególnym ciśnieniom można przypisać średnicę porów: wartości S_e - najmniejszą, decydującą o osuszaniu; wartości S_f - największą, decydującą o nawilżaniu. Mamy więc rozkład porów z uwzględnieniem ich nieregularnych kształtów. Diagramy rozkładu ze względu na to, że zawierają dużą ilość liczb dokładnie opisujących pory, są trudne do porównywania. Można tego dokonać drogą syntetyzowania wyników, ale prowadzi to do zrezygnowania z zalety opisu diagramem. W cytowanej pracy nie przeprowadzono dokładnej analizy zmian rozkładu porów w wyniku zmian zagęszczenia, wyznaczono natomiast przykładowe zmiany zawartości wybranych grup porów wywołanych zmianami zagęszczenia gleby.



Rys. 17. Zmiany objętości wybranych grup porów w czarnej ziemi właściwej pod wpływem zagęszczenia

- 1 - $d_{\min} < 15 - 6 \cdot 10^{-6} \text{ m} > d_{\max} < 15 - 6 \cdot 10^{-6} \text{ m} >$
- 2 - $d_{\min} < 30 - 18,5 \cdot 10^{-6} \text{ m} > d_{\max} < 30 - 18,5 \cdot 10^{-6} \text{ m} >$
- 3 - $d_{\min} < 1200 \cdot 10^{-6} \text{ m}, d_{\max} > 1200 \cdot 10^{-6} \text{ m}$
- 4 - $d_{\min} < 15 - 6 \cdot 10^{-6} \text{ m} >, d_{\max} > 1200 \cdot 10^{-6} \text{ m}$

Na rysunku 17 pokazano to dla 4 wybranych grup porów. Krzywe rozkładu porów o stosunkowo regularnych kształtach (I i II grupa) wykazują maksimum przy zagęszczeniu $\rho = 1,5 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (I grupa) i $\rho = 1,315 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ (II grupa). Ilość porów III grupy nieznacznie zmniejsza się przy $\rho \leq 1,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, w przedziale $\rho = 1,3 \cdot 10^3 - 1,53 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ wyraźnie maleje, powyżej $\rho > 1,53 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ prawie się nie zmienia. Liczba porów IV grupy - o kształtach bardzo nieregularnych - maleje do wartości $\rho = 1,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, powyżej $1,3 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ jest niezmienna. Widać więc, że w wyniku zmniejszenia się liczebności porów o największych średnicach, jak również porów nieregularnych, powstają pory o mniejszych średnicach i bardziej regularnych kształtach. Należy zauważyć, że przy badaniu rozkładu porów tylko z krzywych osuszania pory grup I i IV są uważane za identyczne. Zbadanie efektu histerezy i wyliczenie diagramów rozkładu umożliwia ich rozróżnienie.

Metoda porozymetrii rtęciowej

Użycie porozymetru rtęciowego do wyznaczania wielkości porów w różnych materiałach porowatych jako pierwszy zasugerował Washburn w 1921 r., a zastosowali Ritter i Drake /92, 114/. Potem był wykorzystany przez wielu /10, 27, 28, 29, 31, 37, 43, 44, 47, 48, 51, 53, 65, 69, 70, 71, 77, 93, 94, 100, 115/.

Zasada działania tego aparatu polega na wprowadzeniu rtęci, jako cieczy wypełniającej materiał porowaty pod zadaniem ciśnienia, do odpowiedniego rozmiaru porów badanej próbki. W wyniku takiej analizy otrzymuje się podstawową zależność $P = P(r)$, gdzie: P - ciśnienie [Pa], r - promień porów [m]. Dużą zaletą przyrządu jest szybkość wykonywania analizy oraz szeroki zakres stosowanych ciśnień, a w związku z tym możliwość określenia rozkładu mikroporów (co jest niemożliwe przy wykorzystaniu charakterystyk wodnych).

Za pomocą porozymetru rtęciowego mierzy się wielkość porów, wykorzystując zachowanie się w kapilarach niezwilżających cieczy. Ciśnienie potrzebne do wprowadzenia rtęci w kapilarę jest funkcją promienia tej kapilary - zgodnie ze wzorem (27). Jest to ciśnienie zewnętrzne, wymuszające wnikanie rtęci do porów, ponieważ rtęć jako ciecz niezwilżająca nie może wnikać samorzutnie.

Przy wykonywaniu obliczeń przyjmuje się wartość napięcia powierzchniowego równą $480 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1}$ w temperaturze 293 K. Wielkość ta zmienia się istotnie z temperaturą i należy to przy obliczeniach uwzględnić, np. w 298 K wynosi około $484,2 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1}$, a w 323 K - około $472 \cdot 10^{-3} \text{ N m}^{-1}$.

Podobnie, w zależności od rodzaju porowatej próbki, różne wartości przyjmuje kąt zwilżania dla tej samej cieczy wypełniającej. Jako średnią przyjmuje się wartość $141,3^\circ$, a wyznaczone wartości kątów zwilżania w przypadku dużej liczby różnych próbek zawierają się w przedziale od 135° do 142° .

Obliczenia są słuszne przy założeniu, że pory posiadają kształt cylindryczny. Uwzględniając powyższe wartości na σ i θ wzór (27) przyjmuje postać:

$$r = \frac{75\,000}{P}, \quad (31)$$

gdzie: r - promień wyrażony [nm], P - ciśnienie ($0,98 \cdot 10^{-1}$ MPa).

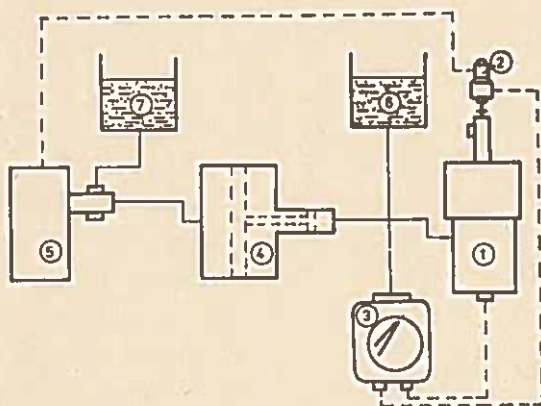
Oznaczony w ten sposób promień jest promieniem równoważnym, tzn. odpowiada co do wielkości promieniowi kapilary idealnej, wypełnionej rtęcią przy tym samym ciśnieniu zewnętrznym.

Budowa i działanie porozymetru rtęciowego firmy "Carlo Erba" (model 1500)

Ten model porozymetru mierzy podstawową zależność między objętością rtęci, która została wprowadzona w pory próbki badanego materiału, a wielkością przykładanego ciśnienia zewnętrznego.

Przyrząd posiada zwartą budowę i składa się z następujących głównych obwodów (rys. 18):

- pomiaru poziomu rtęci w kapilarze,
- wzmacniacza ciśnienia,
- pomiaru i rejestracji ciśnienia.



Rys. 18. Schemat porozymetru rtęciowego firmy "Carlo Erba" (model 1500)

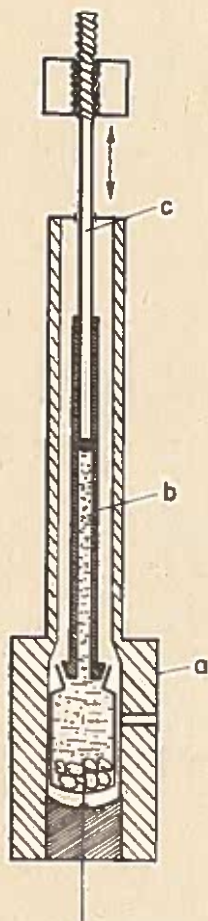
1 - autoklaw, 2 - silnik elektryczny, 3 - samopis, 4 - wzmacniacz ciśnienia, 5 - pompa, 6 - pojemnik alkoholu, 7 - pojemnik oleju

Przed przystąpieniem do właściwego pomiaru należy badaną próbkę odpowietrzyć i napełnić czystą rtęcią. Dokonuje się tego w specjalnym naczyniu szklanym nazwanym dylatometrem, które jest pojemnikiem

z zatopionym w dnie prętem metalowym oraz wykalibrowaną kapilarą zamykającą. Taki dylatometr z odgazowaną ciśnieniem 10 Pa próbką o masie 0,5-2 g (zależnie od rodzaju badanego materiału) umieszcza się w układzie pomiarowym aparatu zwanego autoklawem.

Następnie autoklaw zamyka się szczelnie, kontrolując czy istnieje kontakt elektryczny między rtęcią i prętem czujnika (c). Do autoklawu wprowadza się też alkohol jako ciecz przenoszącą ciśnienie. Po tych czynnościach włącza się do pracy porozymetr. Ciśnienie wytwarza pompa (5), która tłoczy olej ze zbiornika (7) do wzmacniacza ciśnienia (4). Stosunek wielkości powierzchni tłoków wzmacniacza jest równy 100 : 1 i w związku z tym ciśnienie alkoholu w obwodzie wysokiego ciśnienia jest sto razy większe od ciśnienia w obwodzie niskiego ciśnienia. Dla zwiększenia czułości ciśnienie panujące w układzie rejestrowane jest w dwóch zakresach: od 10^2 do $15 \cdot 10^3$ kPa i od 10^2 do $15 \cdot 10^4$ kPa.

Wzrost ciśnienia alkoholu powoduje wtlaczanie rtęci do mikroporów badanej próbki i w wyniku tego obniża się poziom rtęci w kapilarze dylatometru. Układ elektryczny zapewnia synchronizację położenia prętu czujnika pomiarowego (stanowiącego jednocześnie kontakt elektryczny) z poziomem rtęci w kapilarze. Zmiana położenia meniska rtęci o 1 mm powoduje obrót tarczy rejestratora o 6° . Objętość wprowadzonej rtęci zapisywana jest na wykresie kątowno, a panujące ciśnienie w układzie - radialnie. Oddzielnie wykreślone są krzywe dla niskiego (A) i wysokiego (B) zakresu ciśnień. Przykładowy wykres otrzymany z analizy porozymetrycznej pokazano na rysunku 20.



Rys. 19. Schemat układu pomiarowego a - autoklaw, b - dylatometr z badaną próbką i rtęcią, c - pręt czujnika elektrycznego

Dodatkowym wyposażeniem porozymetru jest przyrząd służący do odgazowania próbki, napełniania rtęcią oraz ręcznego wyznaczania objętości makroporów o promieniu większym od 75 000 nm. Ogólny widok tego urządzenia pokazano na rysunku 21. Otwierając zawór (1) uzyskuje się połączenie z pompą próżniową, którą odgazowujemy układ, a następnie otwierając zawór (2) wprowadzamy do dylatometru rtęć. Zaworem (3) uzyskujemy połączenie z atmosferą, co pozwala zmieniać ciśnienie nad słupkiem rtęci w kapilarze dylatometru do 10^2 kPa. Przyrost ciśnienia rejestrowany jest manometrem rtęciowym włączonym równolegle w obwód ssący. Jeżeli w badanej próbce występują makropory to wzrost ciśnienia powoduje obniżenie poziomu rtęci w kapilarze dylatometru i oznacza się go dokładnie przy pomocy katetometru. Iloczyn całkowitego obniżenia poziomu rtęci i przekroju kapilary dylatometru daje objętość rtęci, która weszła w pory większe aniżeli 75 000 nm, a tym samym oznacza objętość tych porów.

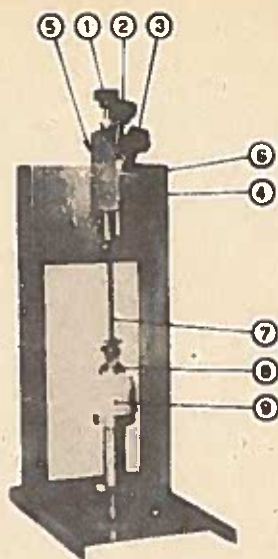
Gdy kapilara dylatometru ma stały przekrój, to liniowym zmianom położenia słupka rtęci odpowiada objętość porów o określonych wymiarach wypełnionych przy danym ciśnieniu zewnętrznym. Bardzo dokładne pomiary wymagają uwzględnienia poprawki na ściśliwość rtęci, którą można wyznaczyć przeprowadzając pomiar próbki (określić zmianę położenia poziomu rtęci jako funkcję przyłożonego ciśnienia).

Analiza wyników pomiaru

Z otrzymanego wykresu można wyznaczyć następujące wielkości:

a) kątowno

- H_P , obniżenie poziomu rtęci przy ciśnieniu P (w funkcji objętości porów i ściśliwości rtęci) [mm],

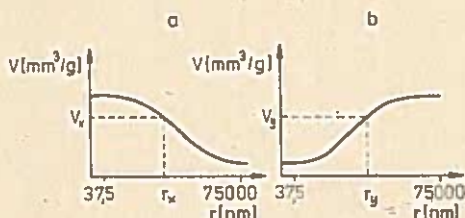


Rys. 20. Wykres uzyskany z rejestratora porozymetru

a - dla niskiego zakresu ciśnień, b - dla wysokiego zakresu ciśnień

Z równania (31) można wyznaczyć promień porów dla danego ciśnienia. Jeśli wzrasta ono stopniowo do wartości $15 \cdot 10^7$ Pa, to możliwe jest wyznaczenie objętości porów w zakresie ich rozmiaru od 37,5 do 75 000 nm.

Wykres objętości porów w zależności od wielkości ich promieni jest tak zwana krzywą rozkładu. Z otrzymanego wykresu z rejestratora możliwe jest wyznaczenie takiej krzywej w dwóch wersjach (rys. 22).



Rys. 22. Krzywe całkowite rozkładu porów

a - objętość porów o promieniach większych od danego; b - objętość porów o promieniach mniejszych od danego

Jedna (rys. 22a) umożliwia oznaczenie objętości wszystkich porów o promieniu większym od danego (V_x odpowiada wszystkim porom, których $r > r_x$). Druga postać (rys. 22b) pozwala określić objętość wszystkich porów o promieniu mniejszym od danego (V_y odpowiada wszystkim porom o $r < r_y$).

Ze względu na ściśłość rtęci, odpowiednie objętości otrzymywane z eksperymentu przyjmują wartości:

- dla zadanego ciśnienia P : $H'(P) = V_P$;
 - dla maksymalnego ciśnienia ($15 \cdot 10^7$ Pa): $AH'(C) = V_C$,
- gdzie $V_P, V_C = f(P) = f'(r)$.

Z różnicy V_C i V_P otrzymujemy szukany rozkład objętości porów:

$$V_C - V_P = f'(r), \quad (35)$$

$$f'(r) = \frac{AH'(C) - H'(P)}{Q}. \quad (36)$$

Często zamiast bezwzględnej objętości porów potrzebny jest ich udział procentowy, którego krzywą rozkładu otrzymamy po prostej transformacji:

$$\frac{H'(C) - H'(P)}{H'(C)} 100\% = f'(r) \quad (37)$$

Otrzymane wyniki można też wykorzystać do oznaczania powierzchni właściwej porów [43], ale w pewnym przybliżeniu. Wynika ono z założenia regularnego, walcowego kształtu porów, co w praktyce jest rzadko spotykane. Powierzchnia właściwa tak wyznaczona zawiera ważne informacje, zwłaszcza gdy odpowiednie wyniki w całej serii podobnych oznaczeń porównywane są między sobą. Oczywiście jest, że metoda powyższa może być stosowana jedynie do próbek, które nie posiadają porów poza zakresem mierzonym przez przyrząd.

Do określenia powierzchni właściwej porów można wykorzystać krzywe rozkładu pokazane na rysunku 22, z tym, że bardziej uzasadnione jest zastosowanie wykresu "b", ponieważ istnieje małe prawdopodobieństwo, aby próbka zawierała pory o promieniach mniejszych od 37,5 nm (w przypadku krzywej "a" jest bardzo prawdopodobne, że istnieją pory o rozmiarach wykraczających poza zakres pomiarowy przyrządu). Z krzywej rozkładu wyznaczamy dla małych przedziałów wielkości porów odpowiadające im przyrosty objętości (rys. 23). Dla wszystkich przedziałów wielkości porów $\langle r_{i-1}, r_{i+1} \rangle$ wyznaczamy wartość promienia średniego r_i . Dla walca o znanej objętości ΔV_i i promieniu r_i można wyznaczyć powierzchnię boczną (a więc ścian stanowiących pory) ze wzoru:

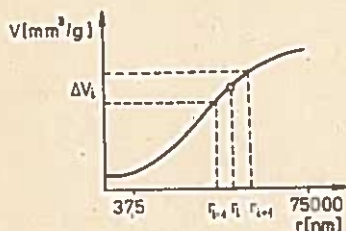
$$S = \sum \Delta S_i = \frac{2 \Delta V_i}{r_i} \quad (38)$$

Podobnie wyznaczamy przyrosty powierzchni dla n przedziałów i dla r_n promieni. Suma wszystkich przyrostów powierzchni daje całkowitą powierzchnię porów, a obliczenie tej wielkości przebiega następująco:

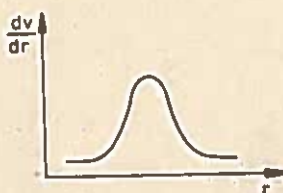
$$S = \sum_{i=1}^n \Delta S_i = \frac{2 \Delta V_1}{r_1} + \frac{2 \Delta V_2}{r_2} + \dots + \frac{2 \Delta V_n}{r_n} \quad (39)$$

Wartość powierzchni właściwej otrzymujemy natychmiast dzieląc S przez masę próbki (Q).

Wyznaczone wyżej przyrosty objętości porów dla poszczególnych przedziałów wartości promieni mogą służyć też do wykreślania krzywych różniczkowych rozkładu objętości porów (rys. 24). Rzetelność krzywej różniczkowej będzie uzależniona od wielkości i ilości przedziałów $< r_{i-1}, r_{i+1} >$. Właściwą dokładność zapewnia analiza numeryczna.



Rys. 23. Wykorzystanie krzywej całkowitej rozkładu porów dla wyznaczania przyrostów objętości ΔV_i dla promieni z przedziałów $< r_{i-1}, r_{i+1} >$



Rys. 24. Krzywa różniczkowa rozkładu porów

Jak widać z przedstawionego wyżej opisu, badanie porozymetryczne dostarcza bardzo dużo istotnych informacji o testowanym materiale. Ze względu na stosowanie ciśnień zewnętrznych od zera do większych wartości i w związku z tym stopniowym i konsekwentnym zapełnianiem porów rtęcią (od największych do najmniejszych) nie zauważono niszczącego działania metody. Do badań potrzebne są próbki o niewielkiej masie, a więc mogą pochodzić (jako wycinki) z większych partii materiału głębokiego, różnie formowanego. Sama analiza jest szybka - czas zbadania jednej typowej próbki wynosi kilkadziesiąt minut. Ze względu na potwierdzoną w praktyce dużą powtarzalność uzyskanych wyników można właściwy test ograniczyć do jednego pomiaru. W 20 kolejnych powtórzeniach pomiarów porozymetrycznych w przedziale promieni porów 37,5-75 000 nm średnie odchylenie standardowe wynosiło 4,4%, a maksymalny błąd względny nie przekraczał 8%.

Podstawową wadą tej tak pozytywnie wyglądającej metody jest szkod-

liwe działanie rtęci na wykonującego analizy, czego nie da się uniknąć - nawet przy odpowiednim zabezpieczeniu i ostrożności.

Przydatność metody w badaniach rolniczych

Na podstawie dotychczasowych doświadczeń Zakładu Agrofizyki PAN można mówić o wykorzystaniu porozymetru rtęciowego do badania zmian porowatości pod wpływem:

- agregacji gleby,
- odkształcenia mechanicznego,
- zawartości substancji organicznej,
- flokulantów.

Przeprowadzono także pomiary porowatości ziarna, uwzględniając różne jego odmiany, jak też i różne gleby, na których je wyhodowano.

Uzyskane wyniki potwierdzają przydatność aparatu do badań materiałów: glebowego i roślinnego.

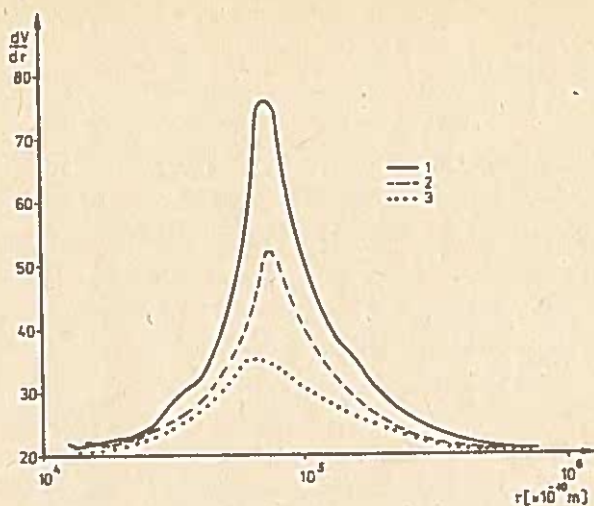
Dla przykładu przedstawiono poniżej kilka wyników uzyskanych porozymetrem rtęciowym firmy "Carlo Erba" (model 1500) w trakcie badań ornej warstwy gleby wytworzonej z lessu (podstawowa charakterystyka gleby zawarta w tab. 4).

Tabela 4. Skład granulometryczny gleby wytworzonej z lessu

1-0,1 [mm]	Skład granulometryczny [%]				Zawartość substancji organicznej
	0,1-0,05 [mm]	0,05-0,02 [mm]	0,02-0,002 [mm]	0,002 [mm]	
6,3	11,5	43,7	31,0	7,5	2,15

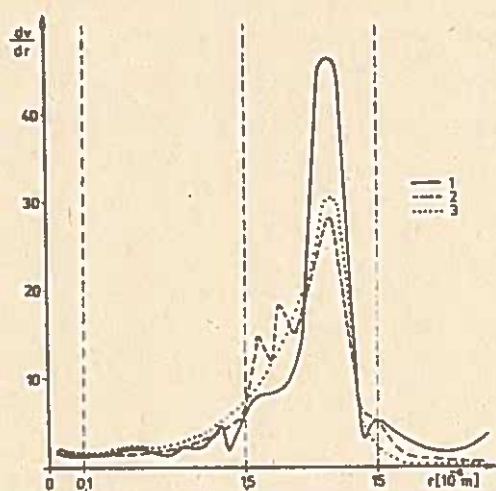
W celu stwierdzenia wpływu zagregowania gleby na porowatość rozdzielono badany materiał na następujące frakcje: $> 7 \cdot 10^{-3}$ m; $2 \cdot 4 \cdot 10^{-3}$ m, $< 0,25 \cdot 10^{-3}$ m. Tak przygotowane próbki wysuszone w temperaturze 378 K, poddano analizie porozymetrycznej. Jej wyniki przedstawiono na rysunku 25. Wynika z niego, że maksima objętości porów dla wszystkich trzech frakcji przypadają w zakresie rozmiarów promieni od $5 \cdot 10^{-6}$ m do $5 \cdot 10^{-5}$ m. Wielkość maksimum maleje wraz ze wzrostem rozdrobnienia gleby [53].

Po to, aby określić wpływ odkształcenia mechanicznego na poro-



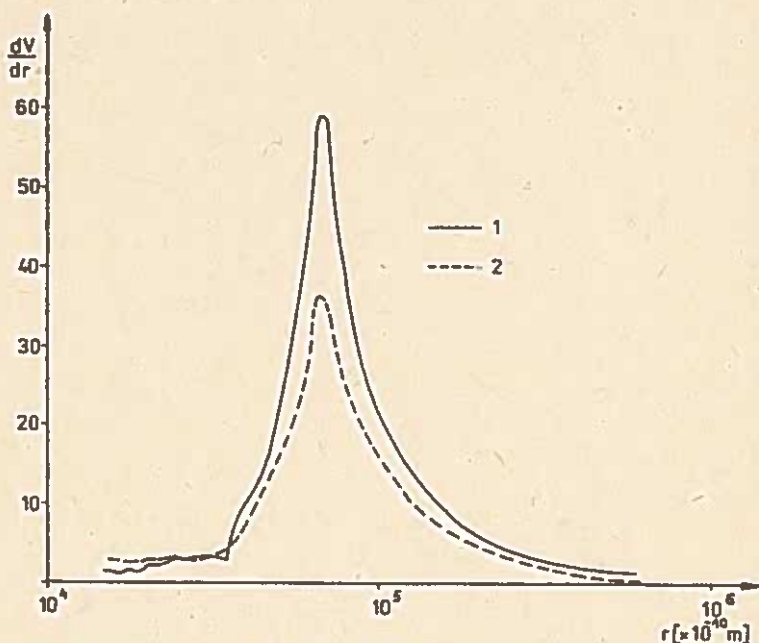
Rys. 25. Rozkład różniczkowy porów poszczególnych grup agregatów glebowych

1 - frakcja $> 7 \cdot 10^{-3}$ m, 2 - frakcja $2 \cdot 4 \cdot 10^{-3}$ m, 3 - frakcja $< 0,25 \cdot 10^{-3}$ m



Rys. 26. Rozkład różniczkowy porów gleby okształconej mechanicznie
1 - obciążenie $1 \cdot 10^5 \text{ Nm}^{-2}$, 2 - obciążenie $2 \cdot 10^5 \text{ Nm}^{-2}$, 3 - obciążenie $3 \cdot 10^5 \text{ Nm}^{-2}$

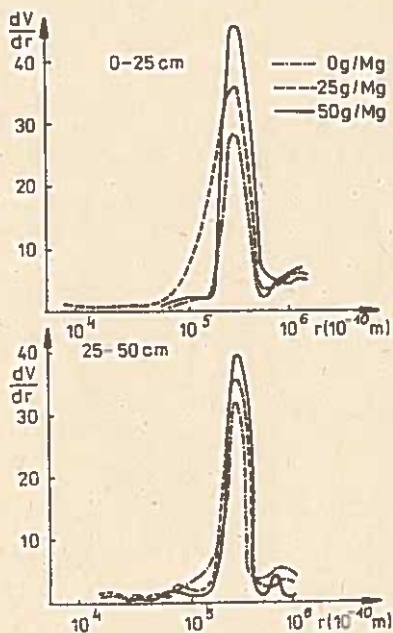
watość, badaną glebę o wilgotności odpowiadającej $pF = 1$, tj. 44,8%, deformowano w edometrze z odpływem wody, przy trzech różnych obciążeniach ($1:2:3 \cdot 10^5 \text{ N/m}^2$). Każde obciążenie trwało $6 \cdot 10^3 \text{ s}$. Następnie próbki suszono w temperaturze 378 K i wykonywano analizy porozymetryczne. Otrzymane wyniki pokazano na rysunku 26. Maksyma objętości porów przypadają dla wszystkich obciążeń w zakresie promieni od $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ do $15 \cdot 10^{-6} \text{ m}$. Największe maksimum (46%) uzyskano przy najmniejszym obciążeniu odkształcającym. Dla pozostałych dwóch uzyskano maksima wynoszące 28% i 30%, odpowiednio dla obciążenia $2 \cdot 10^5$ i $3 \cdot 10^5 \text{ N m}^{-2}$. Na wykresie dodatkowo zaznaczono przedziały wielkości promieni zatrzymujących wodę wykorzystywaną przez rośliny (a więc w przedziale $pF = 2,0-4,2$) oraz wodę najłatwiej dostępną roślinom ($pF = 2,0-3,0$), odpowiednio dla następujących wartości promieni (r): $15 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ przy $pF = 2,0$; $0,1 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ przy $pF = 4,2$ oraz $1,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ przy $pF = 3,0$ /49, 50/.



Rys. 27. Rozkład różniczkowy porów gleby z substancją organiczną (2) i po usunięciu substancji organicznej (1)

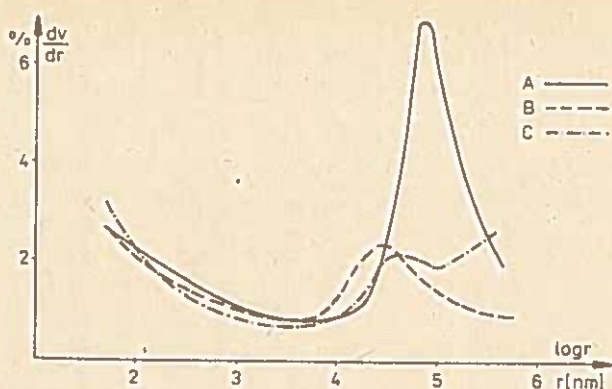
Wpływ substancji organicznej testowano w następujący sposób. Próbkę gleby dzielono na dwie części, a następnie z jednej z nich usuwano substancję organiczną ogólnie stosowaną w gleboznawstwie metodą spalania z perhydrole. Potem obie próbki suszono w temperaturze 378 K i niszczo w nich agregaty glebowe za pomocą gumowego pistola. Tak przygotowane próbki poddano analizie porozymetrycznej. Wyniki przedstawiono na rysunku 27. Również w tym przypadku maksimum objętości porów przypada na przedział wielkości promienia $5 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$ m. Dla próbek z substancją organiczną wartość maksimum wynosiła 35%, a dla pozbawionych jej - 60% [53].

Wpływ flokulantów badano dla trzech wybranych gleb: piaszczystej, lessowej i ciężkiej gliny, stosując trzy różne flokulanty: magnafloc 140 - o charakterze kationowym (K), magnafloc 156 - o charakterze anionowym (A) oraz magnafloc 351 o charakterze niejonowym (N); wszystkie z grupy poliacryloamidu [33]. Określoną ilość roztworu jednego z flokulantów (40 g/l) dodawano do zawiesiny glebowej i mieszano potrząsając. Tak sflokulowaną glebę separowano na bibule filtracyjnej i potem - bez naruszenia sedymentu - suszono w powietrzu, a następnie w suszarce o temperaturze 378 K. W ten sposób otrzymany materiał poddawano analizie porozymetrycznej. Przykładowe wyniki pokazano na rysunku 28.



Rys. 28. Rozkład różniczkowy porów gleby gliniastej po dodaniu flokulatora (niejonowy magnafloc N)

Szereg oznaczeń porowatości wewnętrznej ziarna pszenicy [104/ wykazał możliwość określenia wpływu różnych typów gleb na wielkości porów wewnętrznych ziarna. Wybrane przykłady pokazano na rysunkach 29 i 30.



Rys. 29. Rozkład różniczkowy porów wewnętrznych ziaren pszenicy jarej "Ostka Popularna" pochodzących z różnych gleb

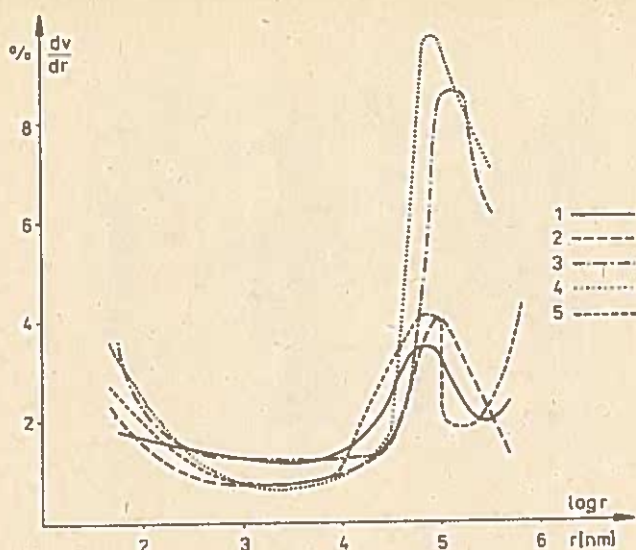
A - brunatna kwaśna, B - rędzina, C - mada



Rys. 30. Rozkład porów wewnętrznych ziaren pszenicy jarej "Ostka Popularna" pochodzących z różnych gleb

A - gleba brunatna wylugowana, B - czarna ziemia, C - gleba brunatna właściwa

Charakterystyczny przebieg uzyskanych krzywych wskazuje jednoznacznie, że na następujące minimum porów z przedziału 10^3 - 10^4 nm nie mają wpływu rodzaje badanych gleb. Zdecydowane zróżnicowanie następuje dopiero w przedziale 10^4 - 10^6 nm.



Rys. 31. Rozkłady porów wewnętrznych ziarna wybranych odmian pszenicy jarej pochodzących z gleby brunatnej wylugowanej

1 - Kalyan Sona, 2 - Carola, 3 - Ramses, 4 - Alga, 5 - Urbanka

Na rysunku 31 pokazano przykłady zmian porowatości wewnętrznej ziarna kilku odmian pszenicy jarej uprawianej na glebie brunatnej wylugowanej. Różnice między odmianami są tu nadzwyczaj wydatne i obejmują cały zakres pomiarowy /103/.

WIZUALNE METODY OZNACZANIA POROWATOŚCI CAŁKOWITEJ I RÓŻNICZKOWEJ

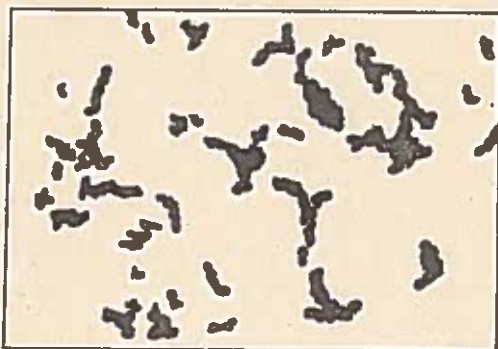
Tradycyjne metody szlifów glebowych

Metodę tę opisał między innymi Kaczyński /45/, a stosowało w praktyce wielu innych badaczy /2, 12, 17, 36, 38, 55, 81-83, 98, 108, 109, 111/. Zaletą jej jest to, że umożliwia ona opis naturalnych kształtów porów glebowych, w tym również największych, występujących w glebie bez-

pośrednio po wykonaniu zabiegów agrotechnicznych. Szczególnie przydatna jest ta metoda do jakościowej oceny porów (rys. 32 i 33) /108/.



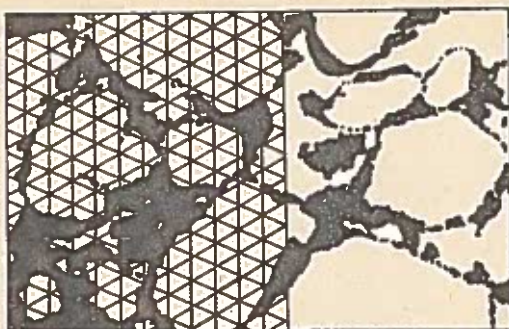
Rys. 32. Obraz przekroju gleby niezagęszczonej (ciemnym kolorem zaznaczone są pory glebowe)



Rys. 33. Obraz przekroju gleby zagęszczonej - wyraźnie widoczne zmniejszenie udziału porów w całym przekroju próbki glebowej

Ilościowe natomiast określanie struktury na podstawie szlifów wymaga - w związku z heterogeniczną budową gleby - wielu bardzo pracochłonnych oznaczeń. Cała omawiana metoda zezwala na oznaczenie porowatości całkowitej, a jej ilościowe oznaczenie zademonstrowano na rysunku 34 /38/.

Zanim przygotuje się gotowy do analizy szlif należy najpierw duże monolity glebowe zalać parafiną, następnie rozdrobnić i poszczegół-



Rys. 34. Sposób pomiaru porowatości całkowitej za pomocą szlifów glebowych

ne części szlifować papierem ściernym. Otrzymuje się w ten sposób wypolerowane szlify dużych rozmiarów, na których była widoczna sieć białych, wypełnionych parafiną, porów na ciemnym tle masy glebowej. Uzyskany obraz przedstawiał porowatość gleby oraz jej zmiany pod wpływem działania maszyn rolniczych, kruszenia podczas orki, a także makrostrukturę całego profilu glebowego.

Szlify cienkie, o grubości około 0,03 mm, można oglądać pod mikroskopem w przechodzącym świetle, a widoczną porowatość sfotografować. Obszar jej mierzy się planimetrem i wyraża w procentach całej powierzchni szlifu. Zastosowanie światła spolaryzowanego umożliwia poznanie składu mineralogicznego fazy stałej gleby.

W ostatnich czasach do analizy obrazów przekrojów tak wyszlifowanych próbek stosuje się mikroskopy elektronowe, które znacznie zwiększają dokładność pomiaru.

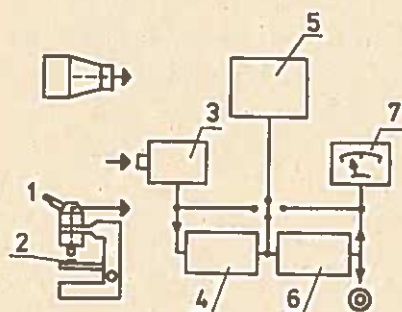
Elektroptyczna metoda uzyskiwania mikromorfologicznej charakterystyki porowatości

Oprócz znajomości porowatości całkowitej i wielkości porów bardzo ważne jest poznanie przestrzennego rozkładu i kształtu wolnych przestworów w nienaruszonych lub sztucznie preparowanych próbkach glebowych.

Informacje takie można uzyskać stosując: mikromorfologiczne me-

tody badań cienkich przekrojów lub polerowanych powierzchni /87/, punktowe zliczanie pod mikroskopem lub analizatorem wielkości cząstek /39/, analizę fotogramów /7, 8, 55-59/. Wszystkie te sposoby są bardzo czasochłonne.

Jedną z najnowszych mało pracochłonnych metod mikromorfologicznej charakterystyki porowatości gleb jest komputerowa analiza optycznego obrazu płaszczyzny przekroju próbki glebowej /40-42/. Do badań wykorzystano elektrooptyczny Quantimet-B, urządzenie wyprodukowane przez firmę Metals Research Ltd. z Melbourne. Rejestruje ono z dużą szybkością całkowitą porowatość, wielkość porów, a także charakterystyki kształtu wolnych przestrzeni. Quantimet-B jest zestawem złożonym z mikroskopu, epidiaskopu (powiększenie na ekranie 2,9 do 4700), kamery telewizyjnej, monitora, detektora i komputera. Schemat blokowy pokazano na rysunku 35.



Rys. 35. Schemat blokowy zestawu Quantimet-B

1 - epidiaskop lub mikroskop, 2 - badana próbka, 3 - kamera, 4 - detektor, 5 - monitor, 6 - komputer, 7 - miernik

Testy mogą obejmować próbki o nienaruszonej strukturze, jak też preparowane w dowolnie zadany sposób. W każdym jednak przypadku muszą być specjalnie przygotowane. Technika wstępnej obróbki próbek jest nieco zmodyfikowaną wersją procedury opisanej przez Jongeriusa i Heintzberga /39/. Każdą próbkę nasycy się w wysokiej próżni żywicą poliestrową Synolite 544 z 3% dodatkiem zielonego barwnika organicznego BS 1172 (próbki gleb pęczniejących powinny być przedtem liofilizowane). Po utwardzeniu wycina się plastry o grubości około 1 cm, następnie szlifuje z jednej strony tradycyjną metodą. Oszlifowany przekrój ma wymiary 15 cm x 8 cm. Analiza powierzchni szlifowania badanej próbki jest przeprowadzana w następujący sposób. Mikroskopowy lub epidiaskopowy obraz jest śledzony linią po linii przez sprzężoną z detektorem i monitorem kamerę. Połączenie detektora i monitora umożliwia badającemu ciągłą identyfikację testowanego fragmentu szlifowania. Obraz na ekranie może być powiększony 2,9-14 razy w przypadku epidiaskopu lub 70-4700 razy po zastosowaniu mikro-

Testy mogą obejmować próbki o nienaruszonej strukturze, jak też preparowane w dowolnie zadany sposób. W każdym jednak przypadku muszą być specjalnie przygotowane. Technika wstępnej obróbki próbek jest nieco zmodyfikowaną wersją procedury opisanej przez Jongeriusa i Heintzberga /39/. Każdą próbkę nasycy się w wysokiej próżni żywicą poliestrową Synolite 544 z 3% dodatkiem zielonego barwnika organicznego BS 1172 (próbki gleb pęczniejących powinny być przedtem liofilizowane).

skopu. Wybrane powiększone powierzchnie porów są wyświetlane na ekranie jako jednobarwne plamy tego samego kształtu i rozmiaru, ułożone w tych samych pozycjach, jak na wybranym obszarze badanego szlifu. Do pomiaru i rejestracji geometrycznych parametrów wszystkich obrazów otrzymywanych dla danego przekroju wykorzystywany jest komputer.

Jako podstawowe wielkości, charakteryzujące widoczną powierzchnię porów, mierzone są: całkowita ich powierzchnia (A_{tot}), całkowity obwód (P_{tot}) oraz odpowiadająca mu wartość cięciwy (p) przy różnych zadanych minimalnych długościach cięciwy kontrolnej.

Możliwość rozróżniania i eliminacji małych przedziałów długości cięciw jest uzależniona od zastosowanego powiększenia. Dla dużych powiększeń przedziały takie mają długość kilku mikronów, podczas gdy przy małym powiększeniu epidiaskopowym - 100 μm .

Drogę uzyskiwania całych serii wyników obrazuje poniższy przykład.

$$P_{tot} \quad P_1 \quad P_2 \quad P_3 \quad \dots \quad P_{min}$$

$$c_{min} \quad c_1 \quad c_2 \quad c_3 \quad \dots \quad c_{max}$$

P_{tot} jest zawsze związane z danym c_{min} , które oznacza długość cięciwy najmniejszych porów wykrytych przy zastosowanym powiększeniu. P_1 jest odpowiednim rzutem przy pierwszej pozycji minimum cięciwy kontrolnej, c_1 jest minimalną długością cięciwy przy tej pozycji itd. Dla takich kolejnych par wartości otrzymujemy pole powierzchni porów mieszczących się odpowiednio w kolejnych klasach (przedziałach) długości cięciw (średnic porów):

$$\text{powierzchnia dla przedziału } <c_{min}, c_1> : \frac{c_{min} + c_1}{2} (P_{tot} - P_1),$$

$$\text{powierzchnia dla przedziału } <c_1, c_2> : \frac{c_1 + c_2}{2} (P_1 - P_2)$$

i dalej w ten sam sposób. Suma wyliczonych w ten sposób powierzchni oznacza całkowitą powierzchnię porów (A_{tot}).

Analizując otrzymany taką metodą obraz porowatości badanej gleby zwrócono szczególną uwagę na klasyfikację mikromorfologiczną widocznych, wolnych przestworów. Stosowane do tej pory systemy klasyfikacji nie są całkowicie zadowalające. Nie opisują z całą pewnością i powta-

rzalnością przestrzennego rozmieszczenia różnych typów wolnych przestrorów i ich powiązań między sobą. Przedstawiane mikromorfologiczne opisy porowatości są subiektywne, niepowtarzalne i nie mogą być porównywane z innymi fizycznymi cechami badanych gleb. Takie niedociągnięcia eliminuje zastosowanie aparatu Quantimet-B, ze względu na bezpośredni związek mierzonej wielkości P z występującymi morfologicznymi typami porów z jednej strony, a rozmiarem i powierzchnią porów z drugiej strony. Zasadność takiej interpretacji potwierdzono na podstawie dużej ilości przebadanych obrazów (powyżej 1000) różnego materiału glebowego - od bardzo zbitego do całkiem luźnego. Badania porównawcze wykazały ścisły związek między stosunkiem A/P i różnymi rodzajami ułożeń całych grup porów.

Uzyskiwane charakterystyki morfologiczne porowatości gleb mogą być przedstawiane graficznie, za pomocą wykresów. Omawiane urządzenie zapewnia szybkie ich wykonanie.

Otrzymane wyniki w znacznym stopniu uzupełniają informacje o porach gleby osiągane innymi metodami, poszerzają wiadomości niezbędne przy ich klasyfikacji, a także umożliwiają dokonanie wnikliwszej klasyfikacji gleb w ogóle.

Zestaw Quantimet-B umożliwia też wykonanie innych oznaczeń gleboznawczych, jak np.: rozkładu granulometrycznego, zawartości wody, przewodnictwa wodnego i powietrznego, ukorzenienia roślin, stopnia humifikacji, ilościowego oznaczenia procesów iluwialnych.

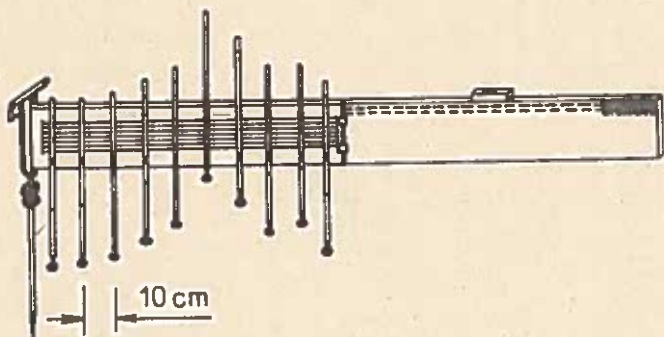
Nowe modele takich aparatów (Quantimet 720) znacznie rozszerzają możliwości zastosowań w morfologii gleb komputerowej analizy obrazu płaszczyzny przekroju. W niedalekiej przyszłości należy spodziewać się całkowicie automatycznej analizy mikromorfologicznej obrazu cienkich przekrojów glebowych.

Polowa metoda oznaczania porowatości całkowitej w glebie spulchnionej orką

Ciekawą metodę oznaczania całkowitej porowatości gleby świeżo zaroanej zaproponowali Kuipers i van Ouwerkerk [61, 108]. Uważają oni porowatość całkowitą za jeden z najważniejszych wskaźników stanu gleby

po orce, a jednocześnie zwracają uwagę na trudności w pobieraniu do cylindrów prób bardzo luźnej gleby. Omawiana metoda polega na obliczeniu porowatości całkowitej pulchnej gleby na podstawie przyrostu wysokości warstwy ornej po wykonaniu zabiegów uprawowych. W tym celu należy:

- oznaczyć porowatość całkowitą gleby przed orką w próbach o zachowanej strukturze, pobranych do cylindrów w dostatecznej liczbie powtórzeń;
- oznaczyć profilomierzem, w 5 miejscach, nierówności powierzchni pola przed orką (rys. 36). W każdym miejscu wykonuje się 4 serie pomiarów, po 20 oznaczeń w każdej serii, z dokładnością odczytu 0,5 cm;

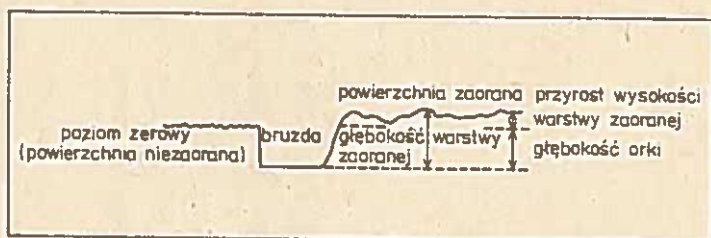


Rys. 36. Profilomierz Kuipersa

- określić głębokość orki w 20 miejscach;
- oznaczyć profilomierzem nierówność powierzchni pola po orce w tych samych miejscach, w których wykonywano pomiar przed orką, w takiej samej liczbie powtórzeń.

Z każdej serii pomiarów nierówności powierzchni pola otrzymuje się po 80 pojedynczych wyników. Średnia wartość z 80 pomiarów uzyskanych przed orką jest przyjmowana jako wartość zerowa dla każdego miejsca, w którym przeprowadza się pomiar. Średnia wartość dla całego pola obliczona jest na podstawie badań wykonanych w 5 miejscach, a więc z 400 oznaczeń. Przeciętną głębokość orki wylicza się z pomia-

rów wykonanych w otwartej bruzdzie. Suma głębokości orki i przyrostu głębokości warstwy ornej, mierzonego w stosunku do poziomu zerowego, równa się głębokości warstwy zaoranej (rys. 37). Jeśli znana jest porowatość całkowita gleby przed orką, to można następnie obliczyć porowatość warstwy zaoranej, wykorzystując stałość iloczynu procentowej zawartości fazy stałej gleby i głębokości warstwy zaoranej.



Rys. 37. Przekrój poprzeczny przez zaorane pole (wg Kuipersa i van Cuwerkera)

Wykonanie takich obliczeń pokazuje taki oto przykład. Po wykonaniu orki głębokość warstwy zaoranej zmierzona profilomierzem wynosiła 31,5 cm. Znając głębokość orki (23,8 cm), porowatość ogólną (45,4%) i objętość fazy stałej (54,6%) dalej można obliczyć:

$23,8 \text{ cm} \cdot 54,6\% = 1299,48 \text{ cm}$ (wartość stała dla danej głębokości orki);

$1299,48 \text{ cm} : 31,5 \text{ cm} = 41,2\%$ (procentowa objętość fazy stałej po wykonaniu orki);

$100\% - 41,2\% = 58,8\%$ (porowatość całkowita warstwy zaoranej);

$58,8\% - 45,4\% = 13,4\%$ (przyrost objętości porów spowodowany orką).

Dokładność pomiarów głębokości zaoranej warstwy musi być tym większa, im mniejsza jest głębokość tej warstwy i im mniejsza jest porowatość całkowita gleby.

PODSUMOWANIE

W pracy przedstawiono definicje porowatości gleby, oświetlające aktualnie w naukach rolniczych, oraz krótki przegląd stosowanych metod jej oznaczania.

Na podstawie przeglądu piśmiennictwa, jak też i obszernych badań własnych należy stwierdzić, że zachodzi ścisły związek porowatości z innymi właściwościami gleby, takimi jak: zagęszczenie, przepuszczalność wodna i powietrzna, zdolność zatrzymywania wody, tworzenie agregatów, powierzchnia właściwa, zawartość substancji organicznej, w dużej mierze zależy od rodzaju stosowanej uprawy.

Istnieją więc różne przyczyny, dla których należy dokonywać ilościowych oznaczeń porowatości oraz jej zmian. W zależności od potrzeb można takie oznaczenia wykonywać bardziej lub mniej dokładnie, ograniczać je do wyznaczenia porowatości całkowitej lub poszerzać o analizę różniczkową.

W wielu wypadkach, badając właściwości wodne gleb, wystarczy wykorzystać charakterystyki wodne i określić z nich rozkład różniczkowy wielkości porów. Nie jest wtedy potrzebna dodatkowa praca i przyrządy, a uzyskane dane są wystarczające, szczególnie przy porównawczej ocenie różnych gleb.

Porowatość - jako cecha fizyczna - opisująca fazę stałą badanego materiału wymaga dokładnego określenia i dobrze jest wykorzystywać w tym celu porozymetr rtęciowy lub jeszcze lepiej przeprowadzać szczegółową analizę elektrooptyczną. Dużą zaletą tych metod jest możliwość wykonania badań na próbkach o nienaruszonej strukturze.

Inne przyrządy i metody oznaczania porowatości mogą być też wykorzystywane - o ile dokładność uzyskiwanych wyników jest wystarczająca przy rozwiązywaniu danego problemu.

W niniejszej pracy nie omówiono oczywiście wszystkich przyrządów służących do oznaczania porowatości gleby, które w wielu wypadkach są indywidualnie konstruowane ale zasady ich działania są pochodnymi przedstawionych metod.

Główną uwagę skupiono na porozymetrii rtęciowej, która jest jedną z nowszych metod stosowanych w naukach rolniczych i odczuwa się wyraźny brak przedstawienia jej w piśmiennictwie polskojęzycznym. Jest to metoda bezpośrednia oznaczania porowatości całkowitej i różniczkowej.

Szczegółowo przedstawiono też pośrednią metodę oznaczania po-

rowatości, wykorzystującą analizę charakterystyk wodnych z uwzględnieniem efektu histerezy.

Tym metodom poświęcono najwięcej miejsca, gdyż Zakład Agrofizyki wprowadza właśnie je do badań rolniczych w Polsce i dysponuje tym samym dużym materiałem dokumentacyjnym.

Pełniejszą charakterystykę porowatości - z uwzględnieniem jej morfologii - mogą dać tylko metody elektrooptyczne, które w ostatnich latach zaczęły być stosowane w Polsce. Ze względu jednak na duży koszt potrzebnych do tego przyrządów (mikroskop, komputer) jeszcze długo nie będą w powszechnym użyciu.

Bibliografia

1. Albert R., Bogs O., Beitrag zur Methode der Bodenuntersuchung, Int. Mitt. Bodenkd., 1914, H. 4, 181-198.
2. Altemüller H.J., Mikroskopie der Böden mit Hilfe von Dünnschlifen, Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Frankfurt 1972.
3. Alten F., Loffmann H., Die Luftsorption an Böden und Bodenbestandteilen und ihr Einfluss auf die Bestimmung des Porenvolumens und des spezifischen Gewichtes von Ackerböden mit dem Druck-Luftpyknometer, Bodenkd. u. Pflanzenernähr., 1941, B. 26, 1-13.
4. Astapow S.W., Mielioratiwnoje poczwowiedienije, Stelchsgiz., Moskwa 1958.
5. Astapow S.W., Dolgow S.I., Metody mielioratiwnoj charakteristiki poczw. Rukowodstwo po poczwienno-mielioratiwnym issledowanijam, MSCh SSSR, Moskwa 1953.
6. Astapow S.W., Dolgow S.I., Metody izuczienija wodno-fizycznych svojstw poczw i gruntow. Poczwiennaja siemka, AN SSSR, Moskwa 1959.
7. Beckmann W., Zur Mikromorphometrie von Hohlräume und Aggregaten, Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd., 1962, 99, 129-139.
8. Beckmann W., Zur Ermittlung des dreidimensionalen Auf-

- baues der Bodenstruktur mit Hilfe mikrometrischer Methoden, [w:] A. Jongerius (ed.). Soil Micromorphology, Elsevier, Amsterdam 1964, 429-444.
9. Bryssine G., Notions de pédalogie appliquée. 4. Méthodes d'étude des sols du Centre des Recherches Agronomiques de Rabat, Serv. Rech. Agron., Rabat Publ., 1953, 10.
 10. Černý S., Smíšek M., The mercury porosimetry, Chemické listy, 1962, t. 56(11), 1296-1301.
 11. Childs E.C., The use of soil moisture characteristics in soil studies, Soil Sci., 1940, V. 50, 239-252.
 12. Compaction of agricultural soils (pr. zbiorowa), An ASAE Monograph, 1971.
 13. Dechnik I., Tarkiewicz S., Dynamics of total porosity of soils cultivated with plough-miller. Pol. J. Soil Sci., 1976, vol. IX, 1, 71-77.
 14. Dobrzański B., Zawadzki S., Gleboznawstwo, PWRiL, Warszawa 1981.
 15. Dolgow S.I., O formach wody w poczwach, Tr. WIUA, 1937, t. 18.
 16. Dolgow S.I., Issledowanie podwiznosti poczwiennoj wlagi i jejo dostupnosti dla rastenij, Izdat. AN SSSR, Moskwa 1948.
 17. Dolgow S.I., (red. pr. zbiorowa), Agrofizicheskie metody issledowania poczw, Izdat. Nauka, Moskwa 1966.
 18. Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz H., Turski R., Wpływ działania narzędzi uprawowych na budowę strukturalną warstwy ornej gleby. Mater. Konf. Polsko-Francuskiej n.t. "Aspekty agrofizyczne i hydrologiczne ulepszania gleb" Lublin 1983, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1984, t. 312.
 19. Donat J., Ein Verfahren zur Kennzeichnung des Bodengefüges, Ernähr. d. Pflanze, 1937, H. 33, 357-360.
 20. Donat J., Zur Kennzeichnung des Bodengefüges, Der Kulturtechnike, 1938, B. 41, H. 1, 2.
 21. Enderby A.J., The domain model of hysteresis 1, Trans. Faraday Soc., 1955, 51, 835.
 22. Enderby A.J., The domain model of hysteresis 2, Trans. Faraday Soc., 1956, 2, 106.

23. Everett D.H., Whitton W.J., A general approach to hysteresis 1. Trans. Faraday Soc., 1952, 48, 749.
24. Everett D.H., Smith F.W., A general approach to hysteresis 2, Trans. Faraday Soc., 1954, 50, 187.
25. Everett D.H., A general approach to hysteresis 3, Trans. Faraday Soc., 1954, 50, 1077.
26. Everett D.H., A general approach to hysteresis 4, Trans. Faraday Soc., 1955, 51, 1551.
27. Fies J.C., Recherche d'une interpretation texturale de la porosité des sols, Ann. Agron. 1971, t. 22(6), 655-685.
28. Fies J.C., Zimmer D., Etude Experimentale de modifications de l'assemblage textural d'un materiau sablo-argileux sous l'effet de pressions, J. Scien. du G.F.H.N. "Matrice Sol et Transferts Hydriques", Avignon 1981.
29. Fies J.C., Répartition du volume des pores dans des assemblages argile - squelette à différents états hydriques: étude expérimentale et modélisation, Mater. Konf. Polsko-Francuskiej n.t. "Aspekty Agrofizyczne i hydrologiczne ulepszania gleb" Lublin 1983, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1984, t. 312.
30. Frąckowiak H., Rogiński S., Porometr ciśnieniowy do oznaczania porowatości gleb, Gosp. Wod., Biul. IMUZ, 1966, 11(129), 440.
31. Garcia-Bengochea I., Lovell Ch.W., Altschaeffl A.G., Pore distribution and permeability of silty clays, J. Geotechn. Eng. Div. ASCE, 1979, vol. 105, Gt 7, 14686, 839-856.
32. Gawlik J., Zmodyfikowany poromierz Loebella oraz jego przydatność do badań powietrznych właściwości gleb, Roczn. Glebozn., 1977, t. XXVIII.
33. Hajnos M., Changes in the porosity of soil materials under the influence of flocculents of various ion characters, Pol. J. Soil Sci., 1979, vol. XII, 2, 133-137.
34. Hartge K.H., Die Bestimmung von Porenvolumen und Porengrößenverteilung, Z.F. Kulturtechnik u. Flurbereinigung, 1964, vol. 13, 193-206.

35. Heinenen R., Density, amount and carbon content of organic matter in soils - some methodical reflections, *Soil Sci. Soc. Am.*, 1960, vol. 32, 125-127.
36. Hodara J. Słowińska-Jurkiewicz H., The changes of the soil structure and the physical properties of soil being compacted, *Proc. 9th ISTRO Conf., Osijek 1982*, 219-224.
37. Ingles O.G., Corrections applicable in mercury porosimeter measurements, *Austr. J. Appl. Sci.*, 1959, vol. 10, 4, 484-488.
38. Jabłoński B., Zastosowanie mikroskopowych preparatów glebowych do oznaczania porowatości gleby, *Rocz. Glebozn.*, 1962, t. 11.
39. Jongerius A., Optic-volumetric measurements on some humus forms, [w:] J. Docksen, North-Holland, Amsterdam 1963, J. van der Drift (eds.), *Soil Organisms*, 137-148.
40. Jongerius A., Application of Quantimet-apparatus in soil micromorphometry, [w:] St. Kowaliński (ed.), *Summaries of Pap. Int. Working Meeting Soil Micromorphol.*, Wrocław 1969, 18-19.
41. Jongerius A., Schoonderbeek D., Jager A., Kowaliński St., Electro-optical soil porosity investigation by means of Quantimet-B equipment, *Geoderma*, 1972, 7, 177-198.
42. Jongerius A., Schoonderbeek D., Jager A., The application of the Quantimet-720 in soil micromorphometry, *The Microscope* (w druku).
43. Joyner L.G., Barret E.P., Skold R., The determination of pore volume and area distributions in porous substances. A comparison between nitrogen isotherm and mercury porosimeter methods, *Soil Sci. Soc. Am., Proc.*, 1951, vol. 73, 3155-3158.
44. Juhola A.J., Wigg E.O., Pore structure in activated charcoal. II. Determination of macropore size distribution, *J. Am. Chem. Soc.*, 1949, vol. 71, 2078-2080.
45. Kaczyński N.A., *Fizika poczw.* Izdat. Wysszaja szkoła, Mpskwa 1970.
46. Kaniewska J., Walczak R., A numerical interpretation of the analysis of the hysteresis phenomena in the drying and wetting processes of soil, *Pol. J. Soil Sci.*, 1974, 7, 63.

47. Klock G.O., Boersma L., Backer de L.W., Pore size distributions as measured by the mercury intrusion method and their use in predicting permeability. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1969, vol. 33, 12-15.
48. Konstankiewicz K., Wpływ rozkładu porów na potencjał wody w glebach poddanych odkształceniom, pr. doktorska, Zakł. Agrofiz. PAN, Lublin 1976.
49. Konstankiewicz K., The influence of deformation on pore-size distribution in the soil of various moisture. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 1976, 168, 211-220.
50. Konstankiewicz K., The influence of pore distribution on water potential in soil subjected to consolidation. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 1977, 197, 79-97.
51. Konstankiewicz K., Kuśmierzak M., Ćwiczenia z zakresu wyznaczania porów glebowych, Mater. z kursu szk. n.t. "Fizykochemiczne metody badań materiału glebowego", Lublin 1979.
52. Konstankiewicz K., Pukos A., Walczak R., Domenowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie, *Probl. Agrofiz.*, 1974, 13.
53. Konstankiewicz K., Stawiński J., The use of the mercury porosimeter for studies of some soil properties, *Pol. J. Soil Sci.*, 1976, vol. IX, 1, 3-10.
54. Kopecky J., Investigation of the relations of water to soil, *Proc. 1st Int. Cong. Soil Sci.*, 1927, vol. 1, 495-503.
55. Kubiena W.L., Die mikromorphometrische Bodenanalyse, F. Enke Verl. Stuttgart 1967.
56. Kubiena W.L., Beckmann W., Geyger E., Zur Methodik der Photometrischen Strukturanalyse des Bodens, *Z. Pfl. - Ernähr. Düng. Bodenkd.*, 1961, 92, 116-126.
57. Kubiena W.L., Beckmann W., Geyger E., Die Verwendung des Fischprojektors TF 200 für die Strukturanalyse des Bodens, *Leitz-Mitt. Wiss. Techn.*, 1961, II, 7-10.
58. Kubiena W.L., Beckmann W., Geyger E., Zur Untersuchung der Feinstruktur von Bodenaggregaten mit Hilfe von Strukturphotogrammen, *Zeiss-Mitt.*, 1962, 2, 256-273.

59. Kubiena W.L., Beckmann W., Geyger E., Mikromorfometrische an Hohlräumen in Boden, An. Edafol. Agrobiol., Madrid, 1963, 22, 551-688.
60. Kuipers H., Water content at pF 2 as a characteristic in soil cultivation research in the Netherlands, Neth. J. Agricult. Sci., 1961, vol. 9, 27-35.
61. Kuipers H., Ouwerkerk C. van, Total pore-space estimations in freshly ploughed soil, Neth. J. Agricult. Sci., 1963, vol. 11, 1.
62. Kullmann A., Klimes-Szmik A., Über einige bei Bodenporositätsbestimmungen mit dem Luftpyknometer zu berücksichtigende Gesichtspunkte, Z. Land. Ver. u. Unter., 1963, B. 9, 3-17.
63. Kunze A., Ein vereinfachtes Luftpyknometer, Bodenkd., u. Pflanzenernähr., 1942, B. 28, 383-385.
64. Lagerwerff J.V., Nakayama F.S., Frere M.H., Hydraulic conductivity related to porosity and swelling soil., Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1969, vol. 33, 3-11.
65. Lawrance G.P., Stability of soil pores during mercury intrusion porosimetry, J. Soil Sci., 1978, vol. 29, 299-304.
66. Laws W.D., Ewans D.D., The effect of long-time cultivation on some physical and chemical properties of two rendzina soils. Proq. Soil Sci. Am., 1949, vol. 14, 15-19.
67. Leamer R.W., Lutz J.F., Determination of pore size distribution in soils, Soil Sci., 1940, vol. 49, 347-360.
68. Loebell R., Barometerfreie Luftpyknometer, Z. Pfl.-Ernähr. Döng. Bodenkd., 1953, 60, 172-181.
69. Marshall T.J., A relation between permeability and size distribution of pores, J. Soil Sci., 1958, vol. 9, 1-8.
70. Mayer H.J., Pore distribution in porous media, J. Appl. Phys., 1953, vol. 24, 5, 510-512.
71. Mayer R.P., Stowe R.A., Mercury porosimetry-breakthrough pressure for penetration between packed spheres, J. Soil Sci., 1965, vol. 20, 893-911.
72. Miczurin B.N., Dostupnost wlagi dla rastienija w zawisimosti ot struktury i plotnosti složenija poczw i gruntow, w: Woprosy agronomiczieskoj fiziki AFI, Leningrad 1957.

73. Millington R.J., Quirk J.P., Permeability of porous media, *Nature*, 1959, vol. 183, 387-388.
74. Mitscherlich E.A., *Bodenkunde für Landwirte. Forstwirte und Gärtner*, Verl. Parey, Berlin 1954.
75. Musierowicz A., *Gleboznawstwo ogólne*, PWRiL, Warszawa 1968
76. Mückenhausen E., *Bodenkunde*, DLG Verl., Frankfurt 1975.
77. Nagpal N.K., Boersma L. Backer L.W. de, Pore size distributions of soils from mercury intrusion porosimeter data, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1972, vol. 36, 264-267.
78. Nitzsch W., *Poregrößen im Boden, ihre Beziehungen zur Bodenbearbeitung und zum Wasserhaushalt*, RKT-L-Schr., Verl. Parey, Berlin 1938.
79. Ouwerkerk C., *De ruimtelijke opbouw van het zaai-bed*, Rapport 1963-6 Inst. voor Bodemvruchtbaarheid, 3-4.
80. Peerlkamp P.K., Boekel P., Moisture retention by soils, *Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T.N.O.*, 1969, 5, 122-139
81. Pigulewski M.H., *Osnowy i metody izuczenia fiziko-mechanicznych swojstw poczw*, Izdat. WASCHNIŁ, Moskwa 1936, t. 44.
82. Polskij M.N., *K woprosu o poroznosc poczwiennych agriegatow* *Poczwowiedienije*, 1949, 4.
83. Polskij M.N., *Ob izuczenii poroznosc i mikrostruktury poczwiennych agriegatow w polirowannych szlifach*, *Poczwowiedienije*, 1952, 4.
84. Poulouvassilis A., Hysteresis of pore water, application of the concept of independent domains, *Soil Sci.*, 1962, 93, 405.
85. Poulouvassilis A., The effect of hysteresis of pore water on the hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 1969, 20, 52.
86. Poulouvassilis A., Childs E.C., The hysteresis of pore water: The non-independence of domains, *Soil Sci.*, 1971, 112, 301.
87. Redlich G.C., Determination of soil structure by microscopical investigation, *Soil Sci.*, 1940, 50, 3-13.

88. Richards L.A., A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution, *Soil Sci.*, 1941, vol. 51, 377-386.
89. Richards L.A., Pressure membrane apparatus, construction and use, *Agricult. Eng.*, 1947, vol. 28, 451-454.
90. Richards L.A., Porous plate apparatus for measuring moisture retention and transission by soil, *Soil Sci.*, 1948, vol. 66, 105-110.
91. Riewut I.B., Rode A.A., *Mietodiczieskoje rukowodstwo po izuczeniju poczwiennoj struktury*, Izdat. WASCHNIL, Moskwa 1969.
92. Ritter H.L., Drake L.C., Pore size distributions in porous materials, *Ind. and Eng. Chem., Anal. ed., Am. Chem. Soc.*, 1945, vol. 17, 782-786.
93. Rootare H.M., A short literature review of mercury porosimetry as a method of measuring pore size distributions in porous materials and discussion of possible sources of errors in this method, *Aminco Lab. News*, Silver Spring, MD, 1968, vol. 24, 3, 4A-4H.
94. Rootare H.M., Prenzlów C.F., Surface areas from mercury porosimeter measurements. *J. Phys. Chem.*, 1967, vol. 71, 8, 2733-2736.
95. Rübensam E., Rauhe K., *Ackerbau*, VEB Deutscher Landwirtschaftsverl., Berlin 1968.
96. Schachtschabel P., Hartge K., Untersuchungen über die Porengrößenverteilung und drei Marschprofilen, *Z. Pfl.-Ernähr. Düng. Bodenkd.*, 1958, B. 81, 141-148.
97. Schofield R.K., Pore size distribution as revealed by the dependence of suction on moisture content, *Int. Soc. Soil Sci., Trans. Comm.* 1, 1963, vol. A, 54-57.
98. Sekera F., *Die Strukturanalyse des Bodens*, *Bodenkd., u. Pflanzenernähr.*, 1938, vol. 6, 257-286,
99. *Slownik Agrofizyczny*, *Probl. Agrofiz.*, 1981, 36.
100. Sridharan A., Altschaeffl A.G., Diamond S., Pore size distribution studies, *J. Soil Mech. Found. Div. ASCE*, 1971, vol. 97, SM5, *Proc. Paper* 8151, 771-787.

101. Stakman W.P., Determination of pore size by the air bubbling pressure method, Int. Assoc. Sci. Hydrolog., Proc. Wageningen Symposium, "Water in unsaturated zone", 1966.
102. Szapowalowa O.W., Pribor dla opriedielienija doffierencjalnoj poroznosti poczw i gruntow, Biul. nauczno-tiech. informacji w gidrotiech. i melioracji, 1956, t. 3.
103. Szot B., Metodyczne aspekty oceny cech fizycznych ziarna pszenicy. Rocz. Nauk Roln., PWN, Warszawa 1976, seria D, t. 160.
104. Szot B., Woźniak W., Zastusowanie porometru ciśnieniowego do oznaczania porowatości warstwy ziarna zbóż, Biul. Inst. Hod. i Aklimat. Rośl., 1974, 1-2, 45-48.
105. Święcicki Cz., Uswierstienstwowanyj apparat dla opriedielienija niekotorych fiziczeskich swojstw poczwy. Sbornik rabot po mietodike issliedowanij w oblasti fiziki poczw, Akad. Sielsk. Nauk. Agrofiz. Issled. Inst., Leningrad 1964, 146-154.
106. Święcicki Cz., Gleboznawstwo melioracyjne, PWN, Warszawa 1974.
107. Till A., Ramsauer B., Die Österreichische Bodenkartierung, Wien 1937, 156-164.
108. Trzecki S., Król H., Szumiewicz J., Metody oznaczania różnych pojemności wodnych i porowatości różnicowej gleb, PTG, Warszawa 1971.
109. Turski R., Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz H., Metody badania i wskaźnik oceny agrofizycznego efektu działania narzędzi uprawowych na glebę, Probl. Agrofiz., 1977, 26.
110. Untersuchungsmethoden des Bodenstrukturzustandes, VEB Deutscher Landwirtschaftsverl., Berlin 1968.
111. Visser W.C., Pore space determination as a field method, Soil Sci., 1937, 44, 467-480.
112. Wadiunina A.F., Korczagina Z.A., Metody issliedowanija fiziczeskich swojstw poczw i gruntow, Izdat. Wysszaja szkola, Moskwa 1961.
113. Walczak R., Model investigations of water binding energy in soils of different compaction, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1977, 197, 11-43.

114. Washburn E.W., Note on a method of determining the distribution of pore size in a porous material, Nat. Acad. Sci. Proc., 1921, vol. 7, 115-116.
115. Winslow N.M., Shapiro J.J., An instrument for the measurement of pore size distribution by mercury penetration, ASTM Bull., 1959, vol. 49, 39-44.
116. Zunker F., Das Verhalten des Bodens zum Wasser. Handbuch der Bodenlehre, 1930, vol. VI, 76-78.

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 Dąbek-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 radioizotopowe w badaniach fizycznych właściwości gleb. 1974.
12. Zestawienie analizy spektralnej w badaniach rolniczych. Praca zbiorowa. 1974.
13. Krystyna Konstankiewicz, Adam Pukos, Ryszard Walczak - Domenowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. 1974.
14. Jerzy Szczypa, Zofia Sokolowska - Zastosowanie radioizotopów do badania fizykochemicznych właściwości gleb. 1975.
15. Janusz Haman, Adam Pukos - Aktualne zagadnienia mechaniki gleb. 1975.

16. Jan Glinński, 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 kapilarno-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 Holdara - 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 równania przepływu wody w glebie. 1979.
31. Marek Malicki - Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i oceny ich przydatności w badaniach polowych. 1979.

32. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. 1980.
33. Bogusław Szot, Józef Horabik - Zagadnienia mechaniki ośrodków sypkich pochodzenia roślinnego. 1980.
34. Jerzy Szczypa, Jerzy Czajkowski - Stabilność układów zdyspergowanych w procesy flokulacji i aglomeracji. 1980.
35. Stanisław Dąbrowski, Józef Grochowicz, Wiktor Pietrzyk - Elektryczne właściwości nasion i ich praktyczne wykorzystanie. 1981.
36. Słownik agrofizyczny. Praca zbiorowa. 1981.
37. Piotr Staszczuk, Andrzej Waksmundzki - Właściwości warstewek hydratacyjnych na powierzchni ciał stałych. 1981.
38. Grażyna Skubisz - Zagadnienie sprężystości żłźbia zbóż. 1982.
39. Jan Gliński, Witold Stępniewski, Stanisław Łabuda - Pobieranie tlenu i wydzielanie dwutlenku węgla w środowisku glebowym. 1983.
40. Jerzy Lipiec - Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. 1983.
41. Ryszard Walczak - Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. 1983.
42. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Procesy transportu gazów w glebie i skład powietrza glebowego. 1983.
43. Jan Gieroba, Kazimierz Dreszer - Proces przemieszczania ziarna w przenośnikach śrubowych i zabierakowych. 1984.
44. Jan Gliński, Witold Stępniewski - Procesy biologiczne i chemiczne w glebie uzależnione od jej stanu natlenienia. 1984.
45. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Reakcja roślin na stan aeracji gleby. 1984.
46. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Metody pomiaru wskaźników aeracji gleb. 1984.

Problemy Agrofizyki można
nabyć w Księgarni ORPAN
Pałac Kultury i Nauki
00-901 Warszawa