

METODYKA OKREŚLANIA PRZEWODNICTWA KAPILARNEGO
W GLEBIE TORFOWO-MURSZOWEJ ZASILANEJ Z PODSIĄKU KAPILARNEGO

Tomasz Brandyk, Piotr Kowalik

Instytut Melioracji i Gospodarki Wodnej, SGGW-AR w Warszawie
 Instytut Hydrotechniki, Politechniki Gdańskiej w Gdańsku

WSTĘP

Współczynnik przewodnictwa kapilarnego gleby jest funkcją charakteryzującą szybkość przemieszczania się wody w profilu glebowym. Znajomość tej funkcji jest wymagana do rozwiązania równania ruchu wody glebowej w celu prognozowania dynamiki uwilgotnienia profilu glebowego. Pomiar tego współczynnika napotyka w praktyce na duże trudności, między innymi ze względu na konieczność zastosowania drogiej i skomplikowanej aparatury pomiarowej. W niniejszej pracy podjęto próbę zastosowania stosunkowo prostej metody wyznaczania przewodnictwa kapilarnego w glebie torfowo-murszowej zasilanej podsiąkiem kapilarnym z wody gruntowej.

ZAŁOŻENIA

Przepływ wody w glebie opisywany jest przez ogólnie znane równanie zwane prawem Darcy'ego. Równanie to dla przepływu pionowego i jednowymiarowego, jeżeli początek układu współrzędnych jest przyjęty na poziomie zwierciadła wody gruntowej i skierowany pionowo ku górze, może być zapisane jako:

$$\bar{q}(z) = K(h_s) \cdot \frac{\partial \bar{H}}{\partial z} \quad (1)$$

- gdzie: z - współrzędna przestrzenna mierzona pionowo ku górze od zwierciadła wody gruntowej,
 h_s - ciśnienie ssące wody glebowej (m sł. wody),
 $\bar{q}(z)$ - gęstość natężenia przepływu ($m^3 H_2O m^{-1}$ gleby s^{-1}),

$K(h_s)$ - współczynnik przewodnictwa kapilarnego gleby, jako funkcja ciśnienia ssącego wody glebowej ($m s^{-1}$),

\bar{H} - ciśnienie całkowite wody glebowej (m sł. wody).

Ciśnienie całkowite wody glebowej \bar{H} w równaniu (1) przyjmowane jest jako suma ciśnienia ssącego wody glebowej h_s i ciśnienia grawitacyjnego odpowiadającego wysokości równej z , czyli

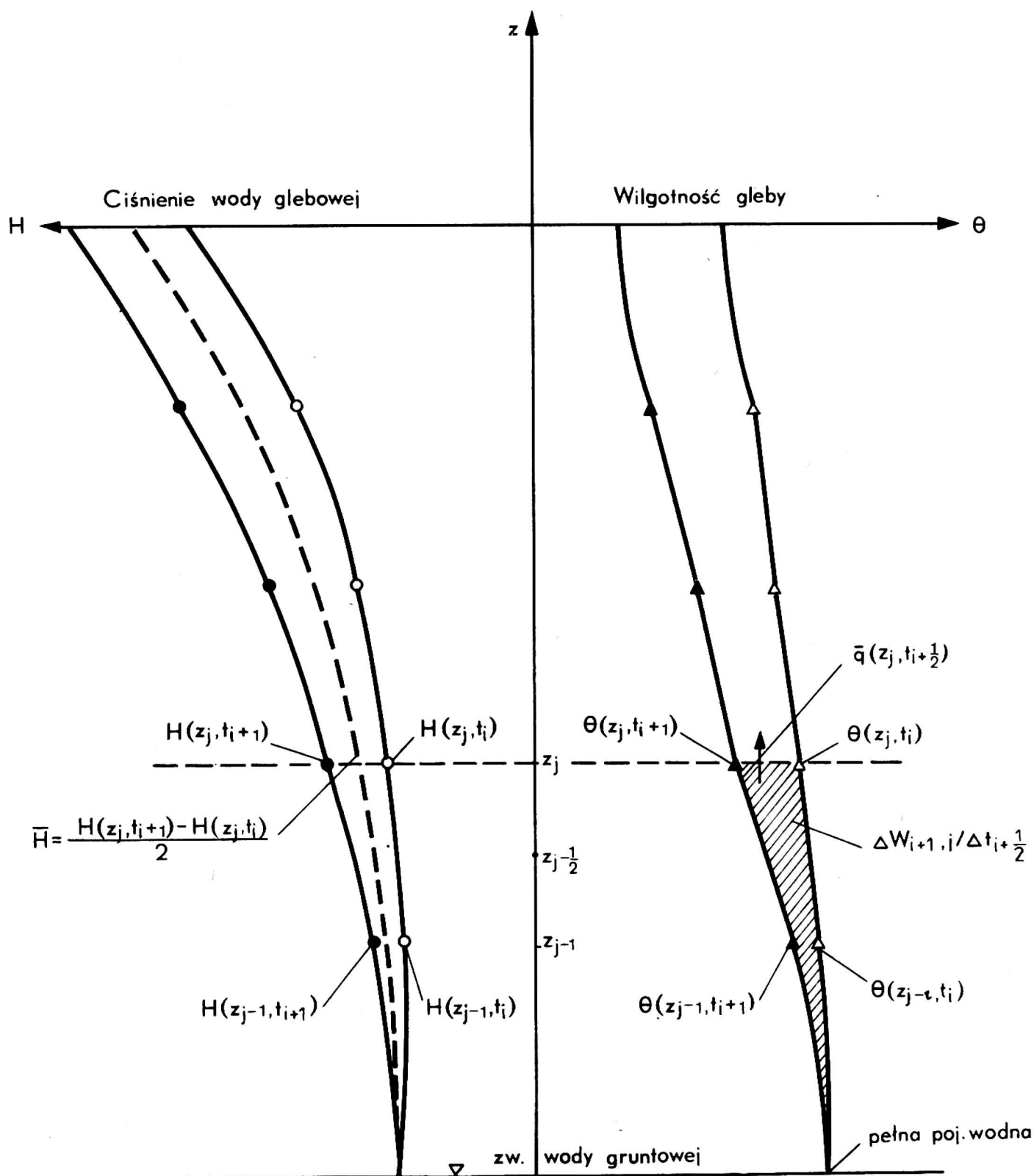
$$\bar{H} = - h_s - z. \quad (2)$$

Ciśnienie ssące wody glebowej h_s jest zależne od wilgotności gleby θ czyli $h_s(\theta)$. Ze względu na dyskretną strukturę danych dotyczących \bar{q} i grad \bar{H} wprowadza się poniżej zapis różnicowy a nie różniczkowy.

TEORIA OKREŚLANIA PRZEWODNICTWA KAPILARNEGO GLEBY $K(\theta)$

Do określania współczynnika $K(h_s)$ lub $K(h_s(\theta))$, czyli $K(\theta)$ zgodnie z równaniem (1) niezbędna jest znajomość gęstości natężenia przepływu $\bar{q}(z)$ oraz gradientu ciśnienia całkowitego wody glebowej \bar{H} . W niniejszej pracy do wyznaczenia $\bar{q}(z)$ i \bar{H} przyjęto schemat profilu glebowego zasilanego drogą podsiąku kapilarnego z płytko zalegającego zwierciadła wody gruntowej. Schemat profilu glebowego przedstawiono na rysunku 1. Zastosowane indeksy „j” odnoszą się do współrzędnej z , a indeksy „i” do współrzędnej t . Oś z skierowana jest od zwierciadła wody pionowo ku górze, dlatego gdyż poszczególne warstwy gleby zasilane są przez podsiąk kapilarny ze zwierciadła wody gruntowej.

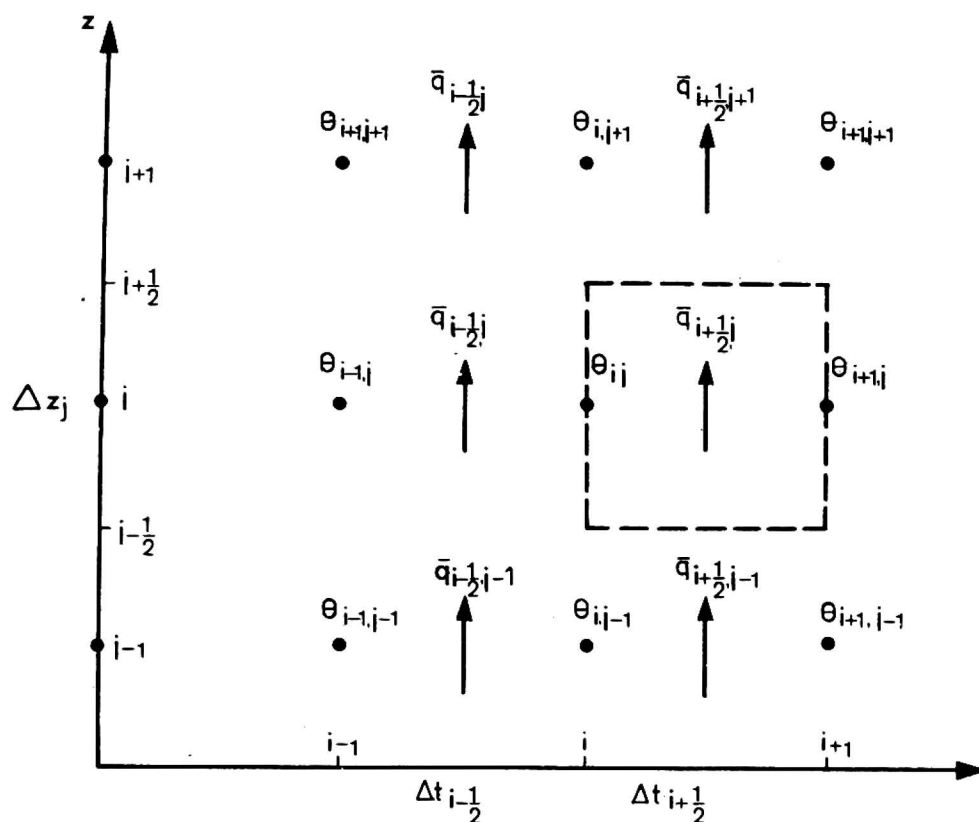
Przedstawione na rysunku 1 wartości uwilgotnienia $\theta(z_j, t_i)$ i $\theta(z_1, t_{i+1})$ oraz odpowiadające im wartości ciśnienia całkowitego wody glebowej $H(z_j, t_i)$ i $H(z_j, t_{i+1})$ obrazują odpowiednio uwilgotnienie i ciśnienia wody glebowej na głębokości z_j w profilu glebowym w chwilach t_i oraz t_{i+1} . Natomiast $\bar{q}(z_j, t_{i+\frac{1}{2}})$ reprezentują gęstość natężenia przepływu przez przekrój zlokalizowany na głębokości z_j w czasie $\Delta t_{i+\frac{1}{2}}$. Przyjmujemy, że wartość oznaczona jako $\Delta W_{i+1,j}$ reprezentuje różnicę zapasów wody w glebie w przedziale czasu $\Delta t_{i+\frac{1}{2}}$. Rozpatruje się wartości ΔW od zwierciadła wody gruntowej do rozpatrywanej głębokości z_j . Do obliczenia wy-



Rys. 1. Schemat profilu glebowego do obliczeń przewodnictwa kapilarnego dla gleby zasilanej z podsiąku kapilarnego

żej wymienionych wielkości będących składowymi bilansu wodnego profilu glebowego posłużono się dyskretnym zapisem prawa ciągłości w węzłach siatki nałożonej na współrzędne: przestrzenną z i czas t . Schemat siatki przedstawiono na rysunku 2.

Zgodnie z podanym na rysunku 2 schematem prawo ciągłości może być zapisane jako:



Rys. 2. Schemat dyskretnej siatki zastosowanej do obliczeń poszczególnych składowych bilansu wodnego w glebie. W układzie z, t przedstawiono $\theta(z, t)$, a w identyczny sposób indeksuje się $h_s(z, t)$, $K(z, t)$, $H(z, t)$ etc. [2]

$$\theta_{i,j} \cdot \Delta z_{ij} + q_{i+\frac{1}{2},j-1} \cdot \Delta t_{i+\frac{1}{2}} = \theta_{i+1,j} \cdot \Delta z_{i+1,j} +$$

$$+ q_{i+\frac{1}{2},j+1} \cdot \Delta t_{i+\frac{1}{2}} \quad (3)$$

Zapas wody W w jednostkowej warstwie Δz zlokalizowanej na głębokości z_j (od $z_{j-\frac{1}{2}}$ do $z_{j+\frac{1}{2}}$) w poszczególnych chwilach czasowych t_i

oraz t_{i+1} oblicza się ze wzorów:

$$W_{i,j} = \theta_{i,j} \cdot \Delta z_{i,j} \quad (4)$$

$$W_{i+1,j} = \theta_{i+1,j} \cdot \Delta z_{i+1,j} \quad (5)$$

Zapas wody w dwóch kolejnych warstwach gleby z_{j-1} oraz z_j w chwilach czasowych t_i oraz t_{i+1} wynosi odpowiednio:

$$\sum_{j-1}^j W_{i,j} = \theta_{i,j-1} \cdot \Delta z_{i,j-1} + \theta_{i,j} \cdot \Delta z_{i,j} \quad (6)$$

$$\sum_{j-1}^i W_{i+1,j} = \theta_{i+1,j-1} \cdot \Delta z_{i+1,j-1} + \theta_{i+1,j} \Delta z_{i+1,j} \quad (7)$$

Zmianę w zapasie wody na głębokości z_j w czasie Δt (od t_i do t_{i+1}) oblicza się następująco:

$$\Delta W_{i+1,j} = \sum_{j-1}^j W_{i,j} - \sum_{j-1}^j W_{i+1,j} \quad (8)$$

Wydatek zasilania warstwy z_j drogą podsiąku kapilarnego (Z) jest równy różnicy dopływów zsumowanych w czasie $t_{i+\frac{1}{2}}$ (od i do $i+1$) zgodnie z równaniem:

$$Z_{i+1,j} = \bar{q}_{i+\frac{1}{2},j} \cdot \Delta t_{i+\frac{1}{2}} - \bar{q}_{i+\frac{1}{2},j-1} \cdot \Delta t_{i+\frac{1}{2}} \quad (9)$$

Poszukiwana wartość $q_{i+\frac{1}{2},j}$ wyznaczana jest z równania bilansowego:

$$Z_{i+1,j} = \Delta W_{i+1,j} \quad (10)$$

Po podstawieniu do równania (10) wyrażeń (8) i (9) oraz rozwiązaniu ze względu na $\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j}$ otrzymamy:

$$q_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{\theta_{i,j-1} \cdot \Delta z_{i,j-1} + \theta_{i,j} \Delta z_{i,j} - \theta_{i+1,j-1} \cdot \Delta z_{i+1,j-1} - \theta_{i+1,j} \Delta z_{i+1,j} + \bar{q}_{i+\frac{1}{2},j-1} \Delta t_{i+\frac{1}{2}}}{\Delta t_{i+\frac{1}{2}}} \quad (11)$$

gdzie: $\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j-1}$ jest znane (pomierzone lub obliczone zasilanie z podsiąku kapilarnego).

Średnią wartość ciśnienia całkowitego wody glebowej w chwili czasowej $t_{i+\frac{1}{2}}$ na głębokości z_j oblicza się z równań:

$$\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{H_{i+1,j} + H_{i,j}}{2}, \quad (12)$$

$$\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j-1} = \frac{H_{i+1,j-1} + H_{i,j-1}}{2}. \quad (13)$$

Wartość gradientu $\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j}$ w chwili czasowej $i+\frac{1}{2}$ na głębokości z_j obliczana jest z równania:

$$\text{grad } \bar{H}_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j} - \bar{H}_{i+\frac{1}{2},j-1}}{\Delta z_{i+\frac{1}{2},j}}. \quad (14)$$

Wartość przewodnictwa kapilarnego $K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j}$ w chwili $t_{i+\frac{1}{2}}$ na głębokości z_j wyniesie:

$$K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j}}{\text{grad } \bar{H}_{i+\frac{1}{2},j}}. \quad (15)$$

Równanie (15) wykorzystywane było do wyznaczania dyskretnych wartości $K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j}$ z wartości $\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j}$ oraz $\text{grad } \bar{H}_{i+\frac{1}{2},j}$, co sprowadza się zgodnie z równaniem (11) do uwzględnienia pomierzonych wartości uwilgotnienia $\theta_{i,j}$, $\theta_{i+1,j}$, $\theta_{i,j-1}$, $\theta_{i+1,j-1}$ dla znanych Δt i Δz oraz do wykorzystania pomierzonych wartości ciśnienia ssącego $h_{si,j}$, $h_{si+1,j}$, $h_{si,j-1}$, $h_{si+1,j-1}$ oraz potencjału grawitacyjnego $z_{i,j}$, $z_{i+1,j}$, $z_{i,j-1}$, $z_{i+1,j-1}$, z których zgodnie z wyrażeniem (2) określa się wartości \bar{H} z odpowiednimi indeksami. Z tych ostatnich wartości \bar{H} wykorzystując wyrażenia (12), (13) i (14) określa się wartości $\text{grad } \bar{H}$ niezbędne do obliczeń we wzorze (15).

CHARAKTERYSTYKA GLEBY

Badania przeprowadzono na glebie torfowo-murszowej Mt II z miejscowości Solec w województwie warszawskim.

Skład botaniczny i niektóre właściwości fizyczne określono do głębokości 80 cm poniżej powierzchni terenu, tj. do głębokości,

T a b e l a 1

Wyniki analizy mikroskopowej gleby torfowo-murszowej
z miejscowości Solec

Lp.	Głębokość (w cm)	Stopień rozkładu (w %)	Skład botaniczny (w %)	Gatunek torfu
1	5-10	mursz (25% cz. roślin)	Carex sp. 30, Salix sp. 13, Menyanthes trifoliata 15, Alnus glutinosa 5, Gramineae 35	-
2	15-20	60	Carex sp. 45, Phragmites communis 30, Alnus glu- tinosa 5, Salix sp. 5 Gramineae 15	turzycowo- -trzciniowy
3	25-30	50	Carex sp. 35, Phragmites communis 50, Salix sp. 10, Typha latifolia 2 Eriophorum angustifolium 3	"
4	35-40	40	Carex sp. 30, Phragmites communis 50, Salix sp. 17, Alnus glutinosa 3	"
5	45-50	50	Phragmites communis 70, Carex sp. 20, Salix sp. 5, Alnus glutinosa 5	trzciniowy
6	55-60	35	Phragmites communis 75, Carex sp. 10, Alnus glutinosa 10, Salix sp. 5	"
7	65-70	30	Phragmites communis 80, Carex sp. 5, Salix sp. 12, Alnus glutinosa 3	"
8	75-80	45	Phragmites communis 75, Carex sp. 5, Salix sp. 15, Alnus glutinosa 5	"

na którą najczęściej obniża się zwierciadło wody gruntowej w okresie wegetacji. Wyniki analizy mikroskopowej gleby przedstawiono w tabeli 1. W wierzchniej warstwie na głębokości 5-10 cm zalega mursz zawierający 25% części roślinnych, wytworzony z takich roślin torfowotwórczych jak turzyce, trawy, bobrek trójlistkowy, wierzba oraz olcha. W warstwach od 15 do 40 cm występuje torf turzycowo-trzciniowy o stopniu rozkładu od 40 do 60%, który wytworzony został z

turzyc i trzciny z domieszką pałki szerokolistnej, wełnianki wąskolistnej, wierzby oraz olchy. Natomiast w warstwach od 45 do 80 cm zalega torf trzcinowy o stopniu rozkładu wahającym się w granicach od 39 do 50%, który wytworzony został głównie z trzciny pospolitej z niewielkimi domieszkami turzyc, wierzby oraz olchy. Niektóre właściwości fizyczne gleby torfowo-murszowej przedstawione zostały w tabeli 2. Największa gęstość gleby zmieniająca się od 0,240 do 0,364 gcm^{-3} występuje w warstwach wierzchnich, gdzie mamy do czynienia z największym natężeniem mineralizacji torfu w procesie murszenia, natomiast w głębszych warstwach jest ona znacznie niższa i zmienia się w niewielkich granicach od 0,168 do 0,184 gcm^{-3} . W podobny sposób kształtują się porowatość i popielność. Porowatość w warstwach wierzchnich waha się od 79,4 do 85,4%, a w głębiej leżących od 89,2 do 89,5%. Popiół surowy w wierzchnich warstwach osiąga wartości od 20,27 do 28,42% s.m., a w niżej leżących tylko od 12,17 do 17,70% s.m. Gęstość fazy stałej w całym profilu glebowym zmienia się w niewielkich granicach od 1,58 do 1,76 gcm^{-3} .

T a b e l a 2

Niektóre właściwości fizyczne gleby torfowo-murszowej
z miejscowości Solec

Lp.	Poziom od - do (cm)	Gęstość ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Gęstość fazy stałej ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	Porowatość (% obj.)	Popielność (% s.m.)
1	5-10	0,364	1,76	79,4	28,42
2	15-20	0,240	1,65	85,4	20,27
3	25-30	0,176	1,67	89,5	17,70
4	35-40	0,168	1,58	89,4	12,17
5	45-50	0,175	1,63	89,3	13,07
6	55-60	0,184	1,74	89,4	16,02
7	65-70	0,183	1,70	89,2	16,02
8	75-80	0,174	1,66	89,5	13,78

Na podstawie składu botanicznego oraz właściwości fizycznych można przyjąć, że mamy do czynienia z profilem dwuwarstwowym, przy czym podział na warstwy przebiega na głębokości około 20 cm.

ZASTOSOWANA APARATURA I SPOSÓB PROWADZENIA POMIARÓW

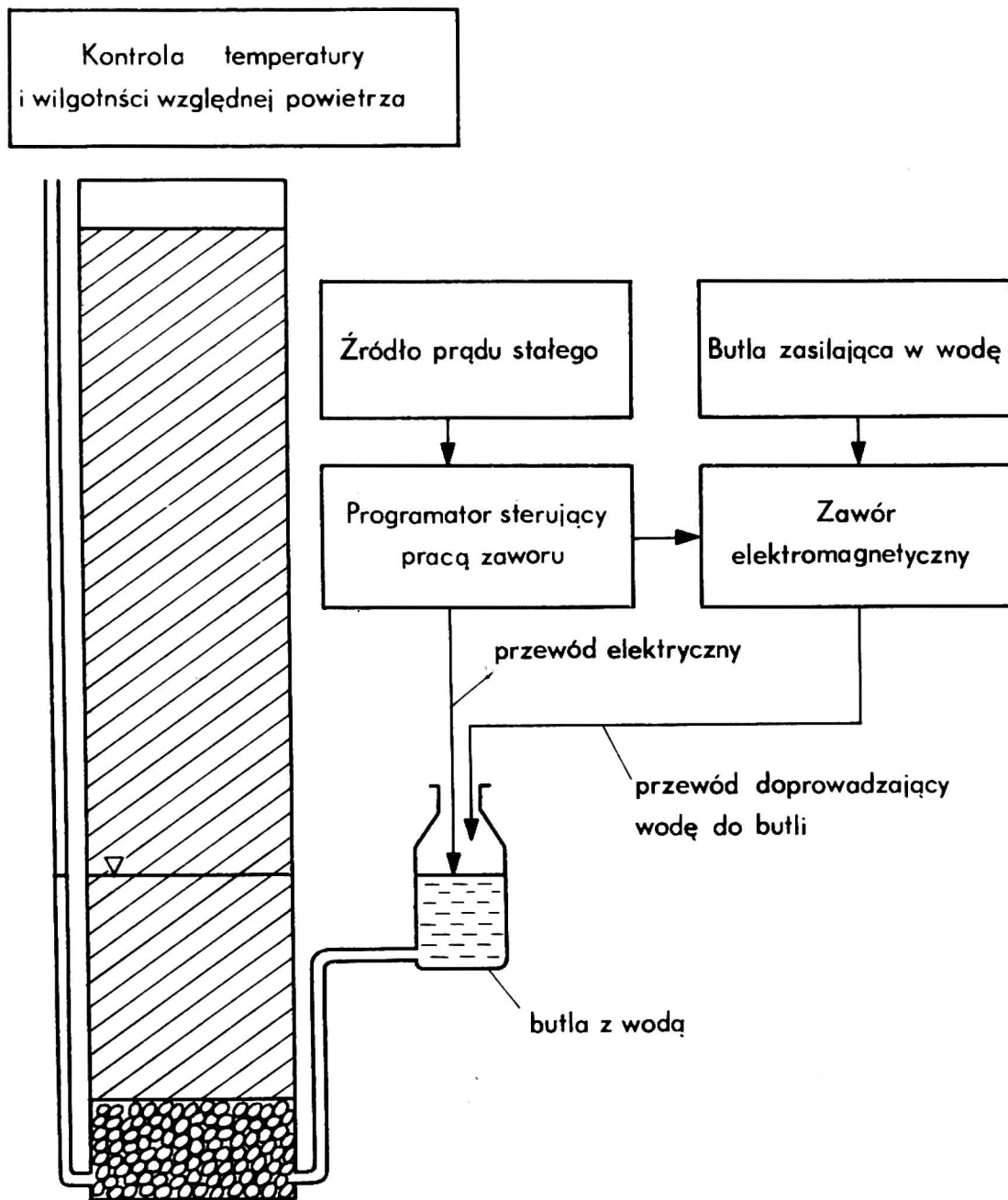
Monolit glebowy o nienaruszonej strukturze o długości 95 cm, pobrany został za pomocą rury z PCV o długości 1 m, średnicy zewnętrznej 22,5 cm przy zastosowaniu stalowego ostrza poprzez stopniowe zagłębianie rury z systematycznym jej podkopywaniem. Po przewiezieniu do laboratorium zaopatrzonego w następujące urządzenia:

Filtr z grubego piasku o wysokości 10 cm przyłączony od dołu monolitu przy pomocy pierścienia gumowego w celu zabezpieczenia całkowitej szczelności konstrukcji.

Rurkę wodowskazową o długości 1 m połączoną z filtrem przy pomocy elastycznego przewodu z PCV. Tensjometry glebowe zamontowane w odległościach 5 cm, 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm, 60 cm, 70 cm, 80 cm pod powierzchnią gleby. Każdy tensjometr składał się z sączka ceramicznego, rurki łączącej i manometru rtęciowego. Miejsca zamontowania sączków w rurze uszczelniono za pomocą żywicy epoksydowej i kleju gumowego, ponadto wszelkie połączenia w konstrukcji tensjometrów zabezpieczono przy pomocy kleju „Butapren”.

Przewód elastyczny z PCV połączony z butlą szklaną, który umożliwiał dostarczanie wody do monolitu. Przewód ten zamontowany był w dolnej części filtra po przeciwnej stronie rurki wodowskazowej.

Schemat instalacji do badania przebiegu podsiąku kapilarnego w glebie przedstawiono na rysunku 3. Określony poziom zwierciadła wody utrzymywany był za pomocą przewodu elektrycznego zaopatrzonego na końcu w czujnik utrzymujący kontakt z lustrem wody w butli. Z chwilą utraty kontaktu między czujnikiem i wodą włączał się programator, który sterował tak dopływem wody do butli, aby ponownie był kontakt między wodą a czujnikiem. W każdej jednostce czasowej rejestrowana była ilość wody doprowadzana do monolitu. Nad powierzchnią gleby kontrolowano temperaturę i wilgotność względną powietrza za pomocą psychrometru Augusta oraz termohigrografu. Rozkład ciśnień ssących $h_s(z,t)$ wzdłuż kolumny glebowej mierzono raz na dobę przy pomocy omawianych wcześniej tensjometrów glebowych.



Rys. 3. Schemat wyposażenia monolitu do badania podsiąku kapilarnego w glebie

WYNIKI BADAŃ

Dysponując pomierzonymi wartościami $h_s(z,t)$, od których odjęto zagłębienie poszczególnych tensjometrów zgodnie z równaniem (2) otrzymano rozkłady wartości $H(z,t)$.

Dysponując pomierzoną krzywą pF , tj. zależnością $h_s(\theta)$ otrzymano rozkłady $\theta(z,t)$ dla każdej z obydwu wyszczególnionych w profilu glebowym warstw. Natomiast gęstości natężenia przepływu $\bar{q}(z)$ oraz grad H wyznaczono z przedstawionych wcześniej równań (11) i (14). Sposób wyznaczania $K(\theta)$ ilustruje poniższy przykład.

Przykład obliczenia przewodnictwa kapilarnego $K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j}$ w glebie torfowo-murszowej na głębokości 5 cm pod powierzchnią terenu przy zwierciadle wody gruntowej na głębokości 80 cm.

a) Obliczenie grad \bar{H} z danych pomierzonych h_s

		Data (1980)		17.10	22.10
				$\Delta t_{i+\frac{1}{2}} \text{ (doby)} = 5$	
		głęb. z (cm)		i	i+1
Pomierzone wartości	5	j	$h_{s_{i,j}} = 122$	$h_{s_{i+1,j}} = 135$	
$h_s(z, t)$ (cm sł. wody)	10	$\Delta z_j = 5$	j-1	$h_{s_{i,j-1}} = 111$	$h_{s_{i+1,j-1}} = 123$
Obliczone wartości	5	j	$H_{i,j} = 127$	$H_{i+1,j} = 140$	
$H(z, t)$ (cm sł. wody)	10	$\Delta z_j = 5$	j-1	$H_{i,j-1} = 121$	$H_{i+1,j-1} = 133$
Obliczone wartości	5	j	$\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j} = 133,5$		
$\bar{H}(z, t)$ (cm sł. wody)	10	$\Delta z_j = 5$	j-1	$\bar{H}_{i+\frac{1}{2},j-1} = 127$	

$$\text{grad } \bar{H}_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{133,5 - 127}{5} = 1,3.$$

b) Obliczenie \bar{q} z danych pomierzonych θ i zasilania podsiąkowego. Tabela wartości $\theta(z, t) = \theta_{i,j} \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$

Głęb. z w cm	i	i+1	$q_{i+\frac{1}{2},j}$	
5	j=9	0,6725	0,6650	0,443
10	j=8	0,6800	0,6725	0,368
20	j=7	0,6925-0,7675	0,6875-0,7600	0,243
30	j=6	0,8000	0,8000	0,168
40	j=5	0,8150	0,8150	0,168
50	j=4	0,8250	0,8250	0,168
60	j=3	0,8400	0,8400	0,168
70	j=2	0,8550	0,8550	0,168
80	j=1	0,8900	0,8900	0,168

Obliczone zapasy

wody $\sum_{j=1}^{j=9} W_{i,j}$ oraz $\sum_{j=1} W_{i+1,j}$ (mm)

598,812

597,437

Obliczona zgodnie z równaniem (8) wartość $\Delta W_{i+1,j} = 598,812 - 597,437 = 1,375$ mm.

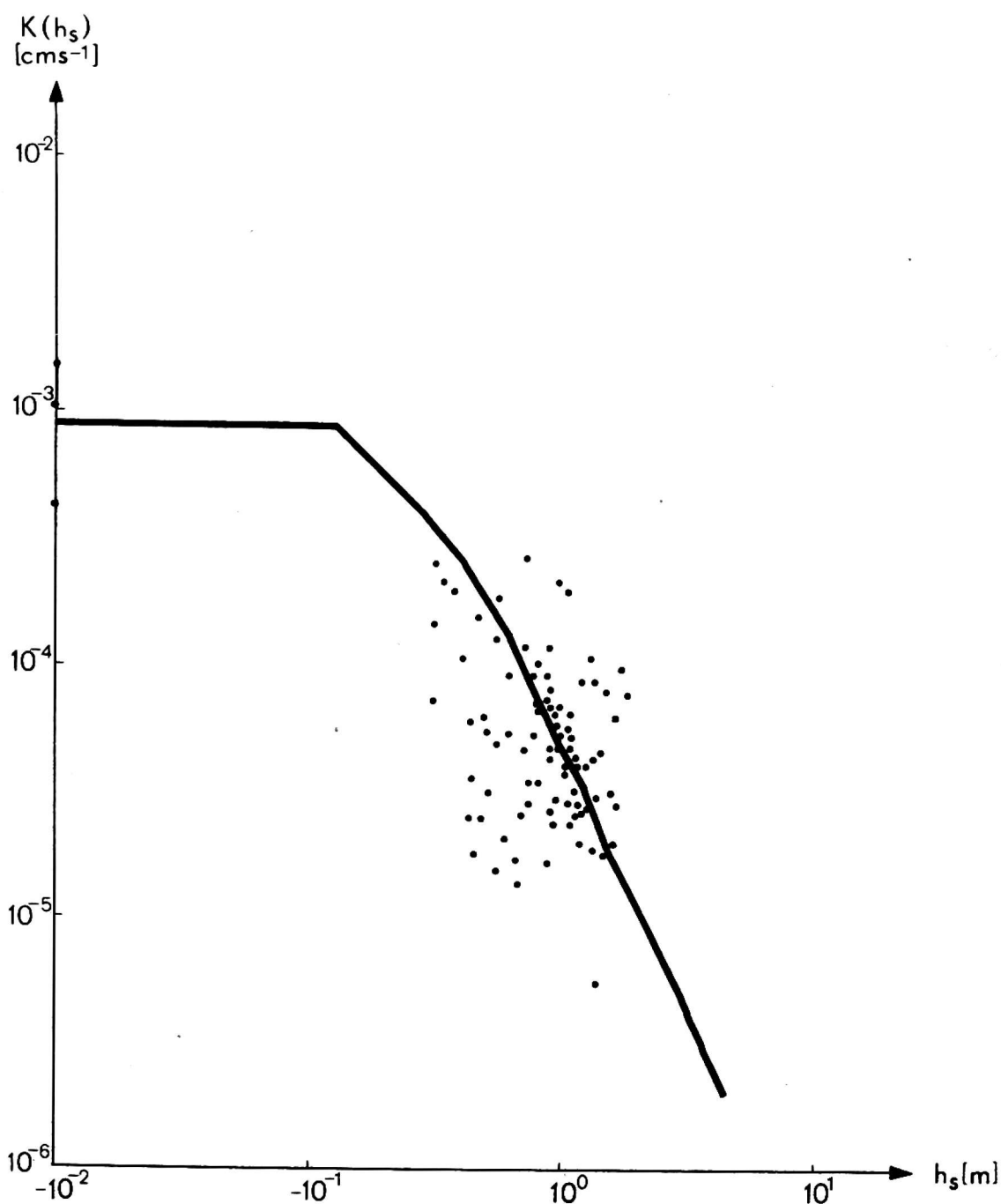
Pomierzona wielkość $\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j=1} = 0,168$ mm doba⁻¹.

Obliczona wartość

$$\bar{q}_{i+\frac{1}{2},j=9} = \frac{1,375 + 5 \cdot 0,168}{5} = 0,443 \text{ mm doba}^{-1}.$$

c) Obliczenia $K(\theta)$ i $K(h_s)$

Obliczona wartość przewodnictwa kapilarnego $K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j}$ dla $j=9$ wyniesie:



Rys. 4. Zależność przewodnictwa kapilarnego K od ciśnienia ssącego wody glebowej h_s , czyli $K(h_s)$ dla wierzchniej warstwy gleby (od 0 do 20 cm)

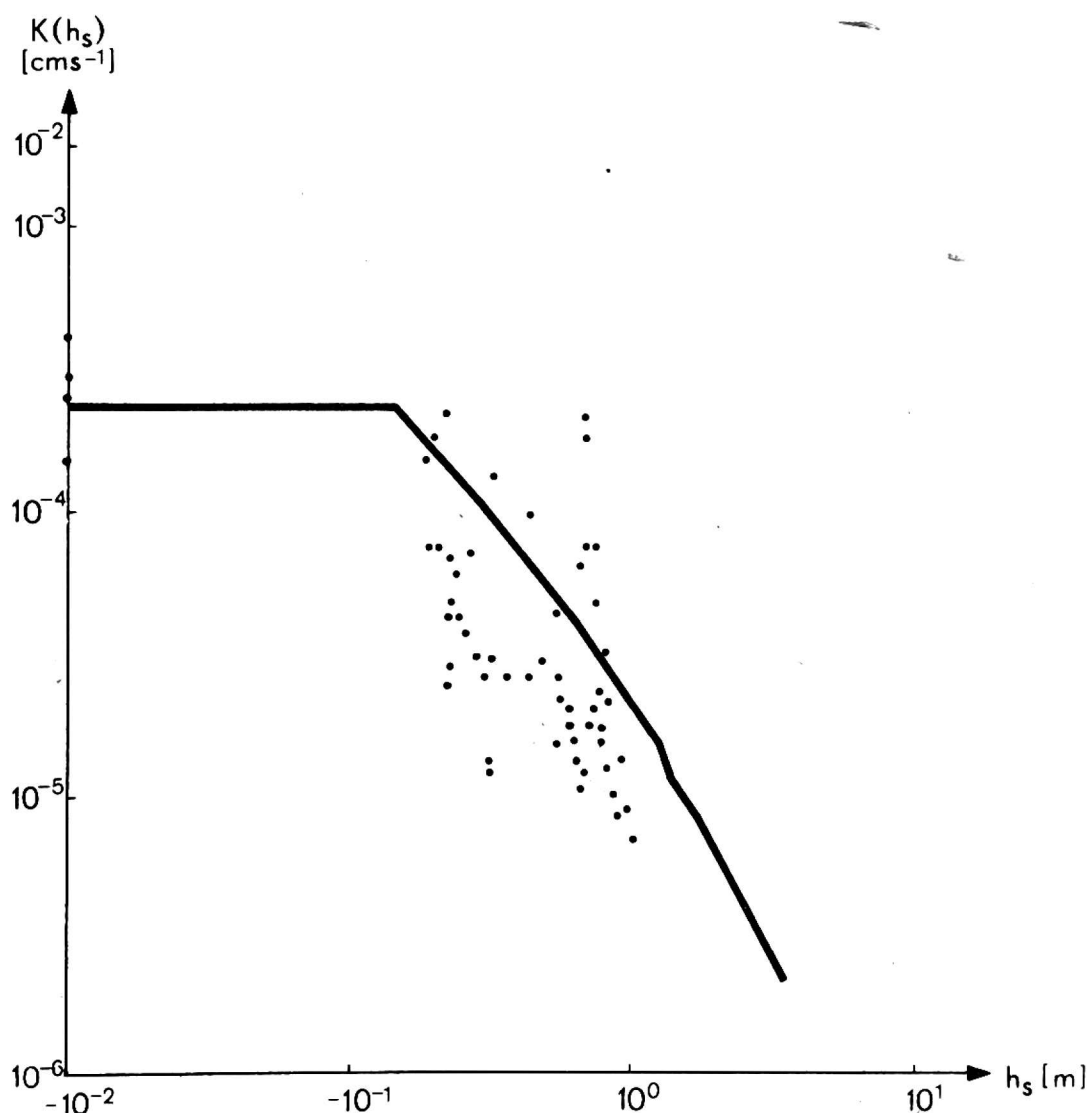
$$K(\theta)_{i+\frac{1}{2},j} = K(h_s)_{i+\frac{1}{2},j} = \frac{0,443}{1,3} = 0,341 \text{ mm} \cdot \text{doba}^{-1} = 0,395 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$$

czyli

$$K(\theta=0,669) = K(h_s = 128,5) = 0,395 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}.$$

Obliczenia wykonano w ten sposób dla 138 punktów.

Pomierzone wartości przewodnictwa kapilarnego K jako funkcję ciśnienia ssącego h_s czyli $K(h_s)$ przedstawiono na rysunku 4 i 5. Na rysunku 4 przedstawiono pomierzone wartości $K(h_s)$ dla wierzchniej warstwy gleby (od 0 do 20 cm), które oznaczono na wykresie punktami, a linią ciągłą naniesiono wartości funkcji $K(h_s)$ obliczone według wzoru zaproponowanego przez Kunze i in. [3] z modyfikacją H. Zaradnego (informacja ustna). Rysunek 5 przedstawia pomierzone wartości $K(h_s)$ dla dolnej warstwy gleby (poniżej 20 cm), pozostałe



Rys. 5. Zależność przewodnictwa kapilarnego K od ciśnienia ssącego wody glebowej h_s , czyli $K(h_s)$ dla dolnej warstwy gleby (poniżej 20 cm)

oznaczenia są takie same jak na rysunku 4. Z analizy przedstawionego na rysunku 4 i 5 materiału eksperymentalnego wynika dobra zgodność pomierzonych wartości $K(h_s)$ z obliczonymi za pomocą wzoru zaproponowanego przez Kunze i in. [3]. Odchylenia poszczególnych punktów od krzywej są stosunkowo niewielkie i zbliżone do spotykanych w literaturze dotyczącej tych zagadnień [1,4,5].

WNIOSKI

Przedstawiona metodyka jest w pełni przydatna do określania przewodnictwa kapilarnego gleby torfowo-murszowej.

Opisana metoda pozwala na stosunkowo prosty pomiar przewodnictwa kapilarnego gleby torfowo-murszowej w warunkach laboratoryjnych na monolitach o nienaruszonej strukturze.

Dla stabilizowania wartości przewodnictwa kapilarnego jako funkcji θ lub h_s zastosować można wzór aproksymacyjny zaproponowany przez Kunze i in. [3] zmodyfikowany przez H. Zaradnego, który daje stosunkowo dobry, przybliżony opis krzywej przewodnictwa w oparciu o pomierzoną wartość współczynnika filtracji w stanie pełnego nasycenia oraz krzywą pF rozpatrywanej gleby.

Przedstawione krzywe przewodnictwa dla gleby torfowo-murszowej mogą znaleźć praktyczne zastosowanie do prognozowania uwilgotnienia gleb na obiektach melioracyjnych nawadnianych podsiąkowo.

LITERATURA

1. Feddes R. A.: Water, heat and crop growth. H. Veenman, Wageningen 1971.
2. Kowalik P., Loveday J., McIntyre D. S., Watson C. L., Agricultural Water Management, 2, 1979.
3. Kunze R. J., Uehara G., Graham K.: Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32, 1968.
4. Mualem Y.: Hydraulic conductivity of unsaturated porous media generalized macroscopic approach.
5. Olszta W.: Porównanie polowych i laboratoryjnych wyników badań przewodnictwa kapilarnego gleb. Materiały konferencji naukowej IMUZ, Falenty 1975.

Т. Брандык, П. Ковалик

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА КАПИЛЛЯРНОЙ ВЛАГОПРОНИЦАЕМОСТИ
В ТОРФЯНОЙ ПОЧВЕ ПИТАЕМОЙ ИЗ ГРУНТОВЫХ ВОД

Р е з ю м е

В работе описан метод измерения коэффициента капиллярной водопроницаемости почвы. В работе представлена схема профиля почвы питаемого из грунтовых вод (рис. 1). Авторы указали дискретную запись закона Дарси (рис. 2) до вычисления коэффициента на основе измерении капиллярного питания $q(z, t)$ и всасывающего давления почвенной влаги $h_s(z, t)$. В работе тоже описана разработана авторами аппаратура для измерения коэффициента в лабораторных условиях. Схема аппаратуры указана на рисунке 3. Измеренные в сравнении с вычисленными данными коэффициента капиллярной влагопроницаемости $K(h_s)$ представлены на рисунке 4, 5. Подтверждено, что данная методика годится и может быть использована в мелиорационной практике для соответствующего режима почвы в системе почвенного орошения.

T. Brandyk, P. Kowalik

METHOD FOR MEASUREMENT CAPILLARY CONDUCTIVITY IN MUCKY
SOIL FROM CAPILLARY RISE

S u m m a r y

Authors describing a method for measurement of capillary conductivity in mucky soil (Fig. 1) shows the scheme of soil profile with shallow water table. Darcy law was applied in descret form (Fig. 2) for calculating capillary conductivity coefficient from measured values of cumulative capillary rise $q(z, t)$ and soil water suction $h_s(z, t)$. The equipment for measurement in laboratory conditions is shown in Figure 3. Measurements were carried out on in undisturbed mucky soil profile. Some characteristic properties of this soil are presented in Tables 1 and 2. Comparison between measured and calculated values of capillary conductivity $K(h_s)$ was given in Figs 4 and 5. Evaluation of applications of described method is presented for land reclamation and subsurface irrigation practice.