

Instytut Gleboznawstwa i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy Lublinie,
ul. Leszczyńskiego 7, 20-069 Lublin,
e-mail: maja.bryk@up.lublin.pl

MAJA BRYK

Przewodnictwo wodne i wskaźnik jakości leśnej gleby rdzawej

Hydraulic conductivity and index of soil physical quality
of a forest haplic arenosol

Streszczenie. Dla leśnej gleby rdzawej właściwej wyznaczono eksperymentalnie krzywą potencjału wody glebowej – wilgotność oraz współczynnik przepuszczalności wodnej. Na podstawie tych danych określono parametry krzywej retencji wody wg modelu van Genuchtena, a następnie wskaźnik fizycznej jakości gleby Dextera. Stosując model Mualema, obliczono przewodnictwo wodne w pełnym zakresie potencjału wody glebowej i wilgotności dla wszystkich poziomów genetycznych. Przewodnictwo wodne w strefie nasycenia nie było istotnie zróżnicowane w profilu, a jego średnia wartość wyniosła $180 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Przy zmniejszaniu się wilgotności gleby przewodnictwo wodne drastycznie spadało, nieco wolniej w poziomach mineralnych, szybciej w poziomie organicznym. Duża wartość wskaźnika fizycznej jakości gleby Dextera dla omawianego utworu piaszczystego nie była związana z występowaniem struktury agregatowej. Wskaźnik Dextera powinien zostać dodatkowo przetestowany na dużej grupie utworów piaszczystych i organicznych.

Słowa kluczowe: gleba rdzawa, przewodnictwo wodne, wskaźnik jakości wg Dextera

WSTĘP

Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej jest najważniejszym parametrem determinującym prędkość, z jaką woda i rozpuszczone w niej związki chemiczne przemieszczają się przez tę strefę. W strefie nienasyconej, która znajduje się pomiędzy lustrem wody gruntowej a powierzchnią gleby, zachodzi m.in. buforowanie, filtrowanie, transport związków chemicznych i wody do korzeni roślin [Dexter 2004b]. Znajomość przewodnictwa wodnego jest niezbędna do opisu ruchu wody oraz przewidywania rozkładu wilgotności w profilu glebowym [Lipiec 1983]. Eksperymentalny i bezpośredni pomiar tej właściwości jest jednak kosztowny, czasochłonny i mozolny. Z tego względu popularność zdobyły metody szacowania przewodnictwa wodnego na podstawie łatwiejszych do uzyskania parametrów. Zastosowanie znalazły na przykład metody teoretyczne, pozwalające obliczyć przewodnictwo wodne w całym zakresie potencjału na podstawie

zmierzonych wartości retencji wody glebowej. Najkorzystniej jest, gdy zależność wilgotności gleby od potencjału wody glebowej zostanie ujęta w formie równania analitycznego. Jednym z nich jest, często stosowane, równanie zaproponowane przez van Genuchtena [1980], które posiada wiele zalet. Funkcja van Genuchtena jest ciągła (różniczkowalna) w całej swojej dziedzinie i ma stosunkowo prostą formę matematyczną, dzięki czemu jest z powodzeniem wykorzystywana w modelach przewidujących przewodnictwo wodne w pełnym zakresie potencjału wody glebowej.

Znajomość parametrów z równania van Genuchtena umożliwia ponadto obliczenie wskaźnika fizycznej jakości gleby, S [Dexter 2004a]. Według Dextera, fizyczna jakość gleby manifestuje się na różne sposoby. Gleba o niskiej fizycznej jakości wykazuje jeden lub więcej następujących objawów: słabą przepuszczalność wody, nasilony spływ powierzchniowy wody, twardnienie, zaskorupianie się, słabą aerację, wysokie opory penetracji korzeni roślin, trudność w uprawie. Gleba o dobrej fizycznej jakości wykazuje brak cech wyżej wymienionych lub parametry do nich przeciwstawne. Dexter dodaje, że te niekorzystne właściwości gleby wynikają przede wszystkim z jej wadliwej struktury.

W uproszczeniu można przyjąć, że na porowatość ogólną gleby składają się pory między pojedynczymi mineralnymi cząstkami stałej fazy gleby (pory I rzędu) oraz pory II-rzędowe, czyli pory między elementami strukturalnymi stałej fazy gleby (np. agregatami glebowymi). Drugi składnik porowatości można określić mianem „porowatości strukturalnej”. Wskaźnik jakości fizycznej gleby Dextera, S , jest związany z porowatością mikrostrukturalną, która wpływa znacząco na wiele fizycznych cech gleby. Gleby z dominującą zawartością porów międzyziarnowych mają zwykle bardzo słabe, z rolniczego punktu widzenia, właściwości fizyczne. Poza piaskami, charakteryzują się np. niskim przewodnictwem wodnym i wysokimi oporami uprawy. Dlatego obecność porów II rzędu, która przejawia się dużą wartością wskaźnika S , jest niezbędnym warunkiem istnienia dobrej fizycznej jakości gleby.

Celem niniejszej pracy było scharakteryzowanie ruchu wody w całym profilu leśnej gleby rdzawej właściwej oraz syntetyczna ocena jej właściwości fizycznych na bazie wskaźnika jakości Dextera.

MATERIAŁ I METODY

Do badań wytypowano leśną glebę rdzawą właściwą, zlokalizowaną na Równinie Biłgorajskiej. Wykonano odkrywkę glebową, w której profilu wyodrębniono następujące poziomy genetyczne o różnej miąższości: O (5 cm), Ah (7–10 cm), Ah/Bv (8–11 cm), Bv (20–50 cm), C (35–65 cm). Ze środka każdego poziomu genetycznego pobrano próbki glebowe o naruszonej makrostrukturze do oznaczenia podstawowych właściwości fizycznych i chemicznych gleby. Oprócz tego do metalowych cylindrów o objętości 100 cm³ pobrano w 12 powtórzeniach próbki o nienaruszonej strukturze. Połowa z nich posłużyła do wyznaczenia krzywej desorpcji wody. W tym celu w komorach niskociśnieniowych metodą Richardsa oznaczono zawartość wody w glebie w 10 stanach potencjału wody glebowej ($\psi = 0; -9,81; -31; -98,1; -155,4; -310; -490; -1554; -4900; -15540$ hPa) przy użyciu porowatych płyt ceramicznych. Pozostałe próbki wykorzystano do wyznaczenia przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej (K_s , współczynnik przepuszczalności wodnej, współczynnik filtracji) za pomocą metody

Wita. Ponadto oznaczono gęstość gleby ze stosunku suchej masy gleby (105°C) do jej objętości, zawartość CaCO₃ oraz całkowitą zawartość węgla organicznego. Skład granulometryczny mineralnych poziomów gleby oznaczono metodą areometryczną wg normy PN-R-04032 [1998] i wyrażono go za pomocą średnicy geometrycznej d_g i geometrycznego odchylenia standardowego uziarnienia σ_g [Campbell 1985]. Parametry te zostały obliczone na podstawie zawartości frakcji piasku (2–0,05 mm), pyłu (0,05–0,002 mm) i łu (< 0,002 mm) według wzorów:

$$d_g = \exp(a); \sigma_g = \exp(b); a = \sum m_i \ln d_i; b = [\sum m_i (\ln d_i)^2 - a^2]^{0,5};$$

gdzie: m_i – zawartość frakcji i (kg · kg⁻¹), d_i – średnia arytmetyczna średnic cząstek frakcji i . Sumowanie wykonano po trzech frakcjach: piasku, pyłu i łu. Średnie arytmetyczne średnic frakcji wynosiły: $d_{\text{piasek}} = 1,025$ mm, $d_{\text{pył}} = 0,026$ mm, $d_{\text{ł}} = 0,001$ mm.

Przy użyciu programu RECT [van Genuchten i in. 1991] wyznaczono parametry krzywej retencji wody, zawarte w równaniu van Genuchtena [1980]:

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-m},$$

gdzie: $h = -\psi$; α , n , m – stałe empiryczne wpływające na kształt krzywej retencji wody glebowej.

Parametr S_e to zredukowana zawartość wody (efektywne nasycenie gleby wodą): $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$, a jego wartość mieści się w przedziale od 0 do 1. θ_r to wilgotność resztkowa (rezydualna), czyli maksymalna ilość wody, która nie bierze jeszcze udziału w ruchu wody w glebie ze względu na silną adsorpcję do fazy stałej gleby [Luckner i in. 1989]. Jest to parametr ekstrapolowany i dlatego nie zawsze odzwierciedla najmniejszą możliwą zawartość wody w glebie. Zawartość wody w stanie nasycenia θ_s to maksymalna zawartość wody w glebie. Dla gleb uprawnych jest zwykle o 3–5% mniejsza niż porowatość ogólna, ze względu na obecność powietrza w porach glebowych lub rozpuszczonego w roztworze glebowym. Najczęściej jednak przyjmuje się [van Genuchten i Nielsen 1985, Luckner i in. 1989], że θ_r i θ_s są stałymi empirycznymi, zawartymi w równaniach charakteryzujących retencję wody glebowej, a zatem bez większego znaczenia fizycznego.

Przewodnictwo wodne w pełnym zakresie potencjału wody glebowej dla wszystkich poziomów genetycznych omawianej gleby zostało obliczone na podstawie eksperymentalnych danych retencji i przewodnictwa wodnego w strefie nasycenia przy użyciu modelu Mualema [1976]:

$$K(S_e) = K_s S_e^\lambda \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad \text{lub} \quad K(h) = \frac{K_s \left\{ 1 - (\alpha h)^{mn} [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \right\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{m\lambda}},$$

gdzie: K_s – przewodnictwo wodne w stanie wysycenia gleby wodą, $\lambda = 0,5$; $m = 1 - (1/n)$.

Mając n , θ_r i θ_s , obliczono S (wskaźnik fizycznej jakości gleby, *index of soil physical quality*) ze wzoru [Dexter 2004a]:

$$S = -n (\theta_s - \theta_r) \cdot \left[\frac{2n-1}{n-1} \right]^{\left[\frac{1}{n-2} \right]}$$

Oceniono różnice w przewodnictwie wodnym w kolejnych poziomach genetycznych za pomocą analizy statystycznej, przyjmując poziom istotności $\alpha = 0,05$. Wykonano analizę wariancji dla klasyfikacji pojedynczej ortogonalnej – czynnik zmienności: poziom genetyczny.

WYNIKI I DYSKUSJA

Wybrane właściwości fizykochemiczne i hydrauliczne badanej gleby zestawiono w Tabeli 1. Omawiana gleba nie zawierała CaCO_3 i wykazywała wzrost gęstości i spadek zawartości węgla organicznego wraz z głębokością. Mineralne poziomy genetyczne miały uziarnienie piasku luźnego, chociaż wystąpiły nieznaczne różnice w udziale poszczególnych frakcji granulometrycznych.

Wykorzystując eksperymentalne dane retencji obliczono parametry α i n zawarte w równaniu van Genuchtena (tab. 1), stosując uproszczenie Mualema [1976]: $m = 1 - (1/n)$, wtedy

$$S_e = \left[1 + (\alpha h)^n \right]^{\frac{1}{n-1}}$$

Na rysunku 1 przedstawiono punktami dane eksperymentalne, natomiast liniami – wyniki uzyskane przy użyciu modelu van Genuchtena. Uzyskano dużą zgodność danych eksperymentalnych i wyników obliczeń, o czym świadczą wartości współczynnika determinacji (r^2), zawarte w przedziale od 0,804 do 0,969 (tab. 1). Krzywa retencji dla poziomu organicznego O (rys. 1) miała odmienny przebieg od krzywych retencji dla pozostałych, mineralnych poziomów genetycznych gleby rdzawej. Poziom organiczny charakteryzował się bowiem wyraźnym spadkiem wilgotności wraz ze zmniejszaniem się potencjału wody glebowej w zakresie od $-0,98$ do -31 hPa. Kolejne różnice stwierdzono w przebiegu krzywych reprezentujących poziomy genetyczne Ah i Bv oraz Ah i C. Należy to tłumaczyć różnicami w składzie granulometrycznym dla obu wymienionych par poziomów. Poziom Ah charakteryzował się większym udziałem frakcji pyłu, w porównaniu z poziomami Bv i C.

Lipiec [1983] podał, że przewodnictwo nasycone gleby wzrasta wraz ze wzrostem średniej wielkości cząstek, a przy tej samej średniej – wraz ze wzrostem jednorodności rozmiarów cząstek glebowych. Przeciętną średnicę frakcji części ziemistych, składających się na dany utwór glebowy, reprezentuje średnica geometryczna d_g . Wartość tej cechy zmienia się w zakresie od 0,001 (dla ilów) do 1,025 (dla piasków). Stopień równozmiarności utworu glebowego określa natomiast geometryczne odchylenie standardowe uziarnienia σ_g , wzrastające od 1 wraz ze zwiększaniem się zróżnicowania rozmiarów ziaren. Analizując wartości obu parametrów, dla omawianej gleby nie zaobserwowano jednak jednoznacznej korelacji składu granulometrycznego z wartościami przewod-

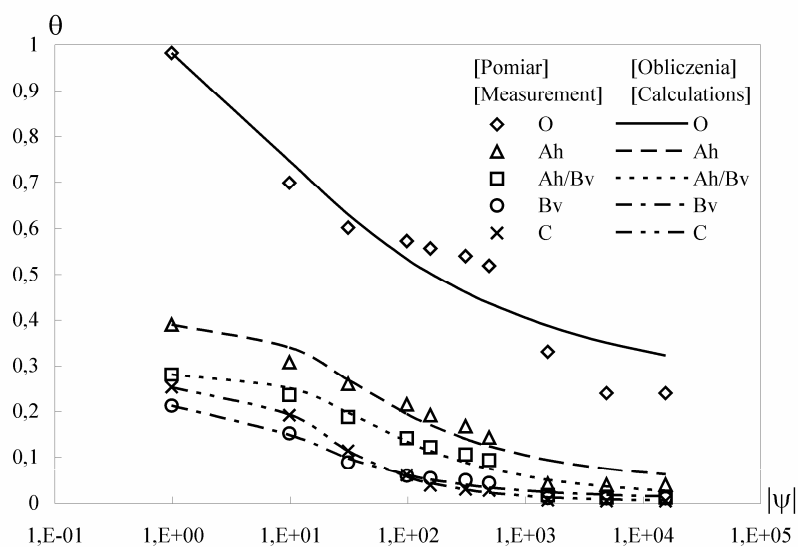
nictwa wodnego w strefie nasyconej. Wszystkie poziomy genetyczne cechowały się przy tym praktycznie taką samą pod względem statystycznym przepuszczalnością wodną w strefie nasycenia K_s , wynoszącą średnio $180 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. ($NIR_{0,05} = 138,5 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Omawiana gleba charakteryzowała się zatem dobrym przepływem i średnią przepuszczalnością – miała dobre właściwości filtracyjne [Pazdro i Kozerski 1990, Head 1998, Kaczyński 1998].

Tabela 1. Skład granulometryczny oraz wybrane właściwości fizykochemiczne i hydrauliczne gleby rdzawej właściwej

Table 1. Granulometric composition and selected physicochemical and hydraulic properties of Haplic Arenosol

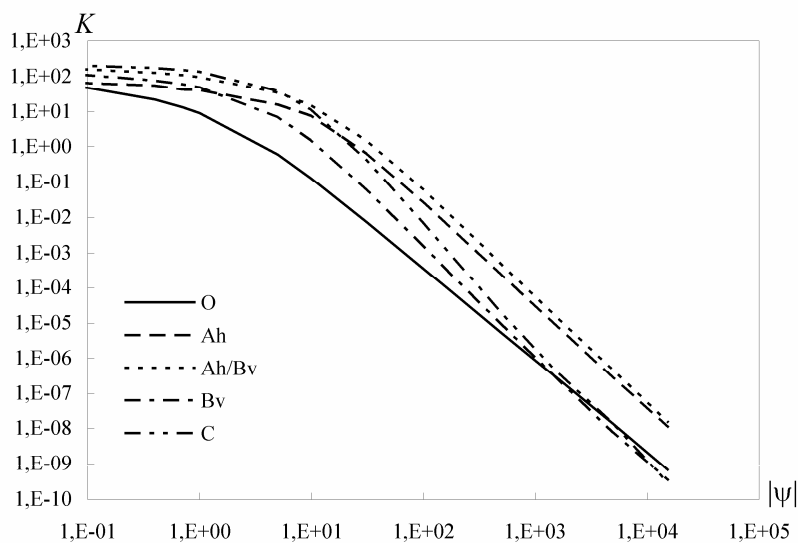
Poziom – Horizon	O	Ah	Ah/Bv	Bv	C
Piasek – Sand ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	—	0,950	0,950	0,990	0,995
Pył – Silt ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	—	0,050	0,035	0,005	0,005
Il – Clay ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	—	0	0,015	0,005	0
d_g	—	0,853	0,812	0,972	1,006
σ_g	—	2,157	2,790	1,735	1,296
Gęstość – Bulk density ($\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$)	0,70	1,29	1,49	1,46	1,61
$C_o - TOC$ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	148,8	14,9	4,5	4,7	1,6
θ_r ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	0,240	0,040	0,013	0,011	0,005
θ_s ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$)	0,983	0,390	0,281	0,213	0,253
α (hPa^{-1})	0,413	0,082	0,062	0,176	0,101
n	1,250	1,386	1,429	1,485	1,673
r^2	0,804	0,905	0,942	0,969	0,996
S	0,108	0,069	0,057	0,047	0,072
K_{310} ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$9,6 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
K_s ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	156	182	198	147	219

Wspomniana średnia wartość nasyconego przewodnictwa wodnego ($180 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) była dość duża, jednak należy podkreślić, że woda najszybciej przepływa przez glebę, gdy jej pory są całkowicie zapełnione wodą. Wtedy, przy założeniu, że wilgotność omawianej gleby się nie zmieni, woda znajdująca się na powierzchni gleby osiągnie poziom skały macierzystej w około 1,5 godziny. Po odpłynięciu wody grawitacyjnej, przy zawartości wody odpowiadającej połowej pojemności wodnej, przewodnictwo wodne K_{310} będzie nawet 5–6 rzędów wielkości mniejsze (tab. 1, rys. 2). Przy zmniejszaniu się wilgotności gleby przewodnictwo wodne drastycznie spadało, nieco wolniej w poziomie genetycznym zawierającym najwięcej frakcji piasku (C), a szybciej w poziomie organicznym O (rys. 3).



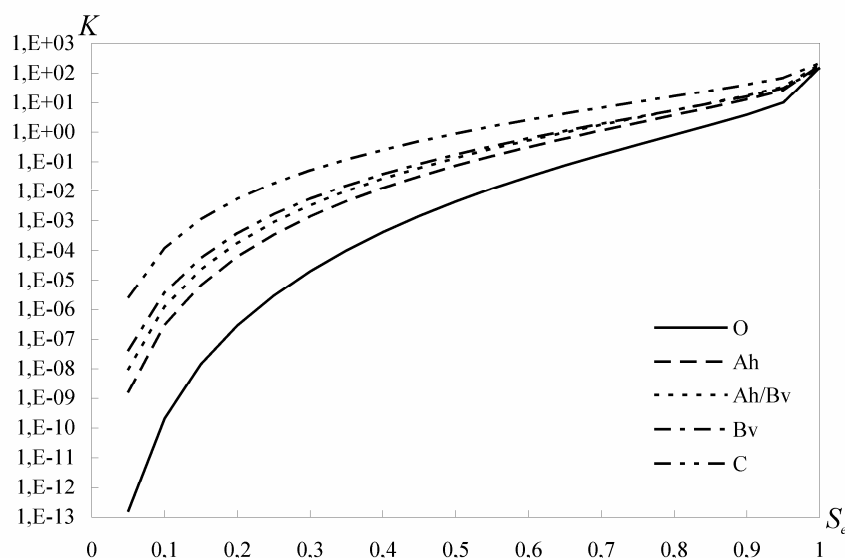
Rys. 1. Krzywe potencjału wody glebowej $|\psi|$ (hPa) – wilgotność θ ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) dla kolejnych poziomów genetycznych gleby rdzawej

Fig. 1. Soil water potential $|\psi|$ (hPa) – soil water content θ ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$) curves for subsequent horizons of Haplic Arenosol



Rys. 2. Przewodnictwo wodne K ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) w funkcji potencjału wody glebowej $|\psi|$ (hPa) dla kolejnych poziomów genetycznych gleby rdzawej

Fig. 2. Hydraulic conductivity K ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) vs. soil water potential $|\psi|$ (hPa) for successive horizons of Haplic Arenosol



Rys. 3. Przewodnictwo wodne K ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) w funkcji zredukowanej zawartości wody S_e dla kolejnych poziomów genetycznych gleby rdzawej

Fig. 3. Hydraulic conductivity K ($\mu\text{m} \text{ s}^{-1}$) vs. reduced water content S_e for successive horizons of Haplic Arenosol

Li i in. [2002] wykazali, że dla gleby piaszczystej w omawianych przez autorów warunkach klimatycznych (Rehovot, Izrael, lato 1997, uprawa kukurydzy) minimalna wartość przewodnictwa wodnego, przy której transport wody do korzeni mógł jeszcze zrównoważyć prędkość transpiracji roślin, tzw. krytyczna wartość przewodnictwa wodnego, wynosiła $0,002 \cdot K_s$. W sąsiadującym z polem kukurydzy sadzie drzewek pomarańczowych Polak i Wallach [2001] uzyskali wartość krytyczną równą $0,0005 \cdot K_s$. Stosując kryterium Li i in. [2002] dla kolejnych poziomów genetycznych omawianej gleby, uzyskano krytyczne wartości przewodnictwa wodnego w zakresie od 0,29 (poziom Bv) do $0,44 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (poziom C), natomiast kryterium Polaka i Wallacha [2001] – w zakresie od 0,07 (poziom Bv) do $0,11 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (poziom C). Wymienione wartości przewodnictwa wodnego występowały przy zredukowanej zawartości wody odpowiednio w przedziale 0,441 (poziom C) – 0,738 (poziom O) oraz 0,345 (poziom C) – 0,653 (poziom O) (rys. 3). Takie wilgotności odpowiadały relatywnie dużemu wysyceniu badanej gleby wodą, znacznie większemu niż w stanie połowej pojemności wodnej, dla którego wartość S_e mieściła się w zakresie 0,101 (poziom C) – 0,404 (poziom O). Autorzy obu cytowanych prac podkreślili jednak, że wartość krytyczna przewodnictwa wodnego jest determinowana nie tylko przez typ gleby, lecz także zapotrzebowanie konkretnej rośliny na wodę w sezonie wegetacyjnym. Z tego względu nie jest możliwe wskazanie uniwersalnej wartości nienasyconego przewodnictwa wodnego, które jeszcze zagwarantowałoby pełną dostępność wody dla roślin, umożliwiającą zrównoważenie ewapotranspiracji. Niektórzy autorzy, np. Hasegawa i Sato [1985], podali natomiast, że minimalna wartość przewodnictwa wodnego, przy której zachodzi jeszcze transport wody do korzeni roślin, wynosi około $10^{-6} - 10^{-7} \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

W tabeli 1 przedstawiono wskaźnik fizycznej jakości gleby według Dextera, S . Dla gleb o zawartości frakcji iłu od 0,04 do 0,73 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ Dexter [2004b] zaproponował następujące klasy fizycznej jakości gleby, związane z wartościami wskaźnika S : $S < 0,020$ – bardzo słaba; $0,020 \leq S < 0,035$ – słaba; $0,035 \leq S < 0,050$ – dobra; $S \geq 0,050$ – bardzo dobra fizyczna jakość gleby. Przy spadku wartości S poniżej 0,035 nie zachodziła żadna gwałtowna zmiana we właściwościach gleby, ale zauważało się pewne objawy pogorszenia parametrów gleby, związane m.in. z zagęszczeniem gleby, spadkiem zawartości substancji organicznej, zwiększeniem oporu penetracji korzeni [Dexter 2004a, 2004b].

Omawiana gleba charakteryzowała się dużymi wartościami wskaźnika S . Dla poziomu Bv jego wartość mieściła się w klasie „dobra”: 0,047, a dla pozostałych – „bardzo dobra fizyczna jakość gleby”: 0,057–0,072. Poziom organiczny charakteryzował się przy tym największą wartością S : 0,108. Poziomy o nieco większej zawartości frakcji iłu (Ah/Bv; Bv) charakteryzowały się nieznacznie mniejszymi wartościami S . Dexter [2004a], na podstawie wyników uzyskanych dla ponad 300 gleb, wykazał, że gleby o małej zawartości iłu, około 0,02 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$, charakteryzowały się największymi wartościami wskaźnika S , osiagającymi prawie 0,09. Jednocześnie wartość wskaźnika generalnie malała wraz ze wzrostem zawartości frakcji iłu, a przy jego zawartości równej około 0,55 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ przyjmowała wartość około 0,027. Dexter ponadto stwierdził, że niskie wartości S były charakterystyczne dla gleb pozbawionych struktury agregatowej, podczas gdy wysokie – dla gleb o strukturze agregatowej z rozwiniętą siecią porów. Podkreślił jednak, że zależność ta nie sprawdzała się dla utworów piaszczystych. Podsumowując, podał, że zaproponowany przez niego parametr S może być niezależnym od składu granulometrycznego wskaźnikiem jakości fizycznej gleby, jednak z możliwym wyjątkiem dla niektórych piasków. Wątpliwości cytowanego autora znajdują potwierdzenie w wynikach niniejszych badań.

Mineralne poziomy genetyczne gleby rdzawej charakteryzowały się umiarkowanym zagęszczeniem (tab. 1) – reprezentowały układ normalnie zwięzły (Ah), słabo zbity (Ah/Bv, Bv) i zbity (C). Dodatkowo, ze względu na swój lekki skład granulometryczny, stanowiły ośrodek, który łatwo ulega penetracji korzeni. Biorąc zatem pod uwagę kryteria podane przez Dextera [2004a], wymienione poziomy genetyczne wykazywały dobrą fizyczną jakość gleby, co znalazło potwierdzenie w dużych wartościach wskaźnika S . Jednakże badana gleba charakteryzowała się strukturą rozdzielnoziarnistą, a nie agregatową. Wskaźnik jakości Dextera trafnie wykazał łatwość obróbki materiału piaszczystego, charakterystyczną także dla gleb o dobrej strukturze agregatowej. Duża wartość wskaźnika dla omawianej gleby piaszczystej nie świadczyła jednak o istnieniu struktury agregatowej, która mogłaby determinować wspomniane korzystne cechy gleby. Przeprowadzone badania wykazują, że wskaźnik jakości Dextera powinien zostać przetestowany na znacznie większej grupie próbek glebowych, włączając w to zarówno utwory piaszczyste, jak i organiczne.

WNIOSKI

1. Uzyskano dużą zgodność danych eksperymentalnych i wyników obliczeń dla zależności potencjał wody glebowej – wilgotność, co umożliwiło prawidłową ocenę właściwości hydraulicznych gleby rdzawej właściwej w całym jej profilu.

2. Przewodnictwo wodne w strefie nasycenia nie było istotnie zróżnicowane w profilu. Omawiana gleba rdzawa miała dobre właściwości filtracyjne, a średnia przepuszczalność wodna w strefie nasycenia (K_s) wyniosła $180 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

3. Przy zmniejszaniu się wilgotności gleby przewodnictwo wodne drastycznie spadało, nieco wolniej w poziomach mineralnych, szybciej w poziomie organicznym.

4. Duża wartość wskaźnika S Dextera dla omawianego utworu piaszczystego nie była związana z występowaniem struktury agregatowej.

Wskaźnik jakości Dextera powinien zostać dodatkowo przetestowany na dużej grupie utworów piaszczystych i organicznych.

PIŚMIENNICTWO

- Campbell G.S., 1985. Soil physics with basic. Transport models for soil – plant systems. Developments in Soil Science, 14, 150 ss.
- Dexter A.R., 2004a. Soil physical quality. Part I: Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120, 201–214.
- Dexter A.R., 2004b. Soil physical quality. Part III: Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*, 120, 227–239.
- Hasegawa S., Sato T., 1985. Soil water movement in the vicinity of soybean roots determined by root plane experiments. *Transactions of JSIDRE*, 117, 17–24.
- Head K.H., 1998. Manual of soil laboratory testing. Vol. 3: Effective stress tests, Chichester, Wiley, 442 ss.
- Kaczyński R., 1998. Przewodność hydrauliczna. [W:] Właściwości gruntów nienasyconych, red. B. Grabowska-Olszewska, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 190–196.
- Li Y., Wallach R., Cohen Y., 2002. The role of soil hydraulic conductivity on the spatial and temporal variation of root water uptake in drip-irrigated corn. *Plant and Soil*, 243, 131–142.
- Lipiec J., 1983. Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. *Probl. Agrof.*, 40, 1–63.
- Luckner L, van Genuchten M.Th., Nielsen D.R., 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resour. Res.*, 25, 2187–2193.
- Mualem Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12, 513–522.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990. Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geologiczne, Warszawa, 623 ss.
- PN-R-04032, 1998. Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego. PKN.
- Polak A., Wallach R., 2001. Analysis of soil moisture variations in an irrigated orchard root zone. *Plant and Soil*, 233, 145–159.
- Van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 44, 892–898.
- Van Genuchten M.Th, Nielsen D.R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann. Geoph.*, 3, 615–628.
- Van Genuchten M.Th., Leij F.J., Yates S.R., 1991. The RECT code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils EPA/600/2-91/065.

Summary. For a forest Haplic Arenosol the retention curve and saturated hydraulic conductivity were experimentally determined. On the basis of experimental data there were evaluated the parameters of a retention curve in accordance with van Genuchten model and then Dexter's physical quality index. Next, the hydraulic conductivity for the full range of soil water potential and soil water content was calculated for each soil horizon using the Mualem model. Saturated hydraulic conductivity was not statistically differentiated throughout the soil profile, and its mean value was $180 \mu\text{m s}^{-1}$. Hydraulic conductivity radically decreased as the water content decreased, more slowly in the mineral horizons and more rapidly in the organic one. For the discussed sandy soil a high value of Dexter's index of soil physical quality was not related to the existence of aggregate structure. The Dexter's index should be tested further on a large group of sandy and organic soils.

Key words: Haplic Arenosol, hydraulic conductivity, Dexter's soil quality index