ACTA AGROPHYSICA

Cezary Sławiński

WPŁYW FIZYCZNYCH PARAMETRÓW GLEBY NA WARTOŚCI WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO (Badania modelowe)

90

Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie

Rozprawy i Monografie
Lublin 2003

Komitet Redakcyjny

Redaktor Naczelny
prof. dr hab. Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN

Zastępca Redaktora Naczelnego
doc. dr hab. Józef Horabik

Rada Redakcyjna

Tomasz Brandyk, czł. koresp. PAN - przewodniczący

Ryszard Dębicki
Bohdan Dobrzański, jr
Danuta Drozd
Franciszek Dubert
Tadeusz Filipek
Józef Fornal
Jan Gliński, czł. rzecz. PAN
Grzegorz Józefaciuk
Eugeniusz Kamiński
Andrzej Kędziora
Tadeusz Kęsik
Krystyna Konstankiewicz
Janusz Laskowski
Jerzy Lipiec
Piotr P. Lewicki
Stanisław Nawrocki, czł. rzecz. PAN
Edward Niedźwiecki
Viliam Novák, Słowacja
Josef Pecen, Czechy
Stanisław Radwan, czł. koresp. PAU
Jan Sielewiesiuk
Witold Stępniewski
Bogusław Szot
Zbigniew Ślipek
Saturnin Zawadzki, czł. rzecz. PAN

Opiniowali do druku
prof. dr hab. Tomasz Brandyk, czł. koresp. PAN
prof. dr hab. Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN

Adres redakcji
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201
20-290 Lublin 27, tel. (0-81) 744-50-61, fax 744-50-67, e-mail: editor@demeter.ipan.lublin.pl
http: //www.ipan.lublin.pl

Publikacja indeksowana przez
Polish Scientific Journals Contents - Life Sci. w sieci Internet
pod adresem http://www.psjc.icm.edu.pl

Praca częściowo wykonana w ramach projektu badawczego 6 P06R 072 21
finansowanego przez Komitet Badań Naukowych w latach 2001-2003

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 2003

ISSN 1234-4125

Wydanie I. Nakład 150 egz. Ark. wyd. 6,0
Skład komputerowy: Agata Woźniak
Druk: Drukarnia *ALF-GRAF*, ul. Kościuszki 4, 20-006 Lublin

SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE 5
2. PRZEWODNICTWO WODNE GLEBY 7
3. MODELE OBLICZENIOWE WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO GLEBY 8
3.1. Modele matematyczno-fizyczne 8
3.2. Modele statystyczno-fizyczne 11
4. HIPOTEZA I CEL PRACY 14
5. MATERIAŁ GLEBOWY I METODYKA BADAŃ 15
5.1. Materiał glebowy 15
5.2. Metodyka badań 17
5.2.1. Wyznaczanie fizycznych właściwości gleb 17
5.2.2. Wyznaczanie współczynnika przewodnictwa wodnego 18
6. FIZYCZNO-STATYSTYCZNY MODEL PRZEWODNICTWA WODNEGO GLEBY 25
6.1. Struktura modelu 25
6.2. Weryfikacja modelu 46
7. PODSUMOWANIE 63
8. WNIOSKI 65
9. PIŚMIENNICTWO 66
10. STRESZCZENIE 73
11. SUMMARY 74

1. WPROWADZENIE

Najważniejsze hydrofizyczne charakterystyki gleby, krzywa retencji wodnej oraz współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej i nienasyconej, mają decydujący wpływ na kształtowanie warunków wzrostu, rozwoju i plonowania roślin. Zależność potencjału wody glebowej od wilgotności (krzywa retencji wodnej) decyduje o zasobach i dostępności wody dla roślin, natomiast wartość współczynnika przewodnictwa wodnego przy określonej wartości potencjału wody glebowej mówi o możliwości przemieszczania się wody w profilu glebowym oraz dopływu wody wraz z rozpuszczonymi w niej substancjami chemicznymi do systemu korzeniowego roślin [23,92,93,95,114,115].

Znajomość hydrofizycznych charakterystyk gleby jest niezbędna do opisu, interpretacji i przewidywania przebiegu procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych zachodzących w systemie gleba-roślina-atmosfera, a modelowanie tych procesów wymaga reprezentatywnych danych o właściwościach hydrofizycznych gleby. Użyteczność większości modeli symulacyjno-prognostycznych opisujących hydrofizyczne procesy zachodzące w systemie gleba-roślina-atmosfera zależy w sposób zasadniczy od dokładności danych o wodnych charakterystykach gleby. Ze względu na duży zakres zmienności (kilka rzędów wielkości) wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w całym zakresie zmian wartości potencjału wody glebowej, poprawne określenie jego wartości jest niezbędne do uzyskania wymaganej dokładności stosowanych modeli. Dlatego też metody pomiaru i szacowania tej charakterystyki są intensywnie rozwijane [3,4,7,9,12,16,18,19,22,39, 40,43,45,48,53,56,57,64,65,76,78,79,89,94,97,104,106,107,109,110,127,130,131].

Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej lub wilgotności jest niezbędna w symulacyjnych i prognostycznych modelach procesów hydrofizycznych i hydrologicznych zachodzących w systemie gleba-roślina-atmosfera. Te fizyczno-matematyczne modele oparte o konstytutywne równania fizyczne są podstawą efektywnego prognozowania wielkości zasobów wodnych w produkcji roślinnej oraz przewidywania i zapobiegania zagrożeniom związanym z degradacją środowiska oraz ekstremalnymi warunkami wodnymi, np. suszami i powodziami.

Przestrzenna i czasowa zmienność właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych gleby [2,14,15,49,77], w tym współczynnika przewodnictwa wodnego powoduje, że do właściwego scharakteryzowania danego obszaru, wymagana jest duża liczba czasochłonnych pomiarów z wykorzystaniem drogiej aparatury. Dlatego też istnieją jedynie fragmentaryczne zbiory danych pomiarowych,

a współczynnik przewodnictwa wodnego jest szacowany przy użyciu modeli i algorytmów, których wyniki obarczone są zazwyczaj dużym błędem.

Weryfikacja modeli jest praktycznie utrudniona, ze względu na to, że zarówno w Polsce jak też za granicą, nie istnieje jednorodna pod względem metodycznym baza danych o fizycznych, chemicznych i hydrofizycznych właściwościach gleb. Dlatego też problem stworzenia bazy danych o hydrofizycznych właściwościach gleby, jako bardzo ważny, został podjęty w 1997 roku [67,125, 126] przez komisje naukowe Unii Europejskiej w ramach projektu "Using existing data to derive hydraulic parameters for simulation models in environmental studies and in land use planning". W tworzeniu założeń tego projektu uczestniczył Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie.

W Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie w ramach projektu badawczego P06B 012 15 utworzono bazę danych o hydrofizycznych właściwościach gleb ornych Polski, która zawiera m.in. informacje o krzywej retencji wodnej oraz o wartościach współczynnika przewodnictwa wodnego przy określonych wartościach potencjału wody glebowej [113]. Dane zawarte w tej bazie są podstawą obliczeń zawartych w niniejszej pracy.

2. PRZEWODNICTWO WODNE GLEBY

Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego gleby od potencjału wody lub wilgotności jest podstawową charakterystyką warunkującą ruch wody w glebie. Jego wartość przy określonej wartości potencjału wody glebowej ma istotne znaczenie w przebiegu różnych procesów glebowych, a przede wszystkim w zaopatrzeniu roślin w wodę i składniki pokarmowe. Znajomość tej charakterystyki jest niezbędna do opisu ruchu wody, przewidywania rozkładu wilgotności w profilu glebowym [6,10,37,62,63,80,91,112,114,115], projektowania urządzeń melioracyjnych oraz modelowania procesów transportu wody i zanieczyszczeń.

Przepływ wody w profilu glebowym, jako w ośrodku kapilarno-porowatym, można opisać równaniem Richardsa, które w wersji jednowymiarowej ma postać:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[k(\psi)\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right)\right] \tag{2.1}$$

gdzie: ψ jest potencjałem wody glebowej [cm H_2O], θ jest wilgotnością ośrodka [$cm^3 \cdot cm^{-3}$], $k(\psi)$ jest współczynnikiem przewodnictwa wodnego [$cm \cdot s^{-1}$], t jest czasem [s], a z współrzędną [cm]. Do rozwiązania tego równania, czy to w sposób analityczny, czy numeryczny, niezbędna jest znajomość zarówno zależności pomiędzy potencjałem wody glebowej a wilgotnością (krzywa retencji wodnej) $\psi(\theta)$, jak też pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego a potencjałem wody lub wilgotnością $K(\psi)$ lub $K(\theta)$.

Współczynnik przewodnictwa wodnego w ośrodku porowatym definiowany jest równaniem Darcy, które mówi, że gęstość strumienia wody jest wprost proporcjonalna do gradientu jej potencjału:

$$\bar{q} = -k(\psi) \cdot grad\psi \tag{2.2}$$

gdzie: q – gęstość strumienia wody [$cm \cdot s^{-1}$], ψ - potencjał wody glebowej [cm H_2O], $k(\psi)$ – współczynnik przewodnictwa wodnego[$cm \cdot s^{-1}$].

Opracowano wiele metod wyznaczania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nienasyconej, zarówno dla przepływu ustalonego, jak też nieustalonego [17,22,31,32,33,35,40,43,61,102,117,118,119,120,122]. Szczególnie w ostatnich latach, ze względu na szybki rozwój elektroniki i metod matematyczno-numerycznych, nastąpił znaczący postęp w badaniach dotyczących metod pomiarowych hydrofizycznych charakterystyk ośrodków porowatych w tym gleby. Dotyczy to w szczególności metod pomiaru współczynnika przewodnictwa

wodnego gleby w strefie nienasyconej. Rozwój technik tensjometrycznych oraz metody TDR pozwolił na zmodyfikowanie metody Winda [103,118,122] oraz metody profili chwilowych (Instantaneous Profile Method IPM) [100,102,116, 117,119,120], które obecnie są najszerzej stosowane w tego typu badaniach.

Jednakże pomiary wartości współczynnika przewodnictwa wodnego zarówno w strefie nasyconej jak też nienasyconej są pracochłonne i długotrwałe oraz wymagają specjalistycznej aparatury. Istnieje zatem ogólna tendencja, aby współczynniki przewodnictwa wodnego szacować z akceptowalną dokładnością przy użyciu opracowywanych fizycznych, matematycznych i statystycznych modeli i algorytmów.

3. MODELE OBLICZENIOWE WSPÓŁCZYNNIKA PRZEWODNICTWA WODNEGO GLEBY

Rozwój technik komputerowych umożliwił opracowanie modeli pozwalających na wyznaczanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w zależności od wartości potencjału wody glebowej lub wilgotności. Modele te można podzielić zasadniczo na dwie grupy:

1. matematyczno-fizyczne, oparte na podstawowych prawach fizycznych [16,18,19,41,42,44,53,76,84,107];
2. statystyczno-fizyczne, oparte o statystyczne zależności korelacyjne [1,4,8, 12,39,48,50,56,57,64,77,78,79,94,108,125].

3.1. Modele matematyczno-fizyczne

Podstawowy fizyczno-matematyczny model obliczeniowy współczynnika przewodnictwa wodnego ośrodka porowatego oparty jest na założeniu, że przepływ wody, jako cieczy nieściśliwej, w ośrodku porowatym o danym rozkładzie porów, jest przepływem laminarnym i odbywa się poprzez cylindryczne kapilary (przepływ Poiseuille'a). Na bazie tych założeń opracowany został teoretyczny model [53] do wyliczania współczynnika przewodnictwa wodnego z formuły:

$$K(S_e) = \frac{k_0}{r_{\max}^{2j}} S_e^l \left(\int_0^{S_e} r^{(2+2j)/i}(x)dx \right)^i \tag{3.1}$$

gdzie: l – jest parametrem krętości porów, r - promieniem poru [m], r_{max} - promieniem poru o maksymalnych wymiarach w próbce [m], S_e - wilgotnością

zredukowaną $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$, θ - wilgotnością aktualną [$cm^3\ cm^{-3}$], θ_r – wilgotnością resztową [$cm^3\ cm^{-3}$], θ_s – wilgotnością odpowiadającą stanowi nasycenia gleby [$cm^3\ cm^{-3}$], k_0 [$m\ s^{-1}$] - współczynnikiem proporcjonalności $k_0 = g/(k^* \nu \sigma)$, g – przyspieszeniem ziemskim [$m\ s^{-2}$], k^* - współczynnikiem kształtu, ν - lepkością kinematyczną [$s^{-1}\ m^{-2}$], σ - napięciem powierzchniowym [$N\ m^{-1}$], j oraz i są parametrami modelu.

Jeżeli podstawimy $l=a$, $(2+2j)/i=b$, $i=c$ oraz $k = k_0 / r_{max}^{2j}$, to otrzymamy równanie modelu wyliczania współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej z parametrami empirycznymi [53]:

$$K(S_e) = kS_e^a \left(\int_0^{S_e} r^b(x)dx \right)^c \tag{3.2}$$

Najczęściej używane w literaturze modele obliczeniowe współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej są szczególnymi przypadkami równania (3.2) i otrzymuje się je przez podstawienie konkretnych wartości parametrów *a*, *b* i *c* (Tab. 3.1, w nawiasach przedstawiono parametry wyznaczone empirycznie [53]).

Tabela 3.1. Wartości parametrów *a*, *b* i *c* równania (3.2) odpowiadające poszczególnym modelom [53]
Table 3.1. Values of a, b and c parameters of equation (3.2) corresponding for chosen models [53]

Model	a	b	c
Parcell [1949]	0	2	1
Fatt and Dykstra [1951]	0	(3)	1
Burdine [1953]	(2)	2	1
Mualem [1976]	(0,5)	1	2

Do wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego $K(S_e)$, niezbędne jest określenie $r(Se)$. Wszystkie modele opierają się na równaniu Younga-Laplace'a, które mówi, że ciśnienie pod zakrzywioną powierzchnią cieczy jest odwrotnie proporcjonalne do średniego promienia krzywizny tej powierzchni. W przypadku gdy menisk ma kształt powierzchni kulistej: $h = 2\sigma / R_H$, gdzie h jest ciśnieniem kapilarnym [$cm\ H_2O$], σ jest napięciem powierzchniowym [$N\ m^{-1}$], a R_H jest promieniem krzywizny menisku [m].

Dwa często używane w literaturze modele do wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej Burdine'a [18]:

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[\int_0^{S_e} h^{-2}(x)dx / \int_0^1 h^{-2}(x)dx \right] \tag{3.3}$$

i Mualema [76]

$$K(S_e) = K_s S_e^l \left[\int_0^{S_e} h^{-1}(x)dx / \int_0^1 h^{-1}(x)dx \right]^2 \tag{3.4}$$

są również szczególnymi przypadkami modelu ogólnego. Porównanie zgodności wyników otrzymywanych przy użyciu modeli Burdine'a i Mualema z danymi eksperymentalnymi pozwoliło na stwierdzenie, że przy pomocy obu modeli można szacować współczynnik przewodnictwa wodnego z podobną dokładnością [53]. Mniej znane podobnego typu modele zostały zaproponowane, m.in. przez Purcella [84], Fatta and Dykstra [36], Wyllie'a i Gardnera [128] oraz Alexandra i Skaggsa [4].

Istnieją również modele, w których funkcyjna zależność pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego a potencjałem wody glebowej lub wilgotnością określana jest na podstawie danych eksperymentalnych. Zaliczyć do nich można równania Brooksa-Coreya [16];

$$K(h) = K_{sat} \qquad h \geq h_b \tag{3.5}$$

$$K(h) = K_{sat} \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-(2+3\lambda)} \qquad h < h_b$$

Winda [122];

$$K(h) = ah^{-n} \tag{3.6}$$

Gardnera [40, 41, 42];

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \tag{3.7}$$

i

$$K(h) = \frac{a}{h^n + b} \tag{3.8}$$

Gilhama i in. [44];

$$K(\theta) = a\theta^n \tag{3.9}$$

oraz Campbella [19];

$$K(\theta) = K_{sat}\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3} \tag{3.10}$$

Modele te klasyfikowane są jako eksponencjalne lub potęgowe. W równaniach tych K oznacza współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej wyrażony w jednostkach [cm s^{-1}], h potencjał wody glebowej wyrażony w jednostkach [cm H_2O], h_b ciśnienie wejścia powietrza, [cm H_2O], K_{sat} współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej [cm s^{-1}], θ wilgotność objętościową [$cm^3 \cdot cm^{-3}$], natomiast parametry a, α, b, n, λ są empirycznymi parametrami poszczególnych równań. Parametry te wyznaczane są przy pomocy matematycznych metod dopasowywania empirycznych równań do danych pomiarowych, np. metodą najmniejszych kwadratów.

W przedstawionych powyżej modelach (równaniach matematycznych) tylko niektóre z parametrów posiadają zdefiniowany sens fizyczny. Można do nich zaliczyć współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej K_{sat}, ciśnienie wejścia powietrza h_b oraz wilgotność nasycenia θ_s. Pozostałe z nich nie mają sensu fizycznego, są natomiast, w wyniku analiz empirycznych i teoretycznych, często przedstawiane jako funkcje pewnych parametrów fizycznych fazy stałej gleby. Zaletą tych równań jest to, że przedział zmienności ich parametrów jest dla większości rodzajów gleb określony, co zdecydowanie ułatwia posługiwanie się nimi, szczególnie w początkowej fazie modelowania procesów fizycznych zachodzących w glebie, gdzie potrzebna jest znajomości chociażby przybliżonych wartości współczynnika przewodnictwa wodnego.

3.2. Modele statystyczno-fizyczne

Badania dotyczące możliwości skorelowania wartości wilgotności odpowiadającej wybranym wartościom potencjału wody glebowej (krzywa retencji wodnej) z fizyko-chemicznymi parametrami fazy stałej gleby (gęstość gleby, zawartość poszczególnych frakcji granulometrycznych, wielkość powierzchni właściwej, zawartość materii organicznej, itp.) zaowocowały powstaniem wielu statystycznych modeli korelacyjnych [3,8,21,51,52,79,87,88,89,111]. Dlatego też zaistniały podstawy do tego, aby podjąć próby skorelowania parametrów równań (modeli) opisujących zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej lub wilgotności z parametrami fazy stałej gleby [7,12,127,131]. Vereecken i in. [108] wyznaczyli równania regresji wielokrotnej pomiędzy para-

metrami równań (modeli) przedstawionych przez Winda [122], Gardnera [40,41,42], Gilhama i in. [44] oraz Brooksa i Coreya [16] (K_{sat}, b, n) opisujących zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej a zawartością poszczególnych frakcji granulometrycznych, zawartością materii organicznej i gęstością gleby. Współczynnik determinacji wyznaczonych równań zawierał się w przedziale od 20% do 71,5%. Nimmo [79] uwzględnił w modelu Mualema [76] parametry charakteryzujące strukturę i teksturę gleby. Zaproponował on, aby wilgotność gleby oraz jej porowatość przedstawić jako sumę dwóch składników, tzw. „teksturalnego", związanego z uziarnieniem gleby i strukturalnego związanego ze stanem zagregowania elementarnych cząstek jej fazy stałej. Porównanie zmierzonych wartości współczynnika przewodnictwa wodnego z wartościami wyliczonymi przy pomocy modelu Mualema i modelu zmodyfikowanego, wskazuje na lepszą zgodność z eksperymentem wartości uzyskanych przy użyciu modelu zmodyfikowanego. Prowadzone były również badania zależności pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego a rozkładem wymiarów porów [45]. Na bazie zależności pomiędzy wymiarem fraktalnym a rozkładem wymiarów porów zmodyfikowany został model Brooksa i Coreya. Porównanie zmierzonych wartości współczynnika przewodnictwa wodnego z wartościami wyliczonymi przy pomocy obu modeli, wykazało lepszą zgodność wartości zmierzonych z modelem zmodyfikowanym. Renger i in. [94] przedstawili procedurę autoregresji umożliwiającą wyznaczenie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego dla 6 wybranych wartości potencjału wody glebowej. Wartości współczynnika korelacji pomiędzy zmierzonymi i wyliczonymi, przy pomocy wyznaczonych równań autoregresji, wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego zawierają się w przedziale od 0,73 do 0,94. Gnatowski [48], stosując metodę regresji wielokrotnej, skorelował przetransformowane logarytmicznie parametry równania van Genuchtena z wybranymi parametrami fizyko-chemicznymi fazy stałej gleb murszowo-torfowych, uzyskując wartości współczynnika determinacji R^2 od 0,4 dla parametru n do 0,81 dla wilgotności odpowiadającej pełnemu nasyceniu gleby.

Rozwój technik informatycznych i numerycznych pozwolił na wykorzystanie metody sieci neuronowych do opisu procesów i zjawisk w wielu dziedzinach nauki i techniki [66]. Między innymi metoda ta została wykorzystana do wyznaczania hydrofizycznych właściwości materiałów porowatych, w tym gleby. Schaap i Leij [97] zaproponowali wykorzystanie metody sieci neuronowych do wyznaczenia parametrów równań Gardnera [40,41,42] i van Genuchtena [107] na podstawie znajomości fizycznych parametrów gleby.

Odrębną grupę badań stanowią badania dotyczące wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej na podstawie znajomości jej parametrów fazy stałej. Podstawowym równaniem używanym w tego typu rozważaniach jest równanie Kozeny-Carmana [20, 128] w postaci;

$$K_{sat} = C\phi_e^m \tag{3.11}$$

gdzie: K_{sat} – współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej [m h^{-1}], ϕ_e – porowatość efektywna [cm^3 cm^{-3}], C i m – parametry empiryczne.
Porowatość efektywna zdefiniowana jest jako różnica pomiędzy wilgotnością gleby w stanie nasycenia a wilgotnością przy potencjale wody odpowiadającym – 33 kPa. Parametr m w rozważaniach teoretycznych interpretowany jest jako funkcja dystrybuanty porów, ich ciągłości i krętości [46]. Parametr C interpretowany jest różnie przez różnych autorów. Naney i in. [77] przedstawiają go jako funkcję zawartości frakcji iłu, a Timilin i in. [104] jako funkcję parametru λ, związanego z rozkładem porów i ciśnienia wejścia powietrza ψ_a w równaniu Brooksa i Coreya [16]. Natomiast Gimenez i in. [45] zaproponowali zastosowanie wymiaru fraktalnego do interpretacji parametrów tego równania. W wyniku analizy dopasowania równania Kozeny-Carmana do danych eksperymentalnych stwierdzono, że w zależności od rodzaju gleby wartość parametru C zmienia się od 44 do 3400, natomiast wartość parametru m pomiędzy 1,59 i 3,98 [2,39,74]. Lipiec [68] dokonał analizy możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyconej na podstawie standardowych pomiarów ich rozkładu granulometrycznego. Współczynnik korelacji uzyskanych równań regresji zawierał się w przedziale od 0,83 do 0,92.

Modele fraktalne często używane są do ilościowego opisu parametrów struktury gleby w aspekcie ich związku ze współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej [5]. Dzięki zastosowaniu geometrii fraktalnej zostały określone takie parametry wymiarów porów jak wymiar fraktalny, szorstkość powierzchni ścian porów oraz ich rozkład według wymiarów [13,45,58,79,81].

Przedstawione modele dotyczą możliwości skorelowania wybranych parametrów teoretycznych i empirycznych równań (tzw. pedotransfer functions), szeroko stosowanych w badaniach hydrofizycznych właściwości materiałów porowatych, z parametrami fizyko-chemicznymi ich fazy stałej. Parametry tych równań nie mają zazwyczaj sensu fizycznego, dlatego też każda próba ich powiązania z fizycznymi właściwościami fazy stałej umożliwia lepsze poznanie wpływu poszczególnych parametrów na proces przepływu wody w ciałach kapilarno-porowatych. Charakterystyczną cechą tych modeli jest to, że współ-

czynnik przewodnictwa wodnego zarówno w strefie nasyconej tak też nienasyconej wyznaczany jest w sposób pośredni. W pierwszym kroku wyznacza się empiryczne parametry równania (np. van Genuchtena, Brooksa i Coreya itp.), a następnie poszukuje się związków korelacyjnych między tymi parametrami a fizycznymi parametrami gleby. Postępowanie takie prowadzi, w każdym kroku, do generowania błędów, co wpływa na dokładność wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego przy użyciu tych modeli.

4. HIPOTEZA I CEL PRACY

Istniejące fizyczno-statystyczne korelacyjne modele umożliwiające wyznaczenie krzywej retencji wody w glebie na podstawie znajomości fizycznych parametrów jej fazy stałej [3,8,21,51,52,55,79,87,88,89,109,111] opisują tę zależność ze współczynnikiem determinacji $0,7<R^2<0,95$. Modele te są alternatywą dla czaso- i pracochłonnych pomiarów wymagających unikalnej (i zazwyczaj drogiej) aparatury [17,26,43,49,102,105,116,120,121].

Badania dotyczące modelowania zależności pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego a potencjałem wody glebowej lub jej wilgotnością są ciągle rozwijane, a koncentrują się na poszukiwaniu korelacji pomiędzy wybranymi, niemającymi zazwyczaj sensu fizycznego, parametrami matematycznych równań (modeli) opisujących tę zależność, a fizycznymi i fizyko-chemicznymi parametrami fazy stałej gleby [3,7,12,45,48,59,75,78,79,104,108,109,110,127,131].

Istnienie związków korelacyjnych pomiędzy parametrami stałej fazy gleby, a jej wybranymi charakterystykami hydrofizycznymi pozwala sformułować hipotezę, że można zbudować korelacyjny model umożliwiający bezpośrednie wyznaczanie zależności: współczynnik przewodnictwa wodnego – potencjał wody glebowej na podstawie znajomości fizycznych parametrów stałej fazy gleby. Model taki byłby alternatywą dla czaso- i pracochłonnych pomiarów wymagających wyspecjalizowanej (i zazwyczaj drogiej) aparatury.

Celem pracy jest zatem opracowanie korelacyjnego modelu, który umożliwi bezpośrednie wyznaczanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego gleby dla wybranych wartości potencjału wody glebowej w oparciu o znajomość fizycznych parametrów fazy stałej gleby.

5. MATERIAŁ GLEBOWY I METODYKA BADAŃ

Osiągnięcie celu pracy, czyli opracowanie optymalnego modelu, który umożliwiłby wyznaczanie współczynnika przewodnictwa wodnego gleby dla wybranych wartości potencjału wody glebowej w oparciu o znajomość jej parametrów fizycznych fazy stałej realizowano poprzez:

- wykonanie pomiarów współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej i nienasyconej wybranych gleb,
- wykorzystanie bazy danych o hydrofizycznych właściwościach gleb ornych Polski Instytutu Agrofizyki PAN w Lublinie [113],
- analizę utworzonej bazy danych pod kątem eliminacji błędów oraz jej uzupełnienia,
- wykonanie pomiarów fizycznych parametrów fazy stałej wybranych gleb,
- analizę korelacji pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej a fizycznymi parametrami fazy stałej gleby,
- wybór optymalnego modelu.

5.1. Materiał glebowy

Badania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej i jego związku z parametrami fazy stałej gleb przeprowadzono dla 290 profili wybranych z Banku Próbek Mineralnych Gleb Ornych Polski. [47]. Na podstawie zastosowanego podziału taksonomicznego mineralne gleby orne Polski zostały podzielone na 25 grup o zbliżonych właściwościach (Tab. 5.1). Reprezentują one wg klasyfikacji FAO odpowiednio: Nr 1-2: Rendzinas; Nr 3: Phaeozems; Nr 4-19: Cambisols, Luvisols and Podzols, Nr 20-22: Fluvisols, Nr 23-24: Gleysols and Nr 25: Histosols.

Do badań wybrano 415 próbek glebowych z poziomu określanego jako powierzchniowy, odpowiadający poziomowi orno-próchnicznemu oraz poziomu nazywanego poziomem podpowierzchniowym (podornym), który wyróżnia się przewagą procesów mineralizacji doprowadzanej do niego materii organicznej.

Tabela 5.1. Zestawienie liczbowe dotyczące jednostek i badanych profili glebowych [113]
Table 5.1. Quantity combination of the soil units and the investigated soil profiles [113]

	Nazwa gleby Soil name	Symbole gleb wg mapy glebowo-rolniczej Soli symbols in accordance with soil-agricultural maps	Liczba profili Numer of profiles
	1	2	3
1.	Rędziny „czyste"	R_c gsp. sk	10
2.	Rędziny „mieszane"	R_b pgm-gs. sk	16
3.	Czarnoziemy	Cli	8
4.	Gleby brunatne, rdzawe i bielicowe wytworzone z piasków słabo gliniastych i luźnych	Bps. pl, Bps: pl, Bpl	33
5.	Gleby brunatne, rdzawe i bielicowe wytworzone z piasków słabogliniastych i gliniastych lekkich	Bpgl. Ps, Bpgl. pl	9
6.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z piaków gliniastych	Bpgm. Pgl	6
7.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z piasków gliniastych na zwięźlejszym podłożu	Bpgl:gl, Apgl. gl	41
8.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z glin, lekkie	Bpgm. Gl, Apgm. gl	15
9.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z glin, średnie	Bgl, Agl.gs	18
10.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z glin, ciężkie	Bgs.gc	6
11.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z glin, niecałkowite	Bgl:ps	7
12.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z ze żwirów	Bżp	7
13.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z pyłów wodnego pochodzenia	Bpłg płg, Apłg. Gl	13
14.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z lessów i utworów lessowatych	Bli	10
15.	Gleby brunatne i płowe wytworzone z iłów	Bi	6
16.	Gleby brunatne i płowe wytworzone ze skał masywnych, gliniaste i szkieletowo-gliniaste	Bgs. Sk, Bpłi. sk	10
17.	Gleby brunatne i płowe wytworzone ze skał masywnych, gliniaste	Bgcp:sk, Agsp. gc	5
18.	Gleby brunatne i płowe wytworzone ze skał masywnych, ilaste	Bi: sk	5
19.	Gleby brunatne i płowe wytworzone ze skał masywnych, pyłowe	Bpi	9
20.	Mady średnie i ciężkie	F_b gsp, F_ci	12
21.	Mady lekkie i bardzo lekkie	$F_b$pglp. ps	11
22.	Mady lekkie i średnie	F_bpłg	8
23.	Czarne ziemie	Dglp, Dpłi	12
24.	Czarne ziemie wytworzone z piasków	Dpgl. pl	7
25.	Gleby murszowe i murszowate	Mps. Pl, Mpl	6
	RAZEM		290

5.2. Metodyka badań

Wyboru parametrów do konstrukcji modelu dokonano na podstawie analizy wyników dotychczasowych badań oraz badań własnych autora. Wybrano takie parametry charakteryzujące budowę fazy stałej gleby, które w sposób istotny wpływają na charakterystykę współczynnika przewodnictwa wodnego.

Analiza dotychczasowych wyników badań wykazała, że na wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej istotnie wpływa gęstość gleby, zawartość frakcji iłu, objętość porów o średnicach większych niż 30 μm oraz średnica cząstek glebowych [26,38,54,60,73,78,83,85,86,89,90,123,129]. Natomiast wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej są skorelowane z zawartością poszczególnych frakcji granulomtrycznych, zawartością substancji organicznej oraz gęstością gleby [29,30,54,68,72,82,96,98,99,108,131].

5.2.1. Wyznaczanie fizycznych właściwości gleb

Parametry badanych gleb wyznaczono standardowymi metodami stosowanymi powszechnie w laboratoriach gleboznawczych, tj.

- rozkład granulometryczny metodą Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego,
- powierzchnię właściwą wyznaczono metodą adsorpcji pary wodnej[27,28],
- gęstość gleby metodą grawimetryczną,
- zawartość węgla organicznego metodą Tiurina.

Na podstawie rozkładu granulometrycznego wyliczono:

- geometryczną powierzchnię właściwą cząstek glebowych przy założeniu ich kulistości,
- średnią statystycznie średnicę cząstek glebowych.

Na podstawie krzywych retencji wodnej wyznaczono:

- porowatość ogólną,
- zawartość wody grawitacyjnej,
- zawartość wody przy jej potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej (pF 2,2).

Geometryczną powierzchnię właściwą cząstek glebowych wyliczono przy założeniu ich kulistości z następującego wzoru [111]:

$$S_g = \frac{\sum_{i=1}^{n} P_i \frac{4\pi\left(\frac{\overline{D_i}}{2}\right)^2}{\frac{4}{3}\pi\left(\frac{\overline{D_i}}{2}\right)^3 \rho}}{100\%} \tag{5.1}$$

gdzie: S_g – powierzchnia geometryczna [$cm^2 \cdot g^{-1}$], P_i – procentowa zawartość *i-tej* frakcji [%], n – liczba frakcji, ρ - gęstość fazy stałej, przyjęta w obliczeniach jako 2,65 [$g \cdot cm^{-3}$] i po przeliczeniu na odpowiednie jednostki wstawiona do wzoru oraz $\overline{D_i} = \frac{D_{i,\max} + D_{i,\min}}{2}$ - średnia średnica cząstek *i-tej* frakcji [mm], $D_{i,max}$ – maksymalna średnica i-tej frakcji [m], $D_{i,min}$ – minimalna średnica i-tej frakcji [mm]. Do wyliczenia średniej statystycznie średnicy cząstek wykorzystano następujący wzór:

$$D_{cz} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \overline{D_i} P_i}{100\%} \tag{5.2}$$

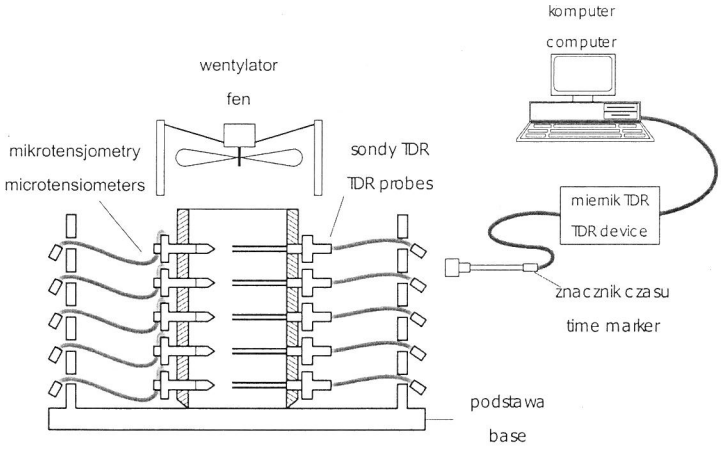
gdzie: D_{cz} – średnia statystycznie średnica cząstek [mm], a pozostałe wielkości zdefiniowane są jak powyżej.

Z krzywej retencji wodnej wyznaczono porowatość ogólną, zawartość wody przy potencjale odpowiadającym pF = 2,2 (polowa pojemność wodna) oraz zawartość wody grawitacyjnej jako różnicę wilgotności przy potencjale wody glebowej odpowiadającej pF = 0 i pF = 2,2.

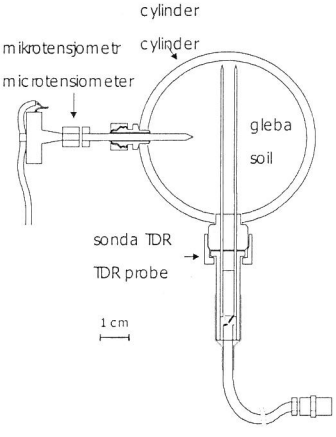
5.2.2. Wyznaczanie współczynnika przewodnictwa wodnego

Współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej wyznaczano przy użyciu laboratoryjnego zestawu TDR (Time Domain Reflectometry) do pomiaru wilgotności, potencjału wody glebowej, temperatury i zasolenia, stosując metodę profili chwilowych (Instantaneous Profile Method - IPM) [24,25,69,70, 71,100,102,103,116,117]. W większości spotykanych w literaturze przypadków do wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej przy użyciu zestawu pomiarowego TDR oraz metody profili chwilowych stosowano kolumny glebowe o średnicy 5,5 cm oraz wysokości 10 cm, co umożliwiało zainstalowanie pięciu par czujników do pomiaru wilgotności i potencjału wody glebowej na wysokościach 1, 3, 5, 7 i 9 cm licząc od dołu kolumny. Takie też pomiary zostały uznane za standardowe.

Jednakże w większości przypadków w badaniach glebowych do pobierania próbek używane są cylindry o średnicy 5,5 cm i wysokości 5 cm. W takich cylindrach pobrane zostały próbki glebowe znajdujące się w banku danych Instytutu Agrofizyki PAN w Lublinie. Ze względu na wysokość kolumny możliwe jest zainstalowanie w niej jedynie 3 par czujników do pomiaru wilgotności i potencjału wody glebowej na wysokościach 1, 2,5 i 4 cm licząc od dołu kolumny.



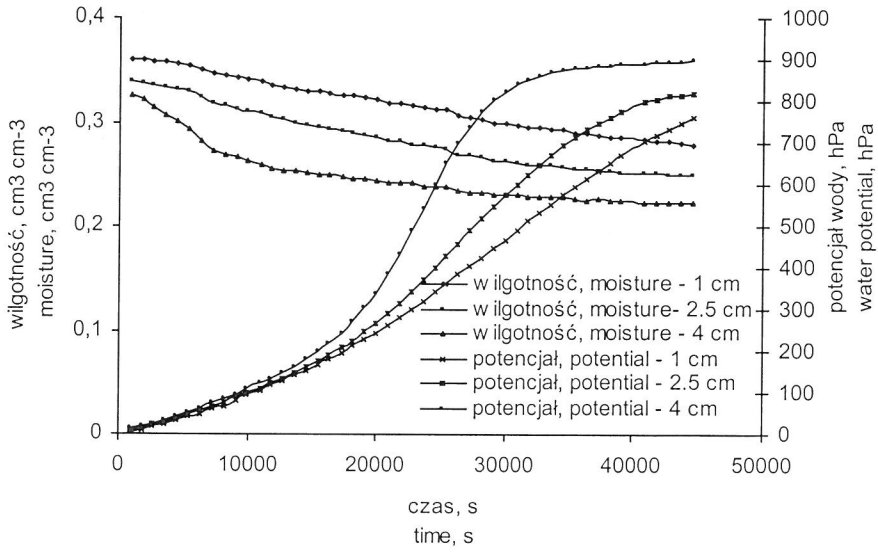
Rys. 5.1. Stanowisko TDR do pomiaru dynamiki wilgotności i potencjału wody glebowej [70,102]
Fig. 5.1. TDR set-up for water content and water potential dynamic measurements [70,102]



Rys. 5.2. Przekrój cylindra z glebą z zainstalowanymi czujnikami do pomiaru wilgotności i potencjału wody glebowej [70,102]
Fig. 5.2. Cross-section of soil cylinder with sensors of water content and water potential measurement installed [70,102]

Przeprowadzone badania i analiza statystyczna wykazały, że zastosowanie metody profili chwilowych do wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej przy użyciu kolumny o wysokości 5 cm z trzema parami czujników generuje w sensie statystycznym równoważne wyniki jak przy użyciu kolumny o wysokości 10 cm z pięcioma parami czujników [100].

Do pomiarów używano więc kolumn glebowych o objętości 125 cm^3, wysokości 5 cm i średnicy 5,5 cm. Poprzez pary otworów znajdujących się w kolumnie glebowej na wysokościach 1, 2,5 i 4 cm licząc od dołu kolumny umieszczano sondy TDR do pomiaru wilgotności oraz mikrotensjometry do pomiaru potencjału wody glebowej (rys. 5.1 i 5.2).



Rys. 5.3. Dynamika wilgotności i potencjału wody w kolumnie glebowej – przykład
Fig. 5.3. Water content and water potential dynamic in soil column – an example

Przygotowaną kolumnę glebową w cylindrze z trzema parami otworów nawilżano do stanu pełnego nasycenia poprzez podsiąk kapilarny. Następnie zakrywano górny koniec kolumny, przenoszono na stanowiska pomiarowe i instalowano czujniki wilgotności i potencjału wody glebowej, pozostawiając na okres 24 godzin w celu uzyskania równowagi termodynamicznej. Następnie kolumnę odkrywano i w czasie osuszania próbki glebowej poprzez parowanie z jej powierzchni mierzono wartości wilgotności i potencjału wody glebowej

w trzech warstwach kolumny. Zmierzone wartości były automatycznie rejestrowane przez system komputerowy sterujący urządzeniem. Przykładowe wyniki dynamiki wilgotności i potencjału wody glebowej przedstawiono na rysunku 5.3.

Ponieważ pomiary wilgotności i potencjału wody glebowej są rozdzielone w czasie oraz ze względu na ich rozrzut do ich wygładzenia zastosowano funkcję Beziera w postaci [11,102,116]:

$$\varphi_i^N = \frac{N!}{(N-i)!\cdot i!}\tilde{x}\cdot(1-\tilde{x})^{N-1},\ 0 \le \tilde{x} \le 1,\ \text{i=0,..., N} \tag{5.4}$$

przy warunku:

$$\sum_{i=1}^{N} \varphi_i^N(\tilde{x}) \equiv 1 \tag{5.5}$$

dla wszystkich wartości $\tilde{x}$. Przy pomocy funkcji Beziera otrzymuje się interpolowane we współrzędnych czasowo-przestrzennych wartości wilgotności i potencjału wody na powierzchniach danych następującymi równaniami:

$$\hat{\theta}(\tilde{z},\tilde{t}) = \sum_{i=0}^{N}\sum_{j=0}^{M}\theta(z_i,t_j)\varphi_i^N(\tilde{z})\varphi_j^M(\tilde{t}) \tag{5.6}$$

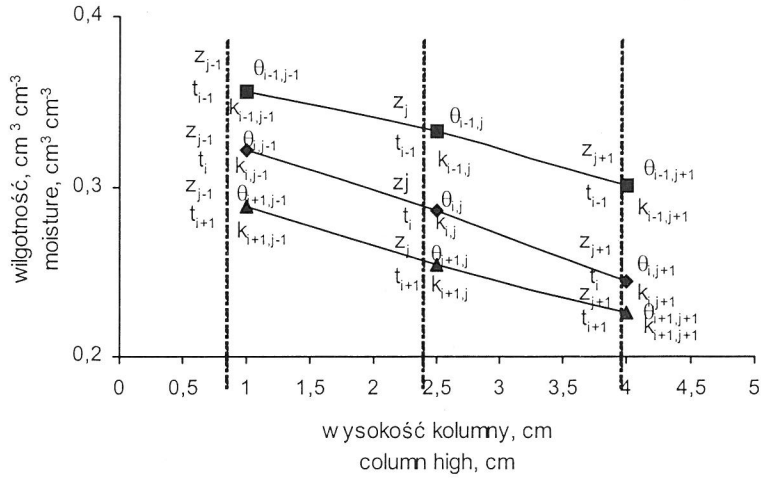
$$\hat{\psi}(\tilde{z},\tilde{t}) = \sum_{i=0}^{N}\sum_{j=0}^{M}\psi(z_i,t_j)\varphi_i^N(\tilde{z})\varphi_j^M(\tilde{t}) \tag{5.7}$$

Zakładając, że proces transportu wody w kolumnie glebowej odbywa się w warunkach izotermicznych oraz, że jest on jednowymiarowy, do jego opisu można użyć równania Darcy w postaci:

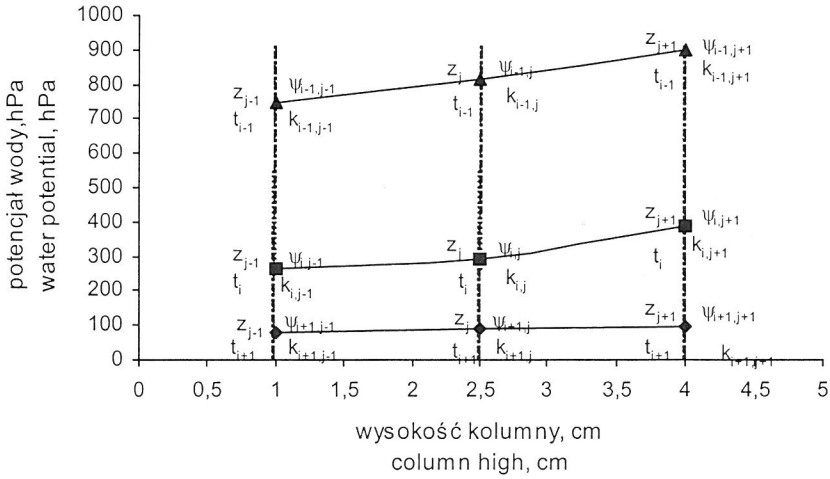
$$q(z,t) = -k(\psi)\left(\frac{\partial\psi(z,t)}{\partial z} - 1\right) \tag{5.8}$$

Alternatywnie strumień wody można wyliczyć z następującego równania:

$$q(z,t) = -\int_{z=z_0}^{z}\frac{\partial\theta(z,t)}{\partial t}dz \tag{5.9}$$



Rys. 5.4. Profile wilgotności w poszczególnych warstwach kolumny glebowej dla wybranych czasów
Fig. 5.4. Water content profiles for chosen compartments of soil column and for chosen times



Rys. 5.5. Profile potencjału wody glebowej w poszczególnych warstwach kolumny glebowej dla wybranych czasów
Fig. 5.5. Soil water potential profiles in soil column for chosen compartments and chosen times

Porównując równania (5.8) i (5.9) można wyznaczyć współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gleby z równania:

$$k(\psi) = \frac{\int_{z=z_0}^{z} \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz}{\left(\frac{\partial \psi(z,t)}{\partial z} - 1 \right)} \tag{5.10}$$

Warunki brzegowe dla prowadzonego eksperymentu były następujące: $q(z_0, t) = 0$, gdzie z_0 - zamknięty koniec kolumny glebowej (w przypadku eksperymentu spód kolumny).

Na rysunkach 5.4 i 5.5 przedstawiono profile wilgotności i potencjału wody glebowej w poszczególnych warstwach kolumny glebowej dla wybranych czasów. Wskaźnik i numeruje czas, natomiast wskaźnik j numeruje warstwę. W węźle ij zgodnie z równaniem (5.11) wartość współczynnika przewodnictwa wodnego można wyliczyć ze wzoru:

$$k_{ij}(\psi_{ij}) = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{\theta_{i+1,j} - \theta_{i-1,j}}{t_{i+1} - t_{i-1}} \cdot \left(z_{j+1} - z_{j-1}\right)}{\frac{\psi_{i,j+1} - \psi_{i,j-1}}{z_{j+1} - z_{j-1}} - 1} \tag{5.11}$$

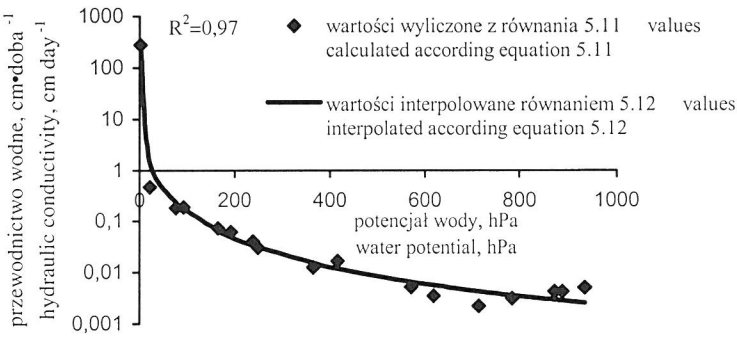
Tej wartości przewodnictwa przypisywany jest potencjał wody glebowej ψ_{ij} oraz wilgotność θ_{ij}.

Ze względu na rozrzut uzyskanych z równania (5.11) wyników obliczeń oraz potrzeby interpolowania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego dla określonych wartości potencjału wody glebowej niezbędnym jest przedstawienie zależności współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej w postaci funkcyjnej. Tak więc końcowym etapem wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gleby metodą profili chwilowych było wygładzanie i interpolacja uzyskanych wyników obliczeń. Do tego celu można zastosować funkcję w różnej postaci. Analizie poddano funkcje w postaci wielomianu, potęgowej, logarytmicznej oraz równanie van Genuchtena [107]. Funkcję w postaci wielomianu odrzucono, ze względu na to, iż wraz ze wzrostem stopnia wielomianu współczynnik determinacji wzrasta, jednakże między interpolowanymi punktami funkcja zachowuje się w sposób niejednoznaczny. Analiza statystyczna wykazała, że najwyższy współczynnik determinacji R^2

(w przedziale od 0,95 do 0,99) uzyskiwano dla interpolacji przeprowadzonej przy pomocy równania van Genuchtena [106] w postaci:

$$k(\psi) = K_S \frac{\left\{1 - (\alpha\psi)^{n-1}\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^{-m}\right\}^2}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^{\frac{m}{2}}} \tag{5.12}$$

gdzie: K_S - współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej [cm doba^{-1}], ψ - potencjał wody glebowej [hPa], α, n i m - parametry równania.



Rys. 5.6. Przykładowy wykres obliczonych i interpolowanych wartości przewodnictwa wodnego.
Fig. 5.6. An exemplary plot of calculated and interpolated values of hydraulic conductivity

Krzywą przedstawioną równaniem (5.12) dopasowywano do punktów obliczonych przy pomocy równania (5.11) metodą najmniejszych kwadratów (rys. 5.6.).

Pomiar współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej K_{sat}, wykonano przy pomocy standardowego urządzenia firmy Eijkelkamp-Agricultural Equipment.

Wszystkie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego badanych gleb zostały wyznaczone według tej samej powyżej przedstawionej metodyki. Metoda profili chwilowych wraz z pomiarem współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej wraz z przedstawioną powyżej numeryczną procedurą pozwala na uzyskanie zależności współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej w zakresie zmian wartości potencjału wody glebowej od 0 do około 900 hPa, co jest uwarunkowane zakresem pomiarowym tensjometrów.

6. FIZYCZNO-STATYSTYCZNY MODEL PRZEWODNICTWA WODNEGO GLEBY

6.1. Struktura modelu

Zestawione w bazie danych parametry fazy stałej gleby oraz wartości współczynnika przewodnictwa wodnego zostały poddane analizie statystycznej. Wszystkie przeprowadzone analizy statystyczne, jeżeli tego nie zaznaczono inaczej, zostały wykonane na poziomie ufności 0,05.

Wartości potencjału wody glebowej, dla których wykonano analizy statystyczne były następujące i odpowiadały pF:

0,1 [kJ m^{-3}] – pF 0;
1 [kJ m^{-3}] – pF 1;
3,16 [kJ m^{-3}] – pF 1,5;
9,8 [kJ m^{-3}] – pF 2;
16,0 [kJ m^{-3}] – pF 2,2;
31,0 [kJ m^{-3}] – pF 2,5;
50,0 [kJ m^{-3}] – pF 2,7;
100,0 [kJ m^{-3}] – pF 3.

Dla uproszczenia zapisu w dalszej części pracy posłużono się wartościami potencjału wody glebowej wyrażonymi w jednostkach pF.

Przyjęto następujące oznaczenia konsekwentnie używane w dalszych częściach pracy:

K – współczynnik przewodnictwa wodnego [cm $doba^{-1}$]
F_{piasek} – procentowa zawartość frakcji piasku [%],
$F_{pył}$ – procentowa zawartość frakcji pyłu [%],
$F_{ił}$ – procentowa zawartość frakcji iłu [%],
D_{cz} – średnia statystycznie średnica cząstek [mm],
S_g – geometryczna powierzchnia właściwa cząstek glebowych [cm^2 g^{-1}],
ρ – gęstość gleby [g cm^{-3}]
S_{BET} – powierzchnia właściwa [cm^2 g^{-1}],
W_G – zawartość wody grawitacyjnej [$cm^3 \cdot cm^{-3}$],
PPW – zawartość wody odpowiadająca polowej pojemności wodnej (pF 2,2) [cm^3 cm^{-3}],
C_{org} – procentowa zawartość węgla organicznego [%],
P – porowatość ogólna [cm^3 cm^{-3}].

Tabela 6.1. Współczynniki korelacji pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego a analizowanymi parametrami struktury gleby (pogrubioną czcionką zaznaczono współczynniki korelacji istotne statystycznie)
Table 6.1. Correlation coefficients between values of hydraulic conductivity and analyzed parameters of soil structure (bold marks coefficients statistically valid)

K / Zmienna Parameter	F_{il}	F_{pyl}	F_{piasek}	D_{cz}	S_g	P	ρ	W_G	PPW	S_{BET}	C_{org}
pF 0	**-0,11**	-0,07	**0,11**	**0,11**	**-0,14**	0,02	-0,09	**0,19**	**-0,15**	-0,07	**0,12**
pF 1	**-0,24**	-0,10	**0,21**	**0,21**	**-0,21**	0,01	-0,03	**0,26**	**-0,21**	**-0,18**	-0,07
pF 1,5	**-0,21**	-0,07	**0,17**	**0,17**	**-0,17**	-0,01	0,02	**0,22**	**-0,19**	**-0,16**	-0,05
pF 2	**-0,24**	-0,04	**0,17**	**0,18**	**-0,21**	-0,00	0,07	**0,21**	**-0,18**	**-0,23**	**-0,12**
pF 2,2	**-0,26**	0,01	0,16	**0,17**	**-0,26**	-0,00	**0,12**	**0,17**	**-0,18**	**-0,31**	**-0,16**
pF 2,5	**-0,17**	0,06	0,08	0,08	**-0,19**	**-0,11**	**0,17**	0,05	**-0,13**	**-0,29**	**-0,18**
pF 2,7	**-0,12**	**0,11**	0,01	0,02	**-0,15**	**-0,12**	**0,18**	-0,00	-0,08	**-0,27**	**-0,18**
pF 3	-0,04	**0,14**	-0,05	-0,05	-0,08	**-0,15**	**0,19**	-0,11	-0,02	**-0,21**	**-0,15**

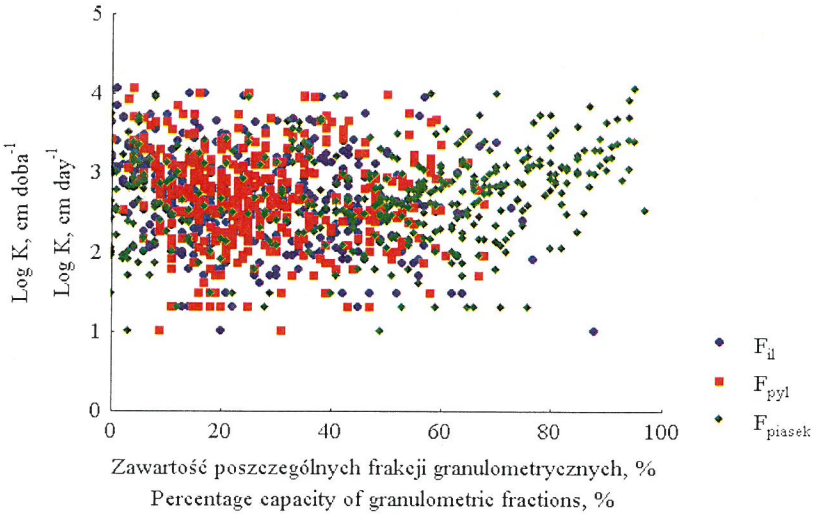
Tabela 6.2. Współczynniki korelacji pomiędzy wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego a analizowanymi parametrami struktury gleby (pogrubioną czcionką zaznaczono współczynniki korelacji istotne statystycznie

Table 6.2. Correlation coefficients between values of logarithms of hydraulic conductivity and analyzed parameters of soil structure (bold marks coefficients statistically valid)

Zmienna Parameter / $Log_{10}K$	F_{il}	F_{pyl}	F_{piasek}	D_{cz}	S_g	P	ρ	W_G	PPW	S_{BET}	C_{org}
pF 0	**-0,21**	**-0,11**	**0,19**	**0,20**	**-0,22**	0,03	**-0,12**	**0,29**	**-0,23**	**-0,12**	0,07
pF 1	**-0,45**	**-0,21**	**0,40**	**0,41**	**-0,37**	0,05	-0,04	**0,46**	**-0,36**	**-0,31**	**-0,13**
pF 1,5	**-0,46**	**-0,17**	**0,39**	**0,40**	**-0,40**	0,01	0,03	**0,43**	**-0,36**	**-0,38**	**-0,17**
pF 2	**-0,42**	-0,07	**0,31**	**0,31**	**-0,38**	-0,01	0,09	**0,34**	**-0,30**	**-0,41**	**-0,22**
pF 2,2	**-0,39**	-0,01	**0,26**	**0,26**	**-0,38**	-0,05	**0,14**	**0,27**	**-0,27**	**-0,44**	**-0,25**
pF 2,5	**-0,27**	0,08	**0,13**	**0,14**	**-0,29**	-0,09	**0,17**	**0,13**	**-0,18**	**-0,40**	**-0,25**
pF 2,7	**-0,16**	**0,14**	0,02	0,03	**-0,21**	**-0,11**	**0,18**	0,02	-0,10	**-0,35**	**-0,23**
pF 3	-0,00	**0,20**	**-0,12**	**-0,11**	-0,08	**-0,13**	**0,18**	**-0,15**	0,03	**-0,23**	**-0,17**

Na wstępie wyliczono korelacje cząstkowe pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego oraz logarytmami dziesiętnymi tych wartości przy analizowanych wartościach potencjału wody glebowej a wybranymi parametrami fazy stałej gleby.

Wyniki przedstawiono w tabelach 6.1 i 6.2. Wynika z nich, że wyższe wartości współczynnika korelacji występują pomiędzy logarytmami dziesiętnymi wartości współczynnika przewodnictwa wodnego, a analizowanymi parametrami struktury gleby. Wynika to zapewne stąd, że ze względu na duże zróżnicowanie gleb pod względem ich właściwości fizycznych również wartości współczynnika przewodnictwa wodnego charakteryzują się dużym zakresem zmienności przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej. Dlatego też często analizie poddawane są zlogarytmowane wartości współczynnika przewodnictwa wodnego.



Rys. 6.1. Relacje pomiędzy wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego przy potencjale wody odpowiadającym pF 0, a procentową zawartością poszczególnych frakcji granulometrycznych

Fig. 6.1. Relationship between values of logarithm of saturated hydraulic conductivity and percentage capacity of granulometric fractions

Niskie wartości współczynników korelacji cząstkowych pomiędzy analizowanymi parametrami struktury gleby a wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego również potwierdzają tezę o bardzo zróżnicowanym materiale badawczym pod względem właściwości fizycznych. Jako przykład takiego zróżnicowania, na rysunku 6.1., przedstawiono relacje pomiędzy logarytmem

współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej a procentową zawartością poszczególnych frakcji granulometrycznych.

Przy tworzeniu konkretnego modelu statystyczno-fizycznego z przedstawionego zestawu parametrów wybierano pewną podgrupę parametrów kierując się następującymi kryteriami: względnie wysoki współczynnik korelacji cząstkowej pomiędzy parametrami fazy stałej gleby wybranymi do tworzenia modelu a wartością logarytmu współczynnika przewodnictwa wodnego przy danej wartości potencjału wody glebowej oraz brak zależności funkcyjnej lub korelacyjnej pomiędzy fizycznymi parametrami gleby wybranymi do tworzenia modelu. Do modeli korelacyjnych używano również wybranych funkcji fizycznych parametrów gleby np. logarytmów, odwrotności, itp.

Jako pierwszy model fizyczno-statystyczny zaproponowano model wielokrotnej regresji liniowej. Ogólne równanie takiego modelu ma postać:

$$Y = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + \ldots + a_n X_n \tag{6.1}$$

gdzie: Y - jest zmienną zależną (predyktowaną), X_1, X_2,...,X_n, - zmiennymi niezależnymi (predyktorami), natomiast a_0, a_1, a_2, ..., a_n, - parametrami modelu.

Zgodnie z przyjętymi kryteriami do analizy statystycznej wybrano następujące parametry struktury gleby: procentową zawartość frakcji iłu – F_{il}, procentową zawartość frakcji piasku F_{piasek}, powierzchnię właściwą – S_{BET}, procentową zawartość węgla organicznego - C_{org}, zawartość wody grawitacyjnej – W_G oraz zawartość wody przy jej potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej – *PPW*. Przeprowadzono analizę regresji wielokrotnej pomiędzy wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego przy określonych wartościach potencjałów wody glebowej wyrażonych w jednostkach *pF* parametrów wybranym zestawem parametrów fizycznych fazy stałej gleby. Uzyskane dla tego modelu wartości współczynników korelacji (tab. 6.3.) od 0,33 do 0,52 świadczą o tym, że zdolność predykcyjna powyższych modeli nie jest duża. Przeprowadzona analiza regresji wielokrotnej dla innych kombinacji zestawu parametrów wykazała, że najwyższe wartości współczynnika korelacji dla wszystkich analizowanych wartości potencjałów wody glebowej uzyskuje się dla wybranego powyżej zestawu parametrów.

Tabela 6.3. Współczynniki korelacji równań liniowej regresji wielokrotnej pomiędzy wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego, a wybranymi parametrami fazy stałej gleby
Table 6.3. Correlation coefficients of regression equations between logarithms of hydraulic conductivity and chosen parameters of soil solid phase

$Log_{10}K$	Współczynnik korelacji R Correlation coefficient R
pF 0	0,33
pF 1	0,52
pF 1,5	0,52
pF 2	0,51
pF 2,2	0,52
pF 2,5	0,48
pF 2,7	0,46
pF 3	0,45

Poszukiwano zatem metod regresyjnych i równań, które zwiększyłyby moc predykcyjną modeli. Zastosowano analizę regresji czynnikowej i wielomianowej.

Modele regresji czynnikowej kompletnej definiowane są jako układy, w których występują wszystkie możliwe iloczyny zmiennych niezależnych (predyktorów). Na przykład model regresji czynnikowej kompletnej dla trzech zmiennych niezależnych X_1, X_2, X_3 zawiera, oprócz efektów głównych wyrażonych predyktorami X_1, X_2, X_3,, również ich dwu- i trzy-czynnikową interakcję. W takim przypadku ogólne równanie regresji czynnikowej kompletnej ma postać:

$$Y = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_3 + a_4 X_1 X_2 + a_5 X_2 X_3 + a_6 X_1 X_3 + a_7 X_1 X_2 X_3 \tag{6.2}$$

Analiza regresji czynnikowej pozwala więc zbadać wpływ zarówno poszczególnych parametrów jak też ich iloczynów (interakcji) na wartość zmiennej zależnej.

W wyniku przeprowadzonej analizy regresji czynnikowej kompletnej dla analizowanego zestawu parametrów struktury gleby (zmiennych niezależnych) otrzymano współczynniki regresji przedstawione w tabeli 6.4.

Otrzymane wartości współczynników korelacji tylko w nieznacznym stopniu przewyższają wartości otrzymane w wyniku zastosowania analizy regresji wielokrotnej. Można więc sądzić, że wpływ poszczególnych iloczynów zmiennych niezależnych na obliczane wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego jest niewielki, a postać równań regresji komplikuje się w sposób zasadniczy. Dlatego też uznano, że przedstawianie ich w niniejszej pracy jest bezprzedmiotowe, zważywszy, że zawierają one od 15 do 23 członów.

Tabela 6.4. Współczynniki korelacji równań regresji czynnikowej kompletnej pomiędzy wartościami logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego, a wybranymi parametrami fazy stałej gleby
Table 6.4. Correlation coefficients of regression equations between logarithms of hydraulic conductivity and chosen parameters of soil solid phase

$Log_{10}K$	Współczynnik korelacji R Correlation coefficient R
pF 0	0,45
pF 1	0,58
pF 1,5	0,59
pF 2	0,60
pF 2,2	0,60
pF 2,5	0,57
pF 2,7	0,55
pF 3	0,51

W dalszym etapie badań przeprowadzono analizę regresji wielomianowej, która jest przykładem regresji nieliniowej. Pozwala ona na zbadanie wpływu wyższych potęg niż pierwsza zmiennych niezależnych na wartości zmiennej zależnej. W istocie rzeczy nieliniowy model regresji wielomianowej można sprowadzić do modelu liniowego stosując odpowiednie transformacje zmiennych niezależnych. Przeprowadzono zatem analizę regresji wielomianowej drugiego stopnia. Otrzymane współczynniki korelacji przedstawiono w tabeli 6.5. Należy zaznaczyć, że podwyższanie stopnia wielomianu nie wpływa istotnie statystycznie na zwiększenie wartości współczynnika korelacji. Jak widać z tabeli 6.5 wartości współczynnika korelacji równań regresji wielomianowej są porównywalne z wartościami tych współczynników otrzymanych dla równań regresji czynnikowej. Można więc sądzić, że również wpływ wyższych potęg parametrów struktury gleby nie wpływa istotnie na możliwość predykcji wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego.

Żadna z przeprowadzonych powyżej analiz statystycznych nie pozwoliła zbudować modelu, który w sposób zadawalający stwarzałby możliwość przewidywania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego na podstawie znajomości parametrów fazy stałej gleby. Wniosek, jaki nasuwa się z powyższych badań jest taki, że związki pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego a parametrami fazy stałej gleby mają charakter nieliniowy. Dlatego też w dalszym etapie badań skoncentrowano się na poszukiwaniu nieliniowych modeli regresji, które w sposób zadawalający opisywałyby zależności pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego z parametrami fazy stałej gleby.

Tabela 6.5. Współczynniki korelacji równań regresji wielomianowej (2 stopień wielomianu) pomiędzy wartościami logarytmów dziesiętnych współczynnika przewodnictwa wodnego, a wybranymi parametrami fazy stałej gleby

Table 6.5. Correlation coefficient of regression equations between (2-nd degree of polynomial) logarithms of hydraulic conductivity and chosen parameters of soil solid phase

$Log_{10}K$	Współczynnik korelacji R Correlation coefficient R
pF 0	0,48
pF 1	0,55
pF 1,5	0,59
pF 2	0,57
pF 2,2	0,59
pF 2,5	0,55
pF 2,7	0,52
pF 3	0,49

Estymacja nieliniowa jest ogólną procedurą dopasowania, która służy do oszacowania dowolnego rodzaju zależności pomiędzy zmienną zależną (predyktowaną) a zmiennymi niezależnymi. Ogólnie wszystkie modele regresji maja postać:

$$Y = F(x_1, x_2, ..., x_n) \tag{6.3}$$

gdzie: Y - jest zmienną zależną wyrażoną dowolną funkcją F - zmiennych niezależnych x_1, x_2,...,x_n. Estymacja nieliniowa umożliwia zdefiniowanie dowolnego typu modelu regresji. Jeżeli jednak dopuszczamy dowolny typ zależności między zmiennymi niezależnymi a zmienną zależną pojawiają się pytania, jakiego rodzaju zależności mają sens tzn. jak można je zinterpretować oraz jak dokładnie obliczyć zależność tzn. jak wywnioskować, czy faktycznie występuje zależność taka, jakiej oczekiwaliśmy. Przeprowadzono badania dotyczące możliwości zbudowania modelu zawierającego jako zmienne niezależne pewne funkcje analizowanych parametrów fazy stałej gleby np. logarytmy, odwrotności lub kwadraty odwrotności. Otrzymane współczynniki korelacji R dla tak wyznaczonych równań regresji zawierały się w przedziale od 0,51 do 0,73, natomiast sama postać tych równań jest skomplikowana i trudna do interpretacji.

Otrzymane z powyższych analiz statystycznych równania regresji charakteryzują się niezbyt dużą zdolnością predykcyjną. Dlatego też przeanalizowano możliwość zbudowania modeli regresyjnych dla analizowanej bazy danych przy podziale na klasy ze względu na wybrane właściwości fizyczne fazy stałej gleby.

Tabela 6.6. Podział utworów glebowych na grupy granulometryczne[34]
Table. 6.6. Soil classification according to granulometric group [34]

Grupy granulometryczne Granulometric groups	Piasek Sand 1-0,1 mm %	Pył Silt 0,1-0,02 mm %	Ił Clay <0,02 mm %
Gleby piaszczyste Sandy soils	40-100	0-40	0-20
Gleby gliniaste Loamy soils	10-79	0-40	21-90
Gleby pyłowe Silty soils	0-59	41-100	0-50
Gleby ilaste Clay soils	0-9	0-49	51-100

Podstawową cechą różnicującą badane gleby pod względem właściwości fizycznych jest rozkład granulometryczny. Ponieważ podział na grupy granulometryczne jest podstawą wydzielenia gatunków gleb, dlatego też dokonano podziału analizowanej bazy danych na cztery gatunki, w taki sposób (tab. 6.6.), że w pierwszej grupie znalazły się gleby zaliczane do gleb piaszczystych (187 prób), w drugiej do gleb gliniastych (115 prób), w trzeciej do gleb pyłowych (86 prób), a w czwartej do gleb ilastych (27 prób).

Dla każdej z tych klas przeprowadzono analizy regresji przedstawione powyżej. Otrzymane dla poszczególnych metod regresji i analizowanych wartości potencjałów wody glebowej, najwyższe wartości współczynnika korelacji, *R*, uzyskanych równań regresji zwierały się w przedziale od 0,37 do 0,83. Jak widać również ta metoda nie przyniosła zadawalających efektów co do zdolności predykcyjnej poszukiwanych modeli.

Do dalszych analiz zastosowano nieciągły model regresji, tzw. regresję segmentową. Ogólna postać tego modelu jest następująca:

$$Y = A(b_{01} + b_{11}x_1 + b_{21}x_2 + ... + b_{m1}x_m) + B(b_{02} + b_{12}x_1 + b_{22}x_2 + ... + b_{m2}x_m) \quad (6.4)$$

przy warunkach $A=1$ i $B=0$ dla $Y \leq PP$ oraz $A=0$ i $B=1$ dla $Y>PP$, gdzie PP jest punktem przełamania. Zatem w modelu tym szacowane są dwa oddzielne równania regresji liniowej, jedno dla tych wartości zmiennej zależnej, które są mniejsze lub równe od punktu przełamania (PP) oraz drugie dla tych wartości, które są większe od tego punktu.

Przeprowadzono analizę regresji segmentowej przy takich warunkach, aby przy jak najmniejszej liczbie użytych parametrów fizycznych fazy stałej gleby (zmiennych niezależnych) uzyskać najwyższe współczynniki korelacji oraz aby zastosowane do modelu parametry struktury posiadały względnie wysoki współczynnik korelacji cząstkowej i były funkcyjnie niezależne. Przeprowadzona analiza regresji segmentowej dla logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego wykazała, że dla równań regresji z następującym zestawem parametrów: procentowa zawartość frakcji iłu – F_{il}, procentowa zawartość frakcji piasku - F_{piasek}, powierzchnia właściwa – S_{BET}, procentowa zawartość węgla organicznego - C_{org}, zawartość wody grawitacyjnej – W_G oraz zawartość wody przy potencjale odpowiedającym polowej pojemności wodnej – *PPW* uzyskano wartości współczynnika korelacji $0{,}81 \leq R \leq 0{,}85$. Uzyskane względnie wysokie współczynniki korelacji spowodowały, że model ten zastosowano dla poszczególnych gatunków gleb. Uzyskano współczynniki korelacji $0{,}86 \leq R \leq 0{,}96$ dla następującego zestawu parametrów: procentowa zawartość frakcji iłu – F_{il}, procentowa zawartość frakcji piasku F_{piasek}, powierzchnia właściwa – S_{BET}, procentowa zawartość węgla organicznego - C_{org}, zawartość wody grawitacyjnej – W_G oraz zawartość wody przy potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej – *PPW*. Ogólna postać równania tego modelu jest następująca:

$$\begin{aligned} LogK &= A(a_0 + a_1 F_{il} + a_2 F_{piasek} + a_3 S_{BET} + a_4 C_{org} + a_5 W_G + a_6 PPW) + \\ & B(b_0 + b_1 F_{il} + b_2 F_{piasek} + b_3 S_{BET} + b_4 C_{org} + b_5 W_G + b_6 PPW \end{aligned} \tag{6.5}$$

gdzie: *A=1 i B=0 dla LogK ≤ PP oraz A=0 i B=1 dla LogK > PP.*

W tabelach od 6.7 do 6.10 przedstawiono współczynniki otrzymanych równań regresji i wartości punktów przełamania, a na rysunkach od 6.2 do 6.5 zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla poszczególnych gatunków gleb i analizowanych wartości potencjału wody glebowej. Wartości punktów przełamania *PP* dla analizowanych wartości potencjałów wody glebowej dobierano tak, aby uzyskać najwyższe współczynniki korelacji dla równania (6.5).

Tabela 6.7. Współczynniki równania 6.5 dla gleb piaszczystych
Table 6.7. Coefficient of equation 6.5 for sandy soils

Współczynnik Coefficient	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	PP
Log_{10} K	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
pF 0	2,8974	-0,0006	-0,0051	0,0059	-0,1010	0,6611	-1,7706	2,7
	1,9913	0,0147	0,0118	0,0038	0,0468	0,6612	-1,3517	
pF 1	1,1425	-0,0027	-0,0039	-0,0035	-0,1576	0,2158	-0,7143	1,15
	3,5215	-0,0612	-0,0124	0,0049	-0,2705	-0,4811	0,5779	
pF 1,5	0,0840	0,0012	-0,0060	-0,0087	-0,1966	1,4222	1,1267	0,4
	2,1618	-0,0363	-0,0166	-0,0085	0,1963	0,1571	0,8982	
pF 2	-0,4448	-0,0054	-0,0041	-0,0054	-0,1609	0,1847	0,0601	-0,7
	0,7887	-0,0113	-0,0085	-0,0045	0,0733	-1,4526	-0,1640	
pF 2,2	-0,6860	-0,0004	-0,0065	-0,0136	0,0180	0,1712	-0,0569	-1,0
	-0,4282	0,0104	-0,0022	-0,0128	0,1496	-0,2580	-0,6285	
pF 2,5	-1,7011	0,0016	-0,0003	0,0002	-0,0332	-0,5508	-0,4244	-1,65
	-1,1552	0,0236	-0,0010	-0,0081	0,1217	-0,9439	-0,9656	
pF 2,7	-2,2776	0,0140	0,0003	-0,0066	0,0979	-0,9885	-0,3409	-2,15
	-1,4087	0,0087	-0,0041	-0,0082	0,0149	-0,5112	-0,2160	
pF 3	-2,1450	-0,0068	-0,0079	-0,0084	0,0836	-1,0038	-0,9920	-2,9
	-2,1131	0,0205	-0,0054	-0,0125	-0,1000	0,3651	-0,4095	

Tabela 6.8. Współczynniki równania 6,5 dla gleb gliniastych
Table 6.8. Coefficient of equation 6.5 for loamy soils

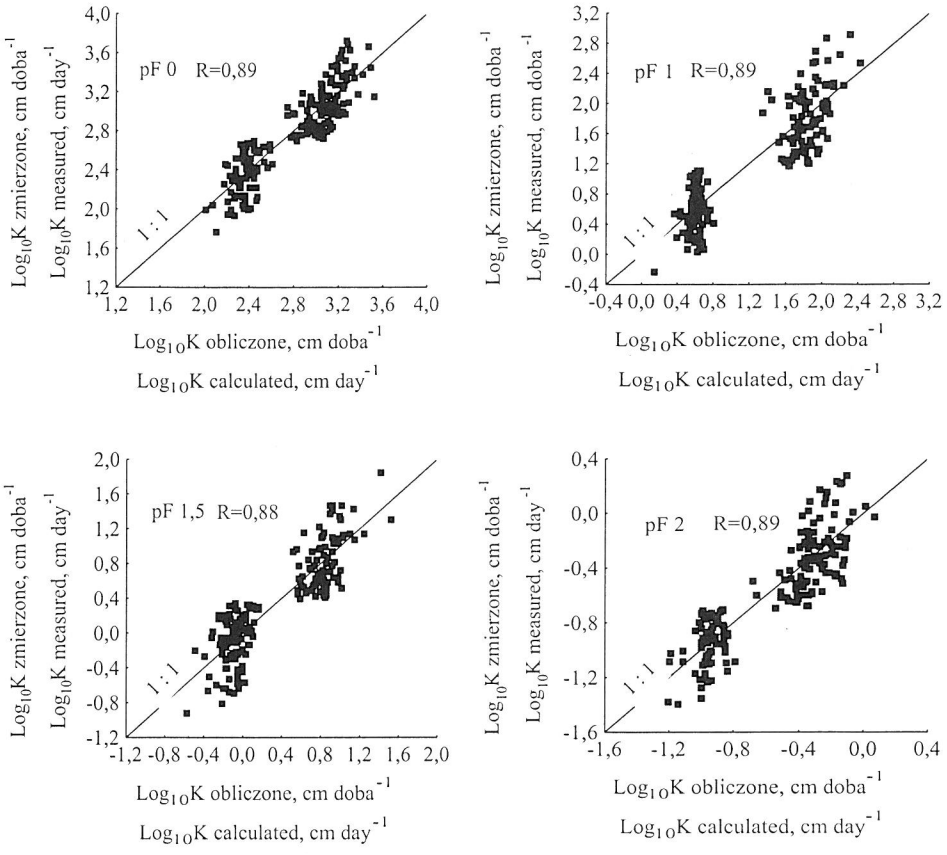
Współczynnik Coefficient	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	PP
Log_{10} K	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
pF 0	2,0645	-0,0053	0,0013	-0,0009	-0,0572	-0,2332	1,5060	2,5
	4,6765	-0,0275	-0,0306	0,0002	0,0839	2,4754	0,0461	
pF 1	-0,2210	-0,0174	0,0010	0,0059	-0,2517	1,4633	1,5674	0,4
	1,1189	-0,0062	-0,0087	0,0020	0,0696	1,3962	-0,3045	
pF 1,5	-0,4800	-0,0122	-0,0017	0,0028	-0,3116	0,9388	0,7648	-0,4
	0,3746	0,0024	-0,0021	0,0031	-0,1367	0,7259	-1,5509	
pF 2	-1,4171	-0,0078	0,0041	0,0003	-0,2241	0,4248	1,2440	-1,0
	-1,0945	0,0004	0,0069	0,0020	-0,0688	1,0900	-0,1639	
pF 2,2	-1,9970	0,0030	0,0057	-0,0007	-0,0521	0,8186	0,4300	-1,3
	-1,0044	-0,0047	0,0010	0,0026	-0,1256	1,0019	0,0733	
pF 2,5	-2,0237	0,0035	-0,0009	-0,0029	-0,1126	0,4002	0,2134	-1,8
	-1,4776	0,0098	0,0034	-0,0030	-0,1591	-0,4661	-0,6933	
pF 2,7	-2,2900	-0,0037	-0,0039	-0,0014	-0,1415	0,5832	0,6030	-2,3
	-0,6864	-0,0043	-0,0075	0,0001	-0,4245	-0,4469	-1,6003	
pF 3	-2,2094	-0,0061	-0,0078	-0,0042	-0,3315	0,3102	0,6540	-2,7
	-1,1708	0,0072	-0,0082	-0,0047	-0,3810	0,2089	-2,2491	

Tabela 6.9. Współczynniki równania 6,5 dla gleb pyłowych
Table 6.9. Coefficient of equation 6.5 for silty soils

Współczynnik Coefficient	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	PP
Log_{10} K	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
pF 0	1,6890	0,0068	0,0125	-0,0011	0,1251	-0,2235	0,6567	2,7
	2,2436	0,0114	0,0147	0,0028	0,1204	-0,2114	0,0426	
pF 1	1,2421	-0,0231	-0,0252	0,0035	-0,1982	2,3684	-0,0641	1,05
	1,2624	0,0253	0,0180	-0,0169	0,0388	-0,8633	-0,1711	
pF 1,5	0,8350	-0,0243	-0,0210	-0,0090	-0,2978	3,0368	0,1899	0,6
	1,5734	0,0021	0,0003	-0,0066	-0,0368	-0,6883	-1,1336	
pF 2	-1,5179	0,0014	-0,0052	-0,0059	0,0202	2,1899	0,6596	-0,8
	-0,0162	-0,0130	-0,0108	-0,0066	-0,0763	2,1733	1,2488	
pF 2,2	-2,4709	0,0079	0,0075	-0,0143	-0,0696	3,0310	3,3245	-0,8
	-0,6176	-0,0092	-0,0067	-0,0019	-0,2504	1,5941	1,6359	
pF 2,5	-2,8995	0,0072	0,0085	-0,0080	-0,0499	2,1362	2,7317	-1,4
	-1,3194	-0,0041	0,0010	0,0023	-0,2557	1,9305	0,6382	
pF 2,7	-2,6922	0,0069	0,0069	-0,0081	-0,0337	0,9585	1,0575	-1,95
	-1,4429	-0,0004	-0,0004	-0,0015	-0,1310	0,2967	-0,3331	
pF 3	-3,0816	0,0073	0,0050	-0,0085	-0,0618	-0,1323	1,1010	-2,5
	-2,4199	0,0141	0,0061	-0,0055	0,0330	0,2650	-0,7541	

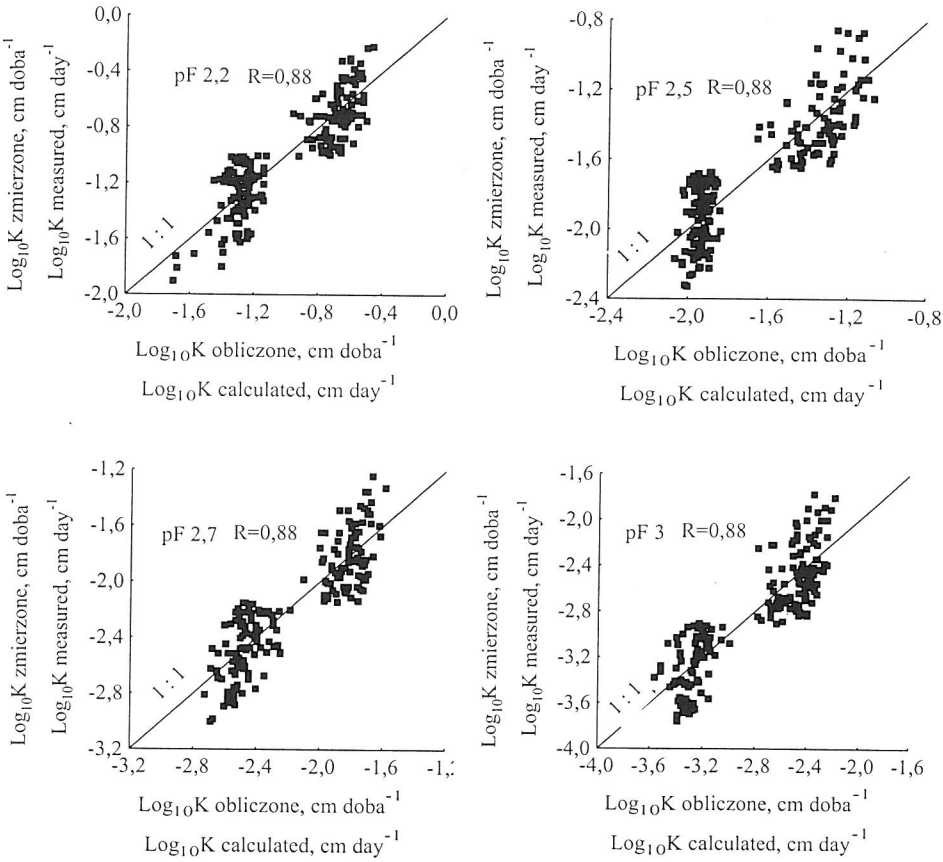
Tabela 6.10. Współczynniki równania 6,5 dla gleb ilastych
Table 6.10. Coefficient of equation 6.5 for clay soils

Współczynnik Coefficient	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	PP
Log_{10} K	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	
pF 0	0,5506	-0,0178	0,0596	-0,0063	-0,3724	2,7844	7,7332	2,6
	5,0276	0,0047	0,0215	-0,0170	0,5791	-3,9030	-3,4348	
pF 1	-2,6130	0,0017	0,0269	0,0108	-0,8212	5,3524	3,9058	0
	3,5972	0,0067	-0,0460	-0,0020	-0,6656	-0,6254	-5,3130	
pF 1,5	-2,0019	-0,0053	0,0063	0,0008	-0,3935	5,4730	2,8790	-0,6
	0,2254	-0,0435	0,0673	-0,0013	-0,8384	3,8140	6,9157	
pF 2	-2,1790	-0,0030	-0,0162	-0,0069	-0,0306	5,3572	2,0561	-1,35
	-3,1208	-0,0240	-0,1006	-0,0077	0,6679	4,1315	10,1149	
pF 2,2	-1,6748	-0,0010	-0,0191	-0,0065	-0,0259	2,9821	1,5133	-1,7
	-3,4376	-0,0109	-0,0971	-0,0117	0,6292	0,4903	9,6291	
pF 2,5	-3,5971	0,0002	-0,0067	-0,0065	0,1744	5,3814	2,0592	-2,1
	-2,9011	-0,0210	-0,0891	-0,0121	0,4878	3,1791	7,7954	
pF 2,7	-3,4169	-0,0039	-0,0121	-0,0062	0,1843	3,4015	1,7321	-2,6
	-3,1701	-0,0111	-0,0847	-0,0167	0,5225	1,4274	7,0839	
pF 3	-3,7963	-0,0026	-0,0162	-0,0060	0,1589	2,3341	1,5532	-3,1
	-5,5628	-0,0028	-0,0656	-0,0221	0,0904	2,2514	13,1368	



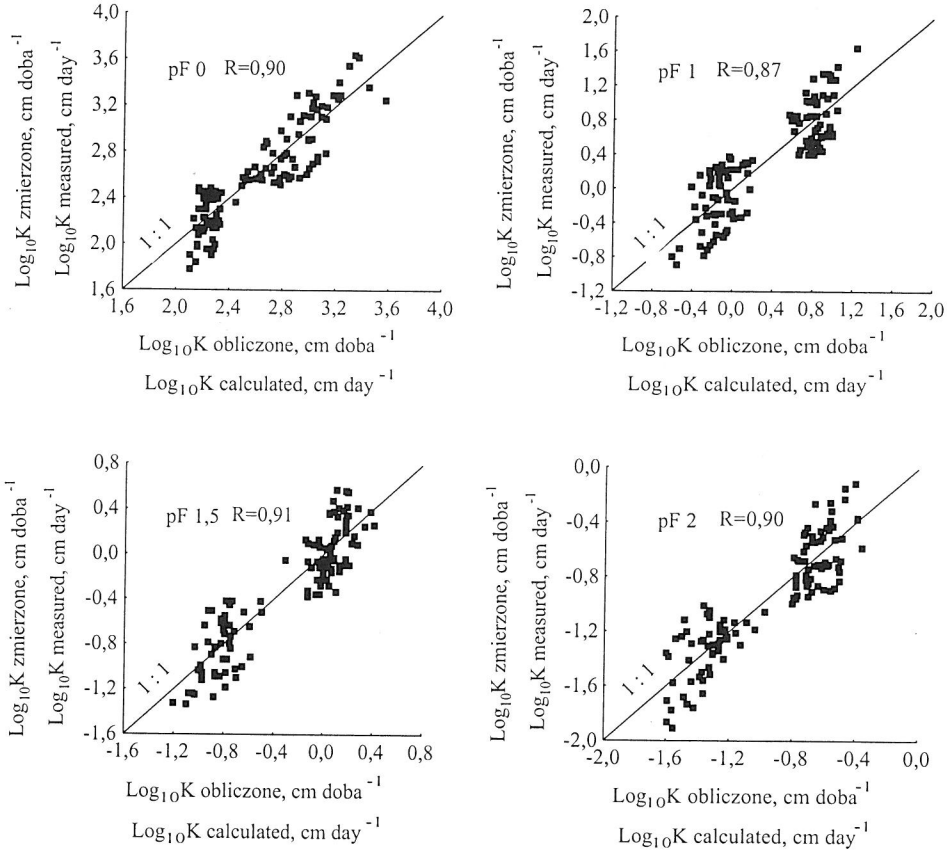
Rys. 6.2. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb piaszczystych

Fig. 6.2. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for sandy soils



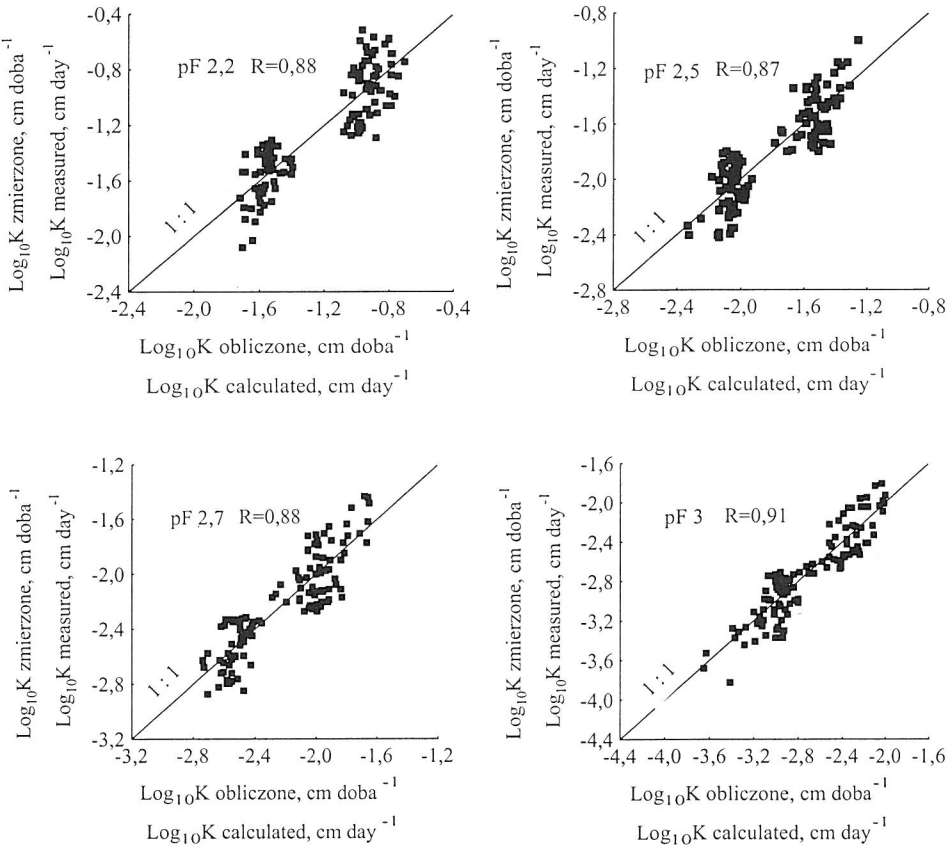
Rys. 6.2. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb piaszczystych, c.d.

Fig. 6.2. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for sandy soils, continuation.



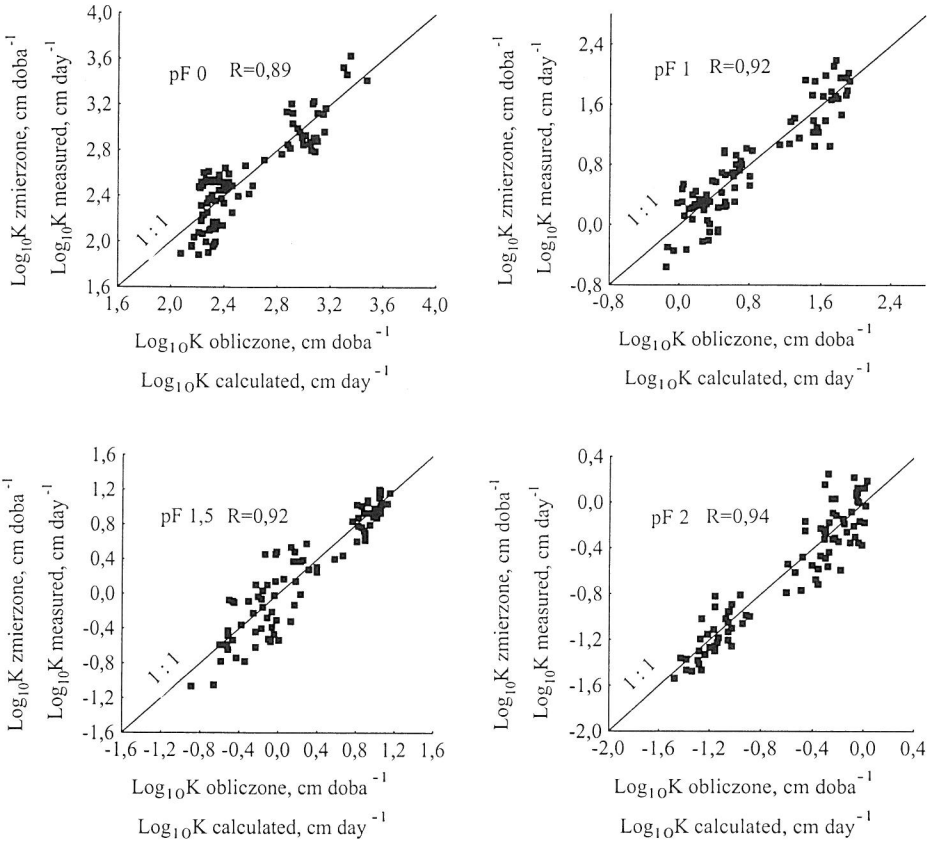
Rys. 6.3. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb gliniastych

Fig. 6.3. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for loamy soil.



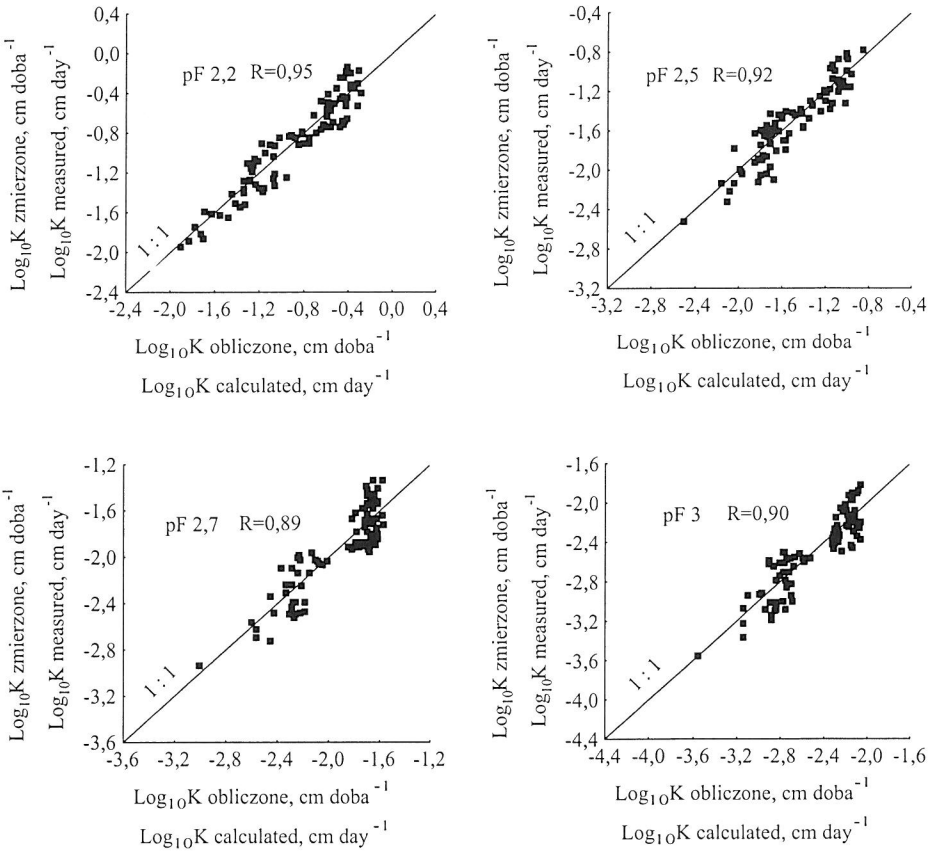
Rys. 6.3. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb gliniastych, c.d.

Fig. 6.3. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for loamy soils, continuation.



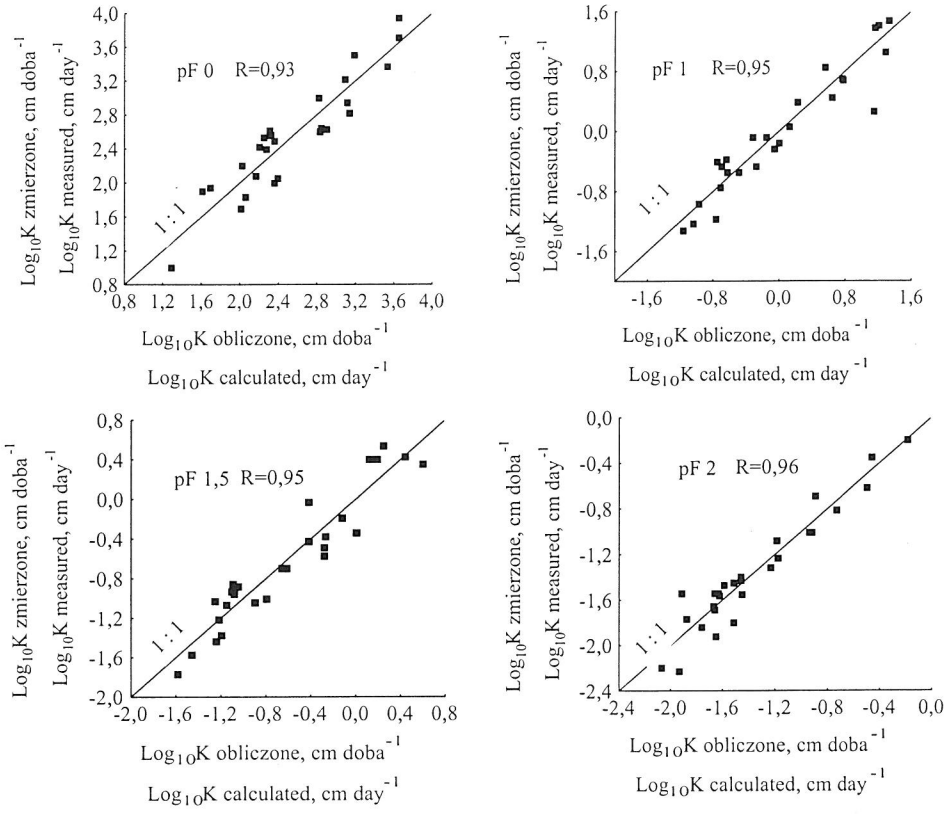
Rys. 6.4. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb pylastych

Fig. 6.4. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for silty soil.



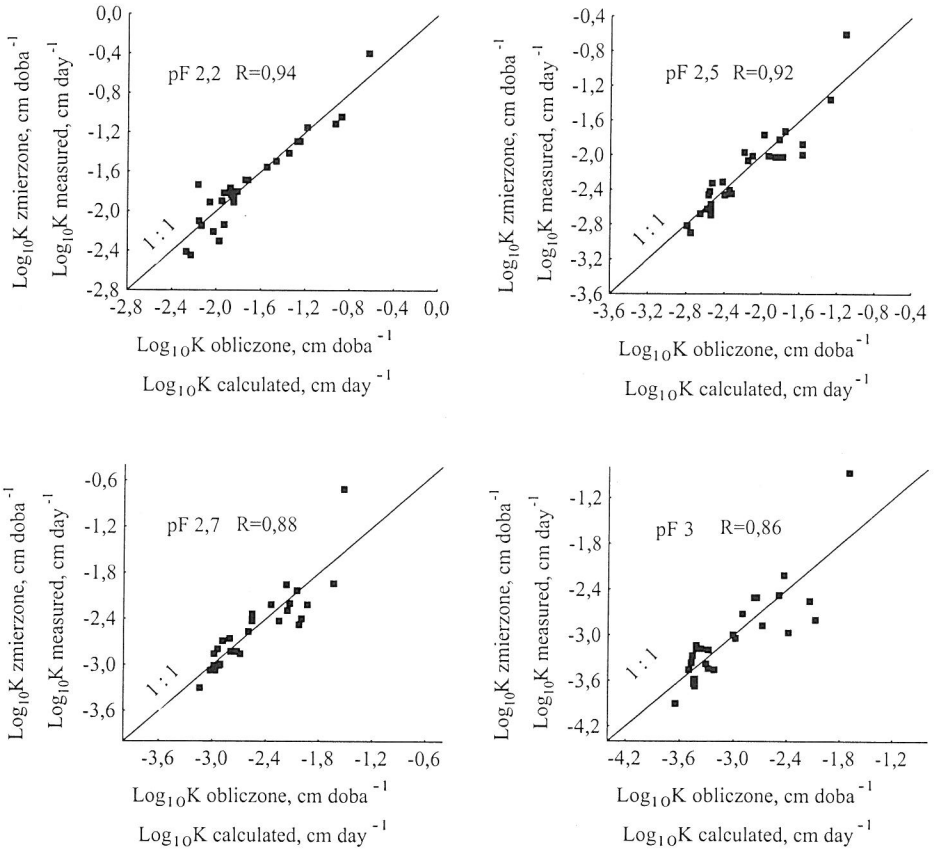
Rys. 6.4. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb pylastych, c.d.

Fig. 6.4. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for silty soils, continuation.



Rys. 6.5. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb ilastych

Fig. 6.5. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for clay soils



Rys. 6.5. Zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb ilastych, c.d.
Fig. 6.5. Measured and calculated from the model values of hydraulic conductivity logarithms for clay soils, continuation.

6.2. Weryfikacja modelu

Opracowany fizyczno-statystyczny model poddano weryfikacji na materiale glebowym, który nie był wykorzystany do jego tworzenia. Weryfikację przeprowadzono dla każdego gatunku gleby. Pomiary współczynnika przewodnictwa wodnego jak również parametrów fazy stałej gleby wykonano według tych samych metod, które były przedstawione w rozdziale „Materiał glebowy i metodyka badań".

Do weryfikacji wybrano 145 prób glebowych, w tym 45 gleb piaszczystych, 32 gleby gliniaste, 52 gleby pyłowe oraz 16 gleb ilastych. W tabelach od 6.11 do 6.14 przedstawiono fizyczne parametry gleb wykorzystanych do weryfikacji modelu.

Aby dokonać weryfikacji modelu, czyli wykorzystać otrzymane równania regresji segmentowej należy określić dla danego gatunku gleby i danej wartości potencjału wody glebowej, według którego równania należy obliczać wartość współczynnika przewodnictwa wodnego. Należy zatem określić, czy dana wartość współczynnika przewodnictwa wodnego znajduje się poniżej wartości punktu przełamania *PP* czy powyżej.

Tabela 6.11. Fizyczne parametry gleb piaszczystych wykorzystanych do weryfikacji modelu
Table 6.11. Physical parameters of sandy soils used for model verification

Lp.	Grupa granulometr. Granulometric group	F_{piasek}	F_{il}	S_{BET}	C_{org}	W_G	PPW
1.	Bwps:pl	89	6	8,6	1,06	0,37	0,09
2.	Bwps.pl	74	7	12,9	0,58	0,44	0,11
3.	Bwps:pl	84	7	47,1	2,28	0,41	0,12
4.	Dzpgl.pl	80	10	10,3	0,36	0,36	0,10
5.	Apgl.gl	66	17	7,1	0,79	0,14	0,20
6.	Apgl.gl	70	19	45,8	0,44	0,12	0,21
7.	Fpgl.ps	72	11	13,9	0,34	0,23	0,15
8.	Fbpglp.ps	52	18	19,4	0,18	0,23	0,16
9.	Bpgm.gl	49	17	22,5	1,18	0,21	0,24
10.	Bpgl.ps	57	19	15,8	0,81	0,20	0,17
11.	Bpgl:gl	65	11	10,6	0,64	0,14	0,26
12.	Bpgl:pl	66	14	17,3	0,88	0,14	0,23
13.	Bpgm:gl	57	17	9,2	0,80	0,22	0,16
14.	Apgm50gl	56	17	6,0	0,67	0,10	0,21
15.	Rbpgm-gs.sk	66	18	25,8	1,08	0,14	0,25
16.	Bps:pl	87	4	11,3	0,88	0,26	0,10
17.	Bps.pl	83	9	12,9	0,81	0,23	0,11

c.d. **Tabeli 6.11.**
continuation **Table 6.11.**

18.	Bps:pl	92	2	35,2	1,00	0,38	0,05
19.	Fpłz:gl	53	17	34,1	0,33	0,21	0,25
20.	Apgl.gl	62	11	6,7	0,80	0,18	0,16
21.	Bwps.pl	88	6	7,5	0,29	0,33	0,09
22.	Bpgm.gl	62	16	19,1	0,71	0,22	0,18
23.	Dpgl.pl	68	9	6,3	0,11	0,29	0,12
24.	Bps.pl	89	3	6,5	0,87	0,31	0,08
25.	Bwpgl.gl	75	11	9,1	0,81	0,22	0,12
26.	Bps80pl	89	4	5,0	0,97	0,28	0,09
27.	Bpgl:gl	91	3	7,6	0,95	0,32	0,10
28.	Apgl50gl	74	11	9,6	0,71	0,20	0,15
29.	Dpgl.pl	87	3	32,8	2,05	0,26	0,25
30.	Bps:pl	88	6	16,0	0,86	0,32	0,13
31.	Bpgl70gl	66	11	7,8	0,67	0,31	0,14
32.	Bpgl60gl	80	11	2,7	0,77	0,23	0,14
33.	Bpgm.gl	59	16	14,8	0,73	0,18	0,22
34.	Bwps.pl	90	1	7,3	0,95	0,31	0,14
35.	Bps:pl	94	3	8,0	0,34	0,26	0,15
36.	Bpgm.gl	85	6	5,0	0,38	0,16	0,22
37.	Bwps:pl	70	6	16,1	0,81	0,28	0,08
38.	Mps.pl	76	4	5,8	0,60	0,28	0,10
39.	Apłz:gl	44	16	9,2	0,59	0,09	0,27
40.	Mps.pl	89	1	15,5	1,48	0,26	0,18
41.	Bpgl60gl	70	11	5,3	0,52	0,20	0,22
42.	Bps:pl	95	1	12,5	0,82	0,32	0,12
43.	Bwpgl.ps	75	1	10,5	0,81	0,31	0,14
44.	Bpgl:gl	66	11	5,3	0,78	0,34	0,18
45.	Bps.pl	72	14	10,8	0,79	0,25	0,17

Tabela 6.12. Fizyczne parametry gleb gliniastych wykorzystanych do weryfikacji modelu
Table 6.12. Physical parameters of loamy soils used for model verification

Lp.	Grupa granulometr. Granulometric group	F_{piasek}	F_{il}	S_{BET}	C_{org}	W_G	PPW
1.	Rb	57	23	26,6	0,77	0,17	0,33
2.	Rb	61	24	33,7	0,31	0,24	0,22
3.	Fpłi	38	28	32,7	1,14	0,24	0,21
4.	Rb	49	29	39,0	1,62	0,18	0,27
5.	Rb	53	36	103,0	0,22	0,15	0,22
6.	Rc	27	54	115,0	0,46	0,17	0,40
7.	Rc s.sk	28	48	80,8	1,78	0,20	0,377
8.	Rc c.sk	30	30	53,2	1,02	0,10	0,426
9.	Bgl	46	33	36,4	0,99	0,09	0,26
10.	Rcgs.sk	30	39	80,7	2,61	0,06	0,43
11.	Bgs.gc	29	52	63,7	1,10	0,07	0,37
12.	Bgc:sk	27	45	45,6	1,39	0,15	0,34
13.	Bgsp:gcp	21	49	45,3	0,94	0,11	0,31
14.	Dpłi	25	36	58,5	1,50	0,15	0,28
15.	Fglpłz	13	50	53,0	1,05	0,07	0,35
16.	Bli	36	36	33,3	0,79	0,10	0,27
17.	Bpgm.gl	42	35	38,9	0,80	0,11	0,30
18.	Rb pgm-gs.sk	22	62	151,0	0,41	0,04	0,18
19.	Dglp	53	25	7,5	0,09	0,09	0,25
20.	Rc gs.sk	28	59	94,1	0,71	0,08	0,49
21.	Fglp	33	28	35,2	0,52	0,13	0,31
22.	Bgl	51	23	26,7	0,64	0,23	0,23
23.	Bgl	59	22	25,5	0,11	0,13	0,22
24.	Rbgs.gcp:sk	36	30	18,5	0,16	0,11	0,28

c.d. **Tabeli 6.12.**
continuation **Table 6.12.**

25.	Rbpgm-gs.sk	66	23	21,3	0,56	0,27	0,20
26.	Rc	28	49	93,3	0,43	0,19	0,35
27.	Rbpgm-gs.sk	36	48	125,0	0,66	0,16	0,56
28.	Rbpgm-gs.sk	46	43	71,9	0,38	0,10	0,43
29.	Rbpgm-gs.sk	68	21	45,4	1,41	0,36	0,21
30.	Rbpgmp	31	56	84,1	0,12	0,22	0,34
31.	Rcs	19	63	60,6	0,61	0,23	0,38
32.	Bgs.gc	38	37	41,6	0,82	0,07	0,29

Tabela 6.13. Fizyczne parametry gleb pyłowych wykorzystanych do weryfikacji modelu
Table 6.13. Physical parameters of silty soils used for model verification

Lp.	Grupa granulometr. Granulometric group	F_{piasek}	F_{il}	S_{BET}	C_{org}	W_G	PPW
1.	Apłz.gl	38	15	18,0	1,12	0,15	0,34
2.	Apłz.gl	30	17	13,5	1,09	0,27	0,23
3.	Apłz.gl	20	21	8,5	0,67	0,14	0,30
4.	Bli	8	27	21,2	0,71	0,19	0,31
5.	Cli	10	29	37,6	2,10	0,26	0,33
6.	Bwli	1	31	20,4	0,97	0,10	0,37
7.	Dpłi	8	32	2,0	0,76	0,16	0,32
8.	Bli	5	35	17,3	0,81	0,20	0,29
9.	Bwli	1	36	19,3	0,88	0,14	0,35
10.	Bli	2	37	31,3	0,64	0,19	0,35
11.	Bwli	4	38	15,9	0,73	0,12	0,35
12.	Bwli	1	40	25,0	0,76	0,20	0,34
13.	Bwli	4	40	39,0	0,72	0,18	0,31
14.	Cli	2	43	34,0	0,62	0,26	0,33
15.	Cli	5	43	31,7	1,44	0,19	0,32
16.	Bwli	1	46	23,5	0,73	0,08	0,37

c.d. **Tabeli 6.13.**
continuation **Table 6.13.**

17.	Dpłi	3	47	5,6	1,97	0,17	0,35
18.	Bwli	3	47	36,0	0,71	0,21	0,29
19.	Bwli	1	48	41,2	0,89	0,17	0,35
20.	Cli	0	32	35,9	1,06	0,26	0,32
21.	Fgsp	8	45	54,8	0,59	0,11	0,32
22.	Bgc:sk	6	49	40,2	0,87	0,06	0,36
23.	Fgsp	6	38	46,3	1,28	0,01	0,31
24.	Fpłi	13	45	53,1	0,72	0,11	0,32
25.	Bli	3	49	37,3	0,87	0,13	0,29
26.	Adłx.gl	30	23	16,4	0,89	0,09	0,31
27.	Agsp.gcp (ip)	25	30	23,3	0,90	0,19	0,24
28.	Dpgl.pl	41	11	27,0	1,45	0,17	0,33
29.	Bpgm:pgl	43	12	61,8	0,98	0,21	0,21
30.	Fbpglp.ps	34	13	25,1	0,77	0,07	0,20
31.	Apłz.gl	20	21	8,5	0,70	0,14	0,30
32.	Bwpgl:gl	41	10	6,5	0,80	0,20	0,16
33.	Bli	0	45	46,0	0,80	0,14	0,37
34.	Bpłz	9	23	15,3	0,79	0,11	0,34
35.	Bgsp	16	36	32,2	1,24	0,08	0,32
36.	Bpłi	1	32	26,0	1,15	0,13	0,36
37.	Agsp.gl	6	48	30,4	0,85	0,05	0,36
38.	Cli	9	25	36,5	2,07	0,21	0,31
39.	Bpłz	6	35	52,1	0,90	0,09	0,30
40.	Bli	4	46	31,7	0,92	0,17	0,32
41.	Bpłz	12	30	33,1	0,67	0,05	0,29
42.	Bli	0	42	29,6	0,88	0,08	0,34
43.	Bgc:sk	4	32	69,5	2,31	0,08	0,38
44.	Fpłi	5	40	52,8	1,67	0,20	0,31

c.d. **Tabeli 6.13.**
continuation **Table 6.13.**

45.	Bip:sk	4	38	66,7	1,85	0,03	0,37
46.	Bgs.gc	21	37	67,3	2,64	0,13	0,32
47.	Bgs.sk	34	24	34,1	1,53	0,10	0,32
48.	Bbgsp	38	19	40,8	1,85	0,14	0,37
49.	Cli	0	27	40,1	1,13	0,17	0,37
50.	Bwli	2	36	19,7	0,80	0,18	0,35
51.	Cli	3	45	45,6	0,32	0,11	0,39
52.	Cli	1	41	51,4	0,79	0,22	0,30

Tabela 6.14. Fizyczne parametry gleb ilastych wykorzystanych do weryfikacji modelu
Table 6.14. Physical parameters of clay soils used for model verification

Lp.	Grupa granulometr. Granulometric group	F_{piasek}	F_{il}	S_{BET}	C_{org}	W_G	PPW
1.	Bwli	1	52	54,2	0,65	0,11	0,38
2.	Rcgs.sk	2	71	78,7	0,45	0,14	0,42
3.	Fip	2	79	78,6	0,82	0,08	0,47
4.	Fgsp	6	52	86,7	0,98	0,16	0,34
5.	Bglp:gsp	3	88	75,2	0,90	0,13	0,33
6.	Bip	2	77	83,9	1,95	0,04	0,44
7.	Bpłi	4	57	6,.7	0,70	0,07	0,37
8.	Bpłi	1	51	46,0	0,76	0,11	0,33
9.	Rcgs.sk	9	75	75,1	1,05	0,20	0,36
10.	Fc/Fcgzp	8	56	106,0	2,04	0,06	0,52
11.	Rcgs.sk	0	52	88,0	1,63	0,14	0,37
12.	ZFc/Fpi	6	52	104,0	2,11	0,03	0,47
13.	Fpłi	1	63	107,5	1,86	0,11	0,39
14.	Fpłi	4	50	54,8	0,62	0,13	0,34
15.	Bgs.sk	4	70	54,5	1,00	0,081	0,36
16.	Fpłi	3	65	74,3	0,84	0,06	0,35

Do tego celu dla każdego gatunku gleby i każdej analizowanej wartości potencjału wody glebowej wyznaczono równania regresji wielokrotnej w następującej ogólnej postaci:

$$LogK = c_0 + c_1 F_{il} + c_2 F_{piasek} + c_3 S_{BET} + c_4 C_{org} + c_5 W_G + c_6 PPW \qquad (6.6)$$

Współczynniki tych równań wraz ze współczynnikami korelacji przedstawiono w tabelach od 6.15 do 6.18. Korzystając z tych równań można oszacować przybliżoną wartość logarytmu współczynnika przewodnictwa wodnego dla danego gatunku gleby i danej wartości potencjału wody glebowej. Otrzymana w ten sposób wartość pozwala określić, z którego równania regresji segmentowej należy skorzystać w zależności od tego, czy wartość ta jest mniejsza czy większa od punktu przełamania. Sposób prowadzenia obliczeń można przedstawić w postaci algorytmu przedstawionego na rysunku 6.6.

Tabela 6.15. Współczynniki równania 6.6 dla gleb piaszczystych
Table 6.15. Coefficient of equation 6.6 for sandy soils

Współczynnik / Coefficient Log_{10} K	c_0	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6	R
pF 0	2,9068	-0,0055	0,0018	0,0045	0,0491	1,0280	-3,2526	0,56
pF 1	0,7614	-0,0261	-0,0015	-0,0082	0,0429	2,3803	1,5793	0,30
pF 1,5	-0,1843	-0,0150	-0,0031	-0,0110	0,0404	2,3796	2,6835	0,28
pF 2	-0,4552	-0,0043	-0,0053	-0,0186	0,0411	0,6492	2,3627	0,37
pF 2,2	-0,6111	-0,0002	-0,0085	-0,0168	0,0128	0,5508	1,8692	0,42
pF 2,5	-0,9958	0,0161	-0,0072	-0,0155	-0,0629	-0,5878	0,4825	0,53
pF 2,7	-1,2875	0,0223	-0,0080	-0,0167	-0,0490	-0,9093	-0,1036	0,58
pF 3	-1,3561	0,0240	-0,0122	-0,0150	-0,0815	-1,7238	-1,0625	0,61

Tabela 6.16. Współczynniki równania 6.6 dla gleb gliniastych
Table 6.16. Coefficient of equation 6.6 for loamy soils

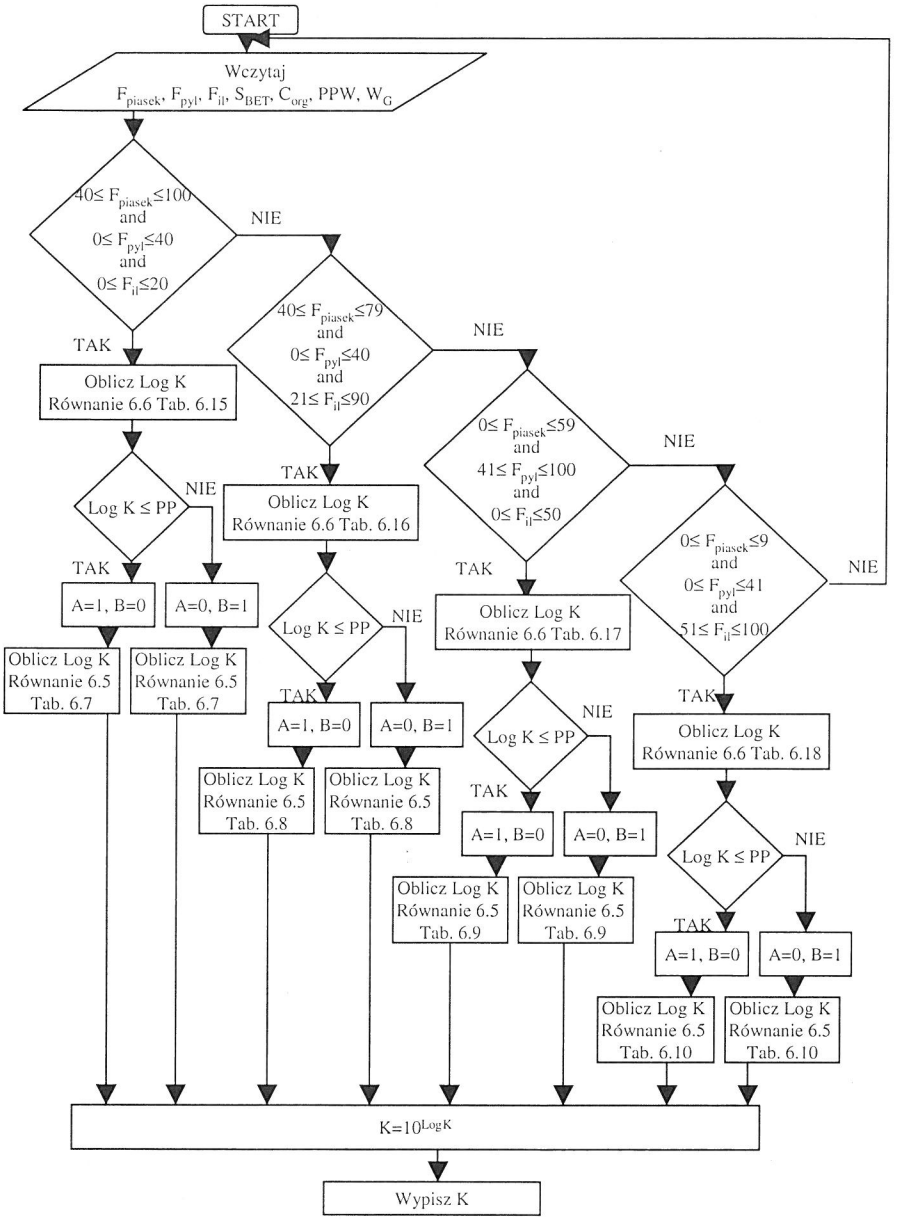
Współczynnik / Coefficient Log_{10} K	c_0	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6	R
pF 0	2,8396	-0,0207	-0,0093	-0,0020	0,0173	-0,1413	3,0672	0,35
pF 1	-1,3668	-0,0044	0,0172	0,0074	-0,0373	2,8944	1,7073	0,45
pF 1,5	-1,1247	-0,0121	0,0119	0,0049	-0,2278	2,1676	1,7717	0,50
pF 2	-1,4857	-0,0111	0,0071	0,0028	-0,1979	2,8384	1,0539	0,55
pF 2,2	-1,6252	-0,0098	0,0070	0,0020	-0,2938	2,2468	1,0117	0,57
pF 2,5	-1,4542	-0,0037	-0,0028	-0,0032	-0,0299	0,8493	0,6675	0,48
pF 2,7	-1,8031	-0,0084	-0,0009	-0,0023	-0,3454	0,7141	0,7789	0,50
pF 3	-1,4674	-0,0130	-0,0095	-0,0038	-04382	0,1963	0,1884	0,52

Tabela 6.17. Współczynniki równania 6.6 dla gleb pyłowych
Table 6.17. Coefficient of equation 6.6 for silty soils

Współczynnik Coefficient / Log_{10} K	c_0	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6	R
pF 0	1,5850	0,0041	0,0101	-0,0014	0,3674	0,5151	1,0492	0,53
pF 1	0,8618	-0,0289	-0,0147	-0,0021	-0,2281	6,2694	1,4039	0,59
pF 1,5	-0,2772	-0,0176	-0,0127	-0,0124	-0,1172	5,9737	2,7528	0,70
pF 2	-1,1931	-0,0046	-0,0054	-0,0144	-0,0862	4,8574	2,1954	0,73
pF 2,2	-1,3489	-0,0033	-0,0062	-0,0159	- 0,1011	3,6787	2,1671	0,72
pF 2,5	-1,7242	0,0033	-0,0012	-0,0106	-0,1715	2,0635	1,0708	0,69
pF 2,7	-2,0963	0,0089	0,0062	-0,0105	-0,2279	1,1735	0,7440	0,69
pF 3	-2,7046	0,0094	0,0041	-0,0127	-0,2525	0,3621	1,5518	0,62

Tabela 6.18. Współczynniki równania 6.6 dla gleb ilastych
Table 6.18. Coefficient of equation 6.6 for clay soils

Współczynnik Coefficient / $Log_{10}K$	c_0	c_1	C_2	c_3	c_4	c_5	c_6	R
pF 0	3,0984	-0,0146	0,0182	-0,0037	0,2577	-0,1350	0,6014	0,34
pF 1	0,1459	-0,0235	-0,0650	-0,0120	-0,5788	10,8400	5,3248	0,67
pF 1,5	-0,2900	-0,0208	-0,0418	-0,0092	-0,4956	7,8611	4,0037	0,71
pF 2	-0,4674	-0,0153	-0,0388	-0,0114	-0,3094	4,8818	2,2841	0,71
pF 2,2	-0,5651	-0,0135	-0,0351	-0,0100	-0,2690	3,0038	1,4156	0,66
pF 2,5	-0,6531	-0,0119	-0,0320	-0,0151	-0,1446	1,6644	1,1092	0,66
pF 2,7	-0,9180	-0,0073	-0,0277	-0,0161	-0,0746	0,3975	0,4485	0,60
pF 3	-1,3418	-0,0001	-0,0219	-0,0175	0,0262	-1,4564	-0,5138	0,53



Rys. 6.6. Algorytm wyliczania współczynnika przewodnictwa wodnego

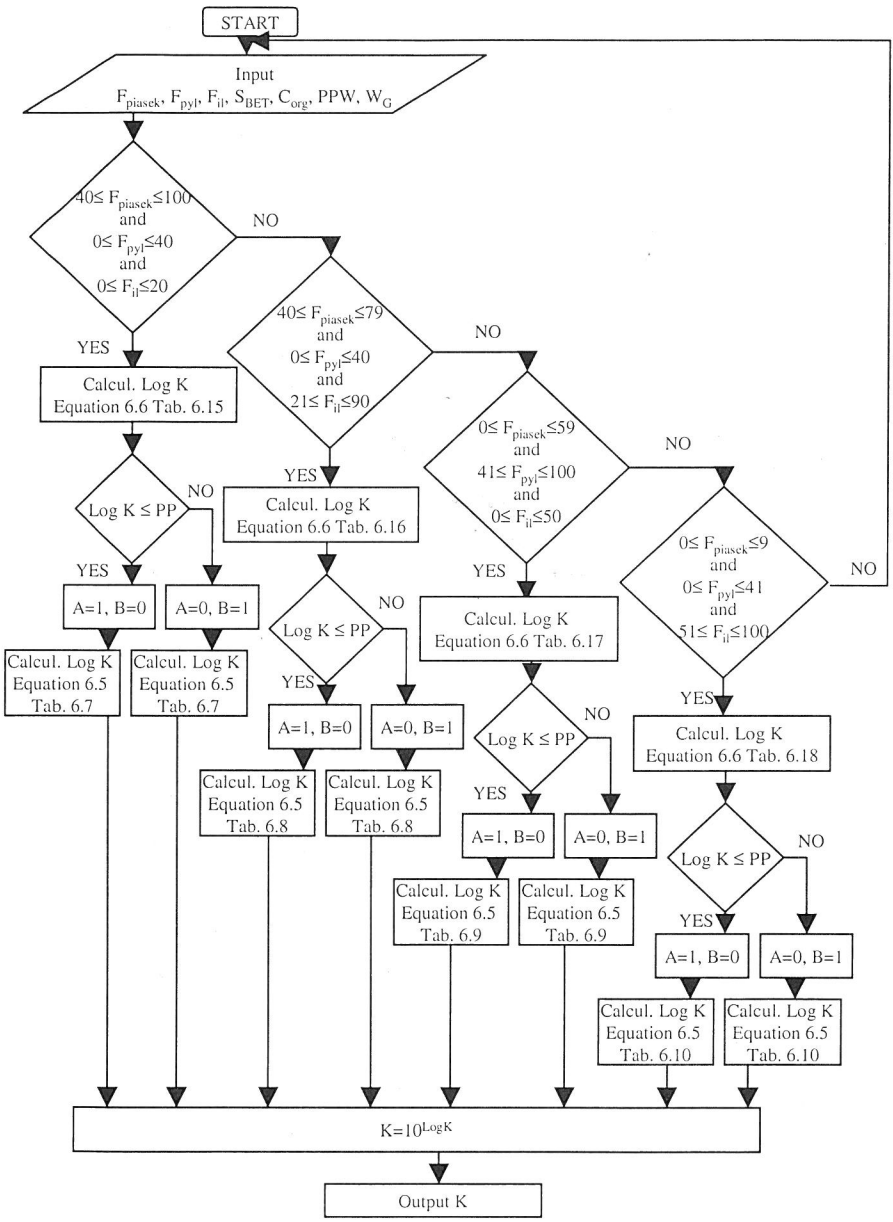
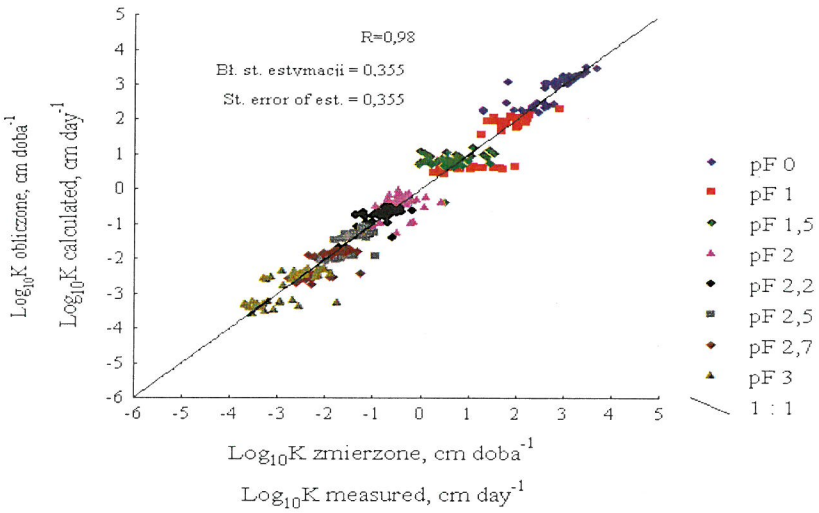


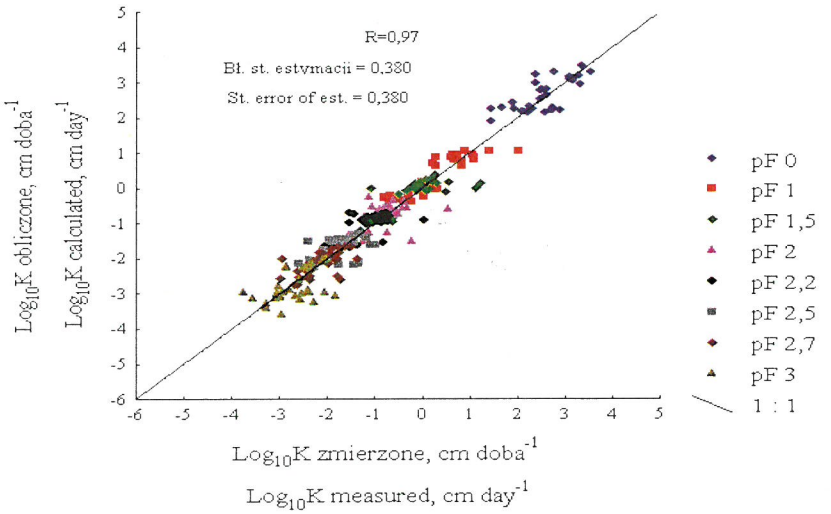
Fig. 6.6. Algorithm for hydraulic conductivity coefficient calculation

Porównanie obliczonych przy pomocy zaproponowanego modelu i zmierzonych wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla poszczególnych gatunków gleb przedstawiono na rysunkach od 6.7 do 6.10. Na rysunku 6.11 przedstawiono porównanie obliczonych i zmierzonych wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla całego weryfikowanego materiału glebowego.

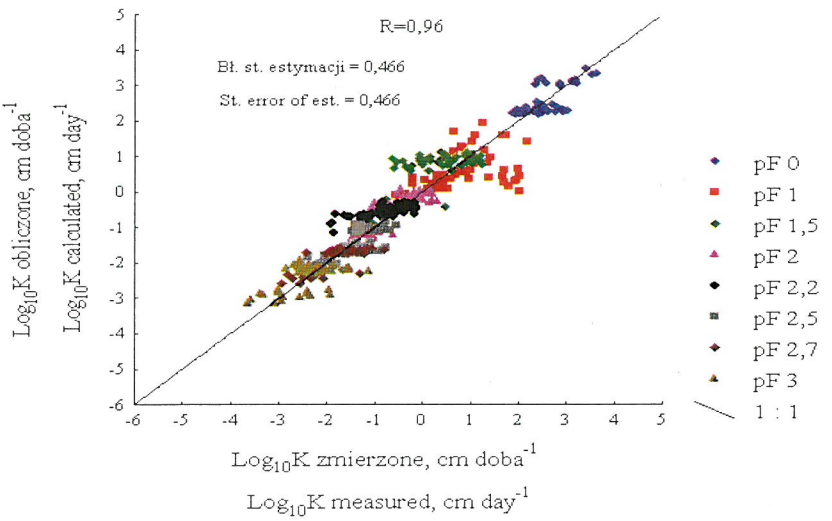


Rys. 6.7. Weryfikacja modelu: zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb piaszczystych

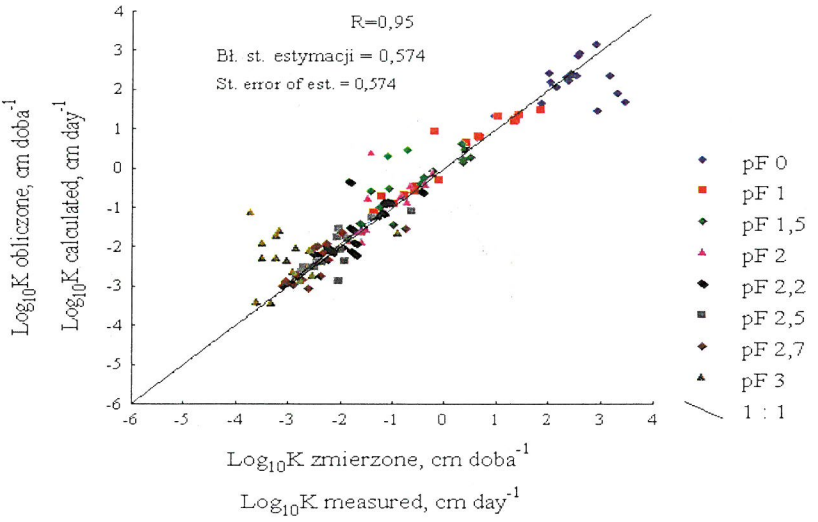
Fig. 6.7. Verification of the model: measured and calculated values of logarithm of hydraulic conductivity coefficient for sandy soils



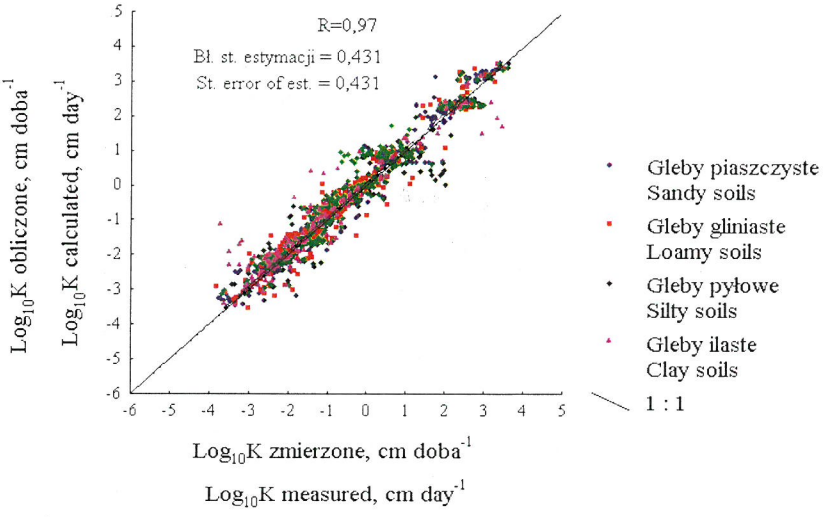
Rys. 6.8. Weryfikacja modelu: zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb gliniastych
Fig. 6.8. Verification of the model: measured and calculated values of logarithm of hydraulic conductivity coefficient for loamy soils



Rys. 6.9. Weryfikacja modelu: zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb pyłowych
Fig. 6.9. Verification of the model: measured and calculated values of logarithm of hydraulic conductivity coefficient for silty soils



Rys. 6.10. Weryfikacja modelu: zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego dla gleb ilastych
Fig. 6.10. Verification of the model: measured and calculated values of logarithm of hydraulic conductivity coefficient for clay soils



Rys. 6.11. Weryfikacja modelu: zmierzone i obliczone z modelu wartości logarytmów współczynnika przewodnictwa wodnego
Fig. 6.11. Verification of the model: measured and calculated values of logarithm of hydraulic conductivity coefficient

7. PODSUMOWANIE

Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej lub wilgotności to obok krzywej retencji wodnej najważniejsza hydrofizyczna charakterystyka gleby. Przebieg tej charakterystyki decyduje o możliwości przemieszczania się wody w profilu glebowym do wód gruntowych oraz jej dopływu do systemu korzeniowego roślin. Decyduje zatem o zaopatrzeniu roślin w wodę oraz wykorzystaniu przez nie substancji pokarmowych. Dlatego też znajomość zależności współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej lub wilgotności, a szczególnie umiejętność przewidywania tej charakterystyki jest jednym z podstawowych problemów agrofizyki. Poznanie wpływu poszczególnych parametrów fazy stałej gleby na wartości współczynnika przewodnictwa wodnego i wybranie optymalnego zestawu tych parametrów umożliwia jego przewidywanie oraz kształtowanie poprzez prowadzenie odpowiednich zabiegów agrotechnicznych pod kątem optymalizacji stosunków wodno-powietrznych w glebie.

Badania wpływu fizycznych parametrów gleby na jej hydrofizyczne charakterystyki prowadzono w Instytucie Agrofizyki od wielu lat. Badania te dotyczyły poszukiwania związków pomiędzy wybranymi fizycznymi parametrami fazy stałej gleby a jej hydrofizycznymi charakterystykami. Zaowocowały one opracowaniem modeli umożliwiających szacowanie krzywej retencji wodnej dla gleb mineralnych oraz dla nielicznych, wybranych gleb wartości współczynnika przewodnictwa wodnego [68,101,106,111,124]. Szacowanie hydrofizycznych charakterystyk niezbędnych do modeli bilansu wodnego systemu gleba-rośliona-atmosfera jest niezwykle istotne z punku widzenia odpowiedniego zarządzania zasobami wodnymi. Rozwój technik pomiarowych, a szczególnie techniki TDR w połączeniu z metodą profili chwilowych (IPM) umożliwił wykonanie wielu kompleksowych opracowań (w wielu z nich autor niniejszej pracy jest współautorem) oraz pozwolił na stworzenie odpowiedniej bazy danych. Dotychczasowe badania, unikalne wyposażenie aparaturowe i oprogramowanie umożliwiło realizację tego opracowania.

Na podstawie przeprowadzonych badań i obliczeń wybrano optymalny zestaw parametrów fazy stałej gleby, w skład którego wchodzą: procentowa zawartość frakcji piasku, procentowa zawartość frakcji iłu, wielkość powierzchni właściwej oznaczonej metodą adsorpcji pary wodnej, procentowa zawartość węgla organicznego, zawartość wody grawitacyjnej oraz zawartość wody przy potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej.

Analiza wielu modeli regresji zarówno liniowych jak też nieliniowych umożliwiła wybranie optymalnych równań regresji w postaci modelu regresji segmentowej.

Wybranie odpowiedniej metody analizy regresji oraz określenie optymalnego zespołu parametrów fazy stałej gleby umożliwiło opracowanie fizyczno-statystycznego modelu do bezpośredniego wyznaczania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego na podstawie znajomości łatwo mierzalnych parametrów fazy stałej gleby. Model ten umożliwia wyznaczanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego dla 8 wartości potencjałów wody glebowej (pF 0; pF 1; pF 1,5; pF 2; pF 2,2. pF 2,5; pF 2,7; pF 3), czyli od stanu pełnego nasycenia do wartości potencjału odpowiadającemu punktowi początku hamowania wzrostu roślin.

Wysokie współczynniki korelacji oraz niskie standardowe błędy estymacji jakie uzyskano dla weryfikowanego materiału glebowego, zarówno dla poszczególnych gatunków gleb, jak również dla jego całości, świadczą o trafnej konstrukcji modelu (zarówno wybór parametrów fazy stałej gleby, jak również zastosowanie równań regresji segmentowej).

Do budowy modelu i jego weryfikacji wykorzystano bogaty materiał badawczy (415 prób glebowych do budowy modelu i 145 prób do jego weryfikacji) reprezentujący gleby mineralne Polski. Należy również podkreślić, że wszystkie analizy fizycznych parametrów gleby, jak również pomiary wartości współczynnika przewodnictwa wodnego zostały przeprowadzone według jednolitych przedstawionych w pracy metod.

Ze względu na wykorzystany materiał badawczy, zastosowanie jednolitych metod pomiarowych oraz pozytywną weryfikację, zaproponowany fizyczno-statystyczny model do wyznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego gleby na podstawie znajomości jej fizycznych parametrów jest modelem reprezentatywnym, a więc szczególnie użytecznym.

8. WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań i wykonanych obliczeń można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Zaproponowany korelacyjny fizyczno-statystyczny model umożliwia bezpośrednie wyznaczanie współczynnika przewodnictwa wodnego gleby przy charakterystycznych wartościach potencjału wody glebowej, w oparciu o łatwo mierzalne parametry jej fazy stałej.

2. Optymalny model fizyczno-statystyczny zawiera jako parametry struktury gleby: procentową zawartość frakcji iłu, procentową zawartość frakcji piasku, zawartość wody grawitacyjnej, zawartość wody przy potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej (pF 2,2), wielkość powierzchni właściwej wyznaczonej metodą adsorpcji pary wodnej oraz procentową zawartość węgla organicznego.

3. Spośród testowanych statystycznych metod regresji wielokrotnej jedynie zastosowanie analizy regresji segmentowej umożliwiło opracowanie modelu opisującego z wystarczającą dokładnością zależność współczynnika przewodnictwa wodnego od potencjału wody glebowej.

4. Uzyskane w wyniku weryfikacji wysokie współczynniki korelacji oraz niskie standardowe błędy estymacji, zarówno dla poszczególnych gatunków gleb, jak również dla całości weryfikowanego materiału glebowego, świadczą o poprawnym wyborze modelu (zarówno równań regresji segmentowej jak też parametrów fazy stałej gleby zastosowanych do budowy modelu).

5. Wykorzystany do analiz, zarówno do budowy modelu jak też do jego weryfikacji, bogaty, uzyskany według jednolitej metodyki materiał badawczy reprezentujący wszystkie mineralne gleby Polski czyni opracowany model szczególnie użytecznym.

6. Opracowany model może być wykorzystany do badania wpływu poszczególnych parametrów fazy stałej gleby na kształtowanie się stosunków wodnych i ich optymalizację oraz do oszacowania niezbędnych parametrów submodeli hydrologicznych w modelach bilansu wodnego dużych obszarów umożliwiając zarządzanie zasobami wodnymi w różnych skalach.

9. PIŚMIENNICTWO

1. **Agarwal M. S., Agarwal R. P., Chendry R. S.:** Infiltration characteristics of soils as related to soil physical properties. Journal Indian Soc. of Soil Sci., 22 (4), 285-289, 1974.
2. **Ahuja L. R., Naney J. W., Green R. E., Nielsen D. R.:** Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effect of land management. Soil Sci. Soc. Am. J., 48, 699-702, 1984.
3. **Ahuja L. R., Naney J. W., and Williams R. D.:** Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. Soil Sci. Soc. Am. J., 29, 1100-1105, 1985.
4. **Alexander L. and Skaggs R. W.:** Predicting unsaturated hydraulic conductivity from the soil water characteristics. ASAE Trans., 29, 176-184, 1986.
5. **Anderson A. N., McBratney A. B. and Crawford W J.:** Application of fractals to soil studies. Adv. In Agron., 63,1-76, 1998.
6. **Arya L. M., Farrell D. A., Blake G. R.:** A fieid study of soil water depletion patters in presence of growing soybean roots, l. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 39, 424-430, 1975.
7. **Arya L. M., Leij F. J., Shouse P. J. and van Genuchten M. Th.:** Relationship between the Hydraulic Conductivity Function and Particle-Size Distribution. Soil Sci. Soc. Am. J., 63: 1063-1070, 1999.
8. **Arya L. M., and Paris J. F.:** A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristics from particle size distribution and bulk density data. Soil Sci. Soc. Am. J., 45,1023-1030, 1981.
9. **Bertuzzi P., Mohrath D., Bruckler L., Gaudu J., and Bourlet M.:** Wind's Evaporation Method, Experimental Equipment and Error Analysis. Proc. of Int. Workshop Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Media. Riverside, California, October 22-24, Part 1, 323-328, 1997.
10. **Beven K., and Germann P.:** Water flow in soil makropores, 2, A combined flow model. J. Soil Sci., 32, 15-29, 1981.
11. **Bezier P. E.:** Example of existing system in the motor industry, the unisurf system. Proc. Roy. Soc. London, A321, 207-218, 1971.
12. **Bloemen G. W.:** Calculation of hydraulic conductivities of soil from texture and organic mater. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd., 143, 581-605, 1980.
13. **Brakensiek D. L., Rawls W. J., Logsdon S. D., Edwards W. M.:** Fractal description of makroporosity. Soil Sci. Soc. Am. J. 56, 1721-1723, 1992.
14. **Brandyk T., Gnatowski T., Szatyłowicz J.:** Spatial variability of some physical properties of decomposed lowland peat soil. In G. W. Luttig (ed.)Proc. of 10th Inter. Peat Congress. 27 May-2 June, Bremen, Germany, Vol. 2, 294-305, 1996.
15. **Brandyk T., Skąpski K., Szatyłowicz J.:** Zmienność przestrzenna właściwości fizycznych gleby. Współczesne problemy melioracji. (red. C. Smorowski.) Wyd. SGGW, 140-151, 1993
16. **Brooks R. H. and Corey A. T.:** Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No.3, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 1-27, 1964.
17. **Bruce R. R.: Klute A.:** The measurement of soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20, 458-462, 1956.
18. **Burdine N.: T.:** Relative permeability calculations from pore size distribution data. Petroleum Trans., AIME, 198, 71-78, 1953.
19. **Campbell G. S.:** A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci., 117, 311-314, 1973.
20. **Carman P. C.:** Flow of gases through porous media. Academic Press, New York, 1956.

21. **Carsel R. F. and Parrish R. S.:** Developing join probability distributions of soil water retention characteristics. Water Resour. Res., 24, 755-769, 1988.
22. **Childs E. C., Collis-George N.:** The permeability of porous materials. Proc. R. Soc. Aust., 201, 392-405, 1950.
23. **Czurajew N.:** Modelowe i polowe badania ruchu wody w wierzchnich warstwach torfu. Wiad. IMUZ, T. X, z. 3, 11-34, 1970.
24. **Dalton F. N., Van Genuchten M. Th.:** The time-domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. Geoderma, 38, 237-250, 1986.
25. **Dasberg S., Dalton F. N.:** Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 293-297, 1985.
26. **Dawidowsky J. B., Koolen A. J.:** Changes in soil water suction, conductivity and dry strength during deformation of wet udisturbed samples, Soil & Tillage Research, 9: 169-180, 1987.
27. **Dechnik I., Stawiński J.:** Determination of total surface area of soils on the basis of one measurement. Polish Journal of Soil Sciences, III(2), 15-20, 1970.
28. **Dechnik I., Stawiński J.:** Powierzchnia właściwa w badaniach fizyko-chemicznych i fizycznych właściwości gleb. Problemy Agrofizyki, 6, 5-36, 1973.
29. **Dexter A. R., Czyż E. A.:** Soil physical quality and effects of management. In: Wilson M. J., Maliszewska-Kordybach B. (Eds.) Soil Quality Sustainable Agriculture and Environmental Security in Central and Eastern Europe. Kluwer Academic Publisher. Netherlands, 153-165, 2000.
30. **Dexter A. R., Czyż E. A., Niedźwiecki J., Maćkowiak C.:** Water retention and hydraulic conductivity of loamy sand soil as affected by crop rotationand fertilizatiopn. Archives of Agronomy and Soil Sciences. 46 (1), 123-133, 2001.
31. **Dirksen C.:** Measurement of hydraulic conductivity by means of steady, spherically symmetric flows. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38, 3-8, 1976.
32. **Dirksen C.:** Flux controlled sorptivity to determine field hydraulic property function. Soil Sci. Soc. Am. J., 43, 827-834, 1979.
33. **Dirksen C.:** Unsaturated hydraulic conductivity. In K. A. Smith and C. A. Mullins (ed.), Soil analysis, physical methods. Marcel Dekker, New York, 209-269, 1991.
34. **Dobrzański B., Zawadzki S.:** Gleboznawstwo, PWRiL, Warszawa, 1999.
35. **Doering E. J.:** Soil water diffusivity by the one-step method. Soil Sci., 99, 322-326, 1956.
36. **Fatt I. And Dykstra H.:** Relative permeability studies. Trans. AIME, 192, 249-256, 1951.
37. **Feddes R. A., Kowalik P., Malinka K. K., Zaradny H.:** Simulation of field water uptake using a soil water dependent root extraction function. J. Hydrology, 31, 13-26, 1976.
38. **Fleige H., Horn R.:** Field experiments on the effect of soil compaction on soil properties, runoff, interflow and erosion. R. Horn, J. J. H. van den Akker & J. Arvidson (Eds.) Subsoil compaction. Advances in geology, 32, Reiskirchen, 258-268, 2000.
39. **Franzmeier D. P.:** Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity data from some Indiana soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 55,1801-1803, 1991.
40. **Gardner W. R.:** Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20, 317-320, 1956.
41. **Gardner W. R.:** Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from water table. Soil Sci., 85, 228-232, 1958.
42. **Gardner W. R.:** Notes on the separation and solution of diffusion type equations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 26, 404, 1962.
43. **Gardner W. R., Miklich F. J.:** Unsaturated conductivity and diffusivity measurements by constant flux method. Soil Sci., 93, 271-274, 1962.

44. **Gilham R. W. Klute A and Heerman D. F.:** Hydraulic properties of a porous medium, Measurement and empirical representation. Soil Sci. Soc. Am. J., 40, 203-207, 1976.
45. **Gimenez D., Allmaras R. R., Huggins D. R., and Nater E. A.:** Prediction of the saturated hydraulic conductivity-porosity dependence using fractals. Soil Sci. Soc. Am. J., 61, 1285-1292, 1997.
46. **Gimenez D., Rawls W. J., Pachepsky Y. A., Wall J. P. C:** Characterization of soil structure in relation to saturated hydraulic conductivity. Proc. of the International Workshop on Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Riverside, California, 1019-1028, 1997.
47. **Gliński J., Ostrowski J., Stepniewska Z., Stępniewski W.:** Bank próbek glebowych reprezentujących mineralne gleby orne Polski. Problemy Agrofizyki, 66, 5-61, 1991.
48. **Gnatowski T.:** Ocena właściwości retencyjnych i hydraulicznych w utworach torfowych i murszowych z obszaru doliny Biebrzy. Praca doktorska. SGGW Warszawa, 2001.
49. **Gnatowski T., Brandyk T., Szatyłowicz J.:** Ocena zmienności przestrzennej właściwości fizycznych i wodnych gleby w skali nawadnianej kwatery. Przegląd Nauk. Wydz. Melior. i Inż. Środ. SGGW, 11, 129-136, 1996.
50. **Gumbs F. A.:** Comparison of laboratory and determined saturated hydraulic conductivity from soil particle size. Trop. Agroc., 51 (3), 375-382, 1974.
51. **Gupta S. C. and Larson W. E.:** Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic mater content and bulk density. Water Resour. Res., 15, 1633-1635, 1979.
52. **Havercamp R. and Parlange J. Y.:** Predicting the water retention curve from particle size distribution. Soil Sci., 142, 325-339, 1986.
53. **Hoffmann-Riem H., van Genuchten M.Th., and Fluhler H.:** General Model of the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. In van Genuchten M. Th. And Leij F. J. (ed.) Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media. Vol. 1. Proc. of Int. Workshop, October 22-24, Riverside, California, 31-34, 1997.
54. **Horton R., Allmars R. R., Cruse R. M.:** Tillage and compactive effect on soil hydraulic properties and water flow. In W. E. Larson, G. R. Blake, R. R. Allmars, W. B. Voorhees and S. C. Gupta (Eds.), Mechanics and Related Processes in Structured Agricultural Soils. Kluwer. Dordrecht, Netherlands, 187-203, 1989.
55. **Husz G.:** Ermittlung der pF-Kurve aus der Textur mit hilfe von multiplen Regression. Z. Pflanzenern. Bodenkunde, 116, 23-29, 1967.
56. **Jarvis N. J., Zavattaro., Rajkai K., Reynolds W. D., OlsenP. A., Mc Gachan M., Mecke M., Mohanty B., Leeds-Harrison P. B., Jaques D.:** Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. Geoderma 108: 1-17, 2002.
57. **Jaynes D. B. and Tyler J.:** Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. Soil Sci., 138, 298-305, 1984.
58. **Kamplichler C., and Hauser M.:** Roughness of soil pore surface and its effect on available habitat space of micro-arthropods. Geoderma, 56, 223-232, 1993.
59. **Kaszubkiewicz J., Wator I., Kiełbowicz J.:** Retencja i przepuszczalność wodna w toposekwencjach górskich gleb łąkowych i leśnych. Roczn. Glebozn., T. LII, ¾: 33-43, 2001.
60. **King J. J. and Franzmeier D. P.:** Estimation of saturated hydraulic conductivity from soil morpological and genetic information. Soil Sci. Soc. Am. J., 45, 1153-1156, 1981.
61. **Klute A.:** Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. In C. A. Black et al. (ed) Methods of soil analysis. Part 1. 1st ed. Agron. Monogr. 9. ASA, Medison, Wl, 253-262, 1965.
62. **Kowalik P.:** System prognozowania plonów, Mater. Sesji Nauk. BIGLEB, Komit. Gleb. i Chemii Rol., Jabłonna, 27-40, 1980.

63. **Kowalik P.:** Obieg wody w ekosystemach lądowych. Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, Z. 9, 3-82, 1995.
64. **Kravchenko A. and Zhang J.:** Estimating Soil Hydraulic Conductivity from Soil Particle-Size Distribution. Proc. of the International Workshop on Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Riverside, California, 959-966, 1997.
65. **Kutilek M., Nielsen R. N.:** Soil hydrology. Catena Verlag, 38162 Cremlingen-Destedt, Germany, 1994.
66. **Lamorski K., Walczak R.T.:** Zastosowanie sieci neuronowych do wyznaczania wartości parametrów krzywej retencji wody w glebie. Acta Agrophysica,72, 79-88, 2002.
67. **Leij F.J., Alves W.J., van Genuchten M. Th., and Williams J.R.:** The UNSODA Unsaturated Soil Hydraulic Database. Proc. of the International Workshop on Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Riverside, California, 1269-1282, 1997.
68. **Lipiec J.:** Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. Problemy Agrofizyku. 40, 5-75, 1983.
69. **Malicki M. A.:** Reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 388, 107-111, 1990.
70. **Malicki M.A., Plagge R., Renger M., Walczak R.:** Application of time-domain reflectometry (TDR) soil moisture miniprobe for determination of unsaturated soil water characteristics from undistributed soil cores. Irrig. Sci., 13, 65-72, 1992.
71. **Malicki M., Skierucha W.:** A manually controlled TDR soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle pulse. Irrig Sci., 10, 153-163, 1989.
72. **Mapa R. B., Green R. E., Santo L.:** Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. Soil Sci. Soc. Am. J., 50: 1133-1138, 1986.
73. **Marshall T. J.:** A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci., 9, 1-8, 1958.
74. **Messing I.:** Estimation of saturated hydraulic conductivity in clay soils from soil moisture retention data. Soil Sci. Soc. Am. J., 53, 665-668, 1989.
75. **Mohrath D., Bruckler L., Bertuzzi P., Gauda J. C., Bourlet M.:** Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamik properties in unsaturated soil. Soil Sci. Soc. Am. J., 61,725-735, 1997.
76. **Mualem Y.:** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resour. Res., 12(3), 513-521, 1976.
77. **Naney J. W., Ahuja L. R., Williams R. D., Rawls W. J.:** Estimating spatial distribution of hydraulic conductivity in a field using effective porosity. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils (Eds van Genuchten M. Th., Leij F. J. and Lund L. J.), U. S. Salinity Laboratory, Department of Soil and Environment Sciences. Riverside, California, 515-527, 1992.
78. **Niedźwiecki J:.** Właściwości hydrauliczne warstwy ornej gleb w zależności od zawartości iłu koloidalnego, substancji organicznej i gęstości objętościowej. Rozprawa doktorska, IUNG, Puławy, 2002.
79. **Nimmo J.R.:** Predicting Soil-Water Retention and Hydraulic Conductivity from Textural and Structural Information. Proc. of the International Workshop on Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media, Riverside, California, 923-930, 1997.
80. **Olszta W.:** Badania dynamiki uwilgotnienia gleb, wzrostu traw i prognozowania nawodnień metodą modelowania matematycznego, Rozprawa habilitacyjna. Wyd. IMUZ, Falenty, 3-119, 1981.
81. **Pachepsky Y. A., Yakovchenko V., Rabenhorst M. C., Pooley C., and Sikora L.:** Fractal parameters of soil surface as derived from morphological data, effect of kong term management practices. Geoderma, 74, 305-320, 1996.

82. **Pillsbury A. F.:** Effect of particle size and temperature on the permeability of sand to water. Soil Sci., 70, 299-310, 1950.
83. **Puckett W. E., Dane J. H. and Hajek B. F.:** Physical and numericological data to determine soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 49, 831-836, 1985.
84. **Purcel W. R.:** Capillary pressures – their measurement using mercury and the calculation of permeability. Trans. AIME, 186, 39-46, 1949.
85. **Quiroga A. R., Buschiazzo D. E., Peineman N.:** Soil compaction as related to management practices in semi-arid Argentine pampas. Soil & Tillage Research, 52, 21-28, 1999.
86. **Radford B. J., Bridge B. J. Davis R. J., McGarry D., Pillai U. P., Rickman J. F., Walsh P. A., Yule D. F.:** Changes in properties of Vertisoil and responses of wheat compaction with harvest traffic. Soil & Tillage Research, 54, 155-170, 2000.
87. **Rajkai K. and Varallyay G.:** Estimating soil water retention from simpler soil properties by regression technique. Proc. of the International Workshop on Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils, Riverside, California, 417-426, 1992.
88. **Rawls W. J. and Brakensiek D. L.:** Estimating soil water retention from soil properties. J. Irrigation and Drainage, Div. ASCE, 108, 166-171, 1982.
89. **Rawls W. J. and Brakensiek D. L.:** Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Seytoux H. J., (Ed.), Unsaturated flow in hydrology modeling-theory and practice. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, 275-300, 1989.
90. **Reicosky D. C., Vorhees W. B., Radke J. K.:** Unsaturated water flow through a simulated wheel track. Soil Sci. Soc. Am. J., 45: 3-8. 1981.
91. **Reinhard A.:** Ermittlung der Matrixpotentialverteilung des Bodes hervorgerufen durch die Wirkung der Drane und der Niederschlage. Arch. Hydrot. Z. 3-4, t XXXVIII, 1990.
92. **Reinhard A.:** Model matematyczny przepływu roztworów soli konserwatywnych w glebie. Zesz. Nauk. AR Wrocław, Nr 283, Melior. 42, 147-154, 1996.
93. **Reinhard A.:** Regulacja i matematyczne modelowanie ruchu wody w glebie. Skrypty Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Wydaw. Akad. Roln. Wrocław, Nr 462, 3-118, 2001.
94. **Renger M., Stoffregen H., Klocke J., Facklam M., Wessolek G., Roth C. H., Plagge R.:** Ein autoregressives Verfahren zur Bestimmung der gesattigten und ungesattigten hydraulischen Laitfahigkeit. J. Plant Nutr. Soil Sci., 162, 123-130, 1999.
95. **Richards L. A., Gardner W. R., Ogata G.:** Physical preesses determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 20, 310-314, 1956.
96. **Rząsa S., Debicki R.:** Classification and interpretation of the soil structure: Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 220, 2, 61-69, 1983.
97. **Schaap M. G., and Leij F., J.:** Using neural network to predict soil water retention and soil hydraulic conductivity. Soil and Tillage Research, 47, 37-42, 1998.
98. **Shirazhi A. M. and Boersma L.:** A uinfying quantitative analysis of soil texture. Soil Sci. Soc. Am. J., 48, 142-147, 1984.
99. **Shuh W. M. and Sweeney M. D.:** Effect of soil properties on hydraulic conductivity moisture relationship. Soil Sci. Soc. Am. J., 50, 848-855, 1986.
100. **Sławiński C., Sobczuk H., Stoffregen H., Walczak R., Wessolek G.:** Effect of data resolution on soil hydraulic conductivity prediction. J. Plant Nutr. Soil Sci., 165, 45-49, 2002.
101. **Sobczuk H. A.:** Opis stanu fizycznego gleby jako ośrodka nieuporządkowanego na przykładzie krzywych retencji wodnej. Acta Agrophysica, 11, 3-100, 1998.
102. **Sobczuk H. A., Plagge R., Walczak R. T., Roth Ch. H.:** Laboratory equipment and calculation procedure to rapidly determine hysteresis of some soil hydrophysical properties under nonsteady flow conditions. Z. Pflanz. Bodenk., 155, 157-163, 1992.

103. **Tamari S., Bruckler L., Halbertsma J. and Chadoeuf J.:** A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 642-651, 1993.
104. **Timilin D. J., Ahuja L. R., Pachepsky R. D., Williams R. D., Gimenez D., Rawls W.:** Use of Brooks-Corey pore distribution index to improve estimates of saturated conductivity from effective porosity. Soil Sci Soc. Am J., 63, (5), 1086-1092, 1998.
105. **Topp G. C., Davis J. L.:** Time-domain reflectometry (TDR) and its application to irrigation scheduling. Adv. Irrig., 3, 107-116, 1985.
106. **Usowicz B.:** Statystyczno-fizyczne modele przepływu masy i energii w ośrodku porowatym. Acta Agrophysica, 29, 3-112, 2000.
107. **Van Genuchten M. Th.:** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44, 892-898, 1980.
108. **Vereecken H. Maes J. and Feyen J.:** Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. Soil Sci. 149(1), 1-12, 1990.
109. **Wagner B., Tarnawski V. R., Hennings V., Muller U., Wessolek G., Plagge R.:** Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using independent data set. Geoderma, 102, 275-297, 2001.
110. **Wagner B., Tarnawski V. R., Wessolek G., Plagge R.:** Suitability of models for the estimation of soil hydraulic parameters. Geoderma, 86, 229-239, 1998.
111. **Walczak R.:** Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej. Problemy Agrofizyki, 41, 5-69, 1984.
112. **Walczak R. T., Gliński J., Sławiński C., Lamorski K.:** Agrophysical method of water retention control in the rural areas. Int. Agrophysics, 12, 277-284, 1998.
113. **Walczak R., Ostrowski J., Witkowska-Walczak B., Sławiński C.:** Hydrofizyczne charakterystyki mineralnych gleb ornych Polski. Acta Agrophysica, 79, 5-98, 2002.
114. **Walczak R. T., Sławiński C.:** Badanie i modelowanie przenoszenia masy i energii w agrofizyce. Eksploatacja i Niezawodność. 4, 6-15, 2000.
115. **Walczak R. T., Sławiński C.:** Termodynamika procesów glebowych. Acta Agrophysica, 48, 133-139, 2001.
116. **Walczak R.T., Sławiński C., Malicki M. A. , Sobczuk H.:** Measurement of water characteristics in soils using TDR technique, water characteristics of loess soil under different treatment. Int. Agrophysics,7, 175-182, 1993.
117. **Watson K. K.:** An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Resour. Res., 2, 709-715, 1966.
118. **Wendroth O., Ehlers W., Hopmans J. W. Kage H. Halbertsma J., Wosten J. H. M.:** Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 57, 1436-1443, 1993.
119. **Wesseling J.:** An infiltration method for the determination of the capillary conductivity of undisturbed soil pores. Biul. ICW, nr 81, Wageningen, 1-13, 1969.
120. **Wesseling J., Wit K. E.:** An infiltration method for determination of the capillary conductivity of unsaturated soil cores. In P. E. Rijtema nad H. Wassink (ed.) Water in the unsaturated zone. Proc. UNESCO/IAHS Symp. Wageningen, June 1966, vol. I, 230-234, 1968.
121. **Wind G. P.:** Field experiment concerning capillary rise of moisture in haevy clay soil. Neth. J. Agric. Sci., 3, 60-69, 1955.
122. **Wind G. P.:** Capillary conductivity data estimated by a simple method. P. 181-191. In P. E. Rijtema and H Wassink (ed.) Water in the unsaturated zone. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp. June 1966. Int. Assoc. of Scientific Hydrol., Gentbrugge/UNESCO, Paris, 1968.

123. **Wiermann C., Horn R.:** Effect of different systems on the recovery of soil structure following a single event, R. Horn, J. J. H. van den Akker & J. Arvidson (Eds.) Subsoil Compaction. Advances in Geology, 32, Reiskirchen, 339-350, 2000.
124. **Witkowska-Walczak B.:** Wpływ struktury agregatowej gleb mineralnych na ich hydrofizyczne charakterystyki (badania modelowe). Acta Agrophysica, 30, 5-96, 2000.
125. **Wosten J. H. M., Finke P. A., and Jansen M. J. W.:** Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. Geoderma, 66, 227-237, 1995.
126. **Wosten J. H. M., Lilly A., Nemes A and Le Bas C.:** Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. Geoderma, 90, 169-185, 1999.
127. **Wosten J. H. M. and van Genuchten M. Th.:** Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. Soil Sci. Soc. Am. J., 52, 1762-1770, 1988.
128. **Wyllie M. R. and Gardner G. H. F.:** The generalized Kozeny-Carman equation, Part 2 – A novel approach to problems fluid flow. World Oil, 146, 210-22, 1958.
129. **Xu D., Mermoud A.:** Topsoil properties as affected by tillage practice in North China. Soil & Tillage Research, 60, 11-19, 2001.
130. **Zawadzki S., Olszta W.:** Zastosowanie metody bloku pyłowego do badania przewodnictwa kapilarnego gleb. Rocz. Glebozn. T.25 (dodatek), 1974.
131. **Zhuang J., Nakayama K., Yu G. R., Miyazaki T.:** Predicting unsaturated hydraulic conductivity of soil based on some basic soil properties. Soil and Tillage Research, 59, 143-154, 2001.

10. STRESZCZENIE

W niniejszej rozprawie przedstawiono wyniki badań wpływu wybranych parametrów fizycznych gleby na wartości współczynnika przewodnictwa wodnego.

Wybrany został optymalny zestaw parametrów fazy stałej gleby, w skład którego wchodzą: procentowa zawartość frakcji piasku, procentowa zawartość frakcji iłu, wielkość powierzchni właściwej oznaczonej metodą adsorpcji pary wodnej, procentowa zawartość węgla organicznego, zawartość wody grawitacyjnej oraz zawartość wody przy potencjale odpowiadającym polowej pojemności wodnej. Umożliwiło to opracowanie fizyczno-statystycznego modelu do bezpośredniego wyznaczania wartości współczynnika przewodnictwa wodnego na podstawie znajomości łatwo mierzalnych parametrów fazy stałej gleby.

Zaproponowany model umożliwia wyznaczanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego dla 8 wartości potencjałów wody glebowej (pF 0; pF 1; pF 1,5; pF 2; pF 2,2. pF 2,5; pF 2,7; pF 3), czyli od stanu pełnego nasycenia do wartości potencjału odpowiadającego na krzywej retencji wodnej punktowi początku hamowania wzrostu roślin.

Wysokie współczynniki korelacji oraz niskie standardowe błędy estymacji jakie uzyskano dla weryfikowanego materiału glebowego, zarówno dla poszczególnych gatunków gleb jak również dla jego całości, świadczą o poprawnej konstrukcji modelu (zarówno wybór parametrów fazy stałej gleby, jak również zastosowanie równań regresji segmentowej).

Wykorzystanie bogatego materiału badawczego (415 prób glebowych do budowy modelu i 145 prób do jego weryfikacji), zastosowanie jednolitych metod pomiarowych oraz pozytywna weryfikacja, czynią zaproponowany fizyczno-statystyczny model reprezentatywnym, a więc szczególnie użytecznym.

11. SUMMARY

INFLUENCE OF SOIL SOLID PHASE PARAMETERS ON VALUES OF HYDRAULIC CONDUCTIVITY COEFFICIENT

This dissertation presents the results of investigations concerning the influence of chosen soil physical parameters on the values of hydraulic conductivity coefficient.

An optimum set of parameters of the soil solid phase was chosen, including: percent content of sand fraction, percent content of silt fraction, specific surface, determined with the method of water vapour adsorption, percent content of organic carbon, gravitational water content and water content at the potential corresponding to the field water capacity. It enabled to elaborate a physical-statistical model for direct calculation of hydraulic conductivity coefficient on the base of the knowledge of some easily measurable parameters of the soil solid phase.

The proposed model makes it possible to determine the values of the soil hydraulic conductivity coefficient for 8 soil water potential values (pF 0; pF 1; pF 1,5; pF 2; pF 2,2; pF 2,5; pF 2,7; pF 3), it is from the state of full saturation to the water potential value corresponding to the point on the water retention curve, from which plant growth inhibition begins.

High values of correlation coefficients and low values of standard errors of estimation, obtained for the verified soil material, both for particular soil types and for it as a whole, confirm the proper model construction (the selection of parameters of the soil solid phase as well as the use of segment regression formulas).

The use of the representative experimental material (415 soil samples for the construction of the model and 145 samples for its verification), the application of uniform measuring methods and positive verification, assure that the proposed physical-mathematical model is representative and therefore especially useful.

Keywords: hydraulic conductivity coefficient, statistical-physical model, regression equation, physical soil parameters.

Adres autora:

Cezary Sławiński
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego
Polska Akademia Nauk
ul. Doświadczalna 4
P.O. BOX 201, 20-290 Lublin 27
Tel. (0-81) 7445061, fax. (081) 7445067
e-mail: cslawin@demeter.ipan.lublin.pl