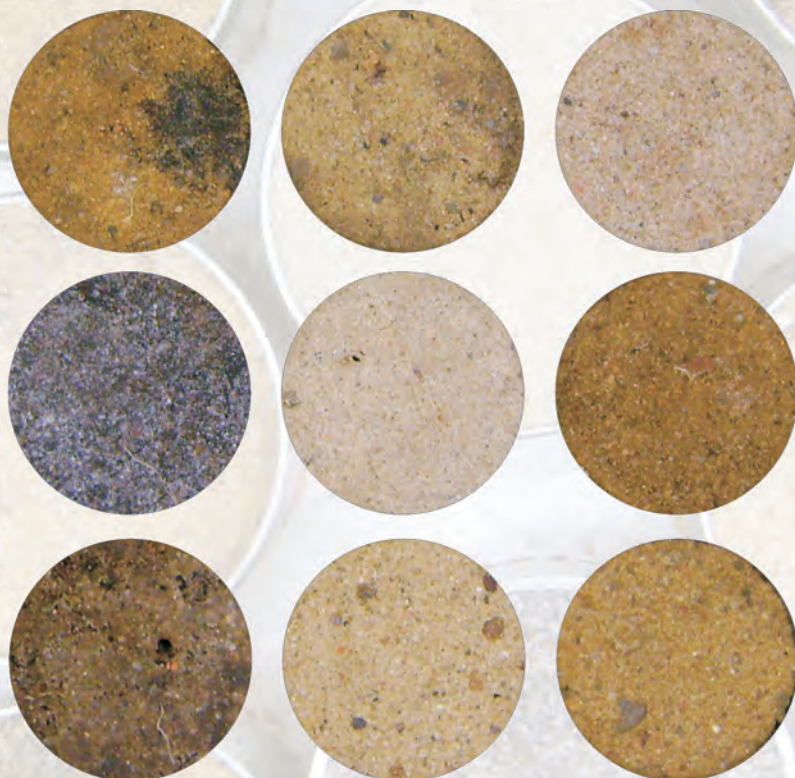


Cezary Kaźmierowski

**ESTYMACJA
WŁAŚCIWOŚCI HYDRAULICZNYCH
GLEB NIŻU POLSKIEGO**



Wydawnictwo Naukowe UAM

ESTYMACJA WŁAŚCIWOŚCI
HYDRAULICZNYCH
GLEB NIŻU POLSKIEGO

Rodzinie

UNIwersytet IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU
SERIA GEOGRAFIA NR 96

Cezary Kaźmierowski

ESTYMACJA WŁAŚCIWOŚCI HYDRAULICZNYCH GLEB NIŻU POLSKIEGO



POZNAŃ 2015

ABSTRACT. Kaźmierowski Cezary, *Estymacja właściwości hydraulicznych gleb Niżu Polskiego* [Estimation of the hydraulic properties of soils in the Polish Lowlands]. Adam Mickiewicz University Press, Poznań 2015. Seria Geografia nr 96. Pp. 220. ISBN 978-83-232-2927-8. ISSN 0554-8128. Text in Polish with a summary in English.

This manuscript presents the results of studies concerning indirect estimation of the hydraulic properties of soils in the Polish Lowlands, the water retention curve (WRC), plant available water capacity (AWC) and saturated hydraulic conductivity (K_s). Equations for determining these characteristics are proposed, together with a comprehensive assessment of estimation accuracy by using various statistical measures of the accuracy and efficiency of modeling. The precision of the estimation of the hydraulic properties of soils that was carried out by using the developed models was compared with the results that were obtained by using models described in the literature; all of the applicable models were tested and compared by using independent datasets.

Cezary Kaźmierowski, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Gleboznawstwa i Teledetekcji Gleb, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań, Poland

Recenzent: prof. dr hab. Bogusław Usowicz

Publikacja dofinansowana przez Rektora Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego UAM oraz Zakład Gleboznawstwa i Teledetekcji Gleb UAM

© Cezary Kaźmierowski 2015

This edition © Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań 2015

Projekt okładki: K. & S. Szurpit

Redaktor: Aleksandra Jędrzejczak

Korektor: Katarzyna Muzia

Redaktor techniczny: Dorota Borowiak

Łamanie komputerowe: Anna Marcinkaniec

ISBN 978-83-232-2927-8

ISSN 0554-8128

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIwersYTETU IM. ADAMA MICKIEWICZA W POZNANIU

UL. FREDRY 10, 61-701 POZNAŃ

www.press.amu.edu.pl

Sekretariat: tel. 61 829 46 46, faks 61 829 46 47, e-mail: wyd nauk@amu.edu.pl

Dział sprzedaży: tel. 61 829 46 40, e-mail: press@amu.edu.pl

Wydanie I. Ark. wyd. 17,50. Ark. druk. 13,75.

DRUK I OPRAWA: QUICK-DRUK, ŁÓDŹ, UL. ŁĄKOWA 11

SPIS TREŚCI

WSTĘP	7
1. HYDRAULICZNE WŁAŚCIWOŚCI GLEB	11
1.1. Teoretyczne podstawy opisu przepływu i retencji wody w ośrodku porowatym	11
1.2. Hydrauliczna charakterystyka gleby w stanie nasyconym	14
1.3. Hydrauliczna charakterystyka gleby w stanie nienasyconym	18
1.4. Matematyczny zapis krzywej wodnej retencyjności gleb	27
1.5. Funkcje pedotransferu	37
1.6. Ocena dokładności <i>PTF</i> stosowanych do estymacji krzywych wodnej retencyjności ..	40
1.7. Pośrednie wyznaczanie współczynnika filtracji	50
1.8. Charakterystyki składu granulometrycznego stosowane w modelowaniu hydraulicznych właściwości gleb	57
2. MATERIAŁY I METODY	61
2.1. Baza danych o hydraulicznych właściwościach gleb	61
2.2. Metody badań laboratoryjnych	71
2.3. Publikowane <i>PTF</i> uwzględnione w analizie	73
2.4. Metody statystycznej oceny efektywności estymacji	82
2.5. Kontrolne zbiory danych	90
2.5.1. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji <i>KWR</i>	90
2.5.2. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji stałych wodno-glebowych ...	91
2.5.3. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji współczynnika filtracji	91
3. WYNIKI I Dyskusja	92
3.1. Charakterystyka zbioru kalibracyjnego <i>Bazacek</i>	92
3.2. Wyniki estymacji krzywych wodnej retencyjności na zbiorze <i>Bazacek-pF</i>	97
3.3. Weryfikacja opracowanych metod estymacji <i>KWR</i> na niezależnych zbiorach danych	121
3.4. Wyniki estymacji <i>PPW</i> , <i>WTW</i> i <i>WPD</i> na zbiorze <i>Bazacek-WPD</i>	138
3.5. Weryfikacja opracowanych metod estymacji <i>PPW</i> , <i>WTW</i> oraz <i>WPD</i> na niezależnych zbiorach danych	147
3.6. Wyniki estymacji współczynnika filtracji na zbiorze <i>Bazacek-K_s</i>	154
3.7. Weryfikacja opracowanych metod estymacji współczynnika filtracji na kontrolnych zbiorach danych	170
PODSUMOWANIE	179
ANEKS	181
BIBLIOGRAFIA	199
ESTIMATION OF THE HYDRAULIC PROPERTIES OF SOILS IN THE POLISH LOWLANDS (Summary)	219

WSTĘP

Rozwój zasobów technologicznych i możliwości obliczeniowych, technik teledetekcyjnych, systemów geoinformacyjnych i bazodanowych, technik analizy danych oraz metod geostatystycznych stymuluje rozwój nauk środowiskowych, w tym gleboznawstwa. Poza rozwojem gleboznawstwa czynniki te prowadzą również do zmian w podejściu do wiedzy o pedosferze, a także wzrostu znaczenia wiedzy ilościowej nad wiedzą jakościową (McBratney i in. 2000). Począwszy od lat 60. ubiegłego wieku tradycyjne gleboznawstwo w coraz większym stopniu posiłkuje się kryteriami ilościowymi (np. poziomy, cechy i kryteria diagnostyczne, parametryzacja charakterystyk glebowych, standardy ilościowe w kartografii gleboznawczej, a ostatnio modelowanie procesów pedogenetycznych). Wzrasta także znaczenie szeroko rozumianej pedometrii, tj. zastosowania metod matematycznych i statystycznych do ilościowego opisu oraz modelowania gleb w badaniach nad ich rozmieszczeniem i genezą (por. Heuvelink 2003), obejmującej charakterystyki ilościowe oraz jakościowe i stanowiącej wyraźne uzupełnienie tradycyjnie pojmowanego gleboznawstwa. Przy braku zmierzonej wartości określonej charakterystyki gleby (w odniesieniu do poziomu glebowego, całego profilu lub jednostki kartograficznej) jej wartość jest najczęściej estymowana lub przyjmowana przez analogię na podstawie wiedzy ogólnogleboznawczej. Jednakże, aby takie „uzupełnienia” brakujących danych dostarczały wiarygodnych wartości niezbędnych parametrów, należy wypracować reguły estymacji poprzez wskazanie optymalnych estymatorów, wyrażonych matematycznie lub graficznie zależności między estymowaną wielkością i estymatorem (estymatorami) z określeniem wielkości szacowanego błędu estymacji. Brak zweryfikowanych zasad estymacji nieznanymi wartościami charakterystyk glebowych znacząco ogranicza precyzję coraz częściej stosowanych modeli numerycznych, analiz na bazie GIS oraz interpretacji zgromadzonych zasobów bazodanowych (por. mapy European Soil Bureau 2004).

Właściwości hydrauliczne gleb można zmierzyć bezpośrednio w terenie lub w laboratorium (w próbkach objętościowych o nienaruszonej strukturze). Wysokie koszty oraz czasochłonność specjalistycznych analiz sprawiają, że badania te są wykonywane w ograniczonym zakresie i często brakuje odpowiednich danych pomiarowych. Dlatego od wielu lat rozwijane są metody pośredniego wyznaczania krzywych wodnej retencyjności gleb oraz współczynnika filtracji przy użyciu tzw. *funkcji pedotransferu (PTF; Bouma, van Lanen 1987)*. W metodach tych wykorzystywane są zależności między łatwo i rutynowo oznaczanymi właściwościami gleb (charakterystykami składu granulometrycznego, zawartością węgla organicznego, gęstością gleby) a cechami, do oznaczenia których wymagana jest specjalistyczna

aparatura pomiarowa (wilgotność gleby przy określonej wielkości potencjału matrycowego, współczynnik filtracji wody w glebie, opór mechaniczny itp.). W porównaniu z metodami bezpośrednimi zastosowanie pośrednich metod wyznaczania właściwości hydraulicznych gleb pozwala na znaczną redukcję kosztów związanych z uzyskaniem niezbędnych informacji przy niewielkim wzroście niedokładności (Minasny, McBratney 2002a).

Dotychczas opublikowano wiele *PTF* służących do wyznaczania parametrów krzywej wodnej retencyjności gleb (m.in.: Vereecken i in. 1989; Scheinost i in. 1997; Mayr, Jarvis 1999; Wösten i in. 1999; Schaap i in. 2001; Minasny i in. 1999; Minasny, McBratney 2001) oraz współczynnika filtracji (m.in.: Ahuja i in. 1984; Cosby i in. 1984; Saxton i in. 1986; Vereecken i in. 1989; Jabro 1992; Minasny, McBratney 2000, 2002b; Schaap i in. 2001). Przeprowadzono wiele analiz przydatności i dokładności opublikowanych *PTF* w różnych warunkach glebowych (dla krzywej wodnej retencyjności *KWR* – Imam i in. 1999; Cornelis i in. 2001; Ungaro, Calzolari 2001; dla K_s – Tietje i Hennings 1996; Minasny, McBratney 2000). Z analiz tych wynikają różne ograniczenia w stosowalności poszczególnych *PTF* oraz brak jednego uniwersalnego rozwiązania. Wykazano także konieczność weryfikacji *PTF* przed ich zastosowaniem w określonych warunkach glebowych oraz celowość opracowywania lokalnych rozwiązań *PTF*, które w określonych warunkach są dokładniejsze aniżeli *PTF* adaptowane z literatury.

Oznaczona lub estymowana krzywa wodnej retencyjności dostarcza informacji uwzględnianych w różnych dziedzinach nauki o środowisku (Rawls i in. 1991; Pachepsky, Rawls 1999; Zeiliger i in. 2002), na przykład w:

- ocenie potencjalnych zdolności retencji wody dostępnej dla roślin – w modelach hydraulicznych służących do prognozowania zmian właściwości retencyjnych gleb w różnych systemach uprawy i użytkowania,
- hydrologii, gdzie ze współczynnikiem filtracji służy do rozdziału opadu na spływ powierzchniowy oraz wodę infiltrującą w głąb profilu, która może być wykorzystana przez rośliny w procesie ewapotranspiracji,
- agronomii, uwzględniana przy planowaniu zagospodarowania ziemi, szczególnie podczas projektowania nawodnień i stosowania środków chemicznych,
- meteorologii, kiedy dane o wilgotności wierzchniej warstwy gleby są niezbędne do bilansowania strumieni ciepła (energii),
- hydrologii zanieczyszczeń oraz geochemii, gdzie właściwości hydrauliczne gleb w strefie nienasyconej, w tym *KWR*, służą do wstępnego oszacowania transportu zanieczyszczeń.

Dla gleb z obszaru Polski nie opracowano kompleksowych metod estymacji krzywych wodnej retencyjności gleb oraz współczynnika filtracji w stanie nasyconym i nienasyconym, nie przeprowadzono też gruntownej analizy błędów estymacji tych charakterystyk przy użyciu publikowanych *PTF*. Analizy takie wykonano natomiast na niewielkich, lokalnych zbiorach danych. Zawadzki (1970) zaprezentował równanie do wyznaczania połowej pojemności wodnej na podstawie porowatości całkowitej. Przedstawił również zależność między wilgotnością trwałego wziędnicia i powierzchnią właściwą gleby (Zawadzki i in. 1971; Zawadzki, Michałowska

1974). Empiryczne formuły wyznaczania charakterystycznych wilgotności gleb na postawie uziarnienia i zawartości materii organicznej zaprezentował Trzecki (1974). Walczak (1984), na podstawie zbioru 39 poziomów glebowych, opracował zależności do wyznaczania wilgotności gleb przy określonej wielkości potencjału matrycowego, uwzględniając średnią geometryczną wielkość ziaren, gęstość oraz powierzchnię właściwą gleby. Witkowska-Walczak i in. (2002) przedstawili model zbliżony do modelu Walczaka (1984), wprowadzając procentowy udział różnych wielkości wodotrwałych agregatów. Na dużym zbiorze średnio- oraz drobnoziarnistych mad i czarnych ziem ($n = 178$) Cieśliński i in. (1988) opracowali równania estymacji wilgotności gleb przy różnych wielkościach potencjału matrycowego (9,8; 31; 246 i 1550 kPa) na podstawie uziarnienia, zawartości próchnicy oraz gęstości gleby. Dla utworów torfowych i murszowych z Doliny Biebrzy Gnatowski (2001) zaprezentował ciągły parametryczny model estymacji właściwości hydraulicznych w formie zależności między parametrami równania van Genuchtena-Mualema a gęstością gleby i popielnością. Gnatowski i in. (2009) przedstawili klasowy model estymacji właściwości hydraulicznych różnych utworów torfowych. Podejmowane są także próby opracowania modelu estymacji *KWR* na podstawie ogólnopolskiego zbioru danych glebowych (Lamorski i in. 2008). Ocenę przydatności publikowanych *PTF* do estymacji właściwości retencyjnych gleb z obszaru Polski przedstawili Walczak i in. (2002b, 2004), oceniając dokładność punktowych modeli Gupty-Larsona oraz Rawlsa na małym zbiorze danych. Ocenę błędów estymacji polowej pojemności wodnej, wilgotności trwałego wędnięcia oraz wody dostępnej dla roślin w glebach Wielkopolski ($n = 167$) dla wielu publikowanych *PTF* zaprezentował Kaźmierowski (2007).

W zakresie estymacji współczynnika filtracji analizy na małych zbiorach danych przeprowadzili: Dobrzański, Witkowska-Walczak (1981), Kaszubkiewicz, Giedrońc (1993), Kaszubkiewicz i in. (2001), Jadczyzyn, Niedźwiecki (2005) oraz Niedźwiecki i in. (2006). Na większych zbiorach danych ($n > 30$) analizy takie wykonali: Sławiński i in. (2004), Kaźmierowski i in. (2006) oraz Spychalski i in. (2004, 2007). Sławiński (2003) na dużym zbiorze danych ($n = 415$) opracował model estymacji przewodności hydraulicznej w stanie nasyconym i nienasyconym przy określonych wartościach potencjału wody glebowej. W modelu tym jednym z estymatorów jest wielkość powierzchni właściwej gleb (*SA*), co ogranicza szersze jego zastosowanie, bowiem charakterystyka ta nie jest powszechnie oznaczana w badaniach gleboznawczych, natomiast zgeneralizowana informacja o przestrzennym zróżnicowaniu powierzchni właściwej gleb Polski (Sławiński i in. 2000) nie spełnia kryteriów dokładności wymaganych przy estymacji właściwości hydraulicznych określonych poziomów glebowych.

Właściwości hydrauliczne gleb kształtują warunki przepływu i retencji wody oraz rozpuszczonych w niej związków we wszystkich ekosystemach lądowych. Na podstawie *KWR* możliwe jest wyznaczenie rezerwy retencji wody potencjalnie dostępnej dla roślin, wielkości istotnej przy planowaniu użytkowania gleb, stabilizacji wielkości plonów oraz przy projektowaniu nawodnień i stosowaniu środków chemicznych. W hydrogeologii zanieczyszczeń oraz geochemii właściwości hydroau-

liczne gleb służą między innymi do oszacowania prędkości transportu zanieczyszczeń. W analizach tych niezbędna jest wiedza o przewodności hydraulicznej gleb w stanie nasyconym i nienasyconym, a charakterystyki te można oszacować na podstawie krzywej wodnej retencyjności gleby. Celem prezentowanych badań zatem było sformułowanie zależności umożliwiających pośrednie oszacowanie właściwości hydraulicznych gleb Nizy Polskiego – krzywej wodnej retencyjności (KWR), wody dostępnej dla roślin (WDR), współczynnika filtracji w glebie nasyconej wodą (K_s) oraz wszechstronna ocena dokładności estymacji tych charakterystyk z zastosowaniem wielu statystycznych miar dokładności i efektywności modelowania. Dokładność estymacji właściwości hydraulicznych gleb przy użyciu opracowanych zależności porównano z wynikami otrzymanymi z zastosowaniem modeli opisanych w literaturze; wszystkie modele przetestowano i porównano na niezależnych zbiorach danych, wskazując warunki brzegowe stosowalności*.

* Praca naukowa finansowana ze środków budżetowych na naukę w latach 2005–2008 jako projekt badawczy P04G 09428.

1. HYDRAULICZNE WŁAŚCIWOŚCI GLEB

1.1. Teoretyczne podstawy opisu przepływu i retencji wody w ośrodku porowatym

Glebę można traktować jako ośrodek kapilarno-porowaty w różnym stopniu nasyceny roztworem glebowym (umownie wodą), w którym przepływ i retencja wody odbywa się w wolnych przestrzeniach tworzących złożony układ „przewodów” wśród cząstek stałej fazy gleby.

Przy założeniu kołowego przekroju porów przepływ cieczy newtonowskiej opisać można równaniem Hagena-Poiseuille’a (Bear, Verruijt 1987):

$$Q = \frac{V}{T} = \frac{\pi r^4}{8\eta} \frac{dH}{L} \quad (1)$$

gdzie: Q – wydatek przepływu [$L^3 \cdot T^{-1}$], r – promień przewodu [L], L – długość przewodu [L], η – dynamiczny współczynnik lepkości cieczy [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$], H – potencjał hydrauliczny wyrażony jako wysokość piezometrycznej linii ciśnień, równy sumie wysokości położenia z i wysokości ciśnienia p (odpowiada wysokości słupa wody w piezometrze h [L]):

$$H = z + \frac{p}{\rho g} = z + h \quad (2)$$

$$p = \rho_l g h \quad (3)$$

Równanie 2 stanowi uproszczony trójmian Bernoulliego, w którym ze względu na małe prędkości przepływu pominięty jest człon wysokości prędkości ($v^2/2g$), gdzie: p – ciśnienie [$M \cdot L^{-1} \cdot T^{-2}$], h – wysokość ciśnienia [L], z – wysokość położenia [L], ρ_l – gęstość cieczy [$M \cdot L^{-3}$], g – przyspieszenie ziemskie [$L \cdot T^{-2}$]. W przewodzie o polu przekroju A_p [L^2] przepływ jednostkowy q [$L \cdot T^{-1}$] odpowiada porowej prędkości przepływu v_p [$L \cdot T^{-1}$]:

$$q = v_p = \frac{Q}{A_p} = \frac{r^2}{8\eta} \frac{\Delta H}{L} \quad (4)$$

Na poziomie odniesienia dla wysokości położenia ($z = 0$), przyjętym na takiej wysokości, gdzie wysokość ciśnienia $h = 0$ ($p/\rho g$), występuje zerowa wartość trój-

mianu Bernoulliego (2; $H = h + z = 0$), a spadek hydrauliczny $I [-]$ wyrazić można równaniem:

$$I = \frac{\Delta H}{L} = \frac{\Delta h}{L} \quad (5)$$

Pomijając składową wysokości położenia (z) w równaniu 2, prędkość porową v_p można zapisać równaniem Hagen-Poiseuille'a w postaci:

$$q = v_p = \frac{r^2}{8} \frac{\rho_l g}{\eta} \frac{\Delta h}{L} \quad (6)$$

Taki zapis wskazuje trzy składowe przepływu (czynniki):

1) składowa zależna od pola przekroju przewodu: $\frac{r^2}{8}$,

2) składowa zależna od właściwości cieczy: $\frac{\rho_l g}{\eta}$,

3) składowa zależna od spadku hydraulicznego: $\frac{dh}{L}$.

Strata energii wyrażona wielkością różnicy wysokości ciśnienia związana jest z pokonaniem sił tarcia przy ściankach przewodu, a wielkość siły tarcia τ [$M \cdot L^{-2}$] jest proporcjonalna do średniej porowej prędkości przepływu (Vordoulakis 2003):

$$\tau = \frac{4\eta}{r} v_p \quad (7)$$

Opory ruchu związane z tarciami przy ściankach przewodu o długości obwodu $U = 2\pi r$ [L] wyraża zastępcza siła masowa f_l [$M \cdot L^{-1}$] (Vordoulakis 2003):

$$f_l = \frac{\tau U L}{L} = \tau U = 8\pi\eta v_p \quad (8)$$

a w przeliczeniu na jednostkę powierzchni przekroju f [$M \cdot L^{-3}$]:

$$f = \frac{f_l}{A_p} \quad (9)$$

siłę masową przypadającą na jednostkę pola można wyznaczyć, podstawiając równanie 8 do równania 9:

$$f = \frac{8}{r^2} \eta v_p \quad (10)$$

Zgodnie z prawem Hagen-Poiseuille'a siła masowa tarcia maleje ze wzrostem pola przekroju, natomiast wzrasta proporcjonalnie do wzrostu lepkości cieczy

i prędkości przepływu:

$$f = c v_p \quad (11)$$

gdzie: c – współczynnik tarcia lepkościowego [$M \cdot L \cdot T^{-1}$].

Przepływ i retencja wody w ośrodku porowatym, zjawiska poboru i transportu wewnątrz roślin oraz straty do atmosfery są zjawiskami energetycznymi związanymi ze zmianami stanu energii potencjalnej oraz kinetycznej (Brady, Weil 2008). Dla charakterystyki stanu i ruchu wody w ośrodku porowatym kluczowe znaczenie ma energia potencjalna wynikająca z występowania sił adhezji i kohezji powodujących powstawanie potencjału matrycowego Ψ_m . Potencjał matrycowy, zawsze ujemny, wywołuje zjawiska adsorpcji i kapilarności w porach glebowych oraz znacząco zmniejsza poziom energetyczny wody w pobliżu powierzchni stałej fazy w stanie częściowego nasycenia wodą. Energia potencjalna wody związana jest też z siłami przyciągania wody przez jony z roztworu glebowego (ujemny potencjał osmotyczny Ψ_o) oraz siłami grawitacji odpowiedzialnymi za zstępujący ruch wody w przewodach niekapilarnych, w których siła wzniosu kapilarnego jest mniejsza od siły grawitacji (dodatni powyżej rozpatrywanego poziomu odniesienia, tzw. potencjał grawitacyjny Ψ_g). Poniżej poziomu zwierciadła wody zamiast potencjału matrycowego rozpatrywany jest dodatni potencjał hydrostatyczny (Ψ_h). Sumaryczna wielkość potencjałów cząstkowych wyznacza całkowity potencjał wody glebowej (Ψ_t):

$$\Psi_t = \Psi_m + \Psi_o + \Psi_g + \Psi_h \quad (12)$$

Ponieważ potencjał hydrostatyczny nie występuje w strefie nienasyconej, a potencjał grawitacyjny uzależniony jest od położenia poziomu odniesienia, potencjał osmotyczny zaś w znikomym stopniu wpływa na ruch wody, bowiem substancje rozpuszczone poruszają się z wodą (choć wpływa na pobór wody przez komórki korzeni roślin i jest rozpatrywany przy wysokim stężeniu roztworu glebowego, np. w glebach słonych), dlatego w celu poznania hydraulicznych właściwości gleb w stanie nienasyconym rozpatrywane są jedynie zależności między przewodnością hydrauliczną lub wilgotnością gleby a potencjałem matrycowym.

Z definicji potencjał matrycowy wyraża ilość energii niezbędnej do przeniesienia jednostkowej ilości wody ze stanu gleba–woda do zbiornika wody wolnej znajdującego się na tej samej wysokości. W praktyce odpowiada pokonaniu ciśnienia odpowiadającego wielkości wzniosu kapilarnego h w przewodzie o średnicy d , opisanego równaniem Younga-Laplace'a dla ciśnienia kapilarnego opisanego równaniem 3 ($p = \rho_l gh$):

$$h [\text{m}] = \frac{29,68}{d [\mu\text{m}]} \quad (13)$$

Z uwagi na możliwość przeliczenia ilości energii na ilość wody wyrażoną w jednostkach masowych, objętościowych lub wagowych wartość potencjału wyrazić można odpowiednio w trzech ekwiwalentnych jednostkach (Kędziora 1995; Warrick 2002) energii na jednostkę:

1) masy (potencjał właściwy lub chemiczny):

$$\mu = \frac{p}{\rho} = \frac{\rho gh}{\rho} = gh \quad [\text{L}^2 \cdot \text{T}^{-2}, \text{ np. J} \cdot \text{kg}^{-1}] \quad (14)$$

2) objętości (potencjał objętościowy) – potencjał wody glebowej lub siła ssąca gleby:

$$\Psi = \frac{pV}{v} \quad \text{lub } p = \rho gh \quad [\text{M} \cdot \text{L}^{-1} \cdot \text{T}^{-2}, \text{ np. J} \cdot \text{m}^{-3} = \text{N} \cdot \text{m}^{-2} = \text{Pa, atm, bar}] \quad (15)$$

3) wagi (potencjał wagowy) – wysokość hydrauliczna ciśnienia:

$$h = \frac{\Psi}{\rho g} = \frac{\rho gh}{\rho g} \quad [\text{L, np. cm, m}] \quad (16)$$

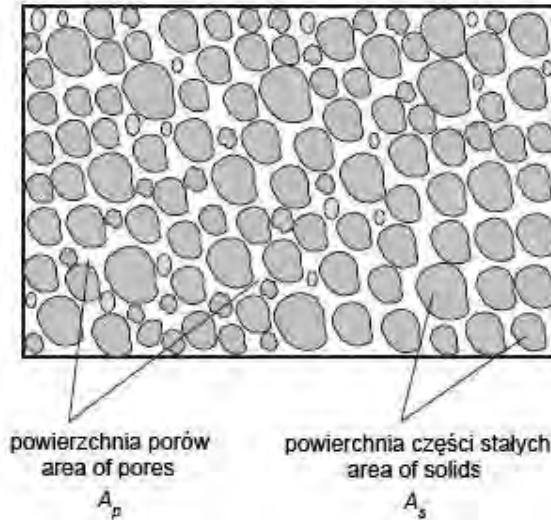
Przy czym siła ssąca może być wyrażana w jednostkach ciśnienia (jako bezwzględna wartość potencjału objętościowego, tj. potencjału wody glebowej, np. kPa lub atm) bądź ekwiwalentnych jednostkach wysokości hydraulicznej (jako potencjał wagowy, np. cm lub m; Kędziora 1995).

1.2. Hydrauliczna charakterystyka gleby w stanie nasyconym

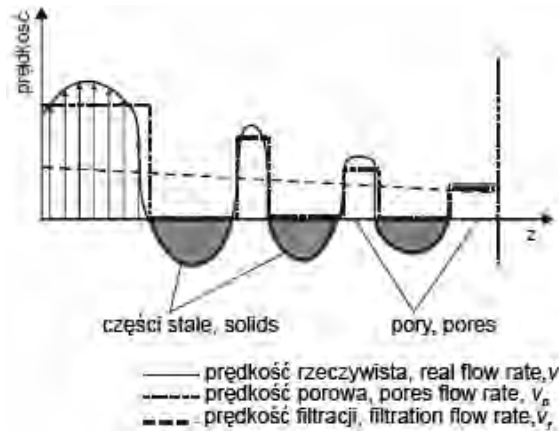
W stanie nasycenia gleby wodą podstawowym parametrem hydraulicznym jest zdolność przewodzenia wody. Sama retencja wody nie jest rozpatrywana, gdyż jej cząstkowa zawartość w stanie nasycenia jest charakterystyką względnie stałą i w przybliżeniu odpowiada cząstkowemu udziałowi wolnych przestrzeni (porowatości).

Przepływ wody w glebie jest zagadnieniem bardziej złożonym niż przedstawiony przepływ w pojedynczym przewodzie (podrozdz. 1.1), bowiem woda przepływa umowną „wiązką” przenikających się przewodów o różnych i zmiennych średnicach. Rzeczywisty ruch wody w ośrodku porowatym można przedstawić równaniami Naviera-Stokesa (N-S) opisującymi relacje między ciśnieniem i prędkością przepływu w nieustalonych warunkach trójwymiarowego przepływu. Z uwagi na brak możliwości określenia prędkości przepływu w każdym przewodzie równania te są w zasadzie nierozwiązywalne (Bear, Verruijt 1987; Clark 1996; Szpakowski 2004).

Do celów praktycznych przyjmuje się wiele założeń i uproszczeń. Na przykład, „uśredniona” wartość prędkości przepływu wody w ośrodku porowatym, znana jako prędkość filtracji, jest wielkością z założenia fikcyjną, wyznaczaną zgodnie z założeniem, że przepływ odbywa się przez całe pole przekroju ośrodka, podczas gdy w rzeczywistości przepływ występuje jedynie w przekroju porów glebowych (rys. 1 i 2).



Rys. 1. Schemat przekroju ośrodka porowatego (Szpakowski 2004)
 Fig. 1. Schematic cross-section of a porous medium (Szpakowski 2004)

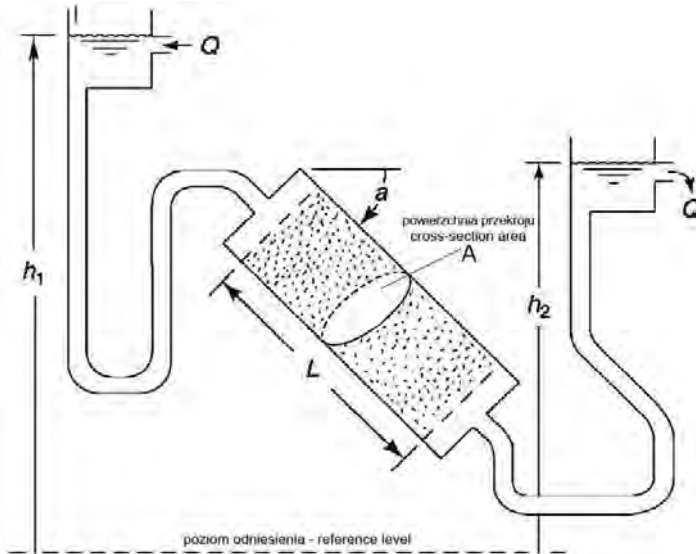


Rys. 2. Składowe prędkości przepływu w ośrodku porowatym (Szpakowski 2004)
 Fig. 2. Components of the flow rate in a porous medium (Szpakowski 2004)

Przykładem uproszczonego rozwiązania równania Naviera-Stokesa jest pół-empiryczne równanie Darcy'ego opisujące ilościowo laminarny przepływ wody w nasyconym ośrodku porowatym. Darcy (1856), prawdopodobnie zainspirowany odkryciami Laplace'a i Furiera w dziedzinie przepływu ciepła, Ficka w teorii dyfuzji czy Ohma w zakresie przewodnictwa prądu (Garmann 2005), badając przepływ wody w filtrze piaskowym połączonym z fontannami miejskimi Dijon, wykazał, że

wydatek przepływu Q [$L^3 \cdot T^{-1}$] jest proporcjonalny do powierzchni przekroju A [L^2] i różnicy poziomów wody w zbiorniku dopływowym i odpływowym $\Delta h = h_1 - h_2$ [L] oraz odwrotnie proporcjonalny do drogi przepływu L [L]:

$$Q = \frac{V}{T} = A \cdot K_s \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad (17)$$



Rys. 3. Składowe równania Darcy'ego dla przepływu jednokierunkowego w nasyconym ośrodku porowatym (Swartzendruber 2004, zmienione)

Fig. 3. Components of Darcy's equation for unidirectional flow in a saturated porous medium (Swartzendruber 2004, as modified)

Darcy (1856) wprowadził współczynnik proporcjonalności K_s [$L \cdot T^{-1}$] zależny od właściwości ośrodka i cieczy, określane powszechnie jako współczynnik filtracji lub współczynnik przewodności hydraulicznej (Bear, Verruijt 1987; Dullien 1992):

$$q = \frac{Q}{A} = K_s \frac{\Delta h}{L} \quad (18)$$

Rozważania Darcy'ego w teorii i praktyce potwierdził Dupuit (1854, cyt. za: Bear 1972), określając człon $\Delta h/L$ mianem spadku hydraulicznego I [-], skąd:

$$q = K_s \cdot I \quad (19)$$

Z uwagi na termiczną zmienność lepkości wody oraz możliwość zastosowania równania Darcy'ego dla różnych cieczy przewodność hydrauliczną (K_s) można uznać za wartość zależną od zdolności ośrodka do przewodzenia wody k , tj. współczynnika przepuszczalności [Darcy; L^2] oraz cech cieczy (Bear, Verruijt 1987):

$$K_s = k \frac{\gamma}{\eta} = k \frac{\rho_l g}{\eta} = k \frac{g}{\nu} \quad (20)$$

gdzie: γ – ciężar właściwy cieczy [$M \cdot L^{-2} \cdot T^{-2}$], ν – kinematyczny współczynnik lepkości [$L^2 \cdot T^{-1}$].

Jednostką współczynnika przepuszczalności jest darcy oznaczający przepływ 1 cm^3 na sekundę przez przekrój 1 cm^2 dla cieczy o lepkości 1 centipauza przy spadku hydraulicznym 1 atm na długości 1 cm. Dla wody o temperaturze 20°C 1 darcy odpowiada przewodności hydraulicznej $9,613 \cdot 10^{-4} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ (Bear, Verruijt 1987), tj. $9,61 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ lub $0,83 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$:

$$1 \text{ darcy} = k = \frac{\eta \left(\frac{Q}{A} \right)}{\Delta h / L} = \frac{1 \text{ cPauz} \cdot \frac{1 \text{ cm}^3 / \text{s}}{1 \text{ cm}^2}}{\frac{1 \text{ atm}}{\text{cm}}} \quad (21)$$

$$1 \text{ cPauz} = 10^{-2} \frac{\text{g}}{\text{cm} \cdot \text{s}} = 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}.$$

Po podstawieniu równania 20 do równania 18 prawo Darcy'ego można przedstawić w formie równania (22), a dalsze porównanie z równaniem Hagen-Poiseuille'a (6) wskazuje na związek współczynnika przepuszczalności k z przekrojem dróg przepływu w ośrodku kapilarno-porowatym w postaci równania (23), co w odniesieniu do współczynnika filtracji opisuje równanie (24):

$$q = k \frac{\rho g}{\eta} \frac{\Delta h}{L} \quad (22)$$

$$k \approx \frac{r^2}{8} \quad (23)$$

$$K_s \approx \frac{r^2}{8} \frac{\rho_l g}{\eta} \quad (24)$$

Cząstkowy udział przekroju porów w całkowitym polu przekroju zbliżony jest do wartości współczynnika porowatości ϕ zgodnie z zależnością:

$$\frac{A_p}{A} \approx \frac{V_p}{V_c} = \phi \Rightarrow A_p = \phi \quad (25)$$

gdzie: A_p – pole przekroju porów [L^2], A_s – pole przekroju fazy stałej [L^2], V_p – objętość porów [L^3], V_c – objętość całkowita [L^3], ϕ – współczynnik porowatości [$L^3 \cdot L^{-3}$].

Prędkość przepływu wody w porach glebowych v_p [$L \cdot T^{-1}$] jest większa od jednostkowego strumienia przepływu q , co, uwzględniając równanie (25) w zapisie równań (18) i (19), można ująć w formie zależności:

$$v_p = \frac{Q}{A_p} = \frac{Q}{\phi A} = \frac{q}{\phi} \quad (26)$$

$$v_p = \frac{K_s I}{\phi} \quad (27)$$

Liniowa postać prawa Darcy'ego poprawnie opisuje przepływ cieczy w ośrodku porowatym jedynie przy małych prędkościach przepływu, gdy wewnętrzne składowe równania N-S są znikomo małe, a równanie Darcy'ego (27) stanowi szczególny przypadek równania N-S (Kutilek, Nielsen 1994). Równanie Darcy'ego, a tym samym współczynnik filtracji, może być stosowane dla przepływów laminarnych – zależnych od sił lepkości, tj. dla liczby Reynoldsa (Re) w zakresie od 1 do 10. Dolne ograniczenie prawa Darcy'ego wiąże się z siłami adhezji i kohezji, bowiem przepływ wody w glebie jest możliwy dopiero po przekroczeniu pewnej minimalnej wielkości spadku hydraulicznego niezbędnego do pokonania powstającej siły tarcia. Górnym ograniczeniem stosowalności prawa Darcy'ego jest zmiana przepływu laminarnego na przejściowy i następnie w turbulentny, dlatego równanie Darcy'ego nie powinno być stosowane przy $Re \geq 100$ (Bear, Verruijt 1987; Kutilek, Nielsen 1994).

1.3. Hydrauliczna charakterystyka gleby w stanie nienasyconym

Uwzględniając zapis Darcy'ego, Buckingham (1907, cyt. za: Kutilek, Nielsen 1994) przedstawił równanie przepływu wody w ośrodku nienasyconym w postaci stanowiącej szczególny przypadek równania Naviera-Stokesa (prawa zachowania pędu):

$$q = -K(\Theta) \frac{\partial H}{\partial z} \xrightarrow{H = \frac{p}{\rho g} + z} = -K(\Theta) \frac{\partial h}{\partial z} - K(\Theta) \quad (28)$$

Równanie Darcy'ego-Buckinghamama jest jednak stosowalne tylko dla stałej wilgotności gleby, poza tym – dużej wodoprzepuszczalności w stanie nasycenia nie zawsze odpowiada proporcjonalnie duża wodoprzepuszczalność w stanie nienasyconym (Kutilek, Nielsen 1994). Uniwersalny zapis zależności między zmianami wilgotności, potencjału i strumienia przepływu przedstawił Richards (1931, cyt. za: Kutilek, Nielsen 1994; Radcliff, Rasmussen 2000):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} + \Gamma \quad (29)$$

Z uwagi na dwie niewiadome jest ona praktycznie nierozwiązywalna, stąd zwykle rozważa się uproszczony przepływ filtracyjny, na przykład jednowymiarowy. W jednorodnie porowatym, lecz zmiennie nasyconym ośrodku ziarnistym równanie Richardsa można przedstawić w następującej postaci (Radcliff, Rasmusen 2000; Simunek i in. 2003):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] + \Gamma \quad (30)$$

gdzie: Θ – wilgotność objętościowa gleby [$L^3 \cdot L^{-3}$], h – wysokość hydrauliczna potencjału matrycowego wody glebowej [L], $K(h)$ – nienasycona przewodność hydrauliczna gleby przy potencjale matrycowym h [$L \cdot T^{-1}$], t – czas [T], z – wysokość położenia [L], Γ – straty przepływu [$L^3 \cdot L^{-3} \cdot T^{-1}$]; w modelu Greena-Ampta człon źródłowy opisujący poziomy przepływ wody z makroporów do mikroporów.

Rozwiązanie równania Richarda (30) wymaga określenia zależności między wilgotnością gleby i wysokością potencjału matrycowego $\Theta(h)$ (tzw. krzywej wodnej retencyjności – *KWR*) oraz zależności między przewodnością hydrauliczną i wysokością potencjału matrycowego $K(h)$ lub wilgotnością $K(\Theta)$. Poza rozwiązaniami teoretycznymi opracowano także empiryczne zależności między nienasyconą przewodnością hydrauliczną a potencjałem matrycowym wody glebowej (m.in.: Childs, Collis-George 1950; Gardner 1958; Burdine 1953; Mualem 1976; Hoffmann-Riem i in. 1999). W wykładniczym modelu Gardnera (1958) zależność $K(h)/K_s$ względem wysokości potencjału matrycowego h w układzie półlogarytmicznym przebiega prostoliniowo, co ogranicza dopasowanie modelu do danych eksperymentalnych. Model ten jest jednak wygodny do stosowania w modelach analitycznych i numerycznych (Bear, Verruijt 1987):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha_G h) \quad (31)$$

gdzie: α_G – parametr skalujący wysokość potencjału matrycowego [L^{-1}], zależny od uziarnienia i struktury gleby, najczęściej od 0,1 do 0,01 kPa^{-1} (Kutilek, Nielsen 1994).

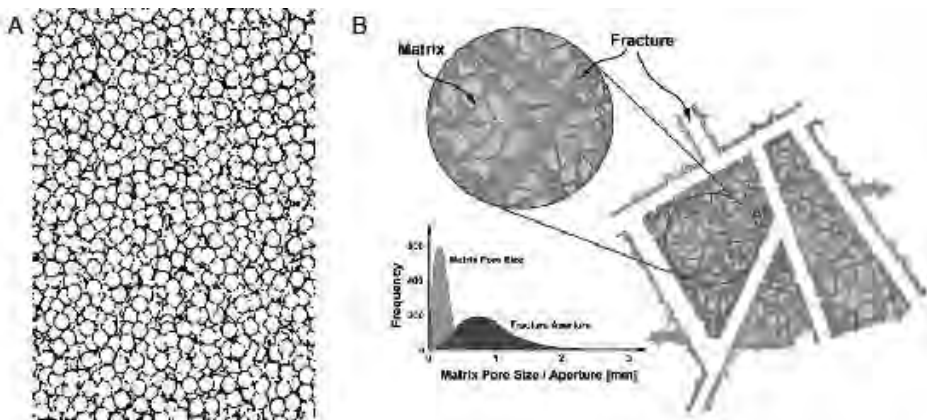
Burdine (1953) oraz Mualem (1976) wyznaczyli nienasyconą przewodność hydrauliczną na podstawie współczynnika filtracji w stanie nasycenia oraz dystrybucji wielkości porów wyznaczonej z krzywej wodnej retencyjności. Zgeneralizowaną postać tych modeli można zapisać w formie poniższej zależności (Durner 1995; Hoffmann-Rime i in. 1999):

$$K(h) = K_0 \cdot S_e^l \cdot \left[\frac{\int_0^{S_e} h^{-\kappa} dS_e}{\int_0^1 h^{-\kappa} dS_e} \right]^\beta \quad (32)$$

$$S_e = \frac{(\Theta - \Theta_r)}{(\Theta_s - \Theta_r)} \quad (33)$$

gdzie: K_0 – współczynnik proporcjonalności, często przyjmowany jako równy K_s [$L \cdot T^{-1}$], S_e – wskaźnik nasycenia gleby wodą, inaczej wilgotność względna [-], Θ_s – wilgotność gleby w stanie nasycenia [$L^3 \cdot L^{-3}$], Θ_r – wilgotność reszkowa [$L^3 \cdot L^{-3}$], h – wysokość ciśnienia [L], l – parametr zależny od krętości i ciągłości dróg porów (Zhang i in. 2003), κ – stały parametr modelu, β – parametr stały zależny od sposobu wyznaczania efektywnego promienia porów (Raats 1992).

Odpowiednie parametry w modelu Burdine'a (1953) wynoszą: $l = 2$, $\kappa = 2$ i $\beta = 1$, a w modelu Mualema (1976) $l = 0,5$, $\kappa = 1$ i $\beta = 2$. Przyjęcie stałych wartości parametru krętości i ciągłości dróg przepływu l (2 lub 0,5) wyklucza możliwość odwzorowania realnie występującej skali zmienności tego parametru. Komentując badania różnych autorów, Kosugi i in. (2002) wskazują, iż stała wartość parametru l powoduje nieakceptowalne błędy odwzorowania krzywej $K(h)$ w utworach średnio- i drobnoziarnistych, a optymalizacje uwolnionego parametru wykazały zakres wartości od -16 do 15. Parametr l należałoby więc traktować jako parametr wolny, wyznaczany poprzez optymalizację (Schaap, Leij 2000; Zhang i in. 2003). Ponadto, równania 30 i 31 poprawnie opisują zmiany nienasyconej przewodności hydraulicznej w ziarnistych ośrodkach porowatych (rys. 4A), gdzie nie występuje przepływ w sieci makroporów (NRC 2001, cyt. za: Simunek i in. 2003).

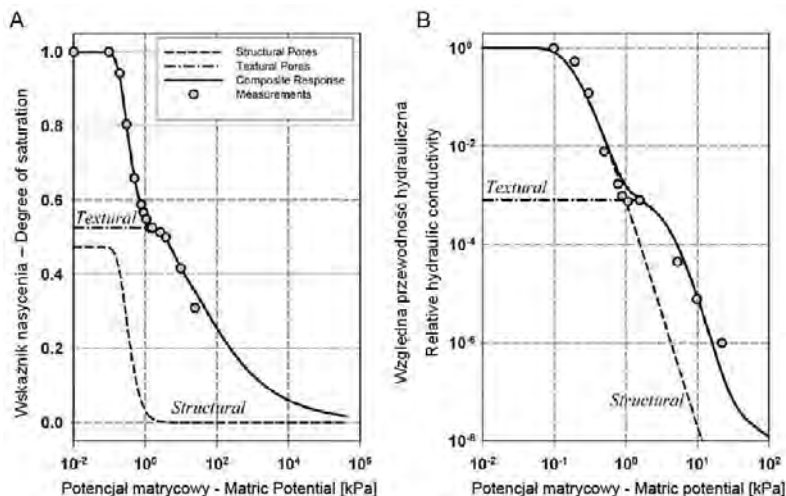


Rys. 4. Schemat przekroju ośrodka porowatego o jednorodnym (A) i bimodalnym (B) rozkładzie porów (Or, Tuller 2003)

Fig. 4. Schematic cross-section of porous media with a uniform (A) and bimodal (B) pore distribution (Or and Tuller 2003)

W strukturalnej glebie występują zazwyczaj pory o różnych wielkościach i zdolnościach przewodzenia oraz retencjonowania wody. Dla takich ośrodków porowatych przyjmowany jest niekiedy tzw. bimodalny rozkład porowatości (rys. 4B, por.: Durner 1992, 1994; Mohanty i in. 1997; Or, Tuller 2003; Simunek i in. 2003). Ośrodek porowaty traktowany jest w tych rozwiązaniach jako sprzężony układ wza-

jemnie połączonych systemów porów niekapilarnych (makro- i mezoporów) oraz kapilarnych (mikroporów).



Rys. 5. Dopasowane krzywe wodnej retencyjności gliny pylastej z bioporami (A) oraz oszacowana względna przewodność hydrauliczna (B) mikro- (*textural*) i makroporów (*structural*) (Tuller, Or 2002)

Fig. 5. Fitted water retention curves for silty loam with biological macropores (A) and the predicted relative hydraulic conductivity (B) of micro- (*textural*) and macropores (*structural*) (Tuller and Or 2002)

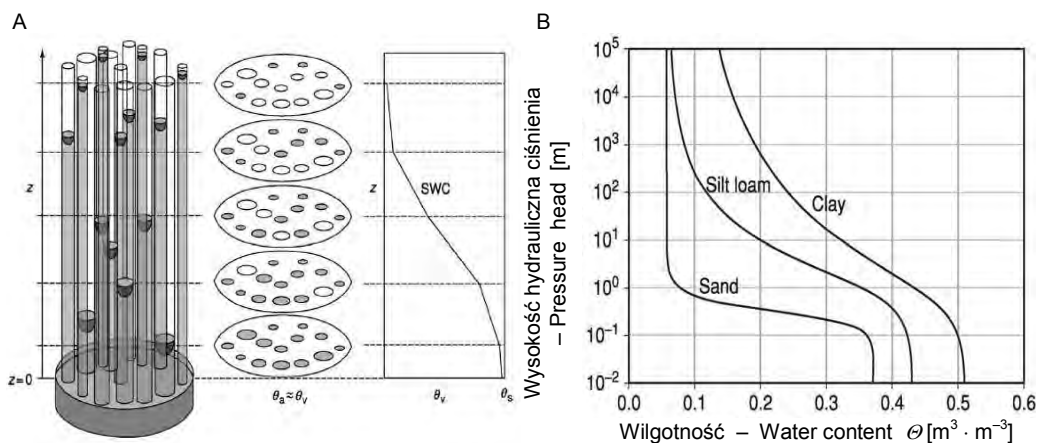
Podwójny lub złożony rozkład porowatości powoduje, że nawet w jednorodnych warunkach przepływu woda (i rozpuszczone w niej związki) przepływa głównie większymi porami, szczególnie przy wyższym potencjale matrycowym, tj. przy większej wilgotności gleby (Simunek i in. 2003). Zjawisko to określane jest uprzywilejowanym przepływem (por. Beven, Garmann 1982; Jarvis 2007).

Znaczenie makroporów w przewodzeniu wody przedstawiono na rysunkach 4 i 5. Kształt krzywej $K(h)$ odbiega od prostoliniowego i ze wzrostem wilgotności następuje wzrost przewodności hydraulicznej, szczególnie gdy wodą wypełnione są duże pory (Simunek i in. 2003). Makropory wykazują bardzo małe zdolności retencyjne (rys. 5a) i bardzo duże zdolności przewodzenia wody (rys. 5b).

Woda znajdująca się w glebie podlega działaniu kilku sił będących skutkiem obecności stałej fazy gleby. Zdolność gleby do retencjonowania wody (roztworu glebowego) zależy od wielu czynników, głównie od: uziarnienia, struktury, gęstości gleby, zawartości węgla organicznego, składu mineralogicznego oraz zawartości półtlenków (Richards 1965; Klute 1986; Kutilek, Nielsen 1994; Zeilliguer i in. 2002; Pachepsky, Rawls 2003; Brady, Weil 2008). Na powierzchni stałej fazy siły adhezji powodują silne wiązanie wody (tzw. woda higroskopowa), która jest nieruchoma, a jej ilość wzrasta ze wzrostem powierzchni właściwej gleby (S_A). W zależności od składu granulometrycznego, stanu zagęszczenia i struktury gleby kształtuje się specyficzny

rozkład porów glebowych. Zestawienia różnych klasyfikacji porów glebowych dokonali między innymi Beven i Germann (1982) oraz Lal i Shukla (2004, tam s. 153). Generalnie między agregatami glebowymi występują pory niekapilarne, tj. biopory, spękania i szczeliny (rys. 4B), które Jamison (1942) nazwał makroporami. Obecnie zakres średnic makroporów jest różnie definiowany, tzn.: $> 1000 \mu\text{m}$ (Luxmoore 1981; Kutilek, Nielsen 1994), $> 100 \mu\text{m}$ (Or, Tuller 2003) czy $> 75 \mu\text{m}$ (Brewer 1964; Soil Science Glossary Terms Committee 2008). Próbę syntezy zagadnienia interpretacji i przepływu wody w makroporach przedstawili Beven i Germann (1982) oraz Jarvis (2007, według którego tematyce tej poświęcono ponad 800 publikacji). Drobne pory strukturalne między agregatami glebowymi, w których siły kapilarne są mniejsze od siły ciężkości i następuje wolniejszy grawitacyjny odciek wody, określane są jako mezopory o średnicach $> 30 \mu\text{m}$ (de Leenher 1977, cyt. za: White 1997; Or, Tuller 2003; Kutilek 2004) – traktowane też jako makropory – Marshall 1959; Kay 1990), lub $> 10 \mu\text{m}$ (Luxmoore 1981). Występujące wewnątrz agregatów i brył materiału niestukturalnego (*matrix*) drobne pory o średnicach kapilarnych od 30 do $0,1 \mu\text{m}$ określane są jako mikropory, a pory o średnicach poniżej $0,1 \mu\text{m}$ stanowią porowatość resztkową określaną jako kryptopory (Brewer 1964; Koorevaar i in. 1983; Kay, Angers 2000; Brady, Weil 2008; Soil Science Glossary Terms Committee 2008). Szczegółowe zestawienia różnych klasyfikacji porów przedstawiają Beven i Germann (1982) oraz Lal i Shukla (2004, s. 153). Wielkość siły utrzymującej wodę w glebie zależy od wielkości porów, w których się znajduje (Brewer 1964, rys. 6A), a wykres $\Theta(h)$ przedstawiający zależność między wysokością hydrauliczną tej siły h (lub potencjałem matrycowym Ψ_m) i wilgotnością gleby Θ nazywany jest krzywą wodnej retencji (*KWR*) lub krzywą pF (rys. 6B). Stanowi suchej gleby, po wysuszeniu w temperaturze 105°C , w temperaturze 20°C odpowiada potencjał matrycowy wynoszący około -2000 MPa , tj. $pF = 7$ (Koorevaar i in. 1983). Pierwsze warstwy molekuł wody związane są na powierzchni cząstek stałych (ściankach porów) z siłami adhezji poniżej -100 MPa (Hilhorst i in. 2001), co powoduje wiązanie około 2–3 warstw molekuł wody (ok. $0,75 \text{ nm}$) o strukturze ciała stałego z siłą $< 160 \text{ MPa}$ (Asay, Kim 2006). Kolejne warstewki wody związane są sukcesywnie malejącymi siłami kohezji (Tuller, Or 2005; Soni, Salokhe 2006). Przy użyciu mikroskopu sił atomowych Asay i Kim (2006) wykazali, że w odległości $0,75\text{--}1 \text{ nm}$ od powierzchni ziarna kwarcu woda znajduje się w stanie przejściowym między fazą stałą i ciekłą (stan ten odpowiada wilgotności względnej między $0,3$ i $0,6$ oraz sile wiązania od 160 do 70 MPa), natomiast faza ciekła wody notowana jest w odległości ponad 1 nm od powierzchni przy sile wiązania poniżej 70 MPa . Zależnie od szorstkości powierzchni możliwa jest adsorpcja różnej liczby warstw molekuł wody, a przy około 4–5 warstwach o grubości do $1,5 \text{ nm}$ siły wiązania wynoszą odpowiednio od -40 do $-1,5 \text{ MPa}$ (Harris 1981; Eijkel, van den Berg 2005; Soni, Salokhe 2006; Or i in. 2007). Stan wody „wolnej” (niezwiązanej) jest różnie interpretowany. Boyarskii i in. (2002) oraz Kwak i in. (1986) przyjmują, że występuje on w dziesiątej warstwie, tj. w odległości $> 2,5 \text{ nm}$ od powierzchni cząstek. Grant wykazuje, że przejście do „wody wolnej” może następować przy miąższości warstwy wody powyżej 10 nm (Grant, Bachman 2002; Grant 2003; por. Shi-quia 2004 cyt. przez: Soni, Salokhe 2006), a Tuller i Or (2005) podsu-

mowują, iż grubość warstwy wody związanej na płaskiej powierzchni nie przekracza 100 nm. Woda „wolna” występująca w większej odległości od ścian utrzymywana jest w glebie w przewodach o średnicach kapilarnych, tj. 0,1–30 μm (Brevet 1964; Koorevaar i in. 1983; Brady, Weil 2008), gdzie wiązana jest z siłą odpowiadającą wysokości wzniosu kapilarnego wyrażonego równaniem Younga-Laplace’a (równanie 13). W porach o średnicach niekapilarnych, tj. makro- i mezoporach o średnicy $> 30 \mu\text{m}$, niezwiązana część wody odcieka pod wpływem działania siły grawitacji.



Rys. 6. Związek między porowatością reprezentowaną przez wiązkę cylindrycznych kapilar (A) a krzywą wodnej retencyjności (B) (Tuller, Or 2004)

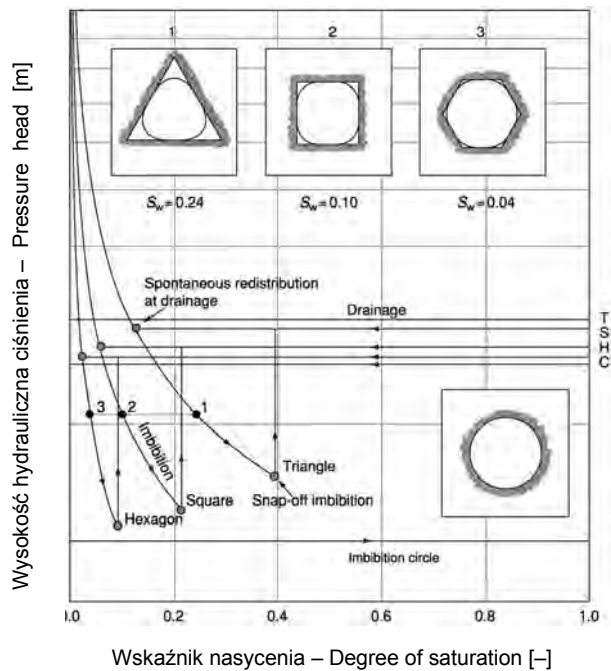
W mniejszych porach wznios kapilarny jest większy ze względu na mniejszy promień krzywizny menisku; z – wysokość ponad poziom wody

Fig. 6. Relationship between porosity, as represented by a bundle of cylindrical capillaries (A), and the water retention curve (B) (Tuller and Or 2004)

In smaller pores the capillary rise is greater due to a smaller radius of curvature of the meniscus; z – height above water level

Kształt poszczególnych odcinków krzywej desorpcji wody uzależniony jest od różnych cech fizycznych gleby. W dolnym odcinku związany jest bezpośrednio ze strukturą i porowatością gleby oraz zawartością próchnicy (rozkładem, ilością makro- i mezoporów), w części środkowej z uziarnieniem, a w części górnej głównie z zawartością i składem mineralogicznym frakcji ilastej, powierzchnią właściwą oraz gęstością gleby (Klute 1986). Stan zagęszczenia gleby kształtuje zdolności retencyjne ze względu na wpływ gęstości na rozkład wielkości porów glebowych (Miatkowski, Ciesielski 1996; Marcinek i in. 1999). Struktura gleby wpływa na zdolności retencyjne, a także na warunki przepływu i dostępności wody, głównie przy potencjale matrycowym od 0 do 100 kPa (Brady, Weil 2008). Generalnie gleby o strukturze gruzełkowej, w porównaniu z glebami o strukturze masywnej, wykazują mniejszą zdolność do retencjonowania wody i odpowiednio większą do jej odcieku. Według Lina i in. (1999) ze zmniejszeniem wielkości agregatów oraz

wzrostem ich trwałości następuje zwiększenie udziału dużych porów międzyagregatowych (makro- i mezoporów), w których woda utrzymywana jest niewielkimi siłami. Zdolność gleby do transmitowania (przepływu) wody zależy od kształtu agregatów i maleje w sekwencji: gruzelkowa → pryzmatyczna → płytkowa → struktura masywna (Lin i in. 1999).



Rys. 7. Zjawiska kapilarne, odcieku i wiązania wody w porach o różnym kształcie przy jednakowej powierzchni przekroju poprzecznego (Tuller i Or 2004)

Przekroje: T – trójkątny, S – kwadratowy, H – heksagonalny, C – kołowy

Fig. 7. Capillary, drainage and imbibition phenomena in pores with different cross-section shapes but identical cross-sectional areas (Tuller and Or 2004)

Cross-sections: T – triangle, S – square, H – hexagon, C – circle

Różna ilość wody pozostającej po odcieku w narożnikach przewodów o różnym kształcie (rys. 7) oraz fakt, iż przekrój porów glebowych związany jest ze strukturą gleby, wskazują na konieczność uwzględnienia wpływu struktury na retencję wody w zakresie potencjału matrycowego do -1000 kPa. W praktyce oznacza to konieczność oznaczania krzywych wodnej retencyjności w zakresie od $pF = 0$ do $pF \approx 4$ jedynie w próbkach o naturalnej strukturze, natomiast próbki o strukturze naruszonej mogą być stosowane tylko do oznaczeń wilgotności trwałego wędnięcia (1500 kPa).

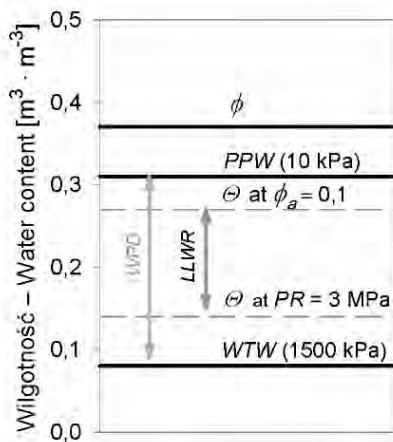
Interpretacja *KWR* umożliwiła między innymi wyznaczenie cząstkowej zawartości wody potencjalnie dostępnej dla roślin (*WPD*, ang. *AWC* – Veihmeyer, Hendrickson 1927, 1931; Richards 1928; Richards, Weaver 1944), stanowiącej różnicę

między tzw. wilgotnością polowej pojemności wodnej (*PPW*) i wilgotnością trwałego więdnięcia (*WTW*). Pełna pojemność wodna odpowiada cząstkowej zawartości wody w glebie w stanie nasycenia gleby wodą ($\Psi_m = 0$), teoretycznie równej porowatości ogólnej (ϕ). Po swobodnym odcieku wody pod wpływem sił grawitacji w glebie ustala się stan równowagi między wilgotnością i potencjałem matrycowym określany jako połowa pojemność wodna (*PPW*, ang. *FC* – Israelson, West 1922; Veihmeyer, Hendrickson 1931). Stan ten wyznacza górną granicę wody dostępnej dla roślin (ang. *DUL* – Ratliff i in. 1983). Wilgotność odpowiadająca *PPW* nie jest jednak charakterystyką jednoznaczną i wyznaczana jest przy różnych wartościach siły ssącej. Niekiedy bywa traktowana jako wilgotność gleby przy sile ssącej 5 kPa ($pF = 1,7$; po odcieku wody z porów o średnicy powyżej 60 μm – Salter, Haworth 1961; Reeve i in. 1973; Hall i in. 1977; Thomasson 1995; McKeague 1987; Le Bas i in. 1997; Imam i in. 1999), 6 kPa ($pF = 1,8$; głównie w Niemczech – Zacharias, Bohne 1997; Bormann i in. 2007; Gnatowski i in. 2009), najczęściej po odcieku wody z porów $> 30 \mu\text{m}$, tj. dla 10 kPa ($pF = 2$; Heise i in. 1955; Zawadzki 1970; McKeague i in. 1984; Klute 1986; Jansen i in. 1990; da Silva i in. 1994; Kędziora 1995; Skiba i in. 1995; van den Berg i in. 1997; Marcinek i in. 1997a; Cazemier i in. 2001; Kaczmarek 2001b; Hodnett, Tomasella 2002; Minasny, McBratney 2003; Andrews i in. 2004; Bednarek i in. 2004; Bouma, Droogers 1999; Katterer i in. 2005; Brady, Weil 2008), 16 kPa ($pF = 2,2$; Walczak 2002a; Turski, Witkowska-Walczak 2004), 20 kPa (Hanks i in. 1954, cyt. za: Salter, Haworth 1961) oraz przy 30–33 kPa ($pF = 2,5$; głównie w Stanach Zjednoczonych i w Kanadzie – Richards, Waever 1944; Colman 1947; Jamison, Kroth 1958, cyt. za: Slater, Haworth 1961; Batejs 1996; Neitsch i in. 2005; Balland i in. 2008). Reeve i in. (1973) wskazują także, że w glebach bardzo przepuszczalnych i naturalnie drenowanych potencjał matrycowy przy *PPW* waha się od 3 do 7 kPa i maleje ze wzrostem głębokości w profilu. Hillel (2003, tam s. 312) uważa, iż *PPW* nie odpowiada konkretnej wartości potencjału, a statyczna interpretacja jest błędna z uwagi na dynamiczny charakter tej wilgotności. Obszerną dyskusję nad zagadnieniem *PPW* przedstawili także van den Berg i Driessen (2002). Stosowanie różnych metod oznaczeń, definicji granic wody dostępnej dla roślin oraz sposobów obliczania *WPD* prowadzi do dużych rozbieżności w ocenie wielkości *WPD* i nawet blisko 200-procentowego przeszacowania tej wielkości (McKeague 1987). Różnice w sposobie wyznaczania *PPW* oraz brak konkretnej wartości potencjału matrycowego odpowiadającego *PPW* w praktyce oznaczałyby konieczność eksperymentalnego wyznaczenia tej wielkości w terenie dla każdej kombinacji gleba–roślina. Takie rozwiązanie z kolei jest niemożliwe ze względów praktycznych. Stąd, mimo nieścisłości w definiowaniu *PPW*, można przyjąć, że najbardziej uzasadnionym przybliżeniem „rzeczywistej” *PPW* jest wilgotność gleby po odcieku wody z porów niekapilarnych o średnicy powyżej 30 μm , co odpowiada potencjałowi matrycowemu 10 kPa.

Dolną granicę wody potencjalnie dostępnej dla roślin wyznacza tzw. wilgotność trwałego więdnięcia *WTW* (ang. *PWP* – Briggs, Shantz 1912; Veihmeyer, Hendrickson 1928), przy której siła ssąca gleby jest większa od siły ssącej włósników, co powoduje ich zasychanie. Jeśli zjawisko to obejmuje całą strefę korzeniową, rośliny

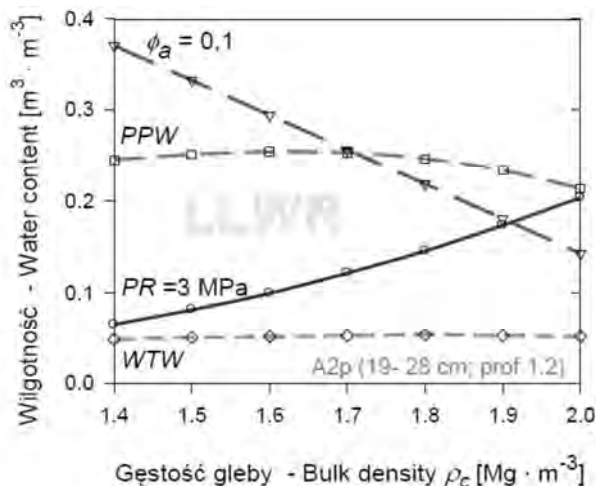
więdną trwale i nie odzyskują swych pierwotnych funkcji nawet po zwiększeniu wilgotności gleby. Przyjmuje się, że WTW odpowiada wilgotności gleby przy potencjale matrycowym 1500 kPa (Richards, Weaver 1944; McKeague i in. 1984; Klute 1986; van Dam i in. 1997). Dolną granicę wody łatwo dostępnej stanowi wilgotność krytyczna Θ_k odpowiadająca – według Kędziory (1995) – potencjałowi matrycowemu na poziomie 100 kPa. Jest to wilgotność, przy której następuje przerwanie ciągłości przepływu w kapilarach, a tym samym ograniczenie dopływu wody do włóśniaków korzeni i ograniczenie tempa wzrostu roślin. W praktyce wilgotność krytyczna, zależnie od gatunku rośliny i intensywności ewapotranspiracji, odpowiada potencjałowi matrycowemu o wartości od 30 do 200 kPa (van Dam i in. 1997) i najczęściej jest wyznaczana przy wartości 200 kPa (Thomasson 1995; Brady, Weil 2008, tam s. 206). Woda łatwo dostępna WLD wyznaczana z różnicy $\Theta_k - \phi$ stanowi tylko część ogólnej ilości wody potencjalnie dostępnej dla roślin (WPD).

W tradycyjny sposób WPD interpretowana jest jako różnica między wilgotnością gleby przy połowej pojemności wodnej (PPW , np. $\Theta_{10 \text{ kPa}}$) i wilgotnością trwałego więdnienia ($WTW = \Theta_{1500 \text{ kPa}}$). Z uwagi na stan zagęszczenia wprowadzono pojęcie tzw. wody realnie dostępnej dla roślin (ang. $LLWR$ – Letey 1985; da Silva i in. 1994; por. rys. 8 i 9), uwzględniające fakt ograniczonego pobierania wody przy niskim stanie aeracji, tj. przy porowatości aeracyjnej ϕ_a (wyznaczanej jako $\phi - \Theta$) poniżej 10% objętości gleby (Grable, Siemer 1968; Smucker, Ericson 1989) oraz ograniczenia wzrostu korzeni roślin przy oporze mechanicznym gleby PR powyżej 2 MPa (Hamblin 1985) lub 3 MPa (Benghough, Mullins 1990; Pabin i in. 1998). Algorytm obliczania $LLWR$ przedstawili Leao i da Silva (2004) oraz Leao i in. (2005).



Rys. 8. Koncepcje interpretacji wody potencjalnie dostępnej dla roślin WPD oraz realnie dostępnej dla roślin $LLWR$ (wg schematu Lapena i in. 2004, uszczegółowione i zmienione)

Fig. 8. Conceptual diagram of available water capacity – AWC and the least limiting water range – $LLWR$ (a diagram after Lapen et al.'s diagram, 2004, more detailed and modified)



Rys. 9. Wpływ wzrostu gęstości gleby na jej wilgotność odpowiadającą *PPW* (10 kPa), *WTW* (1500 kPa), porowatości aeracyjnej ϕ_a równej 10% objętości oraz oporowi mechanicznemu *PR* na poziomie 3 MPa (Spychalski, Kaźmierowski 2004, zmienione)
Przykład z poziomu poduprawnego gleby płowej

Fig. 9. Effect of an increase in soil bulk density on the volumetric water content corresponding to *FC* (10 kPa), *PWP* (1500 kPa), air-filled porosity ϕ_a equal to 10% by volume, and penetration resistance *PR* at 3 MPa (Spychalski and Kaźmierowski 2004, as modified)
An example taken from the subsurface horizons of Luvisol

1.4. Matematyczny zapis krzywej wodnej retencyjności gleb

Krzywą wodnej retencyjności gleby Θ (Ψ) (rys. 6A, 7) można zapisać w postaci równania matematycznego. Dotychczas opracowano wiele formuł jej matematycznego zapisu (por. Sillers i in. 2001; Kosugi i in. 2002; Durner, Flühler 2005). Jak dotąd najbardziej rozpowszechnionymi, choć nie najdokładniejszymi są równania Brooksa i Coreya (*B-C*, 1964) oraz van Genuchtena-Mualema (*VGM*, 1980; por. van Genuchten, Nielsen 1985; Kosugi 1999; Khlosi i in. 2006, 2008), które można traktować jako modyfikacje pierwotnej koncepcji Gardnera (1956):

$$S_e = \frac{(\Theta - \Theta_r)}{(\Theta_s - \Theta_r)} = \frac{1}{1 + \alpha_G |\Psi|^n} \quad (34)$$

lub

$$\Theta = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \left(\frac{1}{1 + \alpha_G |\Psi|^n} \right)$$

gdzie: Ψ – potencjał matrycowy wyrażony w jednostkach wysokości hydraulicznej (+) [L], α_G – parametr związany z odwrotnością wartości potencjału wejścia powietrza [L⁻¹], n – parametr związany z rozkładem wielkości porów glebowych [-].

Równanie Brooksa-Coreya (1964)

Brooks i Corey powiązali koncepcję Gardnera (1958) z modelem rozkładu porów oraz nienasyconej przewodności hydraulicznej Burdine'a (1953) i przedstawili kompletny wykładniczy zapis krzywej wodnej retencyjności:

$$\left. \begin{aligned} S_e = 1 & \quad \text{dla } h \leq h_b & \quad \text{lub } S_e = 1 \rightarrow \alpha h \leq 1 \\ S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda} & \quad \text{dla } h > h_b & \quad \text{lub } S_e = (\alpha h)^{-\lambda} \rightarrow \alpha h > 1 \end{aligned} \right\} \quad (35)$$

albo

$$\Theta = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \left(\frac{h}{h_b}\right)^{-\lambda}$$

gdzie: λ – odpowiednik parametru n w równaniu Gardnera związany z rozkładem porów glebowych [–], h_b – wysokość hydrauliczna potencjału wejścia powietrza [L].

Campbell (1974) uprościł zapis równania B-C, przyjmując założenie zerowej wartości wilgotności resztkowej ($\Theta_r = 0$):

$$S_e = \frac{\Theta}{\Theta_s} = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{\frac{1}{b}} \quad (36)$$

gdzie: h_b oraz b – parametry związane ze średnią geometryczną średnicą ziaren i jej odchyleniem standardowym (Campbell 1985).

Anderson i in. (1985) oraz Gregson i in. (1987) przetworzyli wykładniczy model B-C do postaci logarytmicznej (37), przyjmując $\Theta_r = 0$, uzyskując zarazem bardzo wysoką korelację między parametrami równania a i b ($R^2 = 0,98$):

$$\log(h) = a + b \cdot \log(\Theta) \quad (37)$$

Stosując konwencję zapisu równania B-C, Crawford (1994) przedstawił natomiast zależność między masowym rozmiarem fraktalnym i wskaźnikiem nasycenia gleby wodą:

$$S_e = \left(\frac{h}{h_b}\right)^{D_m - d_e} \quad (38)$$

gdzie: D_m – masowy wymiar fraktalny [–], d_e – liczba wymiarów rozpatrywanej przestrzeni (w przestrzeni trójwymiarowej $d_e = 3$).

Z porównania zapisu równań (35) i (36) z równaniem (38) wynika, iż parametr rozkładu porów λ w równaniu B-C (35) oraz parametr b w równaniu Campbella (36)

można powiązać z wymiarem fraktalnym w postaci zależności (Tuller, Or 2005):

$$\lambda = 3 - D_m \quad (39)$$

$$b = -\frac{1}{D_m - 3} \quad (40)$$

Interpretacja krzywej wodnej retencyjności przedstawiona przez Crawforda (1994) pozwala uznać równanie Brooksa-Coreya za pierwszy fraktalny model krzywej wodnej retencyjności i stwarza fizyczne podstawy modelowania parametrów równania *KWR* według zapisu *B-C* na podstawie wymiaru fraktalnego. Fraktalny model zapisu *KWR* przedstawili także Rieu i Sposito (1991), a istotność korelacji wymiaru fraktalnego cząstek glebowych z parametrami równania *KWR* potwierdzają między innymi wcześniejsze analizy autora (Kaźmierowski 2003). Zapis *KWR* według formuły Brooksa-Coreya (1964) wykazuje jednak istotne ograniczenia wynikające głównie z prostoliniowego przebiegu zależności $\Theta(\Psi)$ w zakresie od $h = 0$ do h_b oraz nierealistycznego opisu wilgotności gleb w zakresie najwyższych wartości siły ssącej w wyniku stosowania wilgotności resztkowej. Wilgotność resztkowa jest parametrem pozbawionym fizycznego znaczenia, wprowadzonym w celu zwiększenia dopasowania modelu do danych eksperymentalnych (Rossi, Nimmo 1994). Propozycję wyeliminowania powyższych ograniczeń oraz bardziej realistyczny i elastyczny opis *KWR* na podstawie modelu *B-C* przedstawili między innymi Morel-Seytoux i Nimmo (1999).

Równanie van Genuchtena-Mualema

Van Genuchten (1980) połączył stosowane już równanie, zmodyfikowaną postać równania Gardnera (1956), z teoretycznym modelem rozkładu porowatości Mualema (1976) i przedstawił równanie zależności $\Theta(h)$ – tzw. model van Genuchtena-Mualema (*VGM*):

$$S_e = \frac{(\Theta - \Theta_r)}{(\Theta_s - \Theta_r)} = \left(\frac{1}{1 + \alpha h^n} \right)^m$$

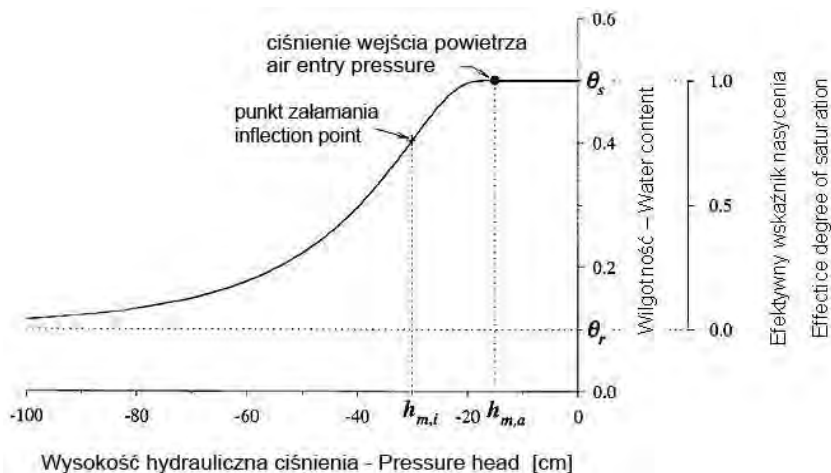
lub

$$\Theta = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r) \left(\frac{1}{1 + \alpha h^n} \right)^m \quad (41)$$

gdzie α , n oraz m – parametry równania.

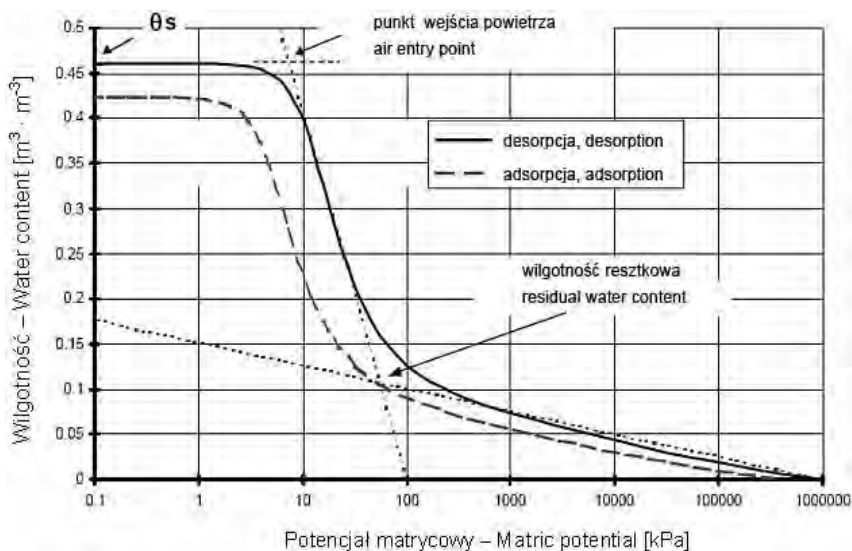
Wilgotność przy pełnym nasyceniu gleby wodą (Θ_s) jest uzależniona od porowatości i niekiedy przyjmowana wprost jako porowatość ogólna. Według van Genuchtena i in. (1991) Θ_s stanowi od 93 do 97% porowatości. Wilgotność rezydualna (Θ_r), zwana także wilgotnością resztkową, jak wskazano, nie ma znaczenia fizycz-

nego (Rossi, Nimmo 1994; Haverkamp i in. 2005) i jest jedynie sztucznie wprowadzonym warunkiem brzegowym modelu. Próby zdefiniowania tej wielkości wskazują, że jest to wilgotność gleby, przy której gradient $\partial\theta/\partial h$, czyli przewodność hydrauliczna maleje do 0, a $h \rightarrow \infty$ (van Genuchten i in. 1989, tam rys. 10).



Rys. 10. Interpretacja wilgotności resztkowej według Kosugi i in. (2002)

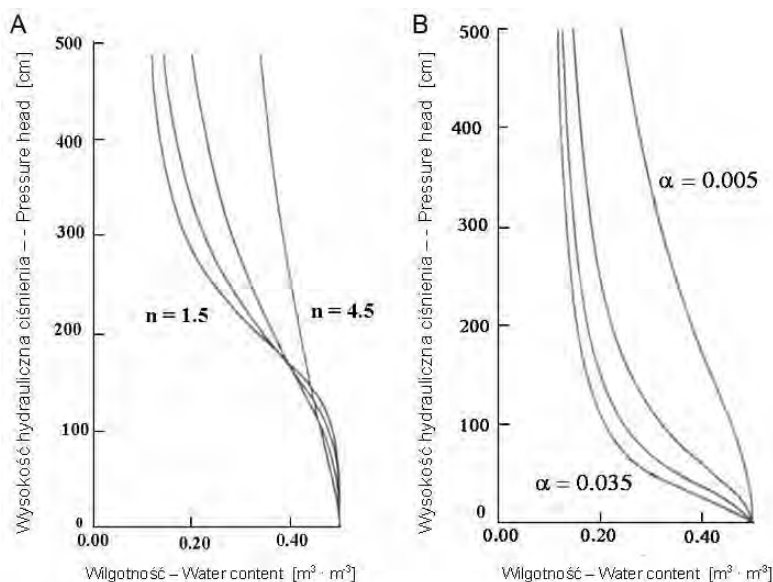
Fig. 10. Interpretation of residual water according to Kosugi et al. (2002)



Rys. 11. Interpretacja wilgotności resztkowej według Fredlund i in. (1998)

Fig. 11. Interpretation of residual water according to Fredlund et al. (1998)

Definicja taka jest jednak nieściśła, bowiem dla danej gleby można wyznaczyć różne wielkości Θ_r zależnie od uwzględnionego zakresu potencjału matrycowego. Luckner i in. (1989) definiują Θ_r jako wilgotność, przy której warstewki wody wokół cząstek stałej fazy wiązane są siłami uniemożliwiającymi przepływ cieczy. Według Fredlunda i in. (1998) wilgotność resztkową można wyznaczyć geometrycznie w punkcie przecięcia dwóch prostych poprowadzonych stycznie do wykresu KWR (rys. 11). Można ją wiązać także z wielkością powierzchni właściwej, ponieważ ze wzrostem zawartości frakcji ilastej obserwuje się wzrost Θ_r (Hodnett, Tomasella 2002). Singh (1986) oraz Das i in. (2005) przyjmują, iż wilgotność resztkowa jest bliska wilgotności trwałego wędnięcia i można je stosować zamiennie, a podobną interpretację daje się zauważyć w równaniu KWR przedstawionym przez Assouline i in. (1998). Imam i in. (1999) przyjmują z kolei, że wilgotność ta stanowi 1/3 wilgotności trwałego wędnięcia. Iwanek i in. (2004) w badaniach na glebach torfowo-murszowych stwierdzili nieistotne statystycznie znaczenie tej wielkości w dopasowaniu modelu do danych eksperymentalnych. Groenevelt i Grant (2004) wykazali możliwość uzyskiwania ujemnych wartości wilgotności resztkowej w procesie optymalizacji, co podważa jakiegokolwiek fizyczne znaczenie tej wielkości. Przedstawione rozbieżności sprawiają, że często przyjmowane jest założenie zerowej wartości Θ_r (m.in.: Saxton i in. 1986; Haverkamp i in. 1997; Jarvis i in. 1997; Wösten i in. 1999; Mayr, Jarvis 1999; Ungaro, Calzolari 2001).



Rys. 12. Wpływ wielkości parametrów modelu n (A) i α (B) na kształt krzywej wodnej retencyjności (Hopmans, Overmars 1986)

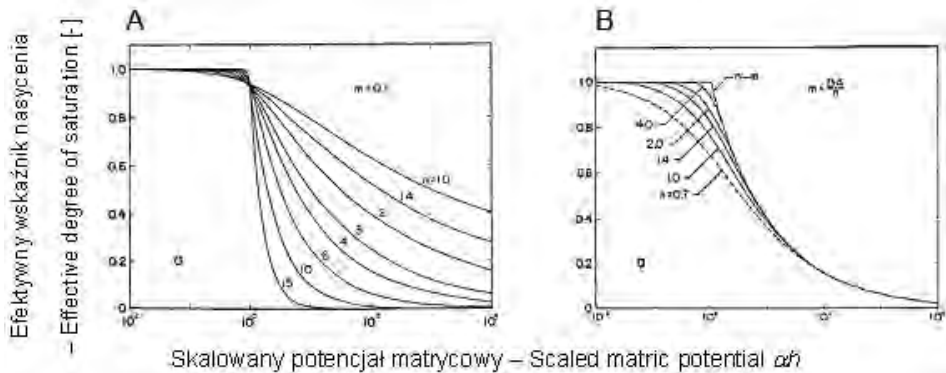
Fig. 12. Influence of the values of parameters n (A) and α (B) on the shape of the water retention curve (Hopmans and Overmars 1986)

Wartości parametrów α [> 0 ; cm^{-1} lub kPa^{-1}], n [$> \kappa$, $-$] oraz m [$-$] bezpośrednio wpływają na kształt funkcji. Parametr α teoretycznie odpowiada odwrotności wysokości hydraulicznej potencjału wejścia powietrza ($1/h_b$) i zależy od rozkładu oraz wielkości porów glebowych. Stanowi również współczynnik skalujący wielkość potencjału wody glebowej (Zhang i in. 2001), jednakże Ippisch i in. (2006) taką interpretację uznają za niewłaściwą. Parametr n determinuje nachylenie *KWR* w zakresie małych sił ssących i uzależniony jest od struktury gleby oraz rozkładu porów (van Genuchten, Nielsen 1985). Wpływ parametrów α i n na kształt *KWR* przedstawiono na rysunku 12, za Hopmansem i Overmarssem (1986), gdzie różnym wartościom współczynnika n (rys. 12A) i α (rys. 12B) odpowiadają stałe wartości pozostałych parametrów modelu. Zależnie od zastosowanego modelu rozkładu porów (równanie 32) parametry m i n mogą być wzajemnie powiązane według zależności nawiązującej do zapisu Mualema (1976), uwzględniającej różne koncepcje opisu dystrybucji porowatości (Haverkamp i in. 2005):

$$m = 1 - \frac{\kappa}{n} \quad n > \kappa \quad (42)$$

gdzie: $\kappa = 2$ w modelu Budrine'a (1953) oraz $\kappa = 1$ w modelu Mualema (1976).

Taka interpretacja powoduje zmniejszenie liczby niezależnych parametrów w równaniu oraz poprawia dopasowanie modelu do danych pomiarowych (van Genuchten i in. 1991). Niekiedy przyjmowane jest założenie stałej wartości parametru $m = 1$ (Scheinost i in. 1997; Vereecken i in. 1989). Parametry m i n są wzajemnie powiązane (rys. 13), a przy różnych wartościach parametru n i stałej wartości parametru m (0, 1) wzrostowi parametru n odpowiada wzrost siły ssącej przy danej wil-



Rys. 13. Wpływ wielkości parametrów n i m na kształt krzywej wodnej retencyjności (van Genuchten i in. 1991)

A – zmienne n przy stałej wartości m , B – oba parametry zmienne i wzajemnie powiązane

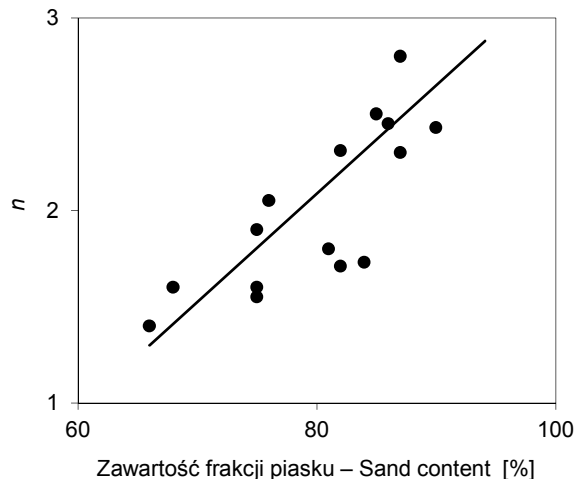
Fig. 13. Influence of the values of parameters n and m on the shape of the water retention curve (van Genuchten et al. 1991)

A – variable n at constant m , B – both parameters are variable and interrelated

gotności gleby, tj. zmniejszenie wartości potencjału matrycowego (rys. 13A). Przyjmując założenie zależności parametru m od n (rys. 13B), wzrostowi wielkości parametru n odpowiada zmniejszanie wartości m oraz wzrost wielkości siły ssącej przy większej wilgotności gleby (rys. 13B).

Wartość współczynnika n wzrasta ze wzrostem zawartości frakcji piasku (rys. 14; Shaw i in. 2001), co powoduje wzrost stromości krzywej pF (rys. 12A), ponieważ ze wzrostem zawartości piasku zwiększa się homogeniczność systemu porów glebowych i prędkość odcieku wody, a krzywa zyskuje bardziej stromy przebieg w zakresie małych sił ssących (rys. 12A, 13B; rys. 2 u Scheinost i in. 1997).

Związek parametru n z charakterystykami składu granulometrycznego potwierdzają liczne opracowania *PTF*, zwłaszcza poświęcone temu zagadnieniu wyniki analiz Minasnego i McBratneya (2007), wyznaczających parametr n na podstawie zawartości frakcji piaskowej i ilowej. Shaw i in. (2001) porównując krzywe pF z poziomów o podobnej zawartości frakcji piasku, stwierdzili także, iż wartość współczynnika n maleje ze wzrostem zawartości materii organicznej.



Rys. 14. Wpływ zawartości frakcji piaskowej na wartość parametru n (wg danych Shaw i in. 2001)

Fig. 14. Influence of sand fraction content on the value of parameter n (data cited after Shaw et al. 2001)

W celu zwiększenia dokładności modelu *VGM* w stanie bliskim nasycenia gleby wodą Vogel i in. (2001) zaproponowali wprowadzenie niewielkiej stałej wysokości potencjału wejścia powietrza h_e (1–2 cm), którą Ippisch i in. (2006) proponują traktować jako kolejny wolny parametr modelu.

$$S_e = \begin{cases} \frac{1}{S_c} \cdot \left(\frac{1}{1 + \alpha(h)^n} \right)^m & h > h_e \\ 1 & h \leq h_e \end{cases} \quad (43)$$

gdzie: $S_c = [1 + (\alpha h_e)^{n-m}]$ jest wskaźnikiem nasycenia przy sile ssącej h_e w klasycznym modelu *VGM* i nie zwiększa liczby parametrów modelu. Modyfikacja ta stanowi zarazem próbę połączenia modeli *VGM* i *C-B*, bowiem, jak wykazują Ippisch i in. (2006), dla $\alpha h_e \gg 1$ człon $[1 + (\alpha h)^{n-m}] \approx (\alpha h)^{-m}$, stąd dla $h > h_e$ występuje $S_e \approx (\alpha h)^{-m} (\alpha h_e)^{-m} = (h/h_e)^{-m}$.

Inną modyfikację modelu *VGM* przedstawił Durner (1994), który przystosował go do opisu właściwości hydraulicznych środka o złożonym rozkładzie porowatości. W rozwiązaniu tym każdy z wydzielonych subsystemów porów (np. pory strukturalne i teksturalne, makro- i mikropory; por. rys. 4B i 5A) opisany jest odrębnymi parametrami kształtu α_i i n_i , a cząstkowa wilgotność objętościowa gleby stanowi sumę wilgotności cząstkowych w subsystemach porów:

$$S_e = \frac{(\Theta - \Theta_r)}{(\Theta_s - \Theta_r)} = \sum_{i=1}^{\mu} \omega_i \left(\frac{1}{1 + \alpha_i h^{n_i}} \right)^{m_i} \quad (44)$$

gdzie: μ – liczba wydzielonych cząstkowych systemów porów, ω_i – waga dla i -tej składowej porowatości ($0 < \omega_i < 1$ i $\sum \omega = 1$); α_i (> 0), n_i ($> \kappa$), m_i ($1 - 1/n_i$) – empiryczne parametry cząstkowych krzywych wodnej retencyjności.

Mimo pojawiających się prób modyfikacji oryginalne równanie van Genuchtena-Mualema nadal jest standardem w numerycznym modelowaniu transportu wody w nienasyconych ośrodkach porowatych (Durner, Flüher 2005). Ze względu na mało skomplikowaną postać matematyczną, niezawodne funkcjonowanie i szerokie udokumentowanie jest najczęściej stosowanym równaniem krzywej wodnej retencyjności w *PTF* (Minasny i in. 1999; Wösten i in. 2001).

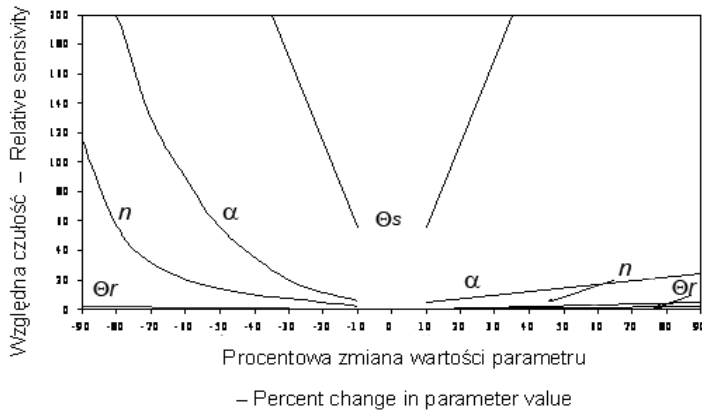
Poszczególne parametry równania van Genuchtena (1980) w różny sposób wpływają na dokładność odwzorowania kształtu krzywej wodnej retencyjności gleby. Analizę czułości tego równania na względne zmiany parametrów przeprowadzili Vereecken i in. (1989; rys. 15), zapisując czułość modelu w postaci równania:

$$SP_i = \frac{O}{\delta P_i} \frac{[O(P_i + DP_i) - O(P_i)]}{DP_i} \quad (45)$$

gdzie: SP_i – czułość i -tego parametru, O – funkcja celu, P_i – i -ty parametr, δ – zmiana wartości funkcji celu wywołana zmianą parametru P_i .

Vereecken i in. (1989) sprawdzili czułość równania van Genuchtena na zmiany wielkości parametrów w 30 różnych glebach i wykazali, że dla wszystkich typów gleb najczulszym parametrem jest Θ_s (rys. 16). Ze względu na dużą czułość równania na zmiany Θ_s (wysoką rangę tego parametru) istotne jest jak najdokładniejsze oszacowanie tej wartości. Najmniej czułym parametrem jest Θ_r , co uzasadnia jego pominięcie przez przyjęcie wartości zerowej (Wösten i in. 1999; Ungaro, Calzolari 2001). Model *VGM* wykazuje niesymetryczną czułość na zmiany parametrów α i n , ponieważ jest mniej czuły na ich zawyżanie i wykazuje dużą krzywoliniową czułość w przypadku ich zaniżania. W porównaniu z przeszacowaniem niedoszacowanie parametrów α i n powoduje większe błędy dopasowania. Vereecken i in. (1989)

wykazali także różną czułość modelu *VGM* na zmiany parametrów α i n w zależności od uziarnienia gleby. Czułość modelu na zmiany parametru n jest większa w glebach piaszczystych o małej wartości parametru α , natomiast kiedy obydwa parametry przyjmują duże wartości – wzrasta czułość na parametr α .



Rys. 15. Względna czułość modelu van Genuchtena (1980; $m = 1$) w relacji do procentowej zmiany wartości poszczególnych parametrów równania (Vereecken i in. 1989)

Fig. 15. Relative sensitivity of the van Genuchten model (van Genuchten 1989; $m = 1$) in relation to the percentage change in the values of individual parameters (Vereecken et al. 1989)

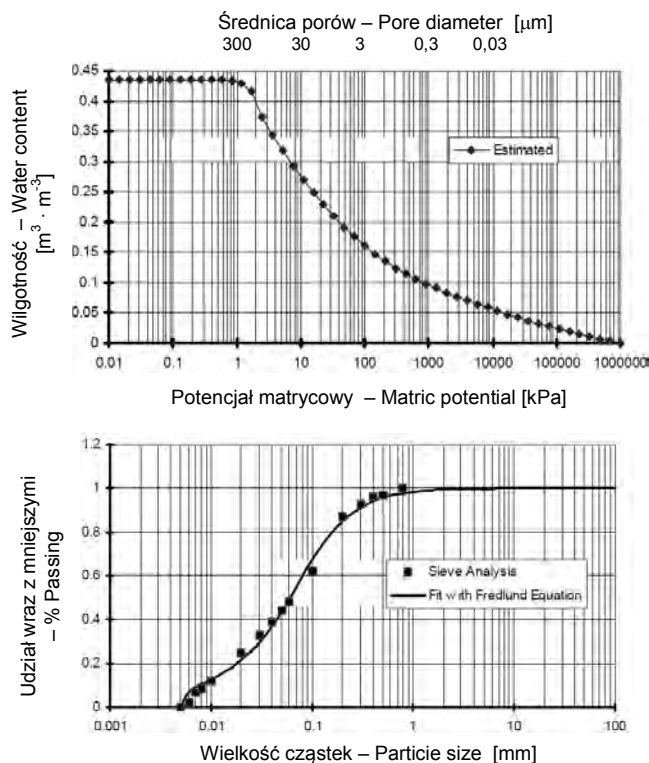
Z porównania zapisów modeli *VGM* (41) i *B-C* (35) wynika, że parametry kształtu obu modeli powiązane są według następującej zależności:

$$\alpha \approx \frac{1}{h_b} \tag{46}$$

$$n = 1 + \lambda \text{ lub } nm = \lambda \tag{47}$$

Pominięcie liczby 1 w mianowniku równania 41 upodabnia zapis modeli *B-C* i *VGM*, co wskazuje na ich ekwiwalentność w zakresie małych wilgotności gleb (S_e), gdy $\lambda = nm$ (Lal, Shukla 2004, tam s. 397; Tuller, Or 2004, tam rys. 5). Takie założenie pomija jednak fakt, iż parametry modeli są wzajemnie powiązane, a ich wartości zależą od przyjętego modelu przewodności w stanie nienasyconym (równanie 42), tj. $m = 1 - 2/n$ w modelu Burdine’a (1953) oraz $m = 1 - 1/n$ w modelu Mualema (1976), a ponadto zależą od θ_r (Haverkamp i in. 2005; Leij i in. 2005). Konwersja parametrów obu modeli jest więc poprawna jedynie dla $m \rightarrow 0$, gdy model *VGM* działa jak zależność potęgowa, natomiast przy $\lambda = Mn > 0$ konwersja jest błędna, szczególnie dla gleb gruboziarnistych (Haverkamp i in. 2005).

Występowanie opisanego powyżej związku między parametrami kształtu m i n w modelu *VGM* a charakterystykami uziarnienia oraz podobieństwo kształtu krzy-



Rys. 16. Krzywa wodnej retencyjności gleby (A) oraz krzywa uziarnienia (B) jako dystrybuanty rozkładów (Fredlund i in. 1998)

Fig. 16. Soil water retention curve (A) and particle size distribution curve (B) as distribution functions (Fredlund et al. 1998)

wej uziarnienia (KU) i krzywej wodnej retencyjności (KWR , rys. 16) wskazuje – według Haverkamp i in. (1997) – na możliwość opisanie obu krzywych równaniem zbliżonym do modelu VGM , a następnie konwersję parametrów opisujących krzywą uziarnienia na odpowiednie wartości parametrów KWR , bowiem obie krzywe są dystrybuantami rozkładów – wielkości porów glebowych (KWR , rys. 16A) i wielkości cząstek glebowych (KU , rys. 16B).

Haverkamp i in. (1997) opisali krzywą wodnej retencyjności w sposób analogiczny do krzywej van Genuchtena (1980), uwzględniając rozkład porów według Burdine'a (1953) i $\Theta_r = 0$:

$$\frac{\Theta}{\Theta_s} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_e} \right)^{\frac{2}{1-m}} \right]^{-m} \quad (48)$$

gdzie: dla modelu Burdine'a dla $m = 1 - 2/n \Rightarrow n = 2/(1 - m)$.

W analogiczny sposób opisano dystrybuantę uziarnienia:

$$F(d) = \left[1 + \left(\frac{d_g}{d} \right)^{\frac{2}{1-M}} \right]^M \quad (49)$$

gdzie: d – średnica cząstek [mm], d_g – średnia geometryczna wielkość ziaren [mm].

Heverkamp i in. (1997) wskazali też na powiązanie parametrów m i M w formie zależności:

$$m = \frac{M}{2 - M} \quad (50)$$

Pamiętając, że w rozważaniach tych przyjęto $m = 1 - 2/n$, na podstawie powyższej zależności można sformułować teoretyczny zapis związku między parametrem n modelu *VGM* dla krzywej wodnej retencyjności i parametrem M analogicznego równania krzywej uziarnienia:

$$n = \frac{2 - M}{1 - M} \quad (51)$$

Teoretyczne rozważania Haverkampa i in. (1997) nie znalazły praktycznego zastosowania. Jakkolwiek same w sobie interesujące i potwierdzające znaczenie uziarnienia w estymacji *KWR*, nie uwzględniają jednak faktu strukturalności gleb, gdyż dotyczą charakterystyki rozartego materiału. Podejście Haverkampa i in. (1997) wskazuje również na możliwość podjęcia w przyszłości próby sformułowania podobnej konwersji dla dystrybuanty rozkładu wielkości agregatów glebowych.

1.5. Funkcje pedotransferu

Wyznaczenie krzywej wodnej retencyjności gleby wymaga zastosowania czasochłonnej procedury analitycznej i precyzyjnie pobranych próbek o naturalnej strukturze (Klute 1986; Minasny, McBratney 2002a). Ze względu na powyższe ograniczenia nie jest możliwe wykonanie wystarczającej liczby oznaczeń we wszystkich poziomach genetycznych analizowanych profili glebowych. Z konieczności badania takie wykonywane są w ograniczonej liczbie profili glebowych, a od wielu lat opracowywane są funkcje pedotransferu (*pedotransfer function* – *PTF*; Bouma 1989) służące do pośredniego wyznaczania parametrów krzywej wodnej retencyjności oraz przewodności hydraulicznej gleb na podstawie standardowo oznaczanych charakterystyk glebowych (zawartości poszczególnych frakcji granulometrycznych, zawartości materii organicznej, gęstości gleby, porowatości całkowitej, średniej geometrycznej wielkości ziaren). W ostatnim czasie wykazano możliwość zastosowania cech ukształtowania terenu do estymacji właściwości hydraulicznych gleb. Romano

i Palladino (2002) zastosowali nachylenie i wystawę stoku do obliczania parametrów modelu *VGM*, a Santra i Das (2008) opracowali równanie estymacji $\ln K_s$ na podstawie zawartości frakcji ilowej, gęstości gleby oraz wyniesienia. Z uwagi na typ stosowanych estymatorów można wyróżnić ciągłe i klasowe funkcje pedotransferu (Lin i in. 1999). W funkcjach ciągłych stosowane są estymatory ciągłe, jak np.: procentowa zawartość frakcji ilowej lub piaskowej, zawartość węgla organicznego, gęstość i wilgotność gleby. W funkcjach klasowych wykorzystywane są zmienne klasowe, tzn. grupa teksturalna, stopień zagęszczenia lub próchniczności gleby itp. Van Alphen i in. (2001) wyróżniają ponadto grupę funkcji kombinowanych, stanowiących kompilację funkcji ciągłych i zmierzonych wilgotności gleb; w zasadzie są to modele ekstrapolujące *KWR* z wyników oznaczeń wilgotności gleb przy określonej wartości potencjału matrycowego – np. 33 i 1500 kPa (opcja w modelu *Rosetta* H4 i H5 – Schaap i in. 2001, 2004; Model 3 – Rawls i in. 1982). Rozwiązanie takie umożliwia bardzo dokładną estymację *KWR* (Ungarao, Calzolari 2001; Schaap i in. 2001), jednakże do ich zastosowania niezbędne jest oznaczenie jednego lub dwóch punktów $\Theta(h)$, co ogranicza możliwość szerszego zastosowania modelu. Ze względu na wynik estymacji właściwości retencyjnych gleb wyróżnia się trzy grupy *PTF* (Cornelis i in. 2001; Minasny, McBratney 2001): modele punktowe (estymacja wilgotności gleby przy określonej wielkości potencjału matrycowego), modele parametryczne (estymacja parametrów równania *KWR*, np. *VGM*) oraz modele oparte na teorii fraktali lub teorii podobieństw (estymacja parametrów równania *KWR* z zastosowaniem pojęć względnych i wskaźników; stosowanie tych rozwiązań jest jednak bardzo utrudnione z powodu braku oszacowań tych parametrów).

Najbardziej dokładne oszacowanie zdolności retencyjnych gleby (*KWR*, krzywej *pF*) możliwe jest z wykorzystaniem funkcji z grupy drugiej, w których wprowadzono jedynie parametry ciągłe. Funkcje takie są najczęściej stosowane w modelach estymujących krzywe wodnej retencyjności i właściwości hydrauliczne gleb (Cornelis i in. 2001; Minasny, McBratney 2002a).

Dotychczas opublikowane *PTF* opracowywano na zbiorach danych o różnej wielkości (tab. 1) oraz różnym stopniu wewnętrznego zróżnicowania:

- duże zbiory międzynarodowe z danymi z wielu kontynentów – Schaap i in. (1998, 2001) oraz Wösten i in. (1999);
- średni zbiór ponadregionalny (subkontynentalny) – Minasny i in. (1999), Minasny i McBratney (2001);
- duże zbiory krajowe – Teepe i in. (2003), Mayr i Jarvis (1999);
- średniej wielkości zbiory krajowe (regionalne) – Vereecken i in. (1989), Scheinost i in. (1997), Rajkai i in. (2004), Santra i Das (2008).

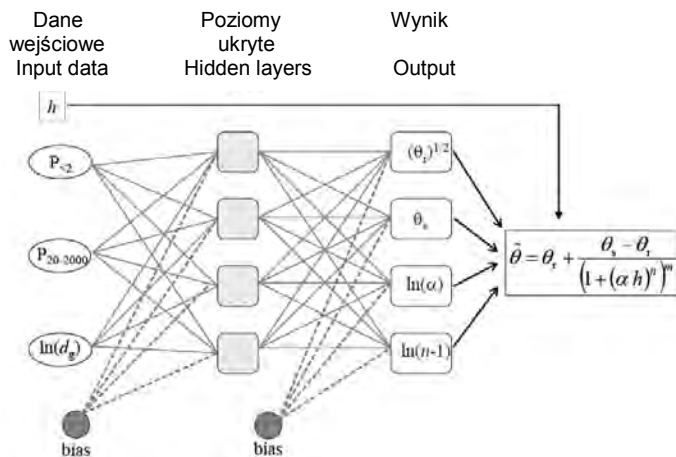
W modelach estymacyjnych najczęściej stosowane są tradycyjne równania liniowej lub nieliniowej regresji wieloczynnikowej (tab. 1). W ostatnich latach do opracowywania modeli wykorzystywane są techniki sieci neuronowych *ANN* (Koekkoek, Booltink 1999; Baker, Ellison 2008). Modele takie przedstawił m.in.: Schaap i in. (1998, 2001); Minasny, McBratney (2001, 2002c); Nemes i in. (2002); Børgesen, Schaap (2005). Stosowane są także techniki nieparametryczne na bazie teorii podobieństwa (*k-NN*; Nemes i in. 2006a).

Tabela 1. Ogólna charakterystyka wybranych ciągłych *PTF*

Table 1. General description of selected continuous *PTFs*

<i>PTF</i>	Wielkość zbioru kalibracyjnego Size of calibration dataset	Metoda estymacji parametrów Method of parameter estimation	Dane wejściowe Input data	Wynik estymacji Result of estimation	Założenia Assumptions
Vereecken i in. (1989)	182	<i>RW</i>	$PSA, \rho_c, C_{org.}$	parametry <i>VGM</i>	$m = 1$
Scheinost i in. (1997)	132	<i>RW</i>	PSA, ρ_c, ϕ	jw.	$m = 1 - 1/n$
Wösten i in. (1999, cont.)	2894	<i>RW</i>	PSA, ρ_c, OM	jw.	$m = 1 - 1/n, \theta_r = 0$
Minasny i in. (1999, ENR6)	733	<i>RW</i>	PSA, ϕ	jw.	$m = 1 - 1/n$
Teepe i in. (2003)	1850	<i>RW</i>	PSA, ρ_c	jw.	$m = 1 - 1/n, \theta_r = 0$
Rajkai i in. (2004, NLR8)	305	<i>RW</i>	PSA, ρ_c, OM	jw.	$m = 1 - 1/n, \theta_r = 0$
Schaap i in. (2001)	1209	<i>ANN</i>	PSA, ρ_c	jw.	$m = 1 - 1/n$
Miniasny, McBratney (2001)	484	<i>ANN</i>	PSA, ρ_c	jw.	$m = 1 - 1/n$
Mayr, Jarvis (1999)	1678	<i>RW</i>	$PSA, \rho_c, C_{org.}$	parametry <i>B-C</i>	$\theta_r = 0$

ANN – metoda sieci neuronowych, *neuron network metod*; *RW* – regresja wieloczynnikowa, *multivariate regression*; *PSA* – skład granulometryczny, *textural composition*; ρ_c – gęstość gleby, *bulk density*; ϕ – porowatość, *porosity*; $C_{org.}$ – węgiel organiczny, *organic carbon*, *OM* – materia organiczna, *organic matter*



Rys. 17. Schemat estymacji parametrów modelu van Genuchten-Mualem metodą sieci neuronowej w programie *Neuro-m* z trzema danymi wejściowymi (Minasny, McBratney 2001, 2002c)

Fig. 17. Diagram predicting the van Genuchten-Mualem model's parameters by using the *Neuro-m* neural network method with three inputs (Minasny and McBratney 2001, 2002c)

Sztuczne sieci neuronowe stanowią próbę stworzenia modelu matematycznego działającego analogicznie do ludzkiego mózgu. Sieć składa się z wielu elementów – neuronów połączonych łącznikami i kanałami informacji. Łączniki przenoszą dane numeryczne, które są w różny sposób rozmieszczone i zorganizowane w kolejnych warstwach (poziomach). Najczęstszy jest układ trójwarstwowy (Koekkoek, Booltink 1999). Sieci neuronowe realizują określoną funkcję na podstawie wyznaczonych zależności i związków między parametrami (bias – waga). Matematyczny model sieci neuronowej zawiera zestaw prostych funkcji połączonych, powiązanych wagami. Sieć składa się z zestawu wejściowych jednostek x , wyjściowych jednostek y oraz ukrytych jednostek z będących ogniwami łączącymi jednostki wejścia i wyjścia (rys. 17).

1.6. Ocena dokładności *PTF* stosowanych do estymacji krzywych wodnej retencyjności

Wiarygodność i precyzja wszelkich opracowań, analiz, projektów lub prognoz zależy od zastosowanej metodyki i precyzji wyznaczenia stosowanych charakterystyk. Wyznaczenie krzywej wodnej retencyjności jest bardzo czasochłonne i staje się niepraktyczne, ponieważ wymaga dużych nakładów (np. w przypadku zakupu specjalistycznej aparatury lub zlecenia przeprowadzenia odpowiednich analiz), a wzrost dokładności związany jest z drastycznym wzrostem kosztów oznaczeń (tab. 2; Minasny, McBratney 2002a). Kiedy środki i czas na uzyskanie danych nie są limitowane, a niezbędne parametry mają być bardzo precyzyjne, należy stosować laboratoryjne lub polowe metody oznaczania *KWR* oraz K_s (Minasny, McBratney 2002a). Często jednak tak wysoka precyzja nie jest wymagana (np. ocena potencjalnej rezerwy retencji w określonej warstwie gleby) albo jest ona zdeterminowana kosztami analiz. W takich przypadkach istnieje możliwość oszacowania *KWR* na podstawie dostępnych danych (uziarnienia, gęstości gleby, zawartości materii organicznej). W tym kontekście opracowanie jak najdokładniejszych *PTF* dla określonych warunków glebowych (rozumianych według kryteriów typologicznych lub regionalno-klimatycznych) stwarza możliwość oszacowania przybliżonych, lecz wiarygodnych charakterystyk zdolności retencyjnych gleb. Oceny te, obarczone różnymi błędami (por. Imam 1999), są jednak tanie i umożliwiają szybkie uzyskanie niezbędnych parametrów wraz z oszacowaniem poziomu błędu estymacji (tab. 2).

Laboratoryjne oznaczenie niewielu punktów na *KWR* może trwać nawet kilka miesięcy, bowiem ze względu na coraz mniejszą przewodność hydrauliczną przy kolejnych wyższych siłach ssących wydłuża się czas osiągnięcia stanu równowagi. Przy oznaczaniu wilgotności odpowiadającej *WTW* metodą płyt ceramicznych nawet w przypadku bardzo małej wysokości próbki czas osiągnięcia stanu równowagi może wynosić kilka miesięcy (Gee i in. 2002). Przykładowe koszty, czasochłonność i dokładność różnych procedur wyznaczania właściwości hydraulicznych poziomu glebowego zestawili Minasny i McBratney (2002a, tab. 2), wskazując, że laboratoryjne oznaczenie *KWR* z dokładnością $0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ wymaga 504 godz. badań przy

kosztach około 250 zł (100 \$Aus). Procedura z zastosowaniem *PTF* pozwala na dwukrotne zmniejszenie tych kosztów przy akceptowalnym poziomie błędu oszacowania ($0,04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).

Tabela 2. Czasochłonność, koszt oraz dokładność różnych metod wyznaczania krzywych wodnej retencyjności gleb (Minasny, McBratney 2002a)

Table 2. Time consumption, costs and accuracy of different methods for determining water retention characteristics (Minasny and McBratney 2002a)

Dostępne dane i właściwości hydrauliczne Available data and hydraulic properties	Metoda oceny Method of determination	Czas Time [h]	Koszty Costs [A\$]	Błąd Error $\Theta(h)$ [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	Błąd Error $K(\Theta)$ log [$\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$]
Najmniejsza liczba danych	według średnich wielkości parametrów	0,2	0,5	0,15	2
Laboratoryjna analiza uziarnienia (<i>PSA</i>)	$\rho_b - PTF$ $\Theta(h) - PTF$	48	40	0,06	0,70
<i>PSA</i> i ρ_c	$\Theta(h) - PTF$	48	45	0,04	0,30
<i>PSA</i> , ρ_c , $\Theta_{10 \text{ kPa}}$, $\Theta_{1500 \text{ kPa}}$	$\Theta(h) - PTF$	336	75	0,02	0,06
Krzywa wodnej retencyjności	$\Theta(h) - \text{van Genuchten}$ $K_s - PTF$ $K(h) - PTF$	504	100	0,01	0,05
$\Theta(h) + K_s$	$K(h) - \text{model Mualema}$	504	130	0,01	0,04
$\Theta(h) + K(h)$	interpolacja równaniem van Genuchtena	720	300	0,01	0,01
Infiltrometr podciśnieniowy	metoda inwersji	24	90	0,03	0,03

Wyniki oznaczeń właściwości hydraulicznych gleb uzależnione są ponadto od skali eksperymentu. W warunkach polowych różnice wielkości K_s sięgają od jednego do dwóch rzędów wielkości (Timlin i in. 2004). Wynik oznaczenia K_s w polu zależy też od objętości pomiaru, bowiem przy występującym różnicowaniu większa objętość w pomiarach polowych w relacji do pomiarów laboratoryjnych powoduje mniejsze zróżnicowanie wyników oznaczeń polowych (Gupta i in. 1993; Blanco-Canqui i in. 2002; Regalado, Munoz-Carpena 2004). Efekt skali, tj. różnice między wielkościami parametrów uzyskanymi w próbkach o różnej objętości, występuje także w oznaczeniach laboratoryjnych, przy czym jest on bardziej istotny w pomiarach współczynnika filtracji i nieco słabszy w odniesieniu do właściwości retencyjnych.

W ujęciu statystycznym skalę należy traktować jako zakres przestrzennej korelacji lub odnosić do cech różnych zjawisk, procesów i pomiarów. Można także wyróżnić skalę próbki laboratoryjnej, skalę lokalną oraz skalę regionalną (Dagan 1986). Skala laboratoryjna dotyczy próbek o objętości zbliżonej do reprezentatywnej objętości jednostkowej (*REV*, Bear 1972) stanowiącej najmniejszą objętość gleby,

przy której osiągnięta jest stała wartość średniej wielkości K_s i wariancja bliska zeru, a obie charakterystyki nie ulegają zmianie wraz ze wzrostem objętości (Dagan 1986; Warrick, van Es 2002). W skali lokalnej odpowiednikiem *REV* jest profil glebowy (Braudeau, Mohtar 2009). Spełnienie warunków *REV* ma na celu zapewnienie warunków właściwego pomiaru i redukcję wpływu rozmiaru próbki na wielkość K_s (Mallants i in. 1997), bowiem odpowiednio duża próbka właściwie odzwierciedla warunki naturalne (Gupta i in. 1993) oraz redukuje zaburzenie struktury i zagęszczenie gleby w trakcie pobierania (Vepraskas, Williams 1995). Przyjmuje się, że *REV* zwiększa się wraz z rozdrobnieniem uziarnienia i wzrostem stopnia wykształcenia struktury (Bouma 1980) oraz wzrostem zawartości części szkieletowych (Buchter i in. 1994). Obecne definicje *REV* są jednak powierzchowne i nieprecyzyjne (Warrick, van Es 2002; Braudeau, Mohtar 2009), gdyż nie jest możliwe zdefiniowanie jakichkolwiek funkcjonalnych wewnętrznych powierzchni lub objętości wewnątrz *REV*, przez co termin ten funkcjonuje na zasadzie „czarnej skrzynki” (Braudeau, Mohtar 2009). Bouma (1980) wskazuje, że dla oznaczeń K_s objętość *REV* wynosi 100 cm³ w piaskach, 1000 cm³ w pyłach i glinach oraz 10 000 cm³ w utworach ilastych. Wielkość *REV* jest zależna od cech morfologicznych struktury gleby, a kryterium spełnia próbka obejmująca co najmniej 20 agregatów (Bouma 1983). Według tych próbki objętość 100 cm³, odpowiadająca najczęściej stosowanym cylinderkom do pobierania próbek o nienaruszonej strukturze, może być uznana za *REV*, jeśli objętość agregatów nie przekracza 5 cm³ (np. sześciiany foremne o bokach 17 mm). W glebach wytworzonych z glin zwałowych w rejonie Wielkopolski najgrubsze struktury obserwowane są w gliniastych poziomach Bt gleb płowych i czarnych (struktura foremnowielościenna średnia 10–20 mm lub rzadziej gruba 20–50 mm) oraz w gliniastych poziomach materiału macierzystego tych gleb (struktura płytkowa gruba 5–10 mm lub bardzo gruba > 10 mm; obserwacje autora). Zgodnie z uwagami Boumy (1983) można przyjąć, że próbki o objętości 100 cm³ teoretycznie spełniają kryteria *REV* w utworach piaszczystych oraz w części poziomów gliniastych, natomiast nie spełniają tych warunków w poziomach Bt i C o większych agregatach. Generalnie w metodyce oznaczania współczynnika filtracji zalecane jest stosowanie próbek o średnicy i wysokości 7,6 cm, tj. $V = 345 \text{ cm}^3$ (Klute, Dirksen 1986; Reynolds, Elrick 2002). W praktyce do oznaczeń tych stosowane są próbki różnej objętości: 70 cm³ (Tsegaye, Hill 1998), 100 cm³ (średnica $d = 5 \text{ cm}$ – Mbagwu i in. 1984; Mallants i in. 1996; Loll i in. 1999; Mohanty i in. 2002; Sławiński 2003; Rup i in. 2004), 150–200 cm³ ($\phi = 5 \text{ cm}$ – Timlin i in. 1999; Wagner i in. 2001; Lado i in. 2004), 250 cm³ (Titje, Henings 1996), 345 cm³ (Blanco-Canqui i in. 2002) oraz większe (500 cm³ – Dexter i in. 2004; 600 cm³ – Comegna i in. 2000; 1020 cm³ – Aimrun i in. 2004; 6280 cm³ – Iversen i in. 2003). Należy zauważyć, że wzrost objętości próbki nie gwarantuje określenia wielkości przewodności hydraulicznej zgodnej z wartościami rzeczywistymi w warunkach naturalnych (w terenie). Pomiaru właściwości hydraulicznych w próbkach objętościowych nadal pozostają jedynie względnie szybkim sposobem estymacji wartości polowych, a nie reprezentatywnym opisem K_s w skali hydrologicznych jednostek glebowych (Kutilek, Nielsen 1994; Blanco-Canqui i in. 2002).

Pośrednie wyznaczanie właściwości hydraulicznych gleb umożliwia szybkie i mało kosztowne uzyskanie potrzebnych informacji obarczonych nieuniknionym błędem oszacowania. Błąd ten można znacząco zredukować, zwiększając liczebność danych kalibracyjnych (ich reprezentatywności) oraz dobierając odpowiednią konstrukcję modelu (transformacja i normalizacja rozkładu danych, podział danych na zbiory cząstkowe, eliminacja danych odstających, dobór typu zależności – regresja liniowa, nieliniowa, sieci neuronowe itp.). Poszczególne *PTF* mają najczęściej charakter regionalny i opracowywane są na zbiorach gleb różniących się zakresami wielkości poszczególnych charakterystyk glebowych (strukturalności, udziału kolejnych frakcji granulometrycznych, węgla organicznego, gęstości gleb), stąd oceny dokładności różnych *PTF* na niezależnych danych wykazują ich niedostateczną uniwersalność (Tietje, Tapkenhinrichs 1993; Cornelis i in. 2001). Określony model może być stosowany do oceny właściwości hydraulicznych gleb o cechach zbliżonych do gleb, na których model został opracowany lub cechy gleb są na tyle podobne, że uzasadniają zastosowanie danej *PTF*. Na przykład, model Mayra i Jarvisa (1999) oparty na równaniu Brooksa-Coreya, opracowany na zbiorze 5000 poziomów z 1500 profili glebowych, gdzie najliczniej reprezentowane były poziomy zawierające 20–60% frakcji pyłowej i 10–30% frakcji ilowej oraz do 4% *OM* przy gęstości gleby 1,2–1,5 Mg/m³, według Imama i in. (1999) nie powinien być stosowany w glebach zawierających ponad 65% frakcji ilowej przy gęstości gleby < 0,9 Mg/m³ i zawartości *OM* powyżej 5%. Dokładność danego modelu nie jest uzależniona tylko i wyłącznie od liczby poziomów glebowych użytych do testowania i skalibrowania modelu. Duże znaczenie ma również reprezentatywność rozkładów poszczególnych charakterystyk gleb – równomierny rozkład wartości w całym zakresie ich zróżnicowania. Dlatego model Tomaselli i in. (2000) opracowany dla gleb subtropikalnych nie jest dokładny w warunkach europejskich, gdzie zwykle sprawdza się model Vereeckena i in. (1989), który z kolei nie powinien być stosowany w regionie subtropikalnym mimo wielokrotnie wykazywanej wysokiej jego dokładności (por. Tietje, Tapkenhinrichs 1993; Schaap i in. 1998; Cornelis i in. 2001). W pracach nad modelem estymacji określonej charakterystyki glebowej używane są zwykle dwa zbiory danych. Jeden służy do wyznaczenia zależności opisujących parametry krzywych *KWR* (lub współczynnika filtracji), drugi zbiór danych (niezależny) zaś do weryfikacji dokładności opracowanego modelu (Minasny, McBratney 1999, 2001). Weryfikacja ta jest tym bardziej krytyczna, im większa jest różnica charakterystyk obu zbiorów (Calzolari i in. 2000). Na potrzeby weryfikacji opracowywanych *PTF* stosowane są często duże ogólnosiwiatowe bazy danych glebowych UNSODA (Leij i in. 1996; Nemes i in. 1999, 2001), ISRIC (Tempel i in. 1996; Batjes 2002) lub regionalne bazy danych glebowych, np. europejskie GRYZLI (Haverkamp i in. 1997) lub HYPRES (Wösten i in. 1999). Przykłady weryfikacji błędów estymacji *KWR* dla różnych publikowanych *PTF* przedstawiono w tabelach 3–7.

W tabeli 3 zaprezentowano dokładność estymacji krzywych wodnej retencyjności w glebach z obszaru Włoch dla kilku *PTF* (Ungaro, Calzolari 2001). W tych warunkach glebowych model Jarvisa i in. (1997) jako jedyny wykazuje ujemny, lecz bardzo mały błąd systematyczny (*MD*), tj. systematycznie zaniża estymowane wil-

Tabela 3. Błędy estymacji krzywych wodnej retencyjności dla wybranych *PTF* w glebach Włoch (Ungaro, Calzolari 2001; $n = 139$)

Table 3. Water retention curve estimation errors for selected *PTFs* for Italian soils (Ungaro and Calzolari 2001; $n = 139$)

<i>PTF</i>	<i>MD</i>	<i>RMSD</i>	<i>min. RMSD</i>	<i>max RMSD</i>
	[m ³ · m ⁻³]			
1	2	3	4	5
Saxton i in. (1986)	0,00040	0,070	0,010	0,418
Rawls i Brakensiek (1985)	0,07160	0,088	0,028	0,239
Scheinost i in. (1997), wg 3 frakcji	0,11940	0,125	0,005	0,287
Scheinost i in. (1997), wg 5 frakcji	0,07150	0,087	0,006	0,206
Vereecken i in. (1989)	0,08960	0,092	0,014	0,294
Jarvis i in. (1997)	-0,01200	0,059	0,008	0,362
Rawls i in. (1982), model 1	0,04750	0,092	0,012	0,458
Rawls i in. (1982), model 2	0,06710	0,095	0,023	0,424
Rawls i in. (1982), model 3	0,00001	0,017	0,003	0,058

gotności. Pozostałe modele wykazują wysokie dodatnie wartości *MD* wskazujące na wyraźne zawyżanie estymowanych wilgotności gleb (np. Scheinost i in. 1997).

Najmniejszy błąd systematyczny stwierdzono dla modelu Saxtona i in. (1986), Jarvisa i in. (1997) oraz Rawlsa i in. (1982). Jego wielkość wskazuje jedynie na tendencję do zaniżania lub zawyżania wilgotności, natomiast miarą dokładności estymacji jest odchylenie standardowe *RMSD* (lub *RMSE* – objaśnienie w rozdz. 3), mówiące o tym, iż najdokładniejsze oszacowanie *KWR* uzyskano przy użyciu modelu Jarvisa i in. (1997, $RMSD = 0,59 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Pozornie dokładniejszy jest model Rawlsa i in. (1982, model 3), formalnie traktowany jak *PTF*, chociaż praktycznie jest to model ekstrapolacji krzywej *KWR* z cząstkowych danych pomiarowych (wilgotności gleby przy potencjale matrycowym 33 i 1500 kPa) z wykorzystaniem elementów regresji wieloczynnikowej. W tabeli 4 zestawiono miary dokładności estymacji *KWR* na niezależnym belgijskim zbiorze danych, uzyskane przez Cornelisa i in. (2001). Każdy model najlepiej sprawdza się w glebach, dla których został opracowany, dlatego też najmniejsze błędy estymacji uzyskano przy użyciu modelu Vereeckena i in. (1989), opracowanego na innych danych z obszaru Belgii, większe błędy wykazano dla modelu Wöstena i in. (1994), błędy standardowe *RMSE* odpowiednio 0,0412 oraz 0,0521 m³ · m⁻³.

Zestawienie dokładności kilku *PTF* na niezależnych zbiorach danych przedstawili Ungaro i Calzolari (2001, tab. 5), którzy spośród wielokrotnie analizowanych *PTF* (2001, tab. 3) najwyżej ocenili modele: Saxtona i in. (1986), Jarvisa i in. (1997) oraz Rawlsa i in. (1982). Cytowane przez tych autorów wyniki badań (tab. 5) Scheinosta i in. (1997), Titje i Tapkenhinrichsa (1993) oraz Henningsa i in. (1997) wskazują na generalnie wysoką dokładność modelu Vereeckena i in. (1989) – błąd standardowy estymacji *RMSE* od 0,036 do 0,053 m³ · m⁻³.

Tabela 4. Błędy estymacji *KWR* dla publikowanych *PTF* według Cornelisa i in. (2001)

Table 4. *WRC* estimation errors for published *PTFs*, cited after Cornelis et al. (2001)

<i>PTF</i>	<i>ME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	Średni <i>R</i> Mean <i>R</i>	<i>SDRMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	Ranking
Gupta i Larson (1979)	0,0228	0,0602 (6)	0,9600 (7)	0,0316 (6)	6
Rawls i Brakensiek (1982)	0,0187	0,0653 (7)	0,9703 (5)	0,0349 (9)	8
Rawls i Brakensiek (1985)	-0,0582	0,0774 (9)	0,9468 (9)	0,0318 (7)	9
Vereecken i in. (1989)	-0,0226	0,0412 (1)	0,9880 (1)	0,0212 (1)	1
Wósten i in. (1994)	-0,0058	0,0521 (3)	0,9876 (2)	0,0234 (2)	2
Scheinost i in. (1997)	0,0280	0,0573 (5)	0,9493 (8)	0,0332 (8)	5
Schaap i in. (1998)	-0,0531	0,0724 (8)	0,9675 (6)	0,0277 (4)	6
Wósten i in. (1999) (class)	-0,0163	0,0527 (4)	0,9805 (3)	0,0285 (5)	4
Wósten i in. (1999) (cont.)	-0,0293	0,0518 (2)	0,9773 (4)	0,0235 (3)	3

Tabela 5. Błędy estymacji *KWR* dla wybranych *PTF* według różnych badań (Ungaro, Calzolari 2001)

Table 5. *WRC* estimation errors for selected *PTFs* according to different studies (Ungaro and Calzolari 2001)

<i>PTF</i>	Liczba danych Dataset size	Saxton i in. (1986)	Rawls i Brakensiek (1985)	Vereecken (1989)	Scheinost i in. (1997)	Rawls i in. (1982) model 1	Rawls i in. (1982) model 2	Rawls i in. (1982) model 3
	[m ³ · m ⁻³]							
Badania, Studies:								
Ungaro i Calzolari (2001)	139	0,070	0,088	0,092	0,087	0,092	0,095	0,017
Tietje i Tapkenhinrichs (1993)	1116	0,079	0,075	0,053	–	0,063	0,051	0,036
Scheinost i in. (1997)	37	–	–	0,037	0,035	–	–	–
Hennings i in. (1997)	1177	0,078	0,080	0,036	–	0,091	–	–

Tabela 6. Błędy standardowe estymacji właściwości retencyjnych gleb dla wybranych *PTF* na dwóch dużych zbiorach danych (Zeiliguer i in. 2002)

Table 6. Root mean square error of the estimated water retention properties for selected *PTFs* for soils from two large data sets (Zeiliguer et al. 2002)

<i>PTF</i>	Tietje i Tapkenhinrichs (1993) (1089 samples, Germany)	Kern (1995) (23 333 samples, NRCS, USA)
	[m ³ · m ⁻³]	
Cosby i in. (1984)	0,067	0,054
De Jong i in. (1983)	<i>n.a.</i>	0,079
Gupta i Larson (1979)	0,059	0,057
Puckett i in. (1985)	0,067	<i>n.a.</i>
Rawls i in. (1992)	0,037	0,063
Saxton i in. (1986)	0,080	0,057
Vereecken i in. (1989)	0,053	0,062

W tabeli 6 przedstawiono analizę dokładności (*RMSE*) kilku *PTF* przeprowadzoną na dwóch dużych niezależnych (względem *PTF*) zbiorach danych (Zeiliguer i in. 2002). Dokładność estymacji *KWR* jest tutaj wyraźnie uzależniona od pochodzenia danych glebowych użytych do opracowania *PTF*. W warunkach niemieckich najlepiej sprawdza się model Vereeckena i in. (1989) opracowany na glebach z obszaru Belgii. Jednak w glebach z obszaru USA model ten jest mniej dokładny aniżeli modele punktowe Cosbyego i in. (1984) oraz Gupty i Larsona (1979). Wielkość błędu estymacji *KWR* każdego modelu jest więc zdeterminowana charakterystykami zbioru danych glebowych, na którym dokonywana jest ocena, a w zasadzie ich podobieństwem do danych kalibracyjnych modelu. Między innymi z tych przyczyn w ocenie błędów estymacji *KWR* dla modelu *Rosetta* na trzech dużych zbiorach danych stwierdzono zakres błędu *RMSE* w przedziale od 0,079 do 0,12 m³ · m⁻³ (Schaap, Leij 1998; tab. 7). Wyniki przedstawione w tabelach 4–6 sugerują, iż potencjalnie najbardziej uniwersalny jest model Vereeckena i in. (1989), choć nie wszędzie się sprawdza (por. Ungaro, Calzolari 2001, tab. 3).

Tabela 7. Błąd estymacji *KWR* dla modelu *Rosetta* na różnych zbiorach danych (Schaap, Leij 1998)

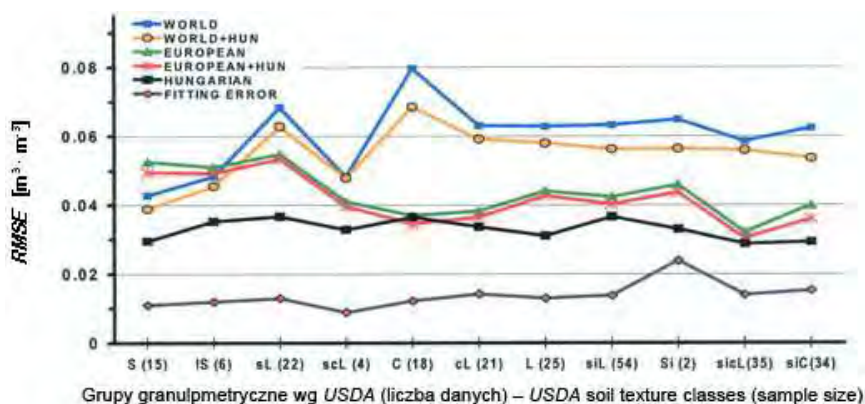
Table 7. *WRC* estimation error for the *Rosetta* model for soils from different data sets (Schaap and Leij 1998)

Zbiór danych glebowych Soil database	<i>RMSE</i> [m ³ · m ⁻³]
UNSODA, zbiór kalibracyjny modelu <i>Rosetta</i>	0,096
USDA Watershed database, niezależny	0,120
US Southern Plain database, niezależny	0,079

Charakterystyki zbioru danych, zakresy i rozkłady wartości wpływają nie tylko na wielkość błędu wykazywaną po zastosowaniu publikowanych modeli na różnych niezależnych zbiorach danych (tj. konkretnych glebach), ale także determinują dokładność modelu w obrębie kalibracyjnego zbioru danych. Generalnie, wraz ze wzrostem liczebności zbioru maleje wielkość błędu estymacji. Na podstawie wyników badań Nemesa i in. (2006b – tam tab. 2) oraz Santra i Dasa (2008 – tam rys. 2) można przyjąć, że do opracowania regionalnej *PTF* wymagana jest liczebność zbioru kalibracyjnego na poziomie powyżej 200 danych, a wzrost liczebności powyżej 400 danych nie wnosi już istotnej redukcji średniego błędu estymacji. Jednakże stosowanie zbiorów o dużej liczebności jest jak najbardziej zasadne, bowiem większa liczebność zwiększa reprezentatywność zbioru i wiarygodność modelu, redukuje też składową systematyczną błędów estymacji oraz umożliwia prześledzenie wyników estymacji w odpowiednio licznych podzbiorach cząstkowych (np. w grupach uziarnienia, poziomach genetycznych, stopniach zagęszczenia itd.). Ze wzrostem obszaru pochodzenia danych glebowych wzrasta natomiast zróżnicowanie czynników kształtujących estymowane właściwości i skala wewnętrznego zróżnicowania zbioru danych. Dodatkowe znaczenie może mieć fakt zróżnicowania stosowanych metod analitycznych. W konsekwencji wzrost obszaru uwzględnionego w bazie danych zwiększa

sza błąd estymacji *KWR* opracowanego modelu. Można to zauważyć na rysunku 18 przedstawiającym średnie błędy estymacji *KWR* (dla 13 modeli ANN) na 5 zbiorach danych o różnym stopniu zróżnicowania w poszczególnych grupach granulometrycznych (Nemes i in. 2002).

Średni błąd modeli opracowanych na międzynarodowych zbiorach danych (WORLD i EUROPEAN) jest większy od odpowiednich wielkości modeli przygotowanych na najmniejszym krajowym zbiorze danych z obszaru Węgier (HUNGARIAN). Można zauważyć, że dodanie mniejszego jednorodnego zbioru danych (HUNGARIAN) do dużego i niejednorodnego zbioru danych (EUROPEAN lub WORLD) powoduje wyraźną redukcję błędu modelowania *KWR*, jednak zakres redukcji błędu zależy od uziarnienia gleb. Dane te jednoznacznie potwierdzają celowość opracowywania lokalnych modeli, które zawsze są dokładniejsze od modeli adoptowanych z literatury, często opracowywanych dla odmiennych warunków glebowych lub na zbyt niejednorodnych zbiorach.

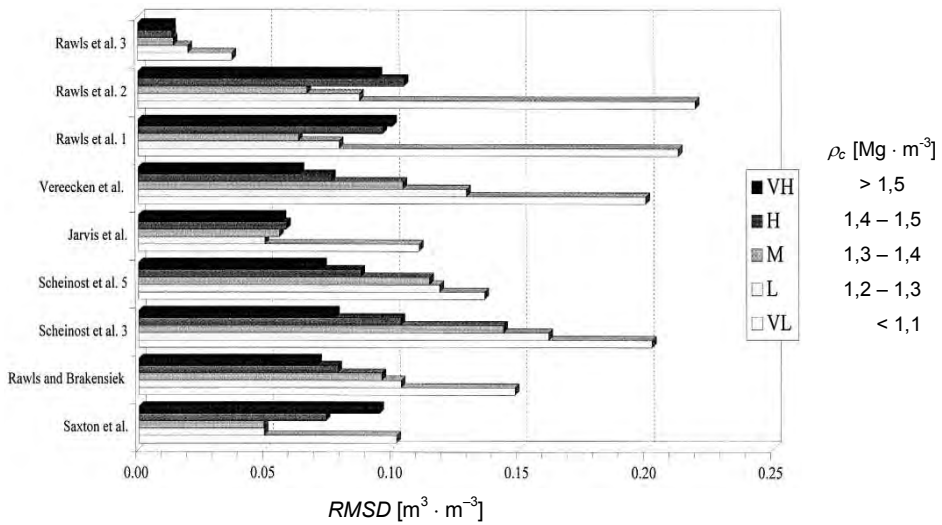


Rys. 18. Błędy estymacji *KWR* w grupach granulometrycznych USDA (1975), średnia z 13 modeli typu ANN w 5 zbiorach danych (Nemes i in. 2002)

Fig. 18. *WRC* estimation errors for the USDA (1975) soil texture classes; the average of 13 ANN models is shown for five prediction data sets (Nemes et al. 2002)

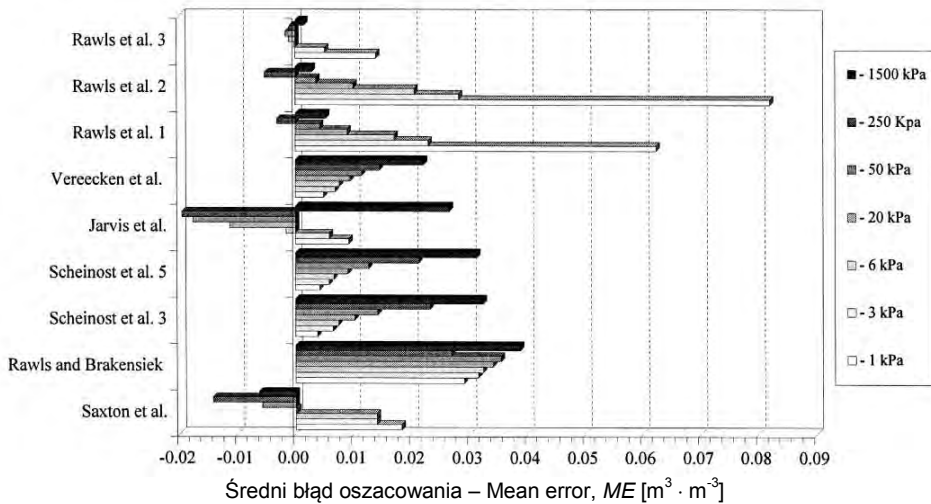
Dokładność estymacji *KWR* zależy od wielu charakterystyk glebowych, głównie od składu granulometrycznego i mineralogicznego frakcji ilastej, gęstości, zawartości materii organicznej. Ungaro i Calzolari (2001) wykazali, że błąd oszacowania *KWR* dla wszystkich *PTF* jest największy przy gęstości gleby mniejszej niż $1,1 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 19), a ze wzrostem gęstości maleje błąd estymacji *RMSE* (modele: Vereeckena i in. 1989; Rawlsa, Brakensieka 1985; Scheinosta i in. 1997). Jedynie w modelach Saxtona i in. (1986) oraz Rawlsa i in. (1982, 1 i 2 na rys. 19) wzrost gęstości powoduje nieznaczny wzrost błędu estymacji *KWR*.

Według Cornelisa i in. (2001) wpływ stanu zagęszczenia na błąd estymacji *KWR* jest różny w poszczególnych grupach granulometrycznych, tzn.: w piaskach i iłach



Rys. 19. Wpływ gęstości gleby na błąd estymacji *KWR* dla wybranych *PTF* (Ungaro, Calzolari 2001)

Fig. 19. Effect of bulk density on the *WRC* estimation error for selected *PTFs* (Ungaro and Calzolari 2001)

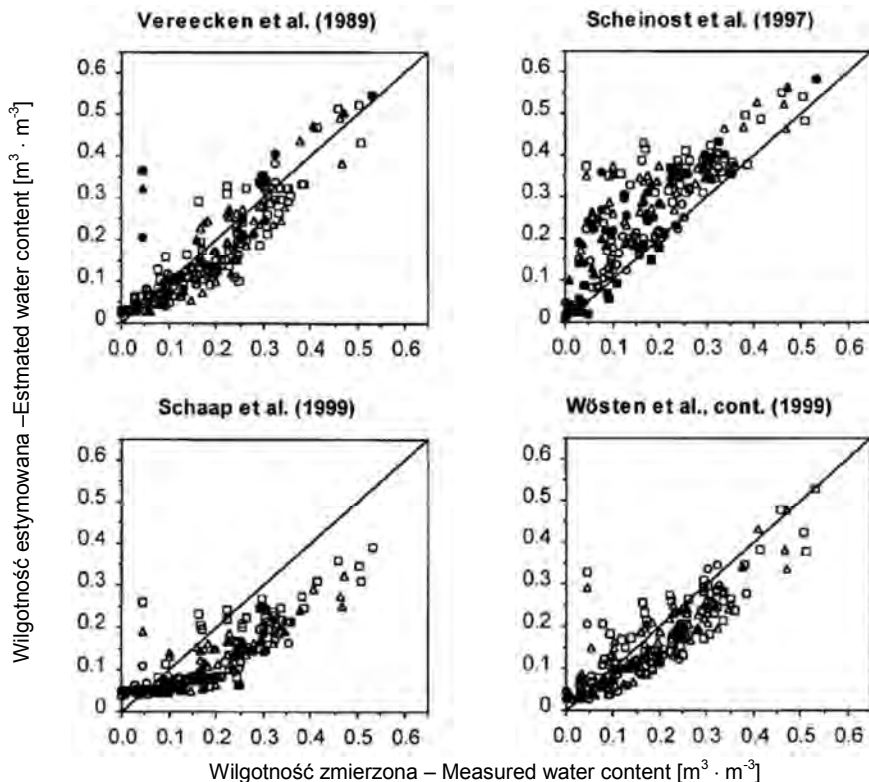


Rys. 20. Średnia różnica wilgotności gleb przy określonej wartości potencjału matrycowego dla wybranych *PTF* na zbiorze 41 poziomów glebowych (Ungaro, Calzolari 2001)

Fig. 20. Average difference in water content at specific matrix potential values for selected *PTFs* from 41 soil horizon data sets (Ungaro and Calzolari 2001)

niewyraźny, natomiast w glinach i w glinach pylastych wzrost gęstości zmniejsza błąd estymacji *KWR*. Autorzy ci stwierdzili wyraźniejszy wpływ zawartości materii

organicznej na wielkość błędu estymacji KWR , który maleje wraz ze wzrostem wartości OM od 0 do 7%. Błąd estymacji KWR jest ponadto różny w poszczególnych zakresach wielkości potencjału matrycowego (rys. 20; Ungaro, Calzolari 2001). Modele Saxtona i in. (1986) oraz Jarvisa i in. (1997) zawyżają wilgotności gleb przy niskich wartościach potencjału matrycowego (ujemnego, tj. przy dużej sile ssącej) i zaniżają je przy wyższych wartościach. Modele Vereeckena i in. (1989), Scheinosta i in. (1997) oraz Rawlsa i Brakensieka (1985) wykazują systematyczny wzrost średniego błędu estymacji wraz ze zmniejszaniem się potencjału matrycowego.



Rys. 21. Porównanie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb dla czterech PTF (Cornelis i in. 2001)

Fig. 21. Comparison of measured and estimated volumetric water content for four $PTFs$ (Cornelis et al. 2001)

Z przykładu bezpośredniego porównania wilgotności zmierzonych i estymowanych przez PTF przy różnych wartościach potencjału matrycowego (rys. 21) wynika, że na poszczególnych zbiorach gleb może występować różny związek między błędem estymacji i potencjałem matrycowym. Cornelis i in. (2001) uzyskali bowiem zupełnie odmienny niż Ungaro i Calzolari (2001) trend błędu modelu Vereeckena

i in. (1989), który w glebach z obszaru Belgii zaniża małe ich wilgotności (przy niskim potencjale) i nieco zawyża wilgotności większe (odpowiadające wysokim potencjałom). Wskazane różnice w ocenach tendencji modelu do zaniżania lub zawyżania estymowanych wilgotności gleb wskazują, iż każda ocena błędów estymacji określonej *PTF* może być odnieszona jedynie do analizowanego zbioru gleb o określonej strukturze taksonomicznej przynależności gleb, rozkładzie poszczególnych parametrów stanu fizycznego i właściwości chemicznych. Z rysunku 21 wynika ponadto, iż w glebach Belgii modele *Rosetta* (Schaap i in. 1999, 2001) oraz Wösten i in. (1999) generalnie zaniżają estymowane wilgotności, natomiast model Scheinosta i in. (1997) zawyża wilgotności gleb podobnie jak w badaniach Ungaro i Calzolari (2001; por. rys. 20).

Z przedstawionych powyżej uwag na temat możliwości wskazania błędu estymacji *KWR* dla różnych *PTF* wynika, że mimo opracowania wielu *PTF* ich praktyczna przydatność w glebach innych niż te, dla których zostały opracowane, jest trudna do przewidzenia i przed zastosowaniem *PTF* należałoby sprawdzić zgodność wyników estymacji z reprezentatywnymi danymi pomiarowymi. Przytoczone przykłady uzasadniają także podejmowanie kolejnych badań nad opracowaniem *PTF* dla różnych zdefiniowanych i powtarzalnych układów charakterystyk glebowych lub regionalnych warunków stosowalności.

1.7. Pośrednie wyznaczanie współczynnika filtracji

Wielkość współczynnika filtracji wody w glebie (K_s) w istotny sposób wpływa na jej właściwości użytkowe. Charakterystyka ta jest niezbędna w modelowaniu przepływu wody w glebie zarówno w strefie nasyconej, jak i nienasyconej, a także w modelowaniu transportu w glebie zanieczyszczeń rozpuszczonych w wodzie. Znajomość współczynnika filtracji jest także konieczna w praktyce inżynierskiej przy projektowaniu odwodnienia terenu oraz w budownictwie ziemnym (zapory ziemne, obwałowania przeciwpowodziowe itp.). Z uwagi na konieczność pobrania wysokiej jakości próbek o naturalnej strukturze (*NNS*), zachowania szczególnej staranności podczas wykonywania oznaczeń (Bouma 1989) oraz faktu, iż wzrostowi dokładności towarzyszą odpowiednio zwiększone koszty (Miniasny, McBratney 2000) od wielu lat opracowywane są równania służące do pośredniej estymacji wartości K_s . We wcześniejszych wzorach empirycznych wielkość współczynnika filtracji obliczano na podstawie uziarnienia gleby (wzory Hazena, Selheima, Krugera, *USBR* – cyt. za: Wieczysty 1982) oraz np. powierzchni właściwej lub współczynnika porowatości (np. wzór Krugera). W ciągu ostatnich 20 lat nastąpił wzrost dokładności pośrednich metod estymacji współczynnika filtracji, bowiem opracowano wiele zależności do estymacji wielkości K_s na podstawie rutynowo wyznaczanych i zwykle dostępnych charakterystyk glebowych. Funkcje pedotransferu opracowywano najczęściej z uwzględnieniem charakterystyk uziarnienia, porowatości całkowitej, gęstości gleby oraz innych przy użyciu metody analizy regresji wieloczynnikowej (Brakensiek i in. 1984; Cosby i in. 1984; Saxton i in. 1986; Vereecken i in. 1989;

Jabro 1992; Dane, Puckett 1994) lub sieci neuronowych (Schaap i in. 2001; Minasny, McBratney 2000, 2002c). Opracowano m.in. równania do obliczania K_s na podstawie uziarnienia gleb (Cosby i in. 1984; Saxton i in. 1986; Dane, Puckett 1994; Jarvis i in. 2002) lub uziarnienia i gęstości gleby (Jabro 1992; Schaap i in. 2001). Dotychczasowe *PTF* nie są jednak rozwiązaniami uniwersalnymi i – jak wykazali Minasny oraz McBratney (2000) – w poszczególnych grupach teksturalnych (piasków, glin i ilów) największą dokładność osiągają różne zależności wieloczynnikowe, tj. w piaskach generalnie Dane i Puckett (1994), w glinach Cosby i in. (1984), a w glebach ilastych model *Rosetta* (Schaap 2000).

Przepływ wody w glebie następuje poprzez sieć porów glebowych, z których największe występują w przestrzeniach międzyagregatowych, a najmniejsze wewnątrz agregatów (Brewer 1964, por. rys. 4b). W sieci makroporów woda jest bardziej mobilna niż woda w sieci mikroporów, co wynika z innego charakteru i wielkości sił oddziałujących na cząsteczkę wody w obu omawianych grupach porów (Gerke, van Genuchten 1993; Lebron i in. 1999), głównie sił kapilarnych. Zatem, wraz ze wzrostem zagęszczenia i zmniejszaniem się porowatości (*de facto* cząstkowej zawartości makro- i mezoporów glebowych) maleje wielkość współczynnika filtracji i dodatkowo staje się w coraz większym stopniu zależna od sieci mikroporów glebowych. Teoretyczny opis tego zjawiska zaproponowany przez Kozenya (1933) wskazuje, że wielkość współczynnika przepuszczalności cieczy (k) zależy zarówno od właściwości fizycznych ośrodka opisanych przez kształt, wielkość i ułożenie ziaren, a więc kształt przekroju kanalików (C_k), promień hydrauliczny kanalika (R_h), powierzchnię porów (n_p), oraz od właściwości filtrującej cieczy, czyli jej lepkości dynamicznej (η) i gęstości (γ):

$$k = \frac{C_k \gamma R_h n_p}{\eta} \quad (52)$$

W modelu Kozenya rzeczywisty ośrodek porowaty odwzorowany jest wiązką rurek kapilarnych o jednakowym ekwiwalentnym promieniu r , a wielkość współczynnika filtracji wody w takim „idealnym ośrodku porowatym” zależy od powierzchni przekroju porów oraz ekwiwalentnego promienia. Rozwinięta przez Carmana (1956) koncepcja ta znana jest jako wzór Carmana-Kozenya, który można zapisać w następującej postaci (Liszkowska 1996):

$$K_s = \frac{1}{180 \div 200} \frac{\phi^3}{(1 - \phi^2)} \frac{\gamma}{\eta} d_e^2 \quad (53)$$

$$d_e^2 = \frac{100}{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{d_i}} \quad (54)$$

gdzie: ϕ – porowatość [$L^3 \cdot L^{-3}$], $1/(180 \div 200)$ – stała zależna od krętości dróg przepływu, d_e^2 – średnia harmoniczna wielkość ziaren [L], x_i – procent wagowy ziaren

o średnicy d_i [%]. Zgeneralizowany zapis równania (53) można za Carmanem (1937) przedstawić w formie potęgowej zależności między K_s i porowatością całkowitą:

$$K_s = B\phi^{n_c} \quad (55)$$

gdzie: B – współczynnik proporcjonalności, n_c – parametr zależny od właściwości gleby.

Przestrzenny układ i rozkład dróg przepływu w glebie (porów) zależy od uziarnienia, struktury i gęstości gleby, stąd w literaturze można znaleźć wiele zależności pomiędzy współczynnikiem filtracji i różnymi charakterystykami uziarnienia (Jarvis i in. 2002) lub gęstością gleby (Xu, Mermoud 2001). Jednakże z badań Espeby (1990), Khana i Afzala (1990, cyt. za: Mbagwu 1997), Jarvisa i in. (1991) oraz Lebrona i in. (1999) wynika, że podstawowe znaczenie w kształtowaniu K_s odgrywa rozkład porów glebowych, a w szczególności sumaryczna zawartość makro- i mezoporów. Bywa ona określana mianem porowatości efektywnej, rozumianej jako część porowatości, w której występuje przepływ cieczy (Soil Science Glossary Terms Committee 2008), w geologii rozumianej zazwyczaj jako cząstkowy udział wszystkich połączonych porów (z wyłączeniem porów zamkniętych). Różne pojmowanie porowatości efektywnej oraz fakt, iż rozpatrywany jest tu grawitacyjny przepływ wody w ośrodku nasyconym, uzasadnia określenie porów grawitacyjnie przewodzących wodę mianem porowatości drenażowej ϕ_d (Espeby 1990) lub preferencyjnej (Mbagwu i in. 1997). Porowatość drenażową tworzą: spękania, szczeliny, biopory i przestrzenie międzyagregatowe, w tym niewykazujące zjawisk kapilarnych makropory i część porów kapilarnych (mezoporów), w których następuje grawitacyjny odciek wody. Wielkość ta stanowi cząstkową zawartość makro- i mezoporów o średnicach powyżej 30 μm oraz odpowiada różnicy między porowatością i PPW wyznaczonej przy $\Psi_m = -10$ kPa ($pF = 2$; por. Espeby 1990; Mbagwu 1997). W praktyce wielkość PPW jest jednak różnie definiowana i wyznaczana jako wilgotność gleby przy sile ssącej od 5 do 33 kPa (patrz podrozdz. 2.2). Rozbieżności w kwestii kryteriów ustalenia wielkości porów grawitacyjnie przewodzących wodę oraz wielkości siły ssącej odpowiadającej PPW nie podważają jednak faktu decydującego znaczenia makro- i mezoporów w kształtowaniu K_s . Wykazał to m.in. Lina i in. (1999) w badaniach nad zależnościami między K_s oraz zawartością makro- i mezoporów glebowych, porów przykorzeniowych, wilgotności początkowej, uziarnienia, węgla organicznego, a także gęstością gleby. Felton i Ali (1992) wskazują wprawdzie, że wielkość K_s zwiększa się wraz ze wzrostem zawartości materii organicznej, jednak zjawisko to należy przypisać efektowi tego wzrostu, wyrażającego się wzrostem strukturalności i porowatości gleby.

Ideę obliczania współczynnika filtracji na podstawie porowatości „niekapilarnej” (tj. drenażowej) wprowadził Baver (1938), wyznaczając porowatość niekapilarną jako różnicę porowatości całkowitej i wilgotności objętościowej w punkcie załamania KWR zależnie od uziarnienia gleby obserwowanego przy pF od 1,55 do 2,6 (Baver 1940, cyt. za: Hursh, Hoover 1941). Uogólniając zagadnienie do celów praktycznych, Baver przedstawiał wykładniczą zależność między K_s i ϕ_d (Nelson,

Baver 1940; Baver, Farnsworth 1940, cyt. za: Huberty, Pillsbury 1943), gdzie $\phi_d = \phi - \Theta_{4 \text{ kPa}}$ ($pF = 1,6$), co odpowiada średnicy porów $> 75 \mu\text{m}$). Wykładniczą formę omawianej zależności wykazali także Kaszubkiewicz i in. (2001), a z analizy wielkości współczynników determinacji dla zależności między K_s z cząstkowym udziałem porów o różnych zakresach średnic wynika, iż najdokładniejsze oszacowanie K_s ($r^2 = 0,805$) uzyskano, uwzględniając cząstkowy udział porów o średnicy powyżej $30 \mu\text{m}$ ($pF = 2$). Wykładniczą zależność między K_s i $\phi_d = \phi - \Theta_{15,6 \text{ kPa}}$ (dla średnicy porów powyżej $18,5 \mu\text{m}$) przedstawili Sławiński i in. (2004) dla różnych typologicznie gleb wytworzonych z utworów lessowych o małym zagęszczeniu ($n = 30$, s. 101, $K_s = 3560e^{6,852\phi_d} \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Dobrzański i Witkowska-Walczak (1981) nie powołując się na ten zapis równania 55, zaproponowali zależność zbliżoną do uproszczonego zapisu równania Carmana (1937). W miejsce porowatości całkowitej podstawili cząstkowy udział porów o średnicy ponad $18,5 \mu\text{m}$ ($\phi_d = \phi - \Theta_{15,6 \text{ kPa}}$ dla K_s ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) i ϕ_d ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) odpowiednio $B = 25$ i $n_d = 3$). Wychodząc z teoretycznych podstaw modelu $K-C$ (Carman 1937), analogiczną zależność przedstawili Ahuja i in. (1984, 1989) oraz Messing (1989) i Franzmeier (1991), definiujący porowatość drenażową ϕ_d (tam efektywną) jako cząstkową zawartość porów osuszanych przy sile ssącej 33 kPa ($\phi_d = \phi - \Theta_{33 \text{ kPa}}$), tj. jako pory o średnicy powyżej $10 \mu\text{m}$ (Messing 1989). Zależność tę, znaną jako model Ahuji i in. (1984), zapisać można podobnie do równania 55 (Carman 1937):

$$K_s = B (\phi_d)^{n_d} \quad (56)$$

gdzie: B – empiryczny współczynnik proporcjonalności związany z hydraulicznym promieniem dróg przepływu (Ahuja i in. 1984), n_d – parametr modelu zależny od ciążłości i krętości dróg przepływu (Gimenez i in. 1997c).

Wiele dotychczasowych adaptacji równania 56, dla $\phi_d = \phi - \Theta_{33 \text{ kPa}}$, wskazuje na możliwość powiązania parametrów modelu z różnymi charakterystykami gleby. Naney i in. (1992) twierdzą, że parametr B zależy od zawartości frakcji ilastej, a Petersen i in. (1996) wyznaczają go na podstawie powierzchni właściwej gleby. Pachepsky i in. (1999) wykazali natomiast, że oba parametry równania 56 skorelowane są potencjałem wejścia powietrza (Ψ_b) i parametrem rozkładu porów w modelu $B-C$ (λ), a Rawls i in. (1993, 1998), następnie Timlin i in. (1999) oraz Han i in. (2008) zastąpili wykładnik n_d fraktalnym rozmiarem porów ($3 - \lambda$). Fraktalną interpretację parametrów B i n_d omawiają szczegółowo także Gimenez i in. (1997a, b). Wyznaczanie indywidualnych wielkości parametrów równania 56 na podstawie parametrów modelu $B-C$ (λ, Ψ_b) nie wnosi istotnego wzrostu dokładności estymacji K_s na podstawie ϕ_d (Regalado, Munoz-Carpena 2004), jednak należy zauważyć, że uwaga ta dotyczy sytuacji, gdy $\phi_d = \phi - \Theta_{33 \text{ kPa}}$. Modyfikację zależności 56 przedstawili Kaszubkiewicz i Giedroń (1993), podstawiając w miejsce ϕ_d ilorazy cząstkowej zawartości frakcji mniejszych od $0,1 \text{ mm}$ przez procentowy udział porów o różnej średnicy. Suleiman i Ritchie (2001) wprowadzali do równania 56 różnie wyznaczone porowatości drenażowe (w laboratorium lub w terenie po 2 lub 3 dniach

odcieku – ϕ_d , ϕ_{dr2} , ϕ_{dr3}), jak i względne porowatości drenażowe ($\phi_{dr} = \phi_d/PPW$, dla $PPW = \Theta_{33 \text{ kPa}}$ lub oznaczonego w terenie po 2 lub 3 dniach odcieku – ϕ_{dr} , ϕ_{dr2} lub ϕ_{dr3}). Autorzy wykazali, iż najdokładniejsze oszacowanie K_s osiągnięte jest wówczas, kiedy ϕ_d wyznacza się na podstawie połowego pomiaru PPW . Jednak generalnie przedstawione analizy dokładności proponowanych zależności $K_s(\phi_d)$ oraz $K_s(\phi_{dr})$ wskazują na trudny do zaakceptowania poziom błędu estymacji K_s . Wyniki różnych adaptacji równania 56 dla $\phi_d = \phi - \Theta_{33 \text{ kPa}}$ ($\phi > 10 \text{ }\mu\text{m}$) wskazują, że parametr B przyjmuje wartości w zakresie 44–3935 $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, a parametr n_d odpowiednio 1,5–4 lub nawet 5 (Ahuja i in. 1984, 1989; Messing 1989; Franzmeier 1991; Rawls i in. 1998; Timlin i in. 1999; Suleiman, Ritchie 2001; Han i in. 2008). Z analiz przeprowadzonych przez Messinga (1989) wynika mała dokładność oszacowania K_s przy użyciu równania 56 z $\phi_d = \phi - \Theta_{30 \text{ kPa}}$, jednak przy właściwym odwzorowaniu skali przestrzennej zmienności i rozkładu wielkości K_s . Duże błędy równania 56 dla $\phi_d = \phi - \Theta_{50 \text{ lub } 33 \text{ kPa}}$ wskazują na prawdopodobnie nieodpowiedni zakres wielkości porów mających kształtować współczynnik filtracji, a także potrzebę rewizji stosowanych założeń. Mbagwu i in. (1984) oraz Espeby (1990) wskazali na możliwość dokładniejszej estymacji K_s na podstawie ϕ_d wyznaczonego przy użyciu PPW przy sile ssącej 10 kPa ($\phi_d = \phi - \Theta_{10 \text{ kPa}}$), czyli cząstkowego udziału porów o średnicy $> 30 \text{ }\mu\text{m}$. Współczynniki empiryczne do równania Dobrzańskiego oraz Wilkowskiej-Walczak (1981) dla tak zdefiniowanej porowatości drenażowej opracowali Minasny i McBratney (2000, 2002b), Comegna i in. (2000), a dla gleb z obszaru Wielkopolski Kaźmierowski i in. (2006), Spychalski i in. (2007). W rozwiązaniach tych wartości parametrów B i n_d mieściły się odpowiednio w zakresie 439–6442 $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz 2,54–3,66. Oceniając wpływ różnych sposobów uprawy na właściwości hydrauliczne gleb, Wiermann i in. (2000) wyznaczyli K_s na podstawie PPW określanej w Niemczech przy $pF = 1,8$, tj. dla $\phi_d = \phi - \Theta_{6 \text{ kPa}}$ i porów o średnicy $> 50 \text{ }\mu\text{m}$ ($B = 2^{10}$; $n_d = 10,18$).

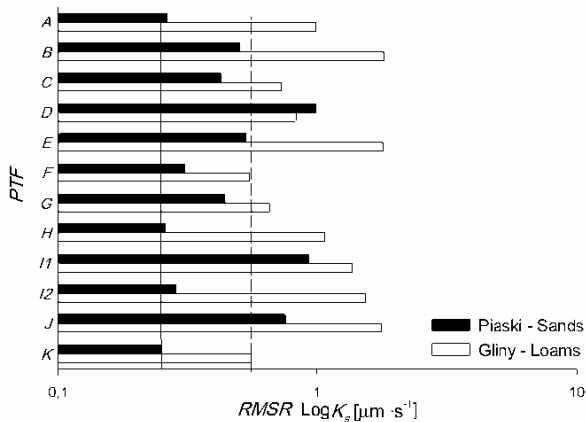
Na podstawie matematycznego modelu zapisu właściwości hydraulicznych gleb (przegląd w: Sillers i in. 2001; Kosugi i in. 2002; Durner, Flühler 2005) możliwe jest wyznaczenie krzywej względnej przewodności hydraulicznej gleb lub krzywej $K(h)$, jeśli dostępna jest oznaczona wielkość współczynnika filtracji. Nieliczne są próby wyznaczenia współczynnika filtracji na podstawie parametrów eksperymentalnych krzywych wodnej retencyjności. Fraktalna interpretacja parametrów modelu $B-C$ oraz porowatość drenażowa wyznaczana z KWR stosowane są, jak dotąd, do zwiększenia dokładności estymacji współczynnika filtracji w uproszczonym modelu Carmana-Kozeny (równanie 56; Rawls i in. 1993, 1998; Pachepsky, Rawls 1999; Timlin in. 1999; Gimenez i in. 1997a i b). Kompleksową interpretację krzywych wodnej retencyjności na potrzeby estymacji współczynnika filtracji zaprezentowali ostatnio Han i in. (2008). Przedstawili zależność nawiązującą do uproszczonego modelu Carmana-Kozeny (równanie 56), w której poszczególne parametry równania wyznaczone są na podstawie parametrów KWR według zapisu VGM , z uwzględnieniem formuł cząstkowych Dextera (2004a i b; tab. 14, równanie 125–129). Na podstawie parametrów modelu VGM wyznaczana jest siła ssąca w punkcie ugięcia krzywej wod-

nej retencyjności h_{inf} (kPa), odpowiadająca temu punktowi średnica kapilar D_{inf} (μm) oraz wilgotność gleby Θ_{inf} ($\text{m}^{-3} \cdot \text{m}^{-3}$), a następnie porowatość drenażowa $\phi_d = \phi - \Theta_{\text{inf}}$. Współczynnik filtracji wyznaczany jest według potęgowej zależności:

$$K_s [\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}] = B_{\text{inf}} \phi_d^{n_d} = 2,7778 \cdot 20 D_{\text{inf}} (\Theta_s - \Theta_{\text{inf}})^{3 - \frac{S}{\Theta_{\text{inf}}}} \quad (57)$$

gdzie: B_{inf} – (jak w równaniach 55 i 56) empiryczny współczynnik proporcjonalności zależny od przekroju dróg przepływu, w przybliżeniu wynoszący $2,7778 \cdot 20 D_{\text{inf}}$ [$\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], n_d – podobnie jak powyżej zależy od krętości i ciągłości dróg przepływu. Wykładnik można wyznaczyć jako $n_d = 3 - \lambda^*$, gdzie λ^* jest nachyleniem *KWR* na odcinku między punktem wejścia powietrza i punktem ugięcia *KWR* w modelu *B-C* (równanie 35) lub jako $n_d = 3 - S/\Theta_{\text{inf}}$, gdzie S jest nachyleniem stycznej do *KWR* w punkcie ugięcia (h_{inf} , Θ_{inf}). Z analiz Han i in. (2008; tam tab. 3 i 4) wynika, że uwzględniana w tym rozwiązaniu średnica porów grawitacyjnie przewodzących wodę wynosi od około 10 μm (w glinach pylastych i iłach) do ponad 90 μm (w piaskach). Oceny efektywności estymacji K_s w trzech zbiorach danych (własny, Hypres-Wösten i in. 1999 oraz Schaap i Leij 1998) wskazują na potencjalną przydatność tego rozwiązania do estymacji K_s , zwłaszcza że stosowane w nim parametry można oszacować przy użyciu *PTF*. Jak dotąd brakuje niezależnych ocen dokładności tego modelu.

Oceniając dokładność różnych publikowanych oraz własnych *PTF* na niezależnym kompilacyjnym zbiorze danych z obszaru Australii ($n = 199$), Minasny i McBratney (2000) wykazali, że równanie 55 z $\phi_d = \phi - \Theta_{10 \text{ kPa}}$ zapewnia najniższy błąd estymacji K_s [$RMSR = 2,09 \ln (\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$]. Uwagi te potwierdzają także oceny dokładności różnych *PTF* przeprowadzone przez Kaźmierowskiego i in. (2006) na zbiorze gleb z obszaru Wielkopolski (tab. 8, rys. 22 i 23).



Rys. 22. Średni błąd standardowy estymacji K_s ($RMSR$) w piaszczystych i gliniastych glebach Wielkopolski dla *PTF* zestawionych w tabeli 8 (Kaźmierowski i in. 2006)

Fig. 22. Root mean square residual ($RMSR$) of estimated K_s for sandy and loamy soils in Wielkopolska for *PTFs* listed in Table 8 (Kaźmierowski et al. 2006)

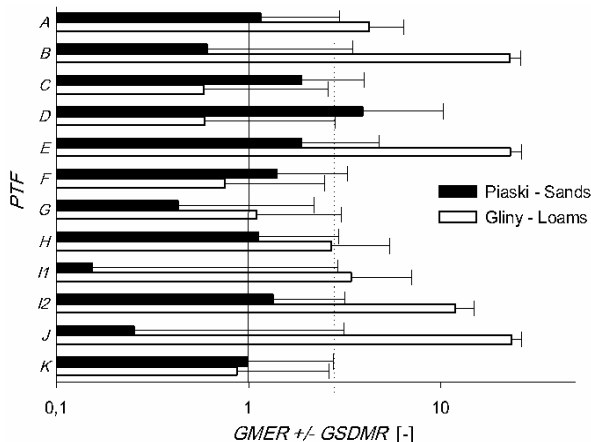
Tabela 8. Zestawienie metod estymacji K_s uwzględnionych przez Kaźmierowski i in. (2006)

Table 8. K_s estimation methods as validated by Kaźmierowski et al. (2006)

Kod Code	Metoda estymacji K_s Methods of K_s estimation	Liczba danych Size of Data set	Postać zależności dla K_s [$\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] Equations forms for K_s [$\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$]
A	Brakensiek i in. (1984)	230	$K_s = 2,78 \cdot \exp(19,52348 \cdot \phi - 8,96847 - 0,028212 \cdot cl + 0,00018107 \cdot s^2 - 0,0094125 \cdot cl^2 - 8,395215 \cdot \phi^2 + 0,077718 \cdot s \cdot \phi - 0,00298 \cdot s^2 \cdot \phi^2 - 0,019492 \cdot cl^2 \cdot \phi^2 + 0,0000173 \cdot s^2 \cdot cl + 0,02733 \cdot cl^2 \cdot \phi + 0,001434 \cdot s^2 \cdot \phi - 0,0000035 \cdot cl^2 \cdot s)$
B	Cosby i in. (1984)	1448	$K_s = 7,056 \cdot 10^{(-0,6 + 0,012 \cdot s - 0,0064 \cdot cl)}$
C	Saxton i in. (1986)	230	$K_s = 2,78 \cdot \exp[12,012 - 0,0755 \cdot s + (-3,895 + 0,03671 \cdot s - 0,1103 \cdot cl + 0,00087546 \cdot cl^2)/\Theta_s] \cdot \Theta_s = 0,332 - 0,0000725 \cdot s + 0,1276 \cdot \log cl$
D	Jabro (1992)	350	$K_s = 2,78 \cdot 10^{(19,6 - (0,81 \cdot \log si - 1,09 \cdot \log cl - 4,64 \cdot \rho_c))}$
E	Dane, Puckett (1994)	577	$K_s = 84,4 \cdot \exp(-0,144 \cdot cl)$
F	Minasny, McBratney (2000)	462	$K_s = B(\phi_d)^{n_d} \cdot B = 6441,819; n_d = 3,66$
G	Comegna i in. (2000)	75	$K_s = B(\phi_d)^{n_d} \cdot B = 439,03; n_d = 2,5371$
H	Schaap i in. (2001)	1306	ANN <i>Rosetta</i> 1,2/2 – dane wejściowe: s, si, cl, ρ_c
I1	Minasny, McBratney (2002c)	862	ANN Neuro – Θ , 5 inputs: cs, fs, si, cl, ρ_c , „Australian training set”
I2	Minasny, McBratney (2002c)	862	ANN Neuro – Θ , 6 inputs: $cs, fs, si, cl, \rho_c, \Theta_{10 \text{ kPa}}$, „Australian training set”
J	Niedźwiecki i in. (2006)	16	$K_s = 10^6 \cdot 10^{(-0,34 + 0,0566 \cdot c - 3,08 \cdot \rho_c)}$
K	Kaźmierowski i in. (2006)	73	$K_s = B(\phi_d)^{N_d} \cdot B = 2819,95; n_d = 3,306$

s – piasek, sand [%]; cs – gruby, coarse; fs – drobny, fine]; si – pył, silt [%]; cl – il, clay [%]; ρ_c – gęstość gleby, bulk density [$\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$]; ϕ – porowatość, porosity [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]; ϕ_d – porowatość drenazowa, drainage porosity [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]; Θ_s – wilgotność objętościowa gleby w stanie nasycenia wodą, saturated water content [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]

Z porównania dokładności różnych metod estymacji K_s (tab. 8) wynika, iż w utworach gliniastych w porównaniu z utworami piaszczystymi obserwuje się około dwukrotnie większe błędy estymacji K_s (rys. 22). Analizy te wykazały najwyższą dokładność estymacji K_s z zastosowaniem dwóch wersji równania 56 (Minasny, McBratney 2000; Kaźmierowski i in. 2006 na rys. 23), przy czym zastosowanie własnych parametrów spowodowało wyrównanie *GMER* (definicja w podrozdz. 3.4, równanie 172) w piakach i glinach – odpowiednio 0,983 i 0,867 (rys. 23).



Rys. 23. Średni geometryczny wskaźnik błęd estymacji K_s ($GMER$) w glebach Wielkopolski dla PTF przedstawionych w tabeli 8 (Każmierowski i in. 2006)

Fig. 23. Geometric mean error ratio ($GMER$) for estimated K_s for sandy and loamy soils in Wielkopolska for PTFs listed in Table 8 (Każmierowski et al. 2006)

1.8. Charakterystyki składu granulometrycznego stosowane w modelowaniu hydraulicznych właściwości gleb

W opracowywaniu zależności opisujących poszczególne parametry równania krzywej wodnej retencyjności (np. w modelu Coreya-Broksa lub van Genuchtena) stosowane są różnorodne parametry składu granulometrycznego gleb, czyli tradycyjne cząstkowe zawartości poszczególnych frakcji (Vereecken i in. 1989; Schaap i in. 2001) oraz takie wskaźniki ziarnistości, jak średnia geometryczna wielkość ziaren d_g (Scheinost i in. 1997; model ENR 6 w Minasny i in. 1999; Minasny, McBratney 2001). W analizach tych wykorzystywane są również parametry równania opisującego dystrybuantę uziarnienia gleb (Heverkamp i in. 1997) oraz miary fraktalne cząstek glebowych (Minasny, McBratney 2000).

Informacja na temat uziarnienia gleb ograniczona jest często do udziału trzech podstawowych frakcji (piaskowej, pyłowej i ilowej), natomiast o udziale części szkieletowych jest już rzadziej dostępna (Batjes 2002). Dla tak uproszczonego opisu uziarnienia gleb Shirazi i Boersma (1984), a następnie Shirazi i in. (1988) zaproponowali wyznaczenie średniej geometrycznej wielkości cząstek d_g i jej odchylenia standardowego σ_g :

$$d_g = \exp(a) \quad (58)$$

$$\sigma_g = \exp(b) \quad (59)$$

$$a = (f_{sz} \cdot \ln(M_{sz})) + \sum(1 - f_{sz}) \cdot f_i \cdot \ln(M_i) \quad (60)$$

$$b^2 = (f_{sz} \cdot \ln(M_{sz})^2 + \sum(1 - f_{sz}) \cdot f_i \cdot \ln(M_i)^2) - a^2 \quad (61)$$

gdzie: f_{sz} – cząstkowa zawartość części szkieletowych (> 2 mm) [–], f_i – cząstkowy udział i -tej frakcji w częściach ziemistych (< 2 mm) [–], $\ln(M_i)$ – średnia logarytmów górnej i dolnej granicy przedziału wielkości cząstek dla danej frakcji [–].

W obliczeniach parametrów d_g i σ_g Shirasi i in. (1988) wprowadzili cztery frakcje granulometryczne, tj. iłową (0–0,002 mm), pyłową (0,002–0,05 mm), piaskową (0,05–2 mm) oraz części szkieletowe (2–75 mm). Dolna granica wielkości cząstek została przyjęta w zakresie od 0,00001 do 0,00005 mm. Scheinost i in. (1997) w obliczeniach wielkości d_g i σ_g przyjęli górną granicę wielkości cząstek równą 63 mm, a dolną równą 0,00004 mm.

W modelowaniu KWR i współczynnika filtracji stosowane są także charakterystyki uziarnienia wyznaczone na podstawie teorii fraktali. Teorię tę do oszacowania fraktalnej wielkości cząstek glebowych (DF_1) zaadaptowali Tyler i Wheatcraft (1989), po czym Tyler i Wheatcraft (1992) oraz Chang i Uehara (1994) zaproponowali kolejny sposób wyznaczania wielkości fraktalnej cząstek (DF_2). Opierając się na tym zapisie, Bui i in. (1996) opracowali zależność między rozmiarem fraktalnym DF_2 i zawartością frakcji iłowej (cl), przyjmując za dolną i górną granicę wielkości cząstek odpowiednio 2 i 2000 μm ($0 < DF_2 < 3$):

$$DF_2 = 0,1448 \cdot \ln(\%cl) + 2,333 \quad (62)$$

Kolejną interpretację rozmiaru fraktalnego (DF_3) przedstawili Kravchenko i Zhang (1998)

$$\ln(W) = \ln(c_{rw}) + \left(\frac{3DF_3^2 - 13DF_3 + 14}{DF_3^2 - 5DF_3 + 4} + 1 \right) \ln(r_i) \quad (63)$$

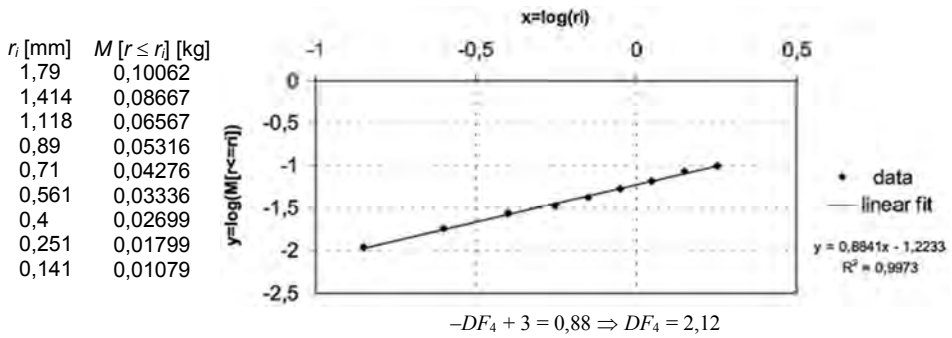
gdzie: W – procentowy udział cząstek o średnicy mniejszej od r_i , c_{rw} – empiryczny parametr modelu, r_i – średnia arytmetyczna promieni cząstek sąsiednich przedziałów wielkości (frakcji).

Oceniając przydatność powyższych modeli fraktalnych, Minasny i McBartney (2000) stwierdzili, iż do modelowania właściwości hydraulicznych najbardziej odpowiednia jest wielkość D_2 obliczona według równania Bui i in. (1996; tutaj równanie 62).

Według propozycji Perrier i Bird (2002, rys. 24) rozmiar fraktalny można wyznaczyć z zależności:

$$M[r \leq r_i] = \left(\frac{r_i}{r_2} \right)^{-DF_4 + d} \quad (64)$$

gdzie: M – masa cząstek o średnicy mniejszej od r_i , r_2 – górna granica wielkości cząstek, d – liczba wymiarów przestrzeni Euklidesowej ($d = 2$ w przestrzeni dwuwymiarowej i $d = 3$ w przestrzeni trójwymiarowej). Wielkość DF_4 jest wyznaczana na podstawie współczynnika kierunkowego wykresu zależności $\ln M \cdot f(\ln r_i)$ (rys. 24).



Rys. 24. Interpretacja wymiaru fraktalnego (Perrier, Bird 2002)

Fig. 24. Interpretation of the fractal dimension (Perrier and Bird 2002)

Teoria fraktali była także stosowana do opisu krzywej wodnej retencyjności. Pierwszym takim modelem było poniekąd równanie Brooksa-Coreya (1964), a fraktalny zapis *KWR* przedstawili Rieu i Sposito (1991).

W ostatnim czasie w modelowaniu hydraulicznych właściwości gleb Martin i in. (2005a) zastosowali zrównoważony wskaźnik entropii *BEI* (*balanced entropy index*; Martin i in. 2005b; Rey i in. 2006), a wielkość ta okazała się najlepszym pojedynczym estymatorem wilgotności gleby przy potencjale -33 kPa.

Zrównoważony wskaźnik entropii *BEI* stanowi przeskalowany wskaźnik entropii *H* Shannona (1948a, b) zgodnie z równaniem Martina i in. (2005b):

$$BEI = \frac{H}{H + d(P_i \| r_i)} \quad (65)$$

$$H(r) = - \sum_{j=1}^k P_j \cdot \log(P_j) \quad (66)$$

gdzie: $d(P_i \| r_i)$ jest wymiarem Kullbacka-Leiblera (1951), według Covera i Thomasa (1991) wyrażony równaniem:

$$d(P_i \| r_i) = \sum_{i=1}^{nf} P_i \cdot \log\left(\frac{P_i}{r_i}\right) \quad (67)$$

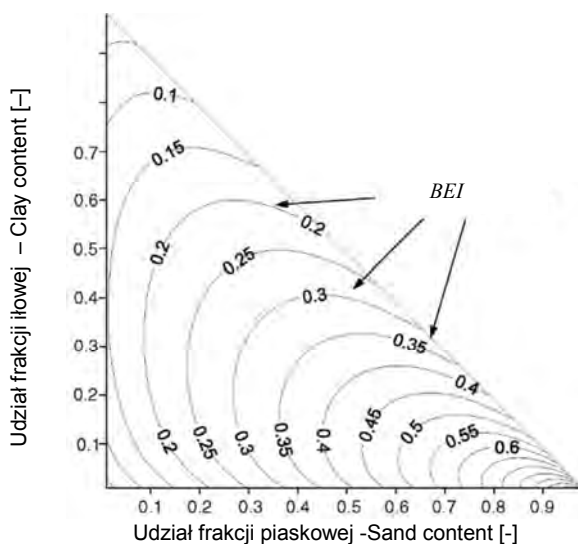
gdzie: nf – liczba frakcji ($i = 3$ dla podziału na frakcje piaskową, pyłową i iłową), P_i – cząstkowy udział i -tej frakcji (ułamek), r_i – stosunek zakresu średnic frakcji I_i do zakresu średnic części ziemistych $I = 2$ [mm], gdzie: $r_1 + r_2 + r_3 = 1$; dla frakcji piaskowej $r_1 = 0,975$, pyłowej $r_2 = 0,024$, a dla iłowej $r_3 = 0,001$.

Dla schematu podziału na nf frakcji w obrębie części ziemistych zrównoważony wskaźnik entropii BEI opisują równania Martina i in. (2005b):

$$BEI = \frac{-\sum_{i=1}^{nf} P_i \cdot \log(P_i)}{-\sum_{i=1}^{nf} P_i \cdot \log(P_i) + \sum_{i=1}^{nf} P_i \cdot \log\left(\frac{P_i}{r_i}\right)} \quad (68)$$

lub

$$BEI = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \cdot \log(P_i)}{\sum_{i=1}^n P_i \cdot \log(r_i)} \quad (69)$$



Rys. 25. Rozkład wartości wskaźnika BEI w relacji do zawartości frakcji piasku i iltu (Rey i in. 2006)
Fig. 25. Distribution of the balanced entropy index in relation to the sand and clay fraction content (Rey et al. 2006)

Zrównoważony wskaźnik entropii BEI (Martin i in. 2005b) wydaje się istotną miarą niejednorodności uziarnienia gleb, a rozkład jego wartości na tle zawartości frakcji piaskowej i iltowej według Reya i in. (2006) przedstawiono na rysunku 25.

2. MATERIAŁY I METODY

2.1. Baza danych o hydraulicznych właściwościach gleb

Na potrzeby opracowania metod estymacji właściwości hydraulicznych gleb niezbędny jest odpowiednio duży zbiór danych glebowych. Jednym z głównych założeń prezentowanej analizy było opracowanie odpowiedniej bazy danych hydraulicznych właściwości gleb, głównie z obszaru Nizy Polskiego, uwzględniającej w jak najwyższym stopniu zróżnicowanie różnych cech i wyróżniających charakterystyk glebowych (typologii gleb, materiałów macierzystych, składu granulometrycznego, gęstości gleby, zawartości węgla organicznego, przewodności hydraulicznej i właściwości retencyjnych itp.). Zbiór taki opracowano na podstawie danych glebowych z własnych badań autora, materiałów udostępnionych przez różnych autorów oraz opublikowanych wyników (tab. 9 oraz 10.1–10.8).

Tabela 9. Zestawienie źródeł danych uwzględnionych w analizie

Table 9. Sources of the analyzed soil data

Źródło Source	Lokalizacja badań i typologia gleb Survey location and soil description	Nr <i>Bazacek</i> No. in <i>Bazacek</i>
1	2	3
Autor	Wielkopolska, Kujawy, Pomorze Zachodnie – 43 profile gleb płowych, czarnych ziem, gleb deluwialnych i rdzawych	1–261
Marcinek i in. (1997a)	Esterpole, Wielkopolska – 2 poziomy gleby rdzawej	262–263
Marcinek i in. (1997b)	okolice Szczecina, zachodniopomorskie – 3 profile: gleba płowa opadowo-glejowa (Ostoja), bielica i gleba ochrowa (Dobieszczyn)	264–273
Kozłowski (2007)	Granowo k. Grodziska Wlkp. – 1 profil gleby płowej zaciekowej opadowo-glejowej	274–279
Kaczmarek (2001a, b), Kaczmarek i in. (2000)	Złotniki k. Poznania oraz Kleczew k. Konina, Wielkopolska – 7 profili gleb płowych i 1 profil czarnej ziemi (Kleczew)	280–309
Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały k. Krzyża, Puszcza Nadnotecka – poziomy próchniczne z 8 profili gleb bielcowych	310–317
Gajewski (2005)	Dolina Grójecka – podłoża mineralne 7 profili gleb organicznych	318–324
Kaczmarek i in. (2006)	Turew, Wielkopolska – 6 profili gleb płowych	325–332 337–352

1	2	3
Bartoszewicz (2004)	Turew, Wielkopolska – 2 profile czarnych ziem	333–336 353–356
Ochman (2005)	Rudna k. Głogowa – 12 profili glebowych położonych wokół zbiornika „Żelazny Most” – gleby brunatne, czarne ziemie, gleby glejowe, mady (jedynie profile niezasolone)	357–388
Nowiński (2006)	Nakło n. Notecią – vertosol oraz 3 profile gleb płowych z cechami vertic	399–408
Tabaczyński (1999)	Gniew n. Wisłą – 4 poziomy próchniczne z 3 profili czarnych ziem z cechami vertic oraz czarnej ziemi z poziomu argic	409–412
Orzechowski (pers. com., 2007)	Reszel, Warmia – 2 profile czarnych ziem i profil gleby brunatnej	413–421
Orzechowski (1996)	Żuławy – 10 profili mad rzecznych	422–453
Zaleski (2000)	Zapustka i Łazy k. Krakowa – 2 profile gleb płowych	454–465
Zaleski (2004)	Kotlina Sandomierska – 4 profile gleb płowych	466–490
Turski i Witkowska-Walczak (2004)	Kotlina Sandomierska, Wyżyna Lubelska – 4 profile gleb płowych	491–507
Kaczmarek i in. (2004)	Potrzebowice k. Wielenia, Puszcza Nadnotecka – pojedyncze poziomy z 7 profili gleb biellicowych	508–515
Spychalski (pers. com., 2004)	Wielowieś k. Kalisza – oznaczenia współczynnika filtracji piasku dla 5 stanów zagęszczenia	516–520
Rząsa i in. (1999)	KWB Konin – oznaczenia współczynnika filtracji w 2 poziomach „gliny szarej”	521–522

Dane glebowe autora obejmują 43 profile glebowe, w których w 261 poziomach pobrano próbki monolityczne oraz wykonano standardowe analizy gleboznawcze, z czego w 190 poziomach oznaczono krzywe wodnej retencyjności, a współczynnik filtracji w 57 poziomach. Dane zewnętrzne obejmują 261 poziomów glebowych z 87 profili, w tym 246 poziomów z oznaczeniami krzywych wodnej retencyjności oraz 173 poziomy z oznaczonym współczynnikiem filtracji (aneks). W opracowaniu uwzględniono badania z ostatnich kilkunastu lat, kiedy właściwości retencyjne gleb oznaczono na płytach ceramicznych Soil Moisture Equipment lub/oraz blokach piaskowych i piaskowo-kaolinowych. Stosowane w przeszłości płyty ceramiczne nie zapewniały wiarygodności oznaczeń *KWR*. W uwzględnionych badaniach stosowana była zbliżona, standaryzowana metodyka analityczna i podobna liczba powtórzeń próbek o nienaruszonej strukturze do oznaczeń stanu zagęszczenia, współczynnika filtracji i *KWR*.

Z uwagi na strukturę utworzonej bazy danych hydraulicznych właściwości gleb dla kolejnych zagadnień analitycznych wyodrębniono trzy podzbiory danych:

- 1) *Bazacek-pF*: dane z oznaczeniami krzywych wodnej retencyjności (436 poziomów),
- 2) *Bazacek-WPD*: dane z oznaczeniami granic wody dostępnej dla roślin (398 poziomów),
- 3) *Bazacek-K_s*: dane z oznaczeniami współczynnika filtracji (230 poziomów).

Tabela 10.1. Zestawienie źródeł, lokalizacji oraz sposobu użytkowania gleb**Table 10.1.** Data sources, location of soils, and land use

Lp. No.	Źródło Data source	Profil Profile	Rejon Location	Użytkowanie Land use
1	autor	P1c-340	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
2	autor	P3-347	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
3	autor	P4b	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
4	autor	P6-305	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
5	autor	P6-520	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
6	autor	P6-660	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
7	autor	P7-422	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
8	autor	P8	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
9	autor	D12-594	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
10	autor	D2-294	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
11	autor	D3-692	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
12	autor	D4-280	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	łąka
13	autor	D61-281	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	łąka
14	autor	D7-147	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
15	autor	D7-320	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
16	autor	D7-735	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
17	autor	D8-727	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
18	autor	D9-155	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
19	autor	D9-424	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
20	autor	F1-415	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	nieużytek
21	autor	F2-504	Przybroda k. Szamotuł (wys. morenowa falista)	uprawa
22	autor	Marcelin 1	Poznań Marcelin (wys. morenowa płaska)	uprawa
23	autor	Marcelin 2	Poznań Marcelin (wys. morenowa płaska)	uprawa
24	autor	Marcelin 3	Poznań Marcelin (wys. morenowa płaska)	uprawa
25	autor	Morasko 1	Poznań Morasko (wys. morenowa falista)	uprawa
26	autor	Umultowo 1	Poznań Umultowo	nieużytek
27	autor	Turek 1	Turek k. Konina (wys. morenowa płaska)	uprawa
28	autor	Wojnowo 1	okolice Murowanej Gośliny (wys. morenowa falista)	las
29	autor	Wojnowo 2	okolice Murowanej Gośliny (wys. morenowa falista)	las
30	autor	Starczanowo 3	okolice Murowanej Gośliny (wys. morenowa falista)	las
31	autor	Storkowo 1	okolice Szczecinka (wys. morenowa falista)	nieużytek
32	autor	Storkowo 3	okolice Szczecinka (wys. morenowa falista)	nieużytek

Tabela 10.2. Zestawienie źródeł, typologii gleb i materiałów macierzystych**Table 10.2.** Data sources as well as soil classification and parent materials

Lp. No.	Źródło Source	Klasyfikacja PTG (2011) Classification according to PTG	Klasyfikacja WRB (2006) Classification according to WRB	Materiał macierzysty Parent material
1	autor	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
2	autor	gleba płowa gruntowo-glejowa z poz. agric	Gleyic Mollic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
3	autor	gleba płowa zaciekowa opadowo-glejowa	Stagnic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
4	autor	gleba płowa opadowo-glejowa próchniczna	Mollic Stagnic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
5	autor	gleba płowa opadowo-glejowa próchniczna	Mollic Stagnic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
6	autor	gleba płowa opadowo-glejowa próchniczna	Mollic Stagnic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
7	autor	gleba płowa zaciekowa gruntowo-glejowa próchniczna	Gleyi Mollic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
8	autor	gleba płowa zaciekowa gruntowo-glejowa z poz. agric	Gleyic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
9	autor	czarna ziemia typowa	Areni Mollic Gleysol	utwory fluwioglacialne
10	autor	czarna ziemia typowa	Calci Mollic Gleysol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
11	autor	czarna ziemia typowa	Calci Mollic Gleysol	osad zastoiskowy
12	autor	czarna ziemia murszasta kumulacyjna	Calci Cumulic Mollic Gleysol	osad zastoiskowy
13	autor	czarna ziemia murszasta kumulacyjna	Calci Cumulic Mollic Gleysol	osad zastoiskowy
14	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
15	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
16	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
17	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad fluwioglacialny
18	autor	czarna ziemia z poz. argic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
19	autor	czarna ziemia z poz. argic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
20	autor	gleba deluwialna czarnoziemna typowa	Haplic Chernozem	osad deluwialny
21	autor	gleba deluwialna czarnoziemna typowa	Haplic Chernozem	osad deluwialny
22	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
23	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
24	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
25	autor	gleba płowa opadowo-glejowa	Stagnic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
26	autor	gleba rdzawa typowa	Dystric Brunic Arenosol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
27	autor	gleba rdzawa typowa	Dystric Brunic Arenosol	osad aluwialny
28	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
29	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
30	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
31	autor	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
32	autor	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.

Tabela 10.3. Zestawienie źródeł, lokalizacji oraz sposobu użytkowania gleb**Table 10.3.** Data sources, location of soils, and land use

Lp. No.	Źródło Data source	Profil Profile	Rejon Location	Użytkowanie Land use
33	autor	Storkowo 4	okolice Szczecinka (wys. morenowa falista)	nieużytek
34	autor	Stary Tomyśl 2	Stary Tomyśl (wys. morenowa falista)	uprawa
35	autor	Stary Tomyśl 3	Stary Tomyśl (wys. morenowa falista)	uprawa
36	autor	Chobienice 46	Chobienice k. Zbąszynia (rów. sandrowa)	uprawa
37	autor	Chobienice 100	Chobienice k. Zbąszynia (rów. sandrowa)	uprawa
38	autor	Chobienice 141	Chobienice k. Zbąszynia (rów. sandrowa)	uprawa
39	autor	Chobienice 142	Chobienice k. Zbąszynia (rów. sandrowa)	uprawa
40	autor	Chobienice 143	Chobienice k. Zbąszynia (rów. sandrowa)	uprawa
41	autor	Więclawice 1	Więclawice k. Inowrocławia (wys. morenowa falista)	uprawa
42	autor	Więclawice 2	Więclawice k. Inowrocławia (wys. morenowa falista)	uprawa
43	autor	Więclawice 3	Więclawice k. Inowrocławia (wys. morenowa falista)	uprawa
44	Marcinek i in. 1997a, w tym autor	Esterpole 1	Esterpole k. Czempinia (terasa Warty)	uprawa
45	Marcinek i in. 1997b, w tym autor	Ostoja 3	Równina Gumieniecka – k. Szczecina	las
46	Marcinek i in. 1997b, w tym autor	Dobieszczyń 4	Równina Wkrzańska – k. Szczecina	las
47	Marcinek i in. 1997b, w tym autor	Dobieszczyń 5	Równina Wkrzańska – k. Szczecina	las
48	Kozłowski 2007	Granowo 3	Granowo k. Grodziska Wlkp. (wys. morenowa płaska)	uprawa
49	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Złotniki 1	Złotniki k. Poznania (wys. morenowa falista)	uprawa
50	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Złotniki 2	Złotniki k. Poznania (wys. morenowa falista)	uprawa
51	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Złotniki 3	Złotniki k. Poznania (wys. morenowa falista)	uprawa
52	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Złotniki 4	Złotniki k. Poznania (wys. morenowa falista)	uprawa
53	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Kleczew 1	Kleczew k. Konina (wys. morenowa falista)	uprawa
54	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Kleczew 2	Kleczew k. Konina (wys. morenowa falista)	uprawa
55	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	Kleczew 3	Kleczew k. Konina (wys. morenowa falista)	uprawa
56	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 20	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
57	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 24	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
58	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 27	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
59	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 29	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
60	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 32	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
61	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 35	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
62	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 36	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
63	Kaczmarek (pers. com., 2008)	Miały 39	Puszcza Nadnotecka – Miały k. Krzyża	las
64	Gajewski 2005	Gajewski P1	Dolina Grójecka	użytek zielony

Tabela 10.4. Zestawienie źródeł, typologii gleb i materiałów macierzystych

Table 10.4. Data sources as well as soil classification and parent materials

Lp. No.	Źródło Source	Klasyfikacja PTG (2011) Classification according to PTG	Klasyfikacja WRB (2006) Classification according to WRB	Materiał macierzysty Parent material
33	autor	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
34	autor	czarna ziemia typowa	Mollic Gleysol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
35	autor	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
36	autor	gleba płowa zaciekowa gruntowo-glejowa	Gleyic Albeluvisol	osad fluwioglacjalny
37	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad fluwioglacjalny
38	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad fluwioglacjalny
39	autor	czarna ziemia typowa	Calcic Mollic Gleysol	osad fluwioglacjalny
40	autor	czarna ziemia typowa	Calcic Mollic Gleysol	osad fluwioglacjalny
41	autor	gleba deluwialna próchniczna	Haplic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
42	autor	czarna ziemia z poz. cambic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
43	autor	czarna ziemia z poz. argic	Calcic endogleyic Chernozem	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
44	Marcinek i in. 1997a	gleba rdzawa typowa	Dystric Brunic Arenosol	osad aluwialny
45	Marcinek i in. 1997b	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pomor.
46	Marcinek i in. 1997b	bielica typowa	Hyperdystri-Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
47	Marcinek i in. 1997b	gleba ochrowa typowa	Eutric Rubic Arenosol	osad eoliczny
48	Kozłowski 2007	gleba płowa zaciekowa opadowo-glejowa	Stagnic Albeluvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
49	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
50	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
51	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa opadowo-glejowa	stagnic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
52	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
53	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa gruntowo-glejowa	Gleyic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
54	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	czarna ziemia typowa	Calcic Gleysol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
55	Kaczmarek 2001a, b, Kaczmarek i in. 2001	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. pozn.
56	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
57	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
58	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
59	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
60	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
61	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
62	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
63	Kaczmarek (pers. com., 2008)	gleba bielnicowa typowa	Dystric Albic Arenosol	osad fluwioglacjalny
64	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny

Tabela 10.5. Zestawienie źródeł, lokalizacji oraz sposobu użytkowania gleb**Table 10.5.** Data sources, location of soils, and land use

Lp. No.	Źródło Data source	Profil Profile	Rejon Location	Użytkowanie Land use
65	Gajewski 2005	Gajewski P2	Dolina Grójecka	użytek zielony
66	Gajewski 2005	Gajewski P5	Dolina Grójecka	użytek zielony
67	Gajewski 2005	Gajewski P11	Dolina Grójecka	użytek zielony
68	Gajewski 2005	Gajewski P13	Dolina Grójecka	użytek zielony
69	Gajewski 2005	Gajewski P15	Dolina Grójecka	użytek zielony
70	Gajewski 2005	Gajewski P17	Dolina Grójecka	użytek zielony
71	Kaczmarek i in. 2006	Gołębin 110P	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	uprawa
72	Kaczmarek i in. 2006	Gołębin 111Z	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	uprawa
73	Bartoszewicz 2004	Gołębin 112	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	uprawa
74	Kaczmarek i in. 2006	Gołębin 116Z	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	zadrzewienie
75	Kaczmarek i in. 2006	Gołębin 117Z	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	zadrzewienie
76	Kaczmarek i in. 2006	Darnowo 124P	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	uprawa
77	Kaczmarek i in. 2006	Darnowo 125Z	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	zadrzewienie
78	Bartoszewicz 2004	Gołębin 126	Turew k. Czempinia (wys. morenowa płaska)	zadrzewienie
79	Ochman 2005	Żelazny Most 2	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	użytek zielony
80	Ochman 2005	Żelazny Most 3	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
81	Ochman 2005	Żelazny Most 4	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
82	Ochman 2005	Żelazny Most 5	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
83	Ochman 2005	Żelazny Most 8	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	las
84	Ochman 2005	Żelazny Most 9	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
85	Ochman 2005	Żelazny Most 11	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
86	Ochman 2005	Żelazny Most 12	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
87	Ochman 2005	Żelazny Most 16	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
88	Ochman 2005	Żelazny Most 17	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
89	Ochman 2005	Żelazny Most 19	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	las
90	Ochman 2005	Żelazny Most 22	Głogów – Rudna/„Żelazny Most”	nieużytek
91	Nowiński 2006	Komorowo 1	Osiek k. Nakła n. Notecią	las
92	Nowiński 2006	Sad 17	Osiek k. Nakła n. Notecią	sad
93	Nowiński 2006	Rezerwat „Zielona Góra” 1	Osiek k. Nakła n. Notecią	las
94	Nowiński 2006	Rezerwat „Zielona Góra” 6	Osiek k. Nakła n. Notecią	las
95	Tabaczyński 1999	Cierzpice 1	okolice Gniewu n. Wisłą	uprawa
96	Tabaczyński 1999	Rudno 9	okolice Gniewu n. Wisłą	uprawa

Tabela 10.6. Zestawienie źródeł, typologii gleb i materiałów macierzystych**Table 10.6.** Data sources as well as soil classification and parent materials

Lp. No.	Źródło Source	Klasyfikacja PTG (2011) Classification according to PTG	Klasyfikacja WRB (2006) Classification according to WRB	Materiał macierzysty Parent material
65	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
66	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
67	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
68	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
69	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
70	Gajewski 2005	podłoże mineralne gleby organicznej	mineral base of Histosol	osad aluwialny
71	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
72	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
73	Bartoszewicz 2004	czarna ziemia typowa	Mollic Gleysol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
74	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
75	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
76	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
77	Kaczmarek i in. 2006	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
78	Bartoszewicz 2004	czarna ziemia typowa	Calcic Gleysol	osad glacialny – zl. Wisły, f. leszcz.
79	Ochman 2005	czarna ziemia właściwa (zasolona antropogenicznie)	Hyposalic Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
80	Ochman 2005	czarna ziemia glejowa	Mollic Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
81	Ochman 2005	gleba gruntowo-glejowa	Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
82	Ochman 2005	czarna ziemia glejowa	Mollic Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
83	Ochman 2005	gleba brunatna eutroficzna typowa	Haplic Eutric Cambisol	osad glacialny – zl. Odry
84	Ochman 2005	gleba brunatna eutroficzna typowa	Haplic Eutric Cambisol	osad glacialny – zl. Odry
85	Ochman 2005	mada właściwa (b. lekka)	Arenic Fluvisol	osad aluwialny
86	Ochman 2005	gleba glejowa typowa	Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
87	Ochman 2005	gleba glejowa typowa	Gleysol	osad glacialny – zl. Odry
88	Ochman 2005	gleba brunatna dystroficzna typowa	Dystric Cambisol	osad glacialny – zl. Odry
89	Ochman 2005	mada właściwa	Eutric Fluvisol	osad aluwialny
90	Ochman 2005	gleba brunatna eutroficzna grunto-wo-glejowa	Eutri Gleyic Cambisol	osad glacialny – zl. Odry
91	Nowiński 2006	vertisol	Vertisol	ił miocenijsko-pliocenijski
92	Nowiński 2006	gleba płowa z cechami vertic (opadowo-glejowa)	Stagni Vertic Luvisol	ił miocenijsko-pliocenijski
93	Nowiński 2006	gleba płowa z cechami vertic (opadowo-glejowa)	Stagni Vertic Luvisol	ił miocenijsko-pliocenijski
94	Nowiński 2006	gleba płowa z cechami vertic (opadowo-glejowa)	Stagni Vertic Luvisol	ił miocenijsko-pliocenijski
95	Tabaczyński 1999	czarna ziemia z cechami vertic	Mollic Vertisol	ił zastoiskowy, plejstocen
96	Tabaczyński 1999	czarna ziemia z poziomem argic	Mollic Vertisol	ił zastoiskowy, plejstocen

Tabela 10.7. Zestawienie źródeł, lokalizacji oraz sposobu użytkowania gleb

Table 10.7. Data sources, location of soils, and land use

Lp. No.	Źródło Data source	Profil Profile	Rejon Location	Użytkowanie Land use
97	Tabaczyński 1999	Gniew 14	okolice Gniewu n. Wisłą	uprawa
98	Tabaczyński 1999	Szprudowo 15	okolice Gniewu n. Wisłą	uprawa
99	Orzechowski (pers. com., 2007)	Troksy 1	okolice Reszła, Warmia	uprawa
100	Orzechowski (pers. com., 2007)	Troksy 2	okolice Reszła, Warmia	uprawa
101	Orzechowski (pers. com., 2007)	Pierwagi 1	okolice Reszła, Warmia	uprawa
102	Orzechowski 1996	Tczewskie Łąki 72	Żuławy – k. Tczewa	siedlisko naturalne
103	Orzechowski 1996	Trepnowy 32	Żuławy – Nowy Staw	siedlisko naturalne
104	Orzechowski 1996	Kapustowo Stogi 38	Żuław – k. Malborka	siedlisko naturalne
105	Orzechowski 1996	Drewnica 58	Żuławy – Cedry Wielkie	siedlisko naturalne
106	Orzechowski 1996	Stare Pole 55	Żuławy – k. Malborka	siedlisko o częściowej antropopresji
107	Orzechowski 1996	Władysławowo 56	Żuławy – k. Elbląga	siedlisko o częściowej antropopresji
108	Orzechowski 1996	Jazowa 67	Żuławy – k. Elbląga	siedlisko o częściowej antropopresji
109	Orzechowski 1996	Bronowo 69	Żuławy – k. Szkarпова	siedlisko o całkowitej antropopresji
110	Orzechowski 1996	Cedry Małe 76	Żuławy – Cedry	siedlisko o całkowitej antropopresji
111	Orzechowski 1996	Kazimierzowo 18	Żuławy – k. Elbląga	siedlisko o całkowitej antropopresji
112	Zaleski 2000	Zapustka	Zapustka	uprawa
113	Zaleski 2000	Łazy 24	Łazy – k. Krakowa	uprawa
114	Zaleski 2004	Zakliczyn pole	Kot. Sandomierska – Zakliczyn	uprawa
115	Zaleski 2004	Zakliczyn 32	Kot. Sandomierska – Zakliczyn	uprawa
116	Zaleski 2004	Krempachy 6	Kot. Sandomierska – Krempachy	łąka
117	Zaleski 2004	Frydman (dół) 9	Kot. Sandomierska – Frydman	odłóg
118	Turski, Witkowska-Walczak 2004	Grodzisko Górne 1	Kot. Sandomierska (Pł. Kolbuszowski) – k. Leżajska	las
119	Turski, Witkowska-Walczak 2004	Grodzisko Górne 2	Kot. Sandomierska (Pł. Kolbuszowski) – k. Leżajska	uprawa
120	Turski, Witkowska-Walczak 2004	Czesławice 3	Wyż. Lubelska (Pł. Nałęczowski) – k. Nałęczowa	las
121	Turski, Witkowska-Walczak 2004	Czesławice 4	Wyż. Lubelska (Pł. Nałęczowski) – k. Nałęczowa	uprawa
122	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice S1	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
123	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice S2	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
124	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice S3	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
125	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice O1	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
126	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice O2	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
127	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice O3	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
128	Kaczmarek i in. 2004	Potrzebowice L	Puszcza Nadnotecka – Potrzebowice k. Wielenia	las
129	Spychalski (pers. com., 2004)	Wielowieś	okolice Kalisza	nieużytek
130	Rzasa i in. 1999	–	okolice Konina	odkrywka KWB

Tabela 10.8. Zestawienie źródeł, typologii gleb i materiałów macierzystych

Table 10.8. Data sources as well as soil classification and parent materials

Lp. No.	Źródło Source	Klasyfikacja PTG (2011) Classification according to PTG	Klasyfikacja WRB (2006) Classification according to WRB	Materiał macierzysty Parent material
97	Tabaczyński 1999	czarna ziemia z cechami vertic	Mollic Vertisol	il zastoiskowy, plejstocen
98	Tabaczyński 1999	czarna ziemia z cechami vertic	Mollic Vertisol	il zastoiskowy, plejstocen
99	Orzechowski (pers. com., 2007)	czarna ziemia typowa	Mollic Gleysol	il zastoiskowy, plejstocen
100	Orzechowski (pers. com., 2007)	czarna ziemia typowa	Mollic Gleysol	il zastoiskowy, plejstocen
101	Orzechowski (pers. com., 2007)	gleba brunatna eutroficzna typowa	Haplic Eutric Cambisol	il zastoiskowy, plejstocen
102	Orzechowski 1996	mada czarnoziemna typowa	Mollic Fluvisol	il zastoiskowy
103	Orzechowski 1996	mada właściwa	Eutri Fluvisol	osad pyłowy zastoiskowy
104	Orzechowski 1996	mada czarnoziemna typowa	Mollic Fluvisol	il zastoiskowy
105	Orzechowski 1996	mada brunatna typowa	Eutri-Fluvic Cambisol	osad pyłowy zastoiskowy
106	Orzechowski 1996	mada właściwa	Eutri Fluvisol	il zastoiskowy
107	Orzechowski 1996	mada czarnoziemna typowa	Mollic Fluvisol	osad pyłowy zastoiskowy
108	Orzechowski 1996	mada brunatna typowa	Eutri-Fluvic Cambisol	osad pyłowy zastoiskowy
109	Orzechowski 1996	mada właściwa	Eutri Fluvisol	osad pyłowy zastoiskowy
110	Orzechowski 1996	mada czarnoziemna typowa	Mollic Fluvisol	il zastoiskowy
111	Orzechowski 1996	mada czarnoziemna typowa	Mollic Fluvisol	osad zastoiskowy
112	Zaleski 2000	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	less
113	Zaleski 2000	gleba glejowa typowa	Glysol	pył lessopodobny
114	Zaleski 2004	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	pył lessopodobny
115	Zaleski 2004	gleba płowa zaciekowa typowa	Haplic Albeluvisol	pył lessopodobny
116	Zaleski 2004	gleba płowa zaciekowa opadowo-glejowa	Stagnic Albeluvisol	pył lessopodobny
117	Zaleski 2004	gleba płowa zaciekowa opadowo-glejowa	Cutanic Epistagnic Albeluvisol	pył lessopodobny
118	Turski, Witkowska-Walczak 2004	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	pył lessopodobny
119	Turski, Witkowska-Walczak 2004	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	pył lessopodobny
120	Turski, Witkowska-Walczak 2004	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	less
121	Turski, Witkowska-Walczak 2004	gleba płowa typowa	Haplic Luvisol	less
122	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
123	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
124	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
125	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
126	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
127	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
128	Kaczmarek i in. 2004	gleba bielnicowa	Haplic Pozdzol	osad fluwioglacjalny
129	Spychalski (pers. com., 2004)	arenosol	Arenosol	osad fluwioglacjalny
130	Rzasa i in. 1999	materiał macierzysty	parent material	osad glacialny, zl. Odry

2.2. Metody badań laboratoryjnych

W miejscach wytypowanych do pobrania i opisania profili glebowych (tab. 9) wykonano odkrywkę o głębokości 100–130 cm, zależnie od miąższości solum. Opisano cechy morfologiczne każdego poziomu i podpoziomu glebowego, w kolejnych poziomach genetycznych profilu glebowego zaś: miąższość, granicę przejścia do głębszego poziomu, uziarnienie, rodzaj, wielkość i stopień ukształtowania struktury glebowej, konsystencję, barwę gleby, a także powierzchnię zajęłą przez plamy, wyrazistość, wielkość i barwę plam, zawartość węglanów testem z 10-procentowym HCl. Stosowana metoda uwzględniała standardy Soil Survey Division Staff (1993) oraz Marcinka (1995).

W poszczególnych profilach glebowych z każdego poziomu i podpoziomu glebowego pobierano próbki monolityczne do analiz laboratoryjnych, a w wybranych poziomach pobrano próbki objętościowe ($4 \cdot 50 \text{ cm}^3$) do oznaczeń krzywych wodnej retencyjności ($4 \cdot 100 \text{ cm}^3$ ($d = 5 \text{ cm}$, $h = 5,1 \text{ cm}$) lub/oraz $4 \cdot 317 \text{ cm}^3$ ($d = 7,2 \text{ cm}$, $h = 7,8 \text{ cm}$)) do oznaczeń współczynnika filtracji. Próbki objętościowe pobierano przy wilgotności zbliżonej do *PPW* (Kaźmierowski 1999; Marcinek i in. 1997a).

W próbkach monolitycznych (o naruszonej strukturze) oznaczono: uziarnienie według PKN PN04033 (PKN 1998), zawartość węgla organicznego metodą Walkleya-Blacka (Nelson, Somers 1982; IUSS WG WRB 2006), zawartość azotu organicznego (Reeuwijk 2002, w wybranych poziomach), zawartość węglanu wapnia metodą Scheiblera, gęstość stałej fazy gleby metodą piknometryczną (Soil Conservation Service 1992) w poziomach, w których oznaczano *KWR* lub K_s , odczyn gleby w wodzie, 1 M KCl oraz 0,01 M CaCl_2 przy stosunku gleba : roztwór jak 1 : 2,5, kwasowość wymienną metodą Sokołowa (H_w ; Mocek i in. 2000), kationową pojemność wymienną (KPW_e) jako sumę kwasowości wymiennej (H_w) i zasorbowanych kationów zasadowych oznaczonych metodą Mehlicha (Kociałkowski, Ratajczak 1984; KGIRG UP w Poznaniu).

Krzywe wodnej retencyjności w zakresie 0–100 kPa oznaczono w 3–4 powtórzeniach w próbkach o objętości 50 cm^3 metodą komór ciśnieniowych Richardsa (Klute 1986) na jednobarowych płytach ceramicznych (HF, Soil Moisture Equipment Corporation SMEC, Santa Barbara USA). Cylinderki początkowo zabezpieczano jednostronnie krążkiem bibuły filtracyjnej, ostatnio stosowano siatkę nylonową SAATICARE™ PA 52/27. Wilgotność przy potencjale 1500–1580 kPa oznaczono metodą ekzykatorową nad roztworem H_2SO_4 (Kędziora 1971) oraz 0,33 M NaCl (Tang, Cui 2005; Agus i in. 2001; Andalski, Sanclon 2002). Oznaczenia krzywych wodnej retencyjności wykonano w 190 poziomach glebowych, określając od 4 do 6 par punktów $\mathcal{Q}(\Psi)$. Współczynnik filtracji oznaczono w czterech powtórzeniach w cylinderkach o objętości 100 cm^3 (lub 317 cm^3 – części utworów drobnoziarnistych i grubostrukuralnych) metodą stałej wysokości słupa wody (Elrick i in. 1981; Klute 1986) oraz metodą zmiennej wysokości słupa w utworach o bardzo małej wodoprzepuszczalności (Klute, Dirksen 1986). Próbki zabezpieczano jednostronnie siatką nylonową SAATICARE™ PA 52/27. Gęstość gleby wyznaczono odrębnie dla cylindrów użytych do oznaczeń *KWR* (50 cm^3) oraz K_s (100 lub 317 cm^3). Gęstość gleby z próbek użytych do oznaczeń *KWR* stanowiła wartość odniesienia dla

danego poziomu glebowego. Jednakże, na potrzeby estymacji współczynnika filtracji, gęstość gleby przyjmowano jako średnią z cylinderków użytych do pomiaru K_s (tj. ρ_{cK_s}). Porowatość całkowitą ϕ obliczono na podstawie gęstości stałej fazy i gęstości gleby suchej ($\phi = 1 - \rho_c/\rho_s$) odrębnie dla krzywych wodnej retencyjności i współczynnika filtracji. Wielkości ϕ_{pF} oraz ϕ_{K_s} nie wykazywały statystycznie istotnych różnic, jednak na potrzeby dalszych analiz związanych z właściwym opracowaniem *PTF* rozróżnienie takie zachowano i nie wyznaczano łącznej wartości średniej.

W danych zewnętrznych udostępnionych do prezentowanej analizy poszczególne właściwości fizykochemiczne oznaczono metodami standardowymi opisanymi w materiałach źródłowych. Współczynnik filtracji w badaniach: Kaczmarka (2001a, b), Kaczmarka i in. (2000, 2004, 2006), Gajewskiego (2005), Bartoszewicz (2004) oznaczono metodą stałej wysokości słupa wody (Black 1965; $4 \cdot 100 \text{ cm}^3$); w próbkach Rząsy i in. (1999) oraz Kaczmarka (pers. com.) oznaczenia te wykonano metodą zmiennej wysokości słupa wody, natomiast w badaniach Turskiego i Witkowskiej-Walczak (2004), Zaleskiego (2000, 2004) oraz Ochmana (2005) metodą de Wita (Eijkelkamp 1998) przy stałej wysokości słupa wody. Do dalszych analiz stosowano wartości współczynnika filtracji przeliczone do temperatury odniesienia (20°C). Krzywe wodnej retencyjności w badaniach Marcinka i in. (1997a, b), Kozłowski (2007) oraz Nowińskiego (2006) oznaczono w sposób analogiczny do opisanego przy badaniach własnych autora. W badaniach Kaczmarka (2001a, b), Kaczmarka i in. (2000, 2004, 2006), Gajewskiego (2005), Bartoszewicz (2004), Orzechowskiego (1996, 2007 – pers. com.), Tabaczyńskiego (1999) oraz Ochmana (2005) krzywe wodnej retencyjności oznaczono w komorach ciśnieniowych oraz płytach ceramicznych 1,5- i 15-barowych (Soil Moisture Equipment Corporation SMEC, Santa Barbara, USA). W poziomach glebowych pochodzących od Ochmana (2005) *KWR* oznaczono metodą bloków piaskowych i piaskowo-kaolinowych firmy Eijkelkamp w zakresie od 0 do 2,7 *pF* (ISO-11274 1998).

Na podstawie pomierzonych punktów $\Theta(\Psi)$ obliczono parametry równań modelu van Genuchtena-Mualem (van Genuchten 1980) dla krzywych wodnej retencyjności, przyjmując następujące założenia: $m = 1 - 1/n$ oraz $\Theta_r = 0$ (Jarvis i in. 1997; Wösten i in. 1999; Ungaro, Calcolari 2001), tj. optymalizowano jedynie parametry Θ_s , α oraz n . Optymalizację tę przeprowadził M. Khlosi (Dep. of Soil Mangement and Soil Care, Ghent, Belgia) przy użyciu matematycznego oprogramowania *MathCad* (PTC Corp, Needham, MA), z zastosowaniem procedury quasi-Newtonowskiej (Khlosi i in. 2008).

Na podstawie wyników oznaczeń składu granulometrycznego dla poszczególnych poziomów obliczono średnią geometryczną wielkość ziaren (d_g) i jej odchylenie standardowe (σ_g) według wzorów 57–60 (Shirazi i in. 1988). Za dolną granicę wielkości cząstek przyjęto 0,00004 mm (Scheinost i in. 1997), natomiast za górne ograniczenie 20 mm. Cząstki większe od 20 mm nie mogą być pobrane do cylinderków o wysokości 25 mm stosowanych do oznaczeń *KWR*. Przyjęcie takiego ograniczenia uzasadniają też międzynarodowe podziały frakcji granulometrycznych: wielkość 20 mm jest górną średnicą frakcji żwiru według Międzynarodowego To-

warzystwa Gleboznawczego (IUSS) oraz górną granicą podfrakcji żwiru średniego według Soil Survey Division Staff (1993) oraz PTG (2008). Parametry d_g i σ_g obliczono dla trzech schematów danych opisujących skład granulometryczny gleb, czyli dla:

- 1) trzech frakcji (piaskowej, pyłowej i ilowej) – d_g3f i $\sigma3f$ (górną granicą 2 mm),
- 2) czterech frakcji (jw. + cz. szkieletowe) – d_g4f i $\sigma4f$ (górną granicą 20 mm),
- 3) większej liczby oznaczonych podfrakcji – d_g10f i $\sigma10f$ (górną granicą 20 mm).

W analogiczny sposób, tj. dla trzech schematów informacji o składzie granulometrycznym, przeprowadzono obliczenia rozmiaru fraktalnego DF_4 według Perriera i Bird (2002, odpowiednio DF_43f , DF_44f , DF_410f) oraz zrównoważonego wskaźnika entropii BEI (Martin i in. 2005b; Rey i in. 2006; oznaczonego odpowiednio jako $BEI3f$, $BEI4f$, $BEI10f$).

Dla poszczególnych parametrów równania van Genuchtena-Mualem (van Genuchten 1980) wyznaczono współczynniki korelacji jednoczynnikowej z poszczególnymi charakterystykami uziarnienia, zagęszczenia oraz zawartością węgla organicznego. Parametry glebowe wykazujące istotne ($\alpha = 0,01$) zależności jednoczynnikowe z parametrami równania VGM uwzględniono w analizie regresji wieloczynnikowej, przeprowadzonej metodą *stepwise* (SPSS Inc. 2004), odrębnie dla trzech założonych typów danych źródłowych (3, 4 i 10 frakcji). Przyjęto, iż w każdym z poniższych typów danych znana jest zawartość węgla organicznego (OM lub gęstość stałej fazy) oraz gęstość gleby (lub porowatość całkowita), a różnice między typami danych dotyczą informacji o składzie granulometrycznym. Odpowiednie modele oznaczono jako:

- 1) $Bazacek3f$ – gdy znana jest zawartość frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej,
- 2) $Bazacek4f$ – gdy znana jest zawartość frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej oraz zawartość części szkieletowych,
- 3) $Bazacek10f$ – kiedy znana jest zawartość 10 (lub > 7) podfrakcji w częściach ziemistych oraz zawartość części szkieletowych.

2.3. Publikowane PTF uwzględnione w analizie

Przez ostatnie 25 lat opracowano wiele PTF będących podstawą do modelowania procesów zachodzących w glebach. Poszczególne modele różnią się typem zastosowanego równania oraz liczbą i rodzajem danych wejściowych i wyjściowych. W tabeli 1 zestawiono kilka istniejących modeli wraz z ich podstawowym opisem.

Przedstawione modele można podzielić na te oparte na związkach funkcyjnych między rozkładem wielkości cząstek a geometrią porów oraz modele oparte na empirycznych równaniach regresji. W niektórych przypadkach parametrami wyjściowymi jest wilgotność gleby przy wybranych potencjałach, podczas gdy w innych zmiennymi wyjściowymi są związki funkcyjne konieczne do scharakteryzowania całej krzywej retencyjności gleby (Jarvis i in. 1997).

Wybrane algorytmy PTF różnią się również sposobem obliczania parametrów równań; jedne wykorzystują zależności statystyczne i bezpośrednie równania regre-

sji (Vereecken i in. 1989; tab. 1), inne opierają się na funkcyjnych współzależnościach między rozkładem wielkości cząstek a wielkościami i kształtem porów (Scheinost i in. 1997). Poszczególne modele kalibrowane są na różnych zbiorach danych, tzn. gleby używane do ich opracowania różnią się zakresem zmian gęstości gleby, porowatości, zawartości poszczególnych frakcji. Ogólną charakterystykę najczęściej stosowanych *PTF* przedstawiono w tabeli 2. W poniższych *PTF* zastosowano następujące oznaczenia:

- $\%s$ – procentowa zawartość frakcji piaskowej [50–2000 μm],
- $\%si$ – procentowa zawartość frakcji pyłowej [2–50 μm , w *Neuro-m* i ENR6 2–20 μm],
- $\%cl$ – procentowa zawartość frakcji ilowej [< 2 μm],
- d_g – średnia geometryczna wielkość cząstek [mm],
- σ_g – odchylenie standardowe d_g [mm],
- $\%C_{\text{org}}$ – procentowa zawartość węgla organicznego,
- $\%OM$ – procentowa zawartość materii organicznej,
- ρ_c – gęstość gleby [$\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$],
- ϕ – porowatość ogólna [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$],
- T – parametr modelu Wösteny i in. (1999) równy 1 w poziomach powierzchniowych i 0 w poziomach podpowierzchniowych.

Model Vereeckena i in. (1989). Danymi wejściowymi są w nim gęstość gleby, procentowa zawartość węgla organicznego oraz zawartość frakcji piasku, pyłu i łu. Parametr m jest wielkością stałą ($m = 1$), natomiast pozostałe parametry wyznaczone były na podstawie następujących równań:

$$\Theta_r = 0,015 + 0,005\%cl + 0,0014\% C_{\text{org}} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (70)$$

$$\Theta_s = 0,81 - 0,283\rho_c + 0,001\%cl \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (71)$$

$$\alpha = 10,2 \cdot \exp(-2,486 + 0,025\%s - 0,351\%C_{\text{org}} - 2,617\rho_c - 0,023\%cl) \quad [\text{kPa}^{-1}] \quad (72)$$

$$n = \exp(0,053 - 0,009\%s - 0,013\%cl + 0,00015\%s^2) \quad (73)$$

Model Scheinosta i in. (1997). Opracowano go na zbiorze 132 poziomów glebowych z obszaru Niemiec. W rozwiązaniu tym parametr m jest wielkością stałą ($m = 1$), wilgotność gleby nasyconej wodą i wilgotność resztkowa szacowane są metodą regresji wieloczynnikowej, natomiast parametry α i n uzależnione od jednego parametru wejściowego. Danymi wejściowymi są gęstość gleby, porowatość całkowita, procentowa zawartość łu i węgla organicznego oraz d_g i σ_g . Model może być wykorzystany w dwóch wariantach (zależnie od liczby frakcji granulometrycznych uwzględnionych w analizie składu granulometrycznego). Średnią geometryczną wielkość ziaren d_g i jej odchylenie standardowe σ_g obliczono (Shirazi i in. 1988), uwzględniając cztery frakcje (0–0,002; 0,002–0,063; 0,063–2; 2–63 mm) lub większą liczbę podfrakcji granulometrycznych (63–2; 2–1; 1–0,5; 0,5–0,25; 0,25–0,1; 0,1–0,05; 0,05–0,02; 0,02–0,005; 0,005–0,002; $< 0,002$ mm):

$$\alpha = a_0 + a_1 d_g [\text{k} \cdot \text{Pa}^{-1}] \quad (74)$$

$$n = n_0 + n_1 \sigma_g^{-1} [-] \quad (75)$$

$$\Theta_r = s_1 \phi + s_2 \%cl [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (76)$$

$$\Theta_s = r_1 \%cl + r_2 \%C_{\text{org.}} [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (77)$$

Tabela 11. Współczynniki regresji w równaniach Scheinosta i in. (1997)

Table 11. Regression coefficients in Scheinost et al's equations (1997)

Współczynnik Coefficient	S_1	S_2	r_1	r_2	a_0	a_1	n_0	n_1
Dla 4 frakcji For 4 fraction	0,85	0,13	0,52	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$0,25 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	0,39	2,2
Dla 9 frakcji For 9 fraction	0,85	0,13	0,51	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$0,23 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	0,33	2,6

Model Wösteny i in. (1999). Został opracowany na europejskim zbiorze danych HYPRES zawierającym 5521 próbek. Przyjęto w nim założenie, że $\theta_r = 0$. Danymi wejściowymi są: gęstość gleby, procentowa zawartość materii organicznej, iltu i pyłu. Poza tym należy określić, czy jest to poziomy powierzchniowy czy podpowierzchniowy. Jako poziomy powierzchniowy przyjęto poziomy próchniczne do głębokości 40 cm. Każdy parametr równania van Genuchtena (1980) uzależniony jest od wszystkich danych wejściowych:

$$\begin{aligned} \Theta_s = & 0,7919 + 0,001691\%cl - 0,29619\rho_c - 0,000001491\%si^2 + 0,0000821\%OM^2 \\ & + 0,022427\%cl^{-1} + 0,011113\%si^{-1} + 0,01472 \ln(\%si) - 0,0000733\%OM\%cl \\ & - 0,000619\rho_c\%cl - 0,001183\rho_c\%OM - 0,0001664T\%si \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \end{aligned} \quad (78)$$

$$\begin{aligned} \alpha = & 10,2 \cdot \exp[-14,96 + 0,03135\%cl + 0,0351\%si + 0,646\%OM + 15,29\rho_c \\ & - 0,192t - 4,671\rho_c^2 - 0,0000781\%cl^2 - 0,00687\%OM^2 + 0,0449\%OM^{-1} \\ & + 0,0663 \ln(\%si) + 0,1482 \ln(\%OM) - 0,04546\rho_c\%si - 0,4852\rho_c\%OM \\ & + 0,00673T\%si] \quad [\text{kPa}^{-1}] \end{aligned} \quad (79)$$

$$\begin{aligned} n = & \exp[-25,23 - 0,02195\%cl + 0,0074\%si - 0,1940\%OM + 45,5\rho_c - 7,24\rho_c^2 \\ & + 0,0003658\%cl^2 + 0,002885\%OM^2 - 12,81\rho_c^{-1} - 0,1524\%si^{-1} - 0,01958\%OM^{-1} \\ & - 0,2876 \ln(\%si) - 0,0709 \ln(\%OM) - 44,6 \ln(\rho_c) - 0,02264\rho_c\%cl \\ & + 0,0896\rho_c\%OM + 0,00718T\%cl] \end{aligned} \quad (80)$$

Model ENR6 (Minasny i in. 1999). Jego dane wejściowe to: porowatość oraz procentowa zawartość piasku (2–0,02 mm), pyłu (0,02–0,002 mm) i łu, na podstawie których wyznaczane są wskaźniki d_g i odchylenie standardowe σ_g (Shirazi, Boersma 1984). Parametr m przyjęto za Mualemem (1976; $m = 1 - 1/n$), natomiast pozostałe parametry obliczane są według poniższych równań:

$$\Theta_r = -0,00733 + 0,00427 \%cl + 0,00267 \%si_{2-20} \text{ [m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (81)$$

$$\Theta_s = 0,00110 \%cl + 0,82607 \phi \text{ [m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (82)$$

$$\alpha = 0,1361 + 1,6929d_g \text{ [kPa}^{-1}] \quad (83)$$

$$n = 1,4062 - 0,0050\sigma_g \text{ [-]} \quad (84)$$

Model Teepe i in. (2003, przy założeniu $\Theta_r = 0$ oraz $m - 1 - 1/n$):

$$\Theta_s = 0,9786 - 0,36686 \rho_c cl - 0,29619 \rho_c \text{ [m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (85)$$

$$\begin{aligned} \alpha = & 10,2 \cdot \exp[55,576 - 4,433 \rho_c - 0,002 \%si^2 - 0,470 \%cl - 0,066 (\%s/\rho_c) \\ & - 3,683 \%s^{0,5} - 0,0359 (\%si/\rho_c) - 0,0016 \%s^2 - 3,6946 \%si^{0,5} \\ & + 1,8643 \ln(\%s) + 1,575 \ln(\%si)] \text{ [kPa}^{-1}] \end{aligned} \quad (86)$$

$$n = 1 + \exp[-2,8497 + 0,00027395 \%s^2 + 0,01637 \%si] \quad (87)$$

Model Rajkai i in. (2004) – NLR8 (przy założeniu $\Theta_r = 0$ oraz $m - 1 - 1/n$):

$$\Theta_s = \frac{1}{100} \left(123,76 - 65,37 \rho_c - 0,28 \%OM - 0,000048 \%cl^2 - 1,99 \ln(\%cl) \right. \\ \left. + 12,46 \rho_c^2 - 0,054 \rho_c \%s + 0,14 (\%s/\%si) + 0,00049 \rho_c^2 \%cl^2 \right) \text{ [m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (88)$$

$$\begin{aligned} \alpha = & 10,2 \cdot \exp[16,97 + 0,12 \rho_c \%si + 0,22 \%cl - 9,34 \ln(\%si) - 0,039 \rho_c^2 \%cl \\ & + 0,21 \%si - 0,0029 \%cl^2 - 0,435 (\%s/\%si) - 0,00093 \rho_c^2 \%si^2] \text{ [kPa}^{-1}] \end{aligned} \quad (89)$$

$$\begin{aligned} n = & \exp(-0,069 + 0,32 \rho_c - 0,007 \%OM - 0,000009 \%cl^2 + 0,00147 \ln(\%cl) \\ & - 0,00011 \rho_c \%s - 0,0064 \rho_c^2 \%cl + 0,0015 (\%s/\%si) + 0,000081 \rho_c^2 \%cl^2) \end{aligned} \quad (90)$$

Model Mayr i Jarvis (1999). Opracowano go na podstawie parametrów *KWR*, według modelu Hutsona i Cassa (1987), tj. modelu Brooksa-Coreya (1964) uproszczonego przez założenie, że $\Theta_r = 0$ (Campbell 1974, tu jako równanie 36), zgodnie z zapisem równań 84–87 (w oryginale zamiast Ψ_b stosowany jest parametr a):

$$\Theta = \Theta_s \left(\frac{\Psi}{\Psi_b} \right)^{\frac{1}{b}} \quad \text{dla } \Theta < \Theta_i \quad (91)$$

$$\Theta = \Theta_s - \frac{\Theta_s \Psi^2 \left(1 - \frac{\Theta_i}{\Theta_s} \right)}{\Psi_b^2 \left(\frac{\Theta_i}{\Theta_s} \right)^{-2b}} \quad \text{dla } \Theta \geq \Theta_i \quad (92)$$

$$\Theta_i = \frac{2b\Theta_s}{1+2b} \quad (93)$$

$$\Psi_i = \Psi_b \left(\frac{2b}{1+2b} \right)^{-b} \quad (94)$$

$$\Theta_s = 0,2345971971 + 0,0046614221 \%s + 0,0088163314 \%si + 0,0064338641 \%cl - 0,3028160229 \rho_c + 1,79762 E - 05 \%s^2 + 3,134631 E - 05 \%si^2 \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (95)$$

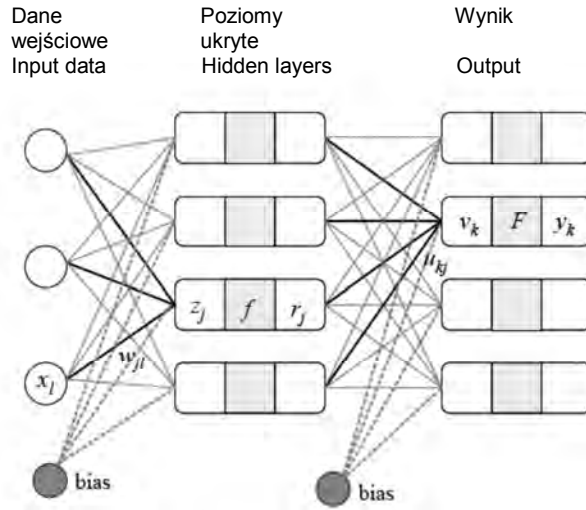
$$\log(\Psi_b) = -4,9840297533 + 0,0509226283 \%s + 0,1575152771 \%si + 0,1240901644 \rho_c - 0,1640033143 \%C_{\text{org}} - 0,0021767278 \%si^2 + 1,438224 E - 05 \%si^3 + 8,040715 E - 04 \%cl^2 + 0,0044067117 \%C_{\text{org}}^2 \quad [\log(\text{cm})] \quad (96)$$

$$\log(1/b) = -0,8466880654 - 0,0046806123 \%s + 0,0092463819 \%si - 0,4542769707 \rho_c - 0,0497915563 \%C_{\text{org}} + 3,294687 E - 04 \%s^2 - 1,689056 E - 06 \%s^3 + 8,040715 E - 04 \%cl^2 + 0,0044067117 \%C_{\text{org}}^2 \quad [-] \quad (97)$$

Model *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001). Opracowany w celu estymacji parametrów modelu van Genuchtena-Mualem (van Genuchten 1980, $m = 1 - 1/n$) na podstawie 862 poziomów glebowych z obszaru Australii w dwóch wariantach, tzn. dla trzech i czterech danych wejściowych, w obu przypadkach z czterema poziomami ukrytymi. W analizie uwzględniono potencjalnie dokładniejszy wariant z czterema parametrami wejściowymi, w którym należy określić średnią geometryczną wielkości ziaren d_g . Współczynniki do równań regresji przedstawiono w tabelach 12 i 13, natomiast schemat obliczeniowy modelu *Neuro-m* na rysunku 26.

Wektor danych wejściowych x_l ($l = 1, \dots, N_i$) po przemnożeniu przez wagi w_{jl} (tab. 11) przekształca się w ukryty wektor z_j ($j = 1, \dots, N_h$) (Minasny, McBratney 2002c)

$$z_j = \sum_{l=1}^{N_i} w_{jl} x_l + w_{j0} \quad (98)$$



Rys. 26. Struktura modelu *Neuro-m* z trzema danymi wejściowymi (Minasny, McBratney 2002c)

Fig. 26. Structure of the *Neuro-m* model with three inputs (Minasny and McBratney 2002c)

zawierający ważone dane wejściowe z dodanym biasem (w_{j0}), który jest równy wadze w_{jl} pomnożonej przez stałą wartość wejściową równą 1 i stanowi stałą dodawaną do ważonej wartości wejściowej. Wektor ukryty przetwarzany jest poprzez funkcję aktywacji f (tangensa lub sinusa hiperbolicznego) zgodnie z zapisem:

$$r_j = f\left(\sum_{l=1}^{N_i} w_{jl}x_l + w_{j0}\right) \quad (99)$$

$$f(z) = \tanh(z) = 1 - \frac{2}{1 + \exp(2z)} \quad (100)$$

Wyjście z wektora ukrytego j ($j = 1, \dots, 4$) następuje przez kolejny poziom filtrów:

$$v_k = \sum_{j=1}^{N_h} u_{kj}r_j + u_{k0} = \sum_{j=1}^{N_h} u_{kj}f\left(\sum_{l=1}^{N_i} w_{jl}x_l + w_{j0}\right) + u_{k0} \quad (101)$$

po aktywacji kolejnej funkcji F , po czym uzyskiwany jest wektor wynikowy y ($k = 1, N_0$, tutaj $\Theta_r, \Theta_s, \alpha, n$ w modelu *VGM*; tab. 13):

$$y_k = F(v_k) = F\left(\sum_{j=1}^{N_h} u_{kj}f\left(\sum_{l=1}^{N_i} w_{jl}x_l + w_{j0}\right) + u_{k0}\right) \quad (102)$$

Tabela 12. Wagi w_{jl} w modelu *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001)
Table 12. Weights w_{jl} in the *Neuro-m* model (Minasny and McBratney 2001)

Poziom Level w_{jl}	ρ_c $x_l (l = 1)$	$cl_{<2}$ $x_l (l = 2)$	si_{2-20} $x_l (l = 3)$	$\ln(d_g)$ $x_l (l = 4)$	Stała Constant $x_l (l = 0) (w_{j0})$
$w_{j=1}$	2,9496	0,0771	-0,0125	0,4792	-3,3312
$w_{j=2}$	-1,8752	-0,0561	0,0132	-0,3239	1,8386
$w_{j=3}$	-1,7339	0,0197	0,0150	0,1681	1,6239
$w_{j=4}$	1,8493	-0,0209	-0,0169	-0,1763	-1,6633

Tabela 13. Wagi u_{kj} w modelu *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001)
Table 13. Weights u_{kj} in the *Neuro-m* model (Minasny and McBratney 2001)

$y (k = 1, \dots \dots N_0)$	u_{kj}	$j = 1$	$j = 2$	$j = 3$	$j = 4$	$j = 0$ u_{k0}
$\Theta_r^{1/2} [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$	$u_{k=1}$	-0,5892	-0,9995	-12,1107	-11,5719	0,0674
$\Theta_s [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$	$u_{k=2}$	0,0830	-0,0659	4,1787	3,8622	0,3864
$\ln(\alpha) [\text{kPa}^{-1}]$	$u_{k=3}$	8,8307	10,3102	56,8483	51,8861	-4,4225
$\ln(n) [-]$	$u_{k=4}$	-1,1847	-1,0410	-25,8292	-24,4554	-1,2902

Model *Rosetta*. Opracowany na zbiorze danych UNSODA (Leij i in. 1996), jest dostępny w postaci programu *Rosetta* (Schaap 2000; Schaap i in. 1998, 2001). W pracy zastosowano wersję z czterema danymi wejściowymi SSCBd [%s, %si, %cl oraz ρ_c , $m = 1 - 1/n$].

W części analizy poświęconej estymacji wilgotności gleb przy określonej wielkości siły ssącej, odpowiednio przy połowej pojemności wodnej i wilgotności trwałego wędnięcia (oraz wody potencjalnie dostępnej dla roślin), uwzględniono także niżej opisane modele punktowe:

1) model Hutsona (1986)

$$\Theta_{10 \text{ kPa}} = 0,112 + 0,00380(\%cl + \%si) [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (103)$$

$$\Theta_{1500 \text{ kPa}} = 0,0187 + 0,00337(\%cl + \%si) [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (104)$$

2) model Batjesa (1996)

$$\Theta_{10 \text{ kPa}} = 0,01 \cdot (0,5266\%cl + 0,3999\%si + 3,1752\%C_{\text{org}}) [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (105)$$

$(n = 515; r^2 = 0,93)$

$$\Theta_{1500 \text{ kPa}} = 0,01 \cdot (0,3624\%cl + 0,1170\%si + 1,6054\%C_{\text{org}}) [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (106)$$

$(n = 3860; r^2 = 0,88)$

3) model Katerrera i in. (2005), s , si , cl jako cząstkowa zawartość frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej, tj. $g \cdot g^{-1}$, C_{org} jak powyżej w %

$$\begin{aligned} \Theta_{10 \text{ kPa top}} = & 0,3907 - 0,361s + 0,0101\%C_{org.}^2 + 0,1269s\%C_{org.} \\ & - 0,0168cl\%C_{org.}^2 - 0,023s\%C_{org.}^2 + 0,264cl^3 [m^3 \cdot m^{-3}] \quad (107) \\ & (n = 248; r^2 = 0,83; RMSE = 0,037 m^3 \cdot m^{-3}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Theta_{10 \text{ kPa sub}} = & 0,4063 + 0,0044\%C_{org.} - 0,3040s + 0,0235\%C_{org.}^2 - \\ & 0,0781cl\%C_{org.} + 0,2227cl^2 - 0,2448cl \cdot s - 0,002\%C_{org.}^3 \quad (108) \\ & + 0,5845 cl \cdot s^2 [m^3 \cdot m^{-3}] \\ & (n = 900; r^2 = 0,81; RMSE = 0,057 m^3 \cdot m^{-3}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Theta_{1500 \text{ kPa top}} = & 0,0078 + 0,3303cl + 0,0587cl\%C_{org.} + 0,0124s\%C_{org.} \quad (109) \\ & - 0,0104cl\%C_{org.}^2 [m^3 \cdot m^{-3}] \\ & (n = 176; r^2 = 0,84; RMSE = 0,030 m^3 \cdot m^{-3}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \Theta_{1500 \text{ kPa sub}} = & -0,0114 + 0,7502cl + 0,0627s - 0,0237cl\%C_{org.} - 0,3439cl^2 \quad (110) \\ & - 0,0524s^2 - 0,6673cl^2 \cdot s [m^3 \cdot m^{-3}] \\ & (n = 803; r^2 = 0,88; RMSE = 0,037 m^3 \cdot m^{-3}). \end{aligned}$$

Tabela 14. Metody estymacji K_s uwzględnionych w analizie*
Table 14. Analyzed K_s estimation methods*

Kod Code	Źródło Source	Liczba danych Size of data set	np	Postać zależności dla K_s [$\mu m \cdot s^{-1}$] Equations forms for K_s [$\mu m \cdot s^{-1}$]	Nr równania Equation no.
1	2	3	4	5	6
<i>COS</i>	Cosby i in. (1984)	1448	3	$K_s = 7,05556 \cdot 10^{(-0,6 + 0,012\%s - 0,0064\%cl)}$	111
<i>BRE</i>	Brekensiek i in. (1984)	230	13	$K_s = 2,77778 \cdot \exp(19,52348\phi - 8,96847 - 0,028212\%cl + 0,00018107\%s^2 - 0,0094125\%cl^2 - 8,395215\phi^2 + 0,077718\%s \cdot \phi - 0,00298\%s^2 \cdot \phi^2 - 0,019492\%cl^2 \cdot \phi^2 + 0,0000173\%s^2 \cdot \%c + 0,02733\%cl^2 \cdot \phi + 0,001434\%s^2 \cdot \phi - 0,0000035\%cl^2 \cdot s)$	112
<i>CAM</i>	Campbell (1985, formuła za: Wagner i in. (2001))	-	6	$K_s = 40(1,3/\rho_c)^{1,3b} \cdot \exp[-0,0688\%cl - 0,0363\%si - 0,025]$ $b = d_g^{-0,5} + 0,2\sigma_g$	113

cd. tab. 14

1	2	3	4	5	6
SAX	Saxton i in. (1986)	230	7	$K_s = 2,77778 \cdot \exp[12,012 - 0,0755\%s + (-3,895 + 0,03671\%s - 0,1103\%cl + 0,00087546\%cl^2)/\Theta_s]$	114
				$\Theta_s = 0,332 - 0,0000725\%s + 0,1276\log(\%cl)$	115
VER	Vereecken i in. (1990)	182	5	$K_s = 0,11574 \cdot \exp[20,62 - 0,96\ln(\%cl) - 0,66\ln(\%s) - 0,46\ln(\%OM) - 0,00843\rho_c]$	116
JAB	Jabro (1992)	350	4	$K_s = 2,77778 \cdot 10^{[9,6 - (0,81 \log(\%si) - 1,09 \log(\%cl) - 4,64\rho_c)]}$	117
PUC	Puckett i in. (1985)	44	2	$K_s = 0,27778 \cdot 156,96 \cdot \exp(-0,1975\%cl)$	118
D & P	Dane, Puckett (1994)	577	2	$K_s = 0,27778 \cdot 303,84 \cdot \exp(-0,144\%cl)$	119
C & S	Campbell (1985), Smettem i in. (1999), Cresswell i in. (2000)		9	$K_s = 40(1,3/\rho_c)^{(1,3/\lambda)} \exp(d_g)$; d_g [mm] = $[(-0,337 \log(\%cl) + 0,667)/0,69]^2$ λ [-] = $1,02[-0,337 \log(\%cl) + 0,667]$	120
WOS	Wösten i in. (1999)	4030	13	$K_s = 0,11574 \cdot \exp[7,755 + 0,0352\%si + 0,93T - 0,967\rho_c^2 - 0,000484\%cl^2 - 0,000322\%si^2 + 0,001\%si^{-1} - 0,0748\%OM^{-1} - 0,643\ln(\%si) - 0,01398\%cl\rho_c - 0,1673\%OM\rho_c + 0,02986T\%cl - 0,03305T\%si]$	121
M & M1	McBratney, Minasny (2004)	46(?)	5	$K_s = 0,27778 \cdot \exp[18,29 - 14,496\rho_c + 3,98\rho_c^2 - 0,0668\%cl + 0,478\ln(d_g)]$	122
NCD	Niedźwiecki i in. (2006)	16	3	$K_s = 10^6 \cdot 10^{(-0,34 + 0,05666\%cl - 3,08\rho_c)}$	123
SCH	Schaap i in. (2001)	620	37	ANN <i>Rosetta</i> 1,2/2: input data - %s, %si, %cl, ρ_c	-
COM	Comegna i in. (2000)	75	2	$K_s = B(\phi_d)^n \cdot B = 439,03; n = 2,537$	124
M & M-2	Minasny, McBratney (2002b)	462	2	$K_s = B(\phi_d)^n \cdot B = 1509,53; n = 2,91$	125
M & M-3	McBratney, Minasny (2004)	462	2	$K_s = 0,27778 \cdot \exp[10,8731 + 3,914\ln(\phi_d)]$	126
HGL	Han i in. (2008) formuły cząstkowe według Dextera (2004a, b) partial equation after Dexter (2004a, b) $\Theta_{inf}, S, D_{inf}, h_{inf}$	2191	6	$K_s = 2,7778 \cdot 20D_{inf} \cdot (\Theta_s - \Theta_{inf})^{(3 - S/\Theta_{inf})}$	127
				$\Theta_{inf} (vol/vol) = (\Theta_s - \Theta_r) \left[1 + \frac{n}{n-1} \right]^{\frac{1}{n-1}} + \Theta_r$	128
				$S[-] = n(\Theta_s - \Theta_r) \left[\frac{2n-1}{n-1} \right]^{\left(\frac{1}{n-2}\right)}$	129
				$D_{inf} [\mu m] = 291/h_{inf}$	130
				$h_{inf} [kPa] = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{1}{m} \right)^{\frac{1}{n}}$	131

* Objaśnienia symboli jak w tab. 8; symbols as in Table 8

Współczynnik filtracji K_s estymowano przy użyciu opracowanego równania oraz opublikowanych równań i modeli zestawionych w tabeli 14 (formuły przekształcone do ujednocionej jednostki $\mu m \cdot s^{-1}$).

2.4. Metody statystycznej oceny efektywności estymacji

Ilościową weryfikację dokładności estymacji krzywych wodnej retencyjności, granic dostępności wody oraz współczynnika filtracji przeprowadzono przy użyciu miar statystycznych określających precyzję porównywanych modeli. Imam i in. (1999) wyróżniają dwie kategorie miar statystycznych: miary ilościowej oceny odchylenia od obserwacji (odchylenie średnie, suma kwadratów błędów SSE , średni błąd szacowania ME , średniokwadratowy błąd szacowania MSE – wariancja, pierwiastek błędu średniokwadratowego $RMSE$ – traktowany jako oszacowany błąd standardowy) oraz miary ilościowej oceny zmienności statystycznej danych pomiarowych i estymowanych (współczynnik korelacji R , współczynnik efektywności EF , wskaźnik zgodności d oraz współczynnik determinacji R^2).

Najprostszą miarą, która określa optymalny podzbiór zmiennych niezależnych dla modelu o danej ilości zmiennych jest minimalny błąd sumy kwadratów (Lin i in. 1999):

$$SSE = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \quad (132)$$

gdzie: O_i – wielkość zmierzona; P_i – wielkość estymowana; n – liczba prób.

Miarą służącą do określania optymalnej liczby parametrów modelu jest kryterium Akaike'a (AIC , Akaike 1973, równanie 133). Wielkość ta służy także do porównania jakości estymacji w obrębie określonego zbioru danych. Obecnie wyznaczane jest ono według uproszczonej formuły Webstera i McBratneya (1989, równanie 134):

$$AIC = -2\ln(\text{maksymalne prawdopodobieństwo}) + 2(\text{liczba parametrów}) \quad (133)$$

$$AIC = N \ln \left(\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right) + 2np \quad (134)$$

gdzie: N dla pojedynczego punktu PTF – liczba prób, natomiast dla PTF parametrycznej – liczba wszystkich danych wejściowych, np – liczba parametrów PTF .

Współczynnik korelacji (R) między wielkościami zmierzonymi i estymowanymi jest powszechnie stosowany, choć stanowi jedną z najmniej konsekwentnych miar. Wysoka wartość współczynnika R określa jedynie wysoką statystyczną korelację między danymi, co nie musi oznaczać dużej dokładności modelu, ponieważ jest to miara współkształtności, a nie dokładności (Fox 1981; Willmot 1984). Współczynnik korelacji R oraz determinacji R^2 obliczono według następującej zależności (Yiannoutsos 2002):

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \mu_o)(P_i - \mu_p)}{\sigma_o \sigma_p} \quad (135)$$

gdzie: μ_o , σ_o – średnia i odchylenie standardowe wielkości zmierzonych, μ_p , σ_p – średnia i odchylenie standardowe wielkości estymowanych.

$$R^2 = 1 - \frac{SSE}{SS_{yy}} = \frac{SS_{yy} - SSE}{SS_{yy}} \quad (136)$$

gdzie

$$SSE = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \quad (137)$$

$$SS_{yy} = \sum_{i=1}^n (O_i - \mu_o)^2 \quad (138)$$

czyli

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \mu_o)^2 - \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \mu_o)^2} \quad (139)$$

W celu porównania modeli różniących się liczbą zmiennych zastosowano współczynnik determinacji w postaci $R_{adj.}^2$ (SAS Institute 1999; Lin i in. 1999). Wielkość ta jest zawsze mniejsza od współczynnika determinacji R^2 :

$$R_{adj.}^2 = \frac{(n-i)(1-R^2)}{n-p} \quad (140)$$

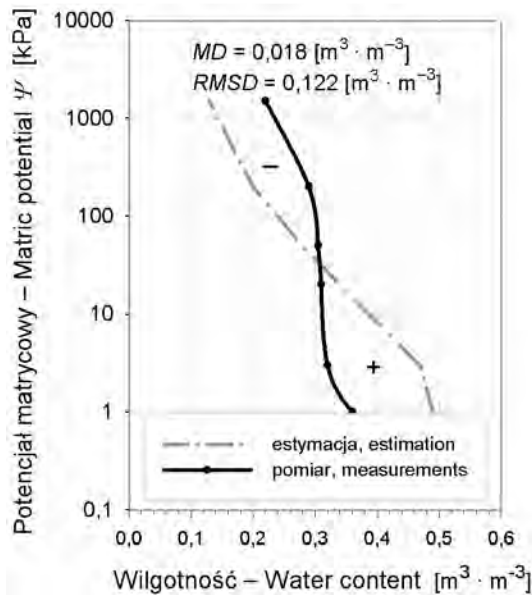
gdzie: p – liczba parametrów modelu, n – liczba danych (tu liczba *KWR*), $i = 1$, gdy model zawiera punkt przecięcia na osi y , w pozostałych przypadkach $i = 0$.

Do weryfikacji modelu najczęściej stosowane są kombinacje miar statystycznych. Przy porównywaniu dokładności estymacji *KWR* w określonym zakresie potencjałów (a , b), miary *MD* (średni błąd estymacji), *MSD* (średni kwadratowy błąd estymacji) i *RMSD* (błąd standardowy estymacji) wyznaczone są przez całkowanie powierzchni między krzywą zmierzoną i estymowaną (Tietje, Tapkenhinrichs 1993; Ungaro, Calzolari 2001; rys. 27):

$$MD = \frac{1}{b-a} \int_a^b (P_i - O_i) \quad (141)$$

$$MSD = \frac{1}{b-a} \int_a^b (P_i - O_i)^2 \quad (142)$$

$$RMSD = \sqrt{\left[\frac{1}{b-a} \int_a^b (P_i - O_i)^2 \right]} \quad (143)$$



Rys. 27. Graficzna interpretacja błędu estymacji, różnicy między zmierzoną a estymowaną krzywą wodnej retencyjności (Calzolari i in. 2000)

Fig. 27. Visual interpretation of the estimation error curves and the differences between the measured and estimated water retention curves (Calzolari et al. 2000)

Im bliższe zeru są wartości *MSD* i *RMSD* (oraz odpowiednio *MSE* i *RMSE*), tym dokładniejszy jest model, a prognozowane wielkości są bardziej zbliżone do wartości pomierzonych. W przeciwieństwie do *MSD* i *RMSD* (oraz odpowiednio *MSE* i *RMSE*) *MD* (i odpowiednio *ME*) przyjmuje także wartości ujemne (Tietje, Tapkenhinrichs 1993) i jest miarą tendencji modelu do przeszacowania lub niedoszacowania wartości, tj. odpowiada średniemu błędowi systematycznemu (Birkens 2001). Wartości *ME* (lub *MD*) mniejsze od zera świadczą o tendencji do niedoszacowania, a wartości większe od zera odpowiednio o tendencji do przeszacowania. Graficzną interpretację miar *MD* i *RMSD* (oraz odpowiednio *ME* i *RMSE*) przedstawiono na rysunku 27, gdzie obszar oznaczony „+” oznacza przeszacowanie, a „-” niedoszacowanie estymowanych wartości.

Dla danych punktowych średni błąd szacowania, średni kwadratowy błąd szacowania i błąd standardowy modelu (dalej oznaczone jako *ME*, *MSE* i *RMSE*) obliczono zgodnie z ogólnym zapisem (Tietje, Tapkenhinrichs 1993) według Birkensa (2001), tj. odrębnie dla każdej krzywej *KWR* (równania 144, 146 i 148), a następnie dla całego zbioru krzywych (równania 145, 147 i 149):

$$ME_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (144)$$

$$ME = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k ME_i = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \right) \quad (145)$$

$$MSE_i = \frac{SSE}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \quad (146)$$

$$MSE = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k MSE_i = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \right) \quad (147)$$

$$RMSE_i = \sqrt{MSE_i} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (148)$$

$$RMSE = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{MSE_i} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (149)$$

gdzie: n – liczba punktów na i -tej KWR , k – liczba krzywych KWR .

MSE i $RMSE$ są najczęściej stosowanymi miarami dokładności estymacji PTF , jednak $RMSE$ może być wykorzystany do porównywania błędów kilku modeli. Z uwagi na trudność właściwej oceny modeli zawyżających wilgotności wody w stanie bliskim nasycenia i niedoszacowujących wilgotności w niskich wartościach potencjału matrycowego (większych wartościach bezwzględnych) lub w sytuacji odwrotnej Schaap (2004) zaproponował dodatkową miarę średniego błędu estymacji – AME , tj. średni bezwzględny błąd estymacji:

$$AME_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (150)$$

$$AME = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k AME_i = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \right) \quad (151)$$

Na potrzeby oceny efektywności modelowania i bezpośrednich porównań pomiędzy różnymi zbiorami przedstawione powyżej miary mają ograniczone zastosowanie, stąd w miejsce bezwzględnych miar średniego błędu estymacji (ME) oraz błędu standardowego estymacji ($RMSE$) wielkości te przeskalowano w odniesieniu do estymowanej wilgotności ($relME$) lub średniej wilgotności w zbiorze ($RRMSE$):

1) względny błąd estymacji za Williamsem i in. (1992) oraz Kernem (1995) w przeliczeniu na procenty za Addiscottem i Whitmorem (1987):

$$relME [\%] = 100 \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(P_i - O_i)}{O_i} \right) \quad (152)$$

2) względny błąd standardowy modelu (Loague, Green 1991):

$$RRMSE [\%] = 100 \frac{RMSE}{\mu_o} \quad (153)$$

W części poświęconej ocenie względnego błędu estymacji połowej pojemności wodnej (*PPW*), wilgotności trwałego wędnięcia (*WTW*) i wody potencjalnie dostępnej dla roślin (*WPD*) poszczególne wielkości *RMSE* skalowano odrębnie w relacji do średnich wartości *PPW*, *WTW* i *WPD* w zbiorze danych.

Odchylenie standardowe szacowanego błędu standardowego *RMSE* obliczono dla każdego analizowanego poziomu (*SDRMSE_i*), a następnie dla całego zbioru danych (*SDRMSE*; Birkenes 2001). Wielkość ta stanowi pośrednio miarę błędu losowego modelu:

$$SDRMSE_i = \sqrt{MSE_i - ME_i^2} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 - \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \right)^2} \quad (154)$$

$$SDRMSE = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{SDRMSE_i} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 - \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \right)^2} \quad (155)$$

W pracy przeanalizowano także wpływ wielkości potencjału matrycowego na dokładność estymacji odpowiadającej mu wilgotności gleby. Według Knottersa i Birkenesa (2001), którzy wyznaczyli odchylenie standardowe średniego błędu oszacowania (*SDME*) głębokości zwierciadła wody w studniach w ciągach czasowych, odchylenie takie stanowi miarę wpływu czasu (w znaczeniu jego upływu) na błąd oszacowania. Teoretycznie, po podstawieniu w miejsce ciągu czasowego stanów wody w studni, ciągu rosnących potencjałów wraz z odpowiadającymi im wilgotnościami gleby (tj. *KWR*) to samo odchylenie standardowe średniego błędu szacowania (*SDME*), analogicznie do sformułowań Knottersa i Birkenesa (2001), powinno stanowić miarę wpływu wzrostu wielkości potencjału matrycowego na błąd szacowania wilgotności. Im mniejsza jest wartość *SDME*, tym mniejszy jest wpływ wielkości potencjału na dokładności estymacji wilgotności gleby odpowiadającej mu na krzywej *KWR* (wpływ zakresu potencjału na dokładność estymacji wilgotności gleby). Mniejsza wielkość *SDME* powinna sugerować wyrównanie mianowanej wartości błędu estymacji w uwzględnianym zakresie potencjałów. Istotnym ograniczeniem praktycznej użyteczności takiej miary wydaje się fakt zmniejszania wilgotności gleb wraz ze wzrostem siły ssącej. Nawet wyrównana wartość błędu odniesiona do różnych wartości wilgotności gleby oznacza bowiem duże zróżnicowanie względnego błędu estymacji w odniesieniu do potencjału wody w glebie. Wielkość *SDME_i* obliczono dla poszczególnych krzywych *KWR* (równania 156 i 157), a następnie wyznaczono wartość średnią *SDME* (równanie 158):

$$SDME_i = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n ((P_i - O_i) - MR)^2} \quad (156)$$

lub

$$SDME_i = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left((P_i - O_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \right)^2} \quad (157)$$

dla całego zbioru danych średnia wynosi odpowiednio

$$SDME = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{SDME_i} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left((P_i - O_i) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \right)^2} \quad (158)$$

W celu oszacowania struktury błędów modelowania, tj. udziału błędu systematycznego oraz błędu losowego w błędzie standardowym $RMSE$, zastosowano:

1. Wskaźnik efektywności modelowania EF (Nash, Suttcliffe 1970; Loague, Green 1991):

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \mu_o)^2} \quad (159)$$

Współczynnik EF przyjmuje wartości mniejsze lub równe 1, choć może przyjmować wartości ujemne. Występujące w liczniku odchylenie od średniej wskazuje, że EF jest w pewnym sensie miarą udziału błędu losowego. Jest to miara odchyień wartości estymowanych od linii regresji o nachyleniu 1 : 1. Wraz ze wzrostem dokładności estymacji $EF \rightarrow 1$ ujemne wartości EF mogą stanowić podstawę do odrzucenia danego modelu ze względu na zbyt duże obciążenie błędem. Gdy współczynnik determinacji R^2 przyjmuje wartości większe od współczynnika sprawności EF , udział błędów systematycznych jest większy niż błędów losowych (Imam i in. 1999).

2. Wskaźnik zgodności d (Willmot 1984):

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n \left(|P_i - \mu_o| + |O_i - \mu_o| \right)^2} \quad (160)$$

W mianowniku wskaźnik ten zawiera sumę bezwzględnych wartości: odchylenia parametru estymowanego od średniej μ_o i odchylenia parametru zmierzonego od średniej μ_o , jednak nie dostarcza informacji o udziale błędów systematycznych i niesystematycznych.

3. Systematyczny średni błąd szacowania MSE_s oraz niesystematyczny średni błąd szacowania MSE_u (Fox 1981; Willmot 1984) w przyjętej konwencji zapisu wyrażone są równaniami:

$$MSE_{si} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Pe_i - O_i)^2 \quad (161)$$

$$MSE_{ui} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - Pe_i)^2 \quad (162)$$

Pe_i jest wartością oszacowaną z liniowej zależności między wilgotnościami zmierzonymi (O_i) i oszacowanymi przez model (P_i) (Fox 1981; Willmot 1984):

$$Pe_i = a + b \cdot O_i \quad (163)$$

Składowa systematyczna i niesystematyczna błędu standardowego dla i -tej KWR wynosi odpowiednio:

$$RMSE_{si} = \sqrt{MSE_{si}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Pe_i - O_i)^2} \quad (164)$$

$$RMSE_{ui} = \sqrt{MSE_{ui}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - Pe_i)^2} \quad (165)$$

Jednak, jak zaznacza Imam i in. (1999),

$$RMSE_i \neq RMSE_{si} + RMSE_{ui} \quad (166)$$

Średnie wartości $RMSE_s$ oraz $RMSE_u$ („składową” systematyczną i niesystematyczną błędu estymacji) dla całego zbioru danych obliczono zgodnie z zapisem:

$$RMSE_s = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \sqrt{MSE_{si}} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Pe_i - O_i)^2} \quad (167)$$

$$RMSE_u = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \sqrt{MSE_{ui}} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - Pe_i)^2} \quad (168)$$

przy czym ponownie (Imam i in. 1999):

$$RMSE \neq RMSE_s + RMSE_u \quad (169)$$

$RMSE_s$ jest wielkością jedynie opisującą błąd systematyczny (a nie samym błędem systematycznym), podobnie jak $RMSE_u$ charakteryzuje wielkość błędu losowego (a nie stanowi sama w sobie błędu losowego). Pomimo tych uwag w dalszej części pracy wielkości te będą umownie traktowane jako błąd systematyczny i losowy. Do oceny jakości estymacji przydatne są zarówno bezpośrednie miary $RMSE_s$ i $RMSE_u$, jak też wartość liczbowa iloczynu $RMSE_s$ i $RMSE_u$ opisująca proporcje systematycznej i losowej składowej błędu estymacji.

$$\frac{RMSE_s}{RMSE_u} = \frac{1}{k} \sum_{j=1}^k \left(\frac{RMSE_{s_j}}{RMSE_{u_j}} \right) \quad (170)$$

Wielkość ta jest szczególnie przydatna do porównywania jakości estymacji na różnych zbiorach danych.

W ocenach efektywności różnych metod estymacji współczynnika filtracji uwzględniono logarytmiczny rozkład wielkości K_s (Nielsen i in. 1973; Vauclin i in. 1994; Wuest 2005) i użyto odpowiednio logarytmicznej transformacji danych. Do oceny dokładności estymacji współczynnika filtracji zastosowano średni geometryczny wskaźnik błędu $GMER$ oraz jego odchylenie standardowe $GSDER$ (Tietje, Hennings 1996):

$$GMER = \exp \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln GMER_i \right) \quad (171)$$

$$GMER_i = \frac{P_i}{O_i} \quad (\text{w oryginale jako } = \varepsilon_i) \quad (172)$$

gdzie: O_i – wartość zmierzona, P_i – wartość estymowana, n – liczba danych.

$$GSDER = \exp \left(\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\ln GMER_i - \ln GMER)^2} \right) \quad (173)$$

Wartości $GMER > 1$ wskazują na tendencje modelu do zawyżania estymowanej wielkości, a $GMER < 1$ odpowiednio na tendencję do ich zaniżania. Wartości $GSDER$ są miarą odchylenia od średniej wartości $GMER$, a oszacowanie jest dokładne jedynie dla $GSDER = 1$ (Tietje, Hennings 1996).

Dokładność estymacji oceniono także na podstawie średniego błędu standardowego dla transformacji logarytmicznej (Minasny, McBratney 2000) podobnie jak w równaniu 146:

$$GMSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\ln P_i - \ln O_i)^2 \quad (174)$$

$$GRMSE = \sqrt{GMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\ln P_i - \ln O_i)^2} \quad (175)$$

$GRMSE$ jest liczbą niemianowaną opisującą szacowany błąd standardowy modelu dla logarytmicznej transformacji i nie może być traktowany jako logarytm błędu standardowego. Najniższe wartości $GMSE$ oraz $GRMSE$ wskazują na najwyższą dokładność estymacji K_s .

2.5. Kontrolne zbiory danych

Równania opracowane do estymacji parametrów równania *KWR*, granic dostępności wody oraz współczynnika filtracji przetestowano z publikowanymi modelami na niezależnych zbiorach danych glebowych. Procedura taka jest typową metodą weryfikacji dokładności i stosowalności opracowywanych *PTF*. Analizy przeprowadzane są na jednym (Scheinost i in. 1997; Tomasella i in. 2000) lub dwóch zbiorach kontrolnych (Minasny, McBratney 2001; Wösten i in. 1999; Mayr, Jarvis 1999). W prezentowanych badaniach uwzględniono po dwa zbiory kontrolne w analizie dokładności estymacji krzywych wodnej retencyjności i współczynnika filtracji oraz siedem mniejszych i większych zbiorów kontrolnych w analizie dokładności estymacji stałych wodno-glebowych i wody dostępnej dla roślin.

2.5.1. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji *KWR*

Zbiór *UNSODA* utworzono z danych zawartych w zbiorze *Unsoda* v.2 (Names i in. 1999, 2001; USDA – ARS G.E. Brown, Jr. Salinity Lab <www.usssl.ors.usda.gov>). Na podstawie zbioru źródłowego zawierającego 790 poziomów, w tym 517 poziomów z oznaczeniami krzywych wodnej retencyjności, opracowano zredukowany zbiór *UNSODA* zawierający 338 poziomów. Część danych należało bowiem odrzucić z uwagi na różne czynniki ograniczające możliwość zastosowania formuł estymujących parametry *KWR*, część danych pominięto z uwagi na stwierdzone nieściśłości uniemożliwiające ustalenie rzeczywistych wartości różnych parametrów. Pominięto więc 156 poziomów bez danych dotyczących porowatości i gęstości gleby oraz 23 poziomy, w których różnica między porowatością zamieszczonej w bazie i obliczoną na podstawie gęstości gleby ($|\phi_{\text{baza}} - \phi_{\text{obl}}| \geq 0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$); 20 kolejnych jednakowych powtórzeń piasku; 2 poziomy z $\rho_c < 0,6 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ oraz 6 poziomów o zawartości materii organicznej powyżej 9% (jako poziomy organiczne); 2 poziomy z niekompletnymi danymi o uziarnieniu gleb; 3 poziomy z błędami w danych dotyczących krzywych wodnej retencyjności (błędnie wpisanymi wartościami) oraz 1 poziom zawierający zaledwie jeden punkt na krzywej *KWR*.

Drugi zbiór kontrolny stanowiły 182 poziomy glebowe z obszaru Estonii, zamieszczone w European Soil Database v.1.0 (ESBN-EC 2004). Zbiór ten uwzględniono, ponieważ są to jedyne dostępne dane tak bliskie pod względem położenia geograficznego, jak i podobieństwa genetycznego materiałów macierzystych gleb. Z uwagi na kompletność materiałów dane te uwzględniono w całości. Właściwości retencyjne gleb opisują tu wilgotności gleb przy czterech wartościach potencjału matrycowego (-1, -10, -100 i -1500 kPa) oraz porowatość całkowitą.

2.5.2. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji stałych wodno-glebowych

Ocenę przydatności własnych i publikowanych *PTF* do estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* prześledzono na siedmiu niezależnych zbiorach kontrolnych. Poza opisanymi powyżej zbiorami, *Unsoda* v.2 (Nemes i in. 2001) oraz ESD v.1 Estonia (ESBN-EC 2004), uwzględniono dwie ogólnosiwiatowe kompilacyjne bazy danych opracowane przez Tempela i in. (1996) oraz Batjesa (2002) – dane z obszaru Rosji (Stolbovoy, McCallum 2002), a także dwa mniejsze „jednometodyczne” zbiory danych z obszaru USA (Mohanty i in. 1999, 2002) oraz Denton i in. (2004).

2.5.3. Zbiory kontrolne do oceny dokładności estymacji współczynnika filtracji

Z uwagi na ograniczoną liczbę opublikowanych zbiorów danych zawierających oznaczone wartości współczynnika filtracji gleb ocenę dokładności różnych metod estymacji K_s przeprowadzono na dwóch zbiorach kontrolnych. Rozpatrzono zbiór *Unsoda* v.2 (Nemes i in. 1999, 2001), stosowany także do oceny metod estymacji *KWR*, a z liczby 338 uwzględnionych tam poziomów 325 zawierało oznaczenia wielkości K_s . Drugi zbiór kontrolny stanowiły dane Mohanty i in. (1999, 2002), łącznie 129 poziomów glebowych z oznaczeniami współczynników filtracji i krzywymi wodnej retencyjności.

3. WYNIKI I DYSKUSJA

3.1. Charakterystyka zbioru kalibracyjnego *Bazacek*

Utworzona baza danych zawiera łącznie 522 poziomy, w tym 436 z oznaczeniami *KWR* (*Bazacek-pF*), 398 z oznaczeniami *PPW* i *WTW* (*Bazacek-WPD*) oraz 226 z oznaczeniami współczynnika filtracji (K_s , *Bazacek-K_s*). Charakterystykę liczebności poszczególnych grup, podgrup oraz klas ziarnistości piasków i glin piaszczystych, według obowiązującej klasyfikacji uziarnienia gleb (PTG 2008), przedstawiono w tabeli 15. W wyjściowym zbiorze 522 poziomów dominują utwory gliniaste (276; gp i gl) i piaszczyste (152; p oraz pg), utwory pyłowe występują 77 razy, a ilowe 17.

Tabela 15. Charakterystyka składu granulometrycznego 522 poziomów glebowych zbioru *Bazacek*
Table 15. Textural composition of 522 soil horizons from the *Bazacek* set

Podział wg PTG (2008)	Grupa		Podgrupa		Ziarnistość		
	Piaski	152	pl	50	plgr	5	
					plsr	19	
					pldr	25	
					plbdr	1	
				ps	24	psgr	1
						pssr	4
						psdr	19
				pg	78	pgrr	1
						pggr	1
						pgsr	23
						pgdr	50
						pgbdr	3
						gpsr	14
						gpdr	120
						gpbdr	7
		Gliny	276	gp	141		
						gl	63
						gpi	25
						gz	34
						gi	12
					gpyi	1	
					pyg	17	
					pyz	2	
					pyi	58	
	Pyły	77	ipy				
					izy	5	
					ic	6	
	Iły	17					

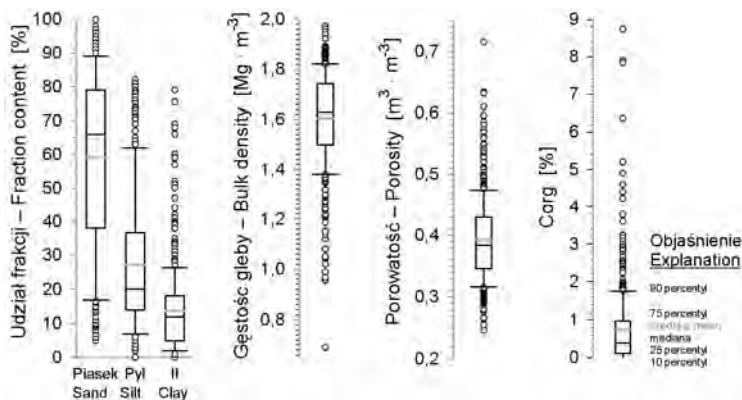
Analizę dokładności pośrednich metod wyznaczania krzywych wodnej retencyjności przeprowadzono na podzbiorze *Bazacek-pF* zawierającym 436 poziomów. Pod względem genetycznym największą liczbę stanowią: poziomy akumulacyjno-próchniczne A (138), pozostałą zaś poziomy eluwalne E – 38 (Et – 37, Es – 1), poziomy wzbogacenia B – 88 (Bt – 61, Bw – 15, Bh i Bv – 6, Bi – 6), bezwęglanowe poziomy materiałów macierzystych 81 (C – 38, Cg – 27, G – 9, D – 7), węglanowe poziomy materiałów macierzystych – 44 (Ck – 4, Ckg – 21, Gk – 19) oraz poziomy mieszane i przejściowe – 47 (w tym AB, AE, AC – 19; EB, E/B B/E – 15, BC – 13; szczególne informacje w aneksie).

Jednym z podstawowych założeń przeprowadzonych analiz było utworzenie bazy danych o hydraulicznych właściwościach gleb, uwzględniającej możliwie największy zakres wartości poszczególnych charakterystyk. Parametry rozkładów wartości podstawowych charakterystyk glebowych przedstawiono w tabeli 16 oraz na rysunku 28.

Tabela 16. Statystyki opisowe podzbioru *Bazacek-pF* ($n = 436$)
Table 16. Descriptive statistics of the *Bazacek-pF* subset ($n = 436$)

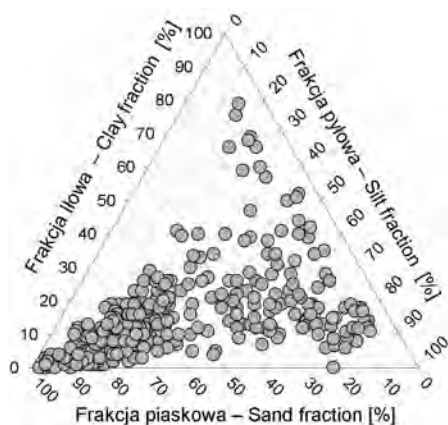
Statystyka	> 2 mm	Piasek	Pył	łł	d_g3f	$\sigma3f$	DF_43f	$BEI3f$	C_{org}	ρ_c	ϕ
	[%]	[%]	[%]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[-]	[%]	[Mg · m ⁻³]	[m ³ · m ⁻³]
Średnia	1,4	59,0	27,1	13,9	0,082	9,635	2,651	0,500	0,74	1,605	0,393
Błąd standardowy	0,1	1,3	0,9	0,6	0,003	0,215	0,008	0,009	0,05	0,009	0,003
Mediana	0,7	66	20	12	0,061	9,164	2,693	0,502	0,39	1,628	0,384
Tryb	0	72	14	2	0,073	12,59	2,714	0,522	0	1,77	0,357
Odchylenie standardowe	2,6	26,2	19,8	12,4	0,073	4,499	0,164	0,197	1,074	0,188	0,067
Wariancja próbki	6,90	687,1	392,2	154,3	0,005	20,23	0,027	0,039	1,154	0,035	0,004
Kurtoza	48,29	-0,82	0,31	6,19	0,098	-0,25	2,911	-0,626	18,06	1,871	1,696
Skośność	5,453	-0,608	1,130	2,10	0,993	0,473	-1,324	0,141	3,57	-0,979	0,942
Zakres	32,3	95	82	79	0,311	23,19	0,983	0,880	8,74	1,319	0,468
Minimum	0	5	0	0	0,001	1,273	1,983	0,108	0	0,691	0,247
Maksimum	32,3	100	82	79	0,312	24,46	2,966	0,988	8,74	2,010	0,715

Zgodnie z zamierzeniami utworzona baza danych zapewnia uwzględnienie bardzo szerokiego spektrum wartości poszczególnych charakterystyk glebowych (tab. 16, rys. 28) Zawartości frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej wykazują odpowiednio zakresy 5–100%, 0–82% oraz 0–79%, gęstość gleby zaś 0,69–2,01 Mg · m⁻³, porowatość 0,25–0,71 m³ · m⁻³, zawartość węgla organicznego 0–8,7% (tab. 16). Duże zróżnicowanie składu granulometrycznego uwzględnionych materiałów glebowych potwierdza również rozmieszczenie próbek w diagramie uziarnienia (rys. 29).



Rys. 28. Wykresy skrzynkowe rozkładu podstawowych charakterystyk glebowych w podzbiorze *Bazacek-pF*

Fig. 28. Box plots of the distribution of basic soil characteristics for the *Bazacek-pF* subset



Rys. 29. Rozkład uziarnienia gleb w podzbiorze *Bazacek-pF* w diagramie uziarnienia

Fig. 29. Particle size distribution in soils from the *Bazacek-pF* subset in a particle size diagram

Oznaczenia krzywych wodnej retencyjności dostępne były dla 436 poziomów glebowych, jednakże z powodu korzystania z materiałów pochodzących z różnych źródeł (laboratoriów) w oznaczeniach tych stosowana była duża liczba wartości sił ssących, przy których wyznaczano wilgotności gleb:

Potencjał [kPa]	0	0,1	0,2	1,0	1,9	2,6	3,1	3,8	4,5	4,9	5,9
liczba pomiarów	436	86	32	82	37	33	65	68	32	129	26
Potencjał [kPa]	6,2	8,7	9,8	14,7	15,6	19,6	30	32,4	34,3	35,8	49
liczba pomiarów	32	37	382	37	47	39	106	179	58	13	111
Potencjał [kPa]	93,6	98	155	165	246	490	1472	1490	1554	3100	4914
liczba pomiarów	108	238	32	37	32	130	43	112	211	80	32

Oznaczenia *KWR* zawierały 3–12 par punktów $\mathcal{O}(\Psi)$, liczba poziomów z 3 punktami – 6, z 4 – 46, z 5 – 202, z 6 – 34, z 7 – 19, z 9 – 37 i 12 – 32, a we wszystkich poziomach znana była porowatość całkowita ($\approx \mathcal{O}(\Psi = 0)$). Łącznie oznaczenia *KWR* zawierały 2686 par punktów $\mathcal{O}(\Psi)$, a z uwzględnieniem porowatości 3122 punkty przy łącznej liczbie 32 wartości potencjału.

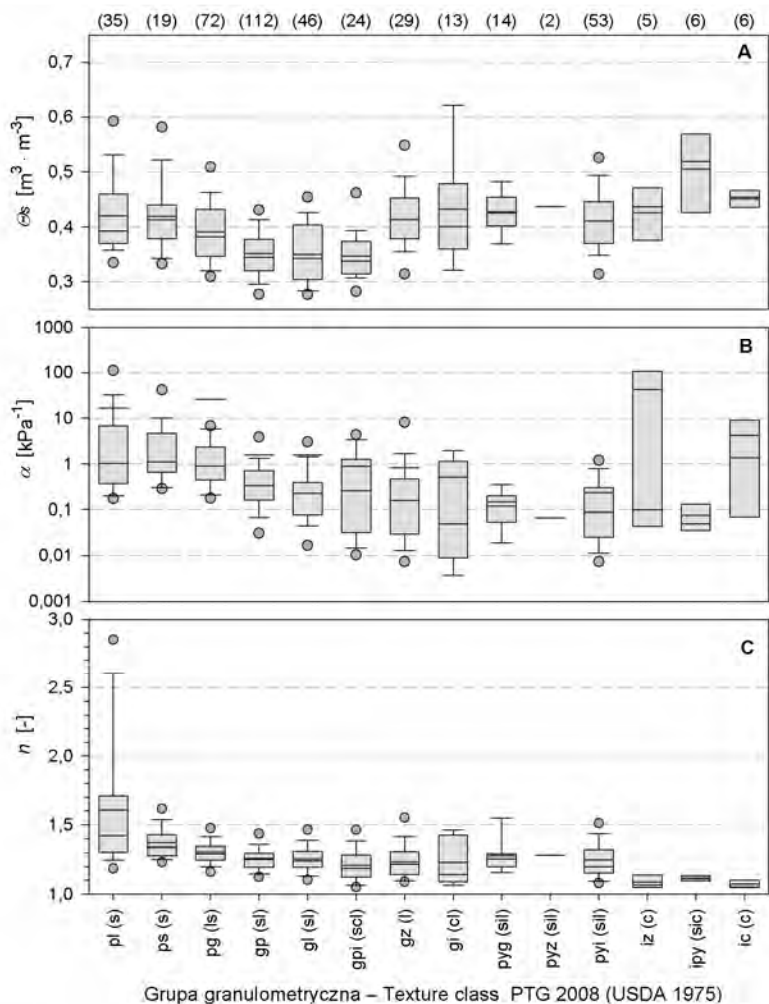
Ogólną charakterystykę parametrów krzywych wodnej retencyjności w obrębie grup granulometrycznych, wydzielonych zgodnie z PTG (2008), przedstawiono w tabeli 17 w formie wartości średnich i median parametrów modelu *VGM* (dla $m = 1 - 1/n$ oraz $\Theta_r = 0$). Wykresy skrzynkowe rozkładów parametrów Θ_s , α i n w kolejnych grupach granulometrycznych (rys. 30) wskazują na normalność rozkładów Θ_s oraz lognormalny rozkład α i w mniejszym stopniu n . Najniższe wartości wilgotności w stanie nasycenia (\approx porowatości) występują w glinach piaszczystych, lekkich oraz piaszczysto-ilastych.

Tabela 17. Wpływ uziarnienia gleb na wartości parametrów modelu *VGM*

Table 17. Influence of soil particle size on the *VGM* model's parameter values

Uziarnienie Texture	Nr No.	Θ_s	α	n	Θ_s	α	n
		[$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	[kPa^{-1}]	[–]	[$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	[kPa^{-1}]	[–]
		średnie – means			mediany – medians		
pl (s)	35	0,420	16,700	1,607	0,393	1,015	1,423
ps (s)	19	0,419	4,669	1,368	0,414	1,102	1,337
pg (ls)	72	0,391	25,860	1,305	0,382	0,901	1,291
gp (sl)	112	0,352	1,583	1,261	0,345	0,333	1,250
gl (sl)	46	0,350	1,573	1,253	0,343	0,222	1,240
gpi (scl)	24	0,347	0,880	1,208	0,338	0,257	1,189
gz (l)	29	0,414	0,817	1,235	0,414	0,156	1,219
gi (cl)	13	0,433	0,516	1,230	0,401	0,050	1,144
pyg (sil)	14	0,428	0,145	1,282	0,426	0,118	1,255
pyz (sil)	2	0,437	0,068	1,285	0,437	0,068	1,285
pyi (sil)	53	0,412	0,235	1,249	0,412	0,088	1,198
iz (c)	5	0,427	42,506	1,087	0,437	0,099	1,066
ipy (sic)	6	0,505	0,077	1,117	0,519	0,050	1,111
ic (c)	6	0,452	4,185	1,074	0,455	1,356	1,052

Największe wartości parametru α stwierdzono w utworach piaszczystych przy relatywnie wąskim zakresie oraz w ilach zwykłych i ciężkich przy relatywnie szerokim zakresie wartości (wynikającym z dużego zróżnicowania cech struktury tych materiałów). Rozkłady wartości parametru α (rys. 30) wskazują, że przechodząc od najgrubszych do najdrobniejszych (tj. od piasków przez gliny) maleją wartości kolejnych dolnych ograniczeń rozkładów oraz odpowiednie średnie i mediany, po czym w obrębie utworów pyłowych i ilastych rozkłady te są mniej zróżnicowane

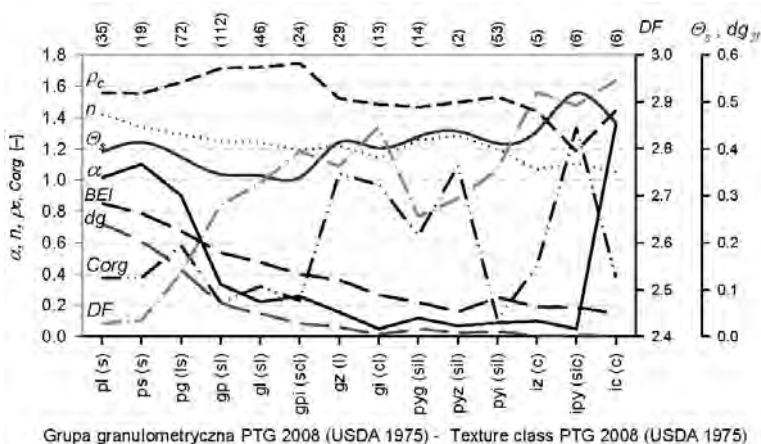


Rys. 30. Rozkład wielkości parametrów modelu van Genuchten-Mualema w grupach granulometrycznych PTG (2008)

Fig. 30. Distribution of the van Genuchten-Mualem model's parameter values in the PTG (2008) textural groups

i nie wykazują systematycznego zróżnicowania. Generalnie niższa liczebność utworów drobnoziarnistych (pyłów zwykłych i ogólnie ilów) nie pozwala na sformułowanie ogólnych zależności, jednak związek rozkładu α z cechami uziarnienia utworu glebowego jest bardziej czytelny niż w przypadku parametru n . W kierunku od piasków do ilów wartość n także maleje, co należy wiązać zarówno z wpływem uziarnienia, jak i struktury gleby. Jednakże duże zróżnicowanie cech strukturalnych występujące w utworach ilastych nie powoduje w tym przypadku zwiększenia za-

kresu obserwowanych wartości n , które są tu najniższe spośród odnotowywanych wartości. Wynik ten wskazuje, że parametr α związany jest zarówno z uziarnieniem, jak i ze strukturą gleby, natomiast parametr n przy mniejszym zakresie zróżnicowania nie jest tak wyraźnie podatny na zmiany struktury gleby. Przedstawionego w tabeli 17 i na rysunku 30 zestawienia wartości parametrów modelu VGM w poszczególnych grupach granulometrycznych nie należy traktować jako punktowej PTF . Dane te obrazują jedynie skalę zróżnicowania i zakresy wartości poszczególnych parametrów.



Rys. 31. Zróżnicowanie median charakterystyk składu, uziarnienia i stanu zagęszczenia gleb oraz parametrów modelu VGM w grupach granulometrycznych PTG (2008)

Fig. 31. Variation in the median characteristics of soil components, particle size and density as well as the VGM model's parameters for the PTG (2008) textural groups

Z porównania wartości median charakterystyk opisujących uziarnienie, skład i zagęszczenie gleby oraz parametrów modelu VGM w sekwencji od utworów gruboziarnistych do drobnoziarnistych (rys. 31) wynika, iż przebieg θ_s nawiązuje do zmian gęstości gleby (ρ_c) i porowatości (ϕ), parametr α nawiązuje do rozmiaru fraktalnego ziaren (DF_4), natomiast parametr n związany jest ze średnią geometryczną wielkością ziaren (d_g).

3.2. Wyniki estymacji krzywych wodnej retencyjności na zbiorze *Bazacek-pF*

Na podstawie danych zawartych w zbiorze *Bazacek-pF* opracowano równania regresji wieloczynnikowej służące do estymacji parametrów modelu van Genuchtena-Mualema (VGM , van Genuchten 1980) dla trzech schematów danych różniących się

szczegółowością odzwierciedlenia składu granulometrycznego gleb (dla 3 frakcji bez części szkieletowych – 3f; – jw. wraz z częściami szkieletowymi – 4f; dla 7–9 frakcji w częściach ziemistych wraz z częściami szkieletowymi 10f) z zachowaniem jednakowej szczegółowości w odniesieniu do pozostałych charakterystyk glebowych. Współczynniki korelacji między różnymi charakterystykami glebowymi i parametrami modelu *VGM* przedstawiono w tabeli 18.

Tabela 18. Współczynniki korelacji Pearsona między parametrami równania van Genuchtena-Mualema i charakterystykami glebowymi

Table 18. Pearson correlation coefficients between the van Genuchten-Mualem equation's parameters and soil characteristics

	θ_s	$\ln(\alpha)$	$\ln(n)$	$\ln(n-1)$
% C_{org}	0,583**	-0,076	-0,023	0,001
ρ_c [m ³ · m ⁻³]	-0,980**	-0,048	-0,015	-0,001
ϕ [m ³ · m ⁻³]	0,987**	0,060	0,023	0,006
%f, cz. szkieletowe	-0,161**	0,164**	0,083	0,122*
%s, f. piaskowa	-0,195**	0,480**	0,358**	0,422**
%si, f. pyłowa	0,202**	-0,476**	-0,202**	-0,200**
%cl, f. ilowa	0,089	-0,256**	-0,434**	-0,573**
d_g3f [mm]	0,067	0,511**	0,474**	0,488**
$\sigma3f$ [mm]	-0,302**	-0,259**	-0,403**	-0,428**
DF_43f [-]	-0,122*	-0,414**	-0,450**	-0,505**
$BEI3f$ [-]	-0,057	0,494**	0,431**	0,477**
d_g4f [mm]	0,035	0,487**	0,451**	0,469**
$\sigma4f$ [mm]	-0,319**	-0,240**	-0,391**	-0,409**
DF_44f [-]	-0,095*	-0,443**	-0,461**	-0,511**
d_g10f [mm]	0,037	0,415**	0,487**	0,468**
$\sigma10f$ [mm]	-0,371**	-0,184**	-0,375**	-0,392**
DF_410f [-]	-0,088	-0,440**	-0,482**	-0,534**
$BEI10f$ [-]	-0,313**	0,324**	0,386**	-0,426**
%s/ ρ_c	0,085	0,504**	0,357**	0,419**

* – istotność na poziomie 0,05, significance level 0.05; ** – istotność na poziomie 0,01, significance level 0.01; brak * – istotność < 0,05, no * – significance level below 0.05

Z wielkości współczynników korelacji w tabeli 18 wynika, iż zastosowanie bardziej szczegółowych danych o składzie granulometrycznym nie powoduje znaczącego wzrostu korelacji między poszczególnymi miarami uziarnienia i współczynnikami modelu *VGM* [θ_s , $\ln(\alpha)$ oraz n], a jedynie zarysowuje się niewielka poprawa korelacji między kolejnymi wartościami rozmiaru fraktalnego DF (odpowiednio 3f, 4f i 10f) a współczynnikiem $\ln(n-1)$. Wynik ten wskazuje, że zastosowanie szczegółowych

danych granulometrycznych nie zwiększa precyzji szacowania parametrów równania *VGM*. Mimo tych wstępnych ustaleń dla poszczególnych schematów danych opracowano zależności służące do estymacji parametrów równania *VGM*. Wyniki przedstawione w tabeli 18 wskazują, że zmiana sposobu transformacji parametru n (Teepe i in. 2003), polegająca na logarytmicznej transformacji w formie $\ln(n - 1)$ w miejsce stosowanej często formy $\ln(n)$ (Vereecken i in. 1989; Wosten i in. 1999; Rajkai i in. 2004), zwiększa korelację przetransformowanej wartości z różnymi charakterystykami gleby.

Równania służące do estymacji parametrów modelu *VGM* opracowywano metodą liniowej regresji wieloczynnikowej *stepwise* (SPSS Inc. 2004) dla trzech założonych schematów danych o uziarnieniu gleb, stosując różne techniki redukcji zbioru danych (na podstawie wykresów skrzynkowych – odrzucanie poziomów z oddającymi wartościami poszczególnych charakterystyk lub poziomów, w których charakterystyki osiągały wartości poniżej lub powyżej 5. i 95. percentyla), grupowanie danych według uziarnienia, różnych stopni zagęszczenia, próchniczności, poziomów genetycznych oraz na podstawie cech struktury gleby – kształtu lub wielkości. Z przeprowadzonych analiz wynika, iż wskazane techniki grupowania danych nie zwiększają w istotny sposób precyzji estymacji poszczególnych parametrów. Występujące w niektórych podzbiorach dokładniejsze oszacowanie określonego parametru modelu *VGM* nie dawało zwykle takiej poprawy w odniesieniu do pozostałych. Zazwyczaj poszczególne procedury grupowania danych zwiększały dokładność estymacji różnych charakterystyk tylko w części wydzielonych grup danych; wyjątek stanowiło grupowanie według zawartości frakcji piaszkowej (< 95% >). Na przykład, grupowanie według typów poziomów genetycznych (poziomy akumulacyjno-próchniczne A oraz AB i AE; strukturalne poziomy podpowierzchniowe Et, Bv, Bt, Bi i C, słabostrukturalne i piaszczyste poziomy Et, C i G) zwiększało jedynie precyzję szacowania $\ln(\alpha)$ i pogarszało estymację pozostałych parametrów. Grupowanie według typu poziomu i uziarnienia (a – piaszczyste poziomy A, Eet, E, Bv, C i G; b – gliniaste i strukturalne poziomy A, Bt, EB i E/B itp. oraz c – gliniaste i masywne poziomy C, Ck, G, Gk itp.) zwiększało dokładność estymacji $\ln(\alpha)$ i $\ln(n - 1)$ jedynie w ostatniej grupie poziomów. Sortowanie według stopnia trwałości agregatów zwiększało dokładność oszacowania $\ln(\alpha)$ i $\ln(n - 1)$ tylko w podgrupie poziomów o strukturze średnio trwałej, a podział na struktury agregatowe i bezagregatowe zwiększał jedynie dokładność szacowania $\ln(\alpha)$ w drugiej grupie poziomów. Także podział według kształtu agregatów (a – struktury gruzelkowe; b – struktury foremnowielościennie; c – struktury masywne i płytkowe oraz d – struktury rozdzielnoziarniste) zwiększał dokładność oszacowania Θ i $\ln(\alpha)$ jedynie w grupie poziomów o strukturach masywnych i płytkowych. Skomentowane powyżej próby grupowania danych na podstawie cech morfologicznych nie zwiększyły dokładności estymacji parametrów modelu *VGM*, a oczekiwany wzrost dokładności *PTF* w wyniku zastosowania cech opisujących strukturę gleby (Mayr, Jarvis 1999; Minasny i in. 1999; McBratney i in. 2002) w praktyce jest nieosiągalny. Stan ten jest prawdopodobnie związany ze zbyt subiektywnym opisem cech strukturalnych gleby (mimo istniejących kryteriów, np. Schoeneberger i in. 2002) oraz z nie zawsze właściwą interpretacją struktury gleby (szczególnie w przypadku struktur złożonych, przy występowaniu struktur pier-

wotnych i wtórnych). Uwzględniając powyższe, równania estymujące poszczególne parametry modelu *VGM* opracowano na pełnym zbiorze danych z uwzględnieniem wszystkich ekstremalnych wartości poszczególnych charakterystyk, zachowując jedynie grupowanie według zawartości frakcji piaskowej. Poszczególne parametry modelu *VGM* wyrażono w standardowych jednostkach Θ_s [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$], α [kPa^{-1}] i n [-] przy założeniu, że $m = 1 - 1/n$ oraz $\Theta_r = 0$. Pozostałe symbole i jednostki są zgodne z opisem zamieszczonym na stronach 58–60 i 74.

Dla danych uwzględniających jedynie trzy frakcje granulometryczne opracowano model *Bazacek3f*, w którym parametry równania *VGM* wyznaczone są na podstawie ośmiu estymatorów:

$$\Theta_s = 0,005 + 0,9822\phi - 0,00034\sigma_3f \quad (176)$$

$$\ln(\alpha) = -4,824 + 0,0004122\%s^2 + 0,0004176\%cl^2 + 5,2275\phi - 0,2314\%C_{\text{org}} \quad (177)$$

Parametr n , zależnie od zawartości frakcji piaskowej, wyznaczany jest z zastosowaniem dwóch równań, tj. równania 178 przy zawartości frakcji piaskowej $< 95\%$ masy oraz równania 179 przy zawartości frakcji piaskowej $\geq 95\%$ masy (opcjonalnie, kosztem obniżenia precyzji estymacji, model ten można uprościć, rezygnując z równania 179):

$$\ln(n - 1) = -1,476 - 0,018\%cl + 2,518d_g3f + 0,004\%si \quad (178)$$

$$\begin{aligned} \ln(n - 1) = & -2,794 - 0,022\%cl + 3,468d_g3f - 0,032 \left(\frac{\%s}{\rho_c} \right) \\ & + 0,214\ln(\%s) + 2,177\phi + 0,127\%s^{0,5} \end{aligned} \quad (179)$$

Dla danych zawierających informację o udziale części szkieletowych opracowano model *Bazacek4f* uwzględniający siedem estymatorów:

$$\Theta_s = 0,005 + 0,9822\phi - 0,0003357\sigma_4f [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] \quad (180)$$

$$\ln(\alpha) = -4,824 + 0,0004122\%s^2 + 0,0004176\%cl^2 + 5,2275\phi - 0,2314\%C_{\text{org}} \quad (\text{jw. 177})$$

$$\ln(n - 1) = -1,04961 - 0,02273\%cl + 2,489557d_g4f - 0,0063 \left(\frac{\%s}{\rho_c} \right) - 0,0233\%f \quad (181)$$

Dla najbardziej szczegółowego schematu dostępnych danych o uziarnieniu gleb opracowano model *Bazacek10f* uwzględniający dziewięć estymatorów:

$$\Theta_s = 0,153 + 0,835\phi - 0,045BEI10f - 1,86E - 06\%s^2 - 0,0501\rho_c \quad (182)$$

$$\begin{aligned} \ln(\alpha) = & -1,31341 + 0,000669\%cl^2 - 3,7078 \ln(DF_410f - 1) \\ & + 0,05199 \left(\frac{\%s}{\rho_c} \right) - 0,2080\%C_{\text{org}} \end{aligned} \quad (183)$$

$$\ln(n-1) = -1,0635 - 0,02291\%cl + 2,81166d_g10f - 0,00498 \left(\frac{\%s}{\rho_c} \right) - 0,02671\%f \quad (184)$$

Zgodnie z minimalnymi oczekiwaniami zasadność opracowania nowego modelu potwierdza statystycznie udokumentowana poprawa dokładności estymacji analizowanej wielkości w relacji do innych dostępnych modeli co najmniej w obrębie zbioru danych użytych do jego opracowania. Brak takiego wyniku skłania natomiast do podjęcia analiz opisujących dokładność publikowanych modeli i wskazania modelu zalecanego do stosowania wraz ze zdefiniowaniem warunków brzegowych jego stosowności lub zasad użycia kilku modeli.

Miary dokładności parametrycznego opisu eksperymentalnych *KWR* ze zbioru *Bazacek-pF* oraz ich estymacji z wykorzystaniem modeli własnych i opisanych w literaturze przedstawiono w tabeli 19 oraz na rysunkach 32–42. Analizy wykonane na zbiorze 436 poziomów glebowych, zróżnicowanych pedogenetycznie, morfologicznie oraz teksturalnie, potwierdzają osiągnięcie wzrostu dokładności estymacji *KWR* z zastosowaniem trzech proponowanych wersji modelu *Bazacek-pF* (równania 176–184). Wyższą dokładność opracowanych modeli względem modeli adoptowanych z literatury potwierdzają wszystkie zastosowane miary dokładności i efektywności estymacji.

Dokładność dopasowania modelu *VGM* do danych eksperymentalnych opisują wielkości zamieszczone w pierwszym wierszu tabeli 19. Średnia wartość współczynnika determinacji wynosi 98,4%. Wielkość średniego błędu względnego *relME*, wynosząca 3,62% estymowanej wielkości, związana jest głównie z niewielkim zawyżaniem wilgotności gleb przy wysokich wartościach siły ssącej (na części *KWR*). Generalnie model *VGM* nie wykazuje tendencji do zawyżania lub zaniżania wilgotności gleb ($ME = 0$) przy średnim błędzie standardowym dopasowania $RMSE = 0,012 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Niska jest wartość składowej losowej błędu standardowego estymacji ($RMSEu = 0,005 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a szczególnie niska jest wartość składowej systematycznej ($RMSEs = 0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Składowa systematyczna jest w tym przypadku pięciokrotnie mniejsza od składowej losowej ($RMSEs/RMSEu = 0,22$).

Przedstawione wyniki wskazują na bardzo dokładne dopasowanie modelu *VGM* danych eksperymentalnych i jego przydatność do parametryzacji *KWR* poziomów glebowych uwzględnionych w zbiorze *Bazacek-pF*. Trzy opracowane modele *Bazacek*, mimo różnej liczby estymatorów (częściowo różnych), osiągają na kalibracyjnym zbiorze danych bardzo zbliżone wielkości błędów standardowych estymacji ($RMSE = 0,031\text{--}0,032 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) oraz współczynników determinacji R^2 wskazujących na uwzględnienie 94,9–95,2% czynników zmienności *KWR*. Wartość średniego błędu estymacji dla opracowanych modeli jest bliska zeru ($ME = 0 \pm 0,01 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), co praktycznie wskazuje na brak tendencji do zawyżania lub zaniżania estymowanych wilgotności gleb. W relacji do matematycznej parametryzacji danych eksperymentalnych (*VGM*) zastosowanie modeli *Bazacek* powoduje blisko trzykrotny wzrost błędu standardowego estymacji; *RMSE* dla tych modeli wynosi 0,031–0,032 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$

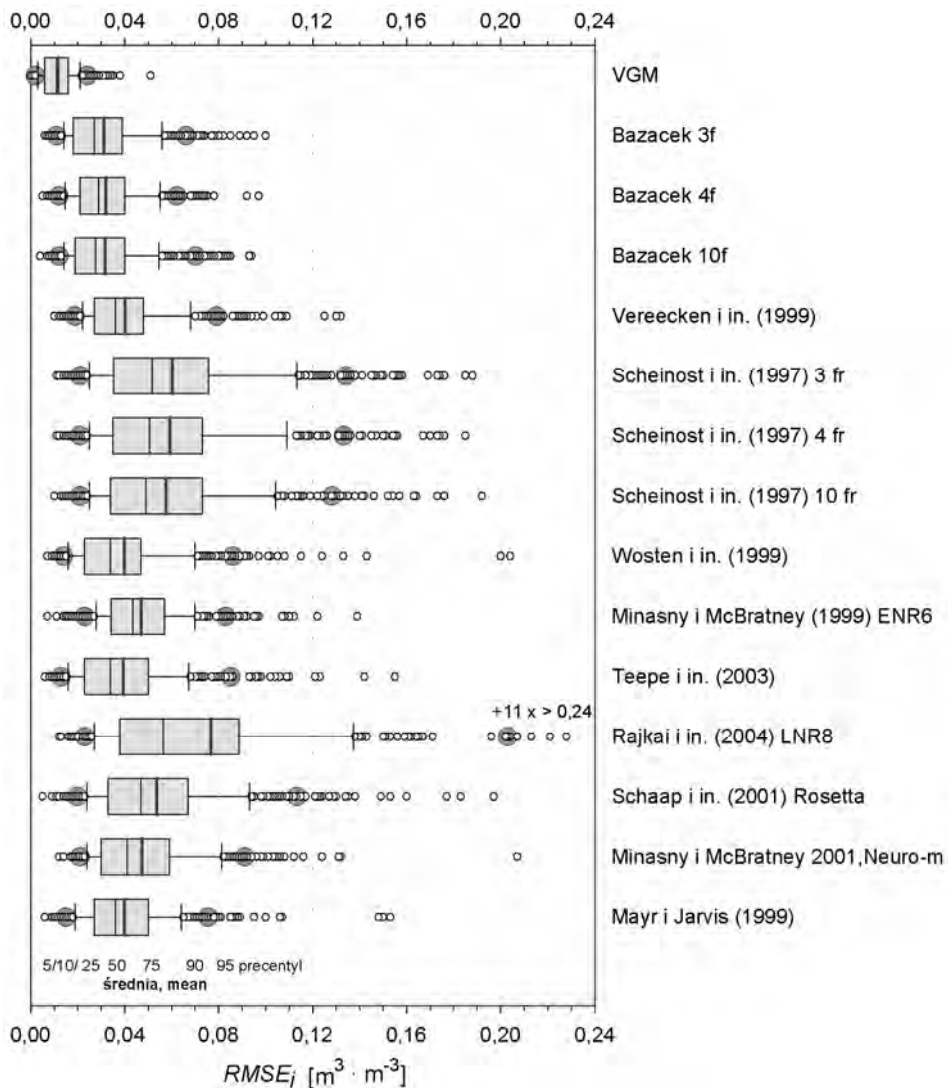
Tabela 19. Zestawienie miar dokładności estymacji *KWR* na zbiorze *Bazacek-pF* dla własnych i cytowanych *PTF*
Table 19. Comparison of goodness-of-fit measures for the estimated *WRC* on the *Bazacek-pF* set for the author's own and cited *PTFs*

Model	Liczba danych kalibracji	reIME% <i>O</i> i [%]	AME [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	ME [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	SDME [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	RRMSE [%]	RMSE [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	SDRMSE [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	RMSEs [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	RMSSEs/RMSEu [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$]	Radf ² [%]	np	AIC	d	EF
VGM		3,62	0,010	0,00	0,013	4,7	0,012	0,012	0,001	0,22	98,4	1	-1543,8	0,997	0,987
<i>Bazacek3f</i>	436	2,41	0,025	-0,01	0,025	12,4	0,031	0,023	0,010	1,32	95,0	16	4620,0	0,976	0,899
<i>Bazacek4f</i>	436	12,22	0,026	0,00	0,025	12,7	0,032	0,023	0,011	1,52	95,2	11	4581,4	0,975	0,902
<i>Bazacek10f</i>	436	2,37	0,025	-0,01	0,025	12,6	0,032	0,024	0,011	1,32	94,9	14	4704,2	0,975	0,894
Vereecken i in. (1989)	182	9,32	0,034	0,00	0,033	16,0	0,040	0,031	0,013	1,90	92,0	5	6081,3	0,963	0,862
Scheinost i in. (1997) 3f	132	37,17	0,052	0,03	0,051	24,0	0,060	0,048	0,024	3,25	85,6	6	8897,5	0,905	0,729
Scheinost i in. (1997) 4f	132	36,40	0,051	0,03	0,051	23,5	0,059	0,047	0,023	3,27	86,3	6	8745,0	0,909	0,739
Scheinost i in. (1997) 10f	132	34,22	0,050	0,03	0,050	23,0	0,058	0,046	0,022	3,09	86,5	6	8531,4	0,914	0,751
Wosten i in. (1999)	2894	-1,97	0,034	-0,02	0,029	15,8	0,040	0,026	0,015	2,03	94,3	5	6250,0	0,958	0,851
Minasny, McBratney (1999) ENR6	484	10,26	0,042	-0,02	0,038	18,7	0,047	0,035	0,019	2,53	91,7	4	6928,2	0,937	0,810
Teepe i in. (2003)	1850	-9,01	0,032	-0,02	0,030	15,6	0,039	0,028	0,014	0,011	93,6	4	6131,3	0,963	0,840
Rajka i in. (2004) LNR8	305	61,94	0,067	0,06	0,045	30,5	0,077	0,041	0,030	4,98	86,1	5	12810,8	0,898	0,310
Schaap i in. (2001) Rosetta	1209	-6,07	0,046	-0,04	0,035	21,4	0,054	0,033	0,020	1,92	91,7	37	8127,8	0,932	0,722
Minasny, McBratney (2001) Neuro-m	484	12,54	0,041	-0,01	0,039	18,9	0,047	0,036	0,018	11,64	88,5	36	7287,3	0,933	0,788
Mayr, Jarvis (1999)	1678	18,82	0,033	0,01	0,030	15,9	0,040	0,028	0,015	2,15	93,3	5	5996,8	0,959	0,862

przy $0,012 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dla *VGM*. Wzrost *RMSE* należy przypisać głównie wzrostowi składowej systematycznej błęd estymacji *RMSEs*, która w stosunku do *VGM* wzrasta 10-krotnie, a w mniejszym stopniu w stosunku do składowej losowej *RMSEu* (wzrastającej niespełna dwukrotnie).

Zbliżone wartości mianowanych miar dokładności estymacji dla trzech opracowanych modeli *Bazacek* utrudniają wskazanie optymalnej dla analizowanego zbioru danych metody estymacji *KWR*. Informacji takich dostarczają niemianowane miary efektywności estymacji. Ocena wielkości parametrów *AIC*, *d* i *EF* oraz R_{adj}^2 wskazuje, iż wśród proponowanych rozwiązań najdokładniejszy jest „czterofrakcyjny” model *Bazacek4f*. Osiąga on najwyższą wśród modeli własnych wartość wskaźnika efektywności *EF* = 0,902 (Loague, Green 1991) oraz minimalną wartość kryterium Akaika (*AIC* = 4581,4) świadcząca o optymalnej liczbie uwzględnionych estymatorów. Osiąga również najwyższą wartość współczynnika determinacji $R_{\text{adj}}^2 = 95,2\%$ przy zerowej wartości błęd standardowego *ME*. Modele zewnętrzne w relacji do modeli *Bazacek* wykazują większe błędy estymacji. W tej grupie modeli najkorzystniejsze wartości poszczególnych miar statystycznych wykazują różne modele, a generalnie najkorzystniejsze miary estymacji wykazano dla modelu Teepe i in. (2003, tab. 19). Wykazuje on najkorzystniejsze wartości średniego błęd bezwzględnego (*AME* = $0,032 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), błęd standardowego (*RMSE* = $0,039 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) przy najmniejszym stosunku składowej systematycznej do składowej losowej *RMSE* (*RMSEs/RMSEu* = 1,47). Model Wöstena i in. (1999) osiąga najkorzystniejszą wśród modeli zewnętrznych wartość *relME* = -1,79%, a średnie odchylenie standardowe i standardowy błęd estymacji zbliżone są do wartości wykazanych dla modeli własnych – odpowiednio *SDME* = $0,029 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ i *SDRMSE* = $0,026 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Niemianowane wskaźniki dokładności estymacji (*AIC* i *EF*) wskazują na wysoką jakość estymacji dla modeli Vereeckena i in. (1989; odpowiednio *AIC* = 6081,3 i *EF* = 0,862) oraz Mayra i Jarvisa (1999; *AIC* = 5996,8,3 i *EF* = 0,862). Jednakże nawet te najkorzystniejsze wartości odpowiednich mianowanych miar dokładności estymacji wśród modeli zewnętrznych w relacji do analogicznych wartości modeli własnych *Bazacek* ulegają około 30-procentowemu pogorszeniu.

Wykresy skrzynkowe błędów standardowych estymacji (*RMSE_i*) dla wszystkich *KWR* ze zbioru *Bazacek-pF*, przedstawione na rysunku 32, pozwalają prześledzić zakresy i rozkłady błędów standardowych estymacji dla poszczególnych modeli. Rozkłady błędów indywidualnych dla modeli własnych wykazują najmniejszy zakres, a w 75% poziomów glebowych błęd *RMSE_i* nie przekracza $0,04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Z wykresów tych wynika, iż wśród modeli zewnętrznych najmniejszy zakres i niski poziom błędów indywidualnych wykazują modele Vereeckena i in. (1989) oraz Mayra i Jarvisa (1999), gdzie w 75% poziomów *RMSE_i* jest mniejsze od $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Wyniki te są zgodne z wysoką oceną efektywności modelowania według wskaźników niemianowanych *AIC*, *d* i *EF* (tab. 19) i wskazują na to, że w praktycznej ocenie stosowalności *PTF* niemianowane wskaźniki efektywności modelowania powinny mieć wyższą rangę aniżeli miary mianowane. Wyniki przedstawione w tabeli 19 oraz na rysunku 32 wskazują, iż największy błęd estymacji *KWR* oraz niekorzystny rozkład błędów *RMSE_i* uzyskano przy użyciu modeli Scheinosta i in. (1997) oraz

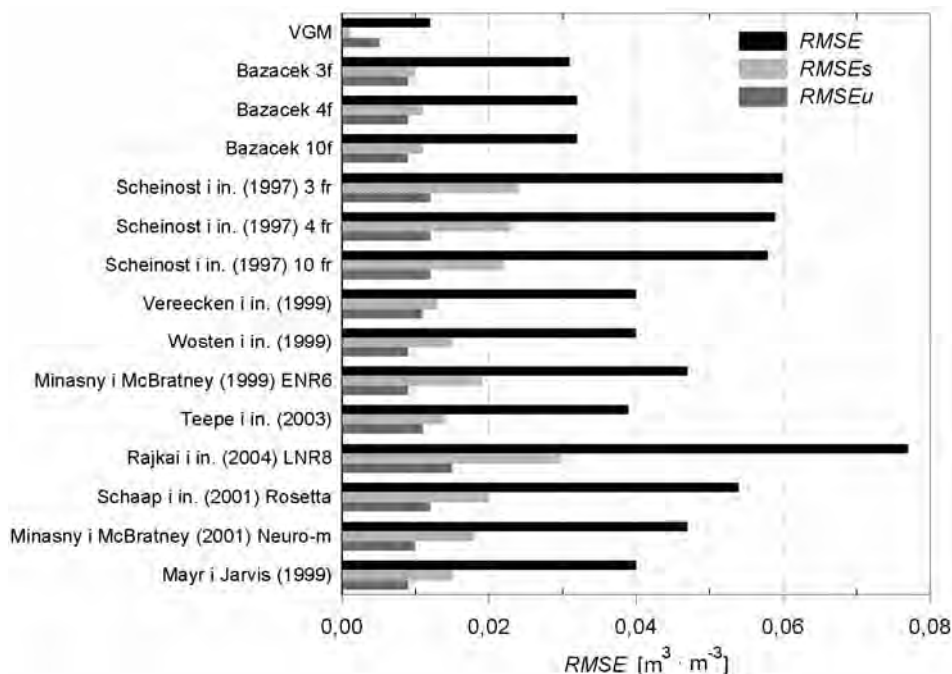


Rys. 32. Rozkłady błędów standardowych estymacji *KWR* w poszczególnych poziomach glebowych (*RMSE_j*) zbioru *Bazacek-pF* dla analizowanych *PTF*

Fig. 32. Distribution of root mean square errors of the estimated *WRC* for various soil horizons (*RMSE_j*) of the *Bazacek-pF* set for the analyzed *PTFs*

Rajkai i in. (2004). Wyniki te skłaniają do krytycznej oceny efektywności estymacji *KWR* z wykorzystaniem oryginalnie skalibrowanych modeli *ANN* (Schaap i in. 2001; Minasny, McBratney 2001) i świadczą o potrzebie ich rekalkibracji w wypadku praktycznego zastosowania w glebach z obszaru Polski.

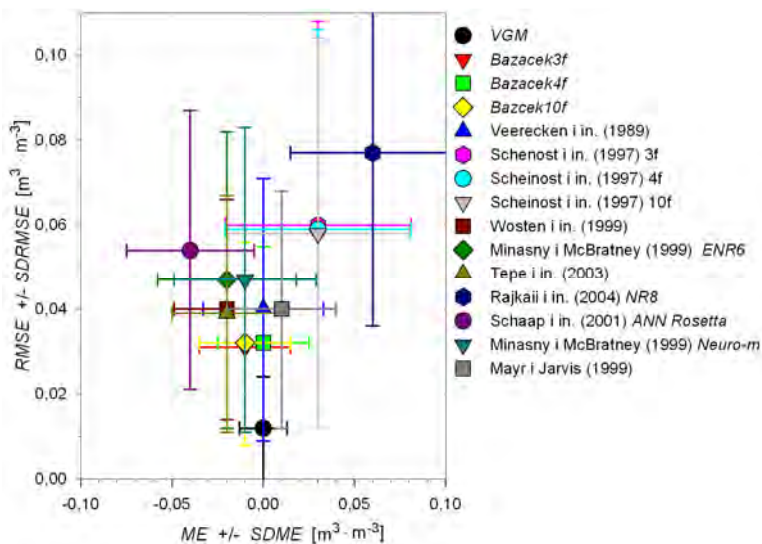
Modele własne wykazują bardzo zbliżone i najniższe wartości systematycznej i niesystematycznej składowej błędu standardowego estymacji (rys. 33). Wśród cytowanych modeli najkorzystniejszy układ tych składowych wykazuje model Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. (2003). W pozostałych modelach, przy większym błędzie standardowym, składowa systematyczna jest dwukrotnie większa od składowej losowej (por. tab. 19).



Rys. 33. Graficzna interpretacja proporcji losowej i systematycznej składowej błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF*

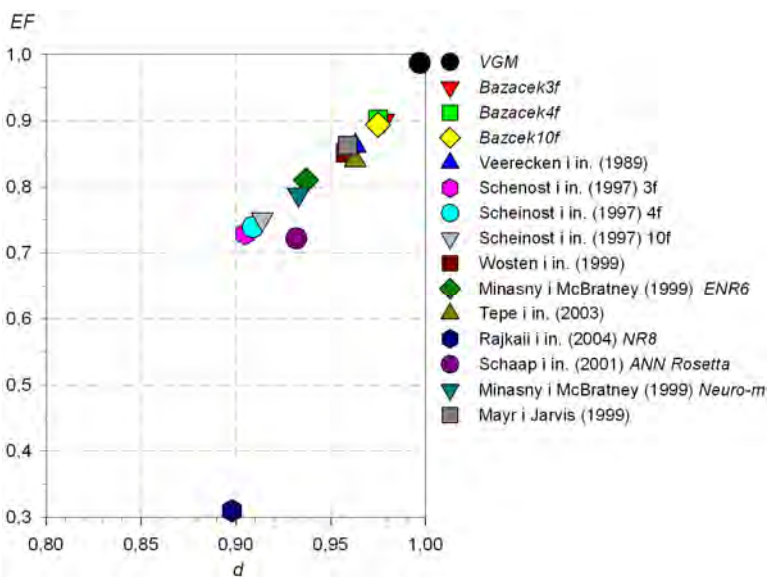
Fig. 33. Visual interpretation of random and systematic components of the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set

W celu syntetycznej oceny jakości estymacji na rysunku 34 przedstawiono graficzną interpretację czterech miar mianowanych – średnich błędów estymacji wraz z odchyleniami standardowymi ($ME \pm SDME$) w relacji do odpowiednich wartości błędów standardowych i ich odchylen standardowych ($RMSE \pm SDRMSE$). Najbliższe zeru wartości względem osi *X* i najniższe wartości względem osi *Y* świadczą tu o największej dokładności estymacji.



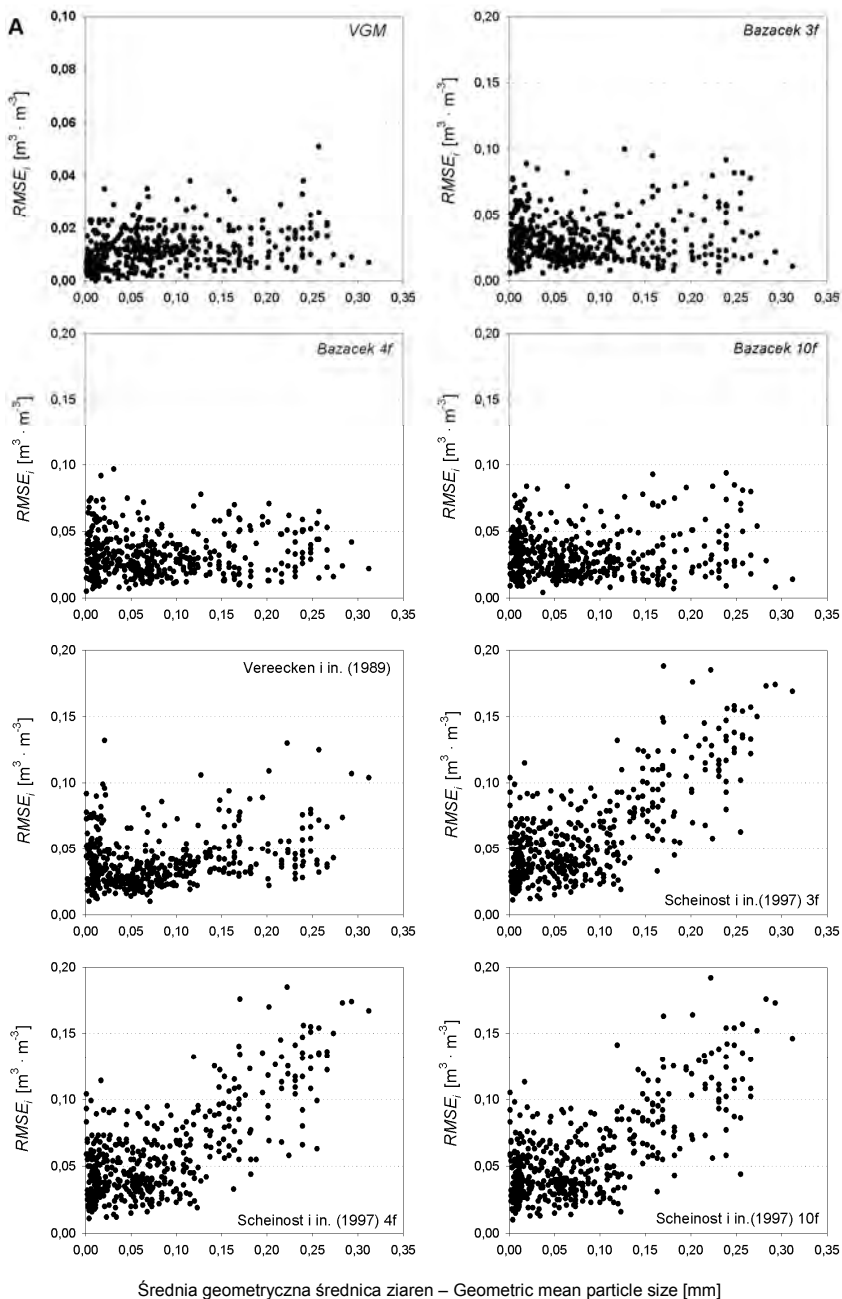
Rys. 34. Porównanie skali zróżnicowania średniego błędu estymacji (ME) i błędu standardowego ($RMSE$) wraz z odchyleniami standardowymi dla analizowanych PTF na zbiorze $Bazacek-pF$

Fig. 34. Comparison of variation in the mean error (ME) and root mean square error ($RMSE$) as well as their standard deviations for the analyzed $PTFs$ for the $Bazacek-pF$ set



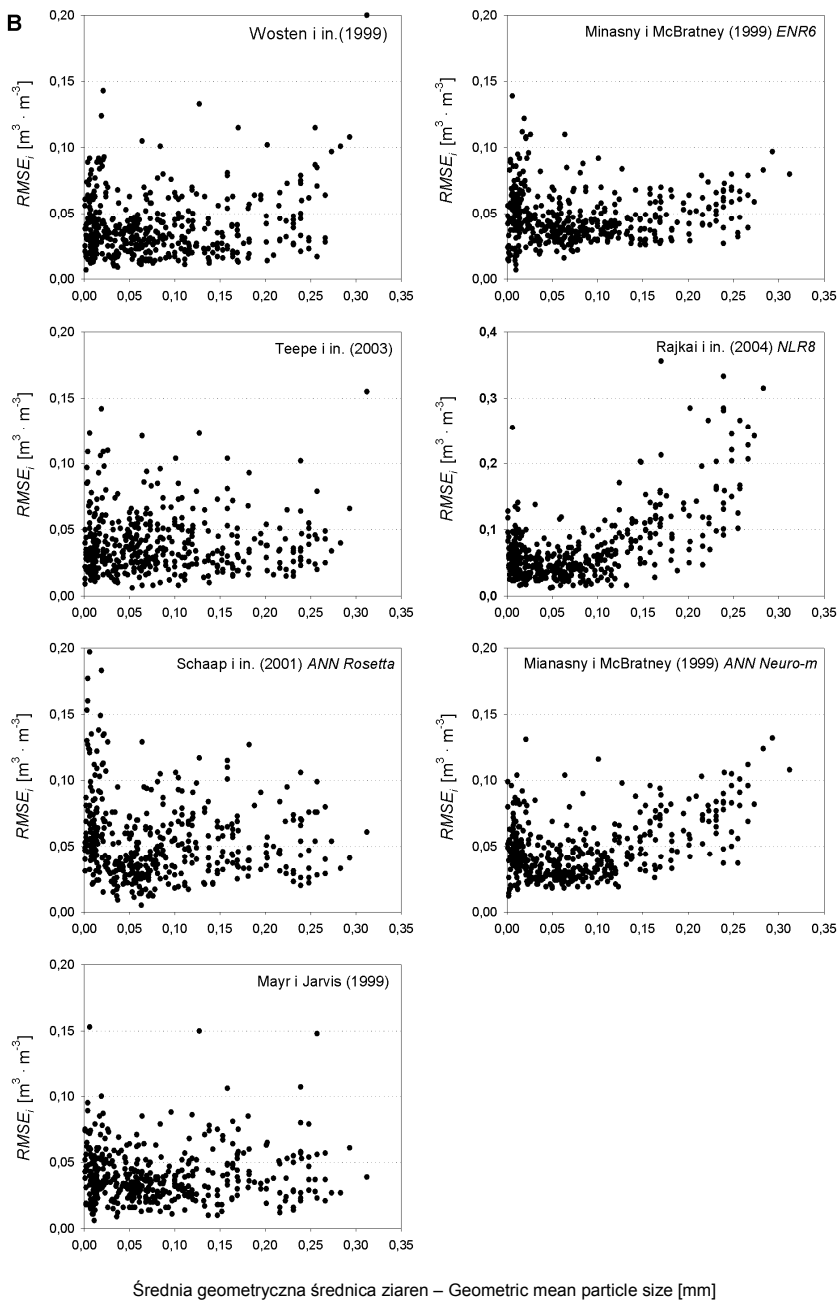
Rys. 35. Porównanie średnich wartości wskaźników efektywności modelowania d (Willmot 1984) i EF (Loague, Green 1991) dla analizowanych PTF na zbiorze $Bazacek-pF$

Fig. 35. Comparison of mean values of modeling effectiveness ratios d (Willmot 1984) and EF (Loague and Green 1991) for the analyzed $PTFs$ for the $Bazacek-pF$ set



Rys. 36A. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* na tle zmienności średniej geometrycznej wielkości ziaren dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF*

Fig. 36A. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the range of geometric mean particle size



Rys. 36B. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* na tle zmienności średniej geometrycznej wielkości ziaren dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF*

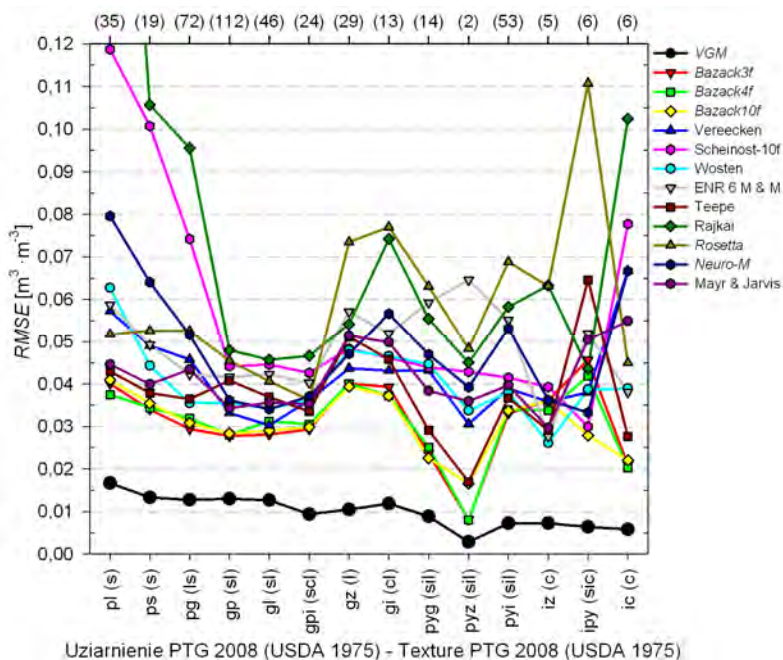
Fig. 36B. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the range of geometric mean particle size

W analogiczny sposób na rysunku 35 zestawiono wskaźniki efektywności modelowania d i EF , gdzie najwyższe wartości obu miar oznaczają najwyższą efektywność estymacji (prawy górny narożnik rys. 35). Z graficznego zestawienia miar dokładności estymacji (rys. 34 i 35) wynika wyższa dokładność i efektywność opracowanych modeli własnych (*Bazacek*) na zbiorze gleb z obszaru Polski oraz to, że z grupy cytowanych *PTF* zbliżoną i najwyższą dokładność osiągają cztery modele, tj. Vereeckena i in. (1989), Mayra i Jarvisa (1999), Wöstena i in. (1999) oraz Teepe i in. (2003).

Przedstawione powyżej oceny efektywności i dokładności estymacji *KWR* oparto na średnich wartościach lub rozkładach miar statystycznych, jednak w celu poznania czynników ograniczających zastosowanie poszczególnych *PTF* należy prześledzić związek miar dokładności estymacji z wybranymi charakterystykami glebowymi, czyli uziarnieniem, gęstością, zawartością węgla organicznego itp. Na rysunku 36A i 36B przedstawiono relacje między indywidualnymi błędami standardowymi estymacji ($RMSE_i$) i średnią geometryczną średnicą ziaren (d_g) dla poszczególnych *PTF*. Poziomym odniesienia jest generalnie wyrównanie i niewykazujące związku z d_g dopasowanie modelu *VGM* do danych eksperymentalnych. Podobnie wyrównany układ, choć przy wyższym poziomie wartości $RMSE_i$, występuje w modelach *Bazacek* – szczególnie *Bazacek4f* (rys. 36A). Wyrównany rozkład błędów estymacji względem d_g wykazują modele Mayra i Jarvisa (1999), Teepe i in. (2003) oraz *ENR6* (Minasny, McBratney 1999). Model Wöstena i in. (1999) nie wykazuje wyraźnego trendu, jednak jego niedokładność wzrasta przy ponad 40-procentowej zawartości frakcji ilowej (dane nieprezentowane). Tendencję do wzrostu błędu standardowego estymacji wraz ze wzrostem średnicy wykazuje model Vereeckena i in. (1989) i nie powinien być stosowany w utworach piaszczystych (rys. 36A). Model Schaapa i in. (2001) zaś wykazuje trend odwrotny i nie powinien być stosowany w utworach ilastych (rys. 36B). Wyraźny trend wzrostu błędu estymacji wraz ze wzrostem d_g stwierdzono w przypadku modeli Scheinosta i in. (1997), Rajkai i in. (2004) oraz *Neuro-m* Minasnego i McBratneya (2001). Oznacza to, że modele te nie powinny być stosowane w utworach piaszczystych. Osiągają one najniższe wartości błędów przy 30–50-procentowej zawartości frakcji ilowej (dane nieprezentowane, przedstawiono jedynie relację między $RMSR_i$ i d_g ; rys. 36A i 36B). Uwagi dotyczące związku między błędem standardowym estymacji $RMSR_i$ i d_g znajdują potwierdzenie także w graficznym zestawieniu średnich błędów standardowych estymacji w poszczególnych grupach granulometrycznych (rys. 37).

Błąd dopasowania modelu *VGM* do danych eksperymentalnych jest największy w utworach gruboziarnistych (pl) i maleje wraz z rozdrobnieniem składu granulometrycznego. Podobne, choć przeskalowane są wykresy średnich wartości $RMSE$ dla modeli własnych. We wszystkich grupach granulometrycznych, z wyjątkiem iltu zwykłego, modele te osiągają najniższe wartości błędu. Szczególnie niskie wartości $RMSE$ modele te wykazują w pyłach gliniastych i zwykłych oraz iłach ciężkich (pyg, pyz, ic). Nieco wyższe są błędy estymacji w glinach zwykłych i ilastych oraz iłach pylastych (gz, gi, ipy), w których podwyższone błędy wykazują także prawie

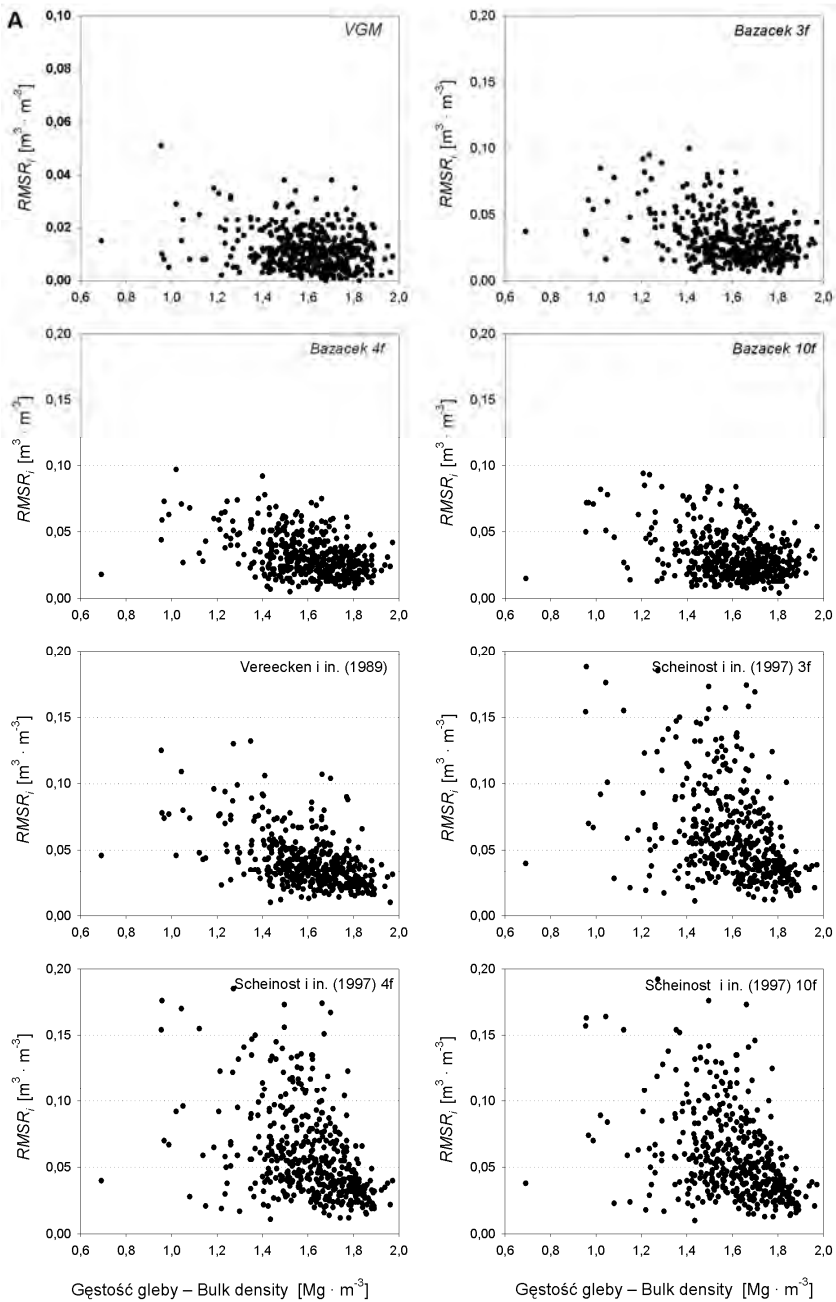
wszystkie modele zewnętrzne (z wyjątkiem najdokładniejszej wersji modelu Scheinosta i in. 1997). Zestawienie średnich błędów estymacji w poszczególnych grupach granulometrycznych jednoznacznie wyklucza możliwość stosowania modeli Scheinosta i in. (1997), Rajkai i in. (2004) oraz *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001) w utworach piaszczystych (pl, ps i pg). Model Rajkai i in. (2004) najmniejsze błędy osiąga w utworach gliniastych (gp, gl i gpi), jednak i tak są to wartości najwyższe spośród wszystkich uwzględnionych modeli.



Rys. 37. Zróznicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* w grupach granulometrycznych

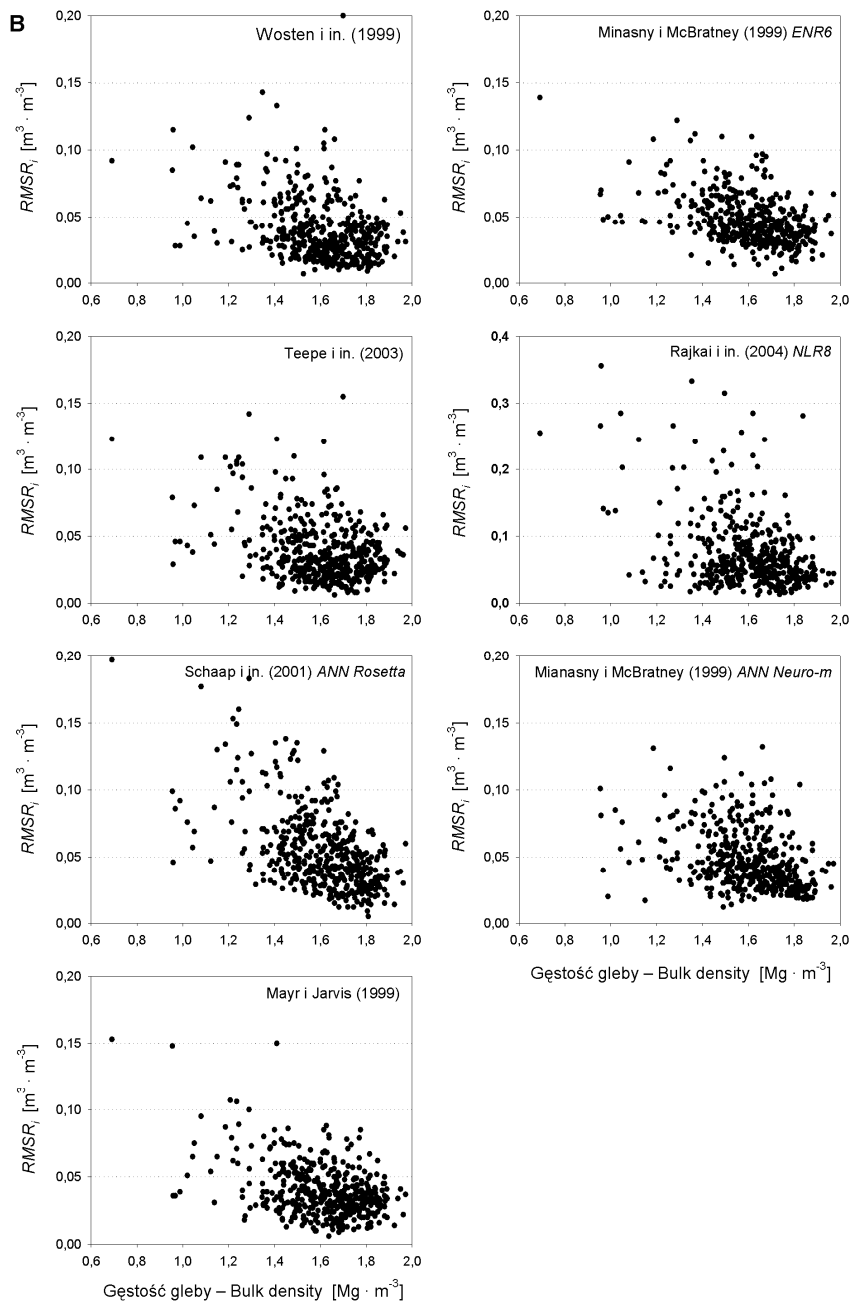
Fig. 37. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set in textural groups

Prezentowane powyżej (tab. 19 i rys. 32–35) niekorzystne wielkości poszczególnych miar dokładności i efektywności estymacji dla modeli Scheinosta i in. (1997), Rajkai i in. (2004) oraz *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001) wynikają głównie z dużych błędów estymacji w utworach piaszczystych (pl, ps i pg). Jest to konsekwencja kalibracji *PTF* na utworach o drobniejszym uziarnieniu, w których modele te osiągają błędy zbliżone do pozostałych zewnętrznych *PTF* (gp-ipy). W świetle przedstawionych wyników model *Rosetta* (Schaap i in. 2001) nie powinien być stosowany w utworach innych niż: pl, ps, pg, gp, gl, gpi, pyz i ic.



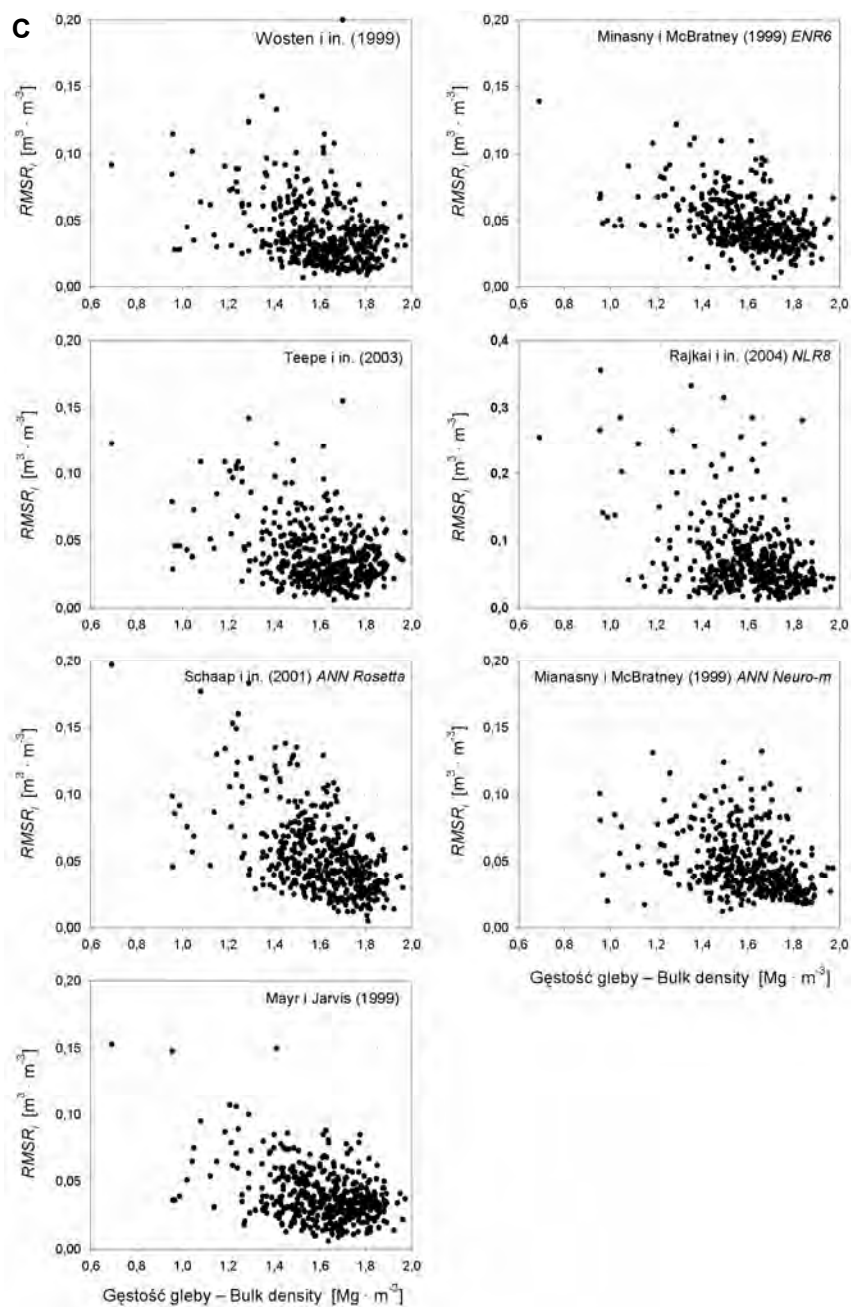
Rys. 38A. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* na tle zmienności gęstości gleby

Fig. 38A. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the range of soil bulk density



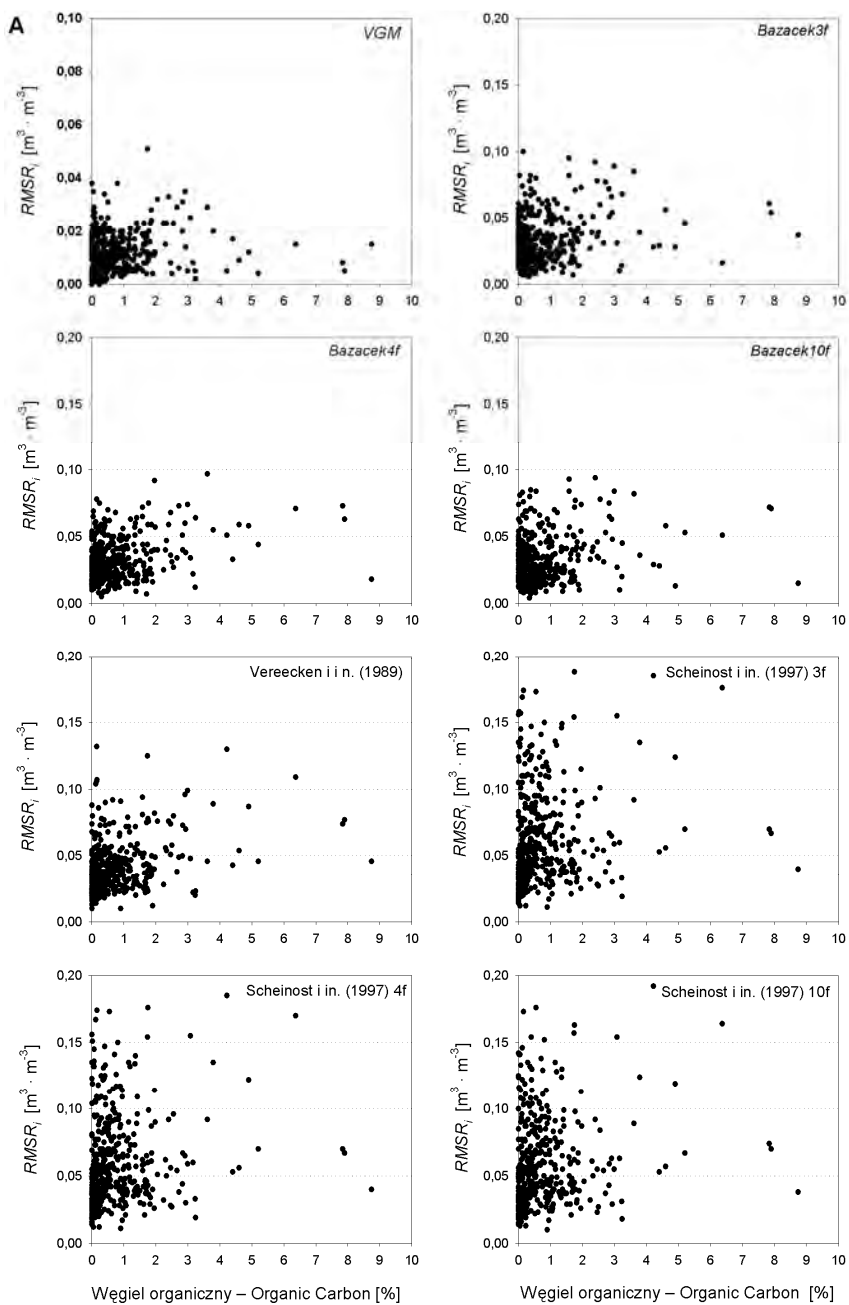
Rys. 38B. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* na tle zmienności gęstości gleby

Fig. 38B. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the range of soil bulk density



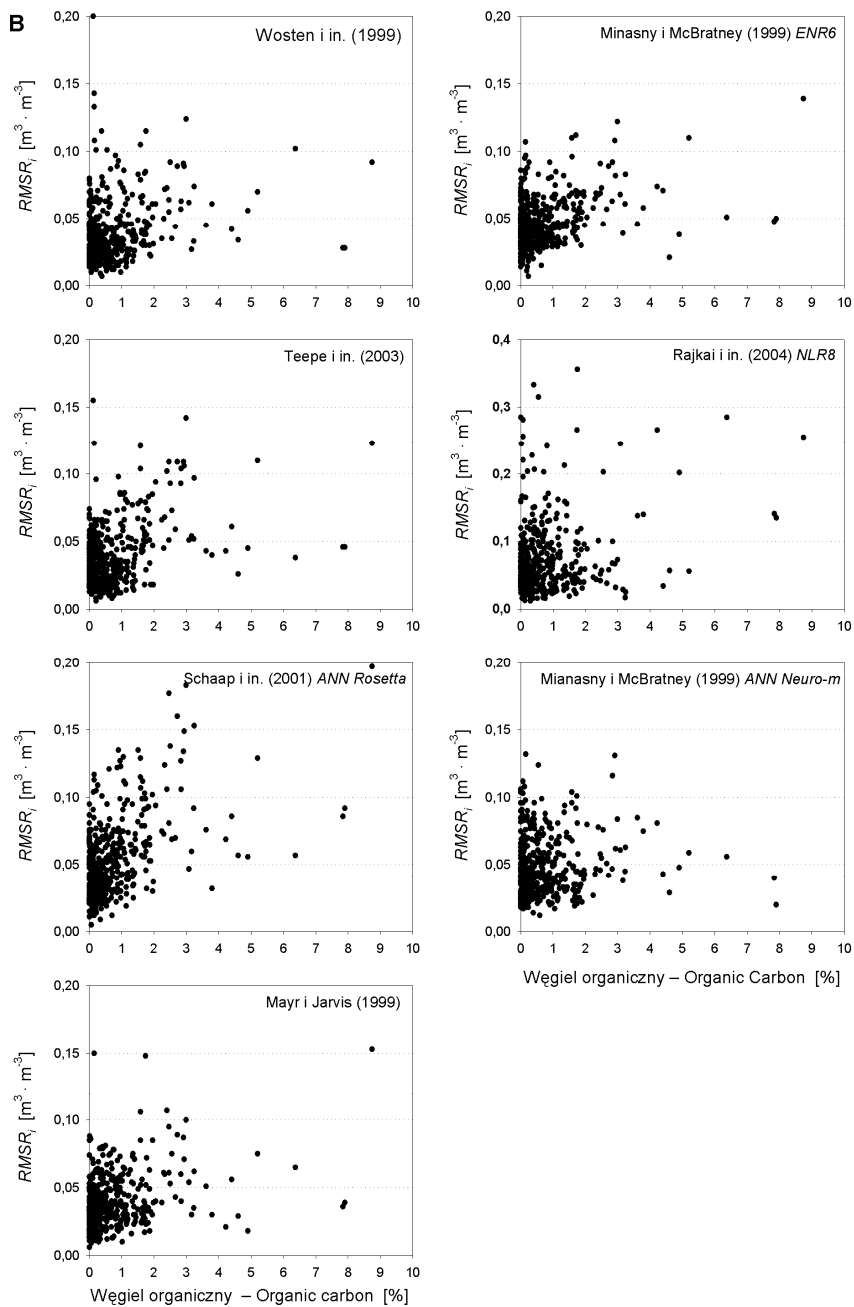
Rys. 38C. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* na tle zmienności gęstości gleby

Fig. 38C. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the range of soil bulk density



Rys. 39A. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* na tle zmienności zawartości węgla organicznego

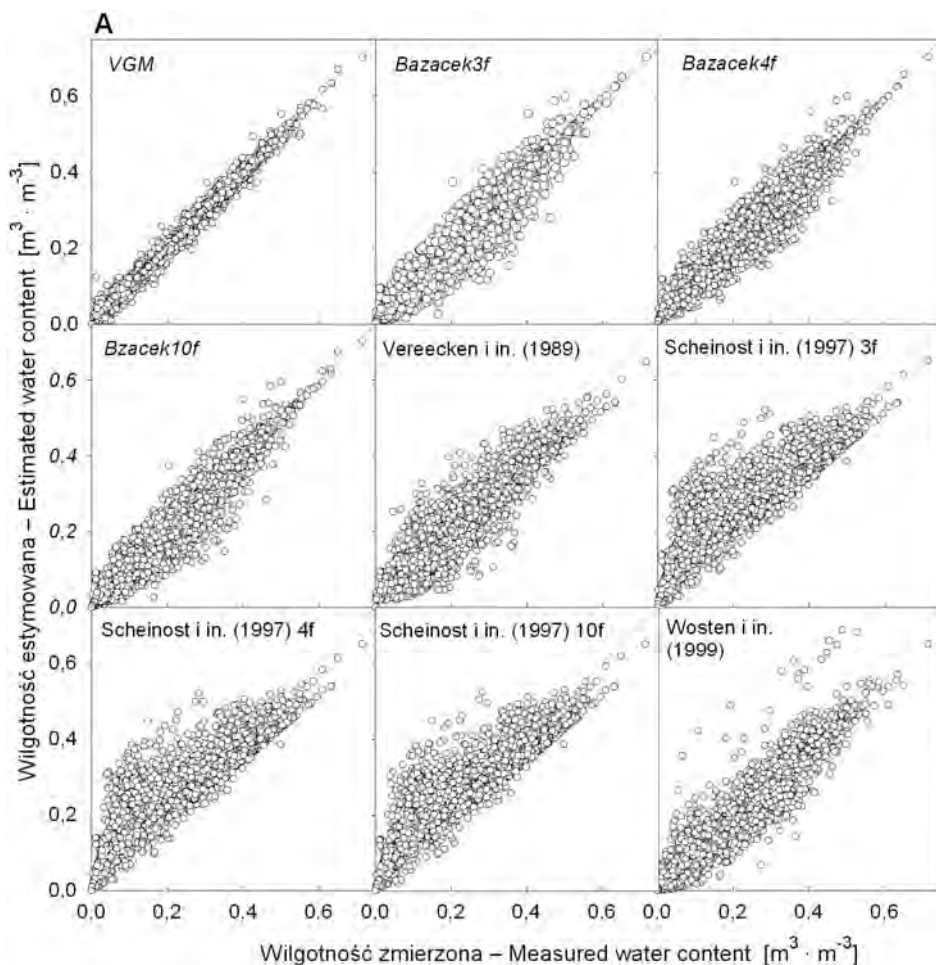
Fig. 39A. Variation of the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the soil organic carbon content



Rys. 39B. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF* na tle zmienności zawartości węgla organicznego

Fig. 39B. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set against the soil organic carbon content

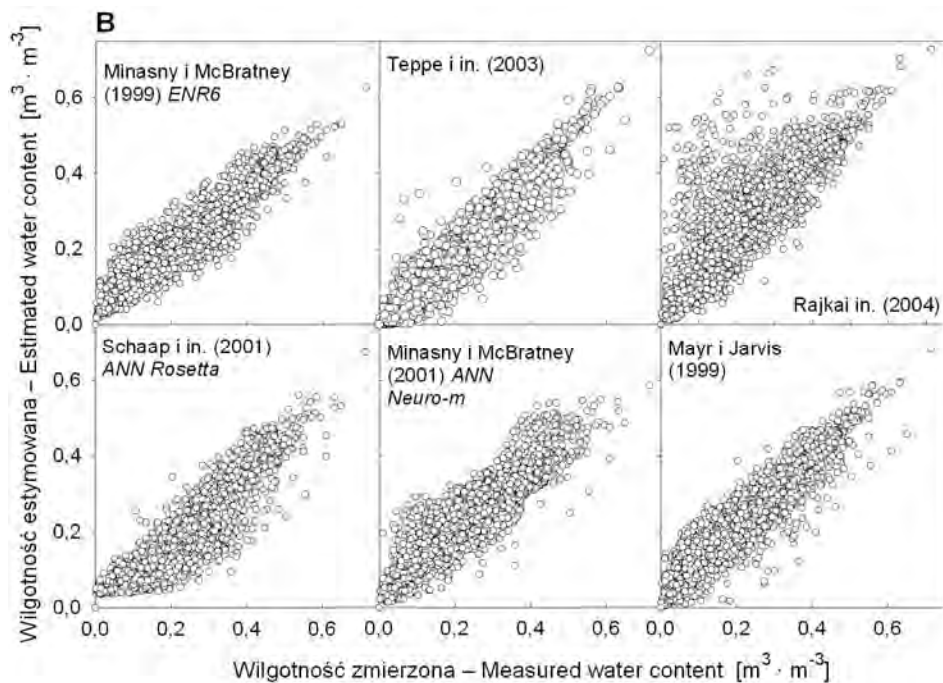
Istotnym wyznacznikiem warunków retencjonowania wody w glebie jest gęstość gleby opisująca fizyczny stan ośrodka i „stopień upakowania” cząstek glebowych, a jednocześnie determinująca cząstkową zawartość i rozkład wielkości porów glebowych. Relacje między gęstością gleby i błędem standardowym estymacji $RMSE_i$ dla kolejnych PTF (rys. 38A i 38B) wskazują, że wszystkie PTF wykazują wyraźną tendencję do redukcji błędu standardowego estymacji wraz ze wzrostem stanu zagęszczenia. Zjawisko to wydaje się najsłabiej zaznaczone w modelu *Bazacek4f*. Wszystkie analizowane modele wykazują też tendencję do wzrostu błędu standardowego $RMSE_i$ ze wzrostem zawartości węgla organicznego (rys. 39A i 39B),



Rys. 40A. Graficzne porównanie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb dla analizowanych PTF na zbiorze *Bazacek-pF*

Fig. 40A. Visual comparison of the measured and estimated soil water contents values for the analyzed $PTFs$ for the *Bazacek-pF* set

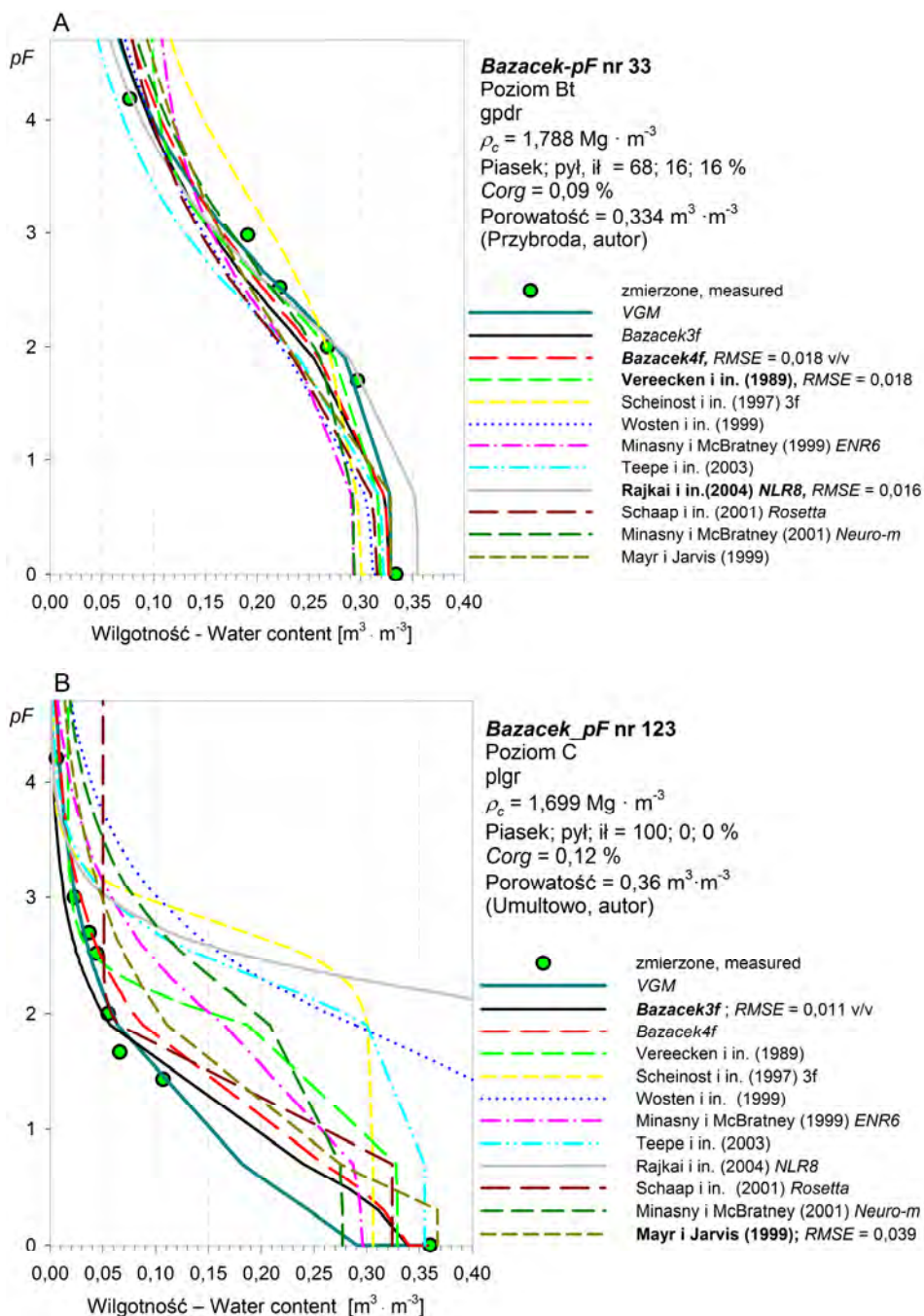
co można zinterpretować jako generalną tendencję wzrostu błędu estymacji wraz ze wzrostem stopnia strukturalności gleb. Pogorszenie dokładności estymacji *KWR* w utworach o wyższej zawartości węgla organicznego najslabiej zaznaczone jest w modelach *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001), Mayra i Jarvisa (1999), a także w proponowanych modelach *Bazacek3f* oraz *Bazacek4f*.



Rys. 40B. Graficzne porównanie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Bazacek-pF*

Fig. 40B. Visual comparison of the measured and estimated soil water contents values for the analyzed *PTFs* for the *Bazacek-pF* set

Tendencję modeli do zaniżania lub zawyżania estymowanych wartości przedstawiono powyżej w postaci odpowiednich miar statystycznych (*ME*, *SDME* oraz *relME*, tab. 19 i rys. 34), jednak wgląd w skalę zjawiska umożliwia zestawienie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb zamieszczone na rysunku 40. Zgodnie z bliskimi zeru wartościami *ME* (tab. 19) modele własne nie wykazują tu trendów bocznych, a niskie wartości *RMSE* i *SDRMSE* (tab. 19, rys. 34) znajdują odzwierciedlenie w dużym skupieniu i małych odchyleniach względem linii 1 : 1. Opisana niska dokładność wszystkich wersji modelu Scheinosta i in. (1997) oraz Rajkai i in. (2004) w utworach piaszczystych jest tutaj widoczna jako tendencja do zawyżania wilgotności gleb w tych utworach (rys. 40A i 40B), podczas gdy w po-



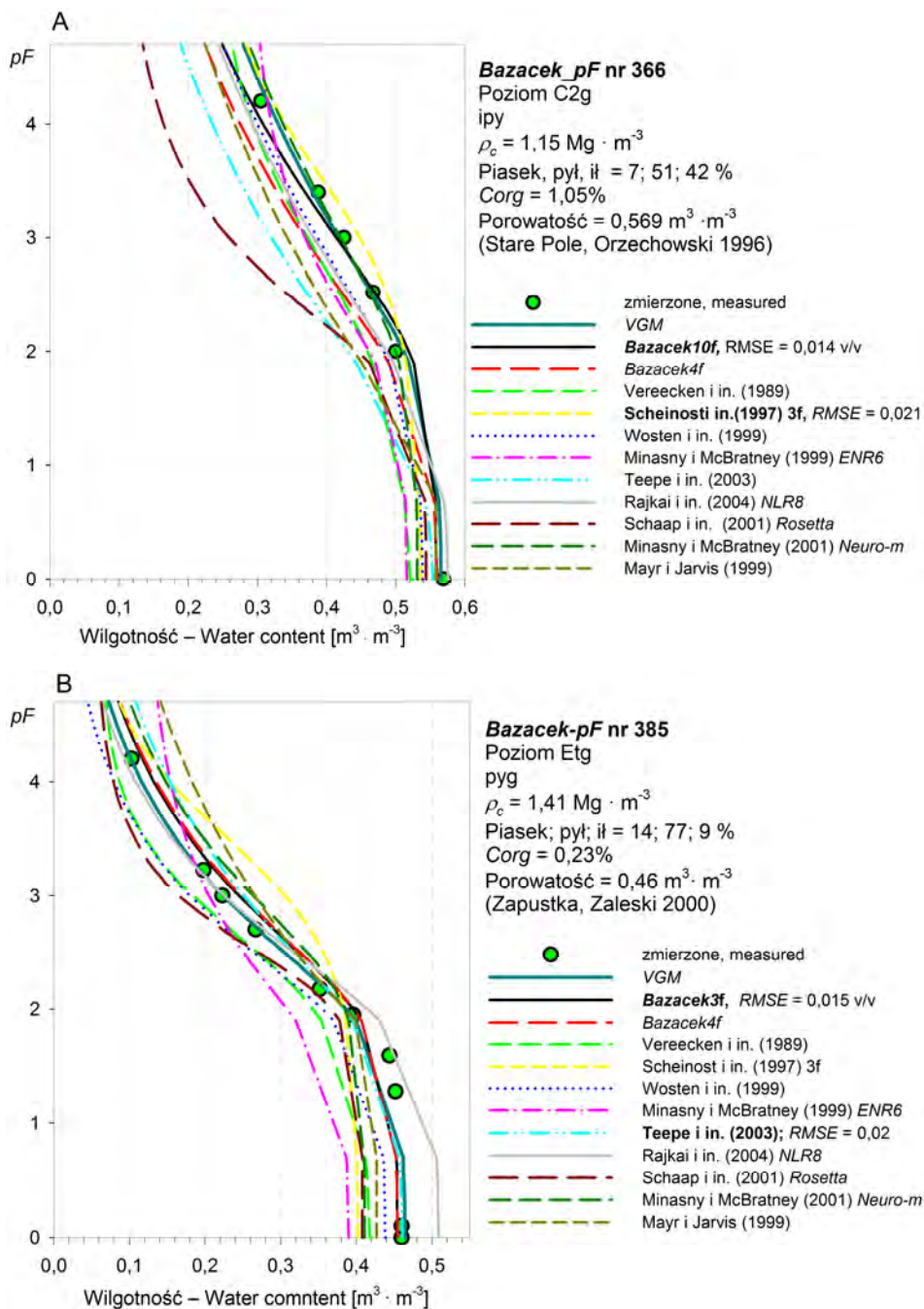
Rys. 41. Porównanie wyników estymacji KWR dla losowo wybranych poziomów ze zbioru Bazacek-pF
 Fig. 41. Comparison of the results of WRC estimation for selected horizons from the Bazacek-pF set

ziomach o drobnym uziarnieniu wilgotności estymowane zbliżone są do wartości pomierzonych. Model *Rosetta* (Schaap i in. 2001) z kolei wykazuje wzrost błędów estymacji w utworach drobnoziarnistych (rys. 37), co na rysunku 40B widoczne jest jako zaniżanie wilgotności i oznacza, że niedokładność modelu w utworach drobnoziarnistych prowadzi do zaniżania wilgotności gleb.

Zaniżanie części wilgotności w glebach drobnoziarnistych w przypadku modelu *Rosetta* związane jest ze zmierzonym, wyraźnie S-kształtnym przebiegiem estymowanych *KWR*, osiągniętym poprzez odpowiednią kalibrację wag skalujących parametry wejściowe modelu (Schaap i in. 2001). Najbardziej S-kształtny przebieg *KWR* estymowanych przy użyciu modelu *Rosetta* można zauważyć na rysunkach przedstawiających wyniki estymacji *KWR* czterech przykładowych, losowo wybranych poziomów glebowych ze zbioru *Bazacek-pF*. Zamieszczone na rysunkach 41 i 42 przykłady estymacji *KWR* wskazują, jak trudno ustalić optymalną *PTF* oraz przewidzieć przydatność poszczególnych modeli w odniesieniu do konkretnych poziomów i materiałów glebowych. W przypadku silnie zagęszczonego poziomu Bt gleby płowej (rys. 41, *Bazacek-pF* nr 336) o uziarnieniu gliny piaszczysto-drobnoziarnistej (PTG 2008) najdokładniejsze oszacowanie *KWR* uzyskano z wykorzystaniem modelu Rajkai i in. (2004; $RMSE_i = 0,016 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Model ten ze względu na duże błędy estymacji w utworach piaszczystych wykazuje niekorzystne średnie wielkości poszczególnych miar estymacji i ich rozkłady (por. rys. 32–34, 36B, 37 i 40B), a jednocześnie jest bardzo dokładny w przytaczanym przykładzie (rys. 41). Proponowany model *Bazacek4f* z modelem Vereeckena i in. (1989) wykazuje nieznacznie większy błąd standardowy ($RMSE_i = 0,018 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), przy czym w modelu Vereeckena występuje asymptotyczny przebieg górnego odcinka *KWR*. Najmniej dokładne są w tym przypadku modele: Scheinosta i in. (1997), Teepe i in. (2003), Wöstena i in. (1999) oraz *Rosetta* (Schaap i in. 1999).

W zagęszczonym poziomie materiału macierzystego gleby rdzawej o uziarnieniu piasku luźnego gruboziarnistego (rys. 41B, *Bazacek-pF* nr 133) model *Bazacek4f* jest mniej precyzyjny od modelu *Bazacek3f* ($RMSE_i = 0,011 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Z grupy cytowanych modeli poprawnie działa jedynie model Mayra i Jarvisa (1999). Pozostałe modele są nieprzydatne do estymacji *KWR* tego poziomu, choć – poza modelem Schaapa i in. (2001) – poprawnie estymują górny odcinek *KWR* ($pF > 4$). Szczególnie niedokładne są tu modele: Rajkai i in. (2004), Scheinosta i in. (1997), Wöstena i in. (1999), Teepe i in. (2003), Schaapa i in. (2001), a także poprawnie działający we wcześniejszym przykładzie model Vereeckena i in. (1989).

W poziomie C2gg mady właściwej o uziarnieniu łu pylastego i małym zagęszczeniu (rys. 42A, *Bazacek-pF* nr 366; Orzechowski 1996) najdokładniejszy jest model *Bazacek10f* ($RMSE_i = 0,014 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Ten najdokładniejszy w świetle przytaczanych danych czterofrakcyjny model *Bazacek4f* (tab. 19, rys. 32–40) w tym przypadku znacznie zaniża estymowane wilgotności gleby. Mniej dokładne są tylko *PTF* Schaapa i in. (2001), Teepe i in. (2003) oraz Mayra i Jarvisa (1999). Z grupy cytowanych modeli najmniejsze błędy estymacji *KWR* stwierdzono dla modelu Scheinosta i in. (1997, $RMSE_i = 0,021 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), generalnie niedokładnemu w świetle przedstawionych wyników (por. rys. 32–34, 36A, 37 i 40A). Przykład przedstawi-



Rys. 42. Porównanie wyników estymacji *KWR* dla losowo wybranych poziomów ze zbioru *Bazacek-pF*
Fig. 42. Comparison of the results of *WRC* estimation for selected horizons from the *Bazacek-pF* set

ny na rysunku 41A, wraz z danymi o błędach poszczególnych modeli w różnych grupach granulometrycznych (rys. 37) i ich relacji do średniej geometrycznej wielkości cząstek (rys. 36A), wskazuje, iż w celu osiągnięcia najdokładniejszego oszacowania *KWR* w utworach ilastych należy zastosować bardzo szczegółowy opis składu granulometrycznego i model *Bazacek10f*. W średnio zagęszczonym poziomie Eetg gleby płowej o uziarnieniu pyłu gliniastego (rys. 42B, *Bazacek-pF* nr 385; Zaleski 2004) najdokładniejsze są modele *Bazacek3f* ($RMSE_i = 0,015 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) oraz *Baczek4f*. Z grupy cytowanych *PTF* najdokładniejszy jest model Teepe i in. (2003, $RMSE_i = 0,02 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), bardzo niedokładny w trzech przytoczonych przykładach.

Zestawienie danych eksperymentalnych i estymowanych *KWR*, przedstawione na rysunkach 41 i 42, wskazuje na duże znaczenie wiedzy eksperckiej w doborze narzędzia estymacji krzywej wodnej retencyjności. Proces ten nie powinien być realizowany automatycznie przy użyciu modelu wybranego na podstawie statystycznie udokumentowanej dokładności na określonym zbiorze danych (jak to przedstawiono w tab. 19 i na rys. 32–39). Wyniki estymacji należy bowiem przeanalizować względem wartości charakterystyk glebowych, zwłaszcza w poziomach o ich specyficznym układzie i na podstawie znajomości cech materiału glebowego dokonywać ewentualnych obliczeń uzupełniających z wykorzystaniem innych *PTF*. W przypadku niniejszego zbioru *Bazacek-pF* można wskazać, iż mimo udokumentowanej generalnie najwyższej dokładności modelu *Bazacek4f* w praktyce zasadne jest stosowanie modelu Wösteny i in. (1999; rys. 37) w ilach zwykłych oraz modelu *Bazacek10f* w ilach pylastych i ciężkich (rys. 37 i 42). Zagadnienie właściwej estymacji *KWR* nie ogranicza się do zastosowania modelu o statystycznie udokumentowanej dokładności i wymaga wnikliwej oraz krytycznej oceny wyników estymacji względem wartości charakterystyk glebowych w celu optymalnego doboru *PTF*.

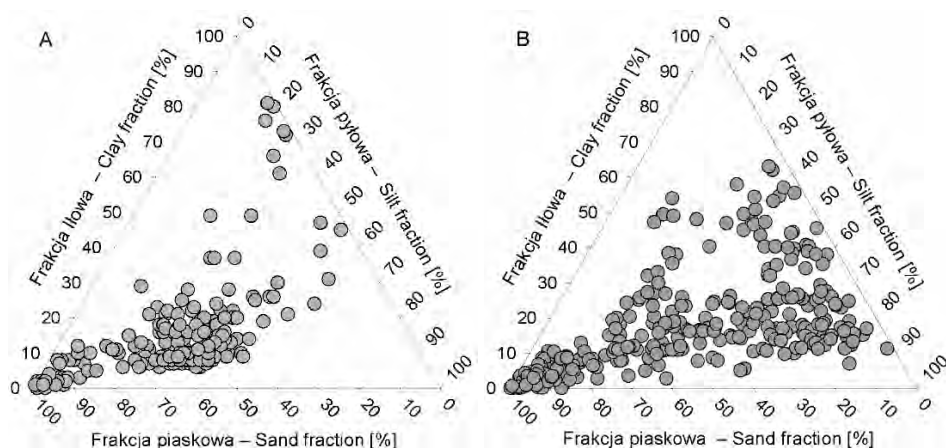
3.3. Weryfikacja opracowanych metod estymacji *KWR* na niezależnych zbiorach danych

Weryfikację dokładności estymacji *KWR* i przydatności opracowanych modeli *Bazacek* w porównaniu z innymi publikowanymi modelami przeprowadzono na dwóch niezależnych zbiorach danych – jednodetodycznym zbiorze ESDv.1 zawierającym 182 poziomy glebowe (ESBN-EC 2004, dalej umownie określanym jako *Estonia*) oraz skompilowanym z wielu materiałów źródłowych zbiorze *Unsoda* v.2 (Nemes i in. 1999, 2001) zawierającym 338 poziomów (określanym umownie jako *Unsoda*). Charakterystykę uziarnienia gleb w obu kontrolnych zbiorach danych zestawiono na diagramach uziarnienia (rys. 43) i wykresach skrzynkowych (rys. 44 i 45). W tabelach 20 i 21 przedstawiono statystyki opisowe podstawowych charakterystyk glebowych obu zbiorów kontrolnych. Z ich diagramów uziarnienia (rys. 43) wynika, iż w zbiorze *Unsoda*, przy rozmieszczeniu punktów zbliżonym do zbioru *Bazacek-pF* (rys. 29), praktycznie nie są reprezentowane utwory zawierające ponad 60% frakcji ilowej. W blisko o połowę mniejszym zbiorze danych z obszaru Estonii dominują

Tabela 20. Statystyki opisowe zbioru *Estonia* (ESBN-EC 2004, $n = 182$)

Table 20. Descriptive statistics for *Estonia* set (ESBN-EC 2004, $n = 182$)

Statystyka	> 2 mm	Piasek Sand	Pył Silt	Il Clay	d_{g3f}	σ_{3f}	DF_{43f}	BEI_{3f}	$C_{org.}$	ρ_c	ϕ
	[%]	[%]	[%]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[-]	[%]	[Mg · m ⁻³]	[m ³ · m ⁻³]
Średnia	1,7	58,3	26,5	15,3	0,077	10,234	2,665	0,486	1,20	1,508	0,422
Błąd standardowy	0,1	1,7	1,0	1,1	0,006	0,324	0,012	0,013	0,13	0,017	0,006
Mediana	2	57	30	11	0,047	10,22	2,679	0,459	0,4	1,565	0,40
Tryb	2	54	34	8	0,048	10,35	2,669	0,467	0	1,6	0,37
Odchylenie standardowe	1,1	23,0	14,0	14,9	0,082	4,376	0,163	0,175	1,727	0,226	0,076
Wariancja	1,20	527,99	194,9	222,4	0,007	19,14	0,027	0,031	2,983	0,051	0,006
Kurtozja	-0,429	0,210	-0,635	7,219	1,317	0,121	3,868	0,939	5,077	0,236	0,036
Skośność	0,089	-0,198	-0,418	2,506	1,595	0,059	-1,46	0,631	2,167	-0,85	0,838
Zakres	4	99	57	81	0,312	21,31	0,987	0,901	9,4	1,05	0,34
Minimum	0	1	0	0	0,001	1,273	1,983	0,087	0	0,8	0,31
Maksimum	4	100	57	81	0,312	22,58	2,970	0,988	9,4	1,85	0,65

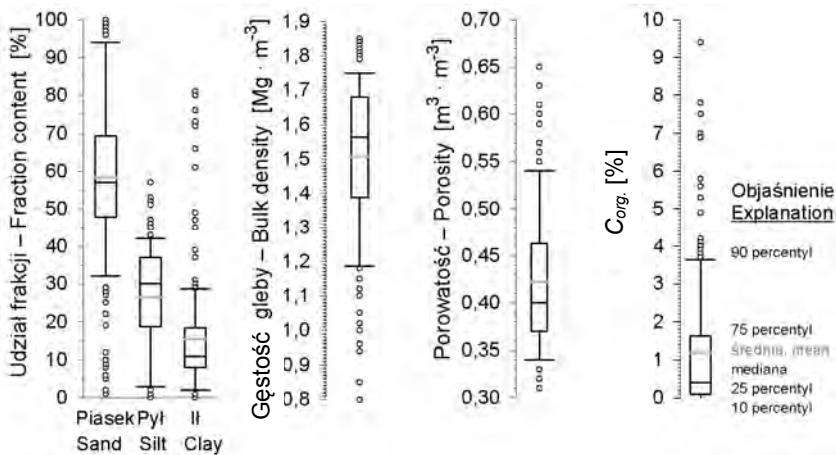


Rys. 43. Rozkład uziarnienia gleb w kontrolnych zbiorach danych: A – *Estonia* (ESBN-EC 2004, $n = 182$), B – *Unsoda* (v.2, Nemes i in. 2001; $n = 338$)

Fig. 43. Particle size distribution in control soil data sets: A – *Estonia* (ESBN-EC 2004, $n = 182$), B – *Unsoda* (Nemes at al. 2001; $n = 338$)

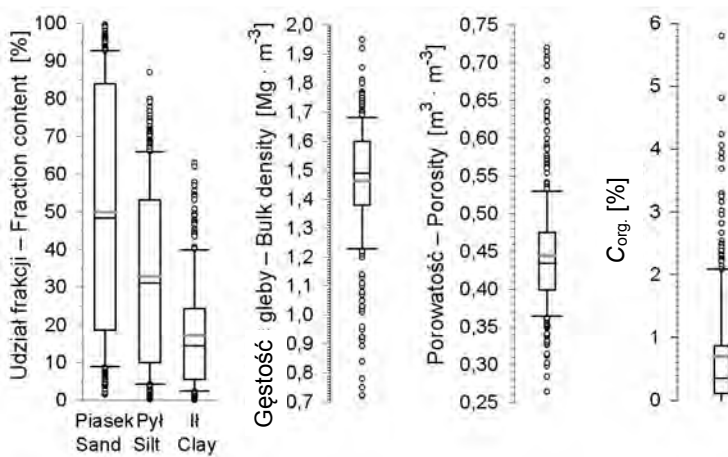
utwory gliniaste (gl i gp), niewiele jest utworów pyłowych, brakuje utworów o zawartości ponad 60% frakcji pyłowej oraz utworów zawierających ponad 50% frakcji pyłowej przy mniejszym niż 20% udziale frakcji ilowej.

Zbiór *Estonia* wykazuje duże podobieństwo do zbioru *Bazacek-pF* pod względem rozkładu zawartości poszczególnych frakcji granulometrycznych (rys. 44)



Rys. 44. Wykresy skrzynkowe rozkładów podstawowych charakterystyk glebowych zbioru *Estonia* (ESBN-EC 2004, $n = 182$)

Fig. 44. Box plots of the distribution of basic soil characteristics for the *Estonia* set (ESBN-EC 2004, $n = 182$)



Rys. 45. Wykresy skrzynkowe rozkładu podstawowych charakterystyk glebowych zbioru *Unsoda* (v.2, Nemes i in. 2001; $n = 338$)

Fig. 45. Box plots of the distribution of basic soil characteristics for the *Unsoda* set (Nemes et al. 2001; $n = 338$)

i średnich wielkości charakterystyk uziarnienia (% frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej odpowiednio 58,3; 26,5 i 15,3%; tab. 20). W obu zbiorach uwzględniono duże zakresy zmienności gęstości gleby, porowatości oraz zawartości węgla organicznego (tab. 20 i 21).

Tabela 21. Statystyki opisowe zbioru *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001; $n = 338$)**Table 21.** Descriptive statistics for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001; $n = 338$)

Statystyka	> 2 mm	Piasek	Pył	II	$dg3f$	$\sigma3f$	$DF3f$	$BEI3f$	$C_{org.}$	ρ_c	ϕ
	[%]	[%]	[%]	[%]	[mm]	[mm]	[mm]	[-]	[%]	[Mg · m ⁻³]	[m ³ · m ⁻³]
Średnia	b. danych	49,9	33,0	17,2	0,076	9,196	2,673	0,451	0,70	1,464	0,445
Błąd standardowy	–	1,7	1,3	0,8	0,005	0,260	0,010	0,013	0,05	0,011	0,004
Mediana	–	49	31	15	0,027	8,581	2,720	0,398	0,35	1,490	0,43
Tryb	–	60	13	17	0,063	8,584	2,743	0,496	0	1,49	0,43
Odchylenie standardowe	–	31,7	23,1	14,3	0,089	4,780	0,179	0,230	0,912	0,199	0,072
Wariancja	–	1002,8	535,0	205,0	0,008	22,85	0,032	0,053	0,831	0,040	0,005
Kurtoza	–	-1,457	-1,178	0,802	-0,231	1,136	2,649	-0,94	5,714	2,197	2,209
Skośność	–	0,096	0,268	1,139	1,077	0,958	-1,426	0,536	2,215	-1,152	1,099
Zakres	–	98	86,8	62,9	0,310	25,376	0,933	0,888	5,8	1,228	0,456
Minimum	–	1,6	0,3	0,1	0,001	1,338	2,000	0,107	0	0,722	0,264
Maksimum	–	99,6	87,1	63	0,311	26,714	2,933	0,995	5,8	1,95	0,72

Średnia gęstość gleby i zawartość $C_{org.}$ w zbiorze *Estonia* wynosi odpowiednio 1,508 Mg · m⁻³ i 1,2%, w zbiorze *Unsoda* odpowiednio 1,464 Mg · m⁻³ i 0,7%, w *Bazacek-pF* 1,605 Mg · m⁻³ i 0,74% (tab. 16). Zbiory te najbardziej różnicują rozkład frakcji ilowej i węgla organicznego. W obu przypadkach większe zakresy i wartości odpowiadające kolejnym percentylom są wyższe w zbiorze *Estonia*, gdzie np. 75. percentylowi w rozkładzie zawartości węgla organicznego odpowiada wartość 1,7% przy odpowiednio 0,9% w zbiorze *Unsoda*.

Wyniki estymacji *KWR* na zbiorze *Estonia* przedstawione w tabeli 20 w postaci miar dokładności i efektywności modelowania wskazują, iż największą dokładność modelowania uzyskano przy użyciu proponowanego modelu *Bazacek4f*. Najwyższą dokładność estymacji z wykorzystaniem tego modelu potwierdzają najkorzystniejsze wielkości miar mianowanych i niemianowanych. Średni błąd standardowy *RMSE* ($\pm SDRMSE$) osiąga wartość $0,055 \pm 0,043 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (co odpowiada $RRMSE = 19,9\%$ średniej wilgotności gleb w tym zbiorze) przy $0,063 \pm 0,048 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dla *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001) oraz $0,065 \pm 0,051 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dla Vereckena i in. (1989), $0,065 \pm 0,055 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ dla Scheinosta i in. (1997). Najmniejsze są także wartości średniego błędu bezwzględnego ($AME = 0,044 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), odchylenia błędu średniego ($SDME = 0,049 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), niskie są wartości składowej systematycznej i niesystematycznej oraz ich proporcje. Wielkości poszczególnych miar błędów estymacji są najmniejsze dla modelu *Bazacek4F*, jednak są to wielkości blisko dwukrotnie większe od stwierdzonych na zbiorze kalibracyjnym *Bazacek-pF* ($AME = 0,026 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; $RMSE = 0,032 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, $SDME$ i $SDRMSE$ odpowiednio 0,025 i $0,023 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Jak wykazano przy opisie wyników estymacji *KWR* na zbiorze *Bazacek-pF*, bardziej wiarygodne i obiektywne są niemianowane wskaźniki efektywności modelowania.

Odpowiednie wartości tych wskaźników z różnych zbiorów można porównywać bezpośrednio, co nie jest możliwe w przypadku miar mianowanych (nie dotyczy wielkości względnych *relME* i *RRMSE* oraz relacji składowej systematycznej do składowej losowej błędu standardowego estymacji). Wielkości wskaźników efektywności estymacji dla modelu *Bazacek4f* są wyższe od innych *PTF* i wynoszą odpowiednio $d = 0,951$ oraz $EF = 0,829$, jednak pozostają niższe od odpowiednich wielkości na zbiorze kalibracyjnym (odpowiednio $d = 0,975$ oraz $EF = 0,902$).

Przedstawione w tabeli 21 wyniki estymacji *KWR* na zbiorze *Unsoda* wskazują na generalnie niższą efektywność estymacji przy użyciu wszystkich uwzględnionych *PTF* w porównaniu ze zbiorami *Bazacek-pF* oraz *Estonia*. Mniej dokładne jest także dopasowanie modelu *VGM* do danych eksperymentalnych (d i EF odpowiednio 0,992 i 0,979 przy 0,997 i 0,987 na *Bazacek-pF*, tab. 19). Błąd standardowy dopasowania równania *VGM* jest zbliżony do wartości uzyskanej na zbiorze *Bazacek-pF* ($RMSE = 0,011 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), jednak składowa systematyczna błędu standardowego stanowi średnio 70% wielkości składowej losowej ($RMSEs/RMSEu = 0,7$) przy $R^2_{\text{adj}} = 96,5\%$ (odpowiednio 0,22 i 98,4% na zbiorze *Bazacek-pF*). Mniejsza zgodność danych pomiarowych z *S*-kształtnym modelem van Genuchtena (1980) powoduje, iż obliczone dla poszczególnych modeli niemianowane wskaźniki efektywności estymacji są tutaj niższe od odpowiednich wielkości uzyskanych na zbiorach *Bazacek-pF* oraz *Estonia*, podczas gdy miary mianowane nie wykazują istotnych przeskalowań (por. tab. 19–21).

Wielkości wskaźników estymacji na zbiorze *Unsoda* w przypadku najdokładniejszego modelu Vereeckena i in. (1989) wynoszą: $d = 0,918$ oraz $EF = 0,580$ (tj. EF jest o ok. 0,3 mniejsze niż na zbiorze *Bazacek-pF*, tab. 19). Niższe są wielkości tych wskaźników dla modeli Teepe i in. (2003; 0,914 i 0,552) oraz *Bazacek4f* (0,918; 0,506). Z uwagi na brak informacji o zawartości części szkieletowych w cztero-frakcyjnym modelu *Bazacek4f* stosowano wartości d_{g3f} i σ_{3f} obliczone na podstawie trzech frakcji (w miejsce parametrów d_{g4f} i σ_{4f}). Zgodnie z wielkościami wskaźników efektywności modelowania najmniejszy błąd standardowy estymacji uzyskano przy użyciu modelu Vereeckena i in. (1989; $RMSE \pm SDRMSE = 0,051 \pm 0,044 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a zbliżone wielkości wykorzystując model Teepe i in. (2003, $0,053 \pm 0,047$) oraz *Bazacek4f* ($0,054 \pm 0,047$). W przypadku wszystkich modeli składowa systematyczna błędu estymacji jest co najmniej czterokrotnie wyższa od składowej losowej (np. Teepe i in. 2003; Schaap i in. 2001; Mayr, Jarvis 1999), a w modelach Rajkai i in. (2004) oraz *Neuro-m* (Minasny, McBratney 2001) stanowi ponad 100-krotność składowej losowej.

Na zbiorze *Unsoda* model *Bazacek4f* oszacowuje *KWR* z dokładnością i efektywnością zbliżoną do najdokładniejszych modeli Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. (2003). Uwagi te znajdują potwierdzenie w bardzo korzystnym rozkładzie błędów standardowych estymacji proponowanego modelu *Bazacek4f* na tle wszystkich analizowanych modeli na zbiorach *Estonia* (rys. 46) i *Unsoda* (rys. 47). W glebach z obszaru Estonii model ten wykazuje najkorzystniejszy rozkład błędów indywidualnych $RMSE_i$, natomiast na zbiorze *Unsoda* korzystniejszym rozkładem $RMSE_i$ odznaczają się jedynie modele Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. 2003. W przypadku zbioru

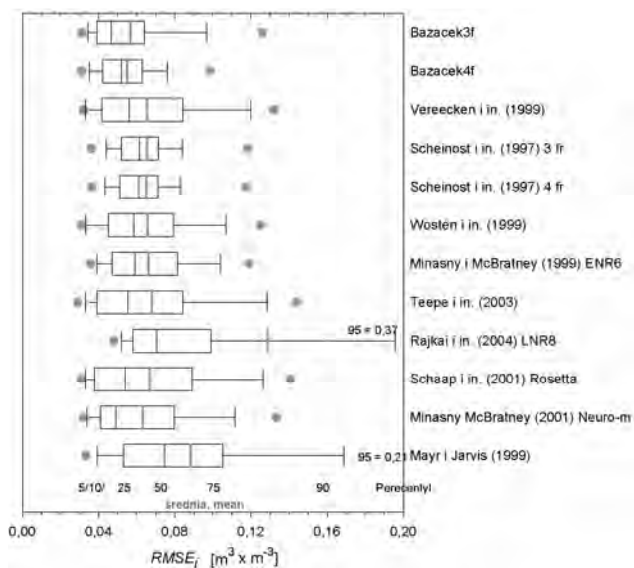
Tabela 22. Zestawienie miar dokładności estymacji *KWR* dla analizowanych ciągłych *PTF* na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)
Table 22. Comparison of goodness-of-fit measures for the estimated *WRC* for the analyzed continuous *PTFs* on the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)

Model	Liczba danych kalibrowanych	<i>relME%Oi</i>		<i>AME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>ME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>SDME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RRMSE</i> [%]	<i>RMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>SDRMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RMSEs</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RMSEu</i> [m ³ · m ⁻³]	$\frac{RMSEs}{RMSEu}$ [m ³ · m ⁻³]	<i>R</i> ² [%]	<i>np</i> [-]	<i>AIC</i> [-]	<i>d</i> [-]	<i>EF</i> [-]
		18,22	31,03														
<i>Bazacek3f</i>	436	18,22	0,045	0,006	0,051	0,049	20,5	0,057	0,046	0,014	0,015	1,39	90,3	16	4203,4	0,953	0,819
<i>Bazacek4f</i>	436	31,03	0,044	0,018	0,049	0,055	19,9	0,055	0,043	0,015	0,013	1,76	91,6	11	3708,5	0,951	0,829
Verseecken i in. (1989)	182	22,12	0,052	0,001	0,057	0,065	23,7	0,065	0,051	0,018	0,015	3,99	88,9	5	5129,7	0,928	0,747
Scheinst i in. (1997) 3f	132	46,13	0,052	0,027	0,061	0,065	23,7	0,065	0,055	0,023	0,007	5,01	94,4	6	4836,3	0,909	0,736
Scheinst i in. (1997) 4f	132	45,94	0,052	0,026	0,061	0,065	23,6	0,065	0,055	0,023	0,007	5,04	94,5	6	4815,8	0,910	0,738
Wosten i in. (1999)	2894	18,67	0,053	-0,002	0,056	0,066	23,7	0,066	0,050	0,018	0,014	2,67	89,9	5	5078,9	0,923	0,740
Minasny, McBratney (1999) <i>ENR6</i>	484	21,97	0,055	-0,017	0,059	0,066	23,9	0,066	0,053	0,021	0,012	2,57	89,8	4	4939,3	0,922	0,765
Teepe i in. (2003)	1850	5,38	0,055	-0,009	0,064	0,068	24,6	0,068	0,057	0,015	0,019	1,28	87,0	4	5522,5	0,941	0,756
Rajkai i in. (2004) <i>LNR8</i>	305	200,33	0,118	0,112	0,055	0,129	46,6	0,129	0,049	0,045	0,011	60,90	85,6	5	13 650,0	0,843	-1,941
Schaap i in. (2001) <i>Rosetta</i>	1209	8,91	0,055	-0,030	0,057	0,067	24,2	0,067	0,051	0,018	0,017	1,15	86,4	37	5480,3	0,937	0,759
Minasny, McBratney (2001) <i>Neuro-m</i>	484	12,48	0,053	-0,022	0,054	0,063	22,8	0,063	0,048	0,020	0,012	2,30	90,9	36	5017,5	0,932	0,792
Mayr, Jarvis (1999)	1678	38,57	0,077	-0,020	0,065	0,088	31,9	0,088	0,059	0,029	0,013	2,83	89,0	5	7352,5	0,856	0,588

Tabela 23. Zestawienie miar dokładności estymacji *KWR* dla analizowanych ciągłych *PTF* na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

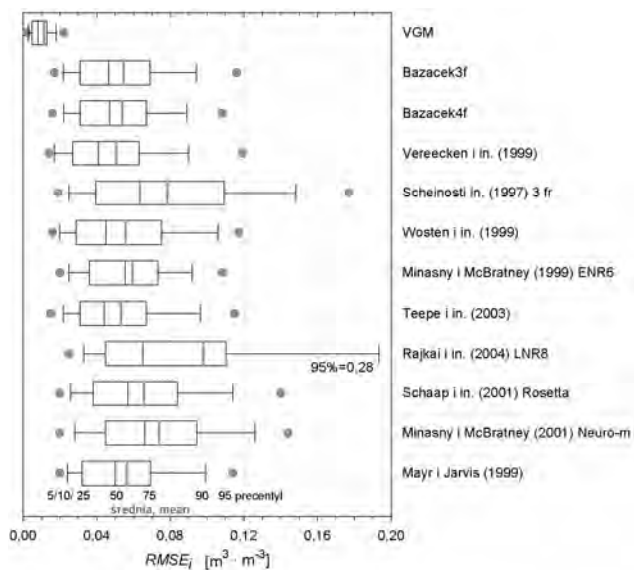
Table 23. Comparison of goodness-of-fit measures for the estimated *WRC* for the analyzed continuous *PTFs* on the *Unsoda set* (Nemes et al. 1999, 2001)

Model	Liczba danych kalibrowanych	<i>re/ME%Oi</i>		<i>AME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>ME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>SDME</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RRMSE</i> [%]	<i>RMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>SDRMSE</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RMSEs</i> [m ³ · m ⁻³]	<i>RMSEu</i> [m ³ · m ⁻³]	$\frac{RMSEs}{RMSEu}$ [m ³ · m ⁻³]	<i>R²</i> [%]	<i>np</i>	<i>AIC</i>	<i>d</i>	<i>EF</i>
		[%]	[%]														
<i>1GM</i>		0,22		0,009	0,000	0,006	3,9	0,011	0,011	0,001	0,003	0,73	96,5	0	1822,4	0,992	0,979
<i>Bazacek3f</i>	436	2,49		0,047	-0,003	0,027	18,5	0,055	0,047	0,016	0,007	5,53	90,6	16	8705,4	0,918	0,490
<i>Bazacek4f</i>	436	10,97		0,047	0,002	0,027	18,2	0,054	0,047	0,016	0,006	5,61	95,2	11	8504,3	0,918	0,506
Vereecken i in. (1989)	182	5,68		0,044	0,000	0,023	17,2	0,051	0,044	0,014	0,007	5,15	90,7	5	8458,8	0,918	0,581
Scheinost i in. (1997) <i>3f</i>	132	45,56		0,069	0,014	0,036	26,5	0,078	0,069	0,024	0,008	11,84	80,5	6	11080,5	0,793	0,292
Wosten i in. (1999)	2894	2,18		0,048	-0,010	0,026	18,9	0,056	0,048	0,017	0,006	6,34	90,8	5	8935,2	0,907	0,517
Minasny, McBratney (1999) <i>ENR6</i>	484	18,38		0,052	-0,007	0,027	20,1	0,059	0,053	0,018	0,005	8,05	90,0	4	8955,1	0,868	0,532
Teepe i in. (2003)	1850	-1,80		0,046	-0,003	0,025	18,1	0,053	0,047	0,015	0,007	3,99	91,4	4	8604,5	0,914	0,552
Rajkai i in. (2004) <i>LNR8</i>	305	75,47		0,090	0,049	0,038	33,1	0,098	0,075	0,030	0,008	119,20	82,8	5	13690,6	0,810	-0,293
Schaap i in. (2001) <i>Rosetta</i>	1209	-10,47		0,057	-0,014	0,025	22,3	0,066	0,058	0,019	0,009	4,37	90,2	37	10076,0	0,888	0,344
Minasny, McBratney (2001) <i>Neuro-m</i>	484	19,44		0,066	-0,011	0,038	25,1	0,074	0,063	0,023	0,007	140,33	72,7	36	10588,7	0,794	0,377
Mayr, Jarvis (1999)	1678	8,47		0,049	-0,004	0,029	19,1	0,056	0,049	0,016	0,007	4,84	89,3	5	8832,7	0,906	0,520



Rys. 46. Rozkład błędów standardowych estymacji KWR ($RMSE_i$) dla analizowanych PTF na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)

Fig. 46. Distribution of root mean square errors ($RMSE_i$) of the estimated WRC for the analyzed $PTFs$ for the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)



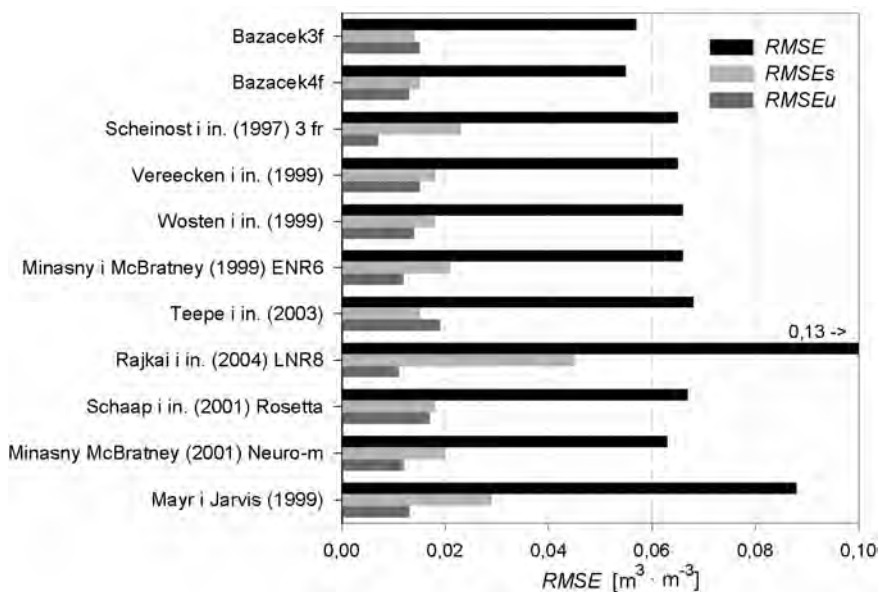
Rys. 47. Rozkład błędów standardowych estymacji KWR ($RMSE_i$) dla analizowanych PTF na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 47. Distribution of root mean square errors ($RMSE_i$) of the estimated WRC for the analyzed $PTFs$ for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)

Unsoda rozkłady te potwierdzają niską przydatność modeli Scheinosta i in. (1997) oraz Rajkai i in. (2004). Zbiór *Unsoda* stanowił podstawę kalibracji modelu *Rosetta*, a mimo to model Schaapa i in. (2001) wykazuje jeden z najmniej korzystnych rozkładów $RMSE_i$, podobnie jak inny uwzględniony w analizie model *ANN* (Minasny, McBratney 2001).

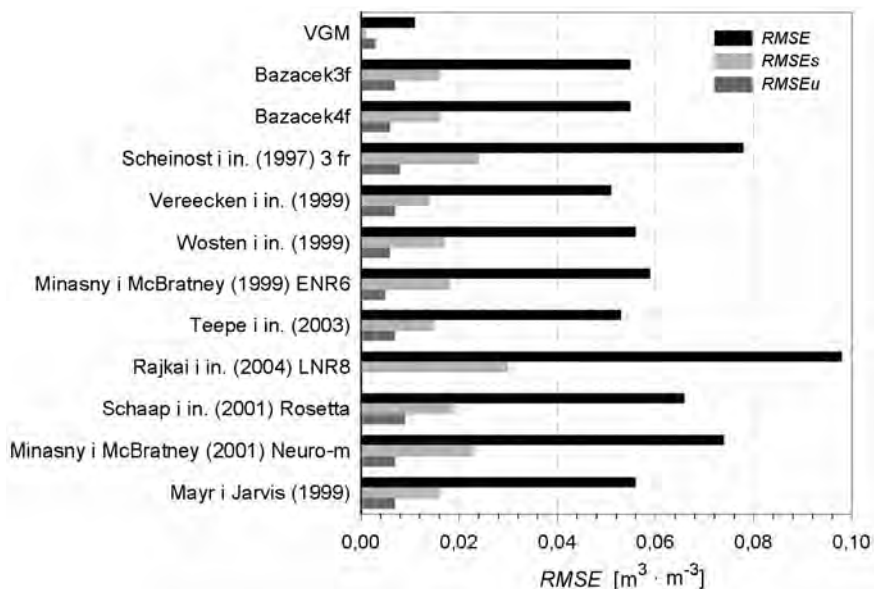
Zestawienie składowych systematycznych i losowych składowych błędów standardowych estymacji KWR na obu zbiorach kontrolnych (rys. 48 i 49) potwierdza poprawną konstrukcję modeli *Bazacek3f* i *Bazacek4f*. Modele te wraz z *PTF* (Teepe i in. 2003) wykazują najniższe wartości składowej systematycznej błędu standardowego estymacji na zbiorze *Estonia*, przy czym model Teepe i in. (2003) charakteryzuje się wyższą wartością składowej losowej ($RMSE = 0,019$ przy $0,013$ dla *Bazacek4f*, tab. 20).

W interpretacji systematycznej i losowej składowej $RMSE$ poza samymi wartościami składowych istotna jest ich względna relacja. Na zbiorze *Estonia* składowa systematyczna $RMSEs$ w modelu *Bazacek4f* jest nieznacznie wyższa od wartości dla modelu *Bazacek3f* (tab. 20, rys. 48), jednak podobnie jak na zbiorze kalibracyjnym *Bazacek-pF* jej wartość przewyższa składową losową. Podobny układ obu składowych, chociaż przy wyższych wartościach $RMSE$, występuje w modelach Vereeckena i in. (1989), Wösten i in. (1999) oraz Schaapa i in. (2001). Wyraźna przewaga składowej systematycznej nad losową świadczy o nieprzydatności modelu z uwagi na duży



Rys. 48. Graficzna interpretacja relacji między składową losową i systematyczną błędów standardowych estymacji KWR dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)

Fig. 48. Visual interpretation of the relationship between the random and systematic components of the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)

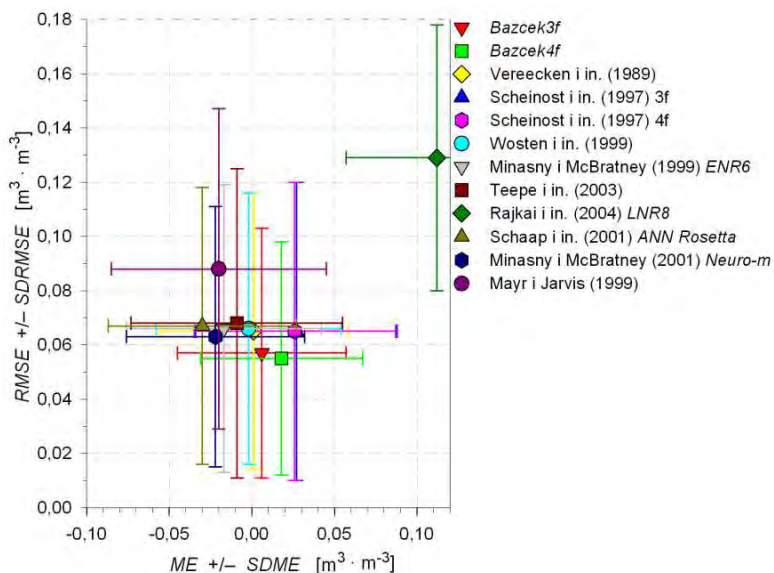


Rys. 49. Graficzna interpretacja relacji między składową losową i systematyczną błędów standardowego estymacji *KWR* dla analizowanych *PTF* na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 49. Visual interpretation of the relationship between the random and systematic components of the root mean square error of the estimated *WRC* for the analyzed *PTFs* for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)

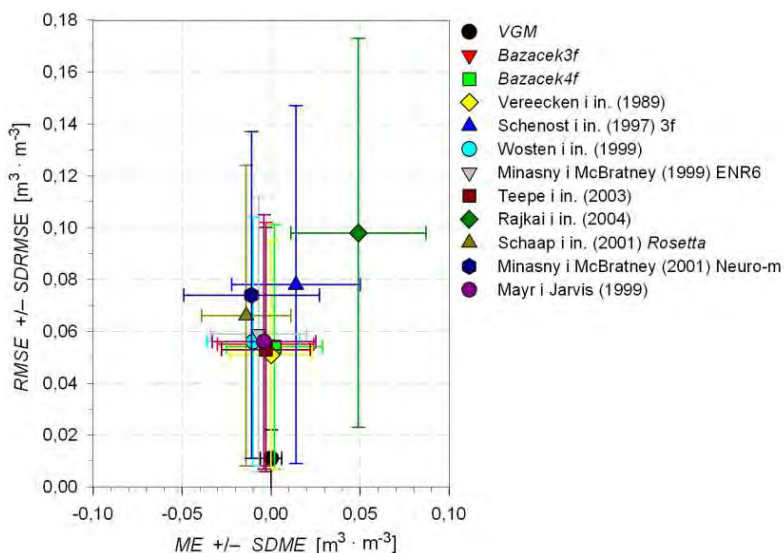
błąd systematyczny. Najniższa wartość składowej losowej błędów standardowego estymacji występuje tu w przypadku modelu Scheinosta i in. (1997), dla którego składowa systematyczna jest od niej pięciokrotnie wyższa (tab. 20). Bardzo wyraźne zdominowanie błędów estymacji przez składową systematyczną stwierdzono także dla modeli Rajkai i in. (2004) oraz Mayra i Jarvisa (1999), wykazujących zarazem najwyższe wartości *RMSE* (tab. 20, rys. 48).

Podobnie jak w przypadku analiz na zbiorze kalibracyjnym średni błąd estymacji wraz z jego odchyleniem standardowym przedstawiono w relacji do błędów standardowego estymacji i jego odchylenia standardowego (rys. 50 – *Estonia*, rys. 51 – *Unsoda*). To graficzne zestawienie miar dokładności estymacji potwierdza dużą przydatność opracowanych modeli *Bazacek3f* i *Bazacek4f* na obu kontrolnych zbiorach danych. Na zbiorze *Estonia* (rys. 50) modele te wykazują najkorzystniejsze układy wszystkich czterech miar błędów ($ME \pm SDME$ oraz $RMSE \pm SDRMSE$), natomiast na zbiorze *Unsoda* (rys. 51) korzystniej przedstawiają się jedynie modele Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. (2003). Powyższe uwagi znajdują potwierdzenie w graficznym zestawieniu miar efektywności estymacji na obu zbiorach kontrolnych (rys. 52 i 53). W przypadku zbioru *Unsoda* zestawienie to wskazuje, iż wyraźnie wyższą efektywność modelowania względem modelu *Bazacek4f* osiągają modele Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. (2003), a efektywność proponowa-



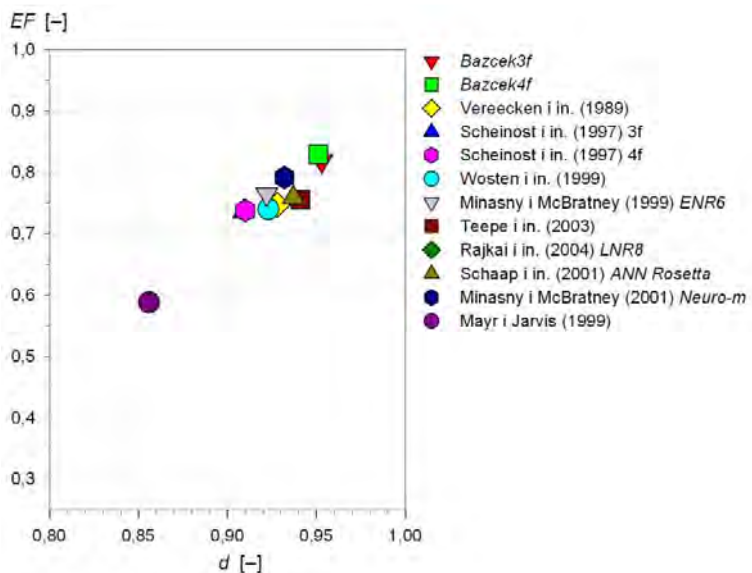
Rys. 50. Porównanie skali zróżnicowania średniego błędu estymacji ME i błędu standardowego $RMSE$ wraz z odchyleniami standardowymi dla analizowanych PTF na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)

Fig. 50. Comparison of variations in the mean error ME and the root mean square error $RMSE$ as well as their standard deviations for the analyzed PTF s for the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)



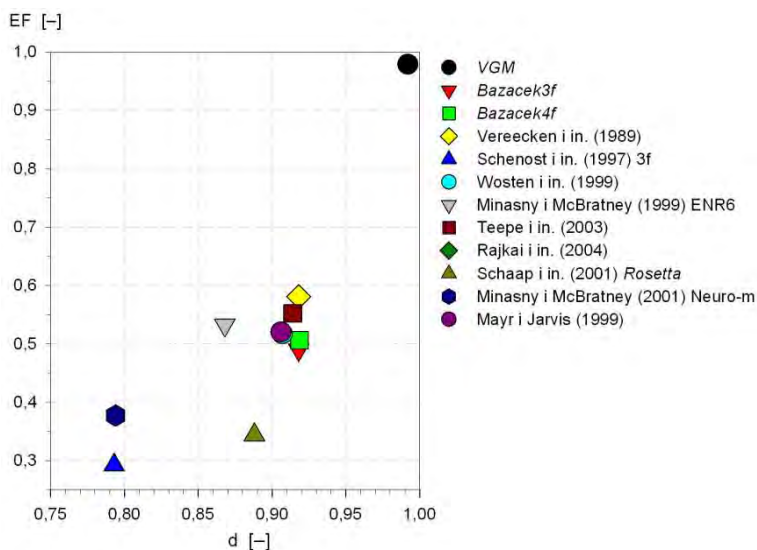
Rys. 51. Porównanie skali zróżnicowania średniego błędu estymacji ME i błędu standardowego $RMSE$ wraz z odchyleniami standardowymi dla analizowanych PTF na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 51. Comparison of variations in the mean error ME and the root mean square error $RMSE$ as well as their standard deviations for the analyzed PTF s for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)



Rys. 52. Porównanie średnich wartości wskaźników efektywności modelowania d (Willmot 1984) i EF (Loague, Green 1991) dla analizowanych PTF na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)

Fig. 52. Comparison of mean values of modelling effectiveness ratios d (Willmot 1984) and EF (Loague and Green 1991) for the analyzed PTF s on the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)

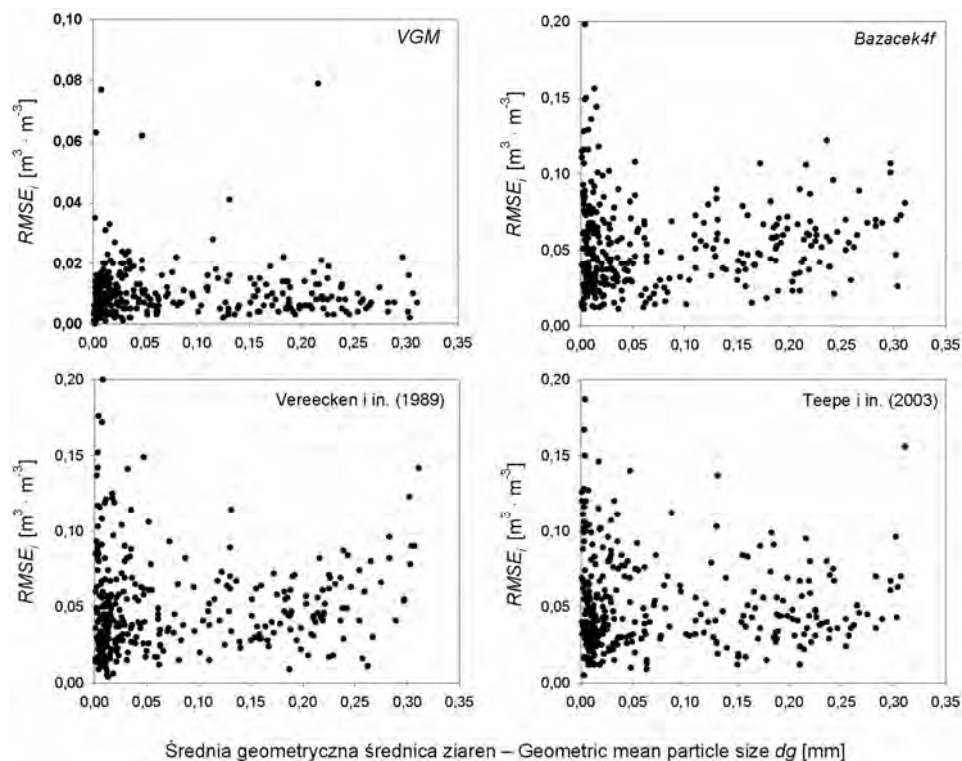


Rys. 53. Porównanie wskaźników efektywności modelowania średniego d (Willmot 1984) i EF (Loague, Green 1991) dla analizowanych PTF na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 53. Comparison of the mean values of modelling effectiveness ratios d (Willmot 1984) and EF (Loague and Green 1991) for the analyzed PTF s on the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)

nego modelu jest tu nieznacznie niższa od *PTF* Wöstena i in. (1999) oraz Mayra i Jarvisa (1999). Najdokładniejsze na zbiorze *Unsoda* modele, poza *PTF* Vereeckena, opracowano na zbiorach zawierających ponad 1600 poziomów glebowych (Mayr, Jarvis 1999; Teepe i in. 2003; Wösten i in. 1999). Proponowany model *Bazacek4f*, opracowany na znacznie mniejszym zbiorze (436 poziomów), wykazuje na niezależnych danych ze zbioru *Unsoda* zbliżone do wymienionych *PTF* wielkości poszczególnych miar dokładności i efektywność estymacji, a w przypadku zbioru danych ze zbioru *Estonia* wartości korzystniejsze. Wyniki te wskazują z jednej strony na wystarczające zróżnicowanie oraz liczebność i reprezentatywność zbioru *Bazacek-pF*, a z drugiej strony potwierdzają właściwą konstrukcję proponowanych *PTF*, szczególnie modelu *Bazacek4f*.

Podczas analizy dokładności estymacji *KWR* na zbiorze *Bazacek-pF* prześledzono związek między błędem standardowym estymacji *i*-tej ($RMSE_i$) z podstawowymi charakterystykami poziomów glebowych, tj. d_g , ρ_c , i $\%C_{org}$. (rys. 36, 38 i 39).

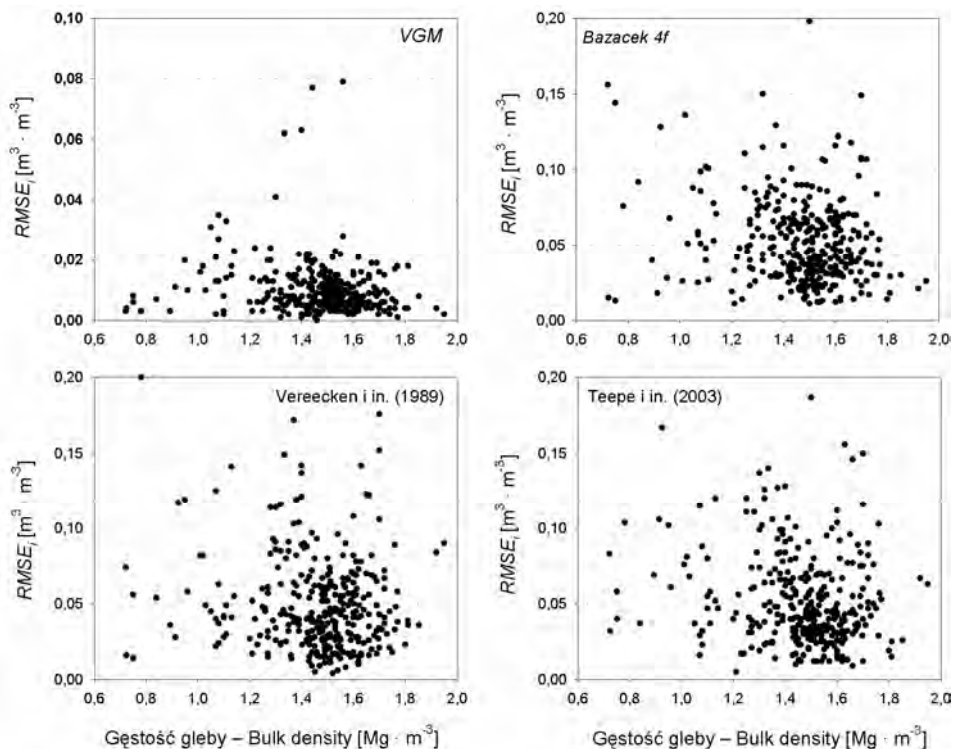


Rys. 54. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla czterech najdokładniejszych *PTF* na tle zmienności średniej geometrycznej średnicy ziaren na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 54. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the four most accurate *PTFs* against the range of geometric mean particle size for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)

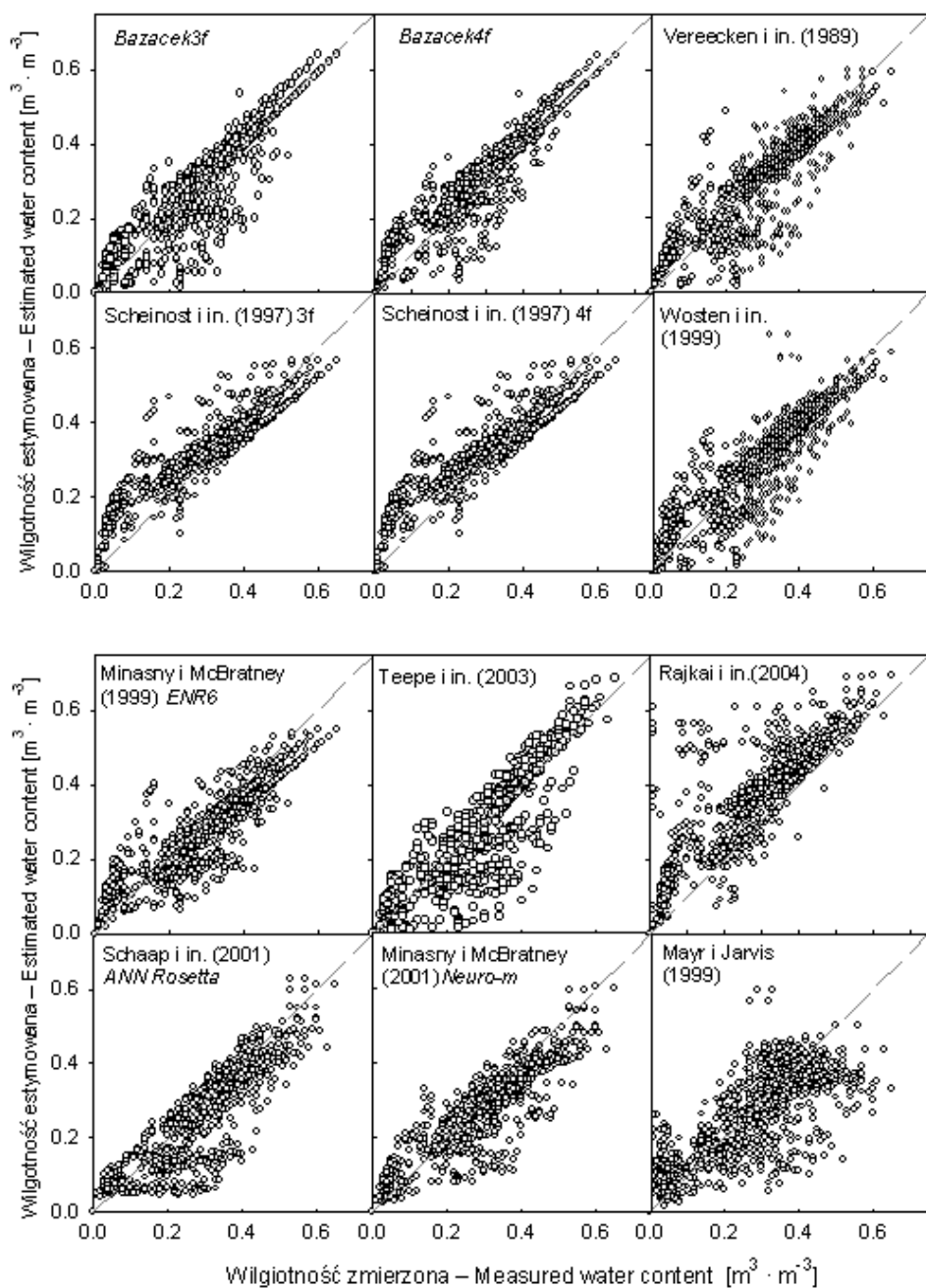
W celu zweryfikowania zaobserwowanych tam zależności, szczególnie w odniesieniu do proponowanych modeli *Bazacek*, podobną analizę wykonano na danych kontrolnych ze zbioru *Unsoda*, gdzie pod względem jakości estymacji model *Bazacek4f* ustępował modelom Vereeckena i in. (1989) oraz Teepe i in. (2003). Wyniki przedstawione na rysunku 54 wskazują, że trzy wymienione modele wykazują generalnie podobny rozkład wartości indywidualnych błędów standardowych $RMSE_i$ względem średniej geometrycznej wielkości ziaren d_g .

Największe wartości błędów obserwuje się w utworach o najdrobniejszym uziarnieniu, co dotyczy także dopasowania modelu *VGM* do danych eksperymentalnych. Przedstawiony rozkład $RMSE_i$ modelu *Bazacek4f* jest zbliżony do obserwowanego na własnym zbiorze danych (rys. 36a) z charakterystycznie najniższymi wartościami błędów standardowych przy $d_g \approx 0,1$ mm. Podobne są również odpowiednie przebiegi $RMSE_i$ względem d_g dla modelu Teepe i in. (2003) na zbiorach *Bazacek-pF* i *Unsoda* (rys. 36B i 54). Model Vereeckena i in. (1989) natomiast, wykazujący na



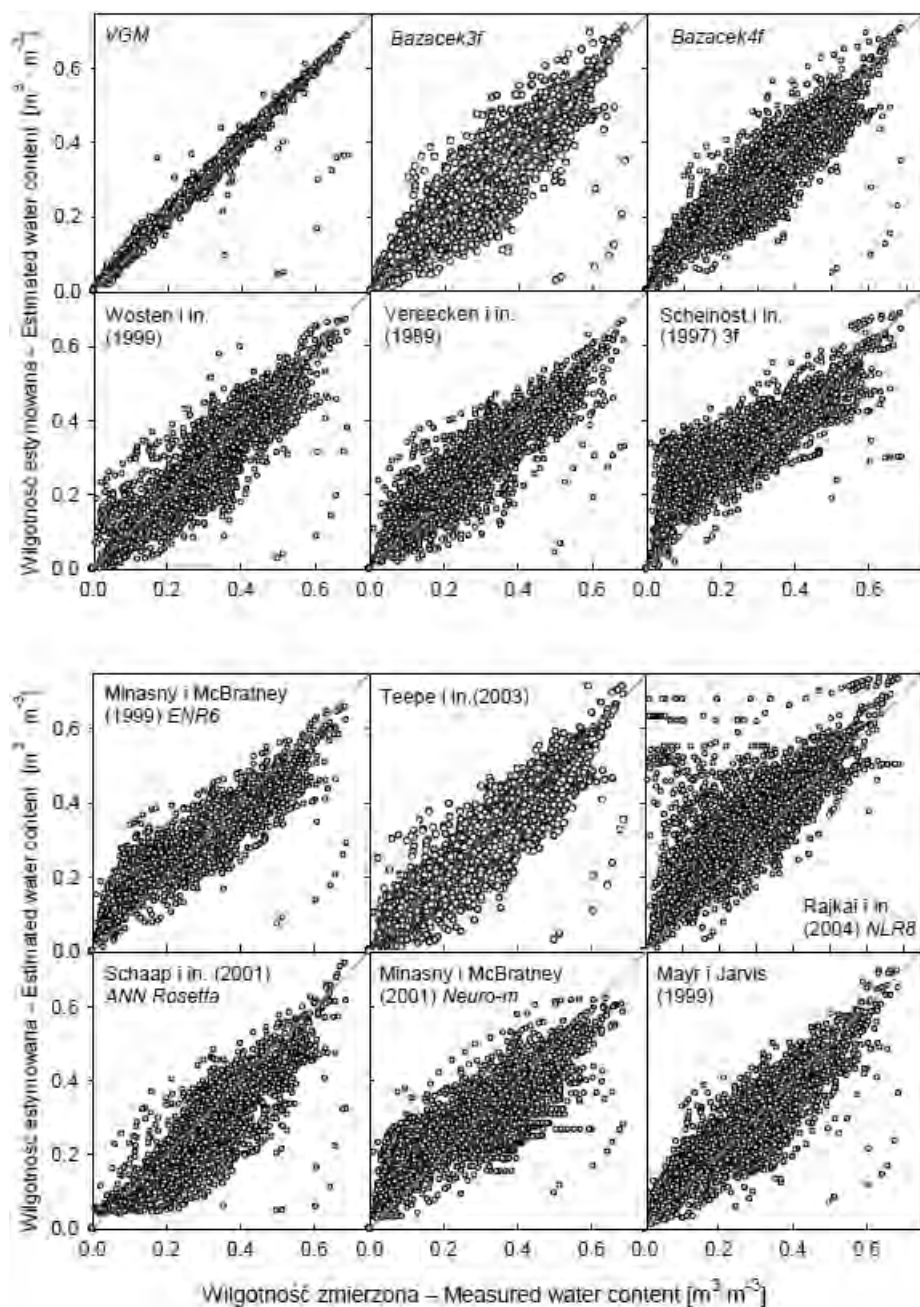
Rys. 55. Zróżnicowanie błędu standardowego estymacji *KWR* dla czterech najdokładniejszych *PTF* na tle zmienności gęstości gleb ze zbioru *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 55. Variation in the root mean square error of the estimated *WRC* for the four most accurate *PTFs* against soil bulk density for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)



Rys. 56. Graficzne porównanie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb dla analizowanych PTF na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004)

Fig. 56. Visual comparison of the measured and estimated soil water contents values for the analyzed PTFs on the *Estonia* set (ESBN-EC 2004)



Rys. 57. Graficzne porównanie zmierzonych i estymowanych wilgotności gleb dla analizowanych PTF na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001)

Fig. 57. Visual comparison of the measured and estimated soil water contents values for the analyzed PTFs for the *Unsoda* set (Nemes et al. 1999, 2001)

zbiorze *Bazacek-pF* tendencję do wzrostu $RMSE_i$ wraz ze wzrostem d_g (rys. 36A), zachowuje na zbiorze *Unsoda* wyrównany rozkład błędu względem d_g . Trzy najdokładniejsze na zbiorze *Unsoda* modele prezentują tendencję do redukcji $RMSE_i$ wraz ze wzrostem gęstości gleby (rys. 55), podobną do zaobserwowanej na zbiorze *Bazacek-pF* (rys. 38).

Graficzne zestawienie estymowanych wilgotności gleb w relacji do danych eksperymentalnych przedstawiono dla obu kontrolnych zbiorów danych na rysunkach 56 i 57.

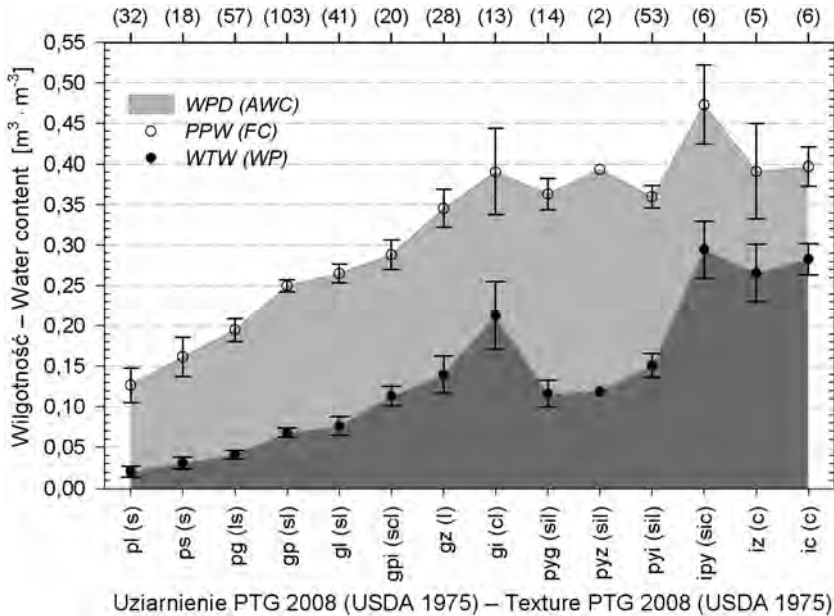
Na zbiorze *Estonia* model *Bazacek4f* wykazuje najkorzystniejsze wartości poszczególnych miar mianowanych i niemianowanych (tab. 20) oraz rozkłady błędów (rys. 46 i 48). Z rysunku 56 wynika, iż model ten jest najdokładniejszy przy wyższych wilgotności gleb ($> 0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), natomiast przy mniejszych cechuje się większym rozrzutem wartości względem linii 1 : 1, jednak mniejszym od obserwowanego w pozostałych modelach. Generalnie zbliżony układ wilgotności estymowanych wobec zmierzonych przy większym zakresie wahań względem linii 1 : 1 występuje także w modelach Wöstena i in. (1999) oraz Vereeckena i in. (1989). Podobne są także odpowiednie wykresy obu modeli Minasnego i McBratneya (1999, 2001) wykazujące mniejsze odchylenia od linii 1 : 1 na obu skrajach wykresu i większe na odcinku środkowym. Największy i niesystematyczny zakres odchyłeń względem linii 1 : 1 wykazuje model Mayra i Jarvisa (1999). Modele Scheinosta i in. (1997) oraz Rajkai i in. (2004) potwierdzają na tym zbiorze bardzo wyraźną tendencję do zawyżania, a model Schaapa i in. (2004) do zaniżania estymowanych wilgotności gleb podobnie jak obserwowano to na zbiorze *Bazacek-pF* (rys. 40).

Na danych ze zbioru *Unsoda* modele *Bazacek* wykazują „wrzecionowy” oraz zwarty rozkład estymowanych i zmierzonych wilgotności gleb względem linii 1 : 1. Podobny jest odpowiedni wykres dla modelu Mayra i Jarvisa (1999), w mniejszym stopniu Minasnego i McBratneya (1999, *ENR6*). Model *Neuro-m* (Minasnego, McBratneya 2001) wykazuje największy rozrzut wartości względem linii 1 : 1, a modele Scheinosta i in. (1997), Rajkai i in. (2004) oraz Schaapa i in. (2001) prezentują tendencje obserwowane na zbiorach *Bazacek-pF* i *Estonia*, tj. odpowiednio tendencje do systematycznego zawyżania i zaniżania wilgotności gleb. Zbliżony do wrzecionowego, choć wyraźnie pogrubiony przy najmniejszych wilgotnościach gleb jest także rozkład punktów względem linii 1 : 1 dla modeli Vereeckena i in. (1989, najdokładniejszego w świetle danych zamieszczonych w tab. 21) oraz Teepe i in. (2003), jak również Wöstena i in. (1999). Przedstawione wyniki pozwalają stwierdzić, iż te trzy modele wykazują zauważalnie większe odchylenia względem linii 1 : 1 w relacji do *Bazacek4f* (mniejsza dokładność) przy wilgotnościach poniżej $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz odpowiednio węższy zakres odchyłeń (większą dokładność) – powyżej $0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (rys. 57). W relacji do zestawiania miar efektywności estymacji (rys. 53) wyniki te wskazują na to, że w ocenie przy użyciu wskaźników sugerującej najwyższą efektywność tych trzech modeli oraz Mayra i Jarvisa (1999) większa jest prawdopodobnie ranga dokładności estymacji większych wilgotności gleb, tj. dolnych odcinków *KWR*.

3.4. Wyniki estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* na zbiorze *Bazacek-WPD*

Opracowanie efektywnej metody estymacji wilgotności służącej do obliczenia cząstkowej objętości wody potencjalnej dostępnej dla roślin oraz potencjalnej i użytecznej rezerwy retencji wody dostępnej dla roślin (ΔR_p i ΔR_u [mm/miąższość gleby]) stanowiło odrębne zagadnienie estymacyjne. Woda dostępna dla roślin wyznaczana jest na podstawie polowej pojemności wodnej (*PPW*) i wilgotności trwałego wędnięcia (*WTW*), przyjętych tutaj jako wilgotności gleb przy sile ssącej odpowiednio 10 i 1500 kPa. Równania estymujące *PPW* i *WTW* opracowano na podstawie podzbioru *Bazacek-WPD* zawierającego odpowiednie oznaczenia dla 398 poziomów glebowych. Liczebność poszczególnych grup granulometrycznych, według podziału PTG 2008, przedstawiono na górnej osi rysunku 58, gdzie najliczniej reprezentowane są utwory gliniaste (205, zwłaszcza gliny piaszczyste – 103) i piaszczyste (107, w tym najwięcej piasków gliniastych – 57) na użytym do opracowania zbiorze. Zawiera on także 69 utworów pyłowych (w tym 53 pyły ilaste), najmniejszą grupę stanowią utwory ilaste (17).

Z zestawienia średnich wartości *PPW* i *WTW* wraz z przedziałami ufności w poszczególnych grupach granulometrycznych (rys. 58) wynika, że w obrębie poszczególnych grup utworów (piasków, glin, pyłów i ilów) odpowiednie wartości generalnie nie wykazują statystycznie istotnych różnic między sąsiednimi podgrupami

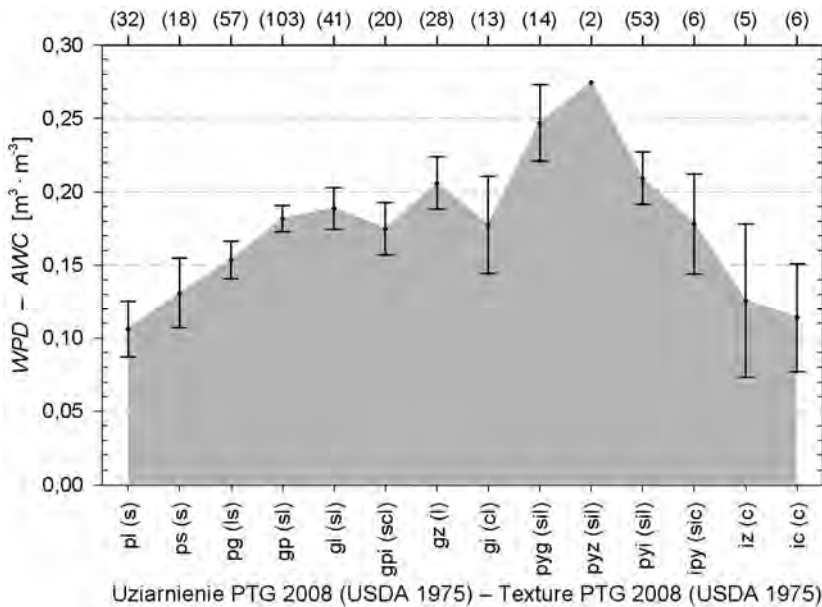


Rys. 58. Średnie wartości *PPW* i *WTW* w grupach granulometrycznych PTG (2008) wraz z przedziałami ufności

Fig. 58. Mean values of *FC* and *PWP* for the PTG (2008) textural groups with confidence intervals

granulometrycznymi. Wyjątek stanowi duże zróżnicowanie wartości *WTW* między *gl* i *gpi* oraz *gz* i *gi*, a w przypadku *PPW* między *gpi* i *gz*. Wyraźny jest wpływ składu granulometrycznego na wielkość *PPW* i *WTW* oraz widoczne zróżnicowanie tych wartości pomiędzy kolejnymi grupami utworów, tj. piaskami, glinami, pyłami i łąkami.

Analogiczna ilustracja zróżnicowania *WPD* w kolejnych grupach granulometrycznych (rys. 59) wskazuje najniższe wartości w utworach piaszczystych ($0,106\text{--}0,154\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) i łąłstych ($0,114\text{--}0,178\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) przy większym przedziale ufności związonym z najmniejszą liczebnością w tych ostatnich ($0,034\text{--}0,053\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ w relacji do $0,01\text{--}0,024\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ w piaskach). Wyższe są odpowiednie wartości w utworach gliniastych $0,175\text{--}0,206\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (przy przedziale ufności $0,018\text{--}0,027\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a wartości najwyższe występują w utworach pyłowych $0,21\text{--}0,27\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (przy przedziale ufności w zakresie $0,018\text{--}0,027\text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).



Rys. 59. Zróżnicowanie wartości *WPD* w grupach granulometrycznych PTG (2008) wraz z przedziałami ufności

Fig. 59. Variation in the *AWC* values for the PTG (2008) textural groups with confidence intervals

W poprzednich rozdziałach przedstawiono dokładność i efektywność opracowanych ciągłych modeli estymacji *KWR* zarówno na danych kalibracyjnych, jak i kontrolnych, a modele zastosowano także do estymacji granic wody dostępnej dla roślin – *PPW* i *WTW*. Niezależnie od modeli ciągłych oraz przedstawianych równań do estymacji *PPW* i *WTW* (Kaźmierowski 2007) opracowano nowe równanie do esty-

macji *PPW*. Według wcześniejszej propozycji autora, opracowanej na podstawie 186 poziomów glebowych z obszaru Wielkopolski (Kaźmierowski 2007), wilgotności odpowiadające *PPW* i *WTW* [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] można wyznaczyć na podstawie równań, kiedy:

$$C_{\text{org.}} \leq 3\%: \quad PPW = 0,190 - 0,911d_g3f + 0,337\phi + 0,0155\%C_{\text{org.}} \quad (185)$$

$$C_{\text{org.}} > 3\%: \quad PPW = 0,279 - 0,659d_g3f + 0,179\phi + 0,014\%C_{\text{org.}} - 0,001\%s \quad (186)$$

$$WTW = 0,006 - 0,068d_g3f + 0,058\phi + 0,004\%cl \quad (187)$$

Obecnie na podstawie większej liczby danych zawartych w zbiorze *Bazacek-WPD*, opracowano kilkanaście równań służących do estymacji *PPW* i *WTW*. Z grupy równań wielomianowych i wieloczynnikowych opisujących *PPW* dokładność zbliżoną do wcześniejszej propozycji autora osiągnięto przy wyłączeniu z grupy estymatorów zawartości węgla organicznego. Próby opracowania dokładniejszego równania estymującego *WTW* nie przyniosły poprawy dokładności estymacji, dlatego w niniejszej propozycji zastosowano równanie 186 (Kaźmierowski 2007), stąd *PPW* i *WTW* [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$] wyznaczane są na podstawie zależności:

$$PPW = 0,1628 + 0,41\phi - 0,866d_g3f \quad (188)$$

WTW – zgodnie z równaniem 187.

Wyniki estymacji *PPW*, *WTW* oraz *WPD* w zbiorze *Bazacek-WPD* przedstawiono w tabeli 24. Trudności we właściwym oszacowaniu *PPW* i *WTW* ujawniają się już na etapie odtworzenia tych wielkości z krzywych wodnej retencyjności wyrównanych modelem *VGM* (van Genuchten 1980). Średni błąd dopasowania modelu *VGM* do *PPW* i *WTW* jest znikomy i wynosi odpowiednio (*ME*) 0,006 i 0,005 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (tab. 24). Błąd standardowy *RMSE* w obu przypadkach jest jednokowy i bardzo niski – odpowiednio 0,014 i 0,015 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, co daje *RRMSE* = 5% średniej *PPW* (0,270 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), ale już 16,4% średniej *WTW* (0,094 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, tab. 24). Błąd odczytu *WPD* z krzywej wodnej retencyjności wyrównanej modelem *VGM* wynosi *RRMSE* = 10,1% średniej wartości *WPD* (0,170 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).

Wielkość *PPW* najdokładniej oszacowano przy użyciu opracowanych modeli ciągłych i punktowych (*Bazacek3f* i *4f*) oraz równań 185 i 186 (Kaźmierowski 2007). Model *Bazacek3f* odtwarza *PPW* z niemal zerowym błędem średnim (*ME*) i błędem standardowym *RMSE* = 0,038 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, co odpowiada *RRMSE* = 14,2% (średniej wielkości *PPW*). Używając równań Kaźmierowskiego (2007; równanie 185 i 186), zwiększa się średni błąd (*ME* = 0,008 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a *RMSE* i *RRMSE* wynoszą odpowiednio 0,042 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ i 15,4%. O dużej efektywności estymacji *PPW* świadczy też wysoka wartość wskaźnika efektywności *EF* obu tych modeli – odpowiednio 0,84 i 0,81. Z grupy cytowanych *PTF* wielkość *PPW* najdokładniej oszacowano z zastosowaniem modeli ciągłych, zwłaszcza Wösten i in. (1999, *RMSE* = 0,047 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, *RRMSE* = 17,3%), Teepe i in. (2003, *RRMSE* = 18,2%) oraz Mayra i Jarvisa (1999,

$RRMSE = 18,9\%$). Najmniej dokładnymi modelami ciągłymi są modele Scheinosta i in. (1997) oraz Rajkai i in. (2004), EF odpowiednio 0,07 i $-0,28$. Są one opracowane na zbiorach z większym udziałem gleb drobnoziarnistych, stąd wykazują szczególnie duże błędy estymacji w utworach piaszczystych. W porównaniu z modelami ciągłymi modele punktowe odtwarzają PPW z mniejszą dokładnością, podobnie jak w przypadku modeli własnych. Szczególnie niedokładny jest tu model Batjesa (1996) wykazujący tendencję do systematycznego zanizania PPW ($ME = -0,057 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) oraz duży błąd standardowy ($RMSE = 0,086 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, $RRMSE = 31,9\%$).

Wilgotność trwałego wędnięcia oszacowano najdokładniej przy użyciu proponowanego modelu ciągłego *Bazacek3f* oraz modelu Batjesa (1996), bardzo niedokładnego w odniesieniu do PPW . Oba modele wykazują najniższy średni błąd estymacji WTW (ME odpowiednio 0,002 i $0,004 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) oraz błąd standardowy $RMSE = 0,035 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, co odpowiada $RRMSE \approx 37\%$ średniej wartości WTW ($0,094 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; tab. 25). Efektywność estymacji WTW jest jednak niższa aniżeli w przypadku PPW , a wskaźnik efektywności EF dla najdokładniejszych modeli (Batjesa 1996 oraz *Bazacek3* i *4f*) osiąga wartość 0,77. Oszacowanie cząstkowego udziału wody potencjalnie dostępnej dla roślin WPD na podstawie estymowanych wielkości PPW i WTW , tj. różnicy $WPD = PPW - WTW$ jest mniej precyzyjne niż oszacowanie obu wilgotności granicznych. Wielkość WPD oszacowano najdokładniej, stosując własny model ciągły *Bazacek3f* lub równania 187 i 186 (Kaźmierowski 2007).

Dla obu tych metod błąd średni ME jest bliski zeru ($-0,001 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Świadczy o braku tendencji do przeszacowania lub niedoszacowania WPD . Błąd standardowy jest zbliżony do odpowiednich wartości dla estymacji PPW i WTW ($RMSE$ odpowiednio 0,043 i $0,045 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), co odpowiada błędowi względnemu $RRMSE$ na poziomie 24,7% i 25,5% średniej wartości WPD ($0,170 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; tab. 25). W grupie cytowanych PTF najdokładniejsze oszacowanie WPD uzyskano przy użyciu modeli Teepe i in. (2003; $RMSE = 0,051 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, $RRMSE = 29,1\%$) oraz Vereeckena i in. (1989; $RMSE = 0,055 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, $RRMSE = 31,2\%$). Są to zarazem jedyne zewnętrzne PTF wykazujące dodatnie wartości EF dla estymacji wody dostępnej dla roślin na zbiorze *Bazacek-WPD* (odpowiednio 0,29 i 0,18). Pozostałe modele zewnętrzne wykazują duże błędy $RMSE$ i ME oraz ujemne wartości wskaźnika estymacji EF (tab. 24) przesądzające o negatywnej ocenie efektów estymacji WPD . O ile modele zewnętrzne można zastosować do oszacowania PPW (Wösten i in. 1999) oraz WTW (Batjes 1996), o tyle przydatność większości tych modeli do oszacowania WPD , z wyjątkiem modeli Teepe i in. (2003) oraz Vereecken i in. (1989), jest bardzo ograniczona. Uzyskane wyniki wskazują, że w zakresie estymacji wody dostępnej dla roślin najdokładniej i najefektywniej szacowana jest połowa pojemność wodna, a następnie wilgotność trwałego wędnięcia (z dwukrotnie wyższym względnym błędem standardowym $RRMSE$ i wskaźnikiem efektywności EF poniżej 0,8), najmniejsza zaś jest dokładność i efektywność estymacji WPD . Ocena wyników modelowania w grupie cytowanych modeli wskazuje również na to, że w odniesieniu do kolejnych charakterystyk (PPW , WTW i WPD) najwyższą dokładność wykazywał każdorazowo inny model (odpowiednio Wöstena, Batjesa i Teepe).

Tabela 24. Zestawienie miar dokładności estymacji połowej pojemności wodnej, wilgotności trwałego wziędnia oraz wody potencjalnie dostępnej dla roślin na własnym zbiorze danych *Bazacek-WPD* ($n = 398$)

Table 24. Comparison of goodness-of-fit measures for the estimated field capacity, permanent wilting point and plant available water on the author's own data set *Bazacek-WPD* ($n = 398$)

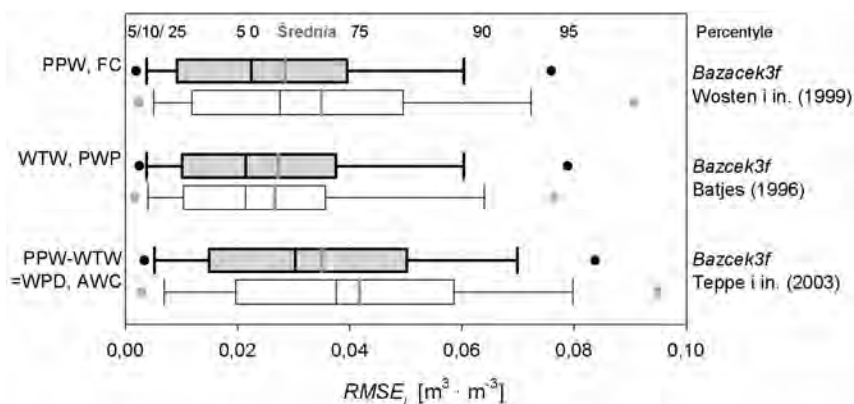
Lp.	Model	Typ PTF	PPW (FC)				WTW (PWP)				WPD (AWC)			
			ME [m ³ · m ⁻³]	RMSE [m ³ · m ⁻³]	RRMSE [% śred.]	EF [-]	ME [m ³ · m ⁻³]	RMSE [m ³ · m ⁻³]	RRMSE [% śred.]	EF [-]	ME [m ³ · m ⁻³]	RMSE [m ³ · m ⁻³]	RRMSE [% śred.]	EF [-]
1	van Genuchten-Mualem	optim $VG M^1$	0,006	0,014	5,0	0,98	0,005	0,015	16,4	0,001	0,018	10,1	0,92	
2	Vereecken i in. (1989)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	0,016	0,053	19,7	0,69	0,016	0,043	45,9	0,001	0,055	31,2	0,18	
3	Scheinost i in. (1997)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	0,051	0,091	33,9	0,07	0,044	0,060	64,4	0,006	0,091	51,5	-1,23	
4	Wösten i in. (1999)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	-0,015	0,047	17,3	0,76	0,006	0,043	45,6	-0,020	0,058	32,8	0,10	
5	<i>ENR6</i> (Minasny i in. 1999)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	-0,014	0,055	20,6	0,66	0,028	0,046	48,8	-0,043	0,075	42,8	-0,54	
6	Teppe i in. (2003)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	-0,019	0,049	18,2	0,73	-0,012	0,038	40,3	0,73	-0,007	0,051	0,29	
7	Rajkai i in. (2004, tam <i>NLR8</i>)	ciągła, $RLW\ VG M^2$	0,063	0,107	39,8	-0,28	0,014	0,058	62,5	0,050	0,094	53,3	-1,39	
8	Mayr, Jarvis (1999)	ciągła, $RLW\ BC^3$	0,003	0,051	18,9	0,71	0,038	0,057	60,9	-0,035	0,065	37,0	-0,16	
9	Schaap i in. (2001)	ciągła, $ANN\ VG M^4$	-0,040	0,059	21,7	0,62	-0,016	0,053	57,0	-0,024	0,070	39,5	-0,32	
10	Minasny, McBratney (2001)	ciągła, $ANN\ VG M^4$	0,015	0,061	22,8	0,58	0,010	0,041	43,7	0,005	0,064	36,5	-0,12	
11	Hutson (1986)	pkt, RLW	0,003	0,058	21,5	0,63	0,068	0,089	94,9	-0,50	0,086	49,0	-1,02	
12	Bajtes (1996)	pkt, RLW	-0,057	0,086	31,9	0,18	0,004	0,035	37,0	-0,061	0,092	52,1	-1,28	
13	Katterer i in. (2005, tam no. 8)	pkt, RLW	-0,009	0,053	19,5	0,69	-0,009	0,048	50,9	0	0,067	37,8	-0,21	
14	Każmierowski (2007)	pkt, RLW	-0,008	0,042	15,4	0,81	-0,013	0,043	45,7	0,005	0,046	26,2	0,42	
15	autor (rów. 188 i 187)	pkt, RLW	-0,014	0,046	17,2	0,76	-0,013	0,043	45,7	-0,001	0,045	25,5	0,45	
15	<i>Bazacek3f</i>	ciągła, $RLW\ VG M^2$	0,001	0,038	14,2	0,84	0,002	0,035	37,4	0,77	-0,001	0,043	0,49	
16	<i>Bazacek4f</i>	ciągła, $RLW\ VG M^2$	0,000	0,039	14,3	0,83	0,002	0,035	37,4	0,77	-0,002	0,044	0,48	

¹ – model *WR* wg van Genuchtena-Mualem ($\theta = 0; m = 1 - 1/n$) (oprogramowanie *Matlab*, autor: M. Kholssi – pers. com., 2008),

² – estymacja parametrów *KWR* dla modelu van Genuchtena-Mualem, metoda regresji limitowej wieloczynnikowej,

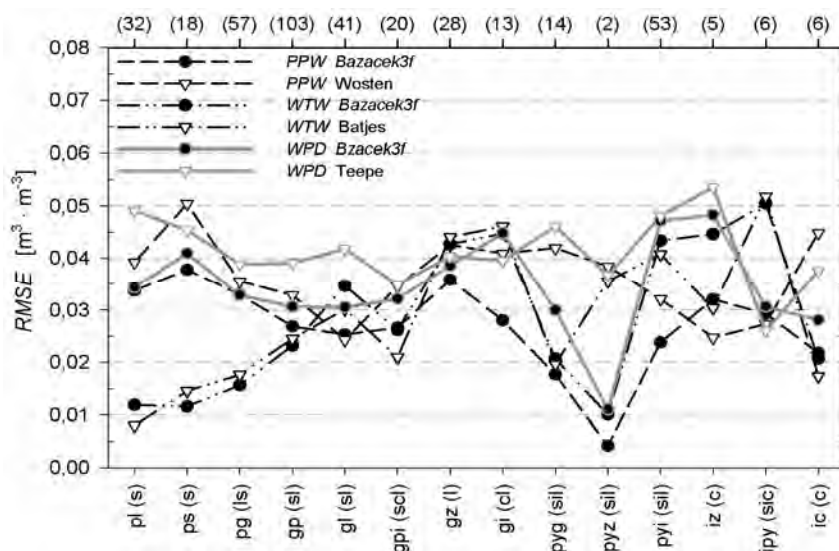
³ – estymacja parametrów *KWR* dla modelu Brooks-Coreya, metoda regresji limitowej wieloczynnikowej,

⁴ – estymacja parametrów *KWR* dla modelu van Genuchtena-Mualem, metoda sztucznych sieci neuronowych.



Rys. 60. Struktura błędów modelowania granic wody dostępnej dla roślin na własnym zbiorze danych *Bazacek-WPD* dla opracowanego modelu *Bazacek3f* oraz odpowiednio najdokładniejszych modeli z literatury

Fig. 60. Structure of modeling errors for the limits of plant available water for the author's own data set *Bazacek-WPD* for the developed model *Bazacek3f* and the most accurate models in the literature



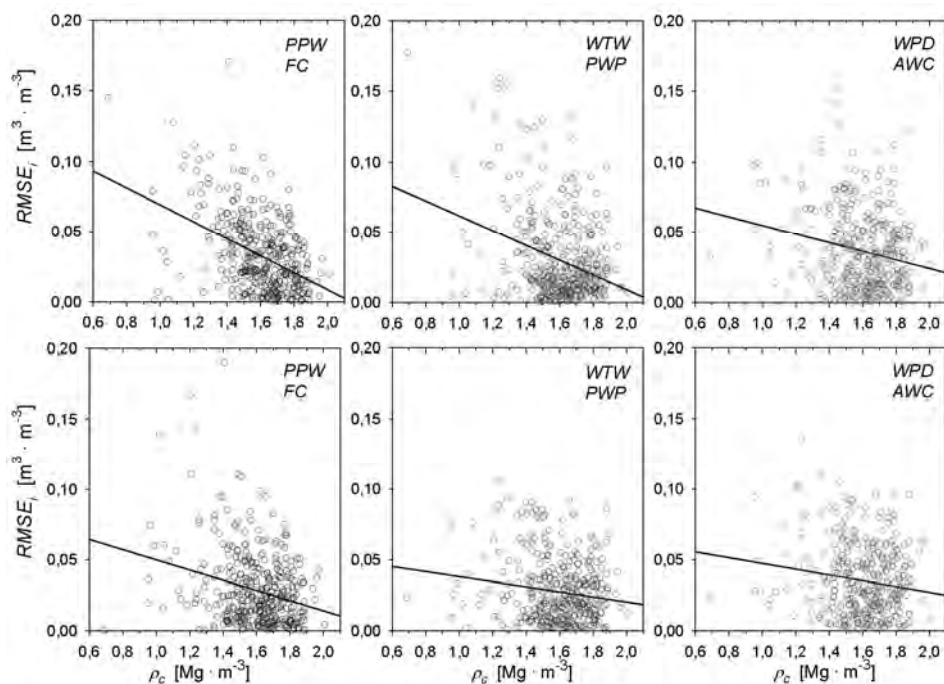
Rys. 61. Średnie błędy estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* w grupach granulometrycznych PTG (2008)

Fig. 61. Mean *FC*, *PWP* and *AWC* estimation errors for the PTG (2008) textural group

Nie korzystając z proponowanych modeli *Bazacek3f* lub Kaźmierowskiego (2007), estymację tych wielkości należałoby prowadzić odrębnie, stosując trzy modele, nie osiągając poprawy dokładności względem modelu *Bazacek3f* (tab. 24, rys. 60). Porównanie rozkładów błędów standardowych estymacji charakterystyk *PPW*, *WTW*

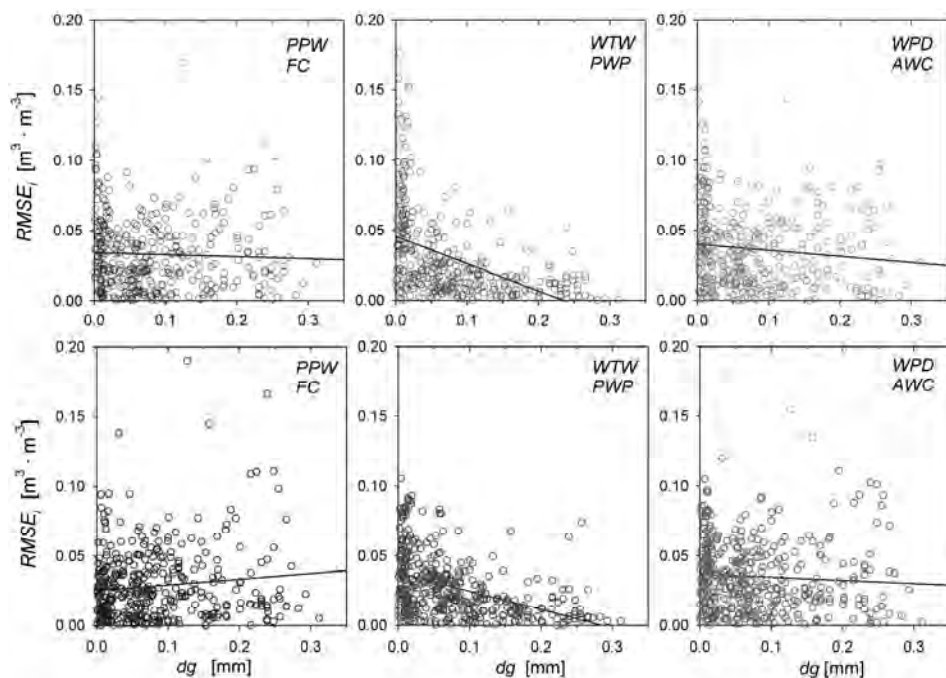
i *WPD* dla najdokładniejszego na zbiorze *Bazacek-WPD* modelu *Bazacek3f* oraz odpowiednio najdokładniejszych modeli zewnętrznych przedstawiono na rysunku 60.

Na rysunku 61 zaprezentowano średnie wartości błędów standardowych estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* dla najdokładniejszych odpowiednio modeli zewnętrznych oraz *Bazacek3f* w kolejnych grupach granulometrycznych. Zastosowanie przedstawionego modelu ciągłego (*Bazacek3f*) do estymacji *PPW* w większości utworów zmniejsza błąd estymacji w porównaniu do modelu Wösten i in. (1999). Należy zauważyć, iż model Wösten i in. (1999) dokładniej oszacowuje *PPW* w ilach zwykłych i pylastych, jednak jest znacznie mniej dokładny niż model własny w pozostałych utworach pyłowych i ilastych oraz glinach ilastych. Błąd estymacji *WTW* najdokładniejszego modelu własnego i zewnętrznego wskazuje na bardzo podobny poziom dokładności, jednak ponownie w ilach zwykłych mniejszy błąd estymacji *WTW* wykazuje model zewnętrzny (Batjes 1996). Błędy estymacji *WPD* są większe od odpowiednich wartości dla *PPW* i *WTW* zarówno dla modelu *Bazacek3f*, jak i Teepe i in. (2003). Model zewnętrzny jest tu nieco dokładniejszy w glinach ilastych i ilach pylastych. Wyniki te wskazują, że największe błędy estymacji *WPD* dla modelu *Bazacek3f* występują w gi, pyi oraz iz, gdzie $RMSE \geq 0,45 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, nato-



Rys. 62. Wpływ gęstości gleby na błąd standardowy estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* z wykorzystaniem modelu Kaźmierowskiego (2007, wyżej) i *Bazacek3f* (niżej) na zbiorze *Bazacek-WPD*

Fig. 62. Effect of soil bulk density on mean *FC*, *PWP* and *AWC* estimation errors as measured by using Kaźmierowski's model (2007, see above) and the *Bazacek3f* model (see below) for the *Bazacek-WPD* set



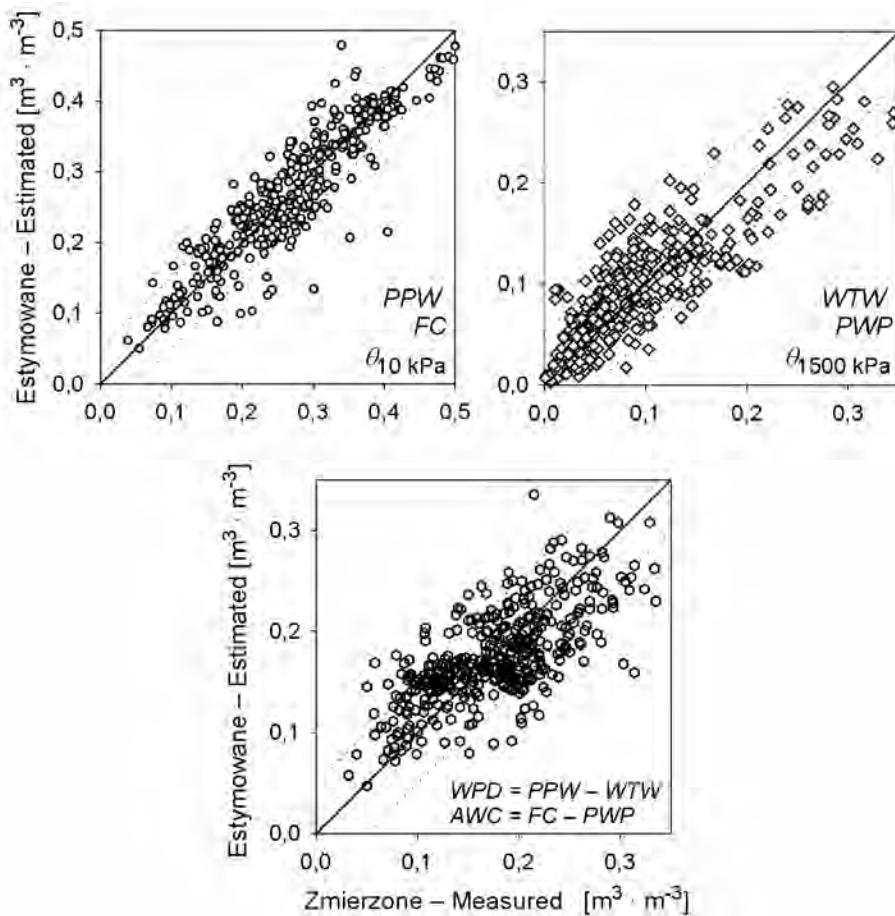
Rys. 63. Wpływ średniej geometrycznej wielkości ziaren na błąd standardowy estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* z wykorzystaniem modelu Kaźmierowskiego (2007, wyżej) i *Bazacek3f* (niżej) na zbiorze *Bazacek-WPD*

Fig. 63. Effect of geometric mean particle size on mean *FC*, *PWP* and *AWC* estimation errors as measured by using Kaźmierowski's model (2007, see above) and the *Bazacek3f* model (see below) for the *Bazacek-WPD* set

miast w pozostałych utworach błąd estymacji mieści się od 0,3 do 0,4 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Błąd estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* dla najdokładniejszych modeli własnych (Kaźmierowski 2007 i *Bazacek3f*) wykazuje wyraźny związek z gęstością gleby (rys. 62). W przypadku modelu punktowego (Kaźmierowski 2007) błąd standardowy estymacji $RMSE_i$ kolejnych charakterystyk wyraźnie maleje wraz ze wzrostem gęstości gleby, podczas gdy dla modelu ciągłego *Bazacek3f* nachylenie linii trendu jest znacznie mniejsze. Błąd estymacji *PPW* i *WPD* obu modeli wykazuje bardzo słaby związek ze średnią geometryczną wielkością ziaren, natomiast błąd oszacowania *WTW* obu tych modeli wyraźnie maleje ze wzrostem d_g (rys. 63). Z rysunków 62 i 63 wynika, iż z dwóch najwyżżej ocenionych własnych metod estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* bardziej poprawne rezultaty estymacji zapewnia stosowanie modelu ciągłego *Bazacek3f*, w wypadku którego odpowiednie błędy estymacji są mniejsze (tab. 24) oraz wykazują mniejszy związek z gęstością gleby i składem granulometrycznym gleb.

Graficzne porównanie zmierzonych i oszacowanych wielkości *PPW*, *WTW* oraz *WPD* na zbiorze *Bazacek-WPD* (rys. 64) wskazuje na równomierny rozkład punktów względem linii 1 : 1 w całym zakresie odpowiednich wartości i lekkie zaniżenie najwyższych wartości poszczególnych charakterystyk.

Zgodnie z uwagami dotyczącymi dokładności i efektywności estymacji poszczególnych charakterystyk w komentarzu do tabeli 24 najmniejszy zakres odchyień względem linii 1 : 1 występuje dla oszacowań *PPW*, a zakres zaniżania największych wartości jest marginalny ($\ll 0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Większy zakres odchyień względem linii 1 : 1 występuje w odniesieniu do *WTW*, a przy wilgotnościach powyżej $0,2 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ zarysowuje się tendencja do zaniżania wilgotności gleb. Układ zmierzonych i estymowanych cząstkowych objętości wody potencjalnie dostępnej dla roślin wskazuje na tendencję do zaniżania tej wielkości w glebach, w których zmierzona wartość *WPD* przekracza $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, tj. w pyłach gliniastych (rys. 59).



Rys. 64. Graficzna interpretacja zmierzonych i estymowanych z zastosowaniem modelu *Bazacek3f* granic dostępności wody i wody dostępnej dla roślin na własnym zbiorze danych *Bazacek-WPD*

Fig. 64. Visual comparison of the limits of plant available water and available water capacity as measured and estimated by using the *Bazacek3f* model on the author's own data set *Bazacek-WPD*

3.5. Weryfikacja opracowanych metod estymacji *PPW*, *WTW* oraz *WPD* na niezależnych zbiorach danych

Weryfikację formalnej i metodycznej poprawności proponowanych metod estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* oraz ocenę potencjalnych błędów estymacji i warunków stosowalności proponowanych równań przeprowadzono na siedmiu niezależnych zbiorach kontrolnych o różnej liczebności, różnym pochodzeniu geograficznym i spójności metodycznej (tab. 25). Pod względem podstawowych charakterystyk najbardziej podobne do zbioru *Bazacek-WPD* są zbiory Mohanty i in. (1999, 2002) oraz *Unsoda* (Nemes i in. 1999, 2001). W pozostałych zbiorach, z wyjątkiem zbioru Dentona i in. (2004), większa jest średnia porowatość, połowa pojemność wodna oraz zawartość frakcji iłowej i pyłowej, a mniejsza gęstość gleby. Wyższa jest też zwykle średnia wilgotność trwałego wędnięcia (tab. 25). Niższą niż w glebach Polski średnią wartość *WTW* wykazują jedynie gleby z obszaru Estonii (ESD v.1, ESBN-EC 2004), gdzie mimo dużego podobieństwa średnich zawartości poszczególnych frakcji granulometrycznych wielkość *WTW* jest blisko dwukrotnie mniejsza ($0,053 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Średnie wartości *WPD* w poszczególnych zbiorach są bardzo zróżnicowane i mieszczą się w granicach od $0,107 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (Denton i in. 2004) do $0,288 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ (Stoblovoy, McCallum 2002).

Z analizy średnich wartości podstawowych charakterystyk glebowych w kontrolnych zbiorach danych wynika, iż w glebach z obszaru Estonii (ESBN-EC 2004), średniej zawartości frakcji iłowej i średniej geometrycznej wielkości ziaren zbliżonych do odpowiednich wartości w zbiorach *Unsoda* (Nemes i in. 2001) oraz *Bazacek-WPD*, obserwowana jest 2–3-krotnie mniejsza wielkość *WPD*. W glebach z obszaru Rosji (Stoblovoy, McCallum 2002) przy najniższej średniej geometrycznej wielkości ziaren oraz udziale frakcji iłowej i pyłowej odpowiednio 22,1% i 46,6% obserwowana jest bardzo niska średnia wilgotność trwałego wędnięcia ($0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Podobną średnią wartość wykazują gleby ze zbioru *Bazacek-WPD*, jednak przy średniej zawartości frakcji pyłowej mniejszej o blisko 20%, iłowej odpowiednio o 8% i czterokrotnie większej wartości d_g . Większą średnią *WTW* wykazują nawet gruboziarniste gleby ze zbioru Dentona i in. (2004; $d_g = 0,118 \text{ mm}$, $WTW = 0,131 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Pomimo wskazanych zastrzeżeń w analizie dokładności estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* przy użyciu własnych i cytowanych *PTF* uwzględniono wszystkie zbiory danych przedstawione w tabeli 25.

Miary dokładności estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* dla kolejnych *PTF* w poszczególnych zbiorach kontrolnych wraz z odpowiednimi wartościami na zbiorze *Bazacek-WPD* przedstawiono w tabeli 26.

Z uwagi na fakt, iż w części zbiorów kontrolnych nie była dostępna informacja o zawartości części szkieletowych, w ocenach tych nie uwzględniono „czterofrakcyjnego” modelu *Bazacek4f*. Dla większej przejrzystości w tabeli 26 liczbę miar ograniczono do *ME* opisującej tendencje do zaniżania lub zawyżania estymowanej wielkości, *RRMSE* opisującej średni błąd standardowy oraz *EF* jako syntetycznego wskaźnika efektywności modelowania, gdzie ujemne wartości *EF* świadczą

Tabela 25. Średnie wartości podstawowych fizycznych charakterystyk glebowych oraz liczebności zbiorów kontrolnych uwzględnionych w ocenie dokładności estymacji granic wody dostępnej dla roślin

Table 25. Mean values of the basic physical soil characteristics and the size of control sets which were taken into account when evaluating the accuracy of the estimation of plant available water limits

Zbiór	Liczba Dadaja Dataset size	ρ_c [mg · m ⁻³]	ϕ [v/v]	C_{org} [%]	s	si	cl	d_g [mm]	PPW (FC)		WTW (PWP)		WPD (AWC)	
					2–0,05 mm	0,05–0,002 mm	< 0,002 mm		średnia mean	wariancja variance	średnia mean	wariancja variance	średnia mean	wariancja variance
					[%]	[%]	[%]		[v/v]	[–]	[v/v]	[–]	[v/v]	[–]
<i>Bazacek-WPD</i>	398	1,601	0,394	0,77	57,7	28,1	14,2	0,080	0,270	0,009	0,094	0,005	0,176	0,004
Zbiory kontrolne – „jednorodne metodycznie”														
Mohanty i in. (1999, 2002)	128	1,402	0,466	0,76	46,8	36,9	16,3	0,048	0,289	0,003	0,123	0,002	0,165	0,002
Denton i in. (2004)	97	1,625	0,387	0,06	69,5	25,2	5,4	0,118	0,237	0,010	0,131	0,008	0,107	0,007
<i>Estonia</i> (ESBN-EC 2004)	182	1,508	0,422	1,20	58,2	26,5	15,3	0,077	0,302	0,007	0,053	0,001	0,248	0,005
Zbiory kontrolne – „kompilacyjne														
Tempel i in. (1996)	1570	1,424	0,458	0,72	46,4	29,5	24,1	0,050	0,334	0,013	0,154	0,008	0,181	0,006
Tempel i in. (1996)	22 948	1,414	0,462	0,76	37,8	37,1	25,2	0,034	–	–	0,166	0,007	–	–
<i>Unsoda</i> (Nemes i in. 2001)	338	1,464	0,445	0,70	49,9	33,0	17,2	0,076	0,294	0,016	0,147	0,009	0,150	0,007
Stolbovoy, McCallum (2002)	682	1,367	0,476	1,22	31,3	46,6	22,1	0,021	0,338	0,004	0,100	0,001	0,288	0,004
Batjes (2002) – FC	1010	1,381	0,478	0,89	43,4	24,3	32,3	0,041	0,295	0,018	–	–	–	–
Batjes (2002) – WP	3807	1,412	0,463	0,99	38,2	30,0	31,7	0,033	–	–	0,163	0,009	–	–
Batjes (2002) – PAWC	900	1,356	0,487	0,95	41,9	24,1	33,9	0,038	–	–	–	–	0,127	0,004

o nieprzydatności modelu do estymacji odpowiedniej charakterystyki. Najlepsze na danym zbiorze modele wyróżniono pogrubioną czcionką, a model najdokładniejszy dodatkowo szarym tłem. Proponowany model ciągły *Bazacek3f* najdokładniej estymuje *PPW* na zbiorach Dentona i in. (2004, *RRMSE* = 14,7%), najliczniejszym zbiorze Tempela i in. (1996, n = 1570 poziomów, *RRMSE* = 22%), *Unsoda* (Nemes i in. 2001, *RRMSE* = 21,4%), a model punktowy (równanie 186 i 187; Kaźmierowski 2007) na zbiorze Stolbovoy i McCallum (2002, *RRMSE* = 16,5%, jednak przy ujemnym *EF* = –0,07). Wyniki estymacji *PPW* na ośmiu zbiorach danych wskazują, iż w zbiorach Mohanty i in. (2002), *Estonia* (ESBN-EC 2004) oraz Stolbovoy i McCallum (2002) wielkość ta oszacowywana jest z najmniejszą efektywnością, choć przy błędach *RRMSE* poszczególnych modeli zbliżonych do odpowiednich wielkości na innych zbiorach danych. Na przykład model Katterera i in. (2005) przy *RRMSE* = 26,1% na zbiorze Batjesa (1996) osiąga wskaźnik efektywności *EF* = 0,67 i jest modelem najdokładniejszym. Natomiast, na zbiorze Mohanty i in.

Tabela 26. Miary dokładności, efektywności estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* dla ciągłych oraz punktowych *PTF* na zbiorze *Bazacek-WPD* i siedmiu zbiorach kontrolnych

Table 26. Measures of goodness-of-fit for estimated *FC*, *PW* and *AWC* and of the estimation effectiveness as obtained by using continuous and point *PTFs* for the *Bazacek-WPD* set and seven control sets

Zbiór danych	Kod <i>PTF</i>	<i>PPW</i> (<i>FC</i> , 10 kPa)			<i>WTW</i> (<i>PWP</i> , 1500 kPa)			<i>WPD</i> (<i>AWC</i>)		
		<i>ME</i>	<i>RRMSE</i>	<i>EF</i>	<i>ME</i>	<i>RRMSE</i>	<i>EF</i>	<i>ME</i>	<i>RRMSE</i>	<i>EF</i>
		[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]	[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]	[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]
<i>Bazacek-WPD</i>	<i>V</i>	0,016	19,7	0,69	0,016	45,9	0,65	0,001	31,2	0,18
	<i>W</i>	-0,015	17,3	0,76	0,006	45,6	0,65	-0,020	32,8	0,10
	<i>T</i>	-0,019	18,2	0,73	-0,012	40,3	0,73	-0,007	29,1	0,29
	<i>M & J</i>	0,003	18,9	0,71	0,038	60,9	0,38	-0,035	37,0	-0,16
	<i>S</i>	-0,040	21,7	0,62	-0,016	57,0	0,46	-0,024	39,5	-0,32
	<i>B</i>	-0,057	31,9	0,18	0,004	37,0	0,77	-0,061	52,1	-1,28
	<i>H</i>	0,003	21,5	0,63	0,068	94,9	-0,50	-0,064	49,0	-1,02
	<i>Kt</i>	-0,009	19,5	0,69	-0,009	50,9	0,57	0	37,8	-0,21
	<i>K07</i>	-0,008	15,4	0,81	-0,013	45,7	0,65	0,005	26,2	0,42
	<i>K10-pkt</i>	-0,014	17,2	0,76	-0,013	45,7	0,65	-0,001	25,5	0,45
<i>Bazacek3f</i>	0,001	14,2	0,84	0,002	37,4	0,77	-0,001	24,7	0,49	
Mohanty i in. (1999, 2002)	<i>V</i>	0,051	17,8	0,11	0	32,7	0,33	0,030	30,5	-0,35
	<i>W</i>	0,012	17,6	0,13	-0,021	38,1	0,10	0,033	31,8	-0,46
	<i>T</i>	0,010	16,8	0,20	-0,011	38,7	0,07	0,022	27,4	-0,09
	<i>M & J</i>	0,032	33,7	-2,21	0,034	70,8	-2,12	-0,008	33,2	-0,59
	<i>S</i>	0,012	20,9	-0,23	-0,044	48,4	-0,46	<i>0,057</i>	<i>54,6</i>	<i>-3,32</i>
	<i>B</i>	-0,031	30,0	-1,54	-0,009	36,7	0,16	-0,023	41,1	-1,44
	<i>H</i>	0,025	23,1	-0,50	<i>0,075</i>	<i>79,8</i>	<i>-2,97</i>	<i>-0,049</i>	<i>39,2</i>	<i>-1,23</i>
	<i>Kt</i>	-0,018	19,7	-0,09	-0,038	42,9	-0,15	0,020	37,2	-1,00
	<i>K07</i>	0,027	16,7	0,22	-0,028	38,2	0,09	0,055	42,6	-1,64
	<i>K10-pkt</i>	0,024	16,0	0,28	-0,028	38,2	0,09	0,052	40,5	-1,37
<i>Bazacek3f</i>	0,056	28,0	-1,21	0,004	33,7	0,29	0,053	42,5	-1,62	
Denton i in. (2004)	<i>V</i>	-0,007	22,4	0,70	-0,084	87,9	-0,76	<i>0,076</i>	<i>94,3</i>	<i>-0,57</i>
	<i>W</i>	-0,030	28,9	0,50	-0,089	<i>91,5</i>	-0,91	0,059	93,8	-0,55
	<i>T</i>	-0,014	37,7	0,15	-0,086	84,1	-0,61	0,072	116,2	-1,39
	<i>M & J</i>	0,026	20,3	0,75	-0,035	62,3	0,12	0,061	83,3	-0,22
	<i>S</i>	-0,065	32,7	0,37	-0,076	85,6	-0,67	0,011	77,4	-0,06
	<i>B</i>	<i>-0,107</i>	<i>48,0</i>	<i>-0,37</i>	-0,081	82,1	-0,53	-0,026	76,2	-0,03
	<i>H</i>	-0,009	17,8	0,81	-0,009	52,5	0,37	0	72,3	0,08
	<i>Kt</i>	-0,036	25,1	0,63	<i>-0,089</i>	<i>91,5</i>	<i>-0,91</i>	0,053	87,1	-0,34
	<i>K07</i>	-0,023	18,5	0,80	-0,089	90,6	-0,87	0,065	89,8	-0,42
	<i>K10-pkt</i>	-0,018	18,0	0,81	-0,089	90,6	-0,87	0,071	93,6	-0,54
<i>Bazacek3f</i>	-0,016	14,7	0,87	-0,076	79,4	-0,43	0,059	87,1	-0,34	
<i>Estonia</i> (ESBN-EC 2004)	<i>V</i>	-0,002	22,1	0,35	0,067	161,6	-5,24	-0,068	36,9	-0,69
	<i>W</i>	-0,028	24,9	0,18	<i>0,060</i>	<i>151,6</i>	<i>-4,49</i>	-0,088	40,8	-1,06
	<i>T</i>	-0,048	31,9	-0,36	0,032	102,2	-1,49	-0,080	41,2	-1,11
	<i>M & J</i>	-0,047	37,5	-0,87	0,055	156,8	-4,87	-0,101	53,6	-2,56
	<i>S</i>	-0,056	31,6	-0,33	0,031	72,6	-0,26	-0,087	44,9	-1,50
	<i>B</i>	<i>-0,077</i>	<i>42,9</i>	<i>-1,45</i>	0,052	116,8	-2,26	-0,129	61,4	-3,68
	<i>H</i>	-0,031	37,1	-0,83	0,106	229,6	-11,58	-0,137	62,3	-3,82
	<i>Kt</i>	-0,025	28,4	-0,07	<i>0,040</i>	<i>115,9</i>	<i>-2,21</i>	-0,065	37,3	-0,73
	<i>K07</i>	-0,022	23,4	0,27	0,033	98,2	-1,30	-0,055	34,3	-0,46
	<i>K10-pkt</i>	-0,033	25,7	0,12	0,033	98,2	-1,30	-0,066	36,3	-0,64
<i>Bazacek3f</i>	-0,011	25,7	0,12	0,051	119,4	-2,41	-0,062	34,0	-0,43	

cd. tab. 26

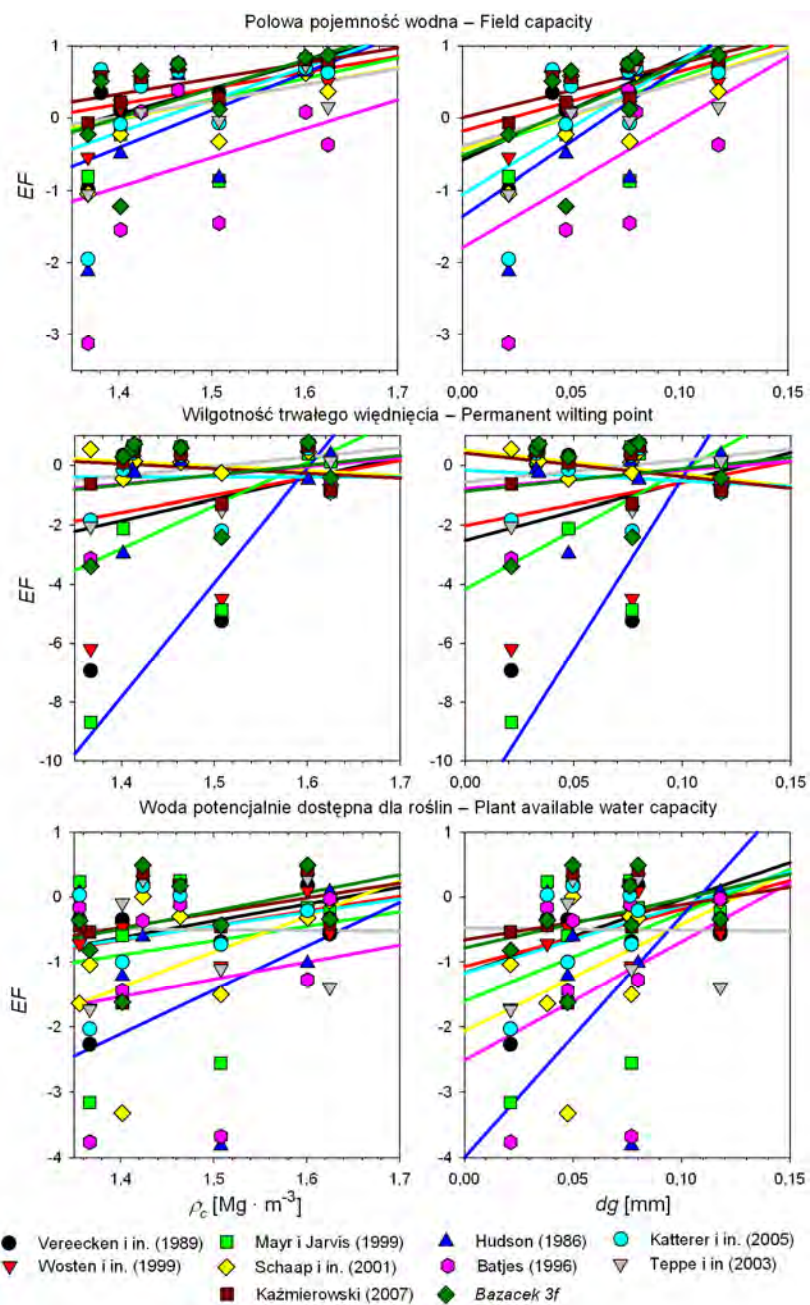
Zbiór danych	Kod PTF	PPW (FC, 10 kPa)			WTW (PWP, 1500 kPa)			WPD (AWC)		
		ME	RRMSE	EF	ME	RRMSE	EF	ME	RRMSE	EF
		[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]	[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]	[m ³ · m ⁻³]	[% śred.]	[-]
Tempel i in. (1996)	<i>V</i>	-0,001	23,8	0,51	0,008	28,8	0,67	-0,012	39,2	0,20
	<i>W</i>	-0,009	24,8	0,47	-0,010	26,9	0,72	0,003	41,9	0,08
	<i>T</i>	-0,022	22,3	0,57	-0,021	29,8	0,65	0,001	37,5	0,27
	<i>M & J</i>	-0,010	22,3	0,60	0,023	33,5	0,56	-0,027	37,9	0,25
	<i>S</i>	-0,028	22,0	0,58	-0,059	46,8	0,14	0,022	43,7	0,01
	<i>B</i>	-0,050	32,5	0,08	-0,011	31,5	0,61	-0,038	51,2	-0,37
	<i>H</i>	-0,019	23,4	0,52	0,062	56,7	-0,27	-0,064	55,6	-0,61
	<i>Kt</i>	-0,040	25,4	0,44	-0,028	28,6	0,68	-0,018	39,9	0,17
	<i>K07</i>	-0,026	22,5	0,56	-0,035	31,3	0,61	0,002	34,9	0,36
	<i>K10-pkt</i>	-0,027	22,4	0,56	-0,035	31,3	0,61	0,001	34,2	0,39
<i>Bazacek3f</i>	0,002	22,0	0,65	-0,009	26,7	0,72	0,009	32,7	0,44	
Unsoda Nemes i in. (2001)	<i>V</i>	0,007	21,5	0,75	-0,019	40,1	0,62	0,026	47,0	0,23
	<i>W</i>	-0,010	23,2	0,70	-0,026	49,5	0,43	0,016	47,6	0,22
	<i>T</i>	-0,015	22,6	0,72	-0,042	47,2	0,48	0,027	48,6	0,18
	<i>M & J</i>	-0,003	22,0	0,74	-0,002	41,6	0,60	-0,002	46,4	0,25
	<i>S</i>	-0,030	24,5	0,67	-0,061	61,9	0,10	0,031	61,2	-0,30
	<i>B</i>	-0,053	33,5	0,39	-0,035	45,2	0,52	-0,018	56,8	-0,18
	<i>H</i>	0,005	27,3	0,59	0,041	61,3	0,12	-0,035	55,9	-0,08
	<i>Kt</i>	-0,024	25,5	0,64	-0,053	53,7	0,33	0,029	53,2	0,02
	<i>K07</i>	-0,017	22,9	0,71	-0,052	51,7	0,37	0,035	48,6	0,18
	<i>K10-pkt</i>	-0,018	23,8	0,69	-0,052	51,7	0,37	0,033	48,9	0,17
<i>Bazacek3f</i>	0,008	21,4	0,75	-0,030	42,1	0,59	0,037	49,0	0,17	
Stolbovoy, McCallum (2002)	<i>V</i>	-0,065	22,5	-0,98	0,068	90,0	-6,94	-0,100	40,9	-2,27
	<i>W</i>	-0,065	19,9	-0,55	0,061	85,7	-6,19	-0,094	37,3	-1,72
	<i>T</i>	-0,097	23,0	-1,05	0,044	56,0	-2,05	-0,092	37,5	-1,73
	<i>M & J</i>	-0,070	21,5	-0,81	0,088	99,5	-8,69	-0,123	46,0	-3,16
	<i>S</i>	-0,085	22,9	-1,04	-0,002	21,6	0,54	-0,040	32,3	-1,04
	<i>B</i>	0,135	34,7	-3,12	0,054	65,0	-3,14	-0,101	49,4	-3,77
	<i>H</i>	-0,031	28,3	-2,13	0,150	162,0	-24,70	-0,166	62,2	-6,57
	<i>Kt</i>	-0,088	27,5	-1,95	0,023	53,9	-1,84	-0,066	39,4	-2,03
	<i>K07</i>	-0,081	16,5	-0,07	0,020	40,8	-0,63	-0,061	28,1	-0,54
	<i>K10-pkt</i>	-0,098	17,4	-0,18	0,020	40,8	-0,63	-0,069	29,4	-0,70
<i>Bazacek3f</i>	-0,013	17,7	-0,23	0,059	66,9	-3,39	-0,066	30,5	-0,82	
Batjes (2002)	<i>V</i>	0,068	36,6	0,35	0,049	57,4	0,04	0,022	59,3	-0,34
	<i>W</i>	0,054	29,6	0,57	0,015	42,4	0,48	0,054	67,2	-0,72
	<i>T</i>	0,046	29,0	0,59	0,002	41,1	0,51	0,053	61,0	-0,41
	<i>M & J</i>	0,038	30,1	0,56	0,042	53,1	0,18	0,011	44,7	0,24
	<i>S</i>	0,038	27,0	0,65	-0,038	48,7	0,31	0,083	83,2	-1,64
	<i>B</i>	0	28,4	0,61	0,003	38,9	0,56	0,012	55,2	-0,16
	<i>H</i>	0,032	30,0	0,56	0,064	62,9	-0,15	-0,009	49,4	0,07
	<i>Kt</i>	0,017	26,1	0,67	-0,005	45,1	0,41	0,026	50,4	0,03
	<i>K07</i>	0,030	29,6	0,57	-0,005	42,2	0,48	0,037	61,4	-0,44
	<i>K10-pkt</i>	0,028	29,4	0,58	-0,005	42,2	0,48	0,035	60,7	-0,40
<i>Bazacek3f</i>	0,063	31,6	0,51	0,013	39,6	0,54	0,052	59,7	-0,36	

Onaczenia PTF (ciągłe): *V* – Vereecken i in. (1989), *W* – Wösten i in. (1999), *T* – Teppe i in. (2003), *M & J* – Mayr, Jarvis (1999), *S* – Schaap i in. (2001, *Rosetta*); oznaczenia PTF (punktowe): *B* – Batjes (1996), *Kt* – Katterer i in. (2005), *K07* – Kaźmierowski (2007); modele autora: *K10-pkt* – model punktowy (równania 187 i 188), *Bazacek3f* – model ciągły (równania 176 i 177).

(2002) model ten osiąga mniejszy błąd $RRMSE = 19,7\%$, jednak wykazuje ujemny wskaźnik efektywności $EF = -0,09$ podobnie jak w glebach rosyjskich, gdzie przy $RRMSE = 16,5\%$ wynosi $EF = -1,95$.

W zakresie estymacji WTW model *Bazacek3f* jest najdokładniejszy na zbiorach Mohanty i in. (2002, $RRMSE = 33,7\%$) oraz na największym ogólnoswiatowym zbiorze Tempela i in. (1996, $n = 22\ 948$ poziomów, $RRMSE = 26,7\%$). Wysoka jest też dokładność tej PTF na zbiorach *Unsoda* ($RRMSE = 42,1\%$) oraz Batjesa ($n = 3807$ poziomów, $RRMSE = 39,6\%$). Generalnie najniższą efektywność estymacji WTW (najniższe wartości EF) stwierdzono, podobnie jak przy PPW , w zbiorze Mohanty i in. (2002), gdzie dodatnie wartości EF osiągają jedynie modele Vereeckena i in. (1989) oraz propozycja *Bazacek3f*. Na zbiorze *Estonia* (ESBN-EC 2004) najbliższą zeru ujemną wartość EF wykazuje model *Rosetta* (Schaap i in. 2001), który jako jedyny osiąga też dodatnie wartości EF dla estymacji WTW w glebach z obszaru Rosji (Stolbovoy, McCallum 2002). Również na zbiorze Dentona i in. (2004) dodatnie wartości EF osiągają tylko modele Hudsona (1986) oraz Mayra i Jarvisa (1999). Jeszcze niższa okazała się efektywność estymacji WPD , bowiem na poszczególnych zbiorach większość modeli wykazała ujemne wartości wskaźnika EF (tab. 26).

W celu zsyntetyzowania wyników estymacji PPW , WTW oraz WPD na wszystkich ośmiu zbiorach danych (rys. 65) zestawiono wielkości wskaźników efektywności estymacji dla poszczególnych PTF w relacji do średnich wielkości gęstości i średniej geometrycznej wielkości ziaren w kolejnych zbiorach danych (tab. 25) z zaznaczeniem linii trendu. W wypadku estymacji wilgotności polowej pojemności wodnej efektywność estymacji dla wszystkich modeli wzrasta ze wzrostem zagęszczenia i średniej wielkości ziaren, a najwyżej usytuowane są linie trendu modeli Kaźmierowskiego (2007) oraz Wöstena i in. (1999). Linie trendu EF względem gęstości i średniej geometrycznej wielkości ziaren dla estymacji WTW są mniej nachylone, jednak można zauważyć, podobnie jak przy PPW , wzrost EF wraz ze wzrostem ρ_c i d_g . Przy $\rho_c > 1,5 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i $d_g > 0,09 \text{ mm}$ najwyżej położona jest linia trendu modelu Teepe i in. (2003), a w utworach o mniejszym zagęszczeniu i drobniejszym uziarnieniu najbardziej efektywne są modele Kaźmierowskiego (2007; równanie 187) oraz *Rosetta* (Schaap i in. 2001). Należy podkreślić wysokie usytuowanie EF modelu *Bazacek3f* zarówno w przypadku PPW , jak i WTW . Jednakże odpowiednia linia trendu w obu przypadkach jest zaniżana przez niskie wartości EF na zbiorach *Estonia* (ESBN-EC 2004) oraz Stolbovoy i McCallum (2002; por. tab. 26) wykazujących nietypowy poziom wielkości WTW względem cech uziarnienia (s. 147–148, tab. 25). Z rysunków, na których przedstawiono efektywność estymacji WPD ponownie wynika wzrost EF wraz ze wzrostem ρ_c i d_g dla większości modeli z wyjątkiem Teepe i in. (2003). W całym zakresie zmienności ρ_c i d_g wysoko usytuowane są symbole modelu *Bazacek3f* i Kaźmierowskiego (2007; równania 185–187), a także ich linie trendu. Zestawienie na rysunku 65 potwierdza przydatności obu wskazanych modeli do estymacji PPW , WTW i WPD w utworach o różnym uziarnieniu i stopniu zagęszczenia. Wydaje się, iż najbardziej stosowny do takich oszacowań jest model ciągły *Bazacek3f*. Z uwagi na brak danych o zawartości części

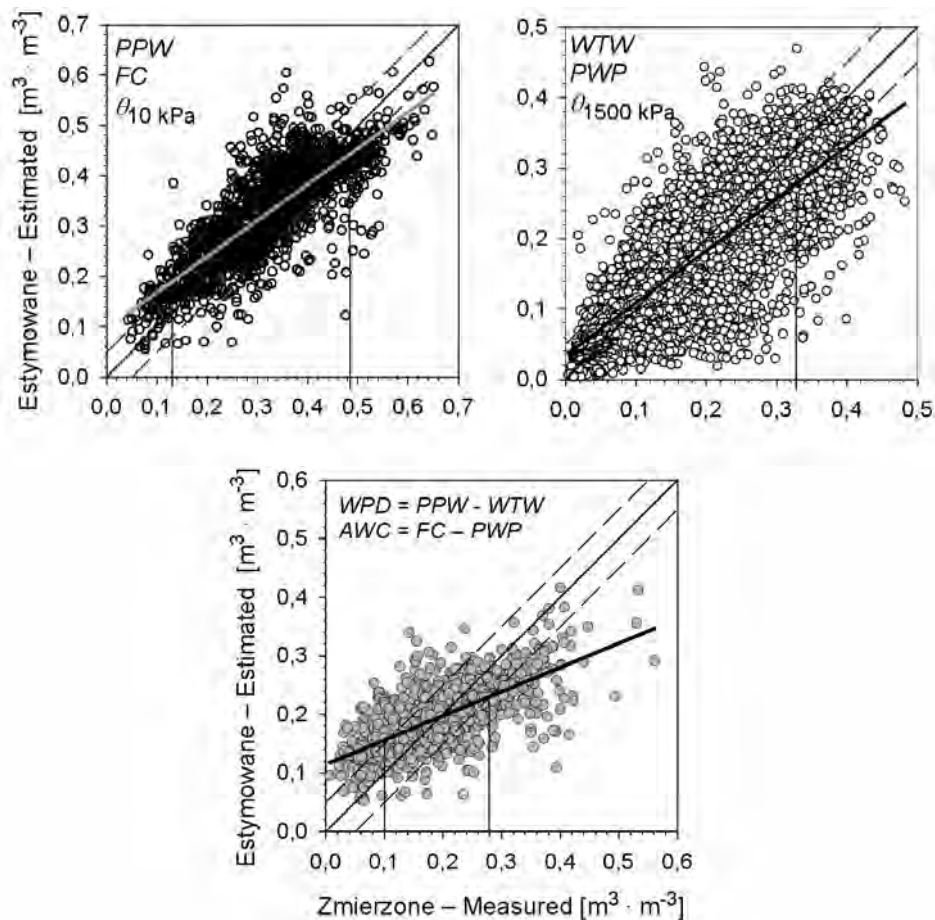


Rys. 65. Zestawienie wskaźników efektywności estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD* względem średnich wartości ρ_c i d_g na podstawie estymacji w ośmiu zbiorach danych

Fig. 65. Estimation effectiveness ratios for *FC*, *PWP* and *AWC* against the mean values of ρ_c and d_g based on eight data sets

szkieletowych zabrakło w tym zestawieniu modelu *Bazacek4f*, jednak uwzględniając wyższą dokładność tego modelu względem *Bazacek3f* na kontrolnych zbiorach danych stosowanych do oceny dokładności estymacji *KWR*, można sądzić, iż model ten jest jak najbardziej odpowiedni także do oceny *WPD*.

Na rysunku 66 przedstawiono relacje między wilgotnościami zmierzonymi i oszacowanymi przy użyciu modelu *Bazacek3f* na najliczniejszym zbiorze kontrolnym Tempela i in. (1996). Zaprezentowane wyniki wskazują, że mimo największej dokładności modelu *Bazacek3f* w tym zbiorze danych (tab. 26) zawyża on najniższe oraz zaniża najwyższe wartości *PPW*, *WTW* i *WPD*.



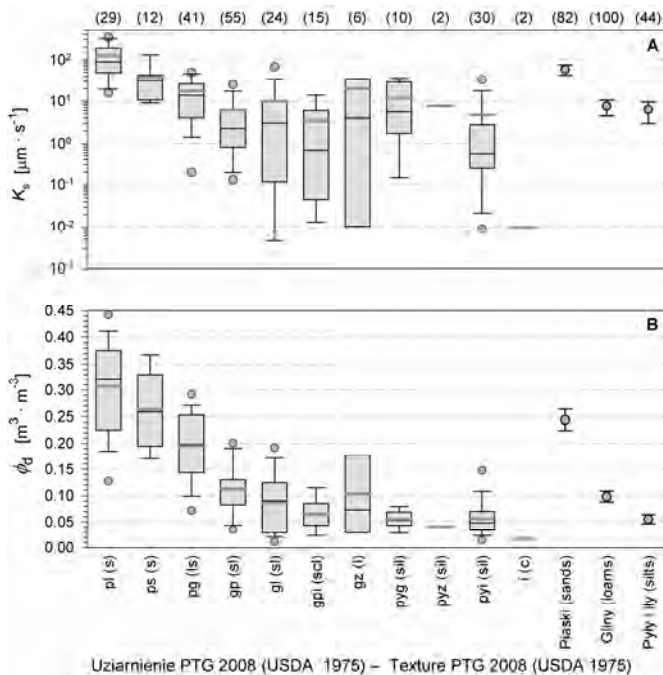
Rys. 66. Graficzna interpretacja zmierzonych i estymowanych przy użyciu modelu *Bazacek3f* granic dostępności wody i wody dostępnej dla roślin na zbiorze danych IGBP-DIS (Tempel i in. 1996; $n = 1570$ dla *PPW* i *WPD* oraz $n = 22\,948$ dla *WTW*)

Fig. 66. Visual comparison of the limits of plant available water and available water capacity as measured and estimated by using the *Bazacek3f* model for the IGBP-DIS data set (Tempel et al. 1996; $n = 1570$ for *FC* and *AWC*, and $n = 22\,948$ for *PWP*)

Przecięcie linii trendu z liniami wyznaczającymi błąd na poziomie $0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ względem linii 1 : 1 wyznacza w tym układzie sugerowany zakres stosowalności modelu *Bazacek3f* w relacji do rzeczywistych wartości *PPW*, *WTW* i *WPD*. Przedstawiona interpretacja graficzna wskazuje, iż oczekiwany błąd średni *ME* na poziomie $\pm 0,05 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ osiągnąć jest dla zmierzonych *PPW* w zakresie $0,13\text{--}0,48 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, *WTW* w zakresie $0\text{--}0,32 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ oraz *WPD* w zakresie $0,10\text{--}0,28 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Odpowiednie zakresy obejmują zróżnicowanie wielkości *PPW*, *WTW* i *WPD* obserwowane w glebach z obszaru Polski (rys. 58 i 59), co uzasadnia praktyczne zastosowanie modelu *Bazacek3f* do estymacji *PPW*, *WTW* i *WPD*.

3.6. Wyniki estymacji współczynnika filtracji na zbiorze *Bazacek-K_s*

Analizy zmierzające do opracowania równania estymującego współczynnik filtracji przeprowadzono na podzbiorze *Bazacek-K_s* zawierającym 226 poziomów glebowych z odpowiednimi oznaczeniami. W zbiorze tym znajdują się: 82 poziomy o uziarnieniu piasków, 100 poziomów o uziarnieniu glin i 44 poziomy o uziarnieniu



Rys. 67. Rozkłady wartości współczynnika filtracji i porowatości drenażowej w poszczególnych grupach granulometrycznych PTG (2008)

Fig. 67. Distribution of saturated hydraulic conductivity and drainage porosity in the PTG (2008) textural groups

pyłów (PTG 2008). Rozkłady wartości współczynnika filtracji i porowatości drenażowej ($\phi - \Theta_{10 \text{ kPa}}$) w poszczególnych grupach granulometrycznych z liczebnością przedstawiono na rysunku 67.

Z rysunku 67 wynika lognormalny rozkład wielkości K_s i normalny rozkład ϕ_d . Współczynniki filtracji oraz porowatości drenażowej gleb generalnie maleją w miarę rozdrobnienia składu granulometrycznego gleb, co jest szczególnie widoczne w obrębie pierwszych pięciu grup uziarnienia (pl–gl). Począwszy od gliny piaszczysto-ilastej (gpi) trend ten zanika i obie charakterystyki nie wykazują usystematyzowanego zróżnicowania. Wskazują też jednoznacznie na zbieżność trendów zmian obu charakterystyk w relacji do uziarnienia gleb. Zgodnie z koncepcją Dobrzańskiego i Witkowskiej-Walczak (1981), potwierdzoną wynikami badań Comegny i in. (2000), Minasnego i McBratneya (2000), Kaszubkiewicza i in. (2001), Han i in. (2008) oraz wcześniejszymi badaniami autora (Każmierowski i in. 2006; Spsychalski i in. 2007) przyjęto założenie potęgowej zależności współczynnika filtracji od porowatości drenażowej ϕ_d stanowiącej cząstkową zawartość porów o średnicy powyżej 30 μm . Dla danych ze zbioru *Bazacek-K_s* opracowano zależność (*KAZ-a*) w postaci:

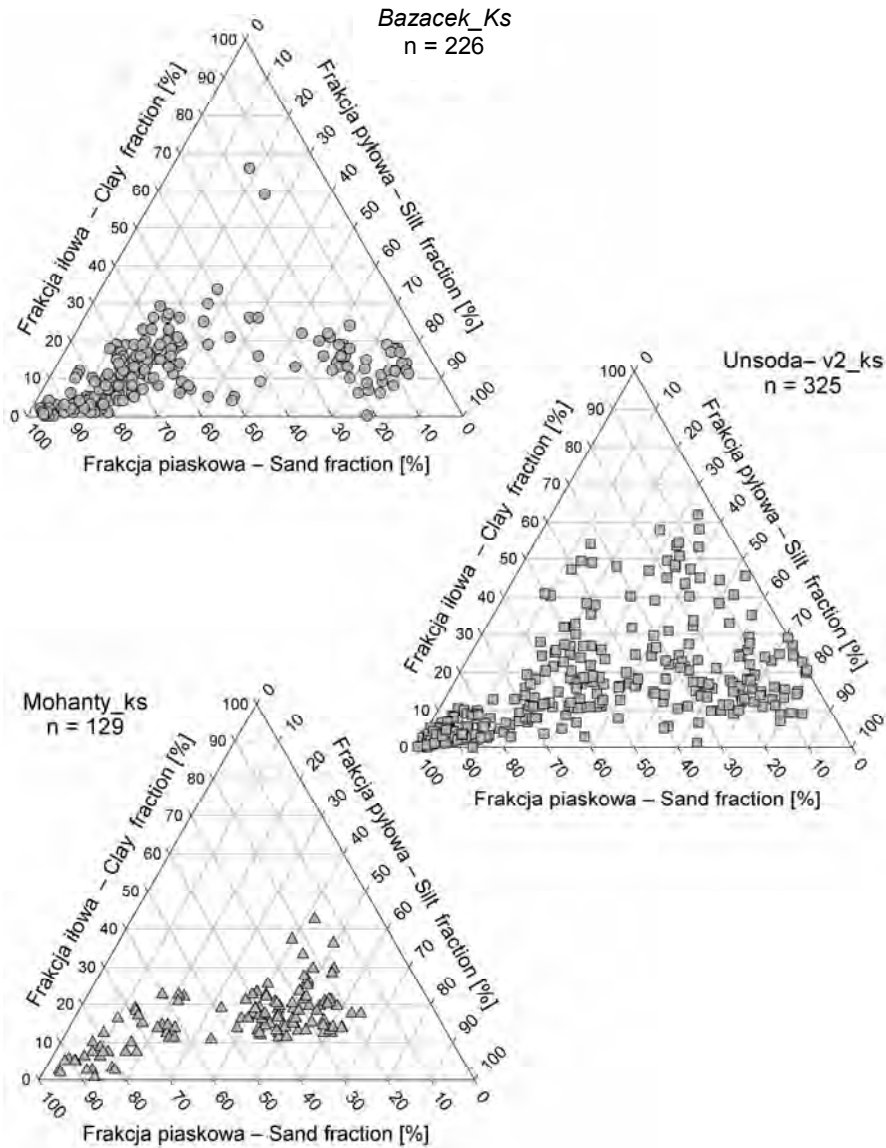
$$K_s [\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}] = B(\phi_d)^{Nd} = 3200 (\phi_d)^{3,2} \quad (189)$$

gdzie: B , nd – parametry empiryczne, a $\phi_d [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}] = \phi - PPW [10 \text{ kPa}]$.

Dokładność proponowanej formuły estymacji K_s oceniono na własnym zbiorze danych w relacji do 17 publikowanych metod estymacji K_s , a analogiczne analizy przeprowadzono na dwóch niezależnych zbiorach danych (Mohanty i in. 2002; *Unsoda* – Nemes i in. 2001). Z diagramów uziarnienia trzech uwzględnionych zbiorów danych przedstawionych na rysunku 68 wynika, iż w zbiorze kalibracyjnym *Bazacek-K_s* dominują utwory o zawartości frakcji iłowej poniżej 30% (wyższa wartość występuje tylko w trzech poziomach glebowych), podczas gdy w zbiorze *Unsoda* obserwuje się znaczny udział utworów o zawartości frakcji iłowej sięgającej 30–60%, natomiast w zbiorze Mohanty i in. (2002) odnotowano znaczący udział utworów o zawartości frakcji pyłowej 35–60% (nielicznych w zbiorze *Bazacek-K_s*). W relacji do zbioru kalibracyjnego zbiory kontrolne wykazują większe średnie zawartości frakcji pyłowej oraz iłowej, natomiast mniejsze wartości średniej geometrycznej wielkości ziaren (szczególnie zbiór Mohanty i in. 2002; rys. 69, por. tab. 22). W obu zbiorach kontrolnych obserwowane są znacznie mniejsze średnie wartości gęstości gleby (rys. 70a) i większe porowatości oraz zawartości węgla organicznego (rys. 70B i 70C). Mimo tych różnic rozkłady wielkości współczynnika filtracji K_s we wszystkich zbiorach danych są zbliżone (rys. 70D). Różnice dotyczą głównie udziału najniższych wartości K_s ; w zbiorze kontrolnym 10% stanowią wielkości $K_s < 0,1 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ przy odpowiednio 5% w *Unsoda* oraz poniżej 5% w Mohanty i in. (2002; rys. 70D).

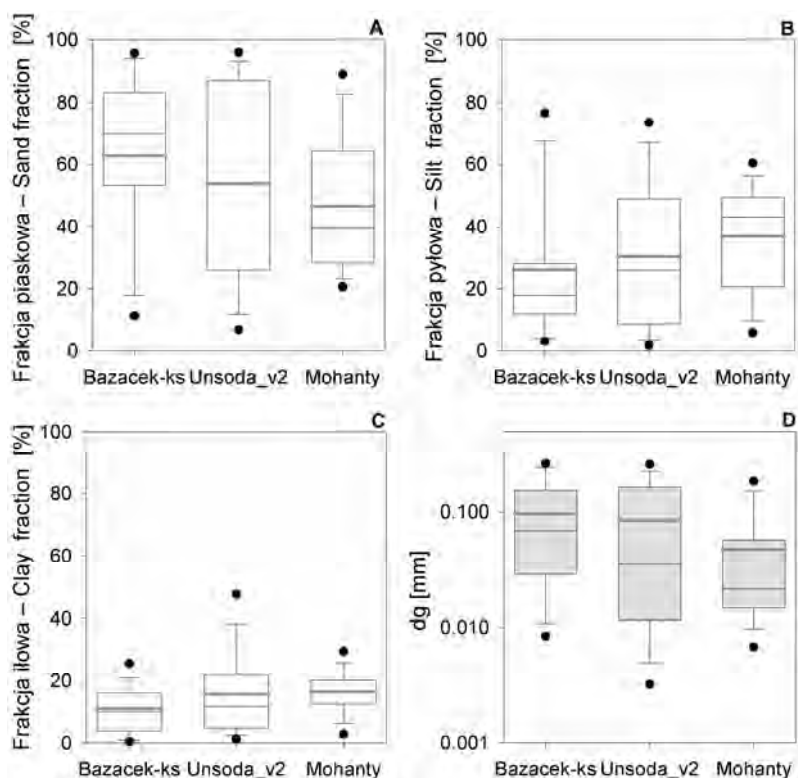
Różnice między rozkładami średnich wielkości podstawowych parametrów glebowych nie są jednak tak istotne, kiedy rozpatrywana jest zależność współczynnika filtracji K_s względem porowatości drenażowej ϕ_d . Łączne zestawienie wielkości K_s i ϕ_d z trzech zbiorów danych w układzie liniowym, półlogarytmicznym i logaryt-

micznym (rys. 71) wskazuje, że mimo wykazanego zróżnicowania poszczególnych charakterystyk zależność $K_s(\phi_d)$ dla wszystkich zbiorów zgodna jest z potęgową zależnością zaproponowaną przez Dobrzańskiego i Witkowską-Walczak (1981).



Rys. 68. Porównanie rozkładów uziarnienia w zbiorze własnym i zbiorach kontrolnych uwzględnionych w ocenie efektywności estymacji współczynnika filtracji

Fig. 68. Comparison of soil texture distribution for the author's own and the control sets which were taken into account when evaluating the effectiveness of the estimation of saturated hydraulic conductivity

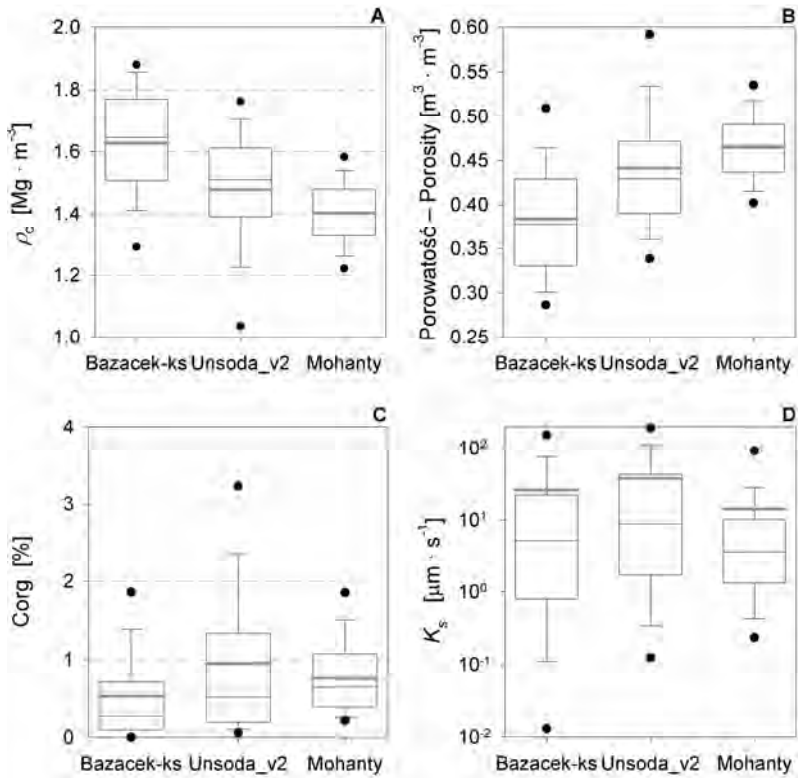


Rys. 69. Rozkłady charakterystyk uziarnienia w uwzględnionych zbiorach danych

Fig. 69. Distribution of particle size characteristics in the discussed data sets

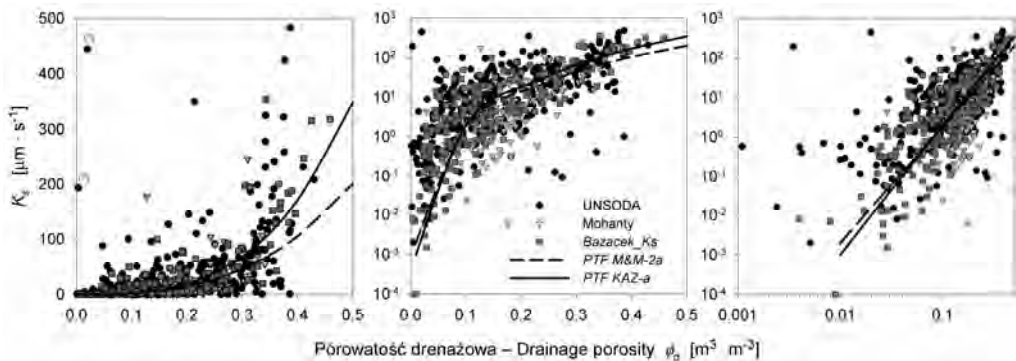
Wyniki estymacji współczynnika przy użyciu różnych publikowanych *PTF* oraz proponowanego równania 189 przedstawiono w tabeli 27. W modelach uwzględniających porowatość drenażową zastosowano także opcję podwójnej estymacji, wykonując dodatkowe analizy z podstawieniem w miejsce oryginalnej porowatości drenażowej wartości obliczonej przy użyciu *PTF* najdokładniej estymujących *PPW* (por. tab. 24 i rys. 65), tj. proponowanego równania 188 (modyfikator b), równań 185 i 186 (Kaźmierowski 2007 – modyfikator c) oraz bardzo efektywnej na różnych zbiorach danych *PTF* Wöstena i in. (1999; por. rys. 65 – modyfikator d). W analizie tej nie przedstawiono opcji z zastosowaniem oszacowania *PPW* przy użyciu modelu *Bazacek 3f*, bowiem odpowiednie miary dokładności estymacji wykazały większą przydatność proponowanych modeli punktowych (równania 185 i 185 oraz równanie 188). Z zastosowaniem ϕ_d obliczanego na podstawie *PPW* oszacowanej według równania 188 równanie 189 można zapisać w poniższej postaci (190, dalej jako model *KAZ-b*):

$$K_s [\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}] = 3200 (\phi_d)^{3,2} = 3200(-0,1628 + 0,59\phi + 0,866d_g3f)^{3,2} \quad (190)$$



Rys. 70. Rozkłady gęstości, porowatości, zawartości węgla organicznego oraz współczynnika filtracji w uwzględnionych zbiorach danych

Fig. 70. Distribution of bulk density, porosity, organic carbon content and hydraulic conductivity in the discussed data sets



Rys. 71. Zależność między współczynnikiem filtracji a porowatością drenażową ($K_s = f(\phi_d \text{ 10 kPa})$)

Fig. 71. Relationship between hydraulic conductivity and drainage porosity ($K_s = f(\phi_d \text{ 10 kPa})$)

Tabela 27. Dokładność oszacowania K_s dla analizowanych PTF na zbiorze danych *Bazacek-K_s*

Table 27. Accuracy of K_s estimation for the analyzed $PTFs$ for the *Bazacek-K_s* data set

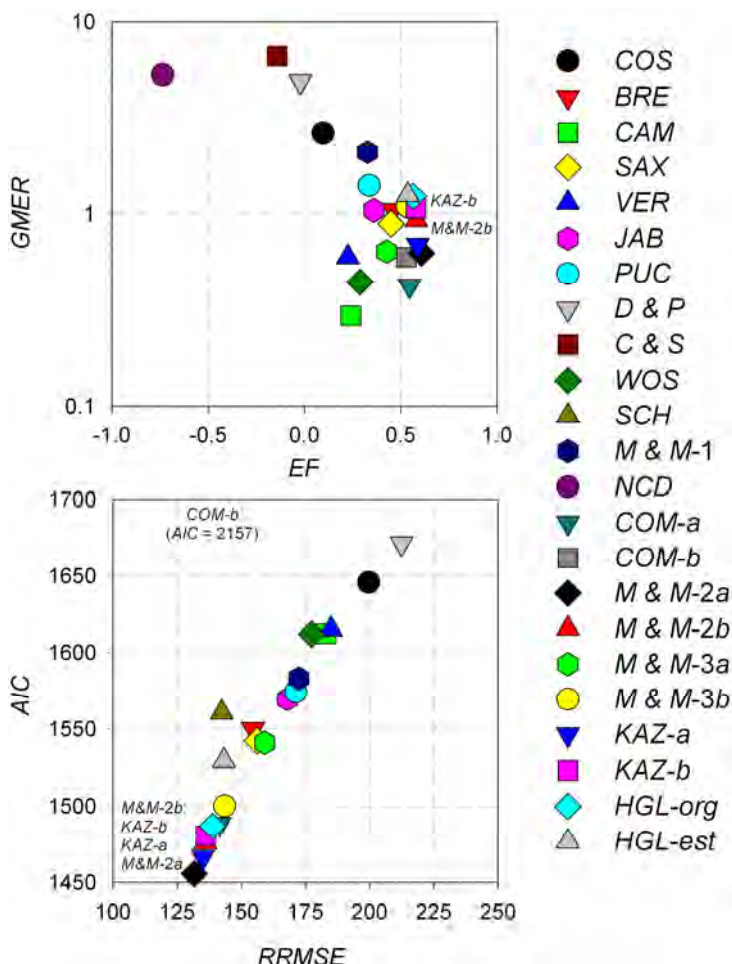
Kod	Model	hp	GMER*	GSDER	AIC	MSE	RMSE	RRMSE*	EF	ARV
<i>PTF</i> nieuwzględniające koncepcji porowatości drenażowej										
<i>COS</i>	Cosby i in. (1984)	3	2,664	10,054	1645,7	6,263	2,503	199,7	0,097	0,899
<i>BRE</i>	Brekensiek i in. (1984)	13	1,049	6,964	1549,9	3,752	1,937	154,6	0,459	0,538
<i>CAM</i>	Campbel (1985, wg Wagner i in. 2001)	6	0,293	6,978	1612,3	5,263	2,294	183,1	0,241	0,755
<i>SAX</i>	Saxton i in. (1986)	7	0,892	7,078	1542,3	3,826	1,956	156,1	0,449	0,549
<i>VER</i>	Vereecken i in. (1990)	5	0,598	9,644	1615,2	5,377	2,319	185,0	0,225	0,772
<i>JAB</i>	Jabro (1992)	4	1,047	8,241	1569,5	4,431	2,105	168,0	0,361	0,636
<i>PUC</i>	Puckett i in. (1984)	2	1,408	8,362	1574,3	4,607	2,146	171,3	0,336	0,661
<i>D & P</i>	Dane, Puckett (1994)	2	4,920	8,471	1671,5	7,084	2,662	212,4	-0,021	1,016
<i>C & S</i>	Campbel-Smettem i in. (1994, 1998) za: Cresswell i in. (2000)	9	6,645	8,044	1710,6	7,915	2,813	224,5	-0,141	1,136
<i>WOS</i>	Wösten i in. (1999)	13	0,441	7,934	1612,1	4,941	2,223	177,4	0,288	0,709
<i>SCH</i>	Schaap i in. (2001) – <i>Rosetta</i>	37	1,190	5,927	1560,7	3,183	1,784	142,4	0,541	0,457
<i>M & M-1</i>	McBratney, Minasny (2004, tam rów. 20)	5	2,114	7,625	1583,3	4,669	2,161	172,4	0,327	0,670
<i>NCD</i>	Niedźwiecki i in. 2006	6	5,325	21,068	1799,5	12,044	3,470	276,9	-0,736	1,728
<i>PTF</i> na bazie porowatości drenażowej										
<i>COM-a</i>	Comegna i in. (2000), $K_s = 439,03 \cdot \phi_d^{2,537}$	2	0,421	4,727	1488,4	3,151	1,775	141,6	0,546	0,452
<i>COM-b</i>	$\phi_d = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g 3f$ (rów. 188)	5	0,597	5,688	2157,2	3,274	1,810	144,4	0,528	0,470
<i>COM-c</i>	<i>PPW</i> wg Kaźmierowski (2007) (rów. 185 i 186)	7	0,511	5,747	2182,5	3,497	1,870	149,2	0,496	0,502
<i>COM-d</i>	<i>PPW</i> wg Wösten i in. (1999)	47	0,609	7,374	1643,4	4,220	2,054	163,9	0,394	0,606
<i>M & M-2a</i>	Minasny, McBratney (2002b), $K_s = 1509,53 \cdot \phi_d^{2,91}$	2	0,626	4,889	1455,7	2,726	1,651	131,7	0,607	0,391
<i>M & M-2b</i>	$\phi_d = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g 3f$ (rów. 188)	5	0,935	5,517	1476,3	2,908	1,705	136,1	0,581	0,417
<i>M & M-2c</i>	<i>PPW</i> wg Kaźmierowski (2007) (rów. 185 i 186)	7	0,782	5,850	1499,6	3,167	1,780	142,0	0,544	0,454
<i>M & M-2d</i>	<i>PPW</i> wg Wösten i in. (1999)	47	0,956	7,782	1642,0	4,193	2,048	163,4	0,398	0,602
<i>M & M-3a</i>	McBratney, Minasny (2004, eq. 21)	2	0,638	7,009	1541,0	3,977	1,994	159,1	0,427	0,571
<i>M & M-3b</i>	$\phi_d = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g 3f$ (rów. 188)	5	1,094	6,048	1500,2	3,233	1,798	143,5	0,534	0,464
<i>M & M-3c</i>	<i>PPW</i> wg Kaźmierowski (2007) (rów. 185 i 186)	7	0,859	7,572	1558,1	4,103	2,026	161,6	0,409	0,589
<i>M & M-3d</i>	<i>PPW</i> wg Wösten i in. (1999)	47	1,123	10,734	1708,26	5,622	2,371	189,2	0,193	0,807
<i>KAZ-a</i>	autor, $K_s = 3200 \cdot \phi_d^{3,2}$	2	0,692	5,232	1466,6	2,861	1,692	135,0	0,588	0,411
<i>KAZ-b</i>	$\phi_d = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g 3f$ (rów. 188)	5	1,076	5,521	1480,6	2,912	1,706	136,2	0,580	0,418
<i>KAZ-c</i>	<i>PPW</i> wg Kaźmierowski (2007) (rów. 185 i 186)	7	0,912	6,091	1506,0	3,258	1,805	144,0	0,530	0,468
<i>KAZ-d</i>	<i>PPW</i> wg Wösten i in. (1999)	47	1,101	8,333	1657,2	4,485	2,118	169,0	0,356	0,644
<i>PTF</i> według parametrów modelu <i>VGM</i> dla krzywej wodnej retencyjności										
<i>HGL-org.</i>	Han i in. (2008) – org. <i>VGM</i> param.	6	1,238	5,638	1487,1	3,020	1,739	138,8	0,564	0,434
<i>HGL-est.</i>	Han i in. (2008) – <i>Bazacek3</i> est <i>VGM</i> param.	20	1,254	5,956	1529,4	3,220	1,795	143,2	0,536	0,462

* – średnia (mean of) $\ln K_s = 1,253 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

W przypadku modelu Han i in. (2008), poza wersją oryginalną (*HGL-org.*) wprowadzono wersję zmodyfikowaną (*HGL-est.*), w której w miejsce parametrów modelu *VGM* uzyskanych dla dopasowania modelu do danych eksperymentalnych podstawiono wielkości estymowane przy użyciu modelu *Bazacek3f*. Modyfikacji z modelem *Bazacek4f* nie zastosowano z uwagi na brak danych o zawartości części szkieletowych.

Z grupy cytowanych *PTF*, nieuwzględniających koncepcji porowatości drenażowej, najlepsze wyniki oszacowania K_s uzyskano przy użyciu modelu *Rosetta* (Schaap i in. 2001). Osiąga on zbliżoną do jedności wartość $GMER = 1,19$ i najniższe odchylenie standardowe tej wielkości ($GSDER = 5,927$) oraz wysoką w tym przypadku efektywność estymacji ($EF = 0,541$), a wielkość K_s szacowana jest ze względnym błędem estymacji $RRMSE = 142,4\%$. Błędy te dla pozostałych modeli sięgają od 154% (Breken-siek i in. 1984) do ponad 200%, a wartości EF są często ujemne (Dane, Puckett 1994; Campbell-Smettem za: Cresswell i in. 2000; Niedźwiecki i in. 2006). Wyniki te wskazują, iż uwzględnione estymatory współczynnika filtracji są tylko pośrednio związane ze współczynnikiem filtracji, a oszacowanie K_s jest mało precyzyjne. Na tym tle większą precyzję estymacji wykazują wszystkie równania nawiązujące do koncepcji uproszczonego równania Kozeny-Carmana (Carman 1937) oraz Dorżańskiego i Witkowskiej-Walczak (1981), w tym model Han i in. (2008), w którym K_s oszacowywana jest wprost z parametrów równania krzywej wodnej retencyjności według modelu van Genuchtena-Mualema (van Genuchten 1980), pośrednio przez potęgową zależność $K_s(\phi_d)$ (równanie 57, s. 51).

Trzy postacie potęgowej zależności $K_s(\phi_d)$, różniące się parametrami B i nd (równanie 189, równanie 124 w tab. 14 – Comegna i in. 2000; równanie 125 w tab. 14 – Minasny i McBratney 2002b) wykazują tu najwyższą dokładność (tab. 27). Stosując zależności potęgowe z oryginalną wartością ϕ_d , najlepsze wyniki estymacji uzyskano przy użyciu parametrów B i nd według Minasnego i McBratneya (2002b, równanie 125 w tab. 14, tu jako M & $M-2a$). Opracowana zależność $KAZ-a$ (równanie 189) wykazuje minimalnie gorsze miary dokładności estymacji. Z zastosowaniem oryginalnych wartości ϕ_d obydwa równania zaniżają estymowane wartości, jednak model własny w mniejszym stopniu ($GMER = 0,692$ przy 0,626 dla M & $M-2a$). Wskaźnik efektywność estymacji wynosi odpowiednio 0,607 (M & $M-2a$) oraz 0,588 ($KAZ-a$) przy błędzie względnym na poziomie 131,7% (M & $M-2a$) i 135% ($KAZ-a$ przy średnim $\ln K_s = 1,253$). W przypadku modyfikacji powyższych równań i zastosowania estymowanej wielkości ϕ_d w miejsce wartości oryginalnej najlepszy rezultat osiągnięto, podstawiając ϕ_d obliczone według równania 188. Ponownie przy użyciu tej modyfikacji zgeneralizowane dla całego zbioru danych statystyczne miary dokładności estymacji wskazują na lepsze dopasowanie modelu M & $M-2b$ (Minasny, McBratney 2002b) i nieco gorsze modelu własnego $KAZ-b$ (równanie 190). Mimo wprowadzenia oszacowanej wielkości ϕ_d zachowano wysoką i niemal jednakową, jak w przypadku oryginalnych wartości ϕ_d , wartość wskaźników efektywności estymacji obu modeli potęgowych – $EF = 0,581$ (M & $M-2b$) i $EF = 0,580$ ($KAZ-b$). W obu przypadkach względny błąd standardowy wzrasta minimalnie, odpowiednio do 136,1 i 136,2%, przy jednoczesnym zbliżeniu wartości $GMER$ do jedności, odpowiednio 0,935 i 1,076.

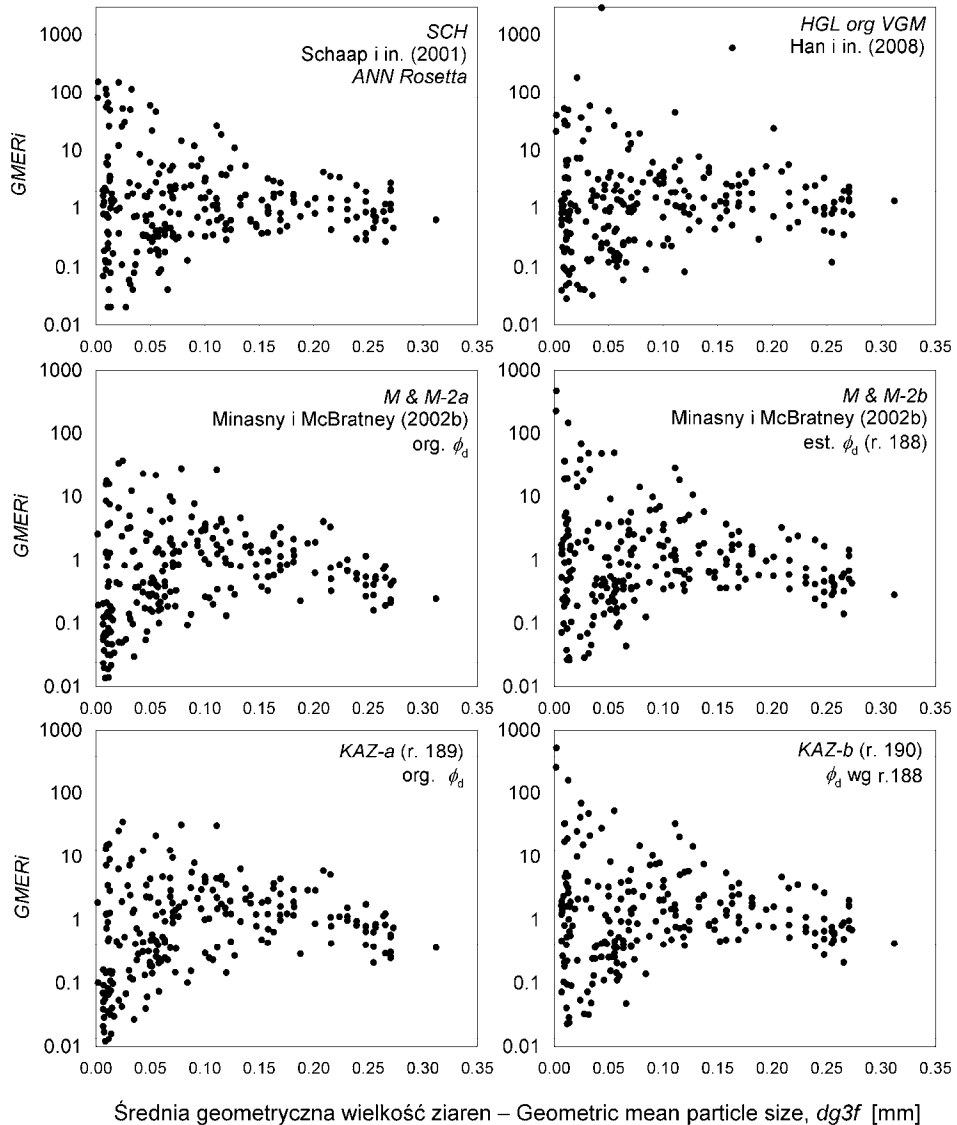


Rys. 72. Graficzne zestawienie miar dokładności estymacji K_s na zbiorze *Bazacek-K_s*
Fig. 72. Visual comparison of K_s estimation accuracy measures for the *Bazacek-K_s* data set

W wersji z oszacowanymi wielkościami ϕ_d równanie *M & M-2b* wykazuje więc nieznaczną tendencję do zaniżania wartości K_s , a równanie *KAZ-b* do jej zawyżania.

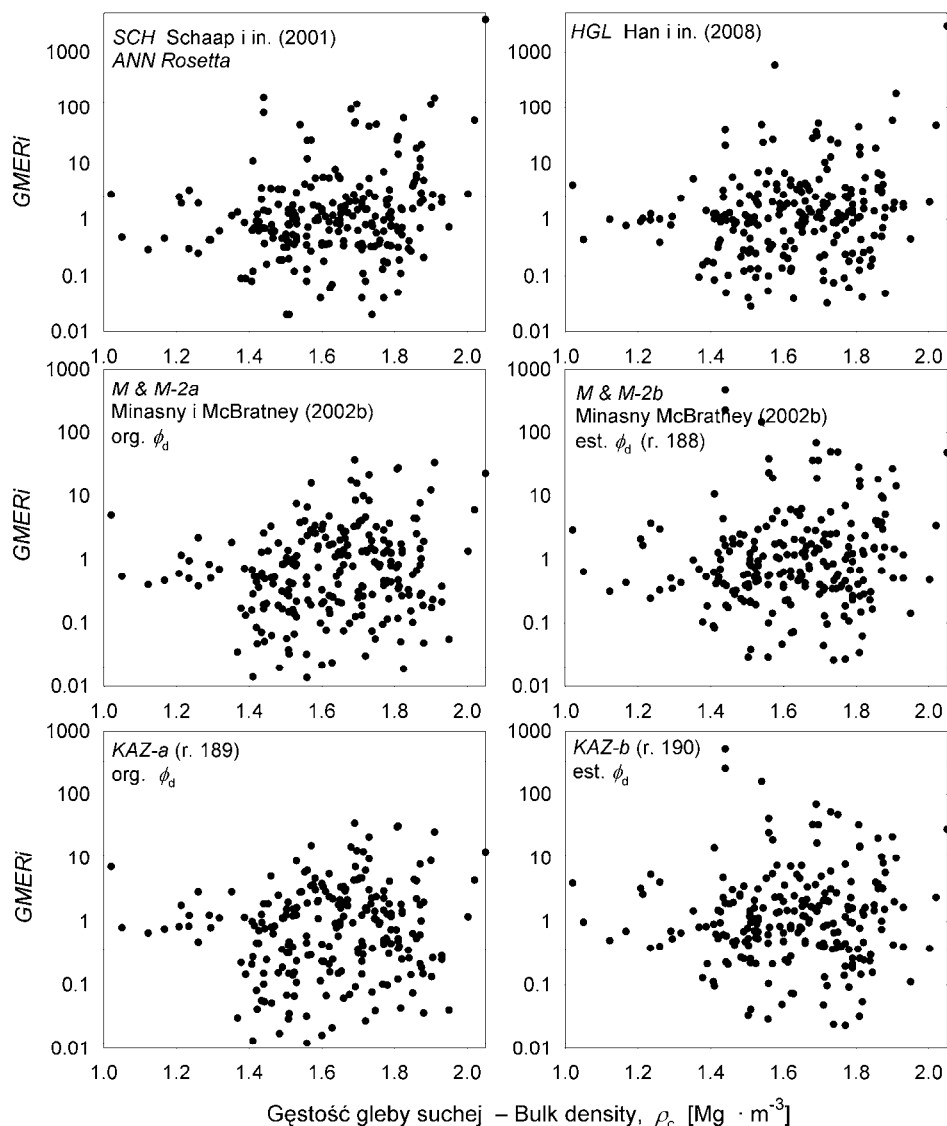
Najistotniejsze jest tu jednak samo wykazanie wysokiej dokładności podwójnie pośredniej metody estymacji K_s . Osiągnięciem przedstawionej propozycji jest wykazana możliwość stosowania najdokładniejszych potęgowych zależności $K_s(\phi_d)$ także przy braku odpowiednich oznaczeń *KWR* i ϕ_d . Ważne wydaje się również wykazanie możliwości oszacowania wielkości K_s na podstawie zarówno oznaczonych, jak i estymowanych parametrów równania *VGM* (Han i in. 2008). Model *HGL-org*. (Han i in. 2008) z oryginalnymi parametrami *VGM* osiąga miary dokładności i efektywności nieznacznie ustępujące odpowiednim wielkościom modeli potęgowych

M & $M-2a$ i $KAZ-a$, odpowiednio $EF = 0,564$ i $RRMSE = 138,8\%$, i wykazuje tendencje do zawyżania K_s ($GMER = 1,238$). W wersji z parametrami VGM estymowanymi przy użyciu modelu $Bazacek3f$ miary dokładności estymacji ulegają wprawdzie pogorszeniu, ale jest ono nieznaczne, a zmodyfikowany model $HGL-est$. (Han



Rys. 73. Zróżnicowanie $GMER_i$ dla estymacji K_s na tle średniej geometrycznej wielkości ziaren dla danych ze zbioru $Bazacek-K_s$

Fig. 73. Distribution of $GMER_i$ for K_s estimation against geometric mean particle size for data from the $Bazacek-K_s$ data set

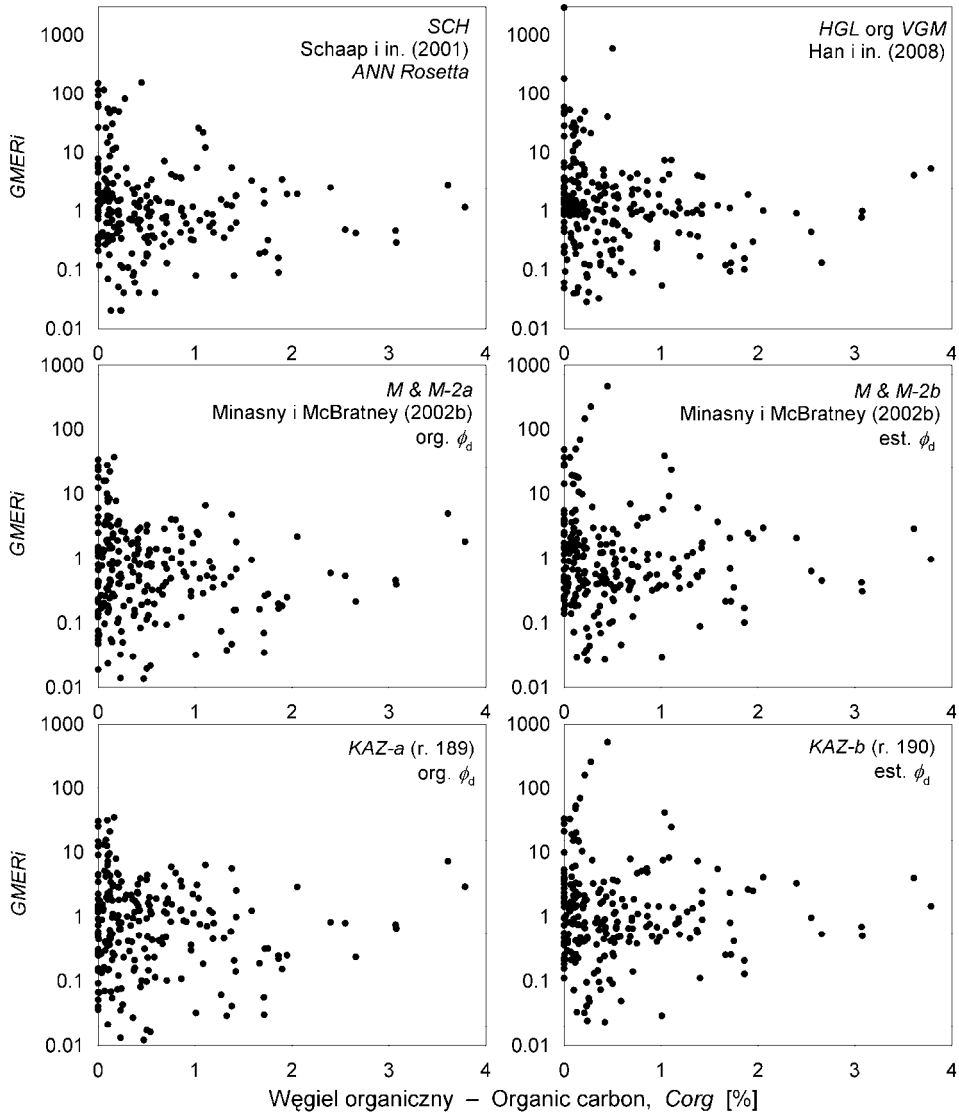


Rys. 74. Zróżnicowanie $GMER_i$ dla estymacji K_s na tle gęstości gleby dla danych ze zbioru *Bazacek-K_s*
Fig. 74. Distribution of $GMER_i$ for K_s estimation against soil bulk density for data from the *Bazacek-K_s* data set

i in. 2008) wykazuje wartości poszczególnych miar zbliżone do modelu *Rosetta* (Schaap i in. 2001, por. tab. 27).

Graficzna interpretacja miar dokładności i efektywności estymacji współczynnika filtracji (rys. 72) obrazuje syntezę wyników zamieszczonych w tabeli 27. Zestawienie

wielkości $GMER$ i wskaźnika efektywności EF wskazuje na najwyższą efektywność dwóch zmodyfikowanych równań potęgowych uwzględniających porowatość drenażową estymowaną według równania 188 ($KAZ-b$, tj. równanie 190 i M & $M-2b$ – Minasny, McBratney 2002b). Analogiczne zestawienie wartości kryterium Akaike (1973,



Rys. 75. Zróżnicowanie $GMER_i$ dla estymacji K_s na tle zawartości węgla organicznego gleb ze zbioru *Bazacek-K_s*

Fig. 75. Distribution of $GMER_i$ for K_s estimation against organic carbon content for soils from the *Bazacek-K_s* data set

AIC) i względnego błędu standardowego (*RRMSE*) natomiast wskazuje na największą dokładność oryginalnych wersji obu wymienionych modeli (*M & M-2a, KAZ-a*) i nieznacznie mniejszą dokładność opisanych modyfikacji (*KAZ-b, M & M-2b*) oraz modelu Han i in. (2008) z oryginalnymi wartościami parametrów równania *VGM*.

Na rysunku 73 przedstawiono relacje między stosunkiem estymowanej wartości K_s do wartości zmierzonej ($GMER_i$) i średnią geometryczną średnicą ziaren dla modeli najdokładniejszych na zbiorze *Bazacek-K_s* (Schaapa i in. 2001; Han i in. 2008; Minasny, McBratney 2002b; równanie 189, tj. *KAZ-a*). Przedstawione wyniki wskazują, iż największe odchylenia wielkości estymowanych względem oryginalnych występują w utworach drobnoziarnistych (d_g poniżej 0,05 mm), a wąski zakres $GMER_i$ (0,1–10) przy większych wartościach d_g . Zaprezentowane dane ilustrują też wzrost wielkości $GMER$ z wykorzystaniem równań potęgowych (*M & M-2a, -2b* i *KAZ*) z estymowanymi wartościami ϕ_u w miejsce zmierzonych. Stosując estymowane wartości ϕ_u , maleje ryzyko ekstremalnego niedoszacowania ($GMER_{imin} \gg 0,01$), natomiast wzrasta możliwość dużego przeszacowania K_s ($GMER_{imax} \gg 100$, rys. 73).

Na wykresach przedstawiających relacje między $GMER_i$ i gęstością gleby (rys. 74) wszystkie zaprezentowane modele wykazują najwęższy, oscylujący wokół jedności zakres $GMER_i$ przy gęstościach gleby poniżej $1,35 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i bardzo duży zakres $GMER_i$ po przekroczeniu tej wielkości (umownej). Wyniki przedstawione na rysunkach 73 i 74 wskazują, iż estymacja K_s jest najbardziej precyzyjna ($GMER_i = 0,1–10$) w utworach średnio- i gruboziarnistych o małym zagęszczeniu ($d_g > 0,05 \text{ mm}$ i $\rho_c < 1,35 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$) i maleje ze wzrostem zagęszczenia oraz rozdrobnieniem materiału. Ze zwiększeniem udziału frakcji ilastej rośnie bowiem znaczenie strukturalności materiału w przewodzeniu wody. Wielkość K_s jest estymowana najdokładniej w utworach gruboziarnistych i słabo zagęszczonych (*Rosetta* – Schaap i in. 2001; Han i in. 2008; *M & M-2a, b* – Minasny, McBratney 2002b oraz *KAZ-a, b* – równania 189 i 190), w większości w piaskach luźnych i słabo gliniastych (PTG 2008) o słabo wykształconej strukturze gleby lub bezstrukturalnych.

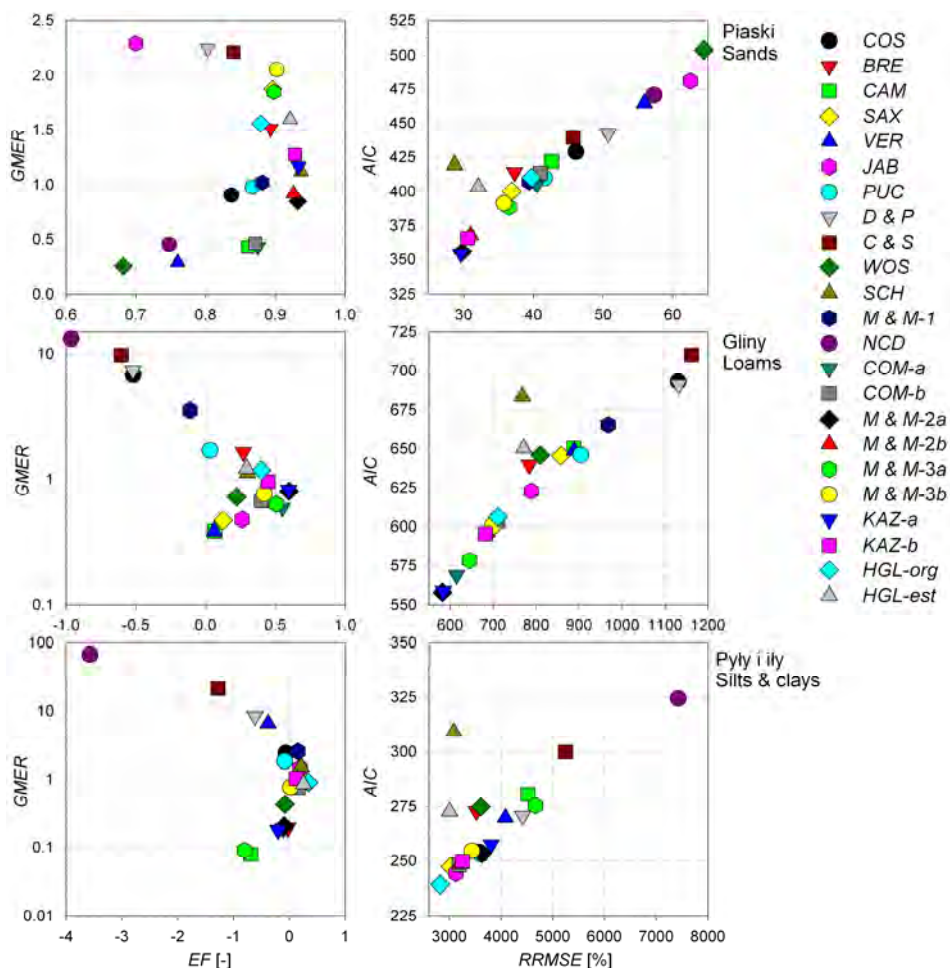
Z zestawienia $GMER_i$ z zawartością węgla organicznego (rys. 75) wynika jednak, iż dokładna estymacja K_s jest udziałem nie tylko utworów gruboziarnistych i luźnych, ale także strukturalnych poziomów akumulacyjno-próchnicznych o zawartości $C_{org} > 1,5\%$. Przy mniejszych zawartościach węgla organicznego wartość $GMER_i$ wykazuje bardzo szeroki zakres wartości od 0,001 (*KAZ-a, M & M-2a*) do 1000 (modele potęgowe z estymowaną wartością ϕ_u (*KAZ-b, M & M-2b*) oraz model Han i in. (2008)).

Zauważony na rysunku 73 związek między średnią geometryczną wielkością ziaren i wielkością $GMER_i$ skłania do prześledzenia wyników estymacji współczynnika filtracji odrębnie w poszczególnych grupach utworów. Wyniki takiej analizy z podziałem na piaski, gliny i pyły przedstawiono w tabeli 28, gdzie intensywnością tła wyróżniono odpowiednio modele najdokładniejsze. Generalnie największą dokładność i efektywność estymacji osiągnięto w utworach piaszczystych przy względnych błędach estymacji na poziomie kilkudziesięciu procent i wskaźnikach *EF* przekraczających 0,9. Wartości *RRMSE* w glinach są większe o rząd wielkości przy jednoczesnej redukcji maksymalnych wartości *EF* do niespełna 0,6.

Tabela 28. Dokładność estymacji K_s w utworach piaszczystych, gliniastych i pylasto-iliastych ze zbioru *Bazacek-K_s*
Table 28. Accuracy of K_s estimation for sandy, loamy and silty-clayey soil materials from the *Bazacek-K_s* data set

Kod	Piaszki – Sands (82)						Gliny – Loams (100)						Pyl i ily – Silts & clays (44)					
	GMER	GSDER	AIC	RRMSE	EF	ARV	GMER	GSDER	AIC	RRMSE	EF	ARV	GMER	GSDER	AIC	RRMSE	EF	ARV
	[-]	[-]	[-]	[%]	[-]	[-]	[-]	[-]	[-]	[%]	[-]	[-]	[-]	[-]	[-]	[%]	[-]	[-]
PTF nieuwzględniające koncepcji porowatości drenażowej – PTFs without drainage porosity																		
COS	0,905	4,311	428,9	46,1	0,837	0,811	6,758	11,622	692,8	1131	-0,519	1,532	2,398	11,002	254,1	-3577	-0,060	1,036
BRE	1,513	3,034	414,2	37,3	0,893	0,531	1,636	8,186	639,5	784	0,270	0,737	0,193	6,605	272,7	-3521	-0,027	1,004
CAM	0,426	2,850	422,1	42,6	0,861	0,693	0,387	9,508	650,4	888	0,064	0,945	0,078	6,965	280,7	-4519	-0,691	1,653
SAX	1,875	2,680	400,2	36,9	0,896	0,518	0,469	9,369	645,5	858	0,126	0,882	0,965	8,669	247,3	-3023	0,243	0,740
VER	0,282	3,450	464,6	55,9	0,760	1,193	0,386	9,528	648,6	889	0,062	0,947	6,584	9,106	269,7	-4083	-0,381	1,349
JAB	2,294	6,068	481,0	62,5	0,700	1,493	0,477	7,699	622,7	789	0,262	0,745	1,449	9,036	244,2	-3125	0,191	0,790
PUC	0,979	3,746	410,0	41,6	0,867	0,660	1,696	11,376	645,9	904	0,031	0,978	1,819	12,311	253,0	-3614	-0,082	1,057
D & P	2,253	4,007	442,5	50,7	0,803	0,981	7,344	10,898	690,9	1132	-0,521	1,535	8,486	9,962	270,6	-4417	-0,616	1,579
C & S	2,216	3,356	439,4	45,7	0,840	0,796	9,789	9,329	710,2	1162	-0,603	1,617	21,339	8,265	299,8	-5245	-1,278	2,226
WOS	0,247	4,418	503,7	64,4	0,682	1,581	0,720	9,067	645,8	810	0,222	0,785	0,426	11,350	274,8	-3608	-0,078	1,054
SCH	1,121	2,473	419,4	28,7	0,937	0,315	1,124	8,263	683,3	768	0,300	0,706	1,516	8,704	309,0	-3085	0,212	0,770
M & M-1	1,022	3,501	407,4	39,4	0,881	0,594	3,549	10,406	665,6	968	-0,112	1,122	2,526	8,029	248,2	-3197	0,154	0,827
NCD	0,452	5,134	470,6	57,3	0,748	1,253	13,168	11,184	724,4	1286	-0,963	1,980	67,429	23,767	324,4	-7429	-3,571	4,467
PTF na bazie porowatości drenażowej – PTFs based on drainage porosity concept																		
COM-a	0,429	2,619	405,5	40,5	0,875	0,624	0,590	4,996	568,9	615	0,551	0,453	0,188	7,371	254,1	-3661	-0,110	1,085
COM-b	0,460	2,832	413,6	41,0	0,871	0,641	0,666	6,785	603,9	711	0,400	0,605	0,758	9,594	248,0	-3189	0,158	0,823
COM-c	0,465	2,801	415,6	40,5	0,874	0,625	0,521	6,452	609,7	718	0,389	0,616	0,579	11,504	260,3	-3505	-0,017	0,994
COM-d	0,442	3,691	525,4	48,6	0,819	0,900	0,975	6,943	685,8	704	0,412	0,593	0,377	17,485	355,9	-4235	-0,452	1,452
M & M-2a	0,847	2,542	355,5	29,8	0,932	0,339	0,800	4,892	557,9	582	0,598	0,406	0,205	7,662	253,3	-3627	-0,090	1,065
M & M-2b	0,917	2,667	367,8	31,0	0,926	0,367	0,918	6,598	596,7	686	0,442	0,563	1,012	9,878	248,4	-3205	0,149	0,831
M & M-2c	0,929	2,639	369,9	30,6	0,928	0,358	0,693	6,464	602,1	691	0,434	0,571	0,743	12,649	262,1	-3576	-0,059	1,035
M & M-2d	0,877	3,656	497,8	41,0	0,871	0,642	1,421	6,831	687,5	709	0,403	0,603	0,449	21,926	360,6	-4466	-0,615	1,615
M & M-3a	1,848	2,663	388,4	36,5	0,898	0,507	0,632	5,557	578,4	645	0,506	0,498	0,090	9,722	275,4	-4665	-0,802	1,761

M & M-3b	2,056	2,398	391,3	35,8	0,902	0,488	0,761	6,711	600,3	698	0,421	0,584	0,771	11,510	254,6	-3439	0,021	0,957
M & M-3c	2,093	2,392	396,6	36,1	0,900	0,496	0,522	7,454	623,1	767	0,302	0,705	0,509	17,990	275,3	-4156	-0,430	1,398
M & M-3d	1,935	3,754	518,7	46,6	0,834	0,828	1,369	7,233	692,5	728	0,372	0,634	0,251	44,869	381,6	-5670	-1,602	2,602
KAZ-a	1,167	2,527	354,2	29,6	0,933	0,334	0,821	4,940	558,7	584	0,595	0,409	0,178	8,054	257,6	-3809	-0,202	1,174
KAZ-b	1,274	2,563	365,7	30,6	0,928	0,357	0,956	6,539	595,6	682	0,448	0,557	1,029	10,214	249,7	-3252	0,124	0,856
KAZ-c	1,300	2,519	367,8	30,2	0,930	0,349	0,711	6,653	604,6	699	0,420	0,586	0,829	13,598	264,1	-3662	-0,111	1,085
KAZ-d	1,212	3,655	498,7	41,2	0,870	0,649	1,546	6,841	689,3	716	0,391	0,614	0,417	26,594	366,1	-4754	-0,829	1,829
PTF na bazie modelu VGM dla krzywej wodnej retencyjności – PTFs based on VGM parameters of WRC																		
HGL-org.	1,559	3,250	410,3	39,7	0,879	0,601	1,178	7,045	606,0	711	0,399	0,606	0,902	7,481	239,1	-2820	0,341	0,644
HGL-est.	1,596	2,469	403,4	32,1	0,921	0,393	1,220	8,278	650,1	771	0,295	0,712	0,852	8,484	272,6	-3001	0,254	0,729

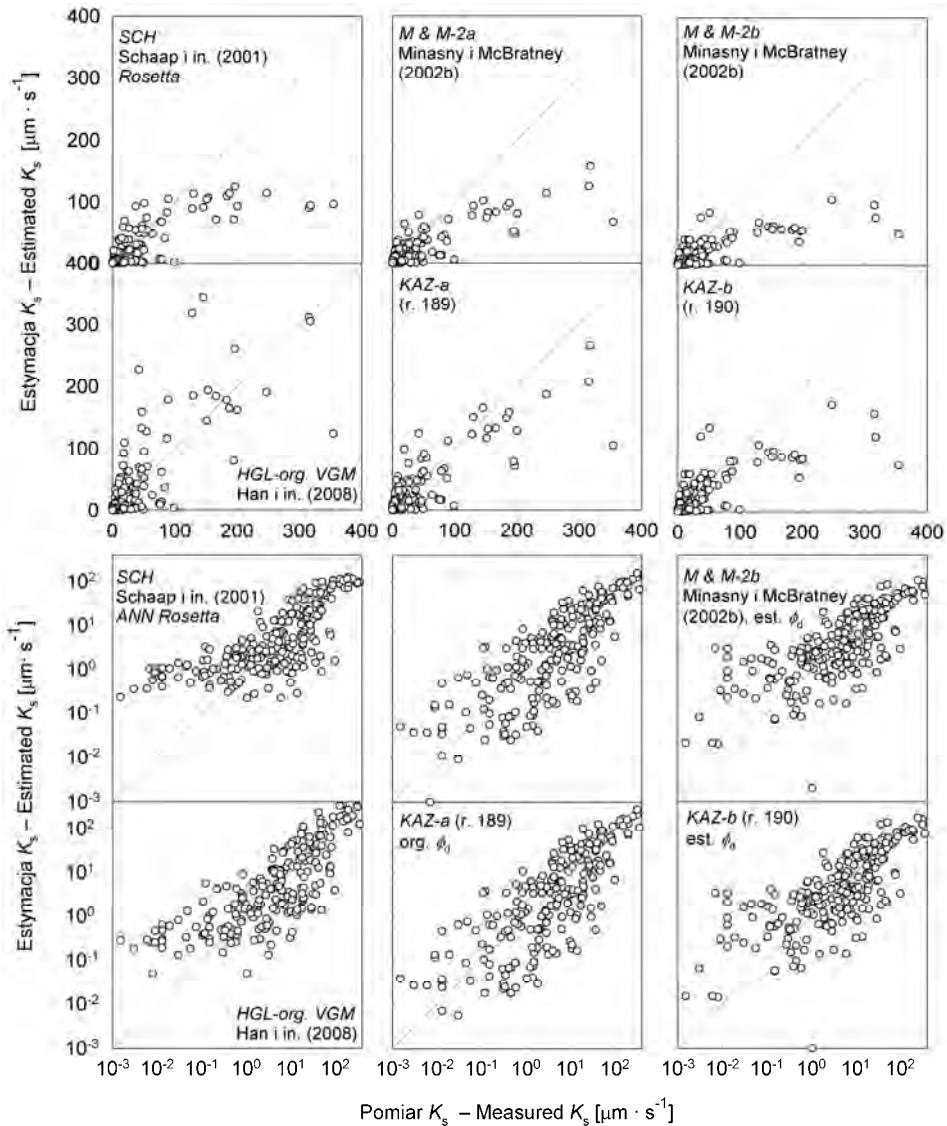


Rys. 76. Graficzna interpretacja miar dokładności estymacji współczynnika filtracji w piaskach, glinach i pyłach ze zbioru *Bazacek-K_s*

Fig. 76. Visual interpretation of estimation accuracy measures for hydraulic conductivity in sands, loams and silts from the *Bazacek-K_s* data set

W utworach pyłowych *RRMSE* są o dwa rzędy wielkości większe aniżeli w piaskach (na poziomie tysięcy procent), a najwyższe wartości *EF* są mniejsze od 0,3. We wszystkich trzech grupach utworów bardzo mała jest dokładność modeli nieuwzględniających koncepcji porowatości drenażowej. Wyjątek stanowi model *Rosetta* – bardzo dokładny w piaskach i nieco mniej dokładny w glinach oraz model Saxtona i in. (1986) – dokładny w utworach pyłowych i piaskach. Wyniki zaprezentowane w tabeli 28 oraz ich graficzna interpretacja na rysunku 76 wskazują, iż w utworach piaszczystych największą dokładność estymacji *K_s* zapewniają równania potęgowe z oryginalną porowatością drenażową (*KAZ-a*, równanie 189

oraz M & $M-2a$ – AIC odpowiednio 354,2 i 355,5, $GMER$: 1,167 i 0,847 oraz $RRMSE$ poniżej 30%). W utworach tych bardzo dokładny jest także model *Rosetta* (Schaap i in. 2001; $GMER = 1,121$ i $RMSE = 28,7\%$ przy wyraźnie większym $AIC = 419,4$). Bardzo przydatne do estymacji K_s są także zmodyfikowane równania potęgowe



Rys. 77. Porównanie zmierzonych i estymowanych wartości K_s dla sześciu PTF na danych *Bazacek-K_s* w układzie liniowym i logarytmicznym

Fig. 77. Comparison of the measured and estimated values of K_s for six $PTFs$ on data from the *Bazacek-K_s* set in linear and logarithmic arrangements

z porowatością drenażową oszacowaną na podstawie równania 188 (*KAZ-b* i *KAZ-c* – $AIC < 370$, $GMER < 1,3$ i $RRMSE < 31\%$) oraz model *HGL-est.* uwzględniający parametry równania *VGM* estymowane przy użyciu modelu *Bazacek3f* ($AIC=403,4$, $GMER = 1,6$ i $RRMSE = 32,1\%$). W glinach ponownie najwyższą i bardzo zbliżoną dokładność wykazują oryginalne równania potęgowe *KAZ-a* i *M & M-2b* (rys. 76, $AIC < 560$, $GMER \approx 0,8-0,82$, $RRMSE < 590\%$ i $EF \approx 0,6$ – tab. 28). W utworach tych zbliżoną precyzję estymacji K_s osiągają oryginalne równania *COM-a* i *M & M-3a*, natomiast z grupy modyfikowanych odpowiedników tych równań także równanie *KAZ-b* (równanie 190; $GMER = 0,96$, $RRMSE = 682\%$ i $EF = 0,45$).

W utworach pyłowych najdokładniejsze oszacowanie K_s osiągnięto przy użyciu potęgowego modelu $K_s(\phi_d)$ na bazie parametrów równania *VGM*, według Han i in. (2008), zarówno w wersji oryginalnej, jak i zmodyfikowanej; odpowiednio *HGL-org.* i *HGL-est.* (por. rys. 76; $GMER$ odpowiednio 0,902 i 0,852, EF 0,341 i 0,254). Klasykne równania potęgowe są tu w zasadzie nieprzydatne (rys. 76 i tab. 28), jedynie modyfikacje z estymowaną wartością ϕ_d wykazują $EF > 0,1$ (*COM-b*, *M & M-2b* i *KAZ-b* – tab. 28). Warto podkreślić w tym układzie dużą dokładność modelu Saxtona i in. (1986), $GMER = 0,965$ i $EF = 0,243$ przy $ARV = 0,74$ zbliżonym do odpowiedniej wielkości dla modelu *HGL-est.*

Zestawienie zmierzonych i estymowanych wartości współczynnika filtracji dla zbioru *Bazacek-K_s* przedstawiono na rysunku 77, gdzie dla sześciu najdokładniejszych modeli i ich modyfikacji odpowiednie wartości zestawiono w układzie normalnym (porównanie wartości najwyższych) oraz w układzie logarytmicznym (porównanie wartości najmniejszych).

Modele *Rosetta* (Schaap i in. 2001; tutaj *SCH*) oraz Minasnego i McBratneya (2002b) w wersji z oryginalną (*M & M-2a*) i estymowaną wartością ϕ_d (*M & M-2b*) wykazują górne ograniczenie estymowanych wielkości zależnie od modelu na poziomie $105-165 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ (rys. 78). Model *Rosetta* wykazuje ponadto wyraźne dolne ograniczenie estymowanych wartości ($K_{s\text{min.}} \approx 0,1 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Model Han i in. (2008) wykazuje największą wśród nich tendencję do zawyżania K_s , głównie dla zmierzonych wartości K_s poniżej $150 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Na tym tle proponowane równanie potęgowe *KAZ-a* (równanie 189) wykazuje znacznie wyższe górne ograniczenie ($K_{s\text{max}} \approx 280 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), a w przypadku zastosowania estymowanej wartości ϕ_d (*KAZ-b*) odpowiednio $K_{s\text{max}} \approx 180 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. W zakresie niskich wartości pomiarowych K_s , obydwa modele potęgowe (*M & M-2a*, *KAZ-a*) oraz ich wersje z estymowanymi wartościami ϕ_d (*M & M-2b*, *KAZ-b*) wykazują bardzo zbliżone tendencje estymacji.

3.7. Weryfikacja opracowanych metod estymacji współczynnika filtracji na kontrolnych zbiorach danych

Przydatność proponowanych równań 189 i 190 (odpowiednio *KAZ-a* i *KAZ-b*) do estymacji K_s zweryfikowano na dwóch niezależnych zbiorach danych (scharakteryzowanych na rysunkach 68–70 oraz w tab. 25), tj. większym kompilacyjnym zbiorze

Tabela 29. Dokładność oszacowania K_s dla analizowanych PTF na kontrolnych zbiorach danych

Table 29. Accuracy of K_s estimation for the analyzed PTFs for control data sets

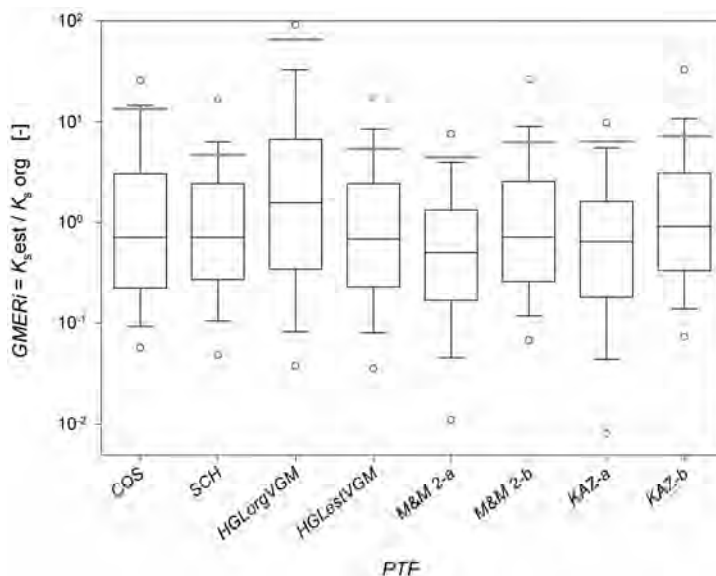
Kod	PTF	Zbiór Unsoda v.2 Nemes i in. (1999, 2001; n = 325) ^a			Zbiór Mohanty i in. (1999, 2002; n = 129) ^b		
		GMER	EF	RRMSE	GMER	EF	RRMSE
		[-]	[-]	[%]	[-]	[-]	[%]
PTF nieuwzględniające koncepcji porowatości drenażowej							
COS	Cosby i in. (1984)	0,915	0,215	99,3	1,447	0,051	126,8
BRE	Brekensiek i in. (1984)	0,537	0,024	110,7	0,934	-0,271	146,7
CAM	Campbell 1985 (wg Wagner i in. 2001)	0,288	-0,950	156,5	0,394	-0,176	141,1
SAX	Saxton i in. (1986)	0,720	0,183	101,3	1,236	-0,008	130,6
VER	Vereecken i in. (1990)	1,011	-0,277	126,6	1,373	0,148	120,1
JAB	Jabro (1992)	1,728	-0,104	117,8	2,945	-0,140	139,0
PUC	Puckett i in. (1985)	0,268	-0,830	151,6	0,457	-0,392	153,5
D & P	Dane, Puckett (1994)	1,199	-0,063	115,5	2,130	-0,179	141,3
C & S	Campbell-Smettem (za: Cresswell i in. 2000)	5,257	-0,533	138,8	8,863	-1,413	202,2
WOS	Wösten i in. (1999)	0,177	-0,666	144,7	1,109	0,242	113,3
SCH	Schaap i in. (2001) <i>Rosetta</i>	0,815	0,403	86,6	0,974	0,192	116,9
M & M-1	McBratney, Minasny (2004, tam rów. 20)	0,861	0,320	92,4	1,536	0,142	120,5
NCD	Niedzwiecki i in. (2006)	13,560	-3,398	235,1	50,137	-5,756	338,2
PTF na bazie porowatości drenażowej							
COM-a	Comegna i in. (2000)	0,271	-0,152	120,3	1,224	0,249	112,8
COM-b	$\phi_i = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g3f$ (rów. 188)	0,521	0,275	95,5	0,900	0,300	108,9
COM-c	PPW wg Kaźmierowskiego (2007) (rów. 185 i 186)	0,496	0,196	100,5	0,837	0,304	108,5
COM-d	PPW wg Wösten i in. (1999)	0,381	0,137	104,1	1,015	0,189	117,2
M & M-2a	Minasny, McBratney (2002b)	0,422	-0,137	119,5	2,151	0,049	126,9
M & M-2b	$\phi_i = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g3f$ (rów. 188)	0,891	0,363	89,4	1,511	0,260	112,0
M & M-2c	PPW wg Kaźmierowskiego (2007) (rów. 185 i 186)	0,843	0,264	96,1	1,390	0,287	109,9
M & M-2d	PPW wg Wösten i in. (1999)	0,623	0,247	97,2	1,734	0,056	126,4
M & M-3a	McBratney, Minasny (2004, tam rów. 21)	0,485	-0,828	151,5	3,424	-0,371	152,4
M & M-3b	$\phi_i = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g3f$ (rów. 188)	1,324	0,307	93,3	2,129	0,122	121,9
M & M-3c	PPW wg Kaźmierowskiego (2007) (rów. 185 i 186)	1,228	0,109	105,8	1,904	0,161	119,2
M & M-3d	PPW wg Wösten i in. (1999)	0,818	0,098	106,4	2,562	-0,295	148,1
KAZ-a	$K_s = 3200 \cdot \phi_i^{3,2}$ (rów. 189)	0,483	-0,267	126,2	2,705	-0,109	137,0
KAZ-b	$\phi_i = -0,16 + 0,59\phi + 0,866d_g3f$ (rów. 188)	1,099	0,361	89,6	1,834	0,620	80,2
KAZ-c	PPW wg Kaźmierowskiego (2007) (rów. 185 i 186)	1,033	0,239	97,8	1,674	0,631	79,1
KAZ-d	PPW wg Wösten i in. (1999)	0,741	0,235	98,0	2,134	0,557	86,6
PTF na bazie modelu VGM dla krzywej wodnej retencyjności							
HGL-org.	Han i in. (2008) – parametr VGM z pomiarów	1,601	-0,143	119,8	4,088	-0,723	170,8
HGL-est.	Han i in. (2008) – paramaetr VGM – PTF Bazacek3f	0,770	0,277	95,3	0,966	0,038	127,6

^a – średni $\ln K_s = 1,995 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; ^b – średni $\ln K_s = 1,314 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; HGL-org. – parametry KWR według modelu VGM z danych pomiarowych; HGL-est. – parametry KWR według modelu VGM estymowane przy użyciu modeli Bazacek3f

Unsoda (Nemes i in. 2001, $n = 325$) oraz mniejszym i jednorodnym metodycznie zbiorze Mohanty i in. (2002, $n = 129$). W analizie uwzględniono łącznie 18 metod estymacji K_s , a względem pięciu z nich zastosowano dodatkowe modyfikacje polegające na podstawieniu w różny sposób estymowanych wartości ϕ_d lub parametrów *VGM* (tab. 29). Najdokładniejsze oszacowanie wielkości K_s na zbiorze *Unsoda* uzyskano przy użyciu modelu *ANN Rosetta* (Schaap i in. 2001) osiągającego najwyższą wartość wskaźnika efektywności $EF = 0,403$, przy nieznacznej tendencji do zaniżania K_s ($GMER = 0,815$) i średnim błędzie względnym $RRMSE = 86\%$ (średni $\ln K_s = 1,995$). Wśród modeli nieuwzględniających porównałości drenażowej dodatnie wartości wskaźnika efektywności EF osiągnięto także za pomocą modeli *COS* (Cosby i in. 1984; $GMER = 0,915$ i $EF = 0,215$) oraz *M & M-1* (McBratney, Minasny 2004; $GMER = 0,861$ i $EF = 0,320$). Pozostałe modele w tej grupie wykazują ujemne wielkości EF i są nieprzydatne do oceny wielkości K_s (tab. 29).

Wyniki estymacji K_s na zbiorze *Unsoda v.2* wykazały małą dokładność potęgowych zależności $K_s(\phi_d)$ oraz metody Han i in. (2008) w wersji oryginalnej, uwzględniającej zmierzone wartości ϕ_d i parametryzację *KWR* zamieszczoną w *Unsoda* (Nemes i in. 2001). Stosując te metody, osiągnięto ujemne wartości EF i błąd względny $RRMSE$ sięgający 120–150% średniego $\ln K_s$.

W wersji zmodyfikowanej, poprzez zastosowanie w miejsce zmierzonej wartości ϕ_d wartości estymowanej na podstawie *PPW* z równania 188, miary jakości estymacji każdego z modeli potęgowych (*COM*, *M & M-2*, *KAZ*) ulegają poprawie i wskazują na radykalną poprawę dokładności estymacji. Wzrasta przede wszystkim



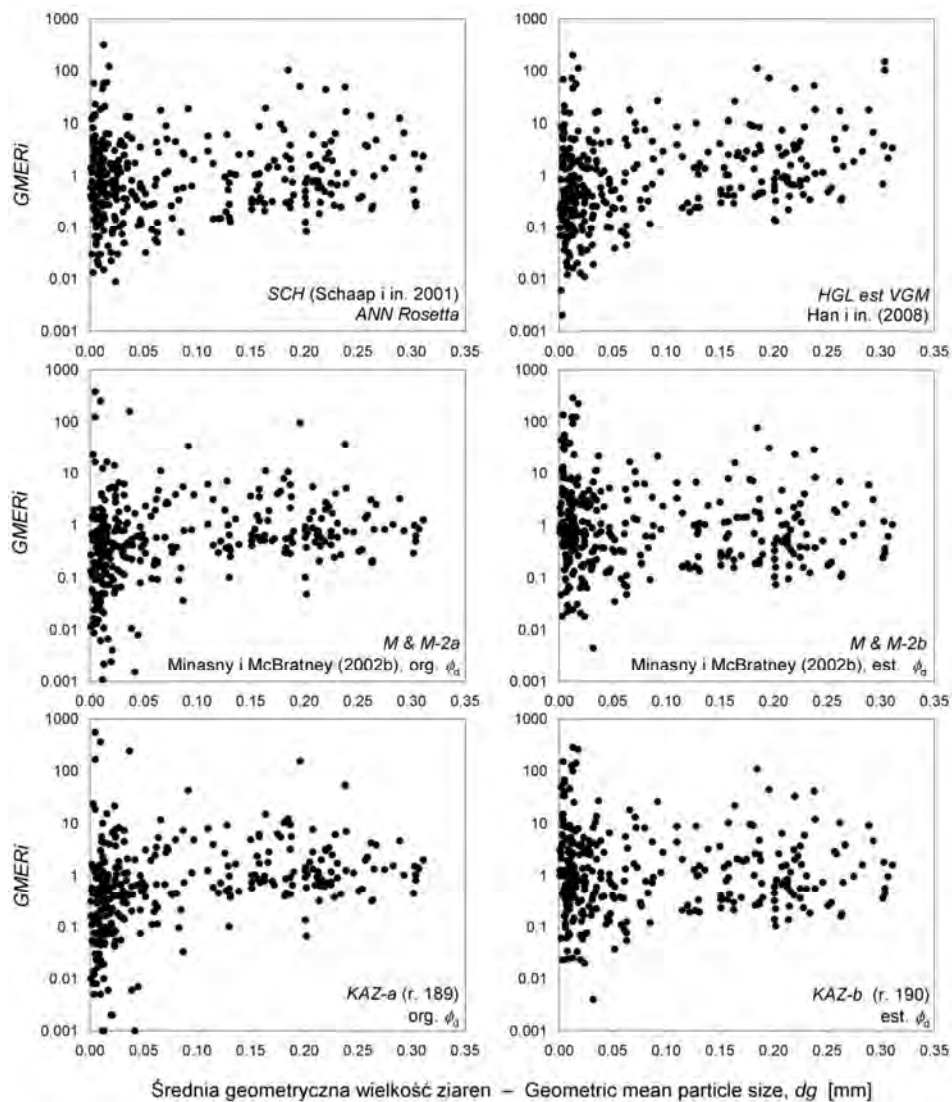
Rys. 78. Rozkład $GMER_i$ dla wybranych *PTF* na zbiorze *Unsoda v.2*
Fig. 78. Distribution of $GMER_i$ for selected *PTFs* for the *Unsoda v.2* set

wskaźnik efektywności estymacji EF z $-0,152$ do $0,275$ dla wzoru Comegna i in. (2000), z $-0,137$ do $0,363$ dla M & $M-2$ (Minasny, McBratney 2002b) oraz z $-0,267$ do $0,361$ w przypadku równania 188 ($KAZ-b$). Względny błąd estymacji $RRMSE$ uległ natomiast zmniejszeniu do 90–95% średniego $\ln K_s$. Wartość $GMER$ z wartości poniżej 0,5, świadczącej o średnio ponad dwukrotnym zanizaniu K_s w oryginalnych wersjach modeli, zbliża się do jedności po zastosowaniu estymowanych wielkości ϕ_d , tj. $GMER = 0,89$ (M & $M-2b$) oraz $GMER = 1,1$ ($KAZ-b$). Także w przypadku modelu Han i in. (2008) zastosowanie estymowanych wielkości parametrów VGM ($Bazacek3f$) wniosło poprawę efektywności modelowania (wzrost EF z $-0,143$ do $0,277$) oraz redukcję błędu estymacji (spadek $RRMSE$ z 119,8 do 95,3%).

Z wykresów skrzynkowych rozkładów $GMER_i$ dla wybranych modeli na zbiorze *Unsoda* (rys. 79) wynika, że najbardziej niekorzystny rozkład obserwowany jest w przypadku zależności potęgowych z pomiarowymi wartościami ϕ_d (M & $M-2a$ – Minasny, McBratney 2002b; $KAZ-a$ wg równania 189) oraz modelu $HGL-org$. (Han i in. 2008) z parametrami VGM zamieszczonymi w *Unsoda* (Nemes i in. 2001). Te same modele w wersji z estymowanymi wartościami ϕ_d (M & $M-2b$, $KAZ-b$) lub parametrami modelu VGM ($HGL-est$.) wykazują rozkłady zbliżone do najdokładniejszego modelu *Rosetta* (Schaap i in. 2001), szczególnie model $KAZ-b$ (równanie 190). Zauważony na zbiorze *Unsoda* wzrost dokładności modeli potęgowych w wersji z estymowaną wartością ϕ_d w stosunku do oryginalnych postaci zależności został potwierdzony na mniejszym i jednorodnym zbiorze Mohanty i in. (2002, tab. 29). Ponownie wśród modeli nieuwzględniających porowatości drenażowej najdokładniejszy jest model Schaapa i in. (2001, $EF = 0,192$, $GMER = 0,974$ i $RRMSE = 116,9\%$) oraz Wöstena i in. (1989, $GMER = 1,11$, $EF = 0,242$ i $RRMSE = 113,3\%$ przy średnim $\ln K_s = 1,314$). Pozostałe modele w tej grupie, poza modelami VER , COS , M & $M-1$, wykazują ujemne wartości EF i błąd względny powyżej 130% średniego $\ln K_s$.

Z potęgowych zależności $K_s(\phi_d)$ z pomiarowymi wartościami ϕ_d wynika wyraźna tendencja do zawyżania estymowanych wartości K_s ($GMER$ od 1,22 do 2,7), lecz po uwzględnieniu estymowanych wartości ϕ_d dokładność każdego z tych modeli wzrasta, zwłaszcza przy ϕ_d wyznaczonej na podstawie PPW z równania 188 (tab. 29). Najdokładniejsze odwzorowanie współczynnika filtracji osiągnięto z zastosowaniem równania 189, z podstawieniem ϕ_d oszacowanego według równań 185 i 186 (Kaźmierowski 2007; model $KAZ-c$) oraz równania 188 (model $KAZ-b$). Wielkość K_s jest wprawdzie średnio ponad półtorakrotnie przeszacowana ($GMER$ odpowiednio 1,67 i 1,83), jednak osiągnięto najniższy błąd względny $RRMSE$ (odpowiednio 79 i 80% średniego $\ln K_s$) oraz najwyższy wskaźnik efektywności estymacji EF (odpowiednio 0,620 i 0,631).

Z tabeli 26 oraz rysunku 65 wynika, że wśród publikowanych PTF najwyższą dokładność i efektywność estymacji PPW na ośmiu zbiorach danych osiąga model Wöstena i in. (1999). Mimo dużej dokładności oszacowania PPW wyznaczona na tej podstawie porowatość drenażowa jest mało przydatna do estymacji K_s . Wyniki zaprezentowane w tabelach 28 i 29 wskazują, iż zastosowanie wielkości ϕ_d obliczonej na podstawie PPW z modelu Wöstena i in. (1999) jest mniej efektywne niż za-



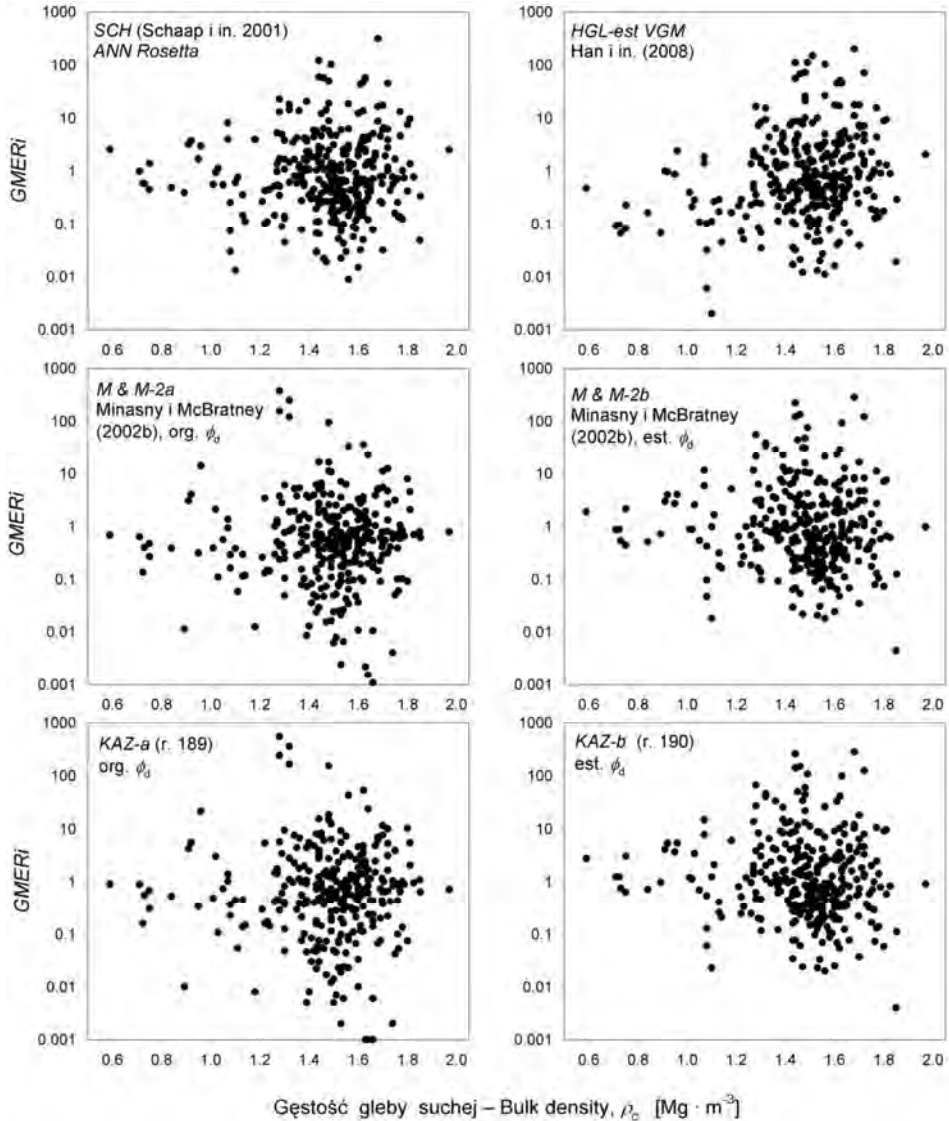
Rys. 79. Relacja między $GMER_i$ dla estymacji K_s i średnią geometryczną wielkością ziaren dla wybranych PTF na zbiorze *Unsoda v.2*

Fig. 79. Relationship between $GMER_i$ for K_s estimation and geometric mean particle size for selected PTFs for the *Unsoda v.2* control set

stosowanie ϕ_d wyznaczonej na podstawie *PPW* z proponowanych równań 185, 186 lub 188.

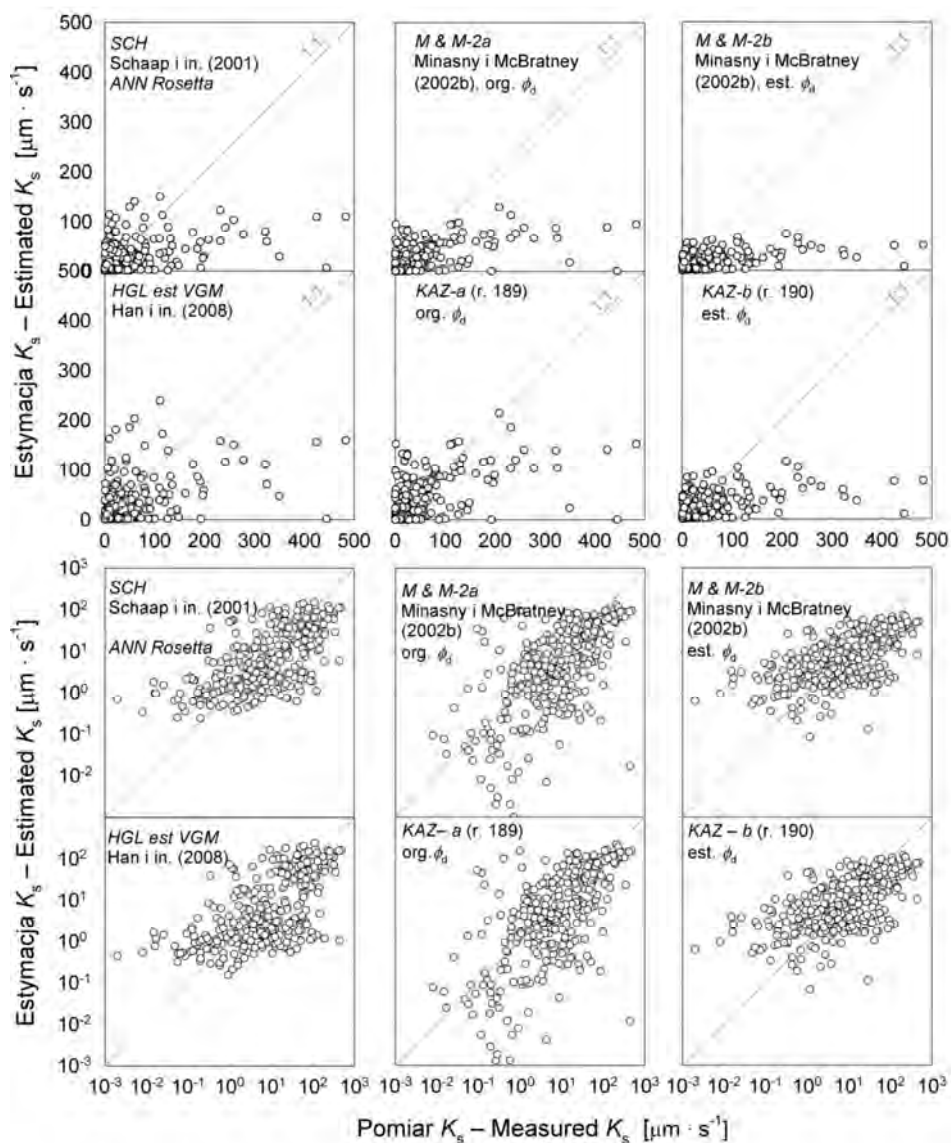
Z oceny dokładności estymacji K_s w relacji do średniej geometrycznej wielkości ziaren na zbiorze *Unsoda* (rys. 79) wynika, że przypadku najdokładniejszych modeli *SCH*,

HGL-est., *M* & *M-2b* oraz *KAZ-b* najniższą precyzją oszacowania współczynnika filtracji występuje w utworach drobnoziarnistych ($d_g < 0,05$ mm). W utworach tych wszystkie modele wykazują bardzo duży zakres $GMER_i$ ($K_{s-est.}/K_{s.org.}$), podczas gdy w utworach o $d_g > 0,05$ mm wartości $GMER_i$ najczęściej mieszczą się w zakresie 0,1–10.



Rys. 80. Relacja między $GMER_i$ dla estymacji K_s i gęstością gleby suchej dla wybranych *PTF* na zbiorze kontrolnym *Unsoda v.2*

Fig. 80. Relationship between $GMER_i$ for K_s estimation and soil density for selected *PTFs* for the *Unsoda v.2* control set



Rys. 81. Zestawienie zmierzonych i estymowanych wartości K_s dla wybranych PTF na zbiorze kontrolnym *Unsoda v.2*

Fig. 81. Comparison of measured and estimated K_s values for selected PTFs on the *Unsoda v.2* control set

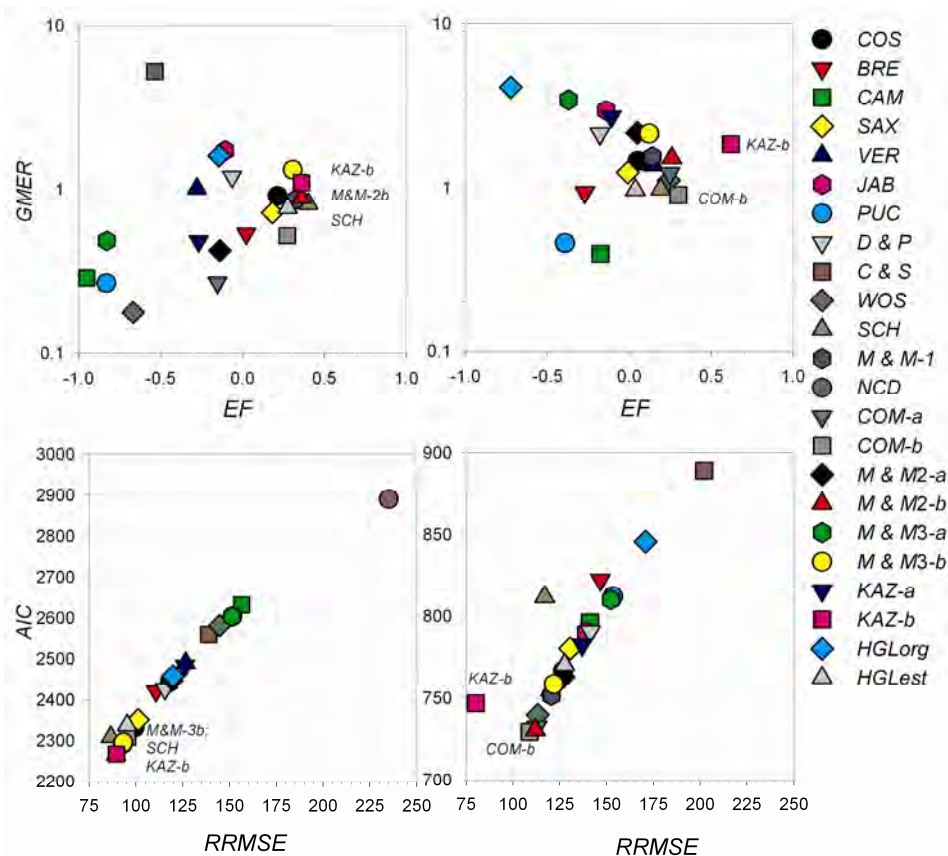
Podobne zestawienie $GRER_i$ i gęstości (rys. 80) wskazuje na generalnie poprawne oszacowania K_s w utworach o ρ_c poniżej $1,0 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i bardzo duży zakres $GMRER_i$ w utworach o wyższym zagęszczeniu. W analogicznych zestawieniach dla zbioru *Bazacek-Ks* również wykazano mniejszą dokładność estymacji K_s w utworach

drobnoziarnistych o $d_g < 0,1$ mm (rys. 73), jednak rozpatrując gęstość gleby, wąski zakres $GMER_i$ występował przy znacznie wyższych wartościach ρ_c ($< 1,3$ Mg \cdot m $^{-3}$; rys. 75). Poza faktem większego zróżnicowania $GMER_i$ przy $d_g > 0,05$ mm oraz $\rho_c > 1,0$ Mg \cdot m $^{-3}$ wielkości błędów estymacji nie wykazują skorelowania ze średnią geometryczną wielkością ziaren (rys. 73, 79) oraz stanem zagęszczenia gleby (rys. 74, 80).

Porównanie zmierzonych i estymowanych wartości współczynnika filtracji dla modeli najdokładniejszych na zbiorze *Unsoda* (rys. 81) potwierdza obecność wyraźnego górnego ograniczenia i kilkukrotne zaniżanie najwyższych wielkości K_s w modelu Schaapa i in. (2001) oraz potęgowej zależności $K_s(\phi_d)$ Minasnego i McBratneya (2002b) niezależnie, czy stasowana jest oryginalna, czy estymowana wartość ϕ_d (*M & M-2a* i *M & M-2b*). Model *KAZ-a* uwzględniający oryginalną wartość ϕ_d (równanie 189) wykazuje znacznie wyższą wartość górnego ograniczenia (wyższe maksymalne estymowane wartości K_s), jednak uwzględniając estymowane wartości ϕ_d (*KAZ-b*) górne ograniczenie i związane z nim zaniżanie najwyższych wartości (dla zmierzonych $K_s > 100$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) jest podobne jak w modelu *M & M-2b* (Minasny, McBratney 2002b). W zakresie wyższych wartości K_s model Han i in. (2008) wykazuje obecność górnego ograniczenia maksymalnych estymowanych wielkości ($K_{s\text{max}} < 250$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) oraz bardzo duży zakres odchyień wartości estymowanych od linii 1 : 1.

Te same wartości zestawione w układzie logarytmicznym wskazują z kolei na obecność także dolnego ograniczenia estymowanych wartości w modelu Schaapa i in. (2001; $K_{s\text{min.}} = 0,25$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), a także w modelach *HGL-est.*, *M & M-2b* oraz *KAZ-b* ($K_{s\text{min.}} = 0,1$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Modele te wykazują więc tendencje do zaniżania najniższych wartości K_s , a model Schaapa i in. (2001) przeszacowuje K_s w poziomach, gdzie wartość pomiarowa nie przekracza $0,25$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Modele *HGL-est.*, *M & M-2b* oraz *KAZ-b* natomiast zawyżają wyniki estymacji w poziomach, gdzie wartość K_s z pomiaru jest mniejsza od $0,1$ $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Modele potęgowe w wersji oryginalnej (ze zmierzoną wartością ϕ_d) nie wykazują dolnego ograniczenia, za to bardzo zaniżają wynik oszacowania w szerokim zakresie zmierzonych wartości K_s ($0,1$ – 50 $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$).

Generalizując wyniki estymacji współczynnika filtracji na trzech uwzględnionych zbiorach (kalibracyjnym i dwóch kontrolnych), należy zauważyć, iż estymacja współczynnika filtracji jest wyraźnie mniej efektywna i obciążona znacznie większymi błędami estymacji aniżeli estymacja krzywych wodnej retencyjności czy charakterystycznych wilgotności gleb. Mimo opracowania wielu różnych metod estymacji i stosowania różnych estymatorów, także z uwzględnieniem rozkładu porowatości oraz interpretacji krzywych wodnej retencyjności, wyniki estymacji współczynnika filtracji różnią się od wartości pomierzonych o rząd, a często o 2–3 rzędy wielkości. Trudno także wyselekcjonować najbardziej wiarygodną metodę estymacji w odniesieniu do różnych charakterystyk glebowych. Wyniki przedstawionych analiz upoważniają jednak do stwierdzenia, iż wprowadzenie oszacowanej wartości porowatości drenażowej (obliczonej przy użyciu równania 188) do opracowanego równania potęgowego (równanie 189), w postaci przedsta-



Rys. 82. Graficzna interpretacja miar dokładności estymacji K_s na zbiorach *Unsoda* v.2 (z lewej) i *Mohanty* (z prawej)

Fig. 82. Visual interpretation of accuracy measures for K_s estimation for the *Unsoda* v.2 (on the left) and *Mohanty* (on the right) sets

wionego modelu *KAZ-b* (równanie 190), wnosi istotną poprawę dokładności oszacowania wielkości K_s (rys. 82). Bez wykorzystania pomiarowych krzywych wodnej retencyjności, z zastosowaniem, zgodnie z równaniem 188, estymowanej wartości ϕ_d , model *KAZ-b* obok modelu *M & M-2b* (Minasny, McBratney 2002b) najdokładniej oszacował K_s , nie tylko na własnym zbiorze danych (tab. 28, $EF = 0,580$), ale także na zbiorze *Mohanty* i in. (2002; tab. 29, $EF = 0,620$), a osiągając $EF = 0,361$ na zbiorze *Unsoda*, wraz z modelem *M & M-2b* ($EF = 0,363$), nieznacznie ustępuje precyzją estymacji modelowi *Rosetta* (Schaap i in. 2001; $EF = 0,403$; rys. 82).

PODSUMOWANIE

Na potrzeby przedstawionej analizy konieczne było utworzenie reprezentatywnej bazy danych hydraulicznych właściwości gleb z obszaru Niżu Polskiego, zawierającej zweryfikowane i ujednolicone pod względem jednostek szczegółowe dane analityczne. Opracowana baza danych pozwala na wgląd w skalę zróżnicowania poszczególnych charakterystyk, umożliwia ocenę występujących między nimi współzależności oraz wyznaczanie wartości poszczególnych charakterystyk dla różnie wydzielanych kategorii lub grup gleb, poziomów genetycznych itp.

W wyniku przeprowadzonych analiz opracowano trzy metody estymacji parametrów modelu van Genuchtena-Mualema (*VGM*) opisujących krzywe wodnej retencyjności gleb dla trzech schematów dostępnych danych analitycznych różniących się szczegółowością informacji o składzie granulometrycznym gleb. Odpowiednie modele oznaczono jako *Bazacek3f*, *Bazacek4f* oraz *Bazacek10f*. Wyniki analiz i estymacji na utworzonym zbiorze danych *Bazacek-pF* oraz dwóch zbiorach kontrolnych *Estonia* (ESBN-EC 2004) i *Unsoda* (v.2; Nemes i in. 2001) wykazały, że opracowany „czterofrakcyjny” model ciągły *Bazacek4f* zapewniał największą dokładność estymacji *KWR* w glebach z obszaru Polski (błąd standardowy $RMSE = 0,032 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ przy wskaźniku efektywności $EF = 0,902$). Odpowiednie miary dla najlepszych modeli zewnętrznych ulegały pogorszeniu o około 25% ($RMSR = 0,040 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ – Vereecken i in. 1989 oraz Mayr, Jarvis 1999). Opracowany model *Bazacek4f* zapewnił ponadto najwyższą dokładność estymacji *KWR* w glebach kontrolnego zbioru *Estonia* ($RMSE = 0,055 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), a na zbiorze *Unsoda*, wśród dziewięciu publikowanych *PTF*, był w grupie 3–4 najdokładniejszych modeli ($RMSE = 0,054 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$). Poprawne odwzorowanie *KWR* w glebach z niezależnych zbiorów danych potwierdza poprawną konstrukcję modelu i jego praktyczną przydatność do estymacji krzywych wodnej retencyjności w glebach mineralnych z obszaru Niżu Polskiego.

Opracowany model *Bazacek3f*, wraz z zaproponowanymi równaniami 184 i 185, zapewnił najdokładniejszą estymację wilgotności polowej pojemności wodnej (*PPW*) i wilgotności trwałego więdnięcia (*WTW*) w glebach z opracowanego zbioru *Bazacek-WPD*; odpowiednio z błędem standardowym $RMSE = 0,038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ i wskaźnikiem efektywności $EF = 0,84$ oraz $RMSE = 0,035 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ i $EF = 0,77$. Weryfikacja różnych metod estymacji *PPW* oraz *WTW* na siedmiu niezależnych zbiorach kontrolnych o różnej liczebności, pochodzeniu geograficznym i zróżnicowaniu charakterystyk glebowych wykazała, iż wyniki estymacji tych wielkości przy użyciu modelu *Bazacek3f* każdorazowo mieściły się w grupie najdokładniejszych

estymacji (lub były najdokładniejsze). Model *Bazacek3f* jest także jednym z dokładniejszych modeli w ocenie ilości wody dostępnej dla roślin (*WPD*).

Opracowano parametry potęgowej zależności $K_s = B(\phi_d)^{nd}$ Dobrzańskiego i Witkowskiej-Walczak (1981) oraz modyfikację tej zależności polegającą na zastąpieniu zmierzonej wartości porowatości drenażowej wartością estymowaną przy użyciu opracowanej zależności (równanie 188). Analizy przeprowadzone na zbiorze kalibracyjnym *Bazacek-K_s* potwierdziły wysoką dokładność równania uwzględniającego pomiarowe wartości ϕ_d ($GMER = 0,692$, $RRMSE = 135\%$), ale przede wszystkim wykazały dużą dokładność modelu uwzględniającego estymowaną wartość ϕ_d ($GMER = 1,076$, $RRMSE = 136,2\%$). Dokładność estymacji K_s z wykorzystaniem zaproponowanej modyfikacji potwierdzają także wyniki analiz przeprowadzonych na dwóch niezależnych zbiorach kontrolnych *Estonia* (ESBN-EC 2004) oraz *Unsoda* (Nemes i in. 2001). Przy użyciu zasugerowanej potęgowej zależności $K_s = B(\phi_d)^{nd}$ z estymowaną porowatością drenażową (równanie 190) najdokładniej estymowano K_s zarówno na własnym zbiorze danych *Bazacek-K_s*, jak i na niezależnym zbiorze Mohanty i in. (2002; $RRMSE = 80,2\%$). Zależność ta znajdowała się także w gronie trzech najdokładniejszych *PTF* na zbiorze *Unsoda* (Nemes i in. 2001; $RRMSE = 89,6\%$). Próby zastosowania ϕ_d wyznaczonej przy użyciu innych publikowanych *PTF*, przeprowadzone na różnych zbiorach danych, wykazały błędy estymacji większe od uzyskanych z zastosowaniem równania 188. Możliwość stosowania, jak dotąd, najdokładniejszych metod estymacji K_s według potęgowej zależności $K_s(\phi_d)$ ograniczała się do niewielkiej części danych zawierających pomiarowe wartości *PPW*. Z analiz wynika, iż stosując wartość ϕ_d oszacowaną według proponowanej zależności (równanie 189), osiągnięto dokładność zbliżoną lub wyższą od dokładności uzyskanej przy użyciu pomiarowych wartości ϕ_d . Uzyskane wyniki wskazują na możliwość korzystania z potęgowej zależności $K_s = B(\phi_d)^{nd}$ także przy braku bezpośrednich oznaczeń krzywej wodnej retencyjności lub *PPW*.

Z przeprowadzonych analiz wynika również, iż stosowanie bardziej szczegółowej informacji o składzie granulometrycznym nie przekłada się na wzrost dokładności estymacji właściwości hydraulicznych gleb i jest uzasadnione jedynie w utworach drobnoziarnistych (ilastych). Na potrzeby estymacji tych parametrów hydraulicznych gleb optymalna jest informacja o zawartości czterech podstawowych frakcji granulometrycznych (tj. części szkieletowych oraz frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej). W modelowaniu właściwości hydraulicznych przydatne są także przetworzone informacje o składzie granulometrycznym w formie średniej geometrycznej wielkości ziaren (d_g), rozmiaru fraktalnego (DF_4) oraz zrównoważonego wskaźnika entropii (*BEI*).

Aneks

Zestawienie podstawowych
charakterystyk poziomów glebowych
w bazie danych *Bazacek*

Nr Bazaek	Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	Części szkieletowe > 2 mm	F. piaskowa/sand 2-0,05 mm	F. pyłowa/sld 0,05-0,002 mm	F. ilowa/clay < 0,002 mm	Uziarnienie PTG Texture PTG	Corg [%]	q ₁ [Mg · m ⁻³]	q ₂ [m ² · m ⁻³]	φ [m ² · m ⁻³]	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pkt KWR [-]	VGM · θ [m ² · m ⁻³]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n [-]	VGM · R ² [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]
1	1		1	P1c-340	Ap	0-20	1,9	70	19	11	2008	1,16	2,634	1,634	0,380		5	0,378	0,499	1,242	0,978	0,015
2	2	1		P1c-340	Ap	20-25	1,9	73	16	11	gpdr	0,71	2,642	1,767	0,331	17,217	5	0,331	0,602	1,165	0,994	0,005
3	3		2	P1c-340	B2t	25-30(50)	1,8	63	18	19	gl	0,33	2,686	1,726	0,357		5	0,357	0,855	1,204	0,996	0,006
4	4		3	P1c-340	Bck	30(50)-65	2,3	64	22	14	gl	0,21	2,666	1,801	0,324		5	0,320	0,808	1,260	0,982	0,012
5	5	2		P1c-340	Clk	65-85	1,6	68	21	11	gpdr	0,04	2,659	1,758	0,339	4,880	5	0,343	3,620	1,122	0,993	0,006
6				P1c-340	C2k	85-120	2,6	65	22	13	gpdr	0,11					0					
7				P1c-340	C2k	120-150	3,6	65	22	13	gpdr	0										
8	6		4	P3-347	Ap	0-22	0,8	73	23	4	gpdr	1,20	2,638	1,614	0,388		5	0,385	0,438	1,265	0,963	0,021
9	7	3		P3-347	A2	22-30	1,5	76	18	6	psdr	0,53	2,636	1,770	0,329	3,739	5	0,323	0,484	1,278	0,991	0,008
10	8		5	P3-347	Aeh	30-45	0,4	82	15	3	psdr	0,69	2,639	1,619	0,387		5	0,387	0,658	1,349	0,995	0,009
11	9		6	P3-347	Eig	45-63	1,0	91	7	2	psdr	0,22	2,655	1,590	0,394		5	0,394	1,045	1,410	0,996	0,008
12				P3-347	Bltg	63-75	1,4	81	6	13	gpdr	0,11					0					
13	10		7	P3-347	B2tg	75-100	0,9	70	16	14	gpdr	0,05	2,664	1,806	0,322		5	0,350	0,826	1,246	0,960	0,020
14				P3-347	Clgkfe	100-150	2,7	72	16	12	gpdr	0										
15				P3-347	C2gk	150-200	2,5	73	16	11	gpdr	0										
16				P3-347	C3gk	200-	3,1	72	16	12	gpdr	0										
17	11		4	P4b	Ap	0-29	1,0	77	17	6	psdr	0,80	2,631	1,704	0,352	1,309	5	0,320	0,217	1,245	0,991	0,008
18	12	5	9	P4b	Et	29-41	1,3	72	19	9	gpdr	0,41	2,645	1,666	0,372	1,443	5	0,367	0,636	1,245	0,953	0,023
19	13	6	10	P4b	B2t	41-77	1,5	60	17	23	gpi	0,36	2,680	1,720	0,358	9,814	5	0,334	0,037	1,267	0,961	0,016
20	14	7	11	P4b	Ck	77-120	2,1	65	20	15	gpdr	0,03	2,670	1,840	0,311	2,037	5	0,278	0,030	1,361	0,934	0,020
21				P6-305	Ap	0-27	1,6	76	21	3	psdr	1,32					0					
22	15		12	P6-305	A2	27-39	7,7	75	21	4	psdr	0,81	2,639	1,682	0,362		6	0,361	0,427	1,303	0,981	0,015
23	16		13	P6-305	EAh	39-50	2,1	75	21	4	psdr	0,68	2,645	1,629	0,384		5	0,383	0,830	1,289	0,981	0,015
24				P6-305	Et	50-57	2,1	73	19	8	gpdr	0,38					0					
25				P6-305	BE	57-66	1,9	66	18	16	gpdr	0,20										
26	17		14	P6-305	Bltg	66-85	1,1	61	17	22	gpi	0,11	2,707	1,741	0,357		5	0,343	0,027	1,334	0,982	0,012
27				P6-305	B2tg	85-91	1,6	62	19	19	gl	0					0					
28				P6-305	BCgk	91-115	2,4	63	23	14	gl	0										
29	18		15	P6-305	Clkg	115-140	2,4	65	22	13	gpdr	0	2,697	1,855	0,312		5	0,305	0,166	1,270	0,968	0,015
30				P6-305	C2kg	140-160	2,9	65	22	13	gpdr	0					0					
31	19		16	P6-520	Ap	0-25	1,3	77	19	4	psdr	0,83	2,640	1,507	0,429		5	0,429	1,017	1,299	0,992	0,012
32				P6-520	A2	25-34	2,8	76	19	5	psdr	0,88					0					
33	20		17	P6-520	Aeh	34-44	5,6	76	17	7	gpdr	0,55	2,643	1,691	0,360		5	0,360	0,345	1,321	0,981	0,015

Nr Bazaek	Nr Bazaek pF	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość		Zęści szkieletowe		F: piaszkowa/sand		F: pyłowa/silt		F: ilowaty/clay		Uziarnienie PTG		C _{org} [%]	q _s [Mg · m ⁻³]	q _e	φ [m ³ · m ⁻³]	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pK ₁ KWR	VGM · θ [m ³ · m ⁻³]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n	VGM · R ²	RMSE [m ³ · m ⁻³]					
						[cm]	Depth	[%]	> 2 mm	[%]	2-0,05 mm	[%]	0,05-0,002 mm	[%]	0,05-0,002 mm	2008	Texture PTG												[%]	2008	Texture PTG		
34				P6-520	B/E	44-52	4,3	75	17	8	gpdr	0,07						0															
35	21		18	P6-520	B1t	52-75	3,9	58	22	20	gl	0,37	2,668	1,712	0,358			5	0,359	0,310	1,228	0,988	0,010										
36				P6-520	B2tg	75-84	1,5	66	24	10	gpdr	0,34						0															
37	22		19	P6-520	C1gk	84-105	2,6	67	20	13	gpdr	0,06	2,653	1,823	0,313			5	0,312	0,156	1,300	0,983	0,012										
38				P6-520	C2gk	105-150	2,9	66	22	12	gpdr	0						0															
39				P6-520	C3gk	150-200	2,4	69	21	10	gpdr	0						0															
40	23		20	P6-660	Ap	0-32	2,1	75	18	7	gpdr	1,17	2,633	1,582	0,399			5	0,398	0,665	1,276	0,978	0,017										
41	24		21	P6-660	A/Eh	32-47	3,9	79	14	7	psdr	0,76	2,637	1,743	0,339			5	0,342	0,197	1,364	0,985	0,013										
42	25		22	P6-660	Et	47-55	3,9	82	12	6	psdr	0,65	2,668	1,663	0,377			5	0,377	0,914	1,344	0,997	0,007										
43				P6-660	B/E	55-65	5,2	74	13	13	psdr	0,35						0															
44	26		23	P6-660	B1t	65-76	1,1	63	22	15	gl	0,29	2,690	1,725	0,359			5	0,361	0,377	1,184	0,914	0,025										
45	27		24	P6-660	B2tgfc	76-90	1,4	69	18	13	gpdr	0,06	2,696	1,732	0,358			5	0,358	0,162	1,222	0,993	0,007										
46				P6-660	B3tg	90-97	1,5	66	20	14	gpdr	0						0															
47	28		25	P6-660	Cgk	97-120	2,7	68	21	11	gpdr	0	2,688	1,797	0,331			5	0,328	0,411	1,227	0,979	0,012										
48	29		26	P7-422	Ap	0-22	4,8	79	17	4	psdr	1,71	2,627	1,472	0,440			5	0,439	0,774	1,266	0,984	0,016										
49	30		27	P7-422	A2	22-35	0,8	74	24	2	psdr	1,69	2,640	1,607	0,391			5	0,388	0,315	1,285	0,977	0,017										
50	31		28	P7-422	A/Eh	35-53	1,7	72	21	7	gpdr	1,06	2,645	1,700	0,357			5	0,353	0,229	1,288	0,985	0,012										
51	32		29	P7-422	Et	53-67	1,4	73	19	8	gpdr	0,90	2,660	1,574	0,408			5	0,408	0,798	1,304	0,993	0,010										
52	33		30	P7-422	B2t	67-78	1,6	68	16	16	gpdr	0,09	2,685	1,788	0,334			5	0,330	0,138	1,246	0,988	0,009										
53	34		8	P7-422	B3t	78-96	2,4	57	22	21	gpi	0,05	2,683	1,779	0,337			5	0,335	3,697	1,054	0,990	0,003										
54	35		31	P7-422	BCg	96-120	2,5	62	25	13	gl	0	2,666	1,791	0,328			5	0,323	0,176	1,256	0,983	0,011										
55				P7-422	Cgk	120-145	3,7	62	25	13	gl	0						0															
56	36		32	P8	Ap	0-29	0,9	72	19	9	gpdr	1,38	2,628	1,620	0,384			6	0,354	0,216	1,324	0,969	0,020										
57	37		33	P8	A/Eagr	29-38	1,5	72	15	13	gpdr	0,70	2,630	1,720	0,346			5	0,345	0,494	1,288	0,999	0,004										
58	38		34	P8	B1t	38-55	1,0	61	16	23	gpi	0,53	2,680	1,650	0,384			5	0,383	1,025	1,174	0,994	0,007										
59	39		11	35	B2tg	55-72	1,3	63	17	20	gl	0,48	2,670	1,700	0,363			5	0,339	0,090	1,253	0,946	0,021										
60	40		36	P8	C1kg	72-96	2,1	62	22	16	gl	0,19	2,670	1,810	0,322			5	0,313	0,216	1,245	0,969	0,015										
61	41		12	37	C2kg	96-130	2,3	63	22	15	gl	0	2,660	1,845	0,306			5	0,289	0,063	1,326	0,967	0,015										
62				DI2-594	Ap	0-29	10,5	79	17	4	psdr	2,11						0															
63	42		38	DI2-594	A2	29-37	11,2	82	14	4	psdr	1,87	2,633	1,579	0,400			5	0,400	1,042	1,273	0,991	0,011										
64	43		39	DI2-594	G1k	37-51	32,3	95	2	3	pldsz	0,07	2,673	1,838	0,313			5	0,313	1,207	1,439	0,993	0,009										
65				DI2-594	G2k	51-64	3,3	91	6	3	psdr	0						0															
66	44		40	DI2-594	G3k	64-94	2,7	78	16	6	psdr	0	2,673	1,678	0,372			5	0,382	0,136	1,747	0,984	0,017										

67	45	41	D12-594	2G4k	94-125	0,6	87	10	3	psdr	0	2,661	1,775	0,333	10,069	1,301	0,998	0,005
68			D12-594	3G5k	125-	1,6	57	23	20	gl	0							
69	46	42	D2-294	Ap	0-26	2,8	72	19	9	gpdr	1,66	2,631	1,673	0,364	0,258	1,274	0,969	0,018
70			D2-294	A2	26-37(45)	4,5	70	21	9	gpdr	1,43							
71	47	13	D2-294	G3	37(45)-62	5,0	68	21	11	gpdr	0,15	2,666	1,745	0,345	5,797	1,250	1,194	0,988
72	48	43	D2-294	G1ek	62-72	5,7	59	25	16	gl	0,51	2,685	1,826	0,320		0,078	1,278	0,963
73	49	44	D2-294	G2k	72-120	4,0	63	22	15	gl	0,22	2,690	1,938	0,280	5	0,276	0,035	1,375
74	50	45	D3-692	Ap	0-24	0,3	38	44	18	gz	4,40	2,600	1,520	0,415	5	0,386	0,014	1,413
75	51	46	D3-692	A2	24-38	0,9	16	52	32	pyi	2,46	2,654	1,544	0,418	5	0,406	0,008	1,437
76	52	47	D3-692	G1	38-48	0,0	10	54	36	pyi	0,84				0			
77	52	47	D3-692	G2ek	48-59	0,4	9	52	39	pyi	0,52	2,711	1,611	0,406	5	0,388	0,014	1,311
78			D3-692	2G3k	59-75	0,5	10	61	29	pyi	0				0			
79	53	48	D3-692	2G4ek	75-100	0,0	10	62	28	pyi	0	2,700	1,706	0,368	5	0,354	0,012	1,427
80			D3-692	3G5k	100-120	1,2	19	55	26	pyi	0				0			
81			D3-692	4G6	120-150	5,1	78	17	5	pebdr	0							
82	54	49	D4-280	Apu	0-30	1,1	86	12	2	psdr	2,83	2,561	1,479	0,423	5	0,420	0,383	1,271
83	55	50	D4-280	A2u	30-50	0,3	95	4	1	pldr	1,15	2,635	1,616	0,387	5	0,387	1,015	1,530
84	56	51	D4-280	2G1k	50-75	0,0	79	13	8	psdr	0,32	2,660	1,739	0,346	5	0,348	0,184	1,364
85	57	52	D4-280	3G2k	75-87	0,1	62	27	11	gl	0,43	2,662	1,801	0,323	5	0,320	0,059	1,382
86	58	53	D4-280	3G3k	87-100	2,7	66	26	8	gpdr	0,21	2,650	1,972	0,256	5	0,251	0,013	1,598
87			D4-280	4G4k	100-125	3,8	64	22	14	gl	0				0			
88			D4-280	5G5k	125-160	2,6	53	26	21	gpi	0				0			
89	59	54	D61-281	Apu	0-25	0,2	42	44	14	gz	5,20	2,518	1,485	0,414	6	0,414	0,005	1,596
90	60	55	D61-281	A2u	25-48	0,1	22	44	34	gl	2,30	2,596	1,483	0,429	5	0,401	0,008	1,469
91	61	56	D61-281	A3uk	48-68	0,5	29	45	26	gz	0,90	2,610	1,647	0,369	5	0,337	0,013	1,413
92	62	57	D61-281	G1k	68-100	0,0	24	48	28	gl	0,44	2,666	1,793	0,327	5	0,312	0,010	1,455
93			D61-281	2G2k	100-110	2,1	91	4	5	psdr	0,09				0			
94			D61-281	3G3k	110-125	1,6	60	24	16	gl	0				0			
95			D61-281	2G4k	125-140	2,0	91	5	4	psdr	0				0			
96			D61-281	3G5	140-180	3,3	68	19	13	gpdr	0				0			
97			D7-147	Ap	0-25	0,5	67	22	11	gpdr	1,55				0			
98	63	58	D7-147	A2	25-38	2,1	71	20	9	gpdr	1,61	2,620	1,659	0,367	5	0,364	0,273	1,261
99			D7-147	A3	38-51	1,0	70	19	11	gpdr	1,34				0			
100			D7-147	AB	51-60	1,4	68	17	15	gpdr	0,74				0			
101	64	59	D7-147	Bwg	60-72	1,8	70	16	14	gpdr	0,32	2,672	1,549	0,420	5	0,419	0,859	1,217
102	65	60	D7-147	G1kcofe	72-105	1,9	63	23	14	gl	0,09	2,688	1,801	0,330	5	0,305	0,053	1,401
103			D7-147	G2ek	105-150	3,1	60	26	14	gl	0				0			
104	66	61	D7-320	Ap	0-22	0,8	70	21	9	gpdr	1,44	2,640	1,707	0,353	5	0,344	0,193	1,258
105			D7-320	AB	22-33	2,4	94	3	3	plbdr	0,68				0			
106	67	62	D7-320	Bwg	33-46	2,6	68	20	12	gpdr	0,51	2,696	1,573	0,417	5	0,417	1,109	1,237
107	68	63	D7-320	C1kg	46-70	2,8	60	24	16	gl	0,40	2,700	1,716	0,364	5	0,362	0,585	1,232

Nr Bazaek	Nr Bazaek pF	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	Zęści szkieletowe > 2 mm	F: pískova/sand 2-0,05 mm	F: pyłowa/silt 0,05-0,002 mm	F: hłow/clay < 0,002 mm	Uziarnienie PTG Texture PTG	C _{org} [%]	q _s [Mg · m ⁻³]	q _e [m ³ · m ⁻³]	φ [m ³ · m ⁻³]	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pK ₁ KWR	VGM · θ _s [m ³ · m ⁻³]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n	VGM · R ₂ [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]
108	69			D7-320	C2kg	70-110	2,6	64	24	12	gl	0,06	2,692	1,887	0,299		5	0,288	0,087	1,309	0,973	0,013
109				D7-320	C3kgcfe	110-150	3,1	65	24	11	gpdr	0					0					
110	70	14		D7-735	Ap	0-28	1,0	66	21	14	gpdr	2,66	2,592	1,530	0,410	8,794	5	0,374	0,066	1,323	0,932	0,029
111	71	15	66	D7-735	Blwg	28-43	0,4	44	27	30	gpi	0,50	2,642	1,780	0,326	1,526	5	0,311	0,033	1,291	0,976	0,012
112	72	16	67	D7-735	B2wg	43-56	1,3	40	27	33	gpi	0,42	2,650	1,770	0,332	6,049	5	0,332	2,989	1,125	0,990	0,007
113	73	68	67	D7-735	B3wg	56-71	0,8	36	30	34	gl	0,12	2,660	1,750	0,342		5	0,336	0,011	1,398	0,992	0,007
114	74	69	67	D7-735	G1k	71-86	1,4	50	27	23	gpi	0	2,670	1,880	0,296		5	0,276	0,018	1,473	0,969	0,014
115	75	17	70	D7-735	G2k	86-120	1,0	60	25	15	gl	0	2,660	1,950	0,267	0,592	5	0,254	0,013	1,574	0,973	0,013
116	76	71	68-727	Ap	0-25	0,9	71	21	8	gpdr	1,50	2,639	1,722	0,347		5	0,344	0,070	1,365	0,989	0,011	
117				D8-727	A2	25-35	1,1	74	17	9	gpdr	1,55					0					
118	77	72	68-727	2Bwg	35-50	2,4	84	7	9	gpdr	0,51	2,667	1,692	0,365		5	0,366	0,753	1,346	0,995	0,008	
119	78	73	68-727	2G1fe	50-72	1,8	93	4	3	pldr	0,29	2,675	1,620	0,394		5	0,395	0,710	1,573	0,992	0,012	
120	79	74	68-727	2G2	72-92	1,7	93	4	3	pldr	0,02	2,670	1,687	0,368		5	0,370	0,352	1,906	0,985	0,016	
121				D8-727	2G3k	92-100	3,8	93	5	2	pldr	0					0					
122	80	75	68-727	2G4k	100-135	0,1	94	4	2	pldr	0		2,660	1,719	0,354		5	0,354	0,690	1,398	0,993	0,010
123				D8-727	3G5k	135-160	0,0	58	26	16	gl	0					0					
124				D8-727	4G6	160-180	0,0	42	50	8	gz	0					0					
125				D9-155	Ap	0-24	0,5	70	22	8	gpdr	1,85	2,622	1,620	0,382		0					
126				D9-155	AB	24-32	2,1	70	20	10	gpdr	1,04	2,627	1,715	0,347		0					
127	81	76	69-155	AB	32-46	2,8	67	19	14	gpdr	1,14	2,630	1,679	0,362		5	0,361	0,513	1,231	0,989	0,010	
128	82	77	69-155	Bigfe	46-70	1,2	62	18	20	gl	0,39	2,665	1,642	0,384		5	0,375	0,242	1,207	0,949	0,021	
129	83	78	69-155	C1kgcfe	70-110	4,1	64	23	13	gl	0,12	2,687	1,824	0,321		5	0,315	0,300	1,228	0,937	0,021	
130				D9-155	C2gek	110-170	3,1	60	24	16	gl	0					0					
131	84	79	69-424	Ap	0-26	1,3	70	23	7	gpdr	1,68	2,631	1,661	0,369		5	0,364	0,324	1,238	0,963	0,019	
132	85	18	69-424	A2	26-35	2,1	78	16	6	pedr	1,15	2,625	1,501	0,428	21,504	5	0,414	1,203	1,263	0,992	0,010	
133	86	80	69-424	Bl1g	35-44(53)	1,5	65	19	16	gpdr	0,18	2,669	1,706	0,361		5	0,357	0,276	1,218	0,982	0,012	
134	87	81	69-424	BC8k	44(53)-85	4,7	63	24	13	gl	0	2,662	1,807	0,321		5	0,316	0,237	1,256	0,971	0,015	
135	88	82	69-424	Cack	85-180	3,1	64	23	13	gl	0	2,670	1,892	0,291		5	0,278	0,050	1,357	0,977	0,012	
136	89	83	69-424	ApA	0-29	1,7	72	25	3	gpdr	1,78	2,614	1,564	0,402		5	0,398	0,327	1,256	0,968	0,020	
137	90	84	69-424	A2a	29-39	2,1	72	24	4	gpdr	1,82	2,620	1,647	0,371		5	0,368	0,197	1,264	0,974	0,016	
138	91	85	69-424	A3	39-57	1,6	72	25	3	gpdr	1,75	2,621	1,521	0,420		5	0,419	0,880	1,237	0,990	0,011	
139	92	86	69-424	A4b	57-76	3,2	70	20	10	gpdr	1,14	2,645	1,551	0,414		5	0,413	1,240	1,231	0,986	0,013	
140	93	87	69-424	AG	76-85	2,3	69	22	9	gpdr	0,51	2,662	1,573	0,409		5	0,408	0,740	1,250	0,989	0,012	

141	94	88	F1-415	Gl'cfe	85-95	0,7	70	20	10	gpdr	0,27	2.666	1.652	0.380				5	0.379	0.350	1.278	0.992	0.010
142	95	89	F1-415	2G3cfe	95-117	1,0	79	13	8	psdr	0	2.679	1.746	0.348				5	0.346	0.367	1.241	0.986	0.011
143	96	90	F1-415	3G3k	117-210	3,2	65	23	12	gpdr	0	2.674	1.865	0.303				5	0.294	0.099	1.279	0.978	0.012
144			F1-415	4G4	210-240	2,5	91	5	4	psdr	0							0					
145			F1-415	3G5k	240-	3,6	66	22	12	gpdr	0							0					
146	97	91	F2-504	ApA	0-30	1,3	65	28	7	gpdr	1,83	2.601	1.619	0.378				5	0.345	0.032	1.394	0.949	0.023
147	98	92	F2-504	A2a	30-45	0,5	63	30	7	gpdr	2,24	2.597	1.665	0.359				5	0.328	0.047	1.339	0.939	0.023
148			F2-504	2A3bcfe	45-60	0,2	26	65	9	pyg	2,77							0					
149			F2-504	2A4bcfe	60-72	0,3	48	46	6	gpdr	4,25							0					
150			F2-504	3A5bu	72-98	1,4	55	28	17	gl	2,49							0					
151	99	93	F2-504	3A6bu	98-120	2,3	66	22	12	gpdr	1,58	2.653	1.615	0.391				5	0.368	0.007	1.678	0.985	0.013
152			F2-504	4G1k	120-140	0,8	53	39	8	gl	0,43							0					
153			F2-504	5G2	140-160	25,2	87	10	3	psdrsz	0							0					
154			F2-504	6G3	160-205	4,4	73	18	9	gpdr	0							0					
155	100	19	Marcelin 1	Ap	0-20	1,1	89	10	1	psdr	0,76	2.633	1.553	0.410	9,149			5	0.410	0.729	1.498	0.992	0.013
156	101	94	Marcelin 1	Et	20-42	4,1	79	18	3	psdr	0,61	2.652	1.735	0.346				5	0.346	0.604	1.386	0.997	0.005
157	102	95	Marcelin 1	E/B	42-53	1,3	72	17	11	gpdr	0,41	2.686	1.695	0.369				5	0.368	0.511	1.248	0.988	0.011
158	103	96	Marcelin 1	Blt	53-66	1,4	76	12	12	gpdr	0,32	2.685	1.715	0.361				5	0.359	0.527	1.232	0.976	0.015
159	104		Marcelin 1	B2t	66-96	1,4	65	17	18	gpbdrr	0,13	2.673	1.736	0.351				5	0.351	0.176	1.219	0.994	0.005
160	105	97	Marcelin 1	C1	96-121	1,3	74	14	12	gpdr	0,01	2.689	1.823	0.322				5	0.317	0.120	1.292	0.988	0.010
161	106	98	Marcelin 2	Ap	0-17	1,7	83	16	1	psdr	0,73	2.650	1.721	0.351				5	0.351	0.593	1.359	0.991	0.010
162	107	20	Marcelin 2	A2	17-32	1,9	83	13	4	psdr	0,72	2.628	1.452	0.447	16,275			5	0.437	0.571	1.374	0.992	0.011
163	108		Marcelin 2	Et	32-42	3,2	81	17	2	psdr	0,54	2.650	1.815	0.315				5	0.314	0.664	1.326	0.987	0.011
164	109		Marcelin 2	E/B	42-50	1,2	65	19	16	gpdr	0,21	2.650	1.662	0.373				5	0.373	0.539	1.226	0.999	0.003
165	110	100	Marcelin 2	Blt	50-75	3,1	72	14	14	gpdr	0,37	2.701	1.754	0.351				5	0.347	0.217	1.261	0.985	0.012
166	111	101	Marcelin 2	B3t	75-110	2,0	76	15	9	gpdr	0,06	2.696	1.754	0.349				5	0.342	0.117	1.329	0.984	0.013
167	112	102	Marcelin 3	Ap	0-26	4,0	82	17	1	psbdrr	1,09	2.646	1.660	0.373				5	0.373	0.880	1.327	0.990	0.011
168	113		Marcelin 3	Et	26-47	1,1	84	13	3	psdr	0,42	2.642	1.591	0.398				5	0.400	1.087	1.370	0.999	0.004
169	114	103	Marcelin 3	B/E	47-60	4,3	69	24	7	gpdr	0,32	2.671	1.638	0.387				5	0.387	0.656	1.329	0.994	0.009
170	115		Marcelin 3	B22t	60-73	1,2	64	18	18	gl	0,30	2.662	1.641	0.384				5	0.383	0.299	1.186	0.998	0.003
171	116	104	Marcelin 3	B23tcmn	73-110	1,7	74	13	13	gpdr	0,14	2.706	1.786	0.340				5	0.336	0.161	1.289	0.990	0.010
172	117	105	Marcelin 3	BC	110-125	1,6	74	15	11	gpdr	0,03	2.695	1.760	0.347				5	0.344	0.203	1.304	0.990	0.009
173	118	21	Morasko 1	Ap	0-28	1,3	64	20	16	gl	1,08	2.632	1.874	0.288	0,030			7	0.279	0.007	1.470	0.994	0.005
174	119	22	107 Morasko 1	Blt	28-48	1,9	55	16	29	gpi	0,26	2.670	1.817	0.319	3,176			7	0.314	0.014	1.299	0.992	0.003
175	120	23	Morasko 1	B2t	48-65	0,4	36	38	26	gz	0,24	2.686	1.738	0.353	13,960			5	0.355	1.687	1.089	0.997	0.005
176	121	24	Umultowo 1	Apd	0-13	1,3	94	6	0.1	plsr	0,66	2.633	1.650	0.373	63,920			7	0.379	0.507	1.522	0.977	0.018
177	122	25	Umultowo 1	C1	13-20	3,8	95	3	2	plsr	0,02	2.662	1.671	0.372	47,294			5	0.369	5.028	1.433	0.995	0.010
178	123	26	109 Umultowo 1	C2	20-35	0,5	100	0.1	0.1	plgr	0,12	2.655	1.699	0.360	196,558			7	0.360	11,294	1.384	0.996	0.007
179	124	110	Turek 1	Ap	0-20	0,3	93	5	2	plsr	0,95	2.640	1.542	0.416				5	0.390	0.234	1.882	0.982	0.019
180	125	111	Turek 1	Ap	20-30	0,3	94	4	2	plsr	0,89	2.640	1.611	0.390				5	0.365	0.174	2.586	0.979	0.021
181	126	112	Turek 1	Bv	30-40	0,1	95	4	1	plsr	0,04	2.660	1.552	0.417				5	0.381	0.170	2.827	0.970	0.026

Nr Bazaek	Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	Części szkieletowe ≥ 2 mm [%]	F. piaskowa/sand 0,05-0,25 mm [%]	F. pylowa/silt 0,02-0,05 mm [%]	F. ilowaty/clay ≥ 0,02 mm [%]	Uziarnienie PTG Texture PTG 2008	Corg [%]	qs [Mg · m ⁻³]	qe [m ³ · m ⁻³]	φ [m ³ · s ⁻¹]	Ks 20°C [μm · s ⁻¹]	pkt KWR [-]	VGM · θ [m ³ · m ⁻³]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n [-]	VGM · R ² [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]
182	127		113	Turek 1	C	40-80	0	96	3	1	plst	0,35	2,655	1,492	0,438	5	0,428	0,953	1,405	0,975	0,022	
183	128		114	Turek 1	Cg	80-125	0	95	2	3	plst	0	2,655	1,620	0,390	5	0,366	0,221	2,632	0,988	0,016	
184	129		115	Wojnowo 1	A1	0-7	2,8	88	11	1	psst	6,37	2,495	1,043	0,581	5	0,582	0,800	1,412	0,993	0,015	
185	130		116	Wojnowo 1	E1t	7-12	6,6	83	16	1	psst	1,35	2,635	1,442	0,452	5	0,452	1,487	1,390	0,994	0,011	
186	131		117	Wojnowo 1	E/B	12-32	2,1	82	15	3	psst	0,87	2,650	1,557	0,405	5	0,405	10,030	1,220	0,999	0,005	
187	132		118	Wojnowo 1	B2t	73-110	0,9	61	16	23	gpl	0,06	2,670	1,681	0,370	5	0,370	1,096	1,146	0,998	0,004	
188	133		119	Wojnowo 2	Ap	0-11	1,3	80	18	2	psst	4,90	2,530	1,269	0,498	5	0,498	0,954	1,315	0,993	0,012	
189	134		120	Wojnowo 2	AE	11-37	5,8	85	12	3	psst	1,36	2,631	1,487	0,435	5	0,435	1,740	1,397	0,991	0,013	
190	135		121	Wojnowo 2	E/B	53-66	1,8	85	8	7	psst	0,29	2,667	1,577	0,409	5	0,409	1,471	1,322	0,996	0,008	
191	136		122	Wojnowo 2	B2t	78-120	0,7	76	12	12	gpst	0,07	2,670	1,530	0,427	5	0,428	1,884	1,228	0,987	0,013	
192	137		123	Starezanowo 3	Aug	0-19	4,7	83	16	1	psst	1,75	2,618	0,958	0,634	5	0,634	2,361	1,313	0,997	0,010	
193	138		124	Starezanowo 3	Et	39-53	6,2	84	13	3	psst	0,66	2,652	1,534	0,421	5	0,421	0,887	1,427	0,993	0,011	
194	139		125	Starezanowo 3	B1t	70-85	0,7	71	12	17	gpst	0,06	2,667	1,809	0,322	5	0,322	0,741	1,179	0,999	0,003	
195	140		126	Starezanowo 3	B2t	85-110	1,0	69	14	17	gpst	0,06	2,670	1,846	0,309	5	0,315	0,068	1,250	0,989	0,008	
196	141	27		Storkowo 1	Ap	0-22	5,6	77	19	4	psst	1,18	2,621	1,426	0,456	5	0,452	1,475	1,171	0,997	0,005	
197	142	28		Storkowo 1	Bw	22-36	2,2	81	14	5	psst	0,12	2,662	1,590	0,403	5	0,380	0,712	1,289	0,982	0,014	
198	143			Storkowo 1	E/g	36-54	15,0	84	10	6	psst	0,06	2,666	1,757	0,341	5	0,321	0,850	1,307	0,982	0,013	
199	144	29		Storkowo 1	B2lg	54-85	8,0	80	10	10	psst	0	2,675	1,807	0,324	5	0,325	6,724	1,108	0,999	0,002	
200	145	30		Storkowo 3	Ap	0-26	1,7	81	18	1	psst	1,12	2,637	1,427	0,459	5	0,456	4,812	1,144	0,995	0,008	
201	146	31		Storkowo 3	Et	45-65	2,8	84	12	4	psst	0,11	2,658	1,588	0,403	5	0,367	0,647	1,420	0,996	0,021	
202	147	32		Storkowo 3	B2lg	75-96	2,0	71	14	15	gpst	0	2,679	1,854	0,308	5	0,308	54,717	1,050	0,996	0,002	
203	148	33		Storkowo 4	Ap	5-10	2,2	84	14	2	psst	1,42	2,629	1,408	0,464	5	0,466	4,262	1,218	0,998	0,006	
204	149	34		Storkowo 4	A2p	17-25	2,2	84	14	2	psst	1,42	2,629	1,480	0,437	5	0,440	6,669	1,186	0,996	0,008	
205	150	35		Storkowo 4	B1t	33-45	1,8	58	22	20	gl	0,31	2,682	1,713	0,361	5	0,362	53,971	1,063	1,000	0,001	
206	151			Storkowo 4	B2t	45-52	7,7	72	14	14	gpst	0,22	2,676	1,671	0,375	5	0,375	46,466	1,055	0,998	0,002	
207	152			Storkowo 4	B2t	45-52	7,7	72	14	14	gpst	0,22	2,676	1,923	0,281	5	0,284	4,019	1,117	0,998	0,002	
208	153	36		Storkowo 4	2C2	70-80	3,3	82	6	12	psst	0,21	2,658	1,698	0,361	5	0,358	3,584	1,206	0,996	0,006	
209	154	37		Stary Tomysł 2	Ap	0-31	1,0	61	28	11	gl	1,30	2,624	1,558	0,406	5	0,407	2,142	1,111	0,996	0,005	
210	155	38		Stary Tomysł 2	E/B	31-42	3,1	66	26	8	gpdr	0,10	2,658	1,838	0,309	5	0,303	1,055	1,137	0,994	0,004	
211	156	39		Stary Tomysł 2	B/E	42-53	1,8	55	24	21	gpl	0,21	2,679	1,809	0,325	5	0,324	4,587	1,073	0,994	0,003	
212	157		127	Stary Tomysł 3	Ap	0-20	2,0	83	15	2	psst	0,81	2,649	1,757	0,337	5	0,337	0,687	1,322	0,982	0,014	
213	158	40		Stary Tomysł 3	A2	20-31	1,4	80	16	4	gpdr	1,02	2,621	1,582	0,396	5	0,393	0,397	1,306	0,994	0,008	
214	159		128	Stary Tomysł 3	Eet	31-47	11,7	78	20	2	gpdr	0,76	2,663	1,715	0,356	5	0,357	0,373	1,450	0,997	0,006	

Nr Bazaek	Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość Depth	Zęści szkieletowe > 2 mm	F: pískowa/sand 2-0,05 mm	F: pyłowa/silt 0,05-0,002 mm	F: hłoway/clay < 0,002 mm	Uziarnienie PTG Texture PTG	C _{org} [%]	q _s [Mg · m ⁻³]	q _e [m ³ · m ⁻³]	φ [m ³ · m ⁻³]	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pkl KWR [-]	VGM · θ _s [m ³ · m ⁻¹]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n	VGM · R ² [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]	
																							cm]
256				Węclawice 2	Cgck	60-90	1,9	47	34	19	gż	0					1						
257	187	54	155	Węclawice 3	Ap	0-20	3,0	61	28	11	gl	1,72	2,590	1,567	0,395	19,050	7	0,399	0,229	1,240	0,967	0,018	
258	188	55	156	Węclawice 3	A2	20-40	1,5	61	26	13	gl	1,37	2,599	1,493	0,425	5,590	7	0,424	0,411	1,248	0,997	0,006	
259	189	56	157	Węclawice 3	AB	40-54	0,8	55	26	19	gl	0,59	2,615	1,536	0,413	36,550	7	0,412	0,635	1,200	0,987	0,011	
260	190	57	158	Węclawice 3	Btg	54-70	0,4	56	21	23	gpi	0,38	2,631	1,586	0,397	19,520	7	0,395	0,520	1,175	0,975	0,014	
261				Węclawice 3	Ck	70-120	1,4	47	33	20	gż	0					0						
262	191		159	Esterpole	Ap	0-24	0,3	93	5	2	plst	0,95	2,640	1,559	0,409		5	0,393	0,210	2,119	0,985	0,018	
263	192		160	Esterpole	B3v	65-87	0	93	6	1	plst	0	2,655	1,496	0,437		5	0,373	0,181	2,948	0,939	0,038	
264	193			Ostoj 3	Ap	0-32	1,7	60	30	10	gl	0,87	2,630	1,596	0,393		4	0,393	2,112	1,134	0,996	0,004	
265	194			Ostoj 3	AE	32-43	3,9	56	29	15	gl	0,42	2,635	1,571	0,404		4	0,404	3,538	1,143	0,999	0,002	
266	195			Ostoj 3	B2t1	55-64	1,7	54	21	25	gpi	0,23	2,686	1,679	0,375		4	0,375	2,632	1,075	1,000	0,000	
267	196			Ostoj 3	B3tg	82-104	1,4	51	23	26	gpi	0,23	2,673	1,742	0,348		4	0,348	1,298	1,051	0,998	0,001	
268	197		161	Dobieszczyn 4	Es	2-7	0	95	4	1	pldr	1,74	2,595	0,955	0,632		5	0,634	36,385	1,149	0,998	0,007	
269	198		162	Dobieszczyn 4	B1sh	7,0-12	0	96	4	0,1	pldr	0,81	2,603	1,368	0,474		5	0,474	4,825	1,303	0,999	0,010	
270	199		163	Dobieszczyn 4	B2s	12,-25	0	97	3	0,1	pldr	0,55	2,640	1,496	0,433		5	0,435	39,399	1,274	0,999	0,006	
271	200		164	Dobieszczyn 4	B1v	25-40	0	98	2	0,1	pldr	0,16	2,645	1,662	0,372		5	0,394	398,263	1,281	1,000	0,001	
272	201			Dobieszczyn 5	ABr	0-10	0	90	10	0,1	pldr	4,22	2,690	1,272	0,527		4	0,528	29,380	1,196	0,999	0,005	
273	202			Dobieszczyn 5	B3r	30-40	0,1	95	2	3	pldr	0,40	2,692	1,353	0,497		4	0,497	7,823	1,227	0,996	0,009	
274	203	58	165	Granowo 3	Ap	0-25	1,0	77	15	8	gndr	0,86	2,626	1,610	0,387		7	0,381	0,422	1,382	0,987	0,014	
275	204	59	166	Granowo 3	E1tg	25-34	1,0	76	16	8	gndr	0,21	2,635	1,750	0,336		7	0,337	0,399	1,386	0,999	0,004	
276	205	60	167	Granowo 3	E/B	34-46	1,0	67	20	13	gpdr	0,20	2,648	1,760	0,335		7	0,334	0,412	1,289	0,999	0,003	
277	206	61	168	Granowo 3	B/E	46-55	1,0	64	17	19	gl	0,41	2,630	1,770	0,327		7	0,328	0,813	1,210	1,000	0,002	
278	207	62	169	Granowo 3	Bt1	55-88	1,0	62	15	23	gpi	0,34	2,627	1,805	0,313		7	0,314	0,399	1,160	0,999	0,002	
279	208	63	170	Granowo 3	B2t	88-107	1,0	60	17	23	gpi	0,42	2,611	1,821	0,303		7	0,304	0,391	1,208	0,998	0,004	
280	209	64	171	Złotniki 1	Ap	0-22	0,8	84	11	5	psdr	0,51	2,642	1,680	0,364		8	0,361	2,274	1,239	0,995	0,008	
281	210	65	172	Złotniki 1	Et	22-42	0,5	87	10	3	psdr	0,38	2,648	1,740	0,343		8	0,343	1,102	1,333	0,997	0,007	
282	211	66	173	Złotniki 1	Bt	42-61	0,3	68	13	19	gpdr	0,12	2,660	1,850	0,305		8	0,296	0,458	1,134	0,955	0,014	
283	212	67	174	Złotniki 1	C1	61-150	0,3	70	13	17	gpdr	0	2,650	1,770	0,332		8	0,331	0,676	1,153	0,975	0,013	
284	213	68	175	Złotniki 2	Ap	0-30	0,7	83	12	5	psdr	0,54	2,641	1,590	0,398		8	0,397	2,776	1,260	0,996	0,008	
285	214	69	176	Złotniki 2	Et	30-51	0,4	82	13	5	psdr	0,41	2,648	1,790	0,407		8	0,410	3,622	1,341	0,999	0,004	
286	215	70	177	Złotniki 2	Bt	51-76	0,5	70	11	19	gpdr	0,35	2,648	1,790	0,324		8	0,320	2,336	1,115	0,929	0,020	
287	216	71	178	Złotniki 2	C1g	76-140	0,3	71	12	17	gpdr	0	2,658	1,890	0,289		8	0,283	0,215	1,135	0,898	0,020	
288	217	72	179	Złotniki 3	Ap	0-33	0,9	84	12	4	psdr	0,56	2,638	1,430	0,458		8	0,465	6,160	1,202	0,978	0,021	

289	218	73	180	Złotniki 3	Et	33-40	0,6	85	11	4	pgdr	0,23	2.648	1.830	0,309	4,671	8	0,301	0,476	1,241	0,958	0,019
290	219	74	181	Złotniki 3	Bt	40-82	0,4	72	10	18	gpdr	0,17	2.659	1.840	0,308	1,959	8	0,302	0,163	1,196	0,989	0,008
291	220	75	182	Złotniki 3	C1g	82-140	0,6	70	13	17	gpdr	0	2.661	1.860	0,301	0,151	8	0,297	0,091	1,267	0,995	0,009
292	221	76	183	Złotniki 4	Ap	0-38	0,9	92	5	3	psdr	0,55	2.639	1.570	0,405	50,625	8	0,414	4,515	1,308	0,995	0,010
293	222	77	184	Złotniki 4	Et	38-54	0,6	94	3	3	pldr	0,15	2.651	1.670	0,370	56,049	8	0,373	2,849	1,379	0,999	0,005
294	223	78	185	Złotniki 4	C1g	87-90	0,3	61	21	18	gl	0,01	2.661	1.820	0,316	2,260	8	0,312	0,308	1,154	0,973	0,012
295	224	79	186	Kleczew 1	Ap	0-31	1,0	76	17	7	gpdr	0,58	2.659	1.570	0,405	19,587	8	0,401	0,186	1,341	0,978	0,020
296	225	80	187	Kleczew 1	Et	31-52	1,0	76	18	6	psdr	0,09	2.662	1.770	0,335	4,972	8	0,331	0,213	1,454	0,947	0,027
297	226	81	188	Kleczew 1	Bt	52-110	1,0	60	21	19	gl	0,12	2.661	1.820	0,316	0,056	8	0,308	0,076	1,171	0,926	0,020
298	227	82	189	Kleczew 1	C1gk	110-165	1,0	43	36	21	gz	0	2.659	1.880	0,293	0,0015	8	0,292	0,291	1,128	0,995	0,004
299	228	83	190	Kleczew 1	C2gk	165-200	1,0	65	20	15	gpdr	0	2.669	2,010	0,247	0,151	8	0,246	0,244	1,172	0,997	0,003
300	229	84	191	Kleczew 2	Ap	0-35	1,0	70	19	11	gpdr	0,99	2.628	1,490	0,433	18,080	8	0,438	2,492	1,193	0,993	0,011
301	230	85	192	Kleczew 2	C1gk	64-83	1,0	70	14	16	gpdr	0,12	2.661	1,820	0,316	7,383	8	0,314	0,675	1,175	0,983	0,011
302	231	86	193	Kleczew 2	C3gk	142-190	1,0	58	24	18	gl	0	2.662	1,850	0,305	0,151	8	0,298	0,069	1,211	0,947	0,018
303	232	194	Kleczew 2	C4gk	190-200	1,0	71	15	14	gpdr	0	2.662	1,962	0,265		8	0,264	0,087	1,235	0,998	0,003	
304	233	195	Kleczew 3	Ap	0-30	1,0	80	16	4	gpdr	1,22	2.615	1,664	0,365		8	0,368	2,377	1,238	0,987	0,013	
305	234	87	196	Kleczew 3	Et	30-50	1,0	78	15	7	psdr	0,15	2.650	1,810	0,317	3,767	8	0,318	1,762	1,251	0,990	0,010
306	235	88	197	Kleczew 3	Bt	50-110	1,0	66	15	19	gpdr	0,15	2.659	1,840	0,308	0,301	8	0,300	0,076	1,164	0,952	0,015
307	236	89	198	Kleczew 3	C1	110-200	1,0	55	25	20	gl	0	2.660	1,891	0,289	0,003	8	0,285	0,136	1,148	0,962	0,012
308	237	199	Kleczew 3	C2	200-250	1,0	94	3	3	pldr	0	2.660	1,760	0,336		8	0,341	2,418	1,423	0,999	0,005	
309	238	90	200	Kleczew 3	C3	250-300	1,0	64	19	17	gl	0	2.657	1,857	0,301	0,104	8	0,299	0,336	1,130	0,969	0,011
310	239	91	201	Miary 20	A1	5	0,1	88	10	2	psdr	3,79	2.620	1,352	0,484	42,618	6	0,491	9,198	1,267	0,988	0,020
311	240	92	202	Miary 24	A1	5	0,2	94	3	3	pldr	0,71	2.650	1,318	0,503	145,749	6	0,507	9,323	1,308	0,992	0,017
312	241	93	203	Miary 27	A1	5	0,2	96	3	1	pldr	0,42	2.650	1,527	0,424	89,498	6	0,434	3,722	1,430	0,989	0,018
313	242	94	204	Miary 29	A1	5	0,2	94	4	2	pldr	2,40	2.590	1,207	0,534	36,893	6	0,536	1,119	1,260	0,971	0,033
314	243	95	205	Miary 32	A1	5	0,1	94	3	3	plsr	0,76	2.650	1,521	0,426	54,550	6	0,437	3,984	1,349	0,991	0,016
315	244	96	206	Miary 35	A1	5	0,1	94	4	2	pldr	0,36	2.650	1,435	0,458	127,854	6	0,460	11,423	1,306	0,995	0,012
316	245	97	207	Miary 36	A1	5	0,2	95	3	2	pldr	3,08	2.630	1,122	0,573	315,424	6	0,582	6,756	1,286	0,986	0,025
317	246	98	208	Miary 39	A1	5	0,2	91	7	2	psdr	1,19	2.640	1,294	0,510	166,213	6	0,522	4,616	1,307	0,990	0,019
318	247	209	Gajewski P1	D2g	100-110	0	34	54	12	2	pyi	2,91	2.631	1,186	0,549		7	0,495	0,002	2,030	0,956	0,035
319	248	99	210	Gajewski P2	D3g	80-90	0	91	7	2	psdr	0,63	2.650	1,508	0,431	36,711	7	0,427	0,372	1,427	0,996	0,010
320	249	100	211	Gajewski P5	D3g	60-80	0	88	9	3	psdr	0,32	2.650	1,562	0,411	42,438	7	0,407	0,297	1,441	0,998	0,007
321	250	101	212	Gajewski P11	D1	40-50	0	94	5	1	plsr	0,38	2.650	1,213	0,542	51,030	7	0,508	0,376	1,613	0,990	0,020
322	251	102	213	Gajewski P13	D1	70-80	0	84	12	4	gpdr	1,58	2.650	1,235	0,534	11,065	7	0,529	0,231	1,366	0,990	0,019
323	252	103	214	Gajewski P15	D1	50-60	0	94	6	0,1	plsr	0,38	2.650	1,620	0,389	76,545	7	0,360	0,374	1,397	0,984	0,017
324	253	104	215	Gajewski P17	D1	50-60	0	91	8	1	pldr	0,55	2.650	1,491	0,437	16,923	7	0,407	0,319	1,375	0,983	0,020
325	254	105	216	Golebin 110P	Ap	0-38	1,2	82	16	2	psdr	0,53	2.640	1,550	0,413	23,693	6	0,408	5,452	1,239	0,995	0,010
326	255	106	217	Golebin 110P	Et	38-57	1,1	67	21	12	gpdr	0,26	2.650	1,770	0,332	46,669	6	0,318	0,700	1,276	0,996	0,008
327	256	107	218	Golebin 110P	Bt	57-91	0,9	58	16	26	gpi	0,13	2.670	1,780	0,333	0,629	5	0,317	0,095	1,203	0,924	0,023
328	257	108	219	Golebin 110P	C	91-150	0,3	68	17	15	gpdr	0,10	2.660	1,780	0,331	0,978	6	0,323	0,519	1,195	0,988	0,011

Nr Bazaek	Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość	Części szkieletowe > 2 mm	F. pískowa/sand [%]	F. pyłowa/silt 0,05-0,002 mm [%]	F. hłow/clay < 0,002 mm [%]	Uziarnienie PTG 2008	C _{org} [%]	q _s [Mg · m ⁻³]	q _e [m ³ · m ⁻³]	φ	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pK _s KWR	VGM · θ [m ³ · m ⁻¹]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n [-]	VGM · R ² [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]
329	258	109	220	Golebin 111Z	Ap	0-30	2,2	84	14	2	pgdr	0,51	2,640	1,760	0,333	4,699	6	0,324	1,322	1,283	0,997	0,006
330	259	110	221	Golebin 111Z	Et	30-58	1,3	82	13	5	pgdr	0,21	2,650	1,600	0,396	17,314	6	0,395	6,072	1,252	0,998	0,006
331	260	111	222	Golebin 111Z	Bt	58-120	0,5	69	18	13	gpdr	0,10	2,650	1,790	0,325	2,148	6	0,311	0,515	1,202	0,979	0,014
332	261	112	223	Golebin 111Z	Ck	120-150	0,7	73	21	6	gpdr	0,08	2,660	1,780	0,331	0,828	6	0,321	0,387	1,263	0,990	0,011
333	262	113	224	Golebin 112	Ap	0-40	2,1	75	17	8	gpdr	0,96	2,630	1,713	0,349	11,439	6	0,345	0,753	1,178	0,962	0,021
334	263	114	225	Golebin 112	AC	40-70	1,3	71	19	10	gpdr	0,36	2,640	1,780	0,326	0,828	6	0,321	0,712	1,187	0,968	0,018
335	264	115	226	Golebin 112	Cgk	70-90	0,3	67	23	10	gpdr	0,06	2,660	1,821	0,315	0,946	6	0,314	0,228	1,253	0,991	0,010
336	265	116	227	Golebin 112	Cgk	110-130	0,6	58	28	14	gl	0,04	2,660	1,880	0,293	0,349	6	0,293	0,092	1,264	0,995	0,007
337	266	117	228	Golebin 116P	A	0-38	1,4	84	14	2	psdr	0,52	2,640	1,540	0,417	26,687	6	0,412	2,627	1,289	0,998	0,007
338	267	118	229	Golebin 116P	Et	38-71	1,0	76	15	9	gpdr	0,20	2,650	1,640	0,381	9,665	6	0,376	3,799	1,224	0,996	0,008
339	268	119	230	Golebin 116P	Bt	71-107	0,5	71	15	14	gpdr	0,12	2,650	1,650	0,377	0,363	6	0,365	1,006	1,187	0,989	0,012
340	269	120	231	Golebin 116P	C	107-150	0,3	72	16	12	gpdr	0,10	2,660	1,810	0,320	0,109	6	0,306	0,722	1,189	0,985	0,012
341	270	121	232	Golebin 117Z	A	0-34	1,5	84	15	1	psdr	0,43	2,640	1,480	0,439	46,865	6	0,440	7,011	1,271	0,998	0,008
342	271	122	233	Golebin 117Z	Et	34-56	1,1	79	17	4	psdr	0,10	2,650	1,720	0,351	4,257	6	0,344	2,983	1,290	0,993	0,011
343	272	123	234	Golebin 117Z	Bt	56-88	0,4	71	14	15	gpdr	0,09	2,650	1,710	0,355	0,846	6	0,337	0,614	1,336	0,990	0,013
344	273	124	235	Darnowo 124P	Ap	0-31	1,1	85	14	1	psdr	0,40	2,652	1,753	0,339	14,063	6	0,327	2,829	1,213	0,979	0,017
345	274	125	236	Darnowo 124P	A	31-42	1,0	86	12	2	psdr	0,60	2,599	1,605	0,382	11,223	6	0,382	5,593	1,232	0,989	0,014
346	275	126	237	Darnowo 124P	Et	42-68	0,8	89	9	2	psdr	0,20	2,653	1,531	0,423	25,997	6	0,424	42,144	1,253	0,996	0,009
347	276	127	238	Darnowo 124P	Big	68-95	0,5	72	13	15	gpdr	0,10	2,652	1,734	0,346	0,810	6	0,331	1,383	1,144	0,943	0,023
348	277	128	239	Darnowo 124P	Cgk	95-150	0,2	67	17	16	gpdr	0	2,660	1,781	0,330	4,261	6	0,327	8,388	1,127	0,977	0,014
349	278	129	240	Darnowo 125Z	A	0-24	1,2	84	13	3	psdr	0,50	2,647	1,637	0,382	10,228	6	0,433	17,399	1,136	0,951	0,026
350	279	130	241	Darnowo 125Z	Et	24-41	1,4	86	12	2	psdr	0,15	2,653	1,672	0,370	10,512	6	0,366	3,525	1,279	0,996	0,009
351	280	131	242	Darnowo 125Z	Big	41-88	0,3	72	14	14	gpdr	0,10	2,651	1,788	0,326	0,469	6	0,312	0,184	1,179	0,935	0,023
352	281	132	243	Darnowo 125Z	Cg	88-150	0,4	72	14	14	gpdr	0	2,651	1,753	0,339	0,767	6	0,323	0,233	1,182	0,955	0,020
353	282	133	244	Golebin 126	A	0-34	1,8	79	17	4	psdr	0,50	2,643	1,687	0,362	6,393	6	0,354	1,026	1,177	0,947	0,025
354	283	134	245	Golebin 126	AC	34-48	0,8	77	13	10	gpdr	0,30	2,681	1,883	0,298	0,654	6	0,285	0,195	1,188	0,935	0,021
355	284	135	246	Golebin 126	Cgk	48-75	0,6	76	14	10	gpdr	0	2,672	1,654	0,381	2,302	6	0,373	0,774	1,226	0,993	0,011
356	285	136	247	Golebin 126	2Cgk	75-150	0,7	88	11	1	psdr	0	2,650	1,710	0,355	0,345	6	0,345	1,079	1,337	0,993	0,010
357	286	136	248	Żelazny Most 2	A	8-43	3	81	16	3	psdr	2,55	2,600	1,050	0,596	83,637	12	0,576	0,959	1,266	0,984	0,023
358	287	137	249	Żelazny Most 2	C	55-88	4	95	3	2	plgr	0,07	2,640	1,620	0,386	194,772	12	0,383	0,914	1,270	0,977	0,022
359	288	138	250	Żelazny Most 2	2Cg	>88	1	55	24	21	gpi	0,12	2,680	1,750	0,347	0,013	12	0,342	0,032	1,210	0,966	0,015
360	289	139	251	Żelazny Most 3	A	10-42	2	62	32	6	gpdr	2,05	2,800	1,260	0,550	6,268	12	0,502	0,416	1,209	0,947	0,032
361	290	140	252	Żelazny Most 3	2Cg	42-70	12	76	13	11	gpdr	0,29	2,660	1,650	0,380	0,829	12	0,370	0,161	1,311	0,996	0,007

362	291	141	253	Żelazny Most 4	A	8-25	1	73	22	5	gpdr	1,95	2.610	1.630	0,376	2.878	12	0,358	0,098	1,249	0,986	0,011
363	292	142	254	Żelazny Most 4	Cg	40-80	0	80	13	7	psgr	0,09	2.670	1.880	0,296	0,603	12	0,279	0,211	1,253	0,989	0,008
364	293	143	255	Żelazny Most 5	A	8-33	13	47	28	25	gpi	1,11	2.650	1.560	0,411	0,075	12	0,393	0,058	1,131	0,987	0,013
365	294	144	256	Żelazny Most 5	Cg	33-64	1	16	25	59	iz	0,45	2.730	1.440	0,473	0,007	12	0,474	0,026	1,287	0,981	0,010
366	295	145	257	Żelazny Most 5	2Cg	64-140	0	16	18	66	ic	0,28	2.720	1.440	0,471	0,013	12	0,469	0,038	1,166	0,980	0,012
367	296	146	258	Żelazny Most 8	A	0-21	4	77	18	5	psgr	0,85	2.640	1.570	0,405	2,366	12	0,386	0,343	1,278	0,983	0,015
368	297	147	259	Żelazny Most 8	2Bw	21-49	5	64	17	19	gz	0,24	2.670	1.660	0,378	4,520	12	0,362	1,146	1,238	0,986	0,012
369	298	148	260	Żelazny Most 8	2C	>49	0	34	40	26	gz	0,21	2.690	1.540	0,428	0,033	12	0,422	1,303	0,986	0,012	
370	299	149	261	Żelazny Most 9	A	5-40	7	78	14	8	psgr	0,98	2.610	1.630	0,376	5,680	12	0,370	1,958	1,196	0,983	0,013
371	300	150	262	Żelazny Most 9	Bw	40-62	4	76	13	11	gpdr	0,34	2.660	1.670	0,372	5,891	12	0,365	1,018	1,242	0,989	0,011
372	301	151	263	Żelazny Most 9	2C	62-110	0	93	3	4	psgr	0,07	2.650	1.460	0,449	19,150	12	0,478	1,157	1,538	0,971	0,029
373	302	152	264	Żelazny Most 11	A	8-27	6	90	7	3	psgr	0,88	2.620	1.650	0,370	37,653	12	0,379	1,152	1,363	0,978	0,019
374	303	153	265	Żelazny Most 11	C1	27-45	13	95	3	2	plgr	0,21	2.650	1.640	0,381	78,876	12	0,387	0,905	1,607	0,987	0,016
375	304	154	266	Żelazny Most 11	C2	45-68	12	96	3	1	plgr	0,07	2.660	1.570	0,410	354,482	12	0,408	1,005	1,780	0,981	0,021
376	305	155	267	Żelazny Most 12	Ag	7-28	0	52	22	26	gpi	1,04	2.630	1.560	0,407	0,045	12	0,388	0,019	1,433	0,968	0,017
377	306	156	268	Żelazny Most 12	Cg	>28	0	55	19	26	gpi	0,15	2.660	1.810	0,320	0,013	12	0,315	0,016	1,336	0,976	0,012
378	307	157	269	Żelazny Most 16	Ag	0-18	6	66	24	10	gpdr	0,96	2.630	1.490	0,434	11,285	12	0,413	0,217	1,263	0,982	0,016
379	308	158	270	Żelazny Most 16	2G	18-29	1	74	18	8	gpdr	0,68	2.630	1.770	0,327	0,392	12	0,322	0,210	1,256	0,980	0,013
380	309	159	271	Żelazny Most 17	A	7-20	2	75	17	8	gpdr	0,44	2.630	1.600	0,392	4,008	12	0,384	0,817	1,275	0,995	0,008
381	310	160	272	Żelazny Most 17	Bw	20-67	2	87	7	6	psgr	0,15	2.640	1.730	0,345	4,234	12	0,351	0,646	1,333	0,988	0,013
382	311	161	273	Żelazny Most 17	2C	>67	9	86	10	4	psgr	0,68	2.640	1.660	0,371	39,611	12	0,366	2,433	1,332	0,970	0,020
383	312	162	274	Żelazny Most 19	A	0-10	11	77	19	4	psgr	0,85	2.620	1.290	0,508	50,113	12	0,495	1,094	1,313	0,991	0,015
384	313	163	275	Żelazny Most 19	2C	45-100	3	66	18	16	gpdr	0,12	2.670	1.730	0,352	0,030	12	0,346	0,182	1,194	0,989	0,009
385	314	164	276	Żelazny Most 19	3Cg	100-145	5	80	11	9	psgr	0,12	2.660	1.860	0,301	0,151	12	0,295	0,189	1,255	0,995	0,006
386	315	165	277	Żelazny Most 22	A	5-28	3	76	20	4	psgr	0,52	2.630	1.710	0,350	17,747	12	0,318	0,160	1,293	0,956	0,020
387	316	166	278	Żelazny Most 22	2AB	28-46	4	72	20	8	gpdr	0,19	2.650	1.870	0,294	0,136	12	0,274	0,143	1,290	0,973	0,013
388	317	167	279	Żelazny Most 22	2Bw	47-80	5	54	19	27	gpi	0,17	2.690	1.690	0,372	0,013	12	0,365	0,134	1,167	0,931	0,021
389	318	280	Komorowo 1	Ap			0	24	37	39	gi	1,77	2.692	1.382	0,487		7	0,471	1,396	1,134	0,992	0,009
390	319	281	Komorowo 1	B1ig			0	20	33	47	iz	0,90	2.575	1.435	0,443		7	0,437	0,061	1,091	0,997	0,003
391	320	282	Komorowo 1	B2ig			0	11	32	57	iz	0,72	2.702	1.439	0,467		7	0,469	2,113	1,032	0,878	0,017
392	321	283	Komorowo 1	Cg			0	9	22	69	ic	0,35	2.642	1.489	0,436		7	0,425	0,080	1,081	0,983	0,006
393	322	284	Sad 17	A1		0-15	0	51	33	16	gz	0,97	2.569	1.471	0,427		7	0,415	1,076	1,181	0,988	0,012
394	323	285	Sad 17	A2		15-21(25)	0	51	33	16	gz	0,97	2.569	1.576	0,386		7	0,385	0,656	1,178	0,996	0,006
395	324	286	Sad 17	EB		21(25)-36(38)	0	41	32	27	gz	0,29	2.716	1.699	0,374		7	0,369	13,615	1,091	0,990	0,007
396	325	287	Sad 17	Bt		36(38)-50(55)	0	37	23	40	gz	0,21	2.651	1.644	0,380		7	0,376	0,479	1,098	0,994	0,005
397	326	288	Sad 17	B1ig		50(55)-92	0	42	17	41	iz	0,24	2.597	1.717	0,339		7	0,334	1,040	1,066	0,987	0,005
398	327	289	Sad 17	B2ig		92-125	0	41,5	19	39,5	gi	0,19	2.700	1.746	0,353		7	0,342	1,714	1,065	0,991	0,006
399	328	290	Sad 17	Cg		125-150	0	41,5	25	33,5	gpi	0,14	2.610	1.780	0,320		7	0,323	1,501	1,106	0,985	0,004
400	329	291	"Żelazna Góra" 1	Eig		3(7)-2,5(28)	0	19	53	28	pyi	1,21	2.582	1.430	0,446		7	0,436	1,008	1,147	0,996	0,006
401	330	292	"Żelazna Góra" 1	B1ig		25(28)-41(50)	0	9	41	50	ipy	0,59	2.636	1.491	0,435		7	0,422	0,055	1,118	0,966	0,011

Nr Bazaek	Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość Depth	Części szkieletowe > 2 mm	F. pískowa/sand 2-0,05 mm	F. pyłowa/silt 0,05-0,002 mm	F. ilowaty/clay < 0,002 mm	Uziarnienie PTG Texture PTG	C _{org} [%]	q _s [Mg · m ⁻³]	q _e [m ³ · m ⁻³]	φ	K _s 20°C [μm · s ⁻¹]	pkt KWR	VGM · θ _s [m ³ · m ⁻¹]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n	VGM · R _s [-]	RMSE [m ³ · m ⁻³]
402	331		293	"Zielona Góra" I	B2lg	41(50)-77	0	9	25	66	ic	0,42	2,641	1,451	0,451	7	0,446	15,322	1,043	0,980	0,007	
403	332		294	"Zielona Góra" I	B3lg	77-113	0	5	43	52	ipy	0,39	2,675	1,526	0,429	7	0,428	0,112	1,085	0,998	0,002	
404	333		295	"Zielona Góra" I	Cg	113-150	0	11	49	40	gpyi	0,24	2,717	1,626	0,402	7	0,401	0,452	1,086	0,992	0,005	
405	334		296	"Zielona Góra" 6	Efg	5(7)-16(20)	0	29,5	42	28,5	gpi	4,60	2,612	1,351	0,483	7	0,468	2,102	1,091	0,988	0,009	
406	335		297	"Zielona Góra" 6	B1t	16(20)-30	0	9,5	15	75,5	ic	0,65	2,636	1,399	0,469	7	0,466	6,958	1,052	0,997	0,003	
407	336		298	"Zielona Góra" 6	B2lg	30-80(90)	0	10	22	68	ic	0,64	2,685	1,426	0,469	7	0,464	0,838	1,053	0,995	0,004	
408	337		299	"Zielona Góra" 6	Cg	110-150	0	7	14	79	ic	0,30	2,717	1,521	0,440	7	0,439	1,874	1,051	0,994	0,004	
409	338		300	Cierzypce 1	Ap	10-20	0,8	53	22	25	gpi	1,98	2,630	1,350	0,487	6	0,485	0,343	1,215	0,994	0,012	
410	339		301	Rudno 9	Ap	10-20	3,5	43	31	26	gz	1,96	2,610	1,400	0,464	6	0,464	0,478	1,238	0,994	0,012	
411	340		302	Gniew 14	Ap	10-20	0	20	42	38	gi	2,33	2,630	1,240	0,529	6	0,502	0,002	1,451	0,964	0,023	
412	341		303	Szprudowo 15	Ap	10-20	0,2	30	30	40	gi	1,63	2,630	1,290	0,510	6	0,487	0,006	1,334	0,967	0,023	
413	342		304	Troksy 1	Ap	0-24	0	33	48	19	gz	2,50	2,778	1,449	0,478	4	0,477	0,138	1,134	0,998	0,004	
414	343		305	Troksy 1	A2	24-38	0	32	47	21	gz	1,62	2,486	1,509	0,393	4	0,396	0,387	1,105	0,925	0,018	
415	344		306	Troksy 1	C	44-150	0	11	29	60	iz	n.o.	2,648	1,538	0,419	4	0,419	0,099	1,060	0,998	0,002	
416	345		307	Troksy 2	Ap	0-24	0	28	47	25	gz	1,65	2,666	1,425	0,465	4	0,456	0,086	1,150	0,979	0,012	
417	346		308	Troksy 2	C1	24-80	0	21	48	31	gi	n.o.	2,685	1,671	0,378	4	0,378	0,064	1,138	0,995	0,004	
418	347		309	Troksy 2	C2	80-150	0	26	36	38	gi	n.o.	2,649	1,620	0,388	4	0,389	0,872	1,066	0,824	0,022	
419	348		310	Pierwagi 1	Ap	0-25	0	68	26	6	gpdr	0,85	2,566	1,540	0,399	4	0,399	9,988	1,135	0,998	0,005	
420	349		311	Pierwagi 1	Bw	25-80	0	54	25	21	gpi	n.o.	2,622	1,693	0,354	4	0,353	0,171	1,125	0,996	0,004	
421	350		312	Pierwagi 1	C	80-150	0	56	24	20	gpi	n.o.	2,531	1,693	0,346	4	0,343	0,147	1,100	0,984	0,006	
422	351		313	Tezewskie Łąki 72	Ap	0-15	0	26	55	19	pyi	7,84	2,204	0,967	0,561	5	0,560	0,261	1,162	0,995	0,008	
423	352		314	Tezewskie Łąki 72	A2	30-35	0	22	55	23	pyi	7,9	2,238	0,988	0,559	5	0,558	0,202	1,158	0,998	0,005	
424	353		315	Tezewskie Łąki 72	C1g	45-50	0	6	43	51	ipy	1,62	2,463	1,138	0,538	5	0,529	0,045	1,174	0,993	0,008	
425	354		316	Trepnowy 32	Ap	10-15	0	54	36	10	gi	1,31	2,681	1,434	0,465	5	0,467	0,186	1,334	0,995	0,009	
426	355		317	Trepnowy 32	C1	40-45	0	70	22	8	gpdr	0,21	2,633	1,616	0,386	5	0,387	0,228	1,183	0,999	0,002	
427	356		318	Trepnowy 32	C2g	65-70	0	68	22	10	gpdr	0,10	2,646	1,479	0,441	5	0,442	0,212	1,328	0,996	0,008	
428	357		319	Kapustowo Stogi 38	Ap	6-12	0	36	42	22	gz	3,23	2,583	1,578	0,389	5	0,382	0,031	1,220	0,997	0,005	
429	358		320	Kapustowo Stogi 38	A2	20-26	0	38	42	20	gz	1,04	2,577	1,631	0,367	5	0,368	0,029	1,224	0,996	0,004	
430	359		321	Kapustowo Stogi 38	AC	45-50	0	22	44	34	gi	0,97	2,619	1,470	0,439	5	0,439	0,027	1,155	0,991	0,007	
431	360		322	Kapustowo Stogi 38	C1g	62-68	0	28	54	18	pyi	0,75	2,653	1,458	0,450	5	0,453	0,159	1,201	0,990	0,014	
432	361		323	Drewnica 58	Ap	10-15	0	41	47	12	gz	1,34	2,584	1,506	0,417	5	0,418	0,223	1,233	0,983	0,010	
433	362		324	Drewnica 58	Bw	40-45	0	32	56	12	pyi	0,74	2,646	1,430	0,460	5	0,461	0,347	1,272	0,994	0,010	
434	363		325	Drewnica 58	C	70-75	0	31	59	10	pyg	0,77	2,660	1,383	0,480	5	0,482	0,197	1,282	0,995	0,009	

435	364	326	Stare Pole 55	Ap	15-20	0	20	55	25	pyi	1,51	2,653	1,498	0,435		5	0,430	0,087	1,098	0,987	0,006
436	365	327	Stare Pole 55	C1g	40-45	0	7	58	35	pyi	0,95	2,660	1,299	0,512		5	0,509	0,055	1,145	0,998	0,003
437	366	328	Stare Pole 55	C2g	60-65	0	7	51	42	ipy	1,05	2,666	1,150	0,569		5	0,566	0,185	1,104	0,992	0,008
438	367	329	Stare Pole 55	C3g	85-90	0	10	64	26	pyi	0,61	2,667	1,404	0,474		5	0,473	0,301	1,092	0,992	0,006
439	368	330	Władysławowo 56	Ap	10-15	0	40	39	21	gz	2,99	2,571	1,289	0,499		5	0,492	0,021	1,166	0,996	0,005
440	369	331	Władysławowo 56	A2	25-30	0	40	38	22	gz	2,93	2,618	1,235	0,528		5	0,529	0,282	1,110	0,974	0,014
441	370	332	Władysławowo 56	C1g	45-50	0	15	44	41	ipy	2,46	2,611	1,080	0,586		5	0,577	0,037	1,122	0,990	0,018
442	371	333	Władysławowo 56	C2g	65-70	0	20	46	34	gi	8,74	2,622	0,691	0,715		5	0,701	0,050	1,144	0,983	0,015
443	372	334	Władysławowo 56	C3g	90-95	0	36	52	12	pyi	0,97	2,646	1,367	0,483		5	0,484	0,378	1,210	0,993	0,010
444	373	335	Jazowa 67	Ap	15-20	0	37	56	7	pyg	1,02	2,632	1,552	0,410		5	0,408	0,169	1,255	0,984	0,014
445	374	336	Jazowa 67	Bw	38-43	0	32	59	9	pyg	0,60	2,604	1,511	0,420		5	0,416	0,103	1,277	0,980	0,016
446	375	337	Jazowa 67	C1	60-65	0	33	56	11	pyg	0,69	2,604	1,346	0,483		5	0,485	0,208	1,241	0,995	0,009
447	376	338	Bronowo 69	Ap	10-15	0	35	50	15	gz	1,07	2,545	1,362	0,465		5	0,463	0,092	1,191	0,994	0,007
448	377	339	Bronowo 69	A2	30-35	0	29	52	19	pyi	0,86	2,647	1,502	0,433		5	0,426	0,052	1,166	0,993	0,007
449	378	340	Bronowo 69	C1g	45-50	0	42	40	18	gz	0,9	2,599	1,404	0,460		5	0,450	0,072	1,155	0,981	0,011
450	379	341	Cedry Male 76	Ap	10-15	0	10	56	34	pyi	2,72	2,457	1,244	0,494		5	0,490	0,028	1,104	0,989	0,006
451	380	342	Cedry Male 76	ACg	40-45	0	9	47	44	ipy	3,24	2,488	1,219	0,510		5	0,509	0,031	1,100	0,999	0,002
452	381	343	Kazimierzowo 18	Ap	10-15	0	64	20	16	gi	3,16	2,538	1,443	0,431		5	0,432	0,284	1,207	0,993	0,008
453	382	344	Kazimierzowo 18	IICg	40-45	0	91	5	4	psdr	0,16	2,538	1,488	0,414		5	0,414	0,657	1,404	0,998	0,005
454	383	345	Zapuszka	Ap	0-27	0	21	73	6	pyg	1,71	2,529	1,368	0,459	4,803	9	0,440	0,044	1,208	0,991	0,008
455	384	346	Zapuszka	Et	27-55	0	12	80	8	pyg	0,44	2,622	1,420	0,458	6,308	9	0,450	0,113	1,255	0,998	0,005
456	385	347	Zapuszka	Etg	55-70	0	14	77	9	pyg	0,23	2,611	1,410	0,460	36,921	9	0,464	0,122	1,290	0,998	0,005
457	386	348	Zapuszka	Big	70-92	0	23	64	13	pyi	0,26	2,612	1,660	0,364		9	0,365	0,017	1,169	1,000	0,001
458	387	349	Zapuszka	BC	92-120	0	20	65	15	pyi	0,13	2,616	1,677	0,359		9	0,359	0,006	1,317	1,000	0,001
459	388	350	Zapuszka	C	120-150	0	14	71	15	pyi	0,14	2,607	1,637	0,372		9	0,372	0,013	1,305	0,998	0,003
460	389	351	Łazy 24	Ap	0-30	0	24	60	16	pyi	0,86	2,573	1,434	0,443	0,559	9	0,446	0,238	1,182	0,997	0,005
461	390	352	Łazy 24	BC	30-55	0	21	64	15	pyi	0,08	2,581	1,571	0,391	0,048	9	0,392	0,300	1,167	1,000	0,001
462	391	353	Łazy 24	C1	55-88	0	19	65	16	pyi	0	2,583	1,603	0,380	0,180	9	0,382	0,332	1,160	0,998	0,004
463	392	354	Łazy 24	C2	88-105	0	20	65	15	pyi	0	2,594	1,612	0,378	2,960	9	0,379	0,192	1,152	0,998	0,003
464	393	355	Łazy 24	C3	105-135	0	19	65	16	pyi	0	2,625	1,637	0,376	0,113	9	0,377	0,187	1,130	0,998	0,003
465	394	356	Łazy 24	C4	135-150	0	18	64	18	pyi	0	2,633	1,645	0,375	0,119	9	0,378	0,067	1,198	0,999	0,003
466	395	357	Zakliczyn pole	Ap	0-28	0	6	80	14	pyi	1,33	2,652	1,508	0,431	1,406	9	0,432	0,049	1,327	0,998	0,005
467	396	358	Zakliczyn pole	Etg	28-45	0	7	79	14	pyi	0,50	2,717	1,483	0,454	10,841	9	0,457	0,075	1,328	0,998	0,005
468	397	359	Zakliczyn pole	Big	45-96	0	10	72	18	pyi	0,10	2,730	1,698	0,378		9	0,382	0,039	1,252	0,997	0,004
469	398	360	Zakliczyn pole	BC	96-115	0	6	76	18	pyi	0,07	2,696	1,676	0,378	0,316	9	0,368	0,022	1,340	0,996	0,005
470	399	361	Zakliczyn pole	C	115-145	0	8	74	18	pyi	0,03	2,736	1,740	0,364		9	0,364	0,017	1,369	1,000	0,001
471	400	362	Zakliczyn 32	Ap	0-20	0	7	81	12	pyz	1,71	2,630	1,434	0,455	1,262	9	0,457	0,060	1,284	0,999	0,004
472	401	363	Zakliczyn 32	Et	20-38	0	7	82	11	pyz	0,47	2,672	1,559	0,417	14,063	9	0,417	0,076	1,286	1,000	0,002
473	402	364	Zakliczyn 32	E/B	38-54	0	7	75	18	pyi	0,10	2,677	1,628	0,392	10,841	9	0,380	0,096	1,174	0,994	0,005
474	403	365	Zakliczyn 32	Big	54-94	0	8	73	19	pyi	0,06	2,655	1,654	0,376	0,413	9	0,377	0,126	1,145	0,999	0,002

Nr Bazaek pf	Nr Bazaek Ks	Nr Bazaek WPD	Profile	Poziom genetyczny	Głębokość	Depth [cm]	Części szkieletowe > 2 mm	F. fiaskowa/sand 2-0,05 mm	F. pyłowa/silt 0,05-0,002 mm	F. ilow/clay < 0,002 mm	Uziarnienie PTG Texture PTG	Corg [%]	qs [Mg · m ⁻³]	qc [m ³ · m ⁻¹]	φ [m ³ · m ⁻¹]	Ks 20°C [μm · s ⁻¹]	pki KWR [-]	VGM · θ [m ³ · m ⁻¹]	VGM · α [Kpa ⁻¹]	VGM · n [-]	VGM · R ² [-]	RMSE [m ³ · m ⁻¹]								
																							BC	C	A	AEg	E/Bg	Big	BCg	IICg
475	404	188	366	Zakliczyn 32	BC	94-110	0	8	75	17	pvi	0	2,693	1,692	0,372	0,316	9	0,374	0,081	1,174	0,999	0,002								
476	405	189	367	Zakliczyn 32	C	110-130	0	6	77	17	pvi	0	2,688	1,747	0,350	0,457	9	0,351	0,068	1,173	0,999	0,002								
477	406	190	368	Krempachy 6	A	0-15	0	18,3	75,0	6,7	pyg	1,38	2,497	1,422	0,430	4,022	9	0,433	0,103	1,244	0,998	0,005								
478	407	191	369	Krempachy 6	AEg	15-25	0	17,7	73,6	8,7	pyg	1,01	2,538	1,558	0,386	29,531	9	0,387	0,312	1,165	0,998	0,004								
479	408	192	370	Krempachy 6	E/Bg	25-35	0	13,4	75,8	10,8	pyg	0,10	2,563	1,509	0,412	6,457	9	0,414	0,318	1,178	0,998	0,005								
480	409	193	371	Krempachy 6	Big	35-46	0	11,0	77,0	12,0	pvi	0,10	2,635	1,692	0,358	0,019	9	0,359	0,156	1,175	0,998	0,003								
481	410	194	372	Krempachy 6	BCg	46-60	0	9,7	78,5	11,8	pyg	0,06	2,650	1,696	0,355	0,009	9	0,356	0,177	1,152	0,998	0,003								
482	411	195	373	Krempachy 6	IICg	60-85	0	16,3	71,2	12,5	pvi	0	2,589	1,825	0,295	0,009	9	0,295	0,009	1,255	1,000	0,001								
483	412	196	374	Krempachy 6	IIC2	85-100	0	14,8	70,3	14,9	pvi	0	2,603	1,680	0,355	0,009	9	0,356	0,425	1,087	0,998	0,002								
484	413	197	375	Frydman (dół) 9	Apg	0-15	0	22	64	14	pvi	1,90	2,520	1,480	0,413	0,584	9	0,414	0,088	1,243	0,998	0,004								
485	414	198	376	Frydman (dół) 9	AEg	15-32	0	22	65	13	pvi	0,86	2,640	1,530	0,420	1,786	9	0,422	0,113	1,236	0,998	0,005								
486	415	199	377	Frydman (dół) 9	EIlg	32-45	0	20	67	13	pvi	0,10	2,660	1,530	0,425	0,605	9	0,428	0,867	1,157	0,995	0,007								
487	416	200	378	Frydman (dół) 9	Big	45-60	0	17	65	18	pvi	0,05	2,620	1,710	0,347	0,274	9	0,348	0,682	1,095	0,998	0,002								
488	417	201	379	Frydman (dół) 9	BCg	60-75	0	19	62	19	pvi	0	2,660	1,790	0,327	0,455	9	0,328	1,515	1,071	0,998	0,002								
489	418	202	380	Frydman (dół) 9	C	75-105	0	20	59	21	pvi	0	2,640	1,790	0,322	0,396	9	0,322	1,425	1,084	0,998	0,002								
490	419	203	381	Frydman (dół) 9	2C	105-140	0	23	57	20	pvi	0	2,601	1,880	0,277	1,050	9	0,278	1,095	1,047	0,995	0,002								
491	420		382	Grodzisko Górze 1	A	0-7	0	70	27	3	gpstr	2,84	2,625	1,260	0,520		7	0,518	0,181	1,336	0,971	0,031								
492	421		383	Grodzisko Górze 1	Et	7-23	0	65	30	5	gpstr	0,38	2,667	1,600	0,400		7	0,400	0,484	1,293	0,990	0,014								
493	422		384	Grodzisko Górze 1	EIlg	23-33	0	51	37	12	gz	0,28	2,656	1,620	0,390		7	0,392	0,286	1,310	0,995	0,010								
494	423		385	Grodzisko Górze 1	Bt	33-65	0	74	13	13	gpstr	0,16	2,657	1,780	0,330		7	0,310	0,046	1,281	0,977	0,013								
495	424		386	Grodzisko Górze 1	BC	65-	0	57	33	10	gl	0,18	2,545	1,400	0,450		7	0,434	0,078	1,316	0,981	0,019								
496	425	204	387	Grodzisko Górze 2	Ap	0-16	0	50	45	5	gpstr	1,27	2,635	1,660	0,370	1,505	7	0,356	0,038	1,484	0,994	0,009								
497	426	205	388	Grodzisko Górze 2	Bt	16-60	0	51	45	4	gpstr	0,70	2,649	1,510	0,430	5,440	7	0,424	0,159	1,353	0,988	0,017								
498	427	206	389	Grodzisko Górze 2	Bt	60-	0	56	39	5	gpdr	0,20	2,643	1,850	0,300	0,336	7	0,276	0,008	1,853	0,967	0,017								
499	428	207	390	Czesławice 3	Ah	0-4	0	42	49	9	gz	3,61	2,615	1,020	0,610	6,713	7	0,567	2,604	1,156	0,966	0,029								
500	429	208	391	Czesławice 3	AE	4-24	0	20	64	16	pvi	0,67	2,625	1,260	0,520	19,907	7	0,512	0,514	1,203	0,997	0,009								
501	430	209	392	Czesławice 3	Blu	24-50	0	20	58	22	pvi	0,37	2,623	1,390	0,470	18,287	7	0,469	0,325	1,191	0,978	0,019								
502	431	210	393	Czesławice 3	B2t	50-80	0	32	55	13	pvi	0,13	2,630	1,420	0,460	2,778	7	0,448	0,108	1,318	0,993	0,012								
503	432	211	394	Czesławice 3	C	80-	0	84	6	10	gpbdtr	0,15	2,660	1,410	0,470	1,852	7	0,447	0,057	1,345	0,981	0,020								
504	433	212	395	Czesławice 4	Ap	0-15	0	21	69	10	pyg	1,42	2,667	1,520	0,430	1,389	7	0,419	0,058	1,304	0,996	0,007								
505	434	213	396	Czesławice 4	Et	15-25	0	16	78	6	pyg	0,54	2,667	1,600	0,400	1,852	7	0,382	0,017	1,620	0,991	0,012								
506	435	214	397	Czesławice 4	Bt	25-35	0	39	45	16	gz	0,21	2,667	1,520	0,430	1,273	7	0,414	0,092	1,243	0,994	0,009								
507	436	215	398	Czesławice 4	C	35-	0	24	64	12	pvi	0,11	2,667	1,440	0,460	1,968	7	0,445	0,051	1,408	0,977	0,023								

BIBLIOGRAFIA

- Addiscott T.M., Whitmore A.P., 1987. Computer simulation of changes in soil mineral nitrogen and crop nitrogen during autumn, winter and spring. *Journal of Agricultural Science* 109, 141–157.
- Agus S.S., Leong E.C., Rahordjo H., 2001. Soil water characteristics curves of Singapore residual soils. *Geotechnical and Geological Engineering* 19, 285–309.
- Ahuja L.R., Cassel D.K., Bruce R.R., Barnes B.B., 1989. Evaluation of spatial distribution of hydraulic conductivity using effective porosity data. *Soil Science* 148, 404–411.
- Ahuja L.R., Naney J.W., Green R.E., Nielsen D.R., 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Science Society of America Journal* 48, 699–702.
- Aimrun W., Amin M.S.M., Eltaib S.M., 2004. Effective porosity of paddy soils as an estimation of its saturated hydraulic conductivity. *Geoderma* 121, 197–203.
- Aitken A.P., 1973. Assessing systatic errors in rainfall runoff models. *Journal of Hydrology* 20, 121–136.
- Akaike H., 1973. *Information theory and an extension of maximum likelihood particle*. Second International Symposium on Information Theory, Budapest, 267–281.
- Andalski B.J., Scanlon B.R., 2002. Termocouple psychrometry (podrozdz. 3.2.3). In: *Methods of soil analysis*. Part 4, *Physical methods*, J.H. Dane, G.C. Topp (eds), SSSA, Madison, WI USA, 609–642.
- Anderson M.G., Howes S., Kneale P.E., Shem J.M., 1985. On soil water retention curve sand hydrological forecasting in ungauged catchments. *Nordic Hydrology* 16, 11–32.
- Andrews S.S., Karlen D.L., Cambardella C.A., 2004. The soil management assessment framework: A quantitative soil quality evaluation method. *Soil Science Society of America Journal* 68(6), 1945–1962.
- Asay D.B., Kim S.H., 2006. Effects of adsorbed water layer structure on adhesion force on silicon oxide nanoasperity contact in humid ambient. *Journal of Chemical Physics* 123, 174712, pp. 5 [doi: 10.1063/1.2192510].
- Assouline S., Tessier D., Bruand A., 1998. A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resources Research* 34, 2, pp. 223.
- Baker L., Ellison D., 2008. Optimisation of pedotransfer functions using an artificial neural network ensemble method. *Geoderma* 144, 212–224 [doi: 10.1016/j.geoderma.2007.11.016].
- Balland V., Pollacco J.A.P., Arp P.A., 2008. Modeling soil hydraulic properties for a wide range of soil condition. *Ecological Modelling* 219, 300–316 [doi: 10.1016/j.ecolmodel.2008.07.009].
- Bartoszewicz A., 2004. *Wpływ zadrzewień śródpolnych na fizykochemiczne i chemiczne właściwości gleb oraz chemizm wód gruntowych i powierzchniowych na obszarach wiejskich*. Raport z projektu KBN 3 PO6S 070 23, na prawach rękopisu.
- Batjes N.H., 1996. Development of world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma* 71(1–2), 31–52.
- Batjes N.H., 2002. *A homogenized soil profile data set for global and regional environmental research* (WISE, v.1.1). Report 2002/01. International Soil Reference and Information centre,

- Wageningen, <http://www.isric.org/isric/webdocs/docs/ISRIC_Report_2002_01.pdf> [dostęp: 19-10-2009].
- Baver L.D., 1938. Soil permeability in relation to non-capillary porosity. *Soil Science Society of America Journal* 3, 52–56.
- Bear J., 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Dover Publications, Inc., New York, pp. 764.
- Bear J., Verruijt A., 1987. *Modeling groundwater flow and pollution*. Reidel Publishing Comp., Dordrecht, Holand, pp. 414.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojaska U., Prusinkiewicz Z., 2004. *Badania ekologiczno-gleboznawcze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, pp. 344.
- Benghough A.G., Mullins C.E., 1990. Mechanical impedance root growth: a review of experimental techniques and root growth responses. *Journal of Soil Science* 41, 341–358.
- Beven K., German P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* 18(5), 1311–1325.
- Birkens M., 2001. Spatio-temporal modeling of the soil water balance using a stochastic model and soil profile desorption. *Geoderma* 103, 27–50.
- Black C.A., 1965. Methods of soil analysis. Part 2. Physical Methods. *American Society of Agricultural Inc.*, Madison, WI., USA.
- Blanco-Canqui H., Gantzer C.J., Anderson S.H., Alberts E.E., Ghidry F., 2002. Saturated hydraulic conductivity and its impact on simulated runoff of claypan soils. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1596–1602.
- Børgesen C.D., Schaap M.G., 2005. Point and parameter pedotransfer functions for water retention predictions for Danish soils. *Geoderma* 127, 154–167.
- Bormann H., Breuer L., Gräff T., Huisman J.A., 2007. Analysing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: A comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. *Ecological Modelling* 209(1), 29–40.
- Bouma J., 1980. Field measurements of soil hydraulic properties characterizing water movement through swelling clay soils. *Journal of Hydrology* 45, 149–158.
- Bouma J., 1983. Use of soil survey data to select measurements techniques for soil conductivity. *Agricultural Water Management* 6, 177–190.
- Bouma J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Sciences* 9, 177–213.
- Bouma J., Droogers P., 1999. Comparing different methods for estimating the soil moisture supply capacity of a soil series subjected to different types of management. *Geoderma* 92, 185–197 [doi: 10.1016/S0016-7061(99)00027-0].
- Bouma J., van Lanen J.A.J., 1987. Transfer functions and threshold values: From soil characteristics to land qualities. In: *Quantified land evaluation*, K.J. Beek et al., Int. Inst. *Aerospace Survey and Earth Sciences* (ITC) Publ. 6. ITC, Enschede, the Netherlands, 106–110.
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarowa N.Yu., 2002. *Model of dielectric constant of bound water in soil for applications of microwave remote sensing*. Progress In Electromagnetics Research, PIER 35, 251–269, <<http://ceta.mit.edu/PIER/pier35/10.0104243.Borjarskii.pdf>>, [dostęp: 12-06-2009].
- Brady N.C., Weil R.R., 2008. *The nature and properties of soil*. 14th ed. Pearson Prentice Hall, pp. 965.
- Brakensiek D.L., Rawls W.J., Stephenson G.R., 1984. *Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils*. ASAE paper No. PNR-84203, St. Joseph, MI.
- Braudeau E., Mohtar R.H., 2009. Modelling the soil system: Bridging the gap between pedology and soil-water physics. *Global and Planetary Change* 67(1–2), 51–61 [doi: 10.1016/j.gloplacha.2008.12.002].

- Brewer R., 1964. *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley & Sons, New York, pp. 470.
- Briggs L.J., Shantz H.L., 1912. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination, USDA Bur. *Plant Ind. Bull.* 230.
- Brooks R.H., Corey A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper* 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Buchter B., Hinz C., Flühler H., 1994. Sample size determination of coarse fragment content in a stony soil. *Geoderma* 63(3/4), 265–275.
- Bui E.N., Smettem K.R.J., Moran C.J., Williams J., 1996. Use of soil survey information to assess regional salinization risk using geographical information systems. *Journal of Environmental Quality* 25, 433–439.
- Burdine N.T., 1953. Relative permeability calculations from pore size distribution data. *Petroleum Transport*, AIME, 198, 71–77.
- Calzolari C., Ungaro F., Busoni E., Filippi N., Guermandi M., Tarocco P., Brenna S., Michelutti G., Piazzini M., Vinci I., 2000. *The SINA project in the Padano-Veneto basin*. Proc. Int. Congress “Vulnerabilità e Sensibilità dei Suoli”, 18–21 oct. 1999, Firenze, 287–307.
- Campbell G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science Society of America Journal* 117, 311–314.
- Campbell G.S., 1985. *Soil physics with BASIC-transport models for soil-plant systems*. *Developments in Soil Science* 14, Elsevier, New York.
- Carman P.C., 1937. Fluid flow through granular beds. *Trans. Inst. Chem. Eng.* 15, 150–166.
- Carman P.C., 1956. *Flow of gases through porous media*. Butterworths Scientific Publ., London, pp. 182.
- Cazemier D., Lagacherie P., Martin-Clouaire R., 2001. A possibility theory approach for estimating available water capacity from imprecise information contained in soil databases. *Geoderma* 103(1–2), 113–132.
- Chang H., Uehara G., 1994. Application of fractal geometry to estimate soil hydraulic properties from the particle-size distribution. In: *Proceedings of the international workshop on indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), University of California, Riverside, CA, 125–137.
- Childs E.C., Collis-George N., 1950. The permeability of porous materials. *Proceedings of the Royal Society*, London, Ser. A. 201, 392–405.
- Cieśliński Z., Miatkowski Z., Roguski W., 1988. Określanie charakterystycznych stanów uwilgotnienia gleb ciężkich na podstawie składu granulometrycznego, zawartości próchnicy i gęstości gleby. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, Ser. F, 80(2–4), 9–22.
- Clark M.M., 1996. *Transport Modeling for Environmental Engineers and Scientists*. Wiley Interscience, New York, pp. 559.
- Comegna V., Damiani P., Sommella A., 2000. Scaling the saturated hydraulic conductivity of a vertical ustorthens soil under conventional and minimum tillage. *Soil and Till. Res.* 54, 1–9.
- Cornelis W.M., Ronsyn J., van Meirvenne M., Hartmann R., 2001. Evaluation of pedotransfer function for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Science Society of America Journal* 65, 638–648.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984. A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research* 20, 682–690.
- Cover T., Thomas J.A., 1991. *Elements of Information Theory*. John Wiley & Sons, New York.
- Crawford J.W., 1994. The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. *European Journal of Soil Science* 45, 493–502.
- Cresswell H.P., Pierret C., Brebner P., Paydar Z., 2000. *The SH-ProVI.03 software for predicting and analyzing soil hydraulic properties*. CSIRO Land and Water, Canberra, Australia.

- Dagan G., 1986. Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale. *Water Resources Research* 22(9), 120S–134S.
- Dane J.H., Puckett W., 1994. Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information. In: *Proceedings of the International Workshop on Indirect Method for Estimation Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), University of California, Riverside CA, 389–403.
- Darcy H., 1856. Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon. Dalmont, Paris. In: *H. Darcy – Publiczne źródła wodociągowe miasta Dijon*, M. Marciniak (ed.), tłumaczenie z jęz. franc. A. Michalska, Wyd. Nauk. Bogucki, Poznań 2006, pp. 92.
- Das B.S., Haws N.W., Rao P.S.C., 2005. Defining geometric similarity in soils. *Vadose Zone Journal* 4, 264–270 [doi: 10.2136/vzj2004.0113].
- da Silva A.P., Kay B.D., Perfect E., 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 1775–1781.
- De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W., 1983. Water retention equation and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Canadian Journal of Soil Science* 63, 291–302.
- Denton M., Onsoy S., Harter T., Hopmans J.W., Horwath W.R., 2004. *Long-term nitrate leaching below the root zone in California tree fruit orchards*. Technical Completion Report to University of California Water Res. Center., pp. 128.
- Dexter A.R., 2004a. Soil physical quality. Part I: Theory, effects of soil texture, density and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* 120, 201–214.
- Dexter A.R., 2004b. Soil physical quality. Part II: Friability, tillage, tith and hard-setting. *Geoderma* 120, 215–226.
- Dexter A.R., Czyż E.A., Gate O.P., 2004. Soil structure and the saturated hydraulic conductivity of subsoils. *Soil and Till. Res.* 79, 185–189.
- Dobrzański B., Witkowska-Walczak B., 1981. Water permeability as a factor of the soil structure. *Roczniki Gleboznawcze* XXXII, 3, 17–24.
- Dullien F.A.L., 1992. *Porous Media: Fluid Transport and Pore Structure*, 2nd ed. Academic Press Inc., San Diego, USA.
- Durner W., 1992. Predicting the unsaturated hydraulic conductivity using multi-porosity water retention curves, 185–202. In: *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), University of California, Riverside.
- Durner W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research* 30, 211–223.
- Durner W., 1995. *SHYPPFIT 0.22 User's Manual*. Research Report 95.1, Department of Hydrology, University of Bayreuth, D-95440 Bayreuth, Germany (rev. November 26, 2001), pp. 25.
- Durner W., Flühhler H., 2005. Soil hydraulic Properties. Rozdział 74 w: *Encyclopedia of hydrological Science*, M.G. Anderson, J.J. McDonnell (eds), J. Wiley & Sons, Chichester, England, pp. 17.
- Eijkel J.C.T., van den Berg A., 2005. *Water in micro- and nanofluidics systems described using the water potential*. The Royal Society of Chemistry 5, 1202–1209.
- Eikelkamp, 1998. *Instruction of permeameter, Eijkelkamp, Agrisearch Equipment*. Wageningen, Holland.
- Erlick D.E., Sheard R.W., Baumgartner N., 1981. *A simple procedure for determining the hydraulic conductivity and water retention of putting green soil mixtures*. Proc. IV Int. Turfgrass Research Conf. Guleph, Ontario, Canada, 189–200.
- ESBN-EC, European Soil Bureau Network and the European Commission, 2004. European Soil Database (v.1.0), ISBN 92-894-1947-4, EUR 20972 EN.

- Espeby B., 1990. An analysis of saturated hydraulic conductivity in a forested glacial till slope. *Soil Science* 150(2), 485–494.
- European Soil Bureau, 2004. Soil Geographical database of Eurasia. version 4 beta, 25/09/2001 & pedotransfer rules 2.0. Topsoil available water capacity. European Soil Bureau-JRC-European Commission.
- Felton G.K., Ali M., 1992. Hydraulic parameter response to incorporated organic matter in the B-horizon. *Transactions of the ASAE* 34(4), 1153–1160.
- Fox D.G., 1981. Judging air quality model performance: A summary of the AMS workshop on dispersion model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society* 62, 599–609.
- Franzmeier D.P., 1991. Estimation of hydraulic conductivity from effective porosity data for some Indiana soils. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1801–1803.
- Fredlund M.D., Wilson G.W., Fredlund D.G., 1998. *Estimation of hydraulic properties of an unsaturated soil using a knowledge-based system*. Proceedings of the Second International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT '98, Beijing, China, August 27–30.
- Gajewski P., 2005. *Budowa morfologiczna i właściwości gleb hydrogenicznych Doliny Grójeckiej w strefach oddziaływania odkrywek węgla brunatnego KWB KONIN*. Tezy rozprawy doktorskiej, KG AR w Poznaniu, na prawach rękopisu.
- Gardner W.R., 1956. *Mathematics of isothermal water conduction in unsaturated soils*. Highway Research Board Special Report 40 International Symposium on Physico-Chemical Phenomenon in Soils. Washington D.C. 78–87.
- Gardner W.R., 1958. Some steady-state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85, 228–232.
- Garmann P.F., 2005. Macropores and macropore flow. Kinematic wave approach. In: *Encyclopedia of soils in the environment*, D. Hollel (ed.), four volume set, 1–4, Elsevier, 393–402.
- Gee G.W., Ward A.L., Zhang G.S., Camppbell G.S., Mathison J., 2002. The influence of hydraulic nonequilibrium on pressure plate data. *Vodose Zone Journal* 1, 172–178.
- Gerke H.H., van Genuchten M.Th., 1993. A dual porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research* 21, 990–996.
- Gimenez D., Allmaras R.R., Huggins D.R., Nater E.A., 1997a. Prediction of the saturated hydraulic conductivity-porosity dependence using fractals. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1285–1292.
- Gimenez D., Perfect E., Rawls W.J., Pachepsky Ya., 1997b. Fractal models for predicting soil hydraulic properties: a review. *Engineering Geology* 48, 163–183.
- Gimenez D., Rawls W.J., Pachepsky Y.A., Wall J.P.C., 1997c. *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.
- Gnatowski T., 2001. *Ocena właściwości retencyjnych i hydraulicznych w utworach torfowych i murszowych z obszaru doliny Biebrzy*. SGGW, Warszawa, praca doktorska.
- Gnatowski T., Szatyłowicz J., Brandyk T., Kechavarzi C., 2009. Hydraulic properties of fen peat soils in Poland. *Geoderma* 154 (3–4), 188–195 [doi: 10.1016/j.geoderma.2009.02.021].
- Grable A.R., Siemer E.G., 1968. Effect of bulk density, aggregate size and soil water suction in the rooting zone limit crop growth. *Aspects of Applied Biology* 22, 173–181.
- Grant S.A., 2003. Extension of a temperature effects model for capillary pressure saturation relations. *Water Resources Research* 39 (1), SBH 1-1–SBH 1-10 [doi: 101029/2000WR000193].
- Grant S.A., Bachmann J., 2002. Effect of temperature on capillary pressure. In: *Heat and Mass Transfer in the Natural Environment, A Tribute to J.R. Philip*, D. Smiles (ed.), *American Geophysical Society*, Washington D.C., pp. 33.

- Gregson K., Hector D.J., McGowan M., 1987. A one-parameter model for the soil water characteristic. *Journal of Soil Science* 38, 483–486.
- Groenevelt P.H., Grant C.D., 2004. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. *European Journal of Soil Science* 55, 479–485 [doi: 10.1111/j.1365-2389.2004.00617.x].
- Gupta R.K., Rudra R.P., Dickinson W.T., Patni N.K., Wall G.J., 1993. Comparison of saturated hydraulic conductivity measured by various field methods. *Trans. ASAE* 36, 51–55.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content and bulk density. *Water Resour. Res.* 15, 1633–1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977. *Water retention, porosity and density of field soils*. Technical Monograph 9, Soil Survey of England and Wales, Harpenden, pp. 75.
- Hamblin A.P., 1985. The influence of soil structure on water movement, crop root growth, and water uptake. *Advances in Agronomy* 38, 95–158.
- Han Han, Giménez D., Lilly A., 2008. Textural averages of saturated hydraulic conductivity predicted from water retention data. Elsevier. *Geoderma* 146, 121–128.
- Harris R.F., 1981. Effect of water potential on microbial growth and activity. In: *Water potential relations in soil microbiology*, J.F. Parr, W.R. Gardner, L.F. Elliott (eds), ASA, Madison, WI, 23–95.
- Haverkamp R., Leij F.J., Fuentes C., Sciortino A., Ross P.J., 2005. Soil Water Retention: I. Introduction of a shape index. *Soil Science Society of America Journal* 69, 1881–1890.
- Haverkamp R., Zammit C., Bouraoui F., Rajkai K., Arrue J.L., 1997. GRYZLY, Grenoble soil catalogue. *Soil survey of field data and descriptions of particle size, soil water retention and hydraulic conductivity function*. Grenoble Cédex, France.
- Heise H.R., Haas H.J., Jensen L.R., 1955. Soil moisture studies of some Great Plains soils: II. Field capacity as related to 1/3 atmosphere percentage and “minimum point” as related to 15- and 26-atmosphere percentages. *Soil Science Society of America Journal* 34, 20–25.
- Hennings V., Müller U., Tietje O., 1997. Evaluation of pedotransfer functions using the laboratory database of a soil information system. In: *The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe*, A. Bruand, O. Duval, J.H.M. Wösten, A. Lilly (eds), Proceedings of the Second Workshop “Using Existing Soil Data to Derive Hydraulic Parameters for Simulation Models in Environmental Studies and in Land Use Planning”, Orleans, France. 10–12 Oct. 1996. INRA, Orle’ans and EC/JRC Ispra, 125–134.
- Heuvelink G., 2003. The Definition of Pedometrics. *Pedometron* 15, 11–12, <<http://www.pedometrics.org/pedometron/pedometron15.pdf>>, [dostep: 5.04.2009].
- Hilhorst M.A., Dirksen C., Kampers F.W.H., Feddes R.A., 2001. Dielectric relaxation of bound water versus soil matric pressure. *Soil Science Society of America Journal* 65, 311–314.
- Hillel D., 2003. *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier, USA, pp. 494.
- Hodnett M.G., Tomasella J., 2002. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma* 108, 155–180.
- Hoffmann-Riem H., van Genuchten M.Th., Flühler H., 1999. A general model of the hydraulic conductivity of unsaturated soils. In: *Characterization and measurements of the hydraulic properties of unsaturated porous media*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), Proc. of Int. Workshop, 22–24 Oct. 1997, Dep. of Envir. Sci., University of California, Riverside, 1, 31–42.
- Hopmans J.W., Overmars B., 1986. Presentation and application of an analytical model to describe soil hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 87, 135–145.
- Huberty M.R., Pillsbury A.F., 1943. Solid, liquid, gaseous phase relationships of soils on which avocado trees have declined. *American Society for Horticultural Science* 42, 39–45.

- Hursh C.R., Hoover M.D., 1941. Soil profile characteristics pertinent to hydrologic studies in the southern Appalachians. *Soil Science Society of America Journal* 6, 414–422.
- Hutson J.L., 1986. Water retentivity of some South African soils in relation to particle size criteria and bulk density. *South African Journal of Plant Soil* 3, 151–155.
- Hutson J.L., Cass A., 1987. A retentivity function for use in soil–water simulation models. *European Journal of Soil Science* 38, 105–113.
- Imam B., Mayr T., Schaap M., Wösten H., Scholes B., 1999. *Comparison of pedotransfer function to compute water holding capacity using the van Genuchten model in inorganic soil; IGBP-DIS working paper 22.IGBP-DIS*. Toulouse, Cedex, France, pp. 37.
- Ippisch O., Vogel H.J., Bastian P., 2006. Validity limits for the van Genuchten-Mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation. *Advanced Water Resources* 29, 1780–1789.
- ISO 12274, 1998. *Soil quality determination of the water–retention characteristic. Laboratory methods*, pp. 20.
- Israelson O.W., West F.L., 1922. Water holding capacity of irrigated soils. *Utah State Agricultural Experiment Station Bulletin* 183, 1–24.
- IUSS Working Group WRB, 2006. *World reference base for soil resources 2006. World Soil Resources Reports* 103. FAO, Rome 15, pp. 128.
- Iversen B.V., Moldrup P., Schjønning P., Jacobsen O.H., 2003. Field application of portable air permeameter to characterize spatial variability in air and water permeability. *Vadose Zone Journal* 2, 618–626.
- Iwanek M., Kowalski D., Olszta W., 2004. Obliczanie współczynnika przewodnictwa hydraulicznego metodą Van Genuchtena-Mualema w oparciu o parametry krzywej retencji wodnej. *Acta Agrophysica* 106, 3(3), 487–500.
- Jabro J.D., 1992. Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data. *Trans. ASAE* 35, 2, 557–560.
- Jadczyzsyn J., Niedźwiecki J., 2005. Relation of saturated hydraulic conductivity to soil losses. *Polish Journal of Soil Science* 14(4), 431–435.
- Jamison V.G., 1942. Structure of a Dunkirk silty clay loam in relation to pF moisture measurements. *J. Am. Soc. Agron.* 34, 307–321.
- Jansen M.E., Burman R.D., Allen R.G. (eds), 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE, *Manual and Reports on Engineering Practice* 70, pp. 332.
- Jarvis N.J., 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science* 58, 523–546 [doi: 10.1111/j.1365-2389.2007.00915.x].
- Jarvis N.J., Hollis J.M., Nicholls P.H., Mayr T., Evans S.P., 1997. MACRO-DB: a decision tool for assessing pesticide fate and mobility in soil. *Environ. Modeling Software* 12, 251–265.
- Jarvis N.J., Jansson P.E., Dik P.E., Messing I., 1991. Modeling water and solute transport in macroporous soil. I. Model description and sensitivity analysis. *European Journal of Soil Science* 42(1), 59–70.
- Jarvis N.J., Zavattaro L., Rajkai K., Reynolds W.D., Olsen P.A., McGechan M., Mecke M., Mohanty B., Leeds-Harrison P.B., Jacques D., 2002. Indirect estimation of near-saturated hydraulic conductivity from readily available soil information. *Geoderma* 108, 1–17.
- Kaczmarek Z., 2001a. Zdolności filtracyjne gleb pływych i czarnych ziem wytworzonych z glin morenowych w rejonach oddziaływania konińskiego zagłębia węglowego. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu CCCXXXV*, 61, 63–76.
- Kaczmarek Z., 2001b. Pojemność wodna oraz zdolności retencyjne gleb pływych i czarnych ziem wytworzonych z glin morenowych w rejonach oddziaływania konińskiego zagłębia węglowego. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu CCCXXXV*, 61, 49–61.

- Kaczmarek Z., Michalik J., Spychalski W., 2004. Wybrane właściwości chemiczne i zawartość rozpuszczalnych w wodzie składników w glebach leśnych pożarzyska Potrzebowice w zależności od sposobu rekultywacji. *Roczniki Gleboznawcze* LV, 2, 201–208.
- Kaczmarek Z., Owczarzak W., Mocek A., 2000. Właściwości fizyczne i wodne gleb pływych i czarnych ziem położonych w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywki „Kazimierz” KWB KONIN. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 56, 265–276.
- Kaczmarek Z., Owczarzak W., Mocek A., 2006. Właściwości fizyczne i wodne uprawnych gleb pływych oraz usytuowanych pod zadrzewieniami śródpolnymi w obrębie agroekologicznego parku krajobrazowego im. Dezyderygo Chłapowskiego. *Journal of Research and Applications in Agricultural Engineering* 51(3), pp. 5.
- Kaszubkiewicz J., Giedroń B., 1993. Przepuszczalność wodna gleb dna stawów rybnych w rejonie Milicza na Dolnym Śląsku. *Roczniki Gleboznawcze* XLIV (3/4), 33–44.
- Kaszubkiewicz J., Wątor I., Kielbowicz J., 2001. Retencja i przepuszczalność wodna w toposekwencjach górskich gleb łąkowych i leśnych. *Roczniki Gleboznawcze* LII (3/4), 33–43.
- Katterer T., Andren O., Jansson P.E., 2005. Pedotransfer functions for estimating plant available water and bulk density in Swedish agricultural soils. *Acta Agriculturae Scandinavica*, Section B – Soil and Plant Sciences, pp. 14.
- Kay B.D., 1990. Rates of change in soil structure under difficult cropping system. *Advanced Soil Science* 12, 1–52.
- Kay B.D., Angers D.A., 2000. Soil Structure. Rozdział 7 In: *Handbook of soil science*, M.E. Sumner (ed.), CRC, Taylor & Francis, Boca Raton, A, 229–276.
- Kaźmierowski C., 1999. *Asocjacje gleb pływych i czarnych ziem w układach toposekwencyjnych falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego*. Niepublikowana praca doktorska wykonana w Katedrze Gleboznawstwa Melioracyjnego Akademii Rolniczej w Poznaniu.
- Kaźmierowski C., 2003. Przydatność różnych charakterystyk składu granulometrycznego gleb do estymacji parametrów równania van Genuchtena. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* CCCLV, 24, 57–66.
- Kaźmierowski C., 2007. *Indirect estimation of plant-available water content limits in selected soils of Wielkopolska Province (Poland)*. 5th Inter. Cong. of the European Soc. for Soil Conserv., June 25–30 2007, Palermo, Changing Soil in a Changing World: the Soils of Tomorrow. C. Dazzi (ed.), Book of abstracts, pp. 425.
- Kaźmierowski C., Spychalski M., Kaczmarek Z., 2006. Accuracy of the indirect methods of hydraulic conductivity estimation in selected Wielkopolska soils. *Roczniki Gleboznawstwa* LVII, 3/4, 55–65.
- Kern J.S., 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal* 59, 1134–1141.
- Kędziora A., 1971. *Zależności sił ssących gleby od jej wilgotności i temperatury*. Niepublikowana praca doktorska wykonana w Instytucie Melioracji Rolnych i Leśnych Wyższej Szkoły Rolniczej w Poznaniu.
- Kędziora A., 1995. *Podstawy agrometeorologii*. PWRiL, Warszawa, pp. 264.
- Khlosi M., Cornelis W.M., Douaik A., van Genuchten M.Th., Gabriels D., 2008. Performance evaluation of models that describe the soil water retention curve between saturation and oven dryness. *Vadose Zone Journal* 7, 87–96 [doi: 10.2136/vzj2007.0099].
- Khlosi M., Cornelis W.M., Gabriels D., Sin G., 2006. Simple modification to describe the soil water retention curve between saturation and oven dryness. *Water Resources Research* 42, W11501 [doi: 10.1029/2005WR004699].
- Klute A., 1986. Water retention: Laboratory methods. In: *Method of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods*, A. Klute (ed.), American Society of Agronomy. *Agronomy Monograph* 9 (2nd edition). Wisconsin, USA, 635–662.

- Klute A., Dirksen C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity. Laboratory methods. In: *Methods of soil analysis*. Part 1. *Physical Methods*, A. Klute (ed.), American Society of Agronomy. *Agronomy Monograph 9* (2nd edition). Wisconsin, USA, 687–734.
- Knotters M., Birkenes M.F.P., 2001. Predicting water table depths in space and time using a regionalized time series model. *Geoderma* 103, 51–77.
- Kociałkowski W.Z., Ratajczak M., 1984. Uproszczona metoda oznaczania kationów wymiennych i kationowej pojemności wymiennej gleby według Mehlich. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 146, 105–116.
- Koekkoek E.J.W., Booltink H., 1999. Neural Network models to predict soil water retention. *European Journal of Soil Science* 50, 489–495.
- Komisja V PTG (Genezy, klasyfikacji i kartografii gleb), 1974. Systematyka gleb Polski. Wyd. III, *Roczniki Gleboznawcze* 25, 1, 1–135.
- Komisja V PTG, 1989, Systematyka gleb Polski, *Roczniki Gleboznawcze* 40, 3/4, 1–150.
- Koorevaar P., Menelik G., Dirksen C., 1983. Elements of soil physics. *Developments in Soil Science* 13, Elsevier, Amsterdam, pp. 228.
- Kosugi K., 1999. General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with log-normal pore-size distribution. *Soil Science Society of America Journal* 63, 270–277.
- Kosugi K., Hopmans J.W., Dane J.H., 2002. Water Retention and Storage-Parametric Models. In: *Methods of Soil Analysis*. Part 4. *Physical Methods*, J.H. Dane, G.C. Topp (eds), *Soil Science Society of American Book Series* 5, 739–758.
- Kozeny J., 1933. *Theorie und Berechnung der Brunner*. Wasserkröft W. Wasser Wirtschaft, 29.
- Kozłowski M., 2007. Reżim wodny gleb i chemizm wód gruntowych w układach katenalnych Pojezierza Poznańskiego. Niepublikowana rozprawa doktorska napisana w Katedrze Gleboznawstwa i Rekultywacji Gleb Akademii Rolniczej w Poznaniu.
- Kravchenko A., Zhang R., 1998. Estimating the soil water retention from particle-size distributions: A fractal approach. *Soil Sciences* 163, 171–179.
- Kullback S., Leibler R.A., 1951. On information and sufficiency. *Annals of Mathematical Statistics* 22, 79–86.
- Kutilek M., 2004. Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil Tillage Research* 79, 175–184.
- Kutilek M., Nielsen D.R., 1994. *Soil hydrology*. Catena-Verlag: Cermelingen-Destedt, pp. 370.
- Kwak J.C.D., Ayub A.L., Sheppard J.D., 1986. The role of colloid science in peat dewatering: Principles and dewatering studies. In: *Peat and water. Aspects of water retention and dewatering in peat*, Ch.H. Fushman (ed.), Kluwer, Springer, 95–118.
- Lado M., Paz A., Ben-Hur M., 2004. Organic matter and aggregate–size interaction in saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal* 68, 234–242.
- Lal R., Shukla M.K., 2004. *Principles of Soil Physics. Books in Soils, Plants and the Environment*. Marcel Dekker, New York and Basel, Hardbound, pp. 716.
- Lamorski K., Pachepsky Y., Sławiński C., Walczak R.T., 2008. Using support vector machines to develop pedotransfer function for water retention of soils in Poland. *Soil Science Society of America Journal* 72(5), 1243–1247.
- Lapen D.R., Topp G.C., Gregorich E.G., Curnoe W.E., 2004. Least limiting water range indicators of soil quality and corn production, eastern Ontario, Canada. *Soil Tillage Research* 78, 151–170.
- Leao T.P., da Silva A.P., 2004. A simplified excel® algorithm for estimating the least limiting water range of soils. *Journal of the Science of Food and Agriculture* 61(6), 649–654.
- Leao T.P., da Silva A.P., Perfect E., Tormena C.A., 2005. An Algorithm for Calculating the Least Limiting Water Range of Soils. *Agronomy Journal* 97, 1210–1215.
- Le Bas C., King D., Daroussin J., 1997. *A tool for estimating soil water available for plants using the 1: 1,000,000 scale soil geographical data base of Europe*. Proceedings of the Int. Conf.

- “Geo-information for sustainable land management (SLM)”. Enschede, 17–21 August 1997, <<http://www.ces.iisc.ernet.in/energy/HC270799/LM/SUSLUP/Thema3/562/562.pdf>>, [dostęp: 5-06-2009].
- Lebron I., Schaap M.G., Suarez D.L., 1999. Saturated hydraulic conductivity as affected by pore size and pore geometry in soils with variable chemical composition. *Water Resources Research* 35(10), 3149–3158.
- Leij F.J., Alves W.J., van Genuchten M.Th., Williams J.R., 1996. *Unsaturated Soil Hydraulic Database – UNSODA 1.0 User’s Manual*. Report EPA/600/R-96/095. U.S. Environmental Protection Agency, Ada, OK, pp. 103.
- Leij F.J., Haverkamp R., Fuentes C., Zatarain F., Ross P.J., 2005. Soil water retention: II. Derivation and application of shape index. *Soil Science Society of America Journal* 69, 1891–1901.
- Letey J., 1985. Relationship between soil physical properties and crop production. *Advanced Soil Science* 1, 277–294.
- Lin H.S., McInnes K.J., Wilding L.P., Hallmark C.T., 1999. Effect of soil morphology on hydraulic properties: I Quantification of soil morphology. *Soil Science Society of America Journal* 63, 955–961.
- Lipiec J., 1983. Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie niektórych właściwości. *Problemy Agrofizyki* 40, pp. 75.
- Liszkowska E., 1996. Wzór Karmana-Cozeny uniwersalnym wzorem na obliczanie współczynnika filtracji. *Geologom* 1, 193–201.
- Loague K., Green R.E., 1991. Statistical and Graphical Methods for Evaluating Solute Transport Models: Overview and Application. *Journal of Contaminant Hydrology* 7, 1/2, 51–73.
- Loll P., Moldrup P., Schjønning P., Riley H., 1999. Predicting saturated hydraulic conductivity from air permeability: Application in stochastic water infiltration modeling. *Water Resources Research* 35, 2387–2400.
- Luckner L., van Genuchten M.Th., Nielsen D.R., 1989. A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. *Water Resources Research* 25, 2187–2193.
- Luxmoore R.J., 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soils. *Soil Science Society of America Journal* 45, 671–672.
- Mallants D., Jacques D., Tseng P.H., van Genuchten M.Th., Feyen J., 1997. Comparison of three hydraulic property measurement methods. *Journal of Hydrology* 199, 295–318.
- Mallants D., Mohanty B.P., Jacques D., Feyen J., 1996. Spatial variability of hydraulic properties in a multilayered soil profile. *Soil Science* 161(3), 167–181.
- Marcinek J., 1995. *Badania gleboznawcze w programie zintegrowanego monitoringu środowiska przyrodniczego. ZMŚP – wytyczne systemu pomiarowego, metody badań*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 197–211.
- Marcinek J., Kaźmierowski C., Komisarek J., 1997a. *Problemy wyznaczania w glebach górnej granicy wody dostępnej dla roślin*. Wydział Nauk Rolniczych i Leśnych 83, PTPN, Poznań, 81–97.
- Marcinek J., Kaźmierowski C., Komisarek J., 1999. Stan zagęszczenia poduprawnych poziomów gleb intensywnie używanych rolniczo. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 290, 20, 127–138.
- Marcinek J., Komisarek J., Kaźmierowski C., Niedźwiecki E., Dąbrowska-Naskręt H., 1997b. *Description of soils in field and applied analytical methods*. Comparison of Polish and German soil classification systems. Symposium and Excursion in Müncheberg – Germany and Szczecin – Poland 5–7.05.
- Marshall T.J., 1959. *Relations between water and soil*. Tech. Comm. 50, Commonwealth Bur. Soils, Harpenden, U.K.

- Martin M.A., Pachepsky Y.A., Rey J.M., Taguas J., Rawls W.J., 2005a. Balanced entropy index to characterize soil texture for soil water retention estimation. Technical articles. *Soil Science* 170(10), 759–766.
- Martin M.A., Rey J.M., Taguas J., 2005b. An Entropy-based heterogeneity index for mass-size distribution in Earth science. *Ecological Modelling* 182, 221–228.
- Mayr T., Jarvis N.J., 1999. Pedotransfer function to estimate soil water retention parameters for a modified Brooks-Corey type model. *Geoderma* 91, 1–9.
- Mbagwu J.S.C., 1997. Quasi-steady infiltration rates of highly permeable tropical moist savannah soils in relation to landuse and pore size distribution. *Soil Technology* 11, 185–195.
- Mbagwu J.S.C., Lal R., Scott T.W., 1984. Effect of artificial desurfacing on Alfisols and Ultisols in southern Nigeria: II. Changes in Soil Physical Properties. *Soil Science Society of America Journal* 48, 834–838.
- McBratney A., Minasny B., 2004. Soil inference system. In: *Development of pedotransfer functions in soil hydrology*, Y. Pachepsky, W.J. Rawls (eds), *Elsevier Series Developments in Soil Science* 30, 323–348.
- McBratney A.B., Minasny B., Cattle S.R., Vervoot R.W., 2002. From pedotransfer function to soil inference systems. *Geoderma* 109, 41–73.
- McBratney A.B., Odeh I.O.A., Bishop T.F.A., Dunbar M.S., Shatar T., 2000. An overview of pedometric techniques for use in soil survey. *Geoderma* 97, 293–327.
- McKeague J.A., 1987. Estimating air porosity and available water capacity from soil morphology. *Soil Science Society of America Journal* 51, 148–152.
- McKeague J.A., Eilers R.G., Thomasson A.J., Reeve M.J., Bouma J., Grossman R.B., Favrot J.C., Renger M., Strebel O., 1984. Tentative assessment of soil survey approaches to the characterization and interpretation of air-water properties of soils. *Geoderma* 34, 69–100.
- Messing I., 1989. Estimation of the saturated hydraulic conductivity in clay soils from soil moisture retention data. *Soil Science Society of America Journal* 53, 665–668.
- Miatkowski Z., Ciesielski Z., 1996. *Zmiany zdolności retencyjnych czarnej ziemi kujawskiej w zależności od zagęszczenia*. Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu.
- Minasny B., McBratney A.B., 2000. Evaluation and development of hydraulic conductivity pedotransfer functions for Australian soil. *Australian Journal of Soil Research* 38, 905–926.
- Minasny B., McBratney A.B., 2001. The neuro-m method for fitting neural network parametric pedotransfer function. *Soil Science Society of America Journal* 66, 352–361.
- Minasny B., McBratney A.B., 2002a. The efficiency of various approaches to obtaining estimates of soil hydraulic properties. *Geoderma* 107, 55–70.
- Minasny B., McBratney A.B., 2002b. Uncertainty analysis for pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science* 53, 417–429.
- Minasny B., McBratney A.B., 2002c. *Neuropac-Neural Networks Package for Fitting Pedotransfer Functions, Technical Note Version 1.0*. Australian Center for Precision Agriculture, University of Sydney, Australia, pp. 19.
- Minasny B., McBratney A.B., 2003. Integral energy as a measure of soil-water availability. *Kluwer Acad. Publ. Plant and Soil* 249, 253–262.
- Minasny B., McBratney A.B., 2007. Estimating the water retention shape parameter from sand and clay content. *Soil Science Society of America Journal* 71(4), 1105–1110.
- Minasny B., McBratney A.B., Bristow K.L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer function for water-retention curves. *Geoderma* 93, 225–253.
- Mocek A., Drzymała S., Maszner P., 2000. *Geneza, analiza i klasyfikacja gleb*. Wyd. Akademii Rolniczej w Poznaniu, pp. 416.
- Mohanty B.P., Bowman R.S., Hendrickx J.M.H., van Genuchten M.Th., 1997. New piecewise-continuous hydraulic functions for modeling preferential flow in an intermittent-flood-irrigated field. *Water Resources Research* 33(9), 2049–2206.

- Mohanty B.P., Shouse P.J., Miller D.A., van Genuchten M.T., 1999. *Soil property measurement: SGP97*, Oklahoma, GSFC Earth Sci. Distrib. Active Arch. Cent., Greenbelt, Md., <http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/SGP97/arssl.html>, [dostęp: 20-04-2008].
- Mohanty B.P., Shouse P.J., Miller D.A., van Genuchten M.Th., 2002. Soil Property Database – Southern Great Plains 1997 Hydrology Experiment. *Water Resources Research* 38(5), 1029/2000WR000076.
- Morel-Seytoux H.J., Nimmo J.R., 1999. Soil water retention and maximum capillary drive from saturation to oven dryness. *Water Resources Research* 35, 2031–2041.
- Mualem Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12, 512–522.
- Naney J.W., Ahuja L.R., Williams R.D., Rawls W.J., 1992. Estimating spatial distribution of hydraulic conductivity in a field using effective porosity. In: *Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, L.J. Lund (eds), U.S. Salinity Laboratory, Department of Soil and Environment Sciences. Riverside, California, 515–527.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology* 10, 282–290.
- Neitsch S.L., Arnold J.G., Kiniry J.R., Williams J.R., 2005. *Soil and water assessment tool theoretical documentation (Version 2005)*. Available at: <<http://www.brc.tamus.edu/swat/>>, [dostęp: 2-08-2009].
- Nelson D.W., Sommers L.E., 1982. *Total carbon, and organic matter. Methods of soil analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties*. Agronomy Monograph 9 (2nd edition), ASA-SSSA, Madison, USA.
- Nemes A., Rawls W.J., Pachepsky Y.A., 2006a. Use of non-parametric nearest-neighbor technique to estimate soil water retention. *Soil Science Society of America Journal* 70, 327–336.
- Nemes A., Rawls W.J., Pachepsky Y.A., van Genuchten M.Th., 2006b. Sensitivity analysis of the nonparametric nearest neighbor technique to estimate soil water retention. *Vodose Zone Journal* 5, 1222–1235 [doi: 10.2136/vzj2006.0017].
- Nemes A., Schaap M.G., Leij F.J., 1999. *UNSODA 2.0-database of unsaturated soil hydraulic properties*. U.S. Salinity Laboratory Riverside CA 92507, USA, pp. 10.
- Nemes A., Schaap M.G., Leij F.J., Wösten J.H.M., 2001. Description of unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. *Journal of Hydrology* 251, 151–162.
- Nemes A., Schaap M.G., Wösten J.H.M., 2002. *Validation of international scale soil hydraulic pedotransfer functions for national scale applications*. 17th WCSS, 14–21 August 2002, Thailand. Paper 934, pp. 10.
- Niedźwiecki J., Czyż E., Dexter A.R., 2006. Przewodność hydrauliczna warstwy ornej w zależności od parametrów fazy stałej gleby. *Pam. Puławski* 142, 297–307.
- Nielsen D.R., Biggar J.W., Erh K.T., 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia* 42, 215–219.
- Nowiński M. 2006. *Budowa, właściwości oraz zmienność przestrzenna gleb wytworzonych z ilów trzeciorzędowych serii poznańskiej*. Raport z grantu KBN nr 3 P06S 036 realizacja 24/10/2002-23/10/2005. KPPL AR Poznań.
- Ochman D., 2005. *Zmiany właściwości fizycznych i fizykochemicznych gleb zachodzących pod wpływem wysokozmineralizowanych wód przesączających się ze składowiska odpadów posłotacyjnych „Żelazny Most”*. Tezy rozprawy doktorskiej, IGiOSG AR we Wrocławiu.
- Or D., Smets B.F., Wraith J.M., Dechesne A., Friedman S.P., 2007. Physical constraints affecting habitats and activity in unsaturated porous media a revive. *Advances in Water Resources* 30, 1505–1527.
- Or D., Tuller M., 2003. Hydraulic conductivity of partially saturated fractured porous media: flow in a cross-section. *Advances in Water Resources* 26, 883–898.

- Or D., Tuller M., Wraith J.M., 2004. *Soil water potential*. Encyclopedia of soils in the environment. Elsevier, 270–277.
- Orzechowski M., 1996. *Właściwości powietrzno-wodne i chemiczne Mad Żuławskich na tle warunków siedliskowych*. Tezy rozprawy doktorskiej, Wydział Rolniczy Akademii Rolniczo-Technicznej im. Michała Oczapowskiego w Olsztynie, na prawach rękopisu.
- Pabin J., Lipiec J., Włodek S., Biskupski A., Kaus A., 1998. Critical soil bulk density and strength for pea seedling root growth as related to other soil factors. *Soil Tillage Research* 46, 203–208.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 1999. Accuracy and reliability of pedotransfer function as affected by grouping soils. *Soil Science Society of America Journal* 63, 1748–1756.
- Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science* 54, 443–451.
- Perrier E.M.A., Bird N.R.A., 2002. Modelling soil fragmentation: the pore solid fractal approach. *Soil Tillage Research* 64, 91–99.
- Petersen L.W., Moldrup P., Jacobsen O.H., Rolston D.E., 1996. Relations between specific surface area and soil physical and chemical properties. *Soil Science* 161, 9–21.
- Polska Norma PN-R-04032 1998. *Gleby i utwory mineralne. Pobieranie próbek i oznaczanie składu granulometrycznego*. Polski Komitet Normalizacyjny, Warszawa, pp. 12.
- Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, 2008. *Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych*. PTG, Wrocław–Warszawa, pp. 10.
- Puckett W.E., Dane J.H., Hajek B.F., 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal* 49(4), 831–836.
- Raats P.A.C., 1992. A superclass of soils. In: *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), Proc. Int. Worksh. 11–13 Oct. 1989 University of California, Riverside, CA, 45–51.
- Radcliff D.E., Rasmussen T.C., 2000. Soil water movement (rozdz. 4). In: *Handbook of soil science*, M.E. Sumner (ed.), CRC, Tylor & Francis, Boca Raton–London–NY, A87–A127.
- Rajkai K., Kabos S., van Genuchten M.Th., 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. *Soil Tillage Research* 79, 145–152.
- Ratliff L.F., Ritchie J.T., Cassel D.K., 1983. A survey of field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties. *Soil Science Society of America Journal* 47, 750–775.
- Rawls W.J., Ahuja L.R., Brakensiek D.L., 1992. Estimation soil hydraulic properties from soil data. In: *Indirect method for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*, M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, L.J. Lund (eds), University of California, Riverside, CA, 329–340.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: *Watershed management in the eighties*, E.B. Jones, T.J. Ward (eds), Proc. Irrig Drain. div., ASCE, Denver, CO. 30 April–1 May 1985. American Society of Civil Engineers, New York, 293–299.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Logsdon S.D., 1993. Predicting saturated hydraulic conductivity utilizing fractal principles. *Soil Science Society of America Journal* 57, 1193–1197.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans ASAE* 25(5), 1316–1320.
- Rawls W.J., Gimenez D., Grossman R., 1998. Use of texture, bulk density, and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. *Trans ASAE* 41(4), 983–988.
- Rawls W.J., Gish T.J., Brakensiek D.L., 1991. Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advanced Soil Science* 16, 213–234.

- Reeve M.V., Smith P.D., Thomasson A.J., 1973. The effect of density on water retention properties of field soils. *Journal of Soil Sciences* 24(3), 355–367.
- Reeuwijk L.P., 2002. *Procedures for soil analysis*. Sixth ed. Technical paper 9. ISRIC FAO Wageningen, Netherlands.
- Regalado C.M., Munoz-Carpena R., 2004. Estimating the saturated conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny-Carman relation. *Soil Tillage Research* 77, 189–202 [doi: 10.1016/j.still.2003.12.008].
- Rey J.M., Montero E., Martín M.A., 2006. Inter-scale behavior of balanced entropy for soil texture. *Geoderma* 134(3–4), 415–425.
- Reynolds W.D., Elrick D.E., 2002. Constant head soil core (tank) method (podrozd. 3.4.2.2). In: *Methods of soil analysis*. Part 4. *Physical Methods*, J.H. Dane, G.C. Topp (co-eds), SSSA Book Series 5, Madison, WI., USA, 804–808.
- Richards L.A., 1928. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. *Journal of Agriculture Resources* 37, 719–742.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1, 318–333.
- Richards L.A., 1965. Physical condition of water in soil. In: *Methods of Soil Analysis*. Part 1. *Physical and Mineralogical Properties*, C.A. Black (ed.), Agronomy Monograph Ser. 9, ASA, Madison, 128–152.
- Richards L.A., Weaver L.R., 1944. Fifteen atmosphere percentage as related to the permanent wilting point. *Soil Sciences* 56, 331–339.
- Rieu M., Sposito G., 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. *Soil Science Society of America Journal* 55, 1231–1244.
- Romano N., Palladino M., 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *Journal of Hydrology* 265, 56–75.
- Rossi C., Nimmo J.R., 1994. Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness: *Water Resources Research* 30, 701–708.
- Rupp D.E., Owens J.M., Warren K.L., Selker J.S., 2004. Analytical methods for estimating saturated hydraulic conductivity in a tile-drained field. *Journal of Hydrology* 289, 111–127.
- Rzasa S., Owczarzak W., Mocek A., 1999. *Problemy odwodnieniowej degradacji gleb uprawnych w rejonach kopalnictwa odkrywkowego na Niżu Środkowopolskim*. Wyd. Akademii Rolniczej w Poznaniu, pp. 394.
- Salter P.J., Haworth F., 1961. The available-water capacity of a sandy loam soil: I. The effects of farmyard manure and different primary cultivations. *Journal of Soil Science* 12(2), 335–342.
- Santra P., Das B.S., 2008. Pedotransfer function for soil hydraulic properties developed from a hilly watershed of Eastern India. *Geoderma* 146, 439–448 [doi: 10.1016/j.geoderma.2008.06.019].
- SAS Institute, 1999. *SAS STAT user's guide*, 8, SAS Inst., Cary, NC.
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986. Estimating generalized soil-water characteristic from texture. *Soil Science Society of America Journal* 50, 1031–1036.
- Schaap M.G., 2000. *Rosetta*. Vision 1.2. U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California. Available at: <<http://www.ussl.ars.usda.gov>>, [21-04-2009].
- Schaap M.G., 2004. Accuracy and uncertainty in PTF predictions (rozdz. 3). In: *Development of pedotransfer functions in soil hydrology*, Y. Pachepsky, W.J. Rawls (eds), *Elsevier Series Developments in Soil Science* 30, 33–43.
- Schaap M.G., Leij F.L., 1998. Database-related accuracy and uncertainty of pedotransfer functions. *Soil Science* 163, 765–779.
- Schaap M.G., Leij F.L., 2000. Improved prediction of unsaturated hydraulic conductivity with the Mualem-van Genuchten model. *Soil Science Society of America Journal* 64, 843–851.
- Schaap M.G., Leij F.L., van Genuchten M.Th., 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal* 62, 847–855.

- Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.Th., 1999. A bootstrap neural network approach to predict soil hydraulic parameters. In: *Workshop on Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, M.Th. van Genuchten et al. (eds), Proc. Int. Univ. California, Riverside, CA. 22–24 Oct. 1997. University of California, Riverside, CA., 1237–1250.
- Schaap M.G., Leij F.J., van Genuchten M.Th., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* 251, 163–176.
- Scheinost A.C., Sinowski W., Auerswald K., 1997. Regionalisation of soil water retention curves in a highly variable soilscape. I. Developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78, 129–143.
- Schoeneberger P.J., Wysocki D.A., Benham E.C., Broderson W.D. (eds), 2002. *Field book for describing and sampling soils*, Version 2.0. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE, pp. 328.
- Shannon C.E., 1948a. A mathematical theory of communication I. *Bell System Technical Journal* 27, 379–423.
- Shannon C.E., 1948b. A mathematical theory of communication II. *Bell System Technical Journal* 27, 623–656.
- Shaw J.N., Bosch D.D., West L.T., Truman C.C., Radcliffe D.E., 2001. Lateral flow in loamy to sandy Kandicudults of the upper coastal plain of Georgia (USA). *Geoderma* 99, 1–25.
- Shirazi M.A., Boersma L., 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. *Soil Science Society of America Journal* 48, 142–147.
- Shirazi M.A., Boersma L., Hart J., 1988. A unifying quantitative analysis of soil texture: improvement of precision and extension of scale. *Soil Science Society of America Journal* 52, 181–190.
- Sillers W.S., Fredlund D.G., Zakerzadeh N., 2001. Mathematical attributes of some soil water characteristic curve models. *Geotechnical and Geological Engineering* 19, 243–283.
- Simunek J., Jarvis N.J., van Genuchten M.Th., Gardenas A., 2003. Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone. *Journal of Hydrology* 272, 14–35.
- Singh A.K., 1986. *Residual water content of soil*. Transaction of the XIII Congress of International Society of Soil Science, Hamburg, 13–20 August.
- Skiba S., Szmuc R., Zaleski T., 1995. Wstępna charakterystyka właściwości wodnych gleb Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 4, 117–122.
- Sławiński C., 2003. Wpływ fizycznych parametrów gleby na wartości współczynnika przewodnictwa wodnego. *Acta Agrophysica* 90, 3–73.
- Sławiński C., Witkowska-Walczak B., Walczak R. (eds), 2004. *Determination of water conductivity coefficient of soil porous media*. Instytut Agrofizyki, PAN, Lublin, pp. 116.
- Smettem K.R.J., Carlisle P., Poulter R., Cook S.E., 1999. Use of soil survey pedotransfer functions in spatial modelling of potential and actual wheat yields in precision agriculture. In: *Precision Agriculture '99*, J.V. Stafford (ed.), Sheffield Academic Press, UK, 539–549.
- Smucker A.J.M., Erickson A.E., 1989. Tillage and compactive modifications of gaseous flow and soil aeration. In: *Soil mechanics and related processes in structured agricultural soils*, W.E. Larson et al. (eds), Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 205–222.
- Soil Conservation Service, 1992. *Soil Survey laboratory methods manual*. Soil Survey. Invest. Report 42, U.S. Dept. Agric., Washington D.C.
- Soil Moisture Equipment Corporation (SMEC), 1995. *Instruction of laboratory set-up LAB 0123 (pressure extractors)*. Santa Barbara, USA.
- Soil Science Glossary Terms Committee, 2008. *Glossary of Soil Science Terms*. ASA-CSSA-SSSA, pp. 88.

- Soil Survey Division Staff, 1993. *Soil survey Manual*. U.S. Dept. of Agric. Handb. 18. U.S. Govt. Print. Off., Washington D.C., pp. 437.
- Soni P., Salokhe V., 2006. *Theoretical Analysis of Microscopic Forces at Soil-tool Interfaces. A Review*. Agricultural Engineering International: the CIGR Ejournal. Manuscript PM 06010. Vol. VIII. June, pp. 25.
- SPSS, 2004. SPSS 13.0 for Windows, User's Guide, SPSS Inc.
- Spychalski M., Kaźmierowski C., 2004. Degradacja gleb uprawnych położonych w strefie liniowych robót ziemnych. *Roczniki Gleboznawcze* LV, 2, 373–384.
- Spychalski M., Kaźmierowski C., Kaczmarek Z., 2004. *Możliwości pośredniego oszacowania wartości współczynnika filtracji*. PTG UAM Poznań. Streszczenia referatów XIII, 48–56.
- Spychalski M., Kaźmierowski C., Kaczmarek Z., 2007. Estimation of saturated hydraulic conductivity on the basis of drainage porosity. *Electronic Journal of Polish Agriculture University* 10, Issue 1, <<http://www.ejpau.media.pl/volume10/issue1/art-04.html>>, [dostęp: 16-10-2010].
- Stawiński J., Gliński J., Ostrowski J., Stępniewska Z., Sokołowska Z., Bowanko G., Józefaciuk G., Książkowska A., Matyka-Sarzyńska D., 2000. Przestrzenna charakterystyka powierzchni właściwej gleb ornycy Polski. *Acta Agrophysica* 33, 1–58.
- Stolbovoy V., McCallum I. (coordinators), 2002. *Land Resources of Russia*. International Institute for Applied Systems Analysis & RAS, CD-ROM.
- Suleiman A.A., Ritchie J.R., 2001. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil porosity. *Transactions of the ASAE* 44, 2, 235–339.
- Swartzendruber D., 2005. *Darcy's law*. W: *Encyclopedia of soils in the environment*. Elsevier, Vol. 1, D. Hillel et al. (eds), Elsevier/Academic Press, 363–369.
- Szpakowski W., 2004. Ruch wody w ośrodku porowatym. In: *Laboratorium z mechaniki płynów i hydrauliki*, K. Weinerowska (ed.), Politechnika Gdańska, 157–160.
- Tabaczyński R., 1999. *Czarne ziemie gniewskie*. Raport końcowy projektu Nr 5 POB 01710/95. KG AR w Poznaniu, na prawach rękopisu.
- Tang A.M., Cui Y.J., 2005. Controlling suction by the vapour equilibrium technique at different temperatures and its application in determining the water retention properties of MX80 clay. *Canadian Geotechnical Journal* 42, 287–296.
- Teepe R., Dilling H., Beese F., 2003. Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 166, 111–119.
- Tempel P., Batjes N.H., van Engelen V.W.P., 1996. *IGBP-DIS soil data set for pedotransfer function development*. Working Paper and Preprint 96/05, ISRIC, Wageningen, pp. 19.
- Thomasson A.J., 1995. Assessment of soil water reserves available for plants (SWAP): a review. In: *European land information systems for agro-environmental monitoring*, D. King, R.J.A. Jones, A.J. Thomasson (eds), Institute for Remote Sensing Applications. Joint Research Centre. Office for Official Publications of the European Community, Luxembourg, 115–129.
- Tietje O., Hennings V., 1996. Accuracy of saturated hydraulic conductivity prediction by pedotransfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma* 69, 71–84.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993. Evaluation of pedotransfer function. *Soil Science Society of America Journal* 57, 1088–1095.
- Timlin D.J., Ahuja L.R., Pachepsky Ya., Williams R.D., Gimenez D., Rawls W., 1999. Use of Brooks-Corey parameters to improve estimates of saturated conductivity from effective porosity. *Soil Science Society of America Journal* 63, 1086–1092.
- Timlin D.J., Williams R.D., Ahuja L.R., Heatman G.C., 2004. Simple parametric model methods to estimate soil water retention and hydraulic conductivity (rozdz. 5). In: *Development of pedotransfer functions in soil hydrology*, Ya. Pachepsky, W.J. Rawls (eds), Development in Soil Science, Elsevier, 30, 71–93.

- Tomasella J., Hodnett M.G., Rossato L., 2000. Pedotransfer function for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. *Soil Science Society of America Journal* 64, 327–338.
- Trzecki S., 1974. Determination of water capacity of soils on the basis of their mechanical composition. *Roczniki Gleboznawcze XXV* (suppl.), 33–41.
- Tsegaye T., Hill R.L., 1998. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties. *Soil Science* 163(2), 143–154.
- Tuller M., Or D., 2002. Unsaturated Hydraulic Conductivity of Structured Porous Media: A Review of Liquid Configuration-Based Models. *Vadose Zone Journal* 1, 14–37.
- Tuller M., Or D., 2005. Water films scaling of soil characteristics curves at low water contents. *Water Resources Research* 41, W09403 [doi: 1029/2005WR004142].
- Tuller M., Or D., 2005. Water retention and characteristic curve. In: *Encyclopedia of soils in the environment*. Elsevier, vol. 4, D. Hillel et al. (eds), Elsevier/Academic Press, 278–289.
- Turski M., Witkowska-Walczak B., 2004. Fizyczne właściwości gleb pływych wytworzonych z utworów pyłowych różnej genezy. *Acta Agrophysica, Rozprawy i Monografie* 1, pp. 56.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Science Society of America Journal* 53, 987–996.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1992. Fractal scaling of soil particle size distributions: analysis and limitations. *Soil Science Society of America Journal* 56, 362–369.
- Ungaro F., Calzolari C., 2001. Using existing soil database for estimating retention properties for soil of the Pianua Padano-Veneta region of North Italy. *Geoderma* 99, 99–121.
- USDA (United States Department of Agriculture), 1975. *Soil Taxonomy, a Basic System of Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. USDA, Agriculture Handbook 436, Washington D.C.
- van Alphen B.J., Booltink H.W.G., Bouma J., 2001. Combining pedotransfer function with physical measurements to improve the estimation of soil hydraulic properties. *Geoderma* 103, 133–147.
- van Dam J.C., Huygen J., Wesseling J.G., Feddes R.A., Kabat P., van Walsum P.E.V., Groenendijk P., van Diepen C.A., 1997. *Theory of SWAP*, version 2.0. Technique Document 45, Wageningen Agricultural University-DLO Winand Staring Centre, pp. 166.
- van den Berg M., Driessen P.M., 2002. Water uptake in crop growth models for land use systems analysis: I. A review of approaches and their pedigrees. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 92, 21–36.
- van den Berg M., Klant E., van Reeuwijk L.P., Sombroek G., 1997. Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. *Geoderma* 78, 161–180.
- van Genuchten M.Th., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* 44, 892–898.
- van Genuchten M.Th., Kaveh F., Rasell W.B., Yates S.R., 1989. Direct and indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: *On land qualities in space and time Wageningen the Netherlands*, J. Bouma, A.K. Bergt (eds), Proc ISSS Symp. 22–26 Aug. 1988, Pudoc, Wageningen, 61–72.
- van Genuchten M.Th., Leij F.J., Yates S.R., 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic function of unsaturated soils*. USDA, US Salinity Laboratory, Riverside, CA. United States Environmental Protection Agency, document EPA/600/2-91/065.
- van Genuchten M.Th., Nielsen D.R., 1985. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales de Geophysique* 3, 615–628.
- Vauclin M., Elrick D.E., Thony J.L., Vauchaud G., Revol P., Ruelle P., 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. *Soil Technology* 7, 181–195.
- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1927. The relation of soil moisture to cultivation and plant growth. *Proc. 1st Intern. Congr. Soil Sci.* 3, 498–513.

- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1928. Soil moisture at permanent wilting of plants. *Plant Physiology* 3, 355–357.
- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1931. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. *Soil Science* 32, 181–193.
- Vepraskas M.J., Williams J.P., 1995. Hydraulic conductivity of saprolite as a function of sample dimensions and measurement technique. *Soil Science Society of America Journal* 59, 975–981.
- Vereecken H., Maes J., Feyen J., 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Science* 149, 1–12. Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989. Estimating the soil moisture characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science* 148, 389–403.
- Vogel T., van Genuchten M.Th., Cislserova M., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advanced Water Resources* 24, 133–144.
- Vordoulakis I., 2003 *Engineering continuum mechanics with applications from fluid- and soil mechanics*. E.U. Socrates program, Grenoble, pp. 97.
- Wagner B., Tarnawski V.R., Hennings V., Müller U., Wessolek G., Plagge R., 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* 102, 275–297.
- Walczak R., 1984. Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej. *Problemy Agrofizyki* 41, 5–69.
- Walczak R., Ostrowski J., Witkowska-Walczak B., Sławiński C., 2002a. Spatial characteristic of hydro-physical properties in arable mineral soils in Poland as illustrated by field water capacity (FWC). *International Agrophysics* 16, 151–159.
- Walczak R., Witkowska-Walczak B., Sławiński C., 2002b. Comparison of correlation models for the estimation of the water retention characteristics of soil. *International Agrophysics* 16, 79–82.
- Walczak R., Witkowska-Walczak B., Sławiński C., 2004. Pedotransfer studies in Poland. In: *Development of Pedotransfer Functions in Soil Hydrology*, Y. Pachepsky, W.J. Rawls (eds), Elsevier Dev. in Soil Science nr 30, 449–462.
- Warrick A.W. (ed.), 2002. *Soil physics companion*. CRC Press LLC, pp. 389.
- Warrick A.W., van Es H.M., 2002. Soil sampling and statistical procedures (rozdz. 1). In: *Methods of soil analysis*. Part 4. *Physical methods*, J.H. Dane, G.C. Topp (co-eds), SSSA Book Series 5, Madison, WI, USA, 1–13.
- Webster R., McBratney A.B., 1989. On the Akaike information criterion for choosing models for variograms of soil properties. *Journal of Soil Sciences* 40, 493–496.
- White R.E., 1997. *Principles and practice of soil science. The soil as a natural resource* (3rd ed.). Blackwell, Carlton, Australia, pp. 348.
- Wieczysty A., 1982. *Hydrogeologia inżynierska*. PWN, Warszawa, pp. 1070.
- Wiermann C., Werner D., Horn R., Rostek J., Werner B., 2000. Stress/strain processes in a structured unsaturated silty loam luvisol under different tillage treatments in Germany. *Soil & Till. Res.* 53, 117–128.
- Williams J., Ross P.J., Bristow K.L., 1992. Prediction of the Campbell water retention function from texture, structure and organic matter. In: *Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, M.Th. van Genuchten, F.J. Leij, L.J. Lund (eds), Proc. Int. University of California, Riverside, CA., 427–441.
- Williams R.D., Ahuja L.R., Nancy J.W., 1992. Comparison of methods to estimate soil water characteristics from limited texture, bulk density, and limited data. *Soil Science* 153, 172–184.

- Willmot C.J. (ed.), 1984. *On the evaluation of model performance in physical geography, in spatial statistics and models*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht/Boston/Lancaster.
- Witkowska-Walczak B., Walczak R., Sławiński C., 2002. Correlation model for water retention prediction with soil structure parameters. *Polish Journal of Soil Sciences* XXXV(1), 11–18.
- Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma* 90, 169–185.
- Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J., 2001. Pedotransfer functions: bringing the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* 251, 123–150.
- Wösten J.H.M., Veerman G.J., Stolte J., 1994. *Water retention and conductivity characteristics of topen subsoils in the Netherlands: the Staring Series*. Tech. Docu. 18, DLO Winand Staring Centre, Wageningen, the Netherlands, pp. 66.
- Wuest S.B., 2005. Bias in ponded infiltration estimates due to sample volume and shape. *Vadose Zone Journal* 4, 1183–1190.
- Xu D., Mermoud A., 2001. Topsoil properties as affected by tillage practices in North China. *Soil & Tillage Resources* 60, 11–19.
- Yiannoutsos C.T., 2002. *Selecting of the best regression model*. Lecture, <www.biosun1.harvard.edu/costas> [dostęp: 08.2002].
- Zacharias S., Bohne K., 1997. Replacing the field capacity concept by an internal drainage approach. *A method for homogeneous soil profiles. Sciences of Soils* 2, available on: <www.hintze-online.com/sos/1997/Articles/>, [dostęp: 14-04-2009].
- Zaleski T., 2000. *Pedogenetyczne uwarunkowania właściwości hydrofizycznych gleb płowych wytworzonych z lessów i pyłów lessopodobnych*. Tezy rozprawy doktorskiej. Katedra Gleboznawstwa i Ochrony Gleb WR AR w Krakowie, na prawach rękopisu.
- Zaleski T., 2004. *Pedogenetyczne uwarunkowania infiltracji i retencji wody w glebach Pogórza Karpackiego*. Sprawozdanie merytoryczne z projektu nr 3 P04G 07024, na prawach rękopisu.
- Zawadzki S., 1970. The influence of mechanical composition of soils on soil moisture retention. *Polish Journal of Soil Sciences* III(1), 11–16.
- Zawadzki S., Michałowska K., 1974. The relationship between pF-values and soil surface area. *Polish Journal of Soil Sciences* VII(1), 47–51.
- Zawadzki S., Michałowska K., Stawiński J., 1971. The application of surface area measurements of soils for determination of the content of water unavailable for plants. *Polish Journal of Soil Sciences* IV(2), 89–92.
- Zeiliger A.M., Nemes A., Pachepsky Y.A., Rawls W.J., Wösten J.H.M., 2002. *Estimating soil water retention using soil component additivity model*. 17th WCSS, 14–21 August, Thailand. Paper 881, pp. 10.
- Zhang Z.F., Ward A.L., Gee G.W., 2001. *Vadose zone transport field study, FY 2001 status report: determination of field-scale hydraulic parameter by inverse modeling*. Prepared for the U.S. Department of Energy, Pacific Northwest National Laboratory Richland, Washington.
- Zhang Z.F., Ward A.L., Gee G.W., 2003. A tensorial connectivity-tortuosity concept to describe the unsaturated hydraulic properties of anisotropic soils. *Vadose Zone Journal* 2, 313–321.

ESTIMATION OF THE HYDRAULIC PROPERTIES OF SOILS IN THE POLISH LOWLANDS

Summary

A database of the hydraulic properties of soils in the Polish Lowlands was developed for the purpose of modeling these properties. This database contains detailed analytical data which have been verified and standardized in terms of units. It provides insights into the scale of variation of characteristics and allows one to assess the interdependence between them as well as determine the values of particular characteristics for different categories or groups of soils, genetic levels, etc.

Three methods of estimating the parameters of the van Genuchten-Mualem (*VGM*) model were developed. These methods describe soil water retention curves for three datasets containing information at different levels of detail on soil texture; the models were labeled as *Bazacek3f*, *Bazacek4f* and *Bazacek10f*. The results of the analysis and estimation for the *Bazacek-pF* dataset and two control datasets, i.e. *Estonia* (ESBN-EC 2004) and *Unsoda* (v.2, Nemes et al. 2001), showed that the “four-fraction” continuous model *Bazacek4f* provides the most accurate estimation of the *WRC* for Polish soils (standard error $RMSE = 0.032 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, efficiency factor $EF = 0.902$). The corresponding measures for the best external models deteriorated by about 25% ($RMSR = 0.040 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ – Vereecken et al. 1989; Mayr and Jarvis 1999). The *Bazacek4f* model also provides the highest accuracy of *WRC* estimation for the soils in the *Estonia* control dataset ($RMSE = 0.055 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), and it was in a group of 3–4 most accurate models among the nine *PTFs* that had been published ($RMSE = 0.054 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) as regards the *Unsoda* dataset. The correct representation of the *WRC* for soils from independent datasets confirms the model’s correct structure and its practical usefulness for estimating water retention curves for mineral soils in the Polish Lowlands.

The *Bazacek3f* model, together with the proposed equations: 184 and 185, provided the most accurate estimation of field capacity (*FC*) and permanent wilting point (*PWP*) for soils from the *Bazacek-WPD* dataset, with a standard error $RMSE = 0.038 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ and $0.035 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, respectively, and an efficiency factor $EF = 0.84$ and 0.77 , respectively. The verification of different *PWP* and *FC* estimation methods that was performed with seven independent control datasets of different sizes, geographic origin and soil diversity showed that the estimations of these quantities that involved using the *Bazacek3f* model were always among the most accurate ones (or were the most accurate). The *Bazacek3f* model was also one of the most accurate models in terms of the assessment of plant available water capacity (*AWC*).

The parameters of Dobrzański and Witkowska-Walczak’s power function $K_s = B(\phi_d)^{nd}$ (1981) were developed and this relationship was then modified so that the measured value of the drainage porosity was replaced with a value that had been estimated by using the modeled relationship (equation 188). Analyses of the *Bazacek-K_s* calibration dataset confirmed the

high accuracy of the equation that included the measured values of ϕ_d ($GMER = 0.692$, $RRMSE = 135\%$), and above all, they demonstrated the high accuracy of the model that included the estimated value of ϕ_d ($GMER = 1.076$, $RRMSE = 136.2\%$). The high accuracy of K_s estimation that was carried out by using the proposed modification was also confirmed by the results of analyses that were conducted on two independent control datasets: *Estonia* (ESBN-EC 2004) and *Unsoda* (Nemes et al. 2001). The most accurate estimations of K_s were obtained by using the proposed power function $K_s = B(\phi_d)^{nd}$ and the estimated drainage porosity (equation 190), both on the *Bazacek-K_s* dataset and on Mohanty et al. (2002) independent dataset ($RRMSE = 80.2\%$). This relationship was also one of the three most accurate *PTFs* on the *Unsoda* dataset (Nemes et al. 2001, $RRMSE = 89.6\%$). Attempts to employ ϕ_d – which was determined by using other *PTFs*, that had been published – that were made on different data sets showed estimation errors that were bigger than those that were found when using equation 188. The possibility of applying the most accurate methods of estimation to date based on the power function $K_s(\phi_d)$ was limited to a small portion of data containing the measured values of *FC*. The analyses showed that, by using the value of ϕ_d which was estimated according to the proposed equation (equation 189), it was possible to obtain accuracy that was similar to or higher than the accuracy obtained by using the measured values of ϕ_d . The results indicate that it is possible to use the power function $K_s(\phi_d)$ also when there are no direct determinations of the water retention curve or *FC*.

The analyses indicated that the use of more detailed information on soil texture does not increase the accuracy of estimation of soil hydraulic properties and is only practical for fine-grained soils (clay). For the purpose of estimating the hydraulic parameters of soil, it is optimal to use information about the content of four basic soil fractions, i.e. gravel, sand, silt and clay fractions. Processed information about texture in the form of the geometric mean of particle size (d_g), the fractal dimension (DF_4) and the sustainable rate of entropy (*BEI*) is also useful for modeling the hydraulic properties of soils.



ISBN 978-83-232-2927-8
ISSN 0554-8128



9 788323 229278