

## WYMIAR FRAKTALNY GLEB TORFOWO-MURSZOWYCH O RÓŻNYM STOPNIU ZMURSZENIA

*Z. Sokołowska*

Instytut Agrofizyki im. B. Dobrzańskiego, Polskiej Akademii Nauk  
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27, Polska  
*zosia@maja.ipan.lublin.pl; sokolows@demeter.ipan.lublin.pl*

**S t r e s z c z e n i e.** Badano niejednorodność geometryczną powierzchni gleb organicznych pochodzenia torfowego. Badany materiał obejmował mursze torfiaste ( $Z_1$ ) i właściwe ( $Z_3$ ) w różnym stadium murszenia, charakteryzowanym przez współczynnik chłonności wodnej  $W_1$ . Na podstawie danych adsorpcji pary wodnej i azotu, stosując równanie Frenkela-Hilla-Halseya (FHH), wyznaczono powierzchniowy wymiar fraktalny ( $D$ ) tych gleb. Wymiary fraktalne badanych gleb mieściły się w przedziale od 2,25 do 2,58 dla adsorpcji azotu oraz od 2,58 do 2,75 dla adsorpcji pary wodnej. Stwierdzono istnienie zależności pomiędzy  $D$  a stopniem zmurszenia, charakteryzowanym przez współczynnik chłonności wodnej  $W_1$ , porowatością, gęstością objętościową oraz zawartością węgla organicznego i kwasów humusowych. Oszacowany, średni wymiar fraktalny  $D(N_2)$  wynosił 2,49 dla murszów torfiastych ( $Z_1$ ) bardzo słabo i słabo przeobrażonych ( $W_1 < 0,6$ ), a 2,37 dla murszów właściwych ( $Z_3$ ) średnio i silnie przeobrażonych ( $W_1 > 0,6$ ). Mursze typu  $Z_3$  charakteryzowały się niższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i niższą porowatością, a mursze typu  $Z_1$  – wyższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i wyższą porowatością. Wymiar fraktalny obliczony z danych adsorpcji azotu  $D(N_2)$ , wyraźnie malał wraz ze wzrostem zawartości węgla organicznego, a wzrastał wraz z zawartością kwasów humusowych. Złożony skład chemiczny i nieregularności struktury są głównym źródłem niejednorodności energetycznej i geometrycznej powierzchni ciał stałych. W przypadku gleb torfowo-murszowych, głównie, porowatość wydaje się decydować o ich niejednorodności geometrycznej.

**S ł o w a k l u c z o w e:** gleby torfowo-murszowe, wymiar fraktalny, stopień zmurszenia

### WSTĘP

Klasyczna geometria euklidesowa traktuje nieregularności jako odchylenie od stanu idealnego. Natomiast geometria fraktalna (geometria chaosu) traktuje nieregularności jako wewnętrzną właściwość obiektów. Wielkością, która w sposób ilościowy charakteryzuje układ fraktalny jest wymiar fraktalny, oznaczany

najczęściej symbolem  $D$ . Nie ma bezpośredniej metody szacowania i wyznaczania fraktalności materiałów naturalnych, Metody wyznaczana wymiaru fraktalnego rzeczywistych obiektów opierają się zwykle na wynikach pomiarów takich wielkości, które w pośredni sposób mogą być związane z wymiarem fraktalnym tych obiektów. Szereg metod wyznaczania wymiaru fraktalnego przedstawiono w wielu pracach [1,4,15-17,20,30]. Należą do nich np. metody oparte na rozpraszaniu promieniowania świetlnego i promieni rentgenowskich (SAXS) lub neutronów (SANS), metody oparte na pomiarach adsorpcji, analiza rozkładu rozmiarów porów w materiałach porowatych, badanie retencji wody i przewodnictwa hydraulicznego, gęstości objętościowej i składu agregatowego itd.

Teorie fraktalne są ostatnio zalecane jako analityczne narzędzie do kompleksowego opisu struktur obiektów porowatych. W przypadku np. gleby, wymiar fraktalny może być pojedynczą wartością, która reprezentowałaby dany rozkład porów lub, bardziej ogólnie, strukturę gleby. W przypadku stwierdzenia fraktalności, geometria fraktalna oferuje możliwość ilościowego opisu heterogeniczności struktury gleby. Zgodnie z teorią wartość liczbowa wymiaru fraktalnego zawiera się w przedziale od 2 do 3. Wymiar fraktalny  $D=2$  opisuje obiekty dwuwymiarowe, a  $D=3$  obiekty trójwymiarowe.

Zastosowania teorii fraktalnych do opisu gleby i zmienności jej właściwości mają miejsce praktycznie tylko dla gleb mineralnych. Znacznie mniej liczne prace dotyczą gleb organicznych i glebowych związków organicznych [6-8,13,14,18-28].

Celem niniejszej pracy było wyznaczenie wymiaru fraktalnego gleb torfowo-murszowych, o różnym stopniu zmurszenia, oraz powiązania go z niektórymi, podstawowymi właściwościami tych gleb.

#### MATERIAŁ I METODYKA

Badania prowadzono na wybranych próbkach pobranych z głębokości 0-10 cm, pochodzących z Polesia Lubelskiego i z doliny rzeki Biebrzy. Badany materiał obejmował mursze torfiaste ( $Z_1$ ) i właściwe ( $Z_3$ ) w różnym stadium zmurszenia. Wskaźnik chłonności wodnej  $W_1$ , charakteryzujący stopień zmurszenia, wynosił dla tych próbek od 0,44 do 0,82. Odpowiada to murszom wtórnie przeobrażonym od stopnia słabo do bardzo silnie wtórnie przeobrażonych [2,11]. Podstawowa charakterystyka badanych gleb organicznych znajduje się w Tabeli 1.

Pomiary adsorpcji pary wodnej prowadzono metodą statyczną. Próbki gleb torfowo-murszowych, w ilości ok. 2 g, umieszczono w naczynkach wagowych i pozostawiano w komorze próżniowej nad stężonym kwasem siarkowym celem

**Tabela 1.** Wybrane właściwości badanych gleb torfowo-murszowych  
**Table 1.** Selected properties of the peat-muck soils

Nr gleby	W <sub>1</sub>	Z	Popiół %s.m.	δ <sub>v</sub> g cm <sup>-3</sup>	TP % obj.	S (m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> )		pH		C <sub>o</sub> %s.m.	HM %C <sub>o</sub>	FA %C <sub>o</sub>
						N <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	KCl			
1	0,44	Z1	22,69	0,21	88,5	4,4	248,4	5,13	4,54	34,77	38,66	8,84
2	0,48	Z1	20,54	0,28	84,7	3,5	269,4	4,72	4,23	36,03	39,83	8,71
3	0,55	Z1	17,56	0,25	84,6	3,3	292,7	5,48	5,18	38,52	23,72	8,09
4	0,65	Z3	21,52	0,32	82,5	2,3	335,6	5,38	4,93	40,35	35,22	8,06
5	0,71	Z3	22,77	0,30	83,6	4,9	339,4	6,15	5,75	37,13	36,22	11,67
6	0,82	Z3	22,27	0,39	78,7	2,7	365,2	5,54	5,00	39,78	37,87	7,93

Objaśnienia: W<sub>1</sub> – wskaźnik chłonności wodnej wg Gawlika [2]; Z – stopień wtórnego przeobrażenia torfu wg Okruszki [11]; δ<sub>v</sub> – gęstość objętościowa; TP – porowatość całkowita; S – powierzchnia właściwa; C<sub>o</sub> – węgiel organiczny; HA, FA – zawartość kwasów huminowych i fulwowych (Lishtvan i in. [5])

Explanations: W<sub>1</sub> – water holding capacity index according to Gawlik [2]; Z – secondary transformation of peat according to Okruszko [11]; δ<sub>v</sub> – bulk density; TP – total porosity; S – specific surface area; C<sub>o</sub> – organic carbon; HA, FA – humic and fulvic acids (Lishtvan *et al.* [5])

osuszenia. Próbkę ważono co 24 godziny, aż do momentu uzyskania stałej wagi. Następnie próbki umieszczano w komorze próżniowej nad roztworami kwasu siarkowego o kolejno malejącej gęstości. Równowagowa prężność pary wodnej w komorze ( $p/p_0$ ) była związana z gęstością roztworów kwasu siarkowego. Ilość zasorbowanej pary wodnej wyliczano jako różnicę wagi próbki z zasorbowaną parą wodną i próbki suszonej w temperaturze 105°C. Izotermy adsorpcji azotu mierzono przy użyciu aparatu Sorptomatic 1990 firmy Fisons. Przed analizą próbki suszono w temperaturze 105°C i odgazowywano w temperaturze pokojowej przez całą noc. Izotermy adsorpcji mierzono w temperaturze ciekłego azotu około 193°C w zakresie prężności par azotu  $p/p_0=0-0,99$  ( $p_0$  jest prężnością pary nasyconej). Wszystkie pomiary adsorpcyjne wykonywano trzykrotnie, w temperaturze 20°C.

Doświadczalnie zmierzone izotermy adsorpcji analizowano przy użyciu równania Frenkela-Hilla-Halseya (FHH). Zgodnie z teorią przedstawioną przez Jarońca [3] i Neimarka [9, 10], współczynnik  $1/m$  w równaniu:

$$\ln N = -(1/m) \ln(x) + C \quad (1)$$

określa wartość powierzchniowego wymiaru fraktalnego.

W powyższym równaniu  $x=p/p_s$  jest ciśnieniem względnym,  $p_s$  jest prężnością pary nasyconej,  $C$  jest stałą, a  $N$  ilością zaadsorbowaną. Można udowodnić, że wielkość parametru  $1/m$  określa mechanizm procesu adsorpcji. I tak, jeśli  $1/m < 1/3$ , adsorpcja jest "adsorpcją van der Waalsa" i nie mamy do czynienia ze

zjawiskiem kondensacji kapilarnej. Wówczas  $D_s=3(1-1/m)$ . Kondensacja kapilarna ma miejsce jeśli  $1/m > 1/3$ , w takim przypadku  $D_s=3-1/m$ . Równanie (1) stosowane być winno w zakresie wyższych ciśnień względnych adsorbatu. Metoda numeryczna wyznaczenia współczynnika  $1/m$  z aproksymacji danych doświadczalnych przy pomocy równania (1) oparta była na metodzie wprowadzonej przez Yokoya *et al.* [32] oraz przez Pachepskiego *et al.* [15]. Algorytm postępowania był następujący.

Definiuje się wielkość  $L$ :

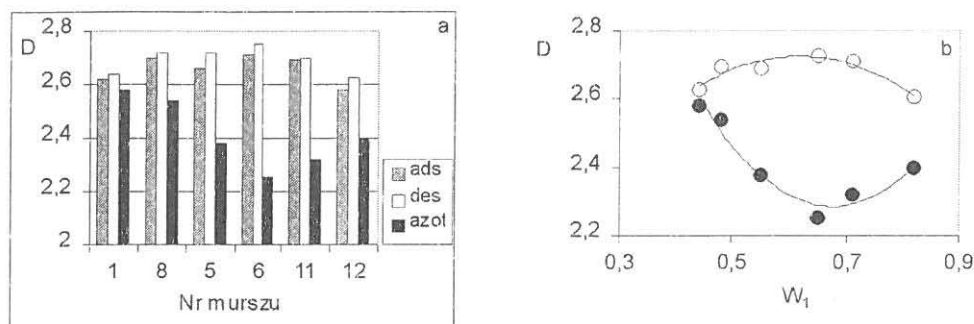
$$L = \frac{\sqrt{4s_{xy}^2 - (s_{yy} - s_{xx})^2}}{s_{xx}s_{yy}}, \quad (2)$$

gdzie  $s_{xx}$ ,  $s_{yy}$  oraz  $s_{xy}$  oznaczają wariancje dla zmiennej niezależnej  $x$ , zmiennej  $y$  oraz kowariancje zmiennych  $x$  i  $y$ . W przypadku równania (1) zmienną niezależną jest oczywiście  $\log(-\log(x))$ , zaś zmienną  $y - \log(N(x))$ . Wielkość parametru  $L$  zawarta jest w przedziale  $[0-1]$ . Osiąga on wartość 1, jeśli wszystkie punkty leżą na prostej, a w przypadku przypadkowych punktów wartość  $L$  jest 0. Tak więc wybiera się początkowo pewną niewielką liczbę punktów doświadczalnych (2 lub 3), prowadzi przez nie linię prostą i wyznacza  $L$ . Potem dołącza kolejny punkt doświadczalny, wyznacza prostą i nową wartość  $L$ . Jeśli nowa wartość  $L$  jest wyższa od wartości poprzedniej, to do prostej dołącza się kolejny punkt doświadczalny. Natomiast jeżeli jest niższa, konstruuje się drugi odcinek prostoliniowy, zgodnie z takim samym algorytmem lub kończy się obliczenia.

## WYNIKI I DYSKUSJA

W niniejszej pracy charakterystyki niejednorodności geometrycznej powierzchni gleb (wymiar fraktalny,  $D$ ) wyznaczano na podstawie danych sorpcji pary wodnej (adsorbat polarny) adsorpcji azotu (adsorbat niepolarny). Obliczone na podstawie danych adsorpcyjnych wymiary fraktalne badanych gleb mieściły się w przedziale od 2,25 do 2,58 dla azotu oraz od 2,58 do 2,75 dla pary wodnej. Dla badanych murszów średni wymiar fraktalny dla azotu wynosił 2,43, a dla pary wodnej 2,67. W przypadku pary wodnej obliczano wymiar fraktalny  $D$  zarówno z danych sorpcji jak i desorpcji i wynosił on 2,66 i 2,69, odpowiednio dla sorpcji i desorpcji. Jak wynika z powyższych danych oba wymiary niewiele różniły się, tak więc w dalszych rozważaniach nie były rozróżniane i oddzielnie dyskutowane.

Na Rys. 1a zilustrowano wymiary fraktalne dla poszczególnych próbek glebowych, a na Rys. 1b przedstawiono zależność pomiędzy wymiarem fraktalnym a



**Rys. 1.** Wymiary fraktalne  $D$  dla badanych gleb torfowo-murszowych (a) oraz zależność pomiędzy  $D$  a ich współczynnikiem chłonności wodnej  $W_1$  (b). Ads., des – z danych adsorpcji i desorpcji pary wodnej, azot – z danych adsorpcji azotu

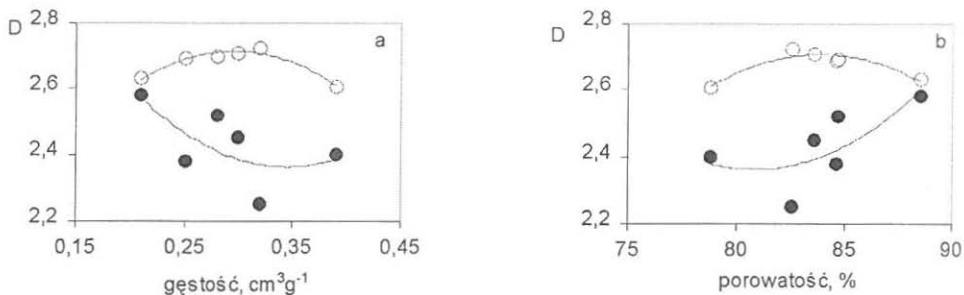
**Fig. 1.** Surface fractal dimension  $D$  for investigated peat-muck soils (a) and relationship between  $D$  and its water holding capacity index  $W_1$  (b) – Ads., des – from adsorption and desorption of water vapour data, azot – from adsorption of nitrogen data

stopniem zmurszenia, charakteryzowanym przez współczynnik chłonności wodnej  $W_1$ . Jak wynika z Rys. 1a i 1b wymiary fraktalne  $D(H_2O)$  badanych gleb były bardzo podobne. Najniższymi i wyraźnie niższymi od pozostałych wartościami  $D(H_2O)$  charakteryzowały się tylko próbki nr 1 i 6, których stopień zmurszenia  $W_1$  wynosił odpowiednio 0,44 i 0,82 (Rys. 1b). Gleby te zalicza się według klasyfikacji Okruszki [11], odpowiednio do murszów torfiastych ( $Z_1$ ) i właściwych ( $Z_3$ ). Zgodnie z klasyfikacją Gawlika [3] należą one do utworów w inicjalnym stadium murszenia ( $W_1=0,44$ ) oraz określanych jako całkowicie zdegradowane ( $W_1=0,82$ ). Badane mursze charakteryzowały się natomiast zdecydowanie większym zróżnicowaniem wartości  $D(N_2)$ . Generalnie, dla wszystkich gleb zależność pomiędzy  $D(H_2O)$  i  $D(N_2)$  a stopniem zmurszenia można było, z dobrym przybliżeniem, opisać wielomianem, z wysokim współczynnikiem korelacji  $R^2$  (Rys. 1b). Ponadto analizowane mursze wyraźnie podzieliły się na dwie grupy (Rys. 1a i b). Ze wzrostem stopnia zmurszenia wymiar fraktalny  $D(N_2)$  w grupie pierwszej malał, a w drugiej wzrastał. Gleby z grupy pierwszej zalicza się do murszów torfiastych ( $Z_1$ ) bardzo słabo i słabo przeobrażonych ( $W_1 < 0,6$ ), a z grupy drugiej do murszów właściwych ( $Z_3$ ) średnio i silnie przeobrażonych ( $W_1 > 0,6$ ). Oszacowany, średni wymiar fraktalny  $D(N_2)$  wynosił odpowiednio, 2,49 i 2,37. Wyższa wartość  $D(N_2)$  murszów torfiastych sugeruje, że powinny się one charakteryzować bardziej rozbudowaną strukturą.

Jak wynika z danych zawartych w Tabeli 1 większość objętych badaniami murszów charakteryzowała się małą, nie przekraczającą 23% popielnością.

Natomiast parametry struktury, tj. gęstość objętościowa i porowatość całkowita, badanych gleb były bardziej zróżnicowane. Dotyczyło to szczególnie gęstości objętościowych, co niewątpliwie związane jest ze stopniem zmurszenia tych gleb [3]. Na Rys. 2 przedstawiono zależności pomiędzy wymiarami fraktalnymi a gęstością objętościową (Rys. 2a) oraz porowatością badanych murszów (Rys. 2b). Dla analizowanych parametrów struktury i wymiarów fraktalnych, obliczonych na podstawie sorpcji pary wodnej, zależność była wyraźnie widoczna. Świadczyły o niej wysokie współczynniki  $R^2=0,96$  i  $R^2=0,89$  odpowiednio dla gęstości i porowatości. Zauważono również, że wraz ze wzrostem obu parametrów struktury wymiary fraktalne początkowo rosły (do gęstości ok.  $0,3 \text{ g cm}^{-3}$  i porowatości ok. 82% obj.), a następnie malały. Najniższe wartości  $D$  stwierdzono dla próbek, charakteryzujących się najwyższą porowatością i najniższą gęstością (gleba nr 1) oraz najwyższą gęstością i najniższą porowatością (gleba nr 6). Generalnie, można stwierdzić, że wymiary fraktalne  $D(\text{H}_2\text{O})$  były nieznacznie większe dla gleb o niskiej gęstości ( $0,21\text{-}0,28 \text{ g cm}^{-3}$ ) tj. dla murszów torfiastych, słabo wtórnie przeobrażonych, w porównaniu do gleb o wysokiej gęstości ( $0,28\text{-}0,39 \text{ g cm}^{-3}$ ) tj. dla murszów właściwych, silnie wtórnie przeobrażonych.

Chociaż wartości wymiarów fraktalnych, obliczonych na podstawie danych sorpcji azotu  $D(\text{N}_2)$ , były wyraźnie zróżnicowane, to zależności pomiędzy nimi a parametrami struktury tj. gęstością objętościową oraz porowatością (Rys. 2a i b) były mniej wyraźne. Świadczyły o tym współczynniki  $R^2$  wynoszące tylko 0,5. Dla badanych murszów przebieg zależności pomiędzy  $D(\text{N}_2)$  a gęstością objętościową oraz porowatością był przeciwny. Wraz ze wzrostem porowatości



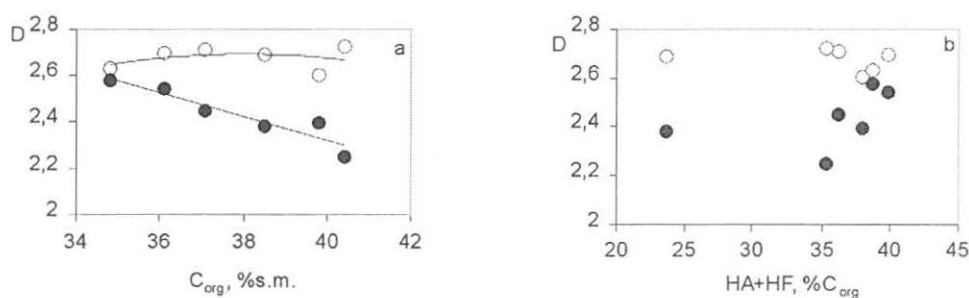
**Rys. 2.** Zależność pomiędzy wymiarem fraktalnym  $D$  a gęstością objętościową (a) oraz porowatością (b) badanych gleb

**Fig. 2.** Relationships between surface fractal dimension  $D$  and bulk density (a), and porosity (b) of the investigated soils.

wymiary fraktalne rosły (Rys. 2b), a malały wraz ze wzrostem gęstości (Rys. 2a). Jak wynika z Rys. 2 a i b rodzaju murszu ( $Z_1$ ,  $Z_3$ ) nie miał odbicia w przebiegu krzywych  $D(N_2)=f(\delta_v; TP)$ , analogicznego do tego na Rys. 1b. Można było jedynie stwierdzić, że mursze typu  $Z_3$  charakteryzowały się niższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i niższą porowatością, a mursze typu  $Z_1$  wyższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i wyższą porowatością.

Na Rys. 3a i 3b przedstawiono zależność pomiędzy wymiarem fraktalnym a zawartością węgla organicznego oraz sumą zawartości kwasów huminowych i fulwowych. Dla badanych murszów wymiar fraktalny  $D(H_2O)$  nie zależał od ilości i jakości związków organicznych. Natomiast wymiar fraktalny obliczony z danych adsorpcji azotu  $D(N_2)$ , wyraźnie malał wraz ze wzrostem zawartości węgla organicznego (Rys. 3a), a wzrastał wraz z zawartością kwasów humusowych (Rys. 3b). W tym ostatnim przypadku tylko gleba nr 3 odbiegała od schematu. Gleba ta różniła się od pozostałych wysoką zawartością azotu mineralnego [3].

Jak wiadomo, główną częścią składową gleb torfowych jest substancja organiczna, która w warunkach zmiennej wilgotności ulega rozkładowi. Rozkład ten zachodzi w formie dwóch równoległych procesów – mineralizacji i humifikacji. O ile mineralizacja prowadzi do zupełnego rozkładu i zanikania substancji organicznej, to humifikacja powoduje powstawanie nowych związków organicznych i w sposób wyraźny przeobraża glebę. Stan przeobrażenia gleby pod wpływem murszenia znajduje swoje odbicie w składzie chemicznym masy glebowej [12]. Istnieje wyraźna różnica w zawartości kwasów huminowych i fulwowych w glebach o różnym stopniu zmurszenia, a kwasy humusowe są dobrym lepiszczem spa-



**Rys. 3.** Zależność pomiędzy wymiarem fraktalnym  $D$  a zawartością węgla organicznego (a) oraz sumą zawartości kwasów huminowych i fulwowych (b), w badanych glebach

**Fig. 3.** Relationships between surface fractal dimension  $D$  and content of organic carbon (a), and the sum of humic and fulvic acids (b) in the investigated soils.

jającym glebę. Gleby charakteryzują się bardziej zwartą strukturą, nadawaną im przez lepiszcze w postaci kwasów humusowych, w których przeważają kwasy fulwowe. Natomiast gdy tych kwasów jest mniej to gleby mają strukturę luźną, ziarnistą i sypką. Rezultatem humifikacji jest utworzenie się konkretnego utworu organicznego o określonej strukturze, składzie chemicznym i właściwościach fizycznych. Generalnie, złożony skład chemiczny i nieregularności struktury są głównym źródłem niejednorodności energetycznej i geometrycznej powierzchni ciał stałych. W przypadku gleb torfowo-murszowych właśnie porowatość wydaje się decydować o ich niejednorodności geometrycznej (Rys. 2, Tabela 1).

Jak już wspomniano we wstępie, istnieje niewiele prac dotyczących oznaczania wymiaru fraktalnego dla organicznych gleb i związków. Senesi i in. [22-26], na podstawie pomiarów turbidometrycznych, obliczyli wymiar fraktalny glebowych cząsteczek kwasów huminowych oraz wykazali jego zależność od pH i siły jonowej roztworu. Wraz ze wzrostem pH wymiar fraktalny kwasu huminowego malał. I tak przy pH=3  $D=2,7$ , a przy pH=6 wynosił on tylko 1,5. Wymiar fraktalny cząsteczek kwasu huminowego wyznaczonego przez Österberga i in. [13, 14] wynosił 1,8 przy temperaturze pomiaru 4-8°C i 2,35 dla temperatury 21°C. Rice i Lin [18-20] wykazali, że kwasy huminowe, fulwowe i organiczne sedymenty, w postaci ciał stałych, charakteryzują się wymiarem fraktalnym w zakresie od 2,2 do 2,8. Sokołowska i in. [31] wykazała, że wymiar fraktalny kwasu huminowego i jego soli sodowej (katalogowe preparaty firmy Fluka Chemika) wynosił odpowiednio 2,46 i 2,29 (z danych adsorpcji pary wodnej) oraz 2,71 i 2,13 (z danych porozymetrii rteciowej). Dla utworów torfowo-murszowych wymiar fraktalny obliczony na bazie danych retencji wody był dość wysoki i wynosił ok. 2,9 [27]. Natomiast wymiary fraktalne dla tych samych gleb, wyznaczone z danych adsorpcyjnych pary wodnej, mieściły się w granicach od 2,6 do 2,75. Dla gleb torfowo-murszowych, osuszanych w podwyższonej temperaturze, wymiar fraktalny wynosił od 2,05 do 2,45 oraz od 2,02 do 2,6, odpowiednio dla danych z porozymetrii rteciowej i adsorpcji azotu [28,29]. Rice i in. [20] określili wymiar fraktalny dla kwasów humusowych z torfu w granicach od 2,2 do 2,9, a dla tego typu związków, ale pochodzących z gleby, w granicach od 2,1 do 2,5. Wyznaczone w niniejszej pracy wymiary fraktalne ( $D$ ) dla murszów były wyraźnie wyższe od wymiarów fraktalnych cząsteczek kwasów humusowych i fulwowych wyznaczonych przez Österberga i in. [13,14]. Natomiast mieściły się w przedziałach dla  $D$  wyznaczonych przez Ricea i in. [20] oraz Ricea i Lina [18,19]. Należy podkreślić, że powyższe wartości wymiarów fraktalnych otrzymano stosując różne metody. Badania prowadzone dla gleb mineralnych wykazały, że zas-



tosowana metoda obliczeń wymiaru fraktalnego miała wpływ na otrzymane wyniki [4,30,32]. Stwierdzono, że wymiar fraktalny obliczony na podstawie danych adsorpcji pary wodnej był niższy, niż wymiar obliczonych z adsorpcji azotu. Ponadto wymiary te nie korelowały z wymiarem fraktalnym obliczonym z danych porozymetrii rtęciowej [30,32].

### WNIOSKI

Obliczone na podstawie danych adsorpcyjnych wymiary fraktalne badanych gleb mieściły się w przedziałach od 2,25 do 2,58 dla azotu oraz od 2,58 do 2,75 dla pary wodnej. Generalnie, dla wszystkich gleb zależność pomiędzy  $D(H_2O)$  i  $D(N_2)$  a stopniem zmurszenia można było, z dobrym przybliżeniem, opisać wielomianem, z wysokim współczynnikiem korelacji  $R^2$ . Analizowane mursze wyraźnie podzieliły się na dwie grupy. Ze wzrostem stopnia zmurszenia wymiar fraktalny  $D(N_2)$  w grupie pierwszej malał, a w drugiej wzrastał. Gleby z grupy pierwszej zalicza się do murszów torfiastych ( $Z_1$ ) bardzo słabo i słabo przeobrażonych ( $W_1 < 0,6$ ), a z grupy drugiej do murszów właściwych ( $Z_3$ ) średnio i silnie przeobrażonych ( $W_1 > 0,6$ ). Oszacowany, średni wymiar fraktalny  $D(N_2)$  wynosił odpowiednio, 2,49 i 2,37. Wyższa wartość  $D(N_2)$  murszów torfiastych sugeruje, że powinny się one charakteryzować bardziej rozbudowaną strukturą. Zależności pomiędzy wymiarami fraktalnymi a gęstością objętościową oraz porowatością badanych murszów była wyraźnie widoczna. Mursze typu  $Z_3$  charakteryzowały się niższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i niższą porowatością, a mursze typu  $Z_1$  wyższym wymiarem fraktalnym  $D(N_2)$  i wyższą porowatością. Dla badanych murszów wymiar fraktalny  $D(H_2O)$  nie zależał od ilości i jakości związków organicznych. Natomiast wymiar fraktalny obliczony z danych adsorpcji azotu  $D(N_2)$ , wyraźnie malał wraz ze wzrostem zawartości węgla organicznego, a wzrastał wraz z zawartością kwasów humusowych. W przypadku gleb torfowo-murszowych właśnie porowatość wydaje się decydować o ich niejednorodności geometrycznej.

### PIŚMIENNICTWO

1. **Anderson A.N., McBratney A.B., Crawford J.W.:** Applications of Fractals to Soil Science. Advances in Agronomy (Ed.: D.L. Sparks). Acad. Press., 63, 2-76, 1998.
2. **Gawlik J.:** Division of differently silted peat formation into classes according to their state of secondary transformations. Acta Agrophysica 26, 17-24, 2000.
3. **Jaroniec, M.:** Evaluation of the fractal dimension from a single adsorption isotherm. Langmuir 11, 2316-2317, 1995.

4. **Kozak E., Sokołowska Z., Sokołowski S., Wierchoś J.:** Surface fractal dimension of soil materials from pore size distribution data. I. A comparison of two methods of determination. *Polish J. Soil Sci.*, 28, 77-85, 1995.
5. **Lishtvan I.I., Abramets A.M., Kraiko V.M., Skoropanova L.S., Monich G.S., Kokonova S.V.:** Physicochemical prerequisites of peat soils degradation. *Acta Agrophysica* 26, 95-107, 2000.
6. **Malekani K., Rice J.A., Lin J.S.:** Fractal character of humin and its components. *Fractals*, 5, 83-100, 1997.
7. **Malekani K., Rice J.A., Lin J.S.:** The effect of sequential removal of organic matter on the surface morphology of humin. *Soil Sci.*, 162, 333-342, 1997.
8. **Malekani K., Rice J.A., Lin J.S.:** Fractal characterization of the surface of the humin fraction of soil organic matter. In: *Fractal Frontiers*. Novak M.M., Dewey T.G. (Eds.), World Scientific, Singapore, 367-381, 1997.
9. **Neimark, A.V.:** Determination of surface fractal dimension from the results of an adsorption experiment. *Russ. J. Phys. Chem.*, 64, 1398-1403, 1990.
10. **Neimark A.V.:** Fractal analysis of adsorption isotherms, *Phys. Rev. B* 50, 15435-15439, 1994.
11. **Okruszko H.:** Zasady rozpoznawania i podziału gleb hydrogenicznych z punktu widzenia potrzeb melioracji. *Bibl. Wiad. IMUZ*, 52, 7-54, 1976.
12. **Okruszko H.:** Phenomenon of peat soil degradation in the light experiments. *Acta Agrophysica* 26, 7-15, 2000.
13. **Österberg R., Mortensen K.:** Fractal geometry of humic acids. Temperature-dependent restructuring studied by small-angle neutron scattering. W: "Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health. Eds. N. Senesi and T.M. Miano, Elsevier Sci. B.V., Amsterdam-London-N.Y.-Tokyo, 127-132, 1994.
14. **Österberg R., Szajdak L., Mortensen K.:** Temperature-dependent restructuring of fractal humic acids: a proton-dependent process. *Environment International* 20, 77-80, 1994.
15. **Pachepsky Y.A., Ritchie J.C., Gimenez D.:** Fractal modelling of airborne laser alimetry data. *Remote Sens. Environ.*, 61, 150-161, 1997.
16. **Perfect E., Kay B. D.:** Application of fractals in soil and tillage research: a review. *Soil & Tillage Res.* 36, 1-20, 1995.
17. **Pfeifer, P., Cole, M.W.:** Fractals in surface science: scattering and thermodynamics of adsorbed films. *New. J. Chem.* 14, 221-232, 1990.
18. **Rice J.A., Lin J.S.:** Fractal nature of humic materials. *Environ. Sci. Technol.*, 27, 413-414, 1993.
19. **Rice J.A., Lin J.S.:** Fractal dimension of humic materials. W: "Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health (Eds: N. Senesi, T.M. Miano). Elsevier Sci. B.V., Amsterdam-London-N.Y.-Tokyo, 115-120, 1994.
20. **Rice A.J., Tombacz E., Malekani K.:** Application of light and X-ray scattering to characterize the fractal properties of soil organic matter. *Geoderma* 88, 251-264, 1999.
21. **Senesi N.:** The fractal approach to study of humic substances. W: "Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health (Eds: N. Senesi, T.M. Miano). Elsevier Sci. B.V., Amsterdam-London-N.Y.-Tokyo, 3-41, 1994.
22. **Senesi N.:** Aggregation patterns and macromolecular morphology of humic substances: a fractal approach. *Soil Sci.*, 164, 841-856, 1999.
23. **Senesi N., Lorusso G.F., Miano T.M., Maggipinto G., Rizzi F.R., Capozzi V.:** The fractal dimension of humic substances as a function of pH by turbidity measurements. W: "Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health. Eds. N. Senesi and T.M. Miano, Elsevier Sci. B.V., Amsterdam-London-N.Y.-Tokyo, 121-126, 1994.
24. **Senesi N., Rizzi F.R., Acquafredda P.:** Fractal dimension of humic acids in aqueous suspensions as a function of pH and time. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60, 1773-1780, 1996.

25. **Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P.:** Fractal humic acids in aqueous suspensions at various concentrations, ionic strengths, and pH values. *Colloids&Surfaces A*, 127, 57-68, 1997.
26. **Senesi N., Rizzi F.R., Dellino P., Acquafredda P., Maggipinto G., Lorusso G.F.:** The fractal morphology of soil humic acids. *Transactions*, V 3b, 81-82, 15th World Congress of Soil Sci., Acapulco, Mexico, July 1994.
27. **Ślawiński C., Sokołowska Z., Walczak R., Sokołowski S.:** Fractal dimension of peat soils from adsorption and from water retention experiments. *Colloids&Surfaces A*, 208, 187-199, 2002.
28. **Sokołowska Z., Hajnos M., Borówko M., Sokołowski S.:** Adsorption of thermally treated peat soils: the role of energetic and geometric heterogeneity. *J. Coll. Inter. Sci.*, 219, 1-10, 1999.
29. **Sokołowska Z., Hajnos M., Hoffmann Ch., Renger M., Sokołowski S.:** Surface fractal dimension of thermally treated peat soils from adsorption isotherms of nitrogen. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 163, 441-446, 2000.
30. **Sokołowska Z., Hajnos M., Hoffmann Ch., Renger M., Sokołowski S.:** Comparison of fractal dimensions of soils estimated from adsorption isotherms, mercury intrusion and particle size distribution. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 164, 591-599, 2001.
31. **Sokołowska Z., Sokołowski S.:** Influence of humic acid on surface fractal dimension of kaolin: analysis of mercury porosimetry and water adsorption data. *Geoderma*, 88, 233-249, 1999.
32. **Yokoya N., Yamamoto K., Funakuro N.:** Fractal-based analysis and interpretation of 3D natural surface shapes and their application to terrain modelling. *Comput. Vision Graphics Image Process.*, 46, 284-302, 1989.

## FRACTAL DIMENSION OF THE PEAT-MUCK SOILS AT DIFFERENT STATE OF THEIR SECONDARY TRANSFORMATION

*Z. Sokołowska*

Institute of Agrophysics Polish Academy of Sciences  
Doświadczalna 4 str., 20-290 Lublin 27, Poland

**A b s t r a c t.** Surface geometric heterogeneity of peat-muck soils in various phases of the mucking process was investigated. The soil material represented two kinds of muck, namely the peaty muck ( $Z_1$ ) and the proper muck ( $Z_3$ ) soils. The soils were characterized by the water holding capacity index,  $W_1$ , ranging from 0.44 to 0.82. This index describes the state of the mucking process. The adsorption of water vapour and nitrogen data were used to evaluate the surface fractal dimension ( $D$ ) from the Frenkela-Hilla-Halseya (FHH) isotherm equation. For all studied samples the surface fractal dimension obtained from adsorption of nitrogen ranged between 2.25 and 2.59, whereas estimated from water vapour adsorption – ranged between 2.58 and 2.75. The relationship between  $D$  and the water holding capacity index  $W_1$ , porosity, bulk density, content of the organic carbon and the sum of humic and fulvic acids were found. The fractal dimension  $D(N_2)$  of the  $Z_1$  soils, i.e., weakly secondary transformed ( $W_1 < 0.6$ ) peat, were close to 2.49, whereas the values of  $D(N_2)$  for  $Z_3$  soils, i.e., for strongly secondary transformed soils ( $W_1 > 0.6$ ) were close to 2.37. The peat muck soils  $Z_3$  exhibited lower fractal dimension  $D(N_2)$  and lower total porosity than proper peat-muck

soils  $Z_1$ . The fractal dimensions obtained from nitrogen adsorption data decreased significantly with an increase of organic carbon content and increased with the amount of humic and fulvic acids. In general, the main sources of the energetic and geometric heterogeneity of the solids are the complex chemical composition and irregularities of the mineral skeleton. However, in the case of peat-muck soils, the porosity seems to be the main factor determining their geometric heterogeneity.

**K e y w o r d s:** peat-muck soils, surface fractal dimension, state of secondary transformation