

ALOJZY KOWALKOWSKI, TOMASZ STASZEWSKI

WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ NAD METODYKĄ OKREŚLANIA JEDNORODNOŚCI SKAŁ MACIERZYSTYCH GLEB POCHODZENIA LODOWCOWEGO

Katedra Uprawy i Nawożenia Roli WSR Poznań

WSTĘP

Wśród osadów lodowcowych szczególnie duże przestrzenie zajmują moreny zbudowane ze zwałowych piasków gliniastych i spiaszczonych glin, zalegających warstwą niedużej na ogół miąższości na zwałowych glinach marglistych [9, 38, 43, 45]. Zróznicowana granulometria tych moren jest związana — według przyjętej wśród gleboznawców hipotezy R o d e g o [34], podtrzymywanej nadal przez tego autora [35] — głównie z procesami pedogenicznego rozkładu i syntezy minerałów ilastych. Nowsze badania mikromorfologiczne i mineralogiczne frakcji iłu koloidalnego nie potwierdzają w pełni tej hipotezy. I tak na przykład K u n d l e r [24], S t r e m m e i B a c h [43], S c h l i c h t i n g i B l u m e [41, 42] uważają powstanie powierzchniowej warstwy zubożalej w ił koloidalny za wynik głównie mechanicznego przemieszczania pionowego tej frakcji i jej akumulacji w dolnej części profilu glebowego.

Częściej jednak geneza górnej warstwy piaszczystej, nazwanej przez R u c h i n ę [37] „pseudomoreną”, wiąże się nie z procesem glebotwórczym, lecz geologicznym. W skład pseudomoreny mogą wchodzić materiały moreny ablacyjnej, opisanej już w 1909 roku przez T a r r a [44]. Morena ta, jak wiadomo [14], powstaje w wyniku wytapiania na powierzchni lodowca materiałów mineralnych, które w trakcie ściekania podlegają procesom segregacji i są względnie wzbogacane w ziarno grubsze. Występują tu także materiały morenowe wtórnie przekształcone kriomorficznie w peryglacialnej dziedzinie morfogenetycznej [32] z intensywnymi wg D y l i k a [4] oraz G o r n u n g a i T i m o f i e j e w a [10] procesami geliwacji, kongeliflukcji, kongelifrakcji i dekolmatacji. Trwa-

jące do dziś procesy deluwialne i spełzanie mas skalnych oraz działalność wód powierzchniowych przyczyniły się również, szczególnie w terenach pagórkowatych, do wtórnego zróżnicowania granulometrii górnych warstw moren lodowcowych.

Widzimy więc, że nie tylko proces pedogenezy jest przyczyną spiaszczenia górnej warstwy osadów morenowych, lecz może ono być związane z pierwotną i wtórną niejednorodnością geologiczną moren lodowcowych. Prawidłowe rozpoznanie pierwotnego i wtórnego złożenia skał macierzystych ma podstawowe znaczenie dla sposobu interpretacji rozwoju i właściwości gleb.

Dotychczasowe wyniki badań nad stratygrafią moren lodowcowych, oparte na metodach mineralogiczno-petrograficznych, nie dały jednoznacznych wyników. Stwierdzona np. przez Milthersa [30, 31], Madsena [26] i Hasemanna [11, 12] możliwość lokalnego określenia poszczególnych poziomów stratygraficznych za pomocą przewodnich grubszych odłamków skalnych została podważona przez Milthersa [29] i Wennberga [46]. Autorzy ci nie widzą w tych materiałach, podobnie jak Korn [16], wyraźnych wskaźników dla większych obszarów morenowych. Do podobnego wniosku skłaniają się Konieczny [15] i Krygowski [23].

Badania składu mineralnego frakcji piasku doprowadziły także do sprzecznych wniosków. Charakterystyczne różnice składu minerałów ciężkich w poszczególnych poziomach stratygraficznych moren znajdują między innymi White [47], Edelman [6], Fiedler [7, 8], Sarkisjan i Spasibuchowa [39]. Ruchina [38] wykazała natomiast istnienie tych samych asocjacji minerałów ciężkich w dwu poziomach morenowych. Fakty te związane są z ogromną niejednorodnością pochodzenia i wieku materiałów zwałowych w obrębie jednej moreny [23, 38, 48]. Woldstedt [48] uważa, że badanie składu mineralogiczno-petrograficznego należy przede wszystkim ograniczyć do określonych poziomów stratygraficznych w obrębie jednego zlodowacenia i na ich podstawie wyciągać wnioski ogólniejsze.

W tym kierunku idą badania uziarnienia osadów morenowych, będącego według Krumbaina [21], Sheppsa [40], Krygowskiego [23] dobrym wskaźnikiem stratygraficznym różnowiekowych moren, szczególnie w zasięgu niewielkich obszarów. W wielu publikacjach podstawą oceny jednorodności materiałów morenowych jest obraz uziarnienia moren w poszczególnych ich poziomach stratygraficznych, przedstawiony w postaci krzywych granulometrycznych [1, 2, 24, 25, 27, 28, 43]. Za wskaźnikowe przyjęto frakcje o średnicy cząstek $> 0,02$ mm, w warunkach klimatu umiarkowanego nieznacznie tylko zmienione przez procesy wietrzenia, a których przemieszczenie w profilu pod

wpływem procesu glebotwórczego jest mało prawdopodobne [24, 41, 42]. Dalszymi wskaźnikami środowiska sedymentacyjnego są: kształt ziarna, stopień jego obróbki, tzw. „stopień otoczenia” i stopień zmatowienia, dotychczas badane za pomocą metod morfoskopowych, opartych głównie na pomiarach optycznych [3, 5]. Opracowana przez Krygowskiego [22] metoda mechanicznego określenia stopnia otoczenia przy zastosowaniu graniformometru pozwoli niewątpliwie w szerszym zakresie wykorzystać morfologię ziaren do określania stratygrafii osadów lodowcowych.

Liczne już badania mikromorfologiczne wskazują na stosunkowo dużą łatwość przemieszczania cząstek mineralnych o średnicy $<0,02$ mm. Bilans profilowy tej frakcji daje, łącznie z krzywą uziarnienia, wskazówki o kierunkach i rozmiarach procesu przemieszczania drobnych frakcji zarówno w poszczególnych poziomach, jak też w całym profilu osadów morenowych i w glebie [20, 36]. Kundler [25] proponuje dodatkowe zbilansowanie próchnicy, CaCO_3 i frakcji $>0,02$ mm, przy uwzględnieniu kwarcu we frakcji $0,6-0,06$ mm jako minerału wskaźnikowego.

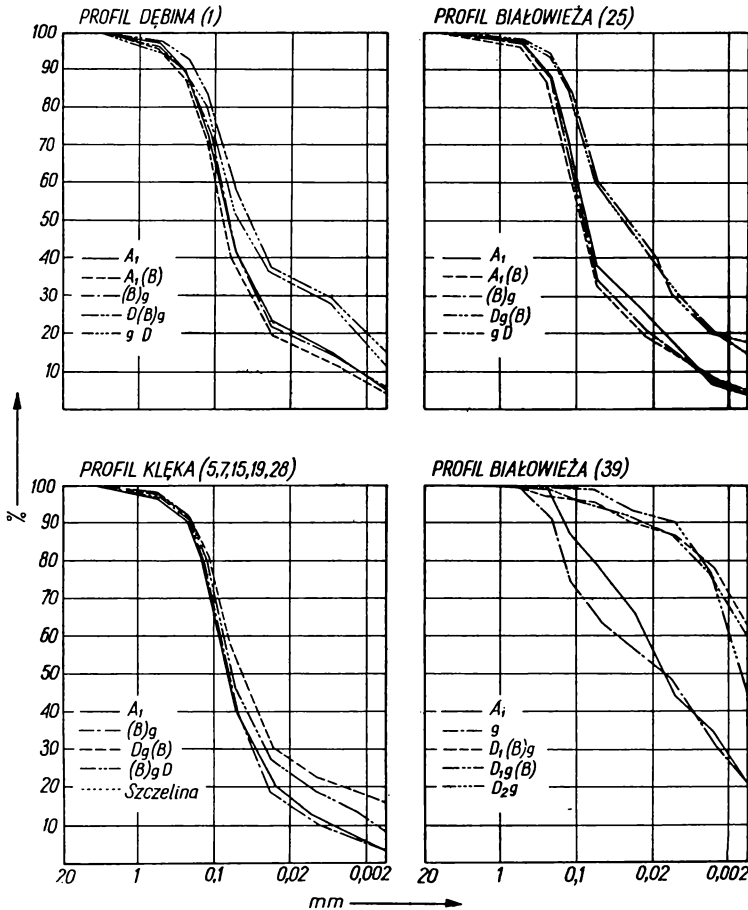
W poszukiwaniu prostej metody określenia jednorodności skał pochodzenia lodowcowego Barshad [1], Kundler [25], Schlichting i Blume [42] porównują stosunki ilościowe pomiędzy poszczególnymi frakcjami w uziarnieniu $>0,02$ mm. Do tej idei nawiązują Kowalkowski i Prusinkiewicz [19, 19a], obliczając wskaźniki granulometryczne na podstawie ilościowych stosunków frakcji piaszkowych i pyłowych. Dla jednorodnych materiałów morenowych wskaźniki stosunków poszczególnych frakcji są zbliżone do siebie, a osady genetycznie niejednorodne posiadają różne wskaźniki. Istnieje nawet możliwość prześledzenia zasięgu warstw genetycznie jednorodnych, których pierwotne cechy morfologiczne i własności chemiczne zostały zatarte i zmienione w procesie geologicznym lub glebotwórczym.

Należy nadmienić, że barwa jako zmienna cecha morfologiczna nie jest wg Krygowskiego [23] wystarczającym kryterium stratygraficznym, aczkolwiek często może być charakterystyczna na obszarach o mniejszym zasięgu. Bardzo ważnymi i trwałymi wskaźnikami morfologicznymi wtórnego przekształcenia moren są natomiast struktury krioturbacyjne, szczeliny mrozowe, ilaste i gliniaste toczne i inne cechy peryglacjalnego środowiska klimatycznego.

Różnorodność i duża złożoność procesów powstawania profilu stratygraficznego moren lodowcowych jest przyczyną ogromnego zróżnicowania wartości cech wskaźnikowych. W świetle przytoczonych danych z literatury wydaje się jednak, że proste porównanie cech najbardziej trwałych, do których należą ilościowe stosunki frakcji piaszkowych i py-

łowych w nawiązaniu do morfologii ziaren i ich składu mineralnego, może naświetlić zagadnienie jednorodności, posiadające podstawowe znaczenie dla genetyki gleboznawczej.

Przedstawione wyniki badań są próbą interpretacji profilowego złożenia skał macierzystych czterech gleb wytworzonych z osadów lodow-



Rys. 1. Krzywe uziarnienia masy mineralnej niektórych gleb wytworzonych z moren lodowcowych

Granulation curves of mineral mass of some soils formed from glacial moraines

cowych o zróżnicowanym składzie mechanicznym w profilu. Interpretację przeprowadzono w oparciu o obraz uziarnienia, wskaźniki granulometryczne, bilans ładu koloidalnego i skład ważniejszych minerałów ciężkich w profilu. Główna uwaga została zwrócona na wartość diagnostyczną wskaźników granulometrycznych.

Tabela 1

Profilowy bilans iłu koloidalnego - Profil balance of colloidal loam

Miejscowość Region Odkrywka nr Profile No.	Poziom Horizon	Miąższość poziomu Thick- ness of horizon m	Ciężar obję- tościo- wy Volumic gravity	Zawartość cząstek o średnicy <0,002 mm Content of particles with diameter <0,002 mm %	Zawartość cząstek o \varnothing <0,002 mm w 100 cm ³ danego poziomu Content of fraction <0,002 mm in 100 cc of the given horizon		Niedobory (-) i nadmiary (+) cząstek <0,002 mm w 100 cm ³ danego poziomu Difficiency (-) and excess (+) of parti- cles <0,002 mm in 100 cc of the given horizon	Sumaryczne niedobory i nadmiary cząstek <0,002 mm na 1 m ² danego profilu Sums of deficiency and of excess of particles <0,002 mm in 1 sq m. of given profile kg
					aktu- alna actual	począ- tkowa initial		
					g			
Dębina 1	A ₁	0,10	1,31	5,0	6,55		- 16,57	
	A ₁ (B)	0,30	1,55	4,0	6,20		- 16,92	
	(B)g	0,25	1,69	6,0	10,14		- 12,98	- 99,78
	Dg(B)	0,55	1,76	15,0	26,40		+ 3,28	+ 18,04
	gD		1,85	12,5	23,12	23,12		
Białowieża 25	A ₁	0,25	1,12	4,0	4,48		- 23,42	
	A ₁ (B)	0,10	1,67	6,0	10,02		- 17,88	
	(B)g	0,15	1,70	4,5	7,65		- 20,31	-106,89
	Dg(B)	0,50	1,89	18,5	34,96		+ 7,06	+ 35,30
	gD		1,86	15,0	27,90	27,90		
Kłęka	A ₁	0,37	1,55	3,5	5,42		- 10,15	
	(B)g	0,26	1,66	3,8	6,31		- 9,25	- 61,60
	Dg(B)	0,35	1,86	15,9	27,98		+ 12,41	+ 43,44
	gD		1,73	9,0	15,57	15,57		
Białowieża 39	A ₁	0,08	0,93	18,0	16,74		- 51,66	
	g	0,10	1,68	21,0	35,28		- 33,12	- 46,51
	D ₁ (B)g	0,22	1,53	62,5	95,62		+ 27,22	
	D ₁ g(B)	0,20	1,55	59,5	92,22		+ 23,82	+107,52
	D ₂ g		1,52	45,0	68,40	68,40		

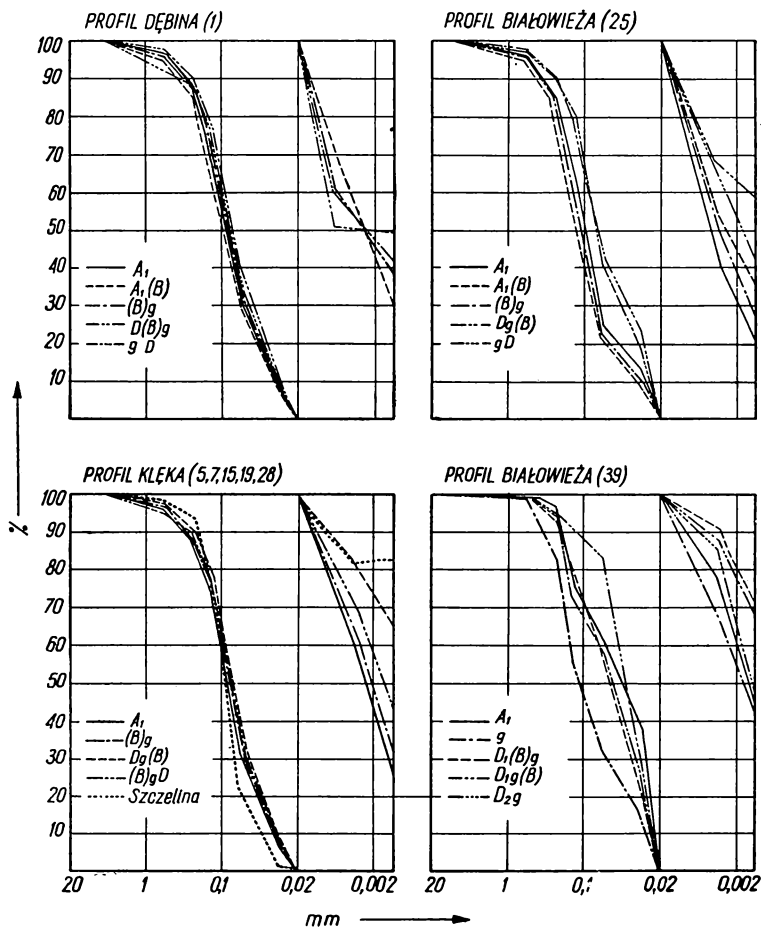
GLEBY I METODYKA BADAŃ

Do badań wybrano 4 gleby o zbliżonej budowie morfologicznej profilu, ukształtowane na lekko falistych morenach dennych. Są to:

— Płowoziem¹ wytworzony ze słabo przekształconych peryglacjalnie glin morenowych zlodowacenia bałtyckiego (Würm), stadium poznańskiego (frankfurckiego), w Leśnictwie Dębina, pow. Wągrowiec. Gleba leśna, profil nr 1, piasek gliniasty mocny pylasty, na średnio głębokiej glinie lekkiej słabo spiaszczonej [17].

¹ Nomenklatura gleby przyjęta za Prusinkiewiczem i Kowalkowskim [33].

— Płowoziem wytworzony z silnie przekształconych peryglacialnie piasków zwałowych, zalegających na glinie zwałowej zlodowacenia środkowo-polskiego (Riss), stadium warciańskiego w Białowieskim Parku Narodowym. Gleba leśna, profil 25, piasek gliniasty mocny, na średnio głębokiej glinie lekkiej słabo spiaszczonej pylastej [33].



Rys. 2. Krzywe uziarnienia frakcji $> 0,02$ mm oraz frakcji $< 0,02$ mm w niektórych glebach wytworzonych z moren lodowcowych

Granulation curves of fractions $> 0,02$ mm and of fractions $< 0,02$ mm in some soils formed from glacial moraines

— Płowoziem wytworzony z glin zwałowych zlodowacenia bałtyckiego (Würm), stadium leszczyńskiego (brandenburskiego), silnie przekształconych peryglacialnie, w Kłęcie (pow. Jarocin). Gleby uprawne, profile nr 5, 7, 15, 19, 28, piasek gliniasty lekki pylasty na średnio głębokiej glinie

lekkiej silnie spiazsczonej, pylastej [13]. W szczelinie grawitacyjnej piasek luźny [18].

— Pseudoglej wytworzony z silnie przekształconych peryglacialnie iłów zlodowacenia środkowo-polskiego (Riss), stadium warciańskiego w Białowieskim Parku Narodowym. Gleba leśna, profil nr 39, glina średnia na płytko zalegającym ile [33].

Tabela 2

Skład wskaźnikowych minerałów ciężkich (c.wł. > 2,9) we frakcji 0,06-0,25 mm
Composition of the index heavy minerals (spec. gravity > 2,9) in the fraction 0,06-0,25 mm

Miejscowość Region Odkrywka nr Profile No.	Głębokość pobrania próbki Depth cm	Minerały ciężkie Heavy minerals				Suma wskaźni- kowych minerałów ciężkich Summ of index heavy mine- rals	Zawartość minerałów ciężkich w 10 g próbki glebowej Content of heavy minerals in 10 g soil sample	Minerały wskaźnikowe w procentach ogólnej zawartości minerałów ciężkich Index minerals as % of total content of heavy minerals
		Granat	Cyrkon	Rutyl	Tur- ma- lin			
		%						
Dębina 1	0-10	18,3	11,3	5,0	0,7	35,3	0,65	0,23
	40-45	18,6	10,0	3,7	2,7	35,0	0,84	0,29
	90-100	22,2	9,0	5,3	0,3	36,8	0,54	0,20
	180-190	18,3	4,0	3,7	0,3	26,3	0,65	0,18
Białowieża 25	30-35	31,0	10,0	1,3	1,0	33,3	0,72	0,24
	45-50	28,0	4,7	1,7	0,7	35,1	0,69	0,24
	75-80	30,3	7,7	4,3	2,0	44,3	0,58	0,26
	140-150	26,5	7,0	1,5	0,5	35,5	0,69	0,24
Kłęka 15,28	55-60	16,8	10,7	3,5	1,3	32,3	n.o.	-
	85-140	16,0	10,6	2,8	1,5	30,9	n.o.	-
	szczelina	18,8	11,0	3,2	1,7	34,7	n.o.	-
Białowieża 39	0-3	38,7	6,0	3,3	2,3	50,3	n.o.	-
	10-15	33,0	7,3	3,3	5,7	49,3	0,44	0,22
	20-30	34,5	11,5	1,0	4,5	51,5	0,14	0,07
	55-60	34,5	8,3	1,7	4,0	49,4	0,19	0,09
	100-105	29,0	11,3	8,0	4,0	52,3	0,09	0,05

Szczegółowa charakterystyka budowy profilowej i właściwości fizycznych oraz chemicznych wymienionych gleb znajduje się w podanych pozycjach literatury.

Profilowe zróżnicowanie składu granulometrycznego badanych gleb ilustrują obliczone dla każdego z poziomów sumowane krzywe uziarnienia całej masy glebowej (rys. 1) oraz odrębnie (rys. 2) dla względnie stałych frakcji >0,02 mm i frakcji ruchomych <0,02 mm.

Profilowy bilans łu koloidalnego przedstawiony w tab. 1 obliczono według następującego wzoru:

$$DT^{\mp} = \sum(t_A - t_C) \cdot h \cdot 10$$

gdzie:

DT — sumaryczne niedobory (−) i nadmiary (+) frakcji łu koloidalnego wyrażone w kilogramach na 1 m² profilu glebowego w stosunku do hipotetycznej skały macierzystej (przeważnie węglanowej), nie zmienionej lub mało zmienionej przez proces glebotwórczy,

t_A — zawartość łu koloidalnego w gramach na 100 cm³ danego poziomu genetycznego,

t_C — zawartość łu koloidalnego w gramach na 100 cm³ hipotetycznej skały macierzystej,

h — miąższość poziomu lub warstwy glebowej wyrażona w metrach.

Wskaźniki granulometryczne zestawione w tab. 2 obliczono z ilościowych stosunków frakcji grubszych do drobniejszych według następującej kolejności: 1,0—0,1 : 0,1—0,02 mm, 1,0—0,5 : 0,5—0,1 mm, 1,0—0,5 : 0,25—0,1 mm, 0,5—0,25 : 0,25—0,05 mm.

Procentowy skład minerałów ciężkich (c. wł > 2,9) we frakcji 0,25—0,06 mm oznaczono przy użyciu mikroskopu Min 3.

WYNIKI BADAŃ

Krzywe uziarnienia masy glebowej zestawione na rys. 1 ilustrują w pierwszym rzędzie dwie ogólne prawidłowości profilowego zróżnicowania składu granulometrycznego. W górnych poziomach badanych gleb zawartość cząstek o średnicy < 0,02 mm jest mianowicie mniejsza w porównaniu z poziomami i warstwami głębszymi oraz poziom $Dg(B)$ jest znacznie wzbogacony w łu koloidalny w stosunku do nadległych poziomów glebowych, a niewiele w porównaniu z głębiej leżącą skałą.

W przeciwieństwie do frakcji części spławialnych krzywe uziarnienia frakcji piaszkowych posiadają w poszczególnych profilach bardziej zróżnicowany przebieg. Można tu również stwierdzić dwie prawidłowości. W profilach Dębina i Klęka odcinki krzywych uziarnienia dla frakcji piaszkowych poszczególnych poziomów są bardzo zbliżone do siebie, ze skrajnymi odchyleniami nie przekraczającymi 5%. Układ ten wskazuje na podobieństwo w uziarnieniu frakcji piaszkowych, niezależnie od istniejącego aktualnie składu granulometrycznego w profilu. Szczególnie zaznacza się to w profilach Klęka 15 i 28, w których obok gliny lekkiej i piasków gliniastych lekkich występują piaski luźne, wypełniające szczelinę grawitacyjną [18]. Stwierdzony stan nasuwa wniosek o pierwotnej jednorodności materiału morenowego w profilach Dębina i Klęka, którego

powierzchniowe warstwy zostały wtórnie zubożone w ruchome części spławialne i względnie wzbogacone w stałe frakcje piaskowe.

Bardziej skomplikowane układy krzywych uziarnienia dla frakcji piaskowych posiadają profile Białowieża 25 i 29. W profilu 25 można stwierdzić dwa układy przebiegu krzywych — jeden wspólny dla poziomów A_1 , $A_1(B)$ i $(B)g$ oraz drugi dla $Dg(B)$ i gD — co wskazuje na możliwość dwuwarstwowego złożenia, a więc niejednorodności skał macierzystych. W profilu 39 zaznacza się nawet czterodzielność osadów lodowcowych, w której każdy poziom glebowy ma inne wskaźnikowe uziarnienie frakcji piaskowych. Nasuwa to przypuszczenie o możliwości wytworzenia się każdego z poziomów glebowych w odrębnej stratygraficznie warstwie osadów.

Obraz uziarnienia frakcji stabilnych ($>0,02$ mm) na rys. 2, z bardzo zbliżonym przebiegiem krzywych dla wszystkich poziomów w profilu Dębina i Klęka, potwierdza przyjętą koncepcję pierwotnej jednorodności materiału skalnego. W profilu Białowieża 25 widoczne są dwa układy uziarnienia — wspólny dla bardziej piaszczystych poziomów górnych A_1 , $A_1(B)$ i Bg oraz dla zasobniejszych we frakcje pyłowe dolnych poziomów $Dg(B)$ i gD . Ich powstanie można tłumaczyć nasunięciem na glinę cienkiej warstwy częściowo przesegregowanych materiałów lodowcowych. Wielowarstwowość stratygraficzną w profilu Białowieża 39 szczególnie wyraźnie podkreśla uziarnienie poziomu g , zasobniejszego we frakcje piaskowe i części szkieletowe od poziomów w jego spągu i stropie. Na podstawie charakterystycznego uziarnienia można przypuszczać, że bardzo cienka warstwa poziomu g (około 10 cm) powstała w wyniku przepływu wód na powierzchni zwięzłego iłu. Później, być może w okresie peryglacjalnym, nastąpiło wzbogacenie tej namytej warstwy w części spławialne, pochodzące z iłu w spągu, a także przykrycie zasobniejszymi w pył materiałami mniej spiaszczonymi, prawdopodobnie lokalnego pochodzenia, na co wskazuje krzywa uziarnienia (A_1), podobna do krzywych iłu w poziomach $D_1(B)g$ i $D_1g(B)$.

Blizsze rozpatrzenie przedstawionego na rys. 2 obrazu uziarnienia frakcji $<0,02$ mm potwierdza opisane już na podstawie rysunku 1 wzbogacenie poziomu $D(B)$ w ił koloidalny, z wyraźnym zubożeniem ilościowym w poziomach nadległych. Widzimy jednocześnie, że ubytki w poziomie A_1 są ilościowo w przybliżeniu równoważne z przybytkami w poziomie $D(B)$, przyjmując za porównawczą zawartość cząstek $<0,002$ mm w niżej położonej skale.

Tę pozorną prawidłowość podważa jednak profilowy bilans iłu koloidalnego, obliczony w stosunku do objętości gleby, który, jak wynika z zestawienia w tab. 1, nie jest wyrównany. I tak w górnej części profilu Dębina suma niedoborów cząstek $<0,002$ mm jest 5,5-krotnie większa od

ich akumulacji w poziomie $D(B)$; odpowiednio w profilu Białowieża 25 — 3-krotnie i Klęka — około 1,5-krotnie. W poziomie $D(B)$ gleby Białowieża 39 znajduje się natomiast około 2,5-krotnie więcej cząstek $<0,002$ mm, niż ich ubyło w poziomach górnych.

Tłumaczenie tych faktów wyłącznie procesami pedogenezy, zgodnie z przyjętymi hipotezami przemywania [24, 41, 42, 43] oraz rozkładu i syntezy minerałów ilastych [34] włącznie z rozkładem frakcji grubszych [35, 36], nie daje zadowalających rezultatów. Nie wydaje się bowiem możliwe wymycie np. z powierzchni 1 m^2 profilu glebowego Dębina i Białowieża 25 tak znacznych ilości minerałów ilastych (dochodzących do 70—80 kg) przez wody opadowe przesiąkające wgłębnie i bocznie. Mało prawdopodobne jest również zwiększenie albo zmniejszenie miąższości spiaszczonych warstw przez denudację, posiadającą nieznaczne nasilenie w płaskim terenie otaczającym. Nie negując niewątpliwego wpływu procesu glebotwórczego na profilowy układ uziarnienia masy mineralnej należy jednak przyjąć procesy geologiczne w wielu przypadkach jako główną przyczynę profilowego zróżnicowania składu granulometrycznego osadów lodowcowych, jak to zresztą sugerują krzywe uziarnienia na rys. 1 i 2. Niemalą rolę w kształtowaniu skał odegrała niewątpliwie denudacja klimatyczna, związana ze środowiskiem peryglacjalnym, którego wskaźnikami są np. szczeliny mrozowe w profilu Dębina [17] oraz rytmiczność spływowych tekstur piasków w szczelinie profilów Klęka 15 i 28 [18].

W konsekwencji dochodzimy do wniosku, że wszystkie omawiane gleby powstały przynajmniej z dwu skał macierzystych o różnym składzie granulometrycznym i własnościach fizycznych oraz chemicznych. Profilowy bilans poszczególnych składników, tak często stosowany i zalecany np. przez Rodego [34, 35], Barshada [1], Kundlera [25], Rogowoja i Samodurova [36] oraz innych autorów, nie może być przeto rozpatrywany tylko z pedogenetycznego punktu widzenia.

Zestawione w tab. 2 procentowe zawartości ważniejszych minerałów ciężkich we frakcji $0,25—0,06$ mm oraz ich ogólne zawartości procentowe w danym poziomie glebowym nie dają wyraźniejszych wskazówek odnośnie stratygrafii osadów lodowcowych w profilach Dębina, Białowieża 25 i Klęka. Oprócz zbliżonego składu minerałów ciężkich na całej głębokości tych profilów zaznacza się jednakże charakterystyczne zróżnicowanie ilościowe, związane z wiekiem osadów. Młodsze osady zlodowacenia bałtyckiego w profilach Dębina i Klęka zawierają większe ilości minerału cyrkonu niż osady zlodowacenia środkowo-polskiego w profilu Białowieża 25 i 39, bogatsze z kolei w granat. Stosunkowo duża zawartość turmalinu w profilu Białowieża 39 jest wskaźnikiem jego odrębności stratygraficznej w porównaniu z profilem Białowieża 25, co wynika także z obra-

zu uziarnienia na rys. 1 i 2. Odreślność tę, związaną z wielowarstwowym złożeniem profilu Białowieża 39, podkreślają zresztą zestawione w tab. 2 wskaźniki ogólnej zawartości minerałów ciężkich i ilościowe stosunki wskaźnikowych minerałów ciężkich do ich ogólnej zawartości. Tak więc w profilach Dębina, Klęka i Białowieża 25, złożonych z osadów o zbliżonym wieku, skład minerałów ciężkich nie daje podstaw do rozróżnienia utworów morenowych pierwotnie i wtórnie niejednorodnych.

T a b e l a 3

Wskaźniki granulometryczne niektórych gleb wytworzonych ze stratygraficznie jednorodnych i niejednorodnych lodowcowych osadów morenowych
Granulometric indices of some soils formed from stratigraphically homogeneous and unhomogeneous glacial moraine deposits

Miejscowość Region Odkrywka nr Profile No.	Poziomy Horizons	Wskaźniki granulometryczne Granulometric indices					Cząstki o średnicy Particles with diameter %	
		1,0- 0,1 mm	1,0- 0,5 mm	1,0- 0,5 mm	0,5- 0,25 mm	0,5- 0,25 mm	<0,02 mm	>1,0 mm
		0,1- 0,02 mm	0,5- 0,1 mm	0,25- 0,1 mm	0,25- 0,1 mm	0,25- 0,05 mm		
Dębina 1	A ₁	1,94	0,17	0,24	0,49	0,31	16,0	2,73
	A ₁ (B)	2,11	0,16	0,23	0,45	0,32	13,0	5,23
	(B)g	1,91	0,16	0,22	0,41	0,25	15,5	3,11
	Dg(B)	1,32	0,13	0,18	0,35	0,19	30,5	2,17
	gD	1,40	0,16	0,20	0,30	0,17	30,5	6,13
Białowieża 25	A ₁	2,83	0,17	0,27	0,55	0,42	17,5	3,07
	A ₁ (B)	3,15	0,18	0,29	0,56	0,41	17,0	11,65
	(B)g	3,41	0,22	0,30	0,60	0,49	16,5	2,99
	Dg(B)	1,19	0,11	0,15	0,34	0,12	31,0	2,18
	gD	1,32	0,11	0,15	0,32	0,19	33,5	2,88
Klęka	A ₁	1,9	0,12	0,16	0,39	0,24	13,4	3,79
	Eg	1,8	0,11	0,16	0,40	0,24	12,3	3,29
	Dg(B)	1,4	0,11	0,15	0,37	0,20	23,9	2,02
	(B)gD	1,6	0,13	0,17	0,36	0,22	20,5	3,12
	szczelina	3,4	0,07	0,09	0,28	0,20	2,8	1,31
Białowieża 39	A ₁	0,58	0,06	0,16	1,50	0,55	39,0	-
	g	2,09	0,29	0,68	1,29	0,72	49,0	0,56
	D ₁ (B)g	0,50	0,19	0,40	1,10	0,31	87,5	0,0
	D ₁ g(B)	0,74	0,17	0,40	1,35	0,42	87,0	0,0
	D ₂ g	0,12	0,20	1,00	1,00	0,09	90,5	0,0

Pewne sugestie w tym kierunku można jednakże wysunąć na podstawie wskaźników granulometrycznych, zestawionych w tab. 3. Analizując profilowe różnicowanie tych wskaźników znajdujemy przede wszystkim potwierdzenie czterowarstwowości osadów lodowcowych w profilu Białowieża 39, na którą wskazywały już krzywe uziarnienia

na rys. 1 i 2 oraz skład minerałów ciężkich w tab. 2. Wszystkie wskaźniki granulometryczne posiadają tu wyraźnie różne wartości dla poszczególnych warstw. Podobnie też w profilu Białowieża 25, złożonym z dwuwarstwowych osadów lodowcowych, wskaźniki granulometryczne zdecydowanie wykazują dwa układy uziarnienia, związane z pierwotną niejednorodnością skał macierzystych.

Bardziej skomplikowane są układy wskaźników granulometrycznych w pierwotnie jednorodnych osadach morenowych profilów Dębina i Kłęka, których powierzchniowe warstwy zostały wtórnie przetworzone przez czynniki egzogeniczne. Ilościowe stosunki frakcji piasku grubego do sumy średniego i drobnego oraz frakcji piasku grubego do drobnego posiadają mianowicie podobne wartości na całej głębokości tych profilów, wskazując na pierwotną jednorodność złożenia materiałów lodowcowych. Stosunki frakcji 1,0—0,1 : 0,1—0,02 mm, 0,5—0,25 : 0,25—0,1 mm i 0,5—0,25 : 0,25—0,05 mm wykazują natomiast charakterystyczną profilową dwudzielność składu mechanicznego — na wtórnie spiaszczoną warstwę górną (poziomy A_1 , $A_1(B)$, $(B)g$) i pierwotnie zasobną w części $<0,02$ mm warstwę dolną (poziomy $Dg(B)$, $(B)gD$ i gD). Stąd wynika sugestia, że za pomocą wskaźników granulometrycznych można określić zarówno geologiczną jednorodność, jak też geologiczną niejednorodność pierwotną i wtórną osadów mineralnych.

Ze względu na małą ilość zbadanych profilów glebowych konieczne jest jednak przeprowadzenie dalszych badań włącznie z analizą statystyczną, określającą wartość diagnostyczną wskaźników granulometrycznych.

PODSUMOWANIE

Na przykładzie 4 profilów glebowych, wytworzonych z dwuczłonowych morenowych osadów zlodowacenia bałtyckiego (Würm) i zlodowacenia środkowo-polskiego (Riss) dokonano interpretacji sumowanych krzywych uziarnienia masy glebowej (rys. 1) oraz odrębnie krzywych uziarnienia dla względnie stałych frakcji $>0,02$ mm i frakcji ruchomych $<0,02$ mm (rys. 2), jako wskaźników stratygraficznych jednorodności osadów lodowcowych. W tym samym celu rozpatrzony został profilowy bilans iłu koloidalnego (tab. 1), procentowy skład wskaźnikowych minerałów ciężkich (tab. 2) i wskaźniki granulometryczne (tab. 3).

Profilowe układy wymienionych wskaźników, a szczególnie wskaźników granulometrycznych, pozwalają wnioskować o geologicznej jednorodności osadów lodowcowych z możliwością odróżnienia pierwotnej i wtórnej niejednorodności tych skał.

LITERATURA

- [1] Barshad I.: Soil development. Chemistry of the soil. A.C.S. Monograph series. New York 1955.
- [2] Blume H. P., Schlichting E.: Nachweis einer Tonverlagerung in Bodenprofilen. Zeitsch. f. Pflanzenern., Düng. Bod., 85, 130, 1959, z. 3, s. 227—244.
- [3] Cailleux A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geologische Rundschau, XL, 1952, s. 11—19.
- [4] Dylik J.: O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Łódzkie Towarzystwo Naukowe. Wydział III, nr 24, Łódź 1953.
- [5] Dylikowa A.: Metody sedimentologiczne i próby ich zastosowania w geomorfologii. Przegląd Geograficzny, 25, 1953, nr 2, s. 78—87.
- [6] Edelman C. H.: Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten. Geologische Rundschau, 29, Stuttgart 1938.
- [7] Fiedler A.: Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln in mittleren und westlichen Norddeutschland. Zeitschrift für Angewandte Mineralogie, 1, 1939.
- [8] Fiedler A.: Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Dänemark, Oberschlesien und Norddeutschland. Zeitschrift für Angewandte Mineralogie, 2, 1940.
- [9] Flint R. F.: Glacial geology and the Pleistocene Epoch. New York and London 1947.
- [10] Gornung M. B., Timofiejew D. A.: O zonalnych osobiennostiach projawlenija ekzogennych reliefoobrazujuszczich processow. Woprosy Fiziczeskoj Geografii. Moskwa 1958, s. 74—102.
- [11] Hesemann J.: Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 53, Berlin 1932.
- [12] Hesemann J.: Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. Abhandlungen Nat. Ver. Bremen, 31, 1939.
- [13] Hoffmann M., Kowalkowski A., Staszewski T.: Gleby pola doświadczalnego Przemysłowo-Rolnych Zakładów Zielarskich „Herbapol” w Kłęsce powiat Jarocin. Roczniki Wyższej Szkoły Rolniczej w Poznaniu, t. 19, 1964.
- [14] Klimaszewski M.: Geomorfologia ogólna. Warszawa 1961.
- [15] Konieczny S.: Z badań nad rozmieszczeniem erratyków krystalicznych zlodowacenia plejstoceńskiego w zachodniej Polsce. Prace Kom. Przyr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. 2, z. 1, Poznań 1956.
- [16] Korn J.: Über diluviale Geschiebe der Königsberger Tiefbohrungen. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 15, Berlin 1894.
- [17] Kowalkowski A.: Warunki wodne i niektóre chemiczne właściwości gleb w lasach dębowych okolic Wągrowca. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyd. Nauk Roln. i Leśn., t. 10, z. 1—2, Poznań 1961, s. 36—136.
- [18] Kowalkowski A.: Z badań nad genezą skał macierzystych gleb okolic Nowego Miasta (Wielkopolska). Roczn. Glebozn., t. 13, 1963, z. 1, s. 237—244.
- [19] Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z.: Wskaźniki granulometryczne jako kryterium jednorodności osadów lodowcowych. Roczniki Glebozn., do-datek do t. 13, 1963, s. 158—162.
- [19a] Kowalkowski A., Prusinkiewicz Z.: Morfologiczne przejawy procesów bielcowania i procesów glejowych w glebach Białowieskiego Parku Na-

- rodowego. Robocza Konferencja Terenowa Komisji Gleb Leśnych PTG w Białowieskim Parku Narodowym, 27—28.XI.1962, Poznań.
- [20] Kowalkowski A.: Główne kierunki rozwoju gleb w warunkach środowiska morfogenetycznego Wzgórzy Dalkowskich. Rękopis, 1965.
- [21] Krumbein W.: Textural and litological variations in glacial till. *Journ. Geol.* v. 4, 1933.
- [22] Krygowski B.: O przydatności metody mechanicznego oznaczania obróbki ziarna piasku lub żwiru. *Przegląd Geologiczny*, nr 10, 1959, s. 459—463.
- [23] Krygowski B.: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Komitet Fizjograficzny, Poznań 1961.
- [24] Kundler P.: Zur Kenntnis der Rasenpodsole und Grauen Waldböden Mittelrusslands im Vergleich mit den Sols lessivés des westlichen Europas. *Zeitsch. f. Pflanzenernähr. Düng. Bod.* 86 (131), z. 1, 1959, s. 16—33.
- [25] Kundler P.: Zur Methodik der Bilanzierung der Ergebnisse von Bodenbildungsprozessen (Profilbilanzierung) dargestellt am Beispiel eines Texturprofiles auf Geschiebemergel in Norddeutschland. *Zeitschrift für Pflanzenernähr. Düng. Bod.* 86 (131), 1959, s. 215—222.
- [26] Madsen V.: Übersicht über die Geologie von Dänemark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, R. 5, nr 4, Kopenhaga 1928.
- [27] McCaleb S. B., Cline M. G.: Profil studies of normal soils of New York. III. Physical and chemical properties of brown forest and gray-brown podzolic soils. *Soil Sci.*, 70, 1950, s. 315—328.
- [28] Mick A. H.: The pedology of several profiles developed from the calcareous drift of Eastern Michigan. *Mich. Agric. Exp. Sta-Techn. Bull*, 212, 1949, s. 1—53.
- [29] Milthers K.: Ledeblokke og Landskabsformer i Danmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, R. 11, nr 69, 1942.
- [30] Milthers V.: Beiträge skandinavischer Leitgeschiebe für die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 91, Stuttgart 1939.
- [31] Milthers V.: Et Tilbageblik over Strejftog efter Ledeblokke gennem. 40 Aar 1898—1937. *Med. Dansk. Geol. Foren.*, 11, 1948.
- [32] Peltier L. C.: The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorfology. *Annales Assoc. Amer. Geogr.*, R. 40, nr 3, 1950.
- [33] Prusinkiewicz Z., Kowalkowski A.: Studia gleboznawcze w Białowieskim Parku Narodowym. *Roczn. Glebozn.*, t. 14, z. 2.
- [34] Rode A. A.: Podzoloobrazowatielnyj process. Moskwa—Leningrad 1937.
- [35] Rode A. A.: K woprosu ob opodzoliwanii i lessiważe. *Poczwoowiedien.*, 7, 1964, s. 9—23.
- [36] Rogowoj P. P., Samodurov P. S.: Minerály i chemiczeskije elementy w profilu silnoopodzolennyh dielniowopodzolistykh poczw Biełoruszii, obrazowawsichsja na lessowych porodach. *Poczwoobrazujuszczije porody i ich rol w formirowanii poczw BSSR*. Mińsk 1962, s. 55—149.
- [37] Ruchina E. W.: K woprosu o formirowanii koniecznyh moren w rajonie Chibin. *Uczebnyje Zapiski ŁGU*, nr 226, s. geol. nauk. 1957.
- [38] Ruchina E. W.: Litologičeskije osobienności moreny posledniego oledienienija i ispolzowanije ich pri stratigrafičeskich issledowanijach na primiere siewierno-zapadnoj czasti Russkoj Platformy. *Materiały sowieszczanija po izuczeniju czetwierticznogo perioda*. t. 1, 1961, s. 205—211.
- [39] Sarkisjan S. G., Spasibuchowa K. I.: Minerálogičeskije korreljatiwy

- czwartecznych otłóżeń Moskowskiej oblasti. Zapiski Wsesojuznogo Miner. Obszczestwa, nr 2—3, 1944.
- [40] Schepps V.: Correlation of the till of North-eastern Chio by size analysis. Journ. Sediment. Petrol., v. 67, nr 9, 1953.
- [41] Schlichting E., Blume H. P.: Das typische Bodenprofil auf jungpleistozänem Geschiebemergel in der westbaltischen Klimaprovinz und seine grundsätzliche Deutung. Zeitsch. für Pflanzenernäh. Düng. Bodenkun., 95(140), 1961, z. 3, s. 193—208.
- [42] Schlichting E., Blume H. P.: Art und Ausmass der Veränderungen des Tonmineralbestandes typischer Böden aus jungpleistozänem Geschiebemergel und ihrer Horizonte. Zeitsch. für Pflanzenernäh. Düng. Bodenkun., 95(140), z. 3, 1961, s. 227—239.
- [43] Stremme H. E., Bach H.: Merkmale der Bodenbildung auf dem jungpleistozänem Geschiebemergel in Schleswig-Holstein. Zeitsch. für Pflanzenernäh. Düng. Bodenkun., 88 (133), z. 2, 1960, s. 148—155.
- [44] Tarr R.: Some phenomena of the glacier margins in the Jakutof bay, region Alaska. Zeitschr. für Gletscherkunde, 3, 1909.
- [45] Torell O.: On the glacial phenomena of North America. Amer. Journ. Sci., ser. 3, v. 13, 1877.
- [46] Wennberg G.: Differentialrörelser i Inlandsisen. Medd. Lunds Geol.-Min. Institut., nr 114, 1949.
- [47] White G. W.: Soil minerals as a check etc. Science, 73, 1934.
- [48] Woldstedt P.: Das Eiszeitalter. Erster Band. Stuttgart 1954.

А. КОВАЛЬКОВСКИ, Т. СТАШЕВСКИ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МЕТОДИКЕ
ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОДНОРОДНОСТИ МАТЕРИНСКОЙ ПОРОДЫ ПОЧВ
ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Кафедра Агротехники и Удобрения Познанской Сельскохозяйственной Академии

Резюме

На примере четырех разрезов почв сформировавшихся из двучленных мореновых отложений балтийского оледенения (Вюрм) и среднепольского оледенения (Рисс) осуществлена интерпретация суммарных кривых зернистости (крупности частиц) почвенной массы (рис. 1) и отдельно кривых зернистости для относительно устойчивых фракций $> 0,02$ мм и подвижных фракций $< 0,02$ мм (рис. 2), как показателей стратиграфической однородности ледниковых отложений. С такой-же целью был рассмотрен в профиле баланс коллоидального ила (таб. 1), процентный состав тяжелых минералов (таб. 2) и гранулометрические показатели (таб. 3).

Расположение указанных показателей в профиле, особенно гранулометрических показателей, дает возможность делать выводы по отношению геологической однородности ледниковых отложений и различать исходную и вторичную неоднородность этих пород.

A. KOWALKOWSKI, T. STASZEWSKI

PRELIMINARY STUDIES REGARDING A METHOD FOR DETERMINATION
OF THE HOMOGENEITY OF PARENT ROCKS OF SOILS OF GLACIAL ORIGIN

Department of Soil Cultivation and Fertilization, College of Agriculture, Poznań

S u m m a r y

On the example of four soil profiles formed by moraine sediments from the Baltic (Würm) and middle-Polish (Riss) glaciation period, authors attempt to interpret the summed grading curves of the whole soil mass (fig. 1), and separately of the grading curves of the relatively stable (> 0.02 mm) and the mobile (< 0.02 mm) fractions (fig. 2) as stratigraphic homogeneity indexes of the glacial sediments. To this end were examined the colloidal-clay balance of the profiles (tab. 1), the percentage distribution of the heavy indicator minerals (tab. 2), and the granulometric indexes (tab. 3).

The pattern of those indexes, notably the granulometric ones, allows to infer on the geologic homogeneity of the glacial sediments and to distinguish primary from secondary unhomogeneity in the respective rocks.