



tyle, ilu autorów zajmuje się tą młodą gałęzią sedymentologii. Niemniej wyniki osiągnięte przy badaniach czwartorzędu i nie tylko czwartorzędu, metodami granulometrycznymi, pozwalają stosować je zwłaszcza w obszarach takich jak Wyżyna Lubelska.

Materiały do niniejszej pracy zbierano w okolicy Chełma. Do wybrania tego terenu skłoniły autorów głównie dwie przesłanki: występowanie w wymienionym obszarze dużej mozaiki osadów plejstoceńskich i istnienie kwestii spornych w zakresie stratygrafii tych osadów. Intencją autorów było więc chociaż częściowe zapełnienie luki w opracowaniu osadów plejstoceńskich Wyżyny Lubelskiej od strony granulometrii, określenie cech granulometrycznych osadów okolic Chełma ze zróżnicowaniem ich na grupy genetyczne oraz dostarczenie materiałów, które być może pozwoliłyby na rozwikłanie niektórych zagadnień stratygraficznych.

Na zakończenie powyższych uwag wstępnych miło nam jest złożyć serdeczne podziękowanie Prof. Dr Cz. Pachuckiemu, Kierownikowi Katedry Geologii UMCS w Lublinie i Dr J. Morawskiemu, za udzielenie wielu cennych rad i wskazówek oraz życzliwy stosunek do wykonywanej pracy. Dziękujemy także Mgr Mgr J. Pomianowi i J. Kaszyńskiemu z Katedry Gleboznawstwa UMCS za bezinteresowne wykonanie analiz składu mechanicznego, Mgr J. Buraczyńskiemu za użyczenie próbek glin zwałowych z okolic Biłgoraja, a Mgr Inż. J. Czapskiemu za pomoc w pracach terenowych.

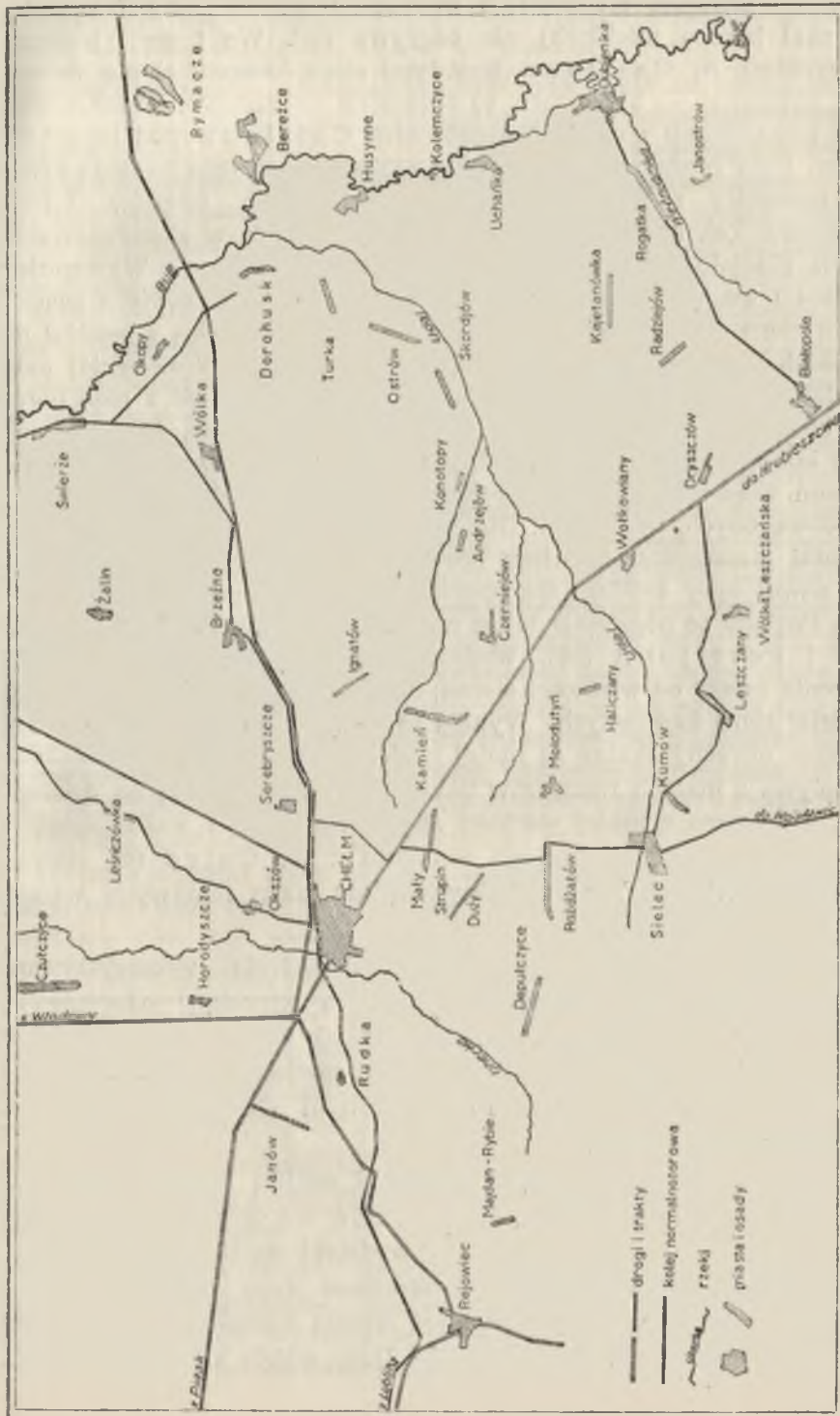
## 2. PRZEGLĄD NAJWAŻNIEJSZYCH METOD BADAWCZYCH I POGLĄDÓW

Chociaż granulometria jako dyscyplina naukowa znajduje się dopiero w powijakach, to indeks jej prac jest już bogaty. Większość badaczy porusza jednak tylko wycinkowe zagadnienia, omawiając np. skład mechaniczny czy samo obtoczenie okruchów skalnych z pominięciem innych cech osadu. Oczywiście zakres poruszanych zagadnień zależy najczęściej od rodzaju pracy, który zwykle nie jest bezpośrednio związany z granulometrią.

Największe zasługi dla rozwoju współczesnej granulometrii położył A. C a i l l e u x i szkoła francuska zarówno pod względem metodycznym, jak i merytorycznym. A. C a i l l e u x (4, 5) jest m. in. popularyzatorem wskaźników zaokrąglenia i spłaszczenia \*). Badania otoczków i żwirów dowiodły bowiem, że kształt ich zależy od środowiska sedymentacji (roz-

---

\*) wskaźnik zaokrąglenia —  $\frac{2r_1}{L}$ , wskaźnik spłaszczenia —  $\frac{L+1}{2e}$



Ryc. 1. Mapa sytuacyjna badanego obszaru  
 Situation of the area investigated

różnianie otoczaków rzecznych i morskich); jakość skały (za wyjątkiem skał bardzo miękkich) nie odgrywa roli. We frakcji piaszczystej wyróżnił A. Cailleux trzy typy ziarn kwarcu: a) nie obtoczone, b) obtoczone — błyszczące, c) obtoczone — matowe. Badanie obtoczenia i charakteru powierzchni prowadzi Cailleux pod lupą binokularną. Poza spostrzeżeniami natury ogólnej prace tego badacza zawierają materiały z interesujących nas szczególnie terenów Europy Wschodniej. Tak np. stwierdza Cailleux (3), że w skandynawskich osadach glacialnych przeważają ziarna nie obtoczone. Występujący w Polsce i we Wschodniej Europie materiał glacialny zawiera znaczny procent ziarn obtoczonych i błyszczących, które pochodzą z osadów oligoceńskich i miocenijskich. Ziarna matowe w Europie Wschodniej mogą pochodzić z piaskowców paleozoicznych, jednak większość z nich uważa Cailleux za czwartorzędowe. Oprócz tego stwierdza, że środowisko wodne konserwuje w osadach luźnych cechy nabyte w środowisku poprzednim. Stąd też w osadach rzecznych może występować duży odsetek ziarn obtoczonych, matowych. Dlatego obok badań morfoskopowych nad frakcjami piaszczystymi, należy prowadzić obserwacje nad otoczakami, które nawet przy krótkim transporcie tracą cechy poprzedniego środowiska. Poglądy te podzielają także m. in. Russel, Taylor, Krumbein i Pettijohn (38). Według tych wszystkich badaczy stopień obtoczenia zależy od wielkości ziarna; im drobniejsza frakcja, tym większy udział ziarn kanciastych. Wynika to — wg Cailleux (5) — stąd, że drobne okruchy skalne są mniej podatne na obróbkę mechaniczną, co wypływa z małych rozmiarów powierzchni wystawionej na działanie tarcia, a zarazem z małej wartości siły tarcia. Drugie ważne spostrzeżenie tegoż badacza, poczynione wspólnie z A. Caire (6), dotyczy charakteru powierzchni ziarn skalnych (ilość ziarn matowych wzrasta wraz z ich wielkością).

Dotychczas najbardziej rozpowszechnione było wykorzystywanie składu mechanicznego osadów do wyciągania wniosków odnośnie ich genezy, wieku itp. zagadnień. Stąd też niemal każda praca, dotycząca w jakimkolwiek stopniu skał klastycznych, zawiera uwagi i spostrzeżenia na ten temat. Pod względem metodycznym interesujące są oczywiście tylko niektóre prace.

K. H. Sindowski (49) wykorzystał analizę kształtu krzywych kumulacyjnych składu mechanicznego osadów dla określenia ich genezy. Na podstawie kilku tysięcy wykresów wydzielił on 10 typów krzywych kumulacyjnych, charakteryzujących określone typy osadów morskich i rzecznych. Podobne próby czynił już zresztą dawniej F. J. Pettijohn (38), a także G. Lüttig (28). Duży wybór krzywych kumula-

cyjnych dla osadów glacialnych zawierają prace geologów skandynawskich: J. Lundqvista (27) i V. Okko (35, 36).

Wspomniany już Pettijohn zasługuje także na uwagę ze względu na rozpowszechnienie wzoru Traska ( $S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ ), stosowanego do podania liczbowych wartości stopnia wysortowania osadów.

Obliczenia zawartości poszczególnych frakcji w osadzie służą nie tylko do określania stopnia wysortowania, czy też krzywej kumulacyjnej. Znany jest cały szereg współczynników, wyliczanych w oparciu o skład mechaniczny, z których najpowszechniejszy jest średni rozmiar ziarn (mediana).

Ł. B. Ruchin (43) zastosował współczynniki granulometryczne do określenia genezy osadu. W oparciu o zestawienia graficzne stopnia wysortowania i wielkości ziarna, wydzielił on trzy środowiska sedymentacji wodnej i jedno — eolicznej. Tak więc przy słabym lub laminarnym ruchu wody osadza się materiał drobnodziarnisty i dobrze sortowany (niektóre odcinki rzek, przede wszystkim jeziora i zbiorniki głęboko-morskie); przy postępowym i turbulencyjnym ruchu wody — średni rozmiar ziarn wykazuje dużą zmienność, a wysortowanie jest słabe (osady rzeczne i szelfowe); w przypadku ruchu falowego wody średni rozmiar ziarn jest także zmienny, ale wysortowanie osadu bardzo dobre (osady przybrzeżne, morskie). W środowisku eolicznym decydującą rolę odgrywa postępowy ruch wiatru, osady są źle sortowane, a średnica ziarn nie przekracza z reguły 1 mm. Na uwagę zasługuje stwierdzenie Ruchina, że wielokrotność maksimum na krzywej rozsiewu świadczy o wielokrotności procesu sedymentacji.

Badania obróbki ziarn piasku i charakteru ich powierzchni prowadzone były oprócz A. Cailleux przez szereg uczonych, którzy na podstawie tych cech wyciągali wnioski odnośnie paleoklimatu, warunków transportu oraz charakteru środowiska sedymentacyjnego czy alimentacyjnego (H. Alimen, L. Berthois, A. Caire, D. Fenet, S. Francois, P. Hupe, B. Krygowski, F. J. Pettijohn, J. Portier, J. P. Portmann, K. Richter, Ł. B. Ruchin, J. Syniewska, J. Trembaczowski, J. Tricart, M. Turnau-Morawska, E. Szádeczky-Kardoss). Charakterystykę tych badań z uwagami na temat strony metodycznej zawierają prace Dorywalskiego (9), Portmanna (40), Sarkisjana, Klimowej (47) i innych.

Przy badaniach stopnia obtoczenia ziarn skalnych wydziela się na ogół trzy klasy (obtoczone, częściowo obtoczone i kanciaste), chociaż nie brak i zwolenników wydzielenia aż pięciu klas obtoczenia. Do określenia liczbowych wartości obtoczenia służyły do niedawna tylko procenty

poszczególnych klas w danym osadzie. Ostatnio K. Eissele (11, 12) wprowadził prosty wzór na liczbowy współczynnik obtoczenia:

$$F = \frac{V + IV + \frac{1}{2} III}{\frac{1}{2} III + II + I}$$

Cyframi rzymskimi oznaczono tu klasy obtoczenia (I — ziarna kanciate, V — obtoczone), wg wydzielen Szwiecowa. Obliczenia prowadzone były pod lupą binokularną. Autor wspomnianego współczynnika — w konkluzji swej pracy — podważa jednak celowość wydzielenia pięciu klas obtoczenia ziarn, gdyż właściwie tylko trzy klasy dają się wyróżnić bez większych błędów.

Prace K. Richtera (42) zasługują na uwagę ze względu na próby zastosowania wskaźników spłaszczenia i zaokrąglenia żwirów do graficznego określenia grup genetycznych.

Pierwszą w Polsce pracą, poświęconą całkowicie zagadnieniom granulometrycznym były badania prowadzone przez J. Syniewską (51). Zajęła się ona porównaniem obróbki, zmatowienia oraz wielkości ziarn piasków środowiska morskiego i eolicznego. Kwarcowe ziarna środowiska morskiego — jak wykazały badania — są przeważnie ostrokrawędziste i błyszczące, natomiast w środowisku eolicznym ilość ziarn matowych i obtoczonych osiąga 30—56%, a obtoczonych i przezroczystych 40—69%. Na podstawie obserwacji prowadzonych pod lupą binokularną wydzieliła Syniewska cztery klasy ziarn: 1) ziarna o powierzchni zniszczonej (porysowane, matowe), 2) ziarna otoczone, przezroczyste i lśniące, 3) ziarna częściowo otoczone, wykazujące w pewnych partiach ostre krawędzie i świeży przełom, 4) ziarna zupełnie nie obrobione o ostrych krawędziach i muszlowym przełomie. Autorka stwierdziła, że stopień obrobienia ziarn kwarcu maleje wraz ze zmniejszaniem się ich wymiarów. Wobec tego do badań brała tylko ziarna o średnicy poniżej 0,3 mm.

Wyniki prac B. Krygowskiego są tym cenniejsze, że dotyczą m. in. terenów przylegających bezpośrednio do Wyżyny Lubelskiej. W metodyce granulometrycznych badań znany jest B. Krygowski przede wszystkim jako autor nowego sposobu pomiaru obtoczenia ziarn skalnych\*). Metoda ta, udoskonalona później przez Preobrażenskigo (23, 25), jest wygodniejsza i szybsza od stosowanych powszechnie przeliczeń pod lupą binokularną. Na podstawie wielkości kąta, przy którym ziarna piasku staczają się z równi pochyłej, wydzielił

\*) Dokładny opis metody można znaleźć — poza oryginalną pracą, w języku niemieckim — w pracach: M. Turnau-Morawskiej: Petrografia skał osadowych i J. Morawskiego: Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego (Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. X, 4, Lublin 1955).

Krygowski następujące typy osadów: A) o przewadze ziarn kanciastych, B) o przewadze ziarn częściowo obtoczonych, C) o przewadze ziarn obtoczonych. Ziarna kanciaste są — wg niego — charakterystyczne dla środowiska wodnego (osady rzeczne i fluwioglacjalne). Osady morskie, a także i rzeczne zawierają duży odsetek ziarn częściowo obtoczonych. Ziarna obtoczone, matowe są typowe dla środowiska eolicznego, zaś błyszczące dla fluwialnego. Osady glacialne mają przewagę ziarn częściowo obtoczonych i mało ziarn matowych.

Na podstawie składu mechanicznego osadów rzecznych Polesia (24) wyliczył Krygowski, że prędkość wody w rzekach akumulujących te osady wynosiła maksymalnie 2—3 cm/sek. Oznacza to, że plejstocenijskie wody płynące miały charakter zbliżony do dzisiejszego (duża ruchliwość w czasie powodzi i znaczna powolność w okresie niskiego stanu wód). Podobne wyniki osiągnęła dla osadów rzecznych doliny Bugu (poniżej Terespoła) M. Turnau-Morawska (56). Autorka ta podaje, ponadto, że piaski dolnego Bugu są słabo wysortowane.

Wbrew teoretycznym przesłankom wyliczył też Krygowski, że osady rzeczne Polesia mają ziarna bardzo dobrze obtoczone. Tłumaczy on ten, na pozór paradoksalny, fakt eolizacją ziarn piasku, będącego źródłem materiału dla osadów rzecznych. Do podobnego wniosku doszedł ostatnio także J. Morawski (31), który stwierdził ogromną przewagę ziarn obtoczonych w piaskach terasowych Wyżnicy, niedaleko Józefowa n/Wisłą.

J. Morawski (33) jest także twórcą nowej metody badania obtoczenia ziarn skalnych i charakteru ich powierzchni. Polega ona na fotografowaniu — przy pomocy powiększalnika fotograficznego — stałej liczby ziarn. Na otrzymanych odbitkach fotograficznych można równocześnie obserwować obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziarn. W dodatku obliczenia można prowadzić bardzo szybko i zawsze są one do sprawdzenia. Obserwacje charakteru powierzchni prowadzi się tylko na ziarnach obtoczonych; poza nimi wyróżnia Morawski jeszcze dwie klasy: ziarna częściowo obtoczone i ziarna kanciaste. Natomiast obok ziarn matowych, ziarna częściowo matowe i błyszczące. Przy stosowaniu tej metody do minimum zostają zniwelowane błędy wynikające z subiektywizmu badacza.

Badaniami granulometrycznymi osadów czwartorzędowych Lubelszczyzny zajmował się dotychczas jedynie J. Trembaczowski (52, 53,54). Główną uwagę skoncentrował on na pomiarach kształtu i składu mineralno-petrograficznego okruchów skalnych osadów morenowych, o średnicy powyżej 1 mm. W oparciu o wyniki tych pomiarów wylicza J. Trembaczowski wskaźniki petrograficzne dla stratygraficznego zróżnicowania osadów morenowych.

Tab. 1. Skład mechaniczny, średni rozmiar ziarn (Md) i współczynnik wysortowania (So).  
 Mechanic composition of sand, medium-sized grains (Md), and the coefficient of sorting (So)

Nr próbki	Miejscowość w której pobrano próbki	Nr od-od-ki	Material	Skład mechaniczny w % wagowych										Md	So
				Średnica frakcji w mm											
				5	3	2	1	0,5	0,25	0,1	0,05	0,01	<0,01		
1	Chelm	1	piasek fluwiogłacjalny	—	—	—	—	17,9	55,2	16,7	0,7	9,5	+	0,36	1,41
2	"	"	"	—	—	0,1	13,4	61,0	20,8	0,6	4,1	+	0,36	1,37	
3	"	"	"	6,2	7,1	13,7	23,8	32,0	6,8	0,9	9,5	+	0,53	1,78	
4	"	"	" i żwir fluwiogl.	16,8	14,4	17,6	31,8	9,8	3,9	0,6	5,1	+	0,96	2,02	
5	"	"	piasek fluwiogłacjalny	8,4	6,4	10,7	48,1	21,0	2,8	0,3	2,3	+	0,75	1,50	
6	"	"	żwir fluwiogłacjalny	16,5	17,3	21,7	25,8	10,0	4,3	0,8	3,6	+	1,31	2,01	
7	"	"	"	13,0	17,4	24,2	28,3	10,9	5,5	0,7	2,0	—	1,27	1,96	
8	Kol. Rudka	2	piasek morski	—	—	0,1	0,3	16,6	76,9	4,5	1,6	—	0,19	1,30	
9	"	3	piasek morski	—	0,1	4,3	33,3	52,4	9,7	—	0,2	+	0,44	1,48	
10	Serebryszcze	"	mulek jeziorny	—	—	—	0,6	2,4	8,9	8,0	42,1	38,0	0,02	2,30	
11	"	"	"	0,1	0,5	0,4	1,2	1,6	2,6	10,0	43,4	40,2	0,02	2,29	
12	"	5	morena przemyta	8,4	6,9	8,4	21,1	14,9	12,0	3,0	25,3	+	0,41	4,03	
13	"	"	piasek fluwiogłacjalny	0,3	0,2	0,8	11,7	38,6	33,3	3,2	11,9	+	0,26	1,71	
14	"	7	piasek rzeczny(?)	—	—	0,1	18,4	49,7	28,9	1,9	1,0	+	0,39	1,46	
15	"	11	piasek rzeczny(?)	—	—	0,1	12,5	48,3	31,1	1,5	6,5	+	0,31	1,54	
16	Kamień	27	mulek jeziorny	—	—	—	0,1	0,4	2,9	13,3	49,3	29,0	0,03	2,21	
17	"	"	"	—	—	0,8	0,5	0,2	0,8	12,0	41,4	44,3	0,01	2,36	
18	Kol. Ignatów	30	piasek morenowy	4,5	0,3	0,8	13,4	30,2	27,4	7,9	10,9	4,5	0,25	2,03	
19	"	"	głina zwałowa	0,2	0,6	1,3	6,1	17,0	31,4	20,2	18,2	5,0	0,13	2,13	
20	"	"	głina zwałowa	3,9	1,7	3,8	6,3	9,5	23,9	15,1	22,0	13,8	0,16	2,68	
21	Kroczyń	53	piasek rzeczny(?)	—	—	0,2	14,3	44,5	35,2	2,9	2,9	+	0,30	1,53	
22	Andrzejów	59	piasek rzeczny	—	—	0,3	20,1	45,0	30,0	2,7	1,9	+	0,33	1,51	



23	Kamień	61	morena przemytła	6,1	3,2	6,2	22,2	14,2	20,3	11,2	16,6	+	0,12	2,08
24	"		mułek jeziorny	—	—	0,1	0,1	0,3	2,5	5,4	33,1	58,5	0,001	—
25	"		piasek fluwioglacjalny	—	0,2	0,6	25,0	54,4	17,9	1,1	0,8	+	0,39	1,38
26	"		"	—	0,1	1,0	45,2	47,2	5,8	0,3	0,4	—	0,47	1,39
27	"		"	—	—	—	3,8	32,3	57,1	4,2	2,6	+	0,21	1,48
28	Wółkowy	71	piasek morenowy	1,4	0,7	1,2	5,4	16,7	25,8	15,6	33,2	+	0,11	2,79
29	"		glina zwalowa	0,9	0,4	0,7	4,3	10,2	21,7	18,8	43,0	+	0,07	2,42
30	"		"	—	—	0,7	17,9	44,9	21,8	2,4	12,3	+	0,33	1,65
31	"		"	0,4	0,2	0,5	3,1	7,7	18,0	20,6	49,5	+	0,05	2,08
32	Kurnów Major.	75	"	1,8	0,5	1,0	5,2	11,4	23,3	16,6	18,4	16,3	0,10	2,76
33	"		mułek jeziorny	—	—	—	—	0,5	1,2	10,8	55,9	31,6	0,02	2,24
34	Świerże	79	piasek rzeczny	—	—	—	6,1	36,9	44,5	8,8	3,7	+	0,23	1,61
35	"		"	—	—	0,1	4,2	20,1	34,6	21,5	19,5	+	0,14	2,04
36	"		mułek rozlewiskowy	—	—	—	0,4	2,2	4,5	10,0	36,9	40,0	0,01	2,43
37	"		"	—	—	—	0,6	3,5	6,9	10,4	34,9	43,7	0,02	2,50
38	Dubienka	81	piasek rzeczny	—	—	0,1	10,3	59,9	20,0	0,3	2,9	6,5	0,35	1,32
39	"		mułek rozlewiskowy	—	—	0,1	1,9	13,0	25,3	4,3	31,2	24,2	0,04	4,05
40	"	82	piasek rzeczny	—	—	0,1	3,5	26,0	43,0	6,0	21,4	+	0,18	1,76
41	"		mułek rozlewiskowy	0,3	0,2	1,9	1,8	1,2	3,9	11,7	40,0	39,0	0,02	2,36
42	"		"	—	—	0,2	0,5	0,3	1,0	4,0	34,0	60,0	0,01	—
43	"		"	—	0,1	0,1	2,1	2,5	2,1	4,1	35,0	54,0	0,01	—
44	"		piasek rzeczny	—	—	—	0,1	8,9	85,3	2,4	3,3	—	0,18	1,28
45	Janostrów	86	mułek ilasty jeziorny	—	—	—	1,3	2,4	1,4	3,9	23,0	68,0	0,01	—
46	Rogałka	87	"	—	—	—	0,1	1,5	1,3	7,1	55,0	35,0	0,02	2,24
47	"		"	—	—	—	2,1	5,8	6,5	6,6	40,0	39,0	0,02	2,37
48	Mateuszowo	90	piasek rzeczny(?)	—	—	0,1	8,7	49,9	33,9	0,3	7,2	+	0,29	1,53
49	Kajetanówka	91	piasek rzeczny	—	—	0,1	10,1	52,5	28,1	0,4	8,8	+	0,35	1,48
50	"	92	piasek pylasty jeziorny	—	—	0,2	4,2	16,0	13,2	2,4	54,9	9,1	0,04	6,45

c. d. tab. 1

Nr próbki	Miejscowość w której pobrano próbki	Nr odkrywkki	Materiał	Skład mechaniczny w % wagowych										Md	So
				Srednica frakcji w mm											
				5	3	2	1	1,0	0,5	0,25	0,1	0,05	<0,01		
51	Kajetanówka	92	piasek jeziorny	0,4	0,1	0,2	7,7	23,1	15,1	1,6	40,7	11,1	0,03	5,27	
52	"		il jeziorny	1,5	0,5	0,5	1,6	5,2	5,7	1,5	52,5	31,0	0,02	6,78	
53	"		piasek jeziorny	0,3	0,2	0,1	3,8	13,9	15,5	1,2	46,6	18,4	0,21	6,10	
54	"		margiel jeziorny	1,0	0,8	0,5	2,0	5,7	6,0	1,3	12,4	70,3	0,02	2,33	
55	Radziejów	94	mulek jeziorny	—	—	0,2	8,8	18,8	5,4	5,0	31,0	30,8	0,04	5,64	
56	"		"	0,1	0,1	0,3	5,0	17,9	10,6	3,8	29,3	33,4	0,03	5,25	
57	"		"	—	—	—	0,6	5,0	6,1	7,7	45,2	35,4	0,02	2,32	
58	"		piasek jeziorny	—	—	—	3,2	40,7	24,1	6,4	20,0	5,6	0,16	2,92	
59	"		mulek jeziorny	0,1	0,1	0,2	1,3	6,2	6,3	5,0	37,2	43,6	0,02	2,43	
60	Kolenczyce	99	mulek piaszczysty	—	—	—	0,1	14,8	37,8	9,3	20,3	17,7	0,11	2,72	
61	"		mulek rzeczny	1,6	0,8	0,5	0,2	3,0	27,0	13,1	28,2	25,6	0,08	3,89	
62	"		piasek rzeczny	—	—	—	0,1	41,2	44,7	0,8	9,2	4,0	0,22	1,58	
63	"		piasek rzeczny	—	—	—	1,4	51,3	36,1	1,2	5,1	4,9	0,26	1,54	
64	"	100	less fluwialny	—	—	—	1,0	7,4	64,1	14,9	7,2	5,4	0,15	1,47	
65	"		piasek rzeczny	—	0,1	0,3	16,4	35,4	26,2	5,0	10,3	6,3	0,27	1,93	
66	"		less fluwialny	—	—	1,3	2,9	7,8	11,3	11,6	38,0	27,1	0,03	3,14	
67	"		piasek rzeczny	—	0,1	0,1	5,7	35,4	37,7	6,8	7,8	6,4	0,22	1,74	
68	Swierże	102	piasek rzeczny	—	—	—	4,0	33,9	50,2	5,6	4,4	1,8	0,22	1,65	
69	"		mulek rozlewiskowy	—	—	—	0,7	2,6	3,7	15,6	50,1	27,3	0,03	2,36	
70	Dorohusk	104	piasek rzeczny	0,1	0,1	0,5	16,5	52,8	29,0	0,5	0,5	—	0,35	1,44	
71	"		"	—	0,1	0,7	29,3	54,6	14,2	0,1	1,0	+	0,41	1,58	
72	"		"	—	0,1	0,3	18,0	51,6	28,9	0,6	0,5	—	0,35	1,27	
73	"		"	—	0,2	0,8	23,1	50,7	23,0	0,5	1,7	+	0,38	1,40	
74	"		"	0,3	0,1	0,6	32,2	50,9	15,0	0,3	0,6	+	0,41	1,37	
75	Kol. Okszów	110	piasek rzeczny(?)	0,6	0,1	0,3	14,1	39,7	30,6	3,6	11,0	+	0,28	1,71	

76	Kol. Antonin	148	piasek rzeźny(?)	0,1	—	0,1	14,2	40,4	35,2	2,7	7,3	+	0,28	1,64
77	Serebryszce	152	piasek fluwioglacjalny	0,3	0,7	3,0	18,3	39,1	30,8	3,6	4,2	+	0,32	1,62
78	"	153	"	—	—	—	1,1	32,4	57,5	5,2	3,8	+	0,21	1,46
79	"		"	—	—	—	0,2	0,4	27,6	49,0	22,8	+	0,08	1,57
80	Białopole	157	mor. na wtórnym złożu muki jeziorne	—	—	0,1	2,1	10,8	9,0	10,0	34,0	34,0	0,03	3,09
81	"		"	—	—	—	0,5	1,2	1,3	8,0	51,0	38,0	0,02	1,97
82	"		"	—	—	—	0,5	0,7	0,8	3,0	50,0	45,0	0,01	2,16
83	"		"	—	—	—	0,1	0,1	0,6	3,2	48,0	48,0	0,01	1,91
84	"		"	0,1	—	—	0,1	0,1	0,7	3,0	36,0	60,0	0,01	—
85	"		"	—	—	—	0,4	0,5	1,1	5,0	46,0	47,0	0,01	2,10
86	"		"	—	—	—	0,8	1,1	1,1	15,0	38,0	44,0	0,02	2,35
87	"	153	"	—	—	—	0,1	0,1	0,5	2,3	15,0	82,0	0,01	—
88	"		źwir kredowy z mulkiem	1,7	0,9	2,6	9,6	14,2	5,0	3,0	15,0	48,0	0,01	6,45
89	"		mulek jeziorny	—	—	—	0,2	0,4	0,4	4,0	29,0	68,0	—	—
90	"		il jeziorny	—	—	—	—	—	—	2,0	40,0	58,0	—	—
91	"	160	piasek jeziorny	—	—	—	3,5	36,0	27,1	5,5	9,0	18,9	0,22	3,29
92	"		mor. na wtórnym złożu	—	—	0,2	9,4	32,1	13,7	1,8	19,2	23,6	0,19	5,31
93	"		mulek jeziorny	—	—	—	0,1	0,1	0,4	5,4	56,0	38,0	0,02	1,87
94	Krepiec	K4	piasek fluwioglacjalny	—	—	—	3,0	65,8	29,4	0,2	1,6	+	0,33	1,32
95	Kol. Branew *)	502	głina zwałowa	—	0,4	0,6	7,7	5,1	19,2	9,0	23,0	35,0	0,04	4,34
96	Krzemiń *)	361	"	1,7	1,5	4,0	7,0	14,8	25,0	13,0	14,0	19,0	0,12	3,44
97	"	373	głina zwałowa	1,3	0,7	1,0	7,0	24,0	11,0	12,0	16,0	27,0	0,08	5,90
98	Godziszów *)	381	"	1,5	0,5	2,0	5,0	8,0	10,0	11,0	35,0	27,0	0,04	3,68
99	Kol. Rudka	166	piasek morski	—	0,1	0,9	23,3	52,4	17,6	0,5	0,2	+	0,40	1,46
100	Rejowiec	167	głina zwałowa	2,7	1,1	2,2	13,9	35,6	29,8	4,9	9,8	+	0,29	1,97
101	"		piasek morski (?)	—	—	0,1	0,7	9,4	71,6	15,4	2,8	+	0,18	1,38
102	Annopol	168	piasek morski (alb)	—	—	—	2,7	35,7	56,0	0,6	5,0	+	0,22	1,54
103	Lubartów	169	piasek morski (oligocen)	—	0,1	5,7	76,2	11,6	1,5	0,1	4,8	+	0,72	1,26

+) wskazuje że wartość z poprzedniej rubryki odnosi się również do frakcji poniżej 0,05 mm

\*) próbki ujęzione przez Mgr J. Buraczynskiego.

W nieco inny sposób próbował rozwiązać to zagadnienie A. Dreimanis (10). Dla frakcji 1,0-0,5 mm obliczał skład mineralny według następujących wydzielen: dolomity, wapienie, kwarcy, piaskowce, skalenie, minerały ciemne. Późniejsze badania glin zwałowych w krajach nadbałtyckich z których czerpał materiał Dreimanis dowiodły jednak, że metoda obrona przez tego badacza jest zbyt jednostronna. O charakterze litologicznym osadów morenowych decydują frakcje żwirowe i gładowe, a nie piaszczyste, jak sądził Dreimanis (Orwiku — 37). A już w żadnym wypadku nie można stosować frakcji piaszczystych dla charakterystyki stratygraficznej tych osadów. Niemniej jednak, grupy minerałów wyróżnione przez Dreimanisa doskonale nadają się do scharakteryzowania osadów plejstocenijskich. B. Krygowski stosuje bardziej uproszczony podział na grupy mineralne w skałach klastycznych, wyróżniając następujące zespoły: 1) kwarców, 2) niekwarców (skalenie, łyszczyki, pirokseny itd.), 3) osadowców.

### 3. SPOSÓB LABORATORYJNEGO OPRACOWANIA MATERIAŁU

Do badań laboratoryjnych pobrano średnie próby z poszczególnych warstw osadów w najważniejszych profilach (przebadano około 120 profili). Pełne zestawienie miejsc pobrania próbek wraz z ich numeracją i typologią osadów zawiera tab. 1. Natomiast ryc. 1 zaznacza z rozmieszczeniem miejscowości wymienianych w całej pracy.

W celu uzyskania materiału porównawczego wykonano również analizy próbek osadów morskich (trzeciorzędowych) z okolic Chełma i Lubartowa oraz Annopola n. Wisłą (piaski albu), jak też osadów fluwioglacjalnych występujących w Krępcu koło Świdnika i glin zwałowych z okolic Biłgoraja.<sup>1</sup>

Na podstawie obserwacji terenowych, badań laboratoryjnych i literatury,<sup>2</sup> wśród osadów plejstocenijskich okolic Chełma wyróżniono 4 grupy genetyczne: osady rzeczne (R), fluwioglacjalne (Fl), jeziorne (L) oraz morenowe (G). Oprócz tego przy omawianiu wyników badań uwzględniono grupę osadów morskich (S).<sup>3</sup>

Laboratoryjne badania granulometryczne objęły: analizę składu mechanicznego osadów (współczynnik wysortowania, średni rozmiar ziarn, krzywe kumulacyjne), analizę obtoczenia i charakteru powierzchni ziarn skalnych (morfoskopia) oraz analizę składu mineralno-petrograficznego.

<sup>1</sup> próbki tych glin uzyskano dzięki uprzejmości Mgr J. Buraczyńskiego z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS.

<sup>2</sup> przyjęto typologię osadów stosowaną przez A. Jahna (15,18) i M. Pruszyńskiego (41).

<sup>3</sup> litery w nawiasach są symbolami poszczególnych grup genetycznych, użytymi na wykresach (ryc. 10-23).

Analizę składu mechanicznego osadów wykonywano w następujący sposób: 200 g powietrznie suchej próbki odszlamowywano uproszczoną metodą Sabanina z frakcji poniżej 0,01 mm i 0,01-0,05 mm. Resztę rozdzielano na sitach na klasy o  $\phi$ : ponad 5 mm, 5-3 mm, 3-2 mm, 2-1 mm, 1-0,5 mm, 0,5-0,25 mm, 0,25-0,1 mm, 0,1-0,05 mm. Iły, mułki i gliny zwałowe badano na drodze areometrycznej, metodą Prószyńskiego, przy czym frakcje piaszczyste rozdzielano także na sitach. Wyniki analiz przedstawiono w tab. 1 w procentach wagowych. Średni rozmiar ziarn (Md) wyliczono przy pomocy grafiku Petelina (39), dzięki któremu uzyskano również dane do obliczenia współczynnika wysortowania wg wzoru Traska (pierwszą medianę- $Q_1$  i trzecią medianę- $Q_3$ ). Przy wykreślaniu krzywych kumulacyjnych posłużono się podziałką półlogarytmiczną. Następnie wykreślone krzywe posegregowano wg wyróżnionych grup genetycznych, przedstawiając w tekście tylko najbardziej typowe przykłady (ryc. 4-9).

Przy badaniu stopnia obróbki ziarn skalnych zastosowano metodę fotograficzną J. Morawskiego (33), z niewielkimi uzupełnieniami. Eksperymentalnie stwierdzono, że dla osiągnięcia wyników zbliżonych do przeciętnej z całej frakcji wystarczy wykonać przeliczenia na fotografiach trzystu ziarn we frakcji 1-0,5 mm i 200 ziarn we frakcji 0,5-0,25 mm (J. Mora wski wykonał pierwsze przeliczenia z około 200 ziarn). Pomiar stopnia obtoczenia i zmatowienia były prowadzone tylko w dwu w/w frakcjach, ponieważ próbne analizy wykazały, że obie te frakcje występują niemal we wszystkich próbach, a rozmiar ziarn pozwala jeszcze śledzić wpływy środowiska sedymentacyjnego<sup>1</sup>. Dla dokonania obliczeń sfotografowano wszystkie próbki, z tym, że we frakcji grubszej wykonano 3 fotografie po 100 ziarn, ponieważ więcej nie mieściło się w ramkach 6x9 mm używanych do fotografowania. Poza tym stwierdzono praktycznie, że dla właściwego odczytu stopnia zmatowienia poszczególnych ziarn należy ściśle przestrzegać jednakowego czasu naświetlania papierów. Wyniki przeliczeń zawarte są w tab. 2 i 3 (w procentach ilościowych). Natomiast tabl. I—V przedstawiają fotografie próbek typowych dla danej grupy osadów. Wyniki omawianych obserwacji zilustrowano poza tym przy pomocy wykresów słupkowych. W dolnej ich części umieszczono numery próbek, zaś w górnej symbole literowe wyróżnionych grup genetycznych (ryc. 10—13).

Dla lepszego zobrazowania wyników badań morfoskopowych wyliczono dwa współczynniki: obtoczenia (O) i zmatowienia (M). Współczynnik obtoczenia wyliczono w oparciu o uproszczony wzór K. Eissele

$$(11,12)^2: O = \frac{K + \frac{1}{2}C}{\frac{1}{2}C + R}$$

<sup>1</sup> Tego zdania jest większość badaczy z A. Cailleux na czele.

<sup>2</sup> por. rozdz. 2 (Przegląd najważniejszych metod...)

Tab. 2. Obróbka ziarn we frakcji 1,0—0,5 mm\*)  
The rounding of grains in the fraction 1.0—0.5 mm

Nr próbki	Obtoczenie w %			Współcz. obtoczenia O	Charakter powierzchni ziarn w %			Współcz. zmatowienia M
	obtoczone	częśćowo obtoczone	kanciaste		matowe	pośrednie	bliższe	
1	13,0	48,0	39,0	1,70	46,0	42,0	12,0	2,03
2	14,0	47,0	39,0	1,67	77,6	18,0	4,4	6,46
3	12,0	58,0	30,0	1,66	60,2	25,4	14,4	2,69
4	22,0	55,3	22,7	1,01	54,4	27,9	17,7	2,16
5	17,3	56,6	26,1	1,20	61,5	25,0	12,6	2,92
6	19,6	58,6	21,8	1,04	58,1	30,4	11,5	2,27
7	21,6	49,3	29,1	1,18	66,7	16,7	16,6	3,00
8	10,0	50,0	40,0	1,86	36,7	29,0	34,3	1,09
9	19,0	58,3	22,7	1,08	53,7	35,7	10,6	2,48
10	48,3	30,3	21,4	0,58	74,6	21,4	4,0	5,69
11	21,3	9,3	69,4	2,85	82,4	9,6	8,0	6,90
12	19,0	39,0	42,0	1,59	83,5	1,8	14,7	5,60
13	20,6	45,3	34,1	1,30	66,8	17,9	15,3	3,14
14	64,3	31,7	4,0	0,25	78,0	18,9	3,1	6,96
15	49,0	45,3	5,7	0,40	55,5	36,1	8,4	3,40
16	42,3	29,3	28,4	0,75	64,2	25,1	10,7	3,25
17	27,1	12,9	60,0	1,98	61,5	37,0	1,5	4,00
18	29,6	55,6	14,8	0,74	58,6	36,0	5,4	3,27
19	13,6	40,6	45,8	1,92	60,2	10,3	29,5	1,89
20	16,5	40,6	42,9	1,71	70,0	20,6	9,4	4,07
21	51,6	43,6	4,8	0,36	63,5	32,1	4,4	3,88
22	66,3	29,0	4,7	0,24	62,0	33,6	4,4	3,71
23	42,0	36,0	22,0	0,67	8,0	37,0	55,0	0,36
24	22,6	19,0	58,4	2,11	56,4	26,0	17,6	2,27
25	19,3	56,6	24,1	1,10	71,8	16,1	12,1	3,95
26	20,0	49,0	31,0	1,25	48,0	30,2	21,8	1,71
27	10,7	30,3	59,0	2,87	68,7	17,2	14,1	3,40
28	37,0	38,6	24,4	0,79	76,8	20,3	2,9	6,69
29	20,3	39,0	40,7	1,51	65,3	25,0	9,7	3,50
30	32,0	56,3	11,7	0,66	66,9	22,5	10,6	3,58
31	15,3	44,3	40,4	1,51	53,6	31,0	15,4	2,23
32	16,7	39,3	44,0	1,75	36,0	12,1	1,9	11,50
34	51,3	42,6	6,1	0,38	67,0	22,6	10,4	3,61
35	68,3	24,0	7,7	0,24	69,5	24,4	6,1	4,90
36	59,0	35,3	5,7	0,30	72,6	17,2	10,2	4,32
37	55,6	36,4	8,0	0,35	77,2	16,8	6,0	5,94
38	54,7	31,6	13,7	0,42	67,2	24,6	8,2	3,87
39	68,4	27,6	4,0	0,22	68,4	25,1	6,5	4,26
40	75,3	20,7	4,0	0,17	84,1	12,5	3,4	9,31
46	43,0	9,6	47,4	1,09	75,7	14,0	10,3	4,78
47	63,3	23,7	13,0	0,33	81,3	10,4	8,3	6,40
48	77,3	17,3	5,4	0,16	54,3	32,9	12,8	2,42

c. d. tab. 2

Nr próbeki	Obtoczenie w % %			Współcz. obtoczenia O	Charakter powierzchni ziarn w % %			Współcz. zmatowienia M
	obtoczone	częśćlo-wo obtoczone	kancla-ste		mato-we	pośred-nie	blysz-czące	
49	83,3	14,0	2,7	0,11	82,2	14,6	3,2	8,52
50	77,0	19,6	3,4	0,15	75,9	16,4	7,7	5,28
51	82,3	12,7	5,0	0,13	71,0	15,1	13,9	3,65
52	63,0	11,3	25,7	0,46	64,5	22,9	12,5	3,17
53	74,0	20,3	5,7	0,19	69,8	19,4	10,8	3,88
54	43,6	14,0	42,4	0,97	66,1	15,4	18,5	2,81
55	52,0	19,3	28,7	0,62	69,5	24,7	5,8	4,48
56	58,0	25,0	17,0	0,41	71,8	20,3	7,9	4,55
57	53,6	32,3	14,1	0,43	77,4	12,2	10,4	5,06
58	61,7	30,0	8,3	0,30	68,3	21,8	9,9	3,81
59	53,1	31,9	15,0	0,46	63,8	23,2	13,0	3,06
62	57,0	23,6	19,4	0,45	64,4	23,0	12,6	3,15
63	63,3	28,3	8,4	0,29	56,6	28,0	15,4	2,40
64	50,6	41,6	7,8	0,40	72,8	18,5	8,7	4,55
65	64,3	27,3	8,4	0,28	62,8	27,4	9,8	3,25
66	48,0	31,6	20,4	0,56	61,2	17,1	21,7	2,31
67	68,3	26,0	5,7	0,23	75,8	19,8	4,4	5,98
68	70,0	22,2	7,8	0,23	64,6	24,8	10,6	3,35
69	66,6	21,0	12,4	0,29	50,9	27,8	21,3	1,83
70	57,6	35,6	6,8	0,32	64,5	26,2	9,3	3,46
71	67,6	25,7	6,7	0,24	63,2	21,7	15,1	2,85
72	67,0	25,3	7,7	0,25	68,1	22,9	9,0	3,90
73	69,3	23,3	7,4	0,23	70,1	22,3	7,6	4,32
74	62,0	34,8	3,2	0,29	62,2	24,0	13,8	2,87
75	69,0	25,0	6,0	0,22	54,6	30,4	15,0	2,31
76	65,6	28,3	6,1	0,25	60,0	21,5	18,5	2,39
77	21,0	30,3	48,7	1,76	53,6	30,6	15,8	2,22
78	18,0	21,3	60,7	2,49	47,3	23,2	29,5	1,43
79	26,4	29,6	44,0	1,42	65,6	19,2	15,2	3,03
80	58,6	29,0	12,4	0,36	51,8	31,2	17,0	2,06
81	33,8	28,3	37,9	1,08	47,5	28,6	23,9	1,61
88	7,3	35,0	57,7	3,03	60,0	20,0	20,0	2,33
91	56,3	39,3	4,4	0,31	50,8	33,2	16,0	2,06
92	59,3	35,0	5,7	0,30	64,8	24,9	10,3	3,34
94	35,0	35,0	30,0	0,90	55,8	27,7	16,5	2,29
95	18,6	29,3	52,1	2,01	50,3	27,0	22,7	1,76
96	16,6	29,6	53,8	2,17	50,2	17,9	31,9	1,45
97	20,0	35,0	45,0	1,67	59,4	25,8	14,8	2,61
98	13,3	45,6	41,1	1,77	61,1	11,6	27,3	2,02
99	7,6	40,7	51,7	2,57	65,3	15,3	19,4	2,70
100	55,3	36,3	8,4	0,36	49,1	28,9	22,0	1,74
101	11,6	54,3	34,1	1,57	57,5	26,9	15,6	2,45
102	11,3	39,3	49,4	2,22	41,9	22,9	35,2	1,14
103	4,3	65,6	30,1	1,69	63,9	19,4	16,7	2,78

\*) w ‰ ilościowych.

Tab. 3. Obróbka ziarn we frakcji 0,5—0,25 mm\*  
The rounding of grains in the fraction 0.5 — 0.25 mm

Nr próbki	Obtczenie w %			Współcz. obtcze- nia O	Charakter powierzchni ziarn obtoczonych w %			Współcz. zmato- wienia M
	obto- czone	częściowo obto- czone	kancias- te		matowe	pośrednie	błyszczą- ce	
1	16,0	45,0	39,0	1,59	40,6	46,9	12,5	1,78
2	7,0	63,0	30,0	1,59	92,9	7,1	—	27,57
3	8,0	64,0	28,0	1,50	62,5	37,5	—	4,32
4	11,0	67,0	22,0	1,25	45,5	31,8	22,7	1,59
5	14,0	66,0	20,0	1,12	53,5	43,0	3,5	3,00
6	8,5	57,5	34,0	1,68	47,1	35,3	17,6	1,84
7	9,5	75,5	15,0	1,12	63,1	20,1	16,8	2,73
8	2,0	24,5	73,5	6,04	50,0	50,0	—	3,00
9	4,0	28,0	68,0	4,55	87,5	12,5	—	15,00
10	11,0	67,0	22,0	1,24	59,1	27,2	13,7	2,66
11	25,0	33,0	42,0	1,41	68,0	22,0	10,0	3,78
12	10,5	34,5	55,0	2,78	100,0	—	—	—
13	4,0	62,0	34,0	1,86	100,0	—	—	—
14	25,0	66,5	8,5	0,72	64,0	20,0	16,0	2,85
15	25,0	61,5	13,5	0,79	68,0	26,0	6,0	4,26
16	22,5	22,5	55,0	1,96	62,2	31,4	6,4	3,52
17	2,0	2,0	96,0	32,33	50,0	25,0	25,0	1,67
18	13,0	59,5	27,5	1,34	57,7	34,6	7,7	3,00
19	5,0	34,0	61,0	3,54	80,0	10,0	10,0	5,66
20	7,0	53,0	40,0	1,98	50,7	34,9	14,4	2,14
21	32,0	63,5	4,5	0,56	48,4	48,5	3,1	2,65
22	28,0	61,5	10,5	0,59	46,4	42,9	10,7	2,10
23	20,0	61,0	19,0	0,99	20,0	48,0	32,0	0,79
24	9,0	37,0	54,0	2,63	77,8	22,2	—	8,00
25	16,0	53,0	31,0	1,35	59,6	24,8	15,6	2,58
26	10,0	58,0	32,0	1,56	50,4	35,0	15,0	2,07
27	11,0	25,0	64,0	2,83	86,4	13,6	—	13,70
28	9,0	51,0	40,0	1,89	72,0	27,8	—	6,19
29	10,0	40,0	50,0	2,33	65,0	35,0	—	4,77
30	15,0	60,0	25,0	1,22	76,7	23,3	—	7,62
31	6,5	50,5	43,0	2,14	76,9	15,4	7,7	5,48
32	5,0	40,0	55,0	3,00	90,0	10,0	—	19,00
34	33,0	57,0	10,0	0,63	51,5	42,4	6,1	2,66
35	21,0	49,0	30,0	1,19	52,4	28,3	19,3	1,99
36	19,0	60,0	21,0	1,04	63,1	18,5	18,4	2,59
37	21,5	55,5	23,0	1,03	50,5	42,6	6,9	2,54
38	24,0	51,0	25,0	1,02	70,8	25,0	4,2	4,99
39	24,0	45,5	30,5	1,13	64,5	29,3	6,2	3,80
40	26,5	58,5	15,0	0,79	70,9	23,4	5,7	4,74
44	14,0	56,0	30,0	1,38	67,9	14,2	17,9	3,00
45	13,5	32,0	54,5	2,38	70,4	14,8	14,8	3,50
46	27,0	38,0	35,0	1,17	62,9	27,9	9,2	3,31
47	46,0	41,0	13,0	0,50	73,9	21,8	4,3	5,58
48	32,0	44,0	24,0	0,85	65,6	29,7	4,7	4,10
49	28,0	54,0	18,0	0,82	83,9	16,1	—	11,50

\*) w %/‰ ilościowych.



c. d. tab. 3

Nr próbki	Obtoczenie w %			Współcz. obtoczenia O	Charakter powierzchni ziarn otoczonych w %			Współcz. zmatowienia M
	obtoczone	częściowo obtoczone	kancias- te		matowe	pośrednie	blyszczą- ce	
50	27,5	51,5	21,0	0,88	63,6	20,0	16,4	2,79
51	48,5	31,5	20,0	0,55	45,3	36,1	18,6	1,73
52	29,0	40,0	31,0	1,04	48,2	36,3	15,5	1,67
53	25,0	41,0	34,0	1,19	60,0	32,0	8,0	3,16
54	36,0	35,0	29,0	0,86	59,7	33,4	6,9	3,23
55	33,5	38,5	28,0	0,89	59,4	36,1	4,5	3,44
56	26,5	45,5	28,0	1,03	86,8	9,4	3,8	10,76
57	33,0	35,5	31,5	0,96	60,7	16,6	22,7	2,22
58	28,5	51,5	20,0	0,84	52,6	33,4	14,0	2,25
59	19,5	55,5	25,0	1,11	61,5	25,7	12,8	2,90
60	18,5	62,0	19,5	1,02	27,0	35,2	37,8	0,81
61	26,0	52,0	22,0	0,92	40,4	51,9	7,7	1,97
62	18,5	56,5	25,0	1,15	64,8	21,7	13,5	3,09
63	25,5	51,5	23,0	0,95	49,0	31,6	29,4	1,43
64	14,0	68,5	17,5	1,07	46,5	39,4	14,1	1,97
65	19,5	56,5	24,0	1,08	64,1	25,6	10,3	3,32
66	20,5	48,0	31,5	1,24	53,6	29,3	17,1	2,14
67	17,5	49,5	33,0	1,37	60,0	28,6	11,4	2,89
68	27,5	41,5	31,0	1,07	49,1	29,1	21,8	1,75
69	31,5	46,5	22,0	0,82	49,2	38,1	12,7	2,14
70	22,5	54,5	23,0	1,01	66,7	26,6	6,7	4,00
71	18,5	51,5	30,0	1,26	48,3	41,0	10,7	2,20
72	20,5	42,0	37,5	1,41	48,7	44,0	7,3	2,35
73	22,0	59,0	19,0	0,94	47,7	47,8	4,5	2,52
74	15,5	68,5	16,0	1,01	77,4	9,7	12,9	4,61
75	15,5	64,5	20,0	1,08	64,5	25,8	9,7	3,42
76	15,0	54,5	30,5	1,37	50,0	30,0	20,0	1,86
77	8,0	36,0	58,0	3,16	75,0	17,8	7,2	5,21
78	9,0	27,0	64,0	3,44	61,1	22,2	16,7	2,59
79	6,5	39,5	54,0	2,81	53,8	23,1	23,1	1,89
80	12,5	64,5	23,0	1,23	48,0	24,0	28,0	2,00
81	9,0	45,0	46,0	2,17	48,9	40,0	11,1	2,21
82	23,5	39,0	37,5	1,32	53,1	32,0	14,9	2,23
88	4,5	25,5	70,0	4,81	55,6	22,2	22,2	2,00
91	16,0	59,0	25,0	1,19	43,8	31,2	25,0	1,46
92	17,0	46,0	37,0	2,00	50,0	14,7	35,3	1,34
94	9,0	50,5	40,5	1,92	50,0	33,3	16,7	1,99
95	5,5	22,5	72,0	4,95	45,4	27,4	27,2	1,44
96	11,0	34,0	55,0	2,58	8,7	56,5	34,8	0,58
97	10,0	34,0	56,0	2,70	50,5	39,5	10,0	2,36
98	15,0	29,0	56,0	2,39	46,7	33,3	20,0	1,73
99	3,5	24,5	72,0	5,33	71,4	14,4	14,2	3,67
100	16,0	54,0	30,0	1,32	40,6	37,5	21,9	1,46
101	7,0	22,0	71,0	4,55	64,3	22,2	13,5	3,06
102	3,0	12,0	85,0	10,11	83,3	16,7	—	10,90
103	8,0	23,5	68,5	4,05	50,0	37,5	12,5	2,20

gdzie K-procentowa zawartość ziarn kanciastych, C-procentowa zawartość ziarn częściowo obtoczonych, R-procentowa zawartość ziarn obtoczonych.

Przez analogię do powyższego wyliczono współczynnik zmatowienia:

$$\bar{M} = \frac{m + \frac{1}{2} b}{\frac{1}{2} b + B}$$

gdzie: m-procentowa zawartość ziarn matowych, b-procentowa zawartość ziarn częściowo matowych, B-procentowa zawartość ziarn błyszczących.

Wyliczone wartości współczynników obtoczenia i zmatowienia zestawiono również w tab. 2 i 3. Ze względu na bardzo małą zawartość żwirów w badanych osadach, pomiary wskaźnika zaokrąglenia i spłaszczenia (wg wzorów A. Cailleux), można było przeprowadzić tylko dla kilku próbek (tab. 6).

Wyliczone współczynniki uziarnienia i stopnia obróbki ziarn przedstawiono jeszcze graficznie (ryc. 16), w postaci odcinków, których końce są wartościami skrajnymi. Na każdym wykresie jest pięć odcinków, odpowiadających pięciu grupom genetycznym osadów.

Badania mineralno-petrograficzne przeprowadzono we frakcjach: 50-10 mm, 5-1 mm, 1-0,5 mm i 0,5-0,25 mm. Ponieważ dwie ostatnie znajdują się prawie we wszystkich badanych osadach, więc ich skład mineralny stanowi główną podstawę do charakterystyki mineralno-petrograficznej tych osadów. Obliczenia składu mineralnego we frakcjach 1-0,5 mm i 0,5-0,25 mm prowadzone były pod lupą binokularną, przy ilości ziarn 600—1000. Dla usystematyzowania minerałów, znajdujących się w badanych osadach, zastosowano następujące wydzielenia: 1) kwarcy (+inne minerały z grupy krzemionki), 2) skalenie, 3) minerały ciemne, 4) węglany. Są to wydzielenia stosowane już przez Dreimannisa, bardzo nieznacznie zmodyfikowane. Ilościowy skład procentowy wyróżnionych grup podano w tab. 4.

Do minerałów ciemnych zaliczono: pirokseny, amfibole, biotyt, a obok nich glaukonit i tlenki (wodorotlenki) żelaza. W grupie węglanów znalazły się: ziarna skał wapiennych, szczątki skorup ślimaków i małży, otwornice kredowe, ułamki belemnitów itp. Zaliczono tu także kongrecje węglanowe. Skład mineralny obu wymienionych wyżej frakcji przedstawiono — obok zestawienia statystycznego — na wykresach słupkowych (ryc. 14 i 15). Od strony lewej ku prawej wzrasta zawartość minerałów ciemnych, które połączono na wykresach ze skaleniami, gdyż ilość ich (łącznie) nie przekracza z reguły 3%. Mniej więcej od połowy wykresu pojawiają się próbki z grupą minerałów węglanowych, które ułożono według malejącego udziału.

Dla frakcji 1-5 mm wykonano tylko orientacyjne badania składu mineralno-petrograficznego. Wydzielono tu następujące grupy: 1) kwarc,

2) skalenie, 3) minerały ciemne, 4) wapienie, 5) skały krystaliczne, 6) piaskowce. Wyniki analiz podano w tab. 5 w procentach ilościowych. Podobnie orientacyjne badania przeprowadzono dla siedmiu próbek zawierających okruchy skalne o  $\phi$  10—50 mm (tab. 7). Wydzielono następujące grupy: 1) skały krystaliczne, 2) wapienie paleozoiczne, 3) wapienie kredowe, 4) piaskowce, 5) kwarcy. Dla tych 7 próbek wyliczono także współczynniki Oi/Ki oraz Ki/Wi (wg Trembaczowskiego — 52).

#### 4. CHARAKTERYSTYKA GRANULOMETRYCZNA OSADÓW OKOLIC CHEŁMA

Podłożem osadów czwartorzędowych są w okolicy Chełma przeważnie skały wieku kredowego, wykształcone w facji kredy pizającej lub twardszych: margli i opok. Te ostatnie budują jedynie kulminacje terenu, a większe rozprzestrzenienie osiągają dopiero w południowej części badanego obszaru (41). Tylko na N i W od Chełma, między kredą a czwartorzędem zalegają warstwy osadów trzeciorzędowych. Są to głównie: piaski, piaskowce krzemionkowe i zlepy muszlowe (15, 18, 20, 22, 41). Osady czwartorzędowe mają niewielką miąższość, najczęściej rzędu kilku metrów, jedynie w dolinach rzecznych osiągają 20—30 m (26, 41). Szczegółową charakterystykę tych osadów przeprowadzono w rozbiciu na grupy genetyczne.

Osady rzeczne (R). Należą tu głównie piaski oraz mułki i less fluwialny. Niemal wszystkie osady rzeczne są spokojnie, poziomo warstwowane; grubość warstw waha się od 1 do 50 cm. Tylko w jednym miejscu znaleziono osad warstwowany krzyżowo, w Dubience, u ujścia Wełnianki do Bugu (stożek napływowy Wełnianki). W nielicznych odkrywkach w dolinie Udalu osady rzeczne nie wykazują żadnego warstwowania.

Osady tej grupy budują głównie terasę nadzalewową Bugu i jego lewo-bocznych dopływów: Uherki, Udalu, Wełnianki (tylko kilka próbek pochodzi z terasy zalewowej Bugu). Wysokość stropu terasy nadzalewowej Bugu schodzi od 184 m n.p.m. na południu (Dubienka) do 177 m n.p.m., na północy (Świerże). Nad środkową Wełnianką terasa nadzalewowa osiąga nawet wysokość 190 m n.p.m.

Najbardziej typowy, a jednocześnie najpełniejszy profil osadów rzecznych odsłania się w Kolemczycach, dając przekrój przez terasę nadzalewową Bugu; od góry do dołu odsłaniają się tam następujące warstwy:

- a) piasek średnio- i drobnodziarnisty z dużą domieszką pyłu, barwa brązowo-żółtawo-szara, ku dołowi jaśniejsza; warstwowanie poziome, spokojne, przewarstwienia lessu fluwialnego, wapnistego (warstwy grubości 1—5 cm) 3,0 m
- b) mułek lessopodobny (less fluwialny?), barwy szaro-brązowej z warstewkami piasku; w mułkach występują inwolucje (fot. 1); w kulistych formach wypel-

Tab. 4. Skład mineralno-petrograficzny dla frakcji 1—0,25 mm.  
The mineral and petrographic composition of the fraction 1 — 0.25 mm

Nr próbki	Fracja 1—0,5 mm				Fracja 0,5—0,25 mm			
	kwarc	węglany	skalenie	miner. ciemne	kwarc	węglany	skalenie	miner. ciemne
1	87,5	2,1	7,5	2,9	94,3	1,8	2,8	1,1
2	95,3	—	3,7	1,0	97,3	—	2,0	0,7
3	89,2	0,6	6,8	3,4	95,2	—	2,5	2,3
4	75,0	12,7	7,4	4,9	86,5	4,4	3,7	5,4
5	81,6	6,3	8,5	3,6	93,3	2,0	2,6	2,1
6	72,6	11,6	11,1	4,7	88,7	3,8	3,8	3,7
7	80,0	6,95	10,0	3,05	83,6	8,4	2,7	5,3
8	96,9	—	0,3	2,8	99,9	—	0,1	—
9	100,0	—	—	—	99,9	—	0,1	—
10	62,5	—	1,1	36,4*	76,6	—	0,4	23,0*
11	33,3	36,4	0,6	29,7*	62,6	19,9	0,5	17,0*
12	81,1	—	12,9	6,0	91,4	—	3,3	5,3
13	95,9	—	2,9	1,2	98,2	—	1,2	0,6
14	97,7	—	1,6	0,7	99,0	—	0,5	0,5
15	97,2	—	1,7	1,1	94,6	—	4,8	0,6
16	58,7	12,5'	1,7	28,1*	14,3	0,1	—	85,6*
17	5,7	93,8'	—	0,5*	10,1	83,8'	0,4	5,7*
18	97,9	—	1,4	0,7	98,7	—	0,7	0,6
19	69,2	—	2,8	28,0	73,4	—	0,6	26,0*
20	68,9	28,1	2,2	0,8	96,4	1,0	1,6	1,1
21	98,9	—	0,3	0,8	98,7	—	0,5	0,8
22	98,1	0,4	1,4	0,1	98,8	—	0,6	0,6
23	94,3	—	3,5	2,2	93,5	—	1,5	5,0
24	33,9	62,8'	0,5	2,8*	43,7	51,8	—	4,5*
25	86,5	8,8	3,8	0,9	93,9	2,5	1,8	1,8
26	97,2	—	1,9	0,9	97,2	—	1,5	1,3*
27	75,6	20,6'	2,3	1,5	93,5	3,7	1,1	1,7
28	94,0	0,2	3,9	1,9	91,7	—	1,3	7,0*
29	93,5	—	3,7	2,8	97,6	—	1,9	0,5
30	98,0	—	1,1	0,9	99,4	—	0,6	—
31	90,5	4,8	2,9	1,8	95,7	1,5	1,5	1,3
32	90,1	—	8,1	1,8	96,8	—	1,7	1,5
34	99,5	0,1	0,3	0,1	99,2	—	0,4	0,4
35	97,7	—	0,9	1,4	98,7	—	0,7	0,6
36	98,0	—	1,1	0,9	99,3	0,2	0,4	0,1
37	97,9	—	1,7	0,4	98,3	0,1	1,2	0,4
38	98,7	—	0,6	0,7	98,1	—	1,2	0,7
39	35,5	—	0,2	64,3+	65,8	—	—	44,2+
40	96,7	—	2,7	0,6	98,4	—	1,5	0,1
41	0,3	96,1'	—	3,6	8,1	81,8'	—	10,1*
42	1,1	53,4'	—	44,5*	46,3	42,1'	—	11,6*
43	9,1	87,4'	0,1	3,2	12,4	86,6'	—	1,0
44	54,2	44,1'	1,1	0,6	97,4	1,0	1,1	0,5

c. d. tab. 4

Nr próbki	Fracja 1—0,5 mm				Fracja 0,5—0,25 mm			
	kwarc	węglany	skalenie	miner. ciemne	kwarc	węglany	skalenie	miner. ciemne
45	93,7	4,2	—	2,1	72,3	18,2	—	9,5*
46	49,6	—	2,1	48,3*	45,6	—	0,5	53,9*
47	96,0	—	2,8	1,2	98,6	—	0,9	0,5
48	97,4	—	1,6	1,0	97,3	—	2,0	0,7
49	96,4	0,1	3,5	—	97,5	1,1	1,0	0,4
50	96,0	0,8	2,5	0,7	98,7	—	0,9	0,4
51	95,8	—	1,5	2,7	98,6	—	1,3	0,1
52	69,5	26,2'	4,3	—	93,3	5,1	0,8	0,8
53	94,2	3,0	2,4	0,4	99,0	—	0,8	0,2
54	88,3	10,6	0,3	0,8	55,3	43,4'	0,7	0,6
55	94,8	—	3,0	2,2	93,8	—	1,1	5,1
56	74,3	21,7'	3,6	0,4	85,0	14,0	0,9	0,1
57	56,4	42,8'	0,6	0,2	92,5	6,8	0,5	0,2
58	95,6	0,6	3,0	0,8	98,6	0,2	1,2	—
59	52,0	47,8'	0,2	—	68,2	30,5'	1,3	—
60	26,3	40,0'	—	33,7*	93,6	3,5	1,6	1,3
61	11,6	40,2'	—	48,2*	97,3	1,0'	0,1	1,6*
62	86,7	12,8'	0,2	0,3	98,9	0,2	0,7	0,2
63	95,8	2,2'	0,5	1,5	98,7	0,1'	0,5	0,7
64	95,6	—	3,4	1,0	98,7	—	0,6	0,7
65	97,9	—	1,7	0,4	98,9	—	0,6	0,5
66	65,7	32,4'	1,7	0,2	93,8	5,2	0,3	0,7
67	97,0	0,1	2,3	0,6	98,2	—	1,6	0,2
68	98,4	—	1,3	0,3	99,0	—	0,9	0,1
69	98,0	—	1,7	0,3	98,2	—	1,4	0,4
70	97,9	—	1,7	0,4	98,7	—	0,9	0,4
71	98,5	—	1,2	0,3	98,6	—	1,1	0,3
72	97,2	—	2,2	0,6	98,2	—	1,6	0,2
73	98,2	—	1,8	—	98,4	—	1,5	0,1
74	98,1	—	1,9	—	99,4	—	0,6	—
75	98,3	—	1,5	0,2	98,9	—	0,9	0,2
76	97,1	—	2,6	0,3	98,5	—	1,3	0,2
77	84,7	—	14,0	1,3	94,4	—	4,3	1,3
78	87,1	—	11,8	1,1	94,2	—	4,9	0,9
79	86,1	—	12,3	1,6	94,6	—	4,7	0,7
80	93,8	—	1,7	4,5*	97,9	—	1,4	0,7
81	68,5	0,4	1,5	29,6*	80,7	0,1	1,0	18,2*
82	—	—	—	—	54,2	2,6	—	43,2*
83	1,8	67,8'	—	30,4*	8,2	46,0'	—	45,8*
84	—	—	—	—	15,5	10,8	—	73,7*
85	—	—	—	—	45,6	11,4'	—	43,0*
86	3,8	65,2'	—	31,0*	1,3	65,5'	—	33,2*
87	28,9	—	1,1	70,0*	33,9	0,7'	0,2	65,2
88	95,5	2,8'	0,5	1,2*	91,7	3,7'	0,6	4,0*
91	98,8	—	0,8	0,4	98,5	—	1,2	0,3

c. d. tab. 4.

Nr próbki	Fracja 1—0,5 mm				Fracja 0,5— 0,25 mm			
	kwarc	węglany	skalanie	miner. ciemne	kwarc	węglany	skalanie	miner. ciemne
92	97,2	—	2,1	0,7	97,0	—	2,4	0,6
94	95,3	—	3,7	1,0	97,0	—	2,3	0,7
95	94,4	—	4,3	1,3	95,6	0,1	3,7	0,6
96	92,6	—	6,1	1,3	95,5	—	3,7	0,8
97	93,2	0,4	5,0	1,4	93,6	—	5,3	1,1
98	96,2	1,3	1,8	0,7	98,0	0,7	0,8	0,5
99	100,0	—	—	—	99,8	—	0,2	—
100	96,2	—	1,9	1,9	98,3	—	1,0	0,7
101	100,0	—	—	—	100,0	—	—	—
102	99,7	—	0,2	0,1	99,7	—	0,3	—
103	98,7	—	1,3	—	97,9	—	1,3	0,8

\*) agregaty wodorotlenku żelaza,

) węglanowe skorupki ślimaków i maizy,

) konkretne węglanowe,

+) detrytus roślinny.

nionych piaskiem znajdują się konkretne CaCO<sub>3</sub>, o rozmiarach do 10 cm lub konkretne silnie scementowanego piasku 1,0 m

c) piasek, barwy jasno-szarej, drobnoziarnisty, o spokojnym poziomym warstwowaniu z cienkimi laminami mułku (grubość lamin do 1 cm) 2,5 m

Średni rozmiar ziarn (Md) dla całej grupy osadów rzecznych wynosi 0,25 mm, zaś samego piasku 0,29 mm. Czyli inaczej mówiąc — osady rzeczne mają strukturę drobnoziarnistą; uderza brak żwirów (do głębokości zbadanej przez autorów). Największe ziarno (Md = 0,41 mm) występuje w terasie nadzalewowej Bugu pod Dorohuskim. Rozmiar ziarn bliski przeciętnemu mają: piasek z Kroczyzna (Udal), Mateuszowa (Wełnianka), Okszowa (Uherka) i Serebryszcza. Najdrobniejszy jest piasek ze Świerzeżo (Md = 0,14 mm). W mułkach średni rozmiar ziarn waha się w granicach od 0,08 mm do 0,15 mm (Kolemczyce). Less fluwialny z Kolemczyce ma natomiast Md tylko 0,03 mm<sup>1</sup>.

W trzech podstawowych profilach osadów rzecznych terasy nadzalewowej Bugu (Świerzeż, Dorohusk, Kolemczyce), zaznacza się zmniejszanie wielkości ziarn od dołu ku górze. Spągowe partie mają Md około 0,41 mm, stropowe zaś 0,15 mm, a jeśli uwzględni się także mułek lessopodobny i less fluwialny ze stropowej partii, to Md wyniesie wtedy nawet 0,08 mm. W piasku rzeczonym największy udział ma frakcja średnioziarnista (0,5-0,25 mm) — przeważnie ponad 50%. Tylko w kilku miejscowościach dominuje frakcja drobnoziarnista (0,25-0,1 mm) (w Świerzeżu, Kolemczycach, Dubience). Ciekawe, że stosunkowo małe

<sup>1</sup> Wartość ta zbliżona jest do minimalnych wielkości ziarn lessów z okolic Hrubieszowa, podanych przez J. E. Mojskiego (30)

Tab. 5. Orientacyjny skład mineralno-petrograficzny frakcji 1—5 mm.  
The approximate mineral and petrographic composition of the fraction 1 — 5 mm

Nr próbki	frakcja 1 — 2 mm				frakcja 2 — 3 mm				frakcja 3 — 5 mm								
	Skałenie	Min. ciemne	Wapnienie	Skaly kryst.	Piaskowce	Kwarc	Skałenie	Min. ciemne	Wapnienie	Skaly kryst.	Piaskowce	Kwarc	Skałenie	Min. ciemne	Wapnienie	Skaly kryst.	Piaskowce
3	66,8	1,7	—	31,5	—	33,4	2,6	—	64,0	—	13,1	0,9	—	—	—	86,0	—
4	62,1	4,4	9,4	24,1	—	35,8	2,5	—	39,2	22,5	6,0	1,8	—	—	25,0	67,2	—
5	63,0	4,6	7,6	24,8	—	30,0	3,0	—	52,0	15,0	16,7	1,8	—	—	29,5	52,0	—
6	49,5	3,9	23,9	22,7	—	12,2	0,8	—	43,5	43,5	27,6	0,9	—	—	31,0	40,5	—
7	47,3	7,9	26,8	15,8	2,2	35,5	9,0	1,7	30,9	30,9	13,7	3,7	—	—	42,1	37,0	3,5
12	58,9	2,3	—	38,8	—	35,7	3,4	—	60,9	—	—	—	—	—	—	—	—
13	83,7	2,4	—	13,9	—	50,4	6,6	—	43,0	—	37,0	—	—	—	—	63,0	—
18	78,4	5,4	5,4	10,8	—	58,4	8,4	—	33,2	—	7,5	—	—	—	—	61,5	31,0
19	35,9	1,3	42,9	20,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—
20	5,7	—	93,2	1,1	—	12,6	—	—	5,8	81,6	—	—	—	—	—	—	—
22	90,4	3,6	4,2	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	73,6	4,0	0,3	22,1	—	45,1	2,9	—	45,5	1,2	—	—	—	—	—	—	—
28	53,9	2,6	33,2	10,3	—	33,1	—	—	35,0	31,9	15,0	—	—	—	—	85,0	—
29	64,8	5,7	—	29,5	—	23,0	2,9	—	74,1	—	8,5	—	—	—	8,5	83,0	—
30	92,1	2,8	1,0	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31	65,9	4,2	8,4	21,5	—	37,0	—	—	19,0	44,0	8,3	—	—	—	53,1	33,6	—
32	68,0	5,0	—	27,0	—	47,5	7,0	—	45,5	—	23,0	—	—	—	—	77,0	—
41	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	100,0	—	—
42	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	100,0	—	—
43	—	—	100,0	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	—	—	100,0	—	—
70	95,7	1,6	—	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
71	94,9	1,5	—	3,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
72	89,2	2,5	0,8	7,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
73	92,3	1,8	—	5,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
74	91,0	2,8	—	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
77	73,3	3,0	1,5	22,2	—	47,3	8,7	—	—	7,5	—	—	—	—	—	66,0	—
100	96,8	1,1	—	1,4	—	79,0	3,8	3,8	—	—	48,0	—	—	—	—	52,0	—

udziały ma frakcja gruboziarnista (1-0,5 mm), osiągająca maksymalnie 20%, a jedynie w Dorohusku i Andrzejowie (Udal) stanowiąca około 30% całego osadu. Zawartość części ilastych (ziarna o  $\phi$  poniżej 0,01 mm) nie przekracza nigdzie 5% (przeważnie 3%)<sup>1</sup>.



Fot. 1. Kolemczyce-terasa nadzalewowa Bugu: a) mułki lessopodobne z przewarstwieniami piasku, b) less fluwialny z zaburzeniami, c) piasek rzeczny  
Kolemczyce-overwash terrace of the river Bug: a — silts similar to loess with layers of sand, b — fluvial loess with disturbances, c — river sand

Wartość współczynnika wysortowania ( $S_o$ ) dla piasków rzecznych zamyka się w granicach 1,27—2,04, zaś w mułkach (Kolemczyce) sięga ponad 3,0<sup>2</sup>. Najlepiej wysortowane są dolne piaski z Dorohuska ( $S_o$  wynosi około 1,3).

Z powyższych uwag dotyczących uziarnienia nasuwają się przede wszystkim dwa wnioski: pierwszy, że prędkość wód akumulujących osady w dolinie Bugu malała w miarę upływu czasu (zmniejszanie się wielkości ziarna), a drugi, że równolegle do zmniejszania się prędkości wód rzecznych następowało wzmoczenie działalności wiatru, który osadzał materiał pylasty, tworzący przewarstwienia w górnej części terasy nadzalewowej.

<sup>1</sup> Podobne udziały frakcji stwierdził Krygowski w osadach rzecznych Południowego Polesia, a Turnau-Morawska w dolinie dolnego Bugu.

<sup>2</sup> Przyjmuje się na ogół, że osad dobrze wysortowany ma  $S_o$  poniżej 2,5, normalnie wysortowany  $S_o$  około 3,0, a bardzo źle wysortowany około 4,5



Poza dobrym wysortowaniem, piaski rzeczne charakteryzują się także wysokim stopniem obtoczenia ziarn. Współczynnik obtoczenia posiada bowiem bardzo małe wartości (dla frakcji 1—0,5 mm = 0,24—0,45, a dla frakcji 0,5—0,25 mm = 0,56—1,37), co wskazuje na duży udział ziarn obtoczonych (por. tab. 2, 3, tabl. I). Wynosi on od 49% (Serebryszcze) do 70% (Świerże) we frakcji 1—0,5 mm oraz od 14% do 32% we frakcji drobniejszej. Wynika z tego, że ziarna drobniejsze są znacznie gorzej obtoczone. Udział ziarn kanciastych osiąga natomiast we frakcji grubopiaszczystej 6—8%; ekstremalnie 4% (Serebryszcze) i 20% (Kolemczyce). Wartości maksymalne są typowe dla mułków. Nasuwa się tu przypuszczenie o dużej dozie prawdopodobieństwa, że warstwy mułków (i lessów fluwialnych) pojawiające się w sposób rytmiczny w stropowej części terasy nadzalewowej, są osadem okresów klimatu zimniejszego, niż okresy odpowiadające sedymentacji materiału grubszego. We frakcji drobniejszej wzrasta ilość ziarn kanciastych i wynosi najczęściej około 20%. W profilach pionowych zawartość tych ziarn wzrasta ku dołowi; szczególnie wyraźnie zachodzi to we frakcji 1—0,5 mm. Znaczny udział ziarn obtoczonych w osadach rzecznych okolic Chełma wskazuje na eoliczną obróbkę materiału w środowisku alimentacyjnym<sup>1</sup>.

O eolizacji poprzedzającej sedymentację fluwialną, świadczą jeszcze dobitniej wyniki obserwacji nad charakterem powierzchni ziarn skalnych. Średnia arytmetyczna współczynnika zmatowienia (*M*) dla frakcji 1—0,5 mm wynosi 4,14, zaś dla frakcji 0,5—0,25 mm — 3,22. A więc ilość ziarn matowych wzrasta wraz z wielkością ziarn<sup>2</sup>. We frakcji grubszej ilość ziarn matowych osiąga maksymalnie 84% (Kolemczyce, Dorohusk), minimalnie 55,5% (Serebryszcze). Godne podkreślenia są większe udziały ziarn matowych wśród spągowych partii osadów rzecznych. Wynika to najprawdopodobniej stąd, że źródłem dla pierwszych (dolnych) partii osadów rzecznych były osady glacialne poprzedniego zlodowacenia (duży udział ziarn kanciastych w spągu), przewiane, prze-modelowane eolicznie podczas fazy wydymotwórczej u schyłku tegoż glacialu i w okresie postglacialnym. W drobniejszej frakcji (0,5—0,25 mm) — odpowiednio do mniejszej wartości współczynnika *M* zawartość ziarn matowych jest mniejsza i zamyka się w granicach 40—77%. Próbkami z Mateuszowa i Dubienki zwracają uwagę maksymalnymi wartościami (83,9%). Przyczyna tego tkwi w holocenijskim przewianiu stropowej części tych osadów. Obok ziarn matowych, w osadach rzecznych, występują duże udziały ziarn o powierzchni częściowo zmatowiałej, przewyższające znacznie udziały ziarn błyszczących.

<sup>1</sup> Do podobnych wniosków doszli: B. Krygowski dla Południowego Polesia i J. Morawski dla dolnej Wyżnicy.

<sup>2</sup> Podobne spostrzeżenia uczynił A. Caire (6)

Biorąc za podstawę zestawione powyżej wyniki analiz uziarnienia, wysortowania i obróbki ziarn, do grupy osadów rzecznych zaliczono także piaski z Kol. Antonin (koło Serebryszcza) i z Okszowa. W Kol. Antonin pokrywają one piaski zwałowe, w Okszowie zalegają na osadach jeziornych. Ściśle rzecz biorąc należałoby piaski te zaliczyć do osadów wód okresowych, ale ponieważ brak było wystarczającej ilości punktów do wyodrębnienia osobnej grupy takich osadów, zaliczono je do osadów rzecznych. Inna rzecz, że obie te próbki mają współczynniki o wartościach bardzo zbliżonych do średnich dla osadów rzecznych.

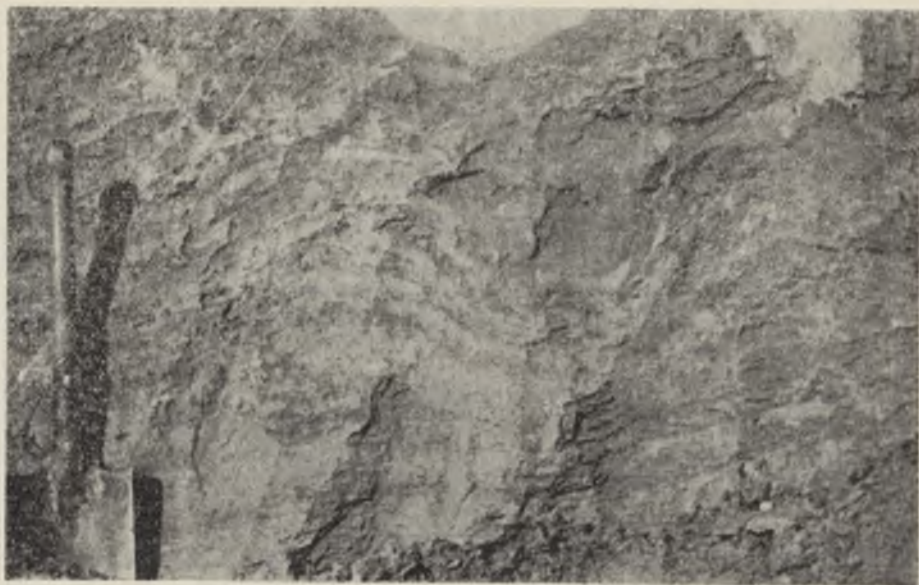
Piaski rzeczne składają się w ogromnej większości z ziarn kwarcu i innych minerałów z grupy krzemionki (przeciętnie ponad 90%, a często ponad 97%). Łatwo przy tym stwierdzić, że im bardziej gruboziarnisty piasek, tym większy jest udział kwarcu. Piaski drobnoziarniste mają go nieco mniej — około 90%. Inne osady rzeczne (mułki, less fluwialny) mają w badanych frakcjach znacznie mniej okruchów krzemionkowych (około 30%).

Osady rzeczne zawierają z innych minerałów jeszcze skalenie (w ilościach poniżej 2%). Tylko w jednej warstwie profilu z Kolemczyc jest 3,4% skaleni. W grupie tej częste są okruchy plagioklazów.

Poza skaleniami występują jeszcze minerały ciemne (tlenki żelaza, glaukonit, minerały ciężkie) w ilościach do 3%, najczęściej jednak poniżej 1%. W kilku próbkach (Serebryszcze, Świerże, spągowa część w Kolemczycach) znaleziono nieliczne okruchy węglanów wapnia.

Uogólniając, piaski rzeczne można określić jako osad średnioziarnisty złożony niemal z samego kwarcu. Wysoki udział ziarn kwarcu w piaskach doliny Bugu każe przypuszczać, że głównym źródłem materiału dla tych utworów wbyły m. in. miejscowe osady trzeciorzędowe (miocen), będące niemal czystymi piaskami kwarcowymi (13, 15, 18, 20, 22, 41).

Osady jeziorno-rozlewiskowe (L). Należą tu przede wszystkim mułki, mułki ilaste i ily oraz piaski i margle jeziorne. Mułki jeziorne są najpospolitszym osadem okolic Chełma. Występują one na różnych wysokościach, od 180 m npm do 223 m npm. Oczywiście w związku z różną wysokością stropu tych utworów nasuwa się wątpliwość, czy wszystkie one są jednakowego wieku. Najbardziej znane profile osadów jeziornych pochodzą z Białopola i z Horodyszcz (Fot. 2). Żaden z nich osobno nie daje jednak rozstrzygnięcia pozycji stratygraficznej osadów jeziorno-rozlewiskowych. Dopiero uzupełnienie i powiązanie z szeregiem innych profilów, np. z Serebryszcza, Kajetanówki, Radziejowa, Góry Kościuszkowskiej k/Chełma pozwala wysnuwać wnioski co do chronologicznego stanowiska serii osadowych, dawnych zbiorników typu jezior.



Fot. 2. Horodyszczce — górna część mułków młodszej serii jeziornej  
Horodyszczce (village) — the top part of lake silt deposits

Średni rozmiar ziarn (Md) osiąga w mułkach i iłach najniższe wartości (przeciętnie 0,02 mm). Piaski jeziorne mają  $Md = 0,19$  mm. Najdrobniejsze ziarno ma ił z Kamienia, podścielający rozmytą morenę. Ekstremalne wartości Md dla mułków i łów wynoszą 0,01 mm i 0,04 mm. Największy udział ma tu frakcja poniżej 0,01 mm (przeważnie około 50%). Niekiedy uzupełnia ją frakcja drobnopylasta (0,05—0,01 mm), mająca zwykle udział 30% i więcej. Bardzo często frakcja 0,05—0,01 mm zastępuje drobniejszą w jej dominującej roli. Spągowe partie osadów jeziornych mają więcej ziarna drobniejszego. Frakcje psamitowe nie przekraczają na ogół sumy 10%. Jedynie piaski jeziorne wyróżniają się przewagą frakcji 0,5—0,25 mm. Ale przewaga ta nie jest duża, maksymalna zawartość tej frakcji wynosi 40% (Radziejów), przy 20% frakcji 0,05—0,01 mm. Tym między innymi różnią się piaski jeziorne od rzecznych, że w tych ostatnich udział frakcji 0,05—0,01 mm tylko w kilku przypadkach przekroczył 5%, a nigdzie nie osiągnął nawet 15%. Sądząc po wielkości ziarn, można stwierdzić, że ruchliwość wód w zbiornikach jeziornych była znikoma.

Osady jeziorne są bardzo słabo wysortowane. So zamyka się w granicach 1,91—6,45. Najlepiej wysortowane są mułki z Białopola (1,91—1,97). Najgorsze wysortowanie mają osady w Kajetanówce i Radziejowie

(5,25—6,45). W profilach pionowych uderza lepsze wysortowanie stropowych partii mułków.

Obtroczenie ziarn skalnych jest w tej grupie osadów bardzo zróżnicowane. We frakcji 1—0,5 mm wielkość współczynnika obtoczenia ( $O$ ) waha się od 0,13 do 3,03. Najlepiej obtoczone są osady o grubszym ziarnie, reprezentujące jeziorną fację przybrzeżną. Wysokie udziały ziarn kanciastych zjawiają się w osadach glacialimnicznych (Kamień). We frakcji 0,5—0,25 mm  $O$  ma wartości 0,50—1,96, czyli zróżnicowanie jest o wiele mniejsze niż wśród ziarna grubszego. Wzrasta tu oczywiście ilość ziarn obtoczonych, ale przesunięcie dominanty następuje na korzyść ziarn częściowo obtoczonych.

Powierzchnia ziarn wykazuje podobną obróbkę jak w środowisku fluwialnym. Dla frakcji 1—0,5 mm  $M$  wynosi przeciętnie 3,84. Niskie współczynniki zmatowienia mają mułki z Białopola i Świerżego. Maksymalne wartości (5,0—7,0) występują w osadach z Serebryszcza, Rogatki, Kajetanówki i Radziejowa. Średnia wartość  $M$  jest nieco niższa we frakcji 0,5—0,25 mm (3,07). Większość próbek ma jednak  $M$  w granicach 1,34—3,00. Wszystkie osady jeziorne mają przewagę ziarn o powierzchni matowej. Świadczy to, że i tu, tak samo jak w osadach rzecznych, eolizacja materiału w obszarze źródłowym miała duże znaczenie. W poszczególnych profilach zmienność stopnia obtoczenia i zmatowienia jest bardzo nieznaczna.

Prawie połowa wszystkich osadów jeziornych zawiera w badanych frakcjach mało minerałów z grupy krzemionki. Jedynie mułki rozlewiskowe i piaski mają ich około 90%. Charakterystycznym składnikiem są kongregacje  $\text{CaCO}_3$  i wodorotlenków żelaza. W wielu miejscach stwierdza się pokruszone ewentualnie całe skorupy mięczaków czwartorzędowych (Kolemczyce, Dubienka, Białopole). W porównaniu z osadami rzeczными wyraźnie zmniejszył się udział skaleni oraz minerałów ciemnych (poza wodorotlenkami żelaza).

Wśród osadów jeziorno-rozlewiskowych dają się wyodrębnić 3 grupy ze względu na wiek i litologię: a) osady jeziorne starsze (starsza seria jeziorna Prószyńskiego (41), b) osady jeziorne młodsze i c) osady rozlewiskowe.

Ad. a) Do grupy tej należą mułki z Białopola, Góry Kościuszkowskiej k. Chełma, Kumowa Majorackiego oraz Leszczan, Dryszczowa i wielu innych punktów. Charakterystyczną ich cechą jest duża zawartość części ilastych i pylastych; udział frakcji piaszczystej wynosi około 1%. Współczynnik wysortowania ma wartości 1,91—3,09. Obtroczenie ziarn raczej dobre (dla frakcji grubszej  $A = 0,36—1,08$ , dla drobniejszej dwukrotnie większe).  $M$  posiada podobne wartości w obu frakcjach (dla grubszej 1,61—2,06). Soczewki żwirków kredowych występujące w profilu w Bia-

łopolu mają źle obrobiony materiał piaszczysty, ale zmatowienie jego nie odbiega od zmatowienia ziarn całej serii mułków. Żwirry te wskazują na bliskość brzegu zbiornika jeziornego.

Cechą wspólną wszystkich osadów starszej serii jeziornej jest przykrycie ich osadami morenowymi zlodowacenia środkowo-polskiego (41, 46). Akumulację tych utworów odnieść należy więc co najmniej na okres Wielkiego Interglacjału. Do tej samej serii należą margle jeziorne, zalegające zwykle w spągu serii mułków (o ile nie stanowią samodzielnych jednostek osadowych). Na interglacialny wiek tych margli wskazują szczątki roślinne i zwierzęce znajduwane w dużych ilościach (41).

Osadem glacialno-limnicznym pozostającym poza wymienionymi trzema grupami, jest mułek ilasty z Kamienia, który rozdziela piaski fluwioglacialne i rozmytą morenę. Obtoczenie ziarn skalnych — jak na osad jeziorny — jest słabe (we frakcji 1—0,5 mm — 2,11). Frakcja drobniejsza ma  $M = 8,00$ , grubsza zaś 2,27. O glacialnym charakterze osadu świadczy m. in. brak szczątków organicznych.

Ad. b). Seria mułków młodszych występuje m. in. w Kamieniu, Serebryszcu, Kajetanówce, Radziejowie, Horodyszczu. Wyszortowanie młodszej serii osadów jeziornych jest znacznie gorsze niż starszej, bo waha się w granicach 2,21—6,78. Maksymalne wartości odnoszą się przede wszystkim do mułków z Kajetanówki i Radziejowa. O — tylko w trzech wypadkach ma wartość ponad 1,0 (dla frakcji 1—0,5 mm). We frakcji drobniejszej obróbka ziarna jest nieco słabsza. Współczynnik zmatowienia przybiera dla odmiany bardzo wysokie wartości (2,8—6,9), przy czym większość próbek (we frakcji grubszej) posiada  $M$  ponad 4,0.

Występujące w tej serii przewarstwienia piasku zawierają drobny żwirek oraz znaczny odsetek części pylastych i ilastych. We wszystkich osadach serii młodszej stwierdza się przewagę kwarcu nad pozostałymi grupami mineralnymi. Większe ilości kongrecji wodorotlenków żelaza i węglanu wapnia spotyka się bardzo rzadko<sup>1</sup>.

Ad. c). Mułki rozlewiskowe występują w obrębie dolin rzecznych (budują terasę zalewową). Charakterystyczne są dla nich małe rozmiary ziarn ( $M_d = 0,01—0,03$  mm) i słabe wysortowanie ( $S_o$  ponad 2,4). Cechy morfoskopowe zbliżają tę grupę do osadów rzecznych, jedynie współczynnik zmatowienia ma nieco wyższe wartości.

Gdy osady rozlewiskowe są na pewno wieku holocenijskiego, a duża ich część osadzała się już w czasach historycznych (znaleziska kulturowe

<sup>1</sup> M. Turnau-Morawska (20) — stwierdziła w mułkach w Horodyszczu przewagę frakcji ilastej (ponad 50%) oraz pylastej. Z minerałów najwięcej jest kwarcu, w części górnej jest 36% kalcytu, dolna — bezwapienna, ma za to 27% tlenków żelaza.

z XV w. na głębokości 1,5 m pod powierzchnią osadów), to wiek młodszej serii jeziornej nie został jeszcze właściwie rozstrzygnięty<sup>1</sup>.

Fakt, że osady te spoczywają na rozmytych utworach morenowych zdaje się wskazywać, że mogły one osadzić się po zlodowaceniu środkowo-polskim (jeśli rzeczony utwory morenowe pochodzą z tego zlodowacenia). Górną granicę wieku dla młodszej serii jeziornej wyznacza fakt występowania w jej stropie zjawisk kriogenicznych (inwolucje z Horodyszca opisał już A. Jahn — 19), najczęściej w postaci soliflukcji. Warstwy spłynięte soliflukcyjnie zawierają materiał morenowy (głazy, żwir) ze zlodowacenia środkowo-polskiego.

Cechą wspólną wszystkich osadów jeziornych i rozlewiskowych jest spokojne, poziome warstewkowanie. Najlepiej zaznacza się ono w serii mułków młodszych. Warstewki mają tu grubość do 5 cm. Nieco mniej wyraźnie uwidacznia się warstewkowanie w serii osadów starszych, podobnie zresztą jak i w mułkach rozlewiskowych doliny Bugu.

Osady fluwioglacjalne (Fl). Najlepsze odsłonięcia pochodzą z piaskowni chełmskiej, Serebryszcza i Kamienia. Piaskownia chełmska była już wielokrotnie badana i opisywana (15, 18, 20, 26, 41). Jest ona ciekawa ze względu na występowanie obok siebie dwu elementów: zaburzonego (fot. 3) i nie zaburzonego, przykrytych warstwą soliflukcyjną z materiałem zlodowacenia środkowo-polskiego (soliflukcja z glaciału bałtyckiego)<sup>2</sup>. W Kamieniu, podobnie jak w Serebryszczu, osady fluwioglacjalne, wykształcone w facji piaszczystej są przykryte resztkami moreny zlodowacenia środkowo-polskiego (być może moreną ablacyjną). Najczęstszym typem warstwowania, jest warstwowanie ukośne, ewentualne diagonalne (ryc. 2); rzadziej spotyka się warstwowanie poziome (fot. 4).

Średni rozmiar ziarn tej grupy osadów wynosi przeciętnie 0,46 mm; najgrubsze ziarno mają warstwy żwirowo-piaszczyste z Chełma (Md = 1,31 i 1,27). Dominującą rolę odgrywa tu frakcja 0,5—0,25 mm, tylko w dolnych warstwach profilu z Chełma przewagę ma frakcja 1—0,5 mm i 2—1 mm. Natomiast piaski leżące w spągu profilów z Serebryszcza i Kamienia mają bardzo drobne uziarnienie (dominanta frakcji 0,25—0,1 mm).

Wysortowanie piasków fluwioglacjalnych jest dość dobre (średnio 1,56), podobnie jak w piaskach rzecznych (por. ryc. 16). Najlepiej wysortowane są górne warstwy piasku z Chełma i Kamienia, gdzie So zamyka się w granicach 1,37—1,41.

Współczynnik O dla frakcji 1—0,5 mm wynosi 1,01—2,87. Najlepsze obtoczenie wykazuje piasek z Chełma (partia stropowa — 22% ziarn

<sup>1</sup> Ostatnio Jahn (18) wysunął przypuszczenie, że seria ta powstała w ostatnim interglacjale. Podobnego zdania jest Prószyński (41).

<sup>2</sup> Pogląd A. Jahn (18).

obtoczonych, 22,7% kanciastych i 55,3% ziarn częściowo obtoczonych). Najgorsze obtoczenie ma spągowy piasek z Kamienia (59% ziarn kanciastych, 10,7% obtoczonych). We frakcji 0,5—0,25 mm udział ziarn kanciastych jest o wiele większy.

Dolne piaski z Serebryszcza i Kamienia charakteryzują się dużymi udziałami ziarn kanciastych, podczas gdy wszystkie pozostałe warstwy mają przewagę ziarn częściowo obtoczonych. Spokojne uwarstwienie tych — dolnych — partii osadów jest dodatkowym dowodem, że akumulujące je wody miały niewielkie prędkości, a sam transport nie mógł być długi, gdyż nie ma prawie żadnego obtoczenia (udział ziarn obtoczonych nie przekracza 11%).

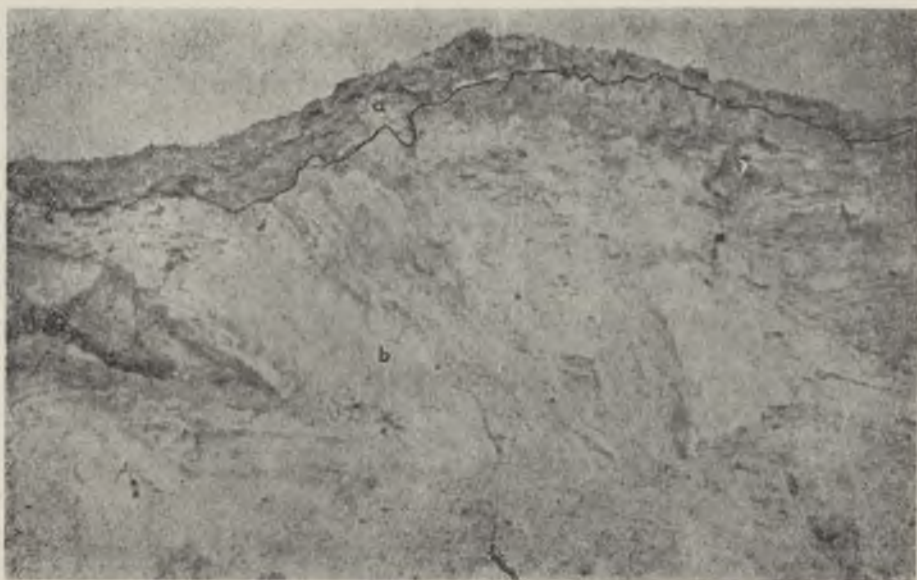
Współczynnik zmatowienia we frakcji grubszej waha się od 1,42 (Serebryszcze — spąg) do 6,46 (strop osadów w Chełmie). Średnio  $M$  wynosi 2,72. Frakcja drobniejsza ma więcej ziarn matowych w porównaniu z frakcją grubszą.



Ryc. 2. Warstwowanie piasków fluwioglacjalnych (1) w miejscowości Kamień koło Chełma; 2 — piasek fluwioglacjalny o teksturze beziadnej; 3 — pakiet białego piasku, wapnistego

The stratification of fluvioglacial sands (1) in the village Kamień nr Chełm Lubelski; 2 — fluvioglacial unstratified sand, 3 — sand with calciferous particles

Głównym minerałem w omawianej grupie osadów jest kwarc. Frakcja 1—0,5 mm zawiera go od 72,6% (środkowe warstwy z Chełma) do 97,2% (rdzawe piaski z Kamienia). Frakcja 0,5—0,25 mm ma o wiele więcej kwarcu: od 83,6% (Chełm) do 98,2% (piaski podmorenowe z Serebryszcza). Poza kwarcem największe udziały mają węglany (do 20% w spągu profilu z Kamienia), ale zawartość ich ulega wielkim wahaniom. Są war-



Fot. 3. Piaskownia chełmska: a — warstwa soliflukcyjna ze zlodowacenia bałtyckiego, b — osady fluwioglacjalne zaburzone

The sand-pit in Chełm Lubelski: a — the solifluction layer from the Baltic Glaciation, b — disturbed fluvioglacial deposits



Fot. 4. Serebryszcze — warstwowanie piasków fluwioglacjalnych  
Serebryszcze (village) — the stratification of fluvioglacial sands



stwy pozbawione węglanów zupełnie, a następnie zaraz mają ich po kilkanaście procent. Tak jest w profilu chełmskim i w Kamieniu. W Serebryszczu brak węglanów zupełnie. We frakcji drobniejszej następuje zmniejszenie ilości tych minerałów. Ta nierównomierność w rozmieszczeniu minerałów węglanowych jest na pewno związana z lokalnymi warunkami alimentacyjnymi tzn. zależy od odsłonięcia skał wapiennych na powierzchni.

Skaleni znajdują się we wszystkich warstwach osadów fluwioglacjalnych tak we frakcji 1—0,5 mm jak i w drobniejszej. Tylko, gdy we frakcji 0,5—0,25 mm ilość skaleni jest mniej więcej stała (1,0—3,7%), to we frakcji grubszej wykazuje duże wahania (0,9—14,0%). Najwięcej skaleni zawierają spągowe piaski z Serebryszcza (12—14% we frakcji 1—0,5 mm i 4,3—4,9% we frakcji 0,5—0,25 mm). W profilu chełmskim daje się zauważyć zmniejszanie zawartości skaleni od dołu (10—11%) ku górze (4—7%), we frakcji grubszej. Minerale ciemne reprezentowane głównie przez tlenki żelaza i niektóre z minerałów ciężkich (granaty, biotyt) mają wyrównany udział w osadach fluwioglacjalnych. We frakcji grubszej: 0,9—4,9%, a w drobniejszej 0,6—5,4%.

We frakcji 1—5 mm (tab. 5), zaznacza się obniżanie zawartości kwarcu wraz ze wzrostem wielkości frakcji. Odwrotnie do ubożenia w kwarc zachodzi wzbogacanie w okruchy skał krystalicznych. Poza tym zwraca uwagę duża ilość okruchów wapieni kredowych (miejscowych), także wzrastająca równolegle do wielkości ziarn. Obecność skaleni nie przekracza sumy 8% i maleje przy wzroście wielkości ziarn.

Materiał żwirowy o  $\phi$  10—50 mm zawiera tylko profil z Chełma (tab. 7). W stropie profilu ma miejsce wyraźna przewaga żwirów krystalicznych nad innymi (22—38%), a w spągu żwirów wapiennych. Ponownie duże udziały mają żwiry miejscowych skał kredowych (więcej ich jest w spągu), natomiast żwirów wapieni paleozoicznych jest o wiele więcej w stropie niż w spągu. Piaskowce występują w niewielkich ilościach (do 13%), tak samo krzemienie i lidyty (do 9%)<sup>1</sup>.

W tej samej frakcji wykonano ponadto pomiary spłaszczenia i zaokrąglenia (tab. 6). Żwiry fluwioglacjalne mają podobne współczynniki zaokrąglenia jak żwiry morenowe, natomiast wartości współczynników spłaszczenia są wyższe niż u żwirów morenowych<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Podobny skład petrograficzny osadów fluwioglacjalnych stwierdził na wschód od Bugu E. Rühle (46).

<sup>2</sup> Na wykresach K. Richtera (42) próbki 4 i 6 odpowiadają przedziałowi żwirów fluwioglacjalnych, a próbka 7 przedziałowi „gruzu rzeczno-”. Natomiast na wykresie P. Hupe (14) próbki 4 i 6 wchodzą w zakres osadów rzecznych, a próbka 7 w zakres rzecznych osadów klimatu zimnego.

Osady morenowe (G). Należą tu moreny żwirowo-piaszczyste z Kamienia, Serebryszcza, gliny zwałowe z Kol. Ignatów, Wołkowian, Leszczan, Mołodutynia, Kumowa Majorackiego, Andrzejowa, piaski zwałowe z Kol. Antonin, Góry Kościuszkowskiej k. Chełma itd.<sup>1</sup>.

Morena z Kamienia i z Serebryszcza spoczywa na piaskach fluwioglacjalnych, natomiast morena (głina zwałowa) z Kol. Ignatów i z Wołkowian leży bezpośrednio na powierzchni kredy. Tekstura tych osadów jest bezładna, jedynie w Kol. Ignatów można zauważyć słabo zaznaczające się ukośne smugi (fot. 6).

Uziarnienie osadów morenowych jest bardzo zróżnicowane; wielkość mediany (Md) waha się od 0,04 mm (w glinach zwałowych z Biłgoraja) do 0,41 mm (Serebryszcze). Przeciętnie Md wynosi 0,15 mm. Już z powyższego wynika, że w tej grupie osadów dominującą rolę odgrywają frakcje drobniejsze.

Moreny bardziej piaszczyste (Serebryszcze, Kamień) mają przewagę frakcji 1—0,5 mm lub 0,5—0,25 mm (do 25%), uzupełnionej frakcją drobnopylastą (0,05—0,01 mm). Gliny zwałowe zawierają głównie frakcję 0,25—0,1 mm (do 32%), przy dużym współdziałaniu frakcji 0,05—0,01 mm; jedynie w Wołkowianach przeważa frakcja drobnopylasta i łączy się nad drobnopiaszczystą.

Osady morenowe są bardzo słabo wysortowane (So wynosi od 1,65 do 5,90), przeciętnie współczynnik wysortowania ma wartość 3,08. Głina zwałowa z Wołkowian wykazuje stosunkowo najlepsze wysortowanie (1,65), ale tylko w odmianie piaszczystej; natomiast leżąca prawdopodobnie na wtórnym złożu glina z Rejowca ma  $So = 1,97$ . Najgorsze wysortowanie ma utwór morenowy z Serebryszcza (4,03). Osady morenowe okolic Chełma są znacznie lepiej wysortowane ( $So$  1,65—4,03), niż gliny zwałowe z okolic Biłgoraja (3,14—5,90).

W stopniu obtoczenia nie widać już takich różnic regionalnych. We frakcji 1—0,5 mm przeciętna wartość  $O$  wynosi 1,24 (skrajnie 0,36 i 2,17). Gliny zwałowe spod Chełma i Biłgoraja mają podobne wartości współczynnika obtoczenia (1,51—2,17). Wyjątkowo dobrze są obtoczone ziarna z gliny zwałowej Wołkowian (0,66—1,51), przy czym morena bardziej

<sup>1</sup> A. Jahn, w monografii o Wyżynie Lubelskiej (18) podtrzymuje swoje dawniejsze przypuszczenia o występowaniu dwu osadów morenowych w interesującym nas obszarze. I tak, szarą glinę zwałową z Wołkowian (podobna znajduje się w Kol. Ignatów) uważa za osad zlodowacenia krakowskiego, zaś utwory morenowe z Kamienia, Trubakowa (pod Chełmem) datuje na zlodowacenie młodszego (środkowo-polskie). J. Lewiński (26) widział pod Chełmem osady zlodowacenia krakowskiego i jakiegoś starszego; osady żwirowo-piaszczyste (Kamień) uważał za utwór fluwioglacjalny ze zlodowacenia środkowo-polskiego. S. Wołosowicz (57) przyjmował — na południe od Chełma — istnienie moreny zlodowacenia krakowskiego i fluwioglacjalną zlodowacenia środkowo-polskiego.

piaszczysta ma wartości niższe. Przemyta morena z Rejowca ma aż 55,3% ziarn obtoczonych (O wynosi 0,36).

We frakcji 0,5—0,25 mm następuje wzrost ilości ziarn kanciastych, a co za tym idzie powiększenie wartości współczynnika obtoczenia (0,99—4,95). Obok dużych udziałów ziarn kanciastych, dominującą rolę w tej grupie osadów odgrywa przedział ziarn częściowo obtoczonych. Zwraca uwagę wyraźne zwiększenie udziału tej klasy wśród moren piaszczystych i piasków zwałowych.

Osady morenowe wyróżniają się wśród innych dużą zawartością ziarn o powierzchni matowej. Jest to prawdopodobnie wynik działania zimnego klimatu strefy peryglacjalnej; oczywiście nie bez wpływu jest tu długi okres wietrzenia osadów morenowych. Frakcja grubsza ma M w granicach 0,36—11,50. Wartości skrajne nie powtarzają się, a pozostałe utwory morenowe skupiają się między wartościami 1,45 i 5,60. Zastanawiający jest duży udział ziarn błyszczących (55%) w morenie z Kamienia. Decydującą rolę odegrało tu chyba źródło materiału, którym były miejscowe piaski kwarcowe (trzeciorzęd), zawierające dużo ziarn błyszczących. Natomiast przyczyną dużej zawartości ziarn matowych w morenie z Kumowa Majorackiego (86%) jest silne jej zwietrzenie.

W profilu w Wołkowianach zaznacza się zmniejszenie ilości ziarn matowych ku dołowi, a w Kol. Ignatów w kierunku przeciwnym. Można by z tego wysnuć wniosek, że glina w Kol. Ignatów spoczywa na wtórnym złożu (logicznie rzecz biorąc — najwięcej ziarn matowych powinno być w stropie, bo wietrzenie postępuje od góry ku dołowi), pewnym potwierdzeniem takiego przypuszczenia jest delikatne smugowanie (warstwowanie) widoczne w tej glinie (fot. 6) oraz zaleganie jej w obniżeniu terenu, u podstawy stoku garbu denudacyjnego.

Ziarna matowe mają wyraźnie większy udział we frakcji 0,5—0,25 mm. Na przykład morena w Serebryszczu ma ich aż 100%.

Jak w innych osadach, tak i tutaj, główną rolę odgrywa kwarc. W grubszej frakcji jest go od 68,9% (Kol. Ignatów) do 98% (Wołkowiany), zaś w drobniejszej od 73,4% do 99,4%. Węglany występują w Kol. Ignatów i w Wołkowianach; tylko, gdy w Kol. Ignatów jest ich 28,1%, to w Wołkowianach 4,8%. Ale frakcja drobniejsza ma w obu tych profilach tylko około 1% węglanów. Zawartość skaleni jest także podobna w obu miejscowościach i nie przekracza sumy 4%. W Wołkowianach udział skaleni maleje ku spągowi profilu, w Kol. Ignatów w kierunku odwrotnym. Minerale ciemne występują i tam i tu w minimalnych ilościach. Wyjątkowo, w piaszczystej glinie z Kol. Ignatów uderza duży udział tej grupy mineralnej (28%). Wpływa na to wyraźne zwiększenie zawartości tlenków żelaza, w porównaniu z innymi warstwami; gdzie wszystkie minerale ciemne nie występują w ilościach ponad 0,8% we



Fot. 5. Wołkowiany: a— piasek zwałowy, b — glina zwałowa o barwie rdzawej,  
c — szara glina zwałowa  
Wołkowiany (village): a — boulder sand, b — boulder clay, reddish in colour,  
c — boulder clay, gray in colour



Fot. 6. Kol. Ignatów — tekstura gliny zwałowej  
Ignatów (village) — texture of boulder clay

frakcji 1—0,5 mm i 2,6% we frakcji 0,5—0,25 mm. Wołkowiany mają w obu frakcjach nieco większe udziały tych minerałów.

Glina zwałowa z Kumowa Majorackiego pod względem strukturalnym jest podobna do wołkowińskiej, ale w jej składzie mineralnym uderza obecność aż 8,1% skaleni (we frakcji 1—0,5 mm). Zjawisko to jest paradoksalne tylko pozornie; tak duża ilość skaleni w tej przecież silnie zwiertzałej morenie pochodzi z rozpadu dużych okruchów skalnych, głazów i żwirów (przeważnie granitowych i gnejsowych). Podobnie duże udziały skaleni mają utwory morenowe z okolic Biłgoraja. Jednak maksymalne ilości tych minerałów ma morena piaszczysto-żwirowa z Serebryszcza (12,9% we frakcji grubszej). Tak w Serebryszczu, jak i w Kamieniu brak zupełnie węglanów, na ich miejsce wkraczają większe udziały minerałów ciemnych.

Silną wapnistość gliny zwałowej z Kol. Ignatów potwierdza także skład mineralno-petrograficzny frakcji 1—5 mm. W spągowej części profilu (szara glina zwałowa) wapienie stanowią ponad 80% osadu; ku górze zawartość ich jednak maleje i w stropie (piaski z głazami) brak wapieni zupełnie. Naodwrot — ilość kwarcu wzrasta ku stropowi; podobnie w górnej części jest więcej skaleni (w spągu miejscami brak ich zupełnie).

Profil w Wołkowianach znowu ma odwrotny układ. Kwarcu jest najwięcej w spągu, a wapieni w stropie. Zawartość skaleni jest zmienna od 2,6% do 5,7%. We frakcjach grubszych udział skał krystalicznych jest większy w Wołkowianach niż w Kol. Ignatów. Oprócz tego stropowe piaski w Kol. Ignatów zawierają aż 31% piaskowców, gdy w Wołkowianach brak ich zupełnie.

Wśród grubych żwirów (przedział 10—50 mm) przeważają w Kol. Ignatów skały krystaliczne (41,5%), drugie miejsce zajmują krzemienie lidyty i kwarc żyłowy (36,4%), piaskowców jest 20,9%, a wapieni paleozoicznych tylko 1,2%. Dla Wołkowian nie udało się wykonać podobnych obliczeń, ze względu na znikomą ilość materiału tych rozmiarów.

Moreny z Serebryszcza i Kamienia różnią się od siebie udziałem kwarcu (tab. 5). W Kamieniu jest go więcej, poza tym w miejscowości tej znaleziono okruchy wapieni, w Serebryszczu nie ma ich wcale. Kamień ma także więcej skaleni, za to Serebryszcze — skał krystalicznych. Podobnie kształtuje się zawartość skał krystalicznych i wapieni wśród frakcji 10—50 mm (tab. 7). Morena w Kamieniu ma niemal o 100% więcej krzemieni, największa ich ilość znajduje się jednak w Rejowcu. (50,2%).

Podsumowując charakterystykę petrograficzną utworów morenowych okolic Chełma, trzeba podkreślić dużą wapnistość glin zwałowych (Kol.

Ignatów, Wołkowiany), szczególnie w ich spągowej części oraz zmienny skład petrograficzny moren z Serebryszcza i Kamienia<sup>1</sup>.

Dla frakcji grubych żwirów wyliczono także współczynniki zaokrąglenia i spłaszczenia. Wskaźniki zaokrąglenia wszystkich próbek (Serebryszcze, Kol. Ignatów, Kamień, Rejowiec) zbliżone są do siebie wartościami (332—347). Wskaźnik spłaszczenia ma także podobne wartości we wszystkich próbkach (185—196)<sup>2</sup>.

**Osady morskie (S).** Próbki osadów morskich z Annapola (alb) Lubartowa (oligocen), Kol. Rudka k/Chełma i Rejowca (miocen) zostały pobrane dla uzyskania materiału porównawczego z plejstocenijskimi osadami środowisk lądowych. Wyniki analiz wykazały duże podobieństwo między niektórymi wskaźnikami granulometrycznymi (O, M, So) osadów mioceńskich z okolic Chełma, a osadami plejstocenijskimi.

Mediana (Md) ziarn osadów morskich waha się w granicach od 0,19 do 0,72 mm (przeciętnie 0,39 mm). Najgrubsze ziarno mają piaski oligoceńskie z Lubartowa, najdrobniejsze — stropowa część profilu z Kol. Rudka i piasek albski z Annapola. Odpowiednio do tego maksymalny udział w piasku oligoceńskim ma frakcja 1—0,5 mm (76%), zaś w dwu pozostałych frakcjach 0,25—0,1 mm (56% i 77%).

Wysortowanie zamyka się wartościami So 1,26—1,54. Najgorzej wysortowane są piaski z Annapola, najlepiej z Lubartowa. Obtoczenie ziarn skalnych we frakcji grubszej (1—0,5 mm) jest z zupełnie podobne jak w osadach fluwioglacjalnych. Najwięcej ziarn obtoczonych (O = 1,08) ma spągowa część osadów z Kol. Rudka (19%), najmniej (O = 2,22) piasek oligoceński (4,3%). Cechą charakterystyczną osadów morskich jest dominujący udział ziarn częściowo obtoczonych. Tylko w dwu próbkach stwierdzono maksymalny udział klasy ziarn kanciastych. We frakcji 0,5—0,25 mm następuje gwałtowny wzrost ilości ziarn kanciastych, które dominują niepodzielnie.

Ponad 50% ziarn we frakcji grubszej ma powierzchnię matową; największy ich odsetek ma Kol. Rudka (65%) i Lubartów (64%). Współczynnik M ma odpowiednio graniczne wartości 1,09 i 2,78. Frakcja drobniejsza zawiera więcej ziarn matowych, dlatego M wynosi od 2,20 do 15,0. Niemal połowa osadów morskich okolic Chełma nie ma wcale ziarn bly-

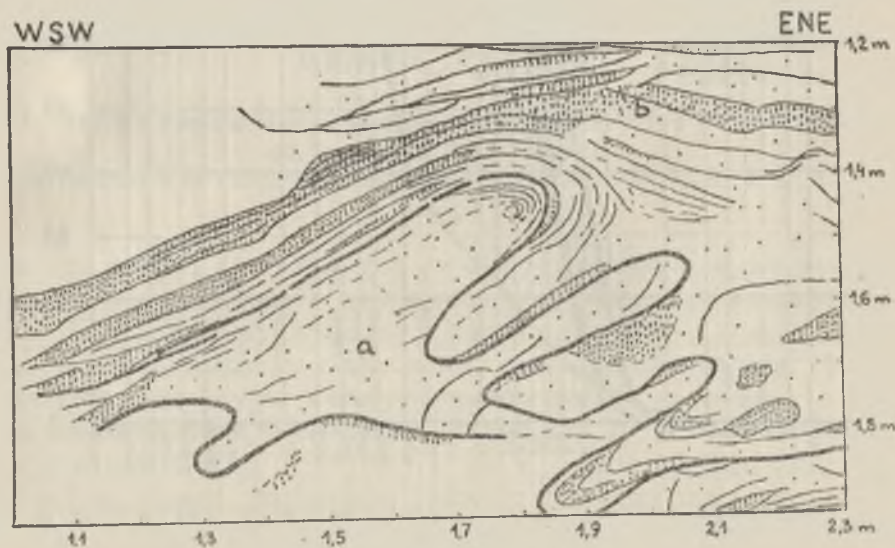
<sup>1</sup> Analogiczny skład petrograficzny wykazują utwory morenowe po wschodniej stronie Bugu, zbadane przez E. Rühlego (46). Osady morenowe z Kamienia i Serebryszcza można uważać za równowiekowe z osadami po wschodniej stronie Bugu. Zastrzeżenia budzi jedynie, nieaktualna dziś nomenklatura zlodowaceń (Jaroslavien). Jest sprawą niemal pewną, że te osady morenowe są pozostałością zlodowacenia środkowo-polskiego.

<sup>2</sup> Na diagramach K. Richtera (42), próbki te układają się w bardzo bliskim sąsiedztwie pola osadów fluwioglacjalnych, natomiast dość daleko od osadów morenowych.

szczących. I tutaj leży główna przyczyna (albo jedna z głównych przyczyn) dużej zawartości obtoczonych ziarn matowych w osadach plejstocenijskich okolic Chełma. Stwierdzono bowiem bez wątpienia ogromny udział materiału lokalnego w tych osadach<sup>1</sup>.

Kwarc i inne minerały z grupy krzemionki stanowią od 97% do 100% frakcji 1—0,5 mm i od 99% do 100% frakcji 0,5—0,25 mm. Czyste piaski kwarcowe występują w Rejowcu i w spągu profilu z Kol. Rudka oraz w Czulczycach (13). Z innych minerałów występują w osadach morskich jeszcze skalenie, w ilościach od 0,2% do 1,3%. W obu badanych frakcjach wartości te niewiele się różnią. Minerały ciemne stwierdzono tylko w piasku albskim, oligocenijskim i w Kol. Rudka.

Warto poza tym zwrócić uwagę na podobny charakter warstwowania osadów morskich i fluwioglacjalnych (warstwowanie ukośne lub diagonalne). W stropie osadów profilu z Kol. Rudka występują ciekawe formy zaburzeń (ryc. 3), mające postać fałdów antyklinalnych, obalonych. Jest to prawdopodobnie ślad ostatniej (bałtyckiej) strefy peryglacjalnej na tym terenie.



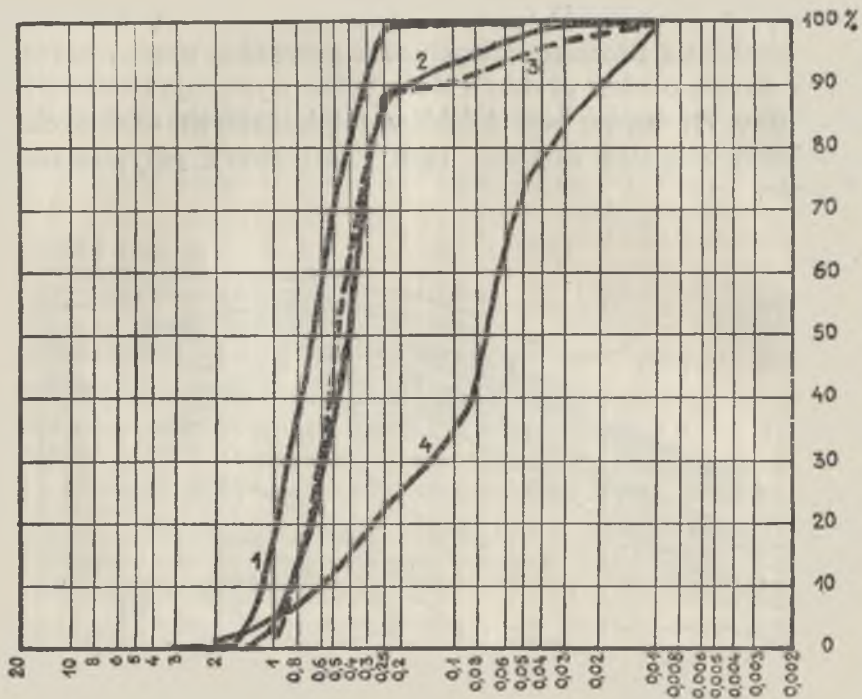
Ryc. 3. Tekstury w stropowej części piasku miocenijskiego z Kol. Rudka koło Chełma (a — piasek, b — mułek piaszczysty, zgliniony)

Textures in the top part of the Miocene sand in the village Rudka nr. Chełm Lubelski (a — sand, b — sandy silts)

<sup>1</sup> M. Prószyński (41), A. Jahn (15, 18, 20), E. Rühle (46), J. Trembaczowski (54), S. Wołosowicz (57), autorzy.

### 5. ZESTAWIENIE WYNIKÓW BADAŃ GRANULOMETRYCZNYCH OSADÓW OKOLIC CHEŁMA

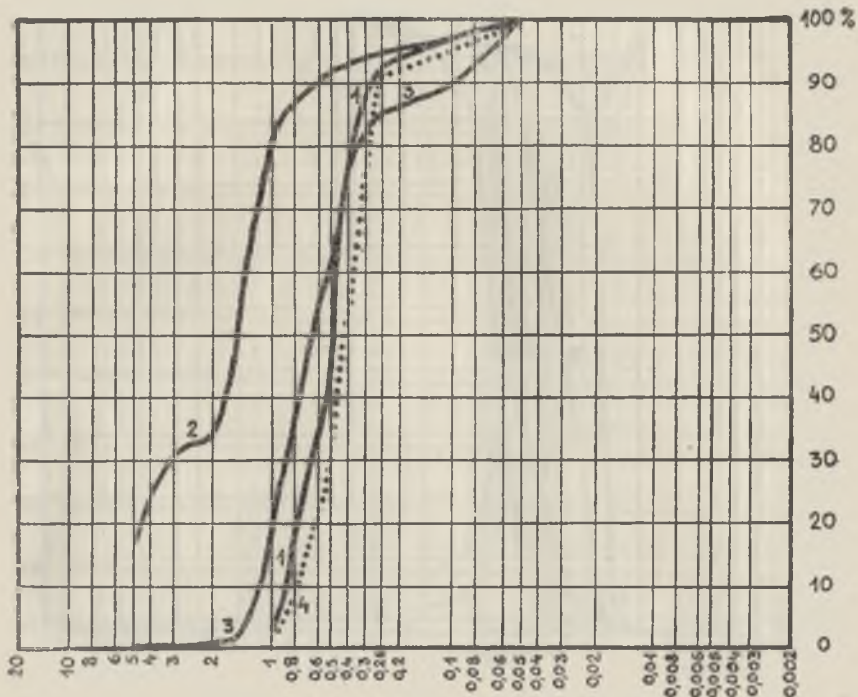
Uziarnienie. W osadach okolic Chełma dominują frakcje piaszczyste i drobniejsze. Minimalny udział mają żwiry; występują one niekiedy wśród piasków fluwioglacjalnych (najczęściej w postaci przewarstwień) oraz bardzo rzadko w glinach zwałowych. Jedynie w morenach Serebryszcza i Kamienia mają większe udziały. Frakcje piaszczyste przeważają w osadach rzecznych, glacialnych i morskich, natomiast w jeziornych ilość ich jest znikoma. Cząstki o  $\phi$  0,1—0,01 mm (frakcje pylaste) znajdują się we wszystkich grupach osadów, ale główny udział przyjmują obok frakcji ilastej, w grupie skał jeziornych i rozlewiskowych (L).



Ryc. 4. Krzywe kumulacyjne osadów rzecznych (R): 1 — nr 72, 2 — nr 68 (64), 3 — nr 63 (65, 67), 4 — nr 66  
 Cumulative curves of river sediments (R): 1 — no. 72, 2 — no. 68 (64), 3 — no. 63 (65, 67), 4 — no. 66

Amplituda średnich rozmiarów ziarn ( $M_d$ ) jest duża, bo waha się od 0,008 mm do 1,32 mm. Utwory o medianach ponad 0,1 mm reprezentują niemal wszystkie grupy genetyczne osadów (ryc. 16). Graniczne wartości współczynnika wysortowania ( $S_o$ ) wynoszą dla wszystkich osadów 1,26 i 6,78, jednak większość z nich posiada wysortowanie dobre lub nor-





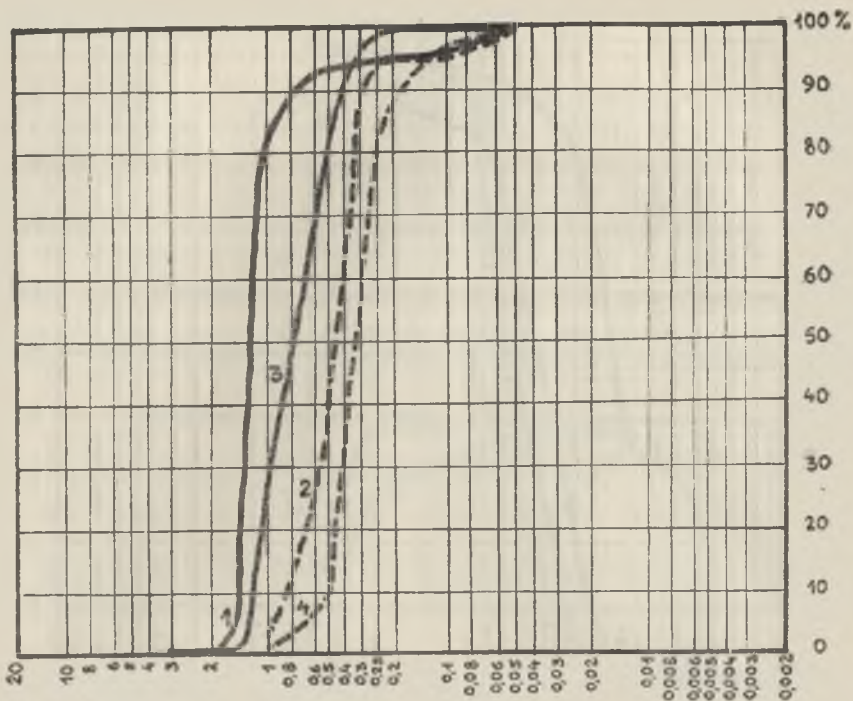
Ryc. 5. Krzywe kumulacyjne osadów fluwioglacjalnych (F1): 1 — nr 27, 2 — nr 4 (6), 3 — nr 13 (1), 4 — nr 78  
 Cumulative curves of fluvioglacial sediments (F1): 1 — no. 27, 2 — no. 4 (6), 3 — no. 13 (1), 4 — no. 78

malne (So poniżej 3,0). Obok glin zwałowych najgorzej wysortowane są mułki jeziorne (ze względu na niejednorodny skład mechaniczny). Najlepsze wysortowanie wykazują osady morskie (trzeciorzędowe). So zbliżone do nich mają osady fluwioglacjalne i częściowo rzeczne (por. ryc. 16).

Krzywe kumulacyjne badanych osadów zostały porównane z krzywymi zamieszczonymi w niektórych pracach (27, 35, 36, 49) i okazało się, że wydzielenie 4 grup genetycznych wśród osadów plejstocenijskich jest najzupełniej słuszne. Najbardziej jednolity charakter mają krzywe osadów morskich (ryc. 6); największe zróżnicowanie w ich przebiegu zaznacza się u osadów jeziornych i rozlewiskowych (ryc. 7 i 9). Jest to wynik zróżnicowania litologicznego i granulometrycznego (a także wiekowego) tej grupy utworów.

Godny uwagi jest fakt występowania wielokrotnych załamania w przebiegu krzywych kumulacyjnych<sup>1</sup> niektórych osadów jeziornych, fluwioglacjalnych i morenowych. Kilka krzywych z grupy osadów morenowych

<sup>1</sup> Wg Ruchina (43) ma to świadczyć o zaleganiu osadu na wtórnym złożu.

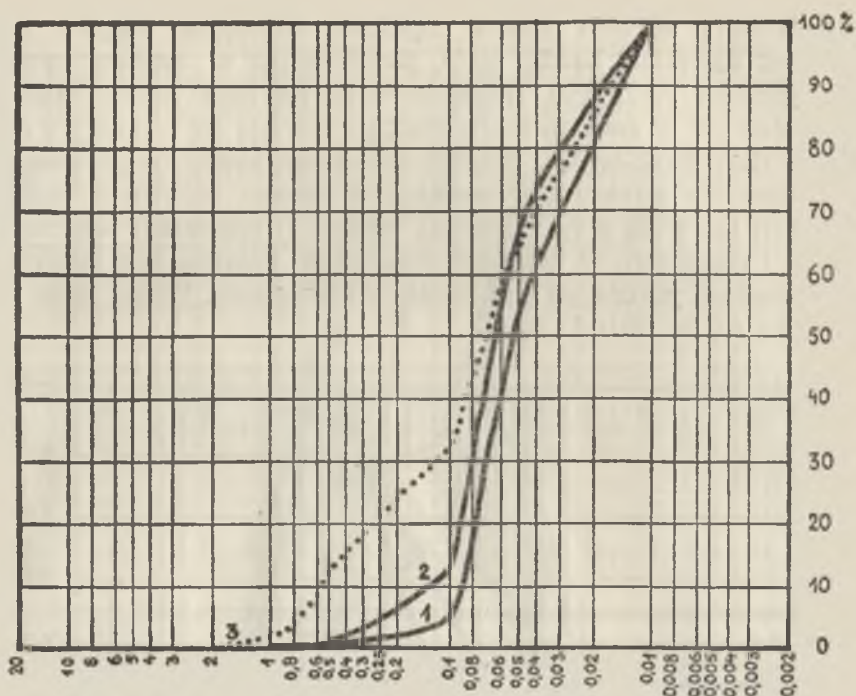


Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne osadów morskich (S): 1 — nr 103, 2 — nr 102, 3 — nr 99, 4 — nr 101

Cumulative curves of marine sediments (S): 1 — no. 103, 2 — no. 102, 3 — no. 99, 4 — no. 101

(ryc. 8, nr 1 i 2) ma kształt bardzo podobny do kształtu krzywych osadów fluwioglacjalnych (ryc. 5 nr 2). Fakt ten, obok położenia próbek morenowych w polu osadów fluwioglacjalnych na wykresie K. Richtera (42), świadczyłby na korzyść zdania, że osad z Serebryszcza i Kamienia (uważany za morenowy) jest pochodzenia fluwioglacjalnego. Cechą charakterystyczną krzywych osadów morskich jest ich stromość i ostre załamanie w partiach skrajnych (niemal pod kątem prostym). Podobny, w ogólnych zarysach, przebieg mają krzywe osadów rzecznych, tylko nachylenie ich części środkowej jest mniejsze niż u osadów morskich. Tak w jednym, jak i w drugim przypadku, krzywe kumulacyjne mają z reguły prostoliniowy bieg części głównej (środkowej). Natomiast u osadów fluwioglacjalnych występują wspomniane już załamania. Osady jeziorne i rozlewiskowe mają przeważnie krzywe wklęsłe w części dolnej i lekko wypukłe w górnej; czasem są na nich także załamania (ryc. 9, nr 2, 3).

**Obróbka ziarn skalnych.** Wykresy ilustrujące udział ziarn matowych w osadach (ryc. 12, 13), zwracają uwagę swoją jednostajnością. Równocześnie jednak rzuca się w oczy ogromny udział ziarn mato-



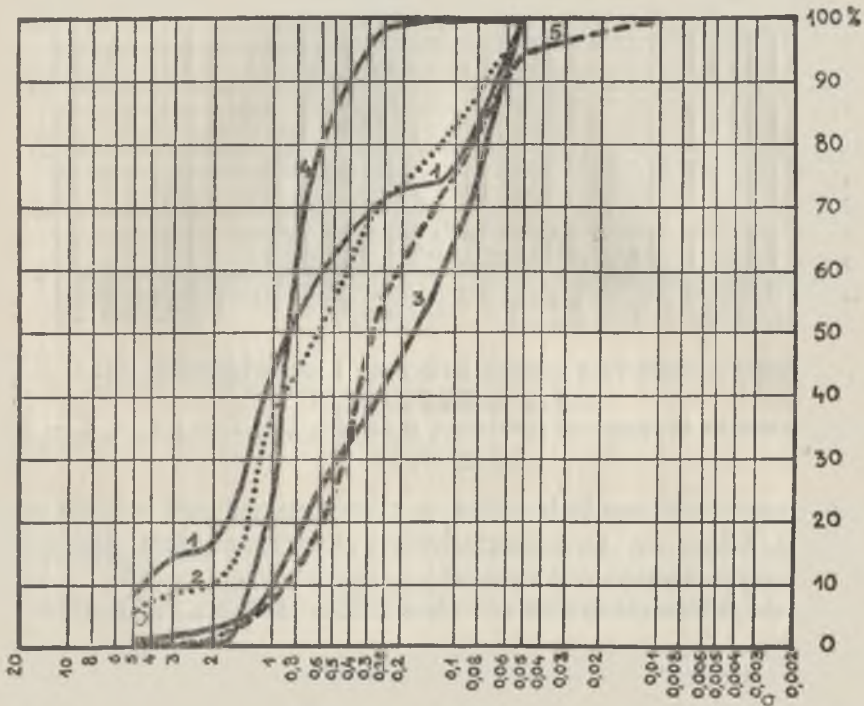
Ryc. 7. Krzywe kumulacyjne osadów jeziornych i rozlewiskowych (L): 1 — nr 82, 2 — nr 33, 3 — nr 80  
 Cumulative curves of lake and flood-lake sediments (L): 1 — no. 82, 2 — no. 33, 3 — no. 80

wych we wszystkich osadach (tylko w kilku przypadkach schodzi on poniżej 50%). Wiąże się to niewątpliwie z występowaniem dużej ilości ziarn matowych (wśród obtoczonych) u miejscowych osadów morskich (miocénskich), które stanowiły poważne źródło zasilania dla osadów plejstocénskich.

Bardziej urozmaicony charakter mają wykresy ilustrujące stopień obtoczenia ziarn (ryc. 10, 11). Wyraźnie uwidaczniają się tu różnice między poszczególnymi typami (genetycznymi) osadów. Ogólnie biorąc we frakcji 1—0,5 mm przeważają ziarna obtoczone, zaś w drobniejszej, ziarna częściowo obtoczone i kanciaste.

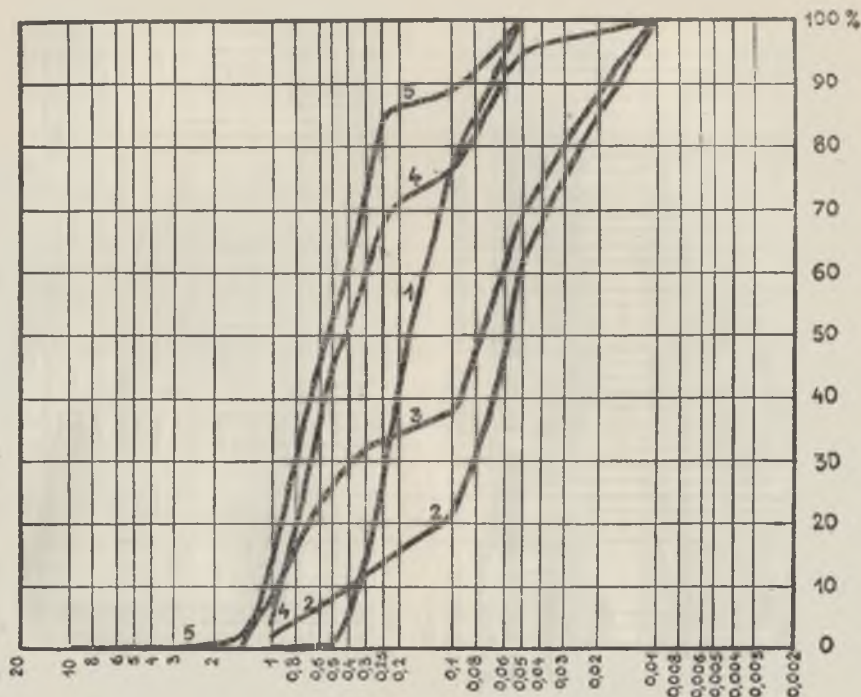
Ziarna osadów rzecznych (tabl. I) wykazują bardzo dobre obtoczenie (przy równoczesnej przewadze ziarn matowych), natomiast największy odsetek ziarn kanciastych posiadają osady morskie (tabl. III, ryc. 16). Również osady morenowe zawierają spory odsetek ziarn kanciastych (tabl. V), z tą różnicą, że gdy u osadów morskich te ziarna są przeważnie błyszczące, to w osadach morenowych — matowe. Osady fluwio-glacialne (tabl. II) także mają duży odsetek ziarn kanciastych, ale główną część

osadu stanowią w nich ziarna częściowo obtoczone; stopień zmatowienia jest natomiast bardzo mały, podobnie jak w osadach morskich. Osady jeziorne (tabl. IV) charakteryzuje na ogół dobre obtoczenie (nieco gorsze niż w osadach rzecznych), ale trafiają się warstwy z dużym udziałem ziarn kanciastych. Stopień obtoczenia zależy tu prawdopodobnie od położenia punktu sedimentacji w basenie jeziornym (odległość od brzegu); łączy się z tym problem udziału (i przeróbki) osadów lodowcowych i rzecznych, w utworach jeziornych. Zmatowienie powierzchni ziarn w osadach jeziornych jest bardzo zróżnicowane. Udział ziarn matowych waha się od 40% do 80%.



Ryc. 8. Krzywe kumulacyjne osadów morenowych (G) i fluwioglacjalnych (Fl):  
 1 — nr 12, 2 — nr 23, 3 — nr 28 (31), 4 — nr 25, 5 — nr 19  
 Cumulative curves of moraine (G) and fluvio-glacial deposits (Fl): 1 — no. 12, 2 — no. 23,  
 3 — no. 28 (31), 4 — no. 25, 5 — no. 19

We wszystkich osadach okolic Chełma zaznacza się wzrost zawartości ziarn kanciastych, postępujący równoległe do zmniejszania się średnicy ziarn. Najwyraźniej widać to w osadach morenowych i morskich, najslabiej w rzecznych. Stopień zmatowienia utrzymuje się w obu badanych frakcjach mniej więcej na jednakowym poziomie, tylko osady morenowe i jeziorne mają większe udziały ziarn matowych we frakcji drobniejszej.



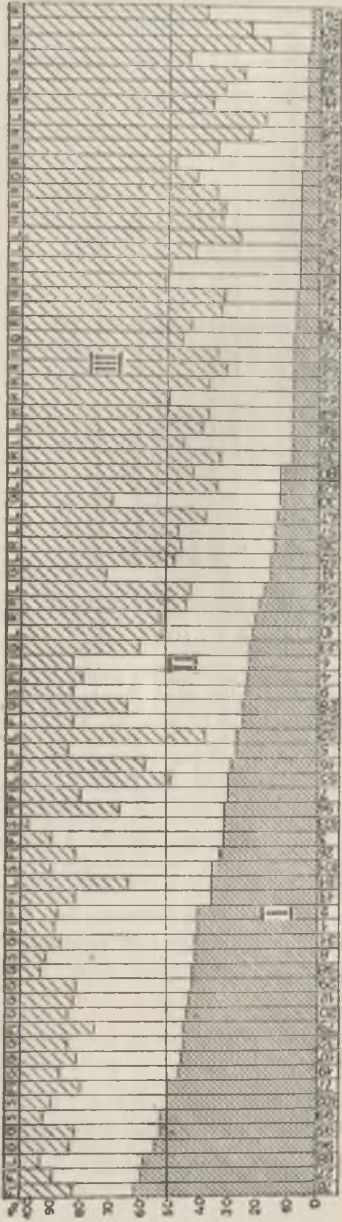
Ryc. 9. Porównanie krzywych kumulacyjnych osadów fluwioglacjalnych (Fl), rzecznych (R) i jeziorno-rozlewiskowych (L): 1 — nr 79, 2 — nr 47, 3 — nr 55, 4 — nr 58, 5 — nr 75

Comparison of the cumulative curves of fluvioglacial deposits (Fl) with those of river (R) and flood-lake deposits (L): 1 — no. 79, 2 — no. 47, 3 — no. 55, 4 — no. 58, 5 — no. 75

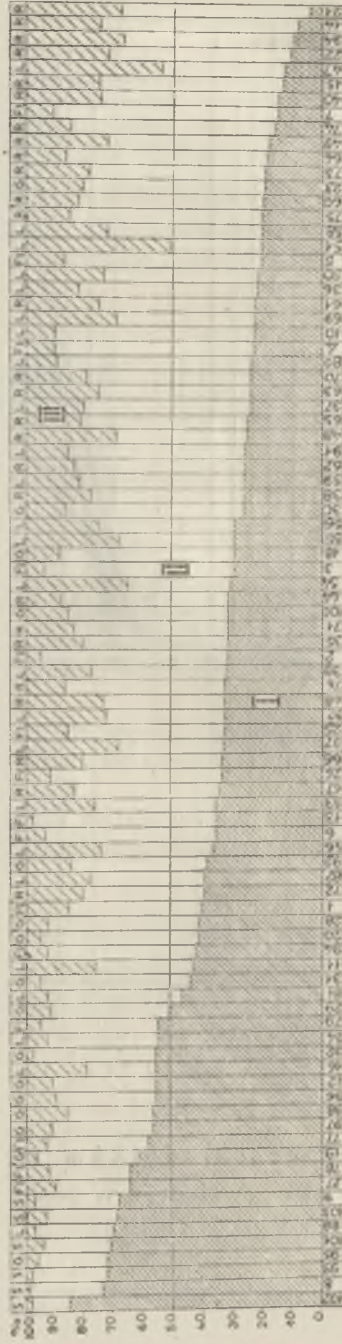
Wartości współczynnika obtoczenia osadów okolic Chełma wahają się od 0,14 do 3,03 we frakcji 1—0,5 mm i od 0,5 do 10,0 we frakcji drobniejszej. Wartości współczynnika zmatowienia sięgają przeważnie ponad 1,0; maksymalnie, we frakcji drobniejszej do 28,0, zaś w grubszej do 12,0. Tak wysokie wartości  $M$  są jednak wyjątkowe, większość ich mieści się w granicach 1,0—5,0.

#### Charakter składników mineralnych.

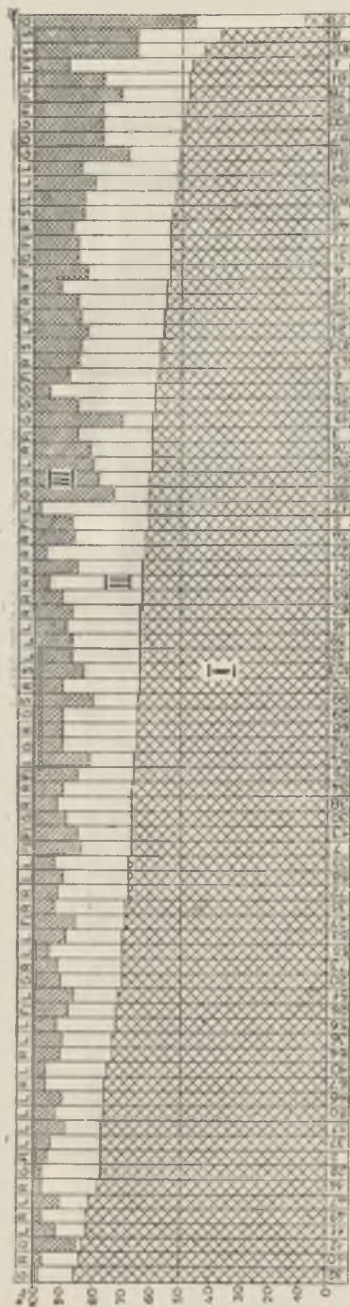
Kwarc występuje w postaci ziarn o wyraźnych cechach zniszczenia mechanicznego. Na szczególną uwagę zasługują jednak okruchy z wewnętrznymi spękaniami, występujące niemal we wszystkich osadach plejstoceńskich (co prawda w małej ilości) oraz w trzeciorzędowych. Jest to oczywiście jeszcze jeden dowód na udział materiału lokalnego (tu trzeciorzędowych piasków) w osadach plejstoceńskich. Możliwe, że geneza tych ziarn (ze spękaniami) wiąże się ze skałami o znamionach kata-



Ryc. 10. Stopień obtoczenia we frakcji 1—0,5 mm (I — ziarna kanciaste, II — ziarna częściowo obtoczone, III — ziarna obtoczone)  
 The degree of rounding in the fraction 1 — 0.5 mm (I — angular grains, II — partly rounded grains, III — rounded grains)

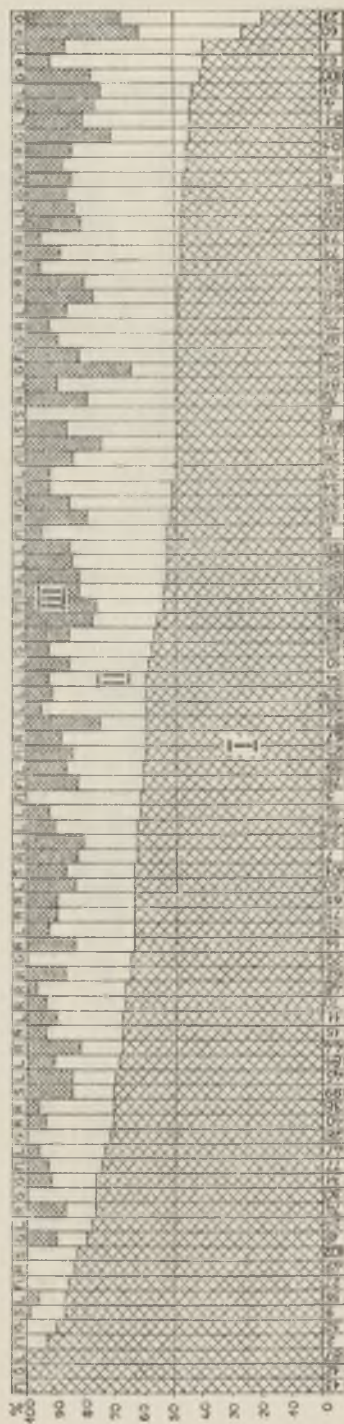


Ryc. 11. Stopień obtoczenia we frakcji 0,5—0,25 mm (objaśnienia por. ryc. 10)  
 The degree of rounding in the fraction 0.5—0.25 mm (comp. Fig. 10)



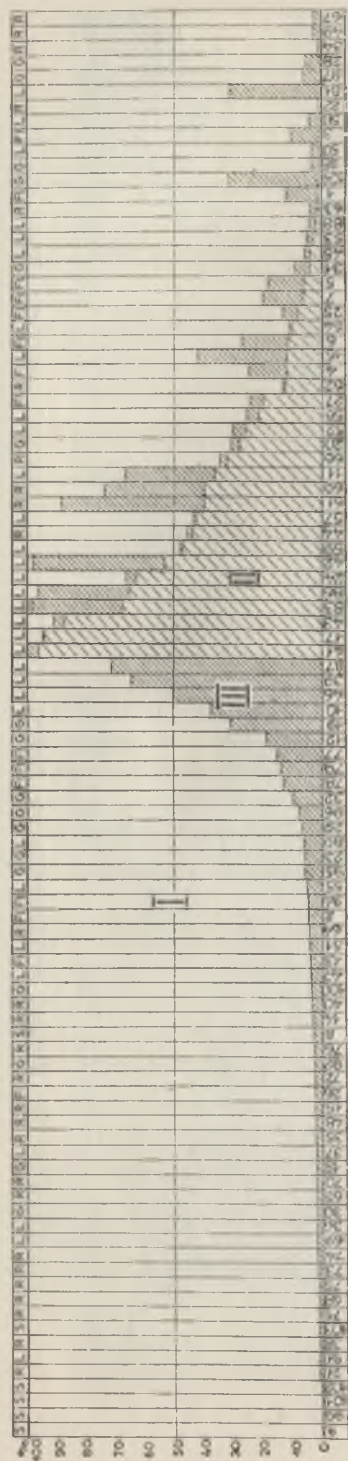
Ryc. 12. Stopień zmatowienia we frakcji 1—0,5 mm (I — ziarna matowe, II — ziarna częściowo zmatowiałe, III — ziarna błyszczące)

The degree of dullness in the fraction 1 — 0.5 mm (I — dull grains, II — grains partly dull, III — lustrous grains)

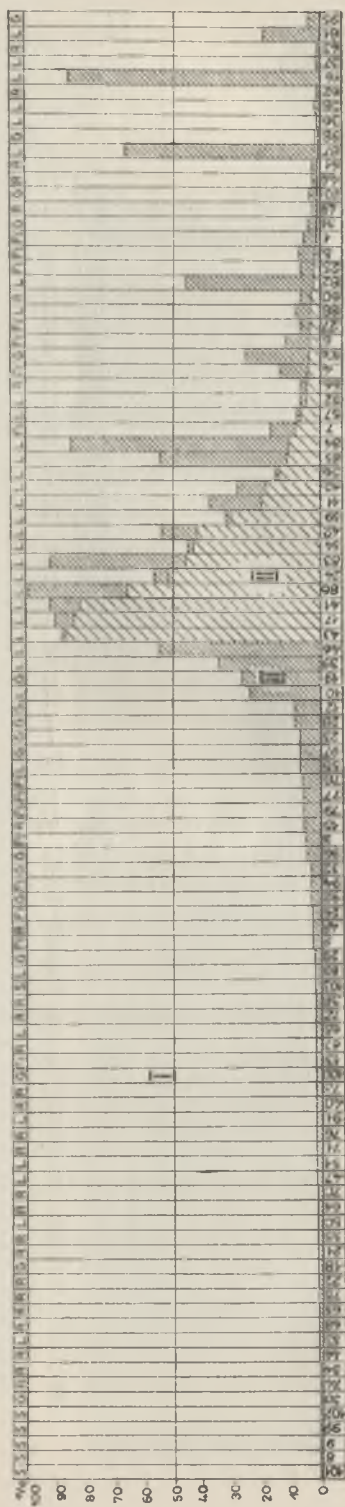


Ryc. 13. Stopień zmatowienia we frakcji 0,5—0,25 mm (objaśnienia por. ryc. 12)

The degree of dullness in the fraction 0.5—0.25 mm (comp. Fig. 12)



Ryc. 14. Skład mineralny frakcji 1—0,5 mm (I — kwarc, II — weglany, III — skalenie i minerały ciemne)  
 Mineral composition of the fraction 1 — 0.5 mm (I — quartz II — feldspars, III — carbonates, III — dark minerals)



Ryc. 15. Skład mineralny frakcji 0,5—0,25 mm (objaśnienia por. ryc. 14)  
 Mineral composition of the fraction 0.5 — 0.25 mm (comp. Fig. 14)



klazy, późniejsze zaś wietrzenie mrozowe jest odpowiedzialne za wyraźniejsze podkreślenie spękań i nadanie ziarnom spłaszczonej formy.

Okruchy kwarcu najczęściej są bezbarwne, nieliczne tylko posiadają odcień fioletowawy lub są zadymione. Poza tym spotyka się ziarna zawierające wrostki innych minerałów. Kwarcy osadów jeziornych i niektórych morenowych mają naloty żelaziste. Okruchy krzemienne stanowią znikome promille wśród tej grupy mineralnej; łatwo je poznać po ciemnym zabarwieniu (czarne lub brązowe); charakterystyczny jest dla nich nieregularny kształt, chociaż spotyka się i ziarna krzemieni zupełnie obtoczone.

Skaleni występują najczęściej w postaci źle obrobionych okruców, zabarwienie ich jest lekko różowawe lub żółte. Obok czystych skaleni znaleźć można zrosty skaleni z kwarcem. Zawartość skaleni w osadach wynosi średnio około 2%. Maksymalna ilość 14%, jak też wszystkie wartości ponad 5% są charakterystyczne jedynie dla osadów glacialnych (fluwioglacjalne i morenowe).

Minerały ciemne tworzą zwykle w osadach ziarna niezbyt dobrze obrobione, odnosi się to szczególnie do piroksenów i amfiboli. Te ostatnie zabarwione są przeważnie na kolor czarnozielony, udział ich w osadach, podobnie jak i skaleni, jest bardzo mały. Glaukonit również występuje w znikomych ilościach, przy czym więcej jest go we frakcji drobniejszej. W osadach jeziornych brak z reguły wyżej wymienionych minerałów, pojawiają się natomiast agregaty wodorotlenków żelaza, przy czym wyższe udziały tych minerałów ma frakcja grubsza. Konkrecje żelaziste zabarwione są przeważnie na kolor rdzawy ewentualnie ciemno-brązowy.

Węglany. Udział kalcytu jest znikomy, większe jego ilości stwierdzono tylko w jednej warstwie (Chełm). O wiele więcej znajduje się okruców skał wapiennych, w tym przewagę stanowią wapienie paleozoiczne. Wiąże się to z małą odpornością miejscowych skał wapiennych (kreda pi-

Tab. 6. Współczynnik zaokrąglenia i współczynnik spłaszczenia we frakcji 10—50 mm.  
The coefficient of rounding and flattening in the fraction 10 — 50 mm

Nr próbki	Współczynnik zaokrąglenia; udział procentowy poszczególnych przedziałów													L+1	2r <sub>1</sub>
	100	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	2e	L
	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600	650	700	750	śred- nio	śred- nie
4	—	—	12,7	14,5	20,0	25,0	12,7	3,6	6,0	1,5	3,6	—	—	205	356
6	2,1	2,1	12,8	41,6	20,8	8,2	6,2	2,1	—	—	—	4,1	—	186	317
7	—	16,0	22,2	24,4	8,8	17,6	4,4	6,6	—	—	—	—	—	226	284
12	—	1,9	7,6	25,0	19,2	25,0	17,5	3,8	—	—	—	—	—	189	340
18	2,4	2,4	4,8	19,0	30,9	26,2	14,3	—	—	—	—	—	—	186	332
23	—	1,6	5,0	26,6	26,6	22,1	13,3	3,2	—	—	1,6	—	—	196	336
100	—	—	4,3	13,0	30,4	29,3	13,0	—	—	—	—	—	—	185	347

Tab. 7. Skład petrograficzny frakcji 10—50 mm  
 Petrographic composition in the fraction 10 — 50 mm

Nr próbki	Skład petrograficzny frakcji 1-5 cm					Oi/Ki	Ki/Wi
	Skąły krystaliczne	Wapie- nie paleozoic.	Wapie- nie kredo- we	Pias- kowce	Krzemie- nie, li- dyty, kwarc		
4	38,4	27,8	24,1	0,7	9,0	1,60	0,74
6	22,8	4,6	51,6	13,4	7,6	3,38	0,41
7	26,1	6,9	49,6	8,7	8,7	2,83	0,46
12	61,7	—	—	12,1	26,2	0,62	—
18	41,5	1,2	—	20,9	36,4	1,40	3,20
23	38,4	—	10,0	15,8	35,8	1,59	3,80
100	16,6	—	—	33,2	50,2	5,10	—

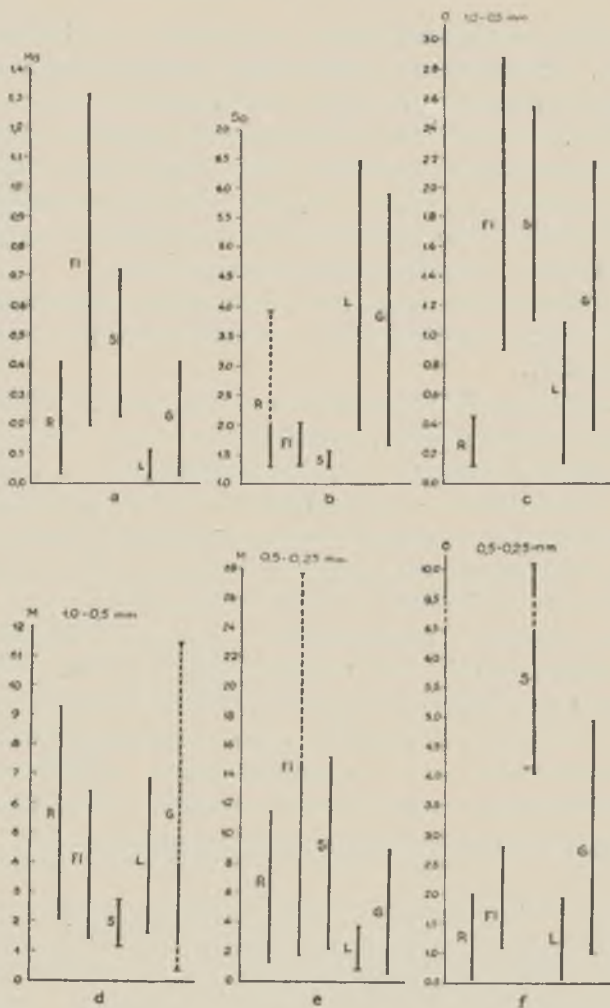
sząca, margle) na niszczenie mechaniczne i chemiczne. Do szczątków skał miejscowych należą otwornice kredowe oraz skorupki ślimaków i małży. Osobną grupę dają kongrecje węglanowe, charakterystyczne dla osadów jeziornych (mułki). Kształt skupień jest kulisty, rurkowany, ewentualnie pseudoolitowy, zabarwienie zaś szarawobiałe. W żadnej ze zbadanych próbek zawartość ziarn dolomitu nie przekroczyła dziesiątej części procenta.

We frakcji 1—5 mm zaobserwować można, że w miarę zwiększania się średnicy ziarn, maleje ilość kwarcu. To samo daje się powiedzieć o udziałach skaleni. Natomiast wybitnie wzrasta zawartość skał krystalicznych, którymi są przeważnie granity (z różowymi skaleniami i muskowitem); ponadto występują tu okruchy bardzo silnie zwietrzałych łupków biotyto- wych i gnejsów. Zwraca uwagę mały odsetek skał wylewnych. Wapienie również wykazują tendencje zwiększania udziału we frakcjach grubszych. Jednak obok paleozoicznych znajdują się tutaj w dużej ilości także wapienne skały lokalne. Trafiają się również kongrecje węglanowe. Pias- kowce nie odgrywają niemal żadnej roli w omawianych przedziałach wiel- kości ziarn.

Wśród skał krystalicznych frakcji 10—50 mm przewagę mają granity o dużych różowych ortoklazach (podobnie jak we frakcji 1—5 mm), poza tym częste są granity rapakivi oraz średnioziarniste granitognejsy z bia- łymi skaleniami. Rzadsze są natomiast porfiry kwarcowe (czerwone). Ze skał metamorficznych stwierdzono niewielki udział silnie zwietrzałych łupków łyszczkowych oraz w mniejszym procencie gnejsów. Wapienie paleozoiczne posiadają zabarwienie żółtoszare; zaobserwować w nich moż- na szczątki fauny. Struktura ich jest najczęściej krystaliczna; w porów- naniu z lokalnymi, kredowymi są o wiele cięższe. Wapienie kredowe wy- stępują najczęściej w postaci dobrze zaokrąglonych odłamków. Nierzadko spotyka się żwiry odwapnionych skał kredowych. Wśród piaskowców do- minuje materiał skandynawski (czerwone piaskowce z Dala). Oprócz niego

trafia się często na piaskowce trzeciorzędowe, miejscowe (sarmat). Na uwagę zasługują toczące utworzone ze scementowanych piasków oligoceńskich. Krzemionka występuje tu przeważnie w postaci tzw. „fasolki” oligoceńskiej (lidyty, rogowce, kwarc żyłowy; doskonale obtoczone); krzemienie o conajmniej kilkunastu kolorach i odcieniach, z reguły prawie nie obrobione mechanicznie, pochodzą najprawdopodobniej z miejscowych skał kredowych.

Jak wynika z tab. 7, żadna grupa skał nie dominuje we wszystkich osadach jednakowo. Co dziwniejsze, mimo istniejącej, zdawałoby się wybitnej predyspozycji ku temu, udział skał wapiennych (miejscowych)



Ryc. 16. Współczynniki granulometryczne osadów okolic Chełma  
 Granulometric coefficients of the deposits from the environs of Chełm Lubelski

w osadach jest raczej znikomy, w porównaniu z innymi grupami skalnymi. Być może trzeba to złożyć na karb małej ich odporności na niszczenie mechaniczne, jak też na wietrzenie chemiczne.

Współczynniki Oi/Ki oraz Ki/Wi (por. tab. 7) wykazały wyraźną przewagę skał osadowych nad krystalicznymi we wszystkich badanych osadach. Natomiast cechą osadów fluwioglacjalnych jest nieznaczna przewaga skał wapiennych nad krystalicznymi; osady morenowe mają układ odwrotny.

#### 6. PRÓBA WYKORZYSTANIA WSPÓLCZYNNIKÓW GRANULOMETRYCZNYCH DLA OKREŚLENIA GENEZY OSADU

Współczynniki granulometryczne, wyliczone dla badanych osadów okolic Chełma, posłużyły do graficznego przedstawienia genezy tych utworów. Autorzy pragnęli przy tym przekonać się czy na wykresach wystąpi jakieś zróżnicowanie w rozmieszczeniu punktów odpowiadających różnym typom genetycznym osadów. Próby tego rodzaju były już przez kilku badaczy czynione (1, 42, 43, 59), ale tylko dla niektórych rodzajów osadów i przy użyciu tylko niektórych współczynników (najczęściej średniego rozmiaru ziarn i współczynnika wysortowania).

Autorzy zastosowali do tegoż celu następujące współczynniki: średni rozmiar ziarn (Md), współczynnik wysortowania (So), obtoczenia (O) i zmatowienia (M)<sup>1</sup>.

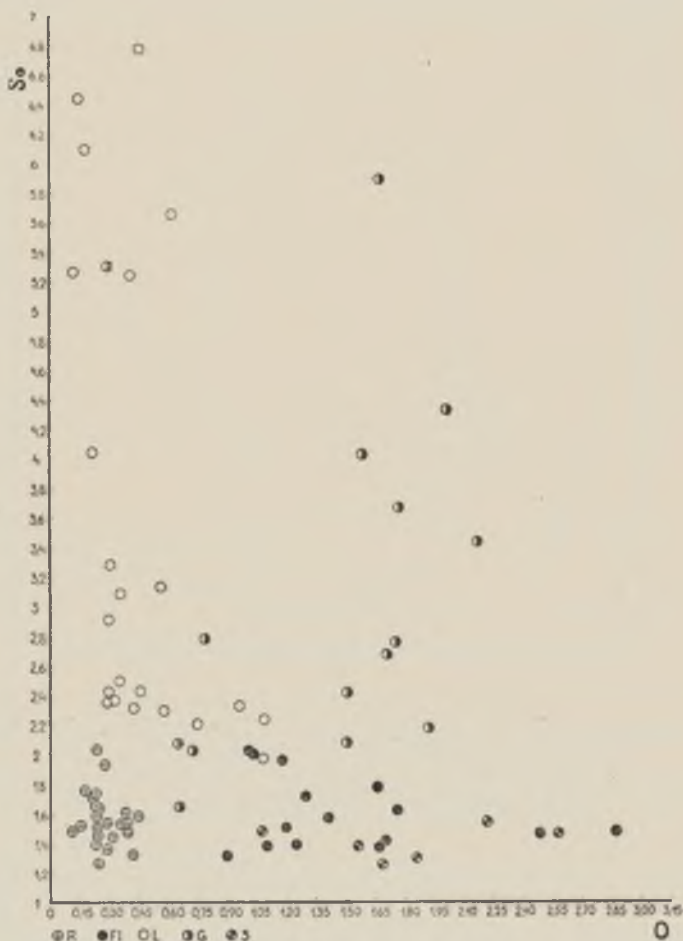
Wartości współczynników naniesiono na diagramy. Na każdym diagramie występują te same punkty, podzielone na pięć wyróżnionych grup genetycznych (osady rzeczne — R, fluwioglacjalne — Fl, jeziorno-rozlewiskowe — L, morenowe — G i morskie — S). Pola występowania punktów reprezentujących te grupy osadów zakresłono liniami. Dla lepszej czytelności na wykresach pozostawiono jedynie zakresy poszczególnych pól genetycznych (ryc. 18—23), a tylko na diagramie ryc. 17 przedstawiono tytułem przykładu rozmieszczenie punktów. Wykresy obejmują zestawienia następujących par współczynników: So/O, So/Md, Md/O, So/M, M/O oraz O dla frakcji 1—0,5 mm i O dla frakcji 0,5—0,25 mm.

Wykres So/O (ryc. 17, 18); na osi x umieszczono wartości współczynnika obtoczenia na osi y — współczynnika wysortowania. Bardzo wyraźnie wyodrębniają się tu osady rzeczne, które tworzą niewielkie pole, w lewym, dolnym rogu wykresu. Z położenia i kształtu tego pola wynika, że osady rzeczne mają dobre wysortowanie oraz obtoczenie ziarn skalnych. Także pozostałe osady tworzą wyraźnie odrębne pola, z tą różnicą, że punkty są w nich bardziej rozproszone niż w pierwszym. Osady fluwioglacjalne mają pole leżące blisko osi x. Granice pól osadów morskich i fluwioglacjalnych zachodzą częściowo na siebie. Punkty osadów

<sup>1</sup> Współczynniki M i O brano tylko dla frakcji 1—0,5 mm.

jeziornych tworzą pionowo wyciągnięte pole, położone w pobliżu osi y, przy czym główne skupienie punktów znajduje się w dolnej części pola. Pomiędzy osady jeziorne i fluwioglacjalne wchodzi pole osadów morenowych. Zachodzące na nie naroże pola jeziornego wytwarza pole osadów jezior glacialnych.

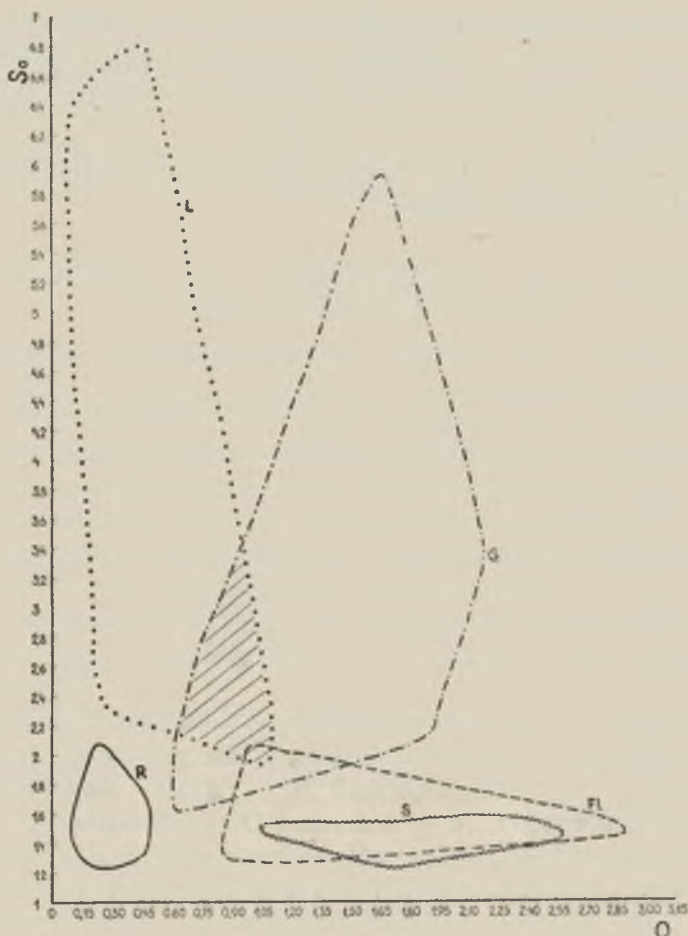
W y k r e s So/Md (ryc. 19); średni rozmiar ziarn umieszczono zamiast współczynnika obtoczenia na osi x.



Ryc. 17. Diagram współzależności między współczynnikiem wysortowania (So), a stopniem obtoczenia (O) dla frakcji 1—0,5 mm w osadach okolic Chełma.

Rozmieszczenie punktów reprezentujących poszczególne typy osadów

Diagram showing the relationship between the coefficient of sorting (So) and the degree of rounding (O) for the fraction 1 — 0.5 mm in the deposits of the Chełm environs. Distribution of dots showing separate types of deposits



Ryc. 18. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności  $S_o/O$  (por. ryc. 17)

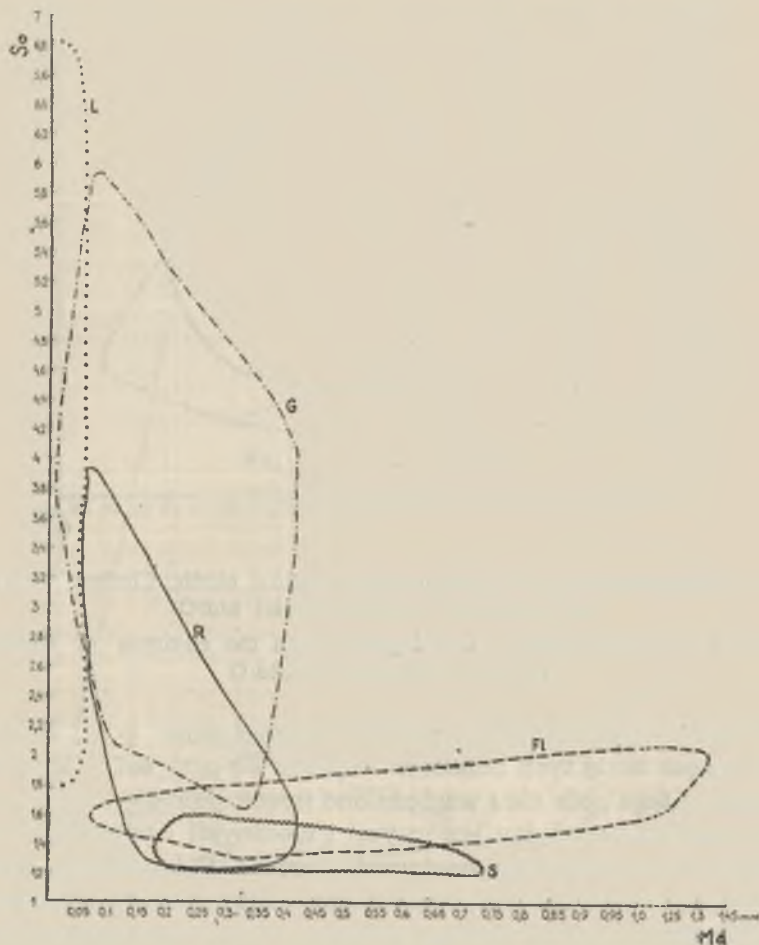
The distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm, based on the relationship of  $S_o/O$  (comp. Fig. 17)

Na wykresie wyraźnie zaznacza się pole osadów jeziornych; ma ono kształt wydłużony w kierunku pionowym, przy bardzo znikomej rozciągłości w kierunku osi x. Należy jednak podkreślić, że większość punktów grupuje się w dolnej części pola, a wydłużenie jest wynikiem położenia zaledwie kilku punktów w górnej jego części. Poziomym analogiem powyższego jest pole osadów fluwioglacjalnych. Przy jednolitym prawie wysortowaniu cechuje je duże zróżnicowanie wielkości ziarn. Granice pól osadów morskich i fluwioglacjalnych zachodzą tu także na siebie. Łączy się to z poruszonym wcześniej zjawiskiem dużego podobieństwa niektó-

rych cech granulometrycznych obu tych grup osadów, w okolicy Chełma.

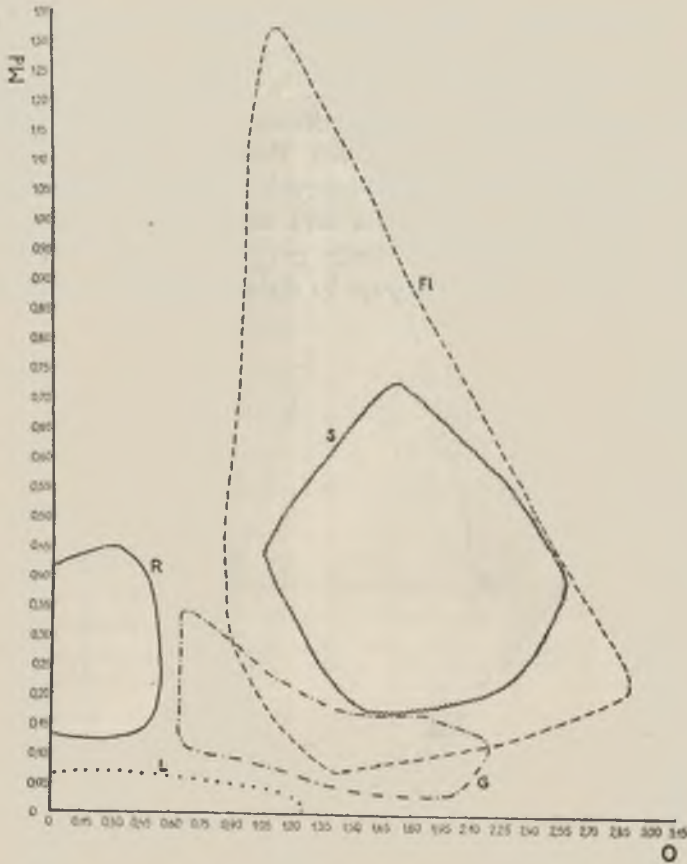
Punkty reprezentujące osady rzeczne skupiają się w obrębie pola wyciągniętego w kierunku pionowym, a położonego u zbiegu pól osadów jeziornych i fluwioglacjalnych. I znowu większość punktów zgrupowana jest w dolnej części, poniżej wartości  $S_o$  — 2,0. Najmniej zdecydowanie wyróżnia się pole osadów morenowych. Przyczyna tego tkwi prawdopodobnie w małej ilości próbek, pochodzących z osadów morenowych in situ.

Wykres Md/O (ryc. 20); I na najwyraźniej zaznacza się pole osadów rzecznych, położone tym razem przy osi y (wsp. Md), w dolnej jej części. Tak jak na ryc. 18, występuje tu duże skupienie punktów, przez co



Ryc. 19. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności  $S_o/Md$

Distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm based the relationship of  $S_o/Md$



Ryc. 20. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności Md/O

Distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm based on the relationship of Md/O

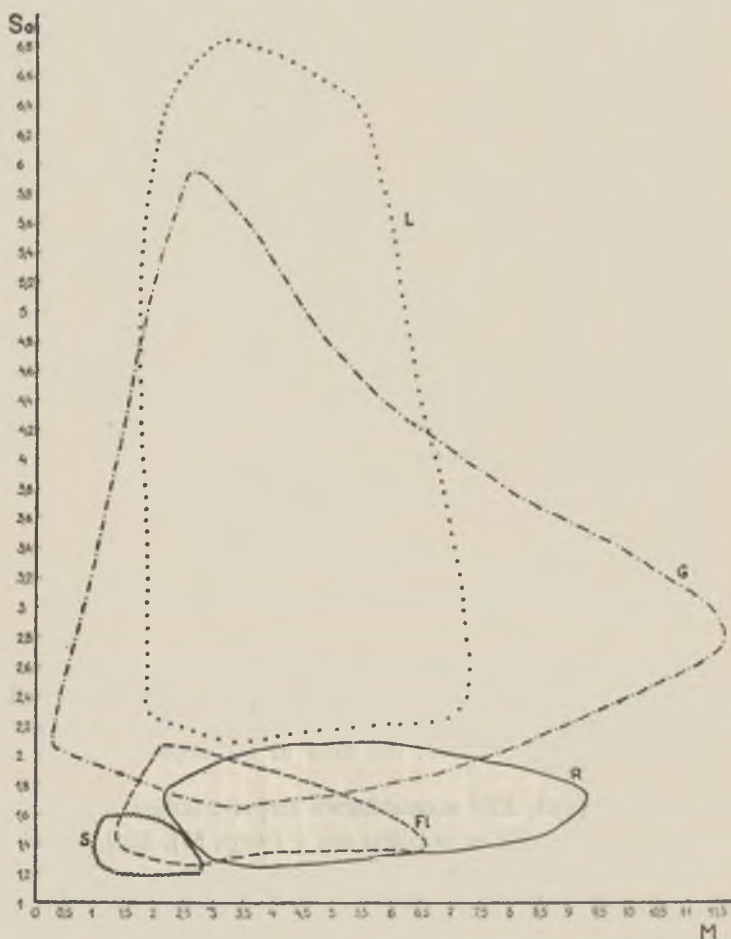
pole jest małe. Drugie bardzo wyraźnie wyodrębnione pole, dają osady jeziorne; zagęszczenie tych punktów znajduje się przy osi x. Przy wykreślaniu granicy tego pola nieuważono trzech punktów, które oznaczają osady przejściowe między jeziornymi i rzecznyymi i na różnych wykresach lokują się w różnych (genetycznie) polach. Pole osadów fluwioglacjalnych wraz z zawartym w środku polem osadów morskich, zajmuje niemal całą pozostałą powierzchnię wykresu i jest wyciągnięte bardziej w kierunku pionowym niż poziomym. Osady morenowe wkraczają swoją granicą na dolną część pola osadów fluwioglacjalnych, znajdując się znowu między polami osadów rzecznych i jeziornych.

Wykres So/M (ryc. 21); największe skupienie punktów (wszystkich



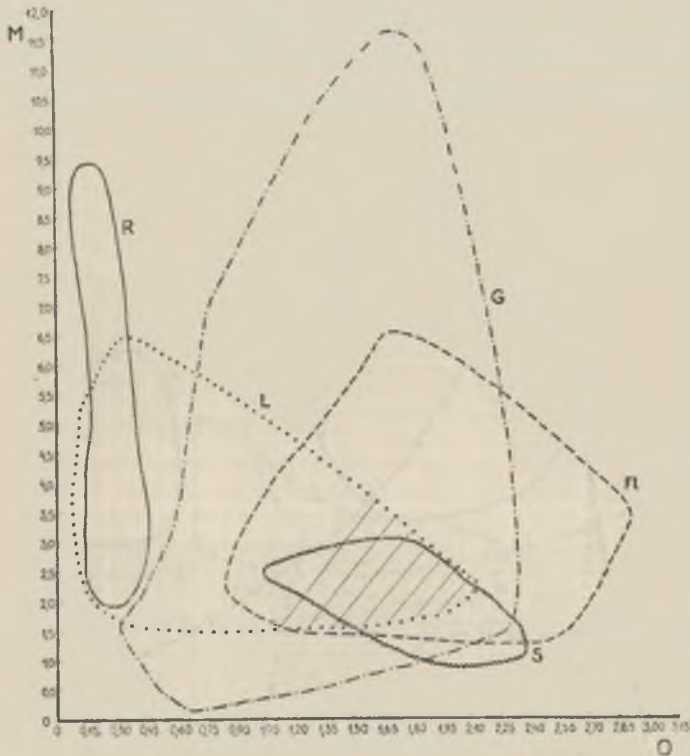
grup genetycznych) znajduje się w dolnej części wykresu. Nakładanie się wielu pól na siebie wskazuje, że przy wyraźnych różnicach w wysortowaniu, współczynnik zmatowienia ( $M$ ) nie nadaje się do określania genezy osadu. Wydaje się jednak, że taka konkluzja może odnosić się tylko do osadów luźnych, występujących w obszarach zlodowaceń kontynentalnych i związanych z nimi stref klimatu peryglacjalnego.

Najniższą strefę tworzą na wykresie osady rzeczne i fluwioglacjalne z zachodzącym na nie polem osadów morskich. Powyżej występuje rozległe pole osadów jeziornych, wyciągnięte w kierunku pionowym, dzięki dużemu zróżnicowaniu wartości współczynnika wysortowania.



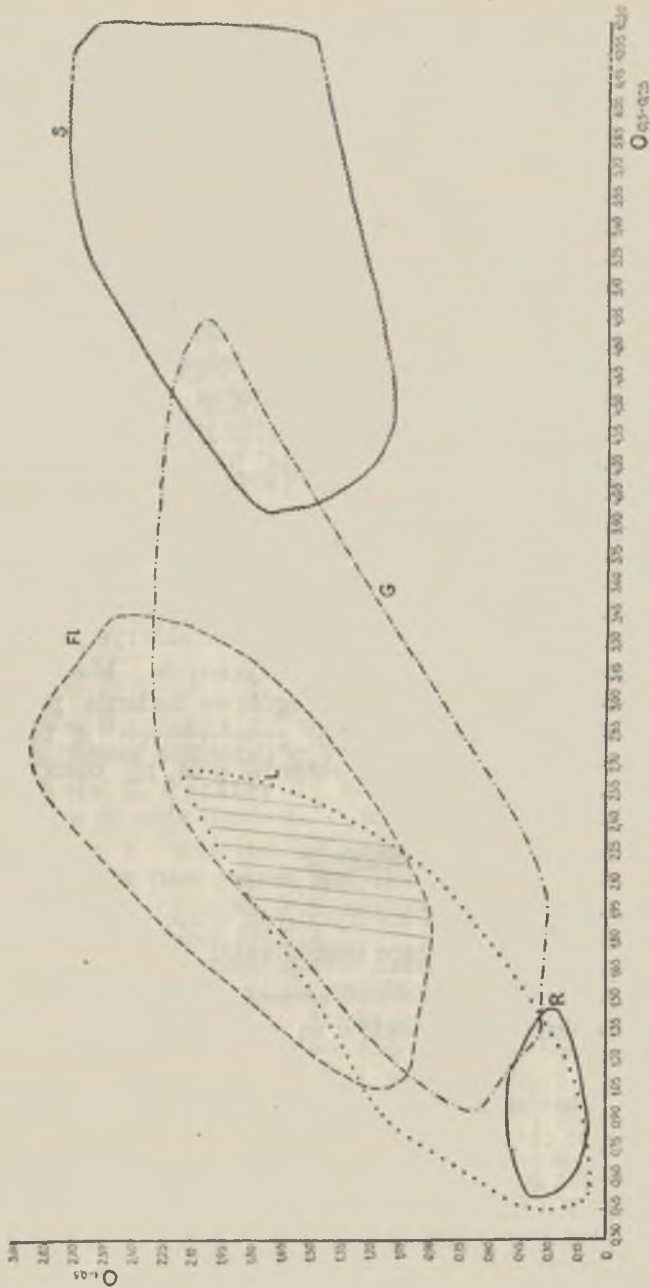
Ryc. 21. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności  $So/M$   
Distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm based on the relationship of  $So/M$

Niewiele mniejsze zróżnicowanie mają wartości współczynnika zmatowienia. Około połowy punktów skupia się w dolnej części pola, tuż powyżej strefy rzeczno-fluwioglacjalnej. Punkty osadów morenowych rozrzucone są po całej powierzchni wykresu, tak, że dają w efekcie olbrzymie pole, zbliżone kształtem do trójkąta, którego wierzchołki wyznaczają maksymalne amplitudy tak współczynnika wysortowania, jak i zmatowienia.



Ryc. 22. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności M/O (zakreskowane: pole osadów jezior glacialnych) Distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm based on the relationship of M/O (lined: the field of the deposits of glacial lake)

Wykres M/O (ryc. 22); stosunkowo najwyraźniej zaznacza się pole osadów rzecznych, leżących w pobliżu osi y (wsp. M). Mała jego szerokość wynika z niewielkich wartości współczynnika obtoczenia. Natomiast osady fluwioglacjalne wykazują maksymalne zróżnicowanie tej wartości. Tworzą one czworoboczne pole, zajmujące prawy, dolny sektor wykresu. Jak zwykle zachodzi na nie pole osadów morskich. Granice występowania osadów jeziornych łączą wyżej wymienione z osadami rzeczными. Pozwala to po raz drugi wyznaczyć zakres osadów jezior glacialnych. Punkty osadów morenowych są rozmieszczone wśród wszystkich pozostałych, z wyjątkiem



Ryc. 23. Rozmieszczenie pól genetycznych osadów okolic Chełma wykreślone na podstawie współzależności  $O_{1-0,5}/O_{0,5-0,25}$   
 Distribution of genetic fields in the deposits from the environs of Chełm based on the relationship of  $O_{1-0,5}/O_{0,5-0,25}$

rzecznych, dając w efekcie ogromne pole, obejmujące niemal całą powierzchnię wykresu.

Wykres  $O_{1-0,5}/O_{0,5-0,25}$  (ryc. 23); po raz pierwszy bardzo wyraźnie wyodrębnia się pole osadów morskich, wydłużone w kierunku

poziomym. Co więcej nie łączy się ono wcale z polem osadów fluwioglacjalnych. W lewym, dolnym rogu znajduje się pole osadów rzecznych utworzone przez duże zagęszczenie punktów. Nieznaczne wyciągnięcie w kierunku poziomym wskazuje, że frakcja drobniejsza ma ziarna nieco gorzej obtoczone. To samo zresztą zaznacza się u wszystkich pól genetycznych. Razem z osadami rzeczными wyraźne skupienie tworzą osady jeziorne, z których tylko kilka punktów „odskakuje” na większą odległość, powodując znaczne zwiększenie powierzchni pola. Górna jego część obejmuje ponownie obszar osadów jezior glacialnych (zimnych), leżący na pograniczu z polami osadów fluwioglacjalnych i morenowych, zajmujących pośrednie położenie między morskimi i rzecznyymi. Na podstawie powyższego wykresu można uszeregować osady okolic Chełma wg wzrastającej wartości współczynnika obtoczenia; kolejność ta byłaby następująca: osady rzeczne, jeziorne, fluwioglacjalne, morenowe i morskie.

Z przedstawionych powyżej charakterystyk wynika, że do celów genetycznych najlepiej nadają się diagramy So/O i Md/O, w mniejszym zaś stopniu diagram So/Md. Natomiast pozostałe diagramy mogą mieć (na razie) zastosowanie jedynie dla graficznej charakterystyki otrzymanych wartości współczynników granulometrycznych. Można jednak stwierdzić z całą pewnością, że dalsze szczegółowe badania pozwolą na bardziej dokładne wyróżnienie granic pól genetycznych. A także pozwolą wyodrębnić nie wyróżnione przez autorów pola, np. osadów eolicznych, soliflukcyjnych itd.

#### ZAKOŃCZENIE

Z dokonanego przeglądu granulometrycznych właściwości osadów okolic Chełma można wysnuć następujące uogólnienia:

1. Osady plejstoceńskie są stosunkowo słabo wysortowane.
2. Wspólną cechą wszystkich osadów są wysokie udziały ziarna o powierzchni matowej.
3. Wbrew rozpowszechnionym poglądom ziarna osadów rzecznych wykazują bardzo dobre obtoczenie.
4. Skład mineralno-petrograficzny potwierdza spostrzeżenia Prószyńskiego (41), Rühlego (46) i Trembaczowskiego (54) o dużym udziale materiału miejscowego w osadach plejstoceńskich.
5. Kwarc stanowi główny element mineralny w osadach piaszczystych.
6. W litogenezie osadów plejstoceńskich okolic Chełma ważną rolę odgrywała eoliczacja, nadająca okruciom skalnym cechy wymienione m. in. w punktach 2 i 3.

Próba wykorzystania badań granulometrycznych dla rozróżnienia pokładów morenowych pod względem wieku wykazała, że badania te można stosować dla celów stratygraficznych, ale trzeba być ostrożnym z wyciąganiem rozstrzygających wniosków, jeśli dysponuje się materiałem ze zbyt małego obszaru.

Przeprowadzone badania pozwalają wysnuć jeszcze następujące uwagi metodyczne:

1. Współczynniki: wysortowania (So), obtoczenia (O) i mediany (Md), można z powodzeniem stosować dla sporządzania diagramów do genetycznej klasyfikacji osadów.

2. Przy dużej ilości analiz najlepszą metodą obliczania stopnia obtoczenia i zmatowienia ziarn skalnych osadów luźnych jest metoda fotograficzna J. Morawskiego (33).

3. Badania granulometryczne, szczególnie w odniesieniu do osadów czwartorzędowych, należy przeprowadzać kompleksowo, tzn. z uwzględnieniem wszystkich cech (wysortowanie, uziarnienie, rozsiew ziarna, stopień obtoczenia, charakter powierzchni ziarn, a także skład mineralny).

#### P I Ś M I E N N I C T W O

1. Alimen H, Fenet D.: Granulométrie de sables d'erg aux environs de la Saoura (Sahara occidental). C. R. somm. S. Géol. France, 1954, 9.
2. Berthois L., Portier J.: Recherches expérimentales sur le façonnement des grains de sable quartreux. C. R. Acad. Sci, 245, 1957, 14.
3. Cailleux A.: Extension des action éoliennes periglaciaires jusqu'a Moscou. C. R. somm. S. Géol. France, 1956, 11.
4. Cailleux A.: L'indice d'emousse: définition et première application. C. R. somm. S. Géol. France, 1947, 13.
5. Cailleux A.: Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rundsch., 40, 1952, 1.
6. Caire A., Cailleux A.: Morphoscopie les roches grisenses de la region de Biban (Constantine, Algérie). Extr. du Bull. Soc. Géol. France, VII, 1957.
7. Caire A., Francois S.: Étude morphoscopique du grès medjanien à faciès numidien de Meslane el Kebch (S. W. du Djebel Morisane, Algérie). Ann. Sci. de L'Univ. Besançon, 1955, sér. géol., 2.
8. Chałubińska A., Wilgat T.: Podział fizjograficzny woj. lubelskiego. Przew. V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG, Lublin 1954.
9. Dorywski M.: Zastosowanie wskaźnika zaokrąglenia do badań peryglacialnych, Biul. Perygl., 1954, 1.
10. Dreimanis A.: Eine neue Methode der quantitativen Geschiebeforschung. Zeitschrift f. Geschiebeforschung u. Flachlandsgeol., 15, 1939, 1.
11. Eissele K.: Kritische Betrachtung einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörnern. Neues Jb. f. Geol. u. Paläont. Mh, 1957, 9.
12. Eissele K.: Sedimentpetrographische Untersuchungen am Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. Jb. d. Geol. Landesamt. in Baden-Württemberg, 1957, 2.

13. Górecka Ł.: Budowa geologiczna złoża trzęcierzędowych piasków kwarcowych w Czuczycach koło Chełma Lubelskiego. *Przegl. Geol.*, 1958, 11.
14. Hupe P.: Étude morphoscopique de quelques sédiments détritiques grossiers des Hautes-Pyrénées. *C. R. somm. S. Geol. France*, 1949, 9.
15. Jahn A.: Czwartorzęd Wyżyny Lubelskiej — część środkowa i wschodnia. *Geol. Regionalna Polski*, t. II, Warszawa 1956.
16. Jahn A.: Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1:300 000 Zamość (Materials to the Quaternary geology of the northern part of the map sheet 1:300 000 Zamość). *IG, Biul.* 66, 1952.
17. Jahn A.: Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu (Stratigraphy of the Quaternary deposits in the Bug-river basin). *Rocznik P. T. Geol.* XVI, 1946.
18. Jahn A.: Wyżyna Lubelska (Rzeźba i czwartorzęd) (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace IG PAN*, nr 7, Warszawa 1956.
19. Jahn A.: Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacialnej (Cryoturbate Phenomena of the Contemporary and of the Pleistocene Periglacial Zone). *Acta Geol. Pol.* II, 1951, 1/2.
20. Jahn A., Turnau-Morawska M.: Preglacja i najstarsze utwory plejstocenijskie Wyżyny Lubelskiej (Pre-Glacial and Oldest Pleistocene Deposits of the Lublin Upland). *IG, Biul.* 65, 1952.
21. Jaroszewicz-Kłyszowska A.: Wyniki próbnych badań kilku moren Polski Środkowej i Północnej (Résultats des recherches pétrographique d'essais sur les moraines du centre et du nord de la Pologne). *Starunia* 1938, 15.
22. Kowalewski K.: O utworach trzęcierzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. *Pos. Naukowe PIG*, 1924, 8.
23. Krygowski B.: Granulometria w badaniach czwartorzędowych w Polsce (Granulometric Methods of Investigation of Quaternary Deposits in Poland). *IG, Biul.* 70, 1955.
24. Krygowski B.: Zarys geologiczno-morfologiczny południowego Polesia (Geological and Morphological Study on Southern Polesia). *Prace Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Kom. Mat.-Przyr.*, s. A, 5, 1947, 1.
25. Krygowski B.: Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenijskimi w Polsce Zachodniej (Granulometric Investigation of the Pleistocene of Western Poland). *IG, Biul.* 100, 1956.
26. Lewiński J.: Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma (Les traces de deux glaciations aux environs de Chełm). *Kosmos*, A, LVII. 1932, 3—4.
27. Lundqvist J.: Beskrivning till Jordartskarta över Värmlands Län. *Sveriges Geol. Unders., Avhandlingar och Uppsatser I* 4:0, s. Ca, 1958, 38.
28. Lüttig G.: Alt-und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. *Geol. Jb.*, 1955, 70.
29. Mieszczerek J. A., Siniagina M. J.: Sowremiennoje dwiżenija ziemnoj kory i metody ich izuczenija. *Wopr. Geogr. AN SSSR*, 1956.
30. Mojski J. E.: Less i inne utwory geologiczne okolic Hrubieszowa (Loess and other Geological Deposits in the Vicinity of Hrubieszów) *IG, Biul.* 100, 1956.
31. Morawski J.: Deluwia piaszczyste z działu wodnego Wyżnicy i Podlipia. *Przegl. Geol.* 1959, 5.
32. Morawski J.: Główne typy uwarstwienia skał osadowych. *Przegl. Geol.* 1954, 10.
33. Morawski J.: Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego (Morphological Analysis of Sand Grains by a Photo-

- graphic Enlarger). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. X, 4, Lublin 1955.
34. Morawski J.: Znaczenie morfologii ziarn kwarcu dla badań terenowych. Przegł. Geol. 1956, 2.
  35. Okko V.: Glacial drift in Iceland its origin and morphology. Bull. Com. Géol. Finlande, 1955, 170.
  36. Okko V., Peltola E.: On the Outokumpu boulder train. Bull. Com. Géol. Finlande, 1958, 180.
  37. Orwiku K. K.: Litologiczeskoje issledowanije morieny posledniego oliedienija Estonii koliczestwiennymi mietodami. Trudy Inst. Geol. AN Est. SSR, III, 1958.
  38. Pettijohn F. J.: Sedimentary Rocks. New York 1949.
  39. Petelin W. P.: Uskoriennyj sposob opredielenija median i kwartiliej. Biul. Mosk. Obszcz. Isp. Prirody, otd. Geol. XXXI, 1956, 1.
  40. Portmann J. P.: Les méthodes d'étude pétrographiques des dépôts glaciaires. Geol. Rundsch. 45, 1956, 2.
  41. Prószyński M.: Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu (Notes sur la géologie du bassin de la rivière Bug). IG, Biul. 65, 1952.
  42. Richter K.: Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsen auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 110, 1958, 2.
  43. Ruchin Ł. B.: Granulometriczeskij mietod izuczenija pieskow. Leningrad 1947.
  44. Ruchina E. W.: Ob osobiennostiach słoistosti i orientirowki galki w niekotorych typach czetwierticznych otłoženij. Ucz. Zap. Leningr. Gos. Uniw., 1956, 209, s. geol. wyp. 7.
  45. Ruchina E. W.: O niekotórych osobiennostiach litologii czetwierticznych otłoženij i mietodikie ich izuczenija. Wiestnik Leningr. Uniw., 1956, 12.
  46. Rühle E.: Utwory lodowcowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego (Die Moränenbildungen in dem westlichen Teil des Wolhynischen Polesiens). Kosmos A, LXII, 1937.
  47. Sarkisjan S. G., Klimowa Ł. T.: Orientirowka galek i mietody ich izuczenija dlia palieogeograficzeskich postrojenij. Moskwa 1955.
  48. Sawicki L.: Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czołowej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, s. III, 21, dz. A. t. LXI, 1921.
  49. Sindowski K. H.: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. Geol. Jb. 73, 1957.
  50. Spiridonow A. I.: K mietodikie izuczenija reljefa oblastiej drewniego matierikowego oliedienija. Ucz. Zap. Mosk. Gos. Uniw., 1956, wyp. 182.
  51. Syniewska J.: Próba analizy piasków środowiska wodnego i eolicznego (Essai d'une analyse des sables d'origine marine et éolique). Kosmos A, LIV, 1929.
  52. Trembaczowski J.: Profil dyluwialny w Klementowicach koło Puław (Diluvial-profil in Klementowice bei Puławy). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B. vol. VII, 2, Lublin 1952.
  53. Trembaczowski J.: Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wydm w Puławach (Origin of the beach-and dune-sands in Puławy). Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. III, 4, Lublin 1948.

54. Trembaczowski J.: Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy (Quaternary Formations in the Vicinity of Włodawa (Eastern Poland). IG, Biul. 118, 1957.
55. Turnau-Morawska M.: Petrografia skał osadowych. Warszawa 1954.
56. Turnau-Morawska M.: Utwory rzeczne doliny Bugu między Terespołem a Wyszkwem (Fluvial deposits in the Bug valley between Terespol and Wyszkw). IG, Biul. 68, 1952.
57. Wołosowicz S.: O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. Pos. Nauk. PIG, III.
58. Zaborski B.: Studia nad morfologią Podlasia i terenów sąsiednich (Étude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes), Przegl. Geogr. VII, 1927.
59. Zbyszewski G., Berthois L.: Contribution à l'étude lithologique des formations meubles de la partie Sud-Ouest du Portugal. Com. dos Serv. Geol. d. Portugal, XXXI, 1950.

### Р Е З Ю М Е

Целью настоящей работы является попытка охарактеризования плейстоценовых отложений континентальной среды в гранулометрическом отношении, на основании материалов, собранных в окрестности Хелма Люблинского (Восточная часть Люблинской Возвышенности).

Метод лабораторной разработки материала

Для лабораторных исследований взяты средние образцы из отдельных слоев важнейших профилей. Полное сопоставление мест, из которых взяты образцы вместе с их нумерацией и типологией отложений содержит таб. 1, тогда как рисунок 1 знакомит с размещением местностей, указанных во всей работе.

В целях получения сравнительного материала подвергнуто также анализам образцы морских отложений (третичных) из окрестностей Хелма, Любартова и Аннополя на Висле (альбский песок), равно как флювиоглациальных отложений из Кремпча (на В от Люблина) и валунных глин в окрестностях Билгорая (Сандомерская низменность).

Авторы выделили 4 группы плейстоценовых отложений: речные отложения (R), флювиоглациальные (F1), озерные (L), и также моренные (G). Кроме того при обсуждении результатов исследований учтено группу морских отложений (S)<sup>1</sup>.

Лабораторные гранулометрические исследования заключают в себе: анализ озернения (механический состав, рассортировка, средний размер зерен, кривые распределения), анализ степени окатанности и характера поверхности скальных зерен (морфоскопия), а также анализ минерально-петрографического состава отложений.

<sup>1</sup> Буквы поданные в скобках являются символами отдельных групп генетических отложений, употребляемыми на чертежах.



Для анализов набиралось 200 г. образца сухого в воздушном отношении. Фракции: ниже 0,01 мм и 0,01—0,05 мм очищались от ила по упрощенному методу Сабанина, остальную же часть распределялось по ситам. Илы, алевриты и валунные глины были исследованы ареометрическим путём (по Прушинскому-Касагранде), причем песчаные фракции распределялись также на ситах. Результаты анализов механического состава представлены в таб. 1, в весовых процентах. Средний размер (Md) был высчитан при помощи графика Петелина (39), благодаря которому получено также данные для коэффициента рассортировки (So) — по формуле Траска. Кумулятивные кривые начертаны в полулогарифмическом масштабе, причем на рис. рис. 4—9 поданы только наиболее типичные примеры.

Морфоскопические исследования опираются на фотографический метод Моравского (33). Авторы констатировали экспериментально, что для достижения результатов, сближенных к средним для данного образца, достаточно произвести перечисления на фотографиях 300 зерен фракции 1—0,5 мм и 200 зерен фракции 0,5—0,25 мм. Метод Я. Моравского оказался очень практичен с тем, что при его применении надлежит внимательно следить за одинаковым временем экспозиции фотографических бумаг. Результаты перечислений степени окатанности и матовости скальных зерен содержит таб. 2 и 3 (в количественных процентах). Табл. I—V изображают фотографии типичных образцов для данной группы отложений. Кроме того степень обработки представлено на столбиковых чертежах (рис. 10—13); в нижней их части находятся номера образцов, в верхней же буквенные символы выделенных групп генетических отложений.

В целях лучшего представления характера обработки скальных зерен перечислено еще коэффициенты окатанности (O) и матовости (M). Этот первый вычислен на основании упрощенной формулы

$$\text{К. Эйсселе (11, 12): } O = \frac{K + \frac{1}{2} C}{\frac{1}{2} C + R}$$

где K — процентная содержимость зерен углеватых, C — процентная содержимость зерен частично окатанных, R — процентная содержимость зерен окатанных. По аналогии к вышеизложенному составлено

$$\text{формулу на коэффициент матовости: } M = \frac{m + \frac{1}{2} b}{\frac{1}{2} b + B}$$

где: m — % содержимость матовых зерен, b — % содержимость частично матовых зерен и B — % содержимость зерен, отличающихся блеском (характер поверхности зерен исследовано только по отношению к окатанным обломкам).

Вычисленные вышеуказанным способом ценности коэффициентов сопоставлены также на таб. 2 и 3. Кроме того амплитуду этих ценностей, в раздроблении на пять выделенных генетических групп, представлено графически при помощи отрезков, концы которых являются крайними ценностями (рис. 16).

Ввиду очень малого количества гравия в исследуемых отложениях, измерения указателей округленности и уплощенности по формуле А. Кайе (A. Cailleux) проведено исключительно по отношению к нескольким образцам (таб. 6).

Минерально-петрографические исследования произведены при помощи бинокулярной лупы для следующих фракций: 50—10 мм, 5—1 мм, 1—0,5 мм и 0,5—0,25 мм. Во фракциях 1—0,5 мм и 0,5—0,25 мм выделены 4 минеральные группы: 1) кварцы (+ другие минералы из группы кремнезёма), 2) полевые шпаты, 3) темные минералы (пироксены, амфиболы, биотит, глауконит и окись, а также гидроокись железа), 4) карбонаты. Результаты этих наблюдений представлены в таб. 4, а также в столбиковых чертежах (рис. 14 и 15), на которых темные минералы соединены с полевыми шпатами (по поводу очень слабого наличия обеих этих групп).

Для более крупных фракций выполнены только ориентировочные исследования минерально-петрографического состава, результаты (в % %о количественных) которых содержатся в таб. 5 и 7.

#### Гранулометрическая характеристика отложений в окрестностях Хелма

Субстратом четвертичных отложений в окрестностях Хелма являются главным образом породы мелового периода, сформированные в фации пишущего мела или же более твердых мергелей и опок. Только на С и З от Хелма, между мелом и четвертичными отложениями существуют пласты третичных пород (пески, кремнеземные песчаники, раковистые конгломераты (15, 18, 20, 22, 41).

Мощность четвертичных отложений составляет, как правило, несколько метров, единственно только в речных долинах доходит до 20—30 м (26, 41).

Речные отложения (R): Сюда относятся главным образом пески, алевриты и флювиальный лёсс; напластование в общем спокойное, горизонтальное. Отложения этой группы составляют надпойменную террасу Буга и его левобережных притоков: Угерки, Удаля и Велнянки; только несколько образцов происходит из поймы Буга.

Средний размер зерен (Md) составляет для всей группы в среднем

0,25 мм, для самого же песка 0,29 мм; алевриты имеют  $Md$  0,08—0,15 мм, флювиальный лёсс 0,03 мм.

В трех основных профилях надпойменной террасы Буга (Сверже, Дорогуск, Кодемчице) обозначаются уменьшения диаметра зерна снизу ( $Md = 0,41$ ), кверху ( $Md = 0,15$  мм).

В речном песке наибольшее наличие имеет фракция 0,5—0,25 мм (преимущественно выше 50%)<sup>1</sup>. Ценность коэффициента сортировки ( $So$ ) для речных песков заключается в границах 1,27—2,04, а для алевритов выше 2,0.

Из вышеизложенного вытекают два заключения: 1) быстрота вод, аккумулирующих отложения долины Буга, уменьшалась по мере истечения времени (уменьшение диаметра зерен) 2) параллельно наступало усиление аккумуляционной деятельности ветра (лёсс в верхней части надпойменной террасы).

Кроме рассортировки речные пески характеризуются хорошей степенью окатанности ( $O$  для фракции 1—0,5 мм составляет только 0,24—0,45, для фракции же 0,5—0,25 мм 0,56—1,37). В связи с вышеизложенным имеется большое наличие зерен окатанных (срав. таб. 2 и 3). В вертикальных разрезах заметно увеличение количества угловатых зерен вместе с глубиной.

Значительное наличие окатанных зерен в речных отложениях окрестностей Хелма — приводит к предположению, что скальные обломки должны были пройти, в алиментационной среде, через стадию эолизации<sup>2</sup>. Об этом свидетельствуют еще выразительнее наблюдения за характером поверхности зерен речных отложений, так как из них следует, что в этих отложениях доминируют матовые зерна (во фракции 1—0,5 мм 84%—55%). Очевидно коэффициент имеет соответственно большие ценности (во фракции более крупной в среднем 4,14, а в более мелкой — 3,22). В вертикальных разрезах количество матовых зерен увеличивается вместе с глубиной. Это вытекает отсюда, что источником материала для речных отложений были гляциальные отложения оледенения, предшествующего флювиальной аккумуляции (здесь средне-польского = Рисс), перемоделированные эолически в конечной фазе того же оледенения и в постгляциальный период.

Речные пески состоят в громадном большинстве из зерен кварца (в среднем выше 90%). Легко заметить, что чем более крупнозерни-

<sup>1</sup> Подобные наблюдения отмечают также: Б. Крыговски (24) и М. Турнау-Мсравска (56).

<sup>2</sup> Подобные наблюдения отметили: Крыговски для Южн. Полесья и Я. Морлвски в западной части Люблинской возвышенности.

стый песок, тем большее наличие в нем кварца. Остальные речные отложения (алевриты, флювиальный лёсс) имеют около 30% кварца. Из других минералов находятся здесь ещё полевые шпаты (в количестве ниже 2%), темные минералы (окись железа, глауконит, тяжелые минералы) в количествах 1—3% (чаще всего ниже 1%). Только в немногочисленных образцах констатировано единичные обломки карбоната кальция. Большое наличие зерен кварца в песках долины Буга дает основание предполагать, что одним из главных источников материала были для них местные третичные отложения (миоцен), сформированные в виде почти чистых кварцевых песков (13, 15, 18, 20, 22, 41).

Озерно-пойменные отложения (L): состоят главным образом из алевритов, суглинков, илов и реже песков, а также озерного мергеля. Алевриты являются наиболее обыкновенным отложением окрестностей Хелма. Они находятся на разных высотах — от 180 м до 223 м. над уровнем моря.

Md в алевритах и илах составляет в среднем 0,02 мм, в песках 0,19 мм. В отложениях первого типа доминируют илстые фракции, замененные иногда только алевритовой фракцией (0,1—0,01 мм). Судя по диаметру зерен, необходимо констатировать, что подвижность вод в озерных бассейнах была ничтожна, это были скорее спокойные разливища.

Рассортировка описываемых отложений зато слаба ( $S_o = 1,91—6,45$ ). В вертикальных разрезах можно в общем констатировать, что подошва пласта более мелкозерниста и одновременно хуже рассортирована. Степень окатанности озерных отложений обнаруживает выразительную дифференциацию; во фракции 1—0,5 мм коэффициент окатанности (O) колеблется от 0,13 до 3,03, причем наиболее окатанными являются зерна отложений с большими Md, представляющие озерную прибрежную фацию. Во фракции 0,5—0,25 мм дифференциация в окатанности уже меньше ( $O = 0,5—1,96$ ).

Поверхность зерен выказывает подобную обработку как и в среде флювиальной (M для фракции 1—0,5 мм составляет в среднем 3,84). Все озерные отложения имеют перевес зерен с матовой поверхностью. И здесь следовательно должна была иметь место эолизация материала в алиментационном пространстве. В вертикальных разрезах переменчивость в окатанности и матовости зерен невелика.

Содержимость минералов из группы кремнезема в этих отложениях, как правило, незначительна (единственно пойменные алевриты и озерные пески имеют их около 90%). Характеристическим

компонентом во всей группе являются конкреции  $\text{CaCO}_3$  и гидроксид железа. Наличие полевых шпатов и темных минералов ничтожно.

Появление озерных отложений на разных высотах остается в связи с их возрастной дифференциацией. Необходимо здесь выделить три группы: а) озерные отложения старшие, б) озерные отложения младшие и в) пойменные отложения.

Ад. а) К этой группе относятся алевриты из Белополя, Гуры Косцюшковской ок/Хелма, Кумова Майоратского, а также Лещан и Дрищева. Характеристической их чертой является содержимость илистых и пылеватых частей (песчанистая фракция составляет только около 1%). Коэффициент рассортировки  $S_o$  составляет 1,91—3,09. Окатанность зерен скорее хорошая (для фракции 1—0,5 мм  $O = 0,36$ —1,08, для более мелкой двукратно больше). Общей чертой этой группы озерных отложений, решающей об их возрасте являются моренные образования средне-польского оледенения (Рисс) находящиеся над ними (41, 46).

Ад. б) Серия младших алевритов находящаяся м. пр. в Камене, Серебрище, Каетановке, Парзееве, Городище, имеет рассортировку значительно хуже, чем в старшей серии (2,21—6,78). Наличие матовых зерен также в этой серии больше. Возраст этой группы озерных отложений следует отнести к периоду между средне-польским оледенением (= Рисс) и балтийским (Вюрм).

Ад. в) Пойменные алевриты находятся в пределах речных долин (составляют пойменную террасу). Характеристическими для них являются малые размеры зерен ( $Md = 0,01$ —0,03), слабое рассортирование ( $S_o$  выше 2,4). Морфоскопические черты сближают эту группу с речными отложениями, единственно коэффициент матовости имеет несколько большую ценность. Отложения этой группы возникли главным образом в голоцене.

Флювиогляциальные отложения (F1): наилучшие открытия происходят из песчаных карьеров в Хелме, Серебрище и Камене. Здесь имеет перевес напластование косое или же диагональное (рис. 2), реже встречается горизонтальное напластование (фот. 4).

Средний размер зерен составляет 0,46 мм (только гравийнопесчанистые слои из Хелма имеют  $Md = 1,31$ —1,27), доминирующей же является фракция 0,5—0,25 мм. Рассортирование флювиогляциальных песков довольно хорошо (в среднем 1,56, подобно тому как в речных песках (см. рис. 16).

Коэффициент окатанности ( $O$ ) для фракции 1—0,5 мм составляет 1,01—2,87; в более мелкой фракции наличие зерен угловатых значительно больше. Коэффициент матовости составляет для фракции бо-

лее крупной в среднем 2,72. Фракция более мелкая имеет здесь более матовых зерен, чем более крупная. Кроме кварца, наличие которого обретается преимущественно около границы 90%, содержимость остальных минеральных групп очень непостоянна. Итак, на пр., наличие полевых шпатов во фракции 1—0,5 мм колеблется от 0,9 до 14%, темных минералов 0,9—4,9%, карбонатов 0—20%. Подобная переменчивость имеется и в более мелкой фракции.

Во фракции 1—5 мм (таб. 5) уменьшается наличие кварца в пользу обломков кристаллических пород. Обращает также на себя внимание увеличение наличия осколков локальных известковых пород (меловые отложения). Наличие полевых шпатов не превосходит 8% и уменьшается при увеличении диаметра зерен.

Гравийный материал  $\phi$  10—50 мм (таб. 7) содержит неравномерно перемешанные осадочные породы (мергель, пишущий мел, опоки, песчаники) и кристаллические. Количество этих последних больше в верхней части.

В этой же части были выполнены измерения уплотненности и округленности (таб. 6). Оказалось, что флювиогляциальный гравий в окрестностях Желма обладает подобными коэффициентами округленности, как и моренный гравий, тогда как ценности коэффициента уплотненности выше, чем у моренного.

Моренные отложения (G): озернение моренных отложений очень расчленено (Md колеблется от 0,04 мм до 0,15 мм). Среди этой группы отложений трудно выделить фракцию безусловно доминирующую. Рассортировка здесь слабая (So 1,65—5,90), в среднем  $So = 3,08$ . Отмечаются здесь региональные различия в рассортировке валунных глин окрестностей Билгорая и Желма (под Желмом рассортирование больше).

Интересным фактом являются очень низкие ценности коэффициента окатанности (в среднем 1,24). В более мелкой фракции наступает более менее двукратное увеличение количества угловатых зерен. Рядом с ними доминирующую роль играют частично окатанные зерна.

Моренные отложения отличаются большим наличием матовых зерен (M в более крупной фракции составляет 0,36—11,50; большинство образцов выказало 1,45—5,60). Матовые зерна имеют выразительно большее наличие во фракции 0,5—0,25 мм (в Серебрище 100%).

Подобно тому как в других отложениях решающую роль играет здесь кварц (в более крупной фракции 68,9%—98%, в более мелкой 73,4—99,4%). Рядом с ним значительное наличие имеет группа карбонатных минералов (до 28%), полевых шпатов максимально 12,9%.

В гравийном материале (10—50 мм) на первое место выдвигаются кристаллические породы, а также группа кремнезема.

Указатели округленности очень сближены с указателями флювиогляциального гравия, тогда как указатели уплощенности отличаются более низкими ценностями.

Морские отложения (S): результаты гранулометрических анализов, особенно по отношению к образцам из окрестностей Хелма, выказали значительное сходство некоторых коэффициентов морских отложений с соответствующими ценностями плейстоценовых отложений (So, M, O). Средний диаметр зерен составляет здесь 0,39 мм, рассортировка же заключается в границах 1,26—1,54.

Окатанность зерен во фракции 1—0,5 мм совершенно такая же, как в отложениях флювиогляциальных. Характерной чертой морских отложений является доминирование класса зерен частично окатанных в более крупной фракции, и угловатых в более мелкой. Среди окатанных зерен свыше 50% отличается матовой поверхностью. Почти у половины морских отложений окрестностей Хелма нет совершенно зерен, выделяющихся блеском(!). И это также является одной из главных причин большого наличия окатанных матовых зерен в плейстоценовых отложениях окрестностей Хелма (наличие локального материала в них является уже фактом доказанным)<sup>1</sup>.

Кварц и другие минералы из группы кремнезема составляют 97—100% отложений; из остальных минералов находятся еще полевые шпаты (в количестве 0,2—1,3%); темные минералы констатировано единственно в альбском песке (Аннополь), олигоценном (Любартов) и в Кол. Рудка ок/Хелма.

#### Сопоставление результатов гранулометрических исследований отложений окрестностей Хелма

Озернение: В отложениях окрестностей Хелма доминируют фракции песчанистые и более мелкие. Минимальное наличие гравия. Песчанистая фракция преобладает в отложениях речных, гляциальных (и морских). Алевритовая фракция 0,1—0,01 мм находится во всех типах отложений, главным образом однако (рядом с илистой фракцией) в группе озерно-пойменных образований. Амплитуда Md (среднего размера зерен) составляет 0,008—1,32 мм.

Рассортирование (So) имеет ценности 1,26—6,78 (большинство отложений имеет однако So ниже 3,0).

<sup>1</sup> Это констатировали: М. Прушински (41), А. Ян (15, 18, 20). Э. Рюле (46), Я. Трэмбачовски (54) и авторы.

Кумулятивные кривые исследуемых отложений сравнены с кривыми, помещенными в некоторых работах (27, 35, 36, 49); оказалось, что выделение 4 генетических групп среди плейстоценовых отложений окрестностей Хелма является совершенно справедливым. Наибольшая дифференциация в развитии кривых проявляется в озерно-пойменных отложениях (L); происходят на них часто переломления (рис. 9 № 2, 3), свидетельствующие по Рухину (43) о залегании отложений на вторичной залежи. Кривые, представляющие речные отложения, имеют подобное развитие, как и у морских отложений (срединная часть прямолинейная), единственно наклон меньше. Кумулятивные кривые флювиогляциальных и моренных отложений характеризует большое количество преломлений, несмотря на то, что существуют пласты, не имеющие их совершенно.

Обработка скальных обломков: Чертежи, иллюстрирующие наличие матовых зерен в отложениях (рис. 12, 13), обращают на себя внимание своим однообразием. Одновременно однако бросается в глаза громадное наличие матовых зерен во всех отложениях (только в нескольких случаях имеется их менее 50%).

Более разнообразную картину представляют чертежи, иллюстрирующие степень окатанности зерен (рис. 10, 11). Ясно зарисовываются здесь различия между отдельными генетическими типами отложений. Зерна речных отложений (табл. I) выказывают очень хорошую окатанность (при одновременном перевесе матовых зерен); наибольшим процентом угловатых зерен обладают морские отложения (табл. III, рис. 16). Также моренные отложения отличаются порядочным процентом угловатых зерен, с той однако разницей, что когда эти зерна в морских отложениях преимущественно блестящи, то в моренных отложениях — матовы. Флювиогляциальные (табл. II) отложения содержат также много угловатых зерен, но главную часть составляют зерна частично окатанные: степень матовости мала, подобно тому как и в морских отложениях. Озерные отложения (табл. IV) характеризует в общем хорошая окатанность (несколько хуже чем у речных). Матовость поверхности зерен очень различна. Заслуживает внимания факт большей матовости более мелких зерен в моренных и озерных отложениях. Ценности коэффициента окатанности (O) составляют 0,14—3,03 во фракции 1—0,5 мм и 0,5—10,0 во фракции более мелкой. Ценности M достигают преимущественно свыше 1,0; большинство отложений окрестностей Хелма заключается в границах 1,0—5,0.

#### Х а р а к т е р м и н е р а л ь н ы х к о м п о н е н т о в

Кварц, чаще всего бесцветный, обладает выразительными свойствами механического разрушения; зерна, сформированные из кре-



мня, составляют небольшой процент. Обращают на себя внимание обломки с внутренними трещинами, происходящие вероятно из пород со свойствами катаклазы. Наличие таких обломков и в плейстоценовых отложениях и в третичных кварцевых песках составляет ещё одно доказательство серьёзного значения этих последних, как источника материала для плейстоценовых отложений в этой области.

Полевые шпаты появляются чаще всего в виде плохо обработанных обломков с розоватой или желтоватой окраской. Максимальная их содержимость — 14%. Все ценности для полевых шпатов, составляющие свыше 5%, типичны только для гляциальных отложений.

Тёмные минералы — создают обычно в отложениях не слишком хорошо обработанные зерна; это относится особенно к пироксенам и амфиболам. Глаукоцит находится здесь в ничтожном количестве, причем его больше в более мелкой фракции. В отложениях появляются агрегаты гидрокиси железа.

Карбонаты. Наличие кальцита ничтожно, значительно больше находится обломков карбонатных пород (преимущественно палеозойских). Это связано с малой сопротивляемостью местных меловых пород механическому и химическому разрушениям. К остаткам местных пород принадлежат меловые фораминиферы, а также раковины моллюсков. Отдельную группу составляют конкреции карбоната кальция, характерные для озерных отложений.

Среди кристаллических скал фракции 10—50 мм имеют перевес граниты с большими розовыми ортоклазами (подобно тому как во фракции 1—5 мм), кроме того часто встречаются граниты Рапакиви, а также среднезернистые гранитогнейсы с белыми полевыми шпатами. Реже бывают кварцевые порфиры. Из метаморфических пород констатировано небольшое наличие сильно выветренных слюдовых сланцев, а также — в меньшем проценте — гнейсов. Палеозойские известняки с желто-сероватой окраской, с остатками фауны, обладают кристаллической структурой. Меловые известняки появляются чаще всего в виде хорошо закруглённых обломков. Нередко встречается гравий декальцифированных меловых пород. Среди песчаников доминирует скандинавский материал (песчаники из Даля). Заслуживают еще внимания точенцы (катанцы), созданные из сцементированных олигоценых песков.

Вообще говоря, осадочные породы имеют количественный перевес над кристаллическими (во фракции 10—50 мм), тогда как свойством флювиогляциальных отложений является незначительный перевес известковых пород над кристаллическими. Моренные отложения имеют обратное соотношение.

Попытка использования  
гранулометрических коэффициентов  
для определения генезиса отложений

Попытки этого типа уже производились несколькими исследователями (1, 42, 43, 59), но только в некоторых средах и при применении только некоторых коэффициентов (Md, So). Коэффициенты перечисленные авторами нанесены на диаграммы (рис. 17—23) в целях установления, которые из них пригодны для определения генезиса отложения, а которые не годятся для этой цели. Чертежи охватывают следующие пары коэффициентов: So/Md, So/O, Md/O, So/M, M/O, а также O для фракции 1—0,5 мм и O для фракции 0,5—0,25 мм.

Из анализа диаграмм следует, что для генетических целей наиболее пригодны диаграммы So/O и Md/O, в меньшей же степени So/Md. Остальные диаграммы могут иметь применение только для графической характеристики достигнутых результатов исследований.

О к о н ч а н и е

Из произведенного обзора гранулометрических особенностей отложений окрестностей Хелма можно извлечь следующие обобщения:

1. Плейстоценовые отложения относительно слабо рассортированы.
2. Общим свойством всех отложений является большое наличие зерен с матовой поверхностью.
3. Вопреки распространённым воззрениям зерна речных отложений обнаруживают очень хорошую окатанность.
4. Минерально-петрографический состав подтверждает наблюдения Прушинского (41), Рюле (46) и Трембачовского (54) относительно большого наличия местного материала в плейстоценовых отложениях окрестностей Хелма.
5. Кварц составляет главный минеральный элемент в песчанистых отложениях.
6. В литогенезе плейстоценовых отложений окрестностей Хелма важную роль играла эолизация, придающая скальным обломкам свойства, описанные м. пр. в пкт. пкт. 2 и 3.

Попытка использования гранулометрических исследований для различения моренных пластов в отношении возраста выказала, что эти исследования можно применять в стратиграфических целях, но необходимо соблюдать осторожность с извлечением решительных выводов, если в распоряжении имеется материал со слишком малого пространства.

Проведенные исследования позволяют извлечь ещё следующие методические замечания:

1. Коэффициенты: сортровки ( $S_o$ ), окатанности ( $O$ ) и медианы ( $M_d$ ), можно с успехом применять в целях приготовления диаграмм к генетической классификации отложений.

2. При большом количестве анализов, наилучшим методом вычисления степени окатанности и матовости скальных зерен, рыхлых отложений является фотографический метод Я. Моравского (33).

3. Гранулометрические исследования, особенно по отношению к четвертичным отложениям, следует проводить комплексно — т. е. с учётом всех свойств (сортровка, озернение, рассев зерна, степень окатанности, характер поверхности зерен, а также минеральный состав).

Рис. 1. Ситуационная карта исследуемой территории.

Рис. 2. Напластование флювиогляциальных песков (1) в местности Камень ок/Хелма; 2 — флювиогляциальный песок с беспорядочной текстурой; 3 — пакет известкового песка.

Рис. 3. Структуры в верхней части миоценового песка из Кол. Рудка ок/Хелма: а — песок, б — суглинок.

Рис. 4. Кумулятивные кривые речных отложений ( $R$ ): 1 = N 72; 2 = N 68 (64); 3 = N 63 (65, 67); 4 = N 66.

Рис. 5. Кумулятивные кривые флювиогляциальных отложений ( $F_1$ ): 1 = N 27; 2 = N 4 (6); 3 = n 13 (1); 4 = n 78.

Рис. 6. Кумулятивные кривые морских отложений ( $S$ ): 1 = N 103; 2 = N 102; 3 = N 99; 4 = N 101.

Рис. 7. Кумулятивные кривые озерных и пойменных отложений ( $L$ ): 1 = N 82; 2 = N 33; 3 = N 80.

Рис. 8. Кумулятивные кривые моренных отложений ( $G$ ) и флювиогляциальных ( $F_1$ ): 1 = N 12, 2 = N 23, 3 = N 28 (31), 4 = N 25, 5 = N 19.

Рис. 9. Сравнение кумулятивных кривых флювиогляциальных ( $F_1$ ), речных ( $R$ ) и озерно-пойменных ( $L$ ) отложений: 1 = N 79; 2 = N 47; 3 = N 55; 4 = N 58; 5 = N 75.

Рис. 10. Степень окатанности во фракция 1—0,5 мм (I — зерна угловатые, II — зерна частично окатанные, III — зерна окатанные).

Рис. 11. Степень окатанности во фракции 0,5—0,25 мм (объяснения ср. рис. 10).

Рис. 12. Степень матовости во фракции 1—0,5 мм (I — зерна матовые, II — зерна частично потускневшие, III — зерна блестящие).

Рис. 13. Степень матовости во фракции 0,5—0,25 мм (объяснения ср. рис. 12).

Рис. 14. Минеральный состав фракции 1—0,5 мм (I — кварц, II — карбонаты, III — полевые шпаты и темные минералы).

Рис. 15. Минеральный состав фракции 0,5—0,25 мм (объяснения ср. рис. 14).

Рис. 16. Гранулометрические коэффициенты отложений окрестностей Хелма.

Рис. 17. Диаграмма взаимозависимости между коэффициентом сортровки ( $S_o$ ) и степенью окатанности ( $O$ ) для фракции 1—0,5 мм в отложениях окрестностей Хелма. Размещение пунктов, представляющих отдельные типы отложений.

Рис. 18. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $S_o/O$  (ср. рис. 17).

- Рис. 19. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $So/Md$ .
- Рис. 20. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $Md/O$ .
- Рис. 21. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $So/M$ .
- Рис. 22. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $M/O$ .
- Рис. 23. Размещение генетических полей отложений окрестностей Хелма, начертанное на основании взаимозависимости  $O_1-0,5/O_{0,5-0,25}$
- Фот. 1. Колемчице — надпойменная терраса Буга: а) лёссовидные суглинки с прослойкой песка, б) флювиальный лёсс с деформациями, с) речной песок.
- Фот. 2. Городище — верхняя часть алевритов младшей озерной серии.
- Фот. 3. Хелмский песчаный карьер (а — солифлюкционный пласт из эпохи балтийского оледенения, б — отложения флювиогляциальные, деформированные).
- Фот. 4. Серебрище — напластование флювиогляциальных песков.
- Фот. 5. Волковяны: Валунная глина: а) валунный песок, б) валунная глина со ржавой окраской, с) серая валунная глина.
- Фот. 6. Кол. Игнатов — текстура валунной глины.
- Таб. 1. Механический состав, средний размер зерен ( $Md$ ) и коэффициент рассортировки ( $So$ ).
- Таб. 2. Обработка зерен во фракции 1—0,5 мм.
- Таб. 3. Обработка зерен во фракции 0,5—0,25 мм.
- Таб. 4. Минерально-петрографический состав фракции 1—0,25 мм.
- Таб. 5. Ориентировочный минерально-петрографический состав фракции 1—5 мм.
- Таб. 6. Коэффициент округленности и уплощенности во фракции 10—50 мм.
- Таб. 7. Петрографический состав фракции 10—50 мм.
- Табл. I. Речные отложения.
- Табл. II. Флювиогляциальные отложения.
- Табл. III. Морские отложения.
- Табл. IV. Озерные отложения.
- Табл. V. Моренные отложения.

## SUMMARY

This paper is an attempt to characterize Pleistocene deposits so far as their granulometric values are concerned. The investigations are based on the material collected in the environs of Chełm Lubelski which is situated on the Lublin Upland.

### Laboratory Examination of the Material

Average samples gathered from separate layers of more important cross-sections were taken for laboratory tests. Table 1 gives a full list of the localities from which they were taken as well as a typology of the deposits examined. Fig. 1 shows the position of the localities referred to in the paper.

In order to get material for comparison laboratory tests also included samples of marine tertiary sediments from the environs of Chelm Lubelski, samples of Oligocene sand from Lubartów and of Albian sand from Annopol on the Vistula, samples of fluvioglacial sediments from Krępiec (E of Lublin) and samples of boulder clays from the environs of Biłgoraj (the lowlands of Sandomierz).

The authors distinguished 4 kinds of Pleistocene deposits: river deposits (R), fluvioglacial deposits (Fl), lake deposits (L) and moraine deposits (G). A group of marine deposits (S) was also taken into consideration when discussing the results of examinations<sup>1</sup>.

Laboratory granulometric examinations included: an analysis of grain-ing (mechanic composition, sorting, average size of grains, cumulative curves), an analysis of the rounding degree and of the grain surface character (morphoscopy) as well as an analysis of the mineral and petrographic composition of the sediments.

An air-bath sample (200 g) was analysed. Fractions below 0.01 mm and those averaging from 0.01 to 0.05 mm were eluted by the Sabanin method, the rest being sifted. Clays, silts and boulder clays were examined by the areometric method of Prószyński and Cassagrande, the sandy fractions being divided by sieves. The results of the analysis of the mechanic composition are given in weight percentages in Table 1. The average size of the grains (Md) was calculated by Petelin's graphic (39) and thus the data for coefficient sorting (So) could be obtained by Trask's method. Cumulative curves were drawn on a half logarithmic scale, the most typical examples being given in Figs. 4—9.

Morphoscopic examinations were based on Morawski's photographic method (33). The authors experimentally stated that in order to get data most nearly approaching the mean value of a sample, it is enough to make calculations based on photographs of 300 grains (fractions 1—0.5 mm) and of 200 grains (fractions 0.5—0.25 mm). The method of Morawski proved very useful, provided there is exposure for the same length of time in every case. Calculations concerning the degree of rounding and dullness of grains are given in Tables 2 and 3 in quantity percentages. Photographs of typical samples for a separate group of sediments are given in Plates I—V.

The pistillary diagrams (Figs. 10—13) also show the degree of grain rounding. At the bottom the numbers of samples are given, while at the top groups of genetic deposits are marked, with letters as symbols. The coefficients of dullness (M) and rounding are calculated to show the cha-

---

<sup>1</sup> Letters in brackets are symbols of the separate genetic groups referred to in the diagram.

acter of grain rounding. The coefficient of rounding was calculated by the Eissele (11, 12) method:

$$O = \frac{K + \frac{1}{2}C}{\frac{1}{2}C + R}$$

According to this, K is a quantity of sharp grains, C a quantity of grains partly rounded, R — a quantity of grains fairly rounded, all of them being calculated in percentages. Similarly the coefficient of dullness was calculated:

$$M = \frac{m + \frac{1}{2}b}{\frac{1}{2}b + B}$$

m stands for a quantity of dull grains, b — a quantity of fairly dull grains, and B glistening grains, all of them being calculated in percentages (the character of the grain surface was examined only in regard to rounded particles). The values giving coefficients of working and dullness were calculated and tabulated in Tables 2 and 3. The amplitude of those values based on 5 divided genetic groups was graphically shown, using sections the ends of which are equivalent to extreme values (Fig. 16).

Because of the small quantity of gravel in the sediments examined the measurements indicating the degree of rounding and flattening were made for some samples only according to Cailleux (Table 6).

Mineral and petrographic examinations were carried out under a binocular magnifying glass for the following fractions: 50—10 mm, 5—1 mm, 1—0.5 mm and 0.5—0.25 mm. In the fractions 1—0.5 mm and 0.5—0.25 mm 4 groups of minerals were distinguished: 1. quartz and other minerals belonging to the silica group, 2. feldspars, 3. dark minerals (pyroxenes, amphiboles, biotytes, glauconites, ferric oxides and ferric hydroxides), 4. carbonates. The results of those examinations are shown in Table 4 and in the pistillary diagrams (Figs. 14, 15). The calculations for dark minerals and feldspars were made jointly because of their small contribution. For coarser fractions the examinations of mineralogical and petrographic composition were roughly made. The results of the calculations are given in Tables 5 and 7 in quantity percentages.

#### Granulometric characteristics of the sediments from the environments of Chełm

Quaternary bottom deposits in the environments of Chełm consist chiefly of chalk rocks formed of chalk facies or of hardy marls facies and opoka. The strata of tertiary sediments (sands, siliceous sandstones, shell conglomerates, — 15, 18, 20, 22, 41) are found only S and W of Chełm between chalk layers and quaternary layers. The thickness of quaternary deposits usually amounts to several metres only. In river valleys their thickness ranges from 20 to 30 metres (26, 41).

**Fluvial sediments (R):** These are formed of sands, silts and fluvial loess. Their stratification is horizontal and parallel. The deposits belonging to this group form the overwash terrace of the Bug and its left-hand tributaries: the Uherka, Udal and Wełnianka. Only a few samples belong to the flood terrace of the Bug.

The average size of grains for the whole group is 0.25 mm, that of sand grains 0.29 mm. The average size of silts is 0.08—0.15 mm, that of fluvial loess 0.03. In the three main cross-sections belonging to the overwash terrace of the river Bug (Świerże, Dorohusk, Kolemczyce) a decrease can be observed in the size of the grains, from the bottom of the strata upwards (the bottom  $M_d = 0.41$ , the top  $M_d = 0.15$  mm). In fluvial sands the fraction 0.5—0.25 prevails. Its total contribution is calculated to be above 50 per cent<sup>1</sup>. The coefficient of sorting ( $S_o$ ) for fluvial sands ranges from 1.27 to 2.04, that of silts being above 2.0.

All this leads to two conclusions: 1. the rapidity of waters responsible for the deposits in the valley of the Bug diminished with time, 2. the simultaneous increase of aeolian agencies is responsible for the deposits of loess in the upper part of the overwash terrace.

In addition to sorting, a high degree of rounding is characteristic of fluvial sand grains. The degree of rounding ranges from 0.24 to 0.45 for the fraction 1—0.5 mm. This accounts for a considerable number of rounded grains (comp. Tables 2 and 2). In the vertical cross-sections the number of sharp grains increases with the thickness of the stratum. The large number of rounded particles in the fluvial sediments of the Chełm environs suggests that those grains must have passed through the eolation stage<sup>2</sup>. The observations on the character of the grain shape of fluvial deposits account for this fact even more markedly. They show a prevalence of dull grains in those deposits (in the fraction 1—0.5 mm their content ranges from 84 to 55 per cent). The  $M$  coefficient is indeed relatively high. It is 4.14 for a coarser fraction, and 3.22 for a fine one. In the longitudinal cross-sections the numerical increase of dull grains is parallel to the thickness. The explanation may be looked for in the fact that the sediments from the Middle-Polish Glaciation, a period prior to fluvial accumulation, constituted the original material of which fluvial sediments were built. Those glacial sediments underwent aeolian changes during the Middle-Polish Glaciation and afterwards. Fluvial sands contain chiefly silica grains (above 90 per cent). It is easy to see that the coarser the sand is the more silica it contains. The rest of the fluvial sediments (silts, fluvial loess) contain about 30 per cent of

<sup>1</sup> Similar observations were made by B. Krygowski (24) and M. Turnau-Morawska (56).

<sup>2</sup> Similar observations were noted by B. Krygowski for the southern part of Polesie and by J. Morawski (31) for the western part of the Lublin Upland.

quartz. The quantity percentage of other minerals is as follows: feldspars (less than 2 per cent), dark minerals (ferric oxides, glauconite, heavy minerals) 1—3 per cent. Particles of carbonates were found in a few samples only. The high percentage of quartz in the sands of the Bug valley suggests that local tertiary sediments (the Miocene epoch) constituted the chief material they were built of. With time they became nearly pure quartz sands (13, 15, 18, 20, 22, 41).

**Lake flood deposits.** These consist of slime, silts and occasionally of sand and lacustrine marls. Silts are the most common deposits in the Chełm area. They occur at a height averaging from 180 to 223 metres above sea-level.

Md in silts and clays is approximately 0.02 mm, in sands 0.19 mm. Clayey fractions, replaced occasionally by pelitic ones (0.1—0.01 mm), are prevalent in sediments formed of silts. Judging by the grain size one may conclude that the rapidity of waters in lakes was very slight. The sorting of the above-mentioned sediments was very poor. ( $S_o = 1.91—6.45$ ). The lower parts in the longitudinal cross-sections were found to have very fine grains, poorly sorted. The degree of rounding of lake deposits is highly differentiated; in the fraction 1—0.5 mm the coefficient of rounding ( $O$ ) ranges from 0.13 to 3.03. The best-rounded grains whose Md is considerable, are those belonging to the littoral facies. In the fraction 0.5—0.25 mm differences in rounding are rather slight ( $O = 0.5—1.96$ ). The dullness of the grain surface is very similar to that found in fluvial environments ( $M$  for the fraction 1—0.5 mm is approximately 3.84). Dull grains prevail in all lacustrine sediments. Here also eolation of the material must have taken place in the alimentation environment. In longitudinal cross-sections the differences in the rounding and dullness of grains are slight.

The mineral content of the silica groups, found in those sediments, is rather small but in silts and lake sands the mineral content of silicas is about 90 per cent. A characteristic component of the whole group are concretions of carbonates and ferric oxides. The content of feldspars and other dark minerals is small.

The occurrence of lake deposits at different heights above sea-level is associated with their age. Three group depositions should be here distinguished: a. older lake deposits, b. younger lake deposits, c. lake flood deposits.

Ad. a. To this group belong silts from Białopole, Góra Kościuszkowska nr Chełm Lubelski, Kumów Majoracki, Leszczany, Dryszczów. A large amount of silty and pelitic particles is characteristic of it (the sandy fraction is only 1 per cent). The coefficient of sorting ( $S_o$ ) ranges from 1.91 to 3.09. The rounding of grains is good (for the fraction 1—0.5 mm  $O = 0.36—1.08$ , for the fine fraction the value of rounding is doubled).



The common feature of those lacustrine deposits which tells their age is the fact that they are covered by moraine deposits from the Middle-Polish Glaciation (41, 46).

Ad. b) The sorting of younger silt deposits, which occur in Kamień, Serebryszcze, Kajetanówka, Radziejów, Horodyszczce is poorer than that of older deposits (2.21—6.78). The number of dull grains is also higher in those deposits. The age of these deposits is believed to belong to the period between the Middle Polish Glaciation and the Baltic Glaciation.

Ad c) Pure flood silts occur chiefly in river valleys (their contribution in building flood terraces must be mentioned here). Small-sized grains ( $Md = 0.01—0.03$ ) and poor sorting (So slightly above 2.4) are characteristic of them. Morphoscopic features make this group of deposits resemble river deposits. The coefficient of dullness of these deposits is somewhat higher. Their age must be dated in the Holocene period.

#### Fluvioglacial sediments (F1)

The best outcrops were found in the sand-pits of Chełm, Serebryszcze and Kamień. The stratification is chiefly diagonal, (Fig. 3) but occasionally horizontal (Phot. 4).

The average grain size is 0.46 mm. Only the layers containing gravel and sandy particles, found in the environs of Chełm, have a medium grain size averaging from 1.31 to 1.27. The prevalent fraction is 0.5—0.25 mm. The sorting of fluvioglacial sands is fairly good (the average value 1.56), similar to that of river sands (comp. Fig. 16).

The coefficient of rounding (O) for the fraction 1—0.5 mm is 1.01—2.87; in a fine grained fraction the number of angular grains is large. The coefficient of dullness for a coarse-grained fraction is 2.72. The number of dull grains in a fine fraction is larger than in a coarse one. Apart from quartz, which amounts to 90 per cent, the other mineral content varies. Thus the mineral content of feldspars ranges from 0.9 to 14 per cent (the fraction 1—0.5 mm), that of dark minerals averaging from 0.9—4.9 per cent. The amount of carbonates amounts to 20 per cent. A similar variation is characteristic of fine fractions.

In the fraction 1—5 mm (Table 5) the amount of quartz is smaller than that of crystalline particles. An increase of particles of chalk rocks is also observed. The amount of feldspars does not exceed 8 per cent and its decrease is parallel to the increase in the grain-diameter.

The gravel material 10—50 mm (Table 7) consists of a mixture of local sedimentary rocks (marls, chalk, opoka and sandstones) and of Scandinavian rocks of crystalline origin. These latter prevail in the upper layers of the sediments.

The measurements of flattening and rounding taken in this fraction showed the similarity between the fluvioglacial gravels (from the envi-

rons of Chełm) and the moraine gravels, as far as their coefficient of flattening is concerned; the coefficient of rounding was higher in the fluvio-glacial gravels.

**Moraine deposits (G).** These show a considerable variation in graining (Md ranges from 0.04 to 0.15 mm). It is difficult to decide which fraction predominates. The sorting is poor (So 1.65—5.90); its average value is estimated to be 3.08. There may be distinguished some differences of a local character in the sorting in the boulder clays of Bilgoraj and those of Chełm. The sorting of the boulder clays found in the environs of Chełm is better.

The coefficient of rounding is very low (the average value is 1.24). In a fine fraction the amount of angular grains is doubled, the fairly rounded grains being prevalent. A high number of dull grains is characteristic of moraine deposits (M in a coarse fraction ranges from 0.36 to 11.50). The values for the majority of samples were calculated to be 1.45—5.60. Dull grains prevail in the fraction 0.5—0.25 mm. In the locality of Serebryszcze their number amounts to 100 per cent. Quartz prevails here as in other deposits. Its values are 68.9 to 98 per cent (coarse fraction) and 73.4—99.4 per cent (fine fraction). In addition to this, carbonates amount to 28 per cent. The highest amount of feldspars is estimated to be 12.9 per cent. Among gravels (10—50 mm) the most prevalent are crystalline rocks and silicas. The coefficient of rounding closely resembles that of fluvio-glacial gravels, but the coefficient of flattening is lower.

**Marine sediments (S).** The results of granulometric examinations, especially those referring to the samples gathered in the environs of Chełm, show a close resemblance between some coefficients of marine deposits and the corresponding values (So, M, O) of Pleistocene deposits. The average grain size amounts to 0.39 mm in diameter. The sorting values range from 1.26 to 1.54. The rounding of grains (fraction 1—0.5 mm) resembles closely that of fluvio-glacial deposits. The characteristic feature of marine sediments is a prevalence of partly rounded grains in coarse fractions and of angular ones in fine fractions. More than 50 per cent of the total amount of rounded grains are dull. Nearly a half of the marine deposits from the environs of Chełm have no lustrous grains. Here is one of the chief reasons for the high amount of rounded dull grains in Pleistocene sediments found in the environs of Chełm (the contribution of local material to those sediments has already been reported and confirmed)<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> By M. Prószyński (41), A. Jahn (15, 18, 20), E. Rühle (46), J. Trembaczowski (54) and the authors.

The amount of quartz and other minerals of the silica group ranges from 97 to 100 per cent of the deposition. The remaining mineral content consists of feldspars (0.2—1.3 per cent) dark minerals found in Albian sand (Annopol) and in Oligocene sands (Lubartów).

The results of granulometric examinations of the deposits from the environs of Chełm

Graining. Sandy fractions, and even finer ones, prevail in the deposits in the Chełm area. The gravel content is slight. Sandy fractions prevail in river, glacial and marine deposits. The pelitic fraction occurs in all types of deposits, chiefly in lake flood deposits, together with the silty fraction. The range of the average grain size is 0.008—1.32 mm. Sorting values are as follows: 1.26—6.78. The sorting of the majority of the deposits was compared with those found in some papers (27, 35, 36, 49).

The distinguishing of four genetic groups in Pleistocene deposits, in the environs of Chełm, was confirmed. The greatest variations in the course of the curves are seen in flood lake deposits (L). Frequent abrupt turns are characteristic of them (Figs. 9, nos. 2,3). According to Ruchin (43) they indicate that the above-mentioned sediments were laid down on marginal deposits. The curves of river deposits resemble those of marine deposits (the medial part is a straight line), the inclination of the layers of stratification being lower. The cumulative curves of fluvio-glacial and moraine sediments are noted for a large number of abrupt turns although there are layers which have none.

Rounding of rocky grains. The diagrams showing the amount of dull grains in the deposits (Figs. 12, 13) are characterized by their uniformity. A large number of dull grains is characteristic of all the deposits (in a few deposits only is their number below 50 per cent). The diagrams which show the degree of rounding are more varied (Figs. 10, 11). Differences among separate types of genetic groups are distinct. The grains of river deposits (Table I) are well rounded, the majority of them being dull. Marine deposits have the highest percentage of angular grains (Table III, Fig. 16). A high percentage of angular grains is also characteristic of moraine deposits, but while lustrous grains prevail in marine deposits, dull grains abound in moraine deposits.

Fluvioglacial sediments (Table II) contain a large number of angular grains but rounded grains prevail. The degree of dullness is slight, as in marine sediments. Lake sediments (Table IV) are well rounded, though not so well as river sediments. The dullness of the grain surface varies. It should be noted that fine-grained moraine and lake deposits

are more dull. The values of the coefficient of rounding are 0.14—3.03 (for the fraction 1—0.5 mm) and 0.5—10.0 (for a finer fraction). The M value is usually above 1.0. The majority of the deposits from the environs of Chełm have M averaging from 1.0 to 5.0.

**Characteristics of mineral components.** Quartz, usually colourless, bears traces of detritus. The percentage of silica grains is slight. There are particles with inside fissures. Their origin should probably be ascribed to rocks bearing traces of cataclase. The occurrence of those particles both in Pleistocene deposits and tertiary quartz sand deposits points to the significance of the latter as the source of the Pleistocene sediments in this region.

**Feldspars.** These occur as particles, not well rounded, pink or yellowish in colour. Their maximum contribution is calculated to be 14 per cent of the deposition. Only glacial deposits contain more than 5 per cent of feldspars.

**Dark minerals.** These occur in deposits as grains not well rounded, especially pyroxenes and amphiboles. Glauconite is very rare. Fine fractions contain it slightly more. Aggregates of ferric oxides occur in the deposits.

**Carbonates.** Calcite is scarce. Particles of chalk rocks (mainly of Paleozoic origin) occur in larger quantities than calcites. The low resistance of local chalk rocks against weathering and chemical disintegration is one of the reasons for this. Foraminifera and molluscs occur in extremely small quantities. Concretions of calcium carbonate, which are characteristic of lake sediments, constitute a separate group. Granites with big, pink orthoclases prevail among crystalline rocks in the fractions 10—50 mm, 1—5 mm. In addition to these, Rapakivi granite and gneissose granite (medium size grains) with white feldspars frequently occur.

Quartz porphyries are rather rare. Metamorphic rocks contain a slight number of strongly weathered mica slates. Paleozoic limestones, yellowish and greyish in colour, with traces of fauna, have a crystalline structure. Cretaceous limestones occur often as well as rounded particles. Gravels of decalcified cretaceous limestones occur rather frequently. Among the sandstones the Dalarné type prevails. Bails formed of Oligocene sands should also be mentioned.

Sedimentary rocks thus prevail in number over crystalline ones for the fraction 10—50 mm. In fluvioglacial deposits limestone rocks prevail slightly over crystalline rocks. In moraine deposits, however, crystalline rocks predominate.

## An attempt at using granulometric coefficients to assess the origin of sediments

Such attempts have been already made by some research workers. Unfortunately they limited their examinations to some regions, making use of some coefficients only (Md, So). The coefficients obtained by the authors' calculations were set out in diagrams (Figs. 17—23) in order to ascertain which of them are useful in the determination of the origin of sediments. The following pairs of coefficients were considered: So/Md, So/O, Md/O, So/M, M/O and O for the fractions 1—0.5 mm and 0.5—0.25 mm.

An analysis of the diagrams shows that the diagrams So/O and Md/O are of greatest use for genetic purposes. So/Md is in this respect less important. The remaining diagrams are useful only for graphic presentation.

### Conclusion

A survey of the granulometric features of the sediments from the environs of Chełm leads to the following conclusions:

1. Pleistocene deposits are relatively poorly sorted.
2. The common feature of all the deposits examined is the large amount of dull grains.
3. Contrary to widespread opinions, the grains of river sediments are well rounded.
4. The mineral and petrographic composition confirms the observations of Prószyński (41), Rühle (46), and Trembaczowski (54) about the large contribution of local material to Pleistocene deposits found in the environs of Chełm Lubelski.
5. Quartz is the chief mineral component of sandy deposits.
6. The lithogenesis of Pleistocene deposits from the environs of Chełm was considerably affected by eolisation. This fact accounts for the features mentioned in items 2 and 3.

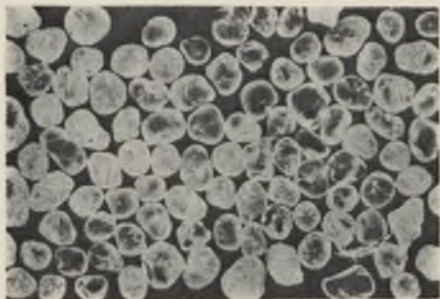
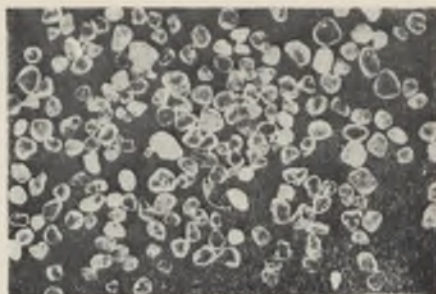
The attempt at using granulometric examinations to assess the age of moraine deposits proved useful for stratigraphic purposes, but caution is necessary in drawing conclusions based on material limited to a small region.

On the strength of these investigations some other conclusions may be reached concerning the method.

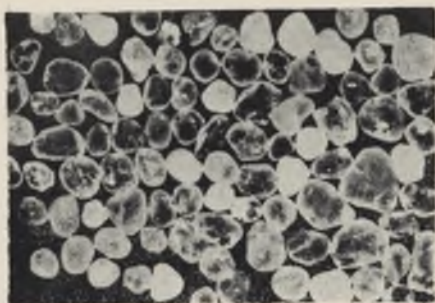
1. The coefficients of sorting (So), rounding (O) and medium size diameter (Md), may be of use for diagrams made up for genetic differentiation of deposits.

2. The best method for the assessment of the degree of rounding and dullness of grains is the photographic method of Morawski.

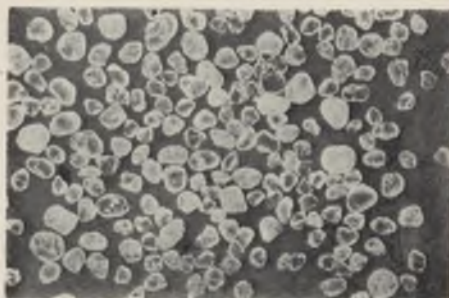
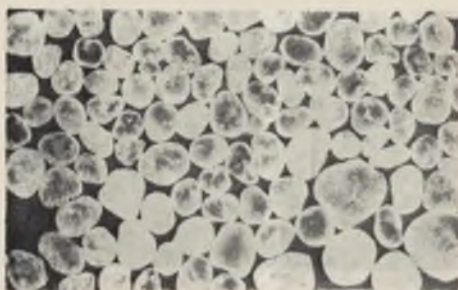
3. Granulometric investigations, especially those of quaternary deposits, should be carried out extensively, i. e. they should include an examination of sorting, graining, the degree of rounding, the grain-size dissemination, the mineral composition and the characteristics of the grain surface.

$\varnothing$  1,0—0,5 mm $\varnothing$  0,5—0,25 mm

1. Dorohusk, piasek z głęb. 4 m (odsl. 104);  
Dorohusk, sand, depth 4 m (no 104)



2. Swierże, piasek z głęb. 2,5 m (odsl. 79)  
Swierże, sand, depth 2.5 m (no 79)



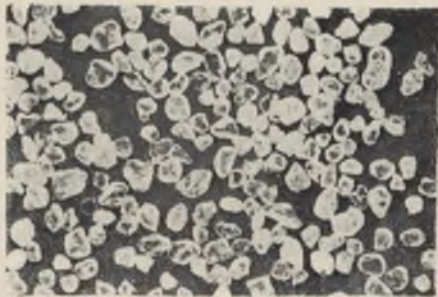
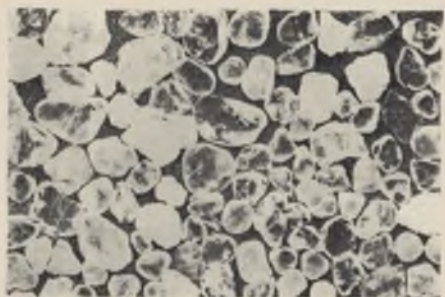
3. Koleczyce, piasek z głęb. 3,5 m (odsl. 99)  
Koleczyce, sand, depth 3.5 m (no 99)

OSADY RZECZNE

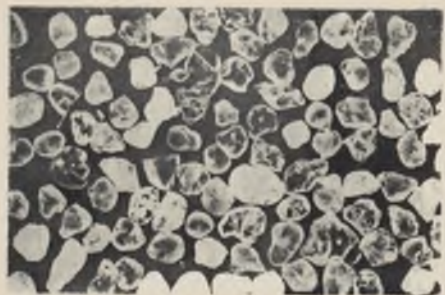
RIVER SEDIMENTS

$\varnothing$  1,0—0,5 mm $\varnothing$  0,5—0,25 mm

1. Chełm, odsł. 1  
Chełm, no 1



2. Serebryszcze, odsł. 5  
Serebryszcze, no 5



3. Serebryszcze, odsł. 153  
Serebryszcze, no 153

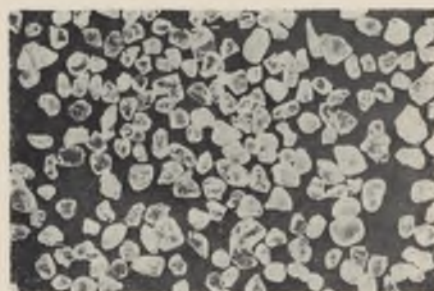
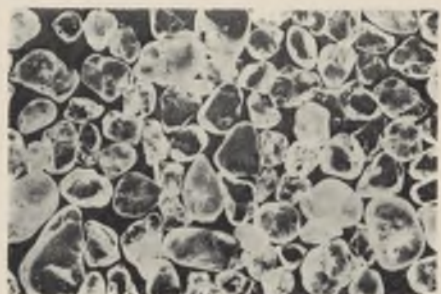
OSADY FLUWIOGLACJALNE

FLUWIOGLACIAL SEDIMENTS

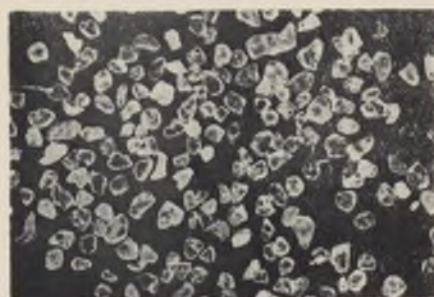


$\varnothing$  1,0—0,5 mm $\varnothing$  0,5—0,25 mm

1. Kol. Rudka, piasek stropowy (odsl. 2)  
Rudka (village), ceiling sand (no 2)



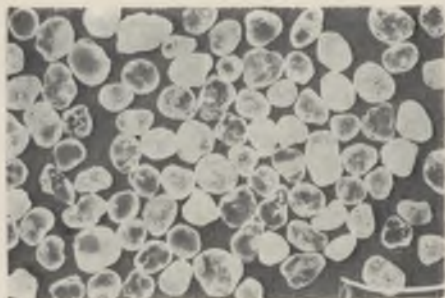
2. Kol. Rudka, piasek spągowy (odsl. 2)  
Rudka (village), ground sand (no 2)



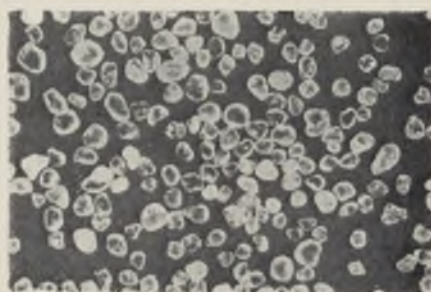
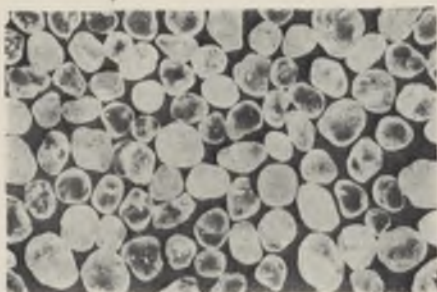
3. Annopol, piasek albski (odsl. 168)  
Annopol, Albian sand (no 168)

OSADY MORSKIE

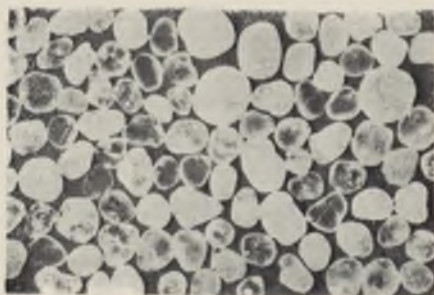
MARINE SEDIMENTS

$\varnothing$  1,0—0,5 mm $\varnothing$  0,5—0,25 mm

1. Białopole, piasek z głęb. 0,8 m (odsi. 160)  
Białopole, sand, depth 0.8 m (no 170)



2. Swierże, mułek ilasty (odsi. 79)  
Swierże, clay silt (no 79)



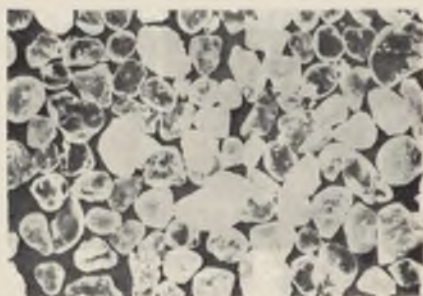
3. Kajetanówka, piasek z głęb. 10 m (odsi. 92)  
Kajetanówka, sand, depth 10 m (no 92)

OSADY JEZIORNE

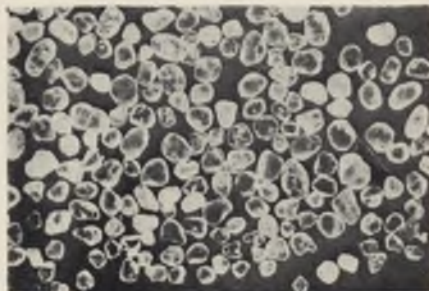
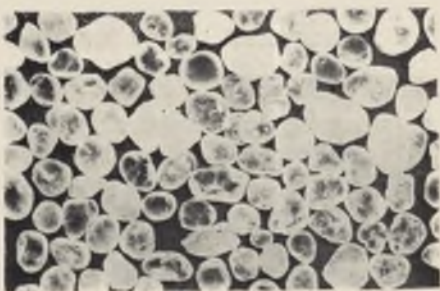
LAKE SEDIMENTS

$\varnothing$  1,0—0,5 mm $\varnothing$  0,5—0,25 mm

1. Krzemień k/Biłgoraja, glina zwałowa  
Krzemień nr Biłgoraj, boulder clay



2. Woikowiany, szara glina zwałowa (odsl. 71)  
Woikowiany, grey boulder clay (no 71)



3. Rejowiec, glina zwałowa (odsl. 167)  
Rejowiec, boulder clay (no 167)

OSADY MORENOWE

MORAINÉ SEDIMENTS

