

RAFAŁ UNRUG, ADAM CALIKOWSKI

SEDYMENTACJA I PETROGRAFIA WARSTW POŁOMSKICH

(Tabl. XIX—XX i 11 fig.)

Sedimentation and petrology of the Połomia Beds

(Pl. XIX—XX and 11 fig.)

Streszczenie. Praca zawiera charakterystykę sedymentologiczną i petrograficzną warstw połomskich odsłaniających się pomiędzy Błędowem, Zawierciem, Siewierzem i Lublińcem. Autorowie omawiają typy warstwowania i skład granulometryczny warstw połomskich, skład petrograficzny frakcji żwirowych i minerały ciężkie oraz przedstawiają wnioski co do pochodzenia materiału klastycznego i położenia obszaru źródłowego.

WSTĘP

Seria żwirowo-piaszczysta występująca wśród utworów dolnojurajskich na zachodnim obrzeżeniu Jury Krakowsko-Wieluńskiej opisywana była w literaturze geologicznej ubiegłego pięćdziesięciolecia pod nazwą żwirów lub zlepieńców kwarcowych (Premik 1933, Różycki 1930, 1953, Rutkowski 1923). Poglądy tych autorów na stratygrafię utworów dolnojurajskich były rozbieżne, a seria żwirowo-piaszczysta zaliczana była przez nich bądź do liasu, bądź do retyku, a nawet do górnego kajpru. Spangenberg (1940) wprowadził dla serii żwirowej nazwę warstw forstfeldzkich, lecz niekonsekwentnie zaliczył część osadów żwirowych do innych wyróżnionych przez siebie ogniw, tj. do warstw wittendorfskich i wilmsdorfskich (poniżej warstw forstfeldzkich) oraz do warstw helewaldzkich środkowych (powyżej warstw forstfeldzkich). Dopiero monografia retyku i liasu między Krakowem a Wieluniem J. Znoski (1955) przyniosła jednoznaczne ustalenie stratygrafii retyku i liasu omawianego regionu.

Znosko stwierdził, że wszystkie wystąpienia żwirów stanowią jedną serię, którą określił nazwą warstw połomskich i zaliczył do dolnej części liasu alfa 2.

Dalsze badania R ó ż y c k i e g o (1958) i D a d l e z a (1957) przyniosły paralelizację utworów liasowych regionu krakowsko-wieluńskiego i kujawskiego z udokumentowanym paleontologicznie liasem pomorskim. Na tej podstawie Z n o s k o (1959) zrewidował swoje dawniejsze poglądy i przydzielił warstwy połomskie do liasu środkowego.

Brak dokładniejszego opracowania sedymentologicznego i petrograficznego warstw połomskich skłonił autorów do zajęcia się tymi problemami. Wielką pomocą w przeprowadzonych badaniach była wspomniana wyżej monografia Z n o s k i, zawierająca szczegółowe opisy wszystkich ważniejszych odsłoneń liasu w regionie krakowsko-wieluńskim.

Warstwy połomskie są na ogół źle odsłonięte i w bardzo wielu punktach stwierdza się ich obecność jedynie na podstawie występowania żwirów widocznych w polach ornym lub w zwietrzelinie. Możliwość zebrania obserwacji sedymentologicznych i pobrania prób do badań granulometrii i petrografii istnieje tylko w stosunkowo nielicznych żwirowniach eksploatujących warstwy połomskie. Dobre odsłoneńca żwirów połomskich koncentrują się pomiędzy Zawierciem a Lublińcem i z tego obszaru pochodzą zebrane przez autorów obserwacje. Badania terenowe przeprowadzono jesienią 1958 roku. Prace kameralne wykonano w Zakładzie Geologii UJ korzystając z zasiłku Komisji Nauk Geologicznych Oddziału PAN w Krakowie.

Minerały ciężkie opracowała mgr M. K r y s o w s k a, za co autorowie składają jej wyrazy podziękowania.

Autorowie pragną również wyrazić podziękowanie prof. M. K s i ą ż k i e w i c z o w i za cenne uwagi krytyczne, prof. A. B o l e w s k i e m u Przewodniczącemu Komisji Nauk Geologicznych za pomoc finansową w pracach kameralnych, doc. Z b. O b u c h o w i c z o w i za zezwolenie na skorzystanie z materiałów geologicznych Przemysłu Naftowego, Kierownictwu Górnośląskiej Stacji Terenowej IG za pomoc w przeprowadzeniu badań terenowych oraz mgr St. B u k o w e m u za udostępnienie nie publikowanych jeszcze materiałów.

METODYKA BADAŃ

Wykonane prace objęły pomiary struktur kierunkowych, analizę składu granulometrycznego oraz badania składu petrograficznego frakcji żwirowej a także badania składu mineralnego frakcji ciężkiej.

Jak wykazali P o t t e r i S i e v e r (1956), łączne traktowanie wyników pomiarów struktur kierunkowych i badań składu petrograficznego pozwala na wyciąganie wniosków co do położenia i budowy obszaru źródłowego materiału klastycznego.

W czasie pomiarów struktur kierunkowych w terenie zebrano jednocześnie szereg próbek przeznaczonych do badań granulometrii i składu petrograficznego. Po rozdzieleniu próbek na poszczególne frakcje badano skład petrograficzny we frakcjach powyżej 2 mm przeliczając dla każdej frakcji 200 ziarn. Jedynie we frakcjach najgrubszych ilość otoczków w próbce była często mniejsza od 200. W takim przypadku przeliczano wszystkie otoczki. Dla otoczków niektórych typów skał obliczano również stopień obtoczenia.

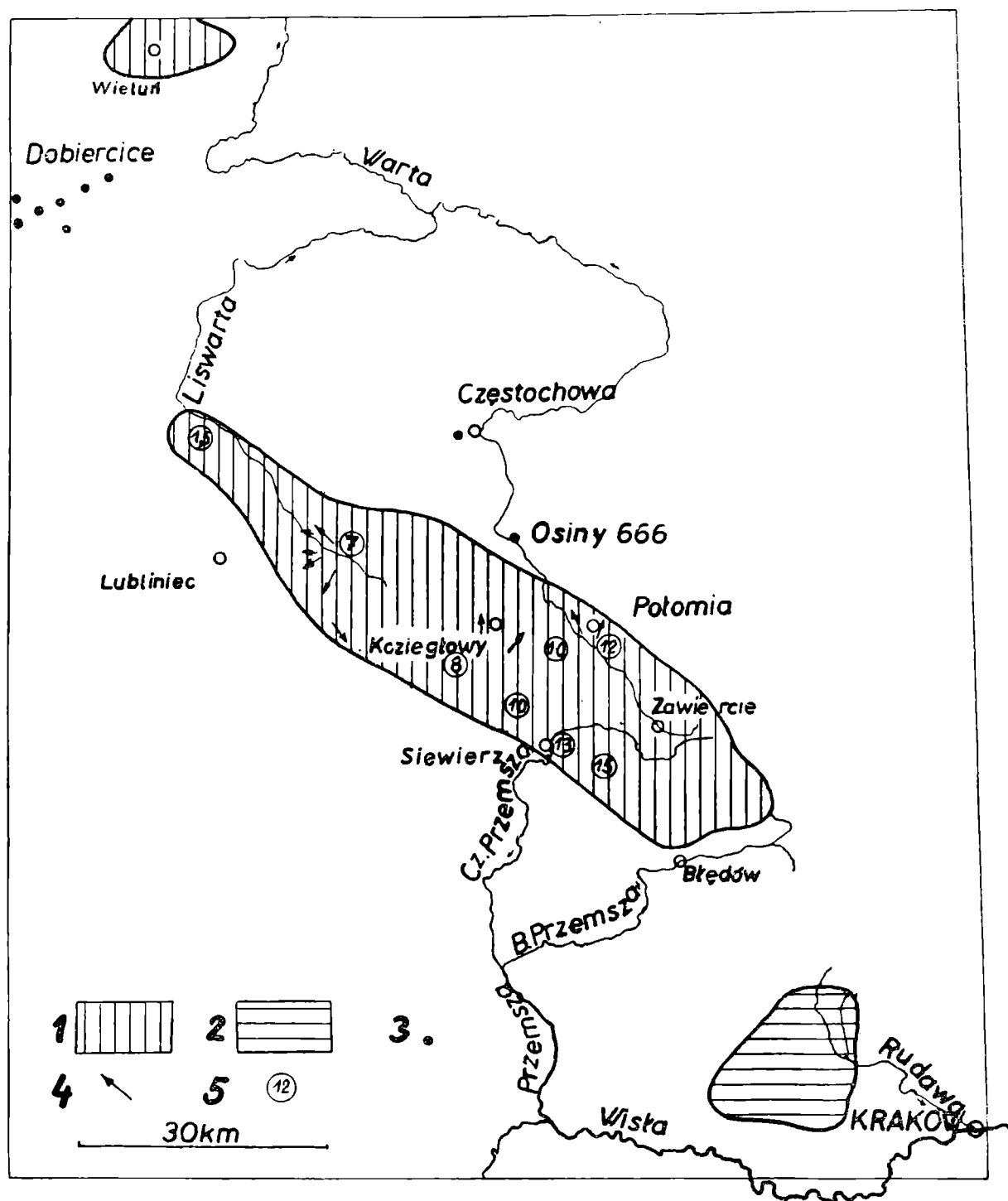


Fig. 1. Schematyczna mapa występowania warstw połomskich. 1 — obszar występowania na powierzchni typowych warstw połomskich; 2 — obszar występowania warstw połomskich w regionie południowym krakowskim; 3 — wiercenia przebijające warstwy połomskie 4 — kierunki warstwowania przekątne; 5 — maksymalna średnica otoczków (częściowo wg I. Znoski)

Fig. 1. Schematic map of outcrops of the Połomia beds. 1 — outcrops of typical Połomia Beds; 2 — outcrops of the Połomia beds in the southern region; 3 — bore-holes piercing the Połomia beds; 4 — directions of current bedding; 5 — maximal diameter of pebbles (Partly after I. Znosko)

Minerały ciężkie wydzielano w bromoformie z frakcji poniżej 0,5 mm. Procentowy skład został ustalony przez przeliczenie 300 ziarn w każdym preparacie. Stopień obtoczenia cyrkonów ustalano dla wszystkich ziarn w każdym z preparatów.

CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA WARSTW POŁOMSKICH

Typy warstwowania

Warstwy połomskie scharakteryzować można ogólnie jako żwiry, żwiry piaszczyste, piaski z otoczkami i piaski. Te różnorodne typy osadu omówione będą bliżej w ustępie poświęconym opisowi składu granulometrycznego.

Poszczególne ławice różniące się składem granulometrycznym są na ogół dość cienkie i mają charakter nieregularnych płaskich soczewek wyklinowujących się na długości kilkunastu metrów. Ławice żwirowe mają zazwyczaj miąższość rzędu 20—30 cm, ławice piaszczyste są nieco grubsze osiągając do 50 cm miąższości.

Charakterystyczną cechą warstw połomskich jest warstwowanie przekątne występujące niemal we wszystkich ławicach. Warstwowanie przekątne polega na nieznacznych zmianach grubości ziarna, często jest podkreślone limonitycznymi brunatnymi smugami rozwijającymi się na bardziej gruboziarnistych, a więc i bardziej porowatych warstewkach. Nachylenie warstewek w żwirach i żwirach piaszczystych jest dość duże i wynosi 25° — 28° . W piaskach warstewki przekątne nachylone są zazwyczaj pod nieco mniejszym kątem około 22° — 25° . W ławicach żwirowych i żwirowo-piaszczystych występuje z reguły warstwowanie przekątne typu torrencjalnego, w którym warstewki przekątne tworzą ostry kąt z powierzchnią spagową ławicy. Piaski z otoczkami i piaski posiadają natomiast warstwowanie przekątne tangencjalne z warstewkami stycznymi do powierzchni spagowej ławicy.

Stropowe partie ławic przekątnie warstwowanych są z reguły ścięte przez erozję i warstewki przekątne tworzą ostre kąty z powierzchnią stropową ławicy. Ławice gruboziarnistych żwirów mają często spąg nierówny i ścinają niżej leżące ławice. Niekiedy obserwuje się w profilu pionowym ławicy przejścia od żwirów piaszczystych do przekątnie warstwowanych piasków z drobnym żwirkiem. Stosunkowo rzadko spotyka się ławice gruboziarnistych żwirów nie uwarstwionych.

Opisane wyżej typy warstwowania widoczne są na fig. 2 przedstawiającej fragment ściany żwirowni w Połomii. Nieregularny, soczewkowy charakter ławic, częste występowanie warstwowania przekątnego, a zwłaszcza warstwowania przekątnego torrencjalnego, ślady erozji w spągu ławic żwirowych oraz naprzemianległość piasków i gruboziarnistych żwirów wskazują, że warstwy połomskie są osadem koryt rzecznych.

W żwirowni w Połomii spotyka się niekiedy ławice żwirowe o nierównym spągu. W zagłębieniach gromadzą się otoczki wyjątkowo dużych rozmiarów. Deformacje warstewek w niżej leżących piaskach wska-

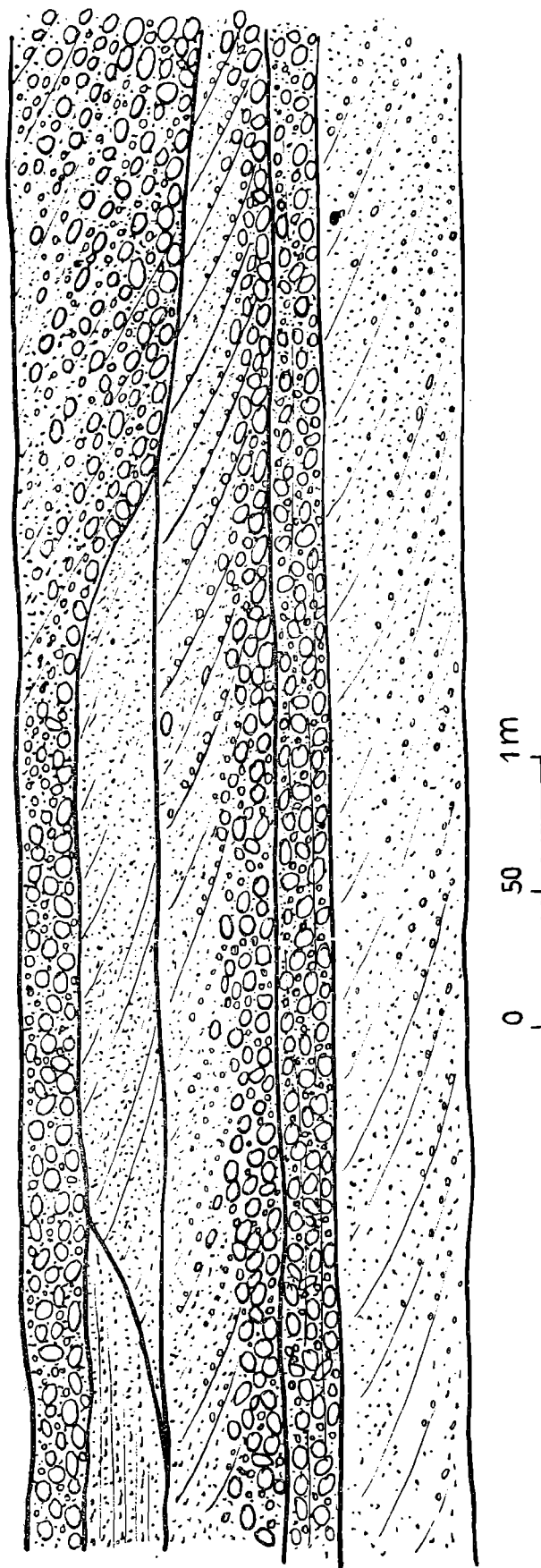


Fig. 2. Fragment ściany żwirowni w Połomii. Widoczne są różnorodne typy warstwowania oraz typy osadu różniące się składem granulometrycznym

Fig. 2. A fragment of the gravel pit at Połomia. Various types of bedding and various types of sediments are shown

zują, że omawiane zagłębienia nie są pochodzenia erozyjnego, lecz powstały przez pogrążanie się lokalnych nagromadzeń dużych otoczaków w podścielającym piasku (fig. 3).

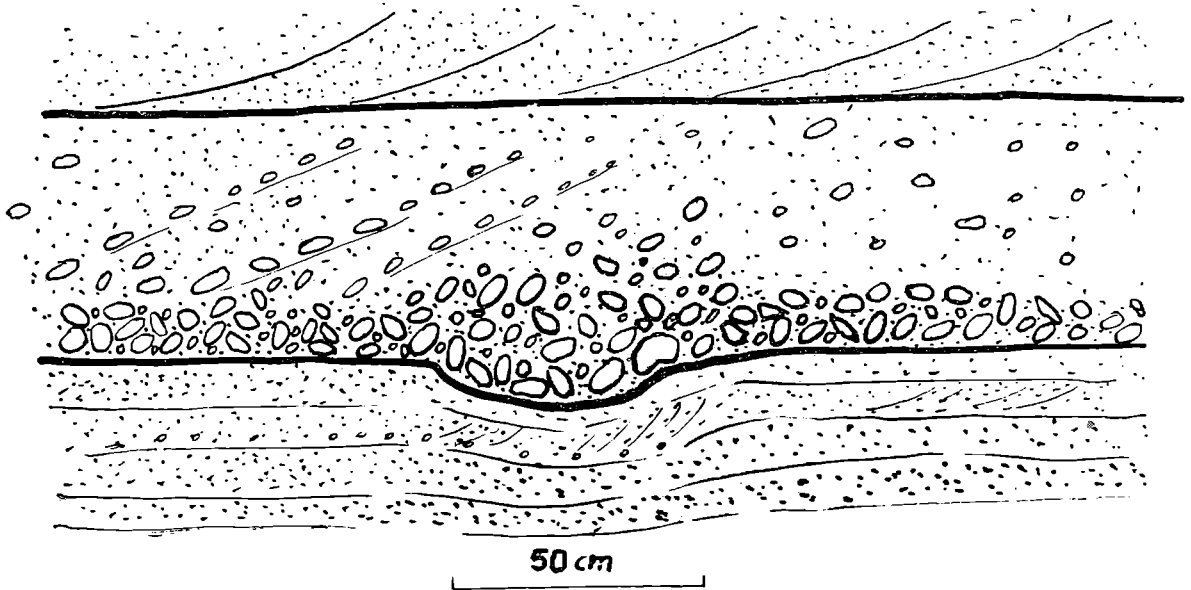


Fig. 3. Pogrążenie się lokalnych nagromadzeń gruboziarnistych żwiru w podścielającej ławicy piasku

Fig. 3. Sinking of local accumulations of large cobbles in the underlying sand bed

Ułożenie otoczaków w żwirach

W żwirach połomskich otoczaki nie wykazują zazwyczaj dachówkowego ułożenia tak charakterystycznego dla osadów rzecznych (U n r u g 1957, Schlee 1957), lecz układają się płasko na powierzchniach warstewek przekątnych. Dachówkowe ułożenie otoczaków występuje zazwyczaj w przemytych, dobrze wysortowanych żwirach odpowiadających kamieniom rzeczny, a żwiry warstw połomskich zawierają zbyt wiele piasku, by otoczaki mogły układać się dachówkowo.

Kierunki warstwowania przekątnego

Wobec braku możliwości wyciągnięcia wniosków o kierunku transportu z orientacji otoczaków najważniejszym wskaźnikiem kierunku transportu pozostaje warstwowanie przekątne.

W poszczególnych odkrywkach kierunki warstwowania przekątnego są dość stałe, natomiast w różnych odkrywkach obserwuje się często znacznie różniące się od siebie kierunki.

W odniesieniu do całości badanego obszaru kierunki warstwowania przekątnego zmieniają się w dosyć szerokich granicach od 145° SE do 40° NE, a więc w sektorze 255° (fig. 4). Azymut dwusiecznej sektora zawierającego pomierzone kierunki warstwowania przekątnego zbliżony

jest do kierunku WNW i pokrywa się z silnie zaznaczającym się maksimum częstości pomierzonych kierunków widocznym na fig. 4. Ten właśnie kierunek przyjmujemy za średni kierunek transportu materiału klastycznego warstw połomskich. Zmniejszanie się maksymalnych średnic

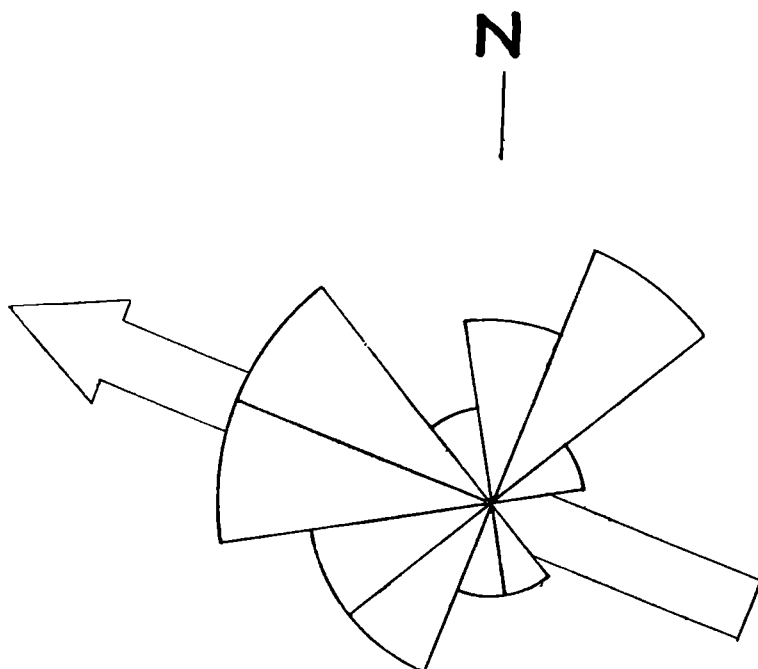


Fig. 4. Kierunki warstwowania przekątnego w warstwach połomskich. Duża biała strzałka oznacza średni kierunek transportu

Fig. 4. Diagram of directions of current bedding in the Połomia beds. Mean direction of transport shown by arrow

otoczków w kierunku północno-zachodnim (fig. 1) wskazuje również na transport z południowego wschodu na północny zachód. Na zmniejszenie się średnic otoczków w kierunku północno-zachodnim i znaczenie tego zjawiska dla określania kierunku transportu materiału klastycznego warstw połomskich zwrócił uwagę po raz pierwszy Z n o s k o (1955).

Zbliżony rozrzut kierunków warstwowania przekątnego obserwowano w piaskowcach górnego karbonu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Gr ad z i ń s k i, R a d o m s k i, U n r u g 1959). Podobny charakter zmienności kierunków warstwowania przekątnego podają P o t t e r i S i e v e r (1956) jako charakterystyczny dla rzecznych i epikontynentalnych osadów klastycznych. Stałość kierunków warstwowania przekątnego w poszczególnych odkrywkach przy jednoczesnym przekładaniu się ławic piaszczystych i żwirowych wskazuje na stosunkowo znaczną trwałość czynników morfologicznych wpływających na lokalny kierunek transportu. Natomiast różnice pomiędzy kierunkiem transportu w poszczególnych odkrywkach odzwierciedlają przesuwanie się nurtu rzeki oraz lokalną zmienność jej kierunku. Wniosek ten jest zgodny z obserwacjami Z n o s k i (1955), który wielokrotnie podkreśla, że żwiry warstw połomskich zostały złożone w wyerodowanych dolinach i niejednokrotnie leżą hipsometrycznie niżej od starszych utworów kajprowych.

Lokalne zróżnicowanie kierunków warstwowania przekątnego daje się zauważyć w okolicy Nowej Wsi — Połomii i Boronowa — Psarów. W Połomii przeważał kierunek północny, w Boronowie — zachodni.

Skład granulometryczny

Uwagi metodyczne

Użyteczność analizy składu ziarnowego dla określenia środowiska sedymentacyjnego oraz dla celów korelacji i określania zmienności regionalnej osadów jest powszechnie uznana. Literatura dotycząca analizy granulometrycznej jest bardzo bogata i trudno cytować ją tu w całości. Obszerne omówienia starszej literatury tego przedmiotu znaleźć można w podręcznikach sedymentologii (Krumbein i Pettijohn 1938, Pettijohn 1949). W ostatnich latach wprowadzono do praktyki sedymentologicznej parametry charakteryzujące krzywą składu ziarnowego, łatwe do obliczania i odpowiadające momentom używanym powszechnie w statystyce dla charakteryzowania szeregów rozdzielczych.

Propozycje zastosowania tego rodzaju parametrów wysuwane były przez różnych autorów (Krumbein 1936, Otto 1939). Ostatnio zespoły parametrów opisujących krzywą składu ziarnowego wprowadzili Inman (1952) oraz Folk i Ward (1957). Parametry Inmana mają zastosowanie dla krzywych składu ziarnowego zbliżonych do normalnych, a parametry Folka i Warda dla polimodalnych i asymetrycznych krzywych składu ziarnowego.

Analiza składu ziarnowego żwirów połomskich przedstawiona niżej ma na celu dostarczenie danych dla porównania żwirów połomskich z innymi seriami żwirowymi występującymi w lasie. Z tego względu zastosowano analizę krzywych składu ziarnowego metodą Folka i Warda, dostarczającą danych liczbowych, które wygodnie jest porównywać z wynikami badań innych serii.

Skład ziarnowy charakteryzują następujące parametry¹):

średnia średnica (mean diameter),

współczynnik dyspersji (standard deviation), który jest miarą wysortowania osadu,

współczynnik asymetrii (skewness) informujący o przewadze materiału o średnicy większej lub mniejszej od średniej średnicy,

eksczes (kurtosis) wskazujący, czy krzywa jest bardziej stroma, czy bardziej płaska od krzywej normalnej (Gaussa).

Parametry te oblicza się wg następujących wzorów:

$$\text{średnia średnica } M_z = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$$

$$\text{współczynnik dyspersji } \sigma_1 = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6}$$

¹ Terminologia polska dla parametrów statystycznych charakteryzujących skład ziarnowy wg A. Weryhy (1954).

$$\text{współczynnik asymetrii } Sk_I = \frac{\phi 16 + \phi 84 + 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} +$$

$$+ \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}$$

$$\text{eksczes } K_G = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2,44(\phi 75 - \phi 25)}$$

We wszystkich tych wzorach percentyle np. $\phi 5$ itp. oznaczają średnice frakcji, od której 5% (wagowo) ziarn jest większe. Wartości percentyli wchodzących do wzorów odczytuje się z krzywych kumulacyjnych składu ziarnowego wykreślanych w specjalnym układzie współrzędnych. Na osi odciętych odkłada się średnice ziarn w logarytmicznej skali „phi” wprowadzonej przez Krumbeina (1938). W skali tej $\phi = -\log_2$ średnicy w mm. Na osi rzędnych odkładane są procenty w zmodyfikowanej skali logarytmicznej wprowadzonej przez Otto (1939) i Inmana (1952).

Skład granulometryczny warstw połomskich

W celu zbadania składu granulometrycznego warstw połomskich przeprowadzono analizę mechaniczną 11 próbek zebranych w Połomii (próbki L_1, L_2, L_3 i L_4), Lgocie Górnej (próbka L_5), Gniazdowie (próbki L_6 i L_7), Psarach (próbka L_8) i Boronowie (próbki L_9, L_{10} i L_{11}), to jest na odcinku długości około 40 km, równoległym do stwierdzonego kierunku transportu. Próbki przesiewane były przez sита o średnicy oczek 32 mm, 16 mm, 8 mm, 4 mm, 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm i 0,125 mm, co odpowiada w skali ϕ szeregowi wartości: —5, —4, —3, —2, —1, 0, 1, 2, 3.

Wychody poszczególnych frakcji w badanych próbach zestawione są w tabeli 1 w celu umożliwienia w przyszłości porównania granulometrii warstw połomskich z innymi seriami żwirowymi występującymi w liasie.

Tabela 1

Skład granulometryczny 11 próbek z warstw połomskich

Nr próbki Pozostałość na sicie w % wagowych	L_1	L_2	L_3	L_4	L_5	L_6	L_7	L_8	L_9	L_{10}	L_{11}
— 5 ϕ	7,7	—	41,3	—	—	6,2	—	6,2	1,6	—	—
— 4 ϕ	7,3	—	17,7	—	5,4	8,7	—	21,1	8,8	—	9,0
— 3 ϕ	11,2	—	8,4	—	20,2	7,4	—	16,9	14,2	—	19,6
— 2 ϕ	26,4	11,0	7,4	3,2	35,7	6,7	16,6	13,6	13,1	9,3	18,3
— 1 ϕ	2,7	2,2	2,0	2,9	11,2	31,6	2,6	4,1	4,1	2,0	5,6
0 ϕ	5,8	14,7	2,6	8,8	19,9	6,5	3,8	7,3	4,7	5,3	6,1
1 ϕ	17,4	27,5	10,4	61,3	12,6	7,4	35,6	12,2	12,3	14,9	28,2
2 ϕ	18,4	38,0	8,4	19,0	3,1	22,3	37,7	12,0	38,0	60,0	10,6
3 ϕ	3,4	6,6	1,8	4,7	1,9	3,2	3,7	6,6	2,3	8,5	2,5

Wśród badanych próbek wyróżnić można 4 typy odpowiadające wymienionym poprzednio typom osadu (str. 4): Próbką L_3 odpowiada gruboziarnistym żwirom, próbki L_1, L_5, L_6, L_8, L_9 i L_{11} odpowiadają żwirom

piaszczystym, próbki L₂, L₇ i L₁₀ odpowiadają piaskom z otoczkami, a próbka L₄ piaskom. Wyniki analizy statystycznej krzywych składu ziarnowego zestawione są w tabeli 2, a krzywe składu ziarnowego i histogramy przedstawiają fig. 5 i fig. 6.

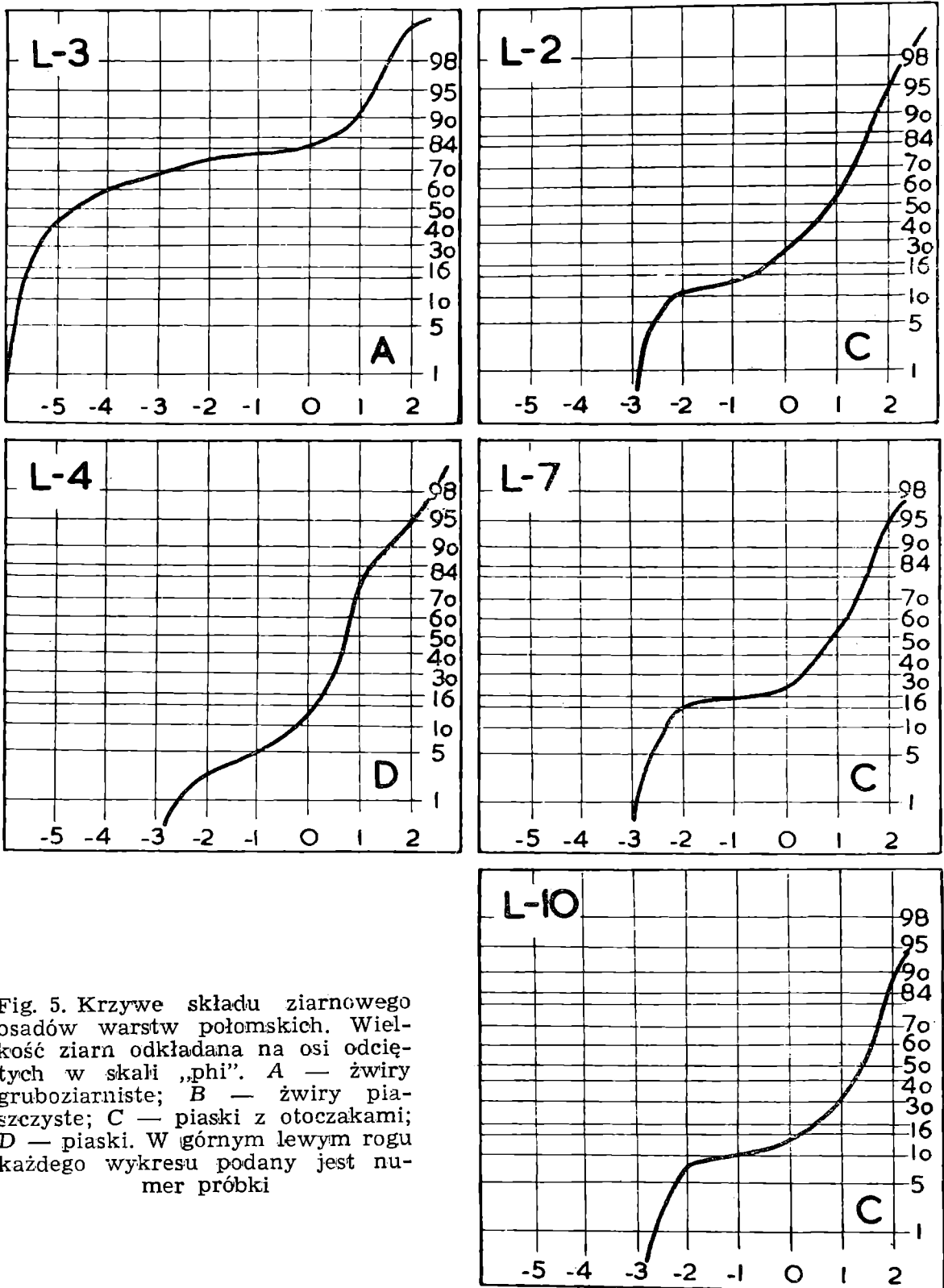


Fig. 5. Krzywe składu ziarnowego osadów warstw połomskich. Wielkość ziarn odkładana na osi odciętych w skali „phi”. A — żwiry gruboziarniste; B — żwiry piaszczyste; C — piaski z otoczkami; D — piaski. W górnym lewym rogu każdego wykresu podany jest numer próbki

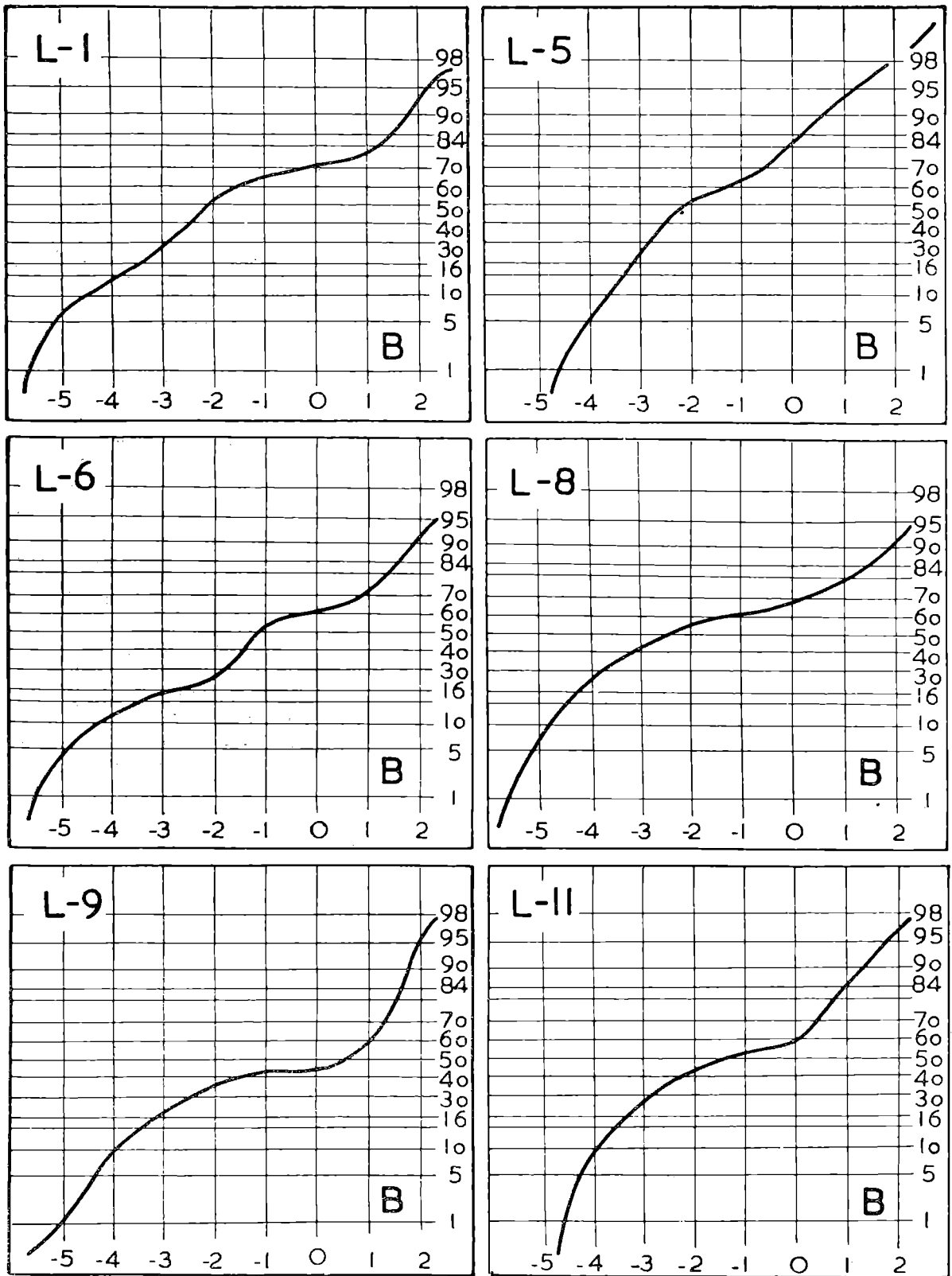
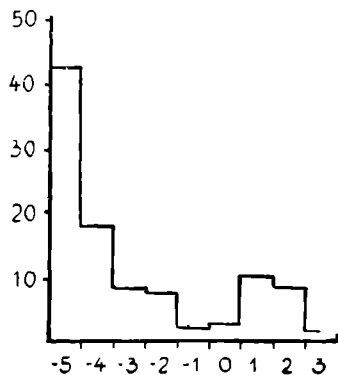
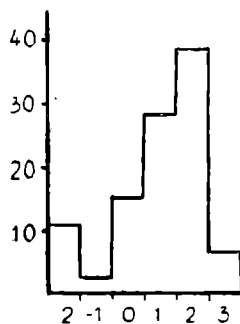


Fig. 5. Granulometric composition of various types of sediments of the Połomia beds. The grain size is shown on abscissae in the phi scale. A — coarse-grained gravels; B — sandy gravels; C — pebbly sands; D — sands. Numbers of samples shown in upper left corners

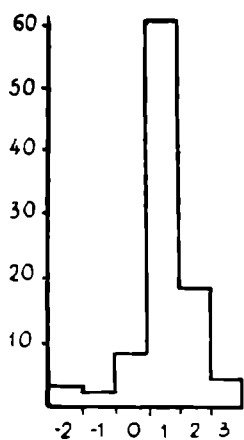
L-3 A



L-2 C



L-4 D



L-7 C

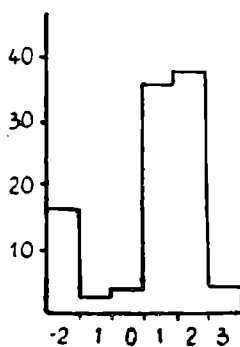
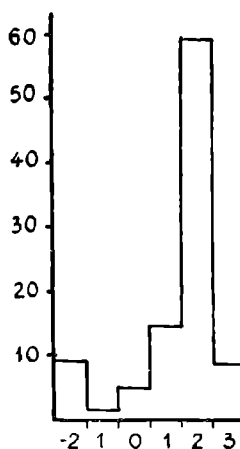


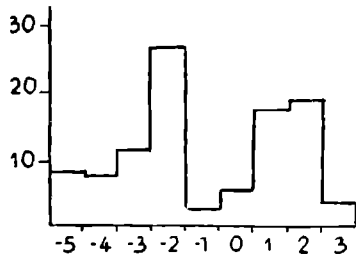
Fig. 6. Histogramy składu ziarnowego osadów warstw połomskich. Wielkość ziarn odkładana na osi odciętych w skali „phi”. A — żwiry gruboziarniste; B — żwiry piaszczyste; C — piaski z otoczkami; D — piaski. Numery próbek podane przy każdym histogramie

Fig. 6. Histograms of the granulometric composition of various types of sediments of the Połomia beds. The grains size is presented in the „phi” scale. A — coarse-grained gravels; B — sandy gravels; C — pebbly sands; D — sands. Numbers of samples are shown besides histograms

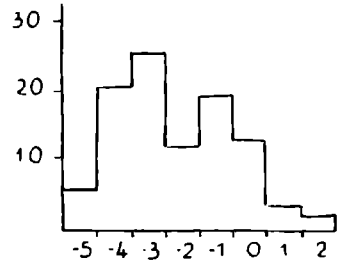
L-10 C



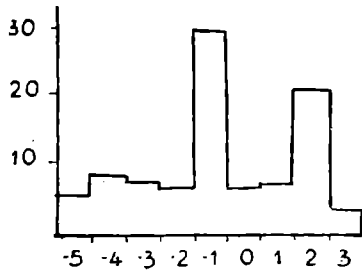
L 1 B



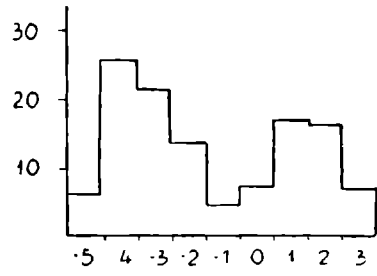
L -5 B



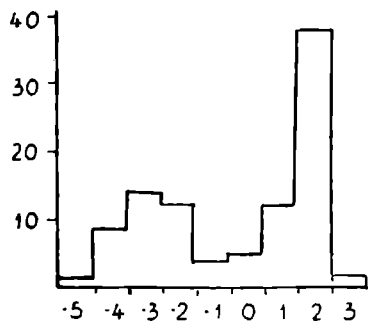
L-6 B



L -8 B



L -9 B



L -11 B

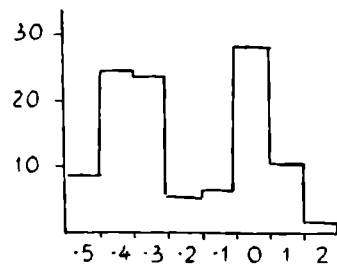


Tabela 2

Analiza statystyczna krzywych składu ziarnowego

Typ osadu	żwiry gruboziarniste
Nr próbki	L ₃
Średnia średnica w jednostkach ϕ	- 3,33
Współczynnik dyspersji w jednostkach ϕ	2,58
Współczynnik asymetrii	+ 0,70
Eksces	0,83

Typ osadu	żwiry piaszczyste					
Nr próbki	L ₁	L ₅	L ₆	L ₈	L ₉	L ₁₁
Średnia średnica w jednostkach ϕ	-1,47	-1,73	-1,16	-1,80	-0,47	-1,30
Współczynnik dyspersji w jednost. ϕ	2,44	1,63	2,42	2,54	2,23	2,01
Współczynnik asymetrii	+0,27	+0,30	-0,01	+0,30	-0,54	+0,02
Eksces	0,73	0,82	0,66	0,68	0,60	0,66

Typ osadu	piaski z otoczkami		
Nr próbki	L ₂	L ₇	L ₁₀
Średnia średnica w jednostkach ϕ	+0,54	+0,10	+1,17
Współczynnik dyspersji w jednostkach ϕ	1,25	1,60	1,14
Współczynnik asymetrii	-0,78	-0,60	-0,48
Eksces	1,25	1,45	1,92

Typ osadu	piaski
Nr próbki	L ₄
Średnia średnica w jednostkach ϕ	+0,77
Współczynnik dyspersji w jednostkach ϕ	0,75
Współczynnik asymetrii	-0,03
Eksces	2,62

Jak wynika z tabeli 2, dominujące w warstwach połomskich typy osadu, to jest żwiry piaszczyste i piaski z otoczkami mają bardzo wyraźnie zarysowany charakter. Średnia średnica dla sześciu próbek żwirów piaszczystych wynosi $-1,32\phi$, współczynnik dyspersji $2,21\phi$. Według klasyfikacji F o l k a i W a r d a (1957) żwiry piaszczyste są więc bardzo źle wysortowane. Współczynnik asymetrii jest najmniej stałym parametrem. Najliczniejsze są próbki o wartości współczynnika asymetrii około

+ 0,30, co wskazuje na przewagę frakcji grubszych od średniej średnicy. Druga grupa krzywych ma wartości współczynnika asymetrii bliskie zera, co wskazuje na symetryczny ich charakter. Próbką L_9 odbiega od opisanych dwóch typów, wykazując ujemny współczynnik asymetrii, a zatem przewagę frakcji drobniejszych od średniej średnicy. Eksces ma charakter stały. Średnia jego wartość dla sześciu próbek żwirów piaszczystych wynosi 0,68, co wskazuje na krzywe bardziej płaskie od krzywej normalnej, dla której wartość ekscesu wynosi 1,00.

Średnia średnica trzech próbek piasków z otoczkami wynosi + 0,60 ϕ . Średni współczynnik dyspersji ma wartość 1,33 ϕ . Piaski te są więc źle wysortowane. Średnia wartość współczynnika asymetrii wynosi — 0,60, co wskazuje na dużą przewagę frakcji drobniejszych od średniej średnicy. Średnia wartość ekscesu 1,54 charakteryzuje krzywe jako bardzo strome.

Analizowano tylko po jednej próbce żwirów i piasków, odrębny charakter tych typów osadów zaznacza się jednak bardzo wyraźnie. Żwiry gruboziarniste są bardzo źle wysortowane, mają bardzo silną przewagę frakcji grubszych od średniej, a ich krzywa składu ziarnowego jest płaska.

Piaski są natomiast dość dobrze wysortowane, a ich krzywa składu ziarnowego jest prawie symetryczna i bardzo stroma.

Charakter uwarstwienia żwirów połomskich oraz charakterystyczna bimodalność histogramów składu ziarnowego (fig. 6) wskazują niedwuznacznie na rzeczny charakter osadu.

Trudno zdecydować w chwili obecnej, czy wyniki analizy składu granulometrycznego mogą dostarczyć informacji o pochodzeniu materiału warstw połomskich, gdyż brak jest materiałów porównawczych dotyczących zarówno starszych, jak i współczesnych osadów.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA ŻWIRÓW Z WARSTW POŁOMSKICH

Skład petrograficzny żwirów połomskich jest znacznie bardziej urozmaicony, niżby to wynikało z dawniejszych opisów. W żwirach wyróżnić można dwie grupy składników: do pierwszej należą skały, których otoczki występują w żwirach pospolicie, do drugiej skały rzadkie napotkane w ilości kilku, a nawet pojedynczych otoczek.

Do pospolitych składników żwirów należą: kwarcy, kwarcyty, zlepieńce, hematyty krzemionkowe, litydy i różnorodne wapienie. Rzadkie składniki żwirów to łupki kwarcytowe, arkozy skwarcytyzowane, piaskowce glaukonitowe, wylewne skały magmowe, ułamki skrzemieniałego drewna i różnorodne skały krzemionkowe.

Skład petrograficzny siedmiu próbek żwirów zestawiony jest w tabeli 3.

Z tabeli 3 widać, że skład petrograficzny żwirów jest różny w różnych klasach wielkości otoczek. Frakcje drobniejsze zawierają więcej kwarcu, frakcje grubsze więcej kwarcytu. Być może jest to spowodowane rozkruszaniem opisanych niżej gruboziarnistych zlepieńców kwarcytowych, gdyż suma procentowej zawartości otoczek kwarcu i kwarcytu jest wartością niemal stałą dla wszystkich frakcji. Również stała jest procen-

Tabela 3

Procentowy skład petrograficzny żwirów z warstw połomskich

Nr próbki	L ₁	L ₃	L ₅	L ₆	L ₈	L ₉	L ₁₁
Fracja 1-2 ϕ (2-4 mm)							
Kwarzec biały i szary	67,0	66,8	71,5	53,7	37,7	46,0	48,3
Kwarzec różowy	4,0	8,2	6,0	11,1	9,1	17,3	19,5
Kwarcyt	20,0	12,2	3,7	16,8	21,4	12,0	16,6
Hematyty krzemionkowe	—	1,1	1,0	1,5	0,9	2,9	3,4
Lidyt	2,0	1,7	0,5	2,3	—	1,6	2,0
Wapień	7,0	10,0	16,3	14,6	30,0	20,2	10,2
Różne	—	—	—	—	0,9	—	—
Fracja 2-3 ϕ (4-8 mm)							
Kwarzec biały i szary	49,0	39,5	52,0	45,7	44,3	40,0	39,5
Kwarzec różowy	8,0	6,0	8,0	10,0	12,2	11,1	16,2
Kwarcyt	22,3	36,5	23,6	18,3	22,2	21,3	17,4
Hematyty krzemionkowe	0,3	2,0	2,7	3,5	1,7	1,7	5,8
Lidyt	2,6	—	1,7	3,6	3,0	3,3	2,6
Wapień	17,0	11,0	12,0	17,8	16,6	22,5	13,5
Różne	1,1*	5,0**	—	1,1***	—	—	5,0****
Fracja 3-4 ϕ (8-16 mm)							
Kwarzec biały i szary	30,0	30,2	47,3	47,5	42,7	39,5	29,0
Kwarzec różowy	6,0	3,0	8,1	10,5	10,8	7,2	19,0
Kwarcyt	44,0	54,3	30,0	22,7	29,9	30,1	35,0
Hematyty krzemionkowe	1,5	0,8	2,0	3,4	2,5	2,6	3,2
Lidyt	2,0	—	2,0	5,0	3,7	3,2	1,2
Wapień	15,0	10,0	10,6	10,1	10,4	16,9	9,9
Różne	1,5**	1,7**	—	0,8***	—	0,5	2,7***
Fracja 4-5 ϕ (16-32 mm)							
Kwarzec biały i szary	16,2	12,8	16,7	45,0	55,4	53,9	34,0
Kwarzec różowy	—	1,3	—	—	—	—	—
Kwarcyt	77,4	75,0	50,0	47,5	36,8	28,9	43,2
Hematyty krzemionkowe	—	—	8,3	—	0,7	3,7	4,5
Lidyt	—	—	8,3	2,5	0,7	—	—
Wapień	3,2	4,5	16,7	5,0	6,4	13,5	—
Różne	3,2**	6,4†	—	—	—	—	2,3****
Fracja 5-6 ϕ (32-64 mm) (tylko próbka L₃)							
Kwarzec biały i szary	—	3,4	—	—	—	—	—
Kwarcyt	—	74,7	—	—	—	—	—
Wapień	—	3,4	—	—	—	—	—
Różne	—	18,5††	—	—	—	—	—

* łupki kwarcytowe

** arkozy czarne.

*** arkozy brunatne.

**** różne skały krzemionkowe.

† w tym: łupki kwarcytowe 1,3, arkozy czarne 1,3, piaskowce glaukonitowe 1,3, różne skały krzemionkowe 2,5.

†† w tym: łupki kwarcytowe 1,7, piaskowce białe glaukonitowe 6,7, arkoza czarna 1,7, różne skały krzemionkowe 8,4.

Średni skład petrograficzny żwirów w różnych klasach wielkości

Fracja	2—4 mm	4—8 mm	8—16 mm	16—32 mm	32—64* mm
Kwarciec biały i szary	56,2	45,6	38,0	33,7	3,4
Kwarciec różowy	10,8	9,8	9,1	0,3	0,0
Kwarciec w ogólności	67,0	55,4	47,1	34,0	3,4
Kwarcyt	14,8	23,8	37,4	51,9	74,7
Hematyty krzemionkowe	1,3	2,7	2,2	2,7	0,0
Lidyt	1,4	2,1	2,2	1,9	0,0
Wapień zsylikowany	15,4	14,6	10,1	7,6	3,4
Różne	0,1	1,4	1,0	1,9	18,5

* tylko próbka L₃.

towa zawartość hematytów krzemionkowych i lidytu, natomiast zawartość wapieni maleje od frakcji drobniejszych ku grubszym. Średni skład petrograficzny żwirów połomskich w różnych klasach wielkości zestawiony jest w tabeli 4.

SZCZEGÓŁOWE OPISY PETROGRAFICZNE OTOCZAKÓW ZE ŻWIRÓW POŁOMSKICH

A. K w a r c e

W żwirach połomskich pospolicie występują otoczaki kwarcu żyłowego barwy śnieżnobiałej, szarej, żółtej i różowej. Niekiedy spotyka się otoczaki białego kwarcu poprzecinane żyłkami minerałów rudnych. Wyróżnić można dwie odmiany kwarcu: grubokrystaliczną i drobnokrystaliczną. Otoczaki kwarcu drobnokrystalicznego są zwykle bardzo silnie spękane. Charakterystycznym elementem są otoczaki kwarcu różowego, występujące w ilości około 10% we frakcjach drobniejszych i zanikające gwałtownie we frakcji powyżej 16 mm. Otoczaki takie występują w opisanych niżej zlepieńcach kwarcytowych. Otoczaki różowego kwarcu pochodzą, jak się wydaje, z rozkruszenia tych zlepieńców, gdyż największe średnice luźnych otoczek odpowiadają dokładnie największym średnicom otoczek w zlepieńcach.

B. K w a r c y t y

Pod nazwą kwarcytu w tabeli 3 i tabeli 4 potraktowano łącznie zlepieńce kwarcytowe oraz kwarcyty grubo- średnio- i drobnoziarniste. Pomimo dość znacznych różnic w wielkości ziarn wszystkie te skały wykazują podobny charakter.

Wielkość otoczek w zlepieńcach dochodzi do 2 cm, najczęściej jednak spotyka się odmiany, w których średnica otoczek nie przekracza 1 cm. Zlepieńce zbudowane są z otoczek białego, szarego, żółtego i róż-

żowego kwarcu, czerwonego hematytu krzemionkowego i lidyty. Charakterystycznymi cechami są dobre wysortowanie i niski stopień obtoczenia ziarn. Spoiwo zlepieńców jest krzemionkowe.

Kwarcyty zbudowane są z dobrze wysortowanych i dobrze obtoczonych ziarn kwarcu. Jedynie w odmianach drobnoziarnistych obtoczenie ziarn kwarcu jest słabe. Spoiwo krzemionkowe jest całkowicie przekryształizowane i tworzy silnie rozwinięte obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu. Ziarna kwarcu wykazują często faliste wygaszanie lub mozaikowe zgranulowanie. Barwa kwarcytów jest różowa, brunatnoszara lub szara.

Kwarcyty drobnoziarniste przeważają ilościowo nad innymi typami skał. W próbce L₃ stwierdzono we frakcji 32—64 mm 13,5% otoczków zlepieńca o średnicy ziarn powyżej 2 mm i 86,5% otoczków psammitowego kwarcytu. We frakcji 8-16 mm stwierdzono 16,5% otoczków kwarcytu gruboziarnistego o średnicy ziarn powyżej 0,5 mm i 83,5% otoczków kwarcytu drobnoziarnistego. Mikrofotografie płytek cienkich różnych typów kwarcytów przedstawione są na tabl. XIX fig. 1—3.

Do kwarcytów zaliczono też sporadycznie spotykane otoczki źle wysortowanych zlepieńców kwarcowych o spoiwie krzemionkowo-żelazistym barwy fioletowej oraz otoczki źle wysortowanych zlepieńców zbudowanych z ziarn kwarcu i różowego kwarcytu.

C. Hematyty krzemionkowe

Otoczaki skał hematytów krzemionkowych są bardzo charakterystycznym składnikiem żwirów połomskich dzięki swej ciemnoczerwonej barwie. Są to skały bardzo twarde zbudowane z hematytu impregnowanego krzemionką.

Krzemionka tworzy też cienkie, szare żyłki i nieregularne skupienia. Spotyka się również otoczki poprzecinane grubymi, nieregularnymi żyłkami białego kwarcu. Partie skały słabiej impregnowane krzemionką przybierają wskutek wietrzenia hematytu barwę ceglastą.

W płytce cienkiej widoczne są groniaste skupienia hematytu o strukturze kryptokrystalicznej, nieprzeźroczyste lub przeświecające brunatno w świetle przechodzącym. W świetle odbitym hematyt ma barwę cynobrową. Skała hematytowa impregnowana jest nieregularnymi skupieniami mikrokryształicznego chalcedonu i poprzecinana cienkimi chalcedonowymi żyłkami. Występują też nieregularne skupienia i żyłki substancji izotropowej, przeźroczystej lub szarozielonkawej o budowie drobnołuseczkowej należącej prawdopodobnie do leptochlorytu. W żyłkach kwarcowych tkwią niekiedy bardzo drobne łuseczki hematytu przeświecające czerwono (tabl. XIX, fig. 4).

Hematyty krzemionkowe posiadają niekiedy strukturę oolitową. Pod lupą przelam takiej skały ujawnia się jako nieco ziarnisty. W płytce cienkiej widoczne są oolity o jądrach hematytowych, z chalcedonowymi otoczkami o strukturze sferolitycznej. Przestrzenie pomiędzy oolitami wypełnione są hematytem.

Skupienia oolitów mają nieregularne kształty i porozdzielane są smugami drobnokrystalicznego chalcedonu. Jądra hematytowe oolitów mają średnicę około 0,05 mm. Przy nikolach skrzyżowanych widoczna jest sfe-

rolityczna budowa oolitów. Średnice całych oolitów z otoczkami chalcedonowymi wynoszą 0,1 — 0,2 mm. Niekiedy jeden oolit zawiera dwa jądra hematytowe (tabl. XIX, fig. 5).

D. Lidyty

Są to skały barwy ciemnoszarej lub czarnej, często poprzecinane żyłkami szarego kwarcu. Niekiedy zaznacza się w nich tekstura łupkowa. Pod mikroskopem widać, że skała składa się z drobnokrystalicznego chalcedonu i poprzecinana jest licznymi krzyżującymi się żyłkami kwarcowymi. W chalcedonie tkwią nieregularnie porozrzucane drobne ziarna pirytu nadające skale ciemne zabarwienie (tabl. XIX, fig. 6).

Niekiedy spotyka się też otoczki lidyty o strukturze organicznej. Otoczki takie mają barwę szarą z nieregularnymi czarnymi plamami. Makroskopowo zaobserwować można w skale liczne igły gąbek. W płycie cienkiej widać, że skała zbudowana jest z mikrokryształicznego chalcedonu. Okrągłe i eliptyczne przekroje igieł gąbek wypełnione są nieco bardziej gruboziarnistym chalcedonem. Widoczne są też dwuklapowe skorupki o eliptycznym przekroju i średnicach dochodzących do 1,2 mm, ze słabo zachowanymi ściankami wapiennymi i wnętrzem wypełnionym agregatami krystalicznego kwarcu. Prawdopodobnie skorupki te należą do małżoraczków. Ciemne zabarwienie nadaje skale piryt bardzo drobno rozproszony w chalcedonie (tabl. XIX, fig. 7).

E. Wapienie zsylikowane

W żwirach połomskich występują różnorodne typy wapieni, które podzielić można na trzy grupy.

Pierwszą grupę stanowią wapienie szare, białe, kremowe i różowe z żyłkami kwarcowymi. Żyłki kwarcowe są różnej grubości, przebiegają nieregularnie, często są porozrywane. Wszystkie te wapienie są całkowicie zsylikowane. Węglan wapnia wyparty został przez mikrokryształiczny chalcedon. W ciemnych wapieniach obficie występuje piryt w postaci nieregularnie porozrzucanych ziarn, impregnacji i nieregularnych żyłek. Rzadziej spotyka się izotropowe płyty jasnoszarego lub przezroczystego opalu. Otoczki tego typu wapieni spotykane są dość rzadko (tabl. XIX, fig. 8).

Drugi typ stanowią wapienie białe i kremowoszare o wyraźnie widocznych, lecz trudnych do oznaczenia strukturach organicznych. W okazie o najwyraźniejszych strukturach organicznych widoczne są przekroje delikatnych skorupek małży, fragmenty gąbek i glonów. Najczęściej spotyka się przekroje skorup, fragmenty glonów i źle zachowane stromatopory. Również i te wapienie są całkowicie zsylikowane. Struktury organiczne zbudowane są ze stosunkowo grubokrystalicznej krzemionki i tkwią w mikrokryształicznym chalcedonie. W niektórych odmianach wapieni sylikacja jest tak intensywna, że wszelkie struktury organiczne są zupełnie zatarte (tabl. XX, fig. 1).

Do trzeciego typu należą białe lub kremowoszare wapienie wietrzejące

na kolor bladożółty. Niektóre otoczaki tych wapieni wykazują obecność nieregularnych plam szarej lub brunatnej krzemionki. Wapienie te są całkowicie zsylikowane, węglan wapnia wyparty jest przez mikrokryształiczny chalcedon. Charakterystyczna jest obecność plam izotropowego brunatnego lub przezroczystego opalu. W ciemniej zabarwionych odmianach występują rozproszone drobne ziarna pirytu.

Opisane wyżej typy skał stanowią pospolite składniki żwirów połomskich, występujące we wszystkich próbkach w ilości nie mniejszej niż 1,0%. Przechodzimy teraz do opisu petrograficznego rzadkich składników żwirów, które występują tylko w niektórych próbkach w ilości paru procent bądź też znajdowane są prawie we wszystkich próbkach jako pojedyncze otoczaki.

F. Arkozy czarne

Są to skały barwy czarnej lub ciemnoszarej. Na powierzchniach przełamania oraz na powierzchniach otoczków widoczne są jasne ziarna zwierzających skaleni lub drobne dziurki powstałe wskutek wyługowania produktów ich rozkładu. Niekiedy skała poprzecinana jest cienkimi, jasnymi żyłkami kwarcowymi.

W płycie cienkiej widoczne są angularne ziarna kwarcu o średnicach 0,2 — 0,9 mm. Ziarna kwarcu wykazujące dość dobre obtoczenie są rzadkie. Większość ziarn wykazuje faliste wygaszanie, liczne są też ziarna zgranulowane mozaikowo. Obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu są dość słabo rozwinięte.

Ziarna skaleni o średnicach około 0,5 mm są zupełnie rozłożone i przeobrażone w mikrokryształiczny agregat kwarcowo-serycytowy. Ciemne zabarwienie skały wywołane jest obecnością bardzo drobno rozproszonego pirytu, który tworzy otoczki na ziarnach kwarcu oraz koncentruje się w rozłożonych skaleniach (tabl. XX, fig. 2).

Opisany typ skały średnioziarnistej, nie zmetamorfizowanej spotykany jest najczęściej. Rzadziej występuje typ gruboziarnisty, odznaczający się jaśniejszą barwą, w którym średnica ziarn kwarcu wynosi od 1,0 do 4,0 mm. W otoczkach tej gruboziarnistej odmiany produkty rozkładu skaleni są całkowicie wyługowane. Niekiedy spotyka się też otoczaki arkozy lekko zmetamorfizowanej o łupkowej teksturze. W szlifie mikroskopowym widoczne są zgranulowane mozaikowo ziarna kwarcu i liczne świeże ziarna mikroklinu o charakterystycznej kratkowej strukturze. Błaszki muskowitu podkreślają swym ułożeniem łupkową teksturę skały.

G. Arkozy szarobrunatne

Stanowią odmianę występującą nieco rzadziej od arkoz czarnych. Są to skały barwy jasno-szaro-brunatnej. Na świeżym przełamie widoczne są ziarna różowych skaleni o średnicach dochodzących do 1,5 mm, tkwiące w zupełnie jednorodnej masie szarego, lekko przeświecającego kwarcu.

W płycie cienkiej widoczna jest struktura kwarcytowa skały. Pierwotne kształty klastycznych ziarn kwarcu są zupełnie zatarte. Znaczna część ziarn kwarcu wykazuje faliste wygaszanie lub mozaikowe zgranu-

lowania. Skalenie należą do mikroklinu i mają charakterystyczną kratkową strukturę. Ziarna mikroklinu są zupełnie świeże. Bardzo drobne blaszki muskowitu porozrzucane są beładnie w skale (tabl. XX, fig. 3).

H. K w a r c y t y c z a r n e

Skala barwy czarnej, drobnoziarnista, bardzo twarda. Pod mikroskopem widoczna jest struktura kwarcytowa. Pierwotne kształty klastycznych ziarn kwarcu są zupełnie zatarte. W jednym przypadku obserwowano zachowane resztki bladezielonego niepleochroitycznego spoiwa, prawdopodobnie leptochlorytowego.

I. R o g o w c e b r u n a t n e

Skala barwy brunatnej z nieregularnymi żyłkami szarego kwarcu. Rozbite otoczki ujawniają niekiedy obecność nie dających się bliżej oznaczyć struktur organicznych. Skala zbudowana jest z chalcedonu i impregnowana brunatnymi tlenkami żelaza tworzącymi delikatne żyłki i nieprzezroczyste ziarna o nieregularnym kształcie.

J. B i a ł e p i a s k o w c e g l a u k o n i t o w e

Piaskowce białe, niekiedy z brunatnymi nalotami, wyraźnie warstwowane. Makroskopowo widoczne są liczne ziarna glaukonitu oraz blaszki muskowitu. Składnikami są: ziarna kwarcu o przeciętnej średnicy 0,1 mm, słabo obtoczone, wykazujące pospolicie faliste wygaszanie. Niekiedy na ziarnach kwarcu spotyka się odwódki regeneracyjne. Glaukonit występuje w postaci licznych ziarn o słabym pleochroizmie, niekiedy spotyka się spirytyzowane ziarna glaukonitu. Dość liczne blaszki muskowitu są nieregularnie rozrzucone w skale. Spoiwo chalcedonowo-ilaste. Spotyka się partie skały impregnowane brunatnymi tlenkami żelaza (tabl. XX, fig. 4).

K. B r u n a t n o - f i o l e t o w e p i a s k o w c e g l a u k o n i t o w e

Piaskowiec na przełamie fioletowy, na zwietrzałej powierzchni otoczka brunatna. Głównym składnikiem jest kwarc. Skład ziarnowy skały już na pierwszy rzut oka wykazuje bardzo wyraźną bimodalność. Część ziarn kwarcu ma średnice około 0,5 mm i więcej. Ziarna te są dość dobrze obtoczone i z reguły wykazują faliste wygaszanie i zaczątki zgranulowania. Obwódki regeneracyjne są bardzo silnie rozwinięte. Pod nimi występują cienkie otoczki żelaziste, rdzawobrunatne w świetle odbitym. Drobna frakcja ziarn kwarcu o przeciętnej średnicy 0,1 mm jest znacznie gorzej obtoczona. Obwódki regeneracyjne są tu bardzo rzadkie, lecz otoczki żelaziste na ziarnach kwarcu występują powszechnie. Obficie występuje glaukonit w postaci kulistych ziarn o słabym pleochroizmie w odcieniach bladezielonych. Dość liczne ziarna autogenicznego pirytu. Spoiwo skąpe, żelazisto-chalcedonowo-ilaste (tabl. XX, fig. 5).

L. Łupki kwarcytowe

Są to różnorodne grubo- średnio- lub drobnoziarniste skały, barwy jasnoszarej, brunatnej lub ciemnoszarej, o wyraźnej teksturze łupkowej. W odmianach słabiej zmetamorfizowanych widoczne są pod mikroskopem ziarn kwarcu wykazujące faliste wygaszanie lub mozaikowe zgranulowania, przy czym pierwotne kształty ziarn klastycznych są słabo rozpoznawalne. Tekstura łupkowa podkreślona jest przez drobne blaszki muskowitu.

Odmiany silniej zmetamorfizowane składają się z całkowicie zrekrystalizowanego agregatu kwarcowego zgranulowanego mozaikowo. Na powierzchniach złupkowacenia widoczne są blaszki silnie rozartego biotyту (tabl. XX, fig. 6).

M. Porfir kwarcowy

Skała barwy brunatnofioletowej na przełamie, a brunatnożółtawej na zwietrzałej powierzchni otoczaka. Struktura porfirowa, makroskopowo widoczne są duże (do 2—3 mm) białe prakryształy skaleni silnie skaolinizowanych oraz prakryształy biotyту niekiedy o bardzo prawidłowym heksagonalnym zarysie i średnicy dochodzącej do 3—4 mm.

W szlifie mikroskopowym widoczne są prakryształy kwarcu o średnicach dochodzących do 1,5 mm, z objawami silnej korozji magmowej, biotyту o silnym pleochroizmie w odcieniach od czerwono-brązowego do żółto-brązowego z silnie rozwiniętymi otoczkami opacytowymi oraz skaleni potasowych z pospolicie występującymi zbliżnieniami karlsbadzkimi. Tło skalne jest mikrokryształiczne. Występują w nim liczne skalenie wykształcone słupkowo i igielkowate minerały nieprzeźroczyste. Tło skalne impregnowane jest bardzo drobno rozproszonym hematytem, który stanowi pierwotny składnik skały, oraz wtórnym chalcedonem. Widoczne są też gniazdowe skupienia wtórnego kwarcu i izotropowej substancji o drobnołuseczkowej budowie, o wyglądzie chlorytu oraz rzadko rozrzucone automorficzne kryształy piryту o średnicach dochodzących do 0,1 mm (tabl. XX, fig. 7).

N. Trachit

Skała barwy brunatnofioletowej na przełamie, a jasno-szaro-fioletowej na zwietrzałej powierzchni otoczaka. Struktura porfirowa. Makroskopowo widoczne są prakryształy białych, silnie zwietrzałych skaleni, rzadkie blaszki biotyту oraz pręcikowate i igielkowate kryształy amfiboli. Prakryształy te tkwią w brunatnofioletowym cieście skalnym.

Pod mikroskopem widoczne są prakryształy bardzo silnie zwietrzałych, nieoznaczalnych amfiboli. Bardzo często zachowane są tylko silnie rozwinięte obwódki opacytowe widoczne w sześciobocznych przekrojach poprzecznych lub wydłużonych — podłużnych, a wewnątrz kryształu wy-

pełnione jest minerałami nieprzeźroczystymi i bezbarwną substancją izotropową (tabl. XX, fig. 8).

Skaleni są bardzo źle zachowane i bliższe ich określenie jest zazwyczaj niemożliwe. Niekiedy widoczne są zbliżnienia karlsbadzkie. Jak się wydaje, wszystkie prakryształy skaleni należą do ortoklazu.

Biotyt występuje w postaci drobnych kryształów o silnie zaznaczającej się resorpcji magmowej i grubych otoczkach opacytowych.

Tło skalne jest schalcedonowane, a jego pierwotna struktura jest zupełnie zatarta. Gdziekolwiek obserwuje się gniazda grubokrystalicznego kwarcu.

O. Drewno krzemieniałe

Ułamki krzemieniałego drewna barwy ciemnobrunatnej z dobrze zachowanymi strukturami organicznymi. Naroża i krawędzie są słabo zaokrąglone.

P. Różnorodne skały krzemionkowe

Zaliczono tu trudne do bliższego określenia otoczaki skał krzemionkowych wykazujących po części charakter żyłowych kwarców z infiltracjami minerałów rudnych, po części zaś charakter organogenicznych rogowców.

Związki wzajemne i przypuszczalne pochodzenie różnych składników żwirów połomskich

Dokładniejsze ustalenie pochodzenia otoczek występujących w żwirach połomskich jest trudne, gdyż ich skały macierzyste nie występują nigdzie na powierzchni, niemniej jednak wzajemne związki pomiędzy otoczkami różnych skał oraz dane z wierceń pozwalają na wysnucie wniosków co do wieku skał dostarczających materiału dla żwirów warstw połomskich.

A. Kwarce nie dostarczają wielu informacji jako materiał — występujący pospolicie w wielu przedjurajskich seriach klastycznych południowej Polski.

B. Kwarcyty, stanowiące główny składnik żwirów połomskich, nie występują w starszych seriach klastycznych antyklinorum śląsko-krakowskiego jak arkoza kwaczalska i pstry piaskowiec. Kwarcyty występujące w postaci otoczek w żwirach połomskich wykazują duże podobieństwo litologiczne do kwarcytów wieku dolnodewońskiego nawierconych w kilku punktach na północny zachód od Rzeszowa pod pokrywą karbonu i triasu (Wojśław 3, Bratkowice 1).

C. Hematyty krzemionkowe są starsze od kwarcytów dewońskich, gdyż występują jako otoczki w ich gruboklastycznych, zlepieńcowatych odmianach. Otoczki takie znane są również z ilów babickich (paleocen w płaszczynie skolskiej w Karpatach środkowych, informacja ustna mgr Stanisława Bukowego). Skały te są prawdopodobnie wieku prekambryjskiego lub staropaleozoicznego.

D. Lidyty występują również w postaci otoczków w zlepieńcowych odmianach kwarcytów, są zatem też wieku przeddewońskiego.

E. Wapienie. Jura transgreduje na rozległych obszarach na wapieniach środkowego triasu i dolnego karbonu i otoczaki wapienne występujące w żwirach połomskich pochodzą zapewne z tych formacji. Sylifikacja wapieni nastąpiła prawdopodobnie wcześniej, być może w czasie sedymentacji glinek warstw helenowskich dolnych, gdy znaczne ilości krzemionki uwalniane były przez wietrzenie chemiczne.

F. Arkozy czarne.

G. Arkozy szarobrunatne.

H. Kwarcyty czarne.

I. Rogowce brunatne.

Pochodzenie wszystkich tych skał jest nie znane. Być może, że szarobrunatne arkozy pochodzą z tego samego źródła co „ciemnobrunatno-czerwone arkozy” występującym w kelowejskim zlepieńcu podstawowym w wierceni w Dąbiu pod Krakowem (R ó ż y c k i 1953).

J. Białe piaskowce glaukonitowe — są skałami mało odpornymi i występują tylko w najgrubszej frakcji żwirowej. Stanowią one prawdopodobnie materiał lokalny. Być może pochodzą one z piaskowców glaukonitowych opisanych z warstw boruszowickich przez Siedleckiego (1952).

Z n o s k o (1955) podaje, że żwiry połomskie zalegać mogą niezgodnie na wapieniu falistym, co świadczy o głęboko sięgającej erozji utworów środkowego triasu. Głęboka erozja triasu opisana została również przez jednego z autorów (C a l i k o w s k i 1959).

K. Pochodzenie brunatnych piaskowców glaukonitowych jest nie znane.

L. Łupki kwarcytowe — pochodzenie tych skał jest również nie znane. Być może są to skały wieku prekambryjskiego.

M. Porfir kwarcowy występujący w żwirach połomskich odpowiadać może otoczakom porfiru z arkozy kwaczalskiej, którego opis zamieszcza Siedlecki (1952).

N. Trachit — otoczaki trachitu odpowiadają prawdopodobnie tufom fili-powickim, w których również występują prakryształy amfiboli paromilimetrowej wielkości (S i e d l e c k i 1954).

O. Skrzemieniałe drewno prawdopodobnie pochodzi z arkozy kwaczalskiej.

P. Pochodzenie różnorodnych skał krzemionkowych jest nie znane.

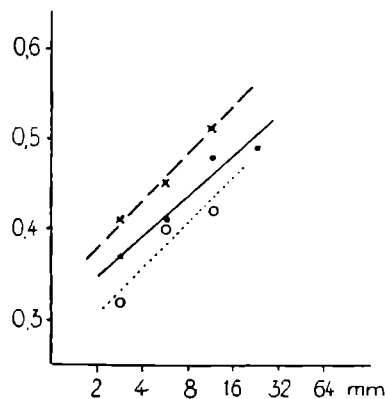
OBTOCZENIE ŻWIRÓW I OCENA PRZYPUSZCZALNEJ DŁUGOŚCI TRANSPORTU

Żwiry warstw połomskich są na ogół dość dobrze obtoczone. Średni stopień obtoczenia jest wprost proporcjonalny do wielkości ziarn, przy czym zależność między średnicą a stopniem obtoczenia otoczków wykazuje charakter liniowy. Zależność stopnia obtoczenia od wielkości otoczków opisywana była wielokrotnie przez różnych autorów zarówno w warunkach naturalnych (P l u m l e y 1948) jak i doświadczalnych (K u e n e n 1956).

Stopień obtoczenia otoczków niektórych skał w żwirach połomskich przedstawiony jest na fig. 7. Jest rzeczą charakterystyczną, że kwarcy różowe wykazują wyższy stopień obtoczenia niż kwarcy białe i szare. Natomiast otoczki hematytu krzemionkowego są obtoczone gorzej niż kwarcy. Zdaje się to wskazywać, że otoczki hematytu krzemionkowego znajdują się w żwirach połomskich na pierwszym złożu, podczas gdy kwarcy przeszły przez kilka cykli sedymentacyjnych, przy czym kwarcy różowe przeszły być może takich cykli więcej niż kwarcy białe i szare.

Fig. 7. Wykresy zależności stopnia obtoczenia od wielkości otoczków dla niektórych typów skał. Krzyżyki i linia przerywana — kwarcy różowe; kropki i linia ciągła — kwarcy; kółka i linia kropkowana — hematytu krzemionkowe

Fig. 7. The degree of rounding of pebbles of some kinds of rocks. Crosses and broken line — pebbles of pink quartz; dots and continuous line — pebbles of grey and white quartz; circles and dotted line — pebbles of siliceous hematite



Stopień obtoczenia otoczków kwarcowych nie może być brany pod uwagę przy ocenie długości transportu żwirów połomskich, gdyż prawdopodobnie został on osiągnięty w czasie powtarzanej wielokrotnie obróbki. Nie można również oceniać długości transportu na podstawie stopnia obtoczenia hematytów krzemionkowych, gdyż chociaż znajdują się one najprawdopodobniej na pierwszym złożu, brak jest danych dotyczących szybkości obtaczania skał tego rodzaju. Ocenę długości transportu przeprowadzono więc na podstawie stopnia obtoczenia otoczków kwarcytowych przy założeniu, że ich szybkość obtaczania odpowiada z grubsza szybkości obtaczania kwarcytów z werfenu tatrzańskiego, która badana była w dolinie Dunajca.

Średni stopień obtoczenia otoczków kwarcytowych w klasach wielkości 2—4 mm, 4—8 mm, 8—16 mm i 16—32 mm jest wprost proporcjonalny do wielkości ziarn, przy czym współzależność ta ma charakter liniowy podobnie jak w przypadku otoczków innych skał (fig. 8). Stopień obtoczenia werfeńskich kwarcytów tatrzańskich mierzono w klasie wielkości 64—128 mm. Średni stopień obtoczenia kwarcytów tatrzańskich w tej klasie wielkości dla długości transportu od 120 km do 214 km wynosi 0,58, leży więc poniżej prostej przedstawiającej zależność pomiędzy stopniem obtoczenia a wielkością otoczków kwarcytów w żwirach połomskich. Należy więc przypuszczać, że transport otoczków żwirów połomskich odbywał się na długości co najmniej 250—300 kilometrów. Oczywiście przedstawiona wyżej ocena długości transportu żwirów połomskich jest jedynie dość grubym przybliżeniem. Dokładna ocena długości transportu żwirów dojrzałych na podstawie stopnia obtoczenia jest trudna, gdyż, jak wykazały badania terenowe (U n r u g 1957) i laboratoryjne (K u e n e n 1956), stopień obtoczenia rośnie szybko tylko w pierwszej fazie transportu, po czym zmienia się bardzo nieznacznie.

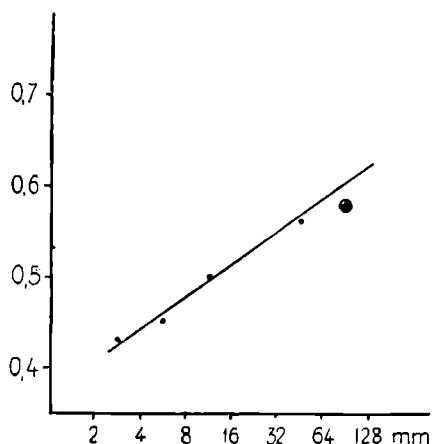


Fig. 8. Wykres zależności stopnia obtoczenia od wielkości otoczków dla kwarcytów. Kółko z krzyżykiem oznacza średnie obtoczenie otoczków kwarcytów z werfenu tatrzańskiego w klasie wielkości 64—128 mm dla strefy od 120 do 200 kilometrów transportu

Fig. 8. The degree of rounding of quartzite pebbles. The circle with a cross indicate the mean degree of rounding for the 64—128 mm grade of pebbles of Lower Triassic quartzites from gravels of the Dunajec river for the distance of transport 120—200 kilometres

Minerały ciężkie

Analizy frakcji ciężkiej wykazały, że badane utwory w różnych punktach występowania posiadają prawie ten sam charakterystyczny zespół minerałów ciężkich, w którego skład wchodzi tylko kilka najbardziej odpornych gatunków, jak cyrkon, granat, turmalin, staurolit i epidot. W dwóch wypadkach (L_3 i L_8) zauważono sporadyczne występowanie biotyту i muskowitu. Ponadto 55—77% frakcji ciężkiej stanowią minerały nieprzeźroczyste. Nieznaczne różnice między poszczególnymi zespołami polegają głównie na różnych stosunkach ilościowych wyżej wymienionych minerałów.

Procentowy skład zespołów minerałów ciężkich omawianych utworów w poszczególnych punktach występowania przedstawia tabl. 5 oraz diagramy słupkowe (fig. 9).

Opis mikroskopowy poszczególnych minerałów

Cyrkon

Występuje najczęściej w postaci ziarn o pokroju słupkowym. Prawie wszystkie wykazują wysoki stopień obtoczenia przybierając kształty elipsoidalne lub kuliste (fig. 10). Tylko niektóre z ziarn posiadają zarysy idiomorficzne. Często obserwować można cyrkonie o budowie pasowej. Na ogół są one bezbarwne, żółte lub szare.

Granat

Występuje w postaci ziarn nieregularnych, doskonale obtoczonych, bezbarwnych lub różowawych.

Turmalin

Wśród turmalinów wyróżnić można ziarna o kształtach nieregularnych dość dobrze obtoczone lub ziarna kuliste obtoczone idealnie. Prawie

Jak wspomniano, wyżej omawiane utwory posiadają zespół minerałów ciężkich mało zróżnicowany, odznaczający się obecnością tylko najtrwalszych gatunków. Poszczególne ziarna cechuje wysoki stopień obróbki mechanicznej. W związku z tym nasuwają się przypuszczenia, że materiał detrytyczny warstw połomskich omawianego obszaru pochodzi prawdopodobnie z jednego źródła. Obszar alimentujący był zbudowany z materiału dość jednorodnego będącego już na wtórnym złożu. Obecność minerałów najtrwalszych w zespole frakcji ciężkiej i stopień obróbki mechanicznej wskazują, że omawiane utwory są doskonale wysortowane w kierunku eliminacji gatunków mało odpornych, a zatem musiały przejść kilka cykli sedymentacyjnych oraz długą drogę transportu.

Materiały porównawcze minerałów ciężkich z utworów liasowych antyklinorium śląsko-krakowskiego są bardzo skąpe, gdyż w ostatnich latach badane były jedynie minerały ciężkie glinek ogniotrwałych obszaru krakowskiego. Obserwacje L. Koter (1952) i M. Kryskiej (1959) wykazały, że liasowe glinki ogniotrwałe obszaru krakowskiego (Orlej, Grojec) posiadają te same zespoły minerałów ciężkich co arkoza kwaczalska. W świetle tych faktów wydaje się, że glinki ogniotrwałe obszaru krakowskiego powstały przynajmniej częściowo z przeróbki arkozy kwaczalskiej bądź też, że materiał tych utworów pochodzi z jednego źródła.

Przy porównaniu minerałów ciężkich glinek ogniotrwałych obszaru krakowskiego i warstw połomskich w okolicach Zawiercia i Siewierza zarysowują się dość wyraźne różnice. Glinki ogniotrwałe posiadają zespół bardziej urozmaicony. Obok minerałów najodporniejszych, jak cyrkon, rutil, turmalin i staurolit, występują w nich minerały mniej trwałe jak cyjanit i liczny muskowitz. Charakterystyczny jest także zupełny brak granatu. Pod względem morfologii ziarn podkreślić należy, że materiał jest zróżnicowany i ogólnie słabiej obtoczony niż w warstwach połomskich.

W świetle tych wyraźnych różnic można przypuszczać, że materiał detrytyczny glinek ogniotrwałych obszaru krakowskiego i warstw połomskich obszaru siewierskiego pochodził z różnych źródeł.

WNIOSKI

Przedstawione wyżej dane dotyczące kierunku transportu, składu petrograficznego żwirów, stopnia obtoczenia i minerałów ciężkich pozwalają na odtworzenie w ogólnych zarysach budowy geologicznej i położenia obszaru dostarczającego materiału klastycznego w czasie sedymentacji warstw połomskich. W świetle analizy składu petrograficznego żwirów i minerałów ciężkich należy przyjąć, iż w obszarze dostarczającym materiału klastycznego nie występowały skały magmowe. Nawet gdyby otoczaki skał magmowych zostały wyeliminowane z osadu w czasie długotrwałego transportu, tak jak to obserwuje się we współczesnych żwirach Dunajca, gdzie otoczaki granitowe zanikają po około 220 km transportu

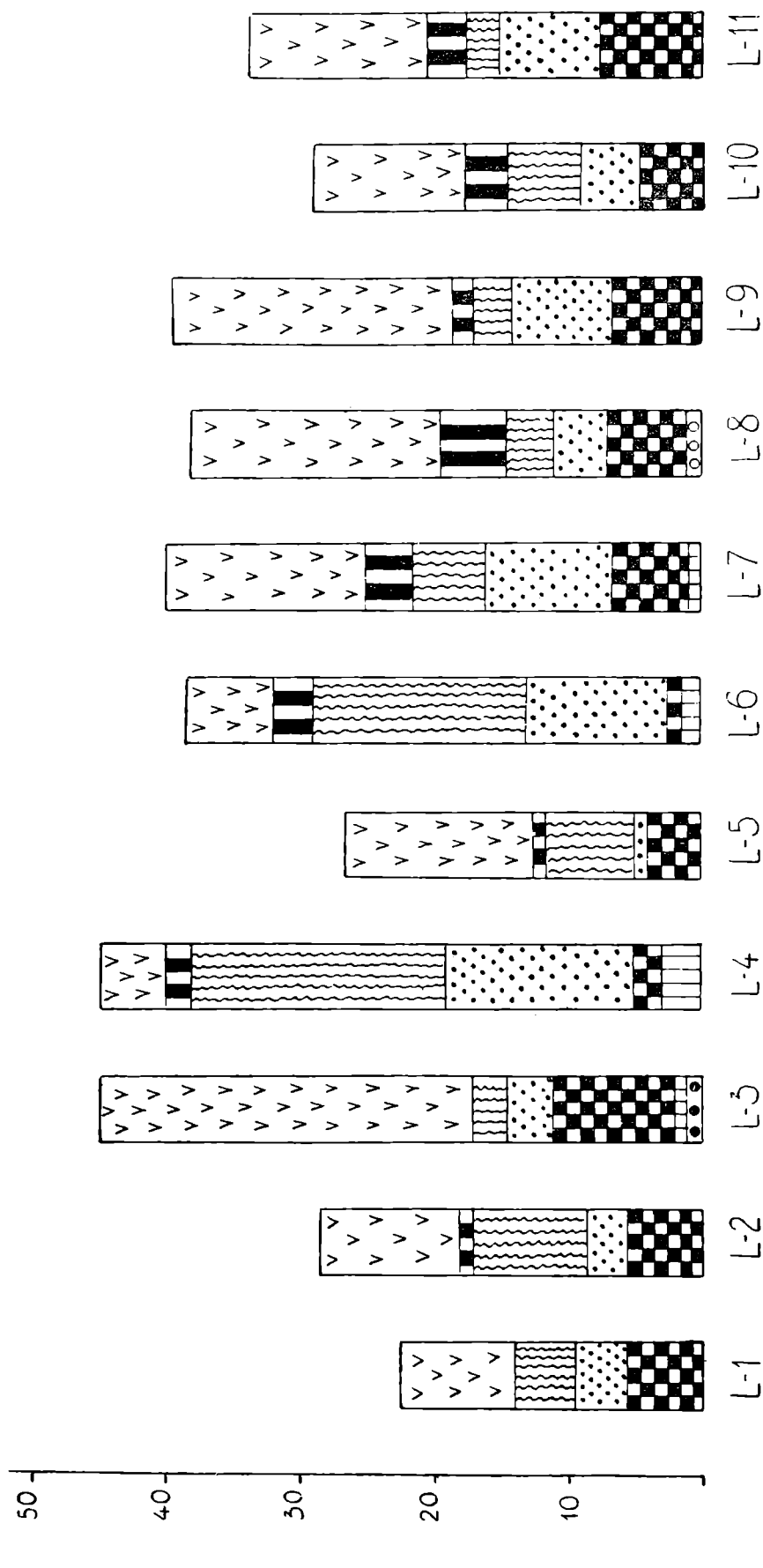


Fig. 9. Procentowy skład frakcji ciężkiej w warstwach połomskich: 1 — cyrkon; 2 — granat; 3 — turmalin; 4 — staurolit; 5 — rutil; 6 — epidot; 7 — muskowit; 8 — biotyt. Pod słupkami numerami próbek. Minerale nieprzeźroczyste w każdej próbce stanowią dopełnienie do 100%.

Fig. 9. Composition of the heavy minerals assemblage in the Połomia beds expressed in number percentage. 1 — zircon; 2 — garnet; 3 — turmaline; 4 — staurolite; 5 — rutile; 6 — epidote; 7 — muscovite; 8 — biotite. Opaque minerals form in each sample the complement to 100%. Numbers of samples under the columns

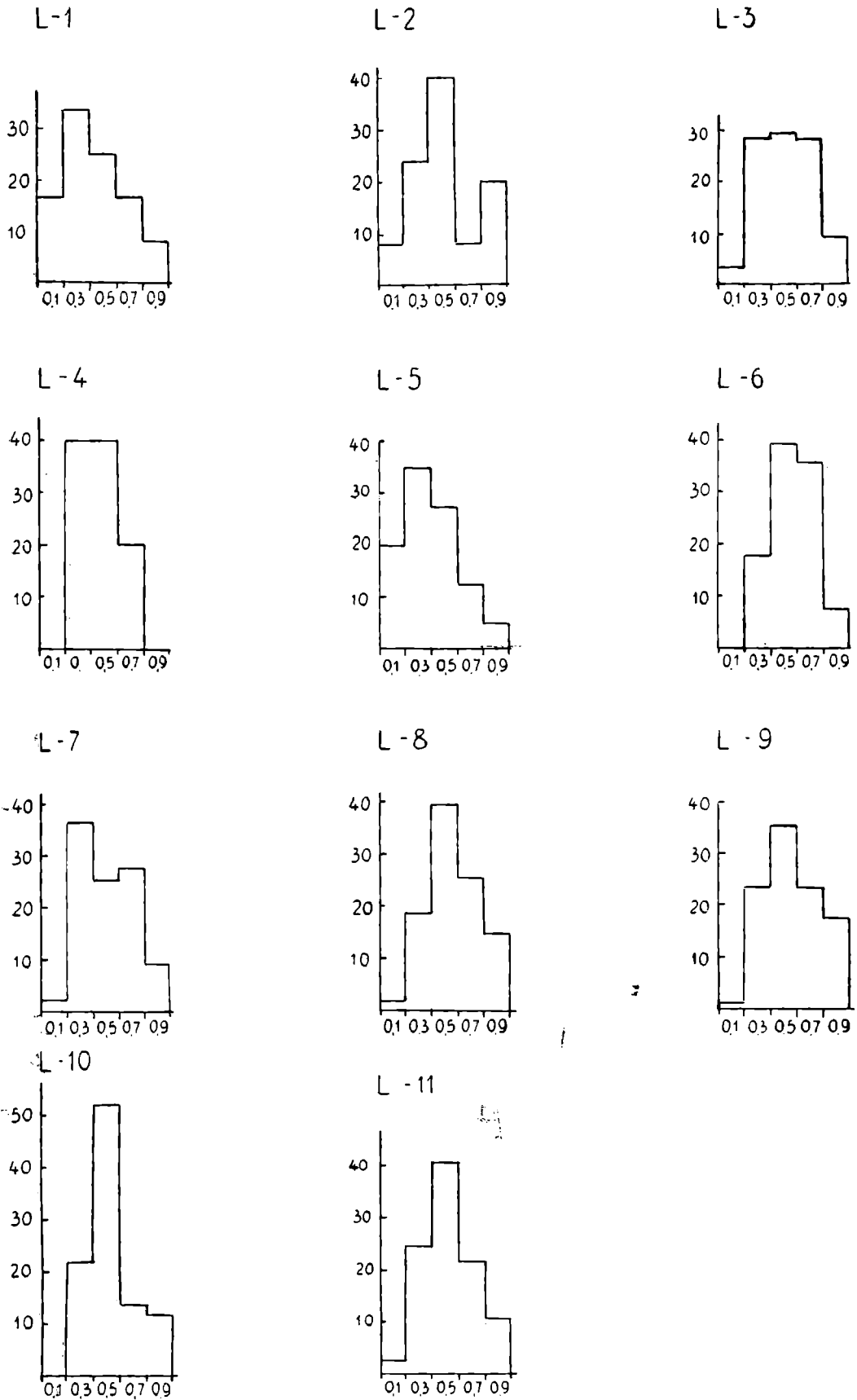


Fig. 10. Histogramy stopnia obtoczenia ziarn cyrkonu. Na osi odciętych stopień obtoczenia, na osi rzędnych ilość ziarn w procentach. Numery próbek nad histogramami

Fig. 10. Histograms of the degree of rounding of zircon grains. Degree of rounding shown on abscisae, number percentage of grains on ordinates. Numbers of sample above the histograms

(U n r u g 1957), występowanie skał magmowych w obszarze alimentującym musiałyby się zaznaczyć w składzie frakcji ciężkiej. Wynika z tego dalej, że materiał żwirów połomskich pochodzi prawdopodobnie z innego źródła niż materiał podścielających je warstw helenowskich, zawierających glinki ogniotrwałe powstałe zapewne z rozkładu skaleni. Zagadnienie genezy gliniek wymaga zresztą osobnych badań. Należy tylko zaznaczyć, że w rejonie Zawiercia i Lublińca zespół minerałów ciężkich warstw helenowskich o prawdopodobnie odmiennym charakterze mógł nie wymieszać się z zespołem minerałów ciężkich warstw połomskich pomimo silnej erozji starszych utworów liasowych w czasie transportu żwirów, gdyż bardziej drobnoziarnisty materiał wynoszony był poza obszar objęty badaniami. Znamienny jest też brak jakiegokolwiek podobieństwa zespołu minerałów ciężkich warstw połomskich do zespołu minerałów ciężkich opisanego przez P a w l i c ę (1920) z retyko-liasu Gór Świętokrzyskich.

Z uwagi na kierunek transportu wyznaczony na podstawie warstwowania przekątnego oraz przypuszczalną długość transportu należy przypuszczać, że otoczaki kwarcytów pochodzą ze strefy wgłębnego rozłamu tektonicznego na granicy platformy wschodnio-europejskiej i górotworu hercyńskiego, przebiegającego mniej więcej równoległe do dolnego biegu Sanu, a ściślej mówiąc z obszaru pomiędzy Kolbuszową, Przeworskiem, Jarosławiem i Lubaczowem (fig. 11). Obszar ten odległy jest w prostej linii o około 200 km od badanych odsłoneń żwirów połomskich, lecz rzeczywista długość transportu w nieprostolinijnym z zasady korycie rzeczonym wynosić musiała 250—300 km, jak na to wskazuje stopień obtoczenia otoczków kwarcytowych. W zachodniej części omawianego obszaru podłoże prekambryjskie przykryte jest bezpośrednio mioceniem (wiercenia Hucisko 2, Sarzyna 1, Jeżowe 1, Komorów 1, Niwiska 2, 5, 8, 9), lecz w rejonie Lubaczowa utwory jurajskie spoczywają bądź na podłożu prekambryjskim, bądź na utworach staropaleozoicznych (wiercenia w Lubaczowie i Uszkowcach). Przyjmując dolnodewoński wiek kwarcytów na podstawie ich podobieństwa do dolnodewońskich kwarcytów nawierconych pod karbonem w Wojsławiu i Bratkowicach przypuszczać należy, że dolny dewon zerodowany został w rejonie między Kolbuszową, Przeworskiem, Jarosławiem i Lubaczowem w liasie.

Stwierdzenie to rzuca światło na zachowanie się strefy wgłębnych rozłamów tektonicznych w rejonie Sanu w czasie wczesnych ruchów starokimeryjskich. Należy przyjąć, że w liasie miało miejsce dźwiganie się południowej części podłoża platformy wschodnioeuropejskiej.

Otoczaki czerwonych skał krzemionkowo-żelazistych pochodzą również prawdopodobnie z rejonu południowo-wschodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Wskazuje na to występowanie otoczków czerwonych hematytów krzemionkowych w ilach babickich.

W rejonie Mielca, Rzeszowa, Dąbrowy Tarnowskiej i Nowego Korczyna utwory dewońskie przykryte są karbonem, permem i triasem w wykształceniu głównie wapiennym, na których transgreduje jura środkowa (wiercenia Hucisko 1, Bratkowice 1, Wojsław 3, Żółcza, Mędrzechów, Rodzanów). Z obszaru tego pochodzą prawdopodobnie otoczaki zsylikowanych wapieni występujące w żwirach połomskich.

Obecność nielicznych otoczków skrzemieniałego drewna oraz porfirów i trachitów zdaje się wskazywać, że nieznaczna część materiału

klastycznego warstw połomskich pochodzi z arkozy kwaczalskiej. Wpływ domieszki materiału pochodzącego z arkozy kwaczalskiej zaznacza się w bardzo słabym stopniu, gdyż otoczaki pochodzące z tego źródła występują w żwirach połomskich w ilości zaledwie paru promille. Brak jest

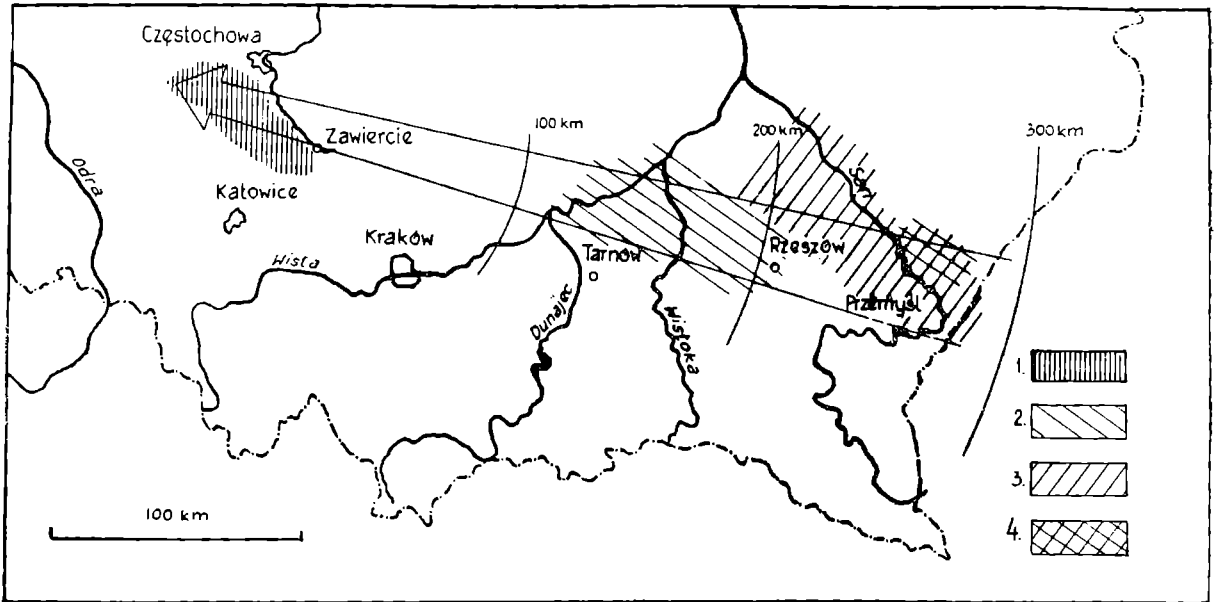


Fig. 11. Schematyczna mapa przedstawiająca położenie obszaru źródłowego materiału klastycznego warstw połomskich. 1 — obszar występowania warstw połomskich objęty badaniami; 2 — jura środkowa transgredująca na wapieniach środkowego triasu i dolnego karbonu; w podłożu kwarcyty dolnodewońskie (rejon fałdowań hercyńskich); 3 — kambry i prekambry pod pokrywą miocenu; 4 — jura środkowa transgredująca na utworach starszych od dewonu (rejon Lubaczowa); 3 i 4 — rejon wglębnego rozłamu tektonicznego w podłożu krystalicznym

Fig. 11. Schematic map showing the position of the source area of the clastic material of the Połomia beds. 1 — the area of studied outcrops of the Połomia beds; 2 — Middle Jurassic in transgression on Middle Triassic and Lower Carboniferous limestones overlying the Devonian — the zone of Variscan folds; 3 — Cambrian and Precambrian under Miocene cover; 4 — Middle Jurassic in transgression on pre-Devonian formations (The region of Lubaczów); 3 — and 4 — The zone of the dislocations on the boundary of the East-European shield

również dostrzegalnych wpływów materiału arkozy kwaczalskiej na skład frakcji ciężkiej (Por. Ł y d k a 1955).

Utwory żwirowe występujące w okolicach Krzeszowic i odpowiadające stratygraficznie warstwom połomskim (Z n o s k o 1955) mają nieco odmienny skład petrograficzny, gdyż nie występują tu hematyty krzemionkowe. Minerale ciężkie tych żwirów wykazują także różnice w stosunku do warstw połomskich (informacja ustna mgr M. K r y s o w s k i e j).

Zagadnienie sedymentacji utworów liasu w południowej Polsce okazuje się więc bardziej skomplikowane niż przypuszczano dotychczas. Prześledzenie kierunków transportu w poszczególnych ogniwach stratygraficznych liasu i scharakteryzowanie obszarów źródłowych materiału klastycznego pozwolą na dokładniejsze poznanie rozwoju tektonicznego

południowej Polski podczas wczesnych faz orogenezy kimeryjskiej. Autorowie pragną wyrazić przekonanie, że metoda pracy łącząca badania struktur kierunkowych z charakterystyką petrograficzną osadów powinna przynieść na tym polu cenne rezultaty.

Zakład Geologii UJ
Instytut Naftowy

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

1. Calikowski A. (1959), Mineralizacja wapieni triasowych w Zawadzie (Górny Śląsk) i jej związek z utworami liasu (Mineralization of Triassic Limestones at Zawada (Upper Silesia) and its Connection with Lias Deposits), *Kwart. Geol.* III, Warszawa.
2. Dadlez R. (1957), Dotychczasowe wyniki badań podłoża mezozoicznego w północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego (Preliminary note on the research of the mesozoic substratum in the NW part of the Pomeranian anticlinorium), *Kwart. Geol.* I, Warszawa.
3. Folk R.L. i Ward W.C. (1957), Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. Petr.* 27.
4. Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1959), Preliminary results of sedimentological investigations in the Silesian Coal Basin, *Bull. Acad. Pol. Scien.* vol. 7, no 6.
5. Inman L.D. (1952), Measures for describing the size distribution of sediments, *Journ. Sed. Petr.* 22.
6. Kryszowska M. (w druku), Zespoły minerałów ciężkich w osadach jury brunatnej okolic Krzeszowic, *Inst. Geol. Biul.* Materiały do geol. obszaru śląsko-krakowskiego, T. V.
7. Koter L. (1952), Petrogeneza glin ogniotrwałych okolic Grojca. Praca magisterska nie publikowana. Katedra Petrografii Skał Osadowych U. W.
8. Krumbein W.C. (1936), Application of the logarithmic moments to size frequency distribution of sediments, *Journ. Sed. Petr.*, vol. 6.
9. Krumbein W.C. (1938), Size frequency distribution of sediments and the normal phi curve, *Journ. Sed. Petr.*, vol. 8.
10. Krumbein W.C., Pettijohn F.J. (1938), *Manual of sedimentary petrography*, New York.
11. Kuenen Ph.H. (1956), Experimental abrasion of pebbles 2. Rolling by current. *Journ. Geol.*, vol. 64.
12. Łydka K. (1955), *Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim* (Petrographic Studies concerning the permocarboniferous of the Cracow region). *Materiały do Geologii obszaru śląsko-krakowskiego, t. I. Inst. Geol. Biul.* 97.
13. Otto G.H. (1939), A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments, *Journ. Sed. Petr.*, vol. 9.

14. Pawlica W. (1920), Ilaste rudy żelazne Starachowic. (Sur les minéraux de fer argileux de Starachowice), *Spraw. Państw. Inst. Geol.* t. 1, Warszawa.
15. Pettijohn F.J. (1949), *Sedimentary Rocks*. New York.
16. Plumley W. (1948), Black Hills terrace gravels—a study in sediment transport, *Journ. Geol.*, vol. 56.
17. Potter P.E., Siever R. (1956), Sources of basal pennsylvanian sediments in the eastern interior basin. 3. Some methodological implications, *Journ. Geol.*, vol. 64.
18. Premik J. (1933), Budowa i dzieje geologiczne okolicy Częstochowy, Warszawa.
19. Różycki St. Zb. (1930), Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych nad utworami górnego kajpru, retyku, liasu i doggeru w półn.-zachodn. części ark. Zarki 1:10 000 *Państw. Inst. Geol. Posiedz. Nauk.*, nr 28, Warszawa.
20. Różycki St. Zb. (1933), Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej, *Inst. Geol. Prace*, t. 17.
21. Różycki St. Zb. (1958), Dolna jura południowych Kujaw, *Inst. Geol. Biul.* 133, Warszawa.
22. Rutkowski F. (1923), Sprawozdanie tymczasowe z badań wykonanych na obszarze występowania węgla brunatnego w okolicy Siewierza i Zawiercia (Preliminary report on the Geology of the Zawiercie-Siewierz coalfield), *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, t. 2, Warszawa.
23. Schlee J. (1957), Fluvial Gravel Fabric, *Journ. Sed. Petr.*, vol. 27.
24. Senkowiczowa H. (1959), Środkowy trias na obszarze zapadliska podkarpackiego, *Kwart. Geol.* III, Warszawa.
25. Siedlecki St. (1952), Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą, *Państw. Inst. Geol. Biul.* 66, Warszawa.
26. Siedlecki St. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Palaeozoic formations of the Cracow region), *Inst. Geol. Biul.* 73.
27. Spangenberg K. (1940), Die eisenerzführenden Schichten der obersten Trias in nördlichen Oberschlesien, *Iber. Schl. Ges. Vat. Kultur.*, 112.
28. Unrug R. (1957), Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca (Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec River valley), *Acta Geol. Pol.*, t. VII, Warszawa.
29. Wdowiarz J. (1954), Zarys wglębnej tektoniki strefy na południowy-wschód od Gór Świętokrzyskich. *Inst. Geol. Biul.*, Warszawa.
30. Weryha Al. (1954), Statystyka teoretyczna, PAN, Warszawa.
31. Znosko J. (1955), Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem (Rhaetic and lias between Cracow and Wieluń), *Inst. Geol. Prace*, t. XIV, Warszawa.
32. Znosko J. (1959), Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Nizy polskiego, (Preliminary description of stratigraphy of Jurassic sediments in southwestern part of Polish Lowland), *Kwart. Geol.*, III, Warszawa.

SUMMARY

Abstract: The paper contains the sedimentological and petrological characteristics of the Połomia beds cropping out on the south-west margin of the Jurassic monocline extending between Cracow and Wieluń. The authors describe the types of bedding and the granulometry of the Połomia beds, as well as the petrographical composition of the gravels and the heavy minerals. The provenance of the clastic material and the position of the source area is discussed.

INTRODUCTION

The Połomia beds are a continental series of sands and gravels of Middle Lias age, cropping out on the south-west margin of the Jurassic monocline extending between Cracow and Wieluń. The best exposures of the Połomia beds are situated between Zawiercie and Lubliniec, and this zone was studied in detail by the authors (Fig. 1). Field work was done in 1958; the petrographical studies were carried out in the Department of Geology of the Jagellonian University. The authors acknowledge the grant offered by the Cracow Branch of the Geological Commission of the Polish Academy of Sciences. Thanks are due to Miss M. Kryśowska for the determination of the heavy minerals.

Sedimentological characteristics of the Połomia beds.

The Połomia beds consist of gravels, sandy gravels, pebbly sands and sands. The individual beds differing in granulometric composition are generally thin and have the character of irregular lenses. Gravels beds are usually 20—30 cm thick; the thickness of sand beds ranges up to 50 cm.

Current bedding is a prominent feature of the Połomia beds. The individual layers are marked by small differences in grain size. Brown limonitic streaks are often developed on the coarse-grained and more porous layers. The cross layers are dipping at an angle of 25° — 28° in gravels and sandy gravels; in sands the angle of dip of the cross layers is somewhat smaller and ranges up to 22° — 25° . As a rule gravels and sandy gravels display torrential cross-bedding, while tangential cross-bedding is present in pebbly sands and sands. The base of beds of coarse gravels is often uneven, and cuts across the underlying beds. Transition between sandy gravels and pebbly sands is observed sometimes in the vertical profile of a bed. Beds of unstratified coarse gravels are present occasionally in the Połomia beds. All these types of bedding are presented on Fig. 2.

Swellings of beds filled with exceptionally coarse gravel are found in the gravel pit at Połomia. Such swellings are formed by sinking of local accumulations of large cobbles in the underlying sand bed due to differential loading, as proved by the deformation of stratification in the underlying sand bed (Fig. 3).

The pebbles in gravels of the Połomia beds do not display imbrication. Instead, the pebbles are lying flat on the inclined surfaces of cross-strata.

tification. Imbrication of pebbles with largest cross-section planes dipping upcurrent is confined to lag gravels, while the gravels of the Połomia beds contain a large amount of sand which impedes the formation of imbrication of pebbles.

Current bedding is the most important directional structure in the Połomia beds. Taking the area investigated as a whole the directions of current marked by current bedding are varying from 145°SE to 50°NE, i.e. in a sector of 265°. A similar distribution of current directions was observed in the sandstones of the Upper Carboniferous in the Silesian Coal Basin (Gradziński, A. Radomski, and R. Unrug 1959). According to Potter and Siever (1956) such a distribution of current directions is characteristic for fluvial and epicontinental sediments. The variation of current directions is greater between outcrops than within outcrops in spite of the occurrence of alternating sand and gravel beds. This indicates the persistence of local morphological controls of the current direction. The variation of current direction between outcrops points out to a diversified morphology and changes of the direction of the river bed. This conclusion agrees well with the observations of Znosko (1955) who stated that the Połomia beds were deposited in broad and deep valleys, and not infrequently are situated lower than the Keuper clays. The mean direction of transport is from ESE to WNW; this is proved also by the westward decrease of the grain size of the gravels observed by Znosko (1955).

Granulometric composition of the Połomia beds

A full statistical analysis of the granulometric composition of the Połomia beds was made in order to provide data for comparison with other continental series of the Lias in Poland. The mean diameter, standard deviation, skewness coefficient, and kurtosis were calculated according to the formulae introduced by Folk and Ward (1957). The frequency curves are presented on Fig. 5 and the histograms on Fig. 6. The statistical analysis of the granulometric composition permitted to distinguish four types of sediments: gravels, sandy gravels, pebbly sands and sands. The statistical analysis of the granulometric composition of these types of sediment is presented on Table 1.

Table 1

STATISTICAL ANALYSIS OF THE GRANULOMETRY OF THE POŁOMIA BEDS

Type of sediment	coarse-grained gravel sample L ₃	sandy gravel mean of 6 samples	pebbly sand mean of 3 samples	sand sample L ₄
mean diameter in phi units	- 3,33	- 1,32	+ 0,60	+ 0,77
standard deviation in phi units	2,58	2,21	1,33	0,75
skewness	+ 0,70	+ 0,057	- 0,60	- 0,03
kurtosis	0,83	0,68	1,54	2,62

Petrographic characteristics of the Połomia beds

The gravels of the Połomia beds are polymictic, but possess the features of a mature sediment. Their chief constituents are: quartz, quartzite, siliceous hematite, lydite, and various silicified limestones. Besides, quartzitic shists, black and brown arkoses, brown and white glauconitic sandstones, effusive igneous rocks, fragments of silicified wood and various siliceous rocks are present as subordinate constituents of the gravels. The mean petrographic composition of the gravels is presented on Table 2.

Table 2

MEAN PETROGRAPHIC COMPOSITION OF GRAVELS OF THE POŁOMIA BEDS

Grade	number percentage				
	2-4 mm	4-8 mm	8-16 mm	16-32 mm	32-64 mm*
white and grey quartz	56,2	45,6	38,0	33,7	3,4
pink quartz	10,8	9,8	9,1	0,3	0,0
quartz, total	67,0	55,4	47,1	34,0	3,4
quartzite	14,8	23,8	37,4	51,9	74,7
siliceous hematite	1,3	2,7	2,2	2,7	0,0
lydite	1,4	2,1	2,2	1,9	0,0
silicified limestone	15,4	14,6	10,1	7,6	3,4
others	0,1	1,4	1,0	1,9	18,5

*) only the sample L₃.

The age of a part of the constituents of the Połomia beds can be determined on account of interrelations among various kinds of rocks and data provided by bore-holes.

The quartzites present as pebbles in the Połomia beds are closely similar to Lower Devonian quartzites encountered in bore-holes north-west of Rzeszów and north of Tarnów under the cover of Tertiary, Mesozoic and Upper Palaeozoic series (Fig. 11).

Little can be said about quartz pebbles, but at least a part of them is probably derived from conglomeratic varieties of the Lower Devonian quartzites. The siliceous hematites and lydites are considered to be older than Lower Devonian, since pebbles of these rocks are present in cobbles of conglomeratic varieties of the Lower Devonian quartzites.

The silicified limestones are probably of Lower Carboniferous and Middle Triassic age. A large part of the Lower Jurassic land of Southern Poland had been built of limestones belonging to these formations (Fig. 11). In the Lower Lias fire-clays were deposited on large areas west and north-west of Cracow, and the silification of the Lower Carboniferous and Middle Triassic limestones was probably related with the climatic conditions favourable for the formation of the fireclays.

The provenance of the major part of the subordinate constituents of the gravels of the Połomia beds is unknown. Some of them are probably derived from the immediate substratum of the Połomia beds, e.g. the pebbles of friable white glauconitic sandstones correspond probably to

the glauconitic sandstones from the Boruszowice beds (Middle Triassic) described by Siedlecki (1952). In Middle Lias erosion reached the Middle Triassic series in the area of deposition of the Połomia beds as stated by Znosko (1955) and Calikowski (1959). Pebbles of effusive igneous rocks and fragments of silicified wood are probably coming from the Kwaczała arkose of Stephanian age.

The degree of rounding of pebbles of some kinds of rocks is presented on Fig. 7. Pebbles of pink quartz are more rounded than pebbles of grey and white quartz, and pebbles of siliceous hematite are less rounded than quartz pebbles. It seems probable that the pebbles of pink quartz passed through more sedimentary cycles than pebbles of white and grey quartz. The degree of rounding of all the pebbles is directly proportional to their size.

The degree of rounding of pebbles of the Lower Devonian quartzites was compared with the degree of rounding of pebbles of lithologically similar quartzites of Lower Triassic age from recent gravels of the Dunajec river (Fig. 8). It was found that the pebbles of the Lower Devonian quartzites were transported on the distance of at least 250—300 km.

HEAVY MINERALS OF THE POŁOMIA BEDS

The heavy minerals assemblage of the Połomia beds is composed of zirkone, garnet, turmaline, staurolite and epidote. Opaque minerals are forming 55—77 per cent of all the samples. Small amounts of muscovite and biotite were occasionally found in some samples. The heavy minerals assemblage (Fig. 9) is uniform and composed exclusively of the most resistant species. This indicates, that the clastic material of the Połomia beds is derived from one source. The very high degree of rounding of the mineral grains (Fig. 10) and the composition of the mineral assemblage suggest that the source area of the clastic material was built of mature sediments of the orthoquartzite type. Thus the data obtained from the analysis of the heavy minerals assemblage support the view, that Lower Devonian quartzites were the source of the clastic material of the Połomia beds.

THE PROBLEM OF THE POSITION OF THE SOURCE AREA

Taking into account the estimated length of transport of the clastic material and the direction of transport indicated by current bedding, as well as data obtained from bore-holes, it is assumed, that a large part of the clastic material of the Połomia beds, and especially the quartzite pebbles came from the region of large dislocations present on the boundary of the East European shield and the zone of Variscan folds. In southern Poland this boundary is approximately parallel to the lower course of the San river (Fig. 11). The source area is situated about 200—250 km from the studied outcrops of the Połomia beds, but the real distance of transport was greater, owing to meandering of the rivers. In the western part of the source area Cambrian and Precam-

brian formations are covered directly by Miocene sediments. However in the eastern part of the source area (in the region of Lubaczów) Middle Jurassic deposits are lying in transgression on pre-Devonian (Lower Palaeozoic) formations. It is assumed therefore that the Lower Devonian quartzites had been eroded there during an uplift of the area related with the Eocimmerian orogeny.

*Department of Geology
of the Jagellonian University of Cracow
Geological Section
Oil Institute, Cracow*

OBJAŚNIENIA TABLIC

EXPLANATION OF PLATES

Tablica XIX

Plate XIX

- Fig. 1. Kwarcyt, odmiana gruboziarnista, światło spolaryzowane,
Fig. 2. Kwarcyt, odmiana średnioziarnista, widoczne obwódki regeneracyjne na ziarnach kwarcu, światło spolaryzowane,
Fig. 3. Kwarcyt, odmiana drobnoziarnista, światło spolaryzowane,
Fig. 4. Hematyt krzemionkowy, widoczne żyłki i impregnacje kwarcowe w masie hematytowej, światło spolaryzowane,
Fig. 5. Hematyt krzemionkowy, odmiana oolityczna. Widoczne oolity o ciemnych jądrach hematytowych z otoczkami chalcedonowymi. Przestrzenie pomiędzy oolitami wypełnione bądź hematytem (czarne), bądź chalcedonem (białe), światło zwyczajne,
Fig. 6. Lidyty. Widoczne żyłki kwarcowe przecinające chalcedonową masę skały.
Fig. 7. Lidyty o strukturze organicznej. Widoczny przekrój skorupki małżoraczka (?) wypełnionej agregatem kwarcowym. Światło spolaryzowane,
Fig. 8. Wapień zsylikowany. Widoczne żyłki kwarcowe w skrzemionkowanej skale. Światło spolaryzowane,
- Fig. 1. Quartzite, coarse-grained variety, crossed nicols,
Fig. 2. Quartzite, medium-grained variety, rims of secondary quartz visible on the detrital grains, crossed nicols,
Fig. 3. Quartzite, fine-grained variety, crossed nicols,
Fig. 4. Siliceous hematite. Quartz veins and impregnations in hematite are visible. Crossed nicols,
Fig. 5. Siliceous hematite, oolitic variety. Hematite oolites with chalcedony rims are visible. Interstices between groups of oolites filled either by hematite (black) or by chalcedony (white). Ordinary light,
Fig. 6. Lydite. Quartz veins cutting across the chalcedony groundmass are visible. Crossed nicols,

Fig. 7. Organogenic lydite. Cross-section of an Ostracod (?) shell filled with quartz and some spicules are visible. Crossed nicols,

Fig. 8. Silicified limestone. Calcium carbonate is completely replaced by chalcedony. Quartz veins are also visible. Crossed nicols,

Tablica XX

Plate XX

Fig. 1. Wapień zsylikowany o strukturze organicznej. Widoczny przekrój skorupki oraz struktury glonowe, światło zwyczajne,

Fig. 2. Arkoza czarna. Widoczne pseudomorfozy po skaleniach wypełnione agregatem serycytowo-kwarcowym, światło spolaryzowane,

Fig. 3. Arkoza szarobrunatna. Widoczne ziarno mikroklinu o strukturze kratkowej oraz drobne blaszki muskowitu, światło spolaryzowane,

Fig. 4. Biały piaskowiec glaukonitowy, światło spolaryzowane,

Fig. 5. Brunatny piaskowiec glaukonitowy, światło spolaryzowane,

Fig. 6. Łupek kwarcytowy, światło spolaryzowane,

Fig. 7. Porfir kwarcowy. Widoczne prakryształy kwarcu z objawami korozji magmowej i skaleni, światło spolaryzowane,

Fig. 8. Trachit. Widoczne sześcioboczne przekroje prakryształów amfiboli. Światło zwyczajne,

Fig. 1. Silicified limestone with organic structure. Section of a shell and algal structure are visible. Ordinary light,

Fig. 2. Black arkose. Pseudomorphs after feldspars filled with quartz-sericite aggregate are visible. Crossed nicols,

Fig. 3. Grey-brown arkose. A large microcline crystal and small muscovite flakes are visible. Crossed nicols,

Fig. 4. White glauconitic sandstone, crossed nicols,

Fig. 5. Brown glauconitic sandstone, crossed nicols,

Fig. 6. Quartzitic schist, crossed nicols,

Fig. 7. Quartz porphyry. Corroded quartz phenocrysts and feldspar phenocrysts are visible,

Fig. 8. Trachyte. Cross section of amphibole phenocrysts are visible. Ordinary light,

