

ZRÓŻNICOWANIE PETROGRAFICZNE OBSZARÓW ŹRÓDŁOWYCH WARSTW ROPIANIECKICH NA WSCHÓD OD DUNAJCA (POLSKIE KARPATY ZEWNĘTRZNE)

Jan Bromowicz

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Instytut Geologii i Surowców Mineralnych,
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*

Bromowicz, J., 1986. Zróżnicowanie petrograficzne obszarów źródłowych warstw ropianieckich na wschód od Dunajca (polskie Karpaty zewnętrzne). Petrographic differentiation of source areas of Ropianka Beds east of Dunajec River (Outer Carpathians, Poland). (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 56: 253–276.

Abstract: Coeval sections of flysch Ropianka Beds from different (Dukla, Skole and Magura) tectonic units are compared. Each unit represents different depositional basin. Clastic material was derived from: the Silesian cordillera in the Dukla unit, the South-Magura cordillera in the Magura unit, and from the Northern-Marginal and Northern-Central cordilleras in the Skole unit. Petrographical composition of sandstones in each section, coupled with provenance data, permit inferences on petrographical composition of the source areas. The Silesian cordillera was mainly built of metamorphic rocks while sedimentary rocks formed important or dominant parts of other cordilleras.

Key words: flysch, source areas, petrography, sandstones, Outer Carpathians, Poland.

Manuscript received June 1985, accepted December 1985

Abstrakt: Przedstawiono profile warstw ropianieckich osadzonych równocześnie w trzech zbiornikach sedymentacyjnych, których osady obecnie wchodzi w skład trzech jednostek tektonicznych: dukielskiej, skolskiej i magurskiej. Porównano skład petrograficzny piaskowców, których materiał pochodził z: kordyliery śląskiej w basenie dukielskim, południowomagurskiej w basenie magurskim oraz marginalnej północnej i północnocentralnej w basenie skolskim. Kordyliera śląska była zbudowana głównie ze skał metamorficznych, pozostałe kordyliery odznaczały się dużym udziałem lub przewagą skał osadowych.

WSTĘP

Warstwy ropianieckie występują w trzech jednostkach tektonicznych: dukielskiej, magurskiej i skolskiej. Warstwy te powstały w oddzielnych zbiornikach sedymentacyjnych i były zasilane z różnych obszarów źródłowych. Znalazło to odbicie w zróżnicowaniu materiału okruszowego piaskowców poszczególnych jednostek tektonicznych.

Dla uzyskania jednorodnego materiału porównawczego poszukiwano jednowiekowych osadów powstałych w zbliżonych warunkach. Wobec braku poziomów

korelacyjnych między poszczególnymi jednostkami, za poziom odniesienia uznano strop warstw ropianieckich i badano tylko górne odcinki profilów. W wyniku szczegółowego opracowania odsłoneń skonstruowano profile syntetyczne i wśród nich wybrano do opróbowania te, które zawierały osady fliszu bliskiego. Dla jednostki dukielskiej przedstawiono ponadto profile dokumentujące charakter zmian w osadach różnie rozmieszczonych w stosunku do obszaru źródłowego. Analiza materiału okruchowego i spoiwa piaskowców pochodzących z profili w różnych jednostkach tektonicznych była podstawą do wniosków na temat zróżnicowania petrograficznego obszarów źródłowych na przełomie kredy i paleocenu.

W ostatnim dziesięcioleciu opublikowano szereg prac podsumowujących dotychczasowe badania i porządkujących stratygrafię warstw ropianieckich. Należy do nich przede wszystkim praca Kotlarczyka (1978) o jednostce skolskiej, gdzie uzasadniono powrót do nazwy warstwy ropianieckie, zarzuconej niegdyś na rzecz nazwy warstwy inoceramowe. Omówienie aktualnego stanu wiedzy o stratygrafii warstw ropianieckich w płaszczynie magurskiej znaleźć można w pracach Bogacza *et al.* (1979) oraz Alexandrowicza *et al.* (1984), a w jednostce dukielskiej — w pracach Ślączi (1971, 1977), Danysza (1973), Korába i Ďurkoviča (1978) oraz Olszewskiej (1980).

PROFILE WARSTW ROPIANIECKICH

Przedstawiono trzy profile syntetyczne z jednostki dukielskiej, dwa z magurskiej i jeden ze skolskiej (Fig. 1). Wydzielono w nich kompleksy o różnym udziale łupków czy też różnych typów piaskowców, które zostały prześledzone w odsłonięciach.

W graficznym ujęciu (Fig. 1) przedstawiono udziały łupków i różnych typów piaskowców w miąższości kompleksów, nie oddano natomiast zróżnicowania miąższości ich ławic.

W jednostce dukielskiej w granicach Polski dolna granica warstw ropianieckich ma charakter tektoniczny. Górna granica stawiana jest w miejscu pojawienia się łupków warstw z Majdanu. Warstwy ropianieckie jednostki dukielskiej wykazują zmienność facjalną. Polega ona na pojawianiu się ku wschodowi coraz wyraźniejszego, stropowego kompleksu piaskowców gruboławicowych i gruboziarnistych. Dało to podstawę do wydzielenia tego kompleksu jako warstw ciśniańskich, zaś niżej zalegających utworów jako warstw łupkowych (Opolski, 1929, 1930). Wydzielone przez Nemčoka (1959) w słowackiej części jednostki dukielskiej piaskowce z Wielkiego Bukowca są wedle Korába i Ďurkoviča (1978) odpowiednikiem warstw ciśniańskich. W ukraińskiej części jednostki dukielskiej odpowiednikiem warstw ciśniańskich są wydzielone przez Wjałowa (1963) warstwy górnoberezyńskie.

Maksymalna miąższość warstw ciśniańskich wedle Ślączi (1971) przypada na okolice Cisnej, gdzie w pobliżu północnej granicy jednostki dukielskiej wynosi ona 1200 m. Jej spadek następuje szybko w poprzek struktur tektonicznych i wynosi około 75% na przestrzeni 20 km (Koráb & Ďurkovič, 1978). Wzdłuż struktur spadek jest wolniejszy i wynosi 75% na przestrzeni 60 km w kierunku NW od Cisnej (Ślącza,

1971) oraz około 70% na przestrzeni 40 km w kierunku SE od tej miejscowości (Danysz, 1973).

Warstwy ciśniańskie badano w trzech fałdach: brzeżnym, Łupkowa-Hyrlatej i Tokarni-Czerenina. Pierwszy z wymienionych fałdów reprezentuje profil odsłonięty w Cisnej, drugi zaś profil położony na SW od Żubraczego (Fig. 1). Obydwa usytuowane są w dolinie potoku Solinka. Profil fałdu Tokarni-Czerenina rozpoznano w przekroju na S od Komańczy (Fig. 1). Przedstawione profile syntetyczne uzupełniają obraz uzyskany przez Ślączkę (1971).

Zarówno profil w Cisnej, jak i następny ku SW z okolic Żubraczego wykazują cykliczność polegającą na przekładaniu się kilkusetmetrowych kompleksów bardziej i mniej łupkowych (Fig. 1). W tych ostatnich najwyraźniej zaznacza się obecność grubo- i bardzo gruboławicowych piaskowców warstwowanych frakcjonalnie i z bezładnie rozmieszczonymi ziarnami frakcji żwirowej. Charakterystycznym elementem profilu w Cisnej są osuwiska podmorskie rozdzielające uławicone partie profilu (Fig. 1). Składają się one głównie z łupków, którym towarzyszą w formie płatów deformacyjnych fragmenty grubych ławic piaskowców.

Profil położony na południe od Komańczy został rozpoznany badaniami Barmuty (1980). Zaznacza się w nim wzrost zawartości piaskowców gruboławicowych ku stropowi. Następuje to stopniowo, co utrudnia wydzielenie zdecydowanie różniących się kompleksów.

Warstwy ropianieckie w jednostce magurskiej badano w okolicy Łacka nad Dunajcem oraz w obszarze położonym na E od południka przechodzącego przez miejscowość Lipinki (Fig. 1). W tym ostatnim obszarze wychodnie warstw ropianieckich związane są z brzegiem płaszczowiny magurskiej oraz z otoczeniem okna tektonicznego Świątkowej. Takie umiejscowienie jest przyczyną silnego zaburzenia omawianych utworów, które utrudnia ustalenie położenia opracowywanych odsłonień w profilu, jak też i ocenę rzeczywistej miąższości. Jest to też powodem zróżnicowania informacji o omawianym profilu, zawartych w pracach Teisseyre'a (1931), Böhma (1932), Świdzińskiego (1931, 1932), Tokarskiego (1946), Oberca (1950), Jurkiewicza i Karnkowskiego (1959).

Przedstawiony profil oparto głównie na odsłonięciach w potoku Bednarka, poniżej miejscowości o tej samej nazwie. W najwyższej części profilu pod zwartym pakietem pstrych łupków można wyróżnić kompleks z silnie rozwiniętymi podmorskimi osuwiskami. Zawierają one fragmenty ławic piaskowców i wapieni. Obecność tych ostatnich stwierdzali też Świdziński (1931), Kozikowski (1956) oraz Jurkiewicz i Karnkowski (1959). Niżej rozwinięty jest kompleks łupkowo-piaskowcowy, w którym sporadycznie pojawiają się margle fukoidowe.

Niższa część profilu charakteryzuje się wydatnym udziałem piaskowców warstwowanych frakcjonalnie oraz o bezładnie rozmieszczonym ziarnie (Fig. 1). Ich ławice mają miąższość w granicach 100–500 cm. Łupki występują najczęściej w pakietach o miąższości poniżej 30 cm. Spotyka się sporadycznie beżowe margle, często stanowiące strop ławic piaskowcowych. Strefy osuwiskowe mają miąższości od 0,6 do 11,0 m.

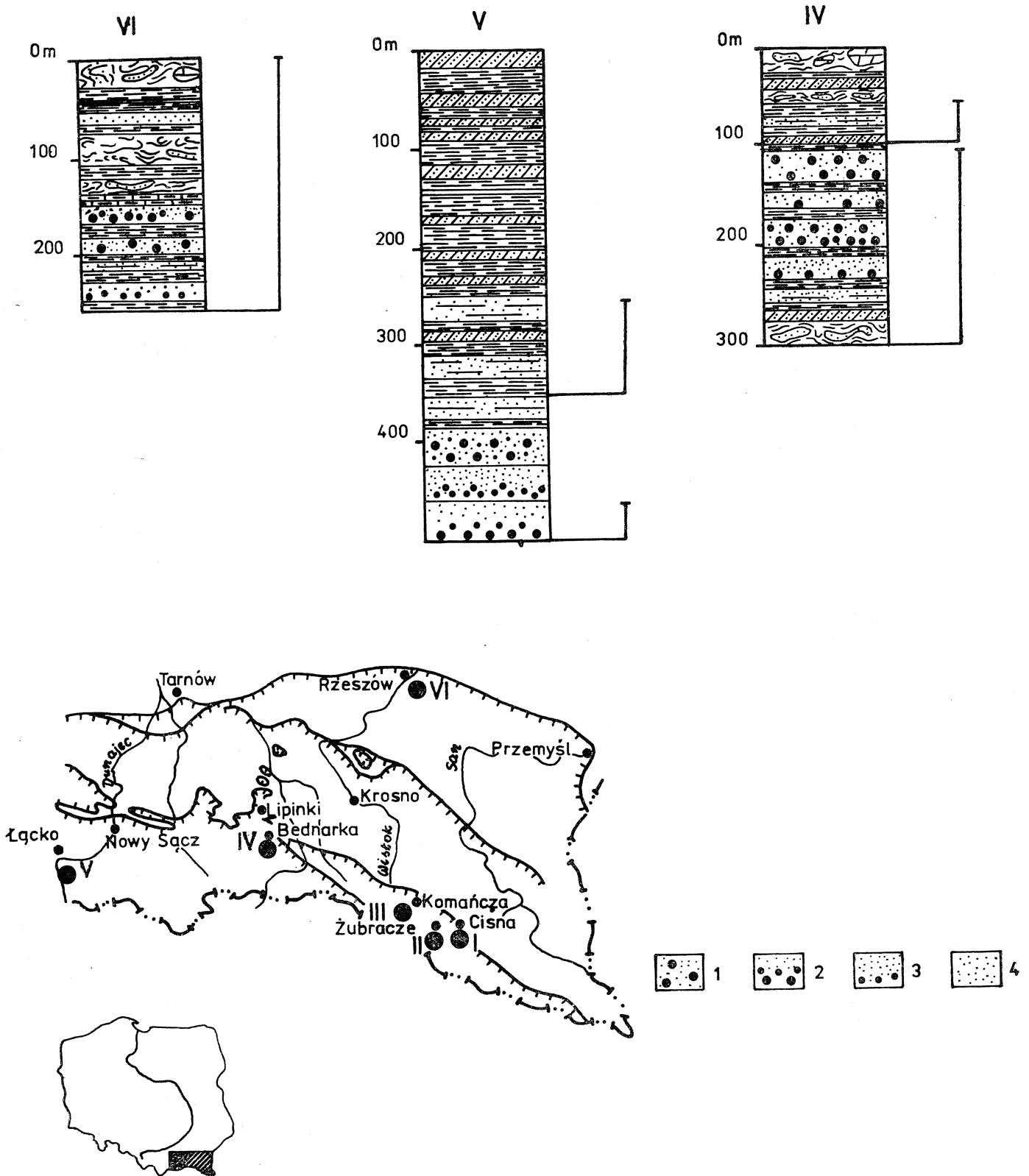


Fig. 1. Profile warstw ropianieckich jednostki dukielskiej (I, II, III), magurskiej (IV, V) oraz skolskiej (VI) i ich rozmieszczenie. 1 — piaskowce bezstrukturalne; 2–4 — piaskowce warstwowane frakcjonalnie: 2 — o dużym rozsiewie ziarna, 3 — o średnim rozsiewie ziarna, 4 — o małym rozsiewie ziarna; 5 — piaskowce laminowane poziomo; 6 — piaskowce laminowane przekątnie; 7 — piaskowce laminowane skorupowo; 8 — łupki; 9 — margle; 10 — osuwiska podmorskie; 11 — granice jednostek tektonicznych; 12 — położenie profili. Linie obok profili odpowiadają sumie sprofilowanej miąższości w wydzielonych kompleksach.

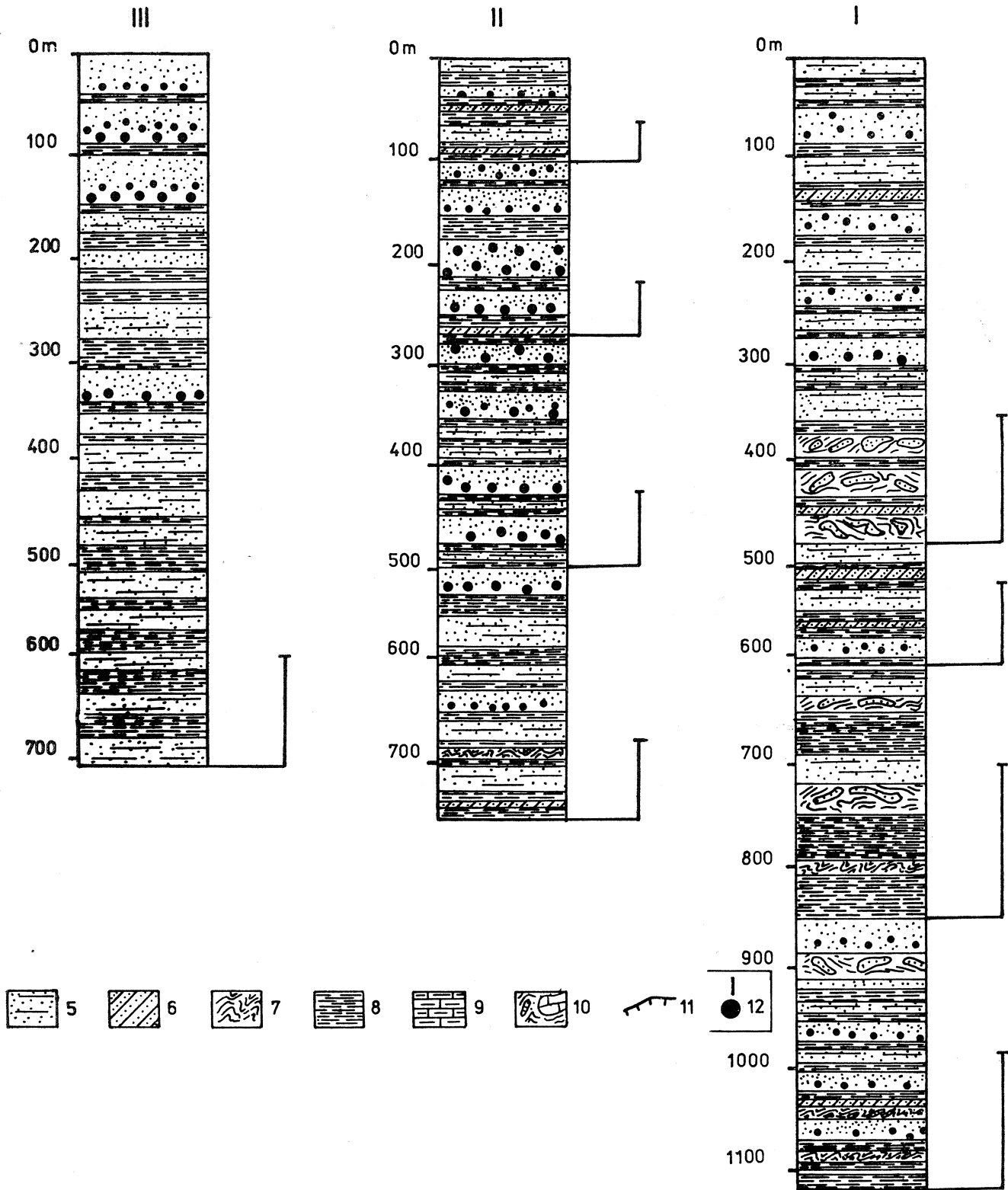


Fig. 1. Sections of Ropianka Beds in Dukla (I, II, III), Magura (IV, V) and Skole (VI) units. 1 — structureless sandstones; 2–4 — graded sandstones: 2 — large range of grain-size, 3 — moderate range of grain-size, 4 — small range of grain-size; 5 — horizontally laminated sandstones; 6 — cross-laminated sandstones; 7 — convolute-laminated sandstones; 8 — shales, 9 — marls; 10 — submarine slumps; 11 — boundaries of major tectonic units; 12 — location of measured sections. Lines along columns represent summary thickness measured in detail

Profil w okolicy Łącka skonstruowano na podstawie obserwacji Płonczyńskiego (1979) wykonanych w odsłonięciach na prawym brzegu Dunajca, na południe od centrum Łącka. Profil ten znajduje się w obszarze badanym przez Oszczypkę (1975a, b, 1979) i obejmuje wydzielone przez tego autora ogniwo piaskowców i zlepieńców z Życzanowa oraz warstwy z Zarzecza. Utwory te w pracy Alexandrowicza *et al.* (1984) zostały zaliczone do warstw ropianieckich, a wspomniane ogniwo piaskowcowe uznano za odpowiednik wydzielonych przez Świdzińskiego (1953) piaskowców krynickich. Te ostatnie budują spągową część profilu i reprezentowane są głównie przez grubolawicowe piaskowce warstwowane frakcjonalnie oraz o bezładnym rozmieszczeniu ziarna. Przejście do wyżej położonych łupków i piaskowców z Zarzecza (Alexandrowicz *et al.* 1984) następuje na odcinku kilku metrów.

Profil z jednostki skolskiej (Fig. 1) publikowany w pracy Bromowicza (1974) reprezentuje górną część warstw ropianieckich (kompleks III i IV). Został on wykonany na podstawie profili odsłonień rozmieszczonych na SE od Rzeszowa. Zawiera wydzielone przez Kotlarczyka (1978) ogniwo z Leszczyn oraz stropową część ogniwa z Wiaru. Zamieszczono go w niniejszej pracy z uwagi na podobieństwo do profilu warstw ropianieckich z brzeżnej, wschodniej części jednostki magurskiej. Podobieństwo to zaznacza się w zakresie udziału typów i odmian skał, ich cech teksturalnych, a także składu petrograficznego. W obu profilach pojawiają się osady powstałe w wyniku działania ruchów masowych. Są one reprezentowane przez podmorskie osuwiska oraz zlepieńcowe piaskowce bezstrukturalne. Te ostatnie stanowią zarówno żwirowce piaszczyste (parazlepieńce — Pettijohn, 1975), jak i wyróżnione przez Ślączkę i Thompsona III (1981) różne stadia spływów piaszczystych. Obok rzadko pojawiających się dolnych interwałów spływów (F_1 , F_2 i F_3), wykształconych jako ortozlepieńce (wedle podziału Pettijohna, 1975), najczęściej występuje górny interwał (F_5) znany też jako piaskowce z otoczkami (Leszczyński, 1981). Podobieństwo opisywanych profili podkreślone jest zjawiskiem rozsypliwości piaskowców. W obu profilach, wśród silnie wapnistych łupków i w obecności margli, obok zwięzłych występują piaskowce bezwapniste, kruche i rozpadające się w rękach. Należy jednak podkreślić znacznie większy udział margli w profilu warstw ropianieckich jednostki skolskiej. Są one tam znane jako margle z Węgierki lub margle bakulitowe (Geroch *et al.*, 1979).

Przy makroskopowych obserwacjach w piaskowcach jednostki skolskiej zaznacza się większy udział galukonitu oraz częsta obecność okruchów węgla.

ZMIENNOŚĆ SKŁADU PETROGRAFICZNEGO PIASKOWCÓW ROPIANIECKICH

Piaskowce ropianieckie należą do najwcześniej badanych petrograficznie skał fliszu karpackiego. Już w latach dwudziestych naszego wieku przedstawiono ich nowoczesną charakterystykę w pracach Kreutza i Gawła (1926) z jednostki skolskiej oraz w publikacjach Małkowskiego (1923) i Jaksy-Bykowskiego (1926) z jednostki magurskiej. Materiały z lat późniejszych dotyczące petrografii opisywanych pias-

kowców znaleźć można w pracach Jaskólskiego (1939) i Unruga (1968) z jednostki magurskiej, Ślączi (1971), Korába i Ďurkoviča (1978), Afanasjewej (1979) z jednostki dukielskiej oraz Bromowicza (1974) i Afanasjewej (1979) z jednostki skolskiej.

Dzięki jednolitej metodyce w zakresie pobierania prób jak i wydzieleniu analizowanych składników mineralnych przeprowadzone badania dają możliwość uchwycenia istotnych różnic w petrografii piaskowców z różnych jednostek tektonicznych. Należy podkreślić, że uzyskane wyniki oznaczeń składu mineralnego piaskowców nie odbiegają od prezentowanych w większości wyżej wymienionych prac. Inne wyniki podaje Unrug (1968) dla piaskowców ropianieckich (inoceramowych) z Beskidu Wysokiego, co będzie wyjaśnione w dalszej części pracy.

Przedmiotem badań było 49 prób pobranych z omówionych powyżej profili. W każdej próbie oznaczono skład ziarnowy i petrograficzny. Dla uchwycenia zróżnicowania składu petrograficznego materiału pochodzącego z różnych obszarów źródłowych pogrupowano próby z różnych jednostek tektonicznych. Z jednostki magurskiej osobno analizowano próby z profili okolic Bednarki i Łącka. Mając na uwadze wpływ uziarnienia na skład petrograficzny piaskowców fliszowych wykazany w pracach Kamińskiego *et al.* (1967), Unruga (1968) i Peszata (1984) rozdzielono próby pochodzące z różnych jednostek tektonicznych wedle ich średnich średnic (GSS). Wydzielono piaskowce grubo- i bardzo gruboziarniste o GSS poniżej 1Φ , średnioziarniste o GSS w granicach $1-2 \Phi$ oraz drobno- i bardzo drobnoziarniste o GSS powyżej 2Φ . W celu określenia pochodzenia kwarcu poddano go szczegółowej analizie w 8 szlifach mikroskopowych. Oceniano 100 kolejnych ziarn frakcji 0,20–0,25 mm wzdłuż założonych linii pomiarowych. Określano w nich defekty strukturalne, obecność wrostków mineralnych oraz wielkość i natężenie inkluzji ciekłych wraz z gazowymi. Opierając się na pracy Simanowicza (1978) podjęto próbę oceny pochodzenia kwarcu na podstawie powyżej wymienionych cech. Każdą z tych cech, wedle cytowanej pracy, wyznacza prawdopodobieństwo pochodzenia ziarna kwarcu z jednej spośród czterech przyjętych źródłowych skał. Ustalono, że możliwe jest, z większym lub mniejszym prawdopodobieństwem, rozróżnienie ziarna kwarcu pochodzącego ze skał metamorficznych, żył kwarcowych oraz granitoidów. W przypadku tych ostatnich rozróżnialne są kwarcie pochodzące z granitoidów starych tarcz krystalicznych współwystępujących ze skałami o wysokim stopniu przeobrażenia oraz typowych intruzywnych granitoidów. Pierwsze w skrócie nazwano starymi granitoidami, drugie zaś młodymi. Sumując wyniki analizy defektów strukturalnych, wrostków mineralnych oraz wielkości i natężenia inkluzji ciekłych i gazowych można określić najbardziej prawdopodobne pochodzenie obserwowanych ziarn kwarcu.

Uwzględniając stwierdzoną w pracach Kamińskiego *et al.* (1967, 1968), Unruga (1968), Ślączi (1971) jednolitość jakościową materiału okruchowego piaskowców karpackich sporządzono opis wspólny dla wszystkich badanych prób. Zróżnicowanie udziału poszczególnych składników (wahania i średnie) podano w tabeli 1.

Kwarc jest podstawowym składnikiem opisywanych piaskowców. Jego średni udział objętościowy, bez względu na pochodzenie prób, maleje wraz z malejącą średnicą ziarn od 46,7% w przypadku gruboziarnistych piaskowców z jednostki dukielskiej do 22,2% w przypadku drobnoziarnistych piaskowców z jednostki

magurskiej w okolicy Łącka (Tab. 1). Tendencja powyższa jest charakterystyczna dla piaskowców fliszowych i była wielokrotnie potwierdzana w literaturze.

Ponad 50% szczegółowo analizowanych ziarn kwarcu nie wykazuje defektów. Około 20% posiada nieprawidłową polikrystaliczność o różnej wielkości odmiennie zorientowanych optycznie kryształów. Dosty często spotykane są ziarna o kierunkowym, falistym ściemnianiu światła oraz o ściemnianiu przerywanym, falistym (około 10%). Inne rodzaje defektów strukturalnych ziarn kwarcu spotyka się rzadko.

Skład petrograficzny piaskowców ropianieckich
Petrographical composition of sandstones

Struktura Structure	Jednostka tektoniczna (profil)	Tetonic unit (section)	Liczba prób Number of samples	Kwarc Quartz	Skalenie Feldspars	Okruchy Rock	
						suma total	osadowe sedimentary
Grubo- i bardzo gruboziarniste Coarse- and very coarse- -grained	dukielska	Dukla	8	46,7 35,9–53,4	19,0 12,6–26,3	14,0 8,2–20,2	7,0 0,0–24,0
	magurska (Bednarka)	Magura (Bednar- ka)	3	46,3 34,4–56,2	12,0 8,0–17,0	10,9 7,8–15,0	41,0 24,0–50,0
	skolska	Skole	1	40,7	7,3	7,0	66,0
Średnioziarniste Medium-grained	dukielska	Dukla	5	39,8 34,6–45,4	16,7 7,6–23,0	7,7 3,6–11,2	16,0 4,0–47,0
	magurska (Bednarka)	Magura (Bednar- ka)	2	41,7 38,8–44,6	8,5 8,4–8,6	9,3 7,8–10,8	50,0 44,0–56,0
	magurska (Łącko)	Magura (Łącko)	3	45,6 41,4–47,4	9,5 8,0–10,8	13,7 11,4–15,2	31,0 18,0–46,0
	skolska	Skole	6	36,5 28,5–42,4	5,8 4,0–8,6	5,5 4,6–7,5	61,0 39,0–77,0
Drobno- i bardzo drobnoziarniste Fine- and very fine-grained	dukielska	Dukla	7	40,1 27,8–48,8	11,9 7,4–21,2	3,0 1,2–4,0	32,0 0,0–57,0
	magurska (Bednarka)	Magura (Bednar- ka)	7	34,2 21,0–54,4	4,5 1,8–8,0	3,7 2,0–6,2	64,0 54,0–74,0
	magurska (Łącko)	Magura (Łącko)	4	22,2 18,0–34,4	5,7 2,6–9,6	8,7 3,4–11,4	95,0 82,0–100,0
	skolska	Skole	3	32,9 26,4–38,3	5,3 4,1–5,9	5,6 4,1–6,7	74,0 70,0–79,0

Należy tu dodać, że w grubszych frakcjach znacznie wzrasta liczba ziarn z defektami. Ostatnio zależność taką dla ziarn kwarcu polikrystalicznego opisał Peszat (1984) w piaskowcach cergowskich.

Większość ziarn kwarcu (50–70%) opisywanej frakcji nie zawiera wrostków mineralnych. W pozostałych ziarnach stwierdzono wrostki następujących minerałów, wymienionych wedle częstości pojawiania się: minerały rudne, skalenie, rutyle, muskowity, cyrkony, biotyty.

Tabela — Table 1

(średnia i wahania) w % objętościowych
in Ropianka Beds (means and ranges) in volume %

skał fragments		Miki Micas	Glaukonit Glauconite	Inne składniki Other components	Spoiwo węglanowe Carbonate matrix	Spoiwo ilaste i krze- mionkowe Clayey and siliceous matrix	Średnia średnica ziaren Mean grain diameter Φ
magmowe magmatic	metamor- ficzne meta- morphic						
86,0 77,0–94,0	7,0 3,0–10,0	0,6 0,0–1,4	0,0	0,4 0,0–0,8	7,4 0,0–11,4	11,8 0,0–17,8	0,18 0,57 ÷ –0,30
51,0 36,0–76,0	8,0 0,0–14,0	0,7 0,0–1,2	0,1 0,0–0,2	0,8 0,2–1,4	27,0 17,0–42,6	2,3 0,0–4,2	–0,01 0,32 ÷ –0,30
33,0	1,0	0,1	0,4	1,7	34,3	8,5	0,93
75,0 53,0–92,0	9,0 0,0–16,0	2,3 0,0–5,2	0,5 0,0–1,4	0,6 0,0–2,2	10,7 0,0–41,8	21,7 0,0–40,8	1,40 1,80–1,07
40,0 35,0–44,0	10,0 0,9–12,0	1,3 1,0–1,6	0,5 0,2–0,8	2,5 0,6–4,4	32,5 28,6–36,4	3,7 0,0–7,4	1,40 1,40–1,39
48,0 30,0–70,0	21,0 12,0–28,0	4,7 3,4–6,2	0,0	0,5 0,2–1,0	6,7 2,4–9,8	19,2 14,8–22,6	1,46 1,60–1,37
36,0 23,0–61,0	3,0 0,0–6,0	0,3 0,2–0,4	1,4 0,7–1,9	2,2 1,2–2,8	47,6 43,2–57,2	0,7 0,0–4,1	1,67 1,83–1,43
48,0 5,0–83,0	20,0 0,0–38,0	3,1 0,8–5,0	0,4 0,0–1,0	1,5 0,6–3,2	23,5 0,0–45,2	16,4 0,0–34,0	2,76 3,37–2,20
28,0 16,0–40,0	8,0 0,0–14,0	1,5 0,8–3,6	0,5 0,0–1,0	3,6 0,6–6,6	50,6 23,6–67,8	1,5 0,0–10,2	2,67 3,50–2,15
4,0 0,0–8,0	1,0 0,0–4,0	3,0 0,8–4,2	0,0	1,1 0,8–1,6	59,2 47,2–68,6	0,0	3,34 3,50–2,87
26,0 21,0–30,0	0,0	0,4 0,0–0,8	1,6 1,0–2,1	3,0 0,3–7,1	51,1 47,8–56,1	0,0	2,60 2,67–2,50

Bardzo rzadkie są zarówno ziarna kwarcu nie zawierające inkluzji ciekłych i gazowych, jak też i ziarna zawierające je w dużych ilościach. W większości są to wyłącznie inkluzje małe, o słabym natężeniu.

Uzyskane wyniki wykazały małą zmienność udziału ziarn kwarcu różnego pochodzenia w piaskowcach ropianieckich poszczególnych jednostek (Tab. 2). Wyraźnie

Tabela — Table 2

Udział kwarcu różnego pochodzenia w %
Proportion of quartz of various provenance in %

Jednostka tektoniczna (profil) Tectonic unit (section)	Numer próby Sample number	Skały metamorficzne Metamorphic rocks	Stare granitoidy Old granitoids	Młode granitoidy Young granitoids	Kwarc żylny Vein quartz
Dukielska	4/9/g	62	20	4	14
Dukla	2/3/d	56	20	8	16
Magurska (Bednarka)	J-5/8	74	14	2	10
Magura (Bednarka)	J-5/100d	70	16	4	10
Magurska (Łącko)	I/2	62	16	0	22
Magura (Łącko)	I/1	70	22	0	8
Skolska	Bb-W	68	8	2	22
Skole	Cb-1 d	66	14	0	20

widoczny jest przeważający udział kwarcu ze skał metamorficznych oraz starych skał granitoidowych. W przypadku pierwszych zawiera się on w przedziale 56—74%, w przypadku drugich waha się od 14—22%. Niewielkie są ilości kwarcu pochodzącego z młodych granitoidów, nieco większe i zarazem najbardziej zróżnicowane z żył kwarcowych, gdzie udziały wahają się od 8 do 22% (Tab. 2). Próby pochodzące z jednostki dukielskiej w porównaniu z pozostałymi mają nieco mniejszą zawartość kwarcu ze skał metamorficznych, większą zaś kwarcu ze starych i młodych skał granitoidowych.

Skalenie w wyraźnie większych ilościach występują w piaskowcach ropianieckich jednostki dukielskiej. Ich średni udział objętościowy niezależnie od struktury piaskowców jest zawsze większy od stwierdzonego w pozostałych jednostkach. W przypadku grubo- i bardzo gruboziarnistych piaskowców z jednostki dukielskiej wynosi on 19,0%, drobno- i bardzo drobnoziarnistych zaś 11,9%, podczas gdy odpowiednie wartości maksymalne dla piaskowców pozostałych jednostek wynoszą 12,0%

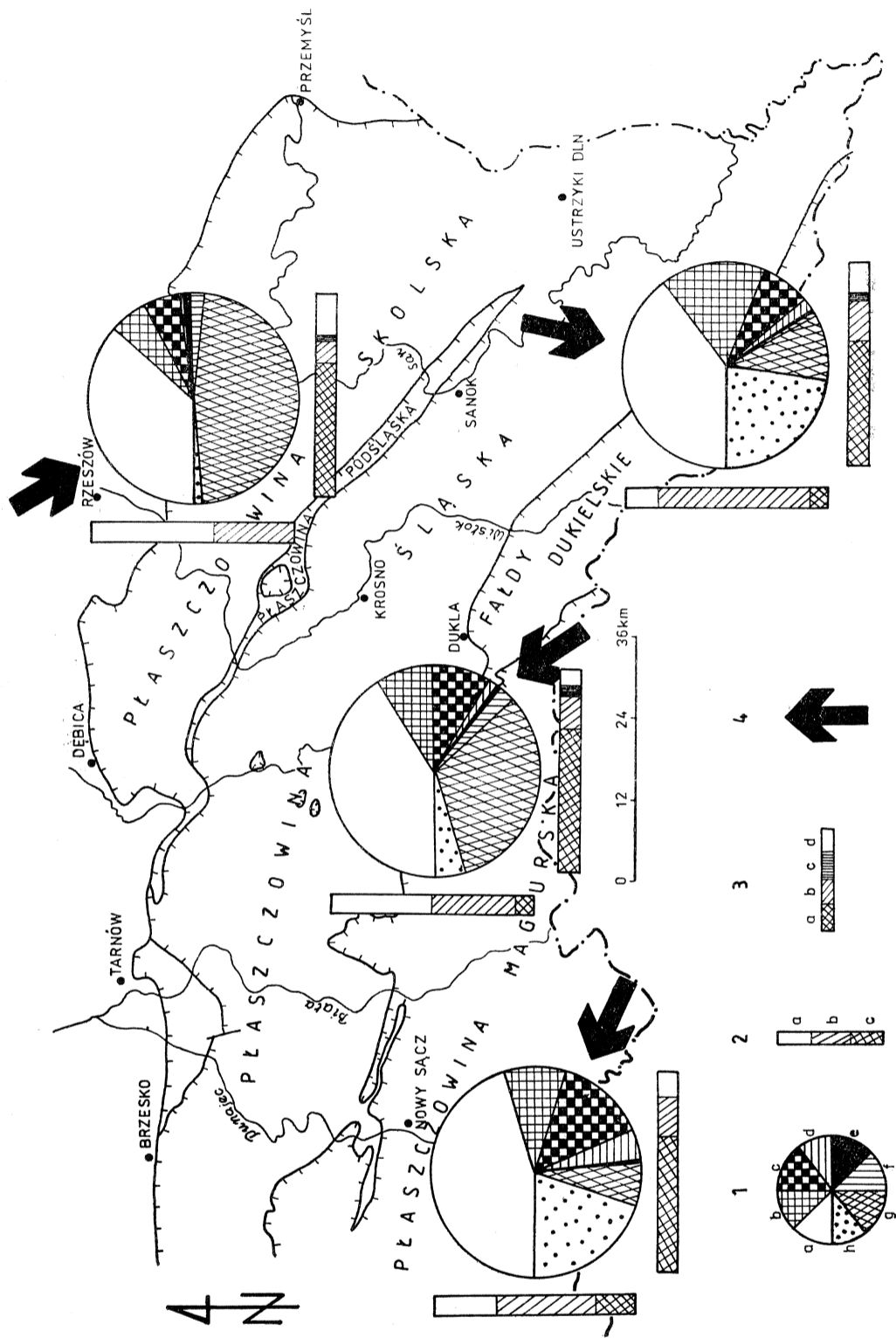


Fig. 2. Skład petrograficzny piaskowców ropianieckich. 1 — skład petrograficzny piaskowców: *a* — kwarc, *b* — skałenie, *c* — okruchy skal, *d* — miki, *e* — glaukonit, *f* — inne składniki, *g* — spoiwo węglanowe, *h* — spoiwo krzemionkowe i ilaste; 2 — skład okruchów skal: *a* — skały osadowe, *b* — skały magmowe, *c* — skały metamorficzne; 3 — udział kwarcu różnego pochodzenia: *a* — ze skał metamorficznych, *b* — ze starych granitoidów, *c* — z młodych granitoidów, *d* — z żył kwarcowych; 4 — modalne kierunki transportu materiału

Fig. 2. Petrographic composition of sandstones in Ropianka Beds. 1 — petrographic composition of sandstones: *a* — quartz, *b* — feldspars, *c* — rock fragments, *d* — micas, *e* — glauconite, *f* — other components, *g* — carbonate matrix, *h* — siliceous and clayey matrix; 2 — composition of rock fragments: *a* — sedimentary rocks, *b* — magmatic rocks, *c* — metamorphic rocks; 3 — proportion of quartz of various provenance: *a* — from metamorphic rocks, *b* — from old granitoids, *c* — from young granitoids, *d* — from quartz veins; 4 — modal directions of clastic supply

i 5,7%. Najniższe średnie zawartości skaleni stwierdza się z reguły w piaskowcach ropianieckich jednostki skolskiej. Wynoszą one odpowiednio 7,3% i 5,3%. Równocześnie w piaskowcach tych, w przeciwieństwie do pozostałych, skalenie alkaliczne przeważają nad plagioklazami. Wielkość ziarn skaleni jest zbliżona do wielkości kwarcu i również wraz ze zmniejszającą się średnicą maleje ich zawartość. Stan ich zachowania jest dość dobry, zwykle lepszy u plagioklazów. We wszystkich próbach są one zmętniałe, co najwyżej zaznacza się proces serycytyzacji. W obecności węglanowego spoiwa z reguły występuje proces korozji.

Okruchy skał, zgodnie z wykazaną w pracy Kamieńskiego *et al.* (1967) zależnością, w większej liczbie występują w piaskowcach o grubszym uziarnieniu. Najwyższą i najniższą ich średnią zawartość stwierdzono w piaskowcach jednostki dukielskiej. Pierwsza wynosi 14,0% dla piaskowców gruboziarnistych, druga 3,0% dla drobnoziarnistych. Zestaw okruszków skalnych jest podobny w piaskowcach poszczególnych jednostek tektonicznych. Skały magmowe reprezentują okruszki granitoidów i rzadko skał wylewnych, skały osadowe to przede wszystkim wapienie, rzadziej piaskowce, łupki i skały krzemionkowe, a skały metamorficzne to najczęściej łupki kwarcowo-łyszczkowe, rzadziej gnejsy. Zmienne są natomiast proporcje udziału okruszków skalnych rozdzielonych na magmowe, osadowe i metamorficzne (Tab. 1). Zmieniają się one w zależności od pochodzenia piaskowców, jak i ich uziarnienia. Wraz ze zmniejszającą się średnicą ziarn następuje wzrost zawartości okruszków skał osadowych kosztem głównie skał magmowych. O podobnej zależności wspominał już Bromowicz (1974). Wyraźnie różnią się od pozostałych proporcjami udziału okruszków skał piaskowce jednostki dukielskiej. We wszystkich odmianach strukturalnych zawierają głównie okruszki skał magmowych, których udział maleje od 86% w gruboziarnistych do 48% w drobnoziarnistych. Piaskowce obu obszarów jednostki magurskiej mają zbliżony udział okruszków skał osadowych i magmowych w odmianach grubo- i średnioziarnistych i wyraźną przewagę okruszków skał osadowych w odmianie drobnoziarnistej. We wszystkich odmianach strukturalnych piaskowce z jednostki skolskiej wykazują przewagę okruszków skał osadowych nad magmowymi, przy prawie zupełnym braku okruszków metamorficznych (Tab. 1).

Miki w przeciwieństwie do poprzednio opisanych składników, zgodnie ze znaną w literaturze tendencją (Unrug, 1968), wykazują wzrost zawartości w drobniej uziarnionych piaskowcach dając maksymalne wahania od 0,1% w gruboziarnistych do 3,1% w drobnoziarnistych. Są one reprezentowane głównie przez muskowitz, rzadziej biotyt. Tylko w piaskowcach jednostki dukielskiej biotyt wykazuje nieco większą zawartość, niekiedy dorównując muskowitzowi. Najmniej miki zawierają piaskowce jednostki skolskiej (Tab. 1).

Glaukonit w większej ilości pojawia się wyłącznie w piaskowcach jednostki skolskiej, gdzie osiąga zawartość średnią 1,6%. W pozostałych piaskowcach występuje rzadko, nie przekraczając średniej 0,5%. Nie obserwowano go zupełnie w piaskowcach z okolic Łącka w jednostce magurskiej (Tab. 1).

Inne składniki stanowią detryt uwęglonych szczątków organicznych, piryty i węglanowe szczątki organiczne. Te ostatnie w większej ilości towarzyszą drobnemu

ziarnu piaskowców, przy czym w najmniejszych ilościach rejestrowano je w piaskowcach jednostki dukielskiej, jak też i magurskiej okolic Łącka.

Spoiwo jest podobnie wykształcone w piaskowcach jednostki magurskiej i skolskiej. Jest ono głównie wapnisto-ilaste, w różnym stopniu przekryształizowane, zwykle obfite, o charakterze podstawowym. Gdy brak węglanów, pozostaje ubogie spoiwo ilaste sprawiające, że piaskowce stają się rozsypliwie. W piaskowcach jednostki dukielskiej stwierdzono większe zróżnicowanie jakości spoiwa. Poza najczęstszym węglanowo-ilastym występuje tam również spoiwo węglanowo-ilasto-krzemionkowe i krzemionkowo-ilaste. Nie stwierdzono wśród nich rozsypliwych piaskowców o ilastym spoiwie.

Udział spoiwa wzrasta przy zmniejszaniu średnicy ziarn, co jest zgodne z obserwacjami w innych piaskowcach fliszowych (Kamieński *et al.*, 1968; Unrug, 1968; Peszat, 1984). Towarzyszy mu generalnie zmniejszanie się zawartości spoiwa ilastego i krzemionkowego na korzyść węglanowego, które w piaskowcach jednostki skolskiej i magurskiej średnio przekracza 50%. Znacznie mniejszy jest przyrost spoiwa węglanowego w piaskowcach jednostki dukielskiej, gdzie maksymalna wartość średnia wynosi 23,5%.

ROZMIESZCZENIE OBSZARÓW ŹRÓDŁOWYCH

Przedmiotem badań były stropowe odcinki profilów warstw ropianieckich. Wedle szczegółowej analizy dostępnych materiałów, zawartej w pracy Kotlarczyka (1978), wiek opracowywanych utworów w jednostce skolskiej obejmuje senon i paleocen. Podobny wiek można przyjąć opierając się na informacjach zebranych w pracach Węclawika (1969), Bogacza *et al.* (1979) oraz Oszczyпки (1979) dla profilów opracowywanych w jednostce magurskiej. Dla warstw ciśnieńskich również dokumentowany jest wiek senon-paleocen w pracach Ślącza (1971) i Olszewskiej (1980). Można zatem uznać jednakowy wiek osadów w opracowywanych profilach.

We wszystkich badanych profilach występują kompleksy zawierające osady podmorskich osuwisk, a także spływów piaszczystych i żwirowych, charakteryzujące się obecnością gruboławicowych (do kilku metrów) piaskowców z podrzędnym udziałem łupków. Osady te mają wszelkie cechy fliszu bliskiego opisywanego m. in. przez Walkera (1967) i odpowiadają utworom deponowanym w proksymalnych częściach podmorskich stożków nasypowych, u podnóża skłonu szelfowego w obrębie równi basenowej (Mutti & Ricci-Luchi, 1975; Walker 1978; Ślącza & Thompson III, 1981). Mają więc cechy osadów deponowanych w pobliżu skłonów szelfowych zasilanych z obszarów źródłowych.

W jednostce dukielskiej materiał był transportowany generalnie z południowego wschodu (Ślącza, 1971; Danysz, 1973), przy czym wedle Książkiewicza *et al.* (1962) pochodził on również z północnego wschodu, a Koráb i Ďurkovič (1978) stwierdzają wyłącznie pochodzenie materiału ze wschodu i północnego wschodu. Książkiewicz *et al.* (1962) sytuują obszar źródłowy warstw ciśnieńskich na północno-wschodnim brzegu basenu dukielskiego. Podobnego zdania są Koráb i Ďurkovič (1978) dodając też kierunek wschodni. Ślącza (1971) i Danysz (1973) przyjmują

położenie stref źródłowych na południowym wschodzie, przy czym drugi z wymienionych autorów zakłada tam istnienie trzech kordylierek, z których jedna (środkowa) dzieli basen dukielski.

Wykonane w trakcie profilowania odsłoneń w pobliżu Cisnej pomiary kierunku transportu materiału (głównie jamek wirowych) wykazały zdecydowanie azymuty z NNE, około 190° (Fig. 2 i 3), podobne do notowanych z tego obszaru przez Ślączkę (1971). Obecność powyższych kierunków autor ten tłumaczy zróżnicowaniem morfologii dna, a w pracy z 1977 r. podkreśla brak facji, „którą można wiązać z wewnętrzną częścią stożka”. Można jednak przyjąć tezę o obecności w rejonie Cisnej charakterystycznych dla fliszu bliskiego struktur prądowych wskazujących na boczną dostawę materiału do basenu. Tezę tę potwierdza porównanie wykształcenia warstw ciśniańskich w badanych profilach, zmiany w profilach zamieszczonych w pracy Ślączi (1971) oraz materiały zawarte w pracach Korába i Ďurkoviča (1978); a także Ďurkoviča i Korába (1979). Według ostatnich z wymienionych, warstwy ciśniańskie na terenie Słowacji reprezentują asocjację skał należącą do górnej części średniego stożka podmorskiego w ujęciu Walkera (1978). Charakteryzują się one wysoką wartością wskaźnika ABC proponowanego przez Walkera (1967), która wynosi 79. Wskaźnik ten wyliczony dla piaszczystych kompleksów profilu w Cisnej i okolic Żubraczego wynosi odpowiednio 79 i 82, podczas gdy dla profilu w pobliżu Komańczy już tylko 63. Jakkolwiek powyższy wskaźnik nie może być użyty jako miara odległości od źródła materiału (Gradziński *et al.* 1976), niemniej pozwala na ilościowe porównanie osadów różnych części stożka podmorskiego. Wyraźnie wyższy jest gradient zmian facjalnych ku NW, zgodnie z rozciągłością powierzchni depozycyjnej, niż ku SW, prostopadle do rozciągłości powierzchni depozycyjnej. Odwrotnie natomiast zmienia się gradient miąższości osadów. Profil w Cisnej reprezentuje prawdopodobnie osady północno-zachodniej części podmorskiego stożka usypanego u ujścia kanionu. Materiał pochodził z płytkowodnej strefy tworzącej szelf wokół kordyliery rozdzielającej basen dukielski i śląski (Fig. 3). Stanowiła ona przedłużenie ku wschodowi kordyliery śląskiej (Książkiewicz, 1965).

Warstwy ropianieckie jednostki magurskiej w okolicy Bednarki zawierają materiał transportowany z południowego wschodu. Innych kierunków nie stwierdzono, a wartość azymutów jamek wirowych wynosi 338° (Fig. 2). Pomiary, opublikowane w pracach Książkiewicza *et al.* (1962) oraz Sikory (1970) z okolic Gorlic, wykazują obok powyższych też kierunki z północnego wschodu, przy czym w spągowej części profilu warstw ropianieckich, w obrębie piaskowców ze Szczawiny, rejestrowano wyłącznie kierunek z południa. Można więc przyjąć, że źródłem materiału dla warstw ropianieckich z okolic Bednarki była kordyliera południowo-magurska (Unrug, 1979) rozdzielająca basen magurski od bruzdy wewnętrzznopienińskiej (Samuel *et al.*, 1972). Ta sama kordyliera była źródłem materiału dla warstw ropianieckich z profilu w okolicy Łącka, gdzie rejestrowane azymuty jamek wirowych dały wartość modalną 290° (Fig. 2 i 3).

Warstwy ropianieckie jednostki skolskiej w obszarze na SE od Rzeszowa buduje materiał transportowany z północnego zachodu (Książkiewicz *et al.*, 1962; Bro-

mowicz, 1974). Jego źródłem były kordyliery: marginalna północna oraz północno-centralna (Unrug, 1979). Szelf utworzony u podnóża tych kordylierek miał dobre połączenie z otwartym morzem, czego dowodem jest makro- i ichnofauna margli z Węgierki (Burzewski, 1966; Kotlarczyk, 1978; Geroch *et al.* 1979).

UWAGI O BUDOWIE OBSZARÓW ŹRÓDŁOWYCH

Materiał frakcji piaszczystej występujący na szelfie reprezentuje obfity, uśredniony produkt niszczenia skał obszaru źródłowego, w mniejszej mierze zawiera też produkty powstałe w środowisku szelfowym. Zgodnie z przyjętym modelem sedymentacji fliszowej nie ulega on przemianom podczas transportu. Jego przemiany następują w trakcie procesów diagenety. Procesy te zaznaczyły się głównie rekrystalizacją spoiwa węglanowego, rozpuszczaniem materiału okruchowego oraz modyfikacjami substancji ilastej spoiwa (Demases, 1983; Burley, 1984; Milodowski & Wilmot, 1984; McBride, 1984). Przebieg takich procesów omawia szczegółowo w przypadku piaskowców cergowskich Peszat (1984). Przy zbliżonym składzie petrograficznym badanych piaskowców i podobnych warunkach przebiegu procesów diagenety można założyć, że zmodyfikowały one w zbliżony sposób materiał okruchowy. Można więc przypuszczać, że zachowały się pierwotne różnice składu materiału okruchowego pochodzącego z szelfów (w znaczeniu użytym przez Unruga, 1979) trzech kordylierek.

Zróznicowanie w składzie petrograficzno-mineralnym średnioziarnistych piaskowców ropianieckich ilustruje Fig. 2. Stosunkowo niewielkie różnice zaznaczają się pomiędzy piaskowcami jednostki skolskiej i magurskiej, a odbiegają od nich swym składem piaskowce jednostki dukielskiej. Te ostatnie zawierają wyraźnie więcej skaleni, z którymi koreluje się wyższa zawartość okruchów skał magmowych. Różnice te uwydatniają się jeszcze bardziej (Tab. 3) przy porównywaniu wskaźników petrograficznych omawianych w pracy Unruga (1968). Niezależnie od uziarnienia piaskowce z jednostki dukielskiej mają najwyższy wskaźnik skaleniowy oraz najniższe wskaźniki skał metamorficznych wraz z osadowymi i osadowych. Trzeba podkreślić fakt powtarzania się wzajemnych relacji wskaźników w różnie uziarnionych piaskowcach. Świadczy to o zachowaniu proporcji w udziale okruchów skalnych w materiale poszczególnych źródeł niezależnie od uziarnienia. W piaskowcach jednostki dukielskiej zaznacza się ponadto tendencja do wzrostu wskaźnika skaleniowego i zmniejszania się pozostałych wraz ze zmniejszającą się średnicą ziarna. Świadczy to o przechodzeniu składników skał magmowych do materiału okruchowego drobniej uziarnionych piaskowców. Można zatem przypuszczać, że w obszarze źródłowym piaskowców ropianieckich jednostki dukielskiej wyraźnie zaznacza się obecność skał granitoidowych. Wniosek ten potwierdza też podwyższona zawartość biotyту i dobry stan jego zachowania w omawianych piaskowcach. Wobec małej odporności tego minerału na wietrzenie (Spyridakis *et al.*, 1967) można sądzić o braku warunków sprzyjających jego przemianom w okresie przemieszczania się ze skały macierzystej do opisywanych piaskowców. Przemawia to za twierdzeniem o występowaniu biotyту na pierwotnym złożu. Wzrost wskaźnika skaleniowego

Tabela — Table 3

Wskaźniki petrograficzne piaskowców ropianieckich
Petrographic indices of sandstones in Ropianka Beds

Struktura Structure	Jednostka tektoniczna (profil) Tectonic unit (section)	Wskaźnik skaleniowy ¹ Feldspar index ⁴	Wskaźnik skał metamor- ficznych i osa- dowych ² Index of meta- morphic and sedimentary rocks ⁵	Wskaźnik skał osadowych ³ Index of sedi- mentary rocks ⁶
Grubo- i bardzo gruboziarniste Coarse- and very coarse-grained	dukielska Dukla	1,3	0,2	1,0
	magurska (Bednarka) Magura (Bednarka)	1,1	1,0	5,0
	skolska Skole	1,0	2,0	—
Średnioziarniste Medium-grained	dukielska Dukla	2,1	0,3	1,8
	magurska (Bednarka) Magura (Bednarka)	0,9	1,5	5,0
	magurska (Łącko) Magura (Łącko)	0,6	1,0	1,4
	skolska Skole	1,0	1,8	—
Drobno- i bardzo drobnoziarniste Fine- and very fine-grained	dukielska Dukla	3,9	1,1	—
	magurska (Bednarka) Magura (Bednarka)	1,2	2,6	—
	magurska (Łącko) Magura (Łącko)	0,6	—	—
	skolska Skole	0,9	2,8	—

¹ $\frac{\text{suma skaleni}}{\text{suma okruchów skał}}$

² $\frac{\text{suma okruchów skał metamorficznych i osadowych}}{\text{suma okruchów skał magmowych}}$

³ $\frac{\text{suma okruchów skał osadowych}}{\text{suma okruchów skał metamorficznych}}$

⁴ $\frac{\text{sum of feldspars}}{\text{sum of rock fragments}}$

⁵ $\frac{\text{sum of metamorphic and sedimentary rock fragments}}{\text{sum of magmatic rock fragments}}$

⁶ $\frac{\text{sum of sedimentary rock fragments}}{\text{sum of metamorphic rock fragments}}$

w drobniej uziarnionych piaskowcach informuje o bardzo drobnokrystalicznej strukturze źródłowych skał granitoidowych.

Przeprowadzona analiza kwarcu wykazała przewagę ziarn pochodzących ze skał metamorficznych. Równocześnie udział tych skał wśród okruchów jest niewielki (Tab. 1). Może to być spowodowane bądź strukturą tych skał, która nie pozwalała na ich zachowanie się w postaci okruchów frakcji piaszczystej, bądź też występowaniem kwarców pochodzenia metamorficznego na wtórnym złożu. Za pierwszym rozwiązaniem przemawiają wyniki analizy kształtu ziarn kwarcu zamieszczone w pracy Korába i Ďurkoviča (1978) oraz podkreślana w tejże pracy wysoka zawartość granatu wspomniana również przez Ślączkę (1971). Trzeba tu dodać, że autorzy radzieccy podkreślają niską zawartość granatów w tych samych utworach (Temnjuk & Rjabokon, 1961; Afanasjewa, 1979). Równocześnie Afanasjewa (1979) rejestruje bardzo duży udział (95%) skał metamorficznych w paleoceńskich zlepieńcach jednostki dukielskiej, gdzie stwierdzono kwarcyty, łupki kwarcowo-muskowitowe, łupki żelaziste oraz mikrognejsy z apatytem. Obecność słabo zmetamorfizowanych skał osadowych i wulkanicznych obok węglanowych, piaskowcowych i granitowych stwierdzają w górnokredowych osadach jednostki dukielskiej Koráb i Ďurkovič (1978). W budowie obszaru źródłowego warstw ropianieckich jednostki dukielskiej, który stanowiła wschodnia część kordyliery śląskiej (Fig. 3), główną rolę odgrywały skały metamorficzne w rodzaju kwarcytów i łupków kwarcowo-łuszczkowych w większości o strukturze grubszej niż drobnokrystaliczna. Towarzyszyły im skały granitoidowe, często o strukturach mikrokrytalicznych, oraz żyły kwarcowe. Udział skał osadowych był niewielki. Szczególnie godny podkreślenia jest mały udział skał węglanowych. Ich okruchy w piaskowcach ropianieckich jednostki dukielskiej pojawiają się najrzadziej. Znajduje to odbicie w wykształceniu spoiwa piaskowców, które często nie zawiera węglanów. Można więc przypuszczać, że w przypadku szelfu omawianej kordyliery rozwój osadów wapiennych, stanowiących według Unruga (1968), Unruga i Wendorffa (1976) i Peszata (1984) źródło spoiwa węglanowego piaskowców fliszowych, był stosunkowo niewielki.

Obszar źródłowy warstw ropianieckich jednostki magurskiej — kordyliera południowomagurska (Fig. 3) — dostarczał znacznie więcej okruchów skał osadowych, a szczególnie węglanowych w drobnych frakcjach. Analiza wskaźników petrograficznych (Tab. 3) wykazuje stałą wielkość wskaźnika skaleniowego (około 1) oraz lekki wzrost wskaźników skał osadowych i metamorficznych. Wobec minimalnego udziału okruchów skał metamorficznych wzrost tych wskaźników jest wynikiem zwiększonej zawartości wspomnianych już okruchów wapiennych w drobnoziarnistych piaskowcach. Można zatem przypuszczać, że część kwarców skał metamorficznych, stanowiących zasadniczy składnik badanych piaskowców (Tab. 1, 2) znajduje się na wtórnym złożu. Pozostałe pochodzą ze skał metamorficznych, których obecność w budowie kordyliery potwierdzają egzotyki notowane z utworów młodszych niż warstwy ropianieckie przez Nemčoka, Korába i Ďurkoviča (1968), Wiesera (1970), Marschalke (1975), Oszczypkę (1975b). Obecność skał magmowych (granitoidowych) w obszarze źródłowym potwierdza zarówno skład okruchów, jak

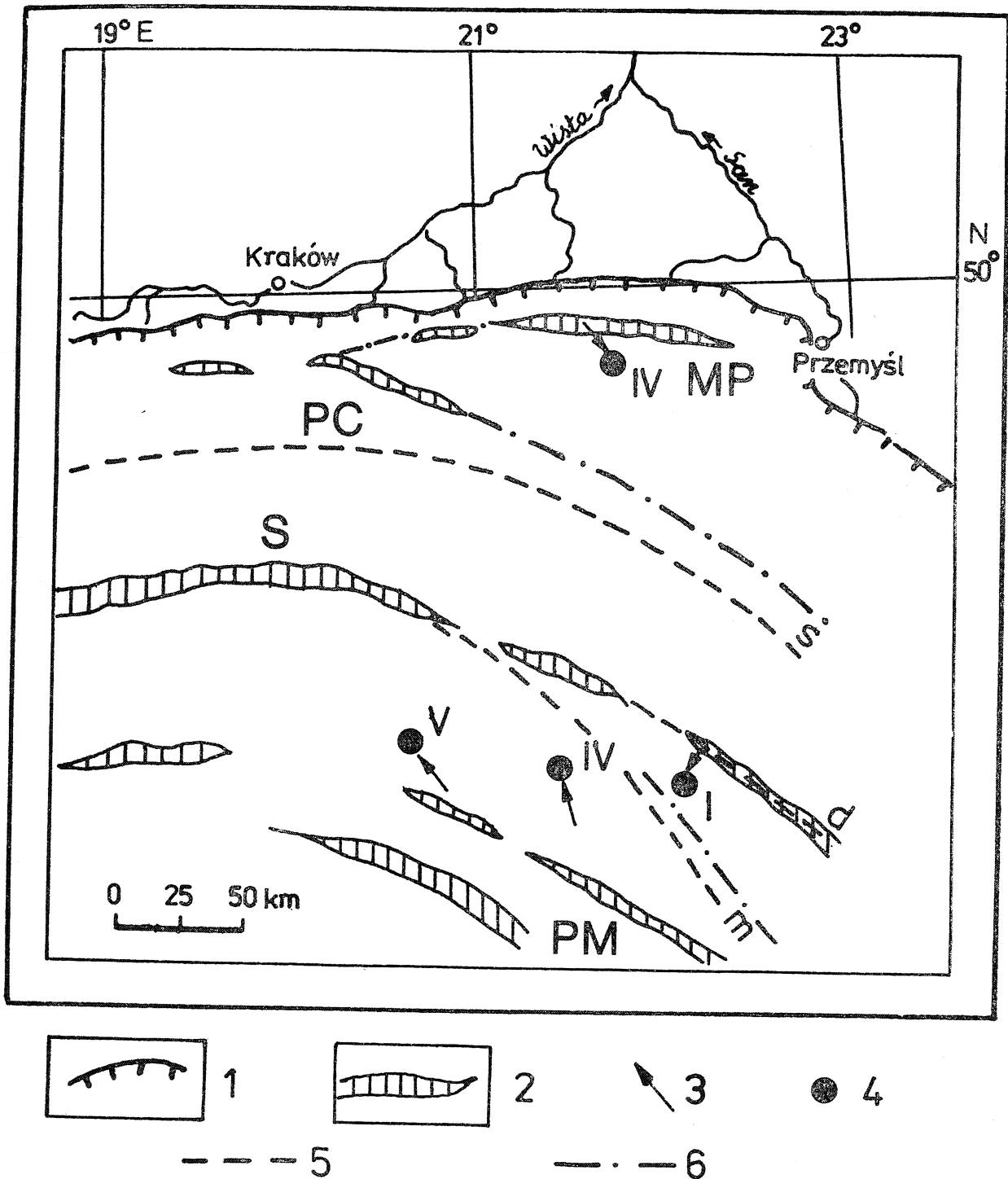


Fig. 3. Obszary źródłowe warstw ropianieckich w późnym senonie (według Książkiewicz *et al.*, 1962), 1 – obecny brzeg Karpat; 2 – obszary źródłowe; 3 – kierunki dostawy materiału; 4 – miejsca depozycji skał w opróbowanych profilach; 5 – przybliżone położenie północnego brzegu jednostki: *s* – śląskiej, *m* – magurskiej, *d* – dukielskiej; 6 – przypuszczalne grzbiety podwodne. Kordyliery: *MP* – marginalna północna, *PC* – północnocentralna, *S* – śląska, *PM* – południowo-magurska

Fig. 3. Source areas of Ropianka Beds in Late Senonian (after Książkiewicz *et al.*, 1982). 1 – actual front of Carpathians; 2 – source areas; 3 – directions of clastic supply; 4 – presumed sites of depositions of studied sections; 5 – presumed positions of external margins of present thrust units: *s* – Silesian, *m* – Magura, *d* – Dukla; 6 – hypothetical submarine ridges. Cordilleras: *MP* – Northern-Marginal, *PC* – Northern-Central, *S* – Silesian, *PM* – South-Magura

i obecność wśród kwarcu ziarn pochodzących ze starych granitoidów (Tab. 2). Ich udział wobec niskich wartości wskaźnika skaleniowego wydaje się niewielki, aczkolwiek jest potwierdzony obecnością tego rodzaju skał w egzotykach opisywanych przez poprzednio wymienionych autorów. Skały osadowe w obszarze źródłowym reprezentowane były przez piaskowce, skały krzemionkowe, a przede wszystkim przez różne odmiany strukturalne skał węglanowych. Obszar źródłowy o powyższym składzie petrograficznym jest podobny do masywu marmaroskiego opisywanego przez Patrułiusa *et al.* (1960) oraz Krugłowa (1965). Na uwagę zasługują fragmenty silnie zailonych wapieni (margli?) charakterystycznych szczególnie dla piaskowców drobnoziarnistych. Mogą one odpowiadać, opisywanym z egzotyków przez Oszczyrkę (1975b), marglom szarym wieku mastrycht-paleocen, które tworzyły się na szelfie kordyliery i stanowiły źródło zwykle silnie wapnistego spoiwa piaskowców.

Obszar źródłowy piaskowców ropianieckich jednostki skolskiej — kordyliera marginalna północna i północnocentralna — miał najwyższy spośród opisywanych udział skał osadowych. Szczególnie silnie reprezentowane tu były wapienie jurajskie, wielokrotnie opisywane w literaturze (Wójcik, 1908, 1913, 1914; Ney, 1957). Charakterystyczną cechą materiału z tego obszaru jest najniższy udział skał metamorficznych. Wobec znacznej przewagi kwarcu pochodzącego ze skał metamorficznych (Tab. 2) należy przypuszczać, że większość jego znajduje się na wtórnym złożu i pochodzi ze starych osadów piaszczystych. Potwierdza to bardzo niewielki udział skał metamorficznych reprezentowanych przez kwarcyty oraz gnejsy i fylity wśród egzotyków (Kreutz & Gaweł, 1926; Dżułyński *et al.*, 1979; Nowak, 1963). Niewielki był też w obszarze źródłowym udział skał magmowych, znanych głównie z okruchów skał granitoidowych wśród materiału detrytycznego piaskowców. Skał tego rodzaju nie notowano wśród egzotyków poza wspomnianą przez Książkiewicza (1965) obecnością pegmatytów. Godną uwagi jest przewaga skaleni alkalicznych nad plagioklazami stwierdzona w piaskowcach ropianieckich jednostki skolskiej przez Kreutza i Gawła (1926) i Bromowicza (1974). Jest to proporcja odwrotna do notowanej w piaskowcach pozostałych jednostek. Na podstawie mniejszej odporności plagioklazów na wietrzenie (Tood, 1968) i równocześnie dobrego zachowania skaleni w okruchach granitoidowych, można wnosić o pochodzeniu skaleni zarówno ze skał granitoidowych, jak i starszych skał piaskowcowych. Niewątpliwie wśród nich były piaskowce karbońskie współwystępujące z pokładami węgla, gdyż fragmenty węgla są obficie reprezentowane wśród omawianych osadów (Turnau 1970; Kotlarczyk, 1979). Obecność dużej ilości skał węglanowych w obszarze źródłowym była przyczyną rozwoju sedymentacji węglanowej na szelfie, która manifestowała się obecnością margli bakulitowych (Geroch *et al.* 1979) oraz silną wapnistością spoiwa piaskowców (Bromowicz, 1974). Na szelfie związanym z kordyliera dostarczającą materiał do basenu skolskiego panowały warunki sprzyjające silnemu rozwojowi glaukonitu, który w piaskowcach pozostałych jednostek występuje znacznie rzadziej (Tab. 1). Można przypuszczać, że na szelfie tym sedymentacja była bardziej powolna, sprzyjająca rozwojowi skał węglanowych i glaukonitu.

Skład petrograficzny piaskowców ropianieckich (inoceramowych), badanych przez

Unruga (1968), z Beskidu Wysokiego jest najbardziej zbliżony do składu piaskowców z jednostki dukielskiej. Podobieństwo to zaznacza się zarówno w drobno-, jak i średnioziarnistych piaskowcach w zakresie udziału skaleni, okruchów skalnych, łuszczyków i glaukonitu. Odmiennie kształtują się proporcje między skaleniami, gdyż Unrug (1968) notuje przewagę skaleni alkalicznych nad plagioklazami. Różnica zaznacza się też w udziale okruchów skał osadowych, które nie były obserwowane w piaskowcach Beskidu Wysokiego. Godnym podkreślenia podobieństwem jest natomiast udział biotyту w porównywanych piaskowcach i podwyższona zawartość granatów. Mimo stwierdzonych różnic w składzie, podobieństwo badanych piaskowców jest znaczne. Można zatem sądzić, że wykształcenie obszarów źródłowych piaskowców ropianieckich jednostki dukielskiej oraz magurskiej w obszarze Beskidu Wysokiego było podobne. Dla ostatnich z wymienionych obszarem źródłowym była wedle Książkiewicza *et al.* (1962) kordyliera śląska. Stwierdzone podobieństwo obszarów źródłowych potwierdza tezę, że obszar źródłowy dla opisywanych piaskowców jednostki dukielskiej stanowił przedłużenie ku wschodowi kordyliery śląskiej.

W podsumowaniu podkreślenia wymaga podobieństwo składu petrograficznego skał budujących kordyliery marginalne: północną (wraz z północnocentralną) i południowomagurską. Dostarczany przez nie materiał klastyczny pochodził głównie ze skał osadowych o przeważającym udziale wapieni. W budowie kordyliery śląskiej główną rolę odgrywały skały metamorficzne, którym towarzyszyły skały granitoidowe i żyły kwarcowe.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Afanasjewa, I. M., 1979. *Petrogieochimiczeskije osobiennosti fliszewoj formacji jużnogo skłona Sowietskich Karpat*. Izd. Naukowa Dumka, Kijew, 241 pp.
- Alexandrowicz, S. W., Cieszkowski, M., Golonka, J., Kutyba, J., Oszczytko, N. & Paul, Z., 1984. Stratygrafia strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej w polskich Karpatach fliszowych. *Biul. Inst. Geol.*, 340: 23–43.
- Barmuta, P., 1980. *Warstwy inoceramowe w dorzeczu górnego Wisłoka i możliwości ich surowcowego wykorzystania*. Praca magisterska (niepublikowana — unpublished). Archiwum Zakładu Złóż Surowców Skalnych IGiSM AGH, Kraków, 37 pp.
- Bogacz, K., Dziewański, J., Jednorowska, A. & Węclawik, S., 1979. Osady paleogenu płaszczowiny magurskiej w rejonie Owczar (Beskid Niski). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 43–65.
- Böhm, B., 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na SW ćwiartce arkusza Jasło—Dukla. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 33: 24–26.
- Bromowicz, J., 1974. Zmienność facjalna i wykształcenie litologiczne piaskowców inoceramowych jednostki skolskiej między Rzeszowem a Przemyślem. *Pr. Geol.*, 84: 81 pp.
- Burley, S. D., 1984. Patterns of diagenesis in the Sherwood Sandstone Group (Triassic), United Kingdom. *Clay Minerals*, 19: 403–440.
- Burzewski, W., 1966. Margle bakulitowe na tle litostratygrafii górnych warstw inoceramowych w Karpatach skibowych. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 7: 83–115.
- Danysz, W. W., 1973. *Heolohija zachidnoji czastyny piwdennoho schyłu Ukrainських Karpat*. Wyd. Naukowa Dumka, Kyew, 116 pp.
- Demases, T. J., 1983. Diagenesis of the Farmers Member Sandstones of the Borden Formation: a scanning electron microscope study of the Borden Formation. *Scanning Electron Microscopy. Sem. Inc., AMF O'Hare; Chicago*, pp. 1619–1626.

- Đurkovič, T. & Koráb, T., 1979. Štúdium proximality sedimentow dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska). *Geol. Pr. Sprawy*, 73: 89–110.
- Dzuleński, S., Kotlarczyk, J. & Ney, R., 1979. Podmorskie ruchy masowe. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm). Poziomy z olistostromami w Karpatach przemyskich. *Materiały Terenowej Konferencji Naukowej w Przemyśle: czerwiec 1979*, pp. 17–27.
- Geroch, S., Kryszowska-Iwaszkiewicz, M., Michalik, M., Prochazka, K., Radomski, A., Radwański, Z., Unrug, R. & Wieczorek, J., 1979. Sedymentacja margli z Węgierki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 105–133.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A. & Unrug, R., 1976. *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa 613 pp.
- Jaksa-Bykowski, Cz., 1926. Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magurskiego okolic Krościenka nad Dunajcem. *Arch. Miner. TNW*, 1: 123–138.
- Jaskólski, S., 1939. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 23: 97 pp.
- Jurkiewicz, H. & Karnkowski, P., 1959. O wieku warstw inoceramowych płaszczowiny magurskiej w okolicy Gorlic. *Acta Geol. Polon.*, 9: 17–54.
- Kamiński, M., Peszat, C. & Rutkowski, J., 1967. Zmienność petrograficzna piaskowców karpackich i zagadnienie ich klasyfikacji. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 499–508.
- Kamiński, M., Peszat, C., Rutkowski, J. & Skoczylas-Ciszewska, K., 1968. O wykształceniu i własnościach technicznych piaskowców godulskich. *Zesz. Nauk. AGH. Geologia*, 12: 86 pp.
- Koráb, T. & Đurkovič, T., 1978. *Geológia dukelskej jednotky (Flyš východného Slovenska)*. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 194 pp.
- Kotlarczyk, J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Pr. Geol.*, 108: 81 pp.
- Kotlarczyk, J., 1979. Węgiel we fliszu karpackim — kilka spostrzeżeń sedymentologicznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 135–154.
- Kozikowski, H., 1956. Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Biul. Inst. Geol.*, 110: 93–137.
- Kreutz, S. & Gaweł, A., 1926. Essai d'une caractéristique des roches dans le profil Borysław-Marażnica-Sochodnica. *Memoire de la 1-ere Rêunion de l'Assoc. Karpatique en Pologne; Borysław 1926–1927*, pp. 3–60.
- Krugłow, S. S., 1965. O prirodie Marmaroszkich utiosow Sowietkich Karpat. *Gieol. Sb. Lwow. Geol. Ob.*, 9: 41–54.
- Książkiewicz M., (red.), 1962. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*, z. 13. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz, M., 1965. Les cordillères dans les mers crétacées et paleogenes des Carpates du Nord. *Bull. Soc. Géol. France*, 7: 443–455.
- Leszczyński, S. 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51: 435–502.
- Małkowski, S., 1923. Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem. *Spraw. Państ. Inst. Geol.*, 2: 17–26.
- Marschalko, R., 1975. Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pasma a priláhlych tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Nauka o Zemi*, 9, *Geologica*, 10, Bratislava, 147 pp.
- McBride, E. F., 1984. Diagenesis of sandstone stratigraphic units III and IV, site 537. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 77: pp. 409–414.
- Milodowski, A. E. & Wilmot, R. D., 1984. Diagenesis, porosity and permeability in the Coralian Beds (upper Oxfordian) from the Harwell Research Site, south Oxfordshire, UK. *Clay Minerals*, 19: 323–341.
- Mutti, E. & Ricci-Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of Northern Appennines. *IX Intern. Congr. Sedim., Nice, Field Trip A11*: pp. 21–36.

- Nemčok, J., 1959. *Sprava z dukelsko-užockých vrás v povodi Uhu na východnom Slovensku*. Geofond, Bratislava.
- Nemčok, J., Koráb, T. & Ďurkovič, T., 1968. Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. *Geol. Pr., Zprávy*, 44–45: 105–118.
- Ney, R., 1957. O egzotykach wapieni jurajskich brzeżnej części Karpat i Przedgórze między Sanem i Wiarem. *Acta Geol. Polon.*, 7: 259–270.
- Nowak, W., 1963. Wstępne wyniki badań egzotyków warstw inoceramowych serii skolskiej z niektórych stanowisk Karpat przemyskich i birczańskich. *Kwart. Geol.*, 7: 421–430.
- Oberc, J., 1950. Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od Gorlic. *Biul. Państ. Inst. Geol.*, 7: 55 pp.
- Olszewska, B., 1980. Stratygrafia osadów kredy i paleogenu w centralnej części jednostki dukielskiej na podstawie otwornic. *Biul. Inst. Geol.*, 326: 59–107.
- Opolski, Z., 1929. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1928 na ark. Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne, *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 24: 10–11.
- Opolski, Z., 1930. Zarys tektoniki Karpat między Osławą-Łupkowem a Użokiem-Siankami. *Spraw. Państ. Inst. Geol.*, 5: 615–682.
- Oszczypko, N., 1975a. Budowa geologiczna Beskidu Sądeckiego między Jazowskiem i Tylmanową. *Kwart. Geol.*, 19: 946–947.
- Oszczypko, N., 1975b. Egzotyki w paleogenie magurskim między Dunajcem i Popradem. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 403–431.
- Oszczypko, N., 1979. Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 293–325.
- Patruius, D., Motasz, I. & Blachu, M., 1960. Geologiczeskoje strojenije Rumynskogo Maramuresza. *Materialy Karpato-Balkanskoj Assoc., Kijew*, 1: pp. 74–89.
- Pettijohn, F. J., 1975. *Sedimentary rocks*. Harper and Row, New York, 626 pp.
- Peszat, C., 1984. Zmienność składu petrograficzno-mineralnego piaskowców cergowskich na tle warunków ich depozycji i przemian diagenetycznych. *Biul. Inst. Geol.*, 346: 207–239.
- Płoczyński, J., 1979. *Wykształcenie litologiczne i możliwości wykorzystania piaskowców magurskich w okolicy Łącka*. Praca magisterska (nieopublikowana — unpublished). Archiwum Zakładu Złóż Surowców Skalnych, IGiSM AGH, 76 pp.
- Samuel, O., Borza, K. & Köhler, E., 1972. *Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the middle Vah Valley (West Carpathians)*. Géol. Ustav D. Štura, Bratislava, 619 pp.
- Sikora, W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 5–122.
- Simanowicz, I. M., 1978. *Kwarc pieszanych porod*. Izd. Nauka, Moskwa, 153 pp.
- Spyridakis, D. E., Chesters, G. & Wilde, S. A., 1967. Kaolinization of biotite as a result of coniferous and deciduous seedling growth. *Proc. Soil. Sci. Soc. Am.*, 31: 203–210.
- Ślaczka, A., 1971. Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 63: 97 pp.
- Ślaczka, A., 1977. Uwagi o budowie geologicznej Ziemi Krośnieńskiej. *Przew. 49 Zjazdu PTG, Krosno*. Wyd. Geol., Warszawa, pp. 7–31.
- Ślaczka, A. & Thompson III, S., 1981. A revision of the fluxoturbidite concept based on type examples in the Polish Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 51: 3–44.
- Świdziński, H., 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1930 na arkuszach Jasło–Dukla i Gorlice–Grybów. *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 30: 43–46.
- Świdziński, H., 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na ark. Gorlice–Grybów. *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 33: 27–30.
- Świdziński, H., 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. *Regionalna Geologia Polski*, I (2), Pol. Tow. Geol., Kraków, pp. 362–422.
- Teisseyre, H., 1931. Sprawozdanie z badań wykonanych w roku 1930 na arkuszu Jaśliśka (Ropianka). *Pos. Nauk. Państ. Inst. Geol.*, 30: 39–43.
- Temnjuk, F. P. & Rjabokon, O. S., 1961. Wydzielnja mineralohicznych prowincij w piwniczno-

- schidnij czastyni Ukrajinskih Karpat ta ich znaczenja dla paleoheohraficznych rekonstrukcij. *Dopowidi AN URSSR*, 7: 955—959.
- Tokarski, A., 1946. Zachodnia część fałdu Mrukowej oraz możliwości ropne terenów Pielgrzymki i Folusza. *Nafta*, 2: 378—385 i 416—422.
- Tood, T. W., 1968. Paleoclimatology and the relative stability of feldspar minerals under atmospheric conditions. *J. Sedim. Petrol.*, 38: 932—844.
- Turnau, E., 1970. Mikroflora i paleogeografia karbonu produktywnego w polskiej części Karpat. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 163—244.
- Unrug, R., 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 81—164.
- Unrug, R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc the Neogene tectogenesis. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 3—21.
- Unrug, R. & Wendorff, M., 1976. Carbonate cement and caly matrix in some proximal sandstones of the Carpathians Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci., Terre*, 24: 27—35.
- Walker, R. G., 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37: 25—43.
- Walker, R. G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 932—966.
- Węclawik, S., 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej, między Uściem Gorlickim a Tyliczem. *Pr. Geol.*, 59: 96 pp.
- Wieser, T., 1970. Skały egzotyczne z osadów płaszczowiny magurskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 123—161.
- Wjałow, O. S., 1963. Dejaki dani pro heolohiju basejnu r. Uż. (Zakarpjattja). *Dopowidi AN URSSR*, 7: 930—933.
- Wójcik, K., 1908. Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego koło Przemyśla. *Spraw. Komis. Fizjogr. Akad. Umiejętności w Krakowie*, 42: 3—24.
- Wójcik, K., 1913. Jura Kruchela Wielkiego pod Przemyślem. Cz. I i II. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiejętności*, 53: pp. 409—490 i 543—619.
- Wójcik, K., 1914. Jura Kruchela Wielkiego pod Przemyślem. Cz. III i IV. *Rozpr. Mat.-Przyr. Akad. Umiejętności*, 54: pp. 13—69 i 141—181.

Summary

PETROGRAPHIC DIFFERENTIATION OF SOURCE AREAS OF ROPIANKA BEDS EAST OF DUNAJEC RIVER (OUTER CARPATHIANS, POLAND)

Jan Bromowicz

The studied flysch deposits are Senonian—Palaeocene in age. They were laid down in three basins, supplied from different sources. Deposits of these basins are now represented in separate thrust sheets called: Dukla, Magura and Skole units (Fig. 2). Because of their lithological similarity, the deposits are given one name — Ropianka Beds or Inoceranian Beds.

Petrographical compositions of sandstones of the same age from different areas were studied, compared with one another, and inferences were made on the structure of source areas. Upper parts of sections of Ropianka Beds were studied, and their

top was considered as reference horizon. The measured sections were generalized and divided into units differing in share of shales or various types of sandstones. The graphic presentation (Fig. 1) shows the participation of these different lithologies, but not true thicknesses of layers. All studied sections include sequences with submarine slumps, sand-flows and debris-flows, sandstone beds several metres thick and only subordinate shales. Sedimentary features of these sequences indicate their deposition in proximal parts of submarine fans. Palaeotransport indices (flute casts) suggest lateral supply directly from shallow shelf zones around source areas. The source areas are identified as: Silesian cordillera for the Dukla basin, South-Magura cordillera for the Magura basin, Northern-Marginal and Northern-Central cordilleras for the Skole basin (Fig. 3).

Petrographical composition of sandstones derived from various cordilleras is shown in Table 1. The samples are grouped according to their mean grain size in order to eliminate the effect of grain size variation on petrographical composition.

Quartz is the main constituent. An attempt was made at determining its provenance, using the method proposed by Simanowicz (1978). The analysis of structural defects, of the kind and frequency of mineral inclusions and of liquid and gas inclusions, indicated that majority of quartz grains comes from metamorphic rocks (Table 2).

Feldspars are usually well preserved. They appear in greater amounts in the sandstones from the Dukla unit and are in least amount in the Skole unit.

The range of rock fragments remains similar regardless of the sandstone provenance. Magmatic rocks are mainly represented by granitoids and rarely by effusives; sedimentary rocks — firstly by limestones, in less amount by sandstones, shales and siliceous rocks; metamorphic rocks are mainly quartz-mica shists, subordinately gneisses. The sandstones in the Dukla unit differ markedly in their proportions of various types of rock fragments. All structural varieties of these sandstones contain predominantly fragments of magmatic rocks. Nearly complete absence of metamorphic rock fragments is characteristic of the sandstones of the Skole unit.

Micas are represented mainly by muscovite; only sandstones of the Dukla unit have elevated contents of biotite.

Glauconite is characteristic of sandstones of the Dukla unit.

The type of matrix is similar in sandstones of the Skole and Magura units. The matrix is usually rich, of carbonate-clayey type. When carbonate is lacking, the poor clayey matrix results in friable sandstones. The sandstones of the Dukla unit, apart of the carbonate-clayey matrix type, frequently have carbonate-clayey-siliceous or siliceous-clayey types. No purely clayey matrix was found in these sandstones.

It is assumed that diagenetical modification of the clastic material was similar for the sandstones laid down in the individual basins, because both the petrographical composition of the sandstones, and the conditions of diagenesis were similar. It is further inferred that the present differences in petrographical composition reflect the original differences in material supplied from source areas of different petrographic composition. The differences in structure of the source areas were inferred from the proportion of quartz of various provenance, from the differences in contents

of feldspars and allochthonous rock fragments (Fig. 2), and from the calculated petrographic indices (Table 3).

The Silesian cordillera was built mainly of metamorphic rocks such as quartzites and quartz-mica shists, predominantly of structures coarser than finely crystalline. These rocks were accompanied by granitoids, frequently of microcrystalline structure, and by quartz veins. Sedimentary rocks were present in small amounts.

The South-Magura cordillera included much more sedimentary rocks, mainly various carbonates, but also sandstones, and siliceous rocks. The small proportion of metamorphic rocks suggests that the quartz grains of metamorphic provenance, predominating over other types, are redeposited from sedimentary rocks. The presence of quartz from magmatic rocks, fragments of such rocks and pebbles and blocks of these rocks indicate that granitoids participated in the structure of the cordillera, but low value of the feldspar index (Table 3) suggests that they were present in only a small proportion.

The Northern-Marginal and Northern-Central cordilleras were built mainly of sedimentary rocks. The nearly complete absence of metamorphic rock fragments and their subordinate occurrence in exotic pebbles and blocks suggest their minute proportion in the structure of the cordilleras. The most part of the quartz grains of metamorphic provenance would thus be redeposited from older sedimentary rocks. Magmatic rocks of granitoid type were also subordinate. Dominating were carbonate rocks and sandstones, the latter accounting probably for the feldspar grains.

There were also marked differences in sediments dominating on shallows adjoining the individual source areas. The shallow zone bordering the Northern-Marginal and Northern-Central cordilleras was a site of slow deposition of carbonate, reflected now in the intercalations of *Baculites* marls, elevated glauconite content and high carbonate content in matrix of sandstones. Similar deposits were laid down near the South-Magura cordillera, but glauconite was not pronounced there. The carbonate content was low in sediments of shallow shelf of Silesian cordillera.