ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
Tom (Volume) XXXVIII — 1968 Zeszyt (Fascicule) 1 Kraków 1968

RAFAŁ UNRUG

KORDYLIERA ŚLĄSKA JAKO OBSZAR ŹRÓDŁOWY MATERIAŁU KLASTYCZNEGO PIASKOWCÓW FLISZOWYCH BESKIDU ŚLĄSKIEGO I BESKIDU WYSOKIEGO (POLSKIE KARPATY ZACHODNIE)

(Tabl. XV—XVI i 20 fig.)

The Silesian cordillera as the source of clastic material of the Flysch sandstones of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki ranges (Polish Western Carpathians)

(Pl. XV—XVI and 20 Figs.)

S t r e s z c z e n i e. Przedstawiono charakterystykę piaskowców tych ogniw litostratygraficznych serii śląskiej, serii przedmagurskiej i serii magurskiej, których materiał klastyczny pochodził z kordyliery śląskiej. Piaskowce poszczególnych ogniw wykazują zmienność składu mineralnego związaną zależnością wykładniczą z wielkością ziarna. Wapienne spoiwo, częste w piaskowcach fliszowych, ma charakter pierwotny i odgrywało w procesach transportu materiału klastycznego przez prądy zawiesinowe i sedymentacji taką samą rolę jak matrix detrytyczna.

Zmienność składu piaskowców w badanych profilach pozwala dokładniej odtworzyć przebieg erozji i wypiętrzania kordyliery śląskiej stanowiącej źródło materiału klastycznego. Wyróżniono cztery megarytmy denudacyjne, podczas których były dźwigane i erodowane różne części kordyliery. Przeprowadzono próbę oceny szerokości kordyliery i wielkości jej wypiętrzenia.

WSTĘP

Problem pochodzenia materiału klastycznego fliszu wiąże się ściśle z zagadnieniami petrograficznej charakterystyki piaskowców fliszowych. Analiza facjalna i sedymentologiczna basenu sedymentacyjnego fliszu Karpat oraz badania petrograficzne skał egzotycznych występujących w zlepieńcach fliszowych w postaci otoczaków udokumentowały istnienie śródgeosynklinalnych i marginalnych kordylier, które były wypiętrzane i erodowane dostarczając materiału klastycznego wypełniającego baseny sedymentacyjne poszczególnych serii fliszowych (J. N o w a k, 1927; M. K s i ą ż k i e w i c z, 1956). Dla określenia składu kordylier oraz przebiegu ich erozji i wypiętrzania niezbędna jest szczegółowa analiza serii osadowych powstałych w wyniku tych procesów. Wiele danych do rozwiązania tych problemów dostarczyć może analiza występowania drobnych okruchów skał w piaskowcach, co podkreślał już J. Z e r n d t (1924, 1927).

Analiza petrograficzna dostarcza też szeregu ważnych danych dotyczących sedymentacji fliszu.

Wśród kordylier rekonstruowanych w polskiej części geosynkliny karpackiej najważniejszą rolę odgrywała kordyliera śląska rozpoznana przez M. Książkiewicza (1935) przed przeszło trzydziestu laty. Kordyliera ta rozdzielała baseny sedymentacyjne serii śląskiej i serii magurskiej.

Praca niniejsza zawiera charakterystykę piaskowców fliszowych w wybranych przekrojach serii śląskiej, serii przedmagurskiej i serii magurskiej w zachodniej części polskich Karpat fliszowych oraz próbę rekonstrukcji związanego z tym obszarem odcinka kordyliery śląskiej.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Dotychczasowa znajomość składu petrograficznego kordylier basenu sedymentacyjnego fliszu karpackiego oparta jest głównie na wynikach petrograficznych badań egzotyków i porwaków tektonicznych skałek zewnętrznych. Stan wiadomości w tym zakresie został zestawiony ostatnio przez M. Książkiewicza (1965).

W badaniach piaskowców fliszowych Karpat prowadzonych przez polskich petrografów zaznaczały się dotychczas dwie przeciwstawne tendencje. Pierwsza z nich dążyła do opisu petrograficznego skał w profilach należycie udokumentowanych pod względem stratygraficznym i strukturalnym (S. Kreutz i A. Gaweł, 1927), druga widziała w badaniach petrograficznych drogę do rozwiązania problemów stratygraficznych i strukturalnych w tych przypadkach, gdy inne metody badań zawodziły (S. Małkowski, 1923; Cz. Jaksa-Bykowski, 1926; S. Jaskólski, 1939; Z. Obuchowicz, 1957). Mimo że ten drugi kierunek badań nie zawsze uzyskiwał zamierzone cele, zasługą jego jest położenie nacisku na metody ilościowe w badaniach piaskowców karpackich. W ostatnich latach oprócz opracowań lokalnych (T. Wieser, 1963, 1966; S. W. Alexandrowicz, K. Bogacz i S. Węcławik, 1966) zaznaczają się dwa nowe bardzo obiecujące kierunki badań: są to regionalne studia petrograficzne wybranych ogniw litostratygraficznych (M. Kamieński et al., 1963) lub serii (J. Bromowicz i Z. Rowiński, 1965) oraz badania petrograficzne wykorzystujące w szerokim zakresie wyniki badań sedymentologicznych i paleogeograficznych (A. Ślączka i R. Unrug, 1966).

MATERIAŁ

Próbki do badań petrograficznych piaskowców zostały zebrane z serii śląskiej i serii przedmagurskiej w profilu Beskidu Śląskiego (J. Burtan, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937), a z serii magurskiej w zachodniej części Beskidu Wysokiego (W. Sikora i K. Żytko, 1960). Badane były tylko te ogniwa litostratygraficzne wymienionych trzech serii, których materiał klastyczny pochodzi z kordyliery śląskiej (fig. 1).

W serii śląskiej badania objęły odcinek profilu od spągu warstw godulskich po strop warstw krośnieńskich. Przyjmuje się, że kordyliera śląska dostarczała już pewnych ilości materiału klastycznego w albie podczas sedymentacji warstw lgockich (M. Książkiewicz, 1962). W profilu Beskidu Śląskiego i obszarów przyległych gruboziarniste piaskowce

i zlepieńce dolnych warstw godulskich zawierają jednak liczne otoczaki warstw lgockich i innych skał fliszowych (K. Konior, 1938; M. Książkiewicz, 1951; W. Nowak, 1957). Na odcinku polskich Karpat zachodnich kordyliera śląska dostarczała znacznych ilości materiału klastycznego począwszy od górnego cenomanu.

W serii przedmagurskiej zebrano próbki w profilu Kamesznica—Koniaków (Pochodzita). Profil ten odpowiada „północnej jednostce przedmagurskiej" wydzielonej przez J. Burtan i S. Sokołowskiego (1956).

Z serii magurskiej próbki zebrano w północnych regionach facjalnych, wyznaczonych przez występowanie warstw inoceramowych, piaskowców pasierbieckich i osieleckich, warstw hieroglifowych, warstw podmagurskich oraz glaukonitowej facji piaskowca magurskiego.

Każde z ogniw litostratygraficznych zostało scharakteryzowane na podstawie 10 próbek. W przypadku występowania w obrębie jednego ogniwa wyraźnie się różniących odmian litologicznych ilość próbek była powiększona, przy czym poszczególne odmiany były scharakteryzowane na podstawie 5—10 próbek. W przypadku kilku cienkich i źle odsłoniętych ogniw litostratygraficznych ilość próbek była ograniczona do pięciu. Ogółem zbadano: z serii śląskiej 102 próbki, z serii przedmagurskiej 20 próbek, z serii magurskiej 102 próbki, razem 224 próbki. Próbki pobierano zarówno ze spągu, jak i ze stropu ławic frakcjonalnie warstwowanych w celu uzyskania możliwie pełnego obrazu zmienności składu piaskowców związanej z wielkością ziarna.

BADANY PROFIL SERII ŚLĄSKIEJ

W profilu serii śląskiej pobrano próbki w dolinie Wisły oraz w dolinach potoków spływających z południowych zboczy Baraniej Góry (fig. 1). Niewielka ilość próbek pochodzi z doliny Olzy w Istebnej i z potoków spływających ze zboczy Złotego Gronia.

Badany profil rozpoczyna się u spągu warstw godulskich, w których obrębie wydzielono szereg ogniw (J. Burtan, K. Konior i M. Książkiewicz, 1937).

Profil dolnych warstw godulskich rozpoczynają gruboławicowe zlepieńce i piaskowce, dla których charakterystyczna jest obecność licznych otoczaków wapieni i biała barwa zwietrzałych powierzchni skały. Próbki z tego oddziału zebrano w kamieniołomie Poniwiec w Ustroniu.

Wyższy oddział dolnych warstw godulskich składa się z cienkoławicowych glaukonitowych piaskowców krzemienistych, przekładających się z szarozielonymi i czarnymi łupkami. Próbki zebrano w potoku Suchym uchodzącym do Wisły w miejscowości Wisła—Polana. Miąższość dolnych warstw godulskich wynosi 600 m, w tym spągowe gruboławicowe zlepieńce i piaskowce stanowią 300—400 m.

Środkowe warstwy godulskie o miąższości 400—500 m składają się z drobno- i średnioziarnistych piaskowców glaukonitowych, średnio- i gruboławicowych, przekładających się z zielonymi i zielonoszarymi łupkami. Próbki z piaskowców zebrano z odsłonięć w prawym zboczu doliny Wisły, naprzeciwko ujścia potoku Jawornik.

Górne warstwy godulskie o miąższości około 900 m składają się z trzech wyraźnie różniących się typów litologicznych. Dominującym typem są

cienkoławicowe piaskowce glaukonitowe przekładające się z zielonymi i czarnymi łupkami. Wśród piaskowców cienkoławicowych występują grube wkłady gruboławicowych i gruboziarnistych piaskowców skaleniowych, a bliżej stropu tej serii rozwija się soczewkowaty kompleks zle-

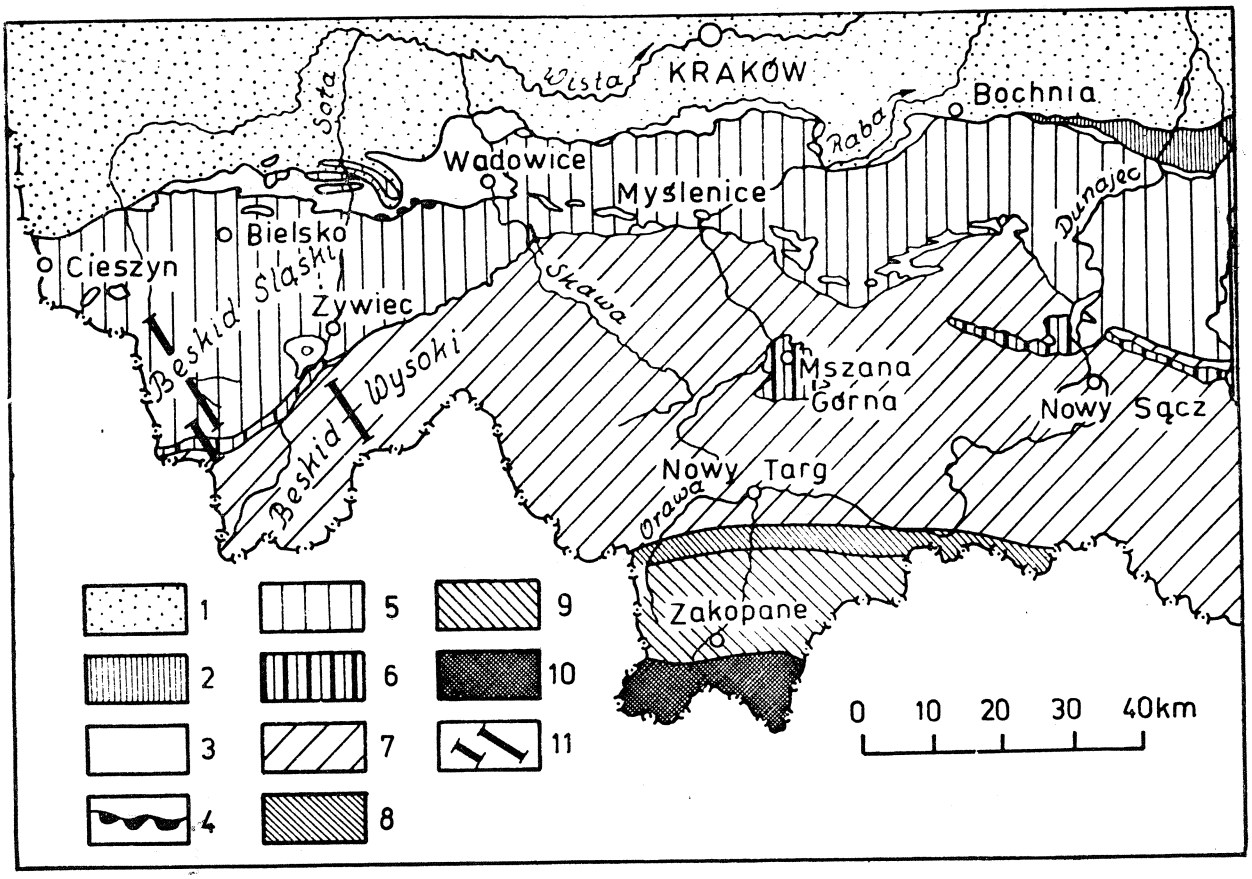


Fig. 1. Położenie opróbowanych profilów serii śląskiej, przedmagurskiej i magurskiej. 1 — przedgórze i rów przedgórski; 2 — płaszczowina skolska; 3 — płaszczowina podśląska; 4 — skałki zewnętrzne; 5 — płaszczowina śląska; 6 — jednostka przedmagurska; 7 — płaszczowina magurska; 8 — pieniński pas skałkowy; 9 — flisz podhalański; 10 — Tatry; 11 — profile opróbowane

Fig. 1. Situation of the sampled profiles of the Silesian series, the Fore-Magura series and the Magura Series. 1 — Foreland and foredeep; 2 — Skole nappe, 3 — Sub-Silesian nappe; 4 — external klippes; 5 — Silesian nappe; 6 — Fore-Magura nappe; 7 — Magura nappe; 8 — Pieniny Klippen Belt; 9 — Podhale flysch; 10 — Tatra Mts.; 11 — the sampled profiles

pieńców z Malinowskiej Skały. Próbki zostały zebrane w górnych warstwach godulskich:

— z piaskowców cienkoławicowych w dolinie Wisły poniżej połączenia Wisły z potokiem Malinka oraz w najwyższej części doliny potoku Bystra na E od Baraniej Góry;

— z gruboławicowych piaskowców skaleniowych w kamieniołomie w dolinie Wisły znajdującym się na E zboczu cypla oddzielającego dolinę Wisły od doliny potoku Łabajów;

— ze zlepieńców z Malinowskiej Skały z odsłonięć w korycie Wisły w Nowej Osadzie poniżej schroniska PTTK nad zaporą.

Na dolne warstwy istebniańskie o miąższości około 1500 m składają się trzy typy litologiczne: gruboławicowe zlepieńce i piaskowce, żwirowce ilaste i wkłady cienkoławicowych piaskowców odpowiadające wkładkom „typu inoceramowego" wyróżnionym na obszarze pogórza Wiśnicko-Róż-

nowskiego (K. Skoczylas-Ciszewska i M. Kamieński, 1959). Próbki z tych trzech typów skał zostały zebrane w dolinie potoku Bystra na SE zboczach Baraniej Góry.

Górne warstwy istebniańskie są trójdzielne w profilu Beskidu Śląskiego. Składają się na nie dolne łupki istebniańskie o zmiennej miąższości osiągające do około 150 m, górne piaskowce istebniańskie złożone z gruboławicowych gruboziarnistych zlepieńców i piaskowców o miąższości do 150 m i górne łupki istebniańskie o miąższości do 300 m. Próbki zostały zebrane z górnych piaskowców istebniańskich w dolinie potoku Janoska na S zboczach Baraniej Góry oraz w dolinie Olzy w Istebnej.

Piaskowce ciężkowickie rozwinięte są w Beskidzie Śląskim w postaci jednej lub dwóch soczewek gruboławicowych zlepieńcowatych piaskowców. Maksymalna ich miąższość wynosi około 200 m. Próbki zebrano z górnej soczewki piaskowca ciężkowickiego rozwiniętej na W od doliny potoku Janoska oraz z dolnej soczewki odsłoniętej w dolinie tego potoku.

Warstwy hieroglifowe rozwinięte są w profilu potoku Janoska jako zielone łupki z nielicznymi cienkimi ławicami drobnoziarnistych piaskowców. W wyższej części tego ogniwa piaskowce zanikają, a pojawiają się łupki czerwone. Miąższość warstw hieroglifowych wynosi około 200 m.

Warstwy menilitowe zawierają w spągowej części profilu odsłoniętego na zboczach wzgórza Tyniok poziom gruboziarnistych piaskowców o miąższości około 10 m. Poziom ten jest obecnie źle odsłonięty i próbki piaskowców zostały zebrane ze zwietrzeliny.

W stropie warstw menilitowych rozwija się w profilu Tynioka piaskowiec gródecki, gruboławicowy, grubo- lub drobnoziarnisty, glaukonitowy, osiągając miąższość do 50 m. Próbki z piaskowca gródeckiego zebrano na W zboczach Tynioka.

Warstwy krośnieńskie, osiągające 600 m miąższości, składają się z mikowych piaskowców płytowych, drobnoziarnistych, przekładających się z szarymi łupkami. W części spągowej rozwinięte są lokalnie drobnoziarniste piaskowce gruboławicowe, a część stropowa wykształcona jest jako popielate mikowe łupki margliste. Próbki z piaskowców zebrano w potoku Janoska i na SW zboczach Tynioka.

BADANY PROFIL SERII PRZEDMAGURSKIEJ

W profilu serii przedmagurskiej pobrano próbki w górnej części doliny potoku Kameszniczanka i na N zboczach grzbietu Pochodzitej. Odsłonięta tu seria odznacza się silnym rozwojem facji pstrych i szarych margli i pstrych łupków w górnej kredzie i w eocenie. Zawiera ona dwa ogniwa piaskowcowe: warstwy biotytowo-skaleniowe wieku senońsko-paleoceńskiego i warstwy krośnieńskie wieku oligoceńskiego.

Warstwy biotytowo-skaleniowe składają się z piaskowców drobno- i gruboziarnistych, średnio- i gruboławicowych, glaukonitowych, przekładających się z zielonoszarymi i czarnymi łupkami. Miąższość ich wynosi około 200 m. Próbki z piaskowców warstw biotytowo-skaleniowych zebrano w górnej części potoku Kameszniczanka.

Warstwy krośnieńskie składają się z piaskowców gruboławicowych, silnie mikowych, grubo- i drobnoziarnistych. Łupki są w tej serii bardzo słabo rozwinięte. Próbki zebrano w kamieniołomach znajdujących się w grzbiecie Pochodzitej.

BADANY PROFIL SERII MAGURSKIEJ

W serii magurskiej badaniami objęto tylko te jednostki litostratygraficzne, których materiał klastyczny transportowany był z północy i pochodził z kordyliery śląskiej. Większość materiału zebrano w północnym i środkowym regionie facjalnym (W. Sikora i K. Żytko, 1960) płaszczowiny magurskiej, w okolicy Sopotni Małej.

W północnym regionie facjalnym profil serii magurskiej rozpoczynają warstwy biotytowo-skaleniowe, zastępujące bocznie warstwy inoceramowe rozwinięte w regionie środkowym.

Warstwy biotytowo-skaleniowe składają się z piaskowców grubo- i średnioławicowych, grubo- i drobnoziarnistych, zielonych i popielatoszarych, zawierających dużą ilość biotytu. Piaskowce przekładają się z łupkami szarymi, zielonymi i czarnymi. Miąższość warstw biotytowo-skaleniowych osiąga 200 m. Próbki zebrano w lewobrzeżnym dopływie, uchodzącym do potoku Sopotnia Mała przy N krańcu wsi o tej samej nazwie.

Powyżej warstw biotytowo-skaleniowych zalegają w północnym regionie facjalnym serii magurskiej piaskowce z Mutnego, tworzące nieciągły poziom składający się z kilku soczewek. Piaskowce te są zwykle gruboławicowe, zlepieńcowate, grubo- i drobnoziarniste, przekładają się z łupkami szarymi, zielonymi i czarnymi. Maksymalna miąższość piaskowców z Mutnego osiąga 200 m. Próbki zebrano w odsłonięciach w dolinie Koszarawy w pobliżu wsi Mutne oraz w nieczynnym kamieniołomie w Cięcinie, w dolinie potoku Cięcina.

W położonym dalej ku południowi środkowym regionie facjalnym profil serii magurskiej rozpoczynają pstre łupki dolnego senonu, na których zalegają warstwy inoceramowe.

W warstwach inoceramowych dominują piaskowce drobnoziarniste, glaukonitowo-biotytowe, ciemnopopielate, grubo- i cienkoławicowe, przekładające się z czarnymi i popielatymi łupkami. Opisane piaskowce stanowią tak zwane „warstwy inoceramowe normalne" osiągające miąższość około 400 m. Wśród nich występują dwa inne typy litologiczne: piaskowce jasnopopielate przekładające się z pstrymi łupkami oraz gruboławicowe gruboziarniste i zlepieńcowate piaskowce przedzielane cienkimi warstewkami jasnopopielatych łupków. Piaskowce gruboławicowe warstw inoceramowych osiągają miąższość do 220 m (W. Sikora i K. Żytko, 1960). Próbki zebrano z warstw inoceramowych normalnych na S od wsi Sopotnia Mała w dolinie potoku Sopotnia Mała i w dolinie potoku Rastoka stanowiącego prawobrzeżny dopływ poprzedniego. Próbki z piaskowców gruboławicowych zebrano w potoku Zimna Roztoka. Nie zebrano natomiast próbek z warstw inoceramowych z wkładkami pstrych łupków, gdyż piaskowce w tym typie litologicznym wykazują kierunki transportu z SW, a zatem ich materiał klastyczny prawdopodobnie nie pochodzi z kordyliery śląskiej.

Powyżej warstw biotytowo-skaleniowych, piaskowców z Mutnego i warstw inoceramowych występują pstre łupki o miąższości około 120 m, zawierające cienkoławicowe, drobnoziarniste piaskowce barwy szaroniebieskawej. Próbki tych piaskowców zebrano w lewobrzeżnym dopływie potoku Sopotnia Mała, uchodzącym przy N krańcu wsi o tej samej nazwie. Pstre łupki zawierają w swej dolnej części wkłady gruboławicowych gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców ciężkowickich. Próbki z tych piaskowców zebrano w tym samym potoku w Sopotni Małej.

Kolejnym wyższym ogniwem serii magurskiej są piaskowce pasierbieckie, o zmiennej miąższości osiągającej maksymalnie około 350 m. Są to gruboławicowe gruboziarniste piaskowce i zlepieńce przekładające się z zielonymi łupkami, a lokalnie zawierające wkładki czerwonych łupków, popielatych margli i brunatnych łupków marglistych z radiolarytami. Próbki zebrano w Sopotni Małej w dolinie potoku Rastoka, stanowiącego prawobrzeżny dopływ potoku Sopotnia Mała uchodzący na S od wsi o tej samej nazwie, i w dolinie potoku Sopotnia Mała na N od ujścia potoku Rastoka. Piaskowce pasierbieckie zawierają też ławice drobno- i średnioziarnistych piaskowców glaukonitowych zbliżonych do północnej glaukonitowej facji piaskowca magurskiego. Z tej odmiany piaskowców nie zebrano próbek.

W obszarze położonym dalej ku południowi występują wśród margli łąckich średnio- i drobnoziarniste piaskowce glaukonitowe, reprezentujące bardziej drobnoziarnistą odmianę piaskowców pasierbieckich, określaną jako piaskowce osieleckie (M. Książkiewicz, 1956). Próbki tych piaskowców zostały zebrane w dolinie potoku Bystra w Złatnej.

Warstwy hieroglifowe, zalegające ponad piaskowcami pasierbieckimi i osieleckimi, a częściowo zazębiające się z nimi składają się z cienkoławicowych, drobnoziarnistych piaskowców mikowych, przekładających się z szarymi i zielonymi łupkami. Miąższość warstw hieroglifowych wynosi około 400 m. Próbki z tych warstw zebrano w potoku stanowiącym lewobrzeżny dopływ potoku Sopotnia Mała, uchodzący na S od wsi o tej samej nazwie.

Warstwy hieroglifowe zawierają też ławice i grubsze wkłady piaskowców typu pasierbieckiego, określane jako piaskowce pasierbieckie górne. Próbki z tych piaskowców zebrano w dolinie potoku Sopotnia Mała, na S od wsi o tej samej nazwie.

Warstwy podmagurskie reprezentowane są przez łupki margliste szare, niebieskawe i brunatne, zawierające litologicznie różnorodne piaskowce: cienko- i gruboławicowe, drobno- i gruboziarniste. Próbki zebrano w lewobrzeżnym dopływie potoku Sopotnia Mała uchodzącym na N od wsi o tej samej nazwie. Maksymalna miąższość warstw podmagurskich wynosi 700 m.

Profil serii magurskiej zamykają piaskowce magurskie. Próbki zebrano z północnej, glaukonitowej facji tych piaskowców w górnej części doliny potoku Przyłęków, na S od wsi o tej samej nazwie. Maksymalna miąższość piaskowców magurskich wynosi w tym obszarze 1000 m.

W piaskowcach magurskich zachodniej części Beskidu Wysokiego i w obszarach przyległych występują też inne odmiany litologiczne piaskowców: są to piaskowce typu pasierbieckiego, oraz piaskowce mikowe drobnoziarniste i piaskowce gruboziarniste skaleniowo-mikowe. W. Sikora i K. Żytko (1960) podają, że wszystkie te typy piaskowców wykazują kierunek transportu materiału klastycznego z północnego wschodu. Piaskowce mikowe są jednak zbliżone do południowej mikowej facji piaskowca magurskiego i prawdopodobnie ich materiał nie pochodził z kordyliery śląskiej (M. Książkiewicz, 1962). Piaskowce środkowego i górnego eocenu serii magurskiej z Beskidu Średniego i z rejonu Babiej Góry opisał ostatnio T. Wieser (1963, 1966).

SKŁAD MINERALNY PIASKOWCÓW

METODYKA

Dla każdego ogniwa litostratygraficznego lub występującej w jego obrębie odmiany litologicznej oznaczono skład mineralny piaskowców przy użyciu stolika integracyjnego Eltinor z ośmiokanałowym licznikiem, określając w procentach objętościowych zawartość kwarcu, skaleni, łyszczyków, okruchów skał, glaukonitu i spoiwa. Wśród ziarn kwarcu wyróżniono trzy typy: ziarna monokrystaliczne, ziarna polikrystaliczne (kwarc żyłowy) i ziarna mozaikowo zgranulowane (kwarc metamorficzny), których zawartość została podana również w procentach objętościowych.

W poszczególnych szlifach liczono 200 punktów. Dokładność oznaczenia składu mineralnego określona na podstawie nomogramu podanego przez L. van der P l a s i A. C. T o b i (1965) wynosi ±2—7% przy poziomie istotności 95%.

Skalenie scharakteryzowano bliżej przeglądając wszystkie ziarna występujące w szlifie i zaliczając je do jednego z następujących typów: ortoklazu, mikropertytu ortoklazowego, mikroklinu, mikropertytu mikroklinowego i plagioklazu. W podobny sposób określono bliżej skład okruchów skał, wśród których wydzielono: skały magmowe: granitoidy, mikropegmatyty i wylewowce, skały metamorficzne: gnejsy, łupki mikowe: biotytowe, muskowitowe, chlorytowe i serycytowe oraz metakwarcyty, skały osadowe: wapienie organogeniczne i organodetrytyczne, wapienie krystaliczne, wapienie pelityczne, chalcedonity, i śródformacyjne okruchy łupków ilastych i mułowców. Podane w dalszej części pracy procentowe zawartości poszczególnych typów skaleni i okruchów skał dotyczą zatem ilości ziarn i nie są bezpośrednio porównywalne ze składem mineralnym wyrażonym w procentach objętościowych.

Wielkość ziarna w badanych próbkach wyrażono jako średnią z 50 pomiarów średnic ziarn odrzutowanych na kierunek przesuwu stolika mikrometrycznego. Podano też maksymalną średnicę ziarn obserwowanych w szlifach. Ze względów technicznych badaniami objęto tylko piaskowce i drobnoziarniste zlepieńce, nie były natomiast badane zlepieńce gruboziarniste. Z otoczaków skał egzotycznych występujących w zlepieńcach gruboziarnistych wykonano szlify dla porównania ich z okruchami skał występującymi w piaskowcach i drobnoziarnistych zlepieńcach.

SERIA ŚLĄSKA — OPIS PETROGRAFICZNY

(Fig. 2)

D o l n e w a r s t w y g o d u l s k i e

Gruboławicowe zlepieńce i piaskowce (tabl. XV fig. 1)

Średnia wielkość ziarn: 0,20—0,72 mm, maksymalna 3,64 mm.
Skład: kwarc: 28,5—59,5%, średnio 47,4%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 57,6%, kwarc polikrystaliczny 30.9%, kwarc zgranulowany 12%.

S k a l e n i e : 1,5—6%, średnio 3,8%; w tym średnio: ortoklaz 57,2%, mikropertyt ortoklazowy 15,2%, mikroklin 1,7%, plagioklaz 25,9%.
Ł y s z c z y k i: 0—3%, średnio 1,5%.

Okruchy skał: 3—35%, średnio 13,6%; w tym średnio: skały magmowe 10%, skały metamorficzne 37%, skały osadowe 53%.
Glaukonit: 1,5—9%, średnio 4%.
Spoiwo: 16,5—58,5%, średnio 29,8%.

Duże ziarna kwarcu powyżej 1 mm średnicy należą przeważnie do kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego. Większość ziarn monokrystalicznych wykazuje równomierne wygaszanie. Widoczna jest umiarkowana korozja ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo. Sporadycznie występują na ziarnach kwarcu obwódki regeneracyjne.

Ziarna skaleni są często zserycytyzowane lub skalcytyzowane. Łyszczyki są reprezentowane przez muskowit i brunatny biotyt, często schlorytyzowany i rzadszy biotyt zielony.

Wśród okruchów skał przeważają ilościowo skały osadowe reprezentowane głównie przez różnorodne wapienie. Występują wapienie kalpionellowe z *Crassicolaria parvula*, wapienie glonowe z *Globochaete*, *Stomiosphaera* i *Dasycladaceae* [1]. Towarzyszą im liczne okruchy chalcedonitu. Wśród skał magmowych występują granity ortoklazowe i wylewowce — kwarcowe porfiry składające się z prakryształów kwarcu, nieoznaczalnego skalenia i biotytu występujących w tle skalnym o pilotaksytowej strukturze. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy ortoklazowe i ortoklazowo-plagioklazowe, łupki serycytowe, biotytowe, muskowitowe i chlorytowe (łupki wymienione są tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania) oraz metakwarcyty.

Glaukonit występuje w postaci ziarn o ciemnozielonej barwie i agregatowej polaryzacji światła. W większości próbek ziarna glaukonitu są kompakcyjnie zdeformowane i tylko w próbkach o obfitym podstawowym spoiwie mają formy kuliste.

Spoiwo kalcytowe, podstawowe, przekrystalizowane typu poikiloklastycznego jest typem dominującym,. Występuje też spoiwo kalcytowe mikrokrystaliczne podstawowe lub porowe. W próbkach gruboziarnistych występuje licznie w spoiwie detrytus litotamniowy i otwornice. Również w próbkach gruboziarnistych obserwuje się często wciskanie się ziarn kwarcu w okruchy wapieni. Z malejącą średnią średnicą ziarna rośnie zawartość kwarcu, skaleni, glaukonitu i spoiwa. Zawartość łyszczyków nie zmienia się, a zawartość okruchów skał spada.

Piaskowce cienkoławicowe (tabl. XV fig. 2)

Średnia wielkość ziarn: 0,05—0,17 mm, maksymalna 0,35 mm. Skład:
kwarc: 36—61,5%, średnio 52%; w tym średnio kwarc monokrystaliczny 98%, kwarc polikrystaliczny 1%, kwarc zgranulowany 1%.
Skalenie: 5,5—14%, średnio 10%.
Łyszczyki: 1—19,5%, średnio 6,8%.
Glaukonit: 0—10%, średnio 4,5%.
Spoiwo: 15—39%, średnio 26%.

Kwarc reprezentowany jest niemal wyłącznie przez ziarna monokrystaliczne. Silnie rozwinięta regeneracja ziarn kwarcu prowadzi do powstania agregatów kwarcytu regeneracyjnego obejmujących kilka do kilkunastu ziarn. Przy obliczeniu składu mineralnego krzemionkę regeneracyjną ujęto łącznie z kwarcem klastycznym, gdyż granice ziarn klastycznych widoczne są tylko w nielicznych przypadkach.

[1] Autor składa uprzejme podziękowanie doc. drowi S. Gerochowi za oznaczenie mikroskamieniałości.

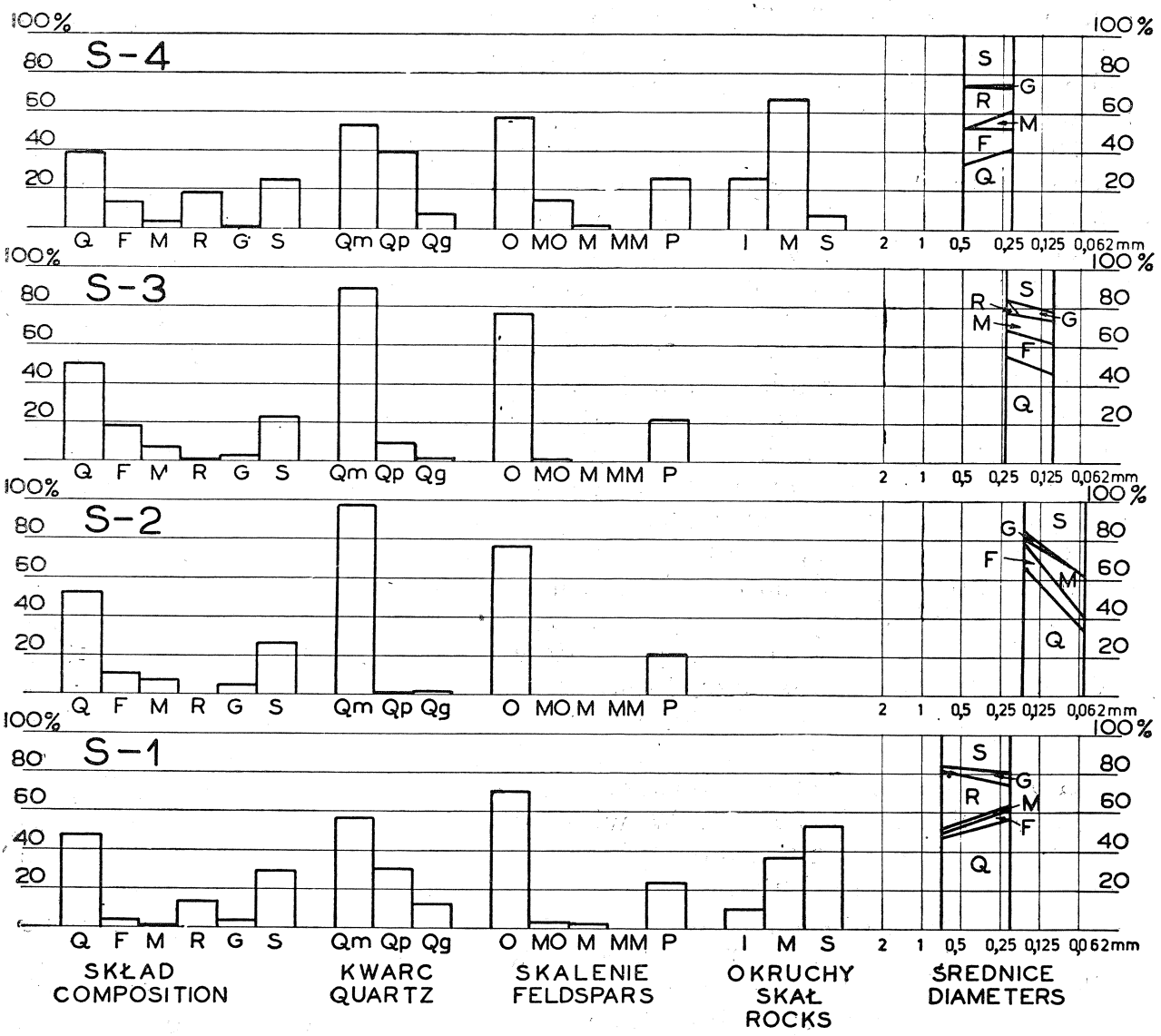
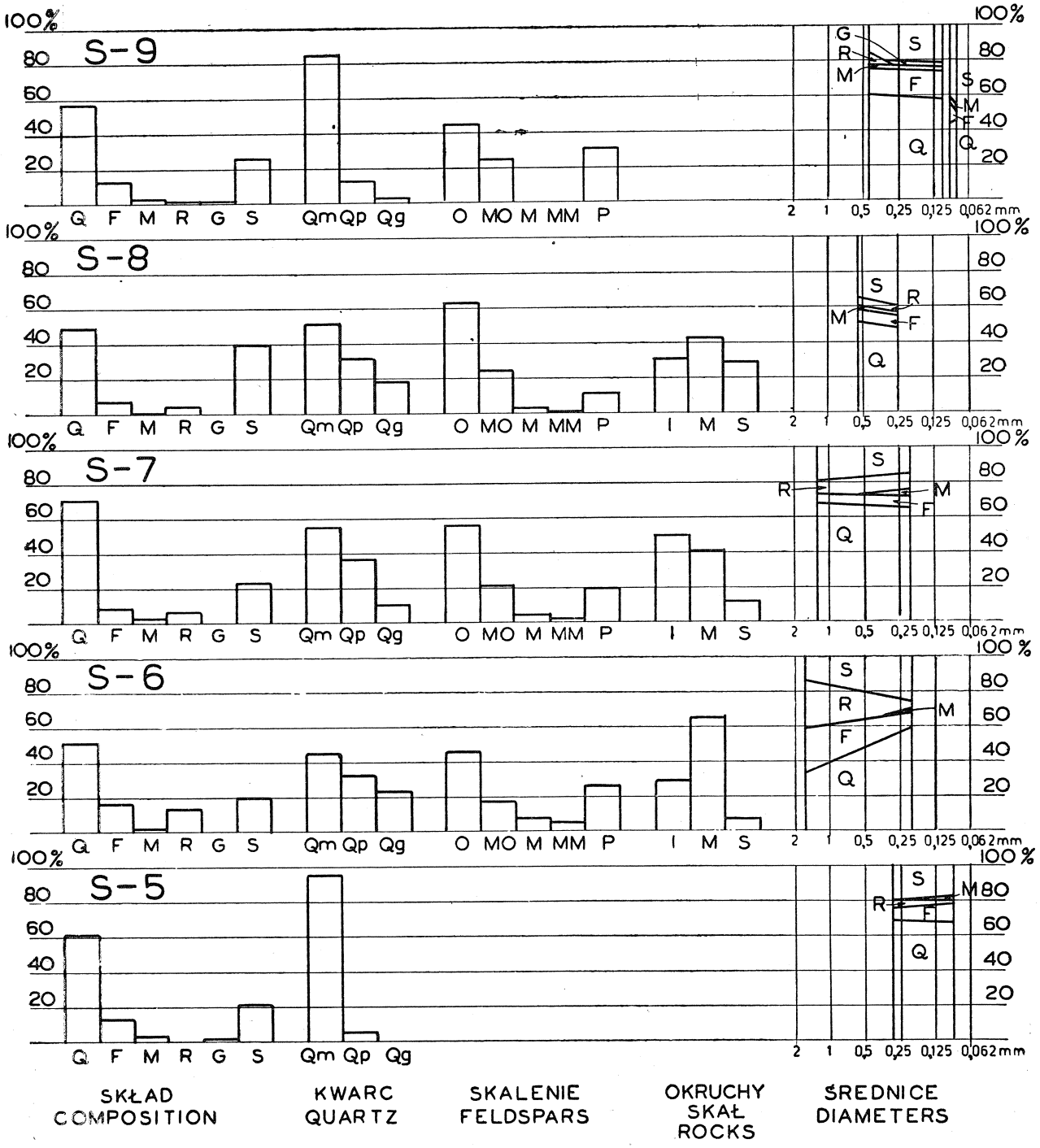


Fig. 2. Średni skład mineralno-petrograficzny piaskowców serii śląskiej i zależność składu od średniej wielkości ziarna (prawa kolumna). Skład: Q — kwarc; F — skalenie; M — łyszczyki; R — okruchy skał, G — glaukonit; S — spoiwo. Kwarc: Qm — kwarc monokrystaliczny; Qp — kwarc polikrystaliczny; Qg — kwarc zgranulowany. Skalenie: O — ortoklaz, MO — mikropertyt ortoklazowy, M — mikroklin, MM — mikropertyt mikroklinowy, P — plagioklazy. Okruchy skał: I — skały magmowe, M — skały metamorficzne, S — skały osadowe. Ogniwa litostratygraficzne: S-1 — dolne warstwy godulskie gruboławicowe; S-2 — dolne warstwy godulskie cienkoławicowe; S-3 — środkowe warstwy godulskie, S-4 — górne warstwy godulskie gruboławicowe; S-5 — górne warstwy godulskie cienkoławicowe; S-6 — górne warstwy godulskie, zlepieńce z Malinowskiej Skały; S-7 — dolne warstwy istebniańskie, piaskowce gruboławicowe; S-8 — dolne warstwy istebniańskie, żwirowce ilaste; S-9 — dolne warstwy istebniańskie, piaskowce cienkoławicowe; S-10 — górne piaskowce istebniańskie; S-11 — piaskowce ciężkowickie; S-12 — warstwy hieroglifowe; S-13 — warstwy menilitowe, piaskowce spągowe; S-14 — piaskowce gródeckie, S-15 — warstwy krośnieńskie

Fig. 2. Mean composition of the sandstones of the Silesian series and the relation between composition and mean grain size (right column). Composition: Q — quartz; F — feldspars; M — micas; R — rock fragments; G — glauconite; S — cement and/or matrix. Quartz: Qm — monocrystalline quartz; Qp — policrystalline vein quartz; Qg — policrystalline metamorphic quartz. Feldspars: O — orthoclase; MO — orthoclase microperthite; M — microcline; MM — microcline microperthite; P — plagioclases. Rock fragments: I — igneous rocks; M — metamorphic rocks; S — sedimentary rocks. Formations: S-1 — Lower Godula Beds, thick-bedded; S-2 — Lower Godula beds, thin-bedded; S-3 — Middle Godula beds; S-4 — Upper Godula beds, thick-bedded; S-5 — Upper Godula beds, thin bedded; S-6 — Upper Godula

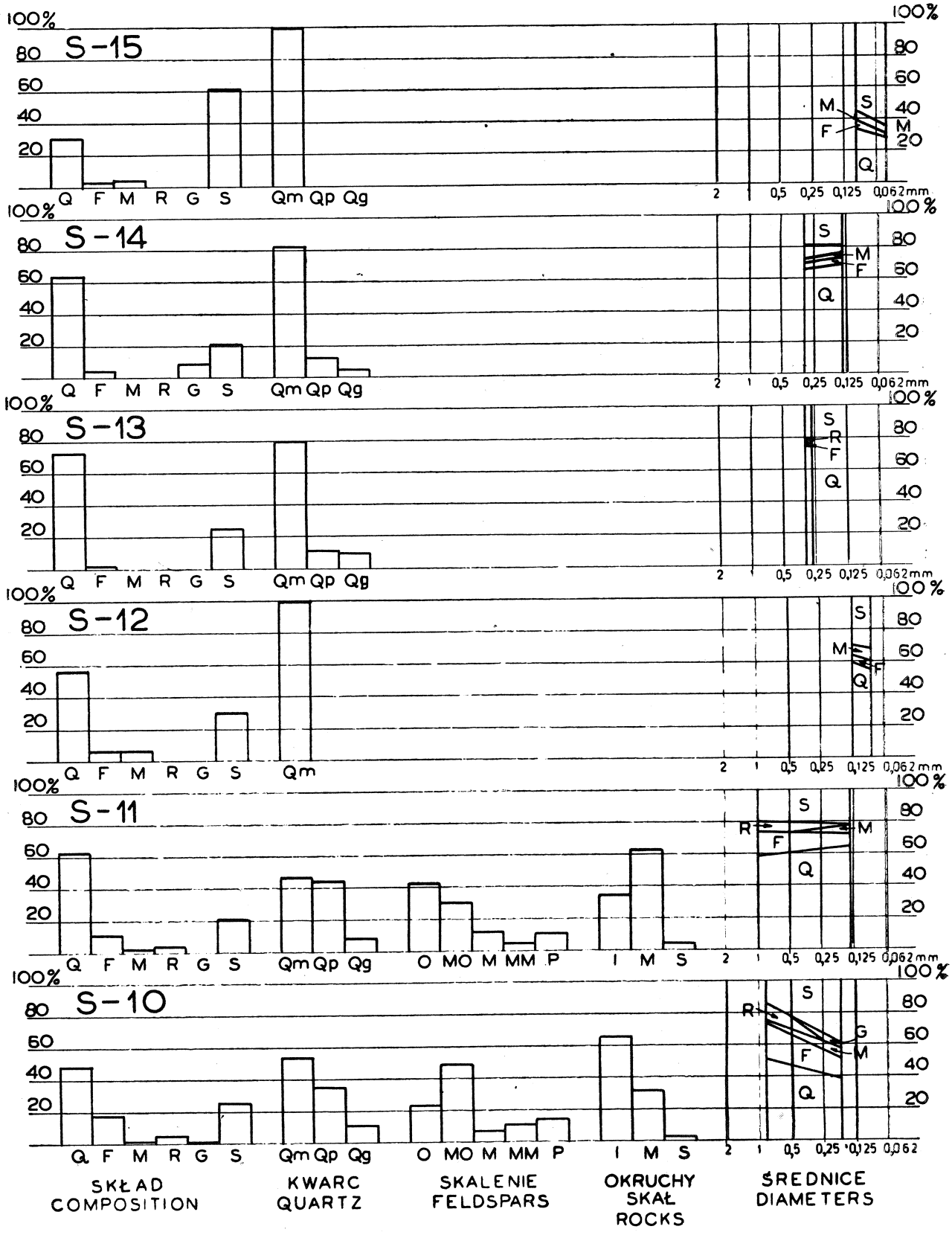


beds, Malinowska Skała conglomerates; S-7 — Lower Istebna beds, thick-bedded sandstones; S-8 — Lower Istebna beds, pebbly mudstones; S-9 — Lower Istebna beds, thin-bedded sandstones; S-10 — Upper Istebna sandstones; S-11 — Ciężkowice sandstones; S-12 — Hieroglyphic beds; S-13 — Menilite beds, basal sandstones; S-14 — Gródek sandstones; S-15 — Krosno beds

Skalenie są silnie zserycytyzowane i bliżej nieoznaczalne. Z tego powodu nie określono ilościowych stosunków pomiędzy różnymi rodzajami skaleni.

Wśród łyszczyków przeważa biotyt często zhydratyzowany lub schlorytyzowany. Charakterystyczne jest występowanie zielonego biotytu, któremu towarzyszy biotyt brunatny. Muskowit i chloryt (pennin) występują w mniejszych ilościach.

Glaukonit o bladozielonej barwie tworzy kuliste ziarna wykazujące



agregatową polaryzację światła. Tylko nieliczne ziarna glaukonitu są kompakcyjnie spłaszczone.

Spoiwo serycytowo-chlorytowe impregnowane jest chalcedonem a niekiedy zabarwione tlenkami żelaza na kolor brunatny. Sporadycznie obserwuje się relikty spoiwa kalcytowego, wypierane przez krzemionkę regenerującą ziarna kwarcu.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i glaukonitu, rośnie natomiast zawartość łyszczyków i spoiwa.

Środkowe warstwy godulskie

Średnia średnica ziarn 0,10—0,23 mm, maksymalna 0,99 mm. Skład: kwarc 43—59%, średnio 49,3%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 88,6%, kwarc polikrystaliczny 9,7%, kwarc zgranulowany 1,7%.
Skalenie: 13—22,5%, średnio 18%; w tym średnio: ortoklaz 65%, mikropertyt ortoklazowy 3,2%, mikroklin 1,6%, plagioklaz 30%.
Łyszczyki: 1—12,5%, średnio 7,4%.
Okruchy skał napotkano tylko w jednej próbce, w ilości 5,5%.
Glaukonit: 1—5,5%, średnio 2,6%.
Spoiwo: 15,5—28%, średnio 21,6%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego wykazują w przewadze faliste wygaszanie. Regeneracja kwarcu jest silnie rozwinięta i prowadzi do powstawania kilkuziarnowych agregatów kwarcytu regeneracyjnego. (K. Smulikowski, 1946). Na obwodzie ziarn klastycznych wzrost obwódek regeneracyjnych jest lokalnie powstrzymywany przez spoiwo.

Ziarna skaleni są często zserycytyzowane. Stwierdzono występowanie albitu szachownicowego w mikropegmatycie, a wśród plagioklazów oznaczono albit do An_6 i andezyn An_{34-36}.

Łyszczyki reprezentowane są głównie przez biotyt brunatny i zielony często zhyratyzowany lub schlorytyzowany. Obserwuje się kompakcyjne deformacje biotytu. Muskowit występuje rzadziej, w wyraźnie większych blaszkach niż biotyt. Chloryt jest częsty, niekiedy zglaukonityzowany.

Okruchy skał napotkano w tej serii tylko w jednej próbce, w której występują granitoidy, gnejsy, łupki biotytowe, łupki serycytowe i wapień pelityczny.

Ziarna glaukonitu są często kompakcyjnie zdeformowane. Przeważają ziarna o intensywnie zielonej barwie, ale występują też ziarna wyblakłe, bladozielone. Większość ziarn wykazuje agregatową polaryzację światła, lecz spotyka się też ziarna krystalicznie jednorodne. Dość częste są produkty glaukonityzacji chlorytu.

Spoiwo składa się z oliwkowożółtych drobnołuseczkowych agregatów o wysokich barwach interferencyjnych reprezentujących prawdopodobnie folidoid (K. Smulikowski 1955). Spotykane są relikty spoiwa kalcytowego. Spoiwo krzemionkowe regeneracyjne występujące we wszystkich próbkach zostało zaliczone do kwarcu, gdyż dokładne określenie konturów ziarn klastycznych i wydzielenie krzemionki regeneracyjnej nie jest możliwe.

Z malejącą średnicą ziarna spada zawartość kwarcu a nieznacznie rośnie zawartość skaleni, łyszczyków i glaukonitu; wyraźniej natomiast wzrasta zawartość spoiwa.

Górne warstwy godulskie

Piaskowce gruboławicowe

Średnia średnica ziarn 0,22—0,50 mm, maksymalna 2,89 mm. Skład: Kwarc: 32—48%, średnio 38,7%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 52%, kwarc polikrystaliczny 39,2%, kwarc zgranulowany 7,7%.
Skalenie: 9,5—18,7%, średnio 13,5%; w tym średnio: ortoklaz 57,2%, mikropertyt ortoklazowy 15,2%, mikroklin 1,65%, plagioklaz 25,9%.
Łyszczyki: 0,5—14,5%, średnio 3,5%.
Okruchy skał: 9,5—29,5%, średnio 18,2%; w tym średnio: skały magmowe 26%, skały metamorficzne 67%, skały osadowe 7%.
Glaukonit: do 2%, średnio 0,8%.
Spoiwo: 19—31%, średnio 24,3%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego wykazują faliste wygaszanie światła. Zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego nie wykazuje systematycznych zmian zależnych od średniej średnicy ziarn w próbce.

Wśród skaleni powszechna jest zaczątkowa serycytyzacja. Charakterystyczna jest obecność częściowo zalbityzowanych ziarn ortoklazu. Z plagioklazów oznaczono andezyn An_{30-36}.

Łyszczyki reprezentowane są głównie przez biotyt zielony, rzadziej brunatny, często schlorytyzowany i w różnym stopniu zhydratyzowany. Muskowit, występujący w postaci dużych blaszek, i chloryt (pennin) obecne są w mniejszych ilościach. Okruchy skał występują bardzo licznie.

Wśród skał magmowych wyróżniono: granitoidy ortoklazowo-mikroklinowe z widoczną albityzacją ortoklazu, granitoidy ortoklazowo-biotytowe z widoczną albityzacją ortoklazu (brunatny biotyt jest taki sam jak biotyt detrytyczny). Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy plagioklazowe, biotytowo-ortoklazowo-plagioklazowe, muskowitowo-ortoklazowe, gnejsy chlorytowe ze zalbityzowanym ortoklazem, gnejsy plagioklazowo-muskowitowo-chlorytowe, łupki muskowitowe, biotytowe, serycytowe i chlorytowe (łupki wymienione w kolejności odpowiadającej częstości występowania) oraz metakwarcyty. Wśród skał osadowych napotkano: chalcedonity z kwarcem detrytycznym, pelityczne wapienie (wśród nich 1 ziarno wapienia kalpionellowego) oraz wapień piaszczysty z otwornicami.

Glaukonit występuje w postaci ziarn nieco kompakcyjnie zdeformowanych. Charakterystyczna jest obecność obok ziarn o agregatowej polaryzacji światła, również dość licznych ziarn krystalicznie jednorodnych z widoczną łupliwością.

Spoiwo wykształcone jest w postaci porowo-kontaktowej matrix detrytyczno-iłowej z drobnymi łuseczkami serycytu i chlorytu. W niektórych próbkach występują drobne ilości spoiwa kalcytowego.

Z malejącą średnią średnicą ziarn rośnie zawartość kwarcu, łyszczyków i glaukonitu, a spada zawartość skaleni okruchów skał i spoiwa.

Piaskowce cienkoławicowe

Średnia średnica ziarn 0,09—0,29 mm, maksymalna 0,53 mm. Skład:
k w a r c: 50—65,5%, średnio 61%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 94,6%, kwarc polikrystaliczny 4,7%, kwarc zgranulowany 0,7%.
S k a l e n i e: 4—17%, średnio 12,8%.
Ł y s z c z y k i: 0,5—7%, średnio 3,6%.
G l a u k o n i t: 0—3%, średnio 1,7%.
S p o i w o: 14,5—28,5%, średnio 21%.

Kwarc reprezentowany jest głównie przez ziarna monokrystaliczne, wykazujące w większości faliste wygaszanie. Obwódki regeneracyjne są silnie rozwinięte i łączą poszczególne ziarna kwarcu tworząc kilkuziarnowe agregaty kwarcytu regeneracyjnego. Skalenie są silnie zserycytyzowane, niekiedy skalcytyzowane i ilościowo bliżej nieoznaczalne. Stwierdzono obecność ortoklazu i plagioklazu. Wśród łyszczyków przeważa biotyt brunatny, zazwyczaj w różnym stopniu zhydratyzowany lub zchlorytyzowany. Chloryt i muskowit występują często.

Okruchy skał są praktycznie nieobecne w tym ogniwie. Stwierdzono tylko jeden okruch granitoidu i jeden okruch łupku serycytowego.

Glaukonit tworzy bladozielone ziarna o agregatowej polaryzacji światła, nieco kompakcyjnie zdeformowane.

Dominującym typem jest spoiwo kalcytowe, przekrystalizowane, rzadziej mikrokrystaliczne. Współwystępuje spoiwo kwarcowe regeneracyjne (ujęte ilościowo razem z kwarcem), rzadziej chalcedonowe. W niektórych próbkach zauważa się obecność matrix chlorytowo-iłowej.

Zlepieńce z Malinowskiej Skały

Średnia średnica ziarn 0,20—1,71 mm, maksymalna 10,19 mm. Skład: kwarc: 29,5—72%, średnio 48,9%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 49,7%, kwarc polikrystaliczny 35,4%, kwarc zgranulowany 14,9%.
Skalenie: 32—55%, średnio 15,7%; w tym średnio: ortoklaz 45,7%, mikropertyt ortoklazowy 16,4%, mikroklin 7,1%, mikropertyt mikroklinowy 4,6%, plagioklaz 26%.
Łyszczyki: 0—4,5%, średnio 1,7%.
Okruchy skał: 1—29%, średnio 14,1%; w tym średnio: skały magmowe 29%, skały metamorficzne 64%, skały osadowe 7%.
Glaukonit: obecny w ilościach poniżej 0,5%.
Spoiwo: 11—29,5%, średnio 20,3%.

Charakterystyczna jest wysoka zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego, zwłaszcza w próbkach gruboziarnistych. W ziarnach kwarcu monokrystalicznego faliste wygaszanie jest dość rzadkie. W próbkach o wapiennym spoiwie nie obserwuje się korozji ziarn kwarcu. Regeneracja ziarn kwarcu zaznacza się silnie w próbkach drobnoziarnistych.

Występowanie dużych świeżych ziarn ortoklazu, mikroklinu i ich mikropertytowych odmian jest cechą rzucającą się w oczy. Plagioklazy występują zwykle w postaci mniejszych ziarn. W niektórych ławicach skalenie są silnie skalcytyzowane, lecz na ogół są wyraźnie bardziej świeże niż w niższych ogniwach warstw godulskich.

Łyszczyki reprezentowane są przez biotyt brunatny i zielony zwykle w różnym stopniu zhydratyzowany lub schlorytyzowany oraz przez nieliczne drobne blaszki muskowitu.

Wśród okruchów skał magmowych występują: granitoidy ortoklazowe i ortoklazowo-plagioklazowe. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy ortoklazowo-muskowitowe, plagioklazowo-ortoklazowe, gnejsy z mikropertytem ortoklazowym i mikroklinem, gnejsy mylonityczne i granulity, łupki: serycytowe, muskowitowe, biotytowe i chlorytowe (wymienione tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania). Skały osadowe reprezentowane są przez chalcedonity, wapienie pelityczne i wapienie organogeniczne podobne do wapieni występujących w zlepieńcach dolnych warstw godulskich.

Nieliczne ziarna glaukonitu wykazują agregatową polaryzację światła bądź też są krystalicznie jednorodne.

Spoiwo jest silnie zróżnicowane. Występuje spoiwo kalcytowe przekrystalizowane lub mikrokrystaliczne (z tym ostatnim związana jest kalcytyzacja skaleni) oraz matrix detrytyczno- iłowo-serycytowa z impregnacjami kalcytowymi lub ze spoiwem kwarcowym regeneracyjnym.

Z malejącą średnią średnicą ziarna rośnie zawartość kwarcu, łyszczyków i spoiwa, maleje natomiast zawartość skaleni i okruchów skał.

Dolne warstwy istebniańskie

Piaskowce gruboławicowe

Średnia średnica ziarn 0,2—1,2 mm, maksymalna 8 mm. Skład: kwarc: 54—69,5%, średnio 65,6%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 56,8%, kwarc polikrystaliczny 33,9%, kwarc zgranulowany 9,3%.

Skalenie: 3—13%, średnio 8,3%; w tym średnio ortoklaz 55,5%, mikropertyt ortoklazowy 20,2%, mikroklin 3,7%, mikropertyt mikroklinowy 1,4%, plagioklazy 19,1%.
Łyszczyki: 0—4%, średnio 2,3%.
Okruchy skał: 1,5—9,5%, średnio 6,2%, w tym średnio: skały magmowe 49%, skały metamorficzne 40%, skały osadowe 11%.
Glaukonit: występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 13—38,4%, średnio 22,5%.

Wielkość ziarn kwarcu jest bardzo zróżnicowana. Ziarna duże o średnicach 2—8 mm należą do polikrystalicznego kwarcu żyłowego, dynamicznie zdeformowanego, w którym poszczególne kryształy o różnej orientacji optycznej kontaktują ze sobą wzdłuż nieregularnych zazębiających się granic. Zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego najwyższa jest w próbkach gruboziarnistych i spada z malejącą średnią średnicą ziarna. Tylko nieliczne monokrystaliczne ziarna kwarcu wykazują faliste wygaszanie światła.

Wśród skaleni przeważa ortoklaz, ale w górnej części profilu dolnych warstw istebniańskich pojawiają się w większych ilościach świeże ziarna mikropertytu ortoklazowego. Skalenie są na ogół słabo zserycytyzowane, natomiast rzadko obserwuje się korozję skaleni przez kalcyt w próbkach o wapiennym spoiwie. Sporadycznie dostrzega się chlorytyzację skaleni.

Wśród łyszczyków przeważa brunatny biotyt, zwykle silnie przeobrażony. Muskowit występuje w mniejszych ilościach.

Okruchy skał magmowych reprezentowane są głównie przez różnorodne granitoidy: ortoklazowe, ortoklazowo-mikroklinowe, ortoklazowo-mikropertytowe i plagioklazowe. Występują też nieliczne okruchy mikropegmatytu ortoklazowego oraz okruchy silnie zwietrzałych i bliżej nieoznaczalnych skał wylewnych. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy ortoklazowe i plagioklazowe oraz różnorodne łupki: biotytowe, muskowitowe, chlorytowe i serycytowe oraz metakwarcyty.

Wśród skał osadowych przeważają chalcedonity (radiolaryty), a sporadycznie spotykane są okruchy pelitycznego wapienia.

Glaukonit występuje jako pojedyncze ziarna o żywej ciemnozielonej barwie, nieco kompakcyjnie zdeformowane.

Spoiwo jest zróżnicowane: najczęściej występuje matrix detrytyczno-serycytowa, niekiedy z większymi partiami izotropowej jasnoszarej substancji iłowej lub z rozproszonym drobnołuseczkowym zielonkawym minerałem przypominającym folidoid. W próbkach pochodzących ze stropu ławic i matrix rozsiane są liczne kryształy syderytu lub ankerytu z brunatnymi otoczkami zabarwionymi produktami utlenienia żelaza. Nieliczne próbki wykazują obecność matrix serycytowej współwystępującej z przekrystalizowanym spoiwem kalcytowym.

Z malejącą średnią średnicą ziarna maleje zawartość kwarcu i spoiwa, rośnie natomiast zawartość skaleni i łyszczyków. Zawartość okruchów skał nie wykazuje wyraźniejszych zmian.

Żwirowce ilaste (tabl. XV fig. 3)

Średnia średnica ziarn 0,25—0,50 mm, maksymalna 8,62 mm. Skład: kwarc: 34,5—59%, średnio 48,7%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 50,5%, kwarc polikrystaliczny 31,4%, kwarc zgranulowany 17,9%.
Skalenie: 4—8%, średnio 6,7%; w tym średnio: ortoklaz 62,4%, mikropertyt ortoklazowy 23,9%, mikroklin 2,2%, mikropertyt mikroklinowy 0,6%, plagioklaz 10,9%.

Łyszczyki: 0—1%, średnio 0,5%.
Okruchy skał: 1,5—8%, średnio 3,9%, w tym średnio: skały magmowe 30%, skały metamorficzne 42%, skały osadowe 28%.
Glaukonit: występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 29—48%, średnio 39%.

Kwarc występuje w postaci ziarn o bardzo zróżnicowanej wielkości. Ziarna duże o średnicy powyżej 2 mm należą do polikrystalicznego kwarcu żyłowego dynamicznie zdeformowanego, w którym poszczególne kryształy o różnej orientacji optycznej kontaktują wzdłuż nieregularnych zazębiających się granic. Zawartość kwarcu polikrystalicznego jest niezależna od średniej średnicy ziarna, a zawartość kwarcu zgranulowanego spada z malejącą średnią średnicą ziarna. Na nielicznych ziarnach kwarcu obserwuje się duże obwódki regeneracyjne.

Wśród skaleni ziarna ortoklazu są silnie zserycytyzowane, natomiast mikrokliny i plagioklazy są na ogół świeże. W nielicznych ziarnach widoczna jest albityzacja ortoklazu.

Łyszczyki reprezentowane są przez biotyt brunatny i zielony, zazwyczaj zhydratyzowany, oraz chloryt.

Okruchy skał magmowych należą do granitoidów ortoklazowych i plagioklazowych. Wśród skał metamorficznych występują: gnejsy z ortoklazem lub z mikropertytem ortoklazowym, łupki biotytowe, muskowitowe, chlorytowe i serycytowe oraz metakwarcyty. Skały osadowe reprezentowane są przez chalcedonity (częściowo radiolaryty) i pelityczne wapienie.

Glaukonit występuje w ilościach poniżej 1%, w postaci bladozielonych ziarn kompakcyjnie zdeformowanych.

Spoiwo stanowi bardzo obfita matrix detrytyczno-serycytowa z większymi partiami izotropowej, jasnoszarej substancji iłowej.

Z malejącą średnią średnicą ziarna rośnie zawartość spoiwa, a spada zawartość wszystkich składników ziarnistych, przy czym proporcje pomiędzy tymi ostatnimi zmieniają się w niewielkim stopniu.

Piaskowce cienkoławicowe

Cienkoławicowe i drobnoziarniste piaskowce występują w dolnych warstwach istebniańskich w profilu Beskidu Śląskiego (potok Bystra w Kamesznicy) w postaci dwóch wkładek, których obecność została zasygnalizowana we wcześniejszej pracy (R. Unrug, 1963). Wkładki te różnią się zarówno kierunkiem transportu materiału detrytycznego, jak i w pewnym stopniu składem piaskowców.

Wkładka niższa o miąższości około 15 m występuje około 400 m ponad spągiem dolnych warstw istebniańskich. Warstwowanie przekątne wskazuje na transport ku wschodowi z odchyleniem ku południowemu wschodowi. Ławice piaskowców o miąższości 3—20 cm przekładane są czarnymi łupkami piaszczystymi.

Średnia średnica ziarn: 0,10—0,45 mm, maksymalna 1,29 mm. Skład: kwarc: 54—69%, średnio 62%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 87,3%, kwarc polikrystaliczny 10,3%, kwarc zgranulowany 2,4%.
Skalenie: 7,6—17,5%, średnio 14,5%.
Łyszczyki: 1—2%, średnio 1,7%.
Okruchy skał: 0—8,5%, średnio 2,1%.
Glaukonit: 0—3,5%, średnio 1,2%.
Spoiwo: 11,5—28,5%, średnio 18,9%.

Monokrystaliczne ziarna kwarcu wykazują dość rzadko faliste wygaszanie. W próbkach o kalcytowym spoiwie rozwinięta jest silnie regenera-

cja ziarn kwarcu, prowadząc do powstania agregatów kwarcytu regeneracyjnego obejmujących kilka do kilkunastu ziarn. W próbkach o spoiwie typu matrix detrytyczno-serycytowej regeneracja kwarcu nie występuje.

Skalenie są silnie zserycytyzowane i ilościowo bliżej nieoznaczalne. Łyszczyki reprezentowane są głównie przez biotyt brunatny, rzadziej zielony, zazwyczaj w różnym stopniu zhydratyzowany i zchlorytyzowany. Muskowit występuje w mniejszych ilościach.

Okruchy skał występują tylko w piaskowcach średnioziarnistych i reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowe, ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe.

Glaukonit wykazuje agregatową polaryzację światła. W próbkach o spoiwie kalcytowym ziarna glaukonitu mają kuliste kształty, bez widocznych deformacji kompakcyjnych, natomiast w próbkach o spoiwie typu matrix detrytyczno-serycytowej ziarna glaukonitu są kompakcyjnie zdeformowane.

Spoiwo jest dwojakiego typu: część próbek posiada przekrystalizowane spoiwo kalcytowe, któremu towarzyszy spoiwo kwarcowe regeneracyjne, zaliczone w obliczeniu składu mineralnego do kwarcu z powodu braku wyraźnych granic ziarn klastycznych. Drugi typ spoiwa stanowi matrix detrytyczno-serycytowa. Sporadycznie występuje typ mieszany, w którym matrix impregnowana jest kalcytem, a lokalnie rozwijają się partie objęte regeneracyjnym spoiwem kwarcowym.

Druga wkładka piaskowców cienkoławicowych o miąższości około 15 m występuje w tym samym potoku około 200 m poniżej stropu dolnych warstw istebniańskich. Przekątne warstwowanie wskazuje na transport materiału klastycznego ku południowemu zachodowi. Ławice piaskowców o miąższości 3—10 cm przekładane są czarnymi, rdzawo wietrzejącymi łupkami.

Piaskowce są bardzo drobnoziarniste, średnia średnica ziarn wynosi 0,08—0,09 mm. Zawartość kwarcu, reprezentowanego wyłącznie przez ziarna monokrystaliczne wynosi 42—45%. Skalenie są zserycytyzowane i bliżej nieoznaczalne, a ich zawartość wynosi 4,5—12,5%. Łyszczyki reprezentowane przez chloryt, biotyt i rzadki muskowit występują w ilości 2,5%. Glaukonit występuje w ilości do 1% w postaci kulistych ziarn wykazujących agregatową polaryzację światła. Obfite przekrystalizowane spoiwo kalcytowe stanowi 42—47% skały.

Występowanie obfitego wapiennego spoiwa sugeruje możliwość wiązania pochodzenia materiału cienkoławicowych piaskowców z regionem podśląsko-frydeckim (por. F. Szymakowska, J. Morgiel, 1964).

Górne piaskowce istebniańskie (Tabl. XV, fig. 4)

Średnia średnica ziarn 0,17—0,88 mm, maksymalna 4,82 mm. Skład:
kwarc: 42—62%, średnio 48,5%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 53%, kwarc polikrystaliczny 35,5%, kwarc zgranulowany 11,5%.
Skalenie: 12—25%, średnio 17,3%; w tym średnio: ortoklaz 24%, mikropertyt ortoklazowy 42,9%, mikroklin 6,9%, mikropertyt mikroklinowy 11,6%, plagioklazy 14,6%.
Łyszczyki: 0—5,5%, średnio 1,4%.
Okruchy skał: 0—11,5%, średnio 5,2%; w tym średnio: skały magmowe 66%, skały metamorficzne 32%, skały osadowe 2%.
Glaukonit występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 13—41,5%, średnio 26%.

Duże ziarna kwarcu należą przeważnie do kwarcu polikrystalicznego,

który przeważa ilościowo w próbkach gruboziarnistych. W piaskowcach o średniej średnicy ziarn poniżej 0,5 mm przeważa kwarc monokrystaliczny. Zawartość kwarcu zgranulowanego nie wykazuje systematycznych zmian zależnych od wielkości ziarna. W niektórych próbkach o kalcytowym spoiwie obserwuje się korozję ziarn kwarcu. W próbkach drobnoziarnistych o średniej średnicy ziarn poniżej 0,2 mm występuje silnie rozwinięta regeneracja ziarn kwarcu. Obwódki regeneracyjne łączą poszczególne ziarna w kilkuziarnowe agregaty kwarcytu regeneracyjnego.

Duże ziarna skaleni o średnicach powyżej 1 mm należą do mikropertytu ortoklazowego i mikroklinowego. Duże ziarna plagioklazów są rzadkie. Charakterystyczne jest występowanie nielicznych ziarn myrmekitu. Skalenie są na ogół świeże, chociaż często występuje zaczątkowa serycytyzacja atakująca głównie plagioklazy i ortoklazy. W próbkach o wapiennym spoiwie skalenie ulegają silnej korozji. Najbardziej odporny na korozję przez kalcytowe spoiwo jest mikroklin.

Łyszczyki reprezentowane są głównie przez biotyt brunatny, biotyt zielony jest bardzo rzadki. Muskowit i chloryt występują w mniejszych ilościach. Łyszczyki są zwykle silnie zhydratyzowane.

Wśród okruchów skał magmowych przeważają różnorodne granitoidy: ortoklazowe, mikropertytowo-ortoklazowe, często z widoczną albityzacją skalenia potasowego, mikroklinowe, myrmekitowo-mikroklinowe, mikropertytowo-mikroklinowe, ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe. Liczne są mikropegmatytowe przerosty kwarcu z mikropertytem ortoklazowym.

Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy mikropertytowo-ortoklazowe i ortoklazowo-plagioklazowe. Towarzyszą im rzadkie łupki muskowitowe i pojedyncze ziarna metakwarcytu. Występujące w niewielkiej ilości skały osadowe: iłowce i mułowce są najprawdopodobniej śródformacyjnego pochodzenia. Glaukonit występuje w ilościach nie przekraczających 1%, tworząc kuliste ziarna o intensywnie zielonej barwie.

Spoiwo jest zróżnicowane. W próbkach gruboziarnistych występuje skąpa matrix detrytyczno-serycytowa, niekiedy impregnowana kalcytem. Zawartość tego typu spoiwa nie przekracza 20%. W próbkach o średniej średnicy ziarn poniżej 0,5 mm występuje obfite spoiwo kalcytowe (30—40%) podstawowe, przekrystalizowane, nadające skale strukturę poikiloklastyczną. W próbkach o najdrobniejszym ziarnie spoiwo kalcytowe występuje wespół ze spoiwem kwarcowym regeneracyjnym.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał. Rośnie natomiast zawartość łyszczyków i spoiwa.

Piaskowce ciężkowickie

Średnia średnica ziarn 0,14—1,04 mm, maksymalna 5,45 mm. Skład:
kwarc: 53—70% ,średnio 62,9%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 47,2%, kwarc polikrystaliczny 44%, kwarc zgranulowany 8,8%.
Skalenie: 5,5—14,5%, średnio 10,3%; w tym średnio: ortoklaz 42,7%, mikropertyt ortoklazowy 30,5%, mikroklin 11,7%, mikropertyt mikroklinowy 4,4%, plagioklaz 10,7%.
Łyszczyki: 0—5,5%, średnio 1,7%.
Okruchy skał: 1—7,5%, średnio 3,9%; w tym średnio: skały magmowe 34,6%, skały metamorficzne 61,4%, skały osadowe 4%.
Glaukonit występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 14—27%, średnio 21,1%.

Kwarc występuje w ziarnach o bardzo zróżnicowanej wielkości. Ziarna

powyżej 1 mm średnicy należą głównie do polikrystalicznego kwarcu żyłowego dynamicznie zdeformowanego, w którym poszczególne kryształy różniące się orientacją optyczną graniczą ze sobą wzdłuż nieregularnych zazębiających się granic. Liczne są też duże ziarna kwarcu zgranulowanego i kwarcu monokrystalicznego odznaczającego się równomiernym wygaszaniem. W niektórych próbkach ziarna wygaszające równomiernie przeważają ilościowo nad ziarnami o falistym wygaszaniu. W próbkach drobnoziarnistych występuje regeneracja ziarn kwarcu prowadząca do powstania agregatów kwarcytu regeneracyjnego obejmujących kilka do kilkunastu ziarn.

Wśród skaleni zwraca uwagę występowanie dużych, paromilimetrowych ziarn mikropertytu ortoklazowego, mikroklinu i mikropertytu mikroklinowego. W próbkach gruboziarnistych skalenie są świeże, w drobnoziarnistych zaś silna serycytyzacja uniemożliwia oznaczenie skaleni.

Łyszczyki reprezentowane są głównie przez muskowit; chloryt i zhydratyzowany biotyt są znacznie rzadsze.

Wśród okruchów skał magmowych najliczniej występują różnorodne granitoidy: ortoklazowe, ortoklazowo-mikropertytowe, ortoklazowo-plagioklazowe, oraz mikropegmatytowe przerosty kwarcu z mikroklinem, mikropertytem mikroklinowym i mikropertytem ortoklazowym. Skały metamorficzne reprezentowane są przez liczne gnejsy ortoklazowe i mikroklinowe oraz metakwarcyty i rzadkie łupki biotytowe i muskowitowe. Ze skał osadowych występują rzadko napotykane chalcedonity. Glaukonit występuje w niewielkich ilościach tworząc drobne kuliste ziarna wykazujące agregatową polaryzację światła.

Spoiwo o jednolitym typie we wszystkich badanych próbkach ma charakter matrix detrytyczno-serycytowej, niekiedy z domieszką chlorytu.

Z malejącą średnią średnicą ziarna rośnie zawartość kwarcu, łyszczyków i spoiwa, natomiast spada zawartość skaleni i okruchów skał.

Warstwy hieroglifowe

Średnia średnica ziarn 0,08—0,12 mm, maksymalna 0,23 mm. Skład:
kwarc: 53,5—62%, średnio 56,5%.
Skalenie: 4—9%, średnio 6,5%.
Łyszczyki: 4,5—9%, średnio 6,5%.
Glaukonit występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 27,5—34%, średnio 30%.

Kwarc reprezentowany jest wyłącznie przez ziarna monokrystaliczne. Silnie rozwinięta regeneracja ziarn kwarcu nadaje skale strukturę kwarcytową.

Skalenie są silnie zserycytyzowane i ilościowo bliżej nieoznaczalne. Rozpoznano ortoklaz, mikropertyt ortoklazowy i plagioklaz.

Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit, zhydratyzowany biotyt i chloryt. Nieliczne bladozielone ziarna glaukonitu są kompakcyjnie zdeformowane i wykazują agregatową polaryzację światła.

Spoiwo stanowi matrix iłowo-serycytowa, której towarzyszy spoiwo kwarcowe regeneracyjne. Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, zawartość skaleni nie wykazuje zmian, a wzrasta zawartość łyszczyków i spoiwa.

Piaskowce ze spągu warstw menilitowych

Średnia średnica ziarn 0,27—0,31 mm, maksymalna 1,02 mm. Skład:
kwarc: 62,5—75,5%, średnio 72,6%; w tym średnio: kwarc monokrysta-

liczny 79,6%, kwarc polikrystaliczny 11%, kwarc zgranulowany 9,4%.
Skalenie: 0,5—2%, średnio 1,6%.
Okruchy skał występują w niektórych próbkach w ilości do 2%.
Spoiwo: 22—36%, średnio 25,3%.

Monokrystaliczne ziarna kwarcu wykazują zwykle równomierne wygaszanie. Ziarna o średnicach powyżej 0,2 mm są często dobrze obtoczone. Na niektórych ziarnach rozwinięte są skąpe obwódki regeneracyjne.

Skalenie są rozłożone i bliżej nieoznaczalne. Łyszczyki występujące w ilościach śladowych reprezentowane są przez muskowit.

Okruchy skał obecne są tylko w niektórych próbkach. Dostrzeżono chalcedonity, metakwarcyty i gnejs plagioklazowy. Glaukonit występuje w ilościach śladowych, tworząc ziarna wykazujące agregatową polaryzację światła, kompakcyjnie zdeformowane.

Spoiwo krzemionkowo-iłowe zawiera żółtozielone łuseczki folidoidu (?).

W związku z bardzo niewielką zmiennością średniej średnicy ziarn w badanych próbkach nie można określić zmian składu mineralnego związanych ze zmianami wielkości ziarna.

Piaskowce gródeckie

Średnia średnica ziarn: 0,14—0,31 mm, maksymalna 1,58 mm. Skład:
kwarc: 55,5—74%, średnio 64,2%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 82,3%, kwarc polikrystaliczny 12,3%, kwarc zgranulowany 5,4%.
Skalenie: 2—7,5%, średnio 4,5%.
Łyszczyki: 0—1,5%, średnio 0,7%.
Okruchy skał: 0—1,5%, średnio 0,4%.
Glaukonit: 2,5—12,5%, średnio 9,0%.
Spoiwo: 18—25,5%, średnio 21%.

Przeważająca część kwarcu monokrystalicznego wykazuje faliste wygaszanie. Skalenie są silnie zserycytyzowane i schlorytyzowane, co uniemożliwia ilościowe oznaczenie różnych ich rodzajów. Rozpoznano ortoklaz, mikropertyt ortoklazowy, mikroklin i plagioklaz.

Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit i chloryt. Okruchy skał występują sporadycznie. Napotkano okruchy granitoidu, gnejsu i łupku muskowitowego.

Glaukonit występuje obficie, w postaci ziarn silnie zdeformowanych kompakcyjnie. Obok ziarn o agregatowej polaryzacji światła występują licznie ziarna krystalicznie jednorodne. Widoczne są różne stadia przejścia pomiędzy tymi dwoma typami glaukonitu.

Spoiwo tworzy matrix detrytyczna zabarwiona na kolor brunatny tlenkami żelaza. Z malejącą średnią średnicą ziarn rośnie zawartość kwarcu, a spada zawartość glaukonitu. Zawartość pozostałych składników detrytycznych i matrix nie zmienia się.

Warstwy krośnieńskie

Średnia średnica ziarn: 0,05—0,09 mm, maksymalna 0,22 mm. Skład:
kwarc: 25—40%, średnio 31%.
Skalenie: 1,5—5%, średnio 2,8%.
Łyszczyki: 0—7%, średnio 4,5%.
Spoiwo: 48—74%, średnio 61,4%.

Kwarc reprezentowany jest wyłącznie przez ziarna monokrystaliczne. Ziarna kwarcu są silnie skorodowane przez kalcytowe spoiwo. Skalenie są silnie rozłożone i ilościowo bliżej nieoznaczalne. Stwierdzono obecność ortoklazu i plagioklazu.

Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit, biotyt, zwykle silnie zhydratyzowany i chloryt. Okruchy skał są praktycznie nieobecne. Dostrzeżono pojedyncze ziarna chalcedonitu. Również glaukonit występuje w postaci pojedynczych ziarn.

Spoiwo jest obfite, podstawowe, kalcytowo-iłowe. Kalcyt jest zwykle przekrystalizowany. Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu i skaleni, a rośnie zawartość łyszczyków i spoiwa.

SERIA PRZEDMAGURSKA — OPIS PETROGRAFICZNY
(Fig. 3)

Warstwy biotytowo-skaleniowe

Średnia wielkość ziarn 0,22—1,12 mm, maksymalna 4,02 mm. Skład: kwarc: 44—55%, średnio 47,6%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 62%, kwarc polikrystaliczny 27%, kwarc zgranulowany 11%.
Skalenie: 2,5—21,5%, średnio 8,4%; w tym średnio: ortoklaz 65%, mikropertyt ortoklazowy 1%, mikroklin 1%, plagioklaz 33%.
Łyszczyki: 0,5—9%, średnio 4%.
Okruchy skał: 0—14%, średnio 4%; w tym średnio: skały magmowe 42%, skały metamorficzne 36%, skały osadowe 22%.
Glaukonit: 0—5,5%, średnio 2%.
Spoiwo: 16,5—44%, średnio 33%.

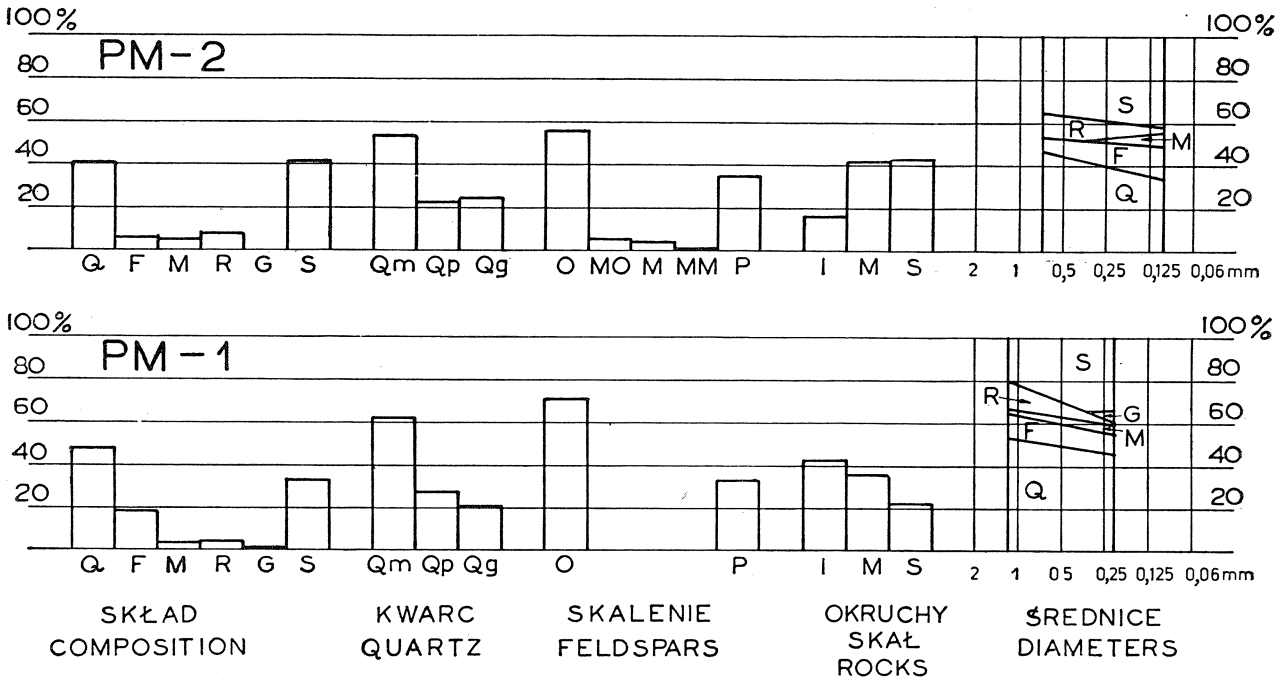


Fig. 3. Średni skład mineralno-petrograficzny piaskowców serii przedmagurskiej i zależność składu od średniej wielkości ziarna (prawa kolumna).
Ogniwa litostratygraficzne: PM-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; PM-2 — warstwy krośnieńskie. Pozostałe oznaczenia jak na fig. 2

Fig. 3. Mean composition of the sandstones of the Fore-Magura series and the relation between composition and mean grain size (right column). Formations: PM-1 — biotite-feldspar beds; PM-2 — Krosno beds. Other symbols as in Fig. 2

Tylko nieliczne ziarna kwarcu monokrystalicznego wykazują faliste wygaszanie światła. Charakterystyczna jest obecność dużych ziarn kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego. Skalenie są zwykle w różnym stopniu zserycytyzowane lub skalcytyzowane.

Wśród łyszczyków przeważa brunatny biotyt, zwykle w różnym stopniu zhydratyzowany, rzadziej schlorytyzowany. Muskowit i chloryt (pennin) występują w mniejszych ilościach.

Okruchy skał magmowych reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe, skały metamorficzne natomiast przez różnorodne gnejsy: plagioklazowo-muskowitowe, plagioklazowe, ortoklazowe, ortoklazowo-plagioklazowe i ortoklazowo--chlorytowe. Gnejsom towarzyszą łupki muskowitowe i chlorytowe oraz metakwarcyty. Wśród skał osadowych występują wapienie krystaliczne, wapienie organogeniczne, wapienie pelityczne i chalcedonity.

Ziarna glaukonitu o agregatowej polaryzacji światła wykazują często deformacje kompakcyjne. Przeważającym typem spoiwa jest matrix detrytyczna impregnowana kalcytem. Próbki o najgrubszym ziarnie mają spoiwo kalcytowe przekrystalizowane. Sporadycznie występuje w spoiwie izotropowa substancja iłowa.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu skaleni i okruchów skał, a rośnie zawartość łyszczyków, glaukonitu i spoiwa.

W a r s t w y k r o ś n i e ń s k i e

Średnia średnica ziarn: 0,10—0,67 mm, maksymalna 2,58 mm. Skład:
k w a r c: 29—57%, średnio 40,8%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 54%, kwarc polikrystaliczny 22%, kwarc zgranulowany 24%.
S k a l e n i e: 3—11,5%, średnio 5,9%; w tym średnio: ortoklaz 55,5%, mikropertyt ortoklazowy 5,4%, mikroklin 4,8%, mikropertyt mikroklinowy 0,7%, plagioklaz 34,6%.
Ł y s z c z y k i: 0—9%, średnio 5%.
O k r u c h y s k a ł: 0—20%, średnio 7,3%; w tym średnio: skały magmowe 16%, skały metamorficzne 42%, skały osadowe 42%.
G l a u k o n i t występuje w ilościach poniżej 1%.
S p o i w o: 31—56%, średnio 42%.

Charakterystyczna jest wysoka zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego, przy czym ten ostatni przeważa ilościowo nad kwarcem polikrystalicznym. W próbkach o średniej średnicy ziarn powyżej 0,25 mm zawartości kwarcu monokrystalicznego, polikrystalicznego i zgranulowanego są prawie równe, natomiast w próbkach drobnoziarnistych przeważa kwarc monokrystaliczny, a kwarc zgranulowany zajmuje drugie miejsce pod względem częstości występowania. Monokrystaliczne ziarna kwarcu zwykle wykazują faliste wygaszanie światła, lecz ziarna wygaszające równomiernie są dość częste. W niektórych próbkach obserwuje się umiarkowaną korozję ziarn kwarcu przez mikrokrystaliczne spoiwo kalcytowe.

Skalenie są zwykle nieco zserycytyzowane. Nie obserwuje się korozji skaleni przez wapienne spoiwo. Wśród łyszczyków przeważa ilościowo muskowit, chloryt i brunatny i zielony biotyt, często zhydratyzowany lub schlorytyzowany, występują w mniejszych ilościach. W niektórych próbkach widoczne są kompakcyjne deformacje łyszczyków.

Zespół okruchów skał jest bogaty i urozmaicony. Skały magmowe reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowe, mikropertytowo-ortoklazowe, mikroklinowe, plagioklazowe i ortoklazowo-plagioklazowe oraz przez mikropegmatytowe przerosty kwarcu z ortoklazem, mikropertytem ortoklazowym i plagioklazem. Wśród skał metamorficznych występują gnejsy ortoklazowe, ortoklazowo-biotytowe, ortoklazowo-chlorytowe, ortoklazowo-plagioklazowe z biotytem, paragnejsy chlorytowo-plagioklazowe, łupki chlorytowe, serycytowe, muskowitowe i biotytowe (wymienione w kolej-

ności odpowiadającej częstości występowania) i metakwarcyty. Ze skał osadowych występują bardzo licznie okruchy krystalicznego wapienia, a w mniejszych ilościach okruchy wapieni pelitycznych i chalcedonity.

Obfite spoiwo podstawowe lub porowe składa się z mikrokrystalicznego kalcytu z domieszkami bioklastycznego kalcytu i izotropowej substancji iłowej. Ze zmniejszającą się średnią średnicą ziarna spada ogólna zawartość kwarcu i okruchów skał. Rośnie natomiast zawartość skaleni, łyszczyków i spoiwa.

SERIA MAGURSKA — OPIS PETROGRAFICZNY
(Fig. 4)

Warstwy biotytowo-skaleniowe

Średnia średnica ziarn: 0,11—0,55 mm, maksymalna 1,59 mm. Skład: kwarc: 28,5—66%, średnio 55,4%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 60%, kwarc polikrystaliczny 20%, kwarc zgranulowany 20%.
Skalenie: 1,5—14%, średnio 5,2%; w tym średnio: ortoklaz 44%, mikropertyt ortoklazowy 2%, plagioklaz 54%.
Łyszczyki: 0—5%, średnio 1,2%.
Okruchy skał: 0—9%, średnio 2,3%; w tym średnio: skały magmowe 42%, skały metamorficzne 58%.
Glaukonit: obecny tylko w niektórych próbkach w ilościach do 2%.
Spoiwo: 32—63%, średnio 35,6%.

Kwarc monokrystaliczny wykazuje faliste wygaszanie światła. Zawartość kwarcu zgranulowanego jest wysoka i dorównuje zawartości kwarcu polikrystalicznego.

Skalenie są zwykle nieco zserycytyzowane, rzadziej skalcytyzowane. Dość częste są ziarna albitu szachownicowego. Wśród plagioklazów oznaczono czysty albit. Brunatny i zielony biotyt, zwykle zhydratyzowany przeważa wśród łyszczyków. Muskowit jest pospolity, natomiast chloryt występuje w mniejszych ilościach. Okruchy skał magmowych reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowe i plagioklazowe oraz przez mikropegmatytowe przerosty kwarcowo-skaleniowe. Wśród skał metamorficznych przeważają ilościowo gnejsy ortoklazowe i plagioklazowe; towarzyszą im łupki serycytowe, chlorytowe, muskowitowe i biotytowe (wymienione tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania). Glaukonit występuje w postaci ziarn kompakcyjnie zdeformowanych. Najczęstsze są ziarna wykazujące agregatową polaryzację światła, lecz w niektórych próbkach występują też ziarna krystalicznie jednorodne.

Spoiwo jest silnie zróżnicowane. Występuje spoiwo kalcytowe przekrystalizowane, porowe lub podstawowe, niekiedy nadające skale poikiloklastyczną strukturę, często zawierające wapienny detrytus organiczny. Drugim typem spoiwa jest matrix detrytyczno-serycytowa impregnowana kalcytem. Typ trzeci to spoiwo leptochlorytowe z domieszkami kalcytu i szarej substancji iłowej.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu i okruchów skał. Zawartość łyszczyków nie zmienia się, wzrasta natomiast zawartość skaleni, glaukonitu i spoiwa.

Warstwy inoceramowe

Piaskowce drobnoziarniste (Tabl. XVI fig. 1)

Piaskowce drobnoziarniste występują w dolnej i w górnej części profilu warstw inoceramowych, to jest poniżej i powyżej poziomu gruboła-

wicowych piaskowców gruboziarnistych środkowych warstw inoceramowych. W dolnej części profilu istnieją ławice frakcjonalnie warstwowane o miąższości około 0,5 m, które w swych spągowych partiach zawierają materiał klastyczny odpowiadający składem środkowym piaskowcom gruboziarnistym. Te ławice nie są uwzględnione w poniższym opisie.

Średnia średnica ziarn: 0,06—0,17 mm, maksymalna 0,62 mm. Skład:
kwarc: 26,5—51,5%, średnio 35,3%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 87,9%, kwarc polikrystaliczny 8%, kwarc zgranulowany 4,1%.
Skalenie: 3,5—15%, średnio 8,3%.
Łyszczyki: 1—18,5%, średnio 7,7%.
Okruchy skał: 0—4,5%, średnio 1%.
Glaukonit: 0—5%, średnio 1%.
Spoiwo: 20,5—53,5%, średnio 41%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego bardzo często równomiernie wygaszają światło. Ziarna polikrystaliczne i zgranulowane należą z reguły

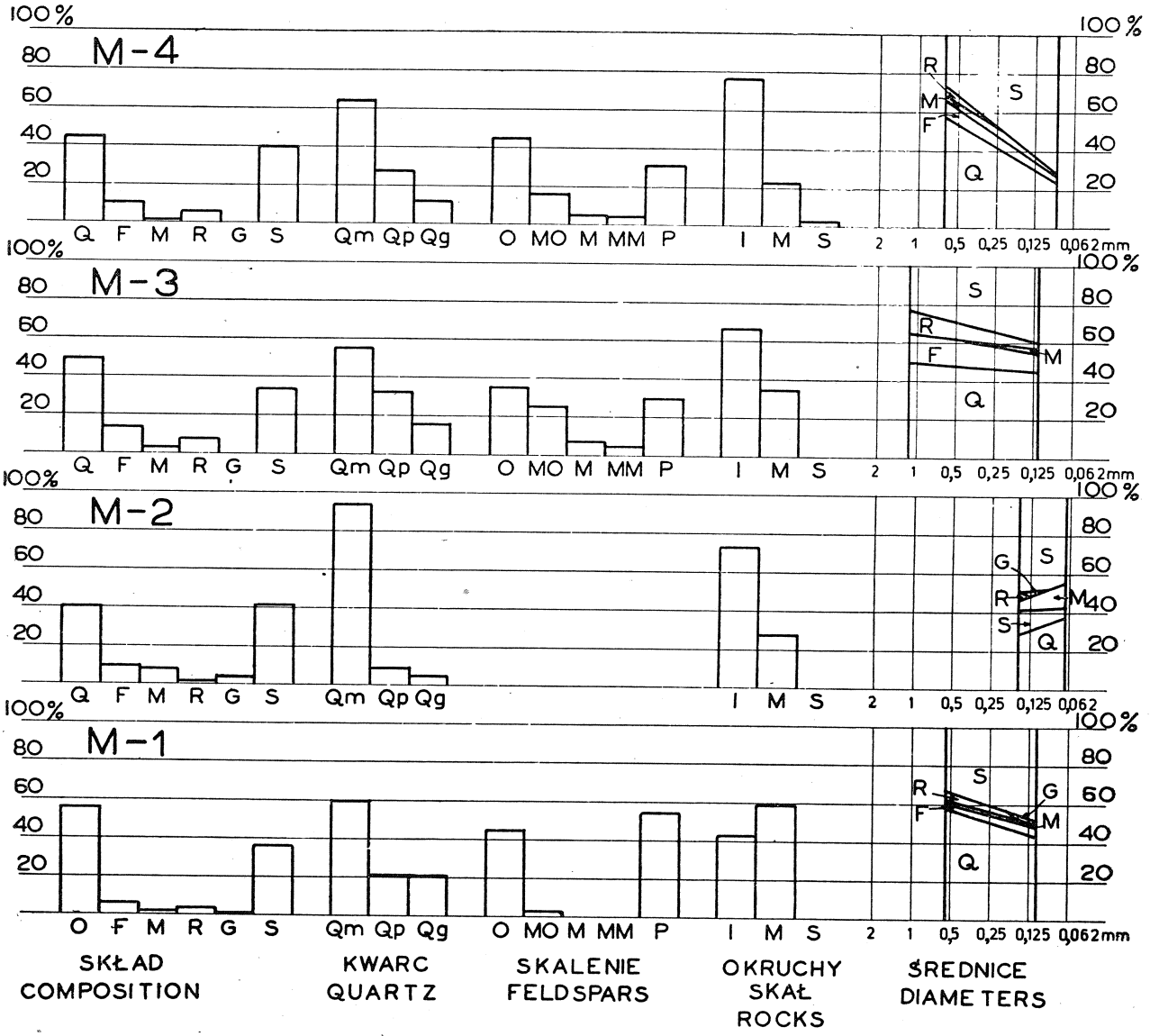
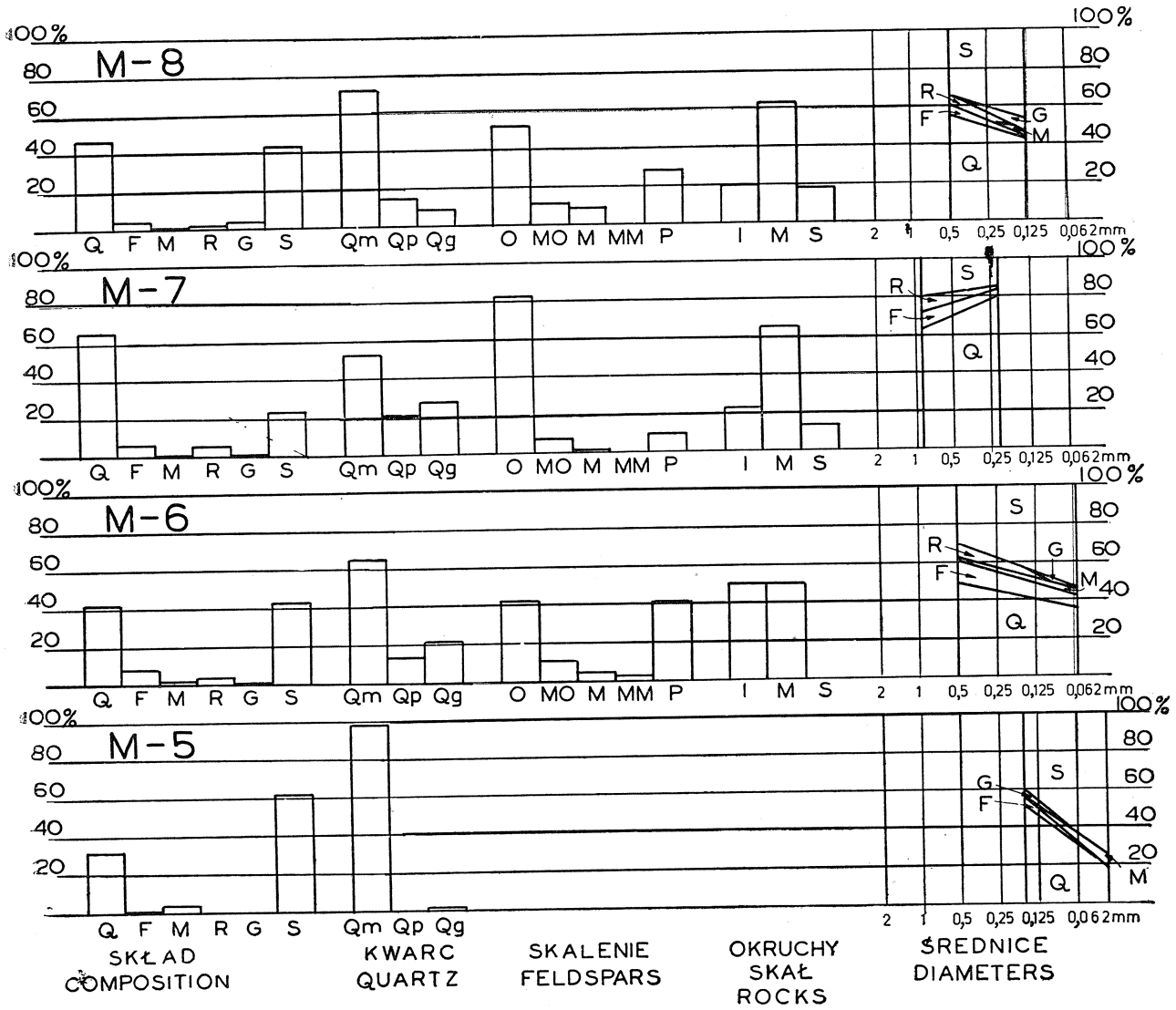


Fig. 4. Średni skład mineralno-petrograficzny piaskowców serii magurskiej i zależność składu od średniej wielkości ziarna (prawa kolumna).

Ogniwa litostratygraficzne: M-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; M-2 — warstwy inoceramowe cienkoławicowe; M-3 — warstwy inoceramowe gruboławicowe; M-4 — piaskowce z Mutnego; M-5 — piaskowce z pstrych łupków eocenu; M-6 — piaskowce ciężkowickie; M-7 — piaskowce pasierbieckie; M-8 — piaskowce osieleckie;

do najgrubszej występującej frakcji. Spoiwo kalcytowe koroduje w nieznacznym stopniu ziarna kwarcu. Skalenie są silnie skalcytyzowane i zserycytyzowane, przy czym plagioklazy są słabiej przeobrażone niż skalenie potasowe. Określenie ilościowych stosunków pomiędzy różnymi typami skaleni nie jest możliwe. Łyszczyki reprezentowane są przez obficie występujący muskowit i biotyt; ten ostatni jest zazwyczaj w różnym stopniu zhydratyzowany, chlorytyzacja biotytu występuje natomiast rzadko. Również rzadki jest chloryt. Łyszczyki gromadzą się na powierzchniach laminacji i są bardzo często kompakcyjnie zdeformowane.

Wśród okruchów skał magmowych występują granitoidy ortoklazowe i plagioklazowe i mikropertyt plagioklazowy. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy plagioklazowe. Nie napotkano okruchów skał osadowych. Glaukonit występuje w postaci ziarn o agregatowej polaryzacji światła, często kompakcyjnie zdeformowanych. Tylko w jednej próbce napotkano liczniejsze ziarna krystalicznie jednorodne. Spoiwo jest zróżnicowane. Najczęściej występuje spoiwo kalcytowe, podstawowe, mikro-



M-9 — warstwy hieroglifowe; M-10 — górne piaskowce pasierbieckie; M-11 — warstwy podmagurskie; M-12 — piaskowce magurskie. Pozostałe oznaczenia jak na fig. 2

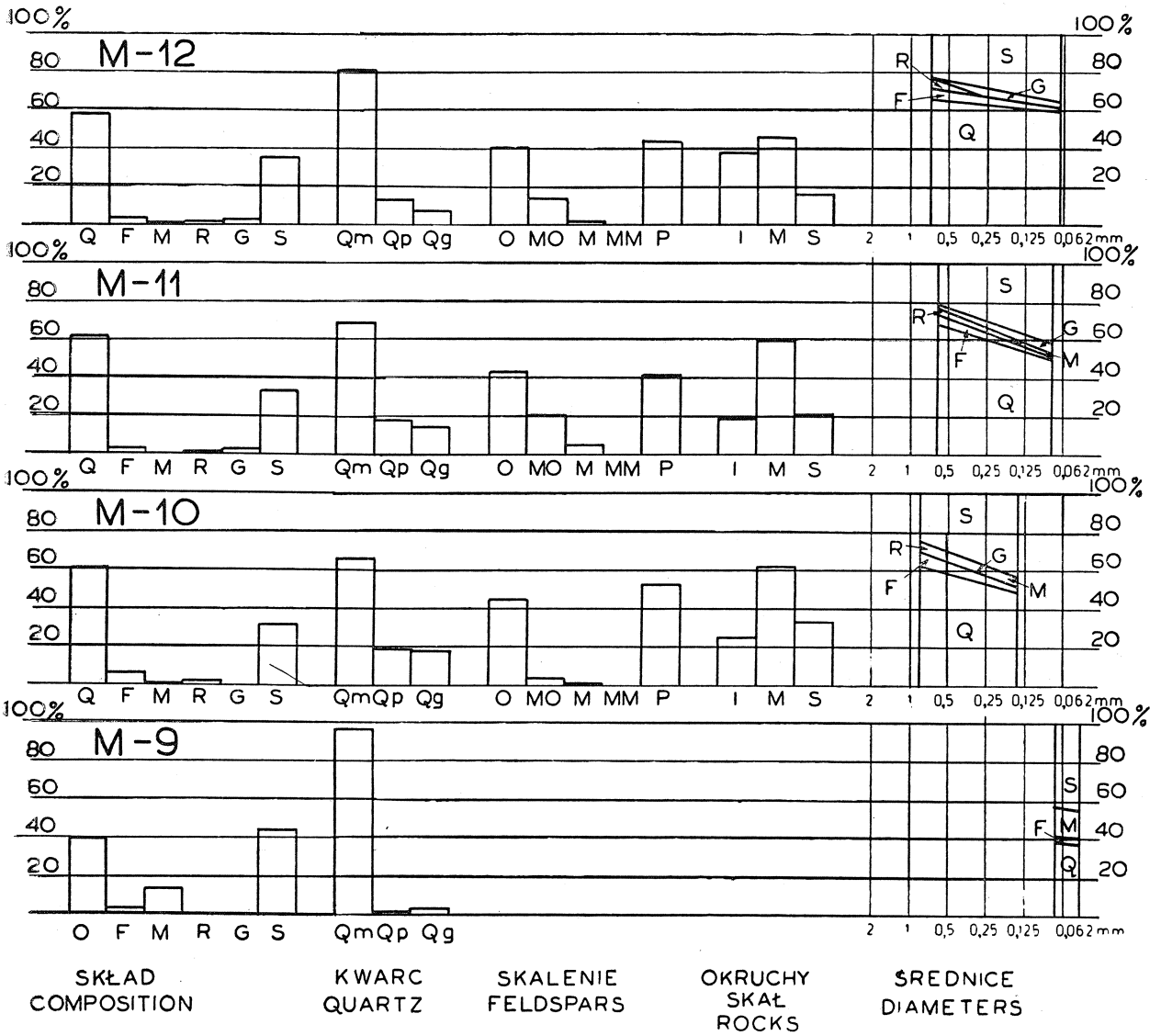
Fig. 4. Mean composition of the sandstones of the Magura series and the relation between composition and mean grain size (right column). Formations: M-1 — Biotite-feldspar beds; M-2 thin-bedded Inoceramian beds; M-3 — thick-bedded

krystaliczne lub przekrystalizowane, nadające skale strukturę poikiloklastyczną. Częstym typem jest matrix detrytyczna niekiedy impregnowana kalcytem. Rzadziej spotyka się matrix serycytową lub łuseczkowe minerały o zielonkawej barwie, niemal izotropowe, reprezentujące prawdopodobnie chloryt.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość skaleni i okruchów skał, a rośnie zawartość kwarcu i łyszczyków. Zawartość spoiwa nieco spada.

Piaskowce gruboziarniste gruboławicowe

Średnia średnica ziarn: 0,11—1,13 mm, maksymalna 3,67 mm. Skład: kwarc: 28—51%, średnio 44,3%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 54%, kwarc polikrystaliczny 32%, kwarc zgranulowany 14%.
Skalenie: 11—17%, średnio 13,4%; w tym średnio: ortoklaz 35%, mikropertyt ortoklazowy 24%, mikroklin 7%, mikropertyt mikroklinowy 4%, plagioklaz 29%. Oznaczono andezyn An_{41}, An_{33}, An_{31} i albit An_8.
Łyszczyki: 0—4,5%, średnio 2%.



Inoceramian beds; M-4 — Mutne sandstones; M-5 — sandstones from Eocene variegated shales; M-6 — Ciężkowice sandstones; M-7 — Pasierbiec sandstones; M-8 — Osielec sandstones; M-9 — Hieroglyphic beds; M-10 — Upper Pasierbiec sandstones; M-11 — Sub-Magura beds; M-12 — Magura sandstones. Other symbols as in Fig. 2

Okruchy skał: 0,5—15,5%, średnio 7%; w tym średnio: skały magmowe 66%, skały metamorficzne 34%.
Glaukonit: występują pojedyncze ziarna.
Spoiwo: 22—24,5%, średnio 31,6%.

Przeważająca część ziarn kwarcu monokrystalicznego wygasza światło równomiernie. Charakterystyczna jest obecność dużych ziarn kwarcu polikrystalicznego występującego w próbkach o średniej średnicy ziarn powyżej 0,50 mm w ilościach takich samych jak kwarc monokrystaliczny. Zawartość kwarcu zgranulowanego jest wyraźnie mniejsza. Skalenie są zazwyczaj skalcytyzowane i zserycytyzowane. Zanotowano obecność pojedynczych ziarn albitu szachownicowego. Zawartość łyszczyków jest niska, muskowit i biotyt występują z równą częstością.

Skały magmowe reprezentowane są przez różnorodne granitoidy: ortoklazowe (niekiedy z myrmekitem), ortoklazowo-biotytowe, plagioklazowe z przerostami pismowymi kwarcu, mikroklinowe, ortoklazowo-plagioklazowe z biotytem i z mikropertytem ortoklazowym. Charakterystyczna jest wysoka zawartość okruchów mikropegmatytu kwarcowo-ortoklazowego, mikroklinowego i plagioklazowego. Mikropegmatyty stanowią niemal połowę okruchów skał magmowych.

Wśród skał metamorficznych występują różnorodne gnejsy: ortoklazowe, ortoklazowo-mikroklinowo-plagioklazowe, ortoklazowo-mikroklinowe, ortoklazowo-plagioklazowe, plagioklazowe o oczkowej teksturze oraz rzadkie łupki muskowitowe, serycytowe, biotytowe i chlorytowe (łupki wymienione są w kolejności odpowiadającej częstości występowania). Spotyka się też ziarna metakwarcytu. Skały osadowe reprezentowane są przez jeden okruch wapienia otwornicowego.

Pojedyncze ziarna glaukonitu widoczne w szlifach wykazują agregatową polaryzację światła. Spoiwo jest zróżnicowane. Występuje spoiwo kalcytowe mikrokrystaliczne, matrix detrytyczna impregnowana kalcytem oraz spoiwo iłowe, szare, izotropowe, zawierające niekiedy większą ilość drobnołuseczkowego serycytu.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada ilość skaleni i okruchów skał, a rośnie zawartość łyszczyków i spoiwa. Zawartość kwarcu nie wykazuje konsekwentnych zmian.

Piaskowce z Mutnego

Średnia średnica ziarn: 0,08—0,30 mm, maksymalna 1,46 mm. Skład: kwarc: 22—62,5%, średnio 44%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 61,5%, kwarc polikrystaliczny 27%, kwarc zgranulowany 11,5%.
Skalenie: 4—19%, średnio 10%; w tym średnio: ortoklaz 44,7%, mikropertyt ortoklazowy 15%, mikroklin 5%, mikropertyt mikroklinowy 4%, plagioklaz 31,3%.
Łyszczyki: 0—3%, średnio 1%.
Okruchy skał: 0—13%, średnio 5,5%; w tym średnio: skały magmowe 76%, skały metamorficzne 22%, skały osadowe 2%.
Glaukonit występuje w ilościach poniżej 0,5%.
Spoiwo: 23—76,5%, średnio 39%.

Przeważająca część ziarn kwarcu monokrystalicznego wygasza równomiernie światło. W próbkach o wapiennym spoiwie ziarna kwarcu są skorodowane. Skalenie są skalcytyzowane w próbkach o wapiennym spoiwie, a zserycytyzowane w próbkach zawierających matrix detrytyczną. Łyszczyki reprezentowane są głównie przez brunatny i zielony biotyt. Muskowit i chloryt (pennin) występują w mniejszych ilościach.

Wśród okruchów skał przeważają różnorodne granitoidy: ortoklazowe, ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy ortoklazowo-biotytowe i plagioklazowe, łupki biotytowe (w łupkach występuje zarówno biotyt brunatny, jak i zielony), serycytowe, muskowitowe i chlorytowe (wymienione w kolejności odpowiadającej częstości występowania) oraz metakwarcyty. Ze skał osadowych występują wyłącznie chalcedonity. Glaukonit tworzy ziarna o agregatowej polaryzacji światła, często kompakcyjnie zdeformowane, tylko w nielicznych próbkach posiadające kuliste kształty.

Spoiwo jest zróżnicowane. Występuje bardzo obfite spoiwo kalcytowe, przekrystalizowane, podstawowe (zawartość 30—76,5%), zawierające liczne otwornice, lub matrix detrytyczna z serycytem, niekiedy impregnowana kalcytem, stanowiąca 23—29% skały.

Z malejącą średnią średnicą ziarna zmniejsza się zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał, a rośnie zawartość spoiwa. Zawartość łyszczyków i glaukonitu nie wykazuje zdecydowanych zmian.

Piaskowce ciężkowickie (Tabl. XVI fig. 2)

Średnia średnica ziarn: 0,06—0,51 mm, maksymalna 2,53 mm. Skład:
kwarc: 24,5—52,5%, średnio 42,5%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 65%, kwarc polikrystaliczny 13%, kwarc zgranulowany 22%.
Skalenie: 0,5—13,5%, średnio 8,4%; w tym średnio ortoklaz 41,6%, mikropertyt ortoklazowy 11%, mikroklin 4,5%, mikropertyt mikroklinowy 1,5%, plagioklaz 41,4%.
Łyszczyki: 0,5—6,5%, średnio 2,0%.
Okruchy skał: 0—11,5%, średnio 4%; w tym średnio: skały magmowe 50%, skały metamorficzne 50%.
Glaukonit: 0—5%, średnio 1%.
Spoiwo: 27—63,5%, średnio 43%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego wykazują najczęściej faliste wygaszanie światła. Pospolita jest umiarkowana korozja ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo, rzadziej natomiast występuje regeneracja ziarn kwarcu. Skalenie są zwykle skalcytyzowane lub zserycytyzowane. Wśród plagioklazów oznaczono albit An_{3-5} i andezyn An_{30-35}.

Łyszczyki są reprezentowane przez muskowit, brunatny i zielony biotyt oraz rzadko występujący chloryt (pennin). Wśród okruchów skał uderza równa częstość występowania skał magmowych i metamorficznych oraz brak okruchów skał osadowych. Skały magmowe reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowe, ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe, mikropegmatyty ortoklazowe i plagioklazowe oraz sporadycznie występujące silnie zwietrzałe skały wylewne. Wśród skał metamorficznych występują gnejsy ortoklazowe i plagioklazowe, granulity, łupki serycytowe, muskowitowe, biotytowe i chlorytowe (łupki wymienione w kolejności odpowiadającej częstości występowania) i metakwarcyty.

Glaukonit tworzy ziarna kuliste lub elipsoidalne, wyjątkowo tylko widoczne są kompakcyjne deformacje glaukonitu. Większość ziarn glaukonitu wykazuje agregatową polaryzację światła, ziarna krystalicznie jednorodne są bardzo rzadkie.

Spoiwo jest zróżnicowane. Występuje matrix detrytyczna, iłowe spoiwo izotropowe oraz spoiwo kalcytowe, przekrystalizowane, porowe lub podstawowe. W spoiwie występuje często detrytus litotamniowy niezależnie od typu spoiwa, a w niektórych próbkach o podstawowym wapiennym spoiwie występują w dużej ilości otwornice wapienne.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał, rośnie natomiast zawartość łyszczyków i spoiwa. Występowanie glaukonitu związane jest z niewielkim tylko przedziałem zmienności średniej średnicy ziarn.

Piaskowce cienkoławicowe z pstrych łupków

Średnia średnica ziarn: 0,04—0,16 mm, maksymalna 0,31 mm. Skład:
kwarc: 19—51%, średnio 32%; w tym średnio kwarc monokrystaliczny 98%, kwarc zgranulowany 2%.
Skalenie: 0—3%, średnio 1%.
Łyszczyki: 0—6,5%, średnio 4%.
Glaukonit: 0—3,5%, średnio 0,5%.
Spoiwo: 40—76%, średnio 62%.

Ziarna kwarcu, niemal wyłącznie monokrystaliczne, są korodowane przez wapienne spoiwo. Skalenie są zserycytyzowane i bliżej nieoznaczalne. Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit, biotyt i chloryt. Spoiwo jest zróżnicowane: występuje spoiwo kalcytowe, podstawowe, przekrystalizowane oraz matrix detrytyczno-serycytowo-iłowa impregnowana kalcytem. W ławicach laminowanych piaskowców w laminach jasnych występuje spoiwo kalcytowe, a w laminach ciemnych matrix serycytowa z drobno rozsianym pirytem. W spoiwie występują liczne skorupki otwornic często wypełnione pirytem. Glaukonit występuje w postaci kulistych ziarn o agregatowej polaryzacji światła.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i glaukonitu, rośnie natomiast zawartość łyszczyków i spoiwa.

Piaskowce pasierbieckie

Średnia średnica ziarn: 0,21—0,85 mm, maksymalna 3,83 mm. Skład:
kwarc: 56,5—74,5%, średnio 66%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 52,3%, kwarc polikrystaliczny 20,2%, kwarc zgranulowany 27,5%.
Skalenie: 1—9,5%, średnio 6%.
Łyszczyki: występują w ilościach poniżej 1%.
Okruchy skał: 1—15%, średnio 5,5%; w tym średnio: skały magmowe 22%, skały metamorficzne 65%, skały osadowe 13%.
Glaukonit: występuje tylko w niektórych próbkach w ilościach do 0,5%.
Spoiwo: 16,5—27%, średnio 23%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego przeważnie wykazują faliste wygaszanie. Charakterystyczna jest wysoka zawartość kwarcu zgranulowanego, przewyższająca zawartość kwarcu polikrystalicznego. Ziarna kwarcu o średnicy powyżej 0,5 mm są dobrze obtoczone. W próbkach o średniej średnicy ziarn poniżej 0,4 mm obserwuje się silnie rozwiniętą regenerację ziarn kwarcu. Najbardziej drobnoziarnista próbka o średniej średnicy ziarn 0,21 mm jest typowym kwarcytem regeneracyjnym o zawartości kwarcu klastycznego i regeneracyjnego sięgającej 86%. Próbka ta nie jest uwzględniona przy opisie zmienności składu piaskowców pasierbieckich, gdyż określenie pierwotnej zawartości kwarcu klastycznego nie jest możliwe.

Charakterystyczną cechą gruboziarnistych piaskowców pasierbieckich jest występowanie specyficznego typu korozji ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo. Korozja atakuje ziarna kwarcu wzdłuż spękań penetrujących w głąb ziarna, czasem przecinających je zupełnie. Rzadziej natomiast występuje atakowanie przez korozję konturów zewnętrznych ziarn.

Skalenie są silnie skalcytyzowane co uniemożliwia określenie stosunków ilościowych pomiędzy różnymi ich typami. Stwierdzono występowanie ortoklazu, mikropertytu ortoklazowego, mikroklinu i plagioklazu. Łyszczyki reprezentowane są przez rzadkie blaszki muskowitu.

Bliższe określenie okruchów skał jest często utrudnione wskutek daleko posuniętego przeobrażenia skaleni. Wśród skał magmowych rozpoznano granitoidy ortoklazowo-plagioklazowe i plagioklazowe, gruboziarniste skały skaleniowo-chlorytowe, mikropegmatyt plagioklazowy i bliżej nieoznaczalne wylewowce. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy ortoklazowo-plagioklazowe, plagioklazowe i ortoklazowo-chlorytowe oraz przez łupki chlorytowe, serycytowe, muskowitowe, biotytowe (wymienione tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania) i metakwarcyty. Skały osadowe reprezentowane są przez różnorodne wapienie: organogeniczne, krystaliczne i pelityczne, chalcedonity oraz śródformacyjne mułowce. Glaukonit występuje w bardzo drobnych ilościach.

Spoiwo jest zróżnicowane. Dominującym typem jest spoiwo kalcytowe, przekrystalizowane, porowe lub podstawowe, zawierające dość licznie duże otwornice i detrytus litotamniowy. Próbki pobrane ze stropu ławic frakcjonalnie warstwowanych zawierają natomiast matrix detrytyczno-iłową, w mniejszym lub większym stopniu impregnowaną kalcytem oraz regeneracyjne spoiwo kwarcowe. Ławice zlepieńców zbliżone do typu żwirowców ilastych zawierają matrix detrytyczną impregnowaną kalcytem.

Piaskowce osieleckie

Średnia średnica ziarn: 0,12—0,49 mm, maksymalna 1,92 mm. Skład:
kwarc: 29—64,5%, średnio 47%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 76%, kwarc polikrystaliczny 15%, kwarc zgranulowany 9%.
Skalenie: 1,5—7%, średnio 3,6%; w tym średnio: ortoklaz 52,5%, mikropertyt ortoklazowy 11%, mikroklin 9%, plagioklaz 27,5%.
Łyszczyki: 0—2%, średnio 0,6%.
Okruchy skał: 0—6%, średnio 1,8%; w tym średnio: skały magmowe 20%, skały metamorficzne 63%, skały osadowe 18%.
Glaukonit: 1—9%, średnio 3,6%.
Spoiwo: 20—58%, średnio 43%.

Ziarna kwarcu monokrystalicznego wykazują najczęściej faliste wygaszanie. Zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego wysoka w próbkach o średniej średnicy ziarna powyżej 0,4 mm, gwałtownie spada w piaskowcach o drobniejszym ziarnie. Liczne ziarna kwarcu we frakcji 0,3—0,4 mm są dobrze obtoczone. Spoiwo wapienne koroduje kontury ziarn kwarcu; w próbkach gruboziarnistych występują też ziarna kwarcu pocięte spękaniami wypełnionymi kalcytem.

Skalenie są zwykle skalcytyzowane lub zserycytyzowane, lecz przeobrażenia te są rozwinięte w stopniu znacznie słabszym niż w piaskowcach pasierbieckich. Łyszczyki reprezentowane są przez rzadki muskowit.

Wśród okruchów skał zaznacza się wyraźna przewaga ilościowa skał metamorficznych. Skały magmowe reprezentują granitoidy ortoklazowe i mikropegmatyty mikropertytowo-ortoklazowe. Wśród skał metamorficznych występują gnejsy plagioklazowe oraz łupki: serycytowe, chlorytowe i muskowitowe (łupki wymienione tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania). Skały osadowe reprezentowane są przez wapienie organodetrytyczne i chalcedonity. Ziarna glaukonitu wykazują agregatową polaryzację światła i są często kompakcyjnie zdeformowane.

Spoiwo jest zróżnicowane. Występuje matrix detrytyczna impregno-

wana kalcytem i spoiwo kalcytowe mikrokrystaliczne lub częściowo przekrystalizowane. Oba typy spoiwa zawierają obficie występujące duże otwornice wapienne; numulity i asterocykliny oraz detrytus litotamniowy. Zawartość tych szczątków organicznych dochodzi do 10% objętości skały.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał, rośnie natomiast zawartość łyszczyków, glaukonitu i spoiwa.

Warstwy hieroglifowe

Średnia średnica ziarn: 0,05—0,07 mm, maksymalna 0,21 mm. Skład:
kwarc: 37—44%, średnio 40%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 97%, kwarc zgranulowany 3%.
Skalenie: 1,5—4,5%, średnio 2,9%.
Łyszczyki: 10,5—16%, średnio 13%.
Spoiwo: 41,5—47%, średnio 44%.

Ziarna kwarcu, wykazujące zwykle faliste wygaszanie, są wyraźnie skorodowane przez kalcytowe spoiwo. Skalenie są skalcytyzowane i zserycytyzowane co uniemożliwia ich bliższe oznaczenie. Dostrzeżono wśród nich plagioklazy. Łyszczyki występują bardzo obficie. Przeważa ilościowo muskowit, biotyt brunatny i zielony zajmuje drugie miejsce, chloryt jest najrzadszy. Łyszczyki są w znacznym stopniu zhydratyzowane. Spoiwo jest kalcytowe, podstawowe, przekrystalizowane.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada nieznacznie zawartość kwarcu, a rośnie zawartość spoiwa. Zawartość łyszczyków i skaleni nie wykazuje systematycznych zmian.

Górne piaskowce pasierbickie (Tabl. XVI fig. 3)

Średnia średnica ziarn 0,14—0,84 mm, maksymalna 3,58 mm. Skład:
kwarc: 42—72,5%, średnio 60,9%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 66%, kwarc polikrystaliczny 17%, kwarc zgranulowany 17%.
Skalenie: 4—9%, średnio 5,5%; w tym średnio: ortoklaz 44%, mikropertyt ortoklazowy 3%, mikroklin 0,5%, plagioklaz 52,5%.
Łyszczyki: 0—1,5%, średnio 0,6%.
Okruchy skał: 0—5%, średnio 1,4%; w tym średnio: skały magmowe 25%, skały metamorficzne 62%, skały osadowe 13%.
Glaukonit: występuje w ilościach poniżej 1%.
Spoiwo: 21—50,5%, średnio 31%.

Przeważająca część ziarn kwarcu monokrystalicznego wykazuje faliste wygaszanie. Charakterystyczna jest wysoka zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego, przy czym oba te typy kwarcu występują z podobną częstością. Zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego spada z malejącą średnią średnicą ziarna, przy czym wyraźny skokowy spadek zaznacza się poniżej średniej średnicy ziarna równej 0,3 mm. Licznie występują dobrze obtoczone ziarna kwarcu. Korozja ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo rozwija się silnie. Atakuje ona zarówno kontury ziarn kwarcu, jak i rozwija się w niektórych próbkach w postaci spękań przecinających ziarna a wypełnionych kalcytem. W niektórych próbkach rozwinięta jest bardzo silnie regeneracja ziarn kwarcu, prowadząc do powstania struktury kwarcytowej.

Skalenie są zwykle skalcytyzowane a niekiedy zserycytyzowane. Identyfikacja skaleni jest jednak zwykle możliwa. Wśród plagioklazów oznaczono albit An_4.

Łyszczyki reprezentowane są przez muskowit i chloryt (pennin). Wśród okruchów skał przeważają zdecydowanie skały metamorficzne. Skały magmowe reprezentowane są przez granitoidy ortoklazowe i plagioklazowe. Wśród skał metamorficznych występują: gnejsy ortoklazowe, ortoklazowo-chlorytowe, łupki serycytowe, chlorytowe i muskowitowe (wymienione tu w kolejności odpowiadającej częstości występowania).

Skały osadowe reprezentowane są przez chalcedonity i różnorodne wapienie — organodetrytyczne, krystaliczne i piaszczyste. Glaukonit występuje w postaci pojedynczych ziarn, zwykle kompakcyjnie zdeformowanych. W wyniku wietrzenia jest wypierany przez bezbarwną izotropową substancję.

Spoiwo kalcytowe przekrystalizowane jest typem dominującym. Zawiera ono często duże otwornice i detrytus litotamniowy. Drugim typem jest spoiwo kwarcowe regeneracyjne z reliktami spoiwa kalcytowego i substancji iłowej a niekiedy też drobno łuseczkowego chlorytu.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał. Rośnie natomiast zawartość łyszczyków i spoiwa. Zawartość glaukonitu osiąga maksimum dla średniej średnicy ziarna około 0,25 mm.

Warstwy podmagurskie

Średnia średnica ziarn: 0,07—0,6 mm, maksymalna 2,68 mm. Skład:
kwarc: 41,8—69,5%, średnio 61,3%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 68,5%, kwarc polikrystaliczny 17,5%, kwarc zgranulowany 14%.
Skalenie: 0,5—5%, średnio 2,7%; w tym średnio: ortoklaz 43%, mikropertyt ortoklazowy 11%, mikroklin 4%, plagioklaz 42%.
Łyszczyki występują w ilości do 1,5%; w większości próbek zawartość ich nie przekracza 1%.
Okruchy skał: 0—4,5%, średnio 1%; w tym średnio: skały magmowe 19%, skały metamorficzne 60%, skały osadowe 21%.
Glaukonit: 0—10,5%, średnio 2,3%.
Spoiwo: 18—51%, średnio 32%.

Charakter kwarcu jest wyraźnie niejednolity. W jednych próbkach przeważa kwarc monokrystaliczny o falistym wygaszaniu światła, w innych liczne są ziarna wygaszające równomiernie. W niektórych próbkach występują liczne ziarna dobrze obtoczone, w innych brak takich ziarn zupełnie.

Skalenie są skalcytyzowane lub zserycytyzowane i nie we wszystkich próbkach można oznaczyć stosunki ilościowe pomiędzy różnymi rodzajami skaleni. Łyszczyki występujące w niewielkich ilościach reprezentowane są głównie przez muskowit.

Wśród skał magmowych występują granitoidy ortoklazowe i ortoklazowo-plagioklazowe oraz rzadkie mikropegmatytowe przerosty kwarcowo-skaleniowe. Skały metamorficzne reprezentowane są przez gnejsy plagioklazowe i łupki chlorytowe, serycytowe i muskowitowe (łupki wymienione w kolejności odpowiadającej częstości występowania). Wśród skał osadowych najliczniejsze są chalcedonity, występują też wapienie krystaliczne i okruchy śródformacyjnych łupków ilastych.

Ziarna glaukonitu wykazują agregatową polaryzację światła i są bardzo często kompakcyjnie zdeformowane. W niektórych próbkach zwietrzały glaukonit jest wypierany przez bezbarwną izotropową substancję.

Spoiwo jest zróżnicowane. Występuje spoiwo kalcytowe przekrystalizowane, porowe lub podstawowe, oraz matrix detrytyczno-serycytowo-

-iłowa, często impregnowana kalcytem i zawierająca zwykle niewielkie ilości spoiwa krzemionkowego.

Piaskowce magurskie (Tabl. XVI fig. 4)

Średnia średnica ziarn 0,06—0,67 mm, maksymalna 1,65 mm. Skład: kwarc: 47—67%, średnio 57,7%; w tym średnio: kwarc monokrystaliczny 80,2%, kwarc polikrystaliczny 12,4%, kwarc zgranulowany 7,4%.
Skalenie: 0—9%, średnio 3,4%.
Łyszczyki: 0—3,5%, średnio 0,5%.
Okruchy skał: 0—5%, średnio 1,2%; w tym średnio skały magmowe 38%, skały metamorficzne 46%, skały osadowe 16%.
Glaukonit: 0,5—6%, średnio 2,2%.
Spoiwo: 22,5—48%, średnio 35%.

Kwarc reprezentowany jest głównie przez ziarna monokrystaliczne, wśród których ziarna o falistym i równomiernym wygaszaniu światła występują z częstościami w przybliżeniu równymi. Próbki o średniej średnicy ziarna powyżej 0,3 mm cechuje większa zawartość kwarcu polikrystalicznego i zgranulowanego. W niektórych próbkach występują liczne ziarna obtoczone. Powszechna jest umiarkowana korozja ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo.

Skalenie są silnie skalcytyzowane i ilościowe stosunki pomiędzy różnymi rodzajami skaleni nie dają się bliżej oznaczyć. Stwierdzono obecność ortoklazu, mikropertytu ortoklazowego, mikroklinu i plagioklazu.

Łyszczyki, występujące w niewielkiej ilości, reprezentowane są przez muskowit i sporadycznie występujący zielony biotyt. Okruchy skał magmowych są silnie zwietrzałe, co uniemożliwia ich bliższe określenie. Stwierdzono obecność granitoidów, mikropegmatytu i skał wylewnych. Wśród skał metamorficznych przeważają gnejsy plagioklazowe. Towarzyszą im łupki chlorytowe i serycytowe. Skały osadowe reprezentowane są przez wapienie pelityczne, chalcedonity i śródformacyjne mułowce.

Ziarna glaukonitu wykazują agregatową polaryzację światła i bardzo często są kompakcyjnie zdeformowane. Znaczna część ziarn glaukonitu jest silnie rozłożona — w takich ziarnach zielony glaukonit wypierany jest przez bezbarwną izotropową substancję.

We wszystkich próbkach występuje spoiwo niejednorodne, kalcytowe mikrokrystaliczne lub przekrystalizowane z domieszką szarej izotropowej substancji iłowej oraz spoiwa chalcedonowego lub kwarcowego regeneracyjnego.

Z malejącą średnią średnicą ziarna spada zawartość kwarcu, skaleni i okruchów skał, rośnie natomiast zawartość glaukonitu i spoiwa. Zawartość łyszczyków nie wykazuje systematycznych zmian.

MINERAŁY CIĘŻKIE

W piaskowcach badanych serii fliszowych Karpat Zachodnich występują dwa zespoły minerałów ciężkich (M. Krysowska-Iwaszkiewicz i R. Unrug, 1967). Zespół pierwszy składa się z cyrkonu i turmalinu stanowiących składniki główne, którym towarzyszą występujące w mniejszych ilościach: rutyl, granat, łyszczyki i występujące sporadycznie: cyjanit i staurolit. W zespole drugim przeważa ilościowo granat, któremu towarzyszą: cyrkon, turmalin, rutyl i łyszczyki; cyjanit i staurolit występują w ilościach śladowych.

Zespół bogaty w granat występuje w całej serii magurskiej i w serii przedmagurskiej, a w serii śląskiej w gruboławicowych piaskowcach górnych warstw godulskich i w górnych warstwach istebniańskich. W pozostałych ogniwach litostratygraficznych serii śląskiej występuje zespół cyrkonowo-turmalinowy (fig. 5 i fig. 6).

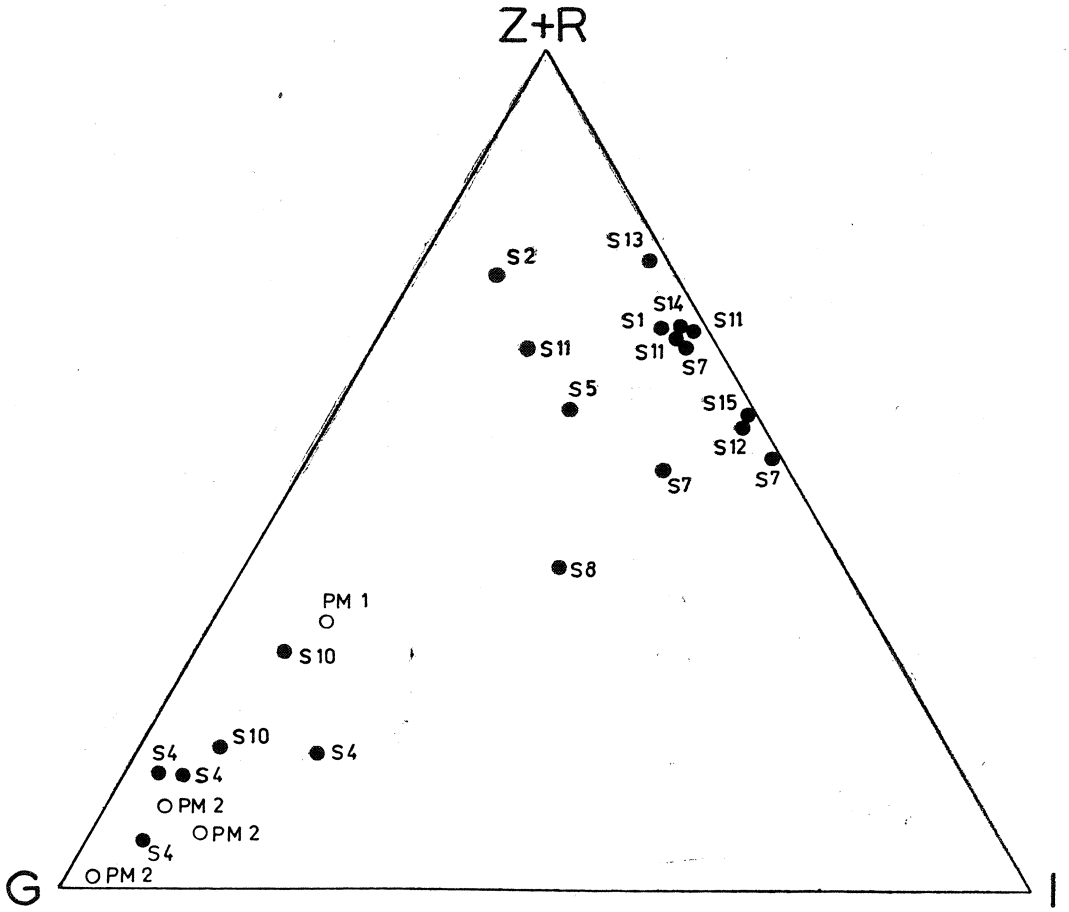


Fig. 5. Zespoły minerałów ciężkich z piaskowców serii śląskiej i serii przedmagurskiej. G — granat; Z + R — cyrkon i rutyl; I — turmalin.
Seria śląska: S-1 — dolne warstwy godulskie gruboławicowe; S-2 — dolne warstwy godulskie cienkoławicowe; S-4 — górne warstwy godulskie gruboławicowe; S-5 — górne warstwy warstwy godulskie cienkoławicowe; S-7 — dolne warstwy istebniańskie, piaskowce gruboławicowe; S-8 — dolne warstwy istebniańskie, żwirowce ilaste; S-10 — górne piaskowce istebniańskie; S-11 — piaskowce ciężkowickie; S-12 — warstwy hieroglifowe; S-13 — warstwy menilitowe, piaskowce spągowe; S-14 — piaskowce gródeckie; S-15 — warstwy krośnieńskie.
Seria przedmagurska: PM-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; PM-2 — warstwy krośnieńskie

Fig. 5. Heavy minerals assemblages from the sandstones of the Silesian series and the Fore-Magura series. G — garnet; Z + R — zircon and rutile; I — tourmaline. Formations sampled: Silesian series: S-1 — Lower Godula beds, thick-bedded, S-2 — Lower Godula beds, thin bedded; S-4 — Upper Godula beds, thick-bedded; S-5 — Upper Godula beds, thin bedded; S-7 — Lower Istebna beds, thick-bedded sandstones; S-8 — Lower Istebna beds, pebbly mudstones; S-10 — Upper Istebna sandstones; S-11 — Ciężkowice sandstones; S-12 — Hieroglyphic beds; S-13 — Menilite beds, basal sandstones; S-14 — Gródek sandstones; S-15 — Krosno beds. Fore-Magura series: PM-1 — Biotite-feldspar beds; PM-2 — Krosno beds

Naprzemianległe występowanie zespołów minerałów ciężkich bogatych w cyrkon i w granat w serii śląskiej Beskidu Śląskiego notują też J. B u r t a n i J. S z c z u r o w s k a (1964). Występowanie cyrkonowo-turmali-

nowego zespołu minerałów ciężkich wyróżnia serię śląską spośród innych serii fliszowych Karpat Zachodnich, w których występują zespoły bogate w granat. Zespoły takie notują W. Nowak i J. Szczurowska (1964) z serii podśląskiej i J. Łoziński (1957) z fliszowych serii Karpat Wewnętrznych. Skład zespołów minerałów ciężkich wskazuje na ich pochodzenie z granitoidów, granulitów i łupków krystalicznych. Niski stopień

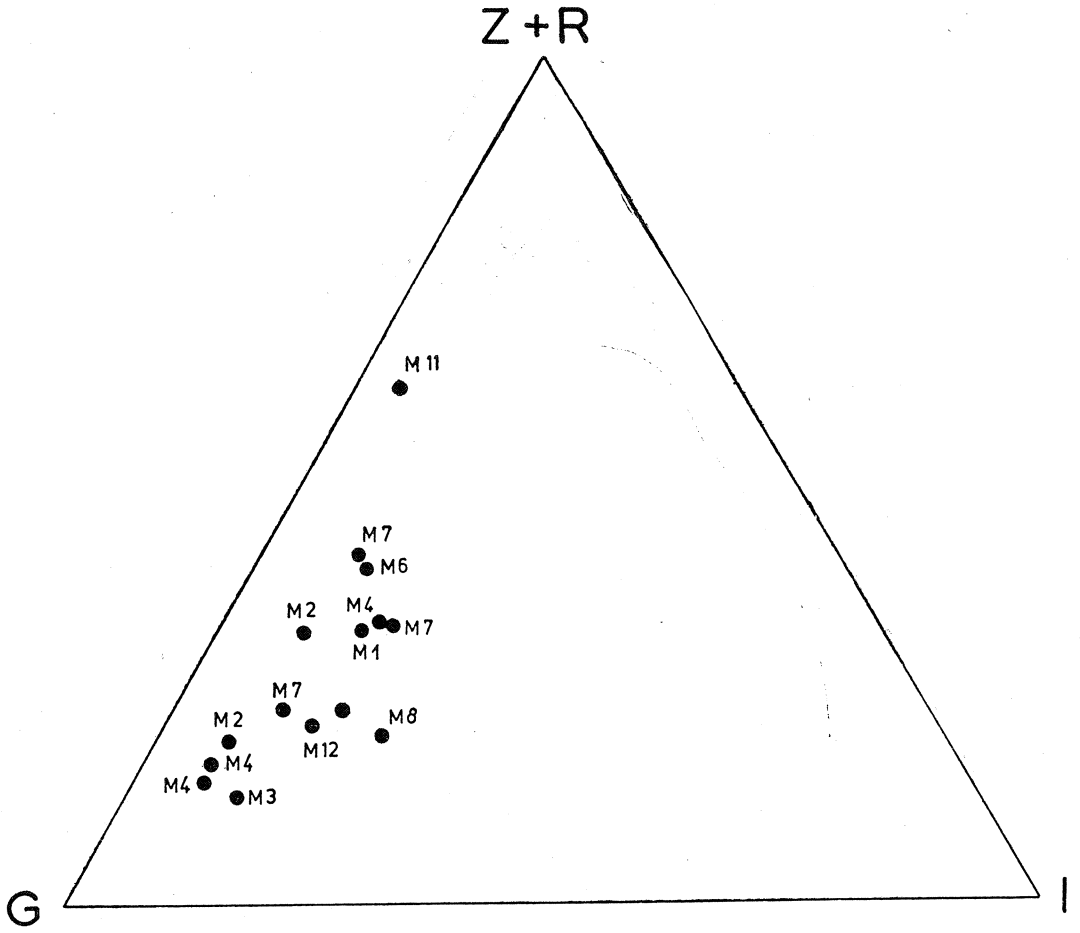


Fig. 6. Zespoły minerałów ciężkich z serii magurskiej. G — granat, Z + R — cyrkon i rutyl; I — turmalin; M-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; M-2 — warstwy inoceramowe cienkoławicowe; M-3 — warstwy inoceramowe gruboławicowe; M-4 — piaskowce z Mutnego; M-6 — piaskowce ciężkowickie; M-7 — piaskowce pasierbieckie; M-8 — piaskowce osieleckie; M-11 — warstwy podmagurskie; M-12 — piaskowce magurskie

Fig. 6. Heavy minerals assemblages from the sandstones of the Magura series. G — garnet; Z + R — zircon and rutile; I — Tourmaline. Formations sampled: M-1 — Biotite-feldspar beds; M-2 — Inoceramian beds, thin-bedded; M-3 — Inoceramian beds, thick-bedded; M-4 — Mutne sandstones; M-6 — Ciężkowice sandstones; M-7 — Pasierbiec sandstones; M-8 — Osielec sandstones; M-11 — Sub-Magura beds; M-12 — Magura sandstones

obtoczenia minerałów ciężkich i występowanie licznych ziarn idiomorficznych, zwłaszcza cyrkonu, wskazują na brak daleko posuniętego niszczenia mechanicznego podczas długiego transportu lub kilku kolejnych cykli erozyjno-sedymentacyjnych. Można więc przyjąć, że minerały ciężkie występujące w badanych seriach fliszowych pochodzą ze skał krystalicznych kordyliery śląskiej, a pokrywa osadowa kordyliery nie dostarczała poważniejszych ilości minerałów ciężkich.

Egzotyki łupków mikowych, granulitów, gnejsów i granitoidów zebrane z badanych przekrojów serii śląskiej i magurskiej zawierają zespół minerałów ciężkich złożony z tych samych gatunków mineralnych co zespoły

występujące w piaskowcach fliszowych. Tylko w jednym otoczaku egzotycznym granulitu napotkano niewielkie ilości staurolitu i epidotu. Zdaje się to wskazywać, że śródwarstwowe rozpuszczanie nie zmieniło w poważniejszy sposób składu zespołów minerałów ciężkich obecnych w piaskowcach fliszowych.

Otoczaki egzotyczne skał krystalicznych opisane przez T. Wiesera (1948) z Beskidu Małego i Pogórza Lanckorońskiego zawierają zespół minerałów ciężkich znacznie bogatszy w gatunki mineralne, w których brak jest jednak turmalinu. J. Burtan i J. Szczurowska (1964) podają występowanie śladowych ilości amfibolu, brukitu, epidotu, spinelu, staurolitu, anatazu i silimanitu w próbkach zebranych z warstw godulskich na całym obszarze ich występowania. Dane te wskazują na zróżnicowanie petrograficzne kordyliery śląskiej w jej podłużnym przebiegu.

Zagadnienie paleogeograficznej interpretacji różnic w zespołach minerałów ciężkich występujących w serii śląskiej osadzonej na północ od kordyliery śląskiej i serii magurskiej na południe od kordyliery przedyskutowane zostanie w dalszej części pracy.

STOPIEŃ OBTOCZENIA ZIARN

Stopień obtoczenia ziarn określono na podstawie wizualnej oceny stopnia obtoczenia 100 ziarn kwarcu w szlifach według 5-stopniowej skali Pettijohna (1957). Celem wyeliminowania wpływu wielkości ziarna stopień obtoczenia określono tylko w próbkach o średniej średnicy ziarna zawartej w przedziale 0,50—0,25 mm. Wyniki tych pomiarów zestawione są w tabeli 1 i przedstawione graficznie na fig. 7 i fig. 8.

Średnie wartości stopnia obtoczenia mieszczą się w klasie ziarn półobtoczonych, i tylko w wyjątkowych przypadkach spadają do klasy ziarn półostrokrawędzistych (górne warstwy godulskie — zlepieńce z Malinowskiej Skały, górne warstwy istebniańskie, piaskowce ciężkowickie serii śląskiej) lub wzrastają, przechodząc do klasy ziarn obtoczonych (piaskowce osieleckie serii magurskiej).

W serii śląskiej stopień obtoczenia spada od dolnych warstw godulskich do piaskowców ciężkowickich. Wyjątek stanowią dolne warstwy istebniańskie, w których następuje wzrost wartości obtoczenia, nieznaczny w piaskowcach gruboławicowych, a wyraźniejszy w żwirowcach ilastych. Potwierdza to obserwacje odnośnie do stopnia obtoczenia materiału klastycznego w warstwach istebniańskich przedstawione we wcześniejszej pracy autora (R. Unrug 1963). Wyraźny wzrost stopnia obtoczenia obserwuje się w spągowych piaskowcach warstw menilitowych, a także w piaskowcach gródeckich.

W serii magurskiej niski stopień obtoczenia obserwuje się w dolnej części profilu, począwszy natomiast od piaskowców pasierbieckich stopień obtoczenia wyraźnie wzrasta.

W serii przedmagurskiej wartości stopnia obtoczenia układają się w pobliżu dolnej granicy klasy ziarn półobtoczonych.

ZALEŻNOŚĆ SKŁADU PIASKOWCÓW OD WIELKOŚCI ZIARNA

Istnienie zależności pomiędzy wielkością ziarna a składem mineralnym piaskowców jest powszechnie znane (G. Fischer, 1933; M. Turnau-Morawska, 1954; S. Dżułyński i E. K. Walton, 1965), zależ-

ność ta nie była jednak bliżej określana. W pracach podających dane dotyczące zmienności składu mineralnego i wielkości ziarna spotyka się tylko określenia kierunku tej zmienności (na przykład: T. S h i k i, 1959, fig. 3,

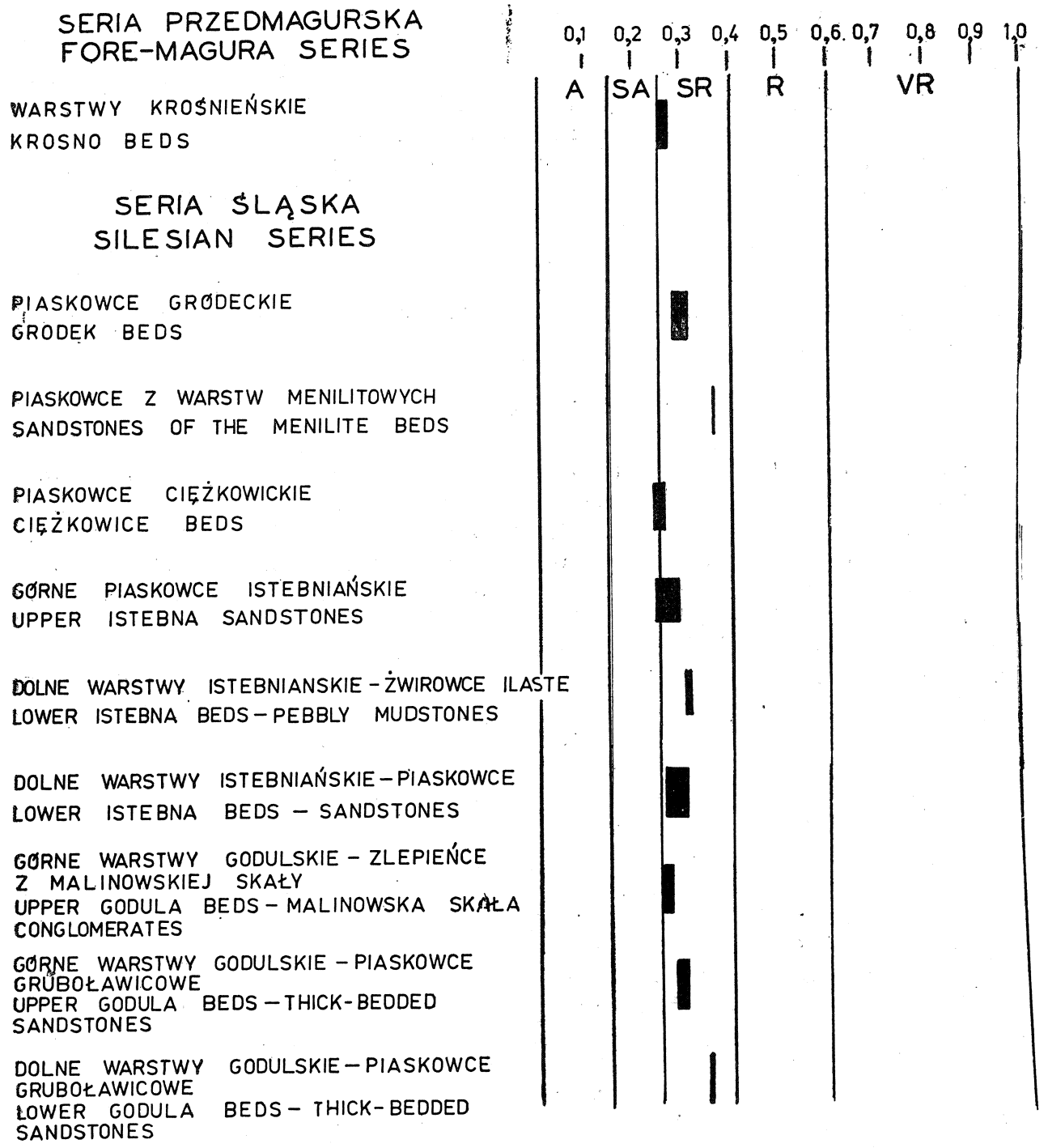


Fig. 7. Średni stopień obtoczenia ziarn kwarcu w próbkach o średniej średnicy ziarn 0,25—0,50 mm w piaskowcach serii śląskiej i warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej. Skala stopnia obtoczenia wg F. J. P e t t i j o h n a (1957). A — ziarna ostrokrawędziste; SA — ziarna półostrokrawędziste, SR — ziarna półobtoczone; R — ziarna obtoczone; VR — ziarna dobrze obtoczone

Fig. 7. Average rounding of quartz grains in samples with mean grain diameter in the 0,50—0,25 mm grade in sandstones of the Silesian series and of the Krosno beds of the Fore-Magura series. Grade scale for rounding after F. J. Pettijohn (1957). A — angular; SA — subangular; SR — subrounded; R — rounded; VR — well rounded

4 i 5; 1961, fig. 5; P. T. Warren 1963, fig. 1) lub określenie zmienności wskaźników zawartości poszczególnych składników mineralnych piaskowców (J. R. L. Allen 1962; H. Okada 1966).

Dane przytoczone przez T. Shiki i P. T. Warrena (*l. cit.*) oraz przez J. Ferma (1962) sugerują istnienie zależności wykładniczej pomiędzy średnią średnicą ziarna mierzoną w szlifach a zawartością poszczególnych składników mineralnych. G. Kelling (1962) opisał zależność liniową, lecz dane tego autora pochodzą z różnych jednostek litostratygraficznych, których materiał klastyczny pochodził z różnych źródeł.

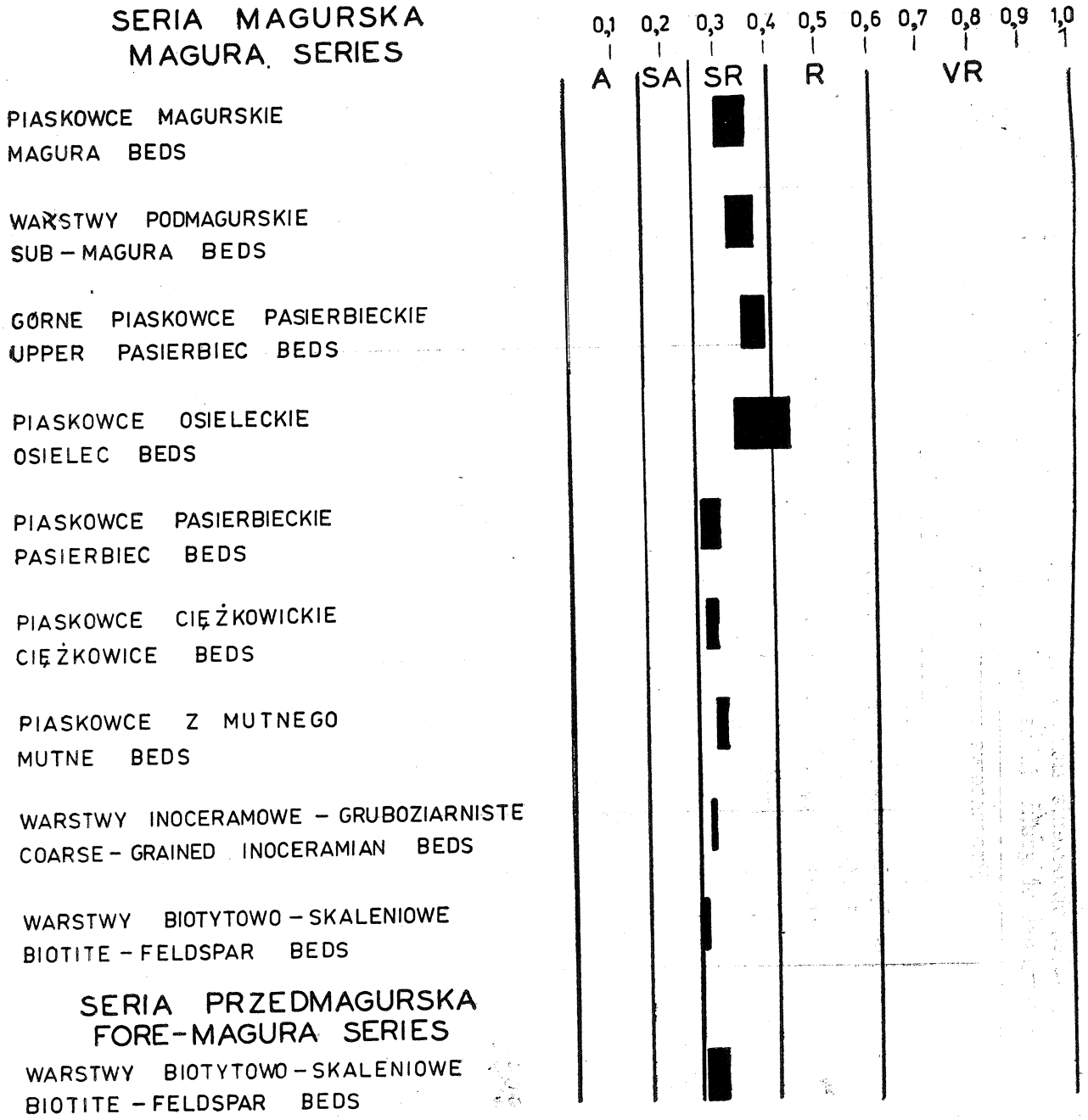


Fig. 8. Średni stopień obtoczenia ziarn kwarcu w próbkach o średniej średnicy ziarn 0,25—0,50 mm w piaskowcach serii magurskiej i warstw biotytowo-skaleniowych serii przedmagurskiej. Skala stopnia obtoczenia i oznaczenia jak na fig. 7

Fig. 8. Average rounding of quartz grains in samples with mean grain diameter in the 0,50—0,25 mm grade in sandstones of the Magura series and of the Biotite-feldspar beds of the Fore-Magura series. Grade scale and symbols as in Fig. 7

Tabela 1 — Table 1

Stopień obtoczenia ziarn w piaskowcach. Próbki o średniej średnicy ziarn 0,25—0,50 mm
Roundness of grains in samples with mean grain diameter in the 0,25—0,50 mm grade

Ogniwo stratygraficzne	Procentowa zawartość ziarn w klasach obtoczenia Percentage of grains					Średni stopień obtoczenia Average roundness	Formations
	ostrokrawędziste angular	półostrokrawędziste subangular	półobtoczone subrounded	obtoczone rounded	dobrze obtoczone well rounded		
Seria przedmagurska warstwy krośnieńskie	5—8	36—39	49—53	3—6	—	0,259—0,277	Fore-Magura series Krosno beds
Seria śląska piaskowce gródeckie	2—9	20—24	62—68	5—10	—	0,281—0,307	Silesian series Gródek sandstones
warstwy menilitowe piaskowce spągowe	0—3	16—20	51—54	18—27	4—8	0,361—0,363	Menilite beds basal sandstones
piaskowce ciężkowickie	6—9	39—42	41—49	0—3	—	0,249—0,264	Ciężkowice beds
górne piaskowce istebniańskie	10—17	39—43	41—46	1—3	—	0,243—0,247	Upper Istebna sandstones
dolne warstwy istebniańskie żwirowce ilaste	2—4	19—21	66—67	9—12	—	0,301—0,311	Lower Istebna beds pebbly mudstones
dolne warstwy istebniańskie piaskowce gruboławicowe	0—8	24—39	50—70	3—6	—	0,260—0,274	Lower Istebna beds thick-bedded sandstones
górne warstwy godulskie zlepieńce z Malinowskiej Skały	3—9	22—38	51—71	2—4	—	0,258—0,274	Upper Godula beds Malinowska Skała conglomerates
górne warstwy godulskie piaskowce gruboławicowe	5—6	23—25	64—67	5—6	—	0,286—0,300	Upper Godula beds thick-bedded sandstones

Tabela 1 — ciąg dalszy Table 1 — continued

Ogniwo litostratygraficzne	Procentowa zawartość ziarn w klasach stopnia obtoczenia Percentage of grains					Średni stopień obtoczenia Average roundness	Formations
	ostrokrawędziste angular	półostrokrawędziste subangular	półobtoczone subrounded	obtoczone rounded	dobrze obtoczone well rounded		
dolne warstwy godulskie piaskowce gruboławicowe	2—4	17—20	50—51	22—25	3—4	0,350	Lower Godula beds thick-bedded sandstones
Seria magurska							Magura series
piaskowce magurskie	0—1	10—28	58—61	11—29	0—1	0,299—0,362	Magura sandstones
warstwy podmagurskie	—	8—13	59—74	14—28	0—5	0,326—0,380	Sub-Magura beds
górne piaskowce pasierbieckie	—	8—11	59—63	24—25	2—8	0,356—0,391	Upper Pasierbiec sandstones
piaskowce osieleckie	0—1	9—23	40—59	14—34	4—16	0,332—0,443	Osielec sandstones
piaskowce pasierbieckie	3—6	14—20	61—67	13—16	—	0,261—0,306	Pasierbiec sandstones
piaskowce ciężkowickie	—	37—39	53—56	5—9	—	0,279—0,291	Ciężkowice sandstones
warstwy inoceramowe piaskowce gruboławicowe	5—6	36—37	53—54	0—6	—	0,272—0,275	Inoceramian beds thick-bedded sandstones
piaskowce z Mutnego	2—6	24—30	56—60	8—14	—	0,285—0,309	Mutne sandstones
warstwy biotytowo-skaleniowe	0—1	19—22	68—70	10—11	—	0,310	Biotite-feldspar beds
Seria przedmagurska							Fore-Magura series
warstwy biotytowo-skaleniowe	9—10	32—39	46—49	5—11	—	0,260—0,280	Biotite-feldspar beds

Nadto rozrzut wartości obserwowanych wokół linii regresji jest duży, co zdaje się wskazywać, że interpretacja zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna a zawartością poszczególnych składników mineralnych jako liniowej nie jest uzasadniona.

Przy zastosowaniu półlogarymicznego układu współrzędnych ze skalą logarytmiczną dla wielkości ziarna i skalą arytmetyczną dla zawartości składników mineralnych wykres funkcji wykładniczej opisującej zależność pomiędzy tymi dwoma parametrami układa się w postaci linii prostej.

Zależności pomiędzy składem mineralnym a wielkością ziarna przedstawione zostały w takim układzie współrzędnych dla poszczególnych ogniw litostratygraficznych badanych serii fliszowych (fig. 2, fig. 3, fig. 4).

Ponieważ liczba próbek z poszczególnych ogniw litostratygraficznych nie była wystarczająca dla obliczenia równań regresji normalną metodą, wykresy zależności zawartości składników mineralnych piaskowców od wielkości ziarna uzyskano przy zastosowaniu wyrównania wyników pomiarów zawartości poszczególnych składników mineralnych za pomocą średniej ruchomej z trzech kolejnych pomiarów, uszeregowanych według malejącej wielkości ziarna, a następnie wyrównania graficznego. Metoda ta pozwoliła na proste przedstawienie zmienności składu mineralnego piaskowców umożliwiające opis zależności pomiędzy zmiennością zawartości różnych składników mineralnych a wielkością ziarna.

W badanych piaskowcach zawartość spoiwa z reguły rośnie z malejącą średnią średnicą ziarna. Odstępstwa od tej reguły są nieliczne. W przypadku piaskowców pasierbieckich obserwowany spadek zawartości spoiwa w próbkach o drobniejszym ziarnie spowodowany jest silnie rozwiniętą w próbkach drobnoziarnistych regeneracją ziarn kwarcu. Obwódki regeneracyjne są przy tym rzadko tylko wyraźnie rozwinięte i w konsekwencji przy określaniu składu mineralnego piaskowców pasierbieckich znaczną część kwarcowego spoiwa regeneracyjnego zaliczono do kwarcu. Niewielki spadek zawartości spoiwa z malejącą średnią średnicą ziarn zaobserwowano też w serii śląskiej w cienkoławicowych piaskowcach górnych warstw godulskich, w gruboławicowych piaskowcach dolnych warstw istebniańskich, a w serii magurskiej w cienkoławicowych piaskowcach warstw inoceramowych. Przyczyny odbiegającej od ogólnego trendu zmienności zawartości spoiwa w tych typach piaskowców nie są jasne. Stwierdzone spadki zawartości spoiwa są niewielkie i mieszczą się w granicach błędu pomiaru składu mineralnego. Zmienność zawartości składników detrytycznych jest bardzo zróżnicowana.

Zawartość kwarcu zwykle maleje z malejącą średnicą ziarna. Spadkowi zawartości kwarcu towarzyszy wzrost zawartości łyszczyków i spoiwa. Dlatego spadek zawartości kwarcu występuje najwyraźniej w silnie mikowych piaskowcach.

Wzrost zawartości kwarcu z malejącą średnią średnicą ziarn występuje w kilku przypadkach w gruboziarnistych i zlepieńcowatych piaskowcach o wysokiej zawartości skaleni i okruchów skał, której spadek z malejącą średnicą ziarna jest szybszy niż równolegle postępujący wzrost zawartości łyszczyków i spoiwa.

Taki wzrost zawartości kwarcu występuje w gruboławicowych piaskowcach i zlepieńcach dolnych warstw godulskich, w piaskowcach gruboławicowych górnych warstw godulskich, w zlepieńcach z Malinowskiej Skały i w piaskowcach ciężkowickich serii śląskiej. Zawartość kwarcu rośnie z malejącą średnią średnicą ziarna również w piaskowcach pasierbieckich, ale w tym przypadku wzrost zawartości kwarcu związany jest

z rozwojem regeneracji ziarn kwarcu w piaskowcach drobnoziarnistych, przy czym kwarcowe spoiwo regeneracyjne zazwyczaj nie daje się odróżnic od kwarcu detrytycznego.

Wzrost zawartości kwarcu towarzyszący zmniejszaniu się średniej średnicy ziarna obserwowano też w piaskowcach gródeckich serii śląskiej. Piaskowce te cechuje wysoka zawartość glaukonitu, wyższa w próbkach o grubszym ziarnie. Wzrost zawartości kwarcu następuje kosztem zmniejszania się zawartości glaukonitu z malejącą średnią średnicą ziarn.

Zawartość kwarcu rośnie z malejącą średnią średnicą ziarna również w cienkoławicowych mikowych piaskowcach warstw inoceramowych serii magurskiej. Wzrostowi zawartości kwarcu towarzyszy tu spadek zawartości skaleni i spoiwa.

Zawartość skaleni z reguły spada z malejącą średnią średnicą ziarna. Od reguły tej istnieją nieliczne tylko wyjątki. Wzrost zawartości skaleni z malejącą średnią średnicą ziarn ma miejsce w gruboławicowych piaskowcach i zlepieńcach dolnych warstw godulskich i w piaskowcach warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej. W obu przypadkach piaskowce zawierają dużą ilość wapiennych okruchów skał, których zawartość zmniejsza się szybko we frakcjach drobnoziarnistych. Zwiększanie się zawartości skaleni z malejącą średnią średnicą ziarn ma miejsce również w cienkoławicowych piaskowcach górnych warstw godulskich i w piaskowcach warstw biotytowo-skaleniowych serii magurskiej.

Zawartość okruchów skał z reguły spada z malejącą średnią średnicą ziarn. Natomiast zawartość łyszczyków zawsze wzrasta z malejącą średnią średnicą ziarn. Jedynym wyjątkiem są cienkoławicowe piaskowce górnych warstw godulskich, w których zawartość łyszczyków spada nieco z malejącą średnią średnicą ziarn. Spadek ten mieści się w granicach błędu pomiaru składu mineralnego.

Zmienność zawartości glaukonitu w zależności od średniej średnicy ziarn nie ma jednolitego charakteru. Na ogół w piaskowcach gruboziarnistych zawartość glaukonitu rośnie z malejącą średnią średnicą ziarna, a w piaskowcach drobnoziarnistych maleje. Wyjątek stanowią piaskowce cienkoławicowe górnych warstw godulskich w których obserwuje się wzrost zawartości glaukonitu następujący z malejącą średnią średnicą ziarna. Można więc przyjąć, że dla badanych serii fliszowych Karpat Zachodnich zaznacza się maximum zawartości glaukonitu związane ze średnią średnicą ziarna w zakresie 0,25—0,125 mm.

SPOIWO PIASKOWCÓW

Charakterystyczną cechą piaskowców fliszu karpackiego jest silne zróżnicowanie spoiwa piaskowców. Wśród badanych serii piaskowcowych wyróżnić można trzy grupy na podstawie charakteru zróżnicowania spoiwa. Grupę pierwszą, najmniej liczną tworzą piaskowce posiadające spoiwo jednorodne. Należą tu piaskowce o spoiwie kalcytowym i o spoiwie typu matrix (detrytycznej masy wypełniającej). Grupę drugą tworzą piaskowce posiadające spoiwo niejednorodne, lecz stanowiące jeden typ występujący w danym ogniwie litostratygraficznym lub odmianie litologicznej we wszystkich badanych próbkach. Należą tu piaskowce o spoiwie złożonym z matrix detrytycznej impregnowanej kalcytem oraz o spoiwie kalcytowo-iłowym, kalcytowo-iłowo-krzemionkowym, iłowo-chlorytowo-krzemionkowym, chlorytowo-kalcytowym i chlorytowo-kalcytowo-krzemionkowym. Grupę trzecią stanowią piaskowce, w których spoiwo jest niejednorodne

Tabela 2 — Table 2

Spoiwo piaskowców
Binding material of sandstones

Ogniwo litostratygraficzne	Spoiwo wapienne calcite cement	Matrix			Spoiwo krzemionkowe silica cement	Formations
		detrytyczna detrital	iłowa clay	chlorytowa chlorite		
Seria śląska						Silesian series
warstwy krośnieńskie	Y		Y			Krosno beds
piaskowce gródeckie		X				Gródek sandstones
warstwy menilitowe — piaskowce spągowe			Y		Y	Menilite beds — basal sandstones
warstwy hieroglifowe			Y	Y	Y	Hieroglyphic beds
piaskowce ciężkowickie		X				Ciężkowice sandstones
górne piaskowce istebniańskie	Z	Z			Z	Upper Istebna sandstones
dolne warstwy istebniańskie						Lower Istebna beds
— piaskowce cienkoławicowe	Z	Z			Z	— thin-bedded sandstones
— żwirowce ilaste		X				— pebbly mudstones
— piaskowce gruboławicowe	Y	Y				— thick-bedded sandstones
górne warstwy godulskie						Upper Godula beds
— zlepieńce z Malinowskiej Skały	Z	Z			Z	— Malinowska Skała conglomerates
— piaskowce cienkoławicowe	Z	Z			Z	— thin-bedded sandstones
— piaskowce gruboławicowe	Y	Y				— thick-bedded sandstones
środkowe warstwy godulskie	Y			Y		Middle Godula beds
dolne warstwy godulskie						Lower Godula beds
— piaskowce cienkoławicowe	Y			Y	Y	— thin-bedded sandstones
— piaskowce i zlepieńce gruboławicowe	X					— thick-bedded sandstones and conglomerates
Seria przedmagurska						Fore-Magura series
warstwy krośnieńskie	Y		Y			Krosno beds
warstwy biotytowo-skaleniowe	Z	Z	Z			Biotite-feldspar beds

Tabela 2 — ciąg dalszy
Table 2 — continued

Ogniwo litostratygraficzne	Spoiwo wapienne calcite cement	Matrix			Spoiwo krzemionkowe silica cement	Formations
		detrytyczna detrital	iłowa clay	chlorytowa chlorite		
Seria magurska						Magura series
piaskowce magurskie	Y		Y		Y	Magura sandstones
warstwy podmagurskie	Z	Z	Z		Z	Sub-Magura beds
górne piaskowce pasierbieckie	Z		Z		Z	Upper Pasierbiec sandstones
warstwy hieroglifowe	X					Hieroglyphic beds
piaskowce osieleckie	Z	Z				Osielec sandstones
piaskowce pasierbieckie	Z	Z			Z	Pasierbiec sandstones
piaskowce z pstrych łupków eocenu	Y	Y				Sandstones from Eocene variegated shales
piaskowce ciężkowickie	Z	Z				Ciężkowice sandstones
piaskowce z Mutnego	Z	Z				Mutne sandstones
warstwy inoceramowe						Inoceramian beds
— piaskowce cienkoławicowe	Z	Z				— thin-bedded sandstones
— piaskowce gruboławicowe	Z	Z				— thick-bedded sandstones
warstwy biotytowo-skaleniowe	Z	Z		Z		Biotite-feldspar beds

X — spoiwo jednorodne — homogenous binding material
Y — spoiwo niejednorodne, jednolite we wszystkich próbkach — non-homogenous binding material, uniform in all samples
Z — spoiwo zróżnicowane w próbkach — non-homogenous binding material differentiated between samples

i zróżnicowane w poszczególnych próbkach. Zróżnicowanie to występuje zarówno w obrębie poszczególnych ławic, jak i pomiędzy ławicami. Należą tu piaskowce w których współwystępuje:

— matrix detrytyczna, często z domieszką spoiwa kalcytowego, iłowego, chlorytowego lub krzemionkowego i spoiwo kalcytowe, często z domieszką spoiwa krzemionkowego;
— matrix detrytyczna z domieszkami wyżej wymienionymi i spoiwo krzemionkowe regeneracyjne;
— spoiwo kalcytowe i krzemionkowe regeneracyjne z domieszkami spoiwa iłowego i chlorytowego.

Rozmieszczenie wymienionych tu typów spoiwa w badanych seriach fliszowych przedstawia tabela 2.

Rozmieszczenie spoiwa w obrębie poszczególnych ławic jest nierównomierne. W ławicach frakcjonalnie warstwowanych o jednorodnym spoiwie zawartość jego wzrasta ku stropowi ławicy. Wyjątek od tej reguły stanowią piaskowce gruboławicowe górnych warstw godulskich, w których występuje niewielki spadek zawartości spoiwa typu matrix impregnowanej kalcytem w stropie ławic. Zjawisko to pozostaje prawdopodobnie w związku z występowaniem wielokrotnego warstwowania frakcjonalnego w ławicach tych piaskowców.

Nie zaobserwowano natomiast systematycznych zmian zawartości spoiwa w obrębie ławic laminowanych. W przypadku zróżnicowania spoiwa w obrębie ławic frakcjonalnie warstwowanych, w których występuje matrix detrytyczna (zwykle z domieszkami) i spoiwo kalcytowe obserwuje się dwa typy rozmieszczenia spoiwa i zmian jego ilości w profilu ławicy: w typie pierwszym w spągu ławicy występuje spoiwo kalcytowe, a w stropie matrix detrytyczna. Zawartość spoiwa spada wówczas od spągu do stropu ławicy. W typie drugim w spągu ławicy występuje matrix detrytyczna, a w stropie spoiwo kalcytowe. Zawartość spoiwa rośnie wówczas od spągu do stropu ławicy.

Spoiwo wapienne występujące w piaskowcach fliszu karpackiego jest, zdaniem A. G a w ł a (1950), pochodzenia organicznego i detrytycznego. Obserwacje rozmieszczenia spoiwa wapiennego w badanych seriach fliszowych potwierdzają w całej pełni ten pogląd. Najobfitsze spoiwo wapienne występuje w seriach piaskowcowych zawierających wapienny detrytus organiczny i okruchy skał wapiennych (na przykład piaskowce pasierbieckie i osieleckie serii magurskiej, piaskowce krośnieńskie serii przedmagurskiej, dolne warstwy godulskie gruboławicowe serii śląskiej). Niewątpliwie obok zachowanych większych fragmentów wapiennych skał i organizmów redeponowany materiał klastyczny piaskowców o wapiennym spoiwie obfitował w pelit wapienny.

Za pierwotnie detrytycznym charakterem spoiwa wapiennego przemawia też częste występowanie wapiennego spoiwa podstawowego, całkowicie izolującego poszczególne ziarna klastyczne piaskowca. Powstanie takiej tekstury piaskowca nie jest możliwe na drodze wtórnego wytrącania spoiwa wapiennego, co podkreślają A. V. C a r o z z i (1960) i D. J. S t a n l e y (1961) oraz M. R e c h F r o l l o (1958). Również sposób występowania detrytusu organicznego i otwornic wapiennych przemawia przeciwko infiltracyjnemu pochodzeniu spoiwa wapiennego.

Pierwotny detrytyczny charakter spoiwa wapiennego uległ najczęściej zatarciu wskutek rekrystalizacji. Najwyraźniej można dostrzec pierwotny detrytyczny charakter wapiennego spoiwa w piaskowcach warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej.

Rozmieszczenie spoiwa wapiennego i matrix detrytycznej w ławicach, w których występują te dwa typy spoiwa, wytłumaczyć można w świetle powyższych uwag różnicą w stopniu rozdrobnienia pierwotnie detrytycznego spoiwa wapiennego i matrix detrytyczno-mikowo-iłowej. Jeśli detrytus wapienny był mniej rozdrobniony niż matrix, osadzał się w dolnej części ławicy, w przypadku przeciwnym koncentrował się w stropie ławicy.

Krzemionkowe spoiwo rozwija się najsilniej w piaskowcach drobnoziarnistych, a w ławicach frakcjonalnie warstwowanych koncentruje się w stropie ławic. Podobne rozmieszczenie spoiwa krzemionkowego w piaskowcach fliszowych Karpat opisał A. G a w e ł (1950). Zdaniem A. G a w ł a krzemionka uwalniana jest z najdrobniejszych frakcji iłowych i pochodzi z łupków przekładających się z piaskowcami. Wydaje się prawdopodobne, że krzemionka może pochodzić też z rozdrobnionego pelitu iłowego zawartego w ławicy piaskowca, gdyż pewne ilości spoiwa krzemionkowego są zwykle obecne w ławicach zawierających matrix detrytyczno-iłową.

Krzemionka jest też, jak się wydaje, uwalniana podczas korozji ziarn kwarcu przez kalcytowe spoiwo. W badanych seriach fliszowych Karpat Zachodnich przeważa kwarcowe spoiwo regeneracyjne, natomiast spoiwo chalcedonowe występuje rzadko i tylko w niewielkich ilościach. Najobfitsze występowanie spoiwa chalcedonowego zaobserwowano w piaskowcach magurskich, zajmujących pozycję w stropie najwyższej płaszczowiny fliszowej Karpat. Brak większych ilości spoiwa chalcedonowego w seriach piaskowcowych zajmujących niższe pozycje stratygraficzne i strukturalne może być związany z większymi ciśnieniami oddziałującymi na te serie piaskowców.

KLASYFIKACJA PIASKOWCÓW

Zmienność składu mineralnego piaskowców związana, jak to wykazano wyżej, z wielkością ziarna utrudnia w znacznym stopniu klasyfikację. Przy stosowaniu projekcji trójkątnej nawet w przypadku użycia prostych schematów klasyfikacyjnych punkty projekcyjne rozkładają się zazwyczaj w kilku polach klasyfikacyjnych (A. Ś l ą c z k a i R. U n r u g, 1966). Nawet w przypadku próbek pochodzących z tej samej ławicy frakcjonalnie warstwowanej zmienność składu związana jest z wielkością ziarna i uniemożliwia jednoznaczne zaklasyfikowanie piaskowca, na co zwrócili ostatnio uwagę M. K a m i e ń s k i, Cz. P e s z a t i J. R u t k o w s k i (1967) i H. O k a d a (1966). Rozrzut punktów projekcyjnych jest wyraźnie mniejszy w przypadku drobnoziarnistych piaskowców o małym zakresie zmienności średnicy ziarna, natomiast źle wysortowane piaskowce cechuje duża zmienność składu mineralnego.

Zagadnienie klasyfikacji piaskowców ma ogromną literaturę, której niepodobna tu bliżej omawiać ze względu na rozmiary niniejszej pracy. W polskiej literaturze obszerny przegląd starszych klasyfikacji piaskowców podaje M. T u r n a u - M o r a w s k a (1954). Mówiąc ogólnie wyróżnić można dwa główne typy klasyfikacji: klasyfikacje genetyczne i klasyfikacje opisowe. Dotychczasowe próby stworzenia genetycznej klasyfikacji piaskowców nie dały zadowalających rezultatów. Proces tworzenia się piaskowców jest złożony i uzależniony od różnorodnych czynników, których nie można uwzględnić w klasyfikacji dostatecznie ogólnej, aby mogła znaleźć szerokie zastosowanie. Z drugiej strony w klasyfikacjach gene-

tycznych wpływ poszczególnych procesów współdziałających w przebiegu petrogenezy piaskowców jest przedmiotem interpretacji, z których trudno jest wyeliminować całkowicie subiektywne podejście. W ostatnich latach zaznacza się silna tendencja do stosowania klasyfikacji opisowych, choć opartych na kryteriach istotnych ze względu na genezę piaskowców, i do maksymalnego uproszczenia klasyfikacji (F. J. Pettijohn, 1954; R. H. Dott, 1964).

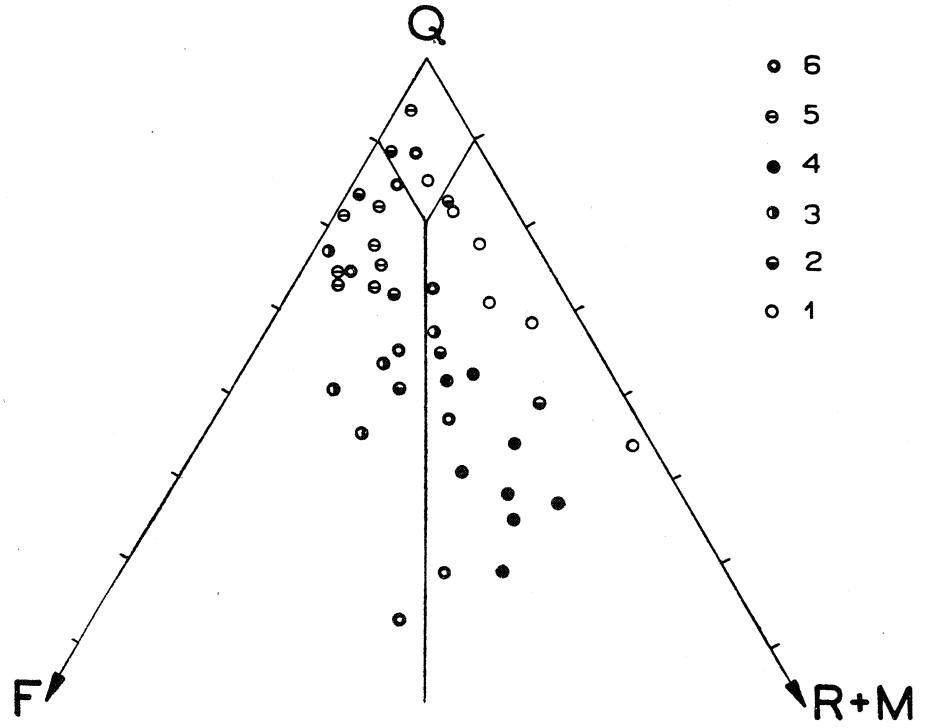


Fig. 9. Skład piaskowców warstw godulskich. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — dolne warstwy godulskie gruboławicowe; 2 — dolne warstwy godulskie cienkoławicowe; 3 — środkowe warstwy godulskie; 4 — górne warstwy godulskie gruboławicowe; 5 — górne warstwy godulskie cienkoławicowe; 6— górne warstwy godulskie, zlepieńce z Malinowskiej Skały

Fig. 9. Composition of the detrital framework of sandstones of the Godula beds. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars; 1 — Lower Godula beds, thick-bedded; 2 — Lower Godula beds thin bedded; 3 — Middle Godula beds; 4 — Upper Godula beds, thick-bedded; 5 — Upper Godula beds, thin-bedded; 6 — Upper Godula beds, Malinowska Skała conglomerates

W pracy niniejszej przyjęto dla scharakteryzowania badanych piaskowców fliszowych opisowy schemat klasyfikacyjny R. H. Dotta (1964), stanowiący uproszczoną wersję klasyfikacji C. M. Gilberta (H. Williams, F. J. Turner i C. M. Gilbert, 1954). Klasyfikacja Gilberta była już stosowana w polskiej literaturze przez T. Wiesera (1963).

Klasyfikacja Dotta bierze pod uwagę dwa kryteria: pierwsze stanowią stosunki ilościowe pomiędzy głównymi składnikami okruchowymi skały: kwarcem, skaleniami i okruchami skał łącznie z łyszczykami, drugie — typ i zawartość spoiwa. Na podstawie pierwszego kryterium wyróżnia się: piaskowce kwarcowe (powyżej 80% zawartości kwarcu), piaskowce skaleniowe (skalenie przeważają nad okruchami skał i łyszczykami) i piaskowce litoklastyczne (okruchy skał i łyszczyki przeważają nad skaleniami). Piaskowce o zawartości matrix powyżej 10% określane są jako waki, piaskowce o mniejszej zawartości matrix i o spoiwie innym niż matrix

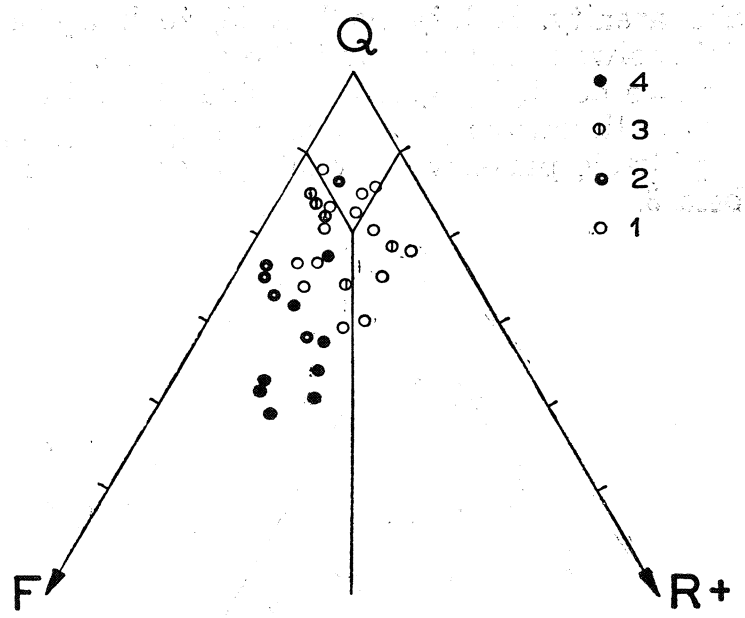


Fig. 10. Skład piaskowców i żwirowców ilastych warstw istebniańskich. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — dolne warstwy istebniańskie piaskowce gruboławicowe; 2 — dolne warstwy istebniańskie, żwirowce ilaste; 3 — dolne warstwy istebniańskie piaskowce cienkoławicowe; 4 — górne piaskowce istebniańskie

Fig. 10. Composition of the detrital framework of the sandstones and pebbly mudstones of the Istebna beds. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars; 1 — Lower Istebna beds, thick-bedded sandstones; 2 — Lower Istebna beds, pebbly mudstones; 3 — Lower Istebna beds, thin-bedded sandstones; 4 — Upper Istebna sandstones

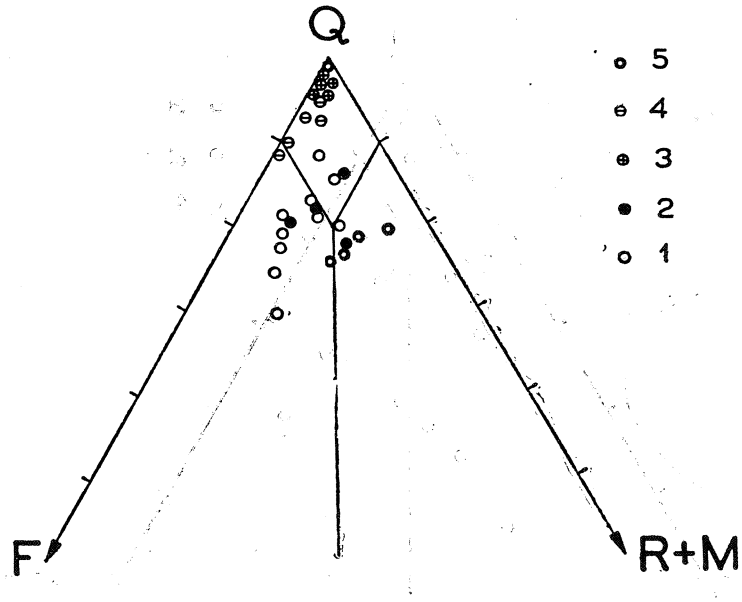


Fig. 11. Skład piaskowców paleogenu serii śląskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — piaskowce ciężkowickie; 2 — warstwy hieroglifowe; 3 — warstwy menilitowe, piaskowce spągowe; 4 — piaskowce gródeckie; 5 — warstwy krośnieńskie

Fig. 11. Composition of the detrital framework of Palaeogene sandstones of the Silesian series. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars; 1 — Ciężkowice sandstones; 2 — Hieroglyphic beds; 3 — Menilite beds, basal sandstones; 4 — Gródek sandstones; 5 — Krosno beds

określane są jako arenity. Należy podkreślić, że klasyfikacja oparta na typie i zawartości spoiwa ma znaczenie tylko opisowe.

Stosunki ilościowe pomiędzy głównymi składnikami okruchowymi badanych piaskowców fliszowych przedstawione są na fig. 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 i 16. Klasyfikację piaskowców opartą o omówione wyżej kryteria przedstawia tabela 3.

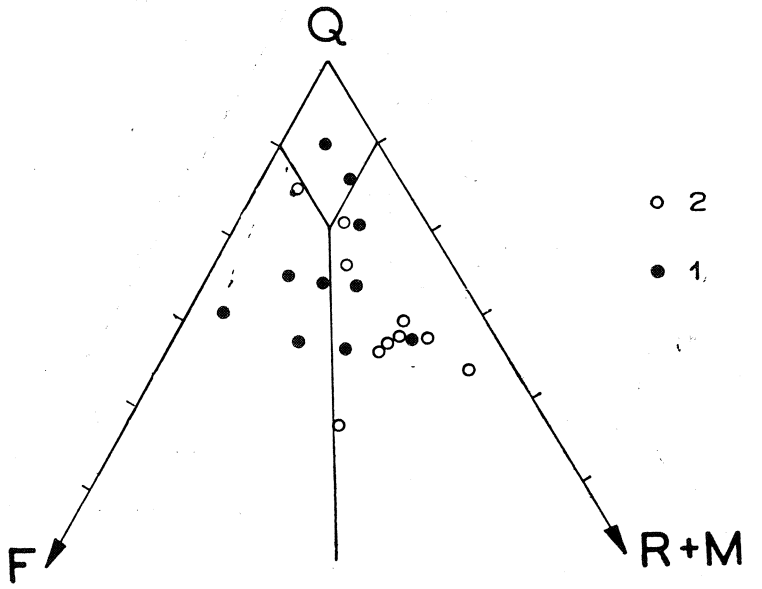


Fig. 12. Skład piaskowców serii przedmagurskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; 2 — warstwy krośnieńskie

Fig. 12. Composition of the detrital framework of sandstones of the Fore-Magura series. Q — quartz; R+M — rock fragments micas; F — feldspars; 1 — Biotite-feldspar beds; 2 — Krosno beds

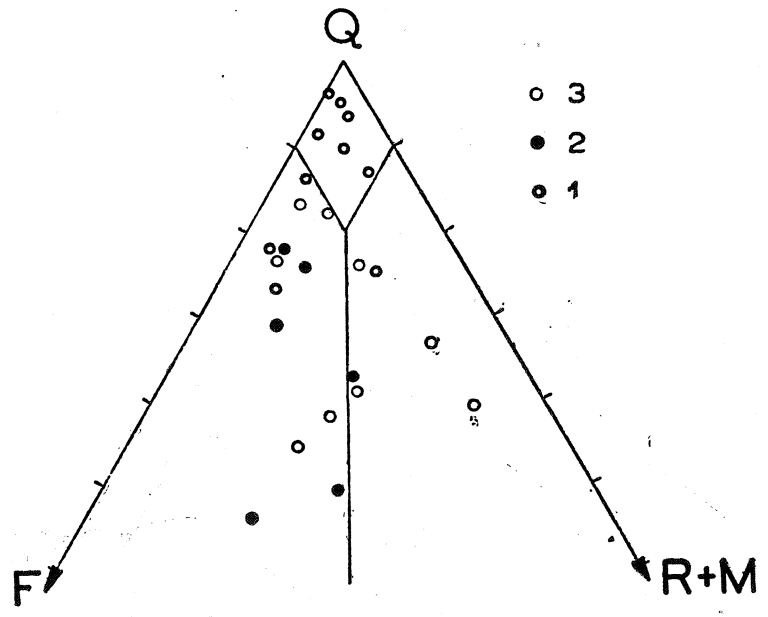


Fig. 13. Skład piaskowców serii magurskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; 2 — warstwy inoceramowe gruboławicowe; 3 — warstwy inoceramowe cienkoławicowe

Fig. 13. Composition of the detrital framework of sandstones of the Magura series. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars. 1 — Biotite feldspar beds; 2 — Inoceramian beds, thick-bedded; 3 — Inoceramian beds, thin bedded

Na podstawie przeprowadzonej klasyfikacji piaskowców fliszu Karpat Zachodnich sformułować można dwa wnioski ogólne:

Dla fliszu karpackiego charakterystyczna jest wielka różnorodność petrograficzna piaskowców. Reprezentowane są zarówno waki, jak i arenity kwarcowe, skaleniowe, litoklastyczne i mikowe. W litoklastycznych odmianach piaskowców fliszowych dominować może materiał pochodzący ze

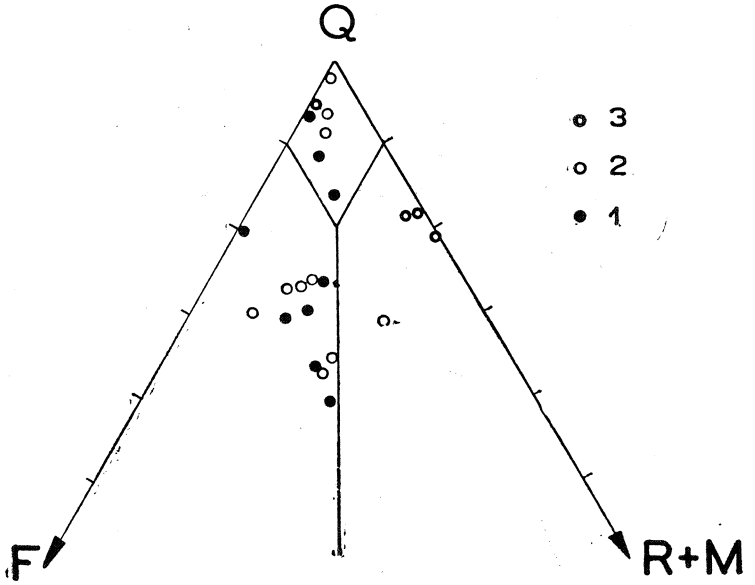


Fig. 14. Skład piaskowców serii magurskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — piaskowce z Mutnego; 2 — piaskowce ciężkowickie; 3 — piaskowce z pstrych łupków eocenu

Fig. 14. Composition of the detrital framework of sandstones of the Magura series. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars. 1 — Mutne sandstones; 2 — Ciężkowice sandstones; 3 — sandstones from the Eocene variegated shales

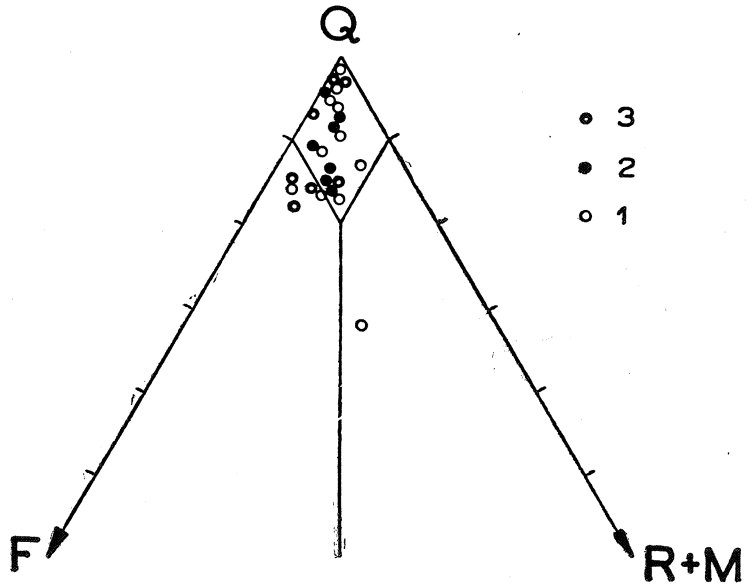


Fig. 15. Skład piaskowców serii magurskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — piaskowce pasierbieckie; 2 — piaskowce osieleckie; 3 — górne piaskowce pasierbieckie

Fig. 15. Composition of the detrital framework of sandstones of the Magura series. Q — quartz; R+M — rock fragments and micas; F — feldspars. 1 — Pasierbiec sandstones; 2 — Osielec sandstones; 3 — Upper Pasierbiec sandstones

Tabela 3 — Table 3

Klasyfikacja piaskowców
A — arenity, W — waki
Classification of sandstones
A — arenites, W — wackes

	skaleniowe feldspathic	litoklastyczne i mikowe lithic and micaceous	kwarcowe quartzitic	
Seria śląska				Silesian series
warstwy krośnieńskie			A	Krosno beds
piaskowce gródeckie			W	Gródek sandstones
warstwy menilitowe				Menilites beds
piaskowce spągowe			W	basal sandstones
warstwy hieroglifowe	W	W	W	Hieroglyphic beds
piaskowce ciężkowickie	W			Ciężkowice sandstones
górne piaskowce istebniańskie	AW			Upper Istebna sandstones
dolne warstwy istebniańskie				Lower Istebna beds
piaskowce cienkoławicowe	AW			thin-bedded sandstones
żwirowce ilaste	W			pebbly mudstones
piaskowce gruboławicowe	W	W	W	thick-bedded sandstones
górne warstwy godulskie				Upper Godula beds
zlepieńce z Malinowskiej Skały	AW	AW	AW	Malinowska Skała conglomerates
piaskowce cienkoławicowe	AW			thin-bedded sandstones
piaskowce gruboławicowe		W		thick-bedded sandstones
środkowe warstwy godulskie	AW			Middle Godula beds
dolne warstwy godulskie				Lower Godula beds
piaskowce cienkoławicowe	AW	AW	AW	thin-bedded sandstones
piaskowce gruboławicowe		A		thick-bedded sandstones
Seria przedmagurska				Fore-Magura series
warstwy krośnieńskie		A		Krosno beds
warstwy biotytowo-skaleniowe	AW	AW	AW	Biotite-feldspar beds

Tabela 3 — ciąg dalszy
Table 3 — continued

	skaleniowe feldspathic	litoklastyczne i mikowe lithic and micaceous	kwarcowe quartzitic	
Seria magurska				Magura series
piaskowce magurskie	A		A	Magura sandstones
warstwy podmagurskie			AW	Sub-Magura beds
górne piaskowce pasierbieckie	A		A	Upper Pasierbiec sandstones
warstwy hieroglifowe		A		Hieroglyphic beds
piaskowce osieleckie			AW	Osielec sandstones
piaskowce pasierbieckie	AW		AW	Pasierbiec sandstones
piaskowce z pstrych łupków eocenu		AW		Sandstones from Eocene variegated shales
piaskowce ciężkowickie	AW		AW	Ciężkowice sandstones
piaskowce z Mutnego	AW		AW	Mutne sandstones
warstwy inoceramowe				Inoceramian beds
piaskowce gruboławicowe	AW			thick-bedded sandstones
piaskowce cienkoławicowe	AW	AW		thin-bedded sandstones
warstwy biotytowo-skaleniowe	AW		AW	Biotite-feldspar beds

skał plutonicznych, metamorficznych lub osadowych. Typy spoiwa są różnorodne, a stopień wysortowania i obróbki ziarn klastycznych zmieniają się w dość szerokich granicach. Wynika stąd, że wbrew poglądom M. Rech-Frollo (1960) charakter petrograficzny piaskowców fliszowych nie ma cech szczególnych, które by mogły być użyteczne dla rozważań genetycznych. Nieuwzględnianie cech petrograficznych w definicji fliszu jako facji (S. Dżułyński i A. Smith, 1960) czy też jako formacji (N. B. Wassojewicz, 1957) jest więc w pełni uzasadnione.

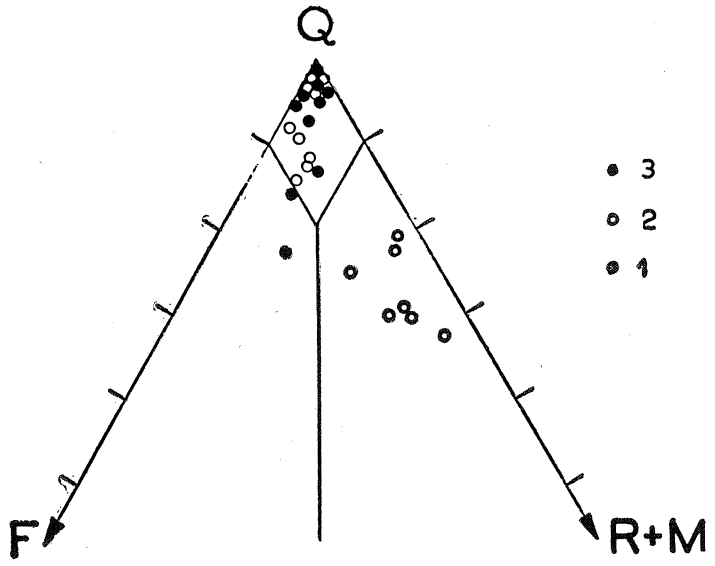


Fig. 16. Skład piaskowców serii magurskiej. Q — kwarc; R + M — okruchy skał i łyszczyki; F — skalenie; 1 — warstwy hieroglifowe; 2 — warstwy podmagurskie; 3 — piaskowce magurskie

Fig. 16. Composition of the detrital framework of sandstones of the Magura series. Q — quartz; R + M — rock fragments and micas; F — feldspars; 1 — hieroglyphic beds; 2 — Sub-Magura beds; 3 — Magura sandstones

W literaturze angielskiej i amerykańskiej przyjęty jest powszechnie pogląd, że charakterystyczną cechą piaskowców fliszowych osadzanych przez prądy zawiesinowe jest wysoka zawartość matrix, uważana za wskaźnik genetyczny depozycji z gęstych zawiesin (fluidity factor F. J. Pettijohna (1954)). Wynikła stąd silna tendencja do uznawania piaskowców o wysokiej zawartości matrix określanych jako szarogłazy lub waki za typowe dla formacji osadzanych przez prądy zawiesinowe, a w szczególności dla formacji fliszowych.

Piaskowce fliszowe Karpat polskich uznawane powszechnie za osady prądów zawiesinowych zawierają bardzo często wapienne spoiwo, które, jak wynika z przedstawionych wyżej rozważań, ma bardzo często pierwotny charakter. W procesie depozycji ławic piaskowców przez prądy zawiesinowe pierwotny pelit wapienny spełniał taką samą rolę jak matrix detrytyczno-iłowa, stanowiąc czynnik umożliwiający powstanie gęstych zawiesin przemieszczanych przez siły grawitacyjne w basenie sedymentacyjnym w postaci prądów zawiesinowych. Wynika stąd, że klasyfikacja piaskowców pod względem zawartości matrix detrytyczno-iłowej na waki i arenity jest klasyfikacją czysto opisową i nie ma znaczenia genetycznego. Jak się wydaje, ogólna ilość spoiwa w piaskowcach fliszowych może mieć znaczenie genetyczne, w szczególności dla rozdzielenia osadów spływów piaskowych od osadów prądów zawiesinowych i spływów mułowych

(R. Unrug, 1963). Proponowanie klasyfikacji genetycznej opartej na tym kryterium wydaje się jednak przedwczesne, gdyż, jak wykazują nowsze badania, zawartość spoiwa przybiera niekiedy wartości, dla których trudno jest znaleźć zadowalającą interpretację (H. Okada, 1966).

PRZEBIEG WYPIĘTRZANIA KORDYLIERY ŚLĄSKIEJ

WSKAŹNIKI PETROGRAFICZNE

Dla bliższego scharakteryzowania przebiegu wypiętrzania kordyliery śląskiej dostarczającej materiału klastycznego podczas sedymentacji opisywanych serii fliszowych obliczono dla poszczególnych ogniw litostratygraficznych serii śląskiej i magurskiej szereg wskaźników petrograficznych. Wskaźniki te pozwalają ocenić udział skał plutonicznych, metamorficznych i osadowych w budowie obszaru źródłowego dostarczającego materiału detrytycznego, mają zatem charakter „source-rock index" autorów amerykańskich (Dapples E. C., Krumbein W. C. and Sloss L. L., 1953; Pettijohn F. J., 1954). Przy konstruowaniu wskaźników brano pod uwagę konieczność zachowania jednorodnego charakteru porównywanych składników piaskowców, podkreślaną przez F. J. Pettijohna (1954). Należy podkreślić, że wskaźniki rozpatrywane pojedynczo nie wystarczają do scharakteryzowania obszaru źródłowego. Należy operować całym zespołem wskaźników. Zespół zastosowany w niniejszej pracy obejmuje: wskaźnik mikropertytowy, wskaźnik skaleniowy, wskaźnik kwarcu zgranulowanego, wskaźnik skał metamorficznych i osadowych, wskaźnik łupków mikowych i wskaźnik skał osadowych.

Wskaźnik mikropertytowy obliczono jako stosunek ilości ziarn mikropertytu ortoklazowego i mikroklinowego do ilości ziarn skaleni potasowych nie wykazujących obecności mikropertytowych struktur. Wskaźnik ten informuje o występowaniu plutonicznych skał alkalicznych w obszarze źródłowym materiału klastycznego.

Wskaźnik skaleniowy wyrażony jest stosunkiem zawartości skaleni do zawartości okruchów skał. Według F. J. Pettijohna (1957) jest to podstawowy wskaźnik pozwalający na wnioskowanie o ilościowym udziale skał plutonicznych w obszarze źródłowym materiału klastycznego. Zależy on jednak od wielkości ziarna w skałach plutonicznych.

Wskaźnik kwarcu zgranulowanego obliczono jako stosunek zawartości kwarcu zgranulowanego mozaikowo do zawartości kwarcu polikrystalicznego żyłowego. Informuje on o udziale skał poddanych dynamometamorfozie w obszarze źródłowym. Ponieważ zawartość obydwóch odmian kwarcu polikrystalicznego jest ściśle uzależniona od wielkości ziarna (piaskowce drobnoziarniste zawierają prawie wyłącznie kwarc monokrystaliczny, pochodzący również z rozkruszenia ziarn kwarcu polikrystalicznego), nie było celowe wprowadzanie do tego współczynnika kwarcu monokrystalicznego.

Wskaźnik skał metamorficznych i osadowych obliczono jako stosunek ilości okruchów skał metamorficznych i osadowych do ilości okruchów skał plutonicznych. Można by oczekiwać, że wskaźnik ten będzie wykazywał dobrą korelację ujemną z wskaźnikiem skaleniowym. Korelacja taka daje się istotnie zauważyć w piaskowcach serii śląskiej, nie występuje natomiast w piaskowcach serii magurskiej.

Wskaźnik łupków mikowych wyrażony jako stosunek ilości okruchów

łupków biotytowych, muskowitowych, chlorytowych i serycytowych do ilości okruchów gnejsów pozwala ocenić udział łupków mikowych i gnejsów w obszarze źródłowym materiału klastycznego.

Wskaźnik skał osadowych obliczono jako stosunek ilości okruchów skał osadowych do ilości okruchów skał metamorficznych. Wskaźnik ten informuje o udziale tych dwóch grup skał w obszarze źródłowym materiału klastycznego.

Zastosowane wskaźniki petrograficzne nie są wolne od niedogodnych cech. Tak na przykład wskaźnik skał metamorficznych i osadowych obliczany jest przy milczącym założeniu, że rozkład wielkości okruchów skał plutonicznych i skał metamorficznych i osadowych jest zbliżony. Jeżeli skały plutoniczne są grubokrystaliczne będą dostarczać do frakcji piaszczystych głównie monomineralnych ziarn, a w konsekwencji wartości wskaźnika będą zawyżone.

Łączne rozpatrywanie całego zespołu wskaźników eliminuje jednak w pewnym stopniu te niedogodne cechy i pozwala oceniać ilościowy udział różnych typów skał w obszarze źródłowym z dość dużym prawdopodobieństwem.

ZMIENNOŚĆ WSKAŹNIKÓW PETROGRAFICZNYCH W PROFILU SERII ŚLĄSKIEJ I SERII MAGURSKIEJ

Zmienność wskaźników petrograficznych w serii śląskiej i w serii magurskiej przedstawiono w tabeli 4 i tabeli 5 oraz na fig. 17 i fig. 18 wraz z schematycznymi profilami litologicznymi, zakresem zmienności średniej średnicy ziarn i kierunkami transportu materiału klastycznego.

W serii przedmagurskiej wskaźniki dla warstw biotytowo skaleniowych zestawiono razem z wskaźnikami dla serii magurskiej, a wskaźniki dla warstw krośnieńskich razem ze wskaźnikami dla serii śląskiej. Seria przedmagurska nie była wyraźnie zindywidualizowana podczas sedymentacji fliszu. Jej basen sedymentacyjny stanowił w górnej kredzie część basenu magurskiego, w oligocenie część basenu śląskiego (M. Książkiewicz, B. Lešk o 1959). Materiał klastyczny warstw biotytowo-skaleniowych pochodzi z północy, a materiał warstw krośnieńskich z południowego wschodu.

SERIA ŚLĄSKA

W serii śląskiej wyraźne kierunki zmian wartości poszczególnych wskaźników petrograficznych zaznaczają się w warstwach godulskich i istebniańskich. Duże zmiany wartości wskaźników petrograficznych zachodzą w piaskowcach ciężkowickich. Wyższe ogniwa litostratygraficzne serii śląskiej nie dostarczają danych, ze względu na drobne ziarno i charakter petrograficzny piaskowców.

W profilu warstw godulskich i istebniańskich wzrastają wskaźnik mikropertytowy i wskaźnik skaleniowy, osiągając najwyższe wartości w górnych piaskowcach istebniańskich. Wskaźnik kwarcu zgranulowanego nie wykazuje systematycznych zmian. Wskaźnik skał metamorficznych i osadowych i łupków mikowych maleją od spągu warstw godulskich, gdzie wartości ich są najwyższe, do górnych piaskowców istebniańskich, gdzie

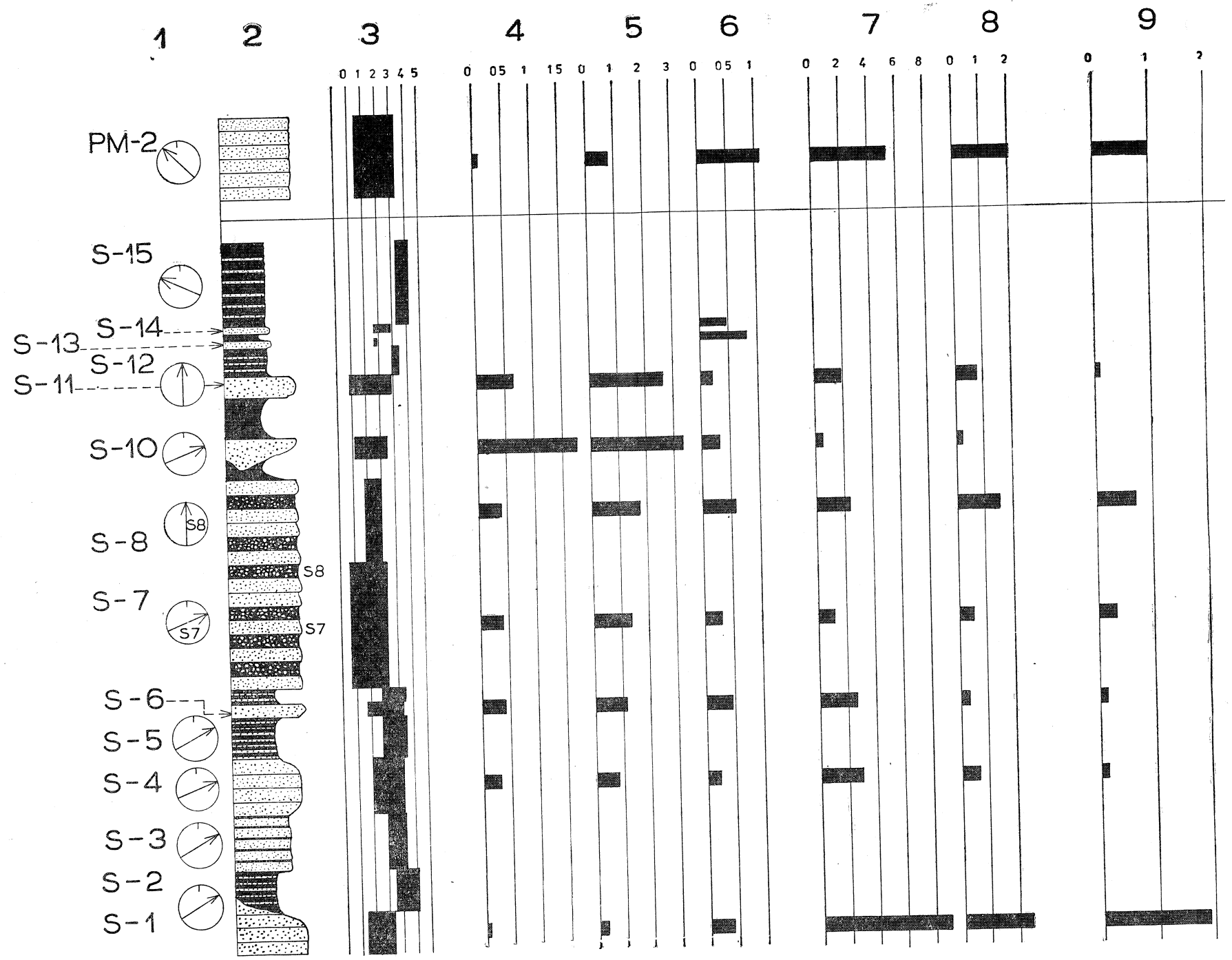


Fig. 17. Wskaźniki petrograficzne dla piaskowców serii śląskiej i warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej. *1* — kierunek transportu materiału klasycznego; *2* — profnil litologiczny; *3* — średnia średnica ziarn. Wskaźniki petrograficzne: *4* — wskaźnik mikropertytowy; *5* — wskaźnik skaleniowy; *6* — wskaźnik kwarcu zgranulowanego; *7* — wskaźnik skał metamorficznych i osadowych; *8* — wskaźnik łupków mikowych, *9* — wskaźnik skał osadowych Ogniowa litostratygraficzne:
Seria śląska: S-1 — dolne warstwy godulskie grubolawicowe; S-2 — dolne warstwy godulskie cienkoławicowe; S-3 — środkowe warstwy godulskie; S-4 — górne warstwy godulskie gruboławicowe; S-5 — górne warstwy godulskie cienkoławicowe; S-6 — górne warstwy godulskie, zlepieńce z Malinowskiej Skały; S-7 — dolne warstwy istebniańskie, piaskowce gruboławicowe; S-8 — dolne warstwy istebniańskie żwirowce ilaste; S-10 — górne piaskowce istebniańskie; S-11 — piaskowce ciężokwickie, S-12 — warstwy hieroglifowe; S-13 — warstwy menilitowe piaskowce spągowe; S-14 — piaskowce gródeckie; S-15 — warstwy krośnieńskie.
Seria przedmagurska: PM-2 — warstwy krośnieńskie

Fig. 17. Petrographic indexes for sandstones of the Silesian series and for the Krosno beds of the Fore-Magura series. 1 — general direction of transport of the detrital material; 2 — lithological profile; 3 — range of mean grain diameter. Petrographic indexes: 4 — microperthite index; 5 — feldspar index; 6 — metamorphic quartz index; 7 — metamorphic and sedimentary rocks index; 6 — micashist index; 9 — sedimentary rocks index. Formations: Silesian series: S-1 — Lower Godula beds, thick-bedded; S-2 — Lower Godula beds, thin-bedded; S-3 — Middle Godula beds; S-4 — Upper Godula beds, thick-bedded; S-5 — Upper Godula beds,thin bedded; S-6 — Upper Godula beds, Malinowska Skała conglomerates; S-7 — Lower Istebna beds, thick-bedded sandstones; S-8 — Lower Istebna beds, pebbly mudstones; S-10 — Upper Istebna beds; S-1 — Ciężkowice sandstones; S-12 — hieroglyphic beds; — S-13 — Menilite beds, basal sandstones; S-14 — Gródek sandstones; S-15 — Krosno beds. Fore-Magura series: PM-2 — Krosno beds.

Wskaźniki petrograficzne piaskowców w basenie śląskim
Petrographic indexes of sandstones in the Silesian basin

Ogniwo litostratygraficzne	Wskaźnik mikropertytowy Microperthite index	Wskaźnik skaleniowy Feldspar index	Wskaźnik kwarcu zgranulowanego Metamorphic quartz index	Wskaźnik skał metamorficznych i osadowych Metamorphic and sedimentary rocks index	Wskaźnik łupków mikowych Micashists index	Wskaźnik skał osadowych Sedimentary rocks index	Formations
Seria przedmagurska							Fore-Magura series
warstwy krośnieńskie	0,102	0,80	1,09	5,25	2,03	1,00	Krosno beds
Seria śląska							Silesian series
piaskowce gródeckie			0,43				Gródek sandstones
warstwy menilitowe							Menilite beds
piaskowce spągowe			0,85				basal sandstones
piaskowce ciężkowickie	0,641	2,64	0,20	1,87	0,75	0,06	Ciężkowice sandstones
górne piaskowce istebniańskie	1,761	3,32	0,30	0,48	0,19	0,00	Upper Istebna sandstones
dolne warstwy istebniańskie							Lower Istebna beds
żwirowce ilaste	0,378	1,72	0,58	2,33	1,50	0,66	pebbly mudstones
piaskowce gruboławicowe	0,364	1,34	0,28	1,06	0,47	0,28	thick-bedded sandstones
warstwy godulskie							Godula beds
zlepieńce z Malinowskiej Skały	0,399	1,11	0,43	2,60	0,27	0,11	Malinowska Skała conglomerates
górne gruboławicowe	0,260	0,74	0,20	2,85	0,59	0,10	Upper Godula beds, thick bedded
dolne gruboławicowe	0,046	0,28	0,39	9,00	2,45	1,90	Lower Godula beds, thick-bedded

osiągają najniższe wartości. Podobnie zachowuje się wskaźnik skał osadowych, chociaż jego zmiany nie są tak równomierne. Żwirowce ilaste dolnych warstw istebniańskich wyróżniają się podwyższonymi wartościami wskaźników skał osadowych i metamorficznych, łupków mikowych i skał osadowych.

W piaskowcach ciężkowickich następuje spadek wartości wskaźnika mikropertytowego i skaleniowego, a wzrost wartości wskaźników skał metamorficznych i osadowych, łupków mikowych i skał osadowych w porównaniu z górnymi piaskowcami istebniańskimi.

Ogniwa serii śląskiej młodsze od piaskowców ciężkowickich nie mogą być scharakteryzowane za pomocą użytych tu wskaźników, ze względu na zły stan zachowania skaleni i występowanie nielicznych tylko okruchów skał. Dla piaskowców ze spągu warstw menilitowych i piaskowców gródeckich obliczono tylko wskaźnik kwarcu zgranulowanego.

W warstwach krośnieńskich serii przedmagurskiej wskaźnik mikropertytowy i wskaźnik skaleniowy mają wartości niskie, a wskaźniki kwarcu zgranulowanego, skał metamorficznych i osadowych, łupków mikowych i skał osadowych wartości wysokie.

SERIA MAGURSKA

W serii magurskiej wydzielić można na podstawie wskaźników petrograficznych trzy odcinki profilu: odcinek dolny, obejmujący górną kredę i paleocen, odcinek środkowy — dolny eocen, odcinek górny — środkowy i górny eocen.

W obrębie dolnego odcinka pionowe uszeregowanie zazębiających się bocznie ogniw litostratygraficznych jest częściowo umowne. Warstwy biotytowo skaleniowe umieszczono poniżej warstw inoceramowych, mimo że te dwie jednostki litostratygraficzne są równowiekowe, piaskowce zaś z Mutnego równowiekowe z najwyższą częścią warstw inoceramowych umieszczono powyżej tych ostatnich. Ponieważ jednak w warstwach ino-

---

Fig. 18. Wskaźniki petrograficzne dla piaskowców serii magurskiej i warstw biotytowo-skaleniowych serii przedmagurskiej. 1 — kierunek transportu materiału klastycznego; 2 — profil litologiczny; 3 — średnia średnica ziarn. Wskaźniki petrograficzne: 4 — wskaźnik mikropertytowy; 5 — wskaźnik skaleniowy; 6 — wskaźnik kwarcu zgranulowanego; 7 — wskaźnik skał metamorficznych i osadowych; 8 — wskaźnik łupków mikowych; 9 — wskaźnik skał osadowych.
Ogniwa litostratygraficzne:
Seria przedmagurska: PM-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe.
Seria magurska: M-1 — warstwy biotytowo-skaleniowe; M-2 — warstwy inoceramowe cienkoławicowe; M-3 — warstwy inoceramowe gruboławicowe; M-4 — piaskowce z Mutnego; M-5 — piaskowce z pstrych łupków eocenu; M-6 — piaskowce ciężkowickie; M-7/8 — piaskowce pasierbieckie i osieleckie; M-9 — warstwy hieroglifowe; M-10 — górne piaskowce pasierbieckie; M-11 — warstwy podmagurskie; M-12 — piaskowce magurskie

Fig. 18. Petrographic indexes for sandstones of the Magura series and the Biotite-feldspar beds of the Fore-Magura series. 1 — general direction of transport of the clastic material; 2 — lithologic profiles; 3 — range of mean grain diameter. Petrographic indexes: 4 — microperthite index; 5 — feldspar index; 6 — metamorphic quartz index; 7 — metamorphic and sedimentary rocks index; 8 — mica-schists index; 9 — sedimentary rocks index. Formations: Fore-Magura series: PM-1 Biotite-feldspar beds. Magura series: M-1 — Biotite-feldspar beds, M-2 — Inoceramian beds, thin-bedded; M-3 — Inoceramian beds, thick-bedded; M-4 — Mutne sandstones; M-5 — sandstones from the Eocene variegated shales; M-6 — Ciężkowice sandstones; M-7/8 — Pasierbiec sandstones and Osielec sandstones; M-9 — Hieroglyphic beds; M-10 — Upper Pasierbiec sandstones; M-11 — Sub-Magura beds; M-12 — Magura sandstones

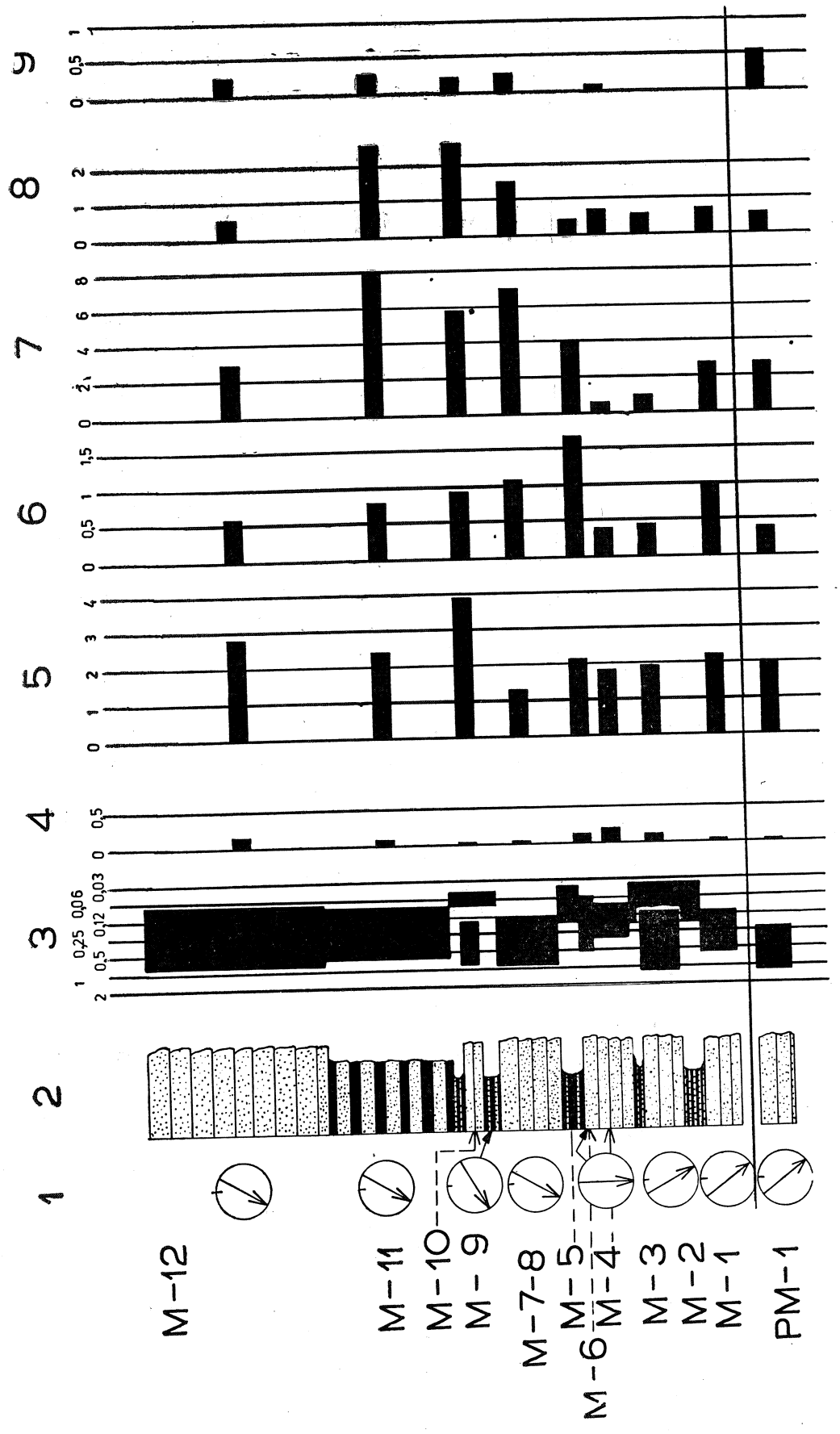

1
2
3
4
5
6
7
8
9
М-12
М-11
М-10
М-9
М-7-8
М-6
М-5
М-4
М-3
М-2
М-1
РМ-1

Tabela 5 — Table 5

Wskaźniki petrograficzne piaskowców w basenie magurskim
Petrographic indexes of sandstones in the Magura basin

Ogniwo litostratygraficzne	Wskaźnik mikropertytowy Microperthite index	Wskaźnik skaleniowy Feldspar index	Wskaźnik kwarcu zgranulowanego Metamorphic quartz index	Wskaźnik skał metamorficznych i osadowych Metamorphic and sedimentary rocks index	Wskaźnik łupków mikowych Micashists index	Wskaźnik skał osadowych Sedimentary rocks index	Formations
Seria magurska							Magura series
piaskowce magurskie	0,333	2,83	0,58	1,50	0,54	0,24	Magura sandstones
warstwy podmagurskie	0,227	2,45	0,82	4,05	2,57	0,28	Sub-Magura beds
górne piaskowce pasierbieckie	0,066	3,93	0,94	2,96	2,57	0,21	Upper Pasierbiec sandstones
piaskowce pasierbieckie i osieleckie	0,120	1,33	1,12	3,51	1,52	0,27	Pasierbiec sandstones and Osielec sandstones
piaskowce ciężkowickie	0,265	2,15	1,69	1,00	0,43	0,00	Ciężkowice sandstones
piaskowce z Mutnego	0,402	1,85	0,40	0,32	0,69	0,09	Mutne sandstones
warstwy inoceramowe gruboławicowe	0,230	1,94	0,44	0,51	0,54	0,00	Inoceramian beds, thick-bedded
warstwy biotytowo-skaleniowe	0,048	2,26	1,00	1,38	0,69	0,00	Biotite-feldspar beds
Seria przedmagurska							Fore-Magura series
warstwy biotytowo-skaleniowe	0,048	1,98	0,41	1,38	0,56	0,61	Biotite-feldspar beds

ceramowych obliczono wskaźniki petrograficzne tylko dla gruboławicowych piaskowców występujących w środkowej części profilu, takie uszeregowanie pozwala zachować stosunkowo mało zniekształconą kolejność wskaźników petrograficznych. Warstwy biotytowo-skaleniowe serii przedmagurskiej umieszczone są na fig. 18 poniżej profilu serii magurskiej.

W dolnym odcinku profilu serii magurskiej obejmującym warstwy biotytowo-skaleniowe (serii przedmagurskiej i serii magurskiej), warstwy inoceramowe i piaskowce z Mutnego wzrasta ku górze profilu wskaźnik mikropertytowy, nieznacznie maleje wskaźnik skaleniowy i wskaźnik kwarcu metamorficznego. Wyraźnie zmniejsza się wartość wskaźnika skał metamorficznych i osadowych, natomiast wskaźnik łupków mikowych nie wykazuje systematycznych zmian. Wskaźnik skał osadowych maleje od warstw biotytowo-skaleniowych serii przedmagurskiej do piaskowców z Mutnego serii magurskiej, z tym że w warstwach biotytowo-skaleniowych serii magurskiej i w warstwach inoceramowcyh okruchy skał osadowych nie występują.

W piaskowcach ciężkowickich skokowo zmienia się wartość wskaźnika kwarcu zgranulowanego i wskaźnika skał metamorficznych i osadowych. Inne wskaźniki zmieniają się w mniejszym stopniu.

Wyższa część profilu serii magurskiej obejmująca piaskowce pasierbieckie, warstwy podmagurskie i piaskowce magurskie wyróżnia się wyraźnie wartościami wskaźników petrograficznych. Ku górze profilu rosną wskaźniki mikropertytowy i skaleniowy, a maleją wskaźniki kwarcu zgranulowanego, skał metamorficznych i osadowych i łupków mikowych. Wskaźnik skał osadowych nie zmienia się. Zmienności poszczególnych wskaźników nie są idealnie jednostajne, lecz na cztery ogniwa litostratygraficzne, dla których przeprowadzono obliczenia, w nie mniej niż trzech wskaźniki układają się zgodnie z ogólną tendencją.

MEGARYTMY DENUDACYJNE

Jak widać z fig. 17 i fig. 18, skokowe zmiany wskaźników petrograficznych związane są prawie zawsze ze zmianami kierunku transportu materiału klastycznego, natomiast w odcinkach profilu, w których wartości wskaźników zmieniają się w sposób systematyczny, kierunek transportu materiału klastycznego jest stały. Systematyczne zmiany wartości zespołu wskaźników idą zawsze w tym samym kierunku: w miarę przechodzenia do coraz to młodszych ogniw litostratygraficznych rosną wartości wskaźników związanych z obecnością skał plutonicznych, maleją natomiast wartości wskaźników związanych z obecnością skał osadowych i metamorficznych w obszarze źródłowym materiału klastycznego.

Na podstawie badań egzotyków zawartych w seriach fliszowych wiadomo, że kordyliera śląska zbudowana była z trzonu plutonicznego i okrywy złożonej ze skał metamorficznych i osadowych (T. W i e s e r, 1948; M. K s i ą ż k i e w i c z, 1960). Można zatem przyjąć, że odcinki profilu serii fliszowych odznaczające się systematycznymi zmianami wskaźników petrograficznych przy stałym kierunku transportu materiału klastycznego osadzały się podczas okresów postępującej erozji części kordyliery usuwającej stopniowo pokrywę osadowo-metamorficzną i odsłaniającej trzon plutoniczny. Natomiast skokowe zmiany wskaźników petrograficznych, związane ze zmianami kierunku transportu materiału klastycznego rejestrują ruchy wypiętrzające, w których wyniku erozja atakowała coraz to nowe odcinki kordyliery.

Koncepcja cykli erozyjnych w obszarach źródłowych materiału klastycznego osadów fliszowych została wysunięta już przed czterdziestu laty przez W. Łozińskiego (1925), a następnie rozbudowana przez J. Nowaka (1927). W ujęciu tych autorów każdy cykl rozpoczyna się osadami gruboziarnistymi, a kończy pelitycznymi. Ostatnio M. Książkiewicz (1960) zwrócił uwagę na fakt, że tego rodzaju „cykle" nie wykazują cech cyklicznej zmienności, lecz przebiegają jednokierunkowo, i wprowadził termin „megarytmy sedymentacyjne" dla określenia rytmicznych zmian wielkości ziarna w litostratygraficznych ogniwach serii fliszowych.

W takim ujęciu megarytmy sedymentacyjne rejestrują powtarzające się ruchy wypiętrzające w obrębie kordyliery, niezależnie od tego, czy dotyczyły one tego samego odcinka kordyliery, czy też różnych jego odcinków. Analiza wskaźników petrograficznych przedstawiona wyżej pozwala wyodrębnić „megarytmy denudacyjne" dotyczące określonych odcinków kordyliery i obejmujące zwykle kilka megarytmów sedymentacyjnych, czy ściślej mówiąc megarytmów granulometrycznych wyrażanych zmianami wielkości ziarna.

W historii kordyliery śląskiej wydzielić można w jej odcinku dostarczającym materiału klastycznego dla serii fliszowych Polskich Karpat Zachodnich cztery megarytmy denudacyjne:

PIERWSZY MEGARYTM DENUDACYJNY: GÓRNY CENOMAN — PALEOCEN

Seria śląska

Do pierwszego megarytmu denudacyjnego należą warstwy godulskie i warstwy istebniańskie. Megarytm ten obejmuje pięć megarytmów granulometrycznych. W górnym cenomanie i dolnym senonie podczas sedymentacji warstw godulskich erozja usuwała pokrywę fliszu dolno- i środkowokredowego oraz pokrywę osadową i metamorficzną. W senonie górnym niszczony był głównie trzon krystaliczny złożony z gruboziarnistych granitów alkalicznych dostarczający materiału klastycznego dla piaskowców i zlepieńców dolnych warstw istebniańskich i okrywa metamorficzno-osadowa dostarczająca materiału dla żwirowców ilastych dolnych warstw istebniańskich. Mechanizm sedymentacyjny umożliwiający rozdzielenie materiału klastycznego pochodzącego z granitowego trzonu kordyliery i jego metamorficzno-osadowej okrywy opisany został we wcześniejszej pracy autora (R. Unrug, 1963).

W paleocenie erodowany był w dalszym ciągu trzon kordyliery złożony z alkalicznych granitów i jego pokrywa metamorficzno-osadowa, przy czym ilość materiału dostarczonego przez trzon kordyliery osiągnęła maksimum.

Seria magurska

Pierwszy megarytm denudacyjny zaznacza się w serii magurskiej nieco mniej wyraźnie niż w serii śląskiej i obejmuje tylko górny senon — paleocen, niemniej jednak jego istnienie nie budzi wątpliwości. Megarytm ten obejmuje trzy megarytmy granulometryczne. Erozja usuwała stopniowo pokrywę skał metamorficznych złożoną prawdopodobnie głównie z gnejsów, na co wskazują niskie i mało zmienne wartości wskaźnika łupków mikowych i stosunkowo wysokie i mało zmienne wartości wskaźnika skaleniowego. Skały osadowe nie odgrywały, jak się wydaje, poważniejszej

roli. Postępująca erozja odsłaniała coraz to więcej skał plutonicznych. Maksimum materiału klastycznego pochodzącego z plutonicznego trzonu kordyliery przypada na paleocen (piaskowce z Mutnego) podobnie jak w serii śląskiej. W tym megarytmie denudacyjnym zaznacza się więc podobieństwo charakteru petrograficznego serii śląskiej i serii magurskiej. Podobieństwo to dotyczy też charakteru litologicznego i ogólnej rytmiki sedymentacji, co podkreślają W. Sikora i K. Żytko (1960).

DRUGI MEGARYTM DENUDACYJNY — DOLNY EOCEN

Drugi megarytm denudacyjny, obejmujący dolny eocen, zaznacza się zarówno w serii śląskiej, jak i w serii magurskiej sedymentacją piaskowców ciężkowickich. Wskaźniki petrograficzne zmieniają w nim swoje wartości w stosunku do paleoceńskich ogniw obu serii zamykających pierwszy megarytm denudacyjny. W obydwóch seriach spada wartość wskaźnika mikropertytowego, a rosną wartości wskaźnika skał metamorficznych i osadowych i wskaźnika skał osadowych. Różnie zachowują się natomiast wskaźniki: skaleniowy — którego wartość spada w serii śląskiej, a rośnie w serii magurskiej, wskaźniki kwarcu zgranulowanego, który nieznacznie maleje w serii śląskiej, a wyraźnie wzrasta w serii magurskiej, i wskaźnik łupków mikowych, który wzrasta w serii śląskiej, a nieznacznie maleje w serii magurskiej. W serii śląskiej następuje zmiana kierunku transportu, z NE na kierunek N (zaznaczający się lokalnie w Beskidzie Śląskim), w serii magurskiej z SE na kierunek S.

Na przełomie paleocenu i eocenu nastąpiło więc, jak się wydaje, wypiętrzenie odcinka kordyliery położonego nieco na E od obszaru erodowanego w pierwszym megarytmie denudacyjnym. W odcinku nowo wypiętrzonym pokrywa metamorficzna nie była jeszcze usunięta całkowicie, co znalazło swój wyraz w opisanych wyżej zmianach wskaźników petrograficznych.

TRZECI MEGARYTM DENUDACYJNY — ŚRODKOWY I GÓRNY EOCEN

Seria śląska

Trzeci megarytm denudacyjny zaznaczył się w serii śląskiej bardzo niewyraźnie. Odcinek profilu odpowiadający temu megarytmowi składa się głównie z osadów marglistych i łupkowych. Drobnoziarniste i cienkoławicowe piaskowce warstw hieroglifowych nie dostarczają informacji petrograficznych o obszarze źródłowym materiału klastycznego. Piaskowce występujące w spągu warstw menilitowych i piaskowce gródeckie wskutek swej niewielkiej zawartości skaleni i okruchów skał również nie dostarczają danych do wyciągania wniosków dotyczących obszaru źródłowego materiału klastycznego. Dla piaskowców tych obliczono tylko wskaźnik kwarcu metamorficznego.

Piaskowce te cechuje podwyższony stopień obtoczenia ziarn (fig. 7), szczególnie wysoka zawartość kwarcu (fig. 19) i niewielka miąższość w porównaniu z innymi ogniwami serii śląskiej. Podczas sedymentacji tych piaskowców materiał klastyczny dostarczany był prawdopodobnie w niewielkiej ilości i przebywał stosunkowo długo w środowisku litoralnym, gdzie uzyskał wysoki stopień obtoczenia i swój charakterystyczny skład petrograficzny. Nie wykluczone jest, że materiał tych piaskowców pochodzi przynajmniej częściowo z przerobienia starszych osadów fliszowych.

Seria magurska

Trzeci megarytm denudacyjny zaznacza się bardzo wyraźnie w serii magurskiej. Obejmuje on cztery megarytmy granulometryczne. Podczas sedymentacji kolejnych ogniw przynależnych do tego megarytmu erozja obszaru źródłowego odsłaniała w coraz to większym stopniu plutoniczny trzon kordyliery. Pokrywa metamorficzna erodowanego obszaru składała się głównie z łupków chlorytowych i serycytowych, które dominują ilościowo zarówno wśród otoczaków egzotycznych, jak i wśród okruchów skał.

Kierunki transportu materiału klastycznego z NE wskazują, że rozpoczęcie trzeciego megarytmu denudacyjnego związane było z wypiętrzeniem nowego odcinka kordyliery położonego na E od poprzednio erodowanych obszarów. Przesuwanie się aktywnej części kordyliery miało więc taki sam kierunek jak na przełomie pierwszego i drugiego megarytmu denudacyjnego. W okresie poprzedzającego drugiego megarytmu odcinek wypiętrzony w trzecim megarytmie był siedliskiem wapiennej sedymentacji organogenicznej, o czym świadczy obecność otoczaków wapieni numulitowych wieku dolnoeoceńskiego w piaskowcach pasierbieckich.

W piaskowcowych ogniwach serii magurskiej należących do trzeciego megarytmu stopień obtoczenia ziarn jest wysoki (fig. 8), a udział kwarcu wśród składników detrytycznych przekracza 90%. Wskazuje to, że materiał klastyczny poddany był dłuższemu działaniu mechanicznego niszczenia najprawdopodobniej w strefie litoralnej. T. Wieser (1963) zwrócił uwagę na to zjawisko w odniesieniu do piaskowców magurskich Beskidu Średniego. Nie jest też wykluczone, że materiał ten pochodzi częściowo z przerobienia starych skał fliszowych.

CZWARTY MEGARYTM DENUDACYJNY — NAJWYŻSZY EOCEN — OLIGOCEN

Czwarty megarytm denudacyjny obejmuje warstwy krośnieńskie serii przedmagurskiej i serii śląskiej, które osadziły się po północnej stronie kordyliery. Megarytm ten zazębia się częściowo z trzecim środkowo- i górnoeoceńskim megarytmem określonym dla serii magurskiej. Czwarty megarytm denudacyjny został wyodrębniony ze względu na pojawienie się w basenie śląskim facji warstw krośnieńskich, odcinającej się ostro od starszych osadów. Wskaźniki petrograficzne obliczone dla piaskowców warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej wskazują, że w najwyższym eocenie-oligocenie erodowany był obszar zbudowany w znacznej mierze ze skał osadowych i metamorficznych. Okruchy skał osadowych, wśród których przeważają wapienie, pochodzą prawdopodobnie głównie ze skał osadzonych na kordylierze w starszym paleogenie, jak można wnioskować z występowania otoczaków wapieni z fauną paleogeńską (M. Książkiewicz, 1965), Kierunki transportu z południowego wschodu wskazują, że wypiętrzony odcinek kordyliery znajdował się na E od obszarów dostarczających materiału do północnego basenu sedymentacyjnego podczas poprzednich megarytmów denudacyjnych. Przesuwanie się aktywnych źródeł materiału klastycznego ku E jest więc konsekwentnym rysem historii omawianej części kordyliery śląskiej.

W serii magurskiej czwartemu megarytmowi mogą odpowiadać warstwy nadmagurskie (M. Książkiewicz, 1966) rozwinięte na wschód od obszaru opisywanego w tej pracy.

MEGARYTMY DENUDACYJNE I ZMIANY POŁOŻENIA KORDYLIERY ŚLĄSKIEJ

W górno-cenomańsko-paleoceńskim megarytmie denudacyjnym z kordyliery śląskiej została zdarta pokrywa osadowo-metamorficzna. W środkowo- i górnoeoceńskim megarytmie skały osadowe i epizonalne skały metamorficzne były znów erodowane i dostarczały znacznych ilości materiału klastycznego do basenu sedymentacyjnego serii magurskiej.

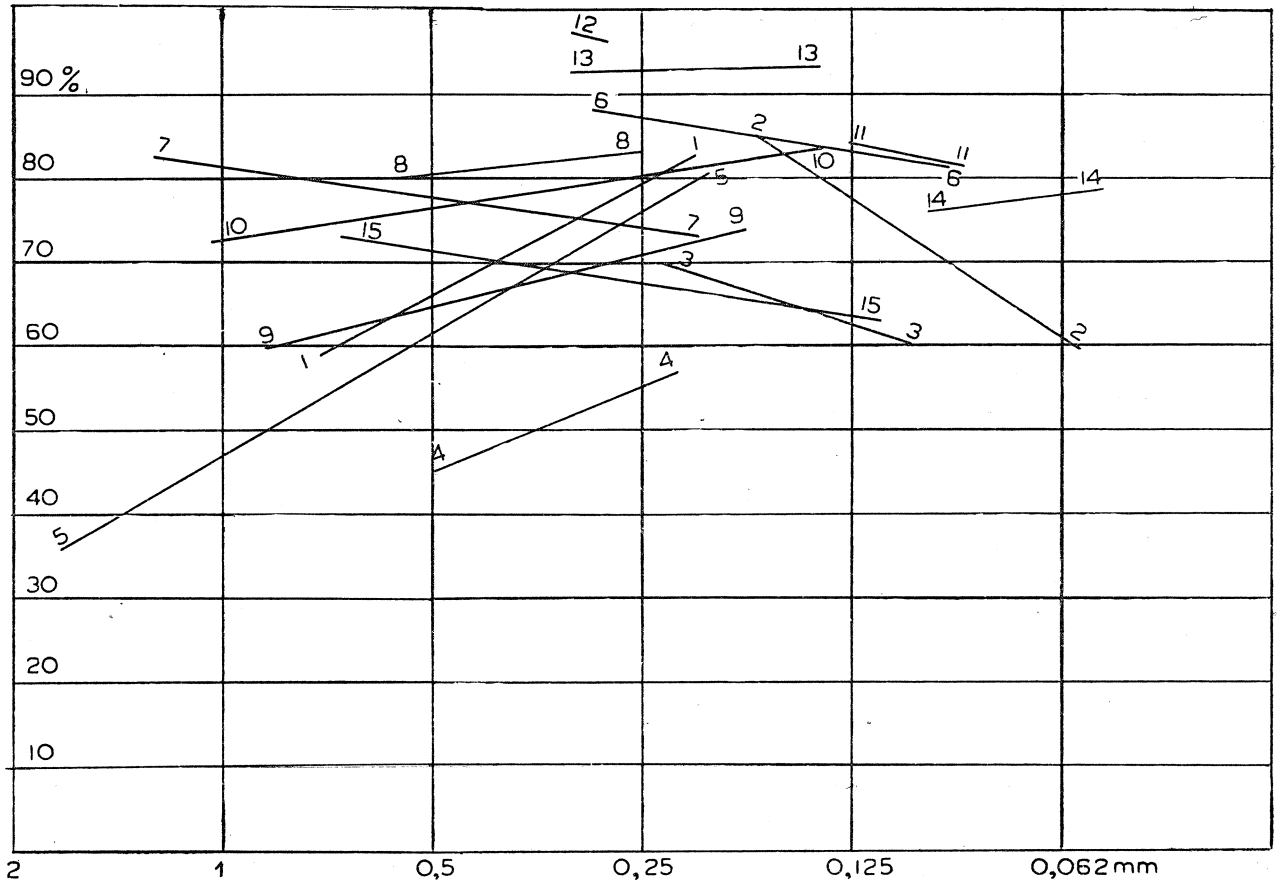


Fig. 19. Zawartość kwarcu w zależności od wielkości ziarna w piaskowcach serii śląskiej i warstw krośnieńskich serii przedmagurskiej (bez uwzględnienia spoiwa i glaukonitu).

Seria śląska: 1 — dolne warstwy godulskie gruboławicowe; 2 — dolne warstwy godulskie cienkoławicowe; 3 — środkowe warstwy godulskie; 4 — górne warstwy godulskie gruboławicowe; 5 — górne warstwy godulskie, zlepieńce z Malinowskiej Skały; 6 — górne warstwy godulskie cienkoławicowe; 7 — dolne warstwy istebniańskie, piaskowce gruboławicowe; 8 — dolne warstwy istebniańskie, żwirowce ilaste; 9 — górne piaskowce istebniańskie; 10 — piaskowce ciężkowickie; 11 — warstwy hieroglifowe; 12 — warstwy menilitowe, piaskowce spągowe; 13 — piaskowce gródeckie; 14 — warstwy krośnieńskie.

Seria przedmagurska: 15 — warstwy krośnieńskie

Fig. 19. Percentage of quartz in the detrital framework versus mean grain diameter in sandstones of the Silesian series and of the Krosno beds of the Fore-Magura series. Silesian series: 1 — Lower Godula beds, thick-bedded; 2 — Lower Godula beds, thin-bedded; 3 — Middle Godula beds; 4 — Upper Godula beds, thick-bedded; 5 — Upper Godula beds, Malinowska Skała conglomerates; 6 — Upper Godula beds, thin-bedded; 7 — Lower Istebna beds, thick-bedded sandstones; 8 — Lower Istebna beds, pebbly mudstones; 9 — Upper Istebna sandstones; 10 — Ciężkowice sandstones; 11 — Hieroglyphic beds; 12 — Menilite beds basal sandstones; 13 — Gródek sandstones; 14 — Krosno beds. Fore-Magura series: 15 — Krosno beds

Pomiędzy basenami sedymentacyjnymi serii śląskiej i serii magurskiej rozciągała się w eocenie strefa, w której gromadziły się łupkowe, margliste i wapienne osady serii przedmagurskiej zawierające tylko niewielkie ilości piaskowców.

Jak wykazała ostatnio F. Szymakowska (1966), strefa ta była szersza niż dotąd sądzono. Najprawdopodobniej tworzyła ona ciągły pas obejmujący strefę przedmagurską Karpat Zachodnich, serię odsłoniętą w oknach tektonicznych w płaszczowinie magurskiej i tworzącą płaty u czoła tej płaszczowiny (F. Szymakowska, l. cit.) i łączący się dalej ku wschodowi ze strefą dukielską.

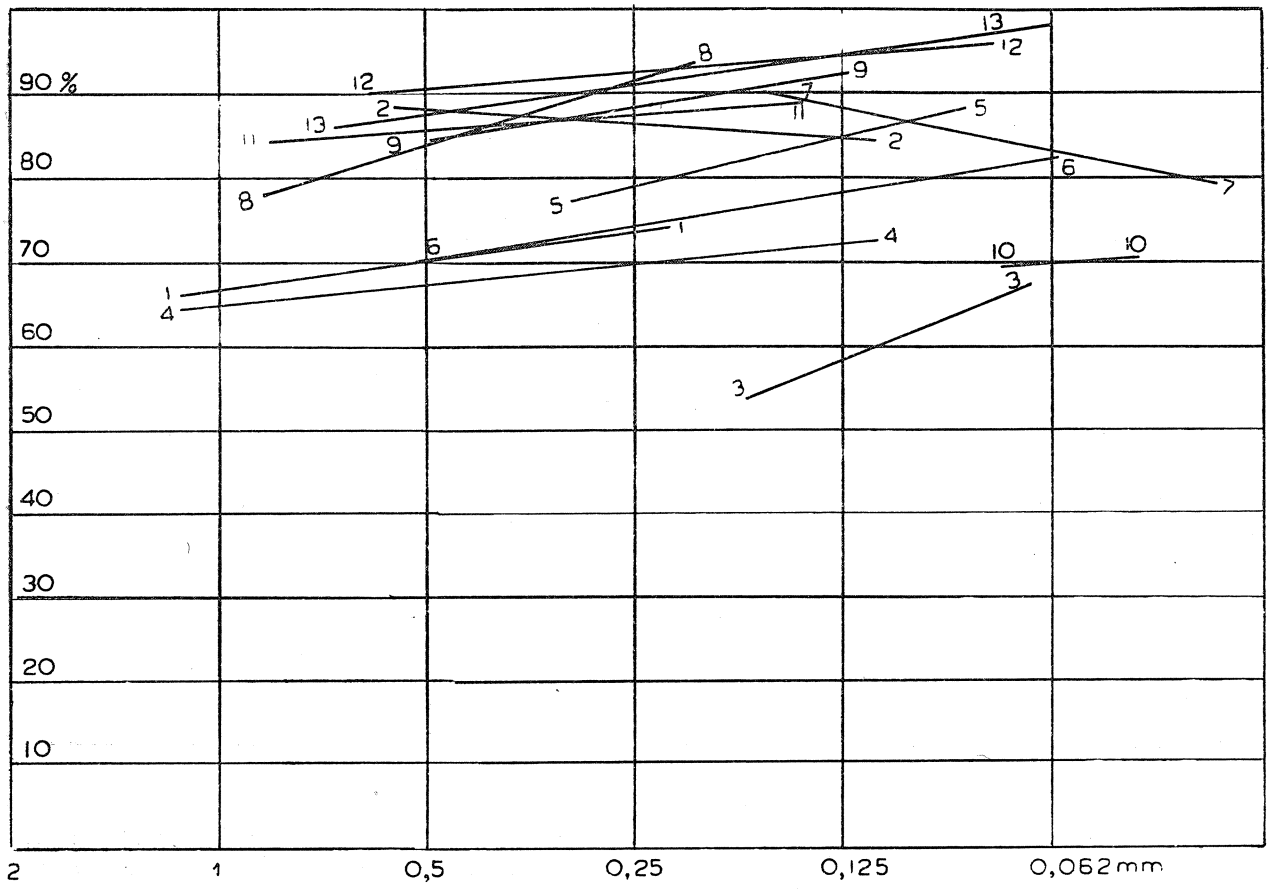


Fig. 20. Zawartość kwarcu w zależności od wielkości ziarna w piaskowcach serii magurskiej i warstw biotytowo-skaleniowych serii przedmagurskiej (bez uwzględnienia spoiwa i glaukonitu).

Seria przedmagurska: 1 — warstwy biotytowo-skaleniowe.

Seria magurska: 2 — warstwy biotytowo-skaleniowe; 3 — warstwy inoceramowe cienkoławicowe; 4 — warstwy inoceramowe gruboławicowe; 5 — piaskowce z Mutnego; 6 — piaskowce ciężkowickie; 7 — piaskowce w pstrych łupków eocenu; 8 — piaskowce pasierbieckie; 9 — piaskowce osieleckie; 10 — warstwy hieroglifowe; 11 — górne piaskowce pasierbieckie; 12 — warstwy podmagurskie; 13 — piaskowce magurskie

Fig. 20. Percentage of quartz in the detrital framework versus mean grain diameter in sandstones of the Magura series and of the Biotite-feldspar beds of the Fore-Magura series. Fore-Magura series: 1 — Biotite feldspar beds. Magura series: 2 — Biotite-feldspar beds; 3 — Inoceramian beds, thin-bedded; 4 — Inoceramian beds, thick-bedded; 5 — Mutne sandstones; 6 — Ciężkowice sandstones; 7 — sandstones from the Eocene variegated shales; 8 — Pasierbiec sandstones; 9 — Osielec sandstones, 10 — Hieroglyphic beds; 11 — Upper Pasierbiec sandstones; 12 — Sub-Magura beds; 13 — Magura sandstones

W górno-cenomańsko-paleoceńskim i w dolnoeoceńskim megarytmie denudacyjnym kordyliera śląska znajdowała się na północ od strefy przedmagurskiej, a w środkowo- i górnoeoceńskim megarytmie na południe od strefy przedmagurskiej. Jak się wydaje, przesunięcie kordyliery ku południowi było dość znaczne i można przypuszczać, że na początku środkowego eocenu została ona wypiętrzona wzdłuż nowego systemu uskoków, innego niż w górno-cenomańsko-paleoceńskim megarytmie.

Wydaje się prawdopodobne, że początek sedymentacji warstw krośnieńskich, które zawierają znaczną ilość okruchów skał osadowych i epizonalnych, związany był z nowym przesunięciem wypiętrzonej części kordyliery. Nie jest jednak jasny przypuszczalny kierunek tego przesunięcia.

Zmiany położenia kordyliery śląskiej związane były z wynurzeniem i erozją brzeżnych partii basenów fliszowych. Na zjawisko „kanibalizmu" w geosynklinie Karpat fliszowych zwrócił uwagę M. K s i ą ż k i e w i c z (1956). W badanych profilach rzeczą charakterystyczną jest bardzo wyraźny wzrost zawartości kwarcu w piaskowcach zarówno serii śląskiej, jak i serii magurskiej w środkowo- i górnoeoceńskim megarytmie denudacyjnym (fig. 19 i fig. 20). Zjawisko to może być związane z przerabianiem starszych skał fliszowych.

Wzrost zawartości kwarcu w wyższych ogniwach serii fliszowych zdaje się mieć szeroki zasięg. Notują je również S. K r e u t z i A. G a w e ł (1927) z jednostki skolskiej.

ASYMETRIA KORDYLIERY ŚLĄSKIEJ

Asymetria kordyliery śląskiej została rozpoznana na podstawie zróżnicowania otoczaków skał egzotycznych w serii śląskiej i w serii magurskiej (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1960). Dane uzyskane w toku niniejszego studium potwierdzają wcześniejsze obserwacje i pozwalają na bliższe scharakteryzowanie różnic w budowie północnych i południowych zboczy zachodniego odcinka kordyliery śląskiej, wyrażających się w zróżnicowaniu materiału klastycznego dostarczanego do basenów sedymentacyjnych po dwóch stronach kordyliery.

Zróżnicowanie to dotyczy:

— składu skaleni — udział plagioklazów wśród skaleni jest wyższy w serii magurskiej i przedmagurskiej, gdzie wynosi 30—50% wszystkich skaleni, niż w serii śląskiej, gdzie nie przekracza 30%. Udział ziarn mikropertytu ortoklazowego i mikroklinowego jest natomiast wyższy w serii śląskiej, gdzie wynosi 15—52% wszystkich skaleni, niż w serii przedmagurskiej, gdzie wynosi 1—6%, i serii magurskiej, gdzie wynosi 2—29% (fig. 2, 3, 4).

— występowanie łyszczyków — biotyt przeważa nad innymi łyszczykami w całej serii śląskiej i w ogniwach litostratygraficznych serii magurskiej przynależnych do pierwszego i drugiego megarytmu denudacyjnego. Ogniwa serii magurskiej należące do trzeciego megarytmu denudacyjnego cechuje przewaga muskowitu nad biotytem.

— rozkładu zespołów minerałów ciężkich — w serii śląskiej występują na przemian zespoły o przewadze cyrkonu i turmalinu i zespoły o prze-

wadze granatu, przy czym te ostatnie stwierdzono tylko w dwóch ogniwach serii śląskiej. W piaskowcach serii magurskiej i przedmagurskiej występują tylko zespoły minerałów ciężkich o przewadze granatu. Granaty przeważają też w innych seriach fliszowych Karpat, a seria śląska ze swymi cyrkonowo-turmalinowymi zespołami minerałów ciężkich zajmuje pozycję wyjątkową (M. Krysowska-Iwaszkiewicz i R. Unrug, 1967). Zróżnicowanie skaleni i zespołów minerałów ciężkich odzwierciedla zróżnicowanie budowy kordyliery śląskiej. Część kordyliery dostarczająca materiału klastycznego do basenu sedymentacyjnego serii śląskiej wyróżniała się wysoką zawartością skaleni potasowych i przewagą cyrkonu i turmalinu wśród minerałów ciężkich, co było prawdopodobnie związane z istnieniem masywu gruboziarnistego alkalicznego granitu — być może zbliżonego do granitu z Bugaja (S. Kreutz, 1927) w tej części kordyliery.

W poszczególnych megarytmach denudacyjnych zaznacza się zróżnicowanie wskaźników petrograficznych dla serii śląskiej i magurskiej (tabela 4 i 5), a odmienne zespoły otoczaków skał egzotycznych występują w różnych megarytmach denudacyjnych i różnych seriach.

To zróżnicowanie wskaźników petrograficznych i zespołów otoczaków skał egzotycznych zdaje się być związane z przebiegiem wypiętrzania kordyliery.

Próba odtworzenia przebiegu wypiętrzenia i denudacji kordyliery musi brać pod uwagę obok zróżnicowania materiału klastycznego również zróżnicowanie miąższości serii fliszowych po północnej i południowej stronie kordyliery (tabela 6). Ilości materiału klastycznego dostarczane do północnego i południowego basenu nie były jednakowe, przy czym stosunki ilościowe układały się różnie w różnych megarytmach denudacyjnych. Nasuwa się więc przypuszczenie, że obszary odwadniane do ba-

Tabela 6 — Table 6

Miąższości megarytmów denudacyjnych w serii śląskiej i serii magurskiej
Thicknesses of denudation megarythms in the Silesian series and the Magura series

Megarytm denudacyjny	miąższość m thickness m		Denudation megarythm
	seria śląska Silesian series	seria magurska Magura series	
IV — najwyższy eocen * — oligocen	600?	—	IV — Uppermost Eocene * — Oligocene
III — środkowy i górny eocen	350	2 300	III — Middle and Upper Eocene
II — dolny eocen	150	120 **	II — Lower Eocene
I — górny cenoman — paleocen	4 100	800 ***	I — Upper Cenomanian — Palaeocene

* warstwy krośnieńskie serii przedmagurskiej
Krosno beds of the Fore-Magura series

** w tym piaskowce ciężkowickie serii magurskiej 50 m
Including the Ciężkowice sandstones of the Magura series 50 m thick

*** w serii magurskiej górny senon-paleocen
in the Magura series Upper Senonian — Palaeocene

senów położonych po obu stronach kordyliery były nierównej wielkości, a rozdzielające je działy wodne położone były asymetrycznie w stosunku do podłużnej osi kordyliery.

Charakterystyczne jest przy tym, że wyraźne trendy wskaźników petrograficznych odzwierciedlające postępującą erozję okrywy metamorficznej i stopniowe odsłanianie plutonicznego trzonu kordyliery związane są w cenomańsko-paleoceńskim i środkowo- i górnoeoceńskim megarytmie denudacyjnym z seriami fliszowymi o większej miąższości.

PROBLEM WIELKOŚCI ZIARNA I ILOŚCI MATERIAŁU KLASTYCZNEGO WE FLISZU KARPAT POLSKICH

Na zagadnienie wielkości ziarna i ilości materiału klastycznego we fliszu Karpat polskich zwrócił uwagę Ph. H. Kuenen (1958), wysuwając tezę, że erozja skał krystalicznych powinna dostarczać większych ilości materiału grubookruchowego, niż obserwuje się we fliszu Karpat polskich, i że materiał klastyczny fliszu pochodzi głównie z erozji starszych, być może karbońskich piaskowców. Za Kuenenem podobną opinię znaleźć można w szeregu prac innych autorów (Dżułyński i Ślączka, 1959; Dżułyński, Kuenen, Książkiewicz, 1959).

Przeciwko tej tezie Kuenena wysunąć można kilka poważnych zastrzeżeń. Ocenę ilości materiału grubookruchowego dostarczanego przez masyw górski oparł Kuenen na przykładach rzek alpejskich, które niosą duże ilości materiału żwirowego. Materiał żwirowy jest jednak bardzo szybko niszczony z chwilą, gdy znajdzie się w środowisku litoralnym.

Osady współczesnych prądów zawiesinowych składane w basenach przylegających do górzystego wybrzeża południowej Kalifornii zawierają żwiry tylko w kanionach podmorskich i górnej części podmorskich stożków usypanych u wylotu tych kanionów (D. S. Gorsline i K. O. Emery, 1959).

Hipoteza o pochodzeniu materiału detrytycznego fliszu Karpat polskich ze starszych skał piaskowcowych pokrywających śródgeosynklinalną kordylierę nie znajduje potwierdzenia w składzie mineralnym piaskowców fliszowych. W seriach zawierających egzotyki takie same skały występują w postaci otoczaków i drobnych okruchów skalnych we frakcjach piaszczystych. Na zgodność elementów mineralnych w piaskowcach i w egzotykach zwrócił już uwagę S. Kreutz (in: J. Nowak, 1927). Nie można całkowicie odrzucać możliwości pochodzenia materiału okruchowego piaskowców fliszowych Karpat polskich ze starych skał osadowych, w tym i piaskowców karbońskich. Dla niektórych ogniw dolnokredowych fliszu pochodzenie takie jest wysoce prawdopodobne. Jednak piaskowce fliszowe, których materiał klastyczny pochodzi z erozji starszych piaskowców, wyróżniają się bardzo specyficznym składem mineralnym. Przykładem są gruboławicowe piaskowce dolnych warstw lgockich, których materiał pochodzi z północnego obrzeżenia geosynkliny karpackiej, prawdopodobnie z erozji piaskowców karbońskich, na co wskazują licznie występujące okruchy węgla. Te grubo i średnio ziarniste piaskowce nie zawierają okruchów skał, a skalenie są w nich całkowicie rozłożone. Piaskowce dolnych warstw lgockich są zupełnie niepodobne do piaskowców fliszowych, których materiał pochodzi z kordy-

liery śląskiej. Można więc przyjąć, że materiał klastyczny dostarczany przez kordylierę śląską pochodził głównie z erozji skał krystalicznych, a pokrywa osadowa kordyliery odgrywała mniejszą rolę jako źródło materiału klastycznego. Pokrywa ta składała się z fliszu dolno- i środkowokredowego osadzonego na obszarze kordyliery przed jej wypiętrzeniem, przedfliszowych, mezozoicznych i paleozoicznych skał osadowych i wulkanicznych oraz osadów marglisto-wapiennych tworzących się współcześnie z fliszem na nieaktywnych odcinkach kordyliery (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1965).

WIELKOŚĆ WYPIĘTRZENIA I ROZMIARY KORDYLIERY

Próbę oceny wielkości wypiętrzenia i rozmiarów kordyliery przeprowadzić można w oparciu o dane uzyskane z analizy składu serii śląskiej. W serii tej materiał klastyczny warstw godulskich pochodzi z erozji pokrywy osadowej i metamorficznej, a materiał piaskowców i zlepieńców warstw istebniańskich z erozji plutonicznego trzonu kordyliery (R. U n r u g, 1963).

W gruboławicowych piaskowcach i zlepieńcach występujących w spągu warstw godulskich wśród okruchów skał metamorficznych przeważają łupki serycytowe, częste są też okruchy łupków chlorytowych. Wyżej w profilu warstw godulskich występują licznie łupki muskowitowe i biotytowe, przy czym ilość ich zmniejsza się wyraźnie w najwyższej części warstw godulskich. Można więc przyjąć, że podczas sedymentacji warstw godulskich została zerodowana cała strefa łupków biotytowych i muskowitowych. Miąższość strefy łupków mikowych w obszarach regionalnego metamorfizmu podawana w literaturze wynosi około 3000 m (J. J u n g i M. R o c q u e s, 1952; fide F. J. T u r n e r i J. V e r h o o g e n, 1960, p. 492; N. G. S u d o w i k o w, 1964, fig. 67). Występowanie w warstwach godulskich okruchów gnejsów i granitów wskazuje jednak, że erozja sięgała głębiej.

Sumaryczną miąższość skał zerodowanych podczas sedymentacji warstw godulskich, a mianowicie:

pokrywy fliszu środkowo- i dolnokredowego,
przedfliszowych skał osadowych,
łupków serycytowo-chlorytowych,
łupków muskowitowo-biotytowych,
gnejsów i granitów

ocenić można na 5000 m.

Miąższość warstw godulskich zmienia się w granicach od 2000 do kilkudziesięciu metrów. Jeśli przyjąć jako średnią miąższość 1000 m, to powierzchnia tej części kordyliery śląskiej, która dostarczała materiału klastycznego do basenu sedymentacyjnego warstw godulskich, była około 5-krotnie mniejsza od powierzchni zajętej przez warstwy godulskie. Szerokość strefy występowania warstw godulskich w zrekonstruowanym basenie geosynklinalnym wynosi około 40 km, szerokość północnych zboczy kordyliery śląskiej wynosiłaby zatem około 8 km, a szerokość całej kordyliery wraz ze zboczami południowymi dostarczającymi materiału do basenu sedymentacyjnego serii magurskiej mogła wynosić około 12 km. Biorąc pod uwagę, że pas występowania warstw godulskich może być dłuższy od kordyliery dostarczającej materiału klastycznego i dodając 50% do ocenianej szerokości kordyliery otrzymujemy około 18 km.

Jeśli przyjmiemy, że sedymentacji warstw istebniańskich odpowiada erozja dalszych 5000 m głównie gnejsów i skał plutonicznych otrzymujemy 10 000 m jako wielkość całkowitego wypiętrzenia kordyliery podczas cenomańsko-paleoceńskiego megarytmu denudacyjnego.

Nie jest rzeczą pewną, czy we współczesnych strefach tektonicznie aktywnych znaleźć można odpowiednik śródgeosynklinalnych kordylier morza fliszowego Karpat. Warto jednak zwrócić uwagę na bardzo znaczne i szybkie ruchy podnoszące z południowej części archipelagu Molukków, gdzie plioceńsko-pleistoceńskie wapienie rafowe i terasy rzeczne występują na wysokościach kilkuset do tysiąca metrów n.p.m., a na wyspie Ceram morski pliocen znajduje się na wysokości 3000 m n.p.m. (Ph. H. Kuenen, 1950).

Znane są również obszary, jak na przykład w Newadzie (basin and range province), w których wąskie, tektonicznie aktywne grzbiety dostarczają ogromnych ilości materiału klastycznego wypełniającego zapadliska (S. Dżułyński, 1963).

Zdaje się więc nie ulegać wątpliwości, że ilość materiału klastycznego fliszu może być wytłumaczona erozją stosunkowo niewielkich kordylier, bez potrzeby postulowania w rekonstrukcjach paleogeograficznych istnienia rozległych lądów rozdzielających baseny fliszowe. Wniosek ten oparty na przesłankach facjalnych i sedymentologicznych znajduje potwierdzenie w wynikach badań petrograficznych.

*

* *

Pragnę wyrazić podziękowanie Prof. dr M. Książkiewiczowi za życzliwą opiekę podczas przygotowywania niniejszej pracy. Dziękuję również Prof. dr M. Kamieńskiemu, doc. dr Cz. Peszatowi i dr J. Rutkowskiemu za umożliwienie mi zapoznania się z ich pracą dotyczącą zmienności składu i klasyfikacji piaskowców fliszowych przed jej opublikowaniem. Prof. dr S. Dżułyńskiemu, dr R. Gradzińskiemu, dr A. Radomskiemu i doc. dr S. Gerochowi składam podziękowanie za liczne dyskusje.

Katedra Geologii
Uniwersytetu Jagiellońskiego

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

Alexandrowicz S. W., Bogacz K., Węcławik S. (1966), Piaskowce litotamniowe we fliszu magurskim okolic Krościenka nad Dunajcem (Les grès à Lithotamnium dans le flysch de Magura des environs de Krościenko sur Dunajec), *Zesz. Nauk. AGH* No 123, *Geologia* z. 7, pp. 39—61.

Allen J. R. L. (1962), Petrology, origin and deposition of the highest Lower Old Red Sandstone of Shropshire, *J. Sediment. Petrology*, 32, pp. 657—697.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K. (1963), Stratigraphie des Karpates externes polonaises, *Biul. Inst. Geol.* 181, pp. 5—174.

Bromowicz J., Rowiński Z. (1965), Kilka uwag o piaskowcach fliszu podhalańskiego (Some remarks on the sandstones from the Podhale Flysch), *Kwart. geol.* 9, pp. 837—856.

Burtan J., Konior K., Książkiewicz M. (1937), Mapa Geologiczna Karpat Śląskich (Carte Géologique des Karpates de Silesie), Wyd. Śląskie PAU, Kraków, 104 p.

Burtan J., Sokołowski S. (1956), Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich, *Prz. geol.* nr 10, pp. 457—458.

Burtan J., Szczurowska J. (1964), Minerały ciężkie warstw godulskich okolicy Myślenic i Wiśniowej, *Kwart. geol.* 8, pp. 980—981.

Carozzi A. V. (1960), Microscopic Sedimentary Petrography, Wiley, New York, 485 p.

Ciszewska K., Książkiewicz M. (1937), Ein Vergleich des Wienerwald--Flysches mit dem Karpaten-Flysch, *Bull. Acad. Pol. Sc. sér. A*, pp. 493—507.

Dapples E. C., Krumbein W. C., Sloss L. L. (1953), Petrographic and lithologic attributes of sandstones, *J. Geol.*, 61, pp. 291—317.

Dott R. H. Jr. (1964), Wacke, graywacke and matrix — what approach to immature sandstone classification. *J. Sediment. Petrology*, 34, pp. 625—632.

Dżułyński S. (1963), Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych (Directional structures in Flysch), *Studia geol. pol.*, 13, 136 p.

Dżułyński S., Kuenen Ph. H., Książkiewicz M. (1959), Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains, *Bull. Geol. Soc. America*, 70, pp. 1089—1118.

Dżułyński S., Ślączka A. (1959), Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich (Directional structures and sedimentation of the Krosno Beds), *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, pp. 206—258.

Dżułyński S., Smith A. (1960), Flisz jako facja (Flysch facies), *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, pp. 245—266.

Ferm J. G. (1962), Petrology of some Pennsylvanian Sedimentary rocks, *J. Sediment. Petrology*, 32, pp. 104—123.

Fischer G. (1933), Die Petrographie der Grauwacken, *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 54, pp. 320—343.

Gaweł A. (1950), O procesach silifikacji w Karpatach (La silification dans le flysch Karpatique), *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20, pp. 169—191.

Gorsline D. S., Emery K. O. (1959), Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica Basins off Southern California, *Bull. Geol. Soc. America*, 70, pp. 279—290.

Jaksa Bykowski Cz. (1926), Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magurskiego okolic Krościenka nad Dunajcem (Contribution à l'étude pétrographique du Flysch de Magura des environs de Krościenko sur le Dunajec), *Arch. Miner. TNW*, 1, pp. 123—138.

Jaskólski S. (1939), Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 23, 97 p.

Jung J., Rocques M. (1952), Introduction à l'étude zonéographique des formations crystallophylliennes, *Serv. Carte Géol. France Bull.* 50, no. 235.

Kamieński M., Peszat Cz., Rutkowski J. (1963), Litologia piaskowców grodziskich (Karpaty fliszowe), (Lithology of Grodischt sandstones in the Flysch Carpathians), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, pp. 11—43.

Kamieński M., Peszat Cz., Rutkowski J. (1967), Zmienność petrograficzna piaskowców karpackich i zagadnienie ich klasyfikacji, *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 37,

Kelling G. (1962), The Petrology and Sedimentation of Upper Ordovician Rocks in the Rhinns of Galloway, South-West Scotland, Trans. Roy. Soc. Edin. 65, pp. 107—137.

Konior K. (1938), Zarys budowy geologicznej w obrębie arkusza Biała-Bielsko

(Études sur la structure géologique du bord carpatique dans la région de Biała-Bielsko). *Pr. geol. śląs.* 5, 94 p. Kraków.

Kreutz S. (1927), Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven, *Bull. Int. Acad. Sc. Lettr. Ser. A,* 7, pp. 315—448.

Kreutz S., Gaweł A. (1927), Essai d'une caractéristique des roches dans le profil Borysław — Mraźnica — Schodnica. *Mém. I Réun. Ass. Karpat. en Pologne 1925,* pp. 23—68, Warszawa.

Krysowska-Iwaszkiewicz M., Unrug R. (1967), Heavy Minerals in the Flysch of the Polish Western Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc. série sc. géol. géogr.* 15, pp. 57—64.

Książkiewicz M. (1935), Die äussere Karpatische Klippenzone bei Andrychów, *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. A,* pp. 92—106, 209—233.

Książkiewicz M. (1951), Objaśnienia do arkusza Wadowice, Inst. Geol., 283 p.

Książkiewicz M. (1956 a), Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim (Stratigraphy of the Magura Series in the Średni Beskid (Middle Beskid), *Prz. geol.* 4, nr 10, p. 471.

Książkiewicz M. (1956 b), Geology of the northern Carpathians, *Geol. Rdsch.* 45, pp. 369—411.

Książkiewicz M. (1960 a), Outline of the Palaeogeography in the Polish Flysch Carpathians, *Pr. Inst. Geol.* 30, cz. 2, pp. 236—249.

Książkiewicz M. (1960 b), Pre-Orogenic Sedimentation in the Carpathian Geosyncline, *Geol. Rdsch.* 50, pp.8—31.

Książkiewicz M. (Redaktor), (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne (Geological Atlas of Poland — Stratigraphic and Facial Problems) 13, Inst. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M. (1965), Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpates du Nord, *Bull. Soc. Géol. France 7-e série,* 7, pp. 443—455.

Książkiewicz M. (1966), Geologia Regionu babiogórskiego, *Przewodnik 39 Zjazdu Pol. Tow. Geol.,* pp. 5—58, Inst. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., Leško B. (1959), On the Relation between the Krosno and the Magura Flysch, *Bull. Acad. Pol. Sc., Série sc. géol. géogr.* 7, pp. 773—780.

Kuenen Ph. H. (1950), Marine Geology, Wiley, New York, 551 p.

Kuenen Ph. H. (1958), Problems concerning source and transportation of flysch sediments, *Geol. en Mijnb.* 20, pp. 329—339.

Łoziński J. (1957), Porównanie zespołów minerałów ciężkich fliszu podhalańskiego, aalenu fliszowego w pasie skałkowym i egzotyków jurajskich z Bachowic (The comparison of Heavy Minerals of the Podhale Flysch, Flysch Aalenian in the Klippen Belt with the Jurassic Exotics from Bachowice), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 26, pp. 157—164.

Łoziński W. (1925), Die geologischen Bedingungen und die Prognose der karpatischen Erdölvorkommens in Polen, *Z. Oberschles. Berg- u. Hütten. Ver.* 4/5, Katowice.

Małkowski S. (1923), Sprawozdanie z badań fliszu magurskiego i fliszu granicznego w okolicy Krościenka nad Dunajcem (Compte rendu des explorations géologiques du Flysch des environs de Krościenko sur le Dunajec), *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 2, pp. 17—26.

Nowak J. (1927), Zarys tektoniki Polski (Esquisse de la téctonique de Pologne), 160 p., Kraków.

Nowak W. (1957), Seria śląska w dorzeczu Wielkiej Puszczy (Beskid Mały) (The Silesian Series in the basin of the river Wielka Puszcza, Beskid Mały, Western Carpathians), *Kwart. geol.,* 1, pp. 513—540.

Nowak W., Szczurowska J. (1964), Wyniki badań minerałów ciężkich oraz

uwagi o paleogeografii dolnej i górnej kredy śląskiej i podśląskiej Karpat Bielskich, *Kwart. geol.* 8, p. 975.

Obuchowicz Z. (1957), Wstępne badania nad rozpoziomowaniem warstw krośnieńskich (Oligocen) centralnej depresji karpackiej (Introductory investigations on the division into horizons of the Krosno Beds (Oligocene) of the Central Carpathian Depression), *Biul. Inst. Geol.* 116, 128 p.

Okada H. (1966), Non-greywacke „turbidite" sandstones in the Welsh geosyncline, *Sedimentology* 7, pp. 211—232.

Pettijohn F. J. (1954), Classification of sandstones, *J. Geol.* 62, pp. 360—365.

Pettijohn F. J. (1957), Sedimentary Rocks, 2-nd ed., Harper, New York, 718 p.

Plas van der L., Tobi A. C. (1965), A Chart for Judging the Reliability of Point Counting Results, *Amer. J. Sc.*, 263, pp. 87—90.

Rech-Frollo M. (1958), Remarques sur la genèse du ciment des grès du flysch, *Ecl. geol. Helv.* 51, pp. 1038—1042.

Rech-Frollo M. (1960), Flysch et Molasse, *Bull. Soc. Geol. France, 7-e série*, 2, pp. 752—757.

Shiki T. (1959), Studies on Sandstones in the Maizuru Zone, Southwest Japan. I — Importance of some relations between mineral composition and grain size, *Mem. Coll. Sc. Univ. Kyoto, Ser. B.* 25, pp. 239—246.

Shiki T. (1961), Studies on Sandstones of the Maizuru Zone, Southwest Japan. II — Graded Bedding and Mineral Composition of the Maizuru Group, *Mem. Coll. Sc. Univ. Kyoto, Ser. B*, 27, pp. 293—308.

Sikora W., Żytko K. (1960), Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca (Geology of the Beskid Wysoki south of Żywiec), *Biul. Inst. Geol.* 141, pp. 61—204.

Skoczylas-Ciszewska K., Kamieński M. (1959), O facji inoceramowej warstw istebniańskich pogórza Wiśnicko-Rożnowskiego, *Kwart. geol.*, 3, pp. 977—995.

Smulikowski K. (1946), Z petrografii warstw godulskich okolicy Jaworza na Śląsku Cieszyńskim, *Spraw. Pozn. TPN* 13, Poznań.

Smulikowski K. (1955), Minerały skałotwórcze, 360 p., Warszawa.

Stanley D. J. (1961), Études sédimentologiques des grès d'Annot et de leur équivalents latéraux, These, Univ. Grenoble, 158 p.

Sudovikov N. G. — Судовиков Н. Г. (1964), Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, Изд. Ленинград. Унив., 550 p.

Szymakowska F. (1966), Płaty magurskie z okolicy Jasła oraz ich stosunek do strefy przedmagurskiej (Outliers of the Magura nappe in the Jasło area and their relation with the Fore-Magura Series), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 36, pp. 41—63.

Szymakowska F., Morgiel J. (1964), Margle fukoidowe serii śląskiej w Kobylu. Senonian fucoid marls in the Silesian series at Kobyle (Central Northern Carpathians), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 34, pp. 447—477.

Ślączka A., Unrug R. (1966), Z badań nad strukturami sedymentacyjnymi i petrografią niektórych serii piaskowcowych z łupków menilitowych Karpat (Sedimentary structures and petrology of some sandstone members of the Menilite Beds, Carpathians), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 36, pp. 155—180.

Turnau-Morawska M. (1954), Petrografia skał osadowych, 444 p., Warszawa.

Turnau-Morawska M. (1956), Zagadnienie genetyczne klasyfikacji piaskowców (The problem of genetic classification of sandstones), *Arch. Miner.* 20, pp. 169—190.

Turner F. J., Verhoogen J. (1960), Igneous and Metamorphic Petrology 2nd ed. Mc Graw-Hill, 694 p.

Unrug R. (1963), Warstwy istebniańskie — studium sedymentologiczne (Istebna Beds — a Fluxoturbidite Formation in the Carpathian Flysch), *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 33, pp. 49—92.

Warren P.T. (1963), The Petrography, Sedimentation and Provenance of the Wenlock Rocks near Hawick, Roxburgshire, *Trans. Edinb. Geol. Soc.* 19, pp. 225—255.

Vassoevich N.B. — Вассоевич Н.Б. (1957), Флиш и тектонична обстановка его образования. Конгр. Инст. Геол. 20 сесс. Сек. V, pp. 303—324, Мексико.

Wieser T. (1948), Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic (Crystalline exotic blocks in the Silesian Cretaceous of the Wadowice area). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 18, pp. 37—150.

Wieser T. (1963), Charakterystyka petrograficzna piaskowców magurskich z Beskidu Średniego (Petrographic description of the Magura sandstones from the Middle Beskid Range), *Kwart. geol.* 7, pp. 282—293.

Wieser T. (1966), Z petrografii regionu Babiej Góry, *Przew. 39 Zjazdu Pol. Tow. Geol.* pp. 91—100, Warszawa.

Williams H., Turner F.J. and Gilbert C.M. (1954), Petrography — An introduction to the study of rocks in thin sections, San Francisco.

Zerndt J. (1924), Petrographische Studien über Karpathen Sandsteine der Umgegend von Ciężkowice, *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. A,* pp. 195—218.

Zerndt J. (1927), Mikroskopische Zirkone als Leitmineralien, *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. A,* pp. 363—377.

SUMMARY

Abstract: Flysch sandstones of the Polish Western Carpathians, the material of which was derived from the intrageosynclinal Silesian cordillera are described. The variation of mineral composition within the individual formations and members is related with the mean grain size, the nature of the relation being probably exponential. The calcareous cement common in the flysch sandstones is primary, and was formed by recrystallization of calcareous detritus which played the same role as the detrital matrix in the processes of transport and deposition of the clastic material by turbidity currents. The vertical variation of mineral composition of the flysch sandstones provide data for the reconstruction of the evolution of the Silesian cordillera. Four „denudation megarythms", in which various parts of the cordillera were uplifted and eroded, are distinguished. An estimation of the magnitude of uplift and of the width of the cordillera is presented.

INTRODUCTION

Progresses in basin analysis and stratigraphic studies of the Polish Flysch Carpathians created favourable conditions for petrographic investigations of the flysch sandstones and for detailed reconstructions of the principal source areas of the clastic material. The extracarpathian reader is referred to synthetic papers by M. Książkiewicz, (1956, 1960 b, 1962) and F. Bieda el all. (1963), for a general picture of geology, sedimentation, palaeogeography and stratigraphy of the Polish Flysch Carpathians.

It is generally accepted that the detrital material of the Carpathian flysch rocks was derived from marginal and intrageosynclinal tectonic lands, usually referred to as cordilleras. In the Polish Western Carpathians the intrageosynclinal Silesian Cordillera was the most important

source of clastics. This cordillera was parallel to the long axis of the flysch trough and divided it into two basins, viz. the northern Silesian basin and the southern Magura basin.

Rocks deposited in these two basins were stripped off their basement during the orogeny, and form now the two principal nappes of the Western Carpathians. Between the Silesian nappe and the superimposed Magura nappe there exist a smaller structural unit called the Fore-Magura nappe, consisting of a distinctive lithologic series. The sedimentary basin of the Fore-Magura series had a complex depositional history. In upper Cretaceous and Palaeocene times it formed part of the Magura basin and received clastics from the north; during most of the Eocene it was filled with marls and shales, while in the latest Eocene and Oligocene times it formed part of the Silesian basin and received clastics from the south (M. Książkiewicz and B. Lešk o, 1959).

Inferences about the petrographic composition of the cordilleras were based hitherto exclusively on the presence of „exotic" pebbles in the flysch conglomerates. A recent summary of the problems of the cordilleras of the Carpathian flysch sea was presented by M. Książkiewicz (1965). The major advantage of the study of rock fragments in sandstones is the nearly continuous evidence of the progressing erosion and movements within the source area of the clastic material.

PETROLOGY

The aim of the present study was to determine the petrographic composition of the sandstones of the Silesian series, the Fore-Magura series and the Magura series, the material of which was derived from the Silesian cordillera. The sampled profiles, shown in Fig. 1 covered: in the Silesian series — Upper Cenomanian — Oligocene, in the Fore-Magura series — Upper Senonian — Oligocene, and in the Magura series — Upper Senonian — Eocene. Each lithostratigraphic formation, or lithologically distinct sandstone member within a complex formation, was represented by 10 samples, covering as fully as possible the grain size range. Only in a few cases of poorly exposed sandstone members the number of samples was reduced to five. On the whole 224 samples were examined in thin sections. Two hundred points were counted in each thin section and the content of the mineral constituents of the sandstones was estimated with an accuracy of ± 2—7 per cent at 95 per cent confidence level (L. Van der Plas and A. C. Tobi, 1965). Percentages of various kinds of feldspars and of fragments of various rock types were established by grain counting in the same thin sections. The mean grain size of the samples was calculated from measurements of 50 grains in a thin section.

Descriptions, ranges and average contents of the constituents of the sandstones are given in the polish text, and the average composition is presented in Fig. 2, Fig. 3 and Fig. 4.

Two heavy minerals assemblages are present in the flysch sandstones of the Polish Western Carpathians (M. Iwaszkiewicz-Krysowska and R. Unrug, 1967). Garnet-rich assemblages are characteristic for the Magura series and the Fore-Magura series, while the Silesian series contains alternating zircon-rich and garnet-rich assemblages (Fig. 5 and Fig. 6).

The roundness of quartz grains in the 0,25—0,50 mm grade is presented in Table 1, and in Fig 7 and Fig. 8. The characteristic variations of quartz grains roundness in the profiles of the investigated series will be discussed later.

THE RELATION BETWEEN GRAIN SIZE AND COMPOSITION OF THE FLYSCH SANDSTONES

The existence of a relation between grain size and composition of sandstones is generally accepted, but the nature of this relation is not well known. In the present study it was assumed that the relation between grain size and the content of the individual constituents of the sandstones is exponential, on the basis of data published by Ferm (1962), Shiki (1959, 1961) and Warren (1963). Kelling (1962) suggested a linear relationship, but his pooled data concerning various lithostratigraphic formations are not convincing. The relation between grain size and the composition of the investigated sandstones is shown in Fig. 2, Fig. 3 and Fig 4 in the extreme right column. The plots of the content of individual mineral constituents of the sandstones versus mean grain size of the samples were smoothed by moving average and graphic procedures.

The changes of the content of mineral constituents of the sandstones related with grain size variation can be summarized as follows:

— the content of cement and matrix increases with decreasing mean grain size. The rare exception to this rule are caused by development of secondary silica cement which was counted together with detrital quartz, as the secondary enlargement rims are not distinct. In a few other cases the decrease of the content of cement or matrix with decreasing grain size is small, and lies within the limits of the accuracy of the determination of the mineral composition.

The content of quartz usually decreases with decreasing mean grain size; this is accompanied by a increase of the content of micas and cement or matrix. An increase of the content of quartz with decreasing mean grain size was noted in sandstones rich in rock fragments and feldspars, which are rapidly eliminated from the finer grades by weathering and mechanical wear prior to final deposition.

The content of feldspars decreases with decreasing mean grain size. The exceptions to this rule occur in sandstones rich in limestone rock fragments the content of which decreases more rapidly than the content of feldspars.

The content of rock fragments always decreases, and the content of micas increases with decreasing mean grain size.

The variation of the content of glauconite do not show constant trends. It seems that there is a maximum of glauconite content in the investigated sandstones in the grade 0,25—0,125 mm.

CEMENT AND MATRIX IN THE FLYSCH SANDSTONES

The variety of cement and matrix types is characteristic for the Flysch sandstones of the Western Carpathians.

Three general classes of the binding material were distinguished, namely:

A) homogenous binding material; pure calcite cement and pure detrital matrix belong to this class.

B) non-homogenous, binding material, uniform within a formation; this class comprise: detrital matrix impregnated with calcite; mixtures of clay matrix and calcite cement; clay matrix and calcite-silica cement; clay-chlorite matrix and silica cement; chlorite matrix and calcite cement; and chlorite matrix and calcite-silica cement.

C) binding material differentiated within a formation, both between beds and within beds; in this class occur:
   — detrital matrix, often with admixtures of clay and/or chlorite matrix, or calcite and/or silica cement, and calcite cement often with admixtures of silica; —
   — detrital matrix, with the admixtures listed above, and silica cement
   — calcite cement, and silica cement with admixtures of clay and chlorite matrix.

The distribution of these classes and types of matrix and cement is presented in Table 2.

The calcite cement present in the flysch sandstones of the Carpathians is of primary origin and has a mixed biogenic and detrital character. This idea set forth by A. G a w e ł (1950) was fully corroborated in the present study. The most abundant calcite cement occurs in sandstones containing a large amount of calcareous organic detritus and limestone fragments. It seems certain that the detrital material of such sandstones redeposited by turbidity currents contained large amounts of fine-grained, calcareous detritus which formed the cement of the turbidite beds. The primary character of the calcite cement is also indicated by the occurrence of rocks in which the detrital grain are floating in the cement not contacting each other. Such a texture can not be formed by precipitation of the calcite in the voids of a detrital framework (A. V. C a r o z z i, 1960; D. J. S t a n l e y, 1961; M. R e c h - F r o l l o, 1958). Also the occurrence and state of preservation of calcareous organic debris suggest the absence of important cement implacement processes in the sandstones studied. The primary detrital character of the calcareous cement is usually obliterated by recrystallization, but in some of the formations studied it is still visible. The calcareous detritus played the same role as the detrital matrix in the processes of transportation and deposition of the clastic material by turbidity currents.

In some formations characterized by differentiation of the binding material within beds, the calcite cement is present in samples taken at the top of the beds, while matrix is present in samples taken at the base of the beds. In some formations a reverse distribution of calcite cement and matrix is found.

Both these distributions can be explained as resulting from the relation of the grain size distribution in the non-calcareous detrital matrix and the calcareous detritus, and the separation of these two constituents in a turbidity current. If the matrix was coarser than the calcareous detritus it was deposited in the lower part of the bed, while the finer calcareous detritus was deposited in the upper part of the graded bed. The reverse distribution seems to be related with the occurrence of calcareous detritus coarser than the detrital matrix.

CLASSIFICATION OF THE FLYSCH SANDSTONES

The variation of the composition of the sandstones related with the variation of grain size creates difficulties for the classification of the described sandstones. The classification proposed by R. H. Dott (1964) was adopted in the present study. The composition of the detrital framework is shown in the Figures 9—16, and the classification of the sandstones in terms of the type of binding material is shown in Table 3. It should be stressed upon that even with the use of the simple Dott's classification a major part of the investigated sandstones can not be ascribed to one petrographic type.

In the light of the preceding discussion of the origin of the calcite cement it is clear that the distinction between arenites characterised by the presence of cement, and wackes characterised by the presence of detrital matrix is purely descriptive and does not bear genetic implications.

Taking into account the wide range of petrographic varieties of the flysch sandstones, the lack of petrographic criteria in definitions of flysch (e.g. S. Dżułyński and A. Smith, 1960; N. B. Wassoiewicz, 1957) is fully justified.

THE HISTORY OF UPLIFT AND EROSION OF THE SILESIAN CORDILLERA

Source-rock indexes

A set of six source-rock indexes was used for the estimation of the progress of erosion of the Silesian cordillera which supplied the detrital material of the sandstones studied. The set consisted of the following indexes:

— the microperthite index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{microperthitic orthoclase} + \text{microcline}}{\text{non-perthitic orthoclase} + \text{microcline}}$$

— the feldspar index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{feldspars}}{\text{rock fragments}}$$

— the metamorphic quartz index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{metamorphic quartz}}{\text{vein quartz}}$$

— the metamorphic and sedimentary rocks index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{metamorphic and sedimentary rock fragments}}{\text{igneous rock fragments}}$$

— the micaschist index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{micaschist fragments}}{\text{gneiss fragments}}$$

— the sedimentary rocks index, defined as the ratio:

$$\frac{\text{sedimentary rock fragments}}{\text{metamorphic rock fragments}}$$

The values of the indexes were calculated from the average contents of mineral and lithic constituents in the individual formations or members, as presented in Fig. 2, Fig. 3, and Fig. 4. The feldspar index and the metamorphic quartz index are based on volume percentages obtained by point counting; the remaining indexes are based on number percentages obtained by grain counting. The indexes were not calculated for the fine-grained sandstones not containing lithic fragments.

The variation of any single index is thought to be not sufficient for the evaluation of the petrographic nature of the source area of clastics. Instead, the set of indexes provides a good insight into the variation of the composition of the clastic material which can be interpreted in terms of changes of the petrography of the source area due to the combined effect of uplift and erosion.

The interpretation of the vertical variation of the indexes is based on the assumption that the Silesian cordillera consisted of a plutonic core mantled by metamorphic and sedimentary rocks (T. W i e s e r, 1948; M. K s i ą ż k i e w i c z, 1965). The vertical variation of the values of the indexes for sandstones deposited in the Silesian basins and in the Magura basins is presented in Table 4 and Table 5, and shown graphically in Fig. 17 and Fig. 18.

The formations of the Fore-Magura series are placed together with the Silesian series or with the Magura series, according to the general direction of supply of the detrital material.

Trends in the vertical variation of the values of the petrographic indexes permit to divide the history of the Silesian cordillera and the adjacent Silesian basin and Magura basin into four episodes named here „denudation megarhythms". In each of the denudation megarhythms the direction of supply of the detrital material was stable and the trends in the values of the petrographic indexes indicate the progressing erosion unroofing the plutonic core of the cordillera. The passage from one denudation megarhythm to another is associated with a change in the direction of supply of the detrital material and major changes in the values of the petrographic indexes suggesting an uplift of a new part of the cordillera and erosion of rocks mantling the plutonic core of the cordillera.

The first denudation megarhythm covers the Upper Cenomanian — Palaeocene in the Silesian basin, and Upper-Senonian — Palaeocene in the Magura basin. The trends in values of the petrographic indexes going upwards in the stratigraphic sequence in the Silesian basin are: increase of the microperthite index, and of the feldspar index, decrease of the metamorphic and sedimentary rocks index, of the micashist index and of the sedimentary rocks index. The metamorphic quartz index shows no systematic variation. The palaeocurrent direction is from the south-west. The pebbly mudstones of the Lower Istebna beds are characterised by values of the petrographic indexes not fitting the general trends. The nature of the source rock of the detrital material of these pebbly mudstones is discussed in an earlier paper (R. U n r u g, 1963). In the Magura basin the trends are somewhat less distinct in this sedimentary megarhythm, but there is an increase of the microperthite index, and a decrease of the metamorphic quartz index and of the metamorphic and sedimentary rocks index. The remaining indexes do not show systematic variation. The paleocurrent direction is from the north-west.

In the both basins the trends of the sedimentary indexes indicate a gradual reduction of the sedimentary and metamorphic cover in the source area of clastics and an increase of the proportion of material supplied by plutonic rocks.

The second denudation megarhythm covers only the Lower Eocene and comprise only one formation, viz. the Ciężkowice sandstones, present in both the Silesian basin and the Magura basin. This megarhythm is individualized by a change of the values of nearly all petrographic indexes, and by a change of the direction of supply of the clastic material which was south-north in the Silesian basin, and north-south in the Magura basin. These changes are interpreted as resulting from an uplift of a portion of the Silesian cordillera situated east of the portion of the cordillera eroded during the first denudation megarhythm.

The third denudation megarhythm covering the Middle and Upper Eocene is poorly marked in the Silesian basin, while in the Magura basin rocks belonging to this stratigraphic interval form the bulk of the Magura series.

The Middle and Upper Eocene sandstones of the Silesian series did not provide data for the calculation of the petrographic indexes other than the metamorphic quartz index, because of their small content of feldspars and rock fragments. In the Magura series the petrographic indexes display well defined trends: increase of the microperthite index and of the feldspars index, decrease of the metamorphic quartz index, of the metamorphic and sedimentary rocks index and of the micashist index. The sedimentary rocks index do not show systematic variations. In this megarhythm the direction of transport of the detrital material was from the north-east, and it is concluded therefore that an uplift of a portion of the cordillera situated farther east occurred at the beginning of the Middle Eocene. The sedimentary and metamorphic cover was gradually removed from the newly uplifted portion of the cordillera.

The fourth denudation megarhythm covers the Uppermost Eocene and the Oligocene, and is represented by the Krosno beds of the Fore-Magura series and of the Silesian Series. The values of the petrographic indexes were calculated for the Krosno beds of the Fore-Magura series, which are characterized by low microperthite index and feldspar index, and by high metamorphic quartz index, metamorphic and sedimentary rocks index, micashist index and sedimentary rocks index. The direction of transport of the detrital material being from the south-east, it is assumed that a new portion of the cordillera still bearing its sedimentary and metamorphic cover was uplifted east of the section studied in the Latest Eocene.

The evidence supplied by the petrographic indexes and the current direction suggest an eastward displacement of the uplifted part of Silesian cordillera during the consecutive denudation megarhythm. This evidence combined with the palaeocurrent and facies analysis of the Fore-Magura Series indicate that the uplifted part of the cordillera was also shifted southward, so that during the first and second denudation megarhythm the cordillera was situated north of the basin of the Fore-Magura series, while during the third and the fourth denudation megarhythm it was situated south of that basin.

The migration of the uplifted portion of the cordillera resulted in exposing to the action of erosion the non-flysch sedimentary rocks de-

posited on the inactive parts of the cordillera e. g. Lower Eocene numulitic limestone pebbles are present in Middle Eocene Pasierbiec beds of the Magura series. It seems probable that also some flysch rocks were exposed to erosion. The content of quartz and the rounding of quartz increase in the younger formation of both the Silesian series and the Magura series.

This can be the result, at least partly, of the reworking of older flysch sandstones. This confirms the idea of „cannibalism" of the Carpathian flysch basin discussed by M. Książkiewicz (1956).

THE ASYMMETRY OF THE SILESIAN CORDILLERA

The asymmetry of the Silesian Cordillera was recognized on the basis of the distribution of pebbles of exotic rocks present in the flysch conglomerates of the Silesian series and of the Magura series (M. Książkiewicz, 1960 a). Additional evidence on the asymmetry of the Silesian cordillera was obtained during the present study, by comparing the mineral composition of the flysch sandstones of the Silesian series and of the Magura series. The difference in the mineral composition of the sandstones of these two series are marked in the content of microperthitic K-feldspars, plagioklase, biotite and heavy minerals, as well as in most of the petrographic indexes. The distribution of feldspars and of heavy minerals support the hypothesis of the existence of a body of coarse-grained alkaline granite in that part of the Silesian cordillera which supplied the detrital material to the Silesian basin during the first denudation megarhythm.

The thickness of the formations deposited during the individual denudation megarhythms in the Silesian basin and the Magura basin is different (Table 6). This implies that the amounts of clastic material supplied to the sedimentary basins by the northern and the southern slopes of the cordillera were not equal. It is possible that the watershed on the cordillera divided its area into parts of unequal size. It is worth noting that the distinct trends of the values of petrographic indexes in denudation megarhythms are always associated with the thicker sedimentary series.

The problem of the grain size and of the total volume of the clastic material of the Polish Flysch Carpathians was discussed by Ph. H. Kuenen (1958) (see also Dżułyński and Ślączka, 1959; Dżułyński, Książkiewicz and Kuenen, 1959) who came to the conclusion that the major part of the clastic material of the flysch rocks was derived from older sandstones. This conclusion is true for some formations of the Carpathian flysch but it can not be applied to the sandstones of the Silesian series and of the Magura, series the material of which was derived from the Silesian cordillera. The feldspars are often fresh, and the rock fragments present in coarse-grained sandstones represent the same rocks as the large pebbles and boulders present in conglomeratic members of the Carpathian flysch. The flysch formations, for which there is a good reason to believe that their material was derived from older sandstones (e. g. the coarse-grained sandstones of the Lower Lgota beds containing numerous coal pebbles, and the material of which was derived probably from Carboniferous coal-bearing rocks) are lacking rock fragments and contain rare and entirely decomposed feldspars.

THE MAGNITUDE OF UPLIFT AND THE SIZE OF THE SILESIAN CORDILLERA

The problem of dimension of the intrageosynclinal cordilleras in the Carpathian Flysch basin is controversial and difficult to solve. The large amount of detrital material in the Flysch is thought by some authors to require a large landmass as the source of clastics. On the other hand, even allowing for a large crustal shortening in the cross-section of the Carpathians there is no room for such a large landmass within the reconstructed flysch basin. If the clastic material of the Carpathian flysch is derived from a relatively small but rapidly uplifted cordillera what was the magnitude of uplift and what were the dimensions of the cordillera? The answer to this question is further complicated by the existence of the denudation megarhythms. The following estimate is based on the formations of the Silesian series belonging to the first denudation megarhythm (Upper Cenomanian — Palaeocene).

Two formations of the Silesian series belong to the first denudation megarhythm: the Godula beds, and the Istebna beds. The mineral composition and the distribution of rock fragments suggest that during the sedimentation of the Godula beds the sedimentary and metamorphic (chiefly micaschist) cover of the cordillera was eroded, but gneisses and granites supplied also some detrital material. The thickness of micaschists in zones of regional metamorphism is c. 3000 m (J. Jung and M. Roc-ques, 1952, fide F. J. Turner and J. Verhoogen, 1960, p. 492; N. G. Sudowikow, 1964, Fig. 67). Thus the total thickness of rocks eroded on the cordillera during the sedimentation of the Godula beds is estimated as c. 5000 m. The thickness of the Godula beds varies from 2000 m to c. 100 m. Taking 1000 m as the average thickness one can estimate the area of that part of the Silesian cordillera which supplied the clastics to the sedimentary basin of the Godula beds as 5 times smaller than the area covered by the Godula beds (the volume increment due to porosity of the flysch sandstones is neglected). The width of the basin af the Godula beds is about 40 km, therefore the width of the northern slopes of the Silesian cordillera is estimated as c. 8 km. Adding 4 km for the southern slopes supplying clastics to the Magura basin the total estimated width would amount to 12 km. Adding 50 per cent to this estimate to allow for the possibility that the basin of the Godula beds was longer that the cordillera the final estimate would be 18 km.

Assuming that the deposition of the Istebna beds correspond to the erosion of another 5000 m of chiefly gneisses and granites the total estimated uplift of the Silesian cordillera during the first denudation megarhythm would be c. 10 000 m.

It is not sure whether any of the structural elements of recent geosynclinal belts can be compared directly to the reconstructed intrageosynclinal cordilleras of the Carpathian Flysch sea. However it should be pointed out, that in some areas the uplift is extremly rapid, e. g. in the Southern Moluccas (Ph. H. Kuenen, 1950), and in the Basin and Range province in Nevada the relatively narrow ridges supply large amounts of clastic deposited in the basins.

It seems that the amount of clastic material of the Carpathian flysch can be explained by the erosion of relatively small cordilleras, and that there is no need for postulating large lands as sources of clastics in the palaeogeographical reconstructions. This conclusion reached in the pre-

sent paper on the basis of petrographic evidence is conformable with conclusions obtained hitherto on the basis of facial and sedimentological studies of the Carpathian flysch.

Department of Geology
Jagellonian University

OBJAŚNIENIA TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate XV

Fig. 1. Dolne warstwy godulskie gruboławicowe. Ziarna kwarcu rozrzucone w podstawowym mikrokrystalicznym spoiwie kalcytowym. Widoczny fragment litotamnium i ziarno glaukonitu, oraz słaba korozja dobrze obtoczonych ziarn kwarcu. Światło zwyczajne

Fig. 2. Dolne warstwy godulskie cienkoławicowe. Kwarcyt regeneracyjny z glaukonitem. Nikole ×

Fig. 3. Dolne warstwy istebniańskie. Żwirowiec ilasty z obfitą matrix detrytyczną. Światło zwyczajne

Fig. 4. Górne piaskowce istebniańskie. Widoczne ziarno mikropertytu ortoklazowego. Kalcytowe spoiwo podstawowe przekrystalizowane, struktura poikiloklastyczna. Nikole ×

Fig. 1. Lower Godula beds — thick-bedded. Quartz grains dispersed in a microcrystalline calcite cement. Note the Lithotamnium fragment and a glauconite grain. The well rounded quartz grains are slightly corroded by the calcite cement. Ordinary light

Fig. 2. Lower Godula beds, thin-bedded. Glauconitic quartzite. The secondary enlargement rims are not clearly defined. Crossed nicols

Fig. 3. Lower Istebna beds. Pebbly mudstone with abundant detrital matrix. Ordinary light

Fig. 4. Upper Istebna sandstone. Note the orthoclase microperthite and the abundant recrystallized calcite cement. Crossed nicols

Tablica — Plate XVI

Fig. 1. Warstwy inoceramowe cienkoławicowe. Widoczne kompakcyjne deformacje łyszczyków. Światło zwyczajne

Fig. 2. Piaskowce ciężkowickie serii magurskiej. Widoczny duży fragment litotamnium. Spoiwo kalcytowe. Nikole ×

Fig. 3. Górne piaskowce pasierbieckie. Kwarcyt regeneracyjny z reliktami przekrystalizowanego spoiwa kalcytowego. Nikole ×

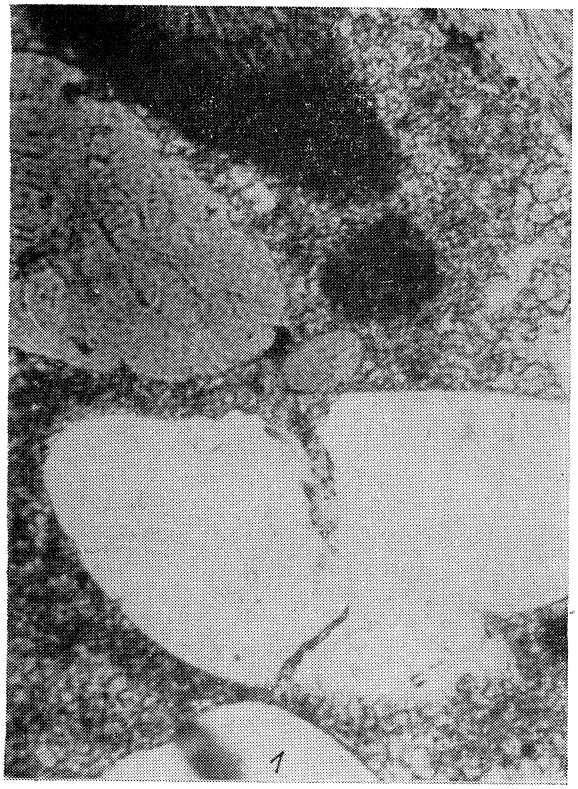
Fig. 4. Piaskowiec magurski. Niejednorodne spoiwo kalcytowo-krzemionkowe. Widoczny przekrój skorupki otwornicy. Nikole ×

Fig. 1. Inoceramian beds, thin-bedded. Micas deformed by compaction. Ordinary light

Fig. 2. Ciężkowice sandstone (Magura series). Note the large Lithotamnium fragment. Calcite cement. Crossed nicols

Fig. 3. Upper Pasierbiec sandstone. Quartzite with relics of recrystallized calcite cement. Crossed nicols

Fig. 4. Magura sandstone. Calcite-silica cement. Crossed nicols

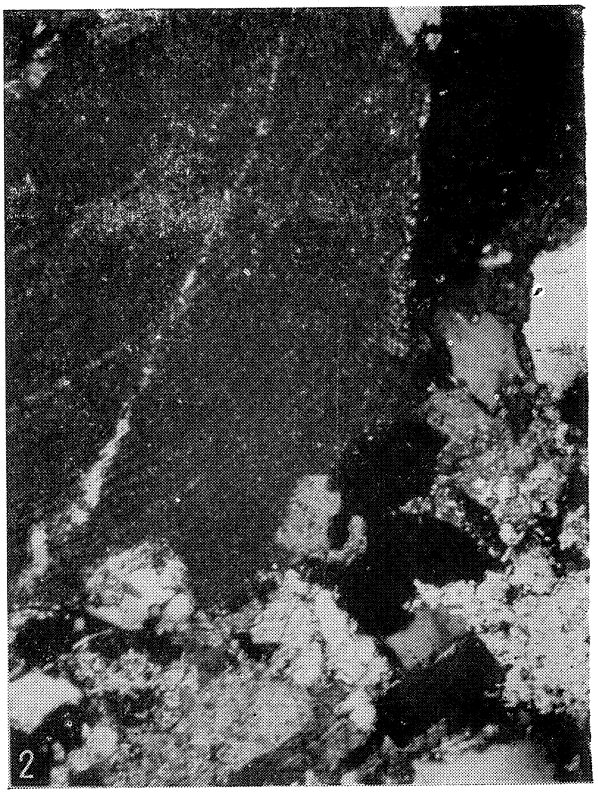

1

2

3

4

1


2

3

4