

Bożena ŁACKA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA METAPSEFITÓW I METAPSAMITÓW KAMBRO-SYLURU OKOLIC WLENIA

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	189
Wyniki badań petrograficznych	192
Zestawienie wyników badań i wnioski	199
Literatura	202
Summary	204

Streszczenie

Wykonano analizę petrograficzną słabo zmetamorfizowanych zlepieńców i piaskowców z Tarczyna występujących wśród osadów kambro-syluru Gór Kaczawskich. Zróznicowanie składu okruchowego, brak albitu i fragmentów skał z albitem w zlepieńcach oraz odmienne tekstury i sposób występowania osadów w terenie wydają się wskazywać na przynależność zlepieńców do syluru, a piaskowców szarogłazowych z Tarczyna

do łupków ordowiku. Zmiany wywołane czynnikami dynamometamorfizmu zaznaczają się głównie rekrytalizacją spoiwa i częściowym zatarciem pierwotnych struktur i tekstur osadów. W niewielkim tylko stopniu dynamometamorfizm i procesy postdeformacyjne wywołały zmiany składu mineralnego badanych osadów.

WSTĘP

W południowo-zachodniej części Gór Kaczawskich, wśród fyllitów i czarnych łupków krzemionkowych starszego paleozoiku odsłaniają się lokalnie skały piaszczysto-zlepieńcowe, których pozycja stratygraficzna jest dziś niejasna. Badacze niemieccy B. Kühn i E. Zimmermann (1919) wyróżnili w tej części Gór Kaczawskich trzy serie osadów kambro-syluru:

1) serię jasnych łupków ilastych i kwarcytowych bogatych w łuszczki z wkładkami krzemionkowych łupków grafitowych, ciemnych łupków ilastych, kwarcytów oraz łupków fioletowych,

2) serię łupków ilastych „bez łuszczków” z przewarstwieniami jasnych kwarcytów bez łuszczków i piaskowców szarogłazowych,

3) serię osadów udokumentowanego paleontologicznie syluru, złożoną głównie z czarnych łupków krzemionkowych, litytów, łupków grafitowych i alunowych.

Według B. Kühna i E. Zimmermanna utwory syluru w tym rejonie tworzą trzy równoleżnikowo wydłużone strefy, między którymi, a szczególnie między strefą wysuniętą na południe i środkową, grupują się odsłonięcia i blokowiska zlepieńców i piaskowców (fig. 1). Zróznicowanie składu okruchowego pozwoliło wyżej wymienionym autorom wydzielić trzy grupy skał kwarcytowych: 1) kwarcyty tworzące warstwy słabo złupkowane, bardzo ubogie w spoiwo, z dużymi blastami muskowitu, 2) kwarcyty prawie pozbawione łuszczków, 3) kwarcyty typu „Kuttenbergquartzit” zbudowane z kwarcu i zmętniałych skaleni spojonych substancją kwarcowo-serycytową.

F. Dählgrün (1934) porównując wyżej opisaną serię z kambro-sylurem Łużyc stwierdza, że są to osady geosynkliny kaledońskiej, w której najstarszym, kambryjskim ogniwem są diabazy i tufy, a serie

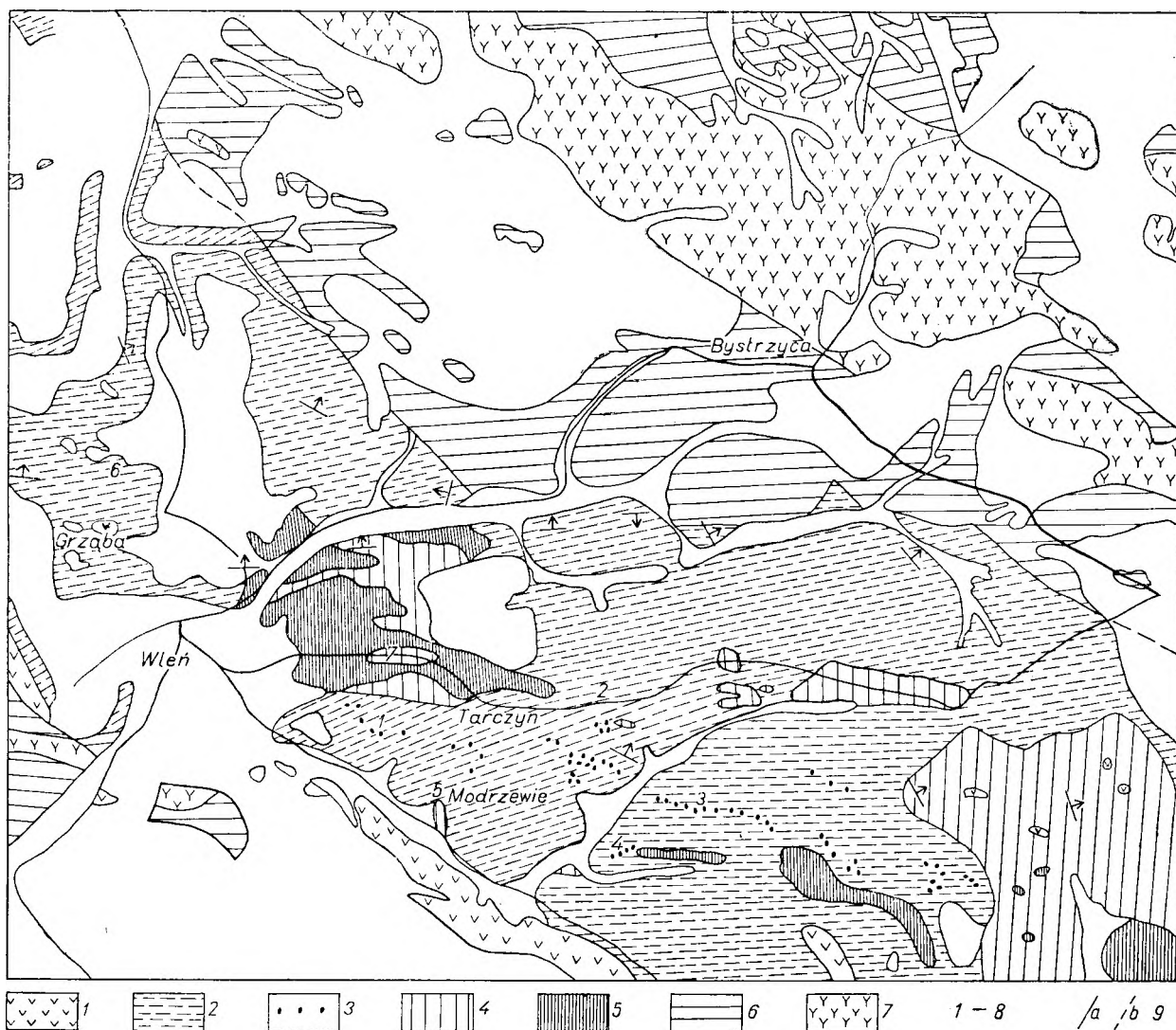


Fig. 1

Szkic geologiczny okolic Wlenia według B. Kühna i E. Zimmermanna (1919)

1 — diabazy, 2 — jasne łupki kwarcytowe i ilaste łupki bogate w łyszczyki, 3 — piaskowce i zlepierce typu piaskowców z Tarczyna, 4 — ciemne łupki ilaste i jasne kwarcyty, 5 — łupki krzemionkowe i grafitowe z kwarcytami, 6 — osady czerwonego spągowca, 7 — melafiry, 8 — miejsca pobrania próbek, 9 — uskoki: a) pewne, b) przypuszczalne

Geologic sketch map of the Wleń Region according to B. Kühn and E. Zimmermann (1919)

1 — diabase, 2 — bright quartzite schists and mica-rich, clay slates, 3 — sandstones and conglomerates „Tarczyn sandstones”, 4 — dark slates and bright quartzites, 5 — cherty and graphite schists with quartzites, 6 — Rotliegendes deposits, 7 — melaphire, 8 — localities of samples, 9 — faults: a) true, b) hypothetical

jasnych łupków ilastych bogatych w łyszczyki i ciemnych łupków ilastych „bez łyszczyków” odpowiadają dolnemu i górnemu ordowikowi. Podobne następstwo stratygraficzne przyjmuje H. Teisseyre (1963). Do osadów geosynkliny kaledońskiej autor ten zalicza również łupki radzimowickie, których przypuszczalny wiek określa jako ryfej oraz młodsze diabazy powstałe w sylurze lub w dewonie. Według H. Teisseyre’a brak erozji osadów kambry może być jednym z dowodów ciągłości sedimentacji od kambry do syluru w tej części geosynkliny kaledońskiej, a lokalne niezgodności między kambrem i ordowikiem mogą być odbiciem fazy takońskiej orogenezy kaledońskiej.

Gruboziarniste osady w kambro-sylurze występują i w północno-wschodniej części Gór Kaczawskich, gdzie na kambry leży niezgodnie ordowik reprezentowany przez osady facji szarogłazowej i kwarcowo-ilastej (Jerzmański 1965). Kwarcyty określane przez J. Jerzmańskiego jako „Kuttenbergquartzit”, złożone z kwarcu, skaleni, łyszczyków i fragmentów ciemnych łupków, występują wśród łupków kwarcowo-serycytowych i mogą, według tego autora, tworzyć zarówno spąg, jak strop ordowiku. Kwarcyty zaliczane przez Jerzmańskiego do spągowców utworów syluru, składają się prawie wyłącznie z kwarcu i zawierają nieliczne konkracje fosforanowe, a szarogłazy prze-

warstwiające niekiedy łupki krzemionkowe obok plagioklazów, kwarcu i muskowitu zawierają biotyty.

W sąsiednich regionach Gór Kaczawskich osady zlepieńcowe o podobnym wykształceniu i stosunkowo mało urozmaiconym składzie spotyka się w serii osadów starszego paleozoiku Gór Jesztedzkich i na Górnych Łużycach (B. Kühn i E. Zimmermann 1919, K. Smulikowski, H. Teisseyre 1957, H. Teisseyre 1963). Seria paleozoiczna Gór Jesztedzkich z południowego obrzeżenia Karkonoszy reprezentuje osady płytszego morza geosynkliny kaledońskiej Sudetów Zachodnich (O. Kodym i J. Svoboda 1948, J. Chaloupský 1963). Osady piaszczysto-szarogłazowe tworzą w niej przewarstwienie fyllitów ordowiku, a kwarcyty z wkładkami zlepieńców znaczą spąg syluru. Drugi poziom zlepieńców wśród piaskowców występuje w spągu niezgodnie na sylurze leżącego dewonu (żywet).

Najbliższym paleogeograficznie regionem jest obszar Górnych Łużyc. H. Brause i K. Hirschmann (1964), H. Jaeger (1964), H. Brause (1965) łączą oba te obszary i zaliczają osady Gór Kaczawskich i Górnych Łużyc do wspólnego rowu geosynkinalnego — Lugikum, sfałdowanego w wizenie. W wyniku najnowszych oznaczeń fauny H. Brause i K. Hirschmann proponują nowy podział stratygraficzny paleozoiku tego regionu.

Okres		Stan do 1960 r.	Stan w 1963 r.
Karbon	wizen	szarogłazy, wapienie, łupki ilaste, zlepieńce z Hornstein, łupki krzemionkowe	wapienie, zlepieńce z Hornstein, łupki krzemionkowe, łupki ilaste, wapienie, szarogłazy, łupki ilaste
	turnej	—	łupki ilaste i szarogłazy, kwarcyty
Dewon środkowy i górny		diabazy i tufy łupki krzemionkowe	seria osadów pstrych, kwarcyty z Caminnaberg i rudy szamozytowe łupki ilaste, warstwy z Hornstein, łupki ilaste i kwarcyty, kwarcyty z Monau, kwarcyty, łupki ilaste, wapienie
Dewon dolny			łupki ilaste i kwarcyty, kwarcyty płytowe, diabazy, tufy diabazowe, wapienie, łupki ilaste
Sylur		łupki krzemionkowe i łupki ałunowe	kwarcyty, tufy, łupki ilaste i ałunowe, lidyty, łupki krzemionkowe i ałunowe
Ordowik		rudy szamozytowe, piaskowce z Caminnaberg i Eichberg łupki ilaste i kwarcyty z Dubrau	piaskowce z Eichberg — kwarcyty z Dubrau

Okres	Stan do 1960 r.	Stan w 1963 r.
Kambr środkowy i górny	piaskowce pstre	
Kambr dolny	kwarcyty, diabazy, łupki eodiscusowe i lusatiopsowe, wapienie, dolomity	łupki ilaste eodiscusowe i lusatiopsowe, wapienie, piaskowce, diabazy i tufy, dolomity
Prekambr	łużycka seria szarogłazowa	warstwy z Kamenz, szarogłazy, skały z grafitem, szarogłazy, łupki ilaste
		warstwy ze Zgorzelca, szarogłazy, argility

Według wyżej wymienionych autorów główne fałdowanie nastąpiło przed westfalem, a kaledońskie fazy ruchów górotwórczych zaznaczyły się jedynie wystąpieniem poziomów piaszczystych lub lokalnych luk stratygraficznych.

W oparciu o nowy podział stratygraficzny paleozoiku Górnych Łużyc H. Brause (1965) przypuszcza, że w Górach Kaczawskich mogą występować osady młodsze od syluru w serii dotychczas znanej jako kambro-sylur. Autor ten stwierdza, że różnego typu piaskowce i zlepieńce zaliczane do ordowiku, lub uznawane za granicę ordowiku z sylurem, mogą reprezentować różnowiekowe osady, a nie tylko facjalne odmiany tego samego wieku. I tak kwarcyty z Tarczyna obfitujące w skalenie mogą odpowiadać dewońskim kwarcytom z Monau, a kwarcyty współwystępujące z czerwonymi łupkami (okolice Lubania i Złotoryi) — dewońskim kwarcytom z Caminnaberg.

Praca niniejsza miała na celu analizę petrograficzną materiału okruchowego w zlepieńcach i piaskowcach serii uznawanej za kambro-sylur okolic Wlenia. Zmiany związane ze słabą metamorfozą i wpływem czynników dynamicznych na rekrystalizację osadów gruboziarnistych są często trudno uchwytne. Dlatego też zanalizowano kilka próbek z przewarstwień piaszczystych serii łupków ilastych zaliczonych do ordowiku i syluru.

Próbki do analizy zebrałam w lecie 1966 r. w czasie wyprawy terenowej, którą odbyłam w towarzystwie mgr J. Gorzczy-Skały. Materiały uzupełniające zebrałam w 1968 i 1969 r. Słabo zmetamorfizowane zlepieńce i piaskowce okolic Wlenia występują w formie wydłużonych w kierunku ESE-WNW stref blokowskich, tworzących zarazem garby na szczytach wzgórz, jako pojedyncze odsłonięcia i wolno stojące skałki. Występują one wśród słabo zmetamorfizowanych, zielonawych łupków ilasto-piaszczystych.

Pragnę serdecznie podziękować prof. dr K. Smulikowskiemu i prof. dr K. Łydcę za cenne uwagi i konsultacje. Dziękuję również mgr J. Gorzczy-Skałce, dr J. Teisseyre'owi i dr A. Nowakowskiemu za dyskusję nad niniejszą problematyką.

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

ODSŁONIĘCIE 1

Piaskowce szarogłazowe oznaczone przez B. Kühna i E. Zimmermanna jako typowy „Kuttenbergquartzit” odsłaniają się w nieczynnym kamieniołomie oddalonym od wsi Tarczyn o około 700 m na SW. W górnej części łomu, w piaskowcach są zawarte dość grube wkładki łupków ilasto-piaszczystych z wyraźnie widocznymi dwoma skośnymi względem siebie systemami spękań. Makroskopowo podobne łupki tworzą również pofałdowany płat nad przemieszczonymi wzdłuż pionowego uskoku piaskowcami. Mniejsze fragmenty łupków ilasto-piaszczystych spotyka się w serii piaszczystej jako sierpowo wygięte formy, w których najbliższym sąsiedztwie spękania w piaskowcu przybierają podobny kształt. Bardzo liczne fragmenty drobnoziarnistych, ciemnoszarych łupków bez materiału piaszczystego cechuje brak odkształceń zewnętrznych zarysów i pojawienie się wtórnego złupkowania niezgodnego z kierunkiem wydłużenia fragmentu.

Makroskopowo piaskowce z Tarczyna są barwy jasnoszarej z widocznymi białymi ziarnami skaleni i fragmentami ciemnych łupków. Obok tych składników wśród grubszego detrytusu znajdują się: kwarc — główny składnik skały, fragmenty fyllitów, łupków ilasto-piaszczystych, kwarcytów i skał kwarcowych. Całość spaja kierunkowo zrekrytalizowana masa kwarcowo-serycytowa.

Kwarc występuje w ziarnach nieregularnych z wrostkami cyrkonu, muskowitu i brunatnawozielonawego, schlorytyzowanego biotyту. W większości ziarn, szczególnie dużych, obserwuje się silną deformację sieci krystalicznej powodującą dwuosiowość, faliste wygaszanie światła, powstanie lamelek Boehma i częściową mylonitację ziarn w pobliżu spękań. Skalenie reprezentuje albit w ziarnach o zróżnicowanym sposobie występowania. Najogólniej można wydzielić trzy typy ziarn. Pierwszy stanowią ziarna zaokrąglone, wyraźnie odgraniczone od spoiwa. Wygaszają one światło najczęściej plamiście i zawierają nieliczne wrostki serycytu i klinozoizytu. Wrostki kwarcu są rzadkością, najczęściej jako duże, ksenomorficzne ziarna. Do drugiego typu można zaliczyć albit wyraźnie zbliżniaczony według prawa albitowego, w którym stopień serycytyzacji zależy od reakcji z kwarcem. Silnie zserycytyzowany albit najczęściej tworzy wklęsło-wypukłe granice z kwarcem, wskazujące na narastanie skaleni i rozpuszczanie kwarcu (pl. I). Albit tego samego typu, lecz pozbawiony prawie serycytu, jest okwarcowany i występuje w agregatach złożonych z ksenomorficznych ziarn kwarcu i albitu, którego poszczególne osobniki mają tę samą orientację optyczną (pl. I). I w jednym i w drugim przypadku ziarna albitu przerastają się z kwarcem i serycytem spoiwa. Pojedyncze, drobne albity zaliczone do trzeciego typu, o zawartości do 6% An, występują w spoiwie. Cechuje je ksenomorficzne wykształcenie i brak wrostków serycytu i kwarcu.

Wśród okruchów skalnych najliczniejsze są powyginate i wyprasowane fragmenty łupków serycytowych i serycytowo-chlorytowych z grafitem. Na wtórnie utworzonych powierzchniach złupkowania, skośnych względem ułożenia minerałów blaszkowych, występuje muskowit. Mniejsze deformacje obserwuje się we fragmentach łupków ilasto-piaszczystych, w których kwarc najczęściej występuje w formie wydłużonych soczewkowo ziarn i agregatów. Fragmenty skał kwarcowych, niekiedy tylko wydłużone, nie wykazują kierunkowego ułożenia składników. Do tej grupy fragmentów należą: 1) równoziarnisty kwarcyt, w którym nieliczny serycyt gromadzi się na granicach ziarn, 2) przypuszczalnie łupki krzemionkowe z niewielką ilością grafitu i serycytem tworzącym drobne, nieciągłe laminy, 3) skały o teksturach bezładnych, drobnokrystaliczne z pojedynczymi albitami i zbrunatniałymi ziarnami cyrkonu. Cechą wyróżniającą ostatnią grupę fragmentów skał kwarcowych jest występowanie większych, hipautomorficznych ziarn kwarcu z głębokimi zatokami na powierzchniach, przypominającymi zatoki korozyjne kwarcu pochodzenia wulkanicznego.

W spoiwie kwarcowo-serycytowym z chlorytem występują również węglany. Analiza rentgenowska wykazała, że wśród węglanów występujących w piaskowcu szarogłazowym znajduje się syderyt (refleks 2,767 Å) i dolomit (refleks 2,87 Å), a minerały blaszkowe reprezentuje serycyt (refleksy 9,79, 4,44, 4,96, 3,86 Å) i chloryt (refleksy 6,95, 6,64, 3,49 Å) (fig. 2).

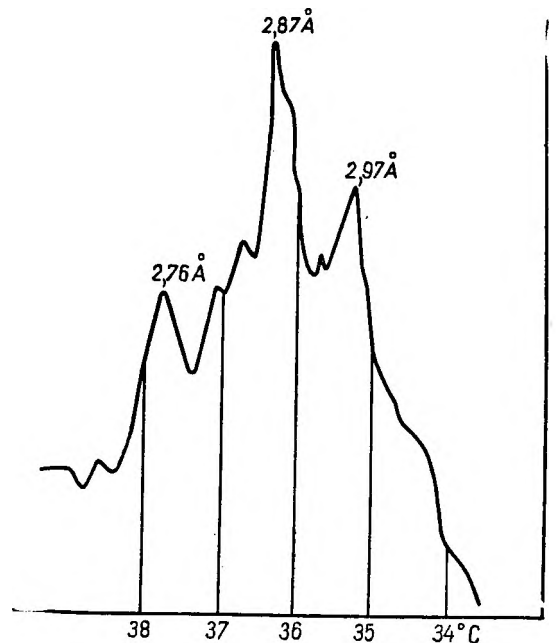


Fig. 2

Rentgenogram piaskowca szarogłazowego z odsłonięcia 1
X-ray diffractometer pattern of greywacke from the outcrop 1

Obecność dolomitu zaznacza się również na derywogramie spoiwa piaskowca (fig. 3). Kierunkowa blasteza spoiwa najwyraźniej uwidacznia się w pobliżu okruców i między okrucami niezbyt od siebie oddalonymi (pl. II). Mniej wyraźne uporządkowanie tekstury spoiwa występuje w partiach o przewadze serycytu. W partiach brzeżnych okruców kwarcu występują

strefy utworzone przez wydłużone osobniki kwarcu, częściowo o tej samej orientacji optycznej co i okruc, przedzielone serycytem (pl. II). Powierzchnie graniczne między okrucami kwarcu, równoległe do kierunku wydłużenia, są wklęsło-wypukłe. Węglały, zwykle nie zbliżniaczone, tworzą najczęściej ziarna słupkowe ułożone dłuższymi osiami równoległe do smug. Mniej regularne agregaty węglanów skupiają się tuż przy kontaktach okruców ze spoiwem. Liczne żyłki kwarcowe, a właściwie kwarcowe wypełnienia spękań, przecinają prostopadłe i lekko skośnie kierunek wydłużenia okruców, przechodząc zarówno przez spoiwo, jak i fragmenty skał. Osobniki kwarcu w spękaniach wydłużone są prostopadłe do ścianek. We fragmentach skał kwarcowych przeciętych tymi spękaniem można niekiedy obserwować zjawiska sylyfikacji, wyrażające się powstaniem w okrucu strefy większych ziarn kwarcu stanowiących jakby przedłużenie kwarcu wypełniającego spękanie.

ODSŁONIĘCIE 2

Zlepience występują w starym łomiku tuż przy drodze polnej z Tarczyna do Modrzewia, około 200 m na SE od wsi Tarczyna. W górnej części łomiku są one gruboziarniste, silniej złupkowane, w dolnej bardziej masywne. We wkopie ziemnym, usytuowanym około 15 m na NE od odsłonięcia, tuż pod zwierzelina znajdują się zbite, drobnoziarniste i grubozłupkowane łupki kwarcytowe. Zlepience prawie bez spoiwa tworzą wybitnie wydłużone ziarna kwarcu i fragmenty skał kwarcowych, kwarcytów i fyllitów. Duże ziarna kwarcu, spękane i miejscami zgranulowane w kierunku prostopadłym do wydłużenia (pl. III), cechują wklęsło-wypukłe powierzchnie graniczne równoległe do wydłużenia, niekiedy pokryte muskowitem. Fragmenty skał kwarcowych, podobnych pod względem składu i tekstury do fragmentów w odsłonięciu 1, nie wykazują śladów uporządkowania tekstury. Jedynie w najbardziej wydłużonych partiach soczewkowych fragmentów można obserwować równoległe ułożenie blaszek serycytu. Silne deformacje wykazują fragmenty fyllitów. Zupełnie wyjątkowo obserwuje się wtłoczenie jednego fragmentu skalnego w drugi. Żyłki i skupienia kwarcowe mają charakter lokalny, są wydłużone prostopadłe do kierunku sprasowania skały, a poszczególne osobniki wypełniające je układają się dłuższymi osiami prostopadłe do ścianek skupień. Niektóre próbki pobrane z górnej części odsłonięcia mają charakter brekcji złożonej z bezładnej, czasem tylko ukierunkowanej masy kwarcowo-serycytovej z pojedynczymi, silnie spękanymi i zgranulowanymi w spękaniach okrucami kwarcu. Większość okruców kwarcu cechuje automorfizm i obecność cienkich, nieregularnych i niespękanych otoczek ksenomorficznej mozaiki kwarcu przetkanego serycytem (pl. III).

Zlepience drobnoziarniste tworzy głównie kwarc. Kierunkowość tekstury spowodowana jest występowaniem przewarstwień wybitnie wydłużonych ziarn kwarcu z nielicznymi fragmentami skał oraz drobnych smug minerałów blaszkowych. Powierzchnie ziarn

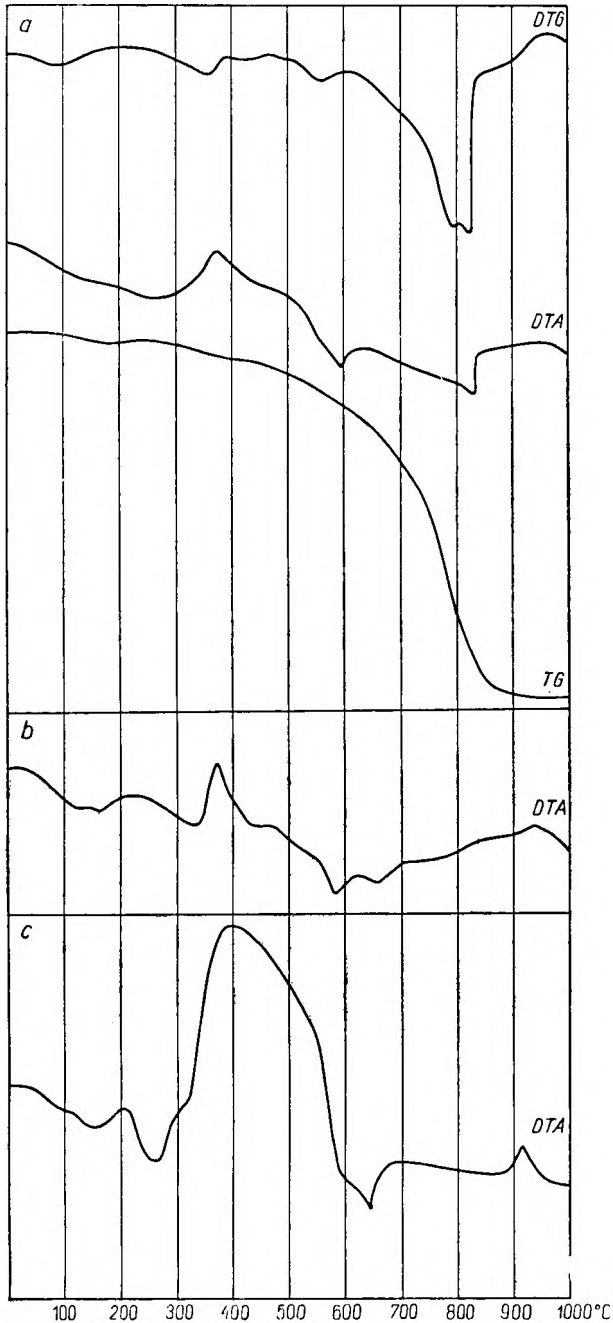


Fig. 3

Derywogram piaskowca szarogłazowego z odsłonięcia 1 (a), krzywe analizy termicznej różnicowej łupków szarogłazowych z odsłonięcia 4 (b) i kwarcytu z odsłonięcia 5 (c)

Derivatographic analyse of greywacke from the outcrop 1 (a), differential thermal analyses of greywacke from the outcrop 4 (b), and quartzite from the outcrop 5 (c)

kwarcu równoległe do wydłużenia są wklęsło-wypukłe, a na kontaktach prostopadłych do tego kierunku znajdują się strefy deformacji międzyziarnowej i blastycznej rekrytalizacji granularnej. Ziarna kwarcu wykazują wybitne deformacje sieci krystalicznej. W próbkach zlepieńców o obfitym spoiwie kierunkowość rekrytalizacji składników spoiwa, jak i wydłużenie fragmentów zaznaczają się mniej wyraźnie, a strefy odkształceń międzyziarnowych tworzą się tylko między dużymi okruchami.

Łupki kwarcytowe z wkopu ziemnego ubogie w spoiwo składają się z ksenomorficznych ziarn kwarcu w ukierunkowanej masie kwarcowej prawie bez serycytu. Granice między ziarnami są głównie typu blastycznej rekrytalizacji granularnej (pl. IV). Podobnie jak w gruboziarnistych osadach, kwarc cechują wybitne deformacje sieci krystalicznej. Pojedyncze fragmenty skalne reprezentują fyllity z grafitem, fyllity serycytowe, skały kwarcowe i niekiedy łupki bogate w drobnoziarnisty epidot. Spotyka się tu też okruchy kwarcu i muskowitu z turmalinem. Większość spękań w skale odpowiada kierunkowi sprasowania. Podobne ułożenie wykazują większe pakiety muskowitu. Wtórny kwarc tworzy prostopadłe do złupkowania strefy okwarcowania złożone z ząbających się z kwarcytem osobników wydłużonych prostopadłe do brzegów strefy.

ODSŁONIĘCIE 3

Wzdłuż garbu na zachodnim zboczu wzgórza, o punkcie wysokościowym 372 m, zlepienie tworzą blokowisko z pojedynczymi wychodniami. Tuż przy przecięciu się garbu z drogą leśną prowadzącą do Modrzewia znajdują się wychodnie zlepieńców, a kilka metrów dalej w kierunku SE wychodnie zlepieńców przewarstwionych łupkami ilasto-piaszczystymi.

Makroskopowo zlepienie są barwy jasnoszarej o wyraźnej kierunkowej teksturze, spowodowanej równoległym ułożeniem wydłużonych ziarn kwarcu białych matowych fragmentów skał i ciemnych łupków. Równoległa tekstura i brak skałeni upodabniają je do zlepieńców z odsłonięcia 2. Składniki gruboklastyczne reprezentują fragmenty kwarcu, skał kwarcowych, fyllitów, lidyty, łupków ilasto-piaszczystych. Kwarc jest bardzo silnie dynamicznie odkształcony, tak że większość ziarn cechuje dwuosiowość. Wrostki najczęściej tworzy w nim rutyl, cyrkon, muskowit, a niekiedy w formie inkluzji występują kuliste skupienia kwarcu i serycytu lub samego serycytu. Sporadycznie kwarc w spękaniach zawiera kalcyt. Poza typowymi dla wszystkich analizowanych zlepieńców fragmentami skał bardzo liczne są tu okruchy zlewnej mozaiki kwarcowej z serycytem i agregaty typu pinitu z pojedynczymi kwarcami (pl. IV). Lidyty, skały krzemionkowe z czarnym pigmentem i licznymi prostolinijnymi żyłkami kwarcu oraz nie zmienione fragmenty łupków ilasto-piaszczystych stanowią podrzędne składniki skały i to tylko w próbkach pobranych z wychodni wysuniętych najdalej na SE. Podobnie jak i w innych zlepieńcach, rodzaj strefy granicznej

między ziarnami kwarcu zależy od jej usytuowania względem kierunku sprasowania. Powierzchnie równoległe do tego kierunku są wklęsło-wypukłe, a prostopadłe stanowią strefy plastycznych odkształceń międzyziarnowych lub blastycznej rekrytalizacji granularnej (pl. V). Spoiwo stanowiące podrzędny składnik skały cechuje wyraźniejszą równoległość wykształcenia w próbkach pobranych z wyżej położonych odsłoneń. W tym samym kierunku wzrasta wielkość okruchów i stopień ich wydłużenia oraz stopień deformacji kwarcu. Skupienia wtórnego kwarcu występujące we fragmentach fyllitów tworzą pojedyncze lub liniowo zgrupowane soczewki ułożone zgodnie z wydłużeniem fragmentu i złożone z osobników wydłużonych w kierunku do niego prostopadłym. Kwarc wypełniający spękania cechuje ułożenie dłuższych osi ziarn równoległe do kierunku tekstury, a prostopadłe do powierzchni spękań. W partiach brzeżnych spękań wypełnionych kwarcem niekiedy występują robaczkowo wygięte blaszki kaolinitu. W ukierunkowanym spoiwie kwarcowo-serycytowym przekątnie układają się blaszki muskowitu. Ilość ich wzrasta ze zmniejszaniem się wielkości ziarn detrytycznych. Najliczniejsze są w próbkach kwarcytu pobranych z blokowiska po południowej stronie garbu, bogatszych w spoiwo kwarcowe. Łupki ilasto-piaszczyste zawierają nieznaną ilość soczewkowo wydłużonych ziarn kwarcu. Wyraźnie zaznaczają się w nich spęknięcia odpowiadające kierunkowi wtórnego złupkowania.

ODSŁONIĘCIE 4

Na południowym zboczu tego samego wzgórza, na garbie o kierunku SSW-NNE, odsłaniają się piaskowce barwy szarej, złupkowane, w których znajdują się łupki ilasto-piaszczyste. Składniki okruchowe stanowi głównie kwarc oraz podrzędne fragmenty fyllitów i kwarcytów. Okruchy spaja kwarc drobnokrystaliczny z serycytem, lokalnie zsylikowany. W spoiwie, szczególnie w partiach zsylikowanych, występują płyty złożone z agregatowego kaolinitu. Obecność tego minerału została potwierdzona analizą derywatograficzną (występowanie na krzywej derywatograficznej piku endotermicznego w 660° i egzotermicznego w 910°C — fig. 3). Na rentgenogramie kaolinitowi odpowiadają refleksy 7,14 i 3,56 Å (fig. 4). Granice między ziarnami kwarcu różnicują się w zależności od ich ułożenia względem kierunkowo zrekrystalizowanego spoiwa. Wykształcenie spoiwa, podobne jak w strefach plastycznych odkształceń międzyziarnowych, można obserwować wokół okruchów, a czasem i wokół zsylikowanych partii z kaolinitem. Spęknięcia w skale tworzą system równoległych do siebie powierzchni, skośnych względem stref deformacji międzyziarnowych, pokrytych tlenkami żelaza i niekiedy muskowitem. Żyłki kwarcowe, niezgodne z kierunkiem spękań, lokalnie tworzą strefy sylifikacji, złożone z prostopadłe do kierunku żyłki wydłużonych osobników o wybitnie silnych deformacjach. W jednej z próbek piaskowca występuje przewarstwienie ilaste złożone z nieciągłych, czasem

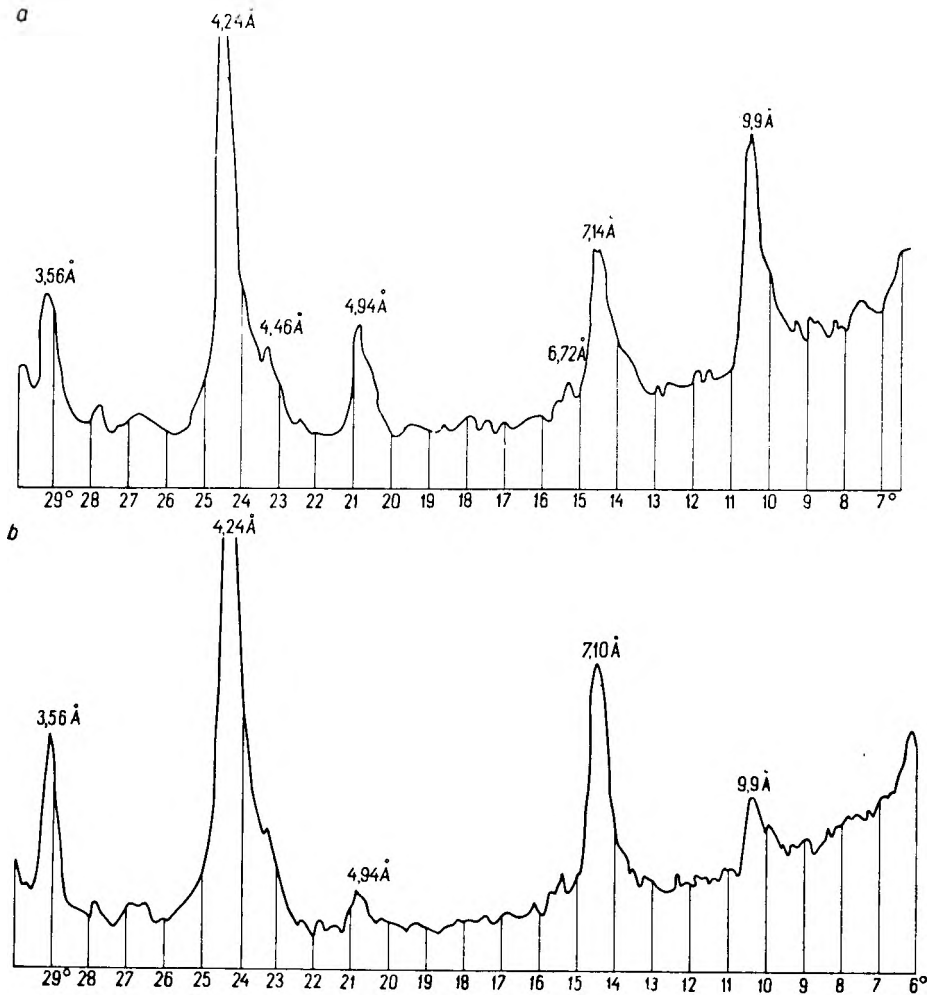


Fig. 4

Rentgenogramy łupków szarogłazowych z odsłonięcia 4 (a) i kwarcytu z odsłonięcia 5 (b)

X-ray diffractometer pattern of greywacke from the outcrop 4 (a) and quartzite from the outcrop 5 (b)

soczewkowo-wydłużonych skupień słabo zrekrystalizowanej substancji ilastej, między którymi znajduje się materiał piaszczysty tej samej frakcji co i w piaskowcu. Nieliczne kwarce w tym przewarstwieniu są anormalnie wydłużone i spękanе w kierunku wydłużenia.

ODSŁONIĘCIE 5

Zupełnie inny typ osadów piaszczystych, a mianowicie typowe kwarcyty tworzą skałkę w Modrzewiu, tuż koło drogi Wleń — Modrzewie. W górnej części odsłonięcia system spękań o kierunku SE-NW powoduje powstanie drobnych, do 10 cm grubości, warstewek, minimalnie różniących się stopniem rozjaśnienia barwy, porowatością i frakcją ziarn. Do analizy pobrano próbki sąsiadujących ze sobą kwarcytów — ciemnoszarego, masywnego i jasnoszarego, porowatego. Kwarcyt masywny jest osadem równoziarnistym z bardzo nielicznymi blaszkami serycytu grupującego się na granicach ziarn. Nieregularne

spękania przechodzą i przez okruchy kwarcu. Granice między ziarnami typu blastycznej rekrytalizacji granularnej przybierają proste formy w sąsiedztwie większych skupień serycytu lub tlenków żelaza. Słabe ślady deformacji wykazują jedynie przesunięte kierunkowo igiełkowe skupienia na przeobrażonych ziarnach rutyli. Leukoksen, turmalin, cyrkon, rutyl i epidot zawarte są w ziarnach zrekrystalizowanego kwarcu. Kwarcyt, bezpośrednio kontaktujący z kwarcytem grubiej ziarnistym, cechuje występowanie skośnych do warstwowania serii stref granulacji i reliktyw spojwa kwarcowego.

Kwarcyt jasnoszary, porowaty ma strukturę nierównoziarnistą, a teksturę kierunkową. Większe, ksenomorficzne kwarce z zachowanymi niekiedy częściowymi obwódkami regeneracyjnymi, dającymi się wyróżnić dzięki obecności obwódek złożonych z serycytu ułożonego stycznie do powierzchni okruchu, tkwią w smużyście wykształconej masie drobnoziarnistego kwarcu z niewielką domieszką serycytu. Większe kwarce rzadko kiedy są wydłużone. Cechują

je wybitne deformacje oraz wklęsło-wypukłe powierzchnie graniczne, równoległe do kierunku uprzywilejowanej orientacji składników spoiwa. Liczne płyty kaolinitu wykazują bezładne ułożenie agregatów i zawierają niekiedy pojedyncze blaszki serycytu. Obecność kaolinitu w skale potwierdza analiza derywatograficzna i rentgenowska (fig. 4 i 3). Analiza rentgenowska wykazała, że obok kaolinitu (refleksy 7,10, 3,56, 2,48 Å) występuje chloryt (refleksy 14,1, 6,68, 2,68 Å).

W celu ustalenia pochodzenia materiału okruszowego zlepieńców oraz zmian wywołanych deformacją i epimetamorfozą serii, pobrano kilka próbek łupków kwarcytowych i kwarcytowo-serycytowych z osadów kambro-syluru.

ODSŁONIĘCIE 6

Przewarstwienia łupków kwarcytowo-serycytowych występują w łomiku na szczycie wzgórza Grząby, na północ od Wlenia. Łupki składają się z ziarn kwarcu spojonych substancją kwarcowo-serycytową. Liczne wolne przestrzenie o zarysach romboedrów, częściowo wypełnione tlenkami żelaza, mogą świadczyć o pierwotnej obecności węglanów. Równoległa tekstura skały jest zgodna z systemem spękań odpowiadających złupkowaniu. Równoległe ułożenie cechuje głównie wydłużone ziarna kwarcu. Spoiwo serycytowo-kwarcowe z chlorytem tworzy słabo uporządkowany agregat, w którym jedynie duże pakiety wtórnego muskowitu układają się równoległe do złupkowania. W ziarnach kwarcu obserwuje się relikty obwódek serycytu, oddzielające kwarc okruszowy od części zregenerowanej. Obwódki te występują jedynie w wydłużonych częściach ziarn. W próbce o mniejszej zawartości serycytu z tego samego odsłonięcia teksturę równoległą powoduje smużysta rekrytalizacja spoiwa kwarcowego. Pierwotne zarysy ziarn podkreśla zachowana obwódka ciemnych, nieprzezroczystych związków. Spękania skośne do kierunku utworzonego przez zrekrystalizowane spoiwo mają postać drobnych, krótkich pęknięć, ułożonych równoległe do siebie i do złupkowania kwarcytu, wypełnionych tlenkami żelaza i muskowitem. Albit występuje w obu próbkach w formie hipautomorficznych, świeżych i drobnych ziarn ze zdeformowanymi niekiedy płaszczyznami zbliźniaczeń. Wśród minerałów akcesorycznych brak jest turmalinu, inne reprezentują: cyrkon, rutil, leukoksen i epidot. Próbkę kwarcytu pobrana z drogi polnej u podnóża zachodniego stoku tego samego wzgórza utworzona jest z izometrycznych ziarn kwarcu, między którymi występuje słabo ukierunkowana mozaika kwarcowo-serycytowa. Spękania równoległe do kierunku wydłużenia składników tworzą linie proste, a ukośne składają się z systemu równoległych do siebie krótkich spękań wypełnionych tlenkami żelaza i muskowitem. Kwarc wypełniający żyłki nie wykazuje deformacji sieci krystalicznej. Prawie równoległe do żyłek przebiegają nieliczne strefy granulacji osadu.

ODSŁONIĘCIE 7

Łupki kwarcytowe zaliczane do syluru odsłaniają się w drodze polnej z Wlenia do Tarczyna. Przechodząc z zachodu na wschód spotyka się fyllity, kwarcyty, łupki kwarcytowo-serycytowe, łupki kwarcytowe kontaktujące z litytami i czarnymi łupkami krzemionkowymi. Fyllit jest skałą o skomplikowanej teksturze z dwoma kierunkami spękań: kierunkiem odpowiadającym ułożeniu minerałów blaszkowych, tworzącym linie faliste, i kierunkiem wtórnego złupkowania,

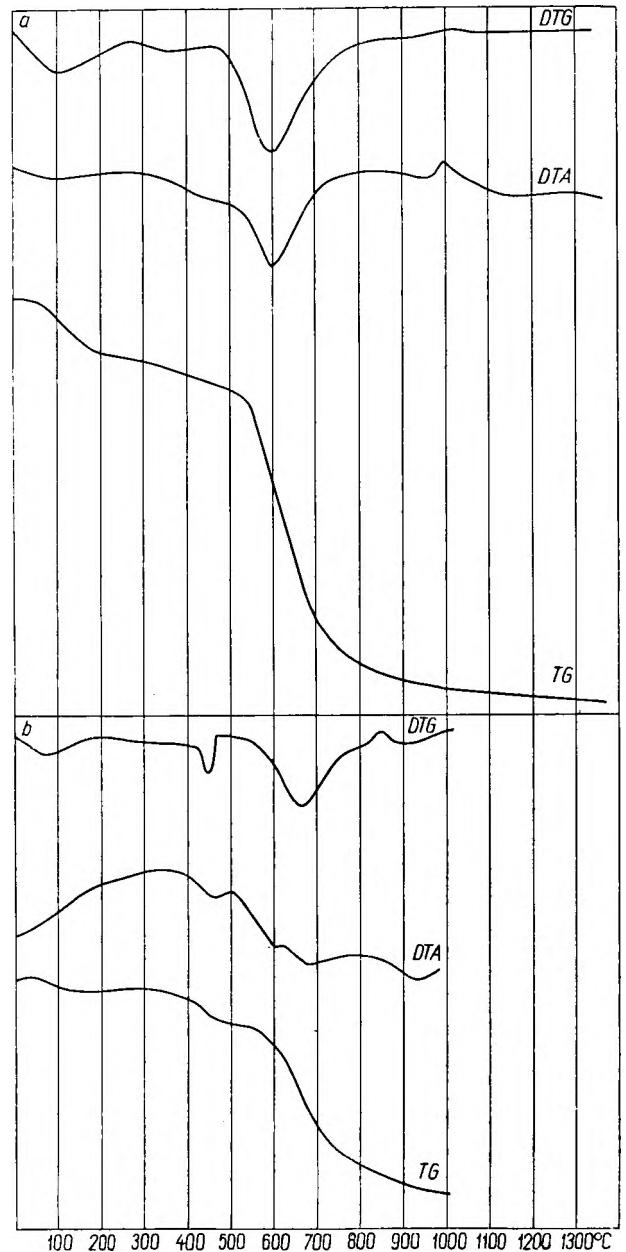


Fig. 5

Derywatogramy łupków kwarcowo-serycytowo-chlorytowych (a) i fyllitów (b) z odsłonięcia 7

Derivatographic analyses of quartz-sericite-chlorite schists (a), and fyllite (b) from the outcrop 7

odpowiadającym liniom łączącym przebiegi pierwszego. Na płaszczyznach wtórnego złupkowania zwykle występuje muskowit. Pierwotnie drobniutkie przewarstwienia kwarcytowe w materiale łyszczykowym zostały zmienione w równoległe, nieciągłe przewarstwienia złożone z soczewkowo wydłużonych skupień kwarcytowych. Niezależnie od kierunku ułożenia minerałów blaszkowych są skupienia czarnych tlenków żelaza i epidotu. Ten ostatni minerał występuje i w ciągłej żyłce kwarcowej, w której jedynie w partiach najsilniej zakrzywionych kwarc wykazuje wydłużenie prostopadłe do ścianek żyłki. Analiza derywatograficzna wykazała, że głównym składnikiem blaszkowym fyllitu jest serycyt (pik endotermiczny w temperaturze 650 i 930°C). Występują tu znaczne ilości getytu (pik endotermiczny w temperaturze 450°C).

Bezpośrednio z fyllitem kontaktują kwarcyty z zachowanym spoiwem kwarcowym (pl. V). Równoległa tekstura kwarcytu wyraża się jedynie wystąpieniem, nieostro odgraniczonych przewarstwień materiału drobnoziarnistego, spojonego drobnokrystalicznym kwarcem i serycytem, niekiedy i kaolinitem. Partie te mogą również odpowiadać strefom granulacji osadu. Zgodnie z kierunkiem warstwowania układają się pojedyncze fragmenty łupku kwarcytowego. Grubiej ziarniste partie kwarcytu tworzą bardzo dobrze obtoczone ziarna kwarcu z obwódkami nieprzezroczystych związków i serycytu. Kwarc jest bardzo słabo dynamicznie odkształcony, a spoiwo kwarcowe nie wykazuje zmian wywołanych deformacją. Wśród minerałów akcesorycznych jest turmalin.

Dalej na wschód występują łupki serycytowo-kwarcytowe z grafitem, w których ziarna kwarcu są swobodnie rozmieszczone w ukierunkowanej masie serycytowej. Podobnie jak w fyllicie zaznaczają się tu dwa, skośne do siebie kierunki: kierunek ułożenia minerałów blaszkowych i wydłużonych ziarn kwarcu oraz kierunek wtórnego złupkowania. Żyłka kwarcowa ułożona zgodnie z kierunkiem warstwowania ma jedną granicę ostro zaznaczoną, a druga jest porz-

rywana i materiał wypełniający ją przemieszał się ze składnikami blaszkowymi łupku.

Łupki serycytowo-kwarcytowe kontaktują z łupkami kwarcytowymi zawierającymi laminy jasnozielonego minerału z grupy chlorytu. Obecność chlorytu w skale wykazała analiza derywatograficzna (fig. 5) — pik endotermiczny w temperaturze 600 i 940°C i egzotermiczny w temperaturze 990°C. Podobnie i w analizie rentgenowskiej o obecności chlorytu może świadczyć wystąpienie refleksów 6,64, 4,63 i 3,49 Å (fig. 6). Z innych minerałów blaszkowych występuje tu kaolinit — refleksy 7,10, 3,56 i 2,33 Å — oraz serycyt — refleksy 9,98, 4,54, 4,96 i 2,57 Å. Pakiety chlorytu zwykle pokrywa czarny, ziarnisty pigment. W mozaice ziarn kwarcu serycyt gromadzi się na granicach ziarn. Nieliczne, większe okruchy kwarcu układają się skośnie do laminacji skały. Pojedyncze albity cechuje hipautomorfizm i brak wzrostków. Niekiedy wydłużone ziarna kwarcu w partiach kontaktujących z albitem wygaszają faliście światło. Wokół pirytu występują „shadow pressure” — aureole utworzone z wydłużonych osobników kwarcu układających się prostopadłe lub skośnie do powierzchni kryształu pirytu. W laminach bogatych w chloryt gromadzi się turmalin. Żyłki kwarcowe przecinają prostopadłe kierunek teksturalny skały i zawierają obok kwarcu nieliczne agregaty kaolinitu.

Przewarstwienie łupków kwarcytowych bogatych w pigment grafitowy nie wykazuje równoległej tekstury. Nieliczne pakiety bezbarwnego chlorytu i pakiety muskowitu z relikami chlorytu tworzą luźno rozmieszczone skupienia. Charakterystyczne dla łupków są linie wzbogacenia w minerały ciężkie, głównie cyrkon i epidot, jednocześnie skupiające i tlenki żelaza.

Sąsiadujący z wyżej opisanymi łupkami łupek kwarcytowy jest osadem o grubszym ziarnie, bez grafitu i z wyraźną teksturą równoległą. Równoległe wydłużenie wykazują tworzące ciągłe laminy wybitnie wydłużone ziarna kwarcu, w których partiach najbardziej wydłużonych zachowały się półkoliste obwód-

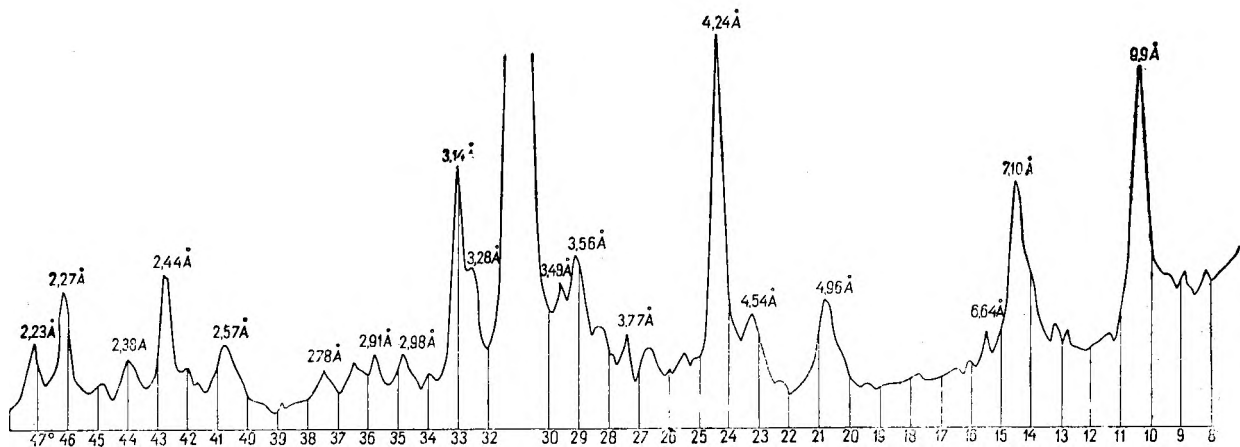


Fig. 6

Rentgenogram łupków kwarcowo-serycytowo-chlorytowych z odsonięcia 7
X-ray diffractometer pattern of quartz-sericite-chlorite schists from the outcrop 7

ki serycytowe, oddzielające pierwotne ziarno od narosłej później części. Powierzchnie graniczne ziarn kwarcu, równoległe do kierunku teksturalnego, są wklęsło-wypukłe, a prostopadłe tworzą strefy blastycznej rekrytalizacji granularnej.

Pionowe szczeliny przecinające warstwy łupków kwarcytowych wypełnia brekcja tektoniczna złożona z fragmentów już zrekrytalizowanego kierunkowo łupku kwarcytowego, spojonych drobnoziarnistą miazgą skalną wzbogaconą w serycyt, tlenki żelaza i minerały akcesoryczne.

Kwarcyty ordowiku reprezentują również próbki pobrane z Rząsin. Kwarcyty występujące w łomiku na szczycie wzgórza, o punkcie wysokościowym 393,5 m są skałą o strukturze nierównoziarnistej, złożoną z nieregularnych skupień bogatych w łyszczyki i skupień kwarcytowych. W partiach kwarcytowych, większe kwarcie tkwią w drobnokrystalicznej masie kwarcu przetkanego serycytem, z nielicznymi ziarnami albitu. Albit w przewarstwieniach bogatszych w minerały blaszkowe tworzy ziarna większe, nieregularne, z obfitym czarnym pigmentem w centralnych częściach. W porównaniu z łupkami kwarcytowymi z Wlenia skała ta zawiera więcej grubokrystalicznych pakietów muskowitu z chlorytem, natomiast skład minerałów akcesorycznych jest podobny: cyrkon, turmalin, rutyl, leukoksen i epidot.

Duże odsłonięcie skał kwarcowych na północ od Rząsin, na wzgórzu Modrak, tworzą skały oznaczone przez badaczy niemieckich jako „Quartzgang” — żyła kwarcowa. Makroskopowo jest to skała barwy szarozielonawej. Jaśniejsze strefy odpowiadają przypuszczalnie strefom granulacji i są zbudowane z drobnokrystalicznego kwarcu przerośniętego serycytem (pl. VI). Skała kwarcowa składa się z izometrycznych, nie zawierających wrostków ziarn kwarcu o wybitnych zaburzeniach wygaszania światła. Serycyt gromadzi się na krawędziach ząbających się ziarn, tworząc obwódki złożone z blaszek ułożonych stycznie do powierzchni ziarn, rzadziej wchodząc w skład stref deformacji międzyziarnowych. Skała obfituje w zmuskowityzowany niekiedy turmalin, rutyl, leukoksen, cyrkon i epidot. Wokół tego ostatniego występują czasem wtórnie narastające otoczki. Spękania mają charakter linii prostych, nie przecinających ziarn. Zwykle gromadzi się w nich serycyt.

Dalej na zachód łupki kwarcytowe ordowiku odsłaniają się w przekopie kolejowym tuż koło skrzyżowania drogi z torem kolejowym z Lubania do Gryfowa. Łupki są utworzone z lamin kwarcowo-albitowych i serycytowo-chlorytowych o równoległym ułożeniu minerałów blaszkowych. W laminach serycytowych częste są pakiety muskowitu ustawione skośnie do laminacji. Przewarstwienia kwarcowo-albitowe tworzą duże ziarna tych minerałów zawarte w drobnoziarnistej mozaice o tym samym składzie. Ziarna większe, lekko wydłużone, nie układają się zgodnie z laminacją. Albit zawarty w tych przewarstwieniach cechuje słabsza serycytyzacja niż ziarna albitu z pobliza lamin serycytowo-chlorytowych. Spękania w albicie zabliznia kwarc. Niekiedy blaszki serycytu w mozaice kwarcowej układają się liniowo.

Żyłki kwarcowe przebiegają zgodnie z kierunkiem złupkowania. Granice żyłek otoczone serycytem są wyraźnie zaznaczone, a w laminach kwarcowo-albitowych kwarc z żyłek infiltruje skałę.

Łupki kwarcytowo-serycytowe, tworzące skarpe drogi we Włosieniu Górnym, tuż przy zabudowaniach PGR-u, składają się z nierównoziarnistej masy serycytowo-kwarcowej z dużymi ziarnami albitu i kwarcu. Lokalnie występują soczewkowe skupienia z przewagą drobnokrystalicznego kwarcu. W skale można wyróżnić dwa systemy spękań: jeden zgodny z ułożeniem minerałów blaszkowych, wypełniony kwarcem i niekiedy kaolinitem, oraz drugi skośny do pierwszego, powodujący przesunięcie pierwszego systemu spękań. Albit występuje w ziarnach dwu generacji. Ziarna okrucowe silnie zserycytyzowane cechują wklęsło-wypukłe powierzchnie na granicy z łyszczykami. Albit występujący w mozaice kwarcowej tworzy ziarna świeże o hipautomorficznych zarysach. Liczne pakiety intensywnie zabarwionego chlorytu gromadzą się najczęściej w sąsiedztwie skośnych do laminacji spękań. Żyłki kwarcowo-albitowe w partiach brzeżnych zawierają kaolinit. Między żyłkami niekiedy występują strefy sylikacji.

Łupki kwarcytowo-serycytowe w skarpie drogi z Pławnej Górnej do Lubomierza, zaliczone przez T. Oberc-Dziedzic (1966) do serii staropaleozoicznej Gór Kaczawskich, odsłaniają się przy przecięciu drogi z torami kolejki wąskotorowej. Laminację skały powodują smugi muskowitu z chlorytem i soczewkowe skupienia kwarcu z albitem, przerośniętych serycytem. Kwarc i albit układają się dłuższymi osiami ziarn równoległe do laminacji. Niekiedy w niezblizniaczonych albitach obserwuje się wzrostki serycytu, przeważają jednak ziarna klarowne, w których serycyt tworzy tylko przerosty w partiach ziarn ząbających się ze spoiwem. W skupieniach kwarcowo-albitowych serycyt gromadzi się w środkowych częściach ziarn albitu, a wydłużone części ziarn już go nie zawierają. Z minerałów akcesorycznych występują: korodowany kwarcem turmalin, wyraźnie obtoczone ziarna cyrkonu, leukoksen i epidot. W laminach serycytowo-chlorytowych chloryt tworzy spęczniełe pakiety i soczewkowo wydłużone skupienia blaszek ułożonych prostopadłe do kierunku wydłużenia soczewki. Żyłki kwarcowo-albitowe przecinają skośnie laminację skały i są przesunięte wzdłuż drobnych spękań wypełnionych tlenkami żelaza.

Kwarcyty występujące w luźnych blokach, w drodze prowadzącej na szczyt wzgórza o punkcie wysokościowym 302,0 m na N od Pilchowic, reprezentują skały syluru. Kwarcyt o strukturze nierównoziarnistej zawiera większe ziarna kwarcu z wewnętrznymi obwódkami serycytu, odpowiadającymi przypuszczalnie pierwotnym zarysom ziarn okrucowych. W drobnoziarnistym spoiwie serycyt przerasta ziarna kwarcu. Albit występuje w ilościach śladowych. Grupę minerałów akcesorycznych reprezentują: turmalin, rutyl, cyrkon i epidot. Żyłki kwarcowe cechuje nieregularny przebieg, brak wyraźnych granic oddzielających je od skały i wybitna deformacja sieci krystalicznej poszczególnych osobników. Obok kwarcu sporadycz-

nie występuje w nich kaolinit i serycyt. Niekiedy w sąsiedztwie żyłek znajdują się strefy granulacji.

Z osadów ordowiku, z południowo-wschodniej części Gór Kaczawskich pobrano próbki z okolic Bolkowa (fig. 7). Łupki kwarcytowe odsłaniają się w drodze, na południowym zboczu Góry Zamkowej. Reprezentują one osad laminowany, złożony z przewarstwień kwarcytowych i serycytowo-chlorytowych.

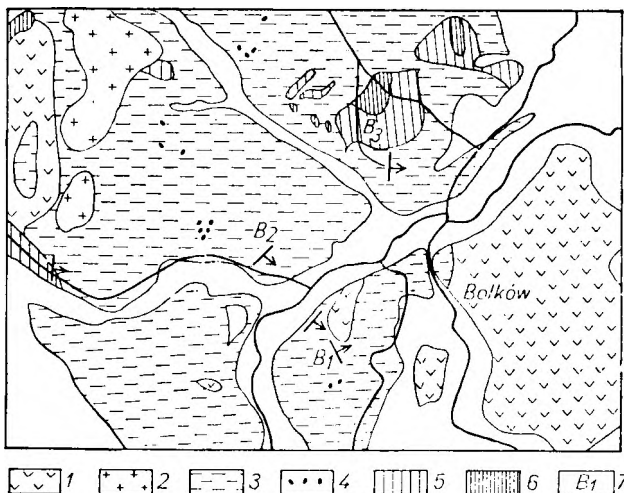


Fig. 7

Szkiec geologiczny okolic Bolkowa według E. Zimmermanna i A. Haacka (1913)

1 — diabazy i łupki zielenicowe, 2 — keratofiry, 3 — łupki ilaste i kwarcowo-lyszczycowe, 4 — kwarcyty typu piaskowców z Tarczyna, 5 — łupki ilaste i kwarcyty, 6 — łupki grafitowe i krzemionkowe, 7 — miejsca pobrania próbek

Geologic sketch map of the Bolków Region according to E. Zimmermann and A. Haack (1913)

1 — diabases and greenschists, 2 — keratophyres, 3 — clay slates and quartz-mica schists, 4 — quartzites "Tarczyn sandstone", 5 — clay slates and quartzites, 6 — graphite and cherty schists, 7 — localities of samples

Spękania skośne do laminacji wypełniają tlenki żelaza i muskowitz. Strefy w pobliżu spękań charakteryzują się wydłużeniem ziarn kwarcu i obfitością wtórnego chlorytu. Albit w laminach złożonych z ksenomorficznej mozaiki kwarcu z serycytem na granicach ziarn tworzy klarowne, ksenomorficzne ziarna o lekko zdeformowanych prążkach bliźniaczych. Większe ziarna albitu spotyka się w pobliżu przewarstwień sery-

cytowo-chlorytowych. Zawierają one liczne wrostki serycytu, chlorytu i niekiedy kwarcu. W laminach łyszczycowych większe pakiety chlorytu z muskowitzem układają się niezgodnie z laminacją. Minerale akcesoryczne reprezentują bezbarwny i różowy cyrkon, epidot, leukoksen i rutyl.

Łupki kwarcytowe i kwarcyty występujące w przekopie kolejowym w Bolkowie, tuż koło wiaduktu nad drogą polną, reprezentują osady o bardzo rozgałęzionym systemie żyłek kwarcowych. Żyłki kwarcowe są nieostro odgraniczone od skały, przecięte i przesunięte wzdłuż spękań pokrytych tlenkami żelaza (pl. VI). W pobliżu spękań gromadzi się wtórny chloryt. Kwarc w żyłkach nie wykazuje odkształceń sieci krystalicznej i zawiera wrostki kaolinitu i zleukoksenizowanego minerału tytanu. Serycyt w kwarcycie skupia się głównie na granicach ziarn. Albit w drobnych, hipautomorficznych ziarnach bez wrostków jest składnikiem drobnoziarnistej masy kwarcowej. Większe, pojedyncze albity grupują się w pobliżu żyłek kwarcowych. Serycyt, pakiety muskowitzu i chlorytu z muskowitzem tworzą drobne laminy.

Kwarcyt pobrany z drogi polnej, na północ od Bolkowa, reprezentuje skały syluru. Jest on średnioziarnisty. Żyłki kwarcowe przebiegają równoległe do siebie i zawierają pojedyncze piryty. Kwarcyt składa się z ksenomorficznych ziarn kwarcu, nierównej wielkości, nie wykazujących deformacji sieci krystalicznej. Często w ziarnach kwarcu obserwuje się pierścienie czarnych związków, znaczące pierwotną formę okruchu.

Odmienny typ osadów przedstawiają łupki kwarcytowo-serycytowe z północno-wschodniego zbocza wzgórza, o punkcie wysokościowym 484,9 m w Chrośnicy. W łupkach niewyraźną laminację powodują smugi muskowitzu z chlorytem i albitem oraz większe przewarstwienia kwarcytowe. Albit występuje w obu typach lamin i zawiera wrostki serycytu, czarnych związków, a czasem i kwarcu. Wrostki układają się w lekko zakrzywione linie, mniej więcej równoległe do wydłużenia ziarn i laminacji skały (pl. VII). W partiach kwarcytowych serycyt jest rozmieszczony bezładnie. Jedynie duże pakiety muskowitzu i muskowitzu z chlorytem wykazują ułożenie równoległe do złupkowania. Minerale akcesoryczne: cyrkon, rutyl, epidot, leukoksen i zoizyt charakterystyczne dla łupków kwarcytowo-serycytowych, nie różnią się od minerałów występujących w innych kwarcytach serii kambro-syluru.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW BADAŃ I WNIOSKI

Słabo zmetamorfizowane zlepienie i piaskowce szarogłazowe, towarzyszące łupkom ilasto-piaszczystym serii kambro-syluru południowo-zachodniej części Gór Kaczawskich, charakteryzują się stosunkowo niedużym zróżnicowaniem składu okruchowego oraz podobnymi zmianami struktur i tekstur, będących efektami procesów dynamometamorfizmu.

Zlepienie odsłaniają się w dwu miejscach. W odsłonięciu 3 tworzą ciągłą serię wystąpień, jakby łączącą

równoleżnikowo wydłużone płyty osadów syluru wśród łupków ordowiku. W morfologii terenu obecność zlepieńców znaczą garby na stokach wzgórza. Materiał okruchowy zlepieńców należy głównie do fragmentów kwarcu oraz słabo zmetamorfizowanych łupków ilasto-piaszczystych, fylitów serycytowych, serycytowo-chlorytowych z grafitem, kwarcytów i skał kwarcowych. Ostatnią grupę tworzą fragmenty skał złożone z drobnokrystalicznej, bezładnej mozaiki

kwarcu prawie bez serycytu, niekiedy tylko z pojedynczymi pakietami tego minerału i bezbarwnego chlorytu. Specyficzną grupę okruchów, charakterystyczną dla zlepieńców, stanowią fragmenty skał złożonych ze zlewnej mozaiki kwarcu przetkanego serycytem i agregaty typu pinitu z pojedynczymi kwarcami. W najwyższej topograficznie położonych wychodniach zlepieńców spotyka się pojedyncze fragmenty lidytu z nieodkształconymi żyłkami kwarcu i nie zdeformowane fragmenty łupków ilasto-piaszczystych. Kwarce dominujący w składzie okruchowym zlepieńców niekiedy zawiera kuliste skupienia drobnokrystalicznego kwarcu z serycytem, mogące odpowiadać zrekrystalizowanym inkluzjom szkliwa wulkanicznego. Spoiwo w zlepieńcach jest składnikiem podrzędnym. Podobny skład cechuje zlepieńce z odsłonięcia 2, gdzie w najbardziej gruboziarnistych warstwach dominują fragmenty słabo zmetamorfizowanych, zielonawych łupków ilasto-piaszczystych, przypominających łupki zaliczane do ordowiku.

Stosunkowo dobre wysortowanie materiału w zlepieńcach, brak spoiwa lub jego minimalna ilość oraz składniki okruchowe, należące głównie do kwarcu i skał osadowych podobnych do osadów serii kambrosyluru, mogą wskazywać, że zlepieńce są osadem utworzonym przez prądy denne o dość dużej aktywności umożliwiającej skupienie dużych fragmentów skalnych i wymycie drobniejszego detrytus (J. Anislewski 1954, Gierwielaniec 1956, Gorczyca-Skała 1966, Kozłowska 1955, Kozłowski 1966, K. Smulikowski 1952, 1958, W. Smulikowski 1969).

Inny typ osadów przedstawiają piaskowce szarogłazowe z Tarczyna, występujące w pojedynczym odsłonięciu jako gruba seria piaskowców z licznymi, dużymi wkładkami słabo zmetamorfizowanych łupków ilasto-piaszczystych, odpowiadających jednocześnie osadom towarzyszącym piaskowcom, oraz z fragmentami ciemnoszarych łupków ilastych. Frakcja piaszczysta składa się z ziarn kwarcu i albitu oraz z fragmentów fyllitów serycytowych, serycytowo-chlorytowych z grafitem, kwarcytów i skał kwarcowych. Wśród tych ostatnich liczne są fragmenty skały utworzonej z drobnokrystalicznej mozaiki kwarcu z albitem i z pojedynczymi, zbrunatniałymi ziarnami cyrkonu. Fragmenty te zawierają niekiedy kwarce z zatokami korozyjnymi, przypominającymi zatoki kwarcu pochodzenia wulkanicznego. Wyróżniającą cechą piaskowców jest duży udział albitu wśród składników okruchowych i, w przeciwieństwie do zlepieńców, obfite spoiwo. Spoiwo miejscami stanowi do 33,5% obj. skały i składa się z kwarcu, serycytu, chlorytu i węglanów: dolomitu i syderytu. Składem skała najbardziej upodabnia się do przewarstwień łupków szarogłazowych w łupkach ilasto-piaszczystych z odsłonięcia na wzgórzu Grząba, na północ od Wlenia. Zespół minerałów ciężkich obu tych osadów jest również podobny: rutil, epidot, cyrkon, leukoksen, brak jest turmalinu. W łupkach kwarcytowych z wkopu ziemnego, tuż przy odsłonięciu zlepieńców w odsłonięciu 2, turmalin występuje jako wzrostki w kwarcu i muskowiecie. Obecność dużych wkładek plastycznie odkształconych łupków ilasto-

-piaszczystych w piaskowcach można ewentualnie tłumaczyć występowaniem pierwotnych wtrąceń materiału drobnoziarnistego w piaskowcach tworzących się w zbiorniku geosynklinalnym (Dżułyński, Walton 1965, McL Duff, Hallam i Walton 1967).

Zróznicowanie składu okruchowego słabo zmetamorfizowanych zlepieńców i piaskowców szarogłazowych, polegające głównie na nieobecności albitu i fragmentów skalnych z albitem w zlepieńcach, różnym stopniu wysortowania materiału oraz występowaniu wtrąceń osadów o drobniejszym ziarnie w piaskowcach szarogłazowych, skłaniają do przyjęcia hipotezy o różnym wieku tych osadów. Piaskowce szarogłazowe odpowiadałyby przypuszczalnie piaszczystym przewarstwieniom łupków ilasto-piaszczystych i ilastych serii uznawanej za ordowik, a zlepieńce wydają się być bardziej związane z osadami syluru. Na podstawie zebranych danych nie można jednak wykluczyć możliwości zróznicowania składu osadów i ich cech teksturalnych w wyniku działania prądów o różnych kierunkach, w tym samym zbiorniku sedymentacyjnym.

Typowe kwarcyty, tworzące skałkę w Modrzewiu, zasadniczo różnią się od osadów wyżej opisanych. Głównym składnikiem skały są ściśle przylegające do siebie ziarna kwarcu. Albit można zaliczyć do składników śladowych. Serycyt występuje w niewielkich ilościach jako skupienia na granicach ziarn. Minerale akcesoryczne stanowią turmalin, rutil, epidot, cyrkon i leukoksen. O osadowym pochodzeniu skały może świadczyć występowanie grubiej ziarnistego i bardziej porowatego przewarstwienia złożonego z ziarn kwarcu, tkwiących w ukierunkowanej masie kwarcowej z serycytem. Występują tu pojedyncze fragmenty fyllitów z grafitem, większe agregaty serycytu, a zawartość minerałów ciężkich jest wyraźnie mniejsza. Wiek kwarcytów trudno ustalić z powodu braku danych o osadach z nimi współwystępujących. Obecność turmalinu, prawie czysto kwarcowy skład skały oraz występowanie w bliskim sąsiedztwie łupków kwarcytowych i lidyków syluru wydają się przemawiać również za przynależnością analizowanych kwarcytów do syluru.

Łupki kwarcytowe okolic Tarczyna cechuje występowanie albitu obok dominującego kwarcu. Minerale blaszkowe, tworzące laminy bądź luźno rozmieszczone pakiety, reprezentuje serycyt i bezbarwny chloryt. Minerale ciężkie cechuje obfitość turmalinu w zespole mineralnym złożonym z cyrkonu, rutilu, epidotu i leukoksenu.

Kierunkowa rekrytalizacja spoiwa kwarcowego, tworzenie się stref plastycznych odkształceń i blaszyczej rekrytalizacji granularnej między ziarnami kwarcu, spłaszczenie i deformacja fragmentów skalnych oraz kierunkowe wydłużenie okruchów kwarcu wiążą się z przeobrażeniem skał w warunkach silnych ciśnień kierunkowych. Spłaszczenie i deformacja fragmentów skalnych oraz kierunkowe wydłużenie ziarn kwarcu uwidaczniają się najwyraźniej w piaskowcach i zlepieńcach nie zawierających prawie spoiwa. Liniowo, równoległe do złupkowania wydłużone ziarna kwarcu w gruboziarnistych łupkach kwarcytowych

syluru i w niektórych przewarstwieniach zlepieńców z odsłonięcia 2, cechują wklęsło-wypukłe granice równoległe do kierunku teksturalnego. Kontakty między ziarnami prostopadłe do tego kierunku są zróżnicowane: w zlepieńcach tworzą się w tych miejscach strefy plastycznych odkształceń międzyziarnowych, a w łupkach kwarcytowych granice są typu blastycznego, rekrytalizacyjno-granularnego. Dodatkowo w łupkach kwarcytowych ziarna kwarcu w częściach wydłużonych zawierają półkoliste obwódki serycytowe, oddzielające przypuszczalnie okrucową część ziarna od wtórnie narosłej. Podobne zjawisko narastania ziarna w kierunku złupkowania skały można obserwować i w ziarnach albitu z łupków kwarcytowo-serycytowych z Pławnej Górnej, gdzie pierwotna, okrucowa część ziarna albitu zawiera obfity pigment czarnych związków, a wtórnie narastająca jest go już pozbawiona. Zjawisko tworzenia się uprzywilejowanej orientacji w wyniku rozpuszczania i wędrowki atomów z ziarn w kierunku prostopadłym do maksymalnego stressu i osadzania materiału w partiach ziarn ustawionych równoległe do najsilniejszego nacisku, według F. J. Turnera i L. E. Weissa (1963), jest cechą osadów zmienionych w warunkach dynamometamorfizmu.

Piaskowce szarogłazowe cechuje mniejsze wydłużenie ziarn kwarcu i fragmentów skalnych. Podobne wydłużone formy, ale o zarysach soczewek, przybierają luźno rozmieszczone ziarna kwarcu i agregaty ziarn w łupkach ilasto-piaskowatych. Wydłużenie i soczewkowe zarysy, cechujące fragmenty skalne w zlepieńcach, nie powodują jednocześnie ukierunkowania struktury fragmentów skał kwarcowych i kwarcytów. Czasem tylko w najsilniej wydłużonych częściach fragmentów skalnych można obserwować kierunkowość ułożenia blaszek serycytu. Wybitną deformację wykazują natomiast wydłużone, często poprzesuwane wzdłuż płaszczyzn złupkowania fragmenty fyllitów. Często występują w nich również powierzchnie odpowiadające wtórnemu złupkowaniu, niezgodnemu z ułożeniem minerałów blaszkowych.

Wybitna deformacja sieci krystalicznej kwarcu zaznacza się w słabo zmetamorfizowanych zlepieńcach i piaskowcach szarogłazowych ordowiku dwuosiowością, falistym wygaszaniem światła, lamelkami Boehma, występowaniem spękań i często stref granulacji. W drobnoziarnistych łupkach kwarcytowych ordowiku i w łupkach kwarcytowych syluru cechy te występują wyjątkowo. Silną deformację wykazują łupki kwarcytowe z wkopu ziemnego przy odsłonięciu zlepieńców w odsłonięciu 2 i przewarstwienie grubiej ziarnistych kwarcytów z Modrzewia. W tym ostatnim przypadku gruboziarniste przewarstwienie stanowiło przypuszczalnie uprzywilejowaną strefę, wzdłuż której następowały ślizgi i przesunięcia kwarcytów, na co wskazuje fakt, że typowy kwarcyt nie wykazuje żadnej z wyżej wymienionych cech rekrytalizacji w warunkach silnego stressu.

W zlepieńcach i piaskowcach szarogłazowych kierunkowe wydłużenie ziarn kwarcu i zatarcie granic krystalograficznych między nimi najczęściej występuje między większymi okrucami i przypuszczalnie czę-

ściowo odpowiada strefom plastycznym odkształceń międzyziarnowych, a częściowo w miejscach wybitnie szerokich stref, kierunkowej rekrytalizacji drobniejszego materiału.

Zmiany związane z procesami epimetamorfozy i dynamometamorfizmu w skałach piaszczystych, kwarcowych polegają, według I. M. Simanowicza (1966), głównie na rekrytalizacji i przemieszczeniu materiału kwarcowego. Powodują one tworzenie się różnego typu struktur, których intensywność rozwoju zależy od ciśnienia kierunkowego i obecności składników powodujących wzrost alkaliczności środowiska (np. substancji ilastej i tlenków żelaza). W oparciu o szczegółową analizę petrograficzną serii szokszynskich piaskowców kwarcytowych I. M. Simanowicz wyróżnia następujące typy struktur w kwarcytach: 1) blastycznej rekrytalizacji granularnej, 2) plastycznych odkształceń międzyziarnowych, 3) blastomylonitową, 4) „zmięcia” kwarcu okrucowego i autogenicznego, 5) tworzenie się lametek Boehma oraz 6) kataklastyczną. Pierwszy typ struktur, występujący na kontaktach ziarn okrucowych zorientowanych prostopadłe do złupkowania, autor ten opisuje jako struktury złożone z osobników kwarcu o różnej orientacji optycznej z wyraźnym kierunkowym wydłużeniem i nieostro zaznaczonymi granicami krystalograficznymi ziarn. Termin „rekrytalizacja granularna” I. M. Simanowicz stosuje za R. Gorbatschewem (1962), który blastyczne przeobrażenia ziarn kwarcu pod ciśnieniem nazwał rekrytalizacją i określił jako częściowe przechodzenie orientacji optycznej jednego ziarna okrucowego w drugie i tworzenie się agregatów ziarn kwarcu, których granice zupełnie nie zgadzają się z konturami ziarn pierwotnych. Proces ten, według R. Gorbatschewa, zachodzi w skałach położonych w strefach ułożonych prostopadłe do kierunku intensywnego rozpuszczania.

Struktury zróżnicowanych odkształceń plastycznych lub plastycznych odkształceń międzyziarnowych (termin proponowany przez dr J. Teisseyre'a — informacja ustna) stanowią strefy łączące i jednocześnie należące do dwu sąsiadujących ze sobą ziarn, złożone z drobnych osobników kwarcu i serycytu zorientowanych równoległe do siebie, a prostopadłe lub skośnie do powierzchni okruców. I. M. Simanowicz stwierdza, że eksperymentalnie wykazano możliwość tworzenia się tego typu struktur w wyniku przemieszczeń ziarn względem siebie pod wpływem stressu. Serycyt, wypełniający mikrobruzdy na powierzchniach wzajemnego przemieszczania, układa się prostopadłe do kierunku przemieszczania okruców. D. Flinn (1967) rozpatrując deformacje niezależne od energii cieplnej uważa, że mogą one powodować tworzenie się dyslokacji w ziarnach w postaci ślizgów translacyjnych oraz wywoływać migrację granic ziarn. Ten ostatni proces może ustać, napotkawszy dowolną przeszkodę na powierzchni ziarna lub przed jej zagięciem i tym samym zmienić pierwotną formę okrucu. Drugi typ migracji granic ziarn w niskich temperaturach odpowiada — według Flinna — przeniesieniu atomów z ziarna naciskanego lub jego części do ziarna lub części ziarna nienaciskanej. Badania eksperymentalne

nad deformacją skał kwarcowych wykazały, że ślizgi translacyjne i migracja granic ziarn są głównymi mechanizmami tego procesu.

Struktury wyróżnione przez I. M. Simanowicza w kwarcytach zmienionych w warunkach dynamometamorfizmu stanowią główną cechę strukturalną analizowanych zlepieńców i piaskowców kambro-syluru Gór Kaczawskich.

Obfitość kwarcu w spoiwie skał kwarcytowych można częściowo wiązać z geosynkinalnym środowiskiem sedimentacji, w którym w czasie diagenety sylifikacja jest częstym zjawiskiem (Larsen i Chilligar 1967). Częściowe uwolnienie krzemionki nastąpiło przypuszczalnie również w czasie rozpuszczania ziarn kwarcu w warunkach stresu spowodowanego fałdowaniem osadów. Krzemionka uwolniona w tym procesie najprawdopodobniej stanowi wypełnienie licznych spękań i żył. W zlepieńcach i piaskowcach szarogłazowych spękania tworzą zazwyczaj wyraźne odgraniczone od skały strefy prostopadłe do kierunku złupkowania i przecinające zarówno okruchy skalne, jak i spoiwo. Cechy te wskazują na jednoczesne lub postdeformacyjne pochodzenie spękań. Sposób ułożenia kwarcu w spękaniach, w formie ziarn wydłużonych prostopadłe do ścianek spękań przypominających tzw. struktury grzebieniowe (Turner i Weiss 1963), oraz wybitnie silna deformacja sieci krystalicznej kwarcu wypełniającego spękania, wydają się wskazywać, że krystalizacja kwarcu następowała w czasie deformacji. W łupkach kwarcytowych z odsłonięcia 2 i 4 występują strefy sylifikacji nieostro odgraniczone od skały, wydłużone prostopadłe do kierunku złupkowania, skupienia kwarcu, w sąsiedztwie których nastąpiło okwarcowanie spoiwa. W tych strefach kwarc wykazuje te same cechy, jak i w wypełnieniach spękań.

Zgodnie z hipotezą F. J. Turnera i L. E. Weissa (1963) do postdeformacyjnych form należy zaliczyć „shadow-pressure” wokół pirytu i prawdopodobnie również jednostronną aureolę zbudowaną z ziarn kwarcu wydłużonych zgodnie ze złupkowaniem wokół kongregacji fosforanowej w łupku chlorytowo-serycytowym z kwarcem i albitem występującym w skarpie drogi z Wlenia do Bystrzycy (pl. VII).

Obok nieciągłych, krótkich spękań w łupkach kwarcytowych i kwarcytowo-serycytowych ordowiku występują dwa inne systemy spękań. Jeden równoległy do złupkowania, kierunkowego wydłużenia składników i kierunku utworzonego przez rekrystalizację spoiwa. Drugi system — skośny do pierwszego

odpowiada przypuszczalnie kierunkowi wtórnego złupkowania. Kierunek wtórnego złupkowania w fyllicach i łupkach o dużej zawartości minerałów blaszkowych odpowiada powierzchniom łączącym przegięcia płaszczyzn pierwotnego warstwowania osadów. Powierzchnie wtórnego złupkowania w fyllicach często pokrywają tlenki żelaza i muskowit. W łupkach o dużej zawartości kwarcu kierunkowi wtórnego złupkowania odpowiadają prawdopodobnie strefy złożone z krótkich spękań równoległych do wydłużenia składników, w których najbliższym sąsiedztwie gromadzi się wtórny chloryt, muskowit i tlenki żelaza. W zlepieńcach i piaskowcach szarogłazowych, czyli w osadach gruboziarnistych, kierunek wtórnego złupkowania nie uwidacznia się. Podobnie i w łupkach należących do syluru kierunku wtórnego złupkowania nie obserwuje się, mimo że fyllicy i łupki bogate w minerały blaszkowe cechują występowanie dwu systemów spękań. W serii osadów syluru okolic Tarczyna interesujący wydaje się fakt występowania kwarcytów bez oznak odkształceń spowodowanych dynamometamorfizmem. Kwarcyty te znajdują się między silnie zaburzonymi warstwami fyllicy i łupku serycytowo-chlorytowego. Być może otaczające kwarcyt warstwy bardziej plastyczne stanowiły osłonę kwarcytu w czasie deformacji serii. Podobne cechy wykazują kwarcyty z Modrzewia, w których również widoczne są relikty nie odkształconego spoiwa kwarcowego.

Postdeformacyjne zmiany w badanej serii osadów to przypuszczalnie muskowitzacja chlorytu, serycytyzacja albitu i późniejsze wylugiwanie węglanów z piaskowców szarogłazowych. Serycytyzacja albitu w piaskowcach wydaje się wiązać z procesami postdeformacyjnymi, ponieważ proces ten zaznacza się zazwyczaj tylko w brzeźnych częściach ziarn zązębiających się ze spoiwem, a ziarna albitu narastające w wyniku reakcji z okruchami kwarcu wykazują jednolity stopień serycytyzacji na całej powierzchni.

Występowanie albitu paratektonicznego w łupkach kwarcytowo-serycytowo-chlorytowych w Chrośnicy jak i wyższy stopień rekrystalizacji składników blaszkowych w łupkach kwarcytowych i kwarcytowo-serycytowych z Rząsin, Włosienia i Pławnej Górnej, mogą wiązać się z odmiennym nieco przebiegiem procesów dynamometamorfizmu i epimetamorfizmu osadów zaliczanych do kambro-syluru Gór Kaczawskich. Związki między tymi osadami wymagają jednak bardziej szczegółowych badań petrograficzno-tektonicznych.

Pracownia Petrografii
Instytutu Nauk Geologicznych
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa, czerwiec 1970

LITERATURA

ANSILEWSKI J., 1954: Keratofiry Gór Kaczawskich. The keratophyres of the Kaczawa Mts. — Arch. miner. t. 18, z. 1.
BERG G., 1935: Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Altkemnitz. Lief. 276, Nr 2946.

BERG G., 1935: Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Greiffenberg am Queiss. Lief. 333, Nr 2882.
BERG G., 1935: Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Lauban. Lief. 333, Nr 2817.

- BERG G., 1935: Geologische Karte von Preussen. Erläuterungen zu Blatt Marklissa. Lief. 333, Nr 2881.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN K., TRÖGER A., 1962: Einige neue Ergebnisse aus dem Paläozoikum der Lausitz. — *Geologie*, Jahr 11, H. 7.
- BRAUSE H., HIRSCHMANN K., 1964: Lausitz und Görlitzer Schiefergebirge Excursionführer zur 11 Jahrestagung Geologische Gesellschaft in DDR.
- BRAUSE H., 1965: Zur Problem der regionalgeologischen Entwicklung in Altpaläozoikum der Góry Kaczawskie (Bober-Katzbach Gebirge) — *Geologie*, Jahr 14, H. 2.
- CHALOUPSKY J., 1963: Konglomeraty v Krkonošském krystaliniku. — *SUUG* r. 28, c. 5.
- DAHLGRÜN F., 1934: Zur Altersdeutung des Vordevons im Westsudetischen Schiefergebirge. — *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Band 86.
- DUFF P., McL. HALLAM A., WALTON E. K., 1967: Cyclic sedimentation. Amsterdam, London, New York.
- DŻUŁYŃSKI S., WALTON E. K., 1965: Sedimentary feature of flysch and greywackes. Amsterdam, London, New York. [FLINN I.], 1967: ФЛИНН Д. — Деформация при метаморфизме. Природа метаморфизма. Москва, Перевод из Controls of metamorphism. London 1965.
- GORBATSCHEV R., 1962: Deep boring on Gotska Sanon. The Precambrian sandstone of Gotska Sanonboring core. — *Bull. Univ. Uppsala* t. 39, No 9—11.
- GORBATSCHEV R., KINT O., 1961: The Jotnian Mälär Sandstone of Stockholm Region. Sveden. — *Bull. Univ. Uppsala* Vol. 40.
- GIERWIELANIEC J., 1956: Budowa geologiczna północnej części okolicy Lubomierza. Geological structure of the area of the north of Lubomierz. — *IG, Biul.* 106, t. 3.
- GORCZYCA-SKAŁA J., 1966: Structural research in boundary area between Kaczawa Mts. and Iżera Region. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.* Vol. 14, No 3.
- GRIM R., 1953: Clay mineralogy. London.
- HAVLIČEK V., ŠNAJDR M., 1954: Some problems of paleogeography of the Central Bohemian Ordovician. — *SUUG*, r. 19, c. 3. [IWANOWA W.P.], 1961: ИВАНОВА В. П. — Термограммы минералов. Записки всесоюзного минералогического общества В. I, ч. 9, с 3.
- JAEGER H., 1964: Monograptus hercynicus in den Western Sudeten und daas Alter der Westsudeten Hauptfaltung. — *Geologie*, Jahr 13, H. 3, 4.
- JERZMANSKI J., 1965: Budowa geologiczna północno-wschodniej części Gór Kaczawskich i ich wschodniego przedłużenia. Geology of the northeastern part of the Kaczawa Mts. and their eastern extention. — *IG, Biul.* 185, t. 11.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoš a Iżerských Hor. — *SGUR* r. 22.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Zprava o detailním geologickém mapování v Krkonoších. — *Věstnik UURR* r. 22.
- KODYM O., SVOBODA J., 1951: Druha zprava o detailním geologickém mapování v Krkonoších. — *Věstnik UURR*, r. 24.
- KOZŁOWSKA M., 1955: Grejzen z Kamienia koło Mirska w Sudetach. On the greisen rocks from Kamień near Mirsk (Western Sudeten, Poland). — *Arch. min.* t. 19, z. 1.
- KOZŁOWSKI K., 1966: Skaly turmalinowe Czerniawy Zdroju w Sudetach Zachodnich. Tourmaline-bearing rocks at Czerniawa Zdrój (Western Sudeten) — *Arch. min.* t. 26, z. 1 i 2.
- KÜHN B., ZIMMERMANN E., 1919: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Lähn. Lief. 202 Nr 57.
- LARSEN G., CHILLIGAR G., 1967: Diagenesis in sediments Amsterdam, London, New York.
- [MICHIEJEV V. J.], 1957: МИХЕЕВ В. И. — Рентгенометрический определитель минералов. Москва
- OBERC-DZIEDZIC T., 1966: Kontakty krystaliniku izerskiego z paleozoikiem Kaczawskim w okolicy Lubomierza. Contact of the Iżera Mts. crystalline massif with the Kaczawskie Mts. Paleozoic in the regions of Lubomierz. — *Z geologii Ziemi Zachodnich. Sesja naukowa dwudziestolecia polskich badań 1945—1965.* Wrocław.
- PRANTL F., 1948: Paleontologicky vyzkum vapenců na Železnobrodsku a Vrchlabsku. — *Věstnik SGU*, r. 23.
- [SIMANOWICZ I. M.], 1966: СИМАНОВИЧ И. М. — Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцитопешаников. Москва.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains. — *Rocz. PTG*, t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienieckiego w Sudetach Zachodnich. Mica-schists and granite-gneisses at the northern slopes of the Kamienica Mountain-chain in Western Sudeten. — *IG, Biul.* 127, t. 5.
- SMULIKOWSKI K., TEISSEYRE H., 1957: Geologia regionalna Polski. T. III Sudety. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1969: Złoże kwarcu żyłowego w Olesznie Podgórskiej na tle innych złóż kwarcu w północnej okrywie granitu Karkonoszy. — *Prz. geol.* nr 11.
- TEISSEYRE H., 1963: Siodło Bołków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej Sudetów Zachodnich. The Bołków-Wojcieszów anticline, a representative Caledonian structure in the Western Sudetes. — *Pr. Inst. Geol.* t. 30, cz. IV.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. — *Acta Geol. Pol.* vol. 14, nr 4.
- TURNER F. J., WEISS L. E., 1963: Structural analysis of metamorphic rocks. London.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1951: Igneous and metamorphic petrology. London.
- ZIMMERMANN E., 1935: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Bolkenhain. Lief. 246, Nr 2949.
- ZIMMERMANN E., 1937: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Hirschberg. Lief. 246, Nr 2947.
- ZIMMERMANN E., 1941: Geologische Karte des Deutschen Reiches. Erläuterungen zu Blatt Kauffung. Lief. 246 (alte Nr 2948).

Bożena ŁACKA

PETROLOGY OF METASANDSTONES AND METACONGLOMERATES FROM CAMBRO-SILURIAN IN THE VICINITY OF WLEŃ (GÓRY KACZAWSKIE MTS.)

Summary

ABSTRACT: A petrographic analysis has been made of low grade metamorphosed conglomerates and sandstones from Tarczyn, occurring among the Cambro-Silurian deposits in the Góry Kaczawskie Mts. The differentiation of their clastic composition and the textural variation and mode of occurrence in the terrain reasonably suggest that these deposits vary in age, too. The metaconglomerates probably belong to the series of Silurian deposits while the greywacke metasandstones

correspond to the sandy interbeddings of clay slates and clay-sandy slates of the Ordovician. The dynamometamorphic phenomena in the deposits are expressed mainly by the recrystallization of the cement and the partial effacement of the textures and structures. These processes have but very slightly affected the changes in the mineral composition of the conglomerates and sandstones.

INTRODUCTION

The absence of fauna and the occurrence mode in this area of low grade metamorphosed conglomerates and greywacke sandstones among the Old Paleozoic deposits in the SW part of the Góry Kaczawskie Mts. badly hinder the determination of their stratigraphic position. The now currently used stratigraphic division of the Older Paleozoic in the Góry Kaczawskie Mts. (H. Teisseyre 1963) is based on the works of B. Kühne, E. Zimmermann (1919) and F. Dahlgrün (1934) whose classification was grounded on similarities to the Cambro-Silurian of Upper Lusatia. The above authors have differentiated the Cambrian diabases and tuffs and have referred to the Ordovician the light clay mica-rich slates and the dark clay „unmicaceous” slates. The dark siliceous shales, lydites, also the graphitic and alum shales already contain a Silurian fauna. The probably Riffen schists of Radzimowice and the younger diabases, corresponding to the Silurian or to the Devonian, are likewise referred by H. Teisseyre (1963) to the same Caledonian geosyncline series. This author regards the sedimentation of that part of the Caledonian geosyncline as continuous from the Cambrian to the Silurian and the local unconformities

between the Cambrian and the Ordovician as a reflection of the Taconian phase in the Caledonian orogeny.

Near Wleń the Silurian deposits form three equatorially directed zones among Ordovician slates. The exposures and blocks of greywacke metasandstones and metaconglomerates occur mainly between the southernmost and the central zone of the Silurian deposits. Similar greywacke metasandstones occur in the NE part of the Góry Kaczawskie Mts. among Ordovician quartz-sericite schists Jerzmański (1965) refers them to the top Silurian or bottom Ordovician deposits. Within regions neighbouring on the Góry Kaczawskie Mts., with an Older Paleozoic development, the conglomeratic deposits, whose composition is relatively monotonous, occur in the Ještěd Mts. and in Upper Lusatia. In the Ještěd Mts. they intercalate the Ordovician phyllites and also indicate the bottom of the Silurian and of the unconformably overlying Devonian. In Upper Lusatia the sandy horizons in the Older Paleozoic vary in age, too. Their greatest concentrations occur in the Ordovician and the Devonian (H. Brause, & K. Hirschmann 1964; H. Brause 1965).

RESULTS OF INVESTIGATIONS AND CONCLUSIONS

The metaconglomerates crop out in two sites. At test point 3 (Fig. 1) they occur as a continuous series uniting the equatorially directed patches of Silurian deposits among Ordovician slates. The detrital conglomeratic material is represented by fragments of quartz, of low grade metamorphosed sandy-clay slates sericite phyllites and sericite-chlorite graphite bearing phyllites, quartzites and quartzitic rocks. The latter group consists of rock fragments made up of a fine crystalline mosaic of quartz without sericite. Sericite and the colourless chlorite occur here only sporadically as isolated patches. Rock detritus of the type of a compact quartz mosaic interwoven with sericite, also pinite-like aggregates bearing quartz relicts represent a specific group of fragments. The overlying conglomerate beds also contain fragments of lydite and of non-deformed sandy-clay shales. The cement in the metaconglomerates is a subordinate constituent. A similar composition characterizes the metaconglomerates at test point 2 where in the most coarsely grained beds there is a predominance of fragments of low grade metamorphosed sandy-clay slates resembling the slates which have been assigned to the Ordovician.

The relatively good sorting of the material, the scanty amount of the cement, and the clastic constituents belonging to quartz and to the sedimentary deposits similar to the Cambro-Silurian rocks may suggest that the conglomerates have been formed by the bottom currents. These were sufficiently strong to produce the concentration of large fragments and the washing away of finer detritus.

The greywacke metasandstones from Tarczyn (test point 1) occur in an isolated exposure as a thick sandstone series with numerous large and disturbed intercalations of low grade metamorphosed clay-sandy slates which, at the same time, correspond to the deposits associated with the sandstones. Fragments of dark clay slates are less disturbed. The sandy fraction of the rock consists of the grains of quartz, albite, also of fragments of sericitic phyllites and sericitic-chloritic graphite-bearing phyllites, of quartzites and quartz rocks. The latter abound in fragments of a fine-crystalline quartz rock with albite, zircon and single surficially indented quartzes resembling the corrosive embayments in quartz of volcanic origin. The high albite content and abundant cement are the characterizing features of the metasandstones. Locally the cement may represent up to 33.5% of the volume of the rock; it is built of quartz, sericite, chlorite and carbonates: siderite and dolomite. In its composition the rock apparently comes nearest to the metagreywacke shale intercalations in the clay slates at test point 6. The heavy minerals assemblage is similar, too: rutile, epidote, zircon, leucoxene lack of tourmaline. The lack of occurrence greywacke metasandstone of the large clay-sandy intercalations may possibly be explained by the of tourmaline. The presence in the primary intergrowths of finer grained material in the sandstones being formed in the geo-

synclinal basin (S. Dżułyński, E. K. Walton 1965, P. Mc L. Duff, A. Hallam, E. K. Walton 1967).

The typical quartzites from test point 5 differ substantially from the deposits described above. Closely adhesive quartz grains are the chief clastic constituent. Albite is only a trace constituent. Sericites occur in rather small amounts concentrated mainly on the borders of quartz grains. Tourmaline, rutile, epidote, zircon and leucoxene are the accessory minerals. The sedimentary origin of the rock is reasonably suggested by the coarser grained intercalations of quartz grains set in a oriented groundmass of quartz with sericite. There also occur isolated fragments of graphite-bearing phyllites, major sericite aggregates, while there is a distinct decrease in the amount of heavy minerals. Owing to the lack of data concerning the deposits associated with the quartzites it is hardly possible to determine their age. The presence of the tourmaline, the nearly pure-quartz composition of the rock, also the occurrence in the near neighbourhood of metaquartzitic shales and lydites of the Silurian reasonably suggest the assignment of the quartzites under investigation to the Silurian.

The Silurian metaquartzitic shales from the vicinity of Wleń are characterized by the occurrence of albite side by side with the dominating quartz. Sericite and chlorite occur as continuous laminae or loosely arranged packets. The heavy minerals are characterized by the abundance of tourmaline in an assemblage consisting of zircon, rutile, epidote and leucoxene.

The varying age of the deposits is reasonably suggested by the differentiation of the clastic composition of metaconglomerates and greywacke metasandstones. This consists in the absence of albite and rock fragments with albite in the metaconglomerates, in the varying sorting of the material, also in the occurrence of finer grained intercalations in the metasandstone. The greywacke metasandstones probably correspond to the sandy intercalations of clay-sandy or clay slates referred to the Ordovician, while the metaconglomerates seem to be more closely connected with deposits assigned to the Silurian. The writer's material does not, however, conclusively forbid the differentiation of the composition of the deposits and their textural characters as resulting from the work of variously directed currents in the same sedimentary basin (S. Dżułyński, E. K. Walton, 1965; P. Mc L. Duff, A. Hallam, E. K. Walton, 1967).

The changes under stress are illustrated in the investigated rocks by the following features: directional recrystallisation of the quartz cement, the formation of plastic deformation zones and of blastitic granular recrystallization in between the quartz grains, flattening and deformation of rock fragments and the directional elongation of quartz grains (F. J. Turner & L. E. Weiss, 1963, D. Flinn 1967, I. M. Simanowicz 1966). The flattening and deformation of the rock fragments and the directional elonga-

tion of the quartz grains are most readily seen in the sandstones and conglomerates hardly without cement. The elongated quartz grains are characterized by the concavo-convex boundaries parallel to the structural direction. Contacts between grains perpendicular to this direction if occurring in coarse — grained deposits, are of the type of plastic intergranular deformations but of the type of blastic granular recrystallization if occurring in the finer grained quartzitic metasandstones. Semi-circular sericite rims, separating the clastic part of the grain from that secondarily produced, may be occasionally observed on the elongated grains in quartzitic schists. The phenomenon of the growth of grains in the direction of schistosity has been observed in the grains of albite from the quartzitic-sericitic schists at Pławna Górna where the primary part of the grain contains an abundant black pigment, while the secondary part is clear. In the metaconglomerates the elongation of the rock fragments does not cause its orderly structure. Distinct deformation is displayed only by the elongated, compressed and occasionally shifted fragments of phyllites (along the schistosity planes). Secondary schistosity surfaces coated by muscovite and iron oxides are common.

Besides the elongation of grains, quartz deformation in the conglomerates and greywacke sandstones is indicated by optical biaxiality, wavy light extinction, Boehm's laminae, the presence of fissures and granulation zones.

In the finer grained quartzitic shales these features are exceptionally strong. A strong deformation of the quartz crystalline lattice is displayed by the quartzitic schist from an excavation quite close to exposure of metaconglomerates at test point 2, also by the coarser grained interbedding in outcrop 5. This latter interbedding probably represented a special — zone along which slides and dislocations of quartzites must have taken place because under conditions of wrong directional stresses a typical quartzite show weak signs of directional recrystallization.

The abundance of quartz in the cement of sandy rocks may be partly connected with a geosynclinal environment of sedimentation (G. Larsen & G. Chilli-

gar, 1967). The part release of the silica took place probably also during the dissolution of quartz grains under conditions of stress caused by the folding of the series. The silica released during this process must probably be the material filling in the numerous veins and fractures perpendicular to the cleavage. These fractures generally form zones distinctly delimited from the rock and cutting both, the rock fragments and the groundmass. The exceptionally strong deformation of quartz specimens stretching perpendicularly to the fracture walls may suggest that the crystallization of quartz occurred after or during the deformation.

Two other fracture sets in the quartzitic and quartzitic-sericite schists of the Ordovician coincide with the directions of the primary and secondary schistosity. The primary schistosity usually coincides with the bedding of the deposits. The direction of the secondary schistosity is oblique in relation to the primary. In rocks rich in sericite and this direction is distinctly indicated. In quartz-rich, more massive sediments, the direction of secondary schistosity has a correspondent in zones consisting of short minute fractures parallel to the schistosity. Secondary chlorite and muscovite, also iron oxides concentrate in the vicinity of these zones. In the metaconglomerates and greywacke metasandstones the direction of secondary schistosity is not indicated. Neither has it been observed in Silurian quartzites, in spite of the very strong deformation of the phyllites associated with the quartzites. Perhaps the more plastic beds surrounding the quartzites protected them during the deformation of the series.

The muscovitisation of chlorite and the sericitisation of albite may probably be included in the post-deformational changes of the sediments here considered. The leaching of carbonates from the greywacke sandstones was most likely a later event.

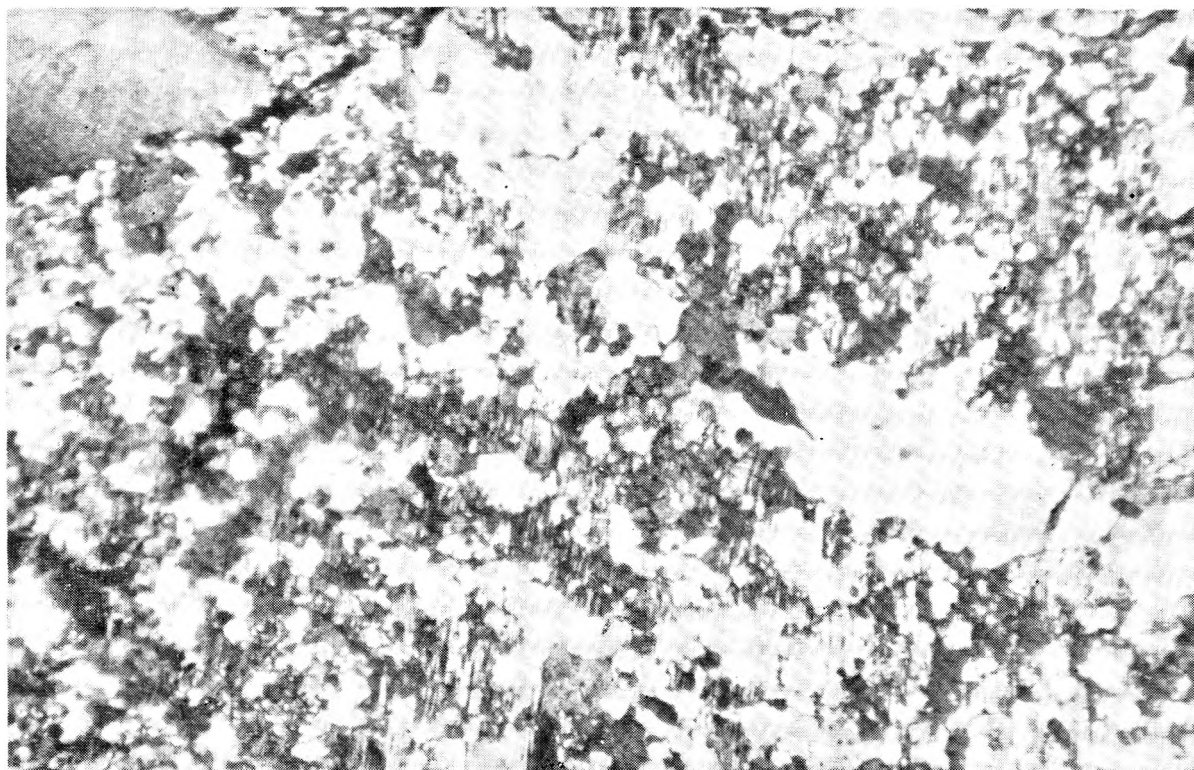
The most sincere thanks are due from the writer to Professor Dr K. Smulikowski and Professor Dr K. Łydka for their valuable remarks and criticism. Mrs. J. Gorczyca-Skała, Dr J. Teisseyre and Dr A. Nowakowski must also be thanked for the help offered in the preparation of the present work.

Laboratory of Petrography
Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warszawa, June 1970

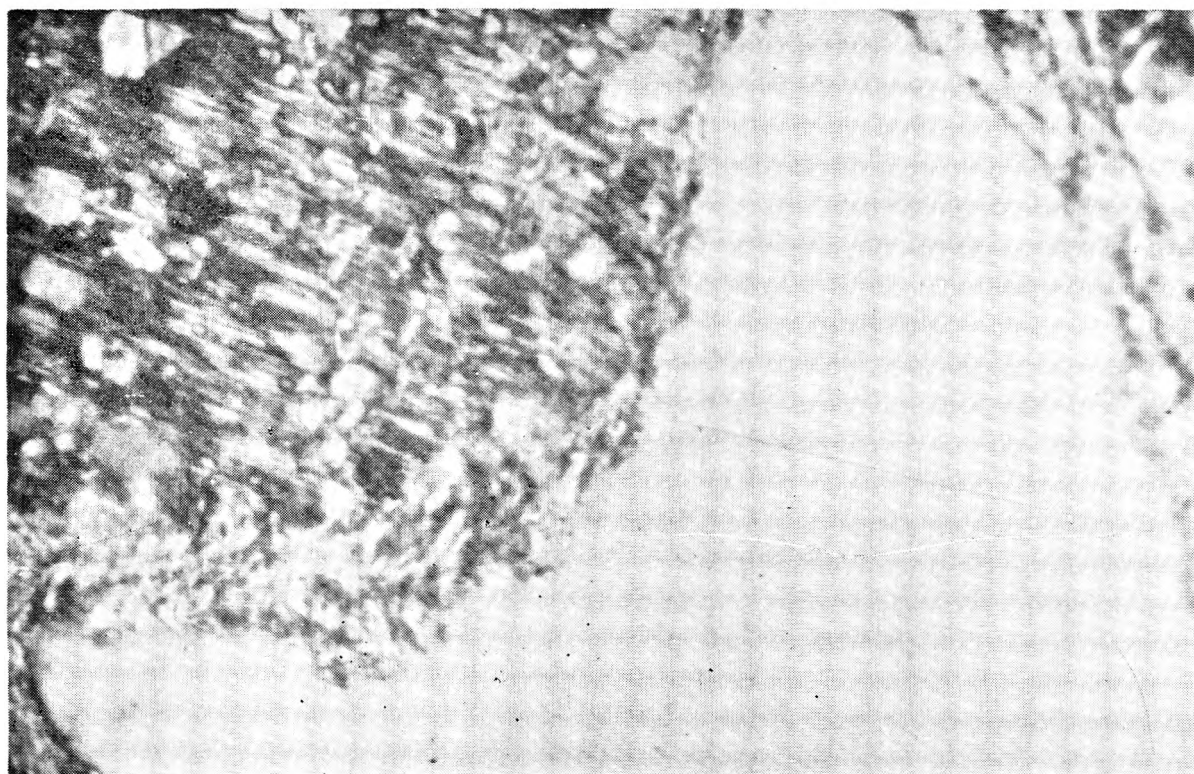
PLANSZA I

PLATE I

- Fot. 1. Albit okwarcowany. Piaskowce szarogłazowe. Tarczyn, odsłonięcie 1. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 45 ×
Albite mineralized by quartz. Greywacke. Tarczyn, test point 1. Crossed nicols, magn. 45 ×
- Fot. 2. Kontakt kwarcu z albitem. Piaskowce szarogłazowe. Tarczyn, odsłonięcie 1. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 100 ×
Contact of quartz with albite. Greywacke. Tarczyn, test point 1. Crossed nicols, magn. 100 ×



Fot. 1



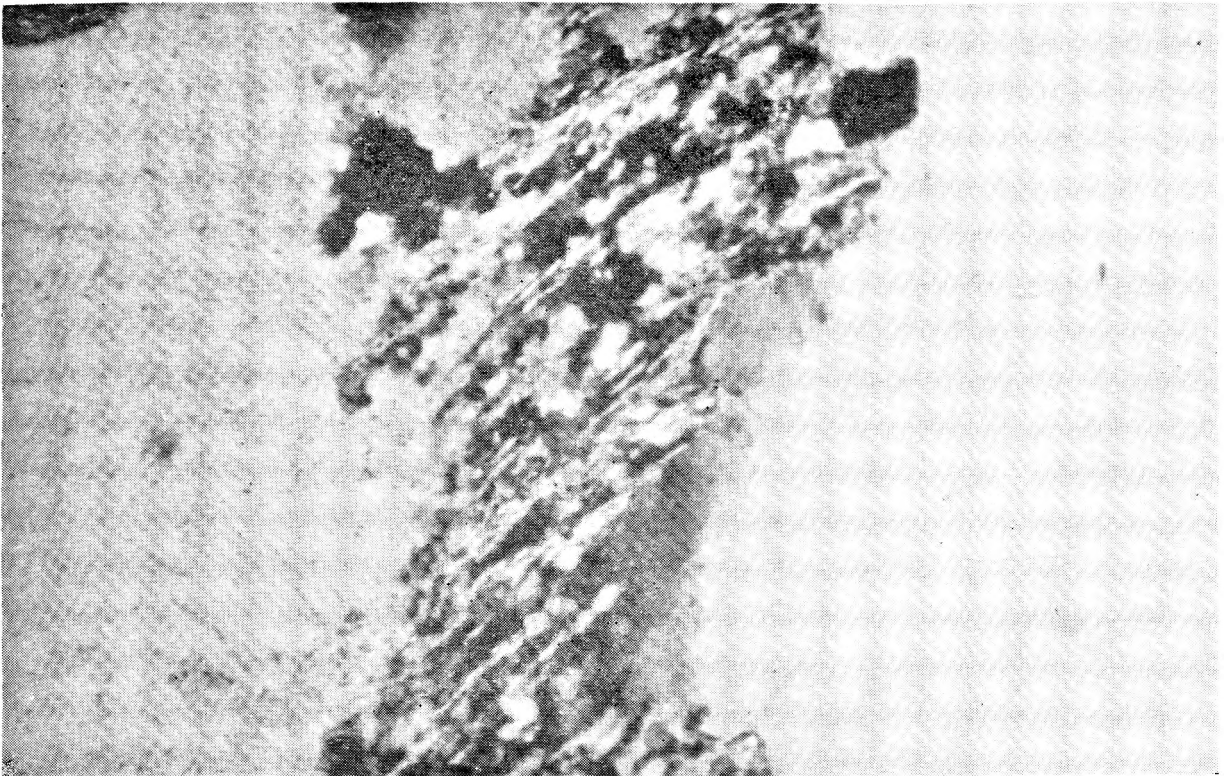
Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts.)

PLANSZA II

PLATE II

- Fot. 1. Granica między ziarnami kwarcu typu plastycznych odkształceń międzyziarnowych. Piaszkowce szarogłazowe. Tarczyn, odsłonięcie 1. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 100 ×
Boundary between grains of quartz of the type of plastic intergranular deformations. Greywacke. Tarczyn, test point 1. Crossed nicols, magn. 100 ×
- Fot. 2. Tekstura piaskowców szarogłazowych. Tarczyn, odsłonięcie 1. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×
Texture of greywacke. Tarczyn, test point 1. Crossed nicols, magn. 18 ×



Fot. 1



Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapselitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts).

PLANSZA III

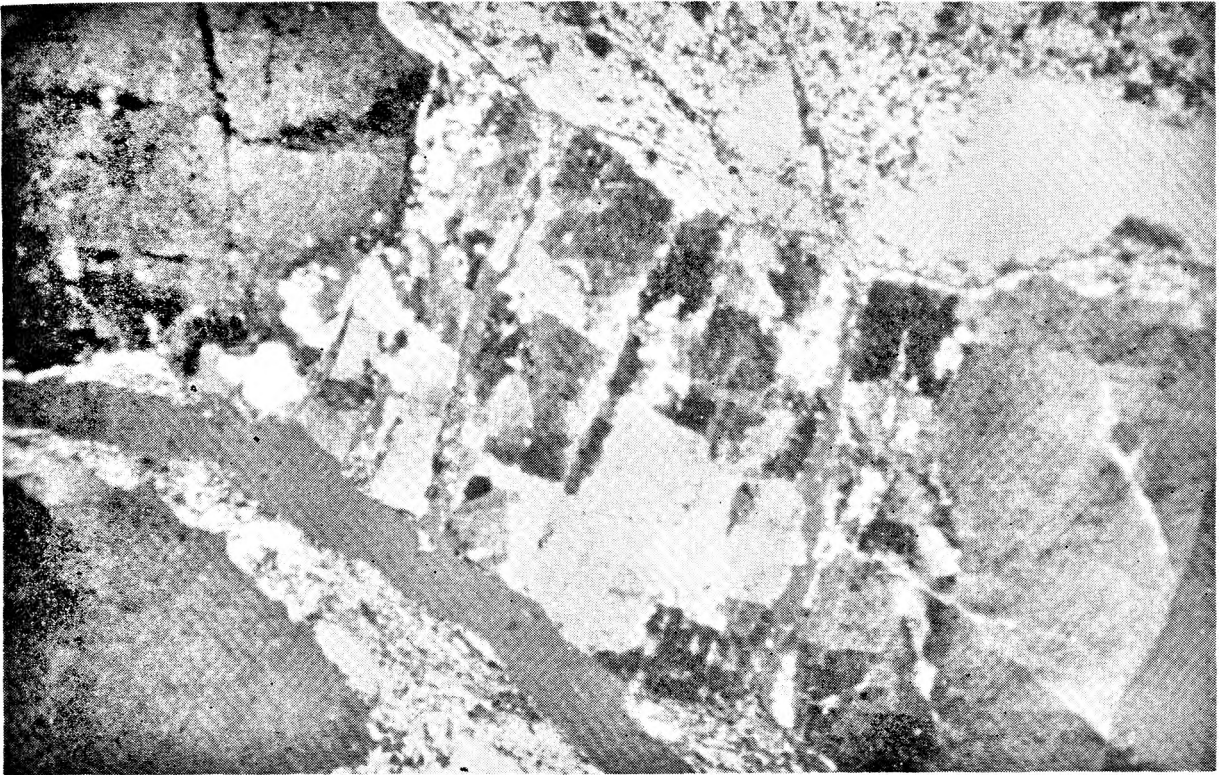
PLATE III

Fot. 1. Kwarc zmylonityzowany w zlepieńcu. Tarczyn, odsłonięcie 2. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×

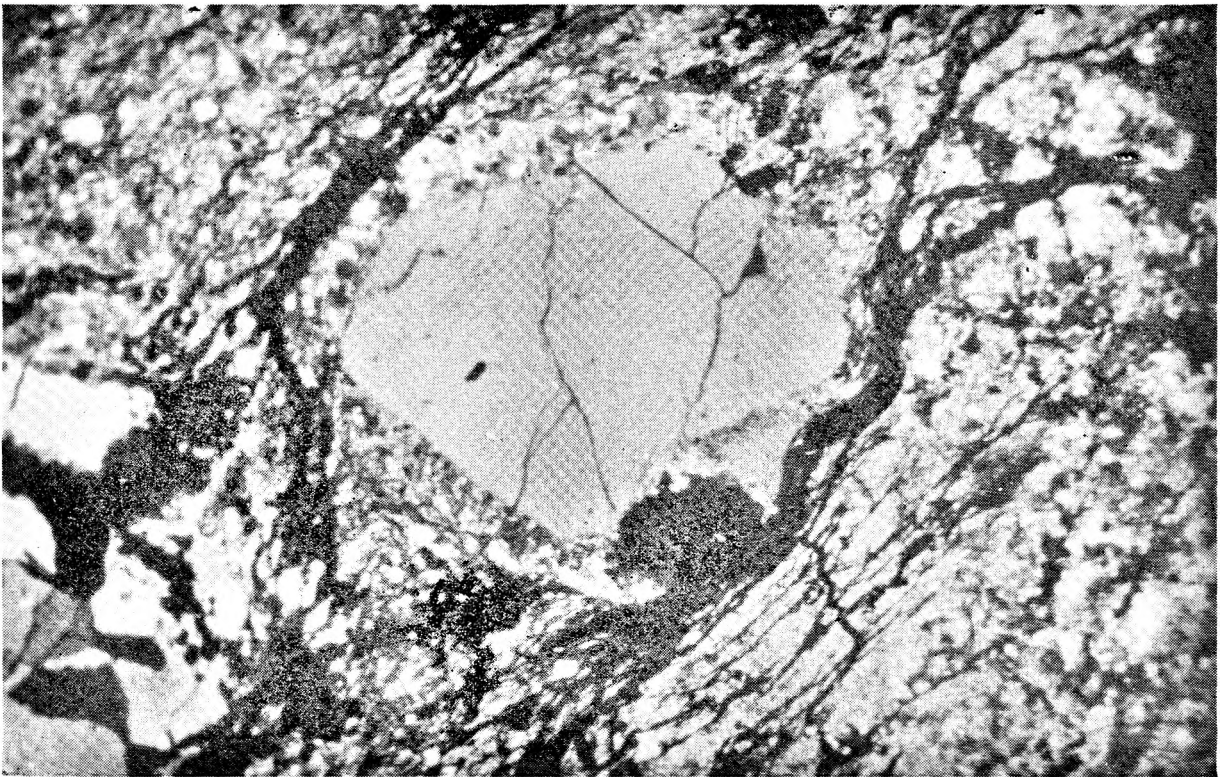
Mylonized quartz in conglomerate. Tarczyn, test point 2. Crossed nicols, magn. 18 ×

Fot. 2. Fragment skalny z automorficznym kwarcem w zlepieńcach. Tarczyn, odsłonięcie 2. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×

Rock fragment with automorphic quartz in conglomerate. Tarczyn, test point 2. Crossed nicols, magn. 18 ×



Fot. 1



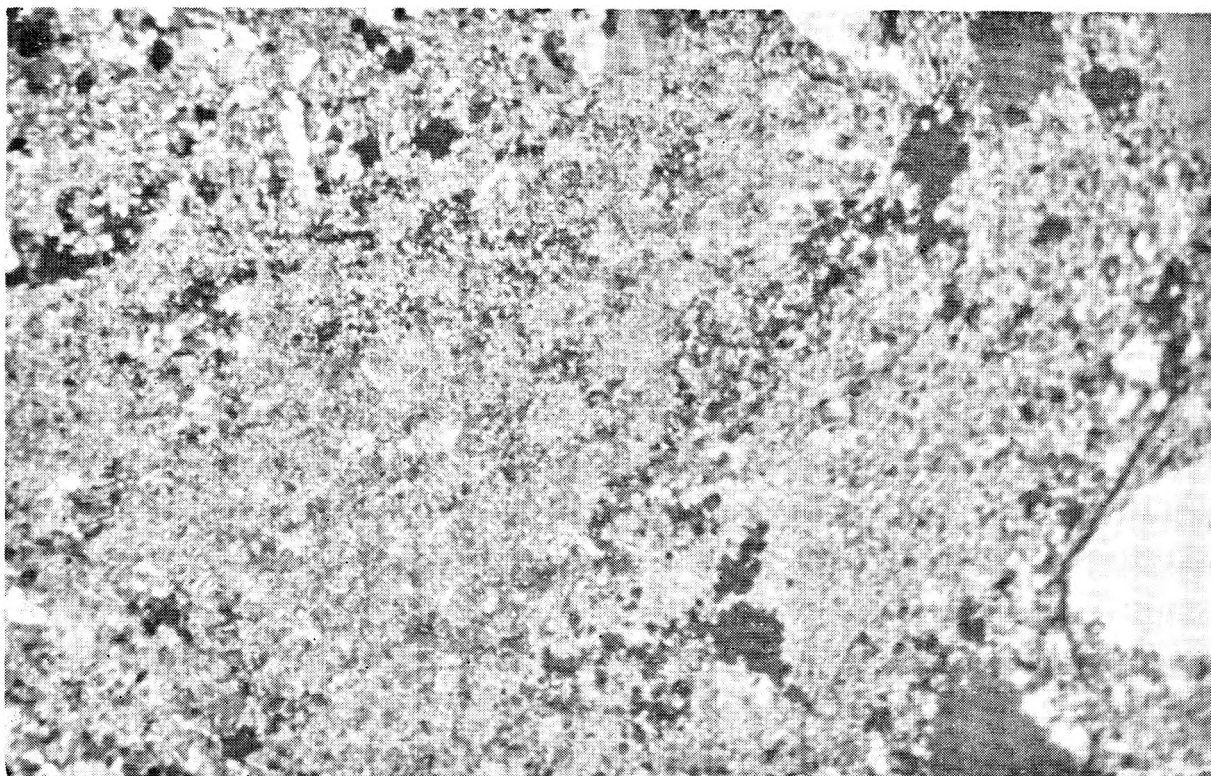
Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts.)

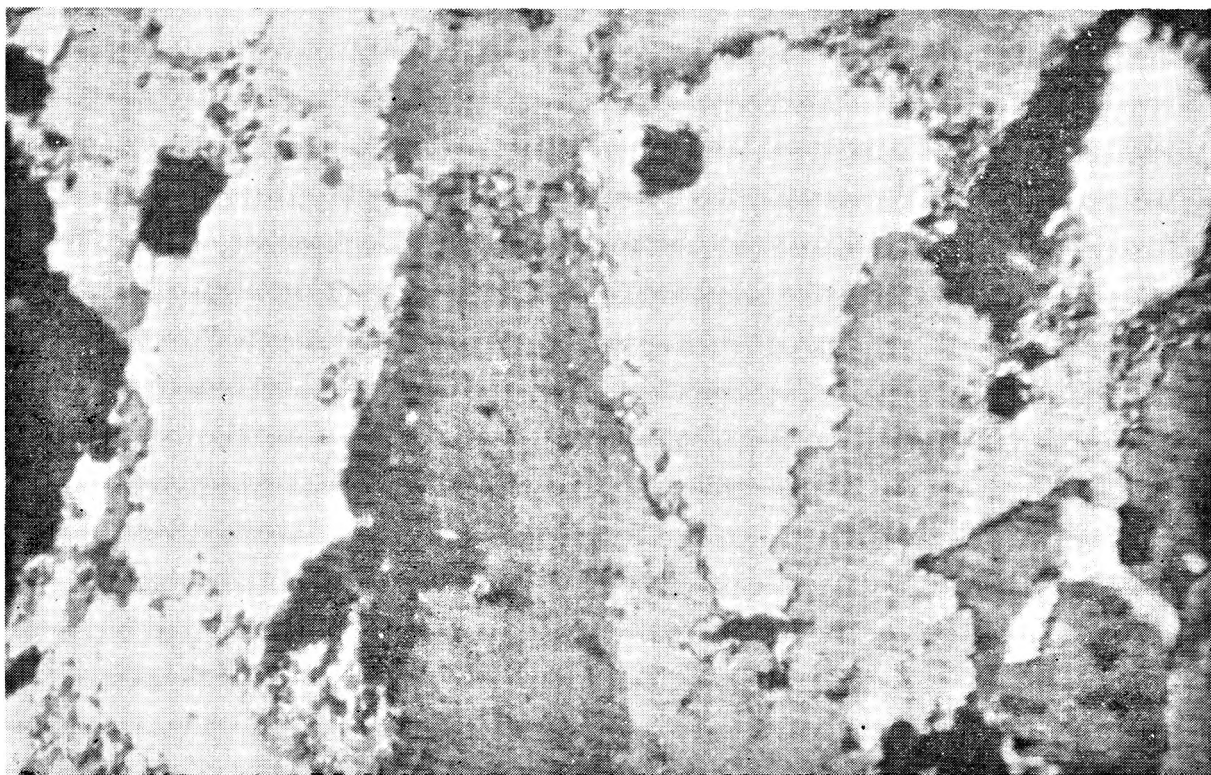
PLANSZA IV

PLATE IV

- Fot. 1. Fragment zserycytowanej skały w zlepieńcu. Tarczyn, odsłonięcie 2. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×
Fragment of sericitized rock in conglomerate. Tarczyn, test point 2. Crossed nicols, magn. 18 ×
- Fot. 2. Granice między ziarnami kwarcu typu blastycznej rekrytalizacji granularnej. Łupek kwarcytowy. Tarczyn, odsłonięcie 2. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 45 ×
Boundaries between grains of quartz of the type of blastic granular recrystallization. Quartzitic schists. Tarczyn, test point 2. Crossed nicols, magn. 45 ×



Fot. 1



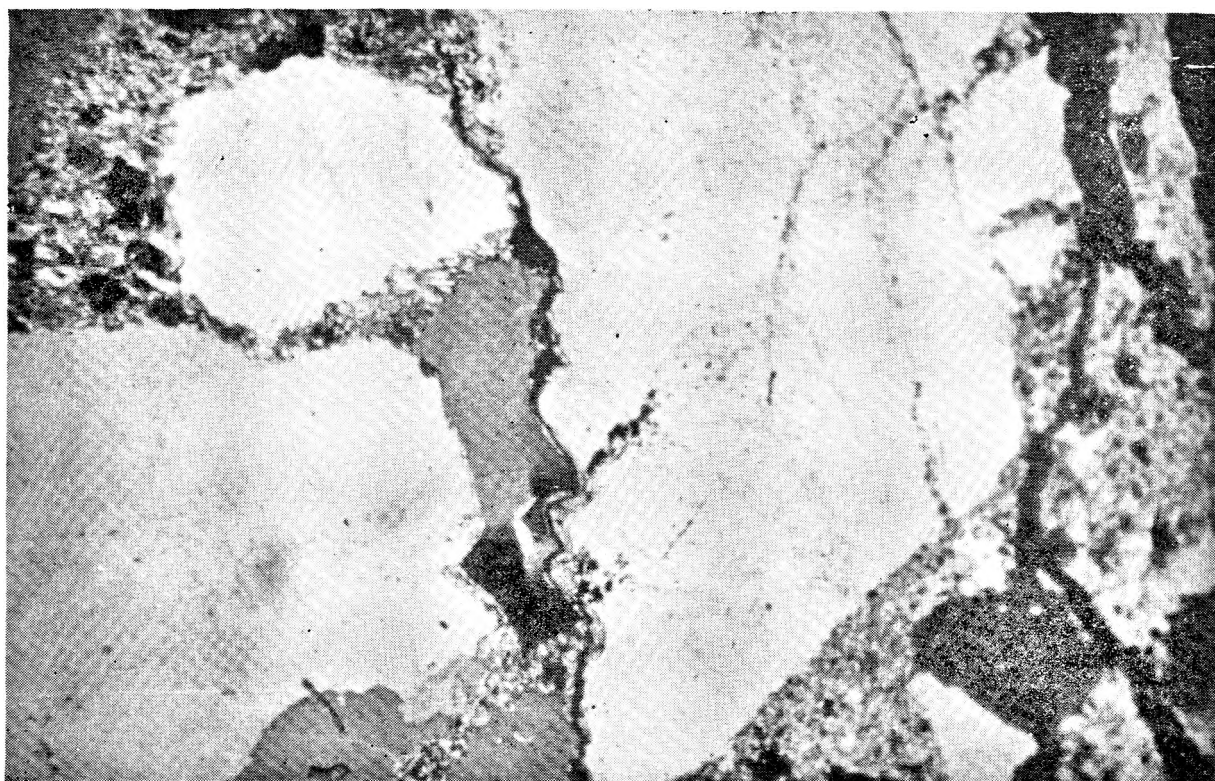
Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wlenia
(Góry Kaczawskie Mts.)

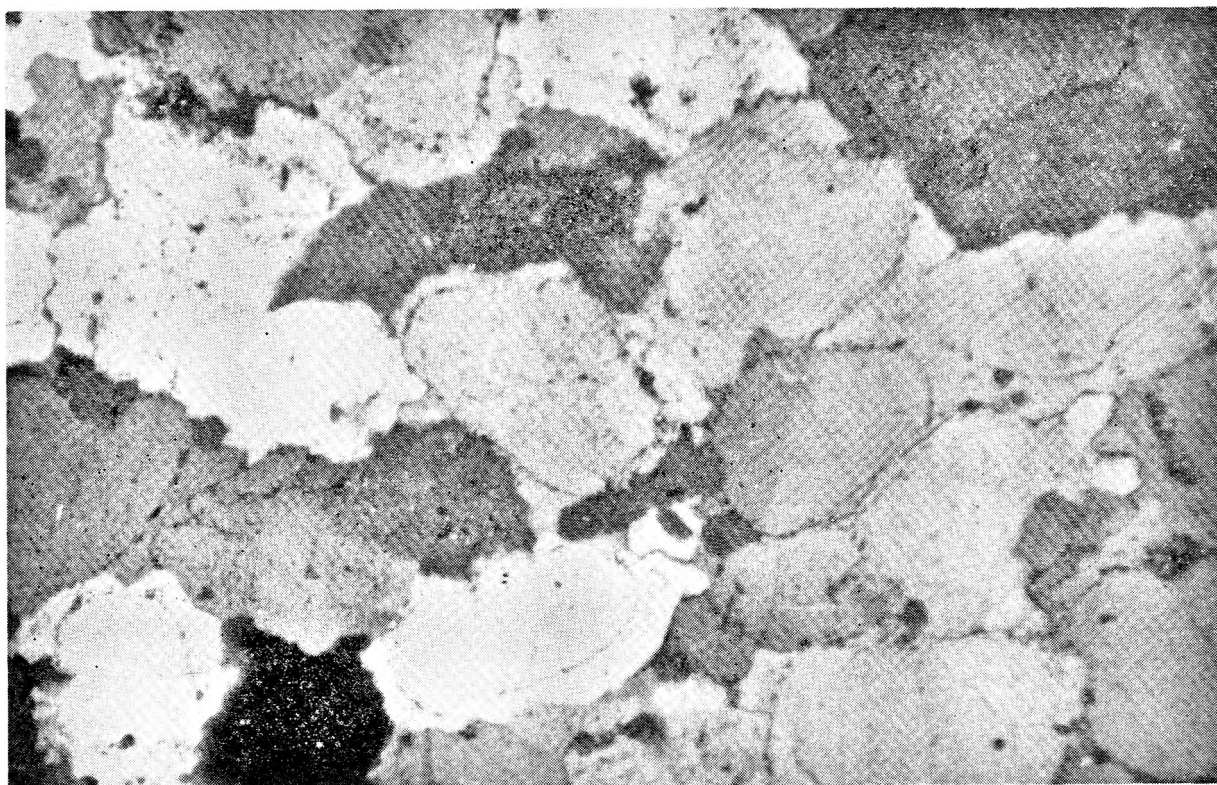
PLANSZA V

PLATE V

- Fot. 1. Wklęsło-wypukłe granice między ziarnami kwarcu. Zlepniec. Tarczyn, odsłonięcie 3.
Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×
Concavo-convex boundaries between quartz grains. Conglomerate. Tarczyn, test point 3.
Crossed nicols, magn. 18 ×
- Fot. 2. Kwarcyt. Tarczyn, odsłonięcie 7. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 45 ×
Quartzite. Tarczyn, test point 7. Crossed nicols, magn. 45 ×.



Fot. 1



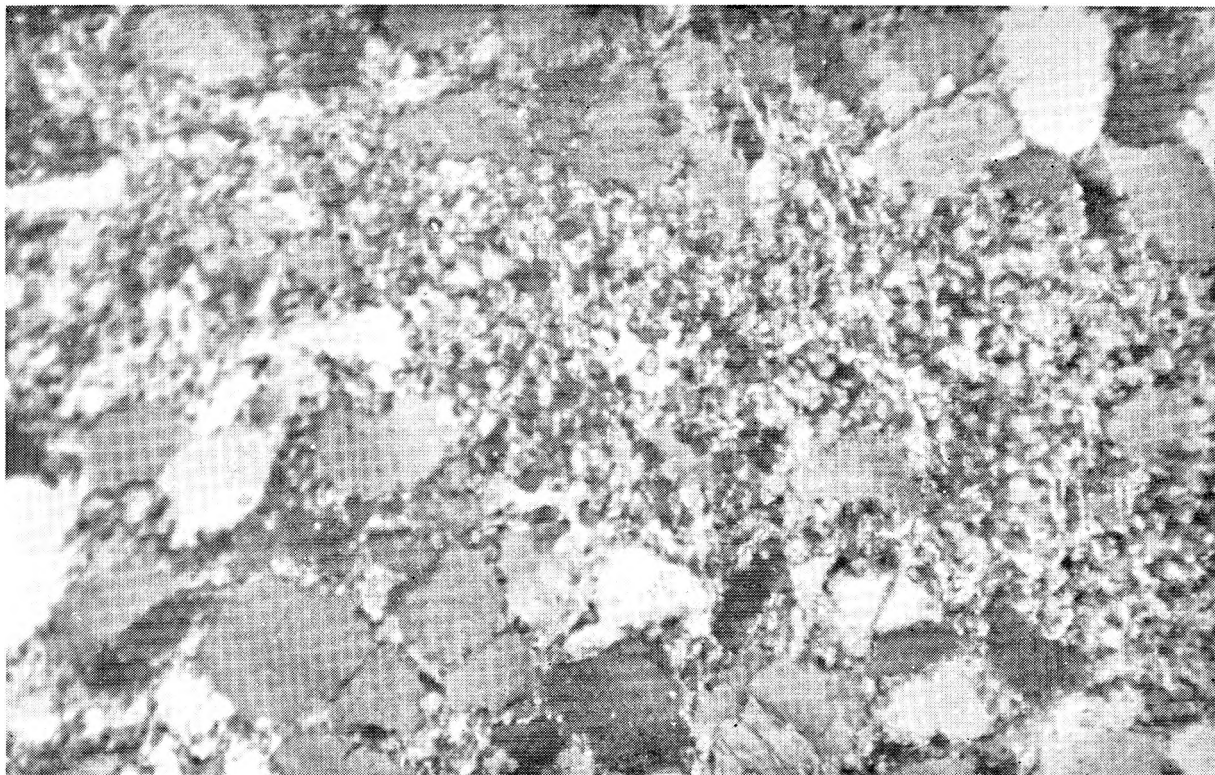
Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts.)

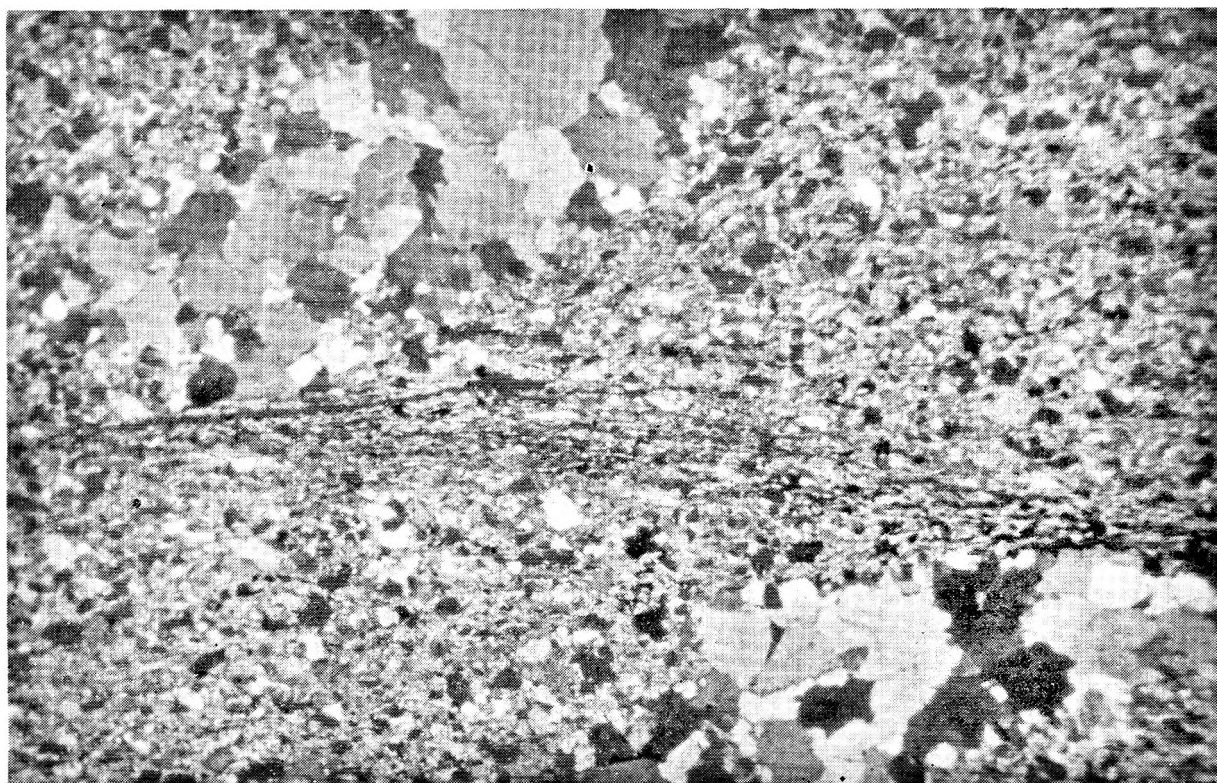
PLANSZA VI

PLATE VI

- Fot. 1. Strefa granulacji w kwarcycie. Rząsiny. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 45 ×
Zone of granulation in quartzite. Rząsiny. Crossed nicols, magn. 45 ×
- Fot. 2. Łupek serycycowo-kwarcowy. Bolków. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×
Sericitic-quartz schist. Bolków. Crossed nicols, magn. 18 ×



Fot. 1



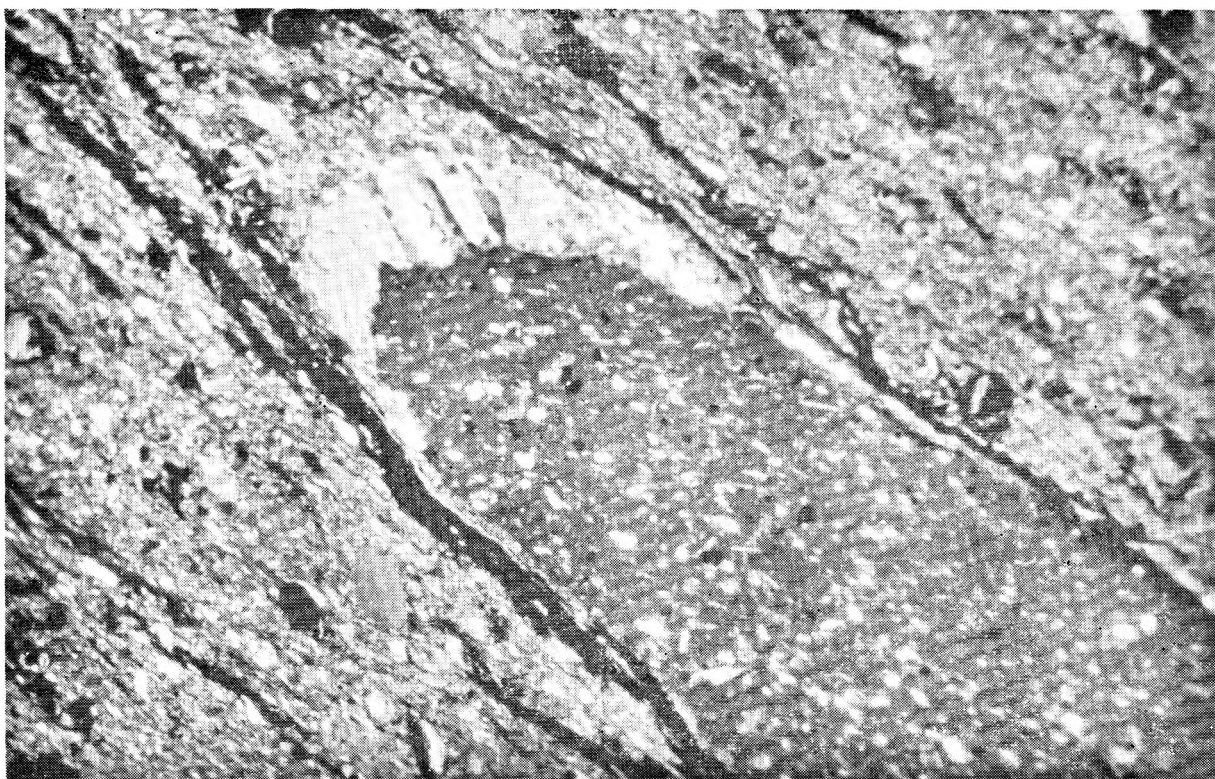
Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts.)

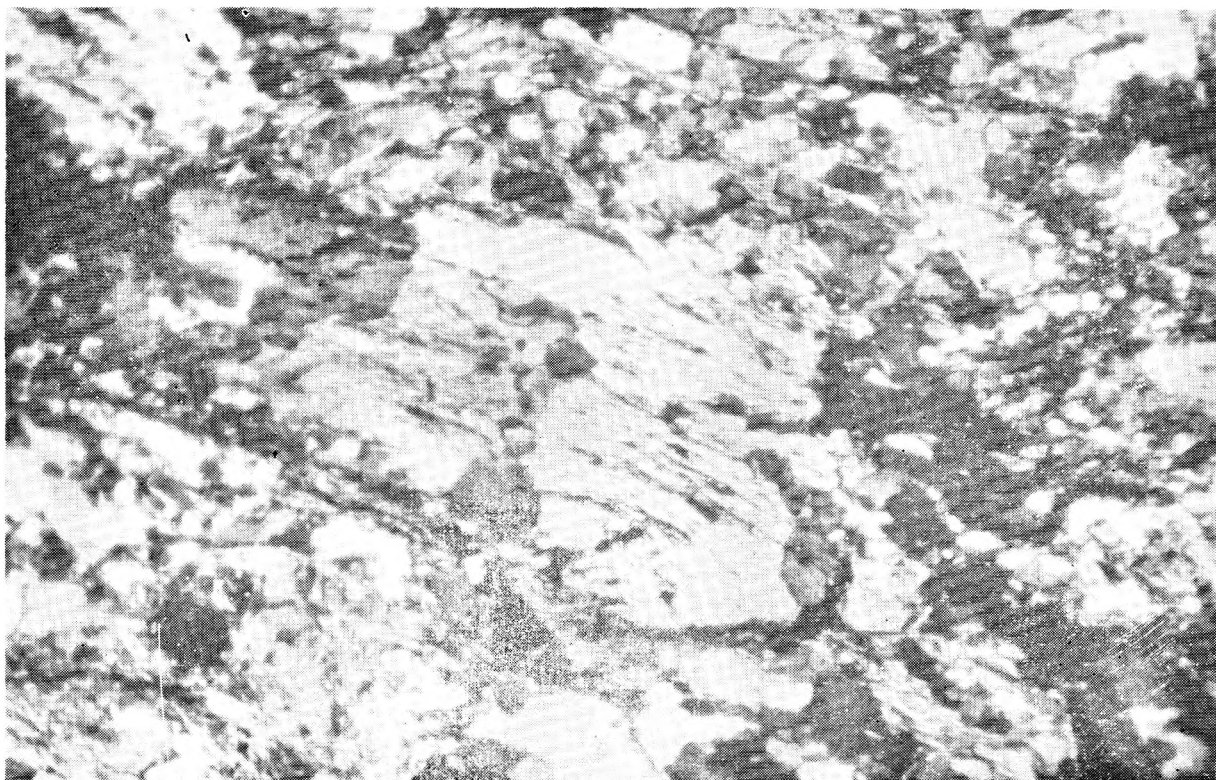
PLANSZA VII

PLATE VII

- Fot. 1. Wtórny kwarc na granicy kongrecji fosforanowej. Łupek serycytowo-chlorytowo-kwarcowy, Wleń. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 18 ×
Secondary quartz on the boundary of phosphate concretion. Sericitic-chloritic-quartz schist. Wleń. Crossed nicols, magn. 18 ×
- Fot. 2. Paratektoniczny albit. Łupek serycytowo-chlorytowo-kwarcowy. Chrośnica. Nikole skrzyżowane, pow. ok. 45 ×
Paratectonic albite. Sericitic chloritic quartz schist. Chrośnica. Crossed nicols, magn. 45 ×



Fot. 1



Fot. 2

Bożena ŁACKA — Charakterystyka petrograficzna metapsefitów i metapsamitów kambro-syluru okolic Wlenia
Petrology of metasandstones and metaconglomerates from Cambro-Silurian in the vicinity of Wleń
(Góry Kaczawskie Mts.)