

Teresa BUTKIEWICZ

ŁUPKI KRystaliczne PASMA Krowiarek w GÓRACH KŁODZKICH

SPIS TREŚCI

	str.
Wstęp	48
Historia badań	48
Ogólny opis terenu	51
Szczegółowy opis skał	56
Grupa skał typu paragnejsów	56
Łupki łuszczkowe	56
Paragnejsy porfiroblastyczne	57
Paragnejsy plagioklazowe	60
Paragnejsy albitowe	63
Paragnejsy syenitoidowe	65
Kwarcytognejsy mikroklino- we	67
Blastomylonityczne paragnejsy mikroklino- we	68
Paragnejsy plagioklazowo-mikroklino- we	71
Grupa skał różnych od paragnejsów	73
Kwarcyty grafitowe	73
Kwarcyty	75
Amfibolity	75
Marmury	78
Dyskusja wyników analiz mikrometrycznych i chemicznych	80
Rozważania ogólne i wnioski	90
Rozprzestrzenienie i stosunki ilościowe różnych rodzajów łupków krystalicznych na terenie Krowiarek	90
Ewolucja metamorficzna łupków krystalicznych pasma Krowiarek	91
Feldszpatyzacja oligoklazowa	95
Feldszpatyzacja albitowa	95
Feldszpatyzacja mikroklino- wa	97
Zestawienie wyników	100
Literatura	101
Summary	104

Streszczenie

W pracy podano charakterystykę petrograficzną i chemiczną łupków krystalicznych pasma Krowiarek należących do serii strońskiej. Badania petrograficzne wykazały, że materiał skalny pasma Krowiarek poza

regionalnym metamorfizmem poddany był działaniu selektywnej, metasomatycznej feldszpatyzacji. Kolejne etapy tego procesu, początkowo plagioklazowy a późniejszy mikroklino-
wy, doprowadziły do utworze-

nia się bogatego i zróżnicowanego zespołu skał paragnejsowych, takich jak: paragnejsy plagioklazowe, porfiroblastyczne, albitowe, kwarcytognejsy mikroklino-owe, paragnejsy plagioklazowo-mikroklino-owe i syenitoidowe. Wśród wymienionych rodzajów paragnejsów wyróżniają się trzy zespoły skał. Pierwszy, skał wzbogaconych tylko w plagioklaz, drugi — o przeważającym udziale mikroklinu i trzeci zespół o równorzędnych ilościach zarówno plagioklaz, jak i mikroklinu. Plagioklaz rozwija się w paragnejsach w głównej mierze kosztem łyżczyków, a częściowo także kwarcu. Nie można jednak wykluczyć, że część jego pochodzi z pierwotnego materiału osadowego. Mikro-

klin powstały w procesie feldszpacyzacji wzrasta kosztem starszej generacji plagioklaz i kwarcu. Prócz zespołu łupkowo-paragnejsowego wydzielono w materiale skalnym pasma Krowiarek grupę skał różnych od paragnejsów, w skład której wchodzi: kwarcyty grafitowe i kwarcyty, amfibolity i marmury. Skały te w nieznacznym tylko stopniu uległy metasomatycznej feldszpacyzacji, a w przypadku marmurów i skał z grafitem pozostały pod względem składu mineralnego całkowicie niezmienione w toku ewolucji metamorficznej łupków krystalicznych pasma Krowiarek.

WSTĘP

Krowiarki stanowią jeden z elementów orograficznych większej jednostki górskiej jaką jest metamorfik Łądko — Śnieżnika. Jako oddzielne pasmo górskie Krowiarki wyodrębniają się w okolicach Stronia Śląskiego, ciągnąc się dalej w kierunku NW aż w pobliże miejscowości Krosnowice.

Jak dotychczas pasmo Krowiarek nie doczekało się jednolitego opracowania petrograficznego. Prowadzone we wspomnianym terenie prace dotyczyły głównie zagadnień geologicznych, nie obejmowały jednak całości pasma, lecz tylko pewne jego większe fragmenty. Celowym więc wydało się podjęcie dokładnych badań petrograficznych, które doprowadziłyby do wprowadzenia jednolitego podziału występujących tu skał i prześledzenia przemian jakim one uległy.

W myśl wprowadzonej w pracy systematyki, której dokładne omówienie nastąpi dalej, marmury, amfibolity i kwarcyty grafitowe pozostają jako odrębne wydzielenia. Cały zaś kompleks skał łupkowo-paragnejsowych ujęto w jedną grupę z zastosowaniem szczegółowych wydzieleni, zależnie od ilości i rodzaju skaleni oraz cech strukturalnych.

Z pasma Krowiarek w trakcie prac terenowych zebrano materiał skalny z 450 punktów. Włączono tu także materiały zbierane w 1955 r. w ramach prac magisterskich przez A. Arnold z terenu Siennej i A. Rydzewskiego z okolic Rogózki. Większość materiału pochodzi z naturalnych odsłoneń, część jednak wskutek słabego odkrycia terenu pobrano z blokowisk zboczowych lub hałd.

W pracach kameralnych opracowano mikroskopowo materiał skalny z 270 wybranych punktów udokumentowanych 400 płytkami cienkimi. Analizy mikrometryczne wykonano z 193 płytek cienkich. Ilustracją chemiczną zmienności skał jest 19 pełnych analiz chemicznych.

Otrzymane wyniki posłużyły do udokumentowania procesów regionalnego metamorfizmu połączonego z dwuetapową metasomatozą — początkowo sodową, a później potasową, a także do zobrazowania sposobu i rodzaju feldszpacyzacji w szeregu kolejnych przejść od skał łupkowych do paragnejsów i ich odmian leukokratycznych.

Całością wykonanych prac rozpoczętych w 1956 r. kierował prof. dr K. Smulikowski, któremu pragnę serdecznie podziękować za liczne wskazówki udzielone mi w trakcie jej wykonywania oraz dyskusję zagadnień związanych z jej problematyką. Równie serdecznie dziękuję dr J. Donowi za cenne uwagi w czasie prac terenowych, za udostępnienie mi swoich opracowań dotyczących pasma Krowiarek oraz za przedyskutowanie zagadnień geologiczno-petrograficznych tego terenu. Dr J. Gierwielącowi dziękuję za udostępnienie mi mapy geologicznej okolic Łądko Zdroju, której wycinek dotyczy pasma Krowiarek. Dr J. Burchartowi dziękuję za wielokrotne dyskusje i krytyczne uwagi w trakcie wykonywania niniejszej pracy, a dr A. Nowakowskiemu za konsultacje i wskazówki przy mikroskopowych oznaczeniach minerałów. Doc. dr H. Pendiasowi dziękuję za współpracę przy wykonywaniu analiz chemicznych.

HISTORIA BADAŃ

Pasmo Krowiarek do czasów powojennych było terenem pozbawionym osobnych, szczegółowych opracowań geologicznych i petrograficznych. Pierwsze prace tego rodzaju ukazują się dopiero w 50 latach bieżącego stulecia.

Jak już wspomniano, pasmo Krowiarek wchodzi w skład większej jednostki geologicznej jaką jest metamorfik Łądko — Śnieżnika, ściśle wiążąc się z właściwym masywem Śnieżnika. Dominującą serią skalną jest zespół łup-

kowo-paragnejsowy z wkładkami kwarcytów, amfibolitów i marmurów, objętych ogólną nazwą serii strońskiej. Termin ten, wprowadzony po raz pierwszy przez G. Fischera (1935a), odnosi się do zróżnicowanej petrograficznie serii pochodzenia głównie osadowego, która jego zdaniem uległa metamorfizmowi regionalnemu i inwazji magmowej gnejsu śnieżnickiego. Seria strońska ma swoje odpowiedniki geologiczne na terenie Czechosłowacji. Są to: staromiejskie pasmo łupkowe, grafitowa seria velkovrbeńska i seria zabrzeska. Cechą wspólną wymienionych serii jest ich znaczne zróżnicowanie petrograficzne, (tzw. „pstra seria”) zależne częściowo od litologicznego składu osadów pierwotnych, które zdaniem G. Fischera (1935a) i geologów czeskich (Kettner 1922, Urban 1934, Misař 1962) odpowiadałyby utworom fliszowym. Ustalenie podobieństw i przypuszczalnej (proterozoicznej) jedności wiekowej wymienionych jednostek jest osiągnięciem powojennych studiów i badań terenowych zarówno geologów czeskich, jak i polskich. Do 40 lat bieżącego stulecia panowały bowiem poglądy, w głównej mierze geologów niemieckich, o różnym wieku poszczególnych serii — od archaiku aż po dewon.

Zagadnienie wieku i procesów metamorficznych serii suprakrystalnych wiąże się ściśle z kompleksami skał gnejsowych występujących w masywie Śnieżnika i na terenach sąsiednich. Toteż większość prac dotyczy właśnie gnejsów, gdyż ich złożony polimetamorficzny charakter dotąd jeszcze sprawia trudności w ustaleniu kolejności przemian i powiązań genetycznych z osłoną łupkową.

Najstarsze wzmianki dotyczące interesującego nas terenu, często zresztą o charakterze fizjograficznym, datują się z początków XIX wieku. Pierwsze bardziej szczegółowe wydzielenia petrograficzne ustanowił H. Wolf (1864), wyróżniając kompleksy gnejsowe i łupkowe z wkładkami wapieni. Gnejsy dzielił na szare i różowe, przypisując im charakter intruzywny. W gnejsach różowych wydziela ponadto kilka odmian w rodzaju: gnejsów oczkowych, warstewkowych i gnejsów łupkowatych. Wydzielenia stosowane przez H. Wolfa posłużyły jako podstawa do przeglądowej mapy geologicznej okolic Kłodzka wydanej w 1867 r. (Beyrich, Rose, Roth, Runge).

W latach późniejszych ukazują się prace F. Kretschmera dotyczące stratygrafii i tektoniki serii skalnych leżących na obszarze nasunięcia ramzowskiego. W pracy z 1897 r. F. Kretschmer przedstawia gnejsy Śnieżnika Kłodzkiego jako zwarty i jednolity kompleks gnejsów oczkowych, przypisując im zgodnie z Wolfem charakter eruptywny, a wiek ustalając na archaiczny.

Mapa A. Lepli (1900), obejmująca południową część Kotliny Kłodzkiej, m. in. metamorfik Łądką — Śnieżnika i Góry Bystrzyckie, dotyczy w głównej mierze serii osadowych i zagadnień hydrologii terenu. Tak więc właściwe mapy i opracowania geologiczne datują się dopiero z 30 i 40 lat bieżącego stulecia: L. Finckh, G. Götzinger (1931) oraz L. Finckh, E. Meister, G. Fischer i E. Bederke (1942).

Z geologów czeskich A. Matějka (1925) badał szczegółowo petrografię i geologię części Gór Orlickich. W oparciu o prace Wolfá (1864) wydziela on kompleks pochodzenia osadowego, złożony z łupków łyszczykowych, łyszczykowych paragnejsów, kwarcytów i amfibolitów, oraz dwa różne typy ortognejsów: szare i różowe. Stosunek czerwonych ortognejsów do serii łupkowych jest zdaniem autora intruzywny, a stosunek szarych ortognejsów do łupków tektoniczny.

Z przytoczonych powyżej prac wynika, że do lat trzydziestych zostały dokonane zasadnicze wydzielenia petrograficzne skał występujących w południowej części Kotliny Kłodzkiej (jednostka orlicko-kłodzka w ujęciu Z. Misařa 1960). Rozbieżności w panujących poglądach dotyczyły głównie problemów wieku poszczególnych serii. Zagadnieniami tymi, jak również ogólną budową Sudetów, zajmował się w głównej mierze F. E. Suess (1912), a w latach późniejszych E. Bederke (1929). Przejrzysty podział stratygraficzny, ujmujący dotychczasowe wyniki badań, przedstawił G. Fischer (1935a). Wyróżnia on dwa odrębne i różnowiekowe kompleksy skał. W każdym z nich wyodrębnia starszą serię suprakrystalną z odpowiadającą jej serią infrakrystalną. Wydzielenia są typowo regionalne z nazwami miejscowości, w okolicach których, zdaniem autora, dany kompleks skał jest typowo wykształcony.

Kompleks młodszy	granitognejsy śnieżnickie utwory osadowej serii strońskiej	IV III
Kompleks starszy	gnejsy i migmatyty gierałtowskie łupki i paragnejsy młynowskie	II I

Na kompleks starszy wieku archaicznego składa się seria młynowska i gnejsy gierałtowskie. Seria młynowska jest to jednolity i monotony kompleks paragnejsów biotytowych, pozbawiony zdaniem Fischera wkładek amfibolitów i skał węglanowych, który wskutek intrudowania magmy uległ daleko idącej migmatytyzacji, doprowadzającej w efekcie końcowym do utworzenia się gnejsów gierałtowskich.

Na kompleks młodszy algoncko-kambryjski składa się suprakrystalna seria strońska i odpowiadający jej infrakrystalny ortognejs śnieżnicki. Zróżnicowana seria strońska, w skład

której wchodzi różnego rodzaju łupki łyszczykowe i grafitowe, paragnejsy, amfibolity i marmury, ogarnięta została przez intruzję śnieżnicką. Zarówno intrudowanie magmy, jak i zgnejsowanie granitu miało się dokonać w trakcie jednego, kaledońskiego cyklu orogenicznego. Intrudujące masy, zgodnie również z opinią E. Bederkego (1943), wdarły się wzdłuż istniejących niezgodności tektonicznych na granicy obu kompleksów suprakrystalnych.

Na podstawie ówczesnych prac z metamorfiku Łądka — Śnieżnika E. F. Vangerow zestawił (1943) profil stratygraficzny serii strońskiej. Za poziomy stratygraficzne uznano kwarcyty podstawowe, jako ogniwo początkowe pierwotnej serii osadowej, oraz marmury, które przez analogię do Gór Kaczawskich i odległego masywu łuzycznego miały stanowić spąg paleozoiku. Profil ten jest następujący:

Amfibolity z podrzędnymi wystąpieniami porfiroidów, ze złożami magnetytu, z wapieniami i kwarcytami Łupki dwułyszczykowe Marmury — w luźnych soczewkach do kilkudziesięciu metrów miąższości — z cienkimi wkładkami łupków	KAMBR
Łupki łyszczykowe z wkładkami kwarcytów grafitowych Amfibolity z podrzędnymi porfiroidami Łupki łyszczykowe z kwarcytami grafitowymi, z małymi soczewkami wapieni, amfibolitów i jasnych kwarcytów Kwarcyty podstawowe — od 5 do 15 m miąższości.	ALGONK

Przedstawiony profil ma obecnie znaczenie historyczne, a nawet współcześnie Vangerowowi (np. Bederke 1943) mieli zastrzeżenia co do pozycji marmurów i przynależności serii łupko-amfibolitowych do kambru.

Metamorfik Łądka — Śnieżnika ulegał wielokrotnej przebudowie tektonicznej w kilku wielkich orogenezach począwszy od archaiku, poprzez orogenezę kaledońską i waryscyjską, aż do ruchów młodosaksońskich. Trudno jest więc oczekiwać, aby w tak zróżnicowanej petrograficznie serii skał udało się przesledzić dokładnie następstwa poszczególnych warstw i ustalić ściśle ich wzajemną pozycję stratygraficzną.

Okres powojenny jest nowym, bogatym w prace etapem badań metamorfiku Łądka — Śnieżnika. Szczegółowe prace geologiczne i petrograficzne prowadzone pod kierunkiem profesorów K. Smulikowskiego i H. Teisseyre'a wniosły wiele nowych i krytycznych spostrzeżeń w stosunku do opracowań geologów niemieckich. Już w 1952 r. K. Smulikowski poddaje w wątpliwość pozycję marmurów ujętych w

profilu Vangerowa jako poziom stratygraficzny między algonkiem a kambrem. Łączenie ich z odległymi marmurami wojcieszowskimi, które również nie mają dokumentacji paleontologicznej, wydaje się, zdaniem autora, mało uzasadnione. Podobnie drugi poziom przewodni, za jaki uznawano kwarcyty podstawowe, został poważnie podważony. L. Watycha (1949), H. Teisseyre (1957), J. Don (1958), L. Kasza (1958) wykazali, że kwarcyty przyjmowane dotychczas za spąg utworów serii strońskiej występują w kilku poziomach w obrębie serii łupkowej. Zaznaczają się przy tym ciągłe przejścia kwarcytów zarówno do utworów łupkowych, jak i do gnejsów. Fakt, że kwarcyty trzymają się na ogół spągu serii suprakrystalnej nie upoważnia do uznania kwarcytów za początkowe ogniwo tej serii.

Równie krytycznie ustosunkowuje się K. Smulikowski (1952) do roli orogenezy kaledońskiej w metamorfiku Śnieżnika. Wiązanie bowiem z jednym aktem górotwórczym inwazji magmy śnieżnickiej i jednocześnie daleko posuniętej deformacji powstałych granitognejsów, może nasuwać duże wątpliwości. Toteż autor skłania się do koncepcji wysuniętych przez O. Kodyma i L. Svobodę (1948) o późnoprekambryjskim wieku intruzji magmowej. Orogeniza kaledońska doprowadziła tylko do zgnejsowania zestalonych już serii skalnych.

Szczegółowe prace J. Ansilewskiego, J. Oberca i L. Kaszy prowadzone w latach 1954—1956 na terenach znaczonych przez Fischera serii młynowskiej, a zreferowane na Zjeździe PTG w Dusznikach w 1957 r. wykazały, że monotonna seria paragnejsów biotytowych zawiera wkładki amfibolitów i kwarcytów, a więc swym jakościowym składem nie odbiega wyraźnie od wydzielonej w odrębny kompleks serii strońskiej. Na tej podstawie K. Smulikowski (1957) i J. Oberc (1957) wyprowadzają wniosek o jednej tylko serii pochodzenia osadowego.

Geneza kompleksów gnejsowych również zostaje poddana rewizji. W myśl nowych poglądów K. Smulikowskiego (1957) gnejsy gierałtowskie powstały w wyniku metasomatycznej granityzacji i daleko posuniętej migmatytyzacji serii łupkowych. Gnejsy śnieżnickie zaś, to w wielu przypadkach dalszy etap pegmatytyzacji gnejsów gierałtowskich. Źródłem więc dla obu rodzajów gnejsów byłby jeden i ten sam proces oddziaływania głębinnych emanacji, który, zależnie od stopnia nasilenia i ogólnej mobilizacji materiału skalnego, doprowadził do powstania różnych makroskopowo odmian gnejsów. Słuszność tej hipotezy potwierdziły prace W. Smulikowskiego (1958, 1959). Autor ten na podstawie szczegółowych badań kartograficznych i mikroskopowych z terenu Goszowa (koło Stro-

nia Śląskiego) i Międzygórze dochodzi do wniosku o jednym złożonym procesie metasomatycznej granityzacji. Proces ten, w zależności od stężenia roztworów sodowo-potasowych, intensywności ruchów oraz natury skał pierwotnych, doprowadził do powstania zarówno tzw. gnejsów gierałtowskich, jak i śnieżnickich.

J. Kuźniar (1960), w pracy dotyczącej w głównej mierze zagadnienia marmurów w północno-wschodniej części Krowiarek, podaje również ogólną charakterystykę utworów łupkowych i paragnejsów występujących na terenie pasma. Wyniki badań terenowych i laboratoryjnych zgodne są w swych ogólnych założeniach z przedstawionymi tezami o jednej suprakrystalnej serii łupków krystalicznych uległych procesom feldszpacyzacji.

Podsumowaniem dotychczasowych wyników badań nad formacjami metamorficznymi masywu Śnieżnika jest praca K. Smulikowskiego z 1960 r. W myśl najnowszych poglądów wymienionego autora jedna, zróżnicowana pierwotnie seria suprakrystalna uległa wieloetapowym przeobrażeniom metamorficznym. Regionalny metamorfizm i powszechna feldszpacyzacja plagioklazowa doprowadziły do powstania zróżnicowanej łupkowo-paragnejsowej serii strońskiej. Ta sama seria w partiach głębszych uległa metasomatycznej granityzacji i migmatyzacji, wskutek których utworzyły się gnejsy gierałtowskie. Cechami charakterystycznymi tych gnejsów są: drobnziarnistość, wybitnie smużyste lub laminowane tekstury i stwierdzony mikroskopowo reakcyjny charakter minerałów skaleniowych. Gnejsy śnieżnickie są dalszą kontynuacją procesu metasomatycznej granityzacji, która w tych konkretnie skałach ma nieco odmienny przebieg niż w gnejsach gierałtowskich. Intensywna feldszpacyzacja mikroklinowa doprowadza bowiem do wzrostu dużych megablastów lub zwartych agregatów skalenia potasowego, wskutek czego sfeldszpacyzowane skały łupkowe przybierają postać gnejsów o teksturach oczkowych, soczewkowych lub grubowrzecionowatych.

Mimo wspomnianych różnic teksturalnych oba rodzaje gnejsów, zarówno gnejsy gierałtowskie, jak i śnieżnickie, są wynikiem jednego i tego samego procesu metasomatycznej granityzacji obejmującej starszą formację parałupków. Przemawiają za tym podobieństwa w składzie chemicznym i mineralnym obu tych gnejsów, ich wzajemna alternacja z częstymi strefami skał przejściowych oraz występowanie

analogicznych dwu generacji plagioklaz (kwaśny oligoklaz i albit) wypieranych przez później wzrastający mikroklin.

Zdaniem K. Smulikowskiego (1958) można przypuszczać, że w pewnych przypadkach genezę gnejsów śnieżnickich należy wiązać z ich paligenetyczno-intruzywnym charakterem. W głębszych partiach serii łupkowo-paragnejsowej mogło dojść do frakcjonalnego upłynnienia bardziej leukokratycznego materiału skalnego. W odpowiednich warunkach tektonicznych uruchomiona faza ciekła mogła intrudować nawet w płytkie strefy serii strońskiej. Tego typu przypadek opisała M. Kozłowska (1954) z obszaru Śnieżnika. Uchwycony tam kontakt gnejsów śnieżnickich z łupkami łuszczycowymi serii strońskiej ma charakter wyraźnie intruzywny.

Odmienne sugestie co do gnejsów są przedstawione w pracy J. Dona (1964). Z obserwacji poczynionych na terenie Krowiarek i w okolicach Złotego Stoku autor ten wyprowadza wnioski o odmienej kolejności powstawania gnejsów. Granitognejsy śnieżnickie powstały jako pierwsze w procesie syntektonicznego wyciśnięcia resztkowych magm leukokratycznych w płytsze poziomy skałne. Swoją obecną postać gnejsów oczkowych o wybitnie słojujowej teksturze zawdzięczają silnym ruchom, posuniętym niekiedy aż do mylonityzacji, które sfałdowały serię łupkową wraz ze zgodnie leżącymi żyłami granitognejsu. Gnejsy gierałtowskie, zdaniem J. Dona, są serią młodszą, posttektoniczną, powstałą jako produkt granityzacji i migmatyzacji sfałdowanego i usztywnionego kompleksu łupkowo-gnejsowego. Przy założeniu późnoprokambryjskiego wieku gnejsów śnieżnickich, młodsze od nich gnejsy gierałtowskie wiąże autor z orogenezą kaledońską.

Tego rodzaju poglądy dotyczące pozycji gnejsów gierałtowskich są ~~jak~~ dotąd odosobnione. Nadal bowiem w oparciu o badania geologiczno-petrograficzne przyjmuje się ustalone przez K. Smulikowskiego i H. Teisseyre'a poglądy o jednej, pierwotnej serii suprakrystalnej, która wskutek złożonego i długotrwałego procesu granityzacji uległa daleko idącym przemianom metamorficznym, aż do całkowitego zatarcia śladów pochodzenia osadowego. Powstałe w tym procesie różnego rodzaju gnejsy z dużym prawdopodobieństwem można uznać za równoległe w sensie geologicznym i powstałe w późno-algonckim lub eokambryjskim okresie.

OGÓLNY OPIS TERENU

Pasma Krowiarek wyodrębnia się z masywu Śnieżnika ciągnąc się w kierunku północno-zachodnim aż po okolice Żelazna i Krosnowic.

Za granicę południową pasma przyjęto przełęcz Puchaczówkę, a w przedłużeniu na północno-wschód dolinę Siennej. Granicę północną

i wschodnią stanowi dolina rzeki Białej Ładeckiej, natomiast od zachodu i południowego zachodu ogranicza pasmo rów górnej Nysy.

Morfologicznie Krowiarki są ciągiem łagodnych, kopulastych wzgórz, rozdzielonych szerokimi dolinami. Najrozleglejsze z nich to dolina Konradowa w części środkowej pasma i dolina Romanowej w części północno-zachodniej. Obszar Krowiarek był dotychczas kartograficznie opracowywany przez czterech autorów. Obszar południowy obejmujący okolice Siennej skartował L. Watycha, część środkowa pasma — okolice Konradowa i Trzebieszowic — była terenem pracy J. Dona. Obszar północno-zachodnich Krowiarek w okolicy Romanowej, Odrzychowic i Żelazna opracował J. Kuźniar, a okolice Stójkowa i wsi Kąty Bystrzyckie J. Gierwielaniec.

Ogólny szkic geologiczny metamorfiku Ładka i Śnieżnika J. Dona (1963) w skali 1:100 000 (fig. 1) przedstawia Krowiarki jako obszar występowania suprakrustalnej serii strońskiej.

Wydawało się więc celowe dołączenie bardziej szczegółowych map geologicznych sporządzonych oddzielnie przez wymienionych autorów. Zasięg poszczególnych wycinków został zaznaczony na szkicu ogólnym (fig. 1) z odnośnikami do map szczegółowych (I—IV). Odmiennie wydzielenia petrograficzne i różna interpretacja tektoniczna utrudniają w pewnym stopniu scalenie tych szczegółowych zdjęć. Z tego też względu szkic geologiczny pasma Krowiarek w skali 1:25 000 (fig. 2) jest tylko uproszczonym schematem zawilej w swych szczegółach budowy geologicznej pasma i jako zestawienie czterech odrębnych map może zawierać pewne niedokładności, zwłaszcza na styku poszczególnych wycinków terenu. Mimo to wydawało się jednak konieczne sporządzenie nawet tak uproszczonego szkicu w celu zlokalizowania miejsc pobrania próbek na jednym zbiorczym arkuszu.

Z zamieszczonych map (fig. 3, 4, 5, 6) wynika, że dominującą serią skalną są *paragnejsy*. One też stanowią na obszarze pasma Krowiarek za-

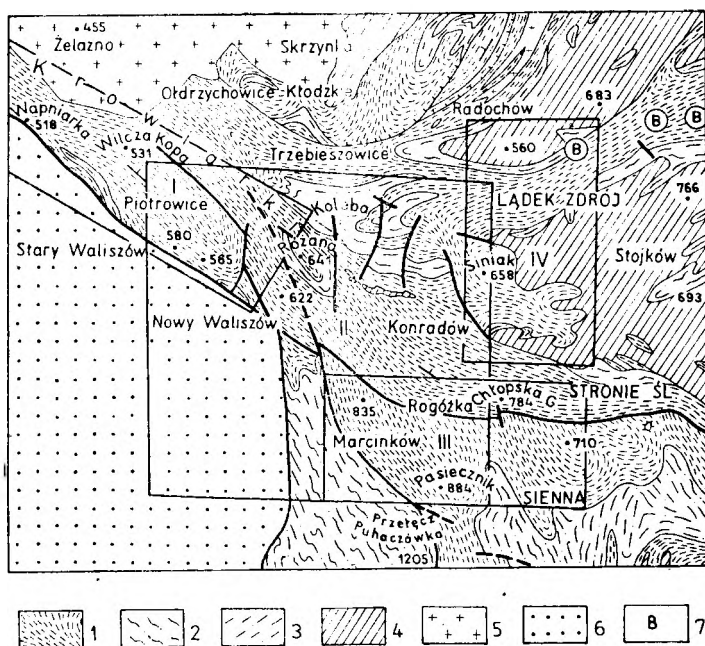


Fig. 1

Szkic geologiczny pasma Krowiarek na tle metamorfiku Śnieżnika według J. Dona (1963)
1 — algonkie utwory suprakrustalnej serii strońskiej, 2 — gnejsy śnieżnickie, 3 — mylonity, 4 — kaledońskie gnejsy gieraltowskie, 5 — granitoidy waryscyjskie, 6 — osady górnokredowe, 7 — trzeciorzędowe erupcje zasadowe (bazalty)

Obszary zamknięte w prostokątach (I, II, III, IV) przedstawiono na kolejnych szczegółowych mapkach
Geologic sketch map of the Śnieżnik metamorphic massif according to J. Don (1963), showing situation of the Krowiarki massif

1 — Algonkian rocks of the supracrustal Stronie Series, 2 — Śnieżnik gneisses, 3 — mylonites, 4 — Caledonian Gieraltów gneisses, 5 — Variscan granitoids, 6 — Upper Cretaceous deposits, 7 — Tertiary basic eruptions (basalts)

Areas enclosed in rectangles are shown successively (I, II, III, IV) in detailed sketch maps

sadniczą masę skalną, w której występują zgodne wtrącenia amfibolitów, kwarcytów, łupków kwarcytowo-grafitowych oraz większe strefy marmurów.

W rozmieszczeniu poszczególnych skał różnych od paragnejców trudno jest się doszukać jakiejś zdecydowanej regularności występowania, można jedynie mówić o pewnym strefowym grupowaniu się skał. Tak na przykład skały amfibolitowe częściej spotykane są w południowej części pasma, w okolicach Siennej i Rogózki, oraz w środkowej niż w okolicach Romanowej—Żelazna, gdzie serią dominującą stają się marmury.

Amfibolity występują w serii łupkowo-paragnejsowej jako zgodne wkładki o miąższości od kilku centymetrów do kilku metrów. Miejscami wystąpienia amfibolitów zaznaczają się tylko w zwietrzelinie lub w luźnych rumoszach zboczowych. Posuwając się od południa w kierunku północno-zachodnim zgodne wkładki amfibolitów spotykane są na zboczach góry Pasiecznik i na obrzeżeniu Góry Chłopskiej. W części środkowej pasma większym wystąpieniem amfibolitów są okolice Waliszowa. Amfibolity ciągną się szerokim pasem na północ od góry Kościelec. Formę krótkich, ale grubych soczewek J. Don (1964) interpretuje jako wynik iniekcji skał zasadowych. Amfibolity Waliszowa reprezentowałyby więc skały *orto* w odróżnieniu od większości innych wystąpień amfibolitów na terenie Krowiarek, których genezę wiąże się z metamorfizmem wkładek marglistych. W części NW, w okolicy Ołdrzychowic—Romanowej, występują amfibolity silnie zaburzone dynamicznie, makroskopowo bardziej podobne do łupków chlorytowych niż do właściwych skał amfibolitowych. Silne sfałdowanie i zaburzenia płaszczyn złupkowania amfibolitów J. Kuźniar (1960) wiąże z przebiegającym w tej strefie uskokiem inwersyjnym. Innym większym wystąpieniem amfibolitów jest szereg odsłoneń na szczycie Dębowa, który jest jednym z ostatnich wzniesień w NW części pasma Krowiarek.

Podobny charakter występowania znamionuje *łupki i kwarcyty grafitowe*. Większą strefę występowania tych skał znaczy L. Watycha (1949) (fig. 5) na północno-wschód od Chłopskiej Góry w okolicy Stronia Śląskiego, liczne zgodne wkładki w obrzeżeniu góry Pasiecznik oraz w strefie łupkowej Sienna — Marcinków. Postępując jednak dalej na północ-zachód ilość skał z grafitem znacznie maleje. W środkowej części Krowiarek spotykane są jeszcze drobne wtrącenia skał grafitowych na górze Siniak, na zboczach Skalecznej oraz w południowej części doliny Konradowa, ale są to zwykle (poza górą Siniak) drobne wkładeczki skał łupkowych ze zwiększoną ilością grafitu, silnie zwietrzałe, rozsypujące się na drobny gruz skalny. Z tego

względem znaczonych na mapach wystąpienia są w głównej mierze dokumentowane na podstawie zwietrzliny. W NW części Krowiarek, w okolicy Romanowej, skały grafitowe prawie wcale nie występują. Jedyne wystąpienia notuje J. Kuźniar (1960) (fig. 3) w okolicach Nowego Waliszowa oraz w obrzeżeniu gnejsu śnieżnickiego w okolicach Piotrowic. Autor ten zaznacza przy tym, że są to izolowane, drobne, silnie zwietrzałe wkładki.

O ile w przypadku skał amfibolitowych i grafitowych obserwowano stopniowe zmniejszanie się ich udziału w kompleksie łupkowo-paragnejsowym w kierunku SE na NW, o tyle w przypadku *marmurów* zaznacza się sytuacja odwrotna. W SE części pasma spotykane są nieliczne wystąpienia marmurów u podnóża Chłopskiej Góry i na ternie Rogózki. W środkowej części Krowiarek w okolicach Konradowa marmury praktycznie nie występują poza strefą w Waliszowie, która ciągłym pasem przedłuża się dalej w kierunku północno-wschodnim. Natomiast w części Krowiarek objętej mapą J. Kuźniara (1960) (fig. 3) dochodzi do znacznego udziału marmurów. Partie zboczowe i dna dolin wypełniają nadal utwory serii paragnejcowej, natomiast partie grzbietowe to prawie ciągle odsłonięcia marmurów. J. Kuźniar (1960) wydziela na omawianym terenie trzy większe pasma skał węglanowych, są to: pasmo Romanowej (długości około 1 km) utworzone z marmurów dolomitowych, pasmo Żelazna z marmurów dolomitowo-kalcytowych (wzgórza Wapniarka, Słupiec, Łysak, Krzyżowa i wzgórze 586) oraz pasmo Mielnika — Waliszowa ciągnące się wzdłuż SW granicy pasma Krowiarek, tzn. uskoku rowu górnej Nysy, utworzone z marmurów dolomitowych.

Geologicznie marmury Krowiarek były interpretowane różnie przez różnych autorów. Z. Pentlakowa i T. Wojno (1952) łączą całość marmurów w jedno wyspowo przerywane pasmo ciągnące się w kierunku NW od okolic Stronia Śląskiego aż po Żelazno. Pasma to wymienieni autorzy dzielą na część południową z wystąpieniami marmurów czysto kalcytowych (Stronie Śląskie, Rogózka) oraz część północną marmurów dolomitowych (okolice Trzebieszowic, Ołdrzychowic i Żelazna). J. Don (1958, 1964) wyróżnia wśród marmurów dwa poziomy stratygraficzne — marmurów dolomitowych i marmurów kalcytowych — rozdzielone partią utworów łupkowych. Ogólnie na terenie Krowiarek zdaniem tego autora marmury występują w formie wąskich, izoklinalnych fałdów ponasuwanych na siebie z tendencją zanurzania się ich osi w kierunku NW.

Zdaniem J. Kuźniara (1960), marmury północno-zachodniej części Krowiarek odpowiadają jednemu, głównemu poziomowi. Poziom ten,

wskutek ruchów fałdowych jakim uległa seria suprakrustalna, rozdzielił się na trzy strefy występujące w osiowych partiach synklinalnych. Strefom tym odpowiadają wyróżnione uprzednio trzy pasma marmurów. Obecny obraz morfologiczny, w którym marmury odsłaniają się w partiach szczytowych wyniesień, jest wynikiem inwersyjnej budowy terenu. Szereg młodszych uskoków poprzecznych o ogólnym kierunku SW — NE przecina ciągle pokłady i soczewy marmurów oraz skały otoczenia, wskutek czego powstał system zrębów i rowów tektonicznych, miejscami wyraźnie poprzesuwanym względem siebie. Wiek marmurów J. Kuźniar (1960) przyjmuje za młodoprekambryjski.

Ostatnią skałą kompleksu skał pochodzenia osadowego są *kwarcyty*. Kwarcyty przyjmowane uprzednio za ogniwo podstawowe serii strońskiej zostały później zgodnie uznane przez kartujących ten teren geologów za utwory leżące w kilku poziomach wśród serii łupkowo-paragnejsowej, z widocznymi niekiedy przejściami do skał otoczenia. Rozprzestrzenienie kwarcytów na terenie pasma Krowiarek jest równie nieregularne jak w przypadku skał grafitowych. Cienkie, maksymalnie do kilku metrów miąższości, zgodne wtrącenia spotykane są w południowej części pasma na wzgórzu Pasiecznik i w okolicach Rogózki. W części środkowej w okolicy Konradowa kwarcyty występują w SE obrzeżeniu doliny oraz na NW od wzgórza Skalczna. Te ostatnie spotykane w postaci luźnych bloków, rzadko w pojedynczych skałach, przedłużają się dalej w kierunku NW na teren Romanowej, gdzie skupiają się wokół większego wystąpienia marmurów.

Podsumowując dokonany przegląd serii skalnych wchodzących w skład serii strońskiej można stwierdzić, że na terenie Krowiarek głównym ogniwem jest seria łupkowo-paragnejsowa o równomiernym mniej więcej rozprzestrzenieniu na całym obszarze pasma. Natomiast amfibolity, kwarcyty i kwarcyty grafitowe częściej spotykane są w południowej i środkowej części Krowiarek niż w północno-zachodniej. W okolicach bowiem Romanowej, Odrzychowic i Żelazna główną masę skał poza paragnejsami stanowią skały dolomitowo-kalcytowe.

Jako odrębne petrograficznie i genetycznie kompleksy zostały wyróżnione przez autorów map utwory gnejsowe, wydzielone w tradycyjnych typach gnejsów śnieżnickich i gnejsów gierałtowskich. Rozprzestrzenienie gnejsów na obszarze pasma Krowiarek jest bardzo nieznaczne. W części północno-zachodniej *gnejsy śnieżnickie* występują w okolicy Piotrowic oraz na NW zboczach Kościelca w Nowym Waliszowie. J. Kuźniar (1960) przypisuje występującym tu skałom charakter intruzywny z zazna-

czającym się wpływem na łupki osłony w formie lokalnych stref feldszpatyzacji. W okolicy Kościelca przebieg wystąpień gnejsów jest zgodny w stosunku do skał otoczenia. Podobną zgodność wykazuje pasmo gnejsowe w Piotrowicach. Niemniej jednak w NE części wystąpienia piotrowickiego J. Kuźniar obserwował skośne przecinanie kompleksu łupkowego przez gnejsy śnieżnickie. Można to jego zdaniem tłumaczyć albo jako wynik migmatytyzacji zachodzącej skośnie do panującego kierunku złupkowania, albo jako niezgodność tektoniczną wywołaną późniejszymi ruchami orogenicznymi.

Znacznie większym i bogatszym w odsłonięcia wystąpieniem gnejsów śnieżnickich jest kompleks Koleby — Różanej. Jest to zwarta grupa wzgórz ciągnących się na południe od Trzebieszowic na odcinku około 4 km. Według J. Dona (1963, 1964) grupę Koleby — Różanej tworzą gnejsy śnieżnickie, które pierwotnie miały formę zgodnych pokładowych żył w serii łupkowej. W trakcie ogólnego fałdowania, jakiemu uległa labilna jeszcze wówczas seria strońska, gnejsy zostały zgodnie z nią przefałdowane i w formie antyklinalnego fałdu obalone na SW. Powszechnie widoczne silne zaangażowanie tektoniczne gnejsów, miejscami ze śladami mylonityzacji, przemawiają zdaniem wspomnianego autora za syntektonicznym powstaniem gnejsów z resztkowej, leukokratycznej magmy, wyciśniętej w płytsze partie osadów.

Skały odpowiadające według J. Dona (1958, 1963, 1964) *gnejsom gierałtowskim* są na terenie Krowiarek reprezentowane nader skromnie. Gnejsy te występują w Konradowie, tworząc według wspomnianego autora ciągłą żyłę, która przecina poprzecznie struktury łupkowe skał otoczenia. Inne wystąpienia gnejsów gierałtowskich znajduje J. Don w przedłużeniu głównej żyły na zachodnim zboczu doliny Konradowa oraz w okolicach Trzebieszowic w pobliżu toru kolejowego, gdzie gnejsy również w formie niezgodnej żyły przecinają utwory łupkowe. Zebrany przez autora materiał petrograficzny gnejsów pochodzi w głównej mierze z naturalnych odsłonień w Konradowie. Jak to przedstawiono w poprzednim rozdziale, J. Don uznaje gnejsy gierałtowskie za utwory młodsze od gnejsów śnieżnickich; powstały one w wyniku posttektonicznej granityzacji i migmatytyzacji skał kompleksu łupkowo-gnejsowego. Gnejsy śnieżnickie, zdaniem tego autora zgodnie sfałdowane z utworami serii strońskiej, mają charakter skał zaangażowanych dynamicznie, gnejsy gierałtowskie zaś nie wykazują większych zaburzeń tektonicznych nawet w otoczeniu skał zmylonityzowanych. Granityzacja doprowadzająca do powstania gnejsów gierałtowskich, postępująca szerokim frontem z głębszych partii

orogenu, następowała szybciej w skałach łupkowych, a zwłaszcza w strefach silnie zaangażowanych dynamicznie. Gnejsy występujące w Konradowie uznane są właśnie przez J. Dona (1963) za efekt granityzacji lokalnej strefy zluźnień tektonicznych, która przecinała zafałdowane serie łupkowe.

Opisane powyżej wystąpienia gnejsów śnieżnickich i gierałtowskich zostały objęte badaniami wchodzącymi w zakres niniejszej pracy. Zajmują one bowiem miejsce centralne w pasmie Krowiarek, stanowiąc w przypadku gnejsów śnieżnickich elementy sfałdowane zgodnie z łupkami i związane z nimi szeregiem przejść. Większe natomiast masy gnejsowe w SE krańcu pasma Krowiarek z okolic Stójkowa nie zostały objęte niniejszymi badaniami, ponieważ należą one już do wielkiego masywu gnejsowego w strefie Łądek — Gierałtów.

Dokonany przegląd petrograficzny skał Krowiarek obejmował typy wyróżnione przez autorów map (Don 1964; Gierwielanec, Kuźniar 1960; Watycha 1949) z podaniem ich rozprzestrzenienia na całym obszarze pasma. Wydzielenia stosowane w niniejszej pracy ujmują skały Krowiarek w dwie większe grupy:

- I — grupa skał typu paragnejsów,
- II — grupa skał różnych od paragnejsów.

Do grupy pierwszej zaliczono skały, między którymi istnieje szereg przejść, i które petrograficznie stanowią pewną całość jako skały wywodzące się z łupków łyszczkowych, a w przypadku paragnejsów mikroklinowych z kwarcytów. Ogólnie grupa I obejmuje osiem rodzajów skał:

- 1) łupki łyszczkowe,
- 2) paragnejsy porfiroblastyczne,
- 3) paragnejsy plagioklazowe,
- 4) paragnejsy albitowe,
- 5) paragnejsy syenitoidowe,
- 6) kwarcytognejsy mikroklinowe,
- 7) blastomylonityczne paragnejsy mikroklinowe i
- 8) paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe.

Jako główne kryteria podziału szerokiej grupy paragnejsów przyjęto:

- 1) obecność skaleni,
- 2) rodzaj skaleni i ich stosunki ilościowe,
- 3) udział kwarcu oraz
- 4) cechy strukturalne.

Kryterium pierwsze dotyczy wszystkich wymienionych rodzajów skał z wyjątkiem 1, tj. łupków łyszczkowych — skał pozbawionych całkowicie skaleni lub zawierających je w ilościach nie przekraczających 10% objętościowych.

Wyróżnienie drugiego z kolei rodzaju skał — paragnejsów porfiroblastycznych — opiera się w głównej mierze na cechach strukturalnych. Obecne w skale skalenie występują zwykle w

formie stosunkowo dużych (średnicy do 3 mm) blastów otoczonych przez grube pakiety łyszczkowe. Tego rodzaju metablasty przetykają gęsto tło łyszczkowe nadając strukturze skały charakter droбноoczkowy. Połączenie znacznych ilości łyszczków z porfiroblastycznym skalaniem przy małych ilościach kwarcu wydawało się kombinacją na tyle charakterystyczną, że wspomniany typ skał — paragnejsów porfiroblastycznych wyróżniono jako odrębny rodzaj. W niemieckiej nomenklaturze są one odpowiednikiem tak zwanych „Perlgneise” („gnejsy perełkowe”).

Do paragnejsów plagioklazowych (3) zaliczono skały, w których plagioklaz o składzie zarówno oligoklaz, jak i albitu jest głównym reprezentantem grupy skaleni. Natomiast paragnejsy plagioklazowe z albitem jako głównym, a niekiedy jedynym przedstawicielem grupy skaleni wyróżniono w osobny typ — paragnejsów albitowych (4). W obu wymienionych rodzajach paragnejsów ilość plagioklaz przekracza często 30% objętościowych skały.

Za paragnejsy syenitoidowe (5) uznano skały, w których łączny udział obu skaleni (plagioklaz + mikroklin) przekracza 60% objętości skały, dochodząc w skrajnych przypadkach do 92%. Tak duży udział skaleni przy ilościach kwarcu nie przekraczających kilkunastu, a nawet kilku procent powoduje, że skały te składem swym zbliżają się do syenitów.

Paragnejsy wyróżnione w punktach 6 i 7 charakteryzują się, podobnie jak w przypadku paragnejsów albitowych, obecnością jednego rodzaju skalenia, z tym tylko, że rolę albitu przejmuje mikroklin.

Cechą charakterystyczną paragnejsów plagioklazowo-mikroklinowych (8) jest obecność w równorzędnych ilościach plagioklaz (głównie albitu) i mikroklinu, przy jednoczesnym dużym udziale kwarcu. Skały tego typu składem swym najbardziej zbliżone są do granitów.

Do grupy II — skał różnych od paragnejsów zaliczono:

- 1) kwarcyty grafitowe,
- 2) kwarcyty,
- 3) amfibolity i
- 4) marmury.

Wymienione skały wykształcone są w swych poszczególnych odmianach typowo i dość jednolicie.

Szczegółowa część opisowa ujmuje materiał skalny Krowiarek w podanej powyżej kolejności. W tekście przy każdym kolejno omawianym rodzaju skał jest podany orientacyjny obszar występowania oraz numery bardziej charakterystycznych odśnień.

SZCZEGÓŁOWY OPIS SKAŁ

GRUPA SKAŁ TYPU PARAGNEJSÓW

Łupki łyszczkowe

Za typowe łupki łyszczkowe uznano skały o wybitnej niekiedy liściastej foliacji, na ogół dwułyszczkowe i bogate w kwarc. Zwykle przy tym w tego typu skałach spotykane są licznie minerały akcesoryczne w rodzaju granatu, staurolitu, apatyty itp. W przyjętej w pracy systematyce do łupków łyszczkowych zaliczono skały odpowiadające powyższym cechom z ilością skaleni nieprzekraczającą 10%.

Można by oczekiwać, że w serii strońskiej, która jest uważana za kompleks łupkowy, wymieniony typ skał łupkowych będzie bogato reprezentowany. Poczynione jednak obserwacje terenowe w pasmie Krowiarek i zebrany materiał wykazały, że łupki łyszczkowe są składnikiem pobocznym w dominującej serii paragnej-sowej. Trudno jest właściwie postawić granicę między łupkami a paragnej-sami, gdyż jedne w drugich tworzą zgodne wkładki i łączą się szeregiem stopniowych przejść. W okolicy Marcinkowa skały łupkowe odsłaniają się w punktach 66, 185, 186, 187. Podobnie na zachodnich i wschodnich zboczach doliny Konradowa udało się uchwycić bardziej zwarte ciągi skał łupkowych. Są to odsłonięcia: 11, 14, 16, 20 (strona wschodnia) oraz 223, 224, 225, 226, 228 (strona zachodnia). Izolowane wystąpienia rozsiane w okolicach Konradowa i Romanowej to punkty: 72, 91, 94, 149, 162, 171, 180, 182. Z terenu Siennej przykładowo można wymienić odsłonięcia 301, 312, 320, 321, grupujące się na obrzeżeniu góry Pasiecznik.

Odsłonięcia łupków to na ogół skałki kilku-metrowej wysokości, silnie sprasowane, o wyraźnej oddzielności łupkowej, często przy tym impregnowane zgodnie sfałdowanymi żyłami kwarcowymi od kilku do kilkunastu centymetrów grubości. Tego rodzaju monomineralne wtrącenia kwarcowe są bardzo pospolite i charakterystyczne dla wszystkich prawie ogniów kompleksu strońskiego.

Makroskopowo łupki łyszczkowe są to skały jasnoszare, połyskliwe, o wybitnej liściastej foliacji, a niekiedy grubowarstwowej oddzielności (pl. I fot. 1). Przewaga łyszczków i duża podatność na deformacje sprzyja wyślizganiu i fałdowaniom. Toteż często obserwuje się subtelne zmięcia pakietów łyszczkowych i plastyczne opływanie przez nie większych ziarn granatu lub soczewek kwarcowo-skaleniowych. Oczywiście w odmianach silniej kwarcowych subtelna foliacja łupkowa jest mniej widoczna i do-

piero badania mikroskopowe umożliwiają dokładne zaklasyfikowanie skały.

Mikroskopowo łupki łyszczkowe ujawniają teksturę wybitnie kierunkową o naprzemianległych laminach kwarcowych i łyszczkowych. Partie łyszczkowe są silnie wyprasowane do cienkich pakiecików, a kwarcowe, jako mniej elastyczne, są rozdrobnione na ziarnistą mozaikę wzajemnie pozazębionych osobników kwarcu (pl. III, fot. 1). Stopień rekrytalizacji łupków jest na ogół nieznaczny, toteż wyjątkowo tylko spotykane są skały o gruboblastkowym łyszczku. Zwykle bowiem wszystkie minerały są silnie rozdrobnione i wywalcowane, co warunkuje struktury drobnoziarniste i wybitnie kierunkowe (pl. III, fot. 2).

Łyszczki — stanowią główny składnik łupków, dochodzący do 60% objętości skały. Podkreślić przy tym należy, że najczęściej przeważającym, a czasem jedynym łyszczkiem w skale jest *muskowit*. Wykazuje on w porównaniu do biotyty większą skłonność do tworzenia hipautomorficznych blaszek, grupujących się po kilka w wydłużonych pakietach. *Biotyt* natomiast większych skupień nie tworzy. Silnie wyciągnięte jego wstęgi obramowują najczęściej grubsze laminy muskowitzowe lub też zafałdowane są w tle kwarcowym. Pleochroizm biotyty zmienia się w barwach słomkowożółtych do ciemnobrunatnych. Razem z biotytem pojawia się często *chloryt*, na ogół jako produkt jego przeobrażenia. Samodzielne, jednorodne blaszki chlorytu spotykane są rzadko.

Kwarc łupków łyszczkowych wykształcony jest bardzo jednolicie. Jest on drobnoziarnisty, zbity w ciasne mozaikowe laminy o wybitnie smużystym wygaszaniu światła. Wzajemnie pozazębiane ziarna nie wskazują na wysoki stopień rekrytalizacji skały. Tym wyraźniej odcina się od tła skalnego kwarc skupiony w monomineralnych żyłach lub wrzecionowatych gniazdach. Tworzy on ziarna większe, lekko tylko smużyste, ostro ograniczone od zbitego tła właściwej skały łupkowej. Kwarc tego rodzaju należy prawdopodobnie do młodszej generacji i jest czasowym odpowiednikiem żył kwarcowych zgodnie sfałdowanych w łupkach łyszczkowych.

Grupa skaleni jest reprezentowana w łupkach pobocznie i to głównie przez plagioklasy. Mikrokliny spotykane są zupełnie podrzędnie. Plagioklasy reprezentują oba pospolite w serii strońskiej skalenie: oligoklaz i albit. Wydaje się przy tym, że albit jest częstszy i lepiej wykształcony.

Oligoklaz (An 10—20%) pojawia się w niewielkich, ksenomorficznych ziarnach, gęsto przyprószonych drobnoułuseczkowym serycytem. Zmętnienie to i brak zbliźnień uniemożliwiały niejednokrotnie dokładne oznaczenie jego składu. Ziarna oligoklazu, zwykle gęsto przetkane wrostkami kwarcu i łyszczków, tkwią w drobnoziarnistej mozaice kwarcowej lub w sąsiedztwie lamin łyszczkowych. Kierunkowe ułożenie, wyraźne spękanie i rozdrobnienie oligoklazu wskazuje na udział tego minerału w deformacjach odpowiedzialnych za złupkowanie skały.

Albit (An 0—5%) jest wykształcony nieco odmiennie od oligoklazu. Tworzy ziarna przeważnie duże, czyste, bez zmętnienia serycytowego, nierzadko zbliźnionzone albitowo lub peryklinowo. Automorfizm blastów albitowych jest słabo zaznaczony wskutek wzrostu kosz-

tem łyszczyków. Blasty te ściśle odtwarzają kształty i układ wypartych przez się pakietów łyszczykowych. Zgodność wzrostu podkreślają wyraźnie kierunkowo ułożone wrostki łusek muskowitu i biotyту pozostałe jako niestrawione relikty pierwotnie jednorodnego pakietu łyszczykowego. Jako wrostki w większych ziarnach albitu spotykane są również niewielkie słupki turmalinu i małe ziarna granatu. Zestaw wrostków i zgodność ich ułożenia z panującą w skale foliacją świadczą mogą o wtórnym i postdeformacyjnym wzroście blastów albitowych.

Cechą charakterystyczną łupków łyszczykowych jest obecność bogatego zestawu *minerałów akcesorycznych*, głównie granatu, staurolitu, turmalinu, a ubocznie apatyту i epidotu. W innych rodzajach skał, jak: paragnejsy plagioklazowe lub plagioklazowo-mikroklino-we, minerałów akcesorycznych brak zupełnie lub tylko sporadycznie pojawiają się granat i apatyt. Uzależnione jest to najprawdopodobniej od pierwotnego chemizmu skał i późniejszych reakcji powstawania i wzrostu skaleni. Staurolit i turmalin wykształcone są we wszystkich badanych próbkach jednolicie.

Staurolit tworzy krótkie słupki bez prawidłowych zakończeń, z wyraźnym pleochroizmem w barwach od jasnożółtej do żółtopomarańczowej. Ułożenie słupków jest kierunkowe, niekiedy w prawie ciągłych laminach wzdłuż wstęg łyszczykowych. Wrostki w staurolicie są pospolite, najczęściej kwarcu i grafitu, jeżeli ten ostatni występuje w skale; objawów chloryzacji staurolitu nie zanotowano.

Turmalin tworzy niewielkie, krótkie słupeczki, lekko zaokrąglone. Pleochroizm w ciemnych barwach, od zielonkawego do oliwkowoniebieskiego; czasami widoczna jest budowa pasowa. Słupki turmalinu rozsiadane dość beładnie w skale mają tendencję do grupowania się w sąsiedztwie pasm łyszczykowych, rzadziej w tle kwarcowym, niekiedy występują jako wrostki w plagioklazach.

Granat jest najczęstszym i najliczniejszym z minerałów akcesorycznych. Uraśća na ogół do dużych ziarn, lecz tylko niekiedy, i to w otoczeniu łyszczyków, blasty jego mają pokrój automorficzny. Zwykle brzegi ziarn granatu są nieregularne, palczaste, z otoczkowo powiskany kwarcem (pl. IV, fot. 2). Czasem całe ziarno jest wyciągnięte w formie pałeczki lub wygięte esowato. Formy te, charakterystyczne dla początkowych faz wzrostu kryształu, wskazują na powstanie w czasie ruchów. Potwierdzają to także zamknięte w granatach wrostki. Są to drobne ziarna kwarcu, grudki grafitu, a czasami mikrolity rutyłu (okazy nr 14a, 186), które w formie esowato lub wirowo zakreconych smużek przepełniają blasty granatów, wskazując na ich wzrost parakinematyczny (pl. IV, fot. 1). Blasteza granatu zaczęła się w trakcie złupkowania, zakończenie wzrostu odbywało się już w skale wywalcowanej. Ilustrują to także wrostki. Jeżeli w środkach ziarn ułożenie ich jest niespokojne, często wirowe lub pierścieniowe, to brzegi granatu są pozabawione wrostków lub też układ inkluzji nabiera kierunkowości zgodnej z panującym w skale złupkowaniem lub ułożeniem sąsiadującego pakietu łyszczykowego.

Apatyt jest pospolitym minerałem akcesorycznym w łupkach łyszczykowych. Występuje w drobnych, zaokrąglonych ziarenkach, czasem o słabo widocznym pokroju słupkowym. Rozsiany jest w skałach beład-

nie i to w ilościach podrzędnych. *Epidot* i *tytanit* — trafiają się w pojedynczych osobnikach, bez znaczenia dla struktury i składu skały. Razem z tymi dwoma minerałami pojawia się czasami *kalcyt*, skupiając się wzdłuż lamin łyszczykowych.

Ostatnią charakterystyczną i pospolitą grupą w łupkach łyszczykowych jest grupa minerałów nieprzezroczystych. Zarówno *grafit*, jak i *tlenki żelaza* najchętniej gromadzą się z łyszczykami, rozpylając się w formie wrostków w większych blastach plagioklazu, granatu i staurolitu. Grafit tylko w przypadku nadmiaru tworzy zbite mikrolity, a zwykle występuje jako drobny pył lub grudki. Tlenki żelaza są również silnie rozdrobnione, niekiedy tylko mają pokrój bardziej prawidłowych ziarn. W łupkach o dużej ilości minerałów nieprzezroczystych spotykany jest także *piryt* (66d, 66f). Tworzy on ziarna nieprawidłowe, ale znacznie większe od innych minerałów nieprzezroczystych, z wyraźnymi refleksami żółtozłotymi w świetle odbitym.

Opisana powyżej grupa łupków łyszczykowych jest ogniwem serii strońskiej najmniej zaawansowanym w ewolucji metamorficznej całego kompleksu krystalicznego, stojącej przede wszystkim pod znakiem wzbogacania się w skalenie. O intensywności tych procesów świadczy stosunkowo mały udział typowych łupków łyszczykowych w ogólnym inwentarzu petrograficznym serii strońskiej.

Wyniki analiz mikrometrycznych łupków łyszczykowych podaje tabela 1.

Paragnejsy porfiroblastyczne

Jednym z przejść pomiędzy łupkami mikowymi a gnejsami są paragnejsy porfiroblastyczne. Skały tego typu wydzielone były także przez badaczy niemieckich pod nazwą „Perlgneise”, a w pracach czeskich dotychczas spotykamy nazwę „perlove ruly” stosowaną do skał łupkowych uległych silnej feldszpatyzacji. Ze względu na brak dogodnego odpowiednika polskiego używam tu nazwy paragnejsy porfiroblastyczne, która ma podkreślić widoczny makroskopowo charakter drobnooczkowy tych skał.

Omawiany rodzaj skał łączy w sobie cechy teksturalne łupków łyszczykowych i paragnejsów. Z jednej bowiem strony wybitnie liściasta foliacja, silne złupkowanie często z widocznymi zmieściami pakietów łyszczykowych są cechami typowymi dla łupków łyszczykowych, z drugiej zaś strony znaczny udział skaleni przesuwają je w stronę paragnejsów. Blasty skaleniowe (od 1 do 3 mm długości) przetykają gęsto zbitą tkaninę łyszczyków, skupiając się w odrębnych laminach lub też przepełniając groszkowo całą skałę (pl. I, fot. 2). Barwa paragnejsów jest zwykle ciemnoszara lub prawie czarna dzięki znacznej ilości minerałów nieprzezroczystych, w tym głównie grafitu.

Tabela 1

Skład mineralny łupków łyszczkowych (w % obj.)
Mineral composition of the mica schists (vol. per cent)

Numer odsłonięcia Localization	11	14 a	16	20 b	66 d	66 e	72 b	149 a	149 b	178 a	180 b	180 d	182 b	185 a	187 b	188 d
Kwarc	32,9	27,3	26,6	35,6	25,7	48,6	44,4	60,9	60,2	24,4	23,3	42,7	28,7	58,4	61,0	60,2
Plagioklaz	—	—	6,5	4,5	0,8	4,1	—	8,2	9,6	1,7	—	0,7	2,1	6,5	6,4	1,8
Mikroklin	—	—	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskowit	30,8	43,9	38,5	27,7	53,1	29,2	17,2	8,9	8,6	46,7	44,8	30,2	32,5	12,1	17,3	26,4
Chloryt	—	—	—	3,6	—	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11,6
Biotyt	23,8	19,4	16,3	23,7	—	9,7	19,0	18,7	19,2	21,1	25,0	19,2	33,9	15,9	12,4	—
Minerały nieprze- zrocyste	1,6	0,1	3,9	1,5	7,3	1,5	8,0	1,0	0,8	2,8	2,2	1,8	1,5	4,8	0,5	—
Opaque minerals																
Apatyt	śl.	—	1,0	—	0,3	0,5	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat	9,3	9,3	7,2	2,4	—	—	8,8	2,3	1,6	3,3	4,7	5,4	—	2,3	2,4	—
Staurolit	1,6	—	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	—	1,3	—	—	—
Kalcyt	—	—	—	—	12,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalin	śl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tytanit	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

c. d. tab. 1

Numer odsłonięcia Localization	223 a	224	225 a	225 b	228 a	228 f	229 e	286	297	* 301 a	* 312 a	* 320 a	* 321 a	* 331 a	** 447 c
Kwarc	28,0	17,4	40,5	32,2	37,5	36,2	59,1	54,1	54,1	11,7	38,8	52,6	36,5	21,7	55,0
Plagioklaz	—	3,0	2,4	8,0	8,6	9,2	1,3	8,4	9,6	2,8	—	11,7	0,5	7,6	11,0
Mikroklin	—	—	—	—	—	—	—	—	0,7	4,1	—	—	—	—	—
Muskowit	41,5	49,2	34,3	40,1	27,6	30,7	39,6	34,6	12,8	29,3	20,6	8,0	29,6	35,5	1,4
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,2	1,2	—
Biotyt	19,0	21,8	17,5	14,1	25,3	17,9	—	2,9	15,2	30,7	23,8	24,5	22,2	23,9	25,0
Minerały nieprze- zrocyste	1,1	1,5	1,4	3,6	1,0	2,7	—	—	7,6	—	0,7	—	1,1	1,5	1,3
Opaque minerals															
Apatyt	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—	0,1	—	śl.	0,3	0,4
Granat	2,9	7,1	3,9	2,0	—	2,3	—	—	—	—	1,5	3,2	6,3	6,8	—
Staurolit	7,5	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	14,2	—	0,8	0,9	—
Kalcyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,6	—	—	—	—	5,9
Turmalin	—	śl.	—	śl.	—	—	—	śl.	—	—	śl.	—	0,7	0,6	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	śl.	—
Tytanit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	0,3	śl.	0,1	śl.	—

* Analizowała A. Arnold (Analysed by A. Arnold).

** Analizował A. Rydzewski (Analysed by A. Rydzewski).

Paragnejsy porfiroblastyczne spotykane są w górnej SE części doliny Konradowa (punkty 5, 25), w okolicach Marcinkowa (punkty 185, 188, 219, 220), Siennej (punkty 315, 379) i na terenie Rogózki (punkty 435, 457, 459) oraz w okolicach wsi Kąty (punkty 232, 258, 263). Odślaniają się one w niewielkich samodzielnych skałkach lub też tworzą wkładki w gruboblastkowych łupkach łyszczykowych.

Mikroskopowo charakterystyczną cechą paragnejsów porfiroblastycznych jest dobra rekrytalizacja, zwłaszcza łyszczyków, które skupione w gruboblastkowych pakietach nadają skale regularną laminację. Kierunkowość skały podkreśla także zbitý w osobne warstewki drobnoziarnisty kwarc i prawie ciągle smugi minerałów nieprzezroczystych.

Łyszczyki w paragnejsach porfiroblastycznych reprezentowane są w ilościach równorzędnych przez muskowitz i biotyt, czasem z przewagą tego ostatniego. Biotyt, wybitnie pleochroiczny w barwach od brązowej do czerwono-brunatnej, rzadko ulega chlorytyzacji. Zdarza się natomiast, że chloryt występuje samodzielnie w skale (okolice Waliszowa punkty: 140, 141, 142); widoczne jednak relikty łuski biotyty wskazywałyby i w tym przypadku na jego wtórne powstanie. Ogólnie grupa łyszczyków charakteryzuje się formami gruboblastkowatymi. Poza niektórymi tylko łupkami łyszczykowymi tak dobra rekrytalizacja łyszczyków właściwa jest tylko dla tego rodzaju paragnejsów.

Drugą typową cechą omawianych paragnejsów jest forma i rodzaj skałeni. W większości jest to czysty albit (An 0—5%), występujący prawie zawsze w formie porfiroblastów wzrastających z tła łyszczykowego. Blasty te, lekko zaokrąglone i kierunkowo uporząd-

kowane, nie wykazują znamion wywalcowania lub sztywnych deformacji. Ziarna albitu bez zmętnień sercytowych i widocznych spękań są tylko przepelnione masą helicytowych wrostków. Łuski łyszczyków, drobne kwarcie i grudki tlenków żelaza tworzą ciągle i gęste smugi przepelniające blast albitowy (pl. VIII, fot. 2). Układ wrostków jest zwykle zgodny z panującą w skale foliacją. Poza wymienionym zestawem typowych wrostków pojawia się, i to głównie w skałach tego typu, rutyl wykształcony w formie sagenitu. Charakterystycznie wydłużone, mikrolityczne słupki rutylu, niekiedy zbliżone kolankowo, zgęszczają się w jodełkowate smużki (pl. VI, fot. 1 i 2). Tego rodzaju sagenitowe wykształcenie rutylu obserwuje się w plagioklazach zawsze w formie wrostków, natomiast w tle skalnym lub w biotycie są one niespotykane. Wydaje się więc, że sagenit jest produktem wtórnym powstałym jako wydzielenie ze strawionego w czasie blastozy plagioklazowej silnie tytanowego biotyty. Albit jest podstawowym plagioklazem paragnejsów porfiroblastycznych. Oligoklaz, jeżeli pojawia się, to całkowicie ubocznie, w niewielkich reliktywnych ziarnach wtłoczonych między łyszczyki lub mozaikę kwarcową. Obserwuje się przy tym wypieranie go przez albit lub mikroklin.

Mikroclin w paragnejsach porfiroblastycznych stosunkowo rzadko tworzy większe samodzielne blasty. Najchętniej gromadzi się wokół powstałego już albitu wypierając go na drodze przerostów, kanalikowych wpustek lub wchłaniania całych fragmentów plagioklazowego blastu (pl. V., fot. 1). Mikroclin w głównej mierze atakuje plagioklasy, ale obserwuje się także wypieranie przezeń kwarcu. Intergranularny film mikroklinowy wciska się między mozaikę kwarcową i oblewa mniejsze ziarna, urastając stopniowo do większych blastów. Mikroclin wyjątkowo tylko ujawnia kratkowe zbliżnienia, zwykle jest silnie smużysty, sektorowo lub plamście wygaszając światło. Niekiedy w większych blastach są widoczne nitkowate żyłeczki pertytu. Ogólnie spotykany w para-

Tabela 2

Skład mineralny paragnejsów porfiroblastycznych (w % obj.)
Mineral composition of the porphyroblastic paragneisses (vol. per cent)

Numer odślonienia Localization	5	25 a	37	63	140 b	177 b	188 c	219 d	219 e	220 a	232	258 b	263 a	* 315 a	* 379 a	435 e	457	459
Kwarc	24,1	25,3	49,2	26,7	31,9	13,2	10,5	48,0	44,9	5,8	41,8	35,7	34,5	16,2	10,7	1,4	3,6	16,4
Plagioklaz	17,8	7,8	6,2	27,4	19,2	26,8	29,0	18,0	29,4	17,7	10,9	15,6	27,2	23,9	11,5	32,1	40,4	36,4
Mikroclin	1,8	11,5	3,0	—	—	12,8	—	—	—	17,9	—	—	—	18,9	9,1	6,5	1,2	1,8
Muskowit	18,8	55,4	37,0	22,6	32,7	7,7	18,6	12,3	7,1	21,1	27,4	21,1	14,2	17,4	19,3	35,2	18,5	10,3
Chloryt	—	—	3,8	0,9	13,7	—	—	—	—	16,9	—	—	2,1	—	śl.	—	—	—
Biotyt	28,6	—	—	18,4	—	20,5	34,5	20,2	18,0	—	14,7	25,1	20,8	13,2	31,4	15,3	19,4	28,4
Minerały nieprzezroczyste	—	—	0,8	2,9	1,8	9,9	5,4	1,5	0,6	17,8	śl.	śl.	0,7	8,2	5,7	7,6	12,7	6,2
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	—	—	—	1,1	0,4	1,4	2,0	—	—	2,0	—	1,0	0,5	1,3	—	—	1,7	0,5
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,2	1,5	śl.	—	—	—	—	—
Kalcyt	8,9	—	—	—	—	7,7	—	—	—	—	—	—	—	—	3,9	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—	8,4	—	2,5	—
Turmalin	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	śl.	—	—	—
Rutyl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	—	—

* Analizowała A. Arnold (Analysed by A. Arnold).

gnejsach mikroklin nie wykazuje deformacji, jest minerałem wybitnie aktywnym, wzrastającym kosztem obecnych już w skale składników, a więc bezsprzecznie najmlodszy.

Minerały akcesoryczne paragnejsów porfiroblastycznych występują w podobnym zestawie jak w łupkach łyszczykowych, z tym jednak że wyjątkowo tylko spotykany jest *staurolit*, pospolicie natomiast występują: granat, turmalin i apatyt, a rzadziej epidot. *Granat* tworzy przeważnie duże, niekiedy automorficzne blasty o identycznym zestawie wrostków jak w plagioklazach. Układ tych wrostków wskazuje na parakinetyczny wzrost granatów.

Turmalin i *apatyt* wykształcone są analogicznie jak w łupkach łyszczykowych w formie małych, rozszlanych bezładnie słupków.

Epidot jest stosunkowo rzadko spotykany wśród minerałów akcesorycznych. Jeśli jednak pojawia się, to w postaci dobrze wykształconych, samodzielnych ziarn o pokroju krótkich, tępo zakończonych słupków. Zdarza się przy tym, że jądra większych ziarn epidotowych tworzy ciemnobrunatny *allanit*. Na uwagę zasługują wrostki skupione w części *allanitowej*. Są to grudki minerałów nieprzezroczystych, zbite w ciągłe smużki, które niekiedy układają się w regularne „esy”. Układ ten świadczy o wzroście *allanitu* w trakcie ruchów. Epidot, obrastający zgodnie *allanit*, powstał w warunkach odmiennych po głównym etapie zaburzeń dynamicznych. *Minerały nieprzezroczyste* (tlenki żelaza i grafit) są pospolitym składnikiem omawianych paragnejsów. Na ogół tworzą zbite, większe grudki, zgęszczone niekiedy w zwarte skupienia, zwykle wydłużone zgodnie z foliacją skały. Tego rodzaju ciągłe pasma najczęściej skupiają się wzdłuż wyciągniętych pakietów łyszczykowych, a w przypadku wchłonięcia ich przez wzrastający plagioklaz, ilustrują swym niezaburzonym układem zgodny z foliacją skały wzrost blastów plagioklazowych (pl. V, fot. 2). Z minerałów pobocznych pojawia się często, chociaż w małych ilościach, *kalcyt*. Tworzy ziarna ksenomorficzne, skupione wraz z łyszczykami w kierunkowo wyciągniętych wstęgach.

Wyniki analiz mikrometrycznych paragnejsów porfiroblastycznych podaje tabela 2.

Paragnejsy plagioklazowe

Jest to typ skalny zdecydowanie dominujący w petrograficznym inwentarzu pasma Krowiarek. Największe rozprzestrzenienie ma paragnejs dwułyszczykowy z ilością skaleni dochodzącą do 30% objętościowych. Makroskopowo jest to skała mało efektowna, ciemnoszara do prawie czarnej w przypadku obecności grafitu, bardzo drobnoziarnista, o zwartej, masywnej budowie. Na ogół kierunkowość jest dobrze widoczna, często występuje gęsta laminacja, a w odmianach silnie zbitych — subtelna smużystość zgęszczonych łusek łyszczykowych. Skały typu paragnejsów mają wyraźną tendencję do oddzielności płytowej, a dzięki swej zwięzłości częściej niż utwory łupkowe spotykane są w naturalnych odsłonięciach.

Terenowe rozprzestrzenienie paragnejsów plagioklazowych nie ogranicza się do określonych obszarów. Spotykane są one w całym pasmie Krowiarek jako zasadnicze tło, w któ-

rym tkwią zgodnie wkładki amfibolitów i przeławicenia łupkowe. W pracach polowych udało się prześledzić dłuższe ciągi odsłoneń paragnejsów plagioklazowych w okolicach Rogózki, na obrzeżeniu Chłopskiej Góry (punkty 401, 403, 414) oraz na południowych stokach wzgórza 803 (punkty 420—424, 428—435, 444, 447, 460—468). Mniej zwarte ciągi paragnejsów występują w okolicach Ołdrzychowic — Romanowej (punkty 41, 50, 53, 75, 76, 104, 106, 107, 108, 132, 133, 134, 139). Ponadto paragnejsy plagioklazowe spotykane są w wielu pojedynczych odsłonięciach w okolicy Konradowa (punkty 6, 9, 167, 170, 175, 294).

Mikroskopowo paragnejsy plagioklazowe są skałami drobnoziarnistymi o bardzo silnie zaznaczonej kierunkowości i wysokim stopniu roztarcia. Laminy łyszczykowe i kwarcowe, na ogół o przebiegu regularnym, ulegają niekiedy silnemu pofałdowaniu, zmięciu, a nawet rozmieleniu. Struktura paragnejsów jest wyraźnie heteroblastyczna. W drobnoziarnistym tle kwarcowym lub między laminami łyszczykowymi wyodrębniają się większe ksenomorficzne ziarna skaleni. Łyszczyki tylko w grubych pakietach mają postać hipautomorficznych blaszek, a przeważnie grupują się w silnie wydłużone wstęgi o blaszkach wyprasowanych. Kwarc jedynie w młodszych żyłkach jest bardziej gruboziarnisty. Tego rodzaju impregnacje kwarcowe pospolite są zarówno w paragnejsach plagioklazowych, jak i w innych ogniwach serii strońskiej, natomiast wypełnienia spękań adularzem, chlorytem, czy kalcytem należą do rzadkości.

Łyszczyki są jednym z podstawowych składników paragnejsów plagioklazowych. W skałach typowych zarówno biotyt, jak i muskowitz występują równorzędnie. *Muskowitz* częściej przyjmuje formę blaszkowatą, *biotyt* natomiast, zwłaszcza jeśli pojawia się w małych ilościach, tworzy wydłużone łuseczki wplecione między pakiety muskowitzu. Pleochroizm biotyty w barwach brunatnych od słomkowożółtego do ciemno-, niekiedy cynamonowobrunatnego. W kilku okazach zaobserwowano biotyt o pleochroizmie w barwach zielonobrunatnych. *Chloryt* występuje ubocznie, zwykle jako produkt przeobrażenia biotyty; czasami tylko spotykany jest w większych samodzielnych blaszkach. Skał muskowitzowo-chlorytowych spotyka się bardzo niewiele i są one bez znaczenia dla ogólnej charakterystyki serii paragnejsowej. Ogólnie minerały łyszczykowe są składnikiem regresywnym w opisywanych skałach wskutek wzrostu i wypierania ich przez skalenie.

Plagioklasy, bo one głównie dominują w paragnejsach plagioklazowych, są najbardziej czynnymi reakcyjnie minerałami nadającymi skałom ziarnisty, a często porfiroblastyczny charakter. Spotykane są tylko kwaśne ogniwa z szeregu plagioklazowego:

- 1) oligoklaz 10—20% An,
- 2) albit 0—10% An (najczęściej 0—5% An).

Kwaśny oligoklaz jest minerałem powszechnie spotykanym w pasmie Krowiarek. Jest to skała o bardzo słabo zaznaczonym stopniu automorfizmu. Tworzy na ogół niewielkie ziarna, nieregularne o wystrzępio-

nych brzegach, silnie ząbionych z tłem kwarcowym lub łyszczykowym. Drugą typową cechą oligoklazów jest powszechnie obserwowane przypłaszczenie przez gęsto rozsiąnię, drobnoluseczkowy serycyt. Zmętnienie to występuje zarówno w małych, jak i większych ziarnach, niezależnie od tego czy oligoklaz tkwi w tle kwarcowym, czy łyszczykowym.

Ksenomorfizm, zmętnienie i powszechność oligoklazów mogłyby przemawiać za tym, że jest to skała pierwotna, będąca reliktem materiału wyjściowego dla serii paragnejsovej. Dalsze obserwacje mikroskopowe wskazują jednak, że w większości przypadków oligoklaz jest ściśle związany z laminami łyszczykowymi, pochłania pojedyncze pakiety muskowitowo-biotytowe urastając do samodzielnych blastów. Niestrawione łyszczyki w formie drobnych łuseczek przepelniają nowopowstałe skały, zachowując przy tym pierwotną kierunkowość pakietu łyszczykowego. Zgodny z otoczeniem wzrost plagioklazów podkreśla także grafit. Jest on częstym składnikiem paragnejsovej plagioklazowych towarzyszącym zwykle łyszczykom. Wskutek wypierania łyszczyków przez skały pozostały grafit zachowuje kierunkowość pakietu łyszczykowego zgodną z panującym kierunkiem złupkowania skały (pl. VII, fot. 1, 2).

Wtórny wzrost oligoklazów obserwuje się również wyraźnie w tle kwarcowym. Skały ząbnią się z ziarnami kwarcu, a nierazko wchłania całe drobnozarńiste skupienia kwarcowe, których relikty w formie zaokrąglonych wrostków tkwią w oligoklazie. Ząbienia oligoklazów z kwarcem mają często charakter diablastycznych przerostów, przy czym tworzą się wzajemne wżery i mackowate wpustki, co niekiedy daje obraz zbliżony do myrmekitu. Czasami tylko sam brzeżek blastu oligoklazowego jest w stanie reakcji z otoczeniem kwarcowym, granica ziarna staje się ząbkowana i tworzy się coś w rodzaju koronki, z tym że plagioklaz kanalikowo wciska się i wypiera otaczający go kwarc. Tego rodzaju reakcje obserwowane są także przy większych wrostkach kwarcowych zatopionych w blastach plagioklazów.

Sprawa aktywności oligoklazów w stosunku do kwarcu zasługuje na uwagę, ponieważ dotyczy tylko tego rodzaju plagioklazów; również częsty w paragnejsovej plagioklazowych albit podobnych reakcji nie daje. Czy blasteza oligoklazów odbywała się wyłącznie na drodze metasomatozy, czy jako wynik uruchomienia i przekształcenia obecnych w skałe składników, trudno z całą pewnością stwierdzić. Wydaje się jednak, że oba czynniki w równym stopniu przyczyniły się do blastezy oligoklazów, a współczesne blastezie ruchy i deformacje ustaliły obserwowaną obecnie pozycję tego skalenia w skałe. Układ wrostków i kierunkowe ułożenie oligoklazów wskazuje na parainstynkcinematyczny wzrost kryształów.

zupełnie odmienne jest wykształcenie *albitu*. Występuje on w tych skałach również często, lecz zawsze jako składnik poboczny w stosunku do oligoklazów. Cechą charakterystyczną *albitu* jest jego czystość. W płytkach cienkich, w których udało się go oznaczyć, wykazywał konsekwentnie 0% anortytu. Jeżeli pojawia się w samodzielnych ziarnach, to tworzy stosunkowo duże kryształy o pokroju krótkich *albitu* zbliżonych do tabliczek. Układ blastów jest kierunkowy, wzdłuż lamin łyszczykowych, bez śladów deformacji sztywnych czy wywalcowania. Spotykane samodzielnie blasty *albitu* są zupełnie czyste w odróżnieniu od powszechnego wśród oligoklazów zmętnienia serycytowego. Wrostki występujące w *albitcie* są analogiczne jak w oligoklazie, a więc: muskowit, biotyt i kwarc, ale gromadzą się mniej licznie i nie tak konsekwentnie kierunkowo jak w przypadku oligoklazów. Opisany powyżej rodzaj czystych *albitów* o tendencjach automorficznych pojawia się w para-

gnejsach plagioklazowych dość rzadko i to w formie pojedynczych ziarn lub skupień w odrębnych laminach. Często natomiast jest *albit* współwystępujący ściśle z oligoklazem.

Wokół ksenomorficznych zmętniałych ziarn oligoklazów obserwuje się również ksenomorficzne, ale pozabawione serycytu *albity*. Ząbnią się one z oligoklazem, a niekiedy w formie drobnych plam lub większych czystych sektorów skupiają się wewnątrz oligoklazowego blastu. Partie te nie wykazują na ogół zbliżeń, ale ujemny relief przy dodatnim znaku optycznym przemawia za *albitem*. Plamiste plagioklazowe wyrażonej niekiedy inwersyjnej budowie pasowej J. Ansilewski (1966) wiązał z progresywnym metamorfizmem, wskutek którego wokół pierwotnego *albitu* wzrastał oligoklaz. W opisywanym przypadku kolejność blastezy wydaje się być odwrotna. Świadczyć by o tym mogły reliktove wrostki mętnego oligoklazów spotykane niekiedy w obrębie czystych partii *albitowych* oraz niewielkie ilości wrostków epidotu, które w formie pojedynczych drobnych ziarn lub agregatowych skupień gromadzą się w *albitcie*. Forma sektorów *albitowych* skupionych wewnątrz oligoklazów jest także bardzo charakterystyczna. Są to nieregularne plamy o rozmytych, niekiedy zatokowo w oligoklaz wnikających brzegach (pl. VIII, fot. 1). Wydaje się więc, że przyczyną tak nieregularnego ząbienia *albitu* z oligoklazem były różnego rodzaju defekty sieciowe i spękania oligoklazów. Miejsca te mogły specjalnie predysponować wnikanie metasomatycznych roztworów krążących w międzyziarnowych fugach skały. Podobnego typu blastez *albitu*, niekiedy o charakterze odśrodkowego odbudowywania się w oligoklazie, opisywał W. Smulikowski (1958) z okolic Gószowa. K. Smulikowski (1960) podaje jako często obserwowane zjawisko wśród paragnejsovej wypieranie starszego plagioklazów typu oligoklazów przez młodszy *albit* w połączeniu z zanikiem zmętnienia serycytowego, które ogranicza się niekiedy tylko do brzeżnych partii starszego oligoklazów.

Oligoklaz w paragnejsojach jest minerałem szczególnie podatnym na wypieranie przez skalenie bardziej alkaliczne, głównie mikroklin, ale również często, zdanem autorki, może to być *albit*. Samodzielne blasty czystego i niezdeformowanego *albitu* świadczą o dopływie materiału alkalicznego i bezpośrednio krysztalizacji tego skalenia. Można więc przypuszczać, że ogólna *albityzacja* jakiej uległy paragnejsoje plagioklazowe doprowadziła do reakcji nowopowstałego *albitu* z obecnym w skałe oligoklazem, wskutek czego obserwuje się poszczególne etapy regresji oligoklazów na koszt plagioklazów czysto sodowego.

Mikroklin, ostatni reprezentant grupy skaleniovej, jest składnikiem pobocznym w paragnejsojach plagioklazowych i pojawia się w skałach mało regularnie. Zasadą jest jednak, że samodzielnych, dużych ziarn nie tworzy. Występuje na ogół jako drobny, intergranularny film wciskający się drobnymi wpustkami w drobnozarńistą mozaikę kwarcową lub też tworzy cienkie obrzeżenia pasm łyszczykowych. Najczęściej jednak mikroklin występuje w ścisłym związku z plagioklazami. Jest on minerałem wybitnie aktywnym. W pierwszym rzędzie atakuje mętny oligoklaz, wypiera go drobnymi wżerami lub palczastymi wpustkami, co doprowadza niekiedy do całkowitego strawienia oligoklazów. Relikty tego oligoklazów w postaci drobnych wrostków tkwią w ksenomorficznym blacie mikroklinu. Tak wyraźne reagowanie mikroklinu z plagioklazem obserwuje się tylko w stosunku do oligoklazów, *albit* natomiast pozostaje nietknięty lub też w minimalnym stopniu ulega mikroklinizacji i to tylko po brzegach ziarn. Opisany powyżej charakter występowania mikroklinu świadczy o jego wtórnym powstaniu.

Skład mineralny paragnejsów plagioklazowych (w % obj.)
Mineral composition of the plagioclase paragneisses (vol. per cent)

Tabela 3

Numer odsłonięcia Localization	6	37	41	50 a	50 b	104 b	108	130 c	133 b	134 b	139 c	146	151	167	170 a	175 b	219 a
Kwarc	37,6	44,5	32,9	41,7	40,6	37,2	35,7	48,1	38,3	37,8	29,8	40,7	35,0	40,3	47,3	47,5	46,1
Plagioklaz	25,3	19,2	22,9	16,4	21,6	22,3	23,8	18,3	19,3	31,9	18,9	22,3	36,5	37,9	25,4	33,2	25,3
Mikrokliz	10,0	—	—	4,6	6,4	—	—	—	—	5,2	—	0,8	—	—	—	—	—
Muskowit	5,7	23,9	18,9	28,2	23,4	8,6	15,5	9,6	11,5	12,5	16,0	17,0	8,8	2,0	21,5	10,7	13,8
Chloryt	1,7	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	2,6	—	—	11,1	—	—	—
Biotyt	14,9	—	22,3	7,7	8,0	29,0	23,5	12,0	26,7	12,6	30,3	17,2	15,7	6,8	5,8	8,6	11,3
Minerały nie- przezroczyste	—	0,4	2,3	1,4	—	2,4	1,5	—	4,2	—	1,8	—	4,0	1,4	—	—	2,9
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
Apatyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,6	0,6	—	—	—	—	0,6
Kalcyt	2,7	—	0,4	—	—	—	—	12,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

c. d. tab. 3

Numer odsłonięcia Localization	222 a	222 d	228 c	229 g	282	* 314 a	401	403	414	417	420	421	422	424	428	429	430
Kwarc	44,1	47,4	48,0	50,9	26,9	30,4	29,0	47,2	52,0	44,9	46,4	41,6	43,4	52,1	42,7	41,4	40,1
Plagioklaz	11,0	27,5	19,2	15,2	36,1	36,9	35,1	20,0	22,0	21,2	25,8	25,4	24,5	15,1	28,3	26,5	24,3
Mikrokliz	6,9	—	1,2	—	12,1	13,3	3,5	6,7	śl.	3,5	0,4	—	3,2	—	2,1	1,2	3,0
Muskowit	21,4	16,6	26,7	19,5	—	19,4	19,4	10,5	9,0	18,1	7,9	15,9	17,0	18,4	13,9	12,6	14,2
Chloryt	—	—	—	—	3,8	—	9,5	4,0	0,5	1,1	—	—	—	—	—	—	—
Biotyt	16,2	8,5	4,9	9,3	21,1	—	—	9,2	14,0	10,0	18,9	16,2	11,3	12,8	12,2	15,9	17,4
Minerały nie- przezroczyste	0,4	śl.	—	5,1	—	—	2,1	—	—	0,7	—	0,9	0,6	0,8	0,8	1,5	0,6
Opaque minerals	—	—	—	—	—	śl.	śl.	—	—	0,5	—	śl.	śl.	—	—	śl.	śl.
Apatyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5	—	—	—	—	0,8	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	1,4	—	—	—	0,6	—	śl.	—	—	0,9	0,4
Kalcyt	—	—	—	—	—	—	—	2,4	—	—	śl.	—	—	—	—	—	śl.
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—

c. d. tab. 3

Numer odsłonięcia Localization	431	432	435	435 b	** 435 c	435 g	444 b	444 d	447 a	** 447 b	** 447 d	** 447 e	455	460	461	465	468
Kwarc	40,2	38,4	41,0	30,3	30,4	37,3	29,5	32,9	47,6	31,9	31,1	25,4	35,6	29,4	31,3	35,6	28,5
Plagioklaz	20,6	29,1	20,5	39,4	15,2	31,0	20,8	27,4	26,5	14,6	41,9	26,1	34,8	28,3	40,9	33,2	19,6
Mikrokliz	9,7	10,7	—	1,8	—	—	21,3	10,3	2,2	—	—	—	—	4,3	0,6	śl.	—
Muskowit	14,2	5,8	25,5	5,6	8,1	16,7	5,8	17,6	20,9	2,0	2,4	36,7	6,0	2,9	11,7	9,9	31,2
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotyt	14,2	12,4	11,5	22,3	34,6	14,5	18,0	10,1	1,8	33,0	21,6	9,9	21,8	24,2	15,0	19,5	19,2
Minerały nie- przezroczyste	—	0,7	0,7	0,6	0,5	0,5	0,7	1,0	—	—	0,3	1,2	0,6	—	0,5	1,3	0,6
Opaque minerals	—	—	0,8	—	1,5	—	—	—	—	0,4	0,7	0,6	0,4	śl.	—	0,5	—
Apatyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	0,9	—	—	—	0,9	śl.	3,1	0,7	1,0	0,1	0,2	0,1	śl.	śl.	—	—	—
Kalcyt	—	2,9	—	—	8,8	—	0,8	—	—	18,0	—	—	—	10,9	—	—	śl.
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	śl.	—	—	—	0,9

* Analizowała A. Arnold (Analysed by A. Arnold).

** Analizował A. Rydzewski (Analysed by A. Rydzewski).

Zestaw minerałów akcesorycznych w paragnejsach plagioklazowych jest ubogi i monotony. Najczęściej spotykany jest *apatyt* w niewielkich zaokrąglonych ziarnach grupujących się w sąsiedztwie lamin łyszczkowych. Oprócz apatyty pojawia się także oliwkowozielony *turmalin*, a czasem pojedyncze ziarna *cyrkonu*. *Granaty* są także rzadko spotykane. Tworzą zwykle małe zaokrąglone blasty, które tkwią w większych łuskach łyszczkowych, a często także grupują się jako wrostki w plagioklazach. W większych ziarnach granatu, o brzegach przeważnie silnie wystrzępionych, obserwuje się poikilitowe przetkanie wrostkami o ułożeniu nierzadko parakinematycznym.

Z przedstawionego opisu wynika, że paragnejsy plagioklazowe są to skały jednostajne, powstałe ze skał piaszczysto-ilastych o znacznie wyselekcjonowanym składzie. Większe różnice wykazują tylko skalenie, które uczestniczą w skomplikowanych reakcjach wypierania i wzajemnego przerastania się ziarn. Rodzajem najbardziej stabilnym jest paragnejs oligoklazowy. Zwiększanie się ilości albitu i mikroklinu przesuwają paragnejsy plagioklazowe w stronę skał bardziej leukokratycznych, a w skrajnych przypadkach tworzą się skały typu aplitoidów pozbawione prawie łyszczków i z małą ilością kwarcu. Paragnejsy plagioklazowe zajmują więc pozycję pośrednią między łupkami łyszczkowymi a gnejsami aplitoidowymi (albitowymi). Zarówno z jednym, jak i z drugim ogniwem skrajnym łączą się one szeregiem przejść, tak że miejscami trudno jest postawić ścisłą granicę i odpowiednio zaszeregować poszczególne próbki.

Wyniki analiz mikrometrycznych paragnejsów plagioklazowych podaje tabela 3.

Paragnejsy albitowe

Skały tego typu wydzielono w osobną grupę ze względu na zdecydowane wzbogacenie w plagioklaz — w czysty albit (30—60% objętości), zubożenie w łyszczki i w kwarc w porównaniu do typowych paragnejsów plagioklazowych, a wreszcie brak albo podrzędne ilości mikroklinu. W terenie spotykane są wspomniane paragnejsy w rozrzuconych i oddalonych od siebie punktach, ale zwykle w otoczeniu paragnejsów plagioklazowych. Okazy wzięte z odsłoneń w okolicach Konradowa mają następujące numery: 139d, 170b, c, 176, 222b, 290. Próbki pobrane prawie *in situ* z blokowiska na zboczach i szczytach z okolic Konradowa i Romanowej mają numery: 31, 49b, 83, 135c, d, 147a, 170d, g, 285, 289. Leukokratyczne paragnejsy albitowe nie zostały wydzielone na mapach J. Dona i J. Kuźniara zapewne ze względu na rzadkość ich występowania i to w formie cienkich, maksymalnie do 0,5 m miąższości wkładek wśród paragnejsów plagioklazowych. W okolicy Romanowej punkty

występowania paragnejsów albitowych pokrywają się z zaznaczonymi przez J. Kuźniara (fig. 3) strefami feldszpatyzacji (zbocza góry Kościelec i Łysak), albo też z miejscami występowania kwarcytów. Jest to o tyle zrozumiałe, że skały tego typu miejscami ludząco przypominają kwarcyty dzięki zwięzłości, drobnoziarnistości i jasnej barwie skały przy słabo widocznej kierunkowości. Dopiero badania mikroskopowe umożliwiają właściwe określenie i zaszeregowanie skały.

Makroskopowo paragnejsy albitowe są zróżnicowane, od odmian białozłtawych, cukrowatych i bezkierunkowych o wyglądzie przypominającym aplity („gnejsy aplitoidowe” nr: 31, 49b, 135d), poprzez odmiany bardziej łupkowe, aż do skał przypominających typowe paragnejsy. Niekiedy w jednym okazie widoczne jest ostro odcinające się warstewkowanie na partie zbite, drobnoziarniste, upodabniające się do kwarcytu i ciemniejsze o wyraźnym złupkowaniu. Czasami, jak np. w okazie 222b, widoczna jest jeszcze tekstura łupkowa, z powyginanymi i pomiętymi smugami łyszczków, ale całość skały dzięki silnemu przepojeniu materiałem skaleniowym nabiera masywności i cukrowatej drobnoziarnistości. Podobnie w odsłonięciu 170 (na wschodnich zboczach doliny Konradowa), typowe, laminowane paragnejsy plagioklazowe przechodzą w środkowej części odsłonięcia w szeroką (1—1,5 m) strefę skał wybielonych, silnie skaleniowych, które stopniowo zatracają teksturę kierunkową wskutek zmniejszenia się ilości łyszczków i przechodzą w odmiany aplitoidowe o reliktovej tylko łupkowej oddzielności.

Mikroskopowo skały określane mianem paragnejsów albitowych są wybitnie ziarniste, a przy małej ilości łyszczków mają nawet charakter granoblastyczny. Tekstury skał są jednak wyraźnie kierunkowe. Kwarc lub mozaika plagioklazowo-kwarcowa zgęszczają się w samodzielne strefy rozdzielone warstewkami grubiej ziarnistych blastów albitowych, co prowadzi do widocznej laminacji skały. Niekiedy albity są tak gęsto upakowane, że brak między nimi miejsca na drobnoziarniste tło kwarcowe lub łyszczkowe. Skały wyjściowe dla paragnejsów albitowych uległy bezprzecnie deformacjom kierunkowym, ale rekryształizacja i ogólna albityzacja zatarty w znacznym stopniu łupkowy charakter skał.

Typową cechą paragnejsów albitowych jest obecność w skale zwartych skupień kwarcowo-albitowych. Są to drobnoziarniste skupienia, miejscami laminy lub nawet większe strefy, w których oba te minerały przerastają się tak ściśle ze sobą, że niekiedy trudno jest ustalić właściwe granice ziarn. Zazębnienie to nie ma jednak charakteru diablastycznego, lecz wy-

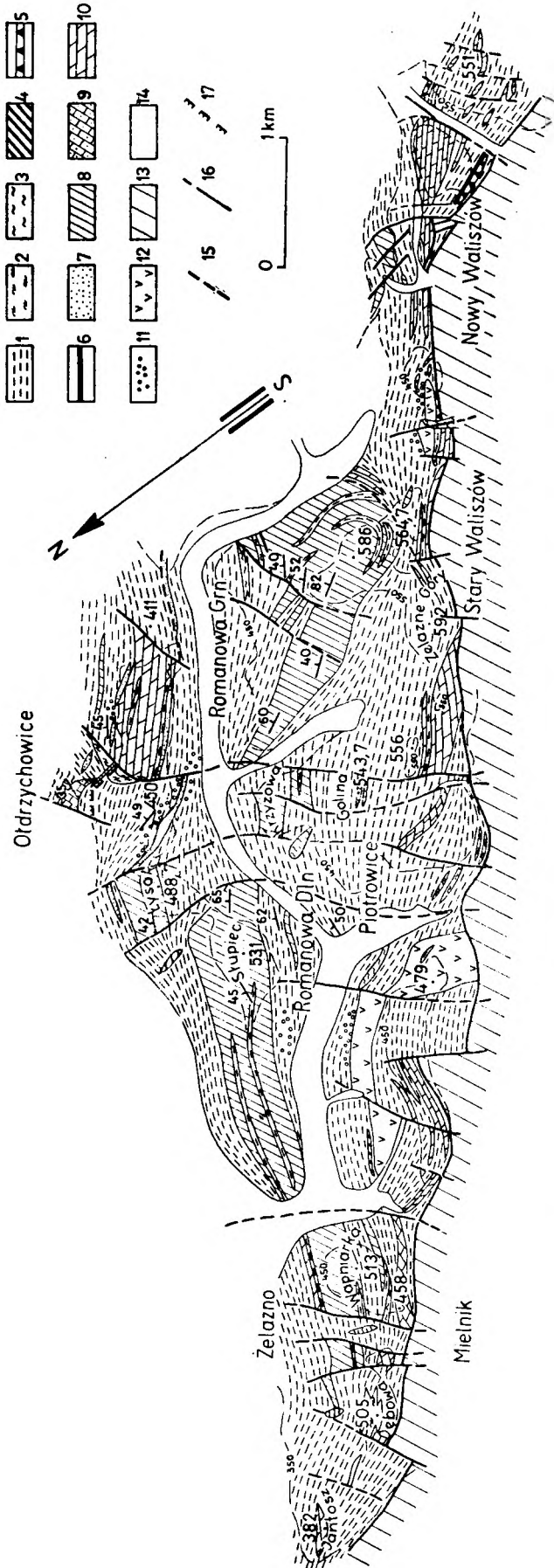


Fig. 3

Obszar I. Mapa geologiczna północno-zachodniej części Krowiarek według J. Kuźniara (1960)

1 — łupki łyszczykowe, 2 — łupki amfibolitowe, 3 — amfibolity, 4 — łupki kwarcytowo-granitowe, 5 — łupki kwarcytowe, 6 — łupki grafitowe, 7 — kwarcyty, 8 — marmury dolomitowo-kalcytowe, 9 — marmury kalcytowe, 10 — marmury dolomitowe, 11 — strefy feldspatyzacji, 12 — gnejsy śnieżnickie, 13 — utwory górnokredowe, 14 — utwory czwartorzędowe, 15 — uskoki przypuszczalne, 16 — uskoki rzeczywiste, 17 — brzeg nasunięcia

Area I. Geologic map of the NW part of the Krowiarki range according to J. Kuźniar (1960)

1 — mica schists, 2 — amphibolite schists, 3 — amphibolites, 4 — quartzite-graphite schists, 5 — quartzite schists, 6 — graphite schists, 7 — quartzites, 8 — dolomite-calcite marbles, 9 — calcite marbles, 10 — dolomite marbles, 11 — feldspathization zones, 12 — Sniežnik gneisses, 13 — Upper Cretaceous deposits, 14 — Quaternary deposits, 15 — hypothetical faults, 16 — observed faults, 17 — margin of overthrust

Tabela 4

Skład mineralny paragnejsów albitowych (w % obj.)
Mineral composition of the albite paragneisses (vol. per cent)

Numer odślonienia Localization	31	49 b	83	135 c	135 d	139 d	147 a	170 b	170 c	170 d	170 g	176 a	222 b	285	290
Kwarc	27,1	41,6	43,2	37,5	54,6	22,4	26,6	32,2	38,7	41,5	37,6	40,2	33,6	44,4	41,9
Plagioklaz	62,7	30,8	41,5	40,4	34,6	64,0	52,8	63,1	44,5	30,9	44,5	33,7	53,2	28,8	47,2
Mikroklin	—	1,9	0,6	—	—	—	—	—	śl.	—	śl.	—	3,5	6,0	2,9
Muskowit	1,7	19,7	10,5	19,6	10,8	—	4,5	0,9	11,9	16,6	14,0	10,8	7,3	14,4	6,4
Chloryt	—	—	—	1,4	—	6,6	—	—	—	—	—	—	—	0,8	—
Biotyt	7,4	6,0	4,2	—	—	5,3	11,6	3,8	4,9	11,0	3,9	14,5	2,4	5,1	1,6
Minerały nie- przezroczyste	1,1	—	—	1,1	—	1,7	—	—	—	—	—	0,8	—	0,5	—
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	—	—	—	—	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Tytanit	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—

rażnie poikilitowy. Ziarna albitu przetkane okrągłymi, cyklopowymi wrostkami kwarcu łączą się ze sobą obejmując coraz to nowe ziarna kwarcowe. W rezultacie powstaje większe skupienie drobnoziarnistego albitu, gęsto przetkanego kwarcem. Tego rodzaju wykształcenie albitu spotykano tylko w tej grupie leukokratycznych skał. Nawet w skrajnych bowiem przypadkach przerostu oligoklazów z kwarcem w zwykłych paragnejsach plagioklazowych nie obserwowano tak silnie poikilitowego poprzerastania. Oprócz kwarcu również częstym wrostkiem w albicie jest muskowit. Drobne łuseczki, czasem nawet rozdrobnione do pyłu, gęsto przetykają blasty albitu.

Ksenomorficzny albit poikilitowy jest podstawowym skaleniem paragnejsów, ale również często pojawia się także albit drugiego rodzaju — *albit idio-blastyczny*. Tworzy on duże ziarna o wyraźnych tendencjach automorficznych, uzyskując niekiedy formy wydłużonych tabliczek. Wydłużenie i ułożenie kierunkowe blastów zgodne jest z kierunkowością skały. Brak przy tym śladów poślizgu, sztywnych pęknięć lub poobracania ziarn. Wnosić z tego można, że blasteza automorficznego albitu odbywała się post-deformacyjne. Wrostki występujące w albicie tabliczkowym są tego samego rodzaju co w albicie poikilitowym, ale występują w znacznie mniejszej ilości.

Ze względu na to, że oba rodzaje plagioklazów są albitem o składzie w zakresie od 0 do 5% An, trudno jest ustalić ich wzajemny stosunek. Wydaje się, że drobnoziarnisty albit poikilitowy jest minerałem starszym, powstałym w pierwszych fazach feldszpatyzacji. Wskutek małej ilości łuszczyków wzrost nowopowstałych skaleń odbywał się w środowisku kwarcowym, stąd ich charakter poikilitowy. Później po pewnym nasyceniu skały materiałem skaleniowym dochodziło być może do swobodniejszego wzrostu foremnych blastów albitowych. Można przypuszczać, że oba rodzaje albitu powstały w jednym i tym samym etapie feldszpatyzacji, a rozdzielenie na dwie wspomniane frakcje ziarn uzależnione było od stopnia nasilenia samego procesu blastezy skaleniowej

i być może również od rodzaju skały ulegającej metasomatozie sodowej.

Rozstrzygnięcie, czy bezpośrednim materiałem wyjściowym dla paragnejsów albitowych był właściwy paragnejs plagioklazowy, czy skała innego typu, napotyka na pewne trudności ze względu na znaczną jednolitość składu mineralnego samego paragnejsu albitowego. Ziarna oligoklazów trafiają się jako pojedyncze osobniki wciśnięte pomiędzy mozaikę kwarcową; podobnie i łuszczyki występują jako relikty cienne pakiety, miejscami tylko skupione w ciągłe wstęgi. Głównymi minerałami są kwarc i albit, które jak to opisano powyżej, zazębiają się ze sobą tworząc poikilitowe tło dla albitu tabliczkowego. Nie można więc wykluczyć ewentualności, że paragnejsy albitowe powstały jako wynik intensywnej albityzacji cienkich wkładek skał typu kwarcytowego. Tego rodzaju zgodne wtrącenia w paragnejsach plagioklazowych mogły pozostać niezmienione w trakcie feldszpatyzacji oligoklazowej, natomiast w wyniku intensywnej albityzacji uległy na równi z otoczeniem paragnejsowym przepojeniu materiałem alkalicznym, co w rezultacie doprowadziło do powstania paragnejsów albitowych.

Wyniki analiz mikrometrycznych paragnejsów albitowych podaje tabela 4.

Paragnejsy syenitoidowe

Paragnejsy syenitoidowe występują w paśmie Krowiarek tylko w okolicach Rogózki. Na południowym zboczu wzgórza 803 m położonego na północo-zachód od wsi Rogózka od-

slaniają się w dość pełnym profilu (punkty: 424 do 465) skały typu paragnejsów plagioklazowych. Wśród ciemnoszarych, drobnoziarnistych paragnejsów tego rodzaju ukazują się w odrębnych odsłonięciach (punkty: 433, 435, 437, 444, 464) skały zupełnie odmiennego typu. Są one znacznie bardziej drobnoziarniste, zdecydowanie jasne, o lekko żółtawym zabarwieniu. Tekstura łupkowa jest w nich słabo widoczna, brak bowiem wyciągniętych łusek łyszczkowych. Słabą kierunkowość podkreślają tylko nieliczne, cienkie i rozplywające się smużki biotyty. Głównym składnikiem skałotwórczym jest tu zbita, drobnoziarnista mozaika skałeniowa, która w skrajnych przypadkach obejmuje 90% całej masy skalnej.

Po raz pierwszy tego typu „zsyenityzowane” skały opisał w pracy dyplomowej A. Rydzewski (1956). Ze względu na specyficzny przebieg procesu feldszpatyzacji zostały one także dokładnie opracowane petrograficznie przez autorkę niniejszej pracy (Milewska 1958). Wynikiem tych badań było stwierdzenie, że leukokratyczne skały odsłaniające się w profilu Rogózki są metamorficznymi skałami plagioklazowo-mikrokinowymi. Jako materiał wyjściowy dla tego typu skał autorka przyjęła utwory zbliżone do kwarcytów, które w formie drobnych wkładek tkwiły w zwartym kompleksie łupkowym. Proces regionalnej feldszpatyzacji obejmujący cały kompleks łupkowo-paragnejsowy doprowadził w opisywanym przypadku do tak intensywnego wzbogacenia w skalenie, odbywającego się w głównej mierze kosztem kwarcu, że utworzyły się skały metamorficzne o składzie zbliżonym do syenitów. Ze względu na to, że badania petrograficzne przeprowadzone na całym obszarze pasma Krowiarek ujmują nieco inaczej pozycję paragnejsów syenitoidowych w kompleksie skał paragnejsowych, słusznym będzie podanie krótkiej charakterystyki mikroskopowej tych skał.

Paragnejsy syenitoidowe są to skały drobnoziarniste, o zbitej, słabo kierunkowej teksturze podkreślonej przez pojedyncze łuseczki biotyty. Głównymi składnikami są plagioklaz i mikrokin, stanowiące łącznie niekiedy 90% całej masy skalnej. Struktura skał heteroblastyczna.

Plagioklaz wykazuje większą niż mikrokin skłonność do wykształcania dużych ziarn o wyraźnym pokroju tabliczkowym. Czasami pojawiają się również duże *mikrokliny*, ale są one w porównaniu do plagioklazów całkowicie ksenomorficzne. Większe ziarna obu skaleni tkwią w drobnoziarnistej mozaice plagioklazowo-mikrokinowej. Występujący w skale plagioklaz oznaczono jako *albit*. Tworzy on ziarna czyste, przeważnie zbliżone. Liczne wrostki w jego blastach należą głównie do kwarcu, znacznie rzadziej są to drobne strzępki biotyty. Na uwagę zasługuje fakt, że większość występującego w skale kwarcu

grupuje się właśnie w obrębie albitu. Można by to tłumaczyć w ten sposób, że kwarc zamknięty w czasie wzrostu plagioklazów został izolowany i dzięki temu uchronił się od dalszych procesów feldszpatyzacji mikrokinowej, jakim uległy skały.

Niektóre większe ziarna albitu są popękane, niejednokrotnie z zuskokowanymi zbliżeniami. W powstałe szczeliny wciska się skałenka alkaliczna. Sztwyne zdeformowanie plagioklazów zbliżone mikrokinem wskazuje jednoznacznie, że feldszpatyzacja mikrokinowa jest procesem znacznie późniejszym, który nałożył się na utworzony już w skale albit. W przeważającej swej masie mikrokin występuje w granoblastycznym tle skalnym. Tworzy ziarna ksenomorficzne, wzajemnie pozazębiane, wykształceniem swym upodabniające się do drobnoziarnistej mozaiki kwarcowej. W wielu osobnikach widoczna jest wyraźna kratka bliźniacza. W odróżnieniu od albitu mikrokin nie zawiera prawie wrostków, niekiedy tylko obejmuje drobne wtrącenia zserycytizowanego oligoklazów, który pojawia się także w podrzędnych ilościach obok czystego albitu. Ten właśnie zmętniały *oligoklaz* jest wyraźnie atakowany i wypierany przez mikrokin. Ziarna czystego albitu, mimo że są ściśle otulone mikrokinem, nie wykazują żadnych z nim przerostów. Wśród gęstej mozaiki mikrokinu ukrywają się reliktove ziarenka *kwarcu*. Z łyszczków obecny jest w skale tylko *biotyt*, ulegający często chlorytyzacji. Biotyt występuje w małych, pojedynczo rozsianych łuseczkach, które miejscami tylko zgęszczają się w ciągłe smużki, podkreślające słabą kierunkowość tekstury paragnejsu.

Tego rodzaju skały skaleniowe ubogie w kwarc i łyszczki są zjawiskiem zupełnie wyjątkowym na obszarze występowania serii strońskiej. Feldszpatyzacja doprowadza zwykle do powstania mniej lub więcej grubokrystalicznych paragnejsów, zawsze z dużym udziałem kwarcu. W opisywanym więc przypadku należałoby przypuszczać, że feldszpatyzacja, a szczególnie późniejszy jej etap mikrokinowy, odbywał się kosztem kwarcu, redukując jego udział niekiedy do kilku procent, co zbliża skład skał do syenitów.

Ani w terenie, ani w badaniach mikroskopowych nie zaobserwowano stopniowych przejść między leżącymi w ciągłych ławicach paragnejsami plagioklazowymi a opisywanymi gnejsami syenitoidowymi. Wydaje się natomiast prawdopodobne, że bezpośrednim materiałem wyjściowym dla paragnejsów syenitoidowych były skały typu paragnejsów albitowych. Z porównania analiz planimetrycznych (tab. 4 i 5) wynika, że ilości plagioklazów w obu wymienionych grupach są do siebie zbliżone i należą w głównej mierze do albitu. Ponieważ w paragnejsach syenitoidowych nie obserwowano reakcji wypierania albitu przez mikrokin wydaje się, że albit jest tu składnikiem stabilnym, nieulegającym regresji kosztem nowopowstającego mikrokinu. Skład więc paragnejsów syenitoidowych przed okresem mikrokinowym odpowiadałby paragnejsom albitowym. Intensywna feldszpatyzacja potasowa

Tabela 5

Skład mineralny paragnejsów syenitoidowych (w % obj.)
Mineral composition of the syenitoid paragneisses (vol. per cent)

Numer odsłonięcia Localization	433	433	*	*		*	*	*	*	
	a	b	433 d	435 f	437	440	444 a	444 c	444 f	464
Kwarc	4,7	5,0	9,7	14,6	3,8	14,4	14,2	9,5	2,2	2,1
Plagioklaz	51,4	52,5	50,1	31,7	50,3	38,3	46,2	51,4	59,8	64,4
Mikroclin	40,0	38,0	33,4	40,0	39,5	36,4	16,0	20,2	27,5	17,1
Muskowit	—	—	0,6	4,7	—	2,5	20,0	10,3	0,4	3,6
Chloryt	—	—	0,5	2,6	—	—	—	1,6	2,2	—
		3,1			2,9					
Biotyt	2,7		4,2	2,9		4,2	—	0,4	2,6	9,9
Minerały nieprze- zroczyste	0,7	1,4	1,2	1,5	3,5	4,0	2,8	5,1	4,5	2,0
Opaque minerals										
Apatyt	0,5	—	0,2	1,7	—	0,1	0,7	1,4	0,1	0,9
Epidot	—	—	0,1	0,3	—	0,1	0,1	0,1	0,7	—

* Analizował A. Rydzewski (Analysed by A. Rydzewski).

doprowadziła do przejścia skał albitowych w skrajnie leukokratyczne odmiany skał typu syenitoidowego.

Wyniki analiz mikrometrycznych paragnejsów syenitoidowych podaje tabela 5.

Kwarcytognejsy mikroclinowe

Ten rodzaj paragnejsów jest w pewnym sensie przeciwstawny uprzednio opisywanym paragnejsom albitowym, ponieważ miejsce albitu zajmuje w obecnym przypadku mikroclin. Poza odmiennym rodzajem skalenia cechy petrograficzne są analogiczne, a więc wybitnie leukokratyczny charakter skał, małe ilości łyszczyków i spadek ilości kwarcu w miarę wzbogacania się w mikroclin. Plagioklaz jest minerałem rzadko spotykanym, dzięki czemu schodzi do roli podrzędnego składnika w skale.

Kwarcytognejsy mikroclinowe nie były wydzielone na mapach geologicznych, natomiast punkty pobranych przez autorkę próbek pokrywają się prawie idealnie z zaznaczonymi na nich wystąpieniami kwarcytów. Zgodność ta występuje na obszarze skartowanym zarówno przez J. Dona, jak i J. Kuźniara. Nie jest to dziwne, ponieważ makroskopowo skały te są istotnie bardzo podobne do kwarcytów: drobnoziarniste, zdecydowanie jasne, szare lub lekko żółtawe, o zwartości i zlewności ziarn typowo kwarcytowej. Delikatna kierunkowość wyrażona cienkimi laminami łyszczyków podkreśla ogólną, spokojną, prawie płaskorównoległą teksturę skał (pl. II, fot. 1).

Okazy tego typu pobrano w miejscach występowania kwarcytów, a więc na terenie Kon-

radowa w punktach: 27, 28, 135, 168, a w okolicach Romanowej w punktach: 40, 51, 64, 74, 104. Okazy nr: 250, 261 i 263 wzięto w okolicach wsi Kąty k/Stronia Śl., nr 250 pobrano w nieczynnym łomiku na górze Siniak, a n-ry 261 i 263 z blokowisk na zboczach okalających wieś.

Są to skały o składzie: kwarc, mikroclin, łyszczyki (z przeważającym muskowitem). Plagioklaz spotykany jest zupełnie pobocznie podobnie jak minerały akcesoryczne, ograniczone prawie wyłącznie do śladowych ilości apatytu. Zarówno łyszczyki, jak i kwarc zgęszczają się w cienkich warstewkach, dzięki czemu skała nabiera regularnej, gęstej laminacji. Grubsze pakiety łyszczykowe lub większe skupienia kwarcowe nie są spotykane, również udział większych blastów mikroclinowych względnie plagioklazowych jest bardzo nieznaczny.

Silne rozdrobnienie minerałów, zwłaszcza kwarcu na agregatowo ząbioną mozaikę, i wyciągnięcie łyszczyków wskazywać by mogło na udział skały w silnych ruchach. Mała ilość łyszczyków była prawdopodobnie przyczyną, że deformacje te doprowadziły do częściowej mylonityzacji skały i wywołanej tym drobnoziarnistości. Proces rekrytalizacji zaznacza się w kwarcytognejsach mikroclinowych w niewielkim stopniu. W niektórych skałach obserwuje się mniejszą strzępiastość łusek łyszczykowych i lekką tylko smużytość kwarcu. Struktura skał ma jednak nadal charakter panksenomorficzny.

Mikroclin jest głównym poza kwarcem składnikiem gnejsów, stanowiącym do 50% objętości skały. Wykształca się jako intergranularne spoiwo opływające

Tabela 6

Skład mineralny kwarcytognejsów mikroklonowych (w % obj.)
 Mineral composition of microcline-bearing quartzite-gneisses (vol. per cent)

Numer odstonięcia Localization	28	40 a	40 b	51 c	74 a	104 c	135 b	168	221 a	221 b	250	261	263 b	263 c	305 a	345 b	393 b
Kwarc	37,5	46,8	34,5	28,8	38,7	38,0	34,0	24,7	71,5	67,9	63,8	71,1	70,2	68,9	41,1	57,1	45,1
Plagioklaz	—	—	2,0	12,9	6,6	śl.	10,6	6,1	—	—	—	—	—	—	3,4	—	—
Mikroklin	52,6	45,9	48,8	46,6	43,1	47,6	43,4	50,6	3,2	7,0	25,3	2,6	7,9	22,8	42,6	30,4	44,1
Muskowit	9,2	2,1	5,8	5,5	6,7	5,4	4,6	17,9	17,3	15,5	10,9	19,6	11,7	8,3	12,9	10,8	9,7
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotyt	śl.	4,7	8,9	6,2	4,9	9,0	6,0	0,7	8,0	5,8	—	5,4	10,2	—	—	1,7	1,1
Minerały nie- przezroczyste	0,7	0,5	śl.	śl.	śl.	—	1,4	—	śl.	3,8	śl.	1,3	—	—	—	—	—
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cyrkon	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—

skupienia kwarcu i łyszczków. Jest ksenomorficzny, ze słabą tendencją do tworzenia większych blastów. Ziarna mikroklonu są zwykle bardzo czyste, bez zmętnień i pozbawione wrostków. Zbliżniaczenia nie są widoczne, a wygaszanie światła lekko smużyste albo mozaikowo-sektorowe. Brak jest w mikroklinie jakichkolwiek śladów zdeformowania lub wywalcowania ziarn, dostosowuje się on do luk międzyziarnowych kwarcu i łyszczków, zazębia się z nimi, ale nie tworzy przerostów ani nie zawiera wrostków poszczególnych minerałów. Brak zbliźniaczeń i czystość ziarn przy ogólnej równoziarnistości skały mógł być przyczyną uznania tych skał w terenowej pracy za kwarcyty.

Jeżeli kwarc i mikroklin nie dają wzajemnych przerostów i nie widać śladów wypierania pierwszego przez drugi, to w przypadku obecności w skałe plagioklazu podobne reakcje dają się zauważyć. Mikroklin skupia się wokół ziarn plagioklazu, ściśle go obrasta i przez mackowite wżery stopniowo wypiera. W przeciwieństwie do mikroklonu plagioklaz sprawia wrażenie minerału starszego i zachowanego tylko w reliktach. Tworzy ziarna ksenomorficzne, niekiedy wyciągnięte wzdłuż lamin łyszczkowych, silnie spekane i przyprószone pyłem sercytowym. Oznaczenie składu plagioklazu sprawiło z powyższych względów duże trudności. Najczęściej spotykany jest jednak *oligoklaz* o zawartości 15% An, rzadziej w lepiej wykształconych i niezemętniałych blastach występuje *albit*.

Grupę łyszczków w kwarcytognejsach mikroklonowych reprezentuje głównie *muskowit*, który układa się w ciągłe smugi podkreślające kierunkowość skały. Wielkość blaszek nie przekracza wymiarów ziarn kwarcu czy mikroklonu. Muskowit występuje na ogół samodzielnie tworząc jedynie wrostki w nielicznych plagioklazach. *Biotyt* spotykany jest w znacznie mniejszych ilościach, najczęściej przy tym bywa rozproszony w skałe w postaci pojedynczych łusek. W większości okazów ulega silnej chlorytyzacji, tak że w analizach mikrometrycznych ujęty jest we wspólnej rubryce z chlorytem. Pleochroizm biotyту w barwach brunatnych niekiedy lekko zielonawych.

Z minerałów akcesorycznych spotykany jest jedynie *apatyt* i w ilościach śladowych — *cyrkon*. Tak ubogi zestaw minerałów akcesorycznych, duża ilość

kwarcu przy stosunkowo niewielkim procencie łyszczków wskazują na znaczny stopień wyselekcjonowania materiału wyjściowego dla obecnych paragnejsów mikroklonowych. Odpowiadały on kwarcytom lub łupkom kwarcytowym. Mikroklin jest zupełnie niezaburzony dynamicznie, a dostosowując się do układu innych minerałów wydaje się być minerałem wtórnym, powstałym w wyniku ogólnej feldszpacyzacji mikroklonowej skał.

Wyniki analiz mikrometrycznych kwarcytognejsów mikroklonowych podaje tabela 6.

Blastomylonityczne paragnejsy mikroklonowe

Grupa skał objęta tą nazwą wykazuje wiele analogii z poprzednio opisywanymi kwarcytognejsami mikroklonowymi. Główne cechy odróżniające, to większy udział plagioklazu i wykształcenie mikroklonu w formie porfiroblastów, czego nie obserwowano na większą skalę w kwarcytognejsach mikroklonowych. Powyższe blastomylonityczne paragnejsy zostały wydzielone na mapie J. Dona (fig. 1, 2 i 4) i opisane jako gnejsy gierałtowskie z sugerowanym przez autora pochodzeniem magmowym. Ponieważ moje obserwacje mikroskopowe nie pokrywają się z wnioskami J. Dona (1963, 1964) co do ich genezy, uważam za słuszne wyodrębnienie powyższych gnejsów z zamieszczeniem dokładnego opisu mikroskopowego.

Blastomylonityczne gnejsy mikroklonowe odsłaniają się w środkowej partii doliny Konradowa i są ujęte przez J. Dona jako mniej więcej jednokilometrowej długości „żyła”, która przecina niezgodnie łupkowo-paragnejsowe

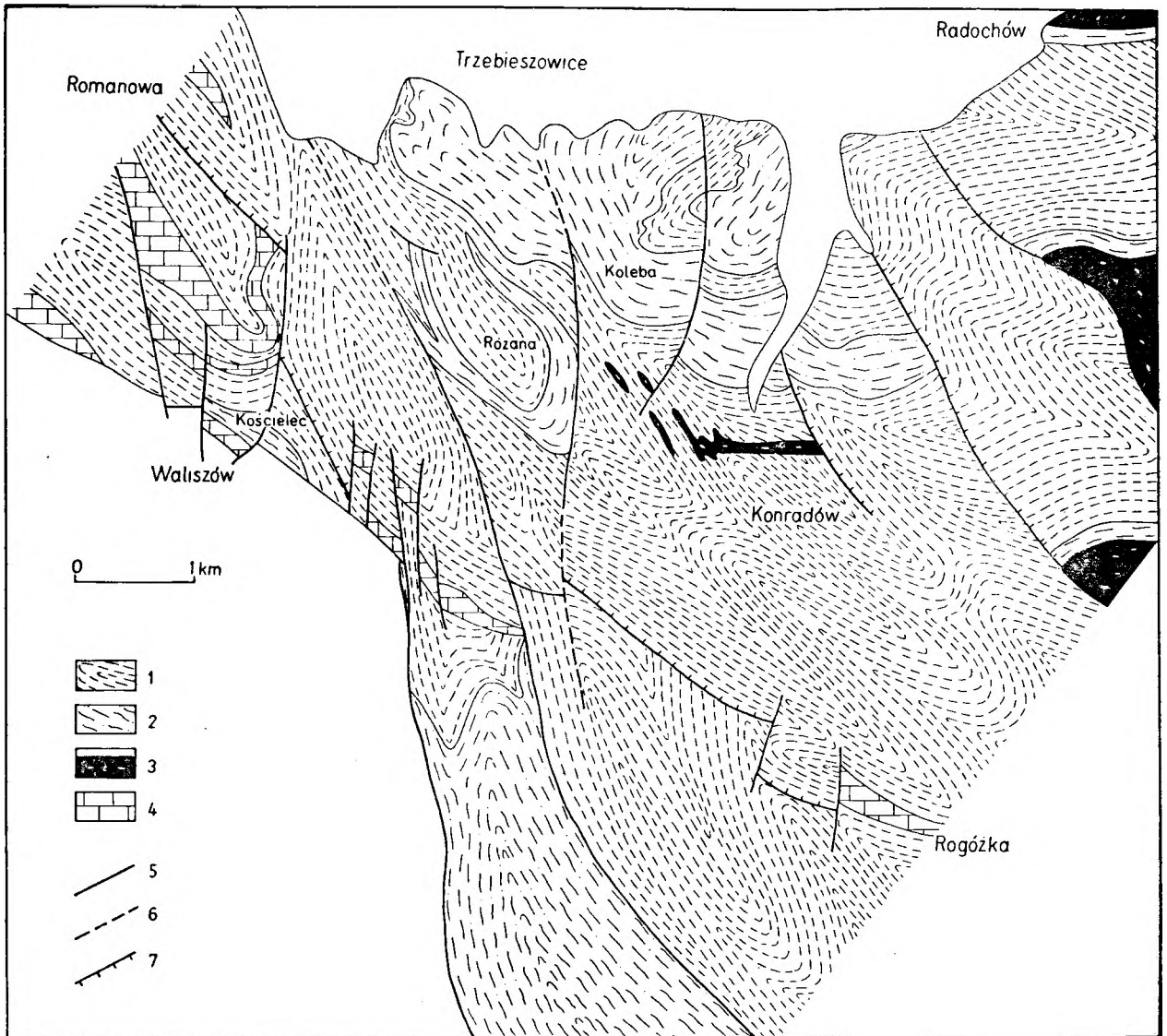


Fig. 4

Obszar II. Szkic geologiczny środkowej części pasma Krowiarek według J. Dona (1958)

1 — łupki łyszczykowe i paragnejsy, 2 — gnejsy śnieżnickie, 3 — gnejsy gieraltowskie, 4 — marmury, 5 — uskoki rzeczywiste, 6 — uskoki przypuszczalne, 7 — brzeg nasunięcia

Area II. Geologic sketch map of the central part of the Krowiarki range according to J. Don (1958)

1 — mica schists and paragneisses, 2 — Śnieżnik gneisses, 3 — Gieraltów gneisses, 4 — marbles, 5 — observed faults, 6 — hypothetical faults, 7 — margin of overthrust

otoczenie, lecz wysyła cienkie apofizy zgodnie wciśnięte pomiędzy ławice tego otoczenia. „Żyła” ta, która na wschodnich zboczach doliny odsłania się w wielometrowym odsłonięciu, niknie w dnie doliny, aby na przeciwnym, zachodnim zboczu wystąpić w mniejszych, izolowanych skałkach. Z głównego odsłonięcia (punkty: 172, 174, 300) pobrano siedem okazów. Wszystkie zostały oszlifowane, splemimetrowane oraz wykonano jedną pełną analizę chemiczną. Z części zachodniej z po-

szczególnych skałek wzięto w sumie pięć okazów (punkty: 37, 38). Ponadto w najbliższym sąsiedztwie domniemanej „żyły” pobrano w drodze z długiego odsłonięcia szereg próbek (punkty: 229a—f), z których kilka okazało się odpowiednikami gnejsów z „żyły” (229a, b, d). Makroskopowo blastomylonityczne gnejsy mikroklinowe reprezentują skały jasnoszare lub żółtawe, drobno- i równoziarniste, z widoczną na świeżych powierzchniach masownością tekstury i zlewnością ziarn, przez co

upodobniają się do kwarcytów. Kierunkowość tych gnejsów jest bardzo wyraźna; nieliczne silnie wyciągnięte łyščzyki grupują się w cieniutkie regularne laminki.

Mikroskopowo są to skały prawie identyczne z opisywanymi poprzednio kwarcytognejsami mikroklonowymi. Ujawniają one ten sam styl silnych kierunkowych deformacji, które doprowadzają do rozdrobnienia kwarcu i wyprasowania łyščzyków. Skały sfałdowane razem z gnejsami lub odsłaniające się w bezpośrednim z nimi kontakcie nie wykazują podobnie silnych deformacji zapewne ze względu na dużą zawartość łyščzyków. W materiale wyjściowym dla blastomylonitycznych gnejsów kwarc był prawdopodobnie głównym składnikiem skały. Wywalcowanie więc w omawianym przypadku doprowadziło do znacznie silniej zaznaczonych deformacji, nie zablźnionych przez późniejszą rekrystalizację i feldszpacyzację.

W drobnoziarnistym, mozaikowym tle skalnym, tkwią niezaburzone blasty *mikroklonu*. Wzrost ich odbywał się swobodnie, z lekkim tylko podporządkowaniem się kierunkowości skały. Brzegi blastów są rozmyte i wnikają palczasto w tło skalne. Obserwuje się oblewanie i zamykanie w formie wrostków pojedynczych ziarn kwarcu, a niekiedy nawet plagioklazu. Ilość wrostków maleje ku środkowi ziarna, dlatego też większe blasty poza brzeżną aureolą są ich prawie pozbawione. Zblźniaczenia kratkowe w mikroklonach są bardzo rzadko spotykane, pojawiają się natomiast cieniutkie żyłeczki pertytowe, nie obejmujące jednak całości ziarna, co podkreśla pewną sektorowość blastów. Myrmekit bardzo słabo wykształcony, spotykany jest sporadycznie na granicy ziarn mikroklonu i skupień zsercytyzowanego plagioklazu.

Oprócz mikroklonu blastycznego całą skałę przepełnia drobnoziarnisty mikroklon intergranularny. Wypełnia on ściśle interstycje w mozaice kwarcowej, zazębia się z poszczególnymi ziarnami, ale bez wyraźnych znamion wypierania. Obydwa rodzaje mikroklonu, sądząc ze swobodnego wzrostu i braku zdeformowania, są minerałami młodszymi niż pozostałe składniki skały i powstały na drodze postdeformacyjnej feldszpacyzacji.

Plagioklasy są reprezentowane podobnie jak w uprzednio opisywanych grupach skał przez oligoklaz i albit. *Oligoklaz* o przyblźonym składzie 20% An pojawia się w małych ilościach w sąsiedztwie smug łyščzykowych. Ksenomorficzne jego ziarna, rozarte i wyciągnięte w nieregularne wrzecionka, zazębiają się z kwarcem. Tam gdzie spotyka się reakcje mikroklonu z plagioklazem, ten właśnie rodzaj ksenomorficznego i zsercytyzowanego oligoklazu ulega najłatwiej wypieraniu przez mikroklon.

Albit reprezentowany jest znacznie rzadziej w paragnejsach blastomylonitycznych. Jeżeli występuje, to tworzy czyste, niezsercytyzowane blasty o pokroju krótkich, zaokrąglonych tabliczek, na ogół zblźnionych, o składzie zmiennym w granicach od 0 do 5% An. Kierunkowo ułożone ziarna albitu noszą wyraźne ślady deformacji. Są silnie splekane, wyciągnięte i w odróżnieniu od mikroklonu nie tworzą zazębień z drobnoziarnistym kwarcem, odcinając się ostro od tła skalnego. Wydaje się więc, że po etapie feldszpacyzacji plagioklazowej miały miejsce jeszcze wyraźne deformacje, które wywarły swój wpływ w sposób sztywny

zarówno na wcześniej powstałe plagioklasy, jak i na drobnoziarniste, kwarcowe tło skalne. Zatarła je częściowo późniejsza blasteza mikroklonu.

Łyščzyki reprezentowane są nielicznie, nie wykazują przy tym znamion silniejszej rekrystalizacji. *Muskowit* częściej spotykany jest w postaci hipautomorficznych blaszek, *biotyt* natomiast ulega częściowej lub całkowitej chlorytyzacji, rozpylając się w skałe w formie pojedynczych, strzępiastych łyšek.

Minerałów akcesorycznych brak na ogół zupełnie w opisywanych skałach, czasami spotykane są pojedyncze ziarna *apatytu* lub *cyrkonu*. Z tego też względu na uwagę zasługuje fakt obecności w jednej z próbek turmalinu, wzmiankowanego już w pracy J. Dona (1963, 1964) (punkt 38 — zachodnie stoki doliny Konradowa). *Turmalin*, widoczny już makroskopowo, odbija wyraźnie ciemną barwą od jasnego leukokratycznego tła gnejsów. Zbija się przy tym w rodzaj krótkich smużek, ale zawsze zgodnych z kierunkowością skały. Zgęszczenia te to zbite, igielkowate słupki turmalinu, prawie czarne i silnie połyskliwe. Obserwacje mikroskopowe wykazały, że jest to turmalin o uderzająco ciemnych barwach pleochroicznych, jakich nie obserwowano u innych turmalinów w łupkach łyščzykowych czy paragnejsach. Barwy pleochroiczne zmieniają się od ciemnobrunatnej do oliwkowej z lekkim odcieniem niebieskawym. Ziarna turmalinu są dość duże, o pokroju zaokrąglonych słupków, często poprzetykanych wrostkami kwarcu. Jest to najprawdopodobniej silnie żelazisty szerlit.

Z przedstawionego powyżej opisu blastomylonitycznych paragnejsów wynika, że głównym reprezentantem grupy skaleni jest mikroklon. Plagioklaz zajmuje pozycję drugorzędną i jest minerałem raczej regresywnym niż ulegającym dalszej blastezie, jak to ma miejsce w przypadku mikroklonu. Minerałów akcesorycznych na ogół brak zupełnie lub pojawiają się w ilościach śladowych.

Makro- i mikroskopowo widoczne silne zaangażowanie dynamiczne blastomylonitycznych paragnejsów mikroklonowych zgodne jest z poglądem J. Dona (1964), że gnejsy występujące w Konradowie są wynikiem: „granityzacji mylonitów występujących wzdłuż lokalnego zluźnienia tektonicznego, tnącego skośnie stare struktury fałdowe”. Mimo zgodności autorki z poglądami J. Dona dotyczącymi charakteru wyjściowych utworów strefy Konradowa i stopnia ich zaangażowania dynamicznego, trudno jest jednak uznać odsłaniające się obecnie na tym obszarze skały za gnejsy typu gierałtowskiego. Przemawia za tym właśnie owa mylonityzacja. Wymieszenie składników tła skalnego, nietypowe przecież zdaniem J. Dona dla gnejsów gierałtowskich, jest widoczne we wszystkich badanych mikroskopowo próbkach, pobranych ze wschodnich i zachodnich krańców „żyły”. Podobnie pozycja plagioklazu jako składnika już zaburzonego dynamicznie i będącego raczej w regresji w stosunku do nowopowstającego mikroklonu, jest taka sama zarówno w materiale uznanym przez

J. Dona jeszcze za mylonity (część E strefy), jak i w części zachodniej, którą wspomniany autor utożsamia już z właściwymi gnejsami gieraltowskimi.

Wydaje się więc, że skał strefy Konradowa nie można ściśle porównywać z dużymi masami gnejsowymi okolic Łądka, gdyż tutaj głównym procesem była feldszpatyzacja mikroklina nakładająca się na zmylonityzowany materiał kwarcowy.

Wyniki analiz mikrometrycznych blastomylonitycznych paragnejsów mikroklonowych podaje tabela 7.

Tabela 7

Skład mineralny blastomylonitycznych paragnejsów mikroklonowych (w % obj.)
Mineral composition of the blastomylonitic microcline paragneisses (vol. per cent)

Numer odślonięcia Localization	38	172	174 a	174 c	174 d	174 e	229 d	300
Kwarc	39,3	31,8	30,0	27,3	30,0	28,2	53,6	31,9
Plagioklaz	14,2	12,2	29,3	12,5	9,0	10,7	1,9	19,5
Mikroklin	29,3	43,0	34,7	50,9	43,3	48,7	16,5	37,8
Muskowit	16,1	6,3	1,8	2,5	6,4	4,9	26,5	2,4
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotyt	—	6,1	4,2	6,8	11,3	7,5	—	8,4
Minerały nieprzezroczyste	—	0,6	—	—	—	—	1,5	—
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	—	śl.	—	—	—	—	—	—
Turmalin	1,1	—	—	—	—	—	—	—

Paragnejsy plagioklazowo-mikroklonowe

Skały te w pracach J. Dona (1958, 1963, 1964) i J. Kuźniara (1960) zostały wydzielone i opisane jako gnejsy śnieżnickie. Na terenie objętym badaniami J. Kuźniara (fig. 3) gnejsy ciągną się 1,5 kilometrowym pasem w okolicach wsi Piotrowice, poprzez wzgórze 338 i 479. Wymieniony obszar jest bardzo ubogi w odślonięcia, z tego też względu tylko próbka nr 120 została pobrana z nieczynnego łomu nad wsią, pozostałe natomiast próbki: (nr: 123, 127) wzięto z luźnych bloków na stokach wyżej wymienionych wzgórz. Gnejsy Piotrowic reprezentowane są przez skały jasnoszare, niekiedy z odcieniem różowawym, o bardzo wyraźnej i regularnej łupkowatości. Czasami tylko w przekrojach poprzecznych widoczne jest sfałdowanie i wywalcowanie lamin kwarcowo-ska-

leniowych do drobnych wrzecionowatych skupień. Skały te sądząc z wyglądu makroskopowego bardziej upodabniają się do gnejsów zwanych tradycyjnie gieraltowskimi niż do śnieżnickich, ze względu chociażby na drobnoziarnistość, brak większych oczek skaleniowych oraz regularną i gęstą laminację.

Znacznie większym i bogatszym wystąpieniem gnejsów są okolice Konradowa (fig. 2 i 4). Występuje tam zwarty kompleks gnejsowy zamknięty od NW doliną Konradowa. Obejmuje on w całości górę Koleba, niepełnym pierścieniem górę Różaną oraz szereg mniejszych wzgórz opadających łagodnymi stokami aż do toru kolejowego w Trzebieszowicach. Na wschodnią stronę doliny Konradowa gnejsy przechodzą tylko w jednym miejscu pasem 500 m szerokim, który kończy się wg mapy J. Dona (fig. 4) w górnych partiach doliny. W sumie gnejsy omawianego typu odsłaniają się na obszarze około 8 km², dostarczając stosunkowo licznych jak na pasmo Krowiarek naturalnych odślonięć (fig. 2).

Makroskopowo paragnejsy plagioklazowo-mikroklonowe są znacznie zróżnicowane zarówno pod względem wielkości ziarna, jak i zabarwienia. W gnejsach tych można zasadniczo wyróżnić dwie odmiany:

- 1) gnejsy plagioklazowo-mikroklonowe cienko laminowane,
- 2) gnejsy plagioklazowo-mikroklonowe grubo laminowane, niekiedy oczkowe.

Odmiany cienko laminowane to skały zdecydowanie jasne, z lekkim odcieniem szarym lub żółtawym, wyraźnie kierunkowe, o cienkich, regularnych smużkach łuszczykowych. Czasem w przekrojach poprzecznych widoczne są sfałdowania i gęste zmięcia lamin. Brak jest jednak większych oczek lub wrzecionowatych nabrzmień skaleniowych, co powoduje zdecydowaną drobnoziarnistość skał (pl. I, fot. 3). Przypominają więc one raczej gieraltowski niż śnieżnicki typ gnejsów. W grupie tej mieszczą się próbki pobrane z punktów: 137, 138, 150, 152, 154, 274, które, jak ilustruje załączona mapa (fig. 2), są rozmieszczone w brzeźnych partiach kompleksu gnejsowego, głównie w pierścieniu gnejsowym góry Różanej.

Odmiana gnejsów grubo laminowanych skupia okazy o znacznie zróżnicowanych cechach makroskopowych. Obecny w skałach biotyt podkreśla zróżnicowanie na laminy łuszczykowe i skaleniowo-kwarcowe, które w niespokojnych i nieregularnych fałdkach wpływają duże, wyraźnie wrzecionowate skupienia skaleniowe zbliżone w poprzecznych przekrojach do oczek (pl. II, fot. 2, 3). Typowe okazy, w których wielkość oczek dochodzi do 3 cm długości, pobrano w odślonięciach nr: 18, 33, 179, 275, 276.

Niektóre okazy, jak np. 35, 273, wzięto z gęsto rozsiianych blokowisk zboczowych.

Najczęstszym jednak typem wśród paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych jest skała grubo laminowana, pozbawiona wyraźnych oczek. Właśnie ten typ gnejsów występuje w głównych ciągach odsłonięć. Są to blisko siebie położone strome skałki lub nieczynne łomy i wyrobiska. Odpowiadają im następujące punkty: 32, 36, 158, 159, 164, 165, 166, 181, 277, 278, 279, 284, 292, 293. Z rozmieszczenia wyżej wymienionych punktów na mapie (fig. 2) wynika, że wydzielone odmiany gnejsów plagioklazowo-mikroklonowych układają się w pewnych szerokich strefach. Najliczniej reprezentowane gnejsy grubo laminowane obejmują w całości szeroki pas gnejsowy po wschodniej stronie doliny Konradowa jak również cały kompleks wzgórz Koleby aż po Trzebieszowice. Odmiana gnejsów grubo laminowanych oczkowych gromadzi się w szczytowych, najbardziej centralnych partiach kompleksu gnejsowego, a więc na samym szczycie Koleba (punkty 33, 35), na wzgórzu 628 (punkt 18) i przyległym (punkt 179) oraz na jednym ze skrajnych wzgórz w okolicach Trzebieszowic (punkty 275, 276).

Podkreślane parokrotnie zróżnicowanie makroskopowe zacierą się przy badaniach mikroskopowych. Zarówno skład mineralny, jak i wykształcenie poszczególnych składników wykazuje znaczną jednolitość. Opis mikroskopowy odnosi się więc będzie ogólnie do całej grupy paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych, z podkreśleniem jedynie cech bardziej charakterystycznych dla którejs z wydzielonych makroskopowo odmian.

Skład mineralny gnejsów jest bardzo stały. Zarówno zawartość kwarcu, jak i skaleni mieści się w granicach od 20 do 40% objętościowych. W grupie łuszczków widoczne są pewne wahania. Zwykle dominuje muskowitz, ale czasami zaznacza się przewaga lub większe ilości biotytu. Minerale nieprzezroczyste, tzn. tlenki żelaza i grafit spotykane są w małych ilościach, przeciętnie w granicach od 0,7 do 1,5%. Minerale akcesoryczne, jak: apatyt, granat, cyrkon, spotykane są wyjątkowo i nie mają zasadniczego znaczenia dla charakterystyki skał. Głównymi minerałami warunkującymi teksturę i strukturę gnejsów są kwarc i skalenie.

W całym szeregu opracowanych mikroskopowo płytek cienkich stwierdzono, że kwarc i łuszczki są drobnoziarnistym i silnie wywalcowanym tłem dla wzrastających blastów skaleniowych. Mały stopień rekrytalizacji, silne zgranulowanie i mozaikowe zażębenie kwarcu świadczą o silnych, może nawet mylonityzujących ruchach. Podobnie forma występowania łuszczków wskazuje na udział w silnych deformacjach. Hipautomorficzne blaszki łuszcz-

ków spotykane są wyjątkowo, przeważają natomiast silnie rozarte i wyciągnięte łuski, zgęszczone w pofalowane wstęgi. Z tego też względu tekstura gnejsów, mimo że wybitnie kierunkowa, rzadko ma charakter spokojnie płasko-równoległy.

Struktura paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych jest wybitnie nierównoziarnista z przejściami do porfiroblastycznej. Nieznaczny stopień rekrytalizacji odnosi się w głównej mierze do kwarcowo-łuszczkowego tła skalnego, gdyż oba pozostałe składniki gnejsów — plagioklaz i mikroklon — są wyraźnie blastyczne.

Albit o składzie 0—5% An jest głównym plagioklazem paragnejsów dwuskaleniowych. Występuje on we wszystkich bez wyjątku okazach, zwykle przy tym w podobnym wykształceniu. Tworzy on ziarna dość duże, o pokroju krótkich tabliczek, wydłużone i ułożone zgodnie z kierunkowością skały. Niekiedy grupują się one po kilka lub skupiają się w ciągłe strefy gęsto upakowanych tabliczek. Zaokrąglone zakończenia blastów są ściśle opasane wstęgami łuszczków. Tabliczkowate kryształy albitu są najczęściej zbliźnionoczone (albitowo), czyste, bez zmętnień, z małą ilością wrostków. Wrostki te, to drobne łuseczki łuszczków i zaokrąglone ziarna kwarcu. W okazach zawierających grafit blasty albitowe przyproszone są subtelnym pyłem lub mają ciemne obwódki grafitowe wzdłuż krawędzi.

Ułożenie ziarn albitu zgodnie z kierunkowością skały, widoczne niekiedy zuskokowanie lamelek bliźniaczych oraz opłynięcie zaokrąglonych tabliczek przez ziarnisty agregat kwarcowo-łuszczkowy, wskazują na udział albitu w silnych ruchach o charakterze sztywnym (pl. X, fot. 1). Deformacje te miały miejsce po wykrytalizowaniu albitu w skale, ale przed blastezją mikroklonu.

Mętny plagioklaz, który w niektórych tylko płytkach cienkich udało się w przybliżeniu określić jako oligoklaz, występuje nie tak powszechnie jak albit, zajmując miejsce zdecydowanie poboczne w stosunku do obu skaleni alkalicznych. Większych blastów na podobieństwo albitu nigdy nie tworzy. Ksenomorficzny, silnie rozdrobniony, gromadzi się on w sąsiedztwie lamin łuszczkowych, zażębiając się z drobną mozaiką kwarcową. Rzadko zbliźnionoczone, silnie zmętniałe, wydaje się być odpowiednikiem oligoklazu rozpowszechnionego w typowych paragnejsach plagioklazowych i łupkach łuszczkowych. Wzajemnych reakcji lub przerostów albitu z oligoklazem nie obserwuje się, natomiast mikroklon zdecydowanie aktywnie atakuje plagioklaz, zwiastuje plagioklaz zserycytizowany.

Mikroklon opływa i ogarnia palczastymi mackami drobnoziarniste tło, zamykając je w formie wrostków (pl. IX, fot. 2). Czasami widoczne są już tylko drobne relikty lub zmętniałe pola, które można przyjąć za niedotrwałe wrostki plagioklazowe. Bardzo często obserwuje się wokół porfiroblastu mikroklonowego koronę drobnych myrmekitów, w których tłem robaczków kwarcowych jest zwykle plagioklaz zserycytizowany (pl. IX, fot. 1). Powstanie dużych ilości myrmekitu w formie obwódek wokół mikroklonu wiąże się prawdopodobnie z samym procesem feldszpatyzacji mikroklonowej. Zmyrmekityzowane plagioklasy ulegają zresztą nadal wypieraniu przez mikroklon, obserwuje się bowiem już w obrębie samego blastu mikroklonu rozetki kwarcowe pozostałe jako wrostki ze strawionego myrmekitu.

Tabela 8

Skład mineralny paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych (w % obj.)
Mineral composition of the plagioclase-microcline paragneisses (vol. per cent)

Numer odsłonięcia Localization	33 a	120	123 b	127	137	138 c	150 a	150 b	152	154	165	183 a	184 a	229 b	288	303 a
Kwarc	22,2	34,3	37,4	43,8	26,6	37,7	21,8	33,9	44,1	43,0	35,3	41,8	27,3	34,2	37,5	32,6
Plagioklaz	38,2	26,5	22,1	16,0	28,6	24,4	29,7	30,4	19,8	20,6	24,1	26,0	32,2	22,5	33,6	20,9
Mikroklon	25,3	24,9	20,1	25,6	30,9	20,8	34,3	21,3	16,8	17,5	26,6	22,6	24,5	20,3	10,3	37,0
Muskowit	9,4	9,7	18,7	8,8	13,2	15,7	6,8	7,5	14,4	16,6	9,1	5,7	9,6	22,0	15,0	9,5
Chloryt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Biotyt	4,9	3,0	1,7	4,3	—	—	5,0	6,9	2,5	0,8	3,9	3,9	6,4	1,0	3,6	—
Minerały nieprze- zrocyste	śl.	0,8	—	1,5	0,7	1,0	2,4	—	2,4	1,5	1,0	—	—	śl.	—	—
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt	śl.	0,8	śl.	śl.	—	0,4	—	—	—	—	śl.	—	—	—	śl.	—

Mikroklon jest minerałem powszechnym i zawsze obecnym w omawianej grupie gnejsów. Występuje zwykle w dwu rodzajach jako mikroklon blastyczny i intergranularny. W odmianach cienko laminowanych lub w partiach drobnoziarnistych gnejsów oczkowych dominuje mikroklon międzyziarnowy, z rzadka tylko urastający do ziarn wielkości albitu. Wszystkie natomiast widoczne mikroskopowo porfiroblasty i odpowiadające im mikroskopowo jednorodne oczka skałeniowe należą do mikroklonu blastycznego. Albit nie urasta nigdy do takich rozmiarów i nie tworzy większych oczek. Błasty mikroklonu są zwykle subtelnie pertytowe, niezblizniaczone, z licznymi wrostkami tła skalnego, głównie w partiach brzeżnych ziarn. Uderzająca jest wyraźna smużytość, niekiedy sektorowość blastów, a nawet pęknięcia i poślizgi, które wskazywałyby na udział mikroklonu w młodszych, sztywnych ruchach deformacyjnych.

Oba rodzaje mikroklonu są wybitnie agresywne w stosunku do pozostałych składników skały. Zarówno oba plagioklasy (albit w znacznie mniejszym stopniu), jak i kwarc ulegają wypieraniu przez większe błasty mikroklonu lub też stopniowo grubiejący film międzyziarnowy oplata i grupuje w skupienia całe zespoły tła skalnego. Dochodzi do tego, że niekiedy trudno jest ustalić czy jest to jednorodny poikiloblast mikroklonu, czy też agregat kwarcowo-plagioklazowy wchłonięty przez rozplywający się coraz szerzej mikroklon międzyziarnowy. Z racji swej aktywności i reakcji z otoczeniem mikroklon nie tworzy w gnejsach blastów automorficznych. Zarówno małe, jak i duże osobniki są ksenomorficzne, o mackowato rozczłonkowanych brzegach, bez śladów wywalcowania lub dostosowywania się do panującej kierunkowości skał.

Poczynione obserwacje mikroskopowe zdają się wskazywać na to, że gnejsy, uznane przez J. Dona za śnieżnickie, są bardziej leukokraticzną, wzbogaconą w mikroklon odmianą paragnejsów plagioklazowych. Proces silnej alkalicznej metasomatozy doprowadził początkowo do utworzenia się znacznych ilości albitu, a w etapie późniejszym mikroklonu. Po okresie blasty albitowej miały miejsce jeszcze wyraźnie zaznaczone ruchy, doprowadzające niekiedy nawet do częściowej mylonityzacji skał. Blasty

mikroklonu odbywała się po tych ruchach. Opisane uprzednio pęknięcia i poślizgi w porfiroblastach mikroklonu wydają się być wynikiem znacznie późniejszych, młodszych i sztywnych odkształceń. W dwu punktach (183, 184) w zespole wzgórz Koleby doprowadziły one do powtórnej mylonityzacji skały. Wymienione punkty lokalizują się na mapie (fig. 2) w pobliżu młodszego, poprzecznego uskoku. Możliwe, że wynikiem wywołanych przez ten uskok deformacji jest zaobserwowana ponowna, niezablizniona mylonityzacja skał z punktów 183 i 184.

Wyniki analiz mikrometrycznych paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych podaje tabela 8.

GRUPA SKAŁ RÓŻNYCH OD PARAGNEJSÓW

Kwarcyty grafitowe

Wystąpienia kwarcytów grafitowych zaznaczone są na mapach (fig. 3, 5 i 6) w formie cienkich, soczewkowatych wkładek w kompleksie łupkowo-paragnejsowym. Wydzielen tych dokonano najczęściej na podstawie zwietrzeli-ny lub rozsypujących się silnie zwietrzałych wkładek w paragnejsach. Z tego też względu zebrano niewielką ilość próbek w stosunku do ilości zaznaczonych na mapach wystąpień skał grafitowych.

W okolicach wsi Marcinków obfitujących w skały grafitonośne nie napotkano czystych, typowych kwarcytów grafitowych. Dominującym rodzajem skał są tu łupki i paragnejsy grafitowe, omówione w poprzednich rozdziałach pracy. Jedynym większym wystąpieniem kwarcytów grafitowych jest góra Siniak, położona na granicy arkuszy map 1: 25 000 Ołdrzychowice i Łądek. Kwarcyty te ciągną się tu długim oko-

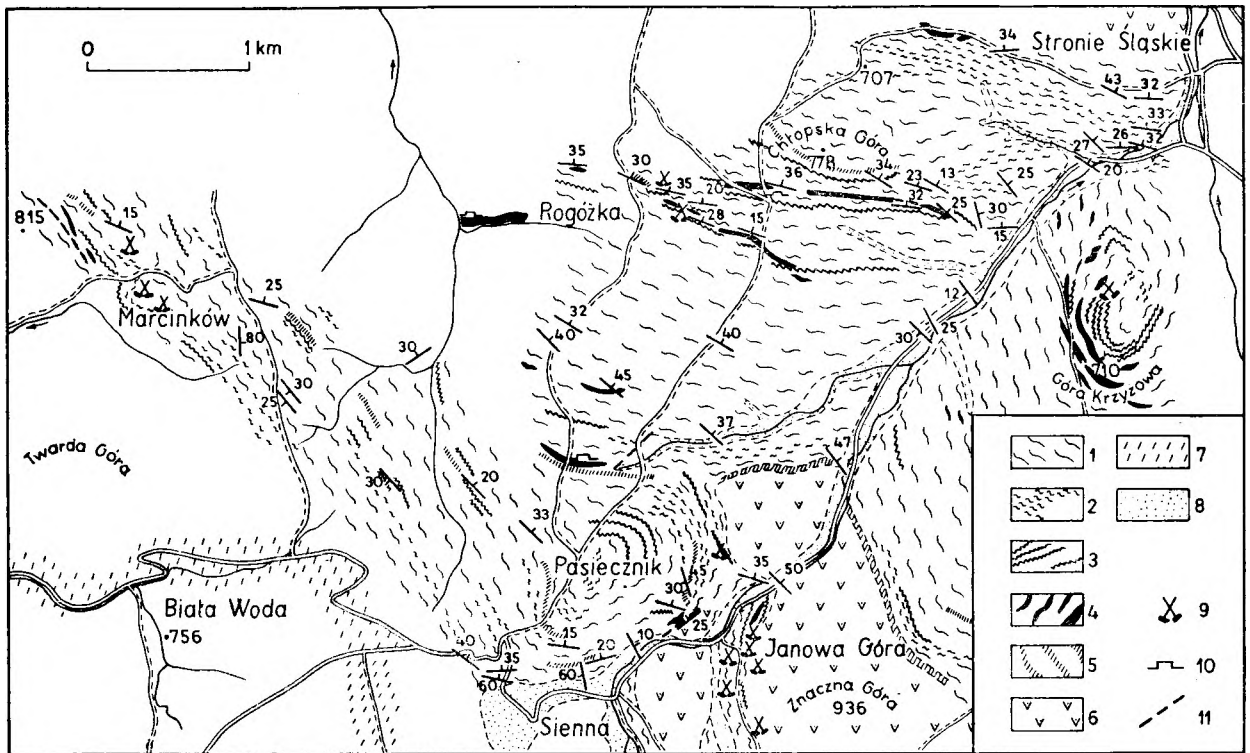


Fig. 5

Obszar III. Szkic geologiczny południowej części pasma Krowiarek według L. Watychy (1949)

1 — łupko-gnejsy dwułuszczykowe, 2 — łupki grafitowo-kwarcytowe, 3 — amfibolity, 4 — marmury, 5 — kwarcyty i wstęgi pegmatytowo-kwarcytowe, 6 — gnejsy śnieżnicke, 7 — szare gnejsy oczkowe, 8 — utwory czwartorzędowe, 9 — kopalnie nieczynne, 10 — kamieniołomy, 11 — uskoki

Area III. Geologic sketch map of the S part of the Krowiareki range according L. Watycha (1949)

1 — two-mica schist-gneisses, 2 — graphite-quartzite schists, 3 — amphibolites, 4 — marbles, 5 — quartzites and bands of pegmatite-quartzite, 6 — Śnieżnik gneisses, 7 — grey augen-gneisses, 8 — Quaternary deposits, 9 — inactive quarry, 10 — quarries, 11 — faults

ło 0,5 km pasem, odsłaniając się w szeregu stromych skałkach (punkty 252, 253, 298) począwszy od szczytu wzgórza poprzez północno-zachodni jego grzbiet. Makroskopowo kwarcyty grafitowe są bardzo jednolite, ciemnoszare do czarnych, drobnoziarniste, prawie afaniczne, o zwięzłości i kostkowej oddzielności charakterystycznej dla skał kwarcytowych. Od ciemnego grafitowego tła odcinają się częste, mlecznobiałe żyłki czystego kwarcu, które miejscami gęstą siecią przecinają macierzystą skałę. Kwarc żyłowy jest najprawdopodobniej tworem młodszym, później doprowadzonym do skał. Żyły kwarcowe są zresztą, jak to już wspomniano, pospolitym i częstym składnikiem w całym kompleksie łupkowo-paragnejsowym pasma Krowiarek.

Mikroskopowo kwarcyty grafitowe są również bardzo jednostajne i ubogie w swym zestawie mineralnym. Głównym składnikiem jest tu oczywiście kwarc; drobne, wzajemnie pozazębiane ziarna, niekiedy o wyraźnej smużystym wygaszaniu światła, zbijają się w ciasne, kierunkowo wyciągnięte pasma. Łuszczyki nielicz-

ne, pojawiają się w pojedynczych łuszczkach podkreślających cienkimi smużkami gęstą, regularną laminację skały. Grafit nie tworzy ziarn prawidłowych. Najczęściej spotykany jest w lekko rozmazanych grudkach lub w postaci drobnego pyłu zgęszczającego się w zgodne z kierunkowością skały cienkie smużki lub rozpraszającego się jako wszechobecny pigment. Mineralów skaleniowych i akcesorycznych brak jest zupełnie. Skład skał jest więc idealnie wyselekcjonowany, ograniczony prawie wyłącznie do dwu mineralów: kwarcu i grafitu. Ten sam skład i charakter wykształcenia skały mają próbki wzięte z innych punktów pasma Krowiarek (nr 180, 226).

Właśnie ta jednolitość i wyselekcjonowanie składu mineralnego są cechami charakterystycznymi kwarcytów grafitowych. Są to praktycznie jedyne skały na terenie pasma Krowiarek, które nawet w minimalnym stopniu nie uległy procesom feldszpatyzacji, a jak wynika z zamieszczonych opisów jest ona zjawiskiem powszechnym na całym opracowywanym obszarze, nie wyłączając kwarcytów bezgrafitowych.



K w a r c y t y

Typowe monomineralne skały kwarcytowe, bez udziału skaleni, spotykane są na obszarze Krowiarek nadzwyczaj rzadko. Znaczone na mapach (fig. 2, 3, 5 i 6) wystąpienia to w głównej mierze kwarcytognejsy mikroklinowe, oznaczone w terenie przez autorów map jako kwarcyty. W okolicach Konradowa i Romanowej właściwych kwarcytów nie zanotowano. Jedynie zebrane w tych okolicach próbki (121a, 229e) skał silnie kwarcowych pochodzą z cieniutkich,

Fig. 6

Obszar IV. Szkic geologiczny wschodniej części pasma Krowiarek według J. Gierwielanica

Utworki czwartorzędowe: 1 — nanosy i napływy rzeczne, 2 — gliny zboczowe z gruzem. Starszy paleozoik: 3 — mylonity. Starszy algonk. Kompleks gnejsów gieraltowskich: 4 — granitognejsy (śnieżnickie) mikroklinowo-oligoklazowe, 5 — gnejsy mikroklinowo-oligoklazowe (oczkowe) — „gnejsy mieszane”, 6 — gnejsy oligoklazowo-mikroklinowe z biotytym. Seria strońska: 7 — amfibolity, 8 — łupki grafitowe i kwarcyty grafitowe, 9 — łupki kwarcytowe i kwarcyty, 10 — sfeldspatyzowane łupki łyszczykowe i paragnejsy, 11 — łupki biotytowo-muskowitowe z pyłem grafitowym, 12 — łupki łyszczykowe w ogólności, 13 — uskoki

Area IV. Geologic sketch map of the E part of the Krowiareki range according to J. Gierwielanec

Quaternary deposits: 1 — alluvial river deposits, 2 — deluvial clay with debris. Older Palaeozoic: 3 — mylonites. Older Algonkian. Series of Gieraltów gneisses: 4 — microcline-oligoclase granite-gneisses (Śnieżnik type), 5 — microcline-oligoclase (augen) gneisses „mixed gneisses”, 6 — oligoclase-microcline gneisses with biotite. Stronie Series: 7 — amphibolites, 8 — graphite schists and graphite quartzites, 9 — quartzite schists and quartzites, 10 — feldspathic mica schists and paragneisses, 11 — biotite-muscovite schists with graphite dust, 12 — mica schists in general, 13 — faults

maksymalnie 0,5 m miąższości wkładek w paragnejsach plagioklazowych. Trudno jest więc uznać je za osobne wystąpienia skał kwarcytowych. Większe natomiast odsłonięcia zanotowano na terenie Siennej, na stokach góry Pasiecznik (punkty: 313, 355, 391). Są to praktycznie jedyne kwarcyty, które spotkano w pasmie Krowiarek.

Makroskopowo są to skały zbite, jasnoszare lub lekko żółtawe, wyraźnie kierunkowe. Mikroskopowo odznaczają się one wybitną drobno- i równoziarnistością. Ziarna kwarcu o wyraźnie falistym wygaszaniu światła zbijają się w wydłużone kierunkowo laminy, rozdzielone niekiedy cienkimi wstęgami wyprasowanych blaszek muskowitu. Poza wymienionymi składnikami — kwarcem i muskowitem — trafiają się pojedyncze, małe grudki minerałów nieprzezroczystych. Minerałów skaleniowych lub akcesorycznych brak jest zupełnie.

A m f i b o l i t y

Zebrany materiał skał amfibolitowych jest stosunkowo skromny w porównaniu z grupami skał paragnejsowych. Przyczyny tego są następujące: Krowiareki są pasmem wyraźnie uboższym w wystąpienia amfibolitów niż inne regiony krystaliniku śnieżnickiego. Dominującym typem skał są różnego rodzaju łupki i paragnejsy oraz zwarte kompleksy skał węglanowych. Wiąże się to prawdopodobnie z charakterem pierwotnego materiału osadowego. Z drugiej zaś strony spotykane odsłonięcia amfi-

bolitów są z reguły niewielkie, ograniczone do pojedynczych skałek. Większych odsłoneń dostarcza nieczynny łom w okolicach Waliszowa, na NW od góry Kościelec (fig. 2, punkty: 143, 144), oraz ciąg skałek na szczycie Dębowa (punkty: 114, 116, 117) w okolicach miejscowości Żelazno. Z okolic Siennej i Rogózki pobrane próbki pochodzą z częstych, ale niewielkich wkładek amfibolitów w paragnejsach plagioklazowych, skupionych na obrzeżeniach wzgórz: Pasiecznika (punkty: 314, 363, 365, 367, 393) i Chłopskiej Góry (punkty: 405, 407, 410, 412). Ponadto wiele okazów skał amfibolowych pochodzi z hałd i luźnych blokowisk, które oznaczone były na mapach jako teren występowania amfibolitów. Są to punkty: 29, 34, 45, 55, 87, 139, 182, 251, 258, 265).

Z rozmieszczenia wymienionych punktów wynika, że amfibolity są rozrzucone na całym terenie pasma Krowiarek, zwykle w formie zgodnych wkładek w paragnejsach, miejscami zaś grupują się w pobliżu większych wystąpień marmurów. Nie spotkano jednak skał lub stref przejściowych między amfibolitami a skałami otoczenia. Granice są zwykle bardzo ostre, gdyż amfibolity zachowują znaczną jednorodność mineralną.

Makroskopowo wydzielono dwa rodzaje amfibolitów różniące się strukturą i teksturą:

1. Amfibolity ciemnozielone, lekko niebieskawe, drobnoziarniste z widoczną miejscami regularną teksturą łupkową. Brak jest większych ziarn amfiboli lub skaleni. Czasem tylko spotykane są drobne granaty lub cienkie, jasne żyłki wypełnione kalcytem, na ogół niezgodne z panującą kierunkowością skał.

2. Amfibolity również ciemnozielone, ale silnie połyskliwe i średnioziarniste, o widocznych zmieciach i pofalowaniu warstwek amfibolowych. Amfibol jest wybitnie włóknisty. Włókna te (pręciki) zbijają się w większe skupienia, nadając skałce charakter warstewkowej foliacji.

Zdecydowana większość amfibolitów należy do pierwszego typu. Przykłady drugiego rodzaju spotkano w odsłonięciach na zachodnim obrzeżeniu doliny Konradowa (punkt 19) oraz w okolicach Romanowej Górnej w pobliżu soczewy marmuru (punkt 39). Wydzielone makroskopowo odmiany amfibolitów dają się odróżnić także i mikroskopowo. Pierwszemu rodzajowi odpowiadają drobno- i równoziarniste amfibolity o hornblendzie wykształconej w formie krótkich, prawidłowych słupków. Do drugiego rodzaju natomiast można zaliczyć skały, w których hornblenda ma charakter włóknisto-pręcikowy. Wydaje się, że odmiany bardziej włókniste uległy w większym stopniu wywalcowaniu i są wynikiem lokalnego, silniejszego zaangażowania dynamicznego. Zgodne jest to z obserwacjami J. Kuźniara (1960) przeprowadzonymi na terenie występowania amfibolitów w Romanowej Górnej.

Mikroskopowo amfibolity są skałami o bardzo monotonnym i jednolitym składzie mineralnym. Głównym składnikiem skałotwórczym jest *zielona hornblenda* (o kącie $z/\gamma = 18-20^\circ$ i $n_\gamma - n_\alpha = 0,020-0,024$) w ilościach dochodzących do 70% objętości skały. Towarzyszy jej *plagioklaz* o składzie albitu lub oligoklaz, a w ilościach śladowych pojawiają się także minerały akcesoryczne i kwarc. Czasami dochodzi do większych nagromadzeń minerałów z grupy *epidotu* lub *kalcytu*. Obserwuje się to w okazach wziętych z bezpośredniego sąsiedztwa marmurów. Tekstury amfibolitów są wybitnie kierunkowe, naprzemianległe laminowane warstewkami amfibolowymi i plagioklazowo-kwarcowymi. W wielu okazach obserwuje się pewne zaburzenia tekstury w formie lekkich zmieć, pofalowania lub wyslizgania poszczególnych lamin amfibolowych. Stopień wywalcowania jest jednak znacznie mniejszy niż w skałach łupkowych czy paragnejsowych.

Struktury amfibolitów są heteroblastyczne z tendencją do równoziarnistości. W okazach 29, 116 i 117 struktury skał mają charakter nematoblastyczny ze względu na regularne, pręcikowe wykształcenie hornblendy. W okazach natomiast z okolic Radochowa i Kątów Bystrzyckich (punkty: 251, 265, 270) obserwuje się większy niż zwykle udział skaleni, które wraz z większymi ziarnami nadają strukturze charakter porfiroblastyczny.

Na ogół bowiem *plagioklaz* dostosowuje się ściśle do luk między osobnikami hornblendy. Tworzy ziarna niewielkie, ksenomorficzne, zbite w ciasne laminy, niekiedy zazębione z kwarcem. Zbliżnięcia w plagioklazie są rzadko spotykane i praktycznie nieoznaczalne ze względu na silne zmętnienie spowodowane obecnością serycytu i dużej ilości wrostków. Skład jaki udało się ustalić mieści się w granicach od 0 do 25% An. Ogniwi bardziej zasadowych nie spotykano. Epidot w drobnych agregatowych skupieniach i zoizyt lub klinozoizyt są najczęstszymi poza hornblendą wrostkami w plagioklazie. Zoizyt i klinozoizyt tworzą ziarna większe niż epidot, niekiedy o widocznym pokroju słupkowym. Wokół wrostków minerałów epidotowych pojawia się zwykle silniejsze zmętnienie plagioklaz. Zoizyt najchętniej występuje w formie wrostków, dopiero przy większych ilościach spotykany jest jako samodzielny składnik skały. *Klinozoizyt* zachowuje się analogicznie. W amfibolitach silnie rozartych ilość minerałów z grupy epidotów na ogół wzrasta. Również w obecności kalcytu minerały epidotowe są częściej spotykane.

Poza plagioklazem z grupy skaleni występuje jedynie *adular* jako żyłkowe impregnacje skał (okazy 34, 45, 87, 143). *Kwarc* w skałach amfibolitowych spada do roli składnika akcesorycznego, a niekiedy brak go zupełnie. Zwykle ogranicza się do drobnych ziarn skupionych wokół lamin plagioklazowych. Spotykany bywa czasem także w postaci wrostków w skaleniach lub w młodszych żyłkach razem z chlozytem lub kalcytem (okaz 139a). *Kalcyt* jest wykształcony bardzo niejednolicie. W niektórych okazach tworzy żyły lub rozplywające się gniazdowate skupienia,

Tabela 9

Skład mineralny i chemiczny amfibolitów
Mineral and chemical composition of the amphibolites

Numer odślonięcia Localization	Analizy mikrometryczne (w % obj.) Micrometric analyses (vol. per cent)										Analizy chemiczne (w % wag) Chemical analyses (per cent weight)						
	19 d	29	34	45 a	55	87	114	121 c	143	251 a	265 c	270 b	270 c	314* b	393* d	405**	412*** b
Hornblenda	78,2	62,2	62,9	77,5	46,9	63,8	63,0	36,7	59,3	71,7	74,1	64,0	65,9	75,5	64,4	34,8	28,8
Plagioklaz	12,1	30,0	29,4	15,0	27,1	28,2	23,6	9,9	28,8	11,9	18,8	21,8	29,1	9,4	26,4	31,4	12,1
Kwarc	—	—	śl.	2,2	—	2,2	śl.	2,8	śl.	—	1,6	śl.	—	9,6	1,5	3,6	43,3
Chloryt	—	—	—	2,8	—	—	—	2,2	—	śl.	śl.	7,4	śl.	1,9	—	—	—
Biotyt	—	śl.	5,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	7,1	—
Agregat serycytowy	6,8	—	—	—	—	—	—	—	—	11,9	—	6,8	—	—	—	1,6	—
Minerały nie- przezroczyste	0,9	5,8	0,7	2,5	5,2	0,7	7,0	—	0,8	2,6	4,7	—	3,6	2,2	6,4	1,6	
Opaque minerals	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	—	2,0	—	—	9,7	—	—	—	—	1,1	śl.	śl.	1,4	—	—	—	—
Zoizyt	2,0	—	śl.	śl.	2,2	2,2	3,6	37,5	3,7	—	—	—	—	—	3,6	—	8,5
Tytanit	śl.	—	1,9	śl.	śl.	2,9	2,8	5,3	4,6	0,8	0,4	—	—	0,1	—	—	0,8
Kalcyt	—	—	—	—	8,9	—	5,6	5,6	2,8	—	—	—	—	—	10,8	2,7	2,7
Apatyt	—	—	śl.	—	śl.	śl.	śl.	—	śl.	—	—	śl.	śl.	śl.	0,7	0,2	0,2
Granat	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—
Suma	100,65	100,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

* Analizowała A. Arnold (Analysed by A. Arnold).

** Analizował A. Rydzewski (Analysed by A. Rydzewski).

sprawiając wrażenie składnika doprowadzonego, młodszego od całości skały. W innych płytkach cienkich rozprasza się równomiernie w tle skalnym w formie niewielkich ksenomorficznych ziarn, niekiedy skupiających się wokół lamin amfibolowych. *Tytanit* jest jeszcze jednym z pospolitych minerałów akcesorycznych w amfibolitach. Tworzy ziarna niewielkie, zaokrąglone, bezbarwne, układające się w ciągłe sznurki lub rozpraszające się bezładnie w skałe. Praktycznie tytanit jest spotykany we wszystkich zbadanych amfibolitach.

Grupa minerałów łuszczykowych jest reprezentowana w amfibolitach przez niewielkie ilości *chlorytu* i *biotytu*. Oba te minerały występują w hipautomorficznych wyciągniętych blaszkach okalających laminy amfibolowe. Procesu intensywnej chlorytyzacji lub biotytyzacji hornblendy nie obserwuje się.

Odnośnie do genezy skał amfibolitowych trudno jest ustalić jednoznaczne kryteria przemawiające za pochodzeniem *orto* czy *para*. Większości drobnych wystąpień amfibolitów J. Don (1964) przypisuje pochodzenie osadowe z marglistych wkładek tkwiących w pierwotnych utworach iłasto-piaszczystych. Jedynie skupienie amfibolitów w okolicach Nowego Waliszowa uznaje za powstałe z zasadowych iniekcji, ze względu na formę geologicznego występowania w postaci krótkich, grubych soczewek, ostro odcinających się od skał otoczenia. J. Kuźniar (1960) podobną genezę przyjmuje dla amfibolitów zawierających większe ilości tytanitu w skałe. Badania mikroskopowe dotyczące amfibolitów pasma Krowiarek nie wykazały istotnych różnic mineralnych między poszczególnymi wystąpieniami amfibolitów. Wszystkie one odznaczają się dominującą przewagą hornblendy nad innymi pobocznymi składnikami skał w rodzaju skaleni, kwarcu itd. Tytanit jest minerałem powszechnie spotykanym bez widocznych tendencji do grupowania się w określonych obszarach występowania amfibolitów.

Jednolitość składu mineralnego, zgodne położenie w kompleksie łupkowo-paragnejsowym, stosunkowo niewielkie miąższości skał amfibolitowych oraz ich rozprzestrzenienie na całym obszarze pasma Krowiarek przemawiałyby raczej za ich pochodzeniem osadowym z wkładek margli żelazisto-dolomitycznych. Cechy te jednak nie wykluczają możliwości pochodzenia z bazaltoidowych przewarstwień tufogenicznych. Należy przypuszczać, że dalsze badania przeprowadzone na większym materiale skalnym dostarczą nowych i dokładniejszych spostrzeżeń dotyczących występowania i genezy skał amfibolitowych pasma Krowiarek.

Na podkreślenie zasługuje jeszcze fakt, że na badanym terenie nie spotkano skał typu erlanów. Amfibolity pobrane nawet w bliskim sąsiedztwie marmurów nie tworzą wyraźnych przejść do tego rodzaju skał, zachowują właściwość sobie zestaw minerałów z niewielkim tylko

podwyższeniem ilości kalcytu i minerałów z grupy epidotu.

Wyniki analiz mikrometrycznych i chemicznych amfibolitów podaje tabela 9.

M a r m u r y

Krowiarki są na terenie krystaliniku Łącka — Śnieżnika pasmem najbogatszym w skały wapienno-dolomityczne. Wszystkie większe kompleksy wzgórz w części NW pasma tworzą marmury, odsłaniające się w szeregu skałkach, zwłaszcza w partiach grzbietowych wyniesień. Ze względu na liczne wystąpienia tych skał i ich gospodarczą przydatność do wyrobów grysów, wapna i kamienia budowlanego marmury Krowiarek były już uprzednio opracowywane. Rozprawa Z. Pentlakowej i T. Wojny (1952) traktuje o marmurach Krowiarek marginesowo, łącznie z innymi marmurami dolnośląskimi. Zamieszczono w niej kilka analiz chemicznych oraz krótki opis petrograficzny marmurów z Rogózki i Odrzychowic. Praca J. Kuźniara (1960) natomiast jest w głównej mierze poświęcona zagadnieniu marmurów i ich występowaniu geologicznemu na tle budowy całego kompleksu łupkowego. Autor podaje aż 170 pełnych analiz chemicznych z szeregiem wykresów i przeliczeń na skład rzeczywisty oraz dane technologiczne, które doskonale ilustrują przydatność gospodarczą marmurów z NW części Krowiarek.

Ze względu na tak dokładne uprzednie opracowania, badania autorki nad marmurami są raczej wycinkowe i dotyczą zagadnień petrograficznych marmurów w nawiązaniu do ich łupkowego otoczenia. Zwyczajowo o skałach wapiennych pasma Krowiarek mówi się jako o marmurach, przy czym jak wynika z analiz chemicznych przytoczonych w pracach wyżej wspomnianych autorów, są to w głównej mierze skały dolomitowe lub dolomitowo-kalcytowe. Czysto kalcytowe marmury stwierdził J. Kuźniar (1960) jedynie w wydzielonym jako osobny fałd wystąpieniu w Odrzychowicach, a pozostałe jednostki: Romanowej, Żelazna, Mielnika — Waliszowa zalicza do marmurów dolomitowych. J. Don (1964) wyróżnia wśród marmurów dwa poziomy stratygraficzne: dolny — silnie dolomityczny i górny — marmurów kalcytowych rozdzielonych strefą łupków łuszczykowych. Z ogólnych obserwacji wymienionych autorów wynika, że ilość marmurów kalcytowych maleje począwszy od Stronia Śląskiego w kierunku NW. Marmury w okolicach Stronia Śląskiego na górze Krzyżatce to skały czysto kalcytowe, podobnie jak drobne wystąpienia na terenie Siennej i w Ro-

chemiczna jest średnią rzeczywistego składu marmurów. Zabarwione płytki w badaniach mikroskopowych ujawniają wyraźnie pozycję kalcytu w tych skałach. Kalcyt tworzy z reguły ziarna większe niż dolomit, grubiej krystaliczne, skupione w ciągłe warstewki. W okazach z łyszczykami i kwarcem kalcyt najchętniej gromadzi się wokół tych właśnie wkładek. Czasem skupia się w gniazdach lub żyłkach, które gęstą siecią przecinają dolomitowe tło skały. Opisane wykształcenie kalcytu wskazywać by mogło na to, że jest on minerałem pobocznym, doprowadzonym jako składnik młodszymi w pierwotnie dolomityczne marmury.

Stosowana do marmurów metoda barwienia w większości przypadków pozwoliła ustalić pozycję kalcytu jako składnika pospolitego mar-

murów, ale występującego samodzielnie w formie mniej lub bardziej zagęszczonych wkładek i żyłowych impregnacji. Powyższe obserwacje odnoszą się w głównej mierze do marmurów NW części Krowiarek. Monomineralne marmury kalcytowe występujące w południowo-wschodniej części pasma ze względu na swój jednolity, ale odrębny skład mineralny są prawdopodobnie odpowiednikiem innego poziomu skał węglanowych w kompleksie paragnej-sowym serii strońskiej. Brak na terenie Krowiarek erlanów, skał często związanych z marmurami (zwłaszcza w okolicach Kamienicy i Kletna), wskazywać by mógł na pewną odrębność w wykształceniu wyjściowych utworów osadowych, jak i na odmienne warunki metamorfizmu.

DYSKUSJA WYNIKÓW ANALIZ MIKROMETRYCZNYCH I CHEMICZNYCH

Poprzedni rozdział poświęcony był opisowi poszczególnych grup skalnych z podkreśleniem odróżniających je cech makro- i mikroskopowych. W celu uchwycenia wzajemnych zależności i powiązań między wydzielonymi typami skał zebrany materiał analiz mikrometrycznych wykorzystano do sporządzenia szeregu zbiorczych wykresów. Na wykresach tych uwzględniono tylko wyniki analiz szeregu łupkowo-paragnejsowego, natomiast amfibolity i marmury, jako rodzaje skał zupełnie odrębne, nie zostały uwzględnione. Na wszystkich wykresach zastosowano ten sam system oznakowania. Jest on podany na figurze 7.

Figura 7 przedstawia trójkąt koncentracyjny *kwarc, skalenie, łyszczyki*. Z rozmieszczenia punktów w tym trójkącie wynika, że zdecydowana większość skał układa się w szerokim pasie przez środek trójkąta, rozszerzonym przy boku kwarc — łyszczyk, wybitnie zaś zwężonym przy wierzchołku skaleniowym. W obrębie tego pasa zaznacza się wyraźne zróżnicowanie na poszczególne typy skał z dość ostrym wzajemnym odgraniczeniem. Szeroką podstawę pasa przy boku kwarc — łyszczyk wypełniają łupki łyszczykowe, które dalej (od 20% skalenia) ustępują miejsca paragnej-som plagioklazowym. Paragnejsy te dają największe zgęszczenie punktów, gdyż są to skały najliczniej reprezentowane w skalnym inwentarzu pasma Krowiarek. Strefa punktów projekcyjnych opada łagodnie ku dołowi, wzbogacenie bowiem skał w składniki skaleniowe powoduje wyraźną redukcję ilości łyszczyków przy nieznacznie malejącej ilości kwarcu. W następnych grupach skał, bardziej skaleniowych, obserwuje się nie-

co odmienny układ punktów projekcyjnych. Pole odpowiadające paragnej-som albitowym i plagioklazowo-mikroklinowym odchyła się łagodnym łukiem od pola paragnej-sów plagioklazowych, biegnąc prawie równoległe do boku skał — kwarc. Oznacza to, że proporcja łyszczyków w skale ustala się, a zwiększenie się ilości skaleni odbywa się głównie kosztem kwarcu. Skrajną pozycję w pasie zróżnicowania skał, najbliższą wierzchołkowi skalenia, zajmują paragnej-sy syenitoidowe, w których silne wzbogacenie w skalenie jest połączone z ubytkiem jednocześnie łyszczyków i kwarcu.

Od głównego pasa paragnej-sów odbijają nieco swym rozmieszczeniem dwie grupy. Są to: paragnej-sy porfiroblastyczne i kwarcytognej-sy mikroklinowe. Punkty odpowiadające paragnej-som porfiroblastycznym ciągną się niezbyt regularnym pasem od pola łupków łyszczykowych do boku skał — łyszczyk. W zakresie 50—70% łyszczyków dochodzi do większego zgęszczenia odpowiadających im punktów. Grupa kwarcytognej-sów mikroklinowych skupia się w pasie równoległym do linii kwarc — skalenie, z początkowymi punktami projekcyjnymi zbliżonymi znacznie bardziej do naroża kwarcowego niż to ma miejsce w innych typach paragnej-sów.

Rysunek zamieszczony obok głównego wykresu (fig. 7) ilustruje schematycznie opisane tendencje.

Podsumowując można stwierdzić, że główna masa punktów układa się w ciągły pas, obejmując pełny szereg skał paragnej-sowych od ogniw ubogich w skalenie aż do skał składem odpowiadających syenitom. To stopniowe wzbogacenie się skał w skalenie wiąże się po-

Fig. 7

Skład mineralny łupków łyszczykowych i paragnejsów w trójkącie: skaień — łyszczyk — kwarc
 1 — łupki łyszczykowe, 2 — paragnejsy plagioklazowe, 3 — paragnejsy porfiroblastyczne, 4 — paragnejsy plagioklazowo-mikroklino-
 we, 5 — paragnejsy albitowe, 6 — paragnejsy syenitoidowe, 7-8 — kwarcytognejsy mikro-
 klinowe i blastomylonityczne paragnejsy mikroklino-
 we

Mineral composition of mica schists and paragneisses in the feldspar (Fa) — mica (M) — quartz (Q) triangle

1 — mica schists, 2 — plagioclase paragneisses, 3 — porphyroblastic paragneisses, 4 — microcline-bearing plagioclase paragneisses, 5 — albite paragneisses, 6 — syenitoid paragneisses, 7-8 — microcline-bearing quartzite-gneisses and blastomylonitic microcline paragneisses

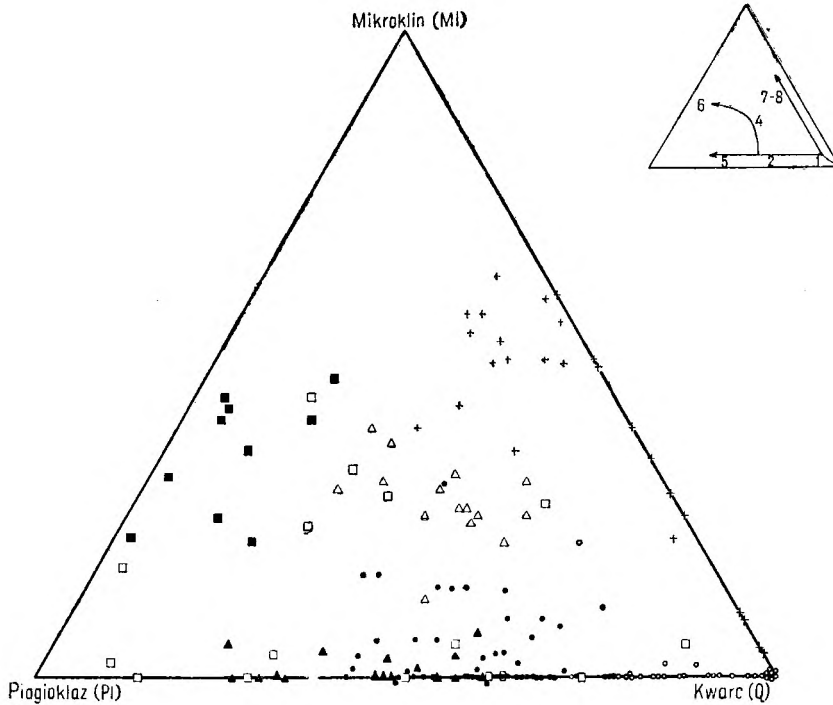
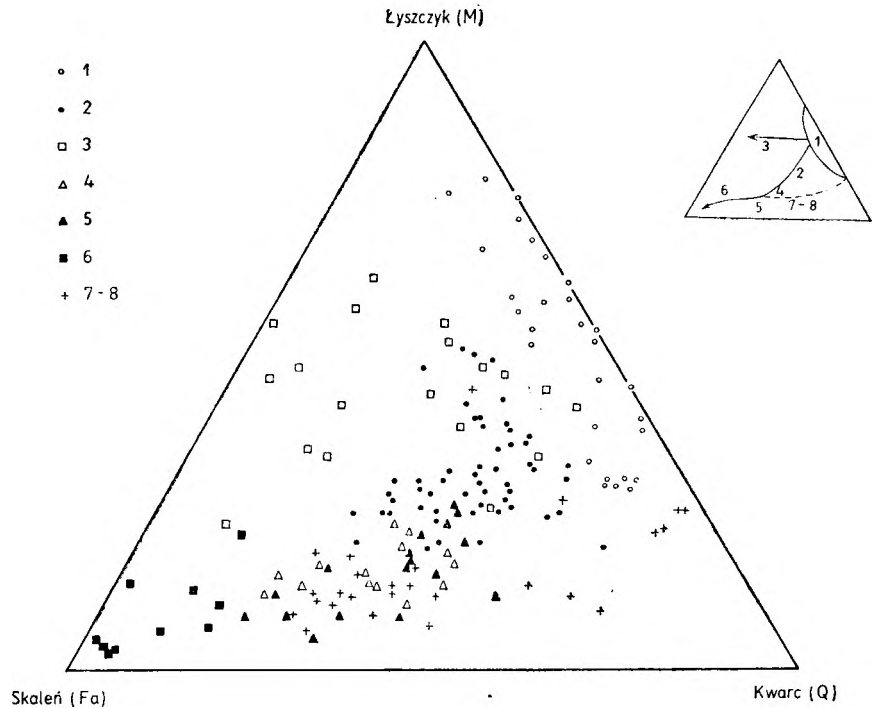


Fig. 8

Skład mineralny łupków łyszczykowych i paragnejsów w trójkącie: plagioklaz — mikroklín — kwarc

Oznaczenia jak na fig. 7
 Mineral composition of mica schists and paragneisses in the plagioclase (Pl) — microcline (Ml) — quartz (Q) triangle
 Legend as in Fig. 7

czątkowo z ubytkiem ływczyków, dalej jednak — w skałach bardziej leukokratycznych — powoduje także zmniejszanie się ilości kwarcu. W kwarcytognejsach mikroklonowych feldszpacytacja w głównej mierze odbywa się kosztem kwarcu.

W drugim trójkącie (fig. 8) te same skały zostały rozpatrzone w układzie *kwarc — plagioklaz — mikroklin*. Było to potrzebne z tego względu, że nie tylko łączna ilość skaleni, lecz również ich jakość uwzględniona została w przyjętej klasyfikacji paragnejsów. W trójkącie kwarc — plagioklaz — mikroklin skały te układają się w 3 dość wyraźne ciągi. Dwa z nich biorą początek w narożu kwarcowym, ciągnąc się dalej rozbieżnie, jeden w kierunku naroża plagioklazowego, drugi — mikroklinu. Ciąg mikroklonowy obejmuje kwarcytognejsy mikroklonowe i blastomylonityczne paragnejsy mikroklonowe, które jak wynika z wykresu mają wyraźne połączenia ze skałami bogatymi w kwarc. Ciąg plagioklazowy zaczyna się od łupków ływczykowych (w narożu kwarcowym) przez paragnejsy plagioklazowe do leukokratycznych paragnejsów albitowych. Trzeci ciąg, pośredni, odgałęzia się od ciągu plagioklazowego w polu paragnejsów plagioklazowych i charakteryzuje się łącznym przybytkiem obu skaleni (plagioklaz i mikroklinu). Zdaża on łagodnym łukiem poprzez pole paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych do gnejsów syenitoidowych. Niezdeklarowaną pozycję mają w tym trójkącie gnejsy porfiroblastyczne. Cechą charakterystyczną tych skał jest zdecydowana dominacja ływczyków. Natomiast ilość składników jasnych (plagioklaz, mikroklin, kwarc) zmienia się w szerokim zakresie, co doprowadziło do rozproszenia punktów w obrębie wyżej wspomnianych ciągów.

Powyższy wykres ilustruje wyraźnie, że zdecydowana większość skał to paragnejsy w pierwszym rzędzie wzbogacone w plagioklaz. Pojawienie się mikroklonu dokonuje się w skałach o znacznym już procencie plagioklaz. Pokrywa się to z danymi mikroskopowymi. Zwykle bowiem obserwowano wzrost mikroklonu po wzbogaceniu w plagioklaz, często kosztem obecnego już w skale oligoklaz lub niezależnie od niego w postaci pogrubiającego się filmu intergranularnego. Wyjątkiem od tej powszechnej na terenie Krowiarek kolejności są kwarcytognejsy mikroklonowe. Tylko w tej grupie skał następuje wzbogacenie w mikroklon z pominięciem etapu plagioklazowego. Widać to bardzo wyraźnie na wykresie, gdzie ciąg tych skał układa się wzdłuż boku kwarc — mikroklon. Początkowo są to jeszcze silnie kwarcowe skały z małym udziałem mikroklonu, ale stopniowo przechodzą w rzeczywiste paragnej-

sy z ilością mikroklonu dochodzącą do 50 a nawet 60% objętości skały.

Osobny wykres (fig. 9) przedstawia trzy rzuty prostokątne czworościanu koncentracynego: *plagioklaz — mikroklin — kwarc — ływczyk*. Każdy z rzutów wykonany jest w kierunku jednej z trzech wzajemnie prostopadłych osi dwukrotnych czworościanu. Chodziło bowiem o przedstawienie graficzne wzajemnych stosunków poszczególnych rodzajów skalnych w zależności od wszystkich czterech głównych składników skałotwórczych naraz. We wszystkich rzutach punkty projekcyjne skupiają się konsekwentnie w zwarte pola z widocznym zachodzeniem na siebie pokrewnych rodzajów skał. Podobnie jak w wykresach poprzednich większość punktów gromadzi się w głównym ciągu plagioklazowym o małej ilości mikroklonu. Czytelniejszych obrazów dostarczają wykresy I i III. Grupy łupków ływczykowych, paragnejsów plagioklazowych i paragnejsów albitowych są w wymienionej kolejności zażębione ze sobą, tworząc łącznie zwarte pasy zmierzający do wierzchołka plagioklazowego. Grupa paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych na wszystkich trzech wykresach zajmuje miejsce centralne, ale nie wchodzące prawie w sektor ływczykowy. Najściślejsze powiązania tworzy ona z paragnejsami plagioklazowymi.

Grupy zupełnie odrębne, usytuowane niezależnie od innych, to paragnejsy syenitoidowe i kwarcytognejsy mikroklonowe. Pierwsze wyodrębniają się ze względu na wybitną przewagę obu składników skaleniowych nad kwarcem i ływczykami, drugie zaś — wskutek ubóstwa plagioklaz i ływczyków różnicują się głównie wzdłuż linii kwarc — mikroklon.

Na uwagę zasługuje fakt, że jedynym nieobsadzonym punktem sektorem na wykresach jest sektor mikroklon — ływczyk. Skał o podobnym składzie nie spotyka się. Widać, że ewolucja metamorficzna paragnejsów nie daje możliwości wzbogacania się w mikroklon przy dużym udziale ływczyków. Z obserwacji mikroskopowych wynika, że mikroklon przeważnie rozwijał się kosztem plagioklaz, który uprzednio wyparł częściowo ływczyki. Przyrost mikroklonu, niezależny od uprzedniego przyrostu plagioklaz kosztem ływczyku, odbywający się na drodze wypierania kwarcu, mógł się dokonywać tylko w skałach od początku ubogich w ływczyki, jak np: kwarcyty i wówczas mógł dostarczać kwarcytognejsów mikroklonowych. Natomiast sektor odznaczający się szczególną obfitością plagioklazów i ływczyków jest licznie obsadzony punktami reprezentującymi paragnejsy porfiroblastyczne. Z uwagi na to, że jest to typ skał wydzielonych głównie ze względu na cechy struktural-

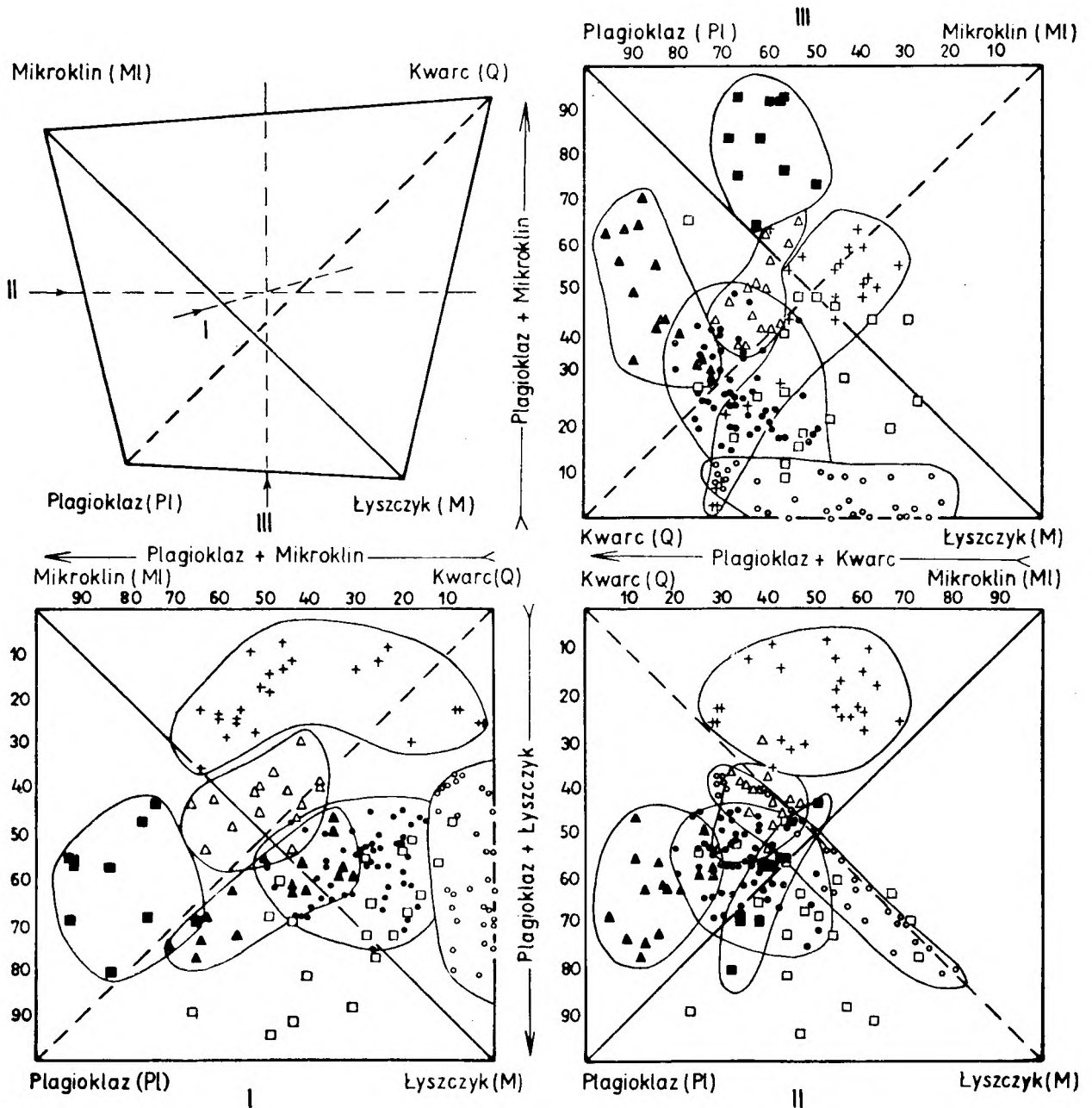


Fig. 9

Skład mineralny łupków lyszczykowych i paragnejsów w potrójnym rzucie czworokątnu: plagioklaz — mikroclin — kwarc — lyszczyk
Oznaczenia jak na fig. 7

Mineral composition of mica schists and paragneisses in the triple projection of the plagioclase (Pl) — microcline (Ml) — quartz (Q) — mica (M) rectangle
Legend as in Fig. 7

ne ich punkty projekcyjne są dość rozrzucone, niemniej jednak dochodzi do pewnego ich zagęszczenia w sektorze plagioklaz — lyszczyk. Dalsze wykresy (fig. 10, 11) są tylko dodatkową ilustracją zawartości plagioklazu w skałach w zależności od ilości lyszczyków i kwarcu.

W układzie lyszczyk — plagioklaz (fig. 10) widać, że ilość lyszczyków maleje konsekwentnie w miarę wzrostu proporcji plagioklazu. Podobnie jak to miało miejsce na wykresach poprzednich, punkty odpowiadające danemu rodzajowi skał skupiają się w dość zwarte pola, zazębiające się w odpowiedniej kolejności

ze sobą. Kolejność ta, posuwając się od skał bogatych w łyżczyki, a ubogich w plagioklaz, do odmian bardziej leukokratycznych, jest następująca:

- 1) łupki łyżczykowe,
- 2) paragnejsy porfiroblastyczne — pole dość rozszaniych punktów ze względu na zmienną zawartość plagioklaz,
- 3) paragnejsy plagioklazowe — o wyrównanej ilości łyżczyków i plagioklaz,
- 4) paragnejsy albitowe, — zdecydowana przewaga plagioklaz nad łyżczykami.
- 5) paragnejsy syenitoidowe,

Od powyższego ciągu skał odchylają się nieco paragnejsy plagioklazowo-mikrokinowe, które ze względu na zredukowaną zawartość łyżczyków odpowiadają w przybliżeniu paragnejsom albitowym, ale w odróżnieniu od nich zawierają mniejsze ilości plagioklaz. Plagioklaz w paragnejsach plagioklazowo-mikrokinowych, jak wynika z danych mikrometrycznych, jest równorzędnym partnerem zarówno mikrokinu, jak i kwarcu. Kwarcytognejsy mikrokinowe i blastomylonityczne paragnejsy mikrokinowe wypełniają sektor ubogi zarówno w łyżczyki, jak i plagioklaz. Są to bowiem skały, w których rolę głównych składników skałotwórczych odgrywiają kwarc i mikrokin.

W układzie kwarc — plagioklaz (fig. 11) rozmieszczenie punktów jest nieco odmienne niż w poprzednio opisanym wykresie. Główna masa punktów, nawet dla skał o znacznej zawartości plagioklaz, układa się tutaj w szerokim pasie o ogólnym przebiegu prawie równoległym do współrzędnej plagioklazowej. Świadczyć by to mogło o tym, że — przeciwnie niż w przypadku łyżczyków, gdzie ilość ich wyraźnie zmniejszała się wraz ze wzrostem zawartości plagioklaz — kwarc jest bardziej trwały i zachowuje mniej więcej wyrównane ilości w granicach 30—50%. Jedynie w skałach skrajnie leukokratycznych, takich jak paragnejsy syenitoidowe i częściowo paragnejsy albitowe, kwarc wyraźnie zmniejsza swój udział kosztem przeważającego już plagioklaz. Paragnejsy porfiroblastyczne, które mikroskopowo wykazują zdecydowaną hegemonię łyżczyków przy zmiennej zawartości plagioklaz, w wielu przypadkach (jak to wynika z wykresu) odznaczają się także bardzo niewielkimi ilościami kwarcu schodzącymi nawet poniżej 10% objętości skały.

Zależność mikrokinu od proporcji łyżczyków i kwarcu nie wykazała wyraźnej regu-

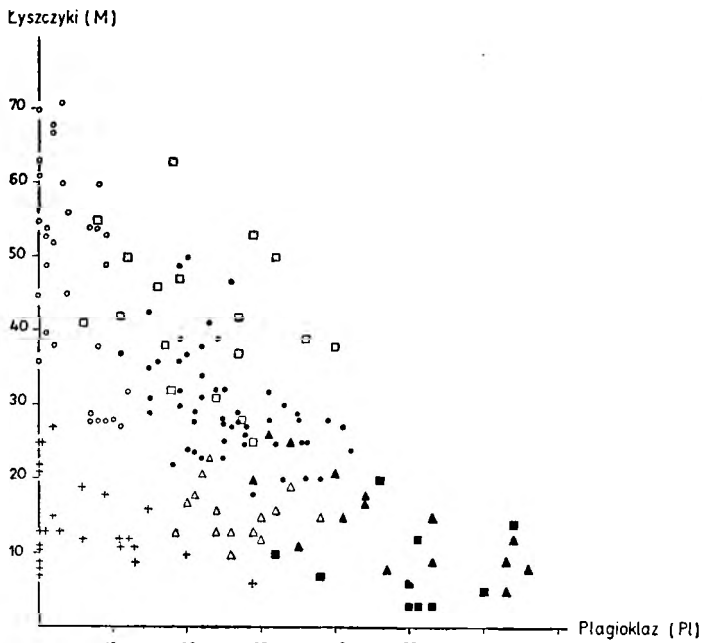


Fig. 10
Zależność zawartości łyżczyku od plagioklaz (% obj.)
w łupkach łyżczykowych i paragnejsach
Oznaczenia jak na fig. 7

Dependence of the mica (M) content on the plagioclase (Pl) volume per cent in mica schists and paragneisses
Legend as in Fig. 7

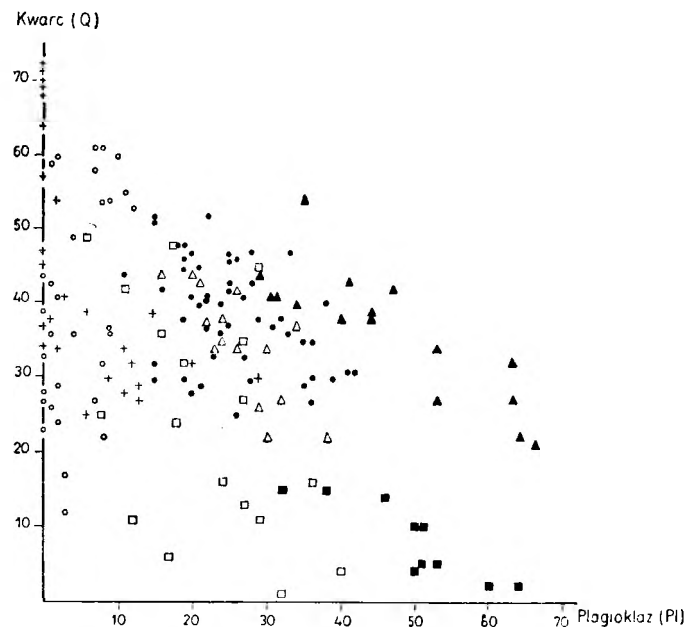


Fig. 11
Zależność zawartości kwarcu od plagioklaz (% obj.)
w łupkach łyżczykowych i paragnejsach
Oznaczenia jak na fig. 7

Dependence of the quartz (Q) content on the plagioclase (Pl) volume per cent in mica schists and paragneisses
Legend as in Fig. 7

Tabela 11

Analizy chemiczne łupków łyszczykowych i paragnejsów w procentach wagowych tlenków
Chemical analyses of the mica schists and paragneisses in weight percentages

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Numer odstonięcia Localization	11	312a*	223a	41	170d	282	33a	123b	150b	135d	170b	290	104c	346b	174a	433**	188c
SiO ₂	60,50	57,90	49,78	66,36	72,18	69,01	74,83	75,96	75,46	84,88	74,86	80,96	77,28	82,96	75,84	65,55	49,60
TiO ₂	0,67	0,50	0,90	0,73	0,27	0,42	0,66	0,06	0,53	—	0,27	—	0,06	—	0,67	0,62	3,93
Al ₂ O ₃	20,35	20,98	28,50	15,08	14,61	16,60	13,17	12,86	13,59	8,47	13,12	10,98	11,67	8,88	12,06	17,77	17,68
FeO	4,29	6,36	4,67	3,91	0,50	2,15	1,02	0,35	0,38	0,03	0,70	0,22	0,22	0,21	0,57	1,91	8,85
Fe ₂ O ₃	3,15	4,24	3,59	1,72	1,45	0,66	1,22	1,53	0,91	1,14	3,54	1,22	1,61	1,14	1,38	1,42	5,63
MnO	0,35	0,14	0,18	0,01	śl.	0,01	0,02	—	—	—	—	—	śl.	—	—	—	śl.
CaO	0,53	0,52	0,38	2,32	1,34	1,92	0,40	0,34	0,07	0,18	0,42	0,65	0,17	0,09	0,13	1,50	2,45
MgO	1,97	2,66	2,23	2,10	2,03	1,08	0,47	0,30	0,11	0,11	0,54	0,10	0,38	0,23	0,24	0,69	2,04
K ₂ O	4,72	4,01	4,42	3,40	2,75	4,21	5,15	4,55	4,76	0,80	0,92	1,05	6,50	5,35	6,43	5,62	5,35
Na ₂ O	1,30	0,44	1,52	3,45	3,37	3,49	2,63	2,83	3,53	3,80	5,30	4,10	1,10	0,35	2,17	4,95	2,25
H ₂ O ⁻	0,12	0,12	0,30	0,09	0,28	0,21	0,12	0,10	0,11	0,14	0,22	0,20	0,15	0,19	0,09	0,12	0,20
H ₂ O ⁺	2,20	2,58	3,28	0,95	1,08	0,64	0,76	0,90	0,69	0,39	0,86	0,24	0,65	0,49	0,59	0,22	1,56
P ₂ O ₅	0,05	śl.	0,07	0,10	0,05	0,20	0,25	0,14	0,09	—	0,08	0,05	0,02	—	śl.	—	1,17
CO ₂	—	—	—	0,66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Suma	100,20	100,45	99,82	99,88	99,91	100,60	100,70	99,92	100,23	99,94	100,83	99,77	99,81	99,89	100,17	100,37	100,71

* Analizowała A. Arnold (Analysed by A. Arnold).

** Analizował A. Rydzewski (Analysed by A. Rydzewski).

- 1 — Konradów 11, łupek łyszczykowy
- 2 — Sienna 312a, łupek łyszczykowy
- 3 — Konradów 223a, łupek łyszczykowy
- 4 — Oldrzychowice 41, paragnejs plagioklazowy
- 5 — Konradów 170d, paragnejs plagioklazowy
- 6 — Trzebieszowice 282, paragnejs plagioklazowy
- 7 — Konradów 33a, paragnejs plagioklazowo-mikroklonowy
- 8 — Piotrowice 123b, paragnejs plagioklazowo-mikroklonowy
- 9 — Konradów 150b, paragnejs plagioklazowo-mikroklonowy
- 10 — Romanowa 135d, paragnejs albitowy
- 11 — Konradów 170b, paragnejs albitowy
- 12 — Konradów 290, paragnejs albitowy
- 13 — Romanowa 104c, kwarcytognejs mikroklonowy
- 14 — Sienna 346b, kwarcytognejs mikroklonowy
- 15 — Konradów 174a, blastomyloniczny paragnejs mikroklonowy
- 16 — Rogózka 433, paragnejs syenitoidowy
- 17 — Marcinków 188c, paragnejs porfiroblastyczny

- 1 — Konradów 11, mica schist
- 2 — Sienna 312a, mica schist
- 3 — Konradów 223a, mica schist
- 4 — Oldrzychowice 41, plagioclase paragneiss
- 5 — Konradów 170d, plagioclase paragneiss
- 6 — Trzebieszowice 282, plagioclase paragneiss
- 7 — Konradów 33a, plagioclase-microcline paragneiss
- 8 — Piotrowice 123b, plagioclase-microcline paragneiss
- 9 — Konradów 150b, plagioclase-microcline paragneiss
- 10 — Romanowa 135d, albite paragneiss
- 11 — Konradów 170b, albite paragneiss
- 12 — Konradów 290, albite paragneiss
- 13 — Romanowa 104c, microcline quartzite-gneiss
- 14 — Sienna 346b, microcline quartzite-gneiss
- 15 — Konradów 174a, blastomylonitic microcline paragneiss
- 16 — Rogózka 433, syenitoid paragneiss
- 17 — Marcinków 188c, porphyroblastic paragneiss

Tabela 12

Analizy chemiczne łupków łyszczykowych i paragajnsów w procentach jonowych
 Chemical analyses of the mica schists and paragneisses in ionic percentages

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Numer od- stóniecia Localization	11	312a	223a	41	170d	282	33a	123b	150b	135d	170b	290	104c	346b	174a	433	188c
Si	21,31	20,53	17,67	23,21	24,77	23,80	25,64	26,08	25,82	28,64	25,42	27,50	26,73	28,48	26,18	22,81	18,32
Ti	0,18	0,13	0,24	0,19	0,07	0,11	0,17	0,01	0,13	—	0,07	—	0,01	—	0,17	0,16	1,09
Al	8,45	8,77	11,92	6,22	5,90	6,75	5,32	5,20	5,48	3,37	5,25	4,39	4,75	3,59	4,91	7,29	7,66
Fe ²⁺	1,26	1,89	1,38	1,14	0,14	0,62	0,29	0,10	0,11	0,01	0,20	0,07	0,07	0,06	0,16	0,56	2,72
Fe ³⁺	0,83	1,13	0,96	0,45	0,38	0,17	0,32	0,40	0,24	0,29	0,90	0,31	0,42	0,30	0,36	0,37	1,56
Mn	0,10	0,04	0,06	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,20	0,20	0,15	0,87	0,49	0,71	0,15	0,13	0,02	0,06	0,15	0,24	0,06	0,03	0,05	0,56	1,12
Mg	1,03	1,40	1,18	1,09	1,04	0,55	0,24	0,15	0,05	0,06	0,27	0,05	0,19	0,12	0,12	0,35	0,97
K	2,12	1,81	2,00	1,51	1,20	1,85	2,25	1,99	2,08	0,34	0,40	0,45	2,87	2,34	2,83	2,49	2,51
Na	0,89	0,30	1,04	1,66	2,24	2,33	1,74	1,88	2,34	2,49	3,49	2,70	0,74	0,23	1,45	3,34	1,60
(OH) ⁻	5,17	6,10	7,77	2,22	2,47	1,47	1,74	2,06	1,58	0,87	1,95	0,54	1,50	1,13	1,36	0,51	3,93
O ²⁻	58,45	57,70	55,61	61,09	61,29	61,58	62,06	61,96	62,12	63,87	61,88	63,74	62,65	63,72	62,41	61,56	58,34
CO	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	0,01	—	0,02	0,03	0,01	0,06	0,07	0,04	0,04	—	0,02	0,01	0,01	—	—	—	0,36
Suma	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Kationy	36,38	36,20	36,62	36,69	36,24	36,95	36,20	35,98	36,30	35,26	36,17	35,72	35,85	35,15	36,29	37,93	37,83
Aniony	63,62	63,80	63,38	63,31	63,76	63,05	63,80	64,02	63,70	64,74	63,83	64,28	64,15	64,85	63,77	62,07	62,17

Uwaga! Objaśnienia pod tabelą 11.

larności w układzie poszczególnych typów skalnych. Możliwe, że jest to wynikiem bardzo nieregularnego rozmieszczenia mikroklinu w kompleksie łupkowo-paragnejsowym, a nawet braku jego w niektórych rodzajach paragnejsów. Może to jednak także być wynikiem tego, że mikroklin powstał dzięki nowym dopływom potasu, niezależnym od rezerwy tego składnika tkwiącej w łyszczykach.

Dotychczasowe wykresy ilustrowały zmienność składu mineralnego w szeregu łupek łyszczykowy — paragnejs oraz podkreślały wzajemne powiązania lub odrębności w wydzielonych typach paragnejsów. W celu sprawdzenia, czy wykryte powiązania i odrębności znajdują potwierdzenie w składzie chemicznym tych skał, wykonano 17 analiz chemicznych próbek z różnych miejscowości. Przy wyborze próbek kierowano się tym, aby każdy z wydzielonych mikroskopowo typów paragnejsów udokumentowany był co najmniej jedną analizą chemiczną. Wyniki analiz chemicznych łupków łyszczykowych i paragnejsów podaje tabela 11.

W celu lepszego uchwycenia zmienności poszczególnych składników chemicznych skał wszystkie analizy przeliczono na procenty jonowe zgodnie z metodą P. Eskoli (1954), (tab. 12) oraz na parametry Köhlera-Raaza (1951), (tab. 13). Otrzymane wyniki posłużyły do sporządzenia kilku wykresów (fig. 12—16).

Procenty jonowe. Układem odniesienia na wykresach (fig. 12—13) jest procent jonowy Si.

Procentowa zawartość całkowitego tlenu (jony O i OH) utrzymuje się dość konsekwentnie w granicach 63—64%. Można więc mówić o zgodności z podkreśloną przez T. Bartha (1948) prawidłowością, że na 100 kationów przypada 160 tlenów, niezależnie od rodzaju analizowanej skały.

W przypadku jonu Si wartości procentowe zmieniają się w szerokim zakresie, zwiększając się stopniowo przy przechodzeniu od łupków łyszczykowych do paragnejsów i dalej do odmian skrajnie leukokratycznych.

Wykresy (fig. 12 i 13), w których zachowane jest oznakowanie użyte w wykresach 7—11, wykazują, że elementy femiczne (jony: Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg) konsekwentnie maleją wraz ze zwiększaniem się procentu Si i począwszy od wartości Fe^{2+} — 1,14, 0,14, 0,62, Fe^{3+} — 0,45, 0,38, 0,17, i Mg — 1,09, 1,04, 0,55 w grupie paragnejsów plagioklazowych spadają do wartości prawie zerowych w paragnejsach albitowych, plagioklazowo-mikroklिनowych i kwarcytognejsach mikroklिनowych. W przypadku jonu Ca obserwuje się zwiększenie jego ilości w paragnejsach plagioklazowych, w innych zaś typach skalnych (poza paragnejsiem porfiroblastycznym) występuje on w ilościach śladowych,

Tabela 13

Parametry łupków łyszczykowych i paragnejsów według Köhlera-Raaza
Köhler-Raaz parameters of the mica schists and paragneisses

Nr próbki	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Numer odsłonecia Localization	11	223a	312a	41	170d	282	33a	123b	150b	135d	170b	290	104c	346b	174a	433	188c
Qz	+ 41,5	+ 17,7	+ 40,2	+ 52,6	+ 63,1	+ 53,1	+ 67,0	+ 70,6	+ 67,0	+ 84,5	+ 65,1	+ 79,2	+ 74,1	+ 83,8	+ 68,8	+ 25,0	- 11,7
F	8,0	1,6	11,2	20,9	18,4	27,7	19,5	18,5	23,0	11,9	19,8	14,4	16,4	9,6	23,2	58,0	23,4
Fm	50,5	80,7	58,2	26,5	18,5	19,2	13,5	10,9	10,0	3,6	15,1	6,4	9,5	6,6	8,0	17,0	64,9
F—Fm	- 42,5	- 79,1	- 47,4	- 5,6	- 0,1	+ 8,5	+ 6,0	+ 7,6	+ 13,0	+ 8,3	+ 4,7	+ 8,0	+ 6,9	+ 3,0	+ 15,2	+ 41,0	- 41,5
An	5,4	3,5	8,6	20,6	11,9	12,8	0,7	1,5	0,0	2,2	2,9	6,3	1,4	1,3	1,1	8,7	8,0
Ab	27,9	33,1	13,1	41,5	57,3	48,6	43,4	47,9	53,0	85,9	87,2	80,2	20,2	8,9	33,5	52,3	35,9
Or	66,7	63,1	78,3	37,9	30,8	38,6	55,9	50,6	47,0	11,9	9,9	13,5	78,4	89,8	65,4	39,0	56,1
Ab—Or	- 38,8	- 30,3	- 65,2	+ 3,6	+ 26,5	+ 10,0	- 12,5	- 2,7	+ 0,6	+ 74,0	+ 77,3	+ 66,7	- 58,2	- 80,9	- 31,9	+ 13,3	- 20,2

Uwaga! Objaśnienia pod tabelą 11.

poniżej 0,5%. Zwiększenie się ilości wapnia w tym rodzaju paragnejsów pokrywa się z obserwacjami mikroskopowymi. W grupie bowiem paragnejsów plagioklazowych głównym składnikiem skałotwórczym jest oligoklaz, gdy tymczasem w innych rodzajach gnejsów, bardziej leukokratycznych, miejsce oligoklazu zajmuje albit. Oczywiście procenty jonowe nie dają żadnych wskazówek co do dopływu czy migracji poszczególnych składników, są to bowiem wartości bezwzględne, odzwierciedlające rzeczywisty chemizm skał. Można jednak na ich podstawie prześledzić proporcje poszczególnych jonów i łatwiej uchwycić zmienność chemiczną skał niż to ma miejsce przy zapisie tlenkowym.

Zawartość 2% potasu utrzymuje się dość konsekwentnie zarówno w łupkach łyszczykowych, jak i w paragnejsach. Dopiero w ogniwach skrajnie leukokratycznych dochodzi do

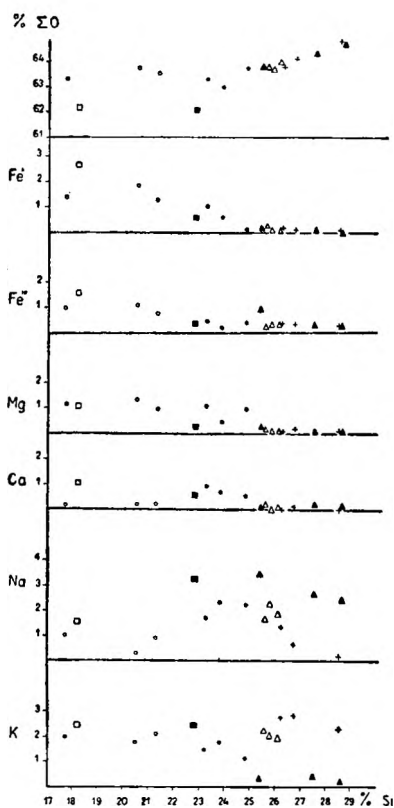


Fig. 12

Zależność procentów jonowych: całkowitego O, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Ca, Na, K, od procentu jonowego Si w łupkach łyszczykowych i paragnejsach
Oznaczenia jak na fig. 7

Dependence of ion per cents: total O, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Ca, Na, K on the Si ion per cents in mica schists and paragneisses

Legend as in Fig. 7

wyraźnego rozgałęzienia na skały ubogie w potas, odpowiadające paragnejsom albitowym, i bogate w potas — odpowiadające kwarcytognejsom mikroklinowym i blastomylonitycznym paragnejsom mikroklinowym.

W przypadku sodu obserwuje się stałe wzrastanie jego procentowej zawartości. W ostatnich członach szeregu skał następuje podobny jak przy potasie podział na dwa ciągi, oczywiście dokładnie przeciwstawne: paragnejsy albitowe — bogate w sód i kwarcytognejsy mikroklinowe — ubogie w sód.

Na podkreślenie zasługuje pozycja Al i jonu OH^- w ciągu analizowanych skał. Oba te składniki wyraźnie maleją wraz ze wzrostem zawartości Si. W przypadku glinu spadek odbywa się niezwykle regularnie, prawie dokładnie po linii przekątnej układu. Zarówno Al, jak i jon OH^- dominują w skałach silnie łyszczykowych. Wraz z zanikaniem łyszczyków w skałach paragnejsowych wskutek postępującej feldszpatyzacji zarówno glin, jak i woda spadają do roli podrzędnego składnika skał.

Ogólnie z przytoczonych wykresów wynika, że analizowane skały układają się w ciągły szereg wraz ze wzrostem procentu krzemu, odpowiadający ustalonym mikroskopowo typom skał. W ramach wydzielonych grup poszczególne punkty skupiają się blisko siebie.

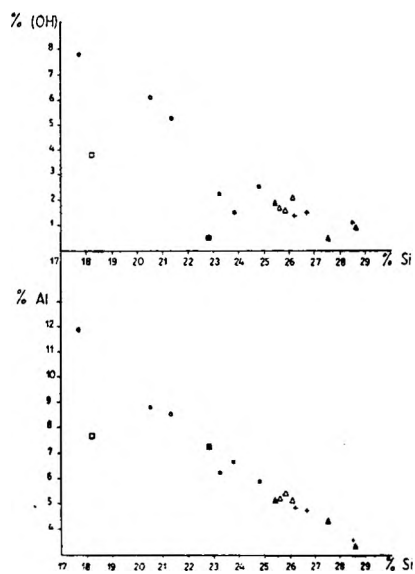


Fig. 13

Zależność procentów jonowych (OH) i Al od procentu jonowego Si w łupkach łyszczykowych i paragnejsach

Oznaczenia jak na fig. 7

Dependence of ion (OH) and Al per cents on the Si ion per cents in mica schists and paragneisses
Legend as in Fig. 7

Większość skał to gnejsy bogate w składniki jasne z malejącą konsekwentnie ilością żelaza, magnezu, glinu i wody w miarę wzrostu zawartości w skale sodu i potasu.

Parametry Köhlera-Raaza. Procenty jonowe Eskoli są ilustracją składu chemicznego analizowanych skał. Do zobrazowania natomiast stosunków i proporcji mineralnych posłużyły przeliczenia dokonane metodą Köhlera-Raaza (1951). W celu uzyskania parametrów Qz, F, Fm wychodzi się, podobnie jak przy procentach jonowych, ze stosunków atomowych, a nie cząsteczkowych. W liczbie Qz mieści się tylko wolny kwarc, od całości bowiem Si odejmuje się część związaną z alkaliami i składnikami femicznymi. F — to całkowita ilość alkaliów, a Fm — jest to suma udziałów atomowych kationów femicznych. Inowacją metody Köhlera-Raaza jest uwzględnienie w przeliczeniach muskowitu i sylimanitu jako minerałów wiążących glin. Aby dojść do ostatecznych parametrów odejmuje się od wartości Qz i F odpowiednie proporcje glinu, które są związane w teoretycznym muskowicie i sylimanicie. Pozostały nadmiar glinu włącza się do parametru składników ciemnych — Fm. Otrzymane parametry naniesiono na trójkąt równoramienny Qz — F — Fm (fig. 14), z tym że na podstawie trójkąta, będącej rzędną w tym układzie współrzędnych, nanosi się od jej środka w górę i w dół różnicę F — Fm (trójkąt Köhlera-Raaza).

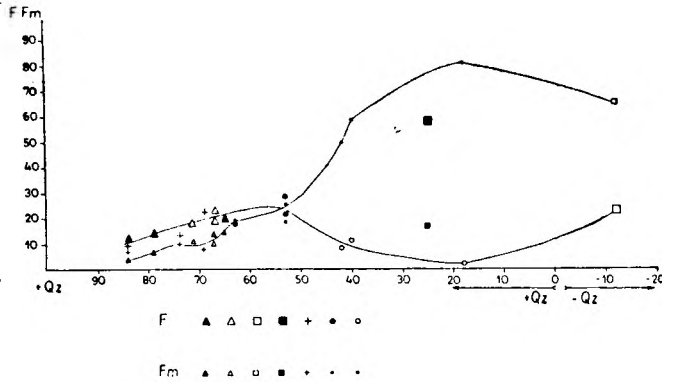


Fig. 15
Zależność wartości parametrów F i Fm od wartości parametru Qz, metodą Köhlera — Raaza
Oznaczenia jak na fig. 7

Dependence of the F and Fm parameter values on the Qz parameter value after the Köhler — Raaz method

Legend as in Fig. 7

Z wykresu tego wynika, że poza grupą łupków łyszczykowych pozostałe analizowane skały są zdecydowanie bogate w minerały skaleniowe. Ilustruje to również wyraźnie wykres z figury 15, na którym uwzględniono właściwe wartości F i Fm, a nie ich różnicę. W typach skał gnejsowych przeważa parametr F, jedynie paragnejsy plagioklazowe wykazują zmienne wartości F i Fm, gdyż rodzaj ten stoi na granicy dwu tendencji — przewagi składników jasnych lub ciemnych. Łupki łyszczykowe wykazują już zdecydowaną przewagę parametru Fm przy bardzo nieznacznym udziale składników skaleniowych. Punkty odpowiadające paragnejsowi syenitoidowemu odbiegają od opisanej prawidłowości. W skale tej bowiem przy małych ilościach kwarcu i łyszczyków dochodzi do szczególnego wzbogacenia w skalenie. Tym też tłumaczy się jego odmienna pozycja na wykresie, całkowicie zresztą zgodna z obserwacjami mikroskopowymi. Inną skałą, która odbiega od regularnego ciągu analizowanych skał jest paragnejs porfiroblastyczny. Mikroskopowo charakteryzuje się on zdecydowaną przewagą łyszczyków przy bardzo niewielkim udziale kwarcu. Dlatego też uzyskane w wyniku przeliczeń parametry wypadają w polu ujemnych wartości kwarcowych (fig. 14 i 15).

Wzajemne stosunki w grupie skaleni przedstawia wykres: *anortyt — albit — ortoklaz* (fig. 16). W celu utworzenia albitu i ortoklazu przyjmuje się całkowitą wartość udziałów atomowych Na i K. W przypadku ortoklazu uzyskane liczby będą zawyżone w porównaniu z rzeczywistym składem skał, ponieważ do powyższego parametru wliczony zostaje potas wchodzący nie tylko w skład skaleni, lecz rów-

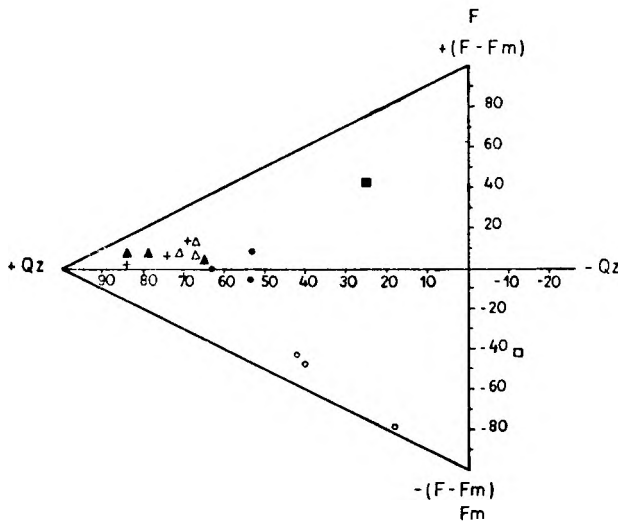


Fig. 14

Projekcja zanalizowanych chemicznie łupków łyszczykowych i paragnejsów w trójkącie: Qz:F:Fm, metodą Köhlera — Raaza
Oznaczenia jak na fig. 7

Projection of the chemically analysed mica schists and paragneisses in the Qz:F:Fm triangle after the Köhler — Raaz method

Legend as in Fig. 7

niez łyszczyków. Miarą anortytu jest wapń pozostały po utworzeniu ewentualnego apatytu.

Z rozmieszczenia punktów na wykresie (fig. 16) wynika, że wspólną cechą wszystkich analizowanych skał jest wybitnie mały udział norma-

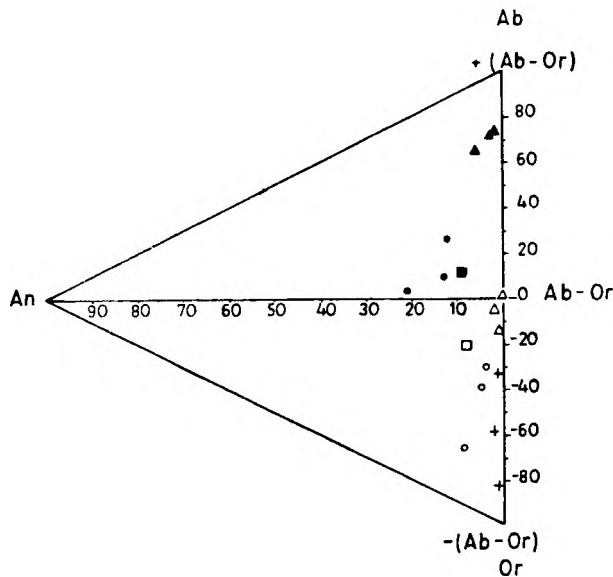


Fig. 16

Projekcja zanalizowanych chemicznie łupków łyszczykowych i paragnejsów w trójkącie: An : Ab : Or, metodą Köhlera — Raaza
Oznaczenia jak na fig. 7

Projection of the chemically analysed mica schists and paragneisses in the An : Ab : Or triangle after the Köhler — Raaz method
Legend as in Fig. 7

tywnego anortytu. Poza paragnejsami plagioklazowymi, które mikroskopowo wykazują znaczny udział oligoklaz, pozostałe typy skał nie przekraczają 10% zawartości normatywnego anortytu. Główne więc zróżnicowanie skaleń odbywa się wzdłuż linii albit — ortoklaz. Rozmieszczenie grup skalnych wzdłuż tej linii zgodne jest w przybliżeniu z danymi mikrometrycznymi. Paragnejsy albitowe i kwarcytogniejszy mikroklinowe zajmują pozycje skrajne, jako skały wybitnie wzbogacone w jeden tylko rodzaj skalenia. Paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe o wyrównanych proporcjach normatywnego albitu i ortoklaz zajmują na wykresie miejsce centralne. Paragnejsy plagioklazowe i paragnejsy syenitoidowy, zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi, zdradzają przewagę plagioklaz. Paragnejsy porfiroblastyczny wykazuje na wykresie nieznaczną przewagę ortoklaz, lecz spowodowane jest to tylko dużym udziałem łyszczyków, gdyż w rzeczywistości skalenia potasowego jest w nim bardzo mało. Pozycja łupków łyszczykowych w polu przewagi ortoklaz prawidłowo obrazuje tylko minimalny udział plagioklaz, przy czym potas mieści się prawie wyłącznie w składzie łyszczyków.

Dokonane przeliczenia wyników analiz chemicznych i ich ilustracja graficzna potwierdzają zgodnie z obserwacjami mikroskopowymi zróżnicowanie kompleksu łupkowo-paragnejsowego na szereg odmiennych rodzajów skał, łączących się jednak w pewne uchwytnie ciągi zależnie od rodzaju dominującego w skale skalenia lub zmniejszania się zawartości składników ciemnych i wody.

ROZWAŻANIA OGÓLNE I WNIOSKI

ROZPRZESTRZENIENIE I STOSUNKI ILOŚCIOWE RÓŻNYCH RODZAJÓW ŁUPKÓW KRYSTALICZNYCH NA TERENIE KROWIAREK

Przed przystąpieniem do ogólnego omówienia ewolucji metamorficznej skał pasma Krowiarek celowe wydaje się podanie udziału ilościowego wyróżnionych typów skalnych w ogólnym inwentarzu petrograficznym pasma. W części szczegółowej bowiem poszczególne ogniwa serii strońskiej traktowane były prawie równorzędnie.

Z badań terenowych i mikroskopowych wynika, że paragnejsy plagioklazowe są podstawowym członem w kompleksie łupków krystalicznych pasma Krowiarek. Stanowią one przeważające tło skalne w południowej części pasma w okolicy Siennej i Rogózki, ciągnąc się jeszcze dalej w kierunku NW aż po okolice

Konradowa, Waliszowa i Romanowej, aby dopiero na północno-zachodnim krańcu Krowiarek ustąpić miejsca większym kompleksom marmurów.

Marmury są drugim z kolei głównym członem serii strońskiej ze względu na zajmowaną powierzchnię. Odślaniają się w partiach szczytowych większych wyniesień, zgrupowanych w trzech strefach (Kuźniar 1960):

- 1) strefa Mielnika — Waliszowa — wzdłuż rowu Górnej Nysy.
- 2) strefa Romanowej — Żelazna i
- 3) strefa Romanowej Górnej.

Trzecie miejsce w udziale ilościowym przypada paragnejsom plagioklazowo-mikroklinowym („gnejsy śnieżnicke” Dona — 1963, 1964 i Kuźniara 1960). Zwarty zespół wzgórz Koley i Różanej oraz okolice Piotrowic są głównym terenem występowania tych skał. Ich po-

zorna odrębność od otaczającego zespołu skalnego paragnejsów plagioklazowych wynika ze szczególnie silnie zaawansowanej feldszpatyzacji albitowej i mikroklinowej, która tylko miejscami doprowadza do powstania odmian oczkowych, makroskopowo upodabniających się do gnejsów śnieżnickich.

Wymienione trzy typy skał stanowią łącznie ponad 90% ogólnej powierzchni skał odsłaniających się na obszarze pasma Krowiarek. Pozostałe wydzielone i opisane typy petrograficzne skał występowanie swoje ograniczają do rozsianych wzdłuż całego pasma drobnych wkładek w kompleksie paragnejsów plagioklazowych. Przybliżona kolejność ze względu na udział ilościowy jest następująca:

- 1) amfibolity,
- 2) kwarcytognejsy i blastomylonityczne paragnejsy mikroklinowe,
- 3) łupki łyszczkowe,
- 4) paragnejsy porfiroblastyczne,
- 5) kwarcyty i kwarcyty grafitowe,
- 6) paragnejsy albitowe,
- 7) paragnejsy syenitoidowe.

EWOLUCJA METAMORFICZNA ŁUPKÓW KRystalicznych PASMA Krowiarek

Materiałem wyjściowym dla serii strońskiej zróżnicowanej obecnie w wyżej podany sposób były urozmaicone utwory osadowe. Pierwotna, osadowa seria wskutek silnych ruchów fałdowych, które zdaniem H. Teisseyre'a (1960) można wiązać z orogenezą assyntyjską, uległa daleko idącemu regionalnemu metamorfizmowi. Zasadnicza zmiana warunków ciśnienia i temperatury odpowiadająca facji amfibolitowej doprowadziła do rekrystalizacji i konsolidacji materiału osadowego. Wynikiem procesu metamorficznego było utworzenie się różnorodnego zespołu łupków krystalicznych (łupki łyszczkowe, paragnejsy, amfibolity, kwarcyty, marmury).

Intensywny proces dynamiczny, jakim jest fałdowanie górotwórcze, mógł się przyczynić do uruchomienia wgłębnych emanacji metasomatycznie feldszpatyzujących leżące wyżej zmetamorfizowane serie skalne. Naturę tych niesłychanie aktywnych emanacji, doprowadzających niekiedy do zasadniczych zmian składu i struktury skał, K. Smulikowski (1958) wiąże z międzyziarnową dyfuzją trudnych, ale ruchliwych składników, jakimi są przede wszystkim alkalia i krzemionka.

Skały pasma Krowiarek w różnym stopniu uległy przeobrażeniom metamorficzno-metasomatycznym, ogólnie jednak można stwierdzić, że były one widownią szerokiego frontu re-

gionalnej granityzacji. Proces granityzacji, zależnie od swej intensywności, pierwotnego składu skał i ich wewnętrznej konsolidacji, doprowadził do powszechnego wzbogacenia skał w skalenie, a w niektórych przypadkach do składu mineralnego w znacznym stopniu zbliżonego do normalnych granitów (paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe).

W ostatnim dziesięcioleciu silnie zaznacza się w petrografii skał metamorficznych pogląd, że obfitość skaleni w gnejsach pochodzenia osadowego, prowadząca do zupełnego upodobnienia się ryczałtowego składu chemicznego tych skał do składu rozmaitych granitoidów pochodzenia magmowego, nie wymaga tłumaczenia za pomocą hipotetycznych dopływów z głębi substancji skaleniotwórczych, a więc przyjmowania metasomatycznej feldszpatyzacji pierwotnych serii osadowych. Serie drobno-okruchowych osadów, zwłaszcza typu geosynklinalnego, mają bowiem ryczałtowy skład chemiczny mniej lub więcej zbliżony do składu granitoidów i zawierają dostateczną ilość substancji skaleniotwórczych bądź w postaci skaleni detrytycznych, bądź też zawierają pokaźne ilości potasu w minerałach ilasto-łyszczkowych, umożliwiające utworzenie się skalenia potasowego już w trakcie metamorfizmu wyjściowych utworów osadowych.

Propagatorem takich poglądów na terenie polskim jest K. Łydka (1963). Z przeprowadzonego przez tego autora bilansu chemicznego skał osadowych i różnego typu skał metamorficznych wynika, że ilości alkaliów są w obu grupach skał zbliżone do siebie. Zgodność ta zaznacza się najwyraźniej między skałami typu szarogłazów czy łupków szarogłazowych a gnejsami. Na podstawie szeregu sporządzonych wykresów i ogólnego zestawienia częstotliwości różnych koncentracji alkaliów w osadach orogenicznych K. Łydka dochodzi do wniosku, że ilości alkaliów są tam wystarczające do utworzenia się skaleni w odpowiednich skałach metamorficznych i to nawet w ilościach dochodzących do 50%.

Ewentualny proces wzbogacania się skał w alkalia K. Łydka wiąże z anatektyczną mobilizacją i migracją alkaliów uruchamianych przy procesach kataklastycznych. Głównym jednak czynnikiem doprowadzającym do blastezy skaleni w skałach metamorficznych jest zdaniem autora mobilizacja pierwotnego, bogatego w alkalia materiału, nie wymagająca istotnego dopływu alkaliów z zewnątrz.

Zwolennikiem takich poglądów jest również J. Ansilewski (1966) w swym opracowaniu różnego rodzaju gnejsów Gór Białskich, obszaru sąsiadującego bezpośrednio od południowego wschodu z obszarem Krowiarek. Nie dostrzegł

on w badanych przez siebie gnejsach żadnych objawów metasomatycznego dopływu skaleni w toku ewolucji metamorficznej tych skał, wobec czego tłumaczy ich znaczne zróżnicowanie pod względem ilościowych stosunków plagioklazów, mikroklinu, kwarcu i łuszczyków wyłącznie zróżnicowaniem materiału detrytycznego pierwotnych osadów.

Podkreślane przez wymienionych autorów ogólne podobieństwa ryczałtowego składu chemicznego skał osadowych i metamorficznych nie ulegają wątpliwości. Nie wyklucza to jednak faktu, że w pewnych określonych przypadkach proces alkalicznej metasomatozy musi być uznany za główny czynnik formowania się i wzrostu skaleni.

Obszar metamorfiku Łądką — Śnieżnika, w którym suprakrustalna seria strońska stanowi jedno z podstawowych ogniw krystalicznego kompleksu, był terenem działania kilku kolejnych etapów ruchów, które doprowadziły do metamorfizmu i sfałdowania pierwotnych utworów osadowych. Trudno jest w tym przypadku dokładnie określić jakiego typu był wyjściowy materiał osadowy. Nie mniej jednak w szeregu prac dotyczących tego zagadnienia (K. Smulikowski 1960; Burchart 1958; W. Smulikowski 1958; J. Teisseyre 1960) wykazano, że najbardziej prawdopodobnym materiałem wyjściowym były osady ilaste i ilasto-piaszczyste, które w wyniku metamorfizmu przeszły w łupki łuszczykowe, a wskutek działania metasomatycznej feldszpatyzacji dostarczyły zróżnicowanego zespołu skał typu paragnejsów.

Na obszarze pasma Krowiarek, który jest częścią krystaliniku Łądką — Śnieżnika, zaobserwowano podobną kolejność zjawisk metamorfizmu i feldszpatyzacji. Paragnejsy pasma Krowiarek zawierają stosunkowo duże ilości alkaliów, przekraczające nawet skrajne wartości uzyskane dla skał typu szarogłazów. Wzrost i formowanie się skaleni ma charakter wybitnie wtórnego procesu, dokonywującego się głównie kosztem sukcesywnie wypieranych łuszczyków, a w skałach skrajnie leukokraticznych i kosztem kwarcu. Studium mikroskopowe tych skał dostarcza bezspornych dowodów sukcesywnego wypierania łuszczyków przez bogate w sód plagioklasy, to zaś daje się wytłumaczyć tylko dopływem metasomatycznym sodu. Równie wyraźne są mikroskopowe obrazy późniejszego wypierania tych plagioklazów przez skałen potasowy, co znów nie może być wyjaśnione inaczej jak późnym dopływem potasu.

Obserwowanie opisanych zjawisk ułatwia w pewnej mierze nieznaczny stopień rekrystalizacji skał, dzięki czemu w badaniach mikroskopowych można było uchwycić kolejne etapy wzrostu poszczególnych generacji skaleni

i prześledzić ich reakcje z otaczającymi składnikami tła skalnego. Przy założeniu, że skałen nie skał paragnejsowych pochodzą z osadów pierwotnych należało by przyjąć, że wyjściowe utwory zawierały ilości skaleni nie spadające poniżej 30%, a dochodzące w niektórych przypadkach do 70, a nawet 90%, co wydaje się mało prawdopodobne. Sądzić więc należy, że skały pasma Krowiarek były jednak w znacznym stopniu poddane działaniu metasomatycznej feldszpatyzacji.

W myśl przyjętego założenia podsumowującym obrazem hipotetycznej ewolucji skał paragnejsowych uległych metasomatycznej feldszpatyzacji byłby schemat (fig. 17) ujęty w formę trójkąta prostokątnego o narożach *kwarc — skalenie — biotyt*. Przedstawione na nim pola odpowiadają składem najważniejszym rodzajom skał. Są to kwarcyty, łupki łuszczykowe, paragnejsy porfiroblastyczne, paragnejsy plagioklazowe, paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe, paragnejsy albitowe, paragnejsy syenitoidowe i kwarcytognejsy mikroklinowe. Specjalnie oznakowane linie wyznaczają przejścia między jednym i drugim typem skał oraz wzbogacany składnik, który przyczynia się zasadniczo do zmiany składu, a więc i rodzaju paragnejsu.

Najpowszechniejsze w całym pasmie Krowiarek *paragnejsy plagioklazowe* powstały z łupków łuszczykowych na drodze feldszpatyzacji oligoklazowej połączonej z ubytkiem kwarcu i łuszczyków. Część skał jednak zawierała przypuszczalnie ten minerał już w swoim składzie pierwotnym. Metamorficzna przebudowa mogła go upodobnić do plagioklazów pochodzącego z feldszpatyzacji i w konkretnym przypadku rozpoznanie ich jest bardzo trudne.

Paragnejsy porfiroblastyczne powstały, jak się wydaje, wskutek wzrostu dużych blastów albitowych w łupkach łuszczykowych sprzężonego z ubytkiem kwarcu.

Paragnejsy plagioklazowe w trakcie postępującej feldszpatyzacji różnicują się drogą stopniowych przejść na *paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe* i *paragnejsy albitowe*. W tych ostatnich podstawowym plagioklazem staje się albit. Przybytek jego doprowadza zarówno do wyparcia poprzednio powstałego oligoklazów, jak i do wzrastania nowych blastów, rozwijających się głównie w otoczeniu kwarcowym. Paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe nie osiągają tak znacznego wzbogacenia w albit. W tym przypadku bowiem materiały uprzednie, a więc paragnejsy plagioklazowe, wzbogacają się zarówno w albit, jak i mikroklin. Oba te minerały wykazują tendencje do tworzenia większych blastów. W przypadku albitu są to niekiedy prawie automorficzne tabliczki, mi-

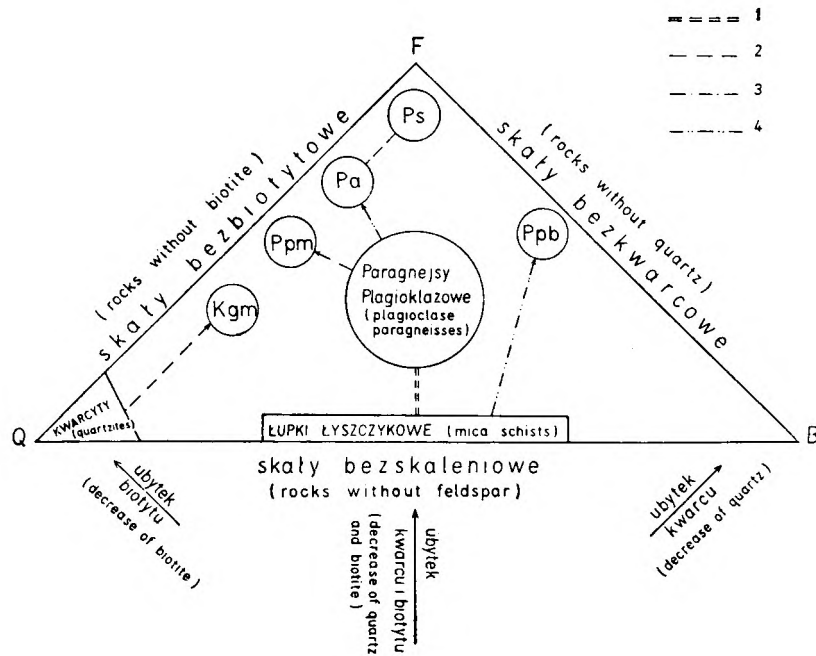


Fig. 17

Schemat hipotetycznej ewolucji metasomatycznej kompleksu łupkowo-paragnejsowego w trójkącie prostokątnym: kwarc — skalenie — biotyt

Kgm — kwarcytognejsy mikroklinowe, Ppm — paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe, Pa — paragnejsy albitowe, Ps — paragnejsy syenitoidowe, Ppb — paragnejsy porfiroblastyczne. 1 — przybytek oligoklaz, 2 — przybytek mikroklinu, 3 — przybytek plagioklaz i mikroklinu, 4 — przybytek albitu

Diagram of the supposed metasomatic evolution of the schists-paragneiss series in the right-angle triangle:
Q — quartz, F — feldspar, B — biotite

Kgm — microcline-bearing quartzite-gneisses, Ppm — microcline-bearing plagioclase paragneisses, Pa — albite paragneisses, Ps — syenitoid paragneisses, Ppb — porphyroblastic paragneisses. 1 — afflux of oligoclase, 2 — afflux of microcline, 3 — afflux of plagioclase and microcline, 4 — afflux of albite

krokin zaś tworzy blasty całkowicie ksenomorficzne, które na drodze wypierania starszej generacji plagioklaz i wchłaniania składników tła skalnego urastają niekiedy do oczkowych megablastów.

Krańcowym etapem rozwoju skał bogatych w składniki skaleniowe są *paragnejsy syenitoidowe*. W badaniach terenowych i mikroskopowych nie udało się uchwycić bezpośrednich przejść między tym typem skał, a paragnejsami albitowymi. Wydaje się jednak, że właśnie paragnejsy albitowe są najbardziej prawdopodobnym materiałem wyjściowym dla skał typu „metamorficznych syenitów”. Można przypuszczać, że skały o znacznym już udziale albitu pod działaniem metasomatozy potasowej przeszły w efekcie końcowym w paragnejsy syenitoidowe (albitowo-mikroklinowe) o ilości kwarcu zredukowanej do kilkunastu, a nawet kilku procent objętości skały.

Wymienione powyżej trzy rodzaje paragnejsów (paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe, paragnejsy albitowe i syenitoidowe) wywodzą się z paragnejsów plagioklazowych, które

z kolei przynajmniej w części pochodzą z łupków łyszczkowych.

Kwarcytognejsy mikroklinowe natomiast wiążą się bezpośrednio z kwarcytami. W większości obserwowanych przypadków monomineralne skały kwarcytowe uległy tylko feldszpatyzacji mikroklinowej, bez widocznego udziału poprzedzającej ją feldszpatyzacji plagioklazowej. Przypuszczalną przyczyną tego było to, że plagioklasy rozrastają się wtórnie głównie kosztem łyszczków, a tych w kwarcytach było od początku mało. Mikroclin zaś nie wykazuje zdolności bezpośredniego podstawiania łyszczków. Wzrastanie mikroklinu odbywało się początkowo przez wypełnianie i rozszerzanie się międzyziarnowych fug, głównie kosztem kwarcu, aby w dalszych etapach rozwoju, przy silniejszym działaniu metasomatozy potasowej, doprowadzić do skał o średnioziarnistym, a nawet porfiroblastycznym mikroklinie. Ogólna ilość mikroklinu dochodzi w tego typu skałach do 50%, co w pełni uzasadnia miano paragnejsu.

Omawiany dotychczas proces metasoma-

Tabela 14

Osady pierwotne	Mułowcowo-iłowcowe i szarogłazowe	Mułowcowo-piaszczyste	Żelazisto-dolomitoczno-margliste i piroklastyczne	Wapienne i dolomityczne	Mułowcowe z detrytusem organicznym
Faldowanie i metamorfizm regionalny	Łupki łyszczykowe i paragnejsy	Kwarcyty	Amfibolity	Marmury	Łupki i kwarcyty grafitowe
Para- i postkinematyczna feldszpatyzacja oligoklazowa	Paragnejsy plagioklazowe				
Feldszpatyzacja albitowa	Paragnejsy porfiroblastyczne Paragnejsy albitowe		Amfibolity albitowe		
Deformacje i lokalna mylonityzacja					
Feldszpatyzacja mikroklinowa	Paragnejsy syenitoidowe Paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe		Kwarcytoenejsy mikroklinowe		
Sztywne spękania i wypełnienie szczelin kwarcem, adularcem, chlorytem i kalcytem					

tycznej feldszpacyzacji jest na terenie pasma Krowiarek zjawiskiem regionalnym, ale o rozprzestrzenieniu i intensywności bardzo zróżnicowanej, czego bezpośrednim wskaźnikiem były omówione typy paragnejsów. Jednym z istotnych czynników — poza składem pierwotnej serii osadowej — jest tu stopień zaangażowania tektonicznego skał, który mógł się przyczyniać do uruchomienia i wędrówki roztworów niosących sól i potas.

Badania mikroskopowe pozwoliły na uchwycenie pewnych zależności czasowych między kolejnymi fazami deformacji i blastezy skaleniowej. Zostały one schematycznie przedstawione w tabeli 14. W skład osadów pierwotnych wchodziły przypuszczalnie: utwory mułowcowo-iłowcowe i szarogłazowe, mułowcowo-piaskowcowe, wapienne i dolomityczne, żelazisto-dolomityczno-margliste i piroklastyczne oraz mułowcowe z detrytusem organicznym. W wyniku regionalnego metamorfizmu, połączonego prawdopodobnie z fałdowaniem, utwory te przeszły w łupki łuszczkowe i paragnejsy, kwarcyty, amfibolity, marmury i łupki oraz kwarcyty grafitowe. Tak powszechne w Krowiarekach paragnejsy plagioklazowe zawierają jako jeden z głównych składników oligoklaz. Część jego pochodzi zapewne z pierwotnych osadów, a część jest wynikiem najwcześniejszego dającego się prześledzić etapu metasomatozy, która zażębiała się z metamorficzną rekrytalizacją.

Feldszpacyzacja oligoklazowa

Para- i postkinematyczna feldszpacyzacja oligoklazowa doprowadza do blastezy tego minerału najczęściej kosztem łuszczków. Oligoklaz wciska się w zwarte pakiety muskowito-biotytowe, a miejscami ogarnia je całkowicie. Niestrawione relikty łuszczków poikilitowo przetykają blasty w formie ciągłych smużek i łuseczkowatych wrostków. Wrostki łuszczków w oligoklazie są powszechne i wskazują jednoznacznie na ściśle zgodny wzrost skalenia w stosunku do panującej w skale kierunkowości. Zgodność tę również wyraźnie podkreślają często spotykane grudki grafitu, które zgęszczają się w oligoklazie w ciągle smużki, miejscami pofałdowane zgodnie z otaczającymi laminami łuszczków.

Mimo intensywnego procesu feldszpacyzacji nie obserwuje się automorficznych blastów oligoklaz. Przeciwnie — jest on ksenomorficzny i dostosowuje się ściśle do układu lamin łuszczkowych. Ziarna plagioklaz mają formy często również zawile powyginane jak pierwotne pakiety muskowitu czy biotyty (pl. 7, fig. 1 i 2). Widoczne są przy tym rozkruszenia,

spękania i powszechna serycytyzacja ziarn, co przemawiało by za tym, że oligoklaz wzrastał w warunkach silnych zaburzeń i ciśnień dynamicznych. Sądzić więc należy, że proces feldszpacyzacji w swym początkowym okresie dokonywał się w sposób głównie parakinematyczny.

Wybitna aktywność oligoklaz, poza wypieraniem łuszczków, również wyraźnie zaznacza się w stosunku do kwarcu. Ksenomorficzne blasty oligoklazowe, wzrastające w otoczeniu kwarcu, zawierają nie tylko liczne jego wrostki, ale także ściśle są z kwarcem zażębione. Powstają diablastyczne przerosty, niekiedy tylko brzeżne strefy reakcyjne podobne do myrmekitu, w których wypustki plagioklaz wciskają się w mozaikę kwarcową, oplatając drobniejsze jej ziarna. Wzrost blastów oligoklazowych podporządkowany jest jednak ogólnej kierunkowości skały, gdyż ziarna ułożone są i wydłużone zgodnie z przebiegiem lamin kwarcowych. Opisane powyżej reakcje oligoklaz z kwarcem wskazują jeszcze dodatkowo, że krystaloblastezy plagioklaz miała miejsce w środowisku teksturalnie wybitnie anizotropowym, w skałach kinetycznie zmobilizowanych, w których wszelkie reakcje wypierania i wzrostu zachodziły o wiele łatwiej niż się to może odbywać w utworach usztywnionych po okresie wydatnych ruchów.

Feldszpacyzacja albitowa

Drugim etapem metasomatycznej feldszpacyzacji, ogarniającym zespół skalny Krowiarek, jest *feldszpacyzacja albitowa*. Stanowi ona proces pod wieloma względami odmienny od omawianej poprzednio feldszpacyzacji oligoklazowej. Różnice polegają nie tylko na innym składzie chemicznym krystalizującego plagioklaz, ale w głównej mierze na sposobie właściwej blastezy i warunkach w jakich się ona odbywała. Jeżeli starsza feldszpacyzacja oligoklazowa miała bardzo szeroki zasięg, mniej więcej wszędzie o równym nasileniu, to w przypadku albitu następuje znaczne jej zróżnicowanie:

1. Intensywność procesu blastezy albitowej jest bardzo różna: miejscami spotykane są tylko pojedyncze osobniki albitowe, w innych natomiast strefach obserwuje się wybitne zwiększenie jego udziału aż do jednolicie albitowych paragnejsów.

2. Nie wszystkie paragnejsy oligoklazowe ulegają feldszpacyzacji albitowej. Spotykane są również skały, które nie uległy feldszpacyzacji oligoklazowej, lecz przeszły w paragnejsy bezpośrednio na drodze metasomatycznej feldszpacyzacji albitowej. Należą do nich paragnejsy

porfiroblastyczne. Skały tego typu odznaczają się wybitnie dużym udziałem ływczyków przy stosunkowo niewielkiej zawartości kwarcu. Nowo powstające blasty albitowe wypierają zwarte pakiety ływczykowe. Proces ten doskonale ilustrują zachowane jako wrostki łuszczyki ływczyków i ciągle smugi minerałów nieprzezroczystych, przechodzące w sposób ciągły w kierunkowo sprasowane tło ływczykowe (pl. VIII, fot. 2). Na wzrost albitu kosztem biotyty wskazuje także częsty w tego typu skałach sa-genit. Przepelnia on blasty plagioklazów w formie igiełkowatych mikrolitów (pl. VI, fot. 1, 2). Wrostki rutyty stanowią relikty po całkowicie strawionym przez albit silnie tytanowym biotycie. Proces feldszpatyzacji albitowej rozwijał się w paragnejsach porfiroblastycznych bardzo intensywnie. Nowo powstające blasty skalenia nierzadko urastają do parumilimetrowych osobników, gęsto przepelniających całą skałę, co nadaje jej charakter perełkowy o drobnooczekowej strukturze.

3. Formy blastów albitowych w przeważającej większości mają wyraźną skłonność do automorfizmu. W skałach uległych feldszpatyzacji albitowej tworzą się krótkie i zbliżone tabliczki bez śladów serycytyzacji. Wzrastają swobodnie z drobnoziarnistego tła skalnego z widocznym jednak podporządkowaniem się panującej kierunkowości skały.

Oprócz wymienionego rodzaju automorficznego albitu spotykany jest jednak albit o zupełnie odmiennym wykształceniu. W paragnejsach plagioklazowych poza albitem tabliczkowym występuje albit ściśle związany z mętym, zserycytyzowanym oligoklazem. Wypiera on odśrodkowo starszy plagioklaz, począwszy od drobnych pozbawionych serycytu plam, poprzez szersze pola, aż do całkowicie jednorodnego, ale już w tym przypadku ksenomorficznego blastu albitowego (pl. VIII, fot. 1). Wydaje się, że zarówno albit pierwszego rodzaju (tabliczkowy), jak i ten wypierający oligoklaz, są produktem jednego i tego samego procesu metasomatycznej feldszpatyzacji. Przy znacznej jego intensywności mogło dojść do reakcji albitu z oligoklazem jako wyniku tendencji homogenizujących, obserwowanych na terenach ulegających ogólnie pojętej regionalnej granityzacji. Ostatecznym rezultatem feldszpatyzacji albitowej byłyby skały z albitem jako jedynym reprezentantem grupy plagioklazów.

Skały tego typu (paragnejsy albitowe) są spotykane na terenie Krowiarek i w wielu przypadkach tkwią jako zgodne wkładki w paragnejsach plagioklazowych. Zaobserwowano przy tym ciągle przejścia między obydwojoma rodzajami skał. Posuwając się w kierunku od paragnejsu plagioklazowego do albitowego skały przejściowe stają się jaśniejsze, masywniej-

sze, niktne bowiem stopniowo wybitnie łupkowa oddzielność, aby w leukokratycznych paragnejsach albitowych zachować się tylko w formie subtelnej smużystości reliktywnych lamin ływczykowych. Przejściowe paragnejsy plagioklazowe wykazują pod mikroskopem zwiększony udział albitu, który w rezultacie końcowym stanowi co najmniej 50% objętości ogólnej masy skalnej. W opisywanym więc przypadku najbardziej prawdopodobna wydaje się stopniowa leukokratyzacja paragnejsów plagioklazowych w procesie feldszpatyzacji albitowej.

W zebranych materiale skalnym część paragnejsów albitowych pochodzi z izolowanych wystąpień, pokrywających się miejscami z zaznaczonymi na mapach strefami kwarcytów. Brak kontaktów ze skałami otoczenia i rekryształizacja przy znacznie ujednoczonym składzie mineralnym (kwarc, albit, ływczyki) utrudniają określenie materiału wyjściowego dla paragnejsów albitowych. Istnieje więc możliwość, że w tym przypadku feldszpatyzacji albitowej uległ bezpośrednio materiał kwarcytowy. W. Smulikowski (1958) podobną genezę przypisywał „gnejsom aplitowym” występującym w kompleksie gnejsowym Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego.

Ostateczne rozstrzygnięcie problemu pochodzenia paragnejsów albitowych na terenie Krowiarek nastąpi być może po zebraniu odpowiednio dużego materiału obserwacyjnego. W chwili obecnej bowiem ilość uchwyconych miejsc występowania skał albitowych jest bardzo skromna w porównaniu do właściwych paragnejsów plagioklazowych.

4. Jeżeli feldszpatyzacja oligoklazowa, sądząc z formy i układu blastów, miała bezpośredni związek z ruchami tektonicznymi, to w przypadku feldszpatyzacji albitowej nie obserwuje się również ścisłego związku. Ogólne tendencje automorficzne krystaloblastów albitowych, ich swobodny, jakkolwiek dostosowany do układu lamin kwarcowych i ływczykowych wzrost, wskazywać by mogły na to, że blasteza albitowa nałożyła się na sfałdowane już tło skalne jako rezultat posttektonicznej metasomatycznej albityzacji.

Przedstawiony powyżej przebieg procesów feldszpatyzacji oligoklazowej i albitowej dotyczył łupków i paragnejsów. W ogólnym jednak omówieniu nie można pominąć grupy amfibolitów, które jak wynika z przeprowadzonych badań, uległy także, chociaż w niewielkim stopniu, procesowi metasomatozy.

Plagioklasy (0—25% An) amfibolitów nie wykazują tak wyraźnych różnic w wykształceniu ziarn o różnym składzie jak to ma miejsce w paragnejsach. Zarówno czysty albit, jak i plagioklasy bogate w wapno tworzą kseno-

morficzne ziarna, wcisnięte między gęstą tkaniną amfibolową, z nieznaczną tylko tendencją do rozszerzania się w większe zaokrąglone porfiroblasty. Serycytyzacja plagioklazów ma o wiele mniejszy zasięg niż w paragnejsach plagioklazowych. Niemniej jednak zasadą jest, że silnym zserycytywaniem odznaczają się plagioklasy o składzie oligoklazu. Ponadto wokół minerałów z grupy epidotu zgęszczenie serycyty znacznie wzrasta, tworzy się rodzaj obwódki, która ciągłym, rozmytym pierścieniem otacza zoizyt lub większe skupienia epidotu, tkwiące w formie wrostków w ziarnach plagioklazu.

Zmienność zawartości anortytu w plagioklazach amfibolitów jest bardzo znaczna. Należy przypuszczać, że powstała w trakcie regionalnego metamorfizmu amfibolity, dla których materiałem wyjściowym były prawdopodobnie osady żelazisto- i wapienno-margliste, zawierały skałenie o składzie mniej więcej jednolitym rzędu andezynu. Ujawniona w trakcie badań mikroskopowych zmienność plagioklazu, od zasadowego oligoklazu aż po czysty albit, jest prawdopodobnie wynikiem działania sodowej metasomatozy. Rezultatem jej byłyby wyróżnione amfibolity albitowe.

W części szczegółowej podkreślano parokrotnie silne zaangażowanie tektoniczne skał z grupy amfibolitów. Hornblendy skupia się zwykle w ciasne, silnie wyciągnięte laminy, niekiedy nawet zmięte w strome fałdki. Przy tak intensywnych ruchach bardziej wapienne plagioklasy, jako mało odporne na działania dynamiczne, mogły ulegać stopniowo rozkładowi, co w połączeniu z następującą później metasomatozą albitową doprowadziło do powstania kwaśnych plagioklazów. Uwolniony wapń wraz z nadmiarem glinki mógł być związany w tkwiące w postaci wrostków minerały z grupy epidotu.

Zarówno jednak epidot, jak i zoizyt lub klinozoizyt występowania swojego nie ograniczają jedynie do wrostków w plagioklazach. Znaczne ich ilości skupiają się także poza obrębem skałeni. Samodzielne większe ziarna, niekiedy o pokroju słupkowym, skupiają się wokół hornblendy lub też zgęszczają się w samodzielne cienkie laminki. Znaczne ilości i sposób występowania poza skałeniami minerałów epidotowych wiązać należy raczej z charakterem pierwotnego materiału osadowego. Większy udział tych minerałów (tab. 9) łączy się zwykle z obecnością kalcytu w amfibolitach i stwierdzony był w próbach pobranych z bliskiego sąsiedztwa soczew marmurów.

Odnośnie do kwestii skałeni w amfibolitach na podkreślenie zasługuje fakt, że ilości plagioklazów (tab. 9) rzadko osiągają połowę pro-

centowej zawartości hornblendy. Świadczy to zarówno o małym udziale pierwotnych, zasadowych plagioklazów, jak i o stosunkowo nieznacznym nasileniu procesów metasomatozy. Wiadomo jednak, że amfibolity są skałami ulegającymi na ogół opornie procesom feldszpatyzacji.

Feldszpatyzacja mikrokinowa

Ostatnim etapem metasomatycznych przeobrażeń skał pasma Krowiarek jest feldszpatyzacja mikrokinowa. Proces ten poprzedziły sztywne deformacje, doprowadzające miejscami do lokalnej mylonityzacji. Deformacje te przygotowały zapewne drogi dla krążenia roztworów potasonośnych. Feldszpatyzacja mikrokinowa, mimo równie szerokiego zasięgu, przebiegała w sposób jeszcze bardziej skomplikowany niż to miało miejsce w przypadku feldszpatyzacji oligoklazowej i albitowej.

W szeregu prac dotyczących zagadnień serii strońskiej i jej feldszpatyzacji podkreślano istniejącą zwykle kolejność procesów metasomatozy: początkowo sodowo-wapiennej, później zaś potasowej. Powstające w pierwszej plagioklasy są atakowane, wypierane, a niekiedy prawie całkowicie strawione (chodzi o plagioklaz zserycytywany) przez nowo powstający mikrokin. J. Burchart (1958) i J. Teisseyre (1960) podkreślali wyraźną współzależność występowania mikrokinu i plagioklazu, sugerując przy tym, że feldszpatyzacja mikrokinowa może mieć miejsce tylko w tych skałach, które zawierają już znaczne ilości plagioklazu.

Na opracowywanym terenie pasma Krowiarek w większości skał obserwuje się również ścisłą zależność tych dwu procesów. Istnieje jednak rodzaj skał (kwarcytognejsy mikrokinowe), który zasadniczo odbiega od podanego schematu. Materiał wyjściowy bowiem jak się wydaje, nie dotknięty prawie zupełnie frontem metasomatozy sodowej, ulega w znacznym stopniu procesowi feldszpatyzacji mikrokinowej.

Wymienione przy omówieniu procesów feldszpatyzacji plagioklazowej typy skał, takie jak: paragnejsy plagioklazowe, paragnejsy porfiroblastyczne i paragnejsy albitowe, są albo całkowicie pozbawione mikrokinu (paragnejsy albitowe), albo odgrywa on w nich rolę podrzędnego składnika, nie wpływającego zasadniczo na zmianę składu i struktury skały. Zasadą jest jednak, że nawet w małych ilościach mikrokin wykazuje znaczną aktywność w stosunku do plagioklazów, ewentualnie kwarcu, chociaż nie tworzy wówczas dużych ziarn rzędu porfiroblastów. Występowanie

swoje mikroklin ogranicza do pojedynczych, drobnych ziarn lub też w formie intergranularnego filmu wciska się w mozaikę kwarcową. Wypełnia wszelkie pęknięcia w plagioklazach lub zluźnienia między pakietami łyszczykowymi, sam zaś nie wykazuje znamion wywalcowania. Progresywny wzrost mikroklinu, nawet w miejscach silnie zaangażowanych dynamicznie, przemawia za tym, że blasteza jego odbywała się w warunkach posttektonicznych.

Wspomniano już, że nie paragnejsy plagioklazowe i porfiroblastyczne są głównymi skałami utworzonymi w procesie metasomatozy mikroklinowej, ale przy znacznym jej udziale powstały:

- 1) kwarcytognejsy i blastomylonityczne paragnejsy mikroklinowe wywodzące się z kwarcytów lub z mylonitów,
- 2) paragnejsy syenitoidowe powstałe z części paragnejsów albitowych i
- 3) paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe powstałe z części paragnejsów plagioklazowych.

Wspólną cechą wymienionych typów paragnejsów jest ich silne zaangażowanie dynamiczne. Objawia się to wybitnym rozdrobieniem kwarcu aż do ściśle zazębionej mozaiki, która zgęszcza się w ciasne, wyciągnięte laminy, oraz sztywnym popękaniem i zuskokowaniem większych blastów albitowych (pl. X, fig. 1). Ślady zdeformowania albitu, który w innych rodzajach paragnejsów nie wykazuje podobnie sztywnych odkształceń, wskazują na ruchy, które dokonały się już po blastezie albitowej. Obecny ewentualnie w skałach oligoklaz reaguje na deformacje łącznie z albitem. Łyszczyki ulegają tylko silniejszemu wywalcowaniu do cienkich kierunkowych wstęg.

Częściową mylonityzację skał tłumaczyć można dominacją w wymienionych paragnejsach kruchych składników jasnych, to znaczy kwarcu i plagioklazu. Reagowały one w sposób sztywny na istniejące naciski. Natomiast w skałach bogatych w łyszczyki te same deformacje prowadziły do silniejszych sfałdowań i poślizgów lamin muskowitzowo-biotytowych.

Kwarcytognejsy mikroklinowe i blastomylonityczne paragnejsy mikroklinowe. Użyte nazwy sugerują przypuszczalny materiał wyjściowy tych skał. Powstanie obu typów skalnych w procesie metasomatycznej feldszpatyzacji wydaje się jednak na terenie pasma Krowiarek bezsporne.

Mikroklinowa feldszpatyzacja kwarcytów jest faktem od dawna notowanym w literaturze. Jako jeden z pierwszych T. T. Quirke (1927) wykazał, że w rejonie Killarney (Kanada) kwarcyty wzbogacają się w skalenie wskutek metasomatozy potasowej. Zachowane są przy tym ciągle przejścia od czysto kwarcyto-

wych skał aż po ogniwa skrajnie leukokraticzne o składzie syenitów.

Ortoklaz (w tym czasie niezblźniony kratkowo skałen potasowy uznawany był zawsze za ortoklaz) tworzy się kosztem kwarcu. Podobne przykłady przechodzenia kwarcytów w skały o wzrastającym udziale mikroklinu opisują: T. Krokström (1946) i P. Ljunggren (1954) z terenu Szwecji, a M. Härme (1959) z obszarów Finlandii. P. Eskola (1961) podkreśla znaczne podobieństwo zfeldszpatyzowanych kwarcytów z rejonu Killarney do kwarcytów fińskich.

Przebieg procesu feldszpatyzacji przedstawiony przez wymienionych autorów jest niesłychanie jednolity. W drobnoziarnistych kwarcytach, o niewielkich ilościach plagioklazu i łyszczyków, mikroklin wypełnia początkowo pojedyncze interstycje. Wraz ze wzrastającym dopływem potasu poszczególne zakątki mikroklinowe łączą się ze sobą i powstają ciągle, cienkie laminy, rozszerzające się kosztem wchłanianego otoczenia kwarcowego. Końcowym efektem feldszpatyzacji jest powstanie większych ziarn mikroklinu o charakterze porfiroblastów. P. Ljunggren (1954) i M. Härme (1959) podkreślają przy tym wyraźne niezangażowanie tektoniczne mikroklinu, gdy tymczasem skała wyjściowa zdradza rozliczne oznaki działania kierunkowych deformacji.

Poczynione obserwacje na terenie Krowiarek zgodne są w całej rozciągłości z przytoczonymi powyżej opisami feldszpatyzacji kwarcytów. I tutaj następuje stopniowe zwiększanie się udziału mikroklinu w pierwotnych skałach kwarcytowych. Zauważono skały, które zawierają zaledwie kilka procent skalenia potasowego skupionego w postaci poprzerrywanych pasemek przebiegających przez zwarta, drobnoziarnistą mozaikę kwarcową (pl. II, fot. 1). W dalszych etapach mikroklin stopniowo zwiększa swój udział, osiągając niekiedy kilkadziesiąt procent objętości skały (tab. 6). Liczne wrostki kwacu w skaleniu potasowym i brak jakichkolwiek śladów zdeformowania tego ostatniego wskazują na wtórny i postkinematyczny wzrost mikroklinu.

Zastanawiający jest tylko fakt jednolitości przebiegu procesu feldszpatyzacji, niezależnie od tego wśród jakich skał wtrącone były monomineralne skały kwarcytowe. Kwarcyty rozsiane są dość przypadkowo w obrębie całego pasma Krowiarek, często przy tym otoczone są skałami zawierającymi stosunkowo mało mikroklinu. W tym przypadku wydaje się, że zasadniczą rolę odegrała tu częściowa mylonityzacja skał, która w znacznym stopniu mogła ułatwić międzyziarnową penetrację gorących par i roztworów niosących potas. Wyróżnione

w części szczegółowej w osobną grupę *blastomylonityczne paragnejsy mikroklinowe* mogłyby być potwierdzeniem przytoczonej hipotezy. Gnejsy te występują w strefie silnego, chociaż lokalnego zaburzenia tektonicznego. Wynikiem działających deformacji była częściowa mylonitizacja wyjściowych, przypuszczalnie silnie kwarcowych skał, które w następnym etapie rozwoju, poddane działaniu metasomatycznej feldszpatyzacji mikroklinowej, przeszły w skały bogate w skałę potasowy.

Paragnejsy syenitoidowe. Paragnejsy syenitoidowe występują w jednym tylko profilu w okolicach Rogózki, są więc zjawiskiem odosobnionym, bez szerszego znaczenia dla ogólnej ewolucji metamorficzno-metasomatycznej serii strońskiej. Niemniej jednak jako rzadkość petrograficzna na terenie Krowiarek i w ogóle osobliwość w skali światowej zasługują na osobne omówienie.

Materiałem wyjściowym dla obecnych skał o składzie syenitów były prawdopodobnie paragnejsy albitowe. Wniosek ten opiera się przede wszystkim na roli i pozycji albitów w wymienionych skałach. Albit jest głównym obok mikroklinu składnikiem paragnejsów syenitoidowych. Tworzy ziarna o pokroju prawie automorficznych tabliczek, które przepełniają całą skałę.

Mikroklin w formie ksenomorficznych blastów wypełnia przestrzeń między ziarnami albitu. Brak wyraźnych oznak wypierania albitu przez mikroklin może przemawiać za tym, że albit pozostał składnikiem stabilnym, nie ulegającym regresji podczas trwania procesów feldszpatyzacji mikroklinowej. Potwierdzałby to fakt, że ilości albitu w paragnejsach syenitoidowych odpowiadają w przybliżeniu wartościom tego minerału w typowych paragnejsach albitowych (tab. 4, 5). W jednych i drugich łyżczyki spełniają rolę składnika podrzędnego. W większości przypadków występują one jako reliktywne łuseczkowate wrostki w plagioklazie, czasami zaś skupiają się w cienkie, poprzerywane laminki. Wzrost udziału plagioklazu wpływa bezpośrednio na zmniejszanie się ilości łyżczyków. Podobna zależność zaznacza się w stosunku do pary mikroklin — kwarc.

W opisywanych skałach rozwija się szczególnie intensywna metasomatoza potasowa, która doprowadziła w efekcie końcowym do znacznego spadku zawartości kwarcu (od 15 do 2% objętości), przy jednoczesnym wzbogaceniu skał w mikroklin, dochodzący do 40% objętości skały (tab. 5). Trudno o ściśle udokumentowane wyjaśnienie tak silnej w omawianym przypadku i bardzo lokalnej feldszpatyzacji mikroklinowej kosztem kwarcu. Wydaje się, że po-

dobnie jak w przypadku kwarcytów nie małą rolę odegrały tu czynniki tektoniczne. Obecnie nowo powstający mikroklin w znacznym stopniu zabił ewentualne efekty uprzednich odkształceń dynamicznych. Nie mniej jednak, silne wyprasowanie łyżczyków, reliktywne laminki mozaikowo zazębionego kwarcu i spękanie, a nawet zuskokowanie tabliczek albitowych, wskazują na przebyty okres zaburzeń, który dokonał się prawdopodobnie przy udziale silnych ruchów tektonicznych.

Paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe. Gnejsom śnieżnickim, które w niniejszej pracy nazwano paragnejsami plagioklazowo-mikroklinowymi, J. Don (1963, 1964) przypisuje charakter magmowy. Pierwotnie leukokraticzna magma (zdaniem wymienionego autora) w formie pokładowych żył została wciśnięta w płytsze poziomy łupkowe. W trakcie ogólnego faldowania suprakrystalnej serii strońskiej żyły te zostały sfaldowane zgodnie z otoczeniem. Dowodami magmowości zdaniem J. Dona są: ostre kontakty z otaczającym kompleksem łupkowo-paragnejsowym, wykształcenie brzeżnej strefy aplitowej, a z cech mikroskopowych brak wtórnych antypertytów, niewielkie ilości lub nawet brak myrmekitu oraz wyraźne wyciągnięcie i rozwalcowanie oczek skaleniowych, zabiłnione częściowo późniejszą rekrytalizacją.

Obserwacje autora, przeprowadzone na gnejsach Koleby — Różanej, w wielu punktach różnią się od wymienionych spostrzeżeń J. Dona. Paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe, jak to już podkreślano w części szczegółowej pracy, są wyraźnie zróżnicowane makroskopowo na odmiany cienko i grubo laminowane, a miejscami nawet oczkowe (pl. I, fot. 3, pl. II, fot. 2 i 3). W terenie poszczególne, zróżnicowane teksturalnie rodzaje skał układają się w strefy. W partiach brzeżnych kompleksu Koleby — Różanej skupiają się odmiany cienko laminowane. Prawdopodobnie ten właśnie typ paragnejsów J. Don uznał za brzeżną fację aplitową. Wykazują one jednak makroskopowo wiele cech charakterystycznych dla właściwych paragnejsów plagioklazowych, a mianowicie: ten sam styl naprzemianległej, gęstej laminacji z częstymi smużkami grafitowymi (pl. I, fot. 3), towarzyszącymi warstewkom łyżczykowym, drobnoziarnistość warstewek kwarcowo-skaleniowych, które tylko lekko różowym zabarwieniem różnią się od analogicznych lamin w paragnejsach plagioklazowych. Odmiany grubo laminowane paragnejsów plagioklazowo-mikroklinowych i oczkowe skupiają się w partiach centralnych kompleksu Koleby — Różanej.

Mimo tak wyraźnego makroskopowego róż-

nicowania skład mineralny wymienionych paragnejsów jest bardzo jednolity. Zarówno odmiany drobno laminowane (brzeźne), jak i grubo laminowane i soczewkowo-oczkowe, wykazują prawie równe ilości skaleni, łySZczyków i kwarcu (tab. 8). Trudno by więc było w ramach całej grupy paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych wydzielić specjalnie aplitowaty typ skał o wzmożonym udziale skaleni i małych ilościach łySZczyków.

Badania mikroskopowe wykazały, że materiał skalny paragnejsów uległ silnym deformacjom sztywnym. Wyraża się to wybitnie mozaikowym zgranulowaniem kwarcu w silnie wzajemnie zązębione ziarna, wymięciem łySZczyków, rozkruszeniem starszej generacji zsercytyzowanego oligoklazau, widocznym niekiedy zuskokowaniem i powyginaniem blastów albitowych (pl. X, fot. 1). Tak silnie zaangażowane dynamicznie skały plagioklazowe zostały ogarnięte frontem posttektonicznej feldszpatyzacji mikroklonowej.

W skałach cienko laminowanych nowo powstający mikroklon ogranicza swoje występowanie do filmu międzyziarnowego. Film ten stopniowo rozszerza się w tło skalne, ogarnia coraz nowe zespoły kwarcowe i blasty plagioklazau. Dzięki wypieraniu i wchłanianiu składników tła skalnego tworzą się więc większe ziarna, które stopniowo urastają do jednorodnych porfiroblastów mikroklonowych. Porfiroblasty te, drogą progresywnego wzrastania, osiągają niekiedy tak duże rozmiary, że powstają widoczne makroskopowo oczka otulone laminami łySZczykowymi.

Z przedstawionego opisu wynika, że kolejność procesów deformacji i blastezy mikroklonu jest odwrotna niż to przyjmował J. Don. Oczkowe mikroklony nie ulegają bowiem wywalcowaniu i rozkruszeniu po brzegach ziarn, a wprost przeciwnie — wzrastają i obejmują w formie wrostków składniki otoczenia (pl. IX, fot. 2).

Obserwuje się ponadto wszelkie stadia reakcji plagioklazau z mikroklonem. Szczególnie częste są w skałach tego typu zarówno kanalikowe wżery mikroklonu w plagioklaz o charakterze antypertytu, jak i myrmekit. Myrmekitowe ziarna plagioklazau występują również licznie w drobnoziarnistych paragnejsach plagioklazowo-mikroklonowych, jak i w grubo laminowanych czy oczkowych odmianach tych

skał. Myrmekit zgodnie z poglądami Drescher-Kadena (1948) powstał prawdopodobnie po utworzeniu się plagioklazau w skale jako wynik korozji plagioklazau przez skałę potasowy.

Powyższe obserwacje, zupełnie sprzeczne z opisami J. Dona (1963), poddają w wątpliwość słuszność tezy tego autora o magmowym pochodzeniu gnejsów Koleby — Różanej. W świetle przeprowadzonych badań wydaje się, że paragnejsy plagioklazowo-mikroklonowe rozwinęły się drogą metasomatycznej feldszpatyzacji mikroklonowej właściwych paragnejsów plagioklazowych o stosunkowo dużej zawartości czystego albitu. Intensywną feldszpatyzację mikroklonową należy prawdopodobnie wiązać, podobnie jak w skałach opisanych poprzednio, z rodzajem i nasileniem tektonicznych deformacji.

Obszar występowania paragnejsów plagioklazowo-mikroklonowych (śnieżnickich) usytuowany jest w szczególnym i charakterystycznym wycinku pasma Krowiarek (kompleks Koleby — Różanej).

Następuje w nim bowiem zmiana biegu jednostek tektonicznych, które z panującego w Krowiarkach kierunku NW—SE przechodzą w kierunek NE—SW. Zmiana ta, ujęta przez H. Teisseyre'a (1956) pod nazwą wirgacji łądeckiej, musiała dokonać się wskutek przebudowy wewnętrznej dużej skali. Płytsze poziomy skalne mogły z pewnością w trakcie tego procesu ulec deformacjom, a nawet mylonityzacji. Z drugiej zaś strony ten sam proces przebudowy mógł się zasadniczo przyczynić do uruchomienia i szybkiej migracji międzyziarnowych roztworów bogatych w potas. Szeroki, metasomatyczny front ogarnął zaburzone uprzednio warstwy paragnejsów plagioklazowych, przeprowadzając je w skały zbliżone swym składem do granitów (tab. 8), lecz różniące się od nich teksturą i strukturą.

Etap feldszpatyzacji mikroklonowej zamyka główny cykl przeobrażeń skał pasma Krowiarek. Wymienione etapy nie objęły jednak wszystkich skał badanego kompleksu. Jako utwory niesfeldszpatyzowane zachowały się bowiem część łupków łySZczykowych, część kwarcytów i amfibolitów. Marmury i skały z grafitem, jako szczególnie odporne na działanie metasomatozy, pozostały całkowicie niezmiennie mineralnie w ciągu całego okresu przeobrażeń.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Najbardziej ogólnie ujęty cykl rozwojowy skał pasma Krowiarek można sobie wyobrazić w sposób następujący:

1. Pierwotny litologicznie zróżnicowany materiał osadowy uległ metamorfizmowi regionalnemu, przechodząc w różnego typu łupki

krystaliczne, w rodzaju: łupków łyszczkowych, częściowo paragnejsów, kwarcytów, amfibolitów i marmurów.

2. Kompleks łupków krystalicznych wskutek zmian metamorficzno-tektonicznych uległ sfałdowaniu, a miejscami mylonityzacji. Następujące po tych odkształceniach fronty metasomatyczne nie były jednak na tyle intensywne, aby drogą feldszpatyzacji, początkowo plagioklazowej a później mikroklinowej, zatrzeć całkowicie ślady dawnych tektonicznych deformacji i zupełnie przebudować skład mineralny skał w utwory granitopodobne.

3. Wynikiem wymienionych procesów feldszpatyzacji było utworzenie się szeregu odmiennych typów paragnejsów, łączących się wzajemnie za pośrednictwem ogniwi i stref przejściowych.

4. Proces feldszpatyzacji plagioklazowej rozwijał się w dwu kolejnych etapach:

a) para- i postkinematycznej feldszpatyzacji oligoklazowej,

b) postkinematycznej feldszpatyzacji albitowej.

5. Feldszpatyzację mikroklinową, która jest końcową fazą ogólnie pojętej granityzacji jakiej uległ kompleks łupkowo-paragnejsowy, poprzedziły nowe deformacje doprowadzające niekiedy do lokalnej mylonityzacji.

6. Mimo szerokiego zasięgu poszczególnych frontów metasomatycznej feldszpatyzacji materiał skalny pasma Krowiarek zachował nadal wielkie zróżnicowanie składu i cech strukturalnych.

7. Zróżnicowanie to wyraża się nie tylko szeregiem odmiennych typów paragnejsów, z których tylko paragnejsy plagioklazowo-mikroklinowe mają skład zbliżony do granitów, ale także występowaniem skał, które nie uległy wcale albo tylko w minimalnym stopniu procesom regionalnej metasomatozy. Do skał takich należą:

a) *łupki łyszczkowe*. Skały te w formie cienkich wkładek rozsiane są na całym obsza-

rze pasma Krowiarek. Wydaje się, że są to zachowane relikty właściwej serii suprakrustalnej sprzed okresu metasomatycznej feldszpatyzacji. Wskazują na to właściwe łupkom duże ilości łyszczków, ale przede wszystkim znaczny udział minerałów akcesorycznych: granatu, staurolitu itp. Nadmiar glinu wyrażony obecnością granatu i staurolitu oraz ogólny skład łupków łyszczkowych (tab. 1) wskazują na pochodzenie osadowe z utworów mułkowo-ilastych. W normalnym toku ewolucji metamorficzno-metasomatycznej przypuszczalnie ten właśnie rodzaj bogatych w łyszczki i minerały akcesoryczne łupków uległ regionalnej feldszpatyzacji. Spotykane obecnie wystąpienia bezskaleniwych łupków łyszczkowych wskazują na stosunkowo mało intensywny proces przeobrażeń metamorficzno-metasomatycznych, w innym bowiem przypadku oczekiwać by można większej homogenizacji materiału skalnego.

b) *kwarcyty grafitowe* — nielicznie reprezentowane na obszarze Krowiarek, przypuszczalnie z racji zawartości znacznej ilości grafitu nie uległy metasomatycznej feldszpatyzacji. Grafit jak wiadomo utrudnia wszelkie procesy rekrytalizacji, a więc i blastezy skaleni, która może dokonać się w środowisku kwarcytowym jedynie przy wybitnie sprzyjających warunkach.

c) *marmury* — to pierwotnie utwory dolo-mityczno-wapienne, które w wyniku metamorfizmu regionalnego uległy tylko przekształtowaniu i konsolidacji. Wszelkie zmiany mineralne w marmurach dokonują się niezwykle opornie i oczekiwać by ich można było jedynie w głębszych strefach metamorficznych.

W świetle przeprowadzonych badań wydaje się, że całość kompleksu łupkowo-paragnejsowego pasma Krowiarek jest wynikiem regionalnej, selektywnej feldszpatyzacji, która objęła w kilku kolejnych etapach zmetamorfizowaną, miejscami zmylonityzowaną i zróżnicowaną pierwotnie serię osadową.

Zakład Nauk Geologicznych PAN
Pracownia Petrografii
Warszawa, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, listopad 1965 r.

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1956: Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy w Sudetach. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. — Arch. Miner. R. XIX, z. 2. Warszawa.
- ANSILEWSKI J., 1966: Petrografia metamorfiku Gór Bialskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. — Geol. Sudetica, vol. II. Warszawa.

- ARNOLD A., 1956: Łupki strońskie okolic Siennej. Praca magisterska. Maszynopis. Arch. Katedry Petrologii. Warszawa.
- BARTH T. F. W., 1948: Oxygen in rocks: a basis for petrographic calculations. — Journ. Geol. 56.
- BEDERKE E., 1929: Die Grenze von Ost- und West-sudet und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. — Geol. Rdsch. 20. Berlin.

- BEDERKE E., 1943: Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. — Geol. Rdsch. 34. Stuttgart.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J., RUNGE W., 1867: Geognostische Karte vom niederschlesischen Gebirge und der umliegenden Gegenden, 1:100 000. Berlin.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik granitoids (Eastern Sudeten). — Arch. Miner. R. XXII, z. 2. Warszawa.
- DON J., 1958: Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Łądka. Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu. Wrocław.
- DON J., 1963: Następstwo serii infrakrustalnych w metamorfiku Śnieżnika. The consequences of infracrustal series in the metamorphic of Śnieżnik. — Acta Musei Silesiae, ser. A, XII. Opava.
- DON J., 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. — Geol. Sudetica, vol. I. Warszawa.
- DRESCHER-KADEN F. K., 1948: Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Spring. — Ver. Berlin.
- ESKOLA P., 1954: A proposal for the presentation of rock analyses in ionic percentage. — Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A, III, No 38. Helsinki.
- ESKOLA P., 1961: Granitization of quartzose rocks. — Bul. Comm. Geol. Finland No 196. Helsinki.
- FINCKH L., GÖTZINGER G., 1931: Geologische Karte des Reichensteiner Gebirges. Nessel Koppenkam und Neisse. — Vorland, 1:75 000. Wien.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25 000. H. 343, Blät. Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläuterungen) Reichsamt für Bodenforschung. Berlin.
- FISCHER G., 1935a: Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- FISCHER G., 1935b: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien dem Bayerischen Wald und Mähren. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- HÄRME M., 1959: Examples of the granitization of gneisses. — Bull. Comm. Geol. Finlande No 184. Helsinki.
- HOLMES A., 1921: Petrographic methods and calculations. Thomas Murby CO. I, Fleet Lane E. c. 4.
- KASZA L., 1957: Budowa geologiczna okolic Bielic. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- KASZA L., 1958: Niektóre problemy geologii południowo-wschodniej części gór Złotych i Białskich. Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu. Wrocław.
- KETTNER R., 1922: Algonkium na Morawě. — Čas. VSM. 33, č. 1. Olomouc.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948: Kaledonská přikrovová stavba Krkonoš a Jizerských Hor. The Caledonian nappe structure of Krkonoše and Jizerské Hory. — Sb. Stát. Geol. Úst. ČSR 15. Praha.
- KOZŁOWSKA M., 1954: Kontakty gnejsów typu Śnieżnika z łupkami mikowymi w rejonie Międzygórza. Maszynopis. Arch. IG Warszawa.
- KÖHLER A., RAAZ F., 1951: Ueber neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. — Neues Jb. Miner. Mh. H. 11. Stuttgart.
- KRETSCHMER F., 1897: Die Graphitablagerung bei Mähr. Altstadt — Goldenstein. — Jb. Geol. Anst. 47. Wien.
- KROKSTRÖM T., 1946: Feldspathization and boudinage in a quartzite boulder from the Väster-vik area. — Bull. Geol. Inst. Uppsala v. XXXI.
- KUŹNIAR J., 1960: O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowiarek. On the conditions of occurrence of marbles in northwestern Krowiarki (Sudeten). — Kwart. Geol. nr 1. Warszawa.
- LEPLLA A., 1900: Geologische Karte des Niederschlagsgebiets der Glatzer Neisse 1:50 000. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 32. Berlin.
- LJUNGGREN P., 1954: The region of Halia in Dalecarlia, Sweden. Bergendahls Boktryckeri. Göteborg.
- ŁYDKA K., 1963: O niektórych problemach migracji alkaliów w skałach metamorficznych osadowego pochodzenia. Some problems concerning migration of alkalis in metamorphic rock series of sedimentary origin. — Arch. Miner. R. XXIV, z. 1, 1960. Warszawa.
- MATEJKA A., 1925: Příspěvek ku geologii údolí Divoké Orlice mezi Bartošovicami a Nekoří (list. Žamberk). Věstn. Státn. Geol. Úst. Praha.
- MILEWSKA T., 1958: Extreme case of feldspathization in the paragneisses of the Stronie series in the Eastern Sudeten. — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr. Vol. VI, No 11. Warszawa.
- MISAŘ Z., 1960: Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji Českého masivu v literatuře od r. 1850. Krajské Nakladatelství v Ostravě SUČSAV v Opavě. 34.
- MISAŘ Z., 1962: Problémy krystalinika zábřežské série. Sjezdový průvodce XIII. Sjezdu CS. společnosti pro mineralogiu a geologii v Hradci Králové.
- OBERC J., 1957: Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- PENTLAKOWA Z., WOJNO T., 1952: O niektórych marmurach dolnośląskich. Materiały do znajomości skał w Polsce. — PIG Biul. 80. Warszawa.
- QUIRKE T. T., 1927: Killarney gneisses and migmatites. — Bull. Geol. Soc. America v. 38.
- RYDZEWSKI A., 1956: Strona strońska okolic Rogózki. Praca magisterska. Maszynopis. Arch. Katedry Petrografii. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mts. — Roczn. Pol. Tow. Geol. R. XXI, z. 1. Kraków.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1958: Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. — Studia geol. pol. vol. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1960: Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. Report of Intern. Geol. Congress XXI Session. Part XIV. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W., 1958: Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes). — Arch. Miner. R. XXII, z. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1959: Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East Su-

- deten). — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. Vol. VII, No 9. Warszawa.
- SUESS F. E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. — Denk. Akad. Wiss. 88. Wien.
- TEISSEYRE H., 1956: Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscan rebuilding. — Przeg. Geol. nr. 3. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1957: Rozwój budowy geologicznej w rejonie Łącka i Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1960: Rozwój budowy geologicznej Sudetów od prekambriu do trzeciorzędu. Regionalna Geologia Polski, t. III, Sudety. Kraków.
- TEISSEYRE J., 1960: Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mountains in the Sudetes. — Arch. Miner. R. XXIII, z. 1. Warszawa.
- URBAN K., 1934: Predběžná zpráva o geologických poměrech území mezi Zábřehem a Šilperkem na sev. Moravě. Cas. VSM. Olomouc. sv. 47.
- VANGEROW E. F., 1943: Das Normalprofil des Algonkium und Kambrium in den mittleren Sudeten. — Geol. Rdsch. 34. Stuttgart.
- WATYCHA L., 1949: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1947 w okolicy Janowej Góry pow. Bystrzyca Dolny Śląsk. Report on geological research carried out in 1947 in the vicinity of Janowa Góra (Lower Silesia). — PIG Biul. 54. Warszawa.
- WOLF H., 1864: Bericht über die geologische Aufnahme in Östlichen Böhmen. — Jb. RA 14. Wien.

Teresa BUTKIEWICZ

CRISTALLINE SCHISTS IN THE KROWIARKI RANGE OF THE KŁODZKO MTS.

Summary

ABSTRACT: The present paper gives the petrographic and chemical characteristics of the crystalline schists in the Krowiarki range belonging to the so called Stronie series. Petrographic investigations have shown that, in addition to regional metamorphism, the rocks in that range had also been subjected to selective metasomatic feldspathization. The successive phases of this process, first plagioclasic and subsequently microclitic in character, led to the formation of a rich and well differentiated assemblage of paragneissic rocks consisting of the porphyroblastic-, plagioclasic-, albitic-, plagioclase-microclitic- and syenitoid varieties, also of microclitic quartzite-gneisses. Three sets of rocks have been distinguished among the just mentioned varieties of paragneisses. The first consists of rocks that have been enriched only in plagioclase, the second shows a predominance of microcline, the third where the amount of plagioclase

balances that of microcline. Plagioclase developed in the paragneisses mainly at the expense of micas, partly at that of quartz. It is not, however, excluded that some part of it derives from the original sedimentary material. Microcline, which owes its origin to feldspathization, develops at the expense of the older generation of plagioclase and by replacing quartz.

Besides the schistose-paragneissic assemblage the rock material from the Krowiarki range has been found to contain a group of rocks other than paragneisses. It consists of graphite quartzites and quartzites, amphibolites and marbles. Metasomatic feldspathization has affected them but slightly, while the mineral composition of marbles and graphite-bearing rocks has not been altered at all throughout the period of metamorphism.

The Krowiarki range is one of the orographic elements in that major geologic unit of the Łądek — Śnieżnik metamorphic massif. This range, about 20 km. long, stretches from the town of Stronie Śląskie in the south-east as far as Krosnowice in the north-west. In the south-west and west it borders on the upper Nysa graben, in the east and north-east on the stream-valley of Biała Łądecka.

On the whole, the Krowiarki range is occupied by the so called Stronie series which consists of several varieties of crystalline schists such as mica schists, paragneisses, amphibolites, quartzites and marbles. The here mentioned members form together one supra-crustal complex characterizing the whole occurrence area of the Łądek — Śnieżnik metamorphic massif. The particular rock varieties,

however, differ strongly in their distribution pattern and mutual alternation even in adjacent parts of the Łądek — Śnieżnik unit.

The petrographic differentiation of the Stronie complex is due to the lithological variability of the original sedimentary rocks; it is also connected with processes of true metamorphism and with metasomatic feldspathization which is here regional in character. Some significance may be attributed here to the role played by rocks in the successive phases of deformation. This may be largely responsible for the mobilization of feldspathizing solutions and their far migration.

The multifactorial factors have resulted in the distinctly polygenic character of the rock assemblage in the Krowiarki range and they account for the frequent transition of rocks,

particularly of micaceous schists into paragneisses.

Detailed investigations of the Krowiarki range have been carried out by four geologists: J. Don, J. Gierwielaniec, J. Kuźniar, and L. Watycha. They have led to the compilation of regional geologic maps shown in Figs. 1—4. The areas mapped by these authors have been outlined in J. Don's 1:1 000,000 sketch map (Table 1) covering the whole Łądek — Śnieżnik unit.

Because of the fragmentary character of the earlier works an attempt is at present being made to investigate the whole area of the Krowiarki range with the aim to work out its petrography, its systematics and to determine the hypothetical origin of its metamorphic evolution. The sampling sites are shown in the diagrammatic sketch map in Table 2 (1:25,000).

The rock material from the Krowiarki range has been separated into two major groups: 1 — rocks of the paragneissic type and 2 — rocks other than paragneissic.

The second group consists of rocks that are strongly differentiated but display uniform facial development within the particular varieties. Graphite quartzites and quartzites, also amphibolites and marbles belong to this group.

The first group contains a heterogeneous assemblage of paragneissic rocks connected by mutual transitions. Hence, the criteria used in dividing them concern the quantities and qualities of feldspar and the content of quartz as well as the textural characters. The differentiated rock types include eight varieties, i.e. mica schists, porphyroblastic paragneisses, plagioclase paragneisses, albite paragneisses, syenitoid paragneisses, microcline quartzite-gneisses, microcline blastomylonitic paragneisses and plagioclase-microcline paragneisses.

The quantitative ratio of the particular just mentioned varieties of rocks, both of group I and group II, varies strongly throughout the Krowiarki range. The basic member in the crystalline schist series consists of plagioclase paragneisses. They dominate chiefly in the southern part of the Krowiarki range, around Sienna and Rogózka, also in the central part around Konradów, Waliszów, and Romanowa.

Marbles are the second largest member of the Stronie series in what concerns the size of the area they occupy. They crop out in the top parts of the higher elevations of the NW portion of Krowiarki which J. Kuźniar (1960) divided into three major zones:

- 1) zone of Mielnik-Waliszów,
- 2) zone of Żelazno-Romanowa,
- 3) zone of Romanowa Górna.

The third place belongs to the plagioclase-microcline paragneisses. They occur as a continuous series in the hills of Koleba and Różana (vicinity of Konradów) and crop out in the vicinity of Piotrowice.

The three above mentioned rock types represent, roughly speaking, 90 per cent of the total rock mass in the Krowiarki range.

The occurrence of the other petrographic varieties is confined to minute intercalations embedded in the plagioclase-paragneisses series and dispersed along the whole Krowiarki range. Their order according to the size of the area they occupy may be roughly as follows: 1) amphibolites, 2) microcline quartzite-gneisses, 3) mica schists, 4) porphyroblastic paragneisses, 5) quartzites and graphite-quartzites, 6) albite paragneisses, 7) syenitoid paragneisses.

In the detailed petrographic description given below the rock material from the Krowiarki range is not discussed in order of their quantitative importance but according to their genetic grouping.

PETROGRAPHIC DESCRIPTIONS

GROUP OF PARAGNEISSES

Mica schists are the first member referred to the paragneissic rock group. The rocks here display a distinct, occasionally leafy, foliation (Pl. I, 1); they are two-mica rocks, rich in quartz, bearing small amounts of feldspar not above 10 per cent of their volume. Macroscopically they are light-grey glossy rocks, occasionally strongly folded with compressed sets of mica. Microscopically the mica schists are characterized by distinctly directional fabric and the alternation of strongly compressed

mica- and quartz laminae (Pl. III, 1, 2). These two minerals are the basic rockbuilding constituents of the schists. Muscovite as a rule dominates in the mica group and occasionally it is the only representative of mica within the rock here. Its subhedral flakes accumulate into continuous laminae or they occur as inclusions in the larger grains of feldspar or of garnets.

The feldspars here, represented both by oligoclase and by albite, are a subordinate constituent of the mica schists. Oligoclase forms rather small strongly sericitized and cracked grains. Albite is more commonly

encountered as larger blasts that developed by successively replacing the micas. These are encompassed, as relict inclusions, within the larger feldspar grains.

The here considered variety of mica schists is characterized by an important content of accessory minerals. Those occurring in larger amounts are staurolite, garnet and tourmaline, while apatite and epidote are subordinate. In the initial developmental phases the garnet grains take on the shape of small sigmoidal ribs while during the later phases the vortical or annular arrangement of inclusions is common, thus indicating the parakinematic blastesis of this mineral (Pl. IV, 1, 2).

Moreover, opaque minerals, i.e. iron oxides and graphite, occur in this type of rock quite as frequently as the above mentioned assemblage of accessory minerals. They are scattered as minute particles of pigment or somewhat larger nodules around the laminae of mica, or may be enclosed in larger blasts of plagioclase and garnet. The mineral composition of the mica schists is given in Table 1 (p. 58 of the Polish text).

The *porphyroblastic paragneisses* are one of the transition rocks from mica schists into true paragneisses. Distinct and occasionally corrugated foliation bring them closer to the mica schists, while an important feldspar content suggests their assignment to the paragneisses. The whole rockmass is crowded by 3 mm. pisiform blasts of feldspar so that its structure is given a micro-augen character (Pl. I, 2).

In the *porphyroblastic paragneisses*, similarly as in the mica schists, the micas retain their quantitative predominance over the other rockbuilding constituents. Moreover, they display excellent recrystallization and develop as large flakes. These flakes accumulate into compact laminae thus giving the rock the delicate schistose foliation. Quartz is a subordinate component of the *porphyroblastic paragneisses*. Its fine grains accumulate as small aggregates or may be enclosed as small inclusions in plagioclases.

Albite dominates in the plagioclase group. Its augen-like rounded blasts grow out of the micaceous rockmass and as helicitic inclusions they encompass minute mica scales, nodules of opaque minerals (Pl. V, 2; Pl. VIII, 2) and needle-like microlites of rutile (Pl. VI, 1, 2). Rutile developed as sagenite is probably a relict after titanium-bearing biotite completely replaced by feldspathization. Besides albite the feldspar group is also represented by microcline. This mineral reacts with the earlier-formed plagioclases and with quartz. It

produces anhedral grains with numerous digitate offshoots which interlock with larger fragments of plagioclase blasts and merge with them (Pl. V, 1). An intergranular microcline film coats the fine quartz grains while locally it forms larger blasts with quartz inclusions. In the absence of any signs of deformation microcline may be reasonably supposed to be the youngest mineral in the rock.

The set of accessory minerals in the *porphyroblastic paragneisses* is analogous with that in the mica schists, i.e. it consists of garnet, tourmaline, apatite, epidote, while staurolite is relatively rare. The amount of opaque minerals increases considerably. They occur as minute but closely scattered pigment which gives the rocks their distinctly dark colour. The micrometric analyses results of the *porphyroblastic paragneisses* are shown in Table 2, p. 59 of the Polish text.

The *plagioclase paragneisses* are the third one of the here described varieties of the paragneisses. They constitute the basic and most abundant rock type which occurs throughout the Krowiarki range. They are mainly fine-grained, dark-grey rocks with pronounced foliation, often fine-laminated. Micas, quartz and plagioclases are their chief mineral constituents making up about 90 per cent of the rock volume.

Under the microscope the plagioclase paragneisses have a pronounced directional fabric with compressed mica laminae and fine-grained crushed quartz-feldspar bands. The plagioclase paragneisses are represented mainly by oligoclase (10—20 per cent An content), with subordinate albite (0—10 per cent An content). Oligoclase forms rather small anhedral grains, intertoothed with the quartz rockmass and with micas, and strongly sericitized. The growth of the oligoclase occurs first and foremost at the expense of micas whose compact sets gradually merge with the developing blast. The unaltered relict inclusions retain the initial preferred orientation of the mica set, thus stressing the conformable growth of the oligoclase after micas. The secondary growth of plagioclase is likewise distinctly indicated by the minute graphite pigment (Pl. VIII, 1, 2) originally associated with the micas. Oligoclase activity in relation to quartz is also discernible. At the oligoclase-quartz boundary we may observe complex accretions or slight myrmekite-like corrosion of quartz edges. The oligoclase blastesis is eminently a secondary process.

None the less the material that formed the crystallizing oligoclase may have come partly from detrital feldspars in the original deposit.

It is now hardly possible to estimate to what extent the present plagioclase owes its development to the old detrital material or to the new feldspar-forming substances.

Albite, the second representative of the plagioclase group, likewise has the character of a secondary mineral, but one whose development is largely due to metasomatic feldspathization. It occurs in plagioclase paragneisses in variable amounts, on the whole less abundantly than oligoclase, but quite often it forms euhedral tabular grains. Albite, closely connected with oligoclase also makes its appearance along with the tabular albite. Within this albite it forms minute spots and occasionally fills in bigger sectors that increase progressively at the expense of the older oligoclase (Pl. VIII, 1). This is reasonably suggested by minute sericitized relicts of oligoclase embedded in albite, moreover, by the occasional presence of epidote inclusions. It seems probable that the reactions of albite with oligoclase may have been favoured largely by various defects of the feldspar lattice and by the cracking of the oligoclase. In the course of feldspathization such places may have been particularly pre-disposed to the infiltration of metasomatic feldspathizing solutions.

Similarly as in the case of porphyroblastic paragneisses the amount of microcline here is without greater significance but when it does occur in the rocks it reacts with the previously formed plagioclases gradually displacing them.

The accessory minerals are modestly represented in the plagioclase paragneisses, most often by apatite, sometimes by small grains of garnet, sporadically by tourmaline. The mineral composition of the plagioclase paragneisses is given in Table 3 (p. 62 of the Polish text).

Albite paragneisses are the next type of paragneisses. They are characterized by an important amount of pure albite (30—60 per cent of volume), while micas are relatively scarce and microcline absent or subordinate. The considerable amounts of light minerals are responsible for the fact that macroscopically this type of rock is distinctly granular in character, with a poorly indicated schistose texture. Compact aggregates of fine-grained albite poikilolitically interwoven by quartz inclusions constitute a microscopic character of paragneisses. Poikilitic albite is usually anhedral. Idioblastic albite is encountered in paragneisses along with the anhedral poikilitic albite. It is distinguished by the tabular shape of grains and it contains much fewer inclusions than does the xenoblastic albite predominant in the rocks here. The two types of plagioclase under consideration

were probably formed during the same process of feldspathization the difference being due to the intensity of the process of feldspar blastesis, possibly also on the type of rock undergoing sodium metasomatism.

Results of the micrometric analyses of albite paragneisses are given in Table 4 (p. 65 of the Polish text).

The *syenitoid paragneisses*, even though their occurrence within the Krowiarki range is confined to one minor section (vicinity of Rogózka, points 432, 435, 437, 444, 464) have been differentiated as a separate rock type because of their specific mineral composition. This consists mainly of feldspars with quartz and micas present in subordinate amounts. The syenitoid paragneisses are compact, fine grained rocks, with poorly directional fabric stressed by isolated biotite scales. Feldspars are the main rock-building material in paragneisses, reaching a total of 92 per cent of the rock volume. Plagioclases are represented by albite, frequently developed as tabular grains. The numerous inclusions embedded in the albite blasts are mainly of quartz, subordinately also of biotite. It is within albite that is grouped the bulk of quartz present in the rocks here. This may possibly be explained by the isolation during its blastesis of quartz enclosed in plagioclase which protected it from subsequent microcline feldspathization affecting the rocks.

The bulk of microcline occurs in the granoblastic groundmass. It forms anhedral, mutually intertoothed grains, occasionally displaying discernible grid twinning. Relict granules of quartz and tiny biotite scales, occasionally crowded in streaks, are hidden in the closely packed plagioclase-microcline mosaic.

Feldspar rocks of this type, poor in quartz and micas, are an exception in the Stronie series occurrence area. In the case here described it may reasonably be supposed that feldspathization, and more particularly so its later microclitic phase, took place at the expense of quartz. The amount of quartz was reduced to about 10 per cent of the rock volume, bringing its composition close to that of syenites. The results of micrometric analyses of the syenitoid paragneisses is given in Table 5 (p. 67 of the Polish text).

Microcline-bearing quartzite gneisses. This rock type is represented by specimens collected from the occurrence sites of quartzites (Pl. II, 1—3). Owing probably to their light colouration, massive and compact grains and the predominance of quartz, other authors have identified them as quartzites. Yet, along with

a predominance of quartz, there occurs in this type of rocks a fair amount of microcline, while plagioclase and micas are subordinate. Fine granulation together with distinctly panxenomorphic texture are characteristic of the quartzite-gneisses. The dispersion and mutual interlocking of the quartz grains, together with distinctly mosaic-like and sectorial extinction, and strong preferred orientation of the micas might perhaps suggest that the rocks had been involved in major tectonic movements. Within this ground-up quartz mass, microcline fills in the intergranular spaces without any sign of dynamic deformations. On the whole microcline adjusts itself readily to the arrangement pattern of other minerals and obviously replaces the plagioclase in the rocks.

The results of the micrometric analyses of the microcline-bearing quartzite-gneisses are given in Table 6 (p. 68 of the Polish text).

Microcline-bearing blastomylonitic paragneisses. The rocks belonging to this group are analogous in mineral composition to the quartzite-gneisses and they display the same extent of dynamic deformation. Quartz and microcline are the main rock-building components of blastomylonitic paragneisses. Plagioclase appears much more frequently and in larger grains than is the case in typical quartzite-gneisses and it is still a subordinate mineral, being rather a regressive component than one affected by further blastesis. Microcline, however, is markedly active and in result of the replacement and absorption of the constituents of the groundmass it grows into large porphyroblasts. J. Don (1959, 1963) postulated for this type of rocks the role of a magmatic intrusion in a tectonic release that stretches over one kilometre in the village of Konradów. Microscopic examination of the rocks exposed within the said zone shows that they are distinctly metamorphic in character and contain blastic microcline formed owing to feldspathization. Hence, in the writer's opinion, the formation of the microcline-bearing blastomylonitic paragneisses may more reliably be associated with the feldspathization of dynamically disturbed and partly mylonitized quartzites than with magmatic action.

The results of micrometric analyses of the microcline-bearing blastomylonitic paragneisses are given in Table 7 (p. 71 of the Polish text).

Microcline-bearing plagioclase paragneisses. This name is applied to rocks from the Krowiarki range, referred by various authors to the Śnieżnik gneisses. The largest unbroken concentration of paragneisses occurs in the

hills of Koleba and Różana which close the Konradów valley on the NW and stretch over nearly 8 sq. km. as far as Trzebieszowice.

Fine and coarse laminated varieties have been megascopically differentiated in this rock. The most common variety of the microcline-bearing plagioclase paragneisses is represented by a coarse-laminated rock. This has readily discernible thin layers of mica or of feldspar-quartz which sometimes flow round the spindle-shaped feldspar concentrations which are augen-like in cross-sections (Pl. III, 2, 3). The texture of the paragneisses here is distinctly unequigranular and porphyroblastic in character.

Quartz, microcline and plagioclase are the main rock-building constituents in paragneisses, with a constant 20—30 volume per cent. Plagioclases are mostly represented by pure albite which tends to form euhedral tabular grains, while microcline differs in development. It forms large anhedral blasts or, as an intergranular film, it is either squeezed into continuous concentrations of quartz or encircles the grains of plagioclase. The two microcline varieties wind round plagioclases as well as quartz and replace them. Relicts of these minerals are still present in the microcline grains. (Pl. IX, 2). Minute myrmekites often form a crown around the microcline blasts (Pl. IX, 1). The myrmekitized plagioclases continue to be displaced by microcline, since quartz rosettes which remained after the previously altered myrmekite are discernible within the microcline blast. The blastic microcline excepted, the remaining constituents of paragneisses such as quartz, plagioclases and micas all bear signs of strong deformations which had sometimes resulted in the partial mylonitization of the rocks. This is indicated by strong disintegration and interlocking of the quartz grains, the detectable cracking and faulting of the albite (Pl. X, 1) and the compression of micas into thin, discontinuous bands.

Microscopic examinations suggest that the microcline-bearing plagioclase paragneisses are a more leucocratic microcline-enriched variety of plagioclase paragneisses. The results of micrometric analyses of the microcline-bearing plagioclase paragneisses are given in Table 8 (p. 73 of the Polish text).

GROUP OF ROCKS DIFFERING FROM PARAGNEISSES

Within the Krowiarki range this group is represented by graphite quartzites and quartzites, also by amphibolites and marbles.

A more important outcrop of the typical *graphite quartzites* within the area under consideration occurs on Mt. Siniak near the village of Kały (Fig. 2, Fig. 4). The rocks there are dark grey, fine-grained, their mineral composition is mainly quartz and graphite. Micas occur occasionally as detached minute scales whose arrangement pattern stresses the usually regular lamination of the rocks.

Pure *quartzites* are likewise quite rare within the Krowiarki area, most of their occurrence sites marked on maps (Figs. 1—4) do not represent quartzites but microcline-bearing quartzite gneisses. Exposures of typical feldspar-free quartzites have been observed on the slopes of Mt. Pasiecznik in the vicinity of Sienna. The quartzites there are represented by light grey distinctly directional rocks that are nearly monomineral (quartz) under the microscope. The fine and equigranular quartz here is compressed into compact laminae separated by thin mica lamellae usually composed of muscovite.

Amphibolites are scattered throughout the Krowiarki range as concordant intercalations in the paragneisses, sharply delimited from the country rocks and retaining a considerable mineral homogeneity. Macroscopically distinguishable are massive, fine-grained amphibolites with a somewhat indistinct schistose texture also another variety of glimmering medium-grained, distinctly foliated amphibolites, occasionally displaying obviously crumpled and undulatory amphibole layers. Green hornblende is the chief rock-building constituent of the amphibolites (angle $z/\gamma = 18-20^\circ$, $\Delta = 0.020-0.024$). It occurs mostly as stumpy prisms, occasionally more elongated, while the better milled varieties take on a fibrous-rodlike structure. Plagioclases and minerals from the epidote group occur subordinately along with hornblende while quartz, calcite, sphene and mica minerals are trace constituents. Rather small, anhedral grains,

adjusted to the arrangement of the hornblende prisms are formed in the amphibolites by plagioclases. The An content in plagioclases varies strongly, being from 0 to 25 per cent. The plagioclase grains are generally interspersed with numerous inclusions of amphibole, quartz and epidote. The last named mineral concentrates mostly in blasts of albite. Zoisite and clinozoisite occur in amphibolites along with the true epidote, not only as inclusions in plagioclases but as isolated grains, too. Minerals from the epidote group increase in amount in samples collected from the proximity of marbles, but rocks of the type of erlanes or transition zones from marbles to amphibolites have never been found in the Krowiarki range.

Results of the micrometric and chemical analyses of amphibolites are given in Table 9 (p. 77 of the Polish text).

Marbles. All the major hills and the NW part of the Krowiarki range are built of marbles. Several varieties of this rock have been distinguished in this area by J. Kuźniar (1960), i.e. dolomite marbles, dolomite-calcite marbles and calcite marbles. The dominant type among them are the dolomite-calcite marbles. The calcite/dolomite ratio and their mutual position in the above rocks were determined by the writer by microchemical analyses of selected thin sections with the use of AgNO_3 and K_2CrO_4 . The tests show that on the whole grains of calcite are larger than those of dolomite and that they accumulate as continuous layers, occasionally as nest-like concentrations or vein-like impregnations. This would reasonably suggest that calcite had formed and accumulated within the rock subsequently to the formation of dolomite.

The mineral composition of coloured samples collected mainly from the marginal parts of marble lenses is given in Table 10 (p. 79 of the Polish text).

INTERPRETATION OF MICROMETRIC AND CHEMICAL ANALYSES

In order to picture the interdependence and mutual passages of the here distinguished types of paragneisses the results of their micrometric analyses have been plotted on a number of collective diagrams.

Fig. 7 (p. 81 of the Polish text) shows the *feldspar-mica-quartz* concentration triangle. The projection points reveal that most of the rocks occur in a broad band that expands along the quartz-mica side and contracts

at the feldspar corner. This band contains the complete suite of paragneiss rocks from varieties poor in feldspars to those whose composition resembles syenite. This gradual increase in the amount of feldspar in rocks is initially connected with the decrease in micas, later on — in more leucocratic rocks — it also causes a decrease in the amount of quartz. In microcline-bearing quartzite-gneisses feldspathization took place chiefly at the expense

of quartz. The next concentration triangle (Fig. 8, p. 81 of the Polish text) with *quartz-plagioclase-microcline* corners clearly shows that paragneisses, first and foremost enriched in plagioclase, represent the bulk of rocks. The appearance of microcline takes place in rocks that have reached a fairly high plagioclase-content percent. Microcline-bearing quartzite-gneisses deviate from that sequence common in the Krowiarki range. Only this type of rocks becomes enriched in microcline with the omission of the plagioclase phase. As is shown by the above mentioned diagram the succession of rocks occurs along the quartz-microcline side of the triangle.

The above mentioned trends in the evolution of paragneiss rocks are equally well illustrated by the next diagram in Fig. 9 (p. 83 of the Polish text). *Quartz, plagioclase, microcline* and *mica*, situated at the corners of the concentration quadrangle, are the four chief rock-building components there. The diagram represents three rectangular projections of that quadrangle, each of them being plotted in the direction of one of the three mutually perpendicular double axes of symmetry. In all the three projections the projection points are concentrated in unbroken areas showing the overlapping of the related kinds of rocks. Most of the points representing the mica schists, the plagioclase paragneisses and the albite paragneisses form together the main zone ascending to the plagioclase peak. Separate areas are occupied by syenitoid paragneisses and the microcline-bearing quartzite-gneisses. The former variety is concentrated along the plagioclase-microcline line because of a pronounced predominance of the two feldspar constituents over the quartz and the micas, while the latter occurs along the quartz-microcline line owing to the scarcity of the plagioclase and the micas.

The diagram in Fig. 10 (p. 84 of the Polish text) is an additional illustration of the distinct decrease in the rocks of the mica content along with the increase in the plagioclase content. No such dependence is observable in the case of quartz (Fig. 11). Quartz is more resistant and its content figure is kept more or less within the range of 30—50 per cent. This figure is reduced only in extremely leucocratic rocks where it is compensated by the predominance of plagioclase.

The description of the chemical characteristics of paragneiss rocks within the Krowiarki range is based on 17 complete chemical analyses (Table 11, p. 85 of the Polish text) whose results have been converted into ion per cents after P. Eskola's (1954) method (Table 12,

p. 86) and into the parameters of Köhler-Raaz (1951), (Table 13, p. 87). It was thought necessary to find out the relationship between the classification of the rocks based upon the micrometric analyses and the chemical compositions of the rock types distinguished.

The ion percentage diagrams (Figs. 12—13, p. 88 of the Polish text) show that the analysed rocks form an unbroken series side by side with an increase in the per cent silicon content, corresponding to the microscopically determined rock varieties. The greater part of rocks consists of gneisses rich in light constituents in which the amounts of iron, magnesium, aluminium and water decrease along with an increase in the sodium and potassium content.

The parameters of Köhler-Raaz, when transferred on diagrams (Figs. 14—15, p. 89 of the Polish text) were useful in picturing the mineral relations in the analysed rocks. The mutual relations within the feldspar group are shown in the *anorthite-albite-orthoclase* diagram (Fig. 16, p. 90). The distribution of the projection points shows that a markedly low normative anorthite content is a feature in common to all the analysed rocks. A stronger variability of feldspars occurs along the albite-orthoclase side. The distribution of the rock types along this side more or less coincides with the micrometric data.

The writer's interpretation of the chemical analyses results and their graphic illustrations show that, in agreement with microscopic observations, the schist-paragneiss series is differentiated into a number of various rock types. These, however, occur in continuous bands dependent on the feldspar-type dominating in the rock, or on the decrease in the content of the dark components, of silica or of water.

METAMORPHIC EVOLUTION OF CRYSTALLINE SCHISTS IN THE KROWIARKI RANGE

A diagrammatic sketch shown in Fig. 17, p. 89 of the Polish text, plotted as a right-angle triangle with the *quartz-feldspar-biotite* corners, sums up the hypothetical metasomatic evolution of paragneiss rocks affected by feldspathization. The fields into which it is divided correspond in composition to the most important varieties such as *quartzites, mica schists, plagioclase paragneisses, porphyroblastic paragneisses, microcline-bearing plagioclase paragneisses, albite paragneisses, syenitoid paragneisses*, and *microcline-bearing quartzite-gneisses*.

The plagioclase paragneisses, most abundant throughout the Krowiarki range, derive from mica schists owing to oligoclase feldspathization. It is, however, possible that though one part of the plagioclase may have been present in the original clastic deposits yet its metamorphic alterations have brought it so close to the plagioclase formed by feldspathization that it is hardly possible to discern any differences between the two generations. The *porphyroblastic paragneisses* were probably formed in result of the development of large albite blasts in quartz-poor mica schists.

In the course of progressive feldspathization the *plagioclase paragneisses* grade into *microcline-bearing plagioclase-paragneisses* and *albite paragneisses*. In the albite paragneisses the formation of albite leads to the displacement of the older oligoclase and to the development of new blasts surrounded by quartz. The microcline-bearing plagioclase-paragneisses are enriched both in albite and microcline. Albite produces fairly frequent nearly euhedral plates while the microcline blasts are completely anhedral. By displacing the older generation of plagioclases and absorbing with the other constituents of the rockmass they may, occasionally, be as large as the augen megablasts.

Syenitoid paragneisses, bearing considerable amounts of albite and microcline but whose quartz content is reduced to less than ten per cent represent the final developmental stage of rocks rich in feldspar constituents. Attempts to trace gradual transitions of any other of the here considered paragneiss types into the syenitoid paragneisses have not proved successful. Nevertheless, albite paragneisses, whose final transition resulted in the above mentioned „metamorphic syenitoids”, seem to be the original material here. The three here considered varieties of paragneisses, viz. microcline-bearing plagioclase paragneisses, albite paragneisses and syenitoid paragneisses, derive from plagioclase paragneisses which in turn, at least partly, derive from mica schists.

Another rock type, viz. the *microcline-bearing quartzite-gneisses*, has been differentiated under the microscope. In the writer's opinion they are directly connected with quartzites, since in many of the observed, nearly monomineral quartzites, the development of microcline is initially manifested by the filling in and enlarging of the intergranular spaces. In the next stages of development this results in medium grained rocks and even in porphyroblastic microcline. The total microcline content in this type of rocks may be as high as 50 per cent, which fully justifies their assignment to the paragneisses.

The here described metasomatic feldspathization is a regional process within the Krowiarki range but its distribution and intensity vary strongly, as has been shown in the above described types of paragneisses. One of the essential factors here, in addition to the composition of the original clastic sedimentary series, is the degree of the tectonic disturbance of rocks which may have contributed to the mobilization and migration of sodium and potassium bearing solutions.

Microscopic studies have allowed for the correlation of certain interdependence in time between the successive phases of deformation and blastesis. They are diagrammatically shown in Table 14.

The original deposits probably consisted of material as follows in character: silty-clayey-greywacke, silty-sandy, iron-dolomitic-marly and pyroclastic, calcareous and dolomitic, also silty with organic detritus. As a result of regional metamorphism, probably associated with folding, these rocks graded into mica schists and paragneisses, quartzites, amphibolites, marbles and schists, also graphite quartzites. Oligoclase is one of the chief rockbuilding elements in plagioclase paragneisses so common throughout the Krowiarki range. A part of it probably comes from the original detrital deposits, while another part owes its origin to the earliest traceable phase of metasomatism (parakinematic and postkinematic feldspathization of oligoclase) which overlapped with metamorphic recrystallization.

Microscopic observations have been a useful source of examples illustrating the development of oligoclase within the rockmass at the expense of other minerals. Oligoclase forms anhedral grains which gradually displace sets of mica but retain a number of directionally arranged inclusions. The original arrangement pattern of the displaced micas is very distinctly indicated by the fine graphite pigment (Pl. VII, 1, 2). The plagioclase grains are sometimes curved as usually as the sets of muscovite or biotite that surround the blast. Moreover, the newly formed oligoclase produces diablastic intergrowths with quartz encasing its smaller grains as poikilitic inclusions.

Albite feldspathization is the next stage. It led to the direct formation of porphyroblastic paragneisses from mica schists, also of albite paragneisses from parts of plagioclase paragneisses. In the first case albite blasts developed at the expense of micas. This is convincingly indicated by: 1) sagenite inclusions (Pl. IV, 1, 2), so common in this type of rock (relicts after completely replaced titanium — rich biotite), by 2) inclusions of graphite and 3) minute flakes of muscovite (Pl. V, 2;

Table 14

Primary sediments	Clayey-silty greywackes	Siltstones	Iron-dolomitic marls and basic pyroclastics	Limestones and Dolomites	Siltstones rich in organic detritus
Folding and regional metamorphism	Mica schists and paragneisses	Quartzites	Amphibolites	Marbles	Graphite bearing schists and quartzites
Para- and postkinematic oligoclase feldspathization	Plagioclase paragneisses				
Albitic feldspathization	Porphyroblastic paragneisses Albite paragneisses		Albite amphibolites		
Deformation and local mylonitization					
Microcline feldspathization	Syenitoid paragneisses Plagioclase-microcline paragneisse	Microcline-bearing quartzite-gneisses			
Rigid fractures and fissure filling with quartz, adularia, chlorite, calcite					

Pl. VIII, 2). In the case of albitic paragneisses albitic displaced the previously formed oligoclase and quartz (Pl. VIII, 1). A similar process of the growth of albitic at the expense of an older, more basic, plagioclase has been observed in some amphibolites. They were given the name of albitic amphibolites.

The next stage of feldspathization, namely microclinal feldspathization, was preceded by deformations sometimes resulting in local my-

lonitization. These deformations probably made the way for the circulation of solutions. The newly formed microcline developed mainly at the expense of plagioclases and quartz. This led to the formation of syenitoid paragneisses from parts of albitic paragneisses, of microcline-bearing plagioclase paragneisses, and of microcline-bearing quartzite gneisses from quartzites.

Microcline feldspathization is the final event

in the cycle of high metamorphism of rocks in the Krowiarki range. The stages that have been mentioned here did not, however, involve all the rocks of the complex under consideration, since a part of mica schists, a part of quartzites and of amphibolites have persisted without yielding to feldspathization. Marbles and graphite-bearing rocks being particularly resistant to the process of metasomatism their mineral composition remained wholly unaltered throughout the period of metamorphism.

The following views concerning metamorphic petrology have gained considerable ground during the last decade. The abundance of feldspars in gneisses of sedimentary origin gradually leading to analogies in their bulk chemical composition with the composition of various granitoids of magmatic origin does not require an interpretation that claims a hypothetical afflux of feldspar-building material from the deep substratum, viz. the acceptance of the metasomatic feldspathization of the original sedimentary series. Series of fine-clastic deposits, particularly those of the geosynclinal type approach, indeed, in their bulk chemical composition the composition of granitoids and they contain an adequate amount of feldspar-building material, partly represented by detrital feldspars. In Poland such views are propagated by K. Łydka (1963). His conclusions are based on a statistical comparison of numerous chemical analyses of geo-

synclinal deposits and gneisses from various parts of the globe.

J. Ansilewski (1966) agrees with the above opinions in his description of the various gneiss types from the Bialskie Mts., which is an area that borders on the SE with the Krowiarki area. No evidence could be secured by him for the metasomatic afflux of feldspars into gneisses during their metamorphic evolution. Hence, he refers their strong quantitative ratio variability of plagioclase, microcline, quartz and mica exclusively to the differentiation of detrital material in the original deposits.

The writer's microscopic observations and her interpretation of the quantitative analyses from the Krowiarki area suggest quite different conclusions. 1) The microscopically discernible phenomena of the substitution, partly also of the removal from the rocks, of mica and quartz, connected with the afflux of feldspars, also 2) the replacement of the older plagioclase by the younger albite or microcline, 3) the nature of the evolution of rock composition. Hence, differences in the present composition of paragneisses apparently, in a great measure, depend on the type and degree of variability of secondary metasomatic feldspathization which brought new supplies of feldspar-building material from the deeper strata of the folded mountain chain.

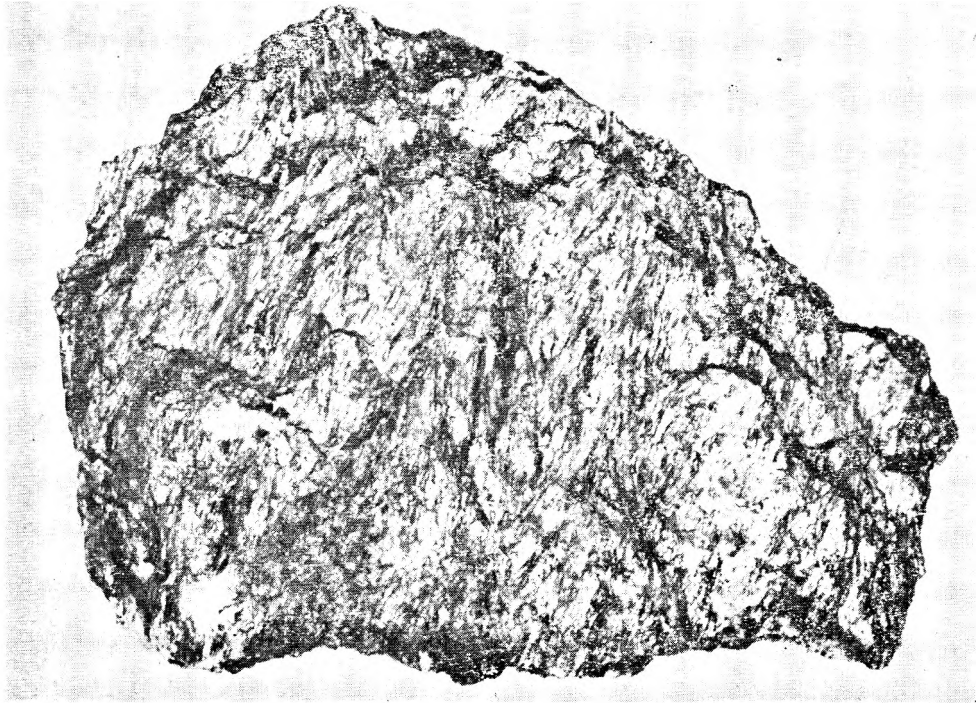
Variations in the initial composition of the rock here considered are suggested but they cannot be the main cause of the petrographic differentiation of the Krowiarki paragneisses.

Institute of Geology
of the Polish Academy of Sciences
Petrographic Laboratory
Warsaw, November 1965

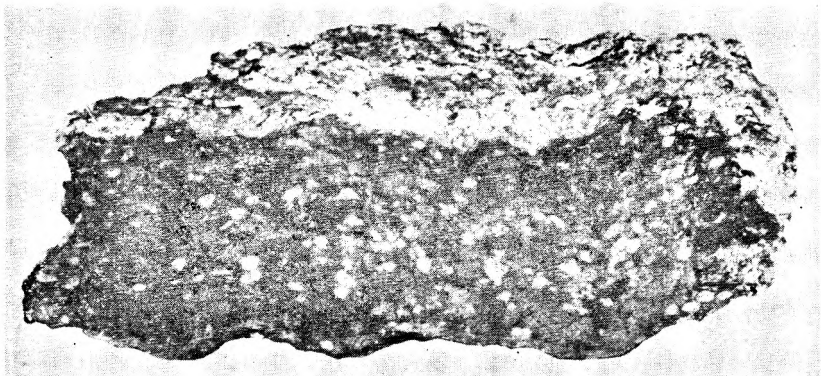
PLANSZA I

PLATE I

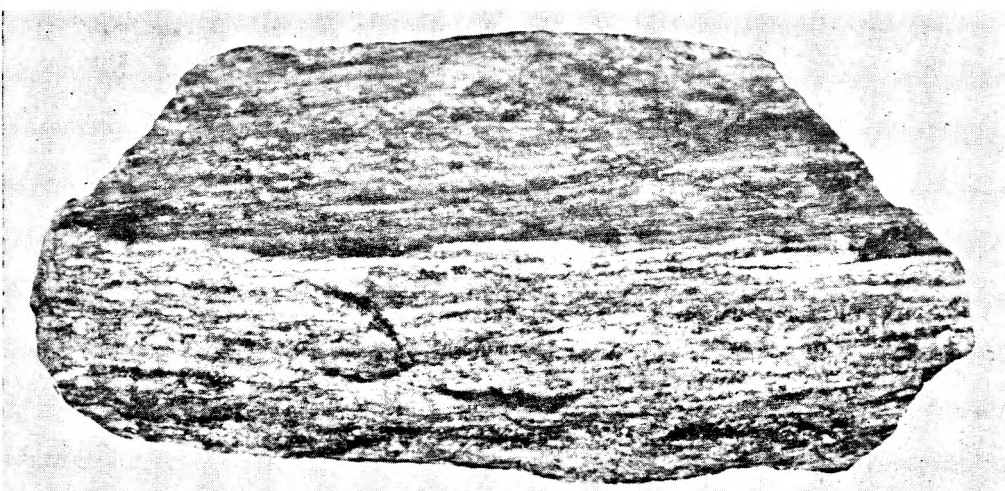
- Fot. 1. Liściasty łupek łyszczkowy — odsłonięcie 11, okolice Konradowa. Wielkość naturalna
Leafy mica schists — outcrop 11, vicinity of Konradów. Natural size
- Fot. 2. Paragnejs porfiroblastyczny z widocznymi na powierzchni oszlifowanej większymi ziarnami plagioklazu. Odsłonięcie 22, okolice Konradowa. Wielkość naturalna
Porphyroblastic paragneiss with larger plagioclase grains on the polished surface — outcrop 22, vicinity of Konradów. Natural size
- Fot. 3. Cienko laminowany paragnejs plagioklazowo-mikroklinowy ze smużkami grafitu — odsłonięcie 138, okolice Trzebieszowic. Wielkość naturalna
Finely laminated microcline-bearing plagioclase-paragneiss showing graphite streaks — outcrop 138, vicinity of Trzebieszowice. Natural size



Fot. 1



Fot. 2



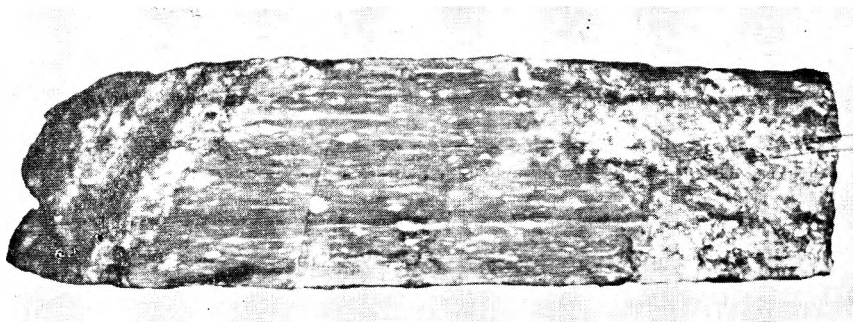
Fot. 3

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

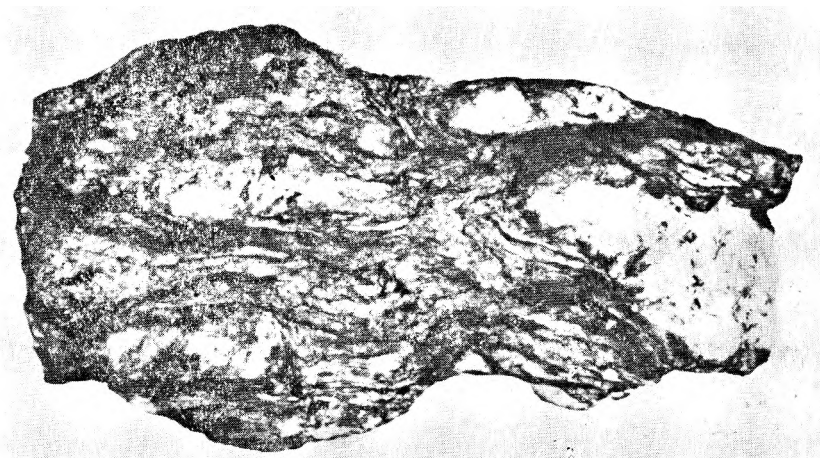
PLANSZA II

PLATE II

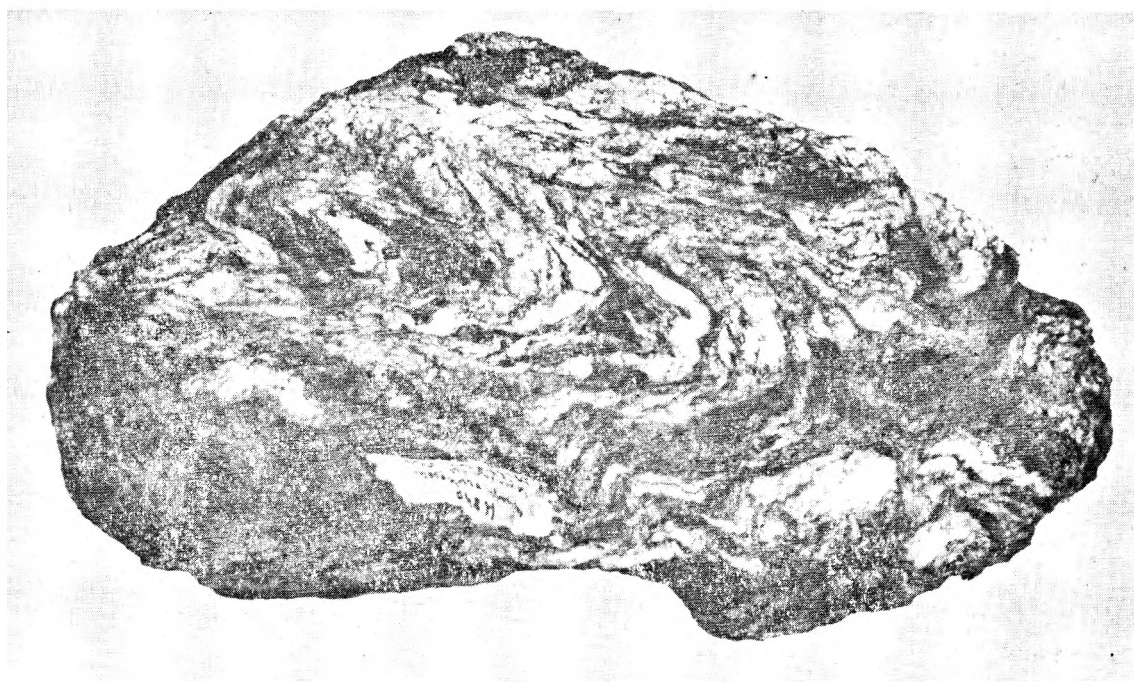
- Fot. 1. Kwarcytognejs mikrokinowy z widocznymi na powierzchni oszlifowanej skupieniami mikrokinu — odsłonięcie 263, okolice Kątów Bystrzyckich. Wielkość naturalna
Microcline-bearing quartzite-gneiss with microcline concentrations on the polished surface — outcrop 263, vicinity of Kąty Bystrzyckie. Natural size
- Fot. 2. Oczkowy paragnejs plagioklazowo-mikrokinowy — odsłonięcie 35, wzgórze Koleba, okolice Konradowa. Wielkość naturalna
Augen, microcline-bearing plagioclase-paragneiss — outcrop 35, Koleba hill, vicinity of Konradów. Natural size
- Fot. 3. Sfałdowany, grubo laminowany paragnejs plagioklazowo-mikrokinowy — odsłonięcie 18, okolice Konradowa. Wielkość naturalna
Folded, coarsely laminated, microcline-bearing plagioclase-paragneiss — outcrop 18, vicinity of Konradów. Natural size



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

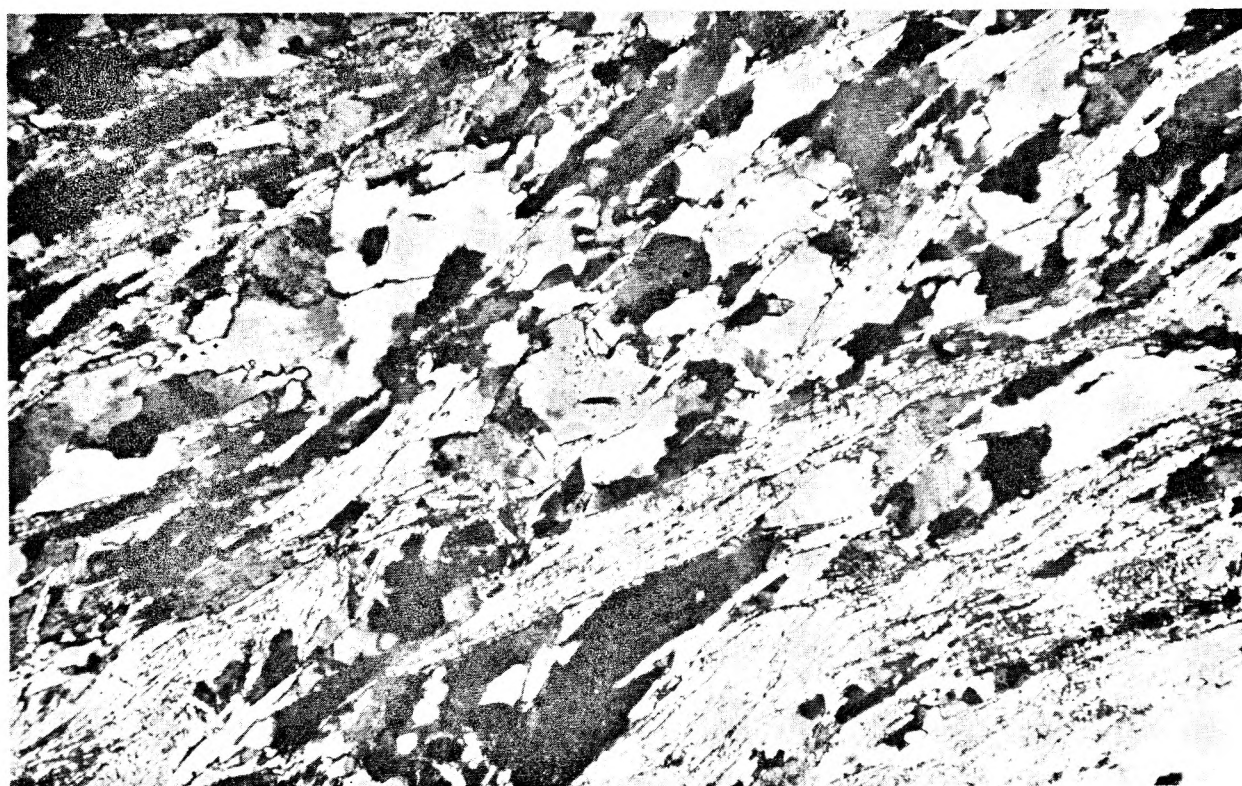
PLANSZA III

PLATE III

- Fot. 1. Łupek łyszczykowy — odsłonięcie 286, okolice Konradowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 75$
Mica schist — outcrop 286, vicinity of Konradów. Crossed nicols, magn. $\times 75$
- Fot. 2. Pofałdowania lamin łyszczykowych w łupku łyszczykowym — odsłonięcie 162, południowe zbocza wzgórza Skaleczna, okolice Romanowej. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 60$
Folding of micaceous laminae in mica schist — outcrop 162, south slope of Skaleczna hill, vicinity of Romanowa. Crossed nicols, magn. $\times 60$



Fot. 1



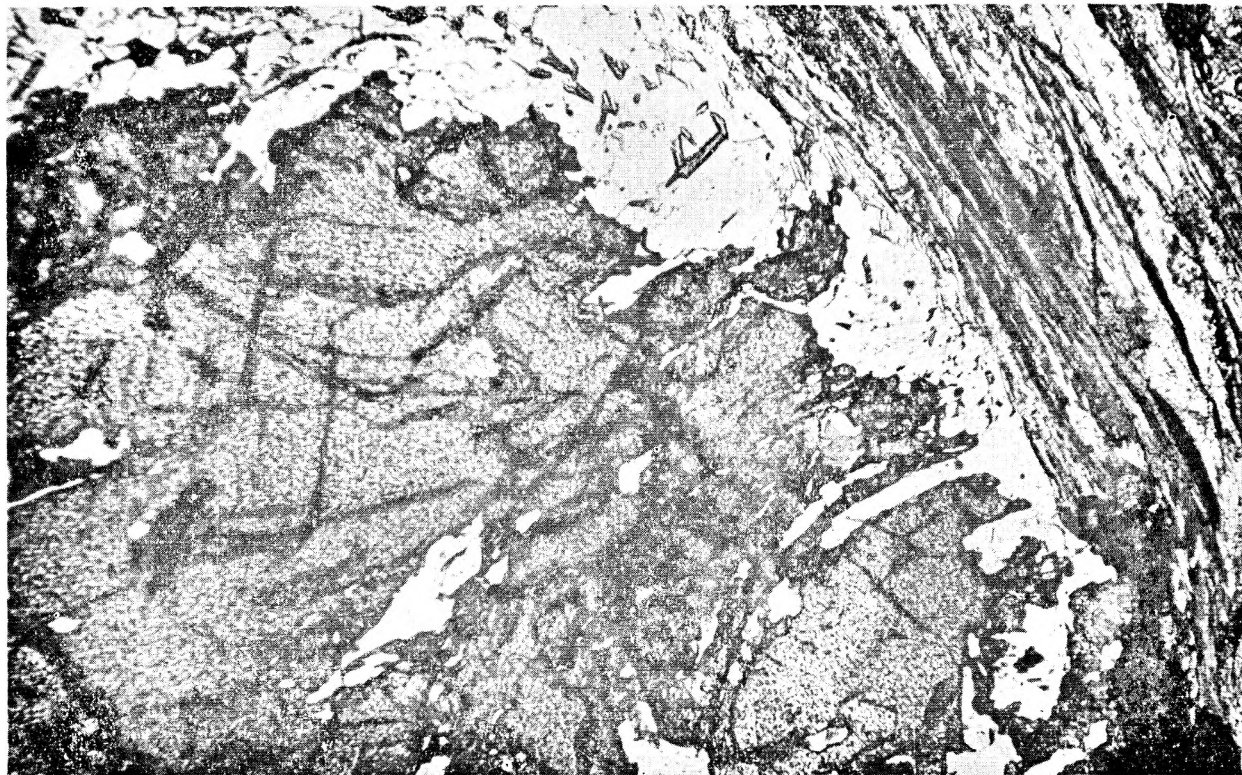
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiareki range of the Kłodzko
Mts.

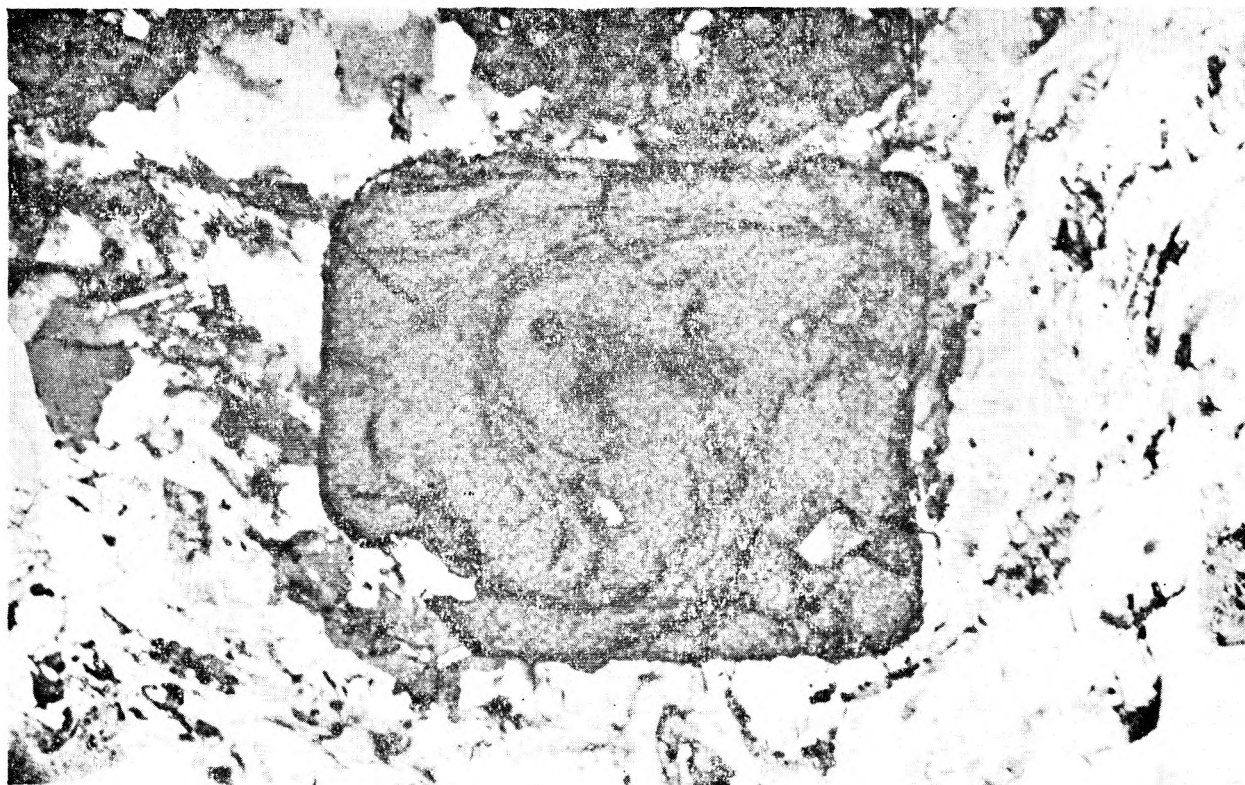
PLANSZA IV

PLATE IV

- Fot. 1. Wirowy układ wrostków w granacie łupku łyszczkowego — odsłonięcie 14, okolice Konradowa. Nikole 70° , pow. $\times 120$
Vortical arrangement of inclusions in a garnet of mica schist — outcrop 14, vicinity of Konradów. Nicols 70° , magn. $\times 120$
- Fot. 2. Zatokowe wnikanie kwarcu w porfiroblast granatu łupku łyszczkowego — odsłonięcie 162, południowe zbocza wzgórza Skaleczna, okolice Romanowej. Bez analizatora, pow. $\times 60$
Sinusoid penetration of quartz into the porphyroblast of mica-schist garnet — outcrop 162, south slope of Skaleczna hill, vicinity of Romanowa. One nicol, magn. $\times 60$



Fot. 1



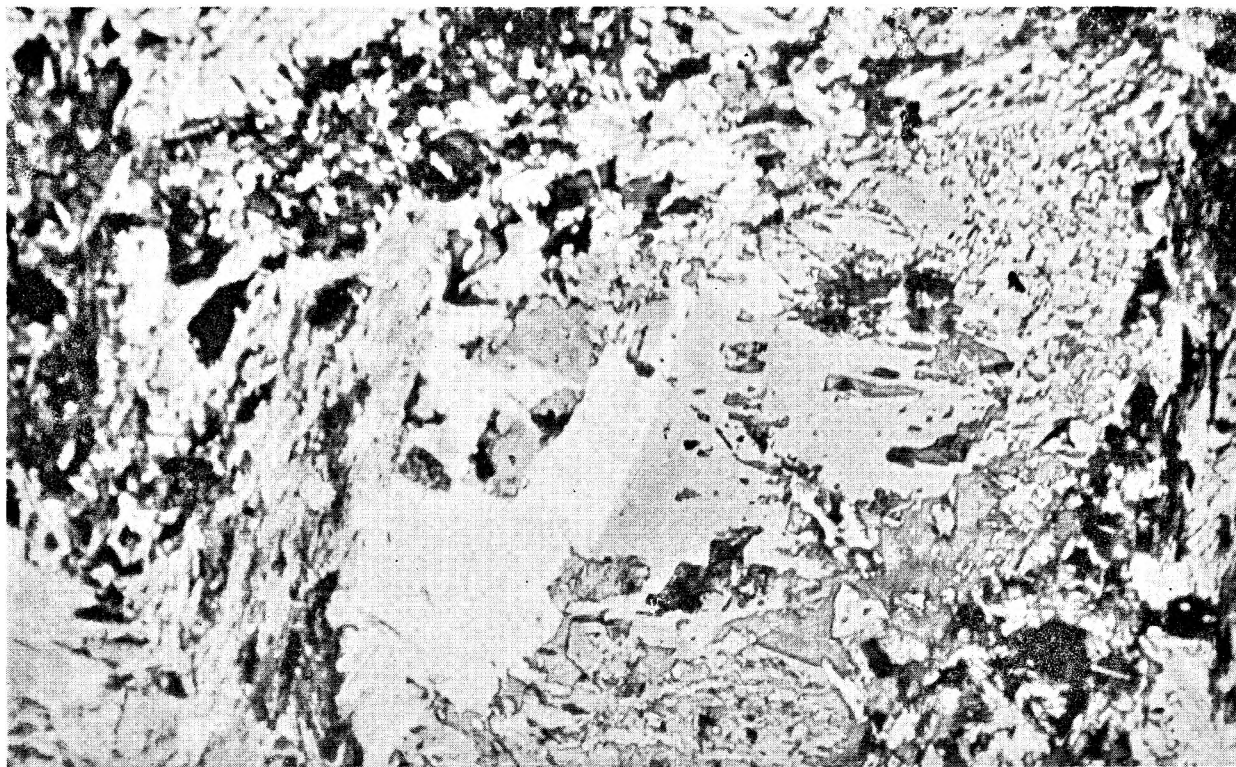
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Klodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Klodzko
Mts.

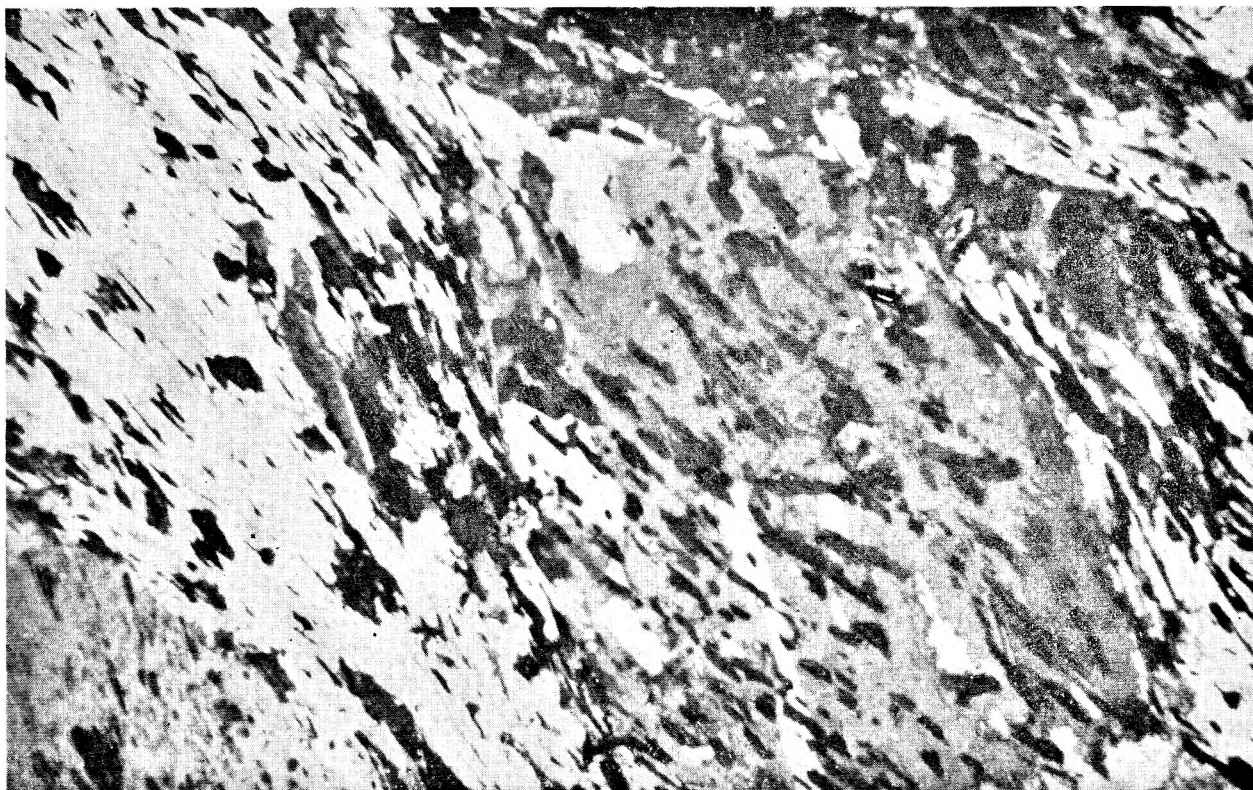
PLANSZA V

PLATE V

- Fot. 1. Wypieranie albitu przez mikroclin w paragnejsie porfiroblastycznym — odsłonięcie 25, okolice Konradowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 60$
Displacement of albite by microcline in porphyroblastic paragneiss — outcrop 25, vicinity of Konradów. Crossed nicols, magn. $\times 60$
- Fot. 2. Helicytowe wrostki minerałów nieprzezroczystych (tlenki żelaza i grafit) w albitie paragnejsu porfiroblastycznego — odsłonięcie 409, południowe zbocza Chłopskiej Góry, okolice Rogóżki. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$
Helicitic inclusions of opaque minerals (iron oxides and graphite) in the albite of a porphyroblastic paragneiss — outcrop 409, south slope of Chłopska Góra, vicinity of Rogóżka. Crossed nicols, magn. $\times 50$



Fot. 1



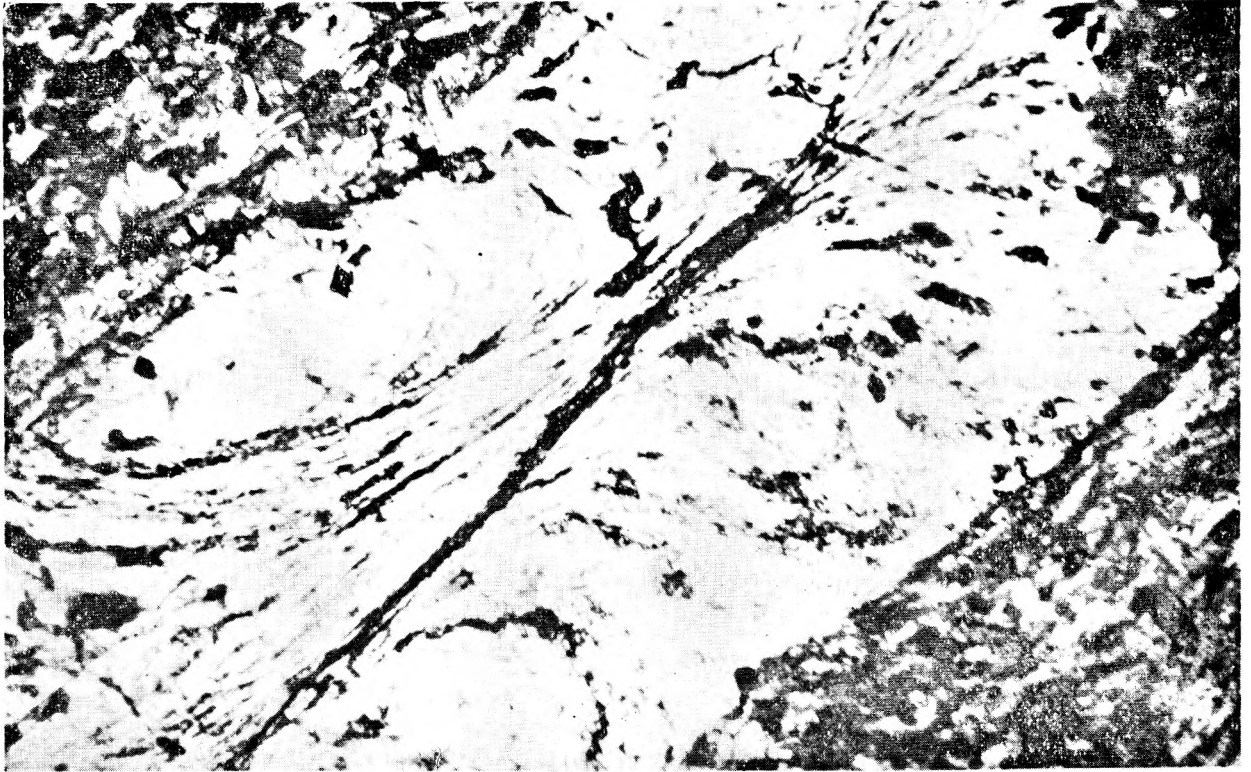
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Cristalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

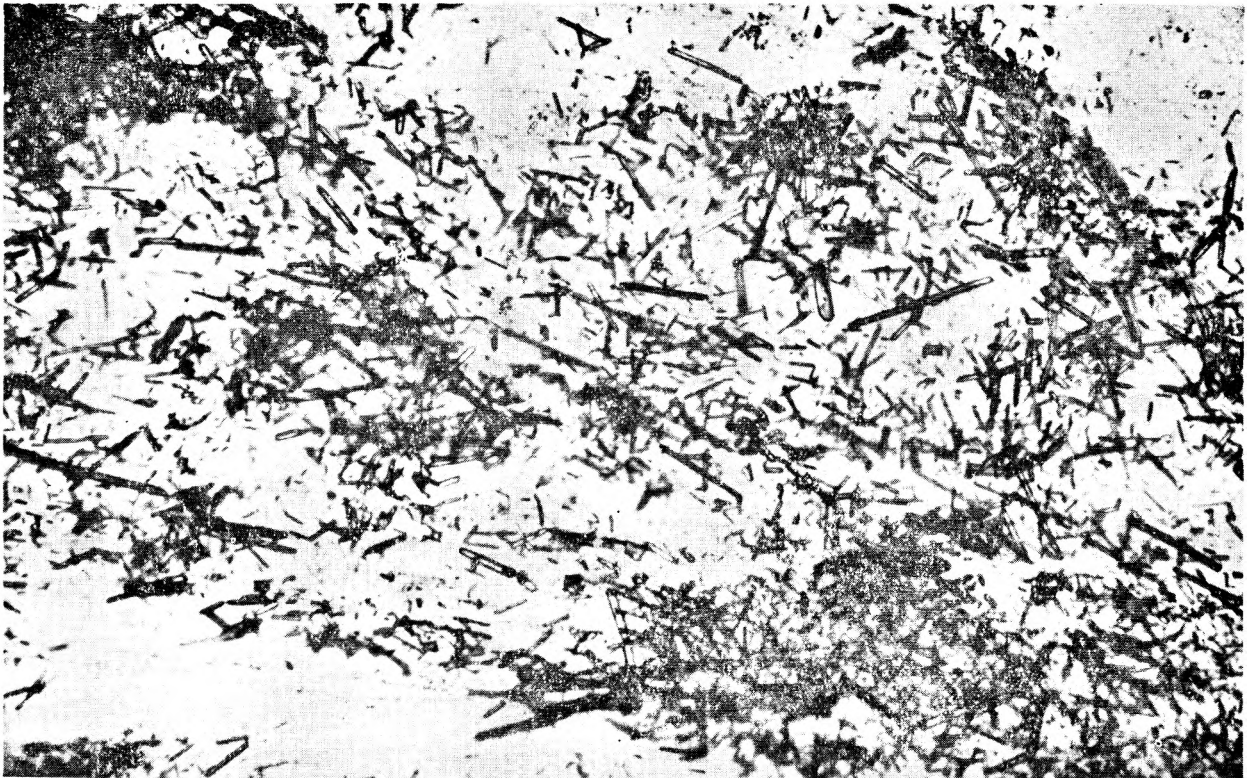
PLANSZA VI

PLATE VI

- Fot. 1. Kierunkowy układ wrostków w albicie paragnejsu porfiroblastycznego — odsłonięcie 435, okolice Rogóżki. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$
Directional arrangement of inclusions in the albite of a porphyroblastic paragneiss — outcrop 435, vicinity of Rogóżka. Crossed nicols, magn. $\times 50$
- Fot. 2. Igielkowane wykształcenie wrostków rutylu (sagenit) w albicie z poprzedniej fotografii w 7-krotnym powiększeniu — odsłonięcie 435, okolice Rogóżki. Nikole skrzyżowane
Needle-like development of rutile (sagenite) inclusions in the albite from the above photograph under sevenfold magnification — outcrop 435, vicinity of Rogóżka. Crossed nicols



Fot. 1



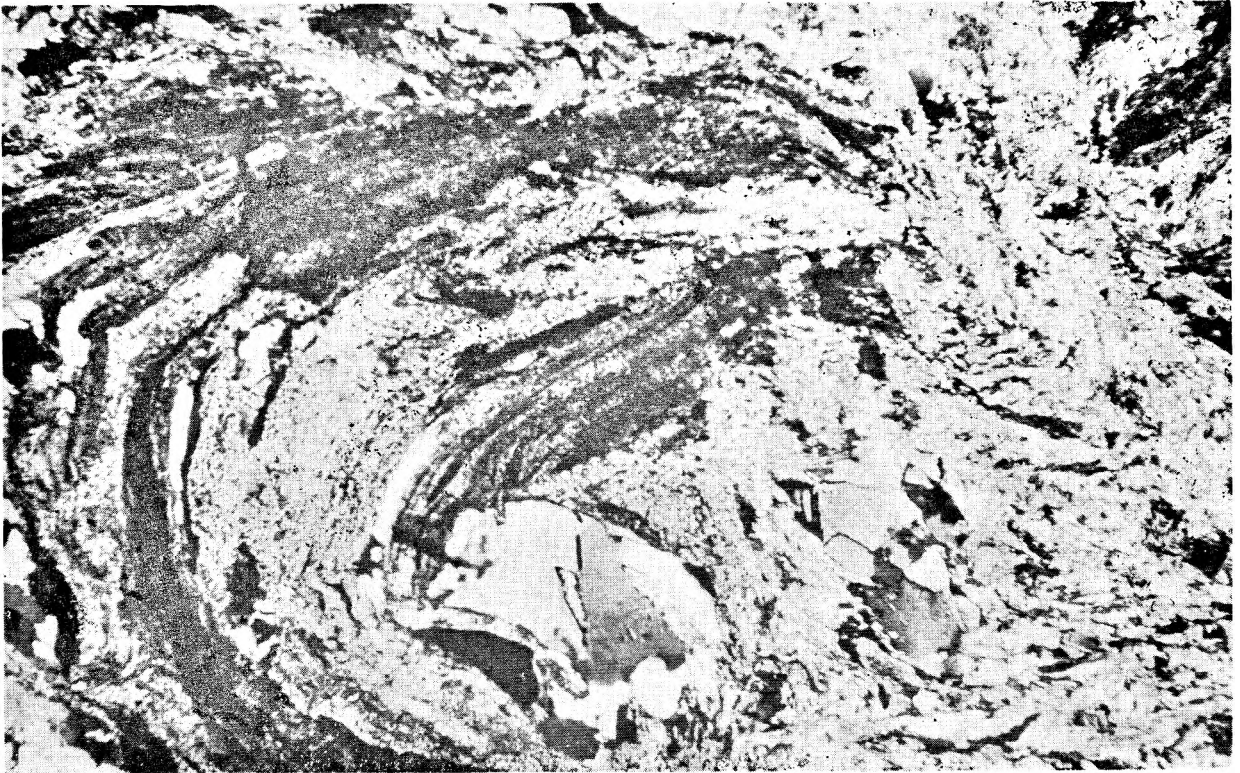
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

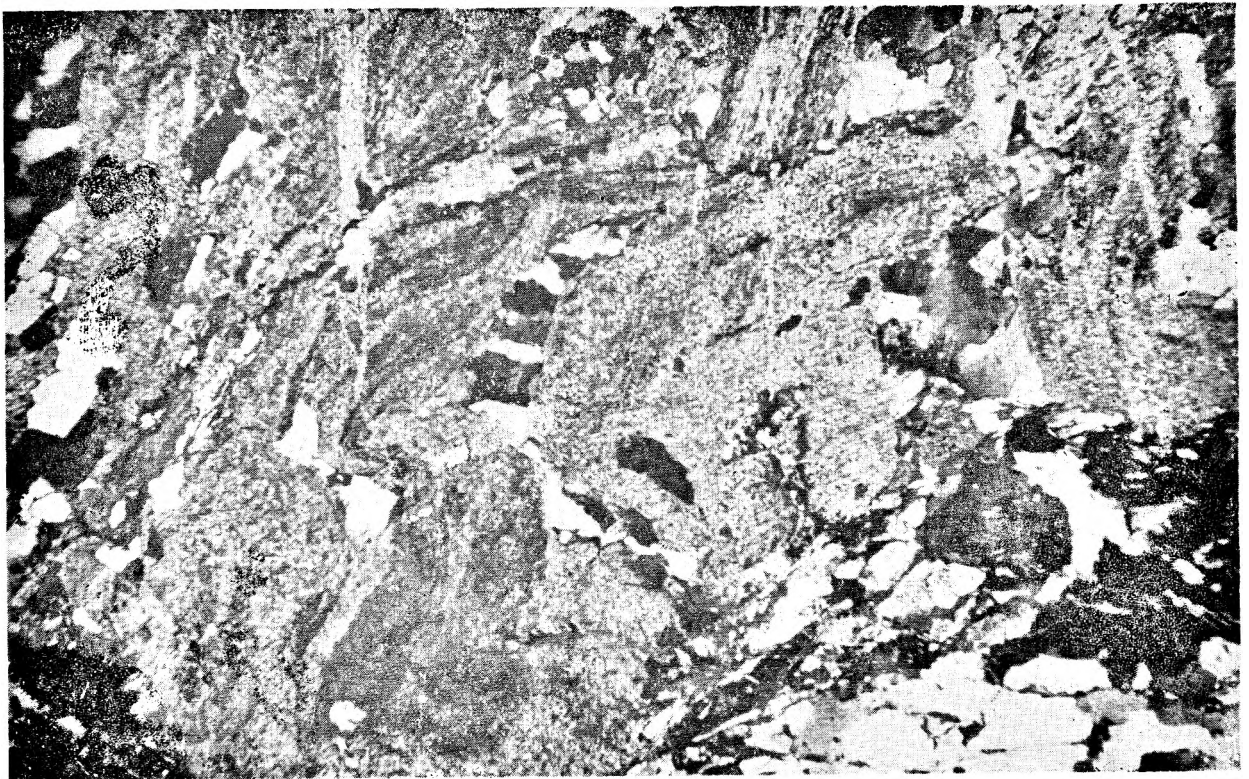
PLANSZA VII

PLATE VII

- Fot. 1. Wygięty blast oligoklazu z kierunkowo wyciągniętymi smugami grafitu --
odsłonięcie 187, okolice Marcinkowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$
Curved blast of oligoclase with directionally arranged streaks of graphite
— outcrop 187, vicinity of Marcinków. Crossed nicols, magn. $\times 50$
- Fot. 2. Wygięte ziarno oligoklazu z kierunkowo wyciągniętymi smugami grafitu.
To samo odsłonięcie. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$
Curved grains of oligoclase with directionally arranged streaks of graphite —
outcrop 187, vicinity of Marcinków. Crossed nicols, magn. $\times 50$



Fot. 1



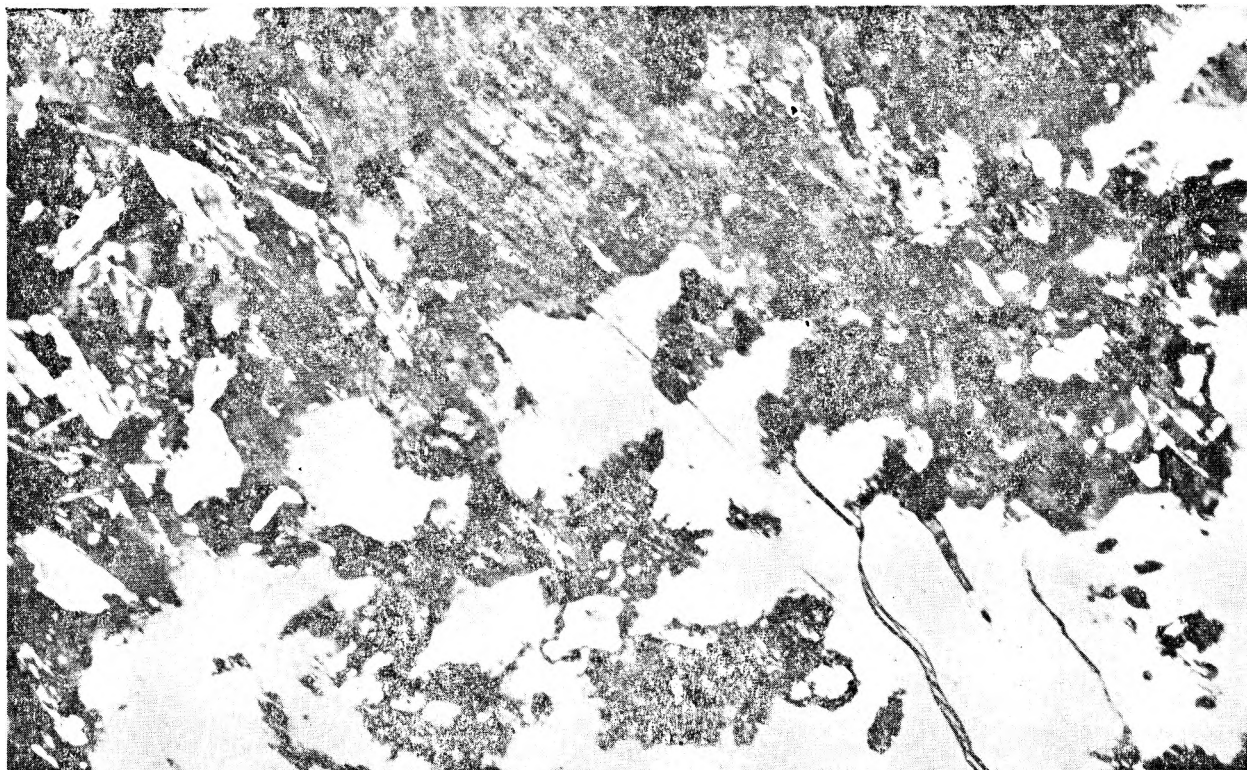
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Cristalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

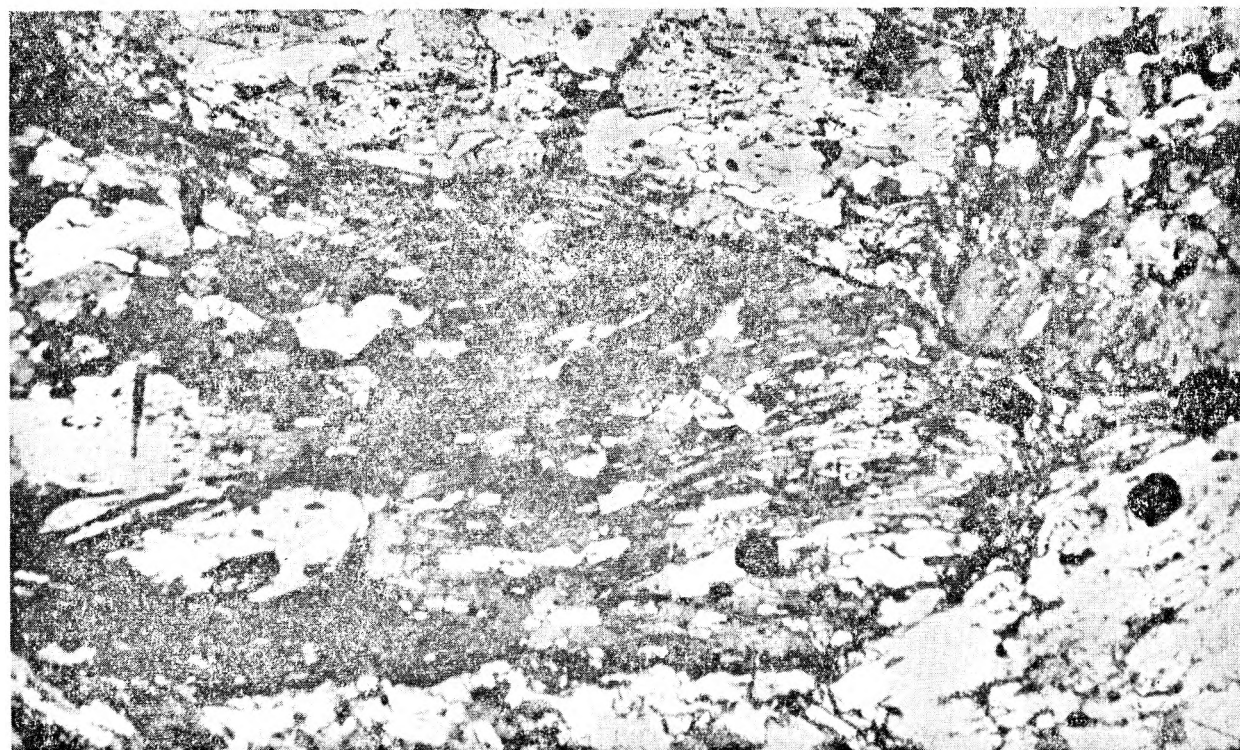
PLANSZA VIII

PLATE VIII

- Fot. 1. Zatokowe wnikanie albitu w zserycytizowany oligoklaz paragnejsu plagioklazowego — odsłonięcie 505, okolice Siennej. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 120$
Sinusoid penetration of albite into the sericitized oligoclase of the plagioclase paragneiss — outcrop 505, vicinity of Sienna. Crossed nicols, magn. $\times 120$
- Fot. 2. Poikiloblasty albitu w paragnejsie porfiroblastycznym z zachowanym ukierunkowaniem wrostków — odsłonięcie 185, okolice Marcinkowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 50$
Poikiloblasts of albite in a porphyroblastic paragneiss showing well preserved directional arrangement of the inclusions — outcrop 185, vicinity of Marcinków. Crossed nicols, magn. $\times 50$



Fot. 1



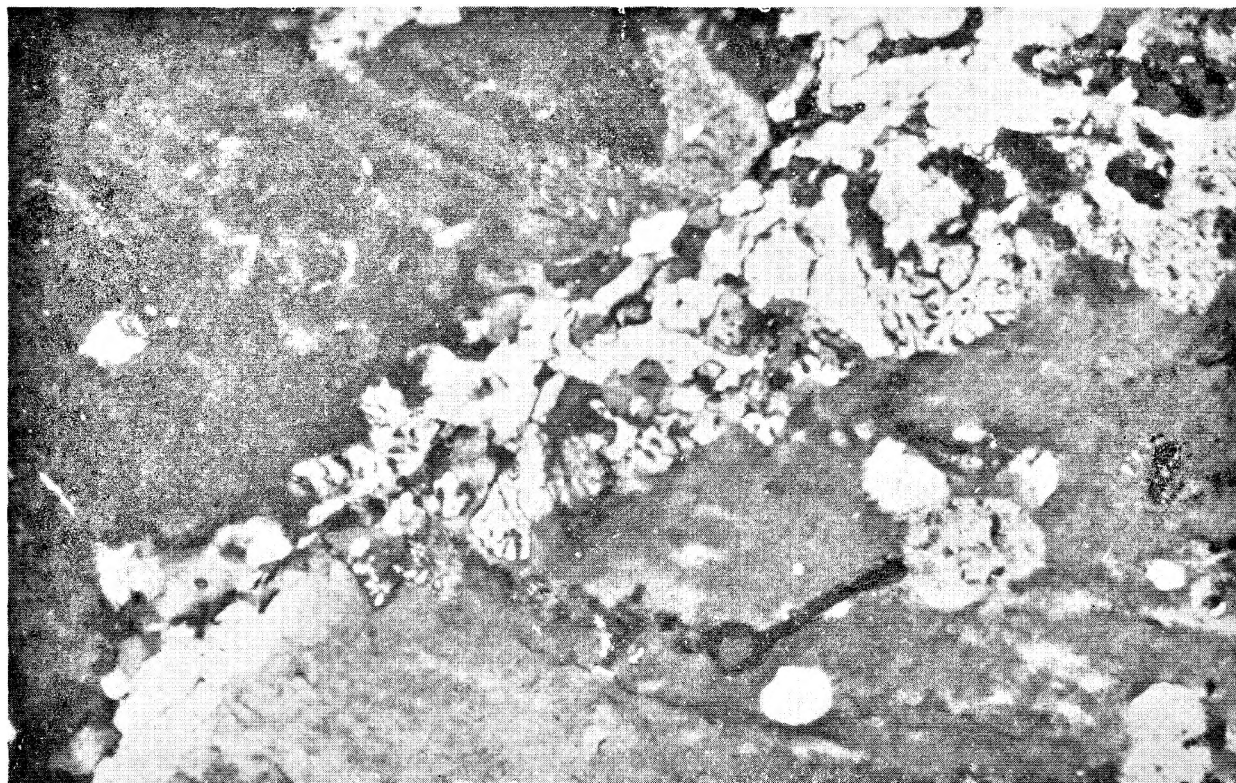
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Cristalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

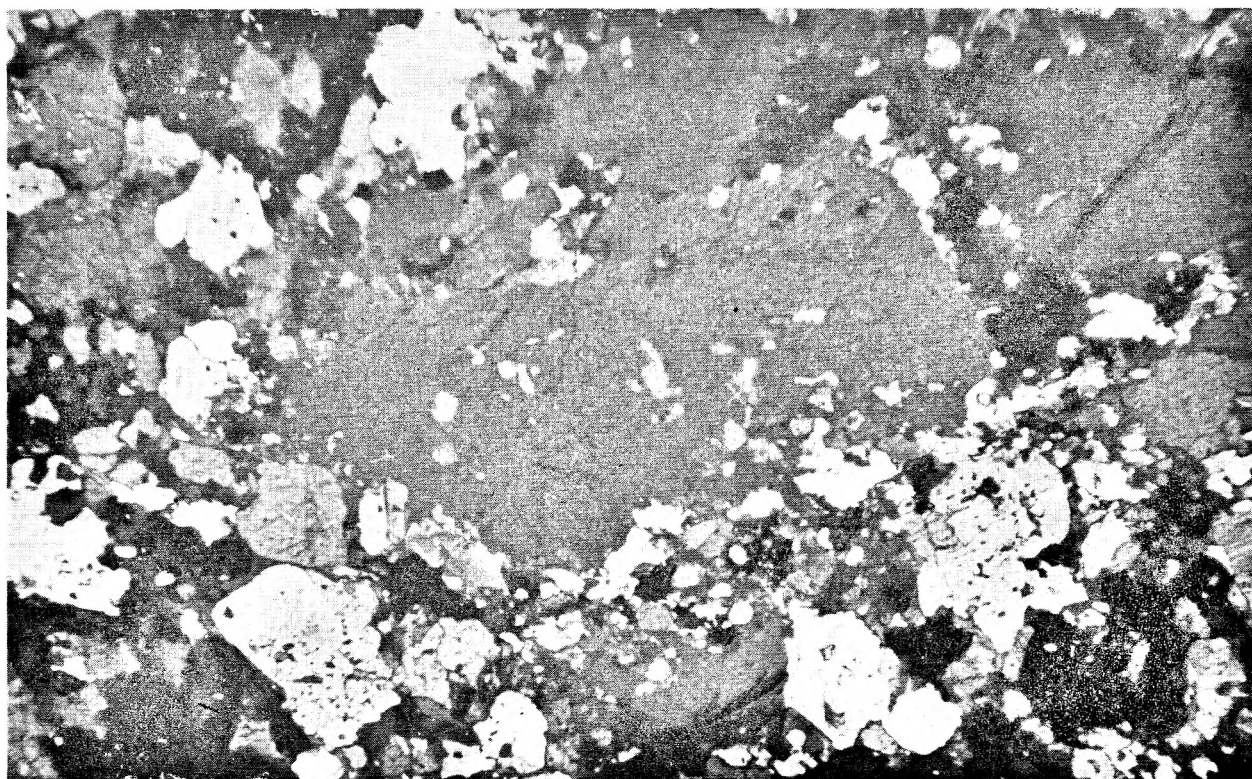
PLANSZA IX

PLATE IX

- Fot. 1. Skupienie ziarn myrmekitu wzdłuż brzegów blastów mikroklonowych w paragnejsie plagioklazowo-mikroklonowym — odsłonięcie 35, wzgórze Koleba, okolice Konradowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 120$
Concentration of myrmekite grains along the edges of microcline blasts in a microcline-bearing plagioclase paragneiss — outcrop 35, Koleba hill, vicinity of Konradów. Crossed nicols, magn. $\times 120$
- Fot. 2. Porfiroblast mikroklonu z drobnymi wrostkami tła skalnego w paragnejsie plagioklazowo-mikroklonowym — odsłonięcie 165, okolice Konradowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 60$
Porphyroblast of microcline showing minute inclusions of the rockmatrix in a microcline-bearing plagioclase paragneiss — outcrop 165, vicinity of Konradów. Crossed nicols, magn. $\times 60$



Fot. 1



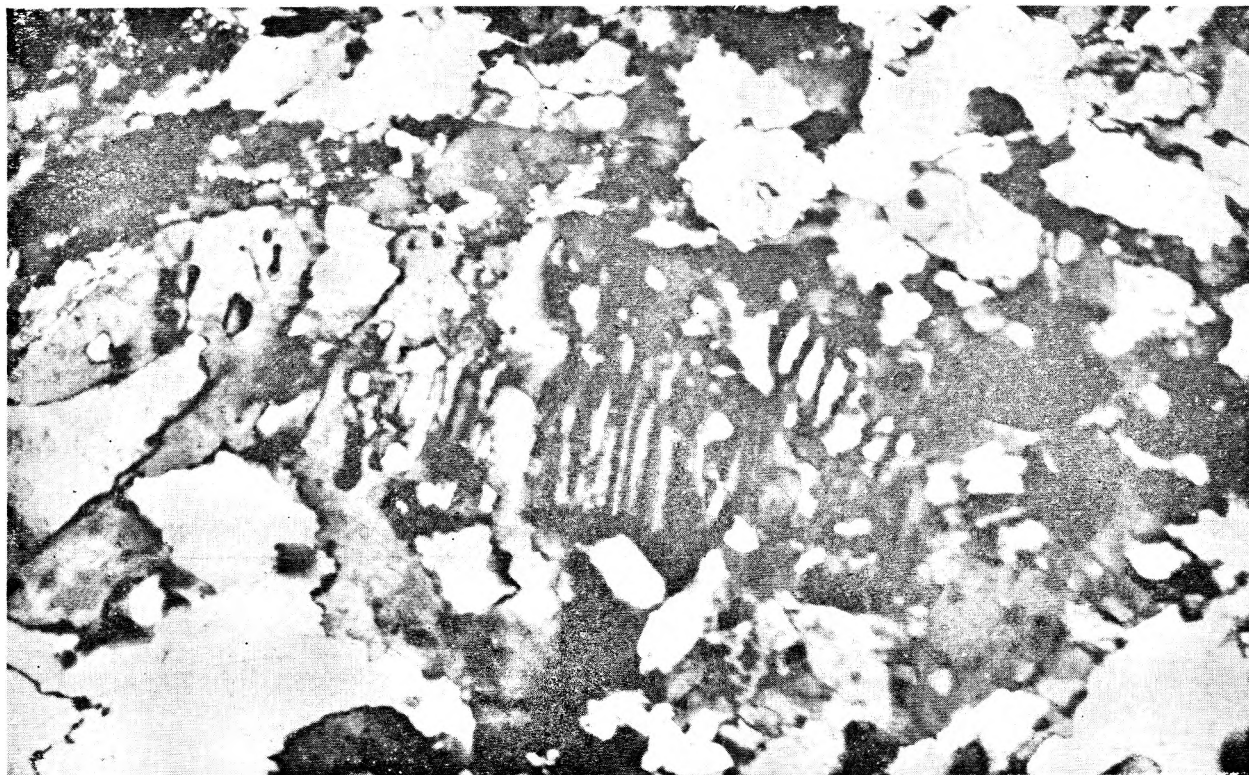
Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.

PLANSZA X

PLATE X

- Fot. 1. Tabliczkowate blasty albitu w paragnejsie plagioklazowo-mikroklinowym — odsłonięcie 137, okolice Trzebieszowic. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 60$
Tabular blasts of albite in a microcline-bearing plagioclase paragneiss — outcrop 137, vicinity of Trzebieszowice. Crossed nicols, magn. $\times 60$
- Fot. 2. Przerost kwarcu i mikroklinu w paragnejsie plagioklazowo-mikroklinowym — odsłonięcie 274, wzgórze Koleba, okolice Konradowa. Nikole skrzyżowane, pow. $\times 130$
Intergrowths of quartz and microcline in a microcline-bearing plagioclase paragneiss — outcrop 274, Koleba hill, vicinity of Konradów. Crossed nicols, magn. $\times 130$



Fot. 1



Fot. 2

Teresa BUTKIEWICZ — Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w Górach Kłodzkich
Crystalline schists in the Krowiarki range of the Kłodzko
Mts.



Fig. 2

Uproszczony szkic geologiczny pasma Krowiarek zestawiony według wycinkowych map J. Dona (1958), J. Gierwielañca, J. Kuźniara (1960) i L. Watychy (1949)
 1 — łupki łyszczykowe i paragnejsy, 2 — marmury, 3 — gnejsy śnieżnickie, 4 — gnejsy gieraltowskie, 5 — amfibolity, 6 — kwarcyty, 7 — utwory górnokredowe, 8 — miejsca pobrania próbek
 Osobny schemat przedstawia zasięgi map: I — J. Kuźniara, II — J. Dona, III — L. Watycha, IV — J. Gierwielañca
 Simplified geologic sketch map of the Krowiarki range compiled according to the regional maps of J. Don (1958), J. Gierwielañec, J. Kuźniar (1960), and L. Watycha (1949)
 1 — mica schists and paragneisses, 2 — marbles, 3 — Śnieżnik gneisses, 4 — Gieraltów gneisses, 5 — amphibolites, 6 — quartzites, 7 — Upper Cretaceous deposits, 8 — Numbers at sampling site
 A separate diagram shows the boundaries of the detailed maps by I — J. Kuźniar, II — J. Don, III — L. Watycha, IV — J. Gierwielañec