

Wacław RYKA

## Metamorficzne skały kaledońskiego podłoża w okolicy Zawiercia

### WSTĘP

Zbadane skały zmetamorfizowane pochodzą z wierceń wykonanych przez Zakład Ziół Rud Metali Nieżelaznych Instytutu Geologicznego w Warszawie. Stwierdzono je w rdzeniach pochodzących z otworów wiertniczych zlokalizowanych w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w okolicy Zawiercia. Skały zmetamorfizowane występują w wąskiej, prawie równoleżnikowej strefie od Chrzastowic (9 km na wschód od Zawiercia) i ciągną się do okolicy Mrzygłodu (4 km na zachód od Zawiercia), a jak wykazały ostatnio wykonane wiercenia przez Oddział Górnośląski Instytutu Geologicznego, kontynuują się one jeszcze dalej na zachód w okolicy Lublińca.

Poglądy na budowę geologiczną podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego są kotrowsyjne — pomimo bogatego materiału dokumentacyjnego. Z opracowania F. Ekierta (1971) wynika, że wspomniane podłoże zbudowane jest ze skał prekambryjskich, kambryjskich, ordowickich, sylurskich, dewońskich oraz karbońskich i odznacza się budową zrębową. Skały zmetamorfizowane nie są jednak przywiązane do określonych elementów strukturalnych ani też stratygraficznych. Reprezentują one zmetamorfizowane utwory prekambryjskie, kambryjskie, ordowickie i sylurskie, przemieszane ze skałami nie zmetamorfizowanymi podobnego wieku. Strome ułożenie warstw i powszechne ślady kataklazy wskazują zatem, że główna faza ruchów fałdowych wyprzedziła metamorfozę, w wyniku której przeobrażone zostały głębsze partie górotworu kaledońskiego, natomiast okrywa przetrwała w stanie nie zmienionym. W końcowej fazie fałdowań zmetamorfizowany już górotwór został wydzwignięty i połamał się na bloki. Wynurzenie górotworu zachodziło za pośrednictwem licznych ślizgów tektonicznych, zwłaszcza na kontaktach różnych ośrodków fizycznych, którymi były litologicznie odmienne warstwy, pakiety lub nawet laminy. Ruchy różnicowe przemieszały skały, a ścięcie erozyjne odsłoniło utwory

zmetamorfizowane, które wraz ze skałami osłony zostały następnie przykryte osadami dewonu.

Najpełniejszy materiał do badań skał zmetamorfizowanych pochodzi z otworu Myszków P-1, w którym skały te stwierdzono na głębokości 162,4 m i nie przebito ich do głębokości 1003,4 m. Po odliczeniu miąższości występujących w tym interwale głębokościowym skał magmowych uzyskano 591 m rdzenia, reprezentowanego przez fility i łupki metamorficzne zapadające pod kątem  $45\div 55^\circ$ . W wierceniu Krzywopłaty P-8 strop skał sylurskich wyznaczony został przez F. Ekierta (1971) na głębokości 713,6 m, jednak badania mikroskopowe ujawniły, że skały zmetamorfizowane pojawiają się dopiero na głębokości 885,2 m i nie zostały przewiercone do 1000 m, czyli do zakończenia zgłębiania otworu. Miąższość pozorna skał zmetamorfizowanych sięga w tym otworze 34 m. Uzupełniające materiały w postaci pojedynczych próbek zaczerpnięto także z otworów wiertniczych Kotowice K-1, Mrzygłód M-2 i M-3 oraz TN-261. Skały zmetamorfizowane stwierdzono również w wierceniach Oddziału Górnośląskiego IG, o których informacje zawdzięczam drowi J. Ryszce. Wiercenia te usytuowane zostały już poza opisywaną strefą Zawiercia, lecz dla przeprowadzonych rozważań istotne jest stwierdzenie istnienia podobieństwa w wykształceniu litologicznym i zbieżności stopnia zmetamorfizowania skał obszaru Zawiercia z utworami stwierdzonymi w wierceniach: Lubliniec IG 1, Hutki 1, Wola Libertowska 1 i Smoleń IG 1.

Badania rdzeni wiertniczych nie ujawniły uporządkowania odmian skał metamorficznych w profilach oraz nie wykazały związku z tnącymi je dajkami metaporfirów i metadiabazów. Różne odmiany filitów, łupków metamorficznych i felsów przekładają się w sposób przypadkowy. Przyczyna braku uporządkowania tkwi w ruchach różnicowych, które przemieszały pakiety i laminy, oraz w selektywnym charakterze metamorfozy, uwarunkowanej większą podatnością na przeobrażenia skał ilastych niż piaszczystych.

Skały metamorficzne w okolicy Zawiercia znane są już prawie od dziesięciu lat, lecz jak dotychczas wyniki ich badań nie zostały opublikowane (W. Ryka, 1967, 1968). Informacje zawarte w streszczeniach referatów (K. Łydka, 1971; W. Ryka, 1971) oraz krótka wzmianka w pracy F. Ekierta (1971) wskazują, że geneza tych skał nie była interpretowana jednoznacznie, co było niewątpliwie przyczyną powściągliwości ujawniania poglądów. Nowe wiercenia (J. Ryszka, 1971) dostarczyły dowodów, które już jednoznacznie wskazują na regionalny charakter przemian metamorficznych i tym samym możliwe jest obecnie przedstawienie wyników dawniej wykonanych badań.

#### CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁ ZMETAMORFIZOWANYCH

Charakterystykę petrograficzną skał zmetamorfizowanych oparto na opracowaniach archiwalnych (W. Ryka, 1967, 1968), wprowadzając nowsze nazewnictwo proponowane przez H. G. F. Winklera (1967) dla skał facji zieleńcowej. Stosowane w opracowaniu bogate nazewnictwo mineralogiczne nie wynika z potrzeb klasyfikacyjnych, lecz próby facjalnego uporządkowania odmian skalnych. Wyniki licznych analiz plani-

metrycznych, przekraczając liczbę 120, naniesiono na projekcję trójkątną, obrazującą stosunek materiału ilastego do piaszczystego i węglanowego w celu wykazania zróżnicowania skał macierzystych (fig. 1).

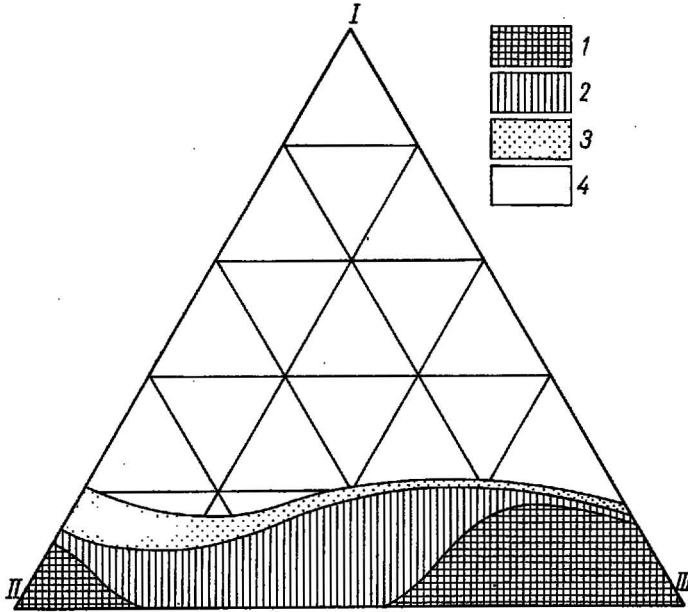


Fig. 1. Projekcja trójkąta składu materiału macierzystego skał zmetamorfizowanych ilasto-piaszczysto-węglanowego na podstawie 120 analiz planimetrycznych  
Triangular projection of the composition of source material for metamorphic, clay-arenaceous-carbonate rocks, made on the basis of 120 planimetric analyses

pola częstotliwości: 1 — powyżej 15%; 2 — 10–15%; 3 — 5–10%; 4 — poniżej 5%; I — materiał węglanowy; II — materiał ilasty; III — materiał piaszczysty  
Frequency fields: 1 — more than 15%; 2 — 10–15%; 3 — 5–10%; 4 — less than 5%; I — carbonate material; II — clay material; III — arenaceous material

Z projekcji tej wynika stosunkowo mała ilość węglanów oraz ciągłość serii metamorficznej — od filitów kwarcowych do albitofelsów (skał albitowych), a jednocześnie słaba reprezentatywność grupy przejściowej. Wybrany schemat nazewnictwa mineralogicznego skał uniemożliwił wprowadzenie utartego w badaniach petrograficznych uszeregowania składników, bowiem spowodowałoby to dalszą rozbudowę nomenklatury i dlatego kolejność minerałów w typach oznacza ich następstwo warunkowane wzrostem stopnia metamorfozy, a nie udziału objętościowego.

Materiałem macierzystym skał zmetamorfizowanych były osady ilaste, mułowcowe, drobnopiaszczyste, zasilone niewielką ilością węglanów, rozszerzających wachlarz skał osadowych o margle i piaskowce o spoiwie węglanowym (W. Ryka, 1971). Podobnego składu w skałach pierwotnych dopatruje się F. Ekiert (1971), który dominujące znaczenie w budowie

opisywanego kompleksu przypisuje osadom piaszczysto-ilastym. Lokalnie w budowie osadowego kompleksu skalnego dominują tufy, tufity i bentonity. Udział metawulkanitów jest podrzędny.

Zgodnie z przyjętym nazewnictwem skał poszczególne ich odmiany przedstawiono w kolejności uwarunkowanej wzrostem stopnia przeobrażenia metamorficznego: fility serycytowo-chlorytowe, łupki chlorytowo-muskowitowo-albitowe, stilpnomelanowe i aktynolitowe oraz albitofelsy i epidozyty.

Bez względu na skład mineralny skał przeobrażonych występuje w nich zmienna ilość materiału detrytycznego: kwarcu, plagioklastu, skałenia potasowego, muskowitu, apatytu i cyrkonu. Są to minerały przeważnie bardzo słabo obtoczone i nie przeobrażone hipergenicznie. Maksymalnie osiągają one średnice do 2 mm, przeważnie są mniejsze. Pospolite są także okruchy skał wulkanicznych, szczególnie obfite w partiach skataklastowanych. Obtoczone okruchy skał i minerałów są także wynikiem późniejszej kataklazy.

Najsłabiej przeobrażoną metamorficznie skałą jest filit serycytowy, stanowiący równocześnie jedną z pospolitszych odmian mineralnych. Jest to skała popielatozielonawa, miękka w dotyku, jedwabista. Odznacza się nieregularną laminacją kwarcem, czasami bywa zmięta lub nawet zbrekcjonowana. Głównym składnikiem jest serycyt tworzący spільniony agregat blaszek wygaszających w uprzywilejowanym kierunku (tabl. I, fig. 5). Długość pojedynczych blaszek nie przekracza 0,02 mm. Lokalnie uległy one zrekrytalizowaniu w muskowit długości do 0,1 mm, niezorientowany w stosunku do serycytu. Zróżnicowanie macierzystego składu skały warunkuje zmienną zawartość kwarcu, skałenia potasowego i albitu, które przeważnie skupione są w cienkich laminach, zbudowanych z blastów średnicy 0,03—0,2 mm. Młodsze ruchy różnicowe doprowadziły do spekania i poprzemieszczania odłamków lamin oraz plastycznej deformacji serycytu.

Filitom serycytowym towarzyszą niekiedy drobne ilości chlorytu lub epidotu, które nie zmieniają w istotny sposób pozycji klasyfikacyjnej skały. W miarę pojawiania się większych ilości tych składników opisane skały przechodzą w fility serycytowo-chlorytowe (tabl. I, fig. 6; tabl. II, fig. 7) lub fility serycytowo-chlorytowo-epidotowe, które są najczęściej spotykanymi skałami metamorficznymi podłoża. Są to utwory popielatozielonawej barwy, masywne, zwykle zbrekcjonowane lub skataklastowane. W płytkach cienkich skały te ujawniają teksturę kierunkową, zaznaczoną w drobnej laminacji uwypuklonej ruchami różnicowymi, które miejscami doprowadziły do rozwałcowania lamin kwarcowo-skałeniowych i wyprasowania pierwotnie nieregularnych lamin lub skupień serycytu, chlorytu i epidotu. W tych partiach skały, gdzie chloryt przeważa nad serycytem, ten ostatni uległ silniejszym odkształceniom i tworzy soczewkowatego kształtu laminy lub prawie izometryczne oczka. Struktura filitu jest drobnoblastyczna, a w miejscach obfitujących w kwarc i ablit bywa także średnioblastyczna. Zawartość tych minerałów w skale i ich średnice wskazują na różnice w składzie macierzystym osadów, który stanowiły ilowce, mułowce i rzadziej piaszkowce mułowcowe. W końcowej fazie przeobrażenia fility zostały użyłone kwarcem, adulem i węglanami.

W filitach wyższego stopnia przeobrażeń metamorficznych pojawia się stopniowo coraz to większa ilość albitu, a serycyt ulega rekrystalizacji w muskowit. W filitach serycytowo-chlorytowo-albitowych, serycytowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowych, serycytowo-epidotowo-chlorytowo-albitowych, zwanych powszechnie łupkami zielonymi, i serycytowo-epidotowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowych zaznacza się wyraźnie laminacja spowodowana obecnością warstewek kwarcowo-albitowych, grubości do 3 mm, zbudowanych z drobnych, dobrze poprzerastanych blastów średnicy do 0,2 mm. Poprzekładane są one laminami, w których dominuje bladezielony chloryt o subnormalnych barwach interferencyjnych, stowarzyszony z drobnymi pakietami muskowitu i nielicznymi blaszkami serycytu. W filitach pospolite są pojedyncze ziarna cyrkonu, apatyty i granatu oraz młodsze żyły kwarcu, adularu i węglanów.

Sporadyczne są fility chlorytowo-albitowo-muskowitowe (tabl. II, fig. 8) i epidotowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowe pozbawione już zupełnie serycytu o analogicznej budowie do wyżej opisanych skał. Zanik serycytu, a następnie chlorytu, epidotu, a nawet muskowitu oraz pojawienie się na ich miejscu stilpnomelanu i aktynolitu przesuwają pozycję klasyfikacyjną skał do grupy łupków, wśród których wyróżniono odmiany łupków chlorytowo-albitowo-muskowitowo-stilpnomelanowych, chlorytowo-albitowo-stilpnomelanowych, epidotowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowo-aktynolitowych, chlorytowo-albitowo-muskowitowo-aktynolitowych i albitowo-muskowitowo-aktynolitowych.

Kolejnym ogniwem skał zmetamorfizowanych są łupki albitowo-stilpnomelanowe i albitowo-aktynolitowe. Łupki albitowo-stilpnomelanowe są czarnozielone, masywne, o nierównym muszlowym przełamie, matowe. W płytkach cienkich miejscami widoczna jest słabo rozwinięta laminacja spowodowana naprzemianległym ułożeniem stilpnomelanu, kwarcu (tabl. III, fig. 9) i albitu. Struktura skały jest niejednorodna, obok drobnoblastycznego agregatu kwarcu i stilpnomelanu widoczne są porfiropoikiloblasty albitu, usiane licznymi wrostkami minerałów otaczających (tabl. III, fig. 10). Średnica tego minerału sięga do 1 mm. Typowym składnikiem jest łyszczyk o ciemnooliwkowych barwach pleochroicznych, należący zapewne do stilpnomelanu, długości nie większej niż 0,3 mm i nieregularnym, kłaczkowatym wykształceniu. Nieregularne są także blasty albitu o postrzępionych i pozazębionych brzegach na kontaktach z minerałami otaczającymi. Łupki stilpnomelanowe ujawniają również ślady kataklazy i mylonitizacji uzewnętrznionej w rozwalcowaniu lamin kwarcu, wyrotowaniu blastów albitu i pogięciu blaszek stilpnomelanu.

Łupki albitowo-aktynolitowe są sporadyczne, lecz ich pozycja w schemacie facjalnym znamienna. Są to skały o ciemnopopielato-wisniowej barwie i tłustym połysku, pozbawione kierunkowości, w których nie uzbrojonym okiem dostrzega się spłśniony agregat igielkowatego minerału zielonej barwy. Brak tekstury kierunkowej potwierdziły także badania mikroskopowe, które ujawniły obecność agregatu kwarcowo-al-

bitowego o średnicy poszczególnych blastów do 2 mm. Albit wykazuje obecność zbliźniaczeń typu karlsbadzkiego i rzadziej Roc Tourné. Poprzeraściany jest on aktynolitem długości do 1,2 mm, o wykształceniu pręcikowym, rzadziej tworzącym igielkowate wiązki promieniste (tabl. IV, fig. 11). Aktynolit nie wykazuje zbliźniaczenia, pręciki zakończone są nieprawidłowo i regularnie splekane zgodnie ze ścianami słupa. Pleochroizm jest wyraźny, lecz błady:  $\alpha$  — prawie bezbarwny,  $\beta$  — seledynowy,  $\gamma$  — zielonawoniebieskawy, kąt  $z/\gamma = 18^\circ$ , a czasami jest nieco mniejszy. Badania rentgenograficzne tego minerału, wykonane przez dra M. Stępniewskiego, ujawniły obecność refleksów 8,42 Å i 3,14 Å charakterystycznych dla płaszczyzny (110) amfibolu szeregu tremolit-aktynolit. W celu wyjaśnienia składu chemicznego mgr A. Chabło wykonał rozbiór, którego wyniki ujawniły skład  $\text{Ca}_{2,07} \text{Mg}_{2,89} \text{Fe}_{2,04}^{2+} (\text{OH})_2 \text{Si}_8\text{O}_{22}$ , wskazujący na zawartość 58,6% Mg i 41,1%  $\text{Fe}^{2+}$ . Dane powyższe wskazują więc, że analizowany amfibol jest aktynolitem. Częste przerosty aktynolitu z albitem wskazują także na równoczesną blastezę obu tych minerałów.

Ekstremalnymi ogniwami opisywanego szeregu metamorficznego są felsy albitowe i albitowo-kwarcowe. Od opisywanych wcześniej skał różnią się one popielatoróżową barwą. Teksturę mają masywną, kataklastyczną. Nie uporządkowaną teksturę stwierdzono również w badaniach płytek cienkich, w których zaobserwowano poprzeraściany agregat albitu i kwarcu o drobnoblastycznym wykształceniu. Mineralem tym w podrzędnej ilości towarzyszą: chloryt, serycyt, węglany, apaty i cyrkon.

Zupełnie sporadyczne są epidozyty odznaczające się bladezieloną barwą i brakiem kierunkowości. Zbudowane są one prawie wyłącznie z drobnoblastycznego agregatu epidotu, o wymiarach blastów mniejszych od 0,2 mm. W niewielkiej ilości skałom tym towarzyszy kwarc, chloryt i serycyt, a sporadycznie pumpellyit i prenit (tabl. IV, fig. 12).

Wtórne przeobrażenia skał metamorficznych utrwaliły się głównie w kataklazie i mylonityzacji. Wdarcie się intruzji magmowych spowodowało natomiast zmiany w skałi lokalnej na odległość nie większą od 20 cm (W. Ryka, praca w druku). W zależności od stopnia zmian kontaktowych wyróżniono dwa rodzaje skał: 1 — słabo zalbityzowane łupki kwarcytowe (desmozyty), 2 — adinole. W wyniku pomagmowej działalności hydrotermalnej (O. Juskowiak, W. Ryka, 1964) w skałach metamorficznych krystalizowały żyły kwarcu, kwarcu z chlorytem, adularu, kalcytu i ankerytu oraz barytu.

#### INTERPRETACJA WYNIKÓW ANALIZ CHEMICZNYCH

Wyniki analiz chemicznych skał zmetamorfizowanych podano w tab. 1, które następnie przeliczono sposobem P. Niggliego i T. Bartha. Minały wyliczone według P. Niggliego, przeliczone na parametry QLM i nanesione na projekcję trójkątną (fig. 2), informują o przesyleniu krzemionką, bowiem wszystkie punkty projekcyjne analiz skupione są powyżej linii PF. Rozrzut punktów projekcyjnych jest niewielki i główny zbiór parametrów mieści się w przedziałach 55÷70% Q, 28÷35% L oraz 2÷14% M. Od zbioru tego różnią się tylko parametry łupków epidotowych, albitofelsy i łupki aktynolitowe.

Pełniejsze informacje uzyskano z przeliczeń metodą T. Bartha, któ-

rych wyniki ilustruje tab. 2. Wynika z niej bogaty zestaw skał macierzystych, różniących się bardzo znacznie zawartością wszystkich głównych składników: Si  $65,3 \div 34,7\%$ ; Al  $18,3 \div 2,7\%$ ; Fe<sup>3+</sup>  $6,3 \div 1,0\%$ ; Fe<sup>2+</sup>  $7,1 \div 0,2\%$ ; Mg  $11,0 \div 0,7\%$ ; Ca  $17,9 \div 0,7\%$ ; Na  $10,3 \div 0,3\%$ ; K  $5,7 \div 0,1\%$ ; C  $11,0 \div 0,0\%$ , przy czym suma komórki standardowej jest zawsze mniejsza od 100. Z braku możliwości prześledzenia kierunku zmiany składu

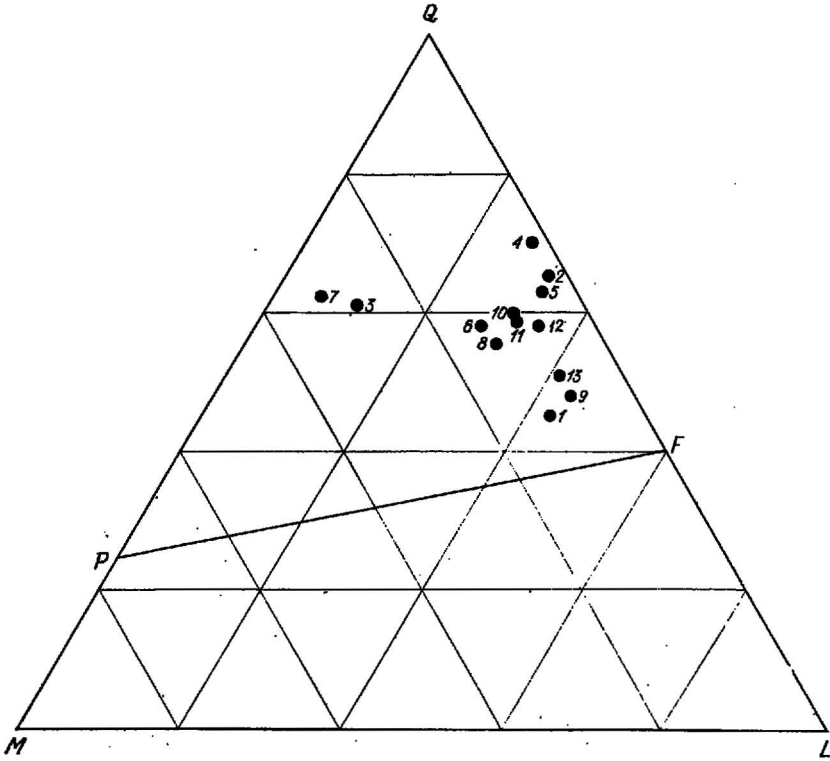


Fig. 2. Projekcja QLM sporządzona sposobem przeliczeń P. Niggliego

QLM projection made according to P. Niggli's calculations

punkty projekcyjne oznaczają położenie zmetamorfizowanych skał na podstawie przeliczeń wyników analiz chemicznych; numerami oznaczono wyniki analiz według kolejności podanej w tabeli 1

projection points mean the position of metamorphic rocks presented on the basis of the calculations of the results of chemical analyses; numbers determine the results of analyses according to the sequence given in Table 1

chemicznego skał zmetamorfizowanych, wynikającej z izochemicznego lub prawie izochemicznego typu przemian, rozważenia niniejsze miały na celu ujawnienie istnienia ewentualnych tendencji tego kierunku. W tym celu jony Fe, Mg i Ca rozpatrywano w stosunku do współczynnika E. S. Larsena. Wykazano, że wartość Mg jest mniej więcej stała i nie jest uwarunkowana wzrostem współczynnika E. S. Larsena. Natomiast jony Fe i Ca zachowują się antagonistycznie; ze wzrostem współczynnika E. S. Larsena zwiększa się zawartość Fe i maleje ilość Ca (fig. 3), przy czym Fe w zdecydowanej większości przypadków przeważa nad Mg. W usze-

regowaniu tym nie obserwuje się jednak wyraźnego związku ze składem mineralnym skały i stopniem jej przeobrażenia, a stwierdzona prawidłowość jest cechą materiału macierzystego. Niewątpliwy jest natomiast związek składu mineralnego z zawartością alkaliów, a zwłaszcza stosunkiem sodu do potasu (fig. 4). Łupki epidotowe oraz aktyolitowe różnią

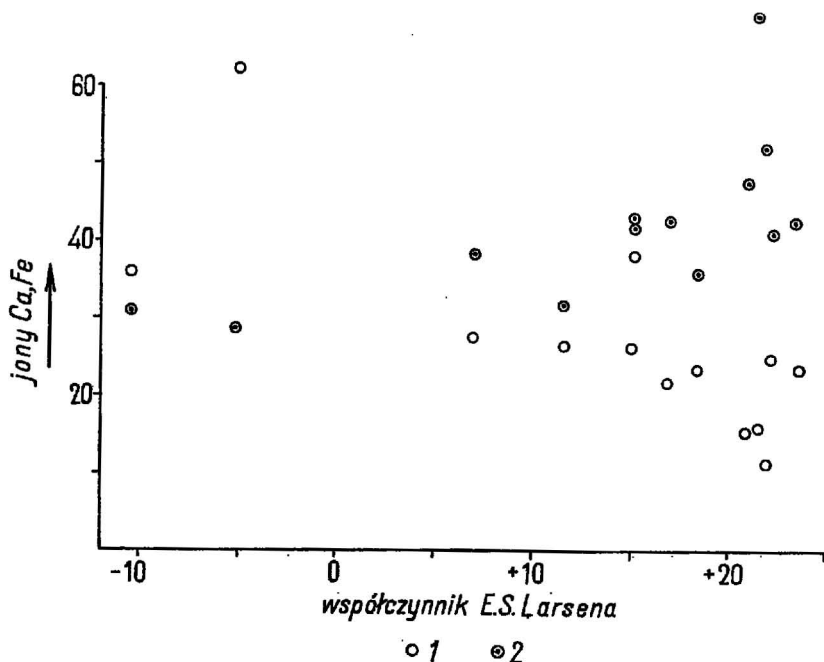


Fig. 3. Zależność jonów Ca i Fe od parametru żelazistości E. S. Larsena na podstawie wyników analiz chemicznych przeliczonych sposobem T. Bartha

Dependence of Ca and Fe ions upon the parameter of iron contents of E. S. Larsen, on the basis of the results of chemical analyses calculated according to T. Barth

1 — jony Ca, 2 — jony Fe  
1 — Ca ions, 2 — Fe ions

się od innych skał małym udziałem alkaliów. Stosunek sodu do potasu w łupkach stilpnomelanowych zbliżony jest do jedności, a w pozostałych łupkach i filitach potas generalnie przeważa nad sodem, przy czym albitofelsy są zasobniejsze w sód. Jeśli fility i łupki serycytowo-chlorytowe przekształciły się w łupki stilpnomelanowe i albitofelsy w warunkach metamorfozy regionalnej, to proces ten zachodził pod wpływem doprowadzenia sodu.

#### WARUNKI PRZEOBRAŻEŃ METAMORFICZNYCH

Na podstawie badań petrograficznych zmetamorfizowanych skał z okolicy Zawiercia wyróżniono szereg paragenez mineralnych, które nie ujawniają przestrzennego związku zdefiniowanego kierunkiem wzrostu stopnia przeobrażeń. Paragenazy te uszeregowano na klasycznych wzorach



Wyniki analiz chemicznych skał zmetamorfizowanych z okolicy Zawiercia w % wag.

Skład- niki	Numery analiz chemicznych												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	40,25	74,16	35,40	66,21	57,43	62,82	70,81	57,82	58,67	53,99	61,66	60,11	63,66
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,45	0,90	0,50	0,54	0,52	0,22	0,50	0,54	0,54	0,56	0,42	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,33	10,90	15,44	12,52	14,72	14,54	2,53	15,15	16,04	15,07	16,44	14,93	15,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,77	2,23	4,55	3,95	3,35	4,46	4,29	2,40	2,49	2,32	1,37	1,55	1,64
FeO	2,55	2,32	8,74	3,48	5,25	4,71	8,26	7,34	4,48	5,49	6,50	4,71	4,19
MnO	0,31	0,19	0,42	0,24	0,22	0,33	0,38	0,54	0,39	0,30	0,27	0,30	0,07
MgO	1,92	0,55	7,49	2,78	3,72	2,09	6,12	3,86	3,15	5,50	3,42	3,98	2,51
CaO	17,64	0,76	14,79	1,06	3,23	5,90	6,76	4,45	3,20	4,63	2,00	3,20	2,44
Na <sub>2</sub> O	0,58	1,90	0,18	1,66	2,60	1,80	0,26	2,50	5,90	2,25	2,90	2,65	3,69
K <sub>2</sub> O	1,55	5,12	0,40	3,54	2,60	1,08	0,12	2,30	1,40	2,75	2,54	3,72	3,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,02	0,03	0,06	0,04	0,09	0,18	0,07	0,06	0,03	0,07	0,10	0,14
H <sub>2</sub> O+	2,52	0,04	3,73	2,06	2,05	0,00	0,43	0,16	0,41	1,37	0,38	0,16	1,48
H <sub>2</sub> O-	0,32	0,15	0,42	0,30	0,46	0,34	0,12	0,18	0,33	0,30	0,37	0,34	0,16
CO <sub>2</sub>	6,75	0,80	8,30	1,65	4,00	1,00		2,55	2,85	5,70	1,20	3,75	
SO <sub>3</sub>	0,08												
Razem	100,52	99,59	100,79	100,01	100,21	99,68	100,42	99,82	99,91	100,24	99,68	99,92	98,93

Objaśnienia: 1 — epidozyt, Kotowice, głęb. 440,5 m; 2 — filit serycytowo-epidotowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowy, Krzywopłaty P-8, głęb. 945,0 m; 3 — lupek chlorytowo-albitowo-stilpnomelanowy, Krzywopłaty P-8, głęb. 950,4 m; 4 — filit serycytowy, Myszków P-1, głęb. 241,2 m; 5 — filit serycytowo-chlorytowy, Myszków P-1, głęb. 451,6 m; 6 — lupek epidotowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowo-aktynolitowy, Myszków P-1, głęb. 741,4 m; 7 — lupek albitowo-aktynolitowy, Myszków P-1, głęb. 761,5 m; 8 — lupek albitowo-stilpnomelanowy, Myszków P-1, głęb. 813,8 m; 9 — albitofels, Myszków P-1, głęb. 856,5 m; 10 — filit serycytowo-chlorytowo-albitowy, Myszków P-1, głęb. 860,0 m; 11 — lupek albitowo-stilpnomelanowy, Myszków P-1, głęb. 868,2 m; 12 — lupek serycytowo-chlorytowo-albitowo-muskowitowy, Myszków P-1, głęb. 918,9 m; 13 — lupek albitowo-stilpnomelanowy, Myszków P-1, głęb. 936,9 m. Analizy nr 1—6 i 8—12 wykonała W. Kulczycka, a analizy nr 7 i 13 wykonał A. Chabło.

Tabela 2

## Wyniki przeliczeń analiz chemicznych na jony w % wag. wg T. Bartha

Jony	Numery analiz chemicznych												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Si	38,3	65,3	34,7	59,0	52,0	57,1	64,0	53,2	53,1	48,8	58,0	54,0	57,3
Ti	0,6	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4
Al	18,3	11,3	17,7	13,2	15,7	5,5	2,7	16,3	17,1	16,0	18,2	15,7	16,2
Fe <sup>3+</sup>	6,3	1,5	3,3	2,6	2,3	3,0	2,9	1,6	1,7	1,5	1,0	1,1	1,1
Fe <sup>2+</sup>	2,0	1,7	7,1	3,7	3,9	3,5	6,2	5,6	3,4	4,1	5,1	3,5	3,1
Mn	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1
Mg	2,7	0,7	11,0	1,1	5,1	2,8	8,3	5,3	4,3	7,4	4,8	5,3	3,4
Ca	17,9	0,7	12,0	2,9	3,1	5,7	6,2	4,4	3,1	4,4	2,0	3,1	2,3
Na	1,1	3,3	0,3	4,0	4,6	3,2	0,5	4,4	10,3	3,8	5,3	4,5	6,5
K	1,8	5,7	0,5	0,1	3,0	1,3	0,1	2,6	1,6	3,1	3,0	4,2	3,5
P	0,1	0,0	0,0	1,9	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1
C	8,7	0,9	11,0	5,1	4,9	1,2	0,0	3,1	3,5	7,0	1,5	4,5	0,0
Σ	98,0	91,6	98,5	94,1	95,1	93,9	91,4	97,3	98,8	96,6	99,6	96,5	94,0

Objaśnienia jak w tabeli 1

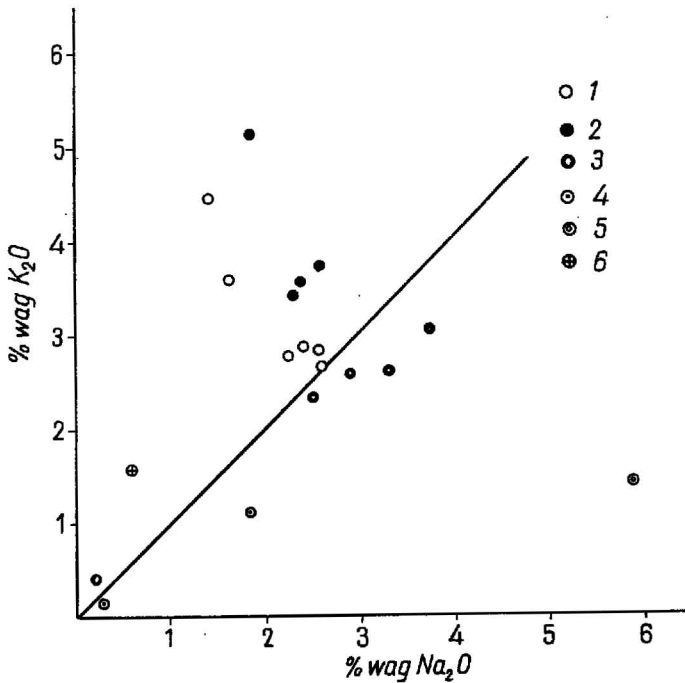


Fig. 4. Zależność parametrów wagowych  $K_2O$  od  $Na_2O$  w skałach zmetamorfizowanych

Dependence of weight parameters of  $K_2O$  upon  $Na_2O$  in metamorphic rocks

1 — fility serycytowo-chlorytowe; 2 — łupki chlorytowo-epidotowo-albitowo-muskowitowe; 3 — łupki albitowo-stilpnomelanowe; 4 — łupki albitowo-aktynolitowe; 5 — albitofelsy; 6 — epidozyty

1 — sericite-chlorite phyllites; 2 — chlorite-epidote-albite-muscovite schists; 3 — albite-stilpnomelane schists; 4 — albite-actinolite schists; 5 — albitofelses; 6 — epidiosites

dla środowiska przesyconego krzemionką, oddzielnie dla skał o macierzy-  
stym spoiwie ilastym i węglanowo-ilastym (tab. 3 i 4).

Z zestawień paragenez mineralnych wyróżnionych szeregów przeobrażeń wynikać może konsekwentny kierunek przemian, polegający na zmniejszaniu udziału serycytu i chlorytu w budowie skał i stopniowym zastępowaniu tych minerałów muskowitem, a w dalszej kolejności aktynolitem lub stilpnomelanem. W wyniku stopniowej rekrytalizacji serycytu w muskowit nie zmienił się skład chemiczny skały i pojawiły się tylko nowe elementy w strukturze. Blastezja muskowitu może zachodzić w niższych zakresach chlorytowej strefy facji zieleńcowej. W wysokotemperaturowej strefie facji zieleńcowej nietrwały staje się chloryt, który w obecności muskowitu przeobraża się w stilpnomelan, przy czym reakcja ta może już zachodzić w strefie niskotemperaturowej tej samej facji przy współudziale węglanów i kwarcu (McNamara, 1965). Brak dynamiki blastezji stilpnomelanu można wytłumaczyć przeobrażeniami w niskiej temperaturze facji zieleńcowej, limitowanymi zawartością węglanów w

skale macierzystej. W przeciwnym bowiem przypadku należałoby oczekiwać sfinalizowania rozpoczętego etapu przeobrażenia chlorytu i muskowitu w stilpnomelan.

Tabela 3

Kierunki przeobrażeń zespołów mineralnych środowiska przesyconego krzemionką o macierzystym spoiwie ilasto-węglanowym

Kierunek wzrostu przeobrażeń ↓	serycyt	epidot				
	serycyt	epidot	chloryt			
	serycyt	epidot	chloryt	albit		
	serycyt	epidot	chloryt	albit	muskowit	
		epidot	chloryt	albit	muskowit	
		epidot	chloryt	albit	muskowit	aktynolit
			chloryt	albit	muskowit	aktynolit
				albit	muskowit	aktynolit
				albit		aktynolit

Górną granicę przeobrażeń metamorficznych wyznacza obecność aktynolitu i dlatego też minerał ten poddano dokładnej analizie. Z danych eksperymentalnych wynika, że aktynolit o składzie 60% Mg i 40% Fe tworzy się w temperaturze 380—400° C i przy ciśnieniu około 1000 barów, natomiast przy wzroście ciśnienia do 6000 barów blasteza minerału o identycznej proporcji magnezu do żelaza zachodzi w temperaturze 340° C.

Tabela 4

Kierunki przeobrażeń zespołów mineralnych środowiska przesyconego krzemionką o macierzystym spoiwie ilastym

Kierunek wzrostu przeobrażeń ↓	serycyt				
	serycyt	chloryt			
	serycyt	chloryt	albit		
	serycyt	chloryt	albit	muskowit	
		chloryt	albit	muskowit	stilpnomelan
		chloryt	albit		stilpnomelan
			albit		stilpnomelan

Dekrepitogram aktynolitu z Myszkowa, wykonany przez doc. dr J. Pawłowską, ujawnił temperaturę blastezy w zakresie 350—370° C. Tworzenie się minerału w takiej temperaturze zachodziło pod ciśnieniem wyższym od 4000 barów. Blasteza aktynolitu związana była ze skomplikowaną reakcją przebudowy składu mineralnego skały przy udziale chlorytu, muskowitu, kwarcu i epidotu. Według F. J. Turnera (1948) blasteza aktynolitu zachodzi w wyniku reakcji:

chloryt + kalcyt + kwarc  $\rightarrow$  aktynolit + epidot + CO<sub>2</sub>, lub

dolomit + kwarc  $\rightarrow$  aktynolit + kalcyt + CO<sub>2</sub>

a w warunkach metasomatozy krzemionkowej:

dolomit + muskowitz + SiO<sub>2</sub>  $\rightarrow$  aktynolit + CO<sub>2</sub>.

Blasteza aktynolitu w łupkach metamorficznych z Myszkowa zachodziła kosztem muskowitzu, chlorytu i epidotu. Jest również prawdopodobne, że w macierzystej skale istniały niewielkie ilości węglanów, które dostarczyły magnezu i wapnia do syntezy aktynolitu. Nie jest także wykluczone, że część wapnia związanego w aktynolicie pochodzi z rozkładu epidotu, który jest wprawdzie trwały w warunkach facji zieleńcowej, a także w płytszej strefie facji amfibolitowej, ale może przekształcić się w klinoizozyt w obecności chlorytu glinowego, powstałego podczas syntezy stilpnomelanu zgodnie z reakcją:

muskowitz + chloryt  $\rightarrow$  stilpnomelan + chloryt glinowy.

lub pod wpływem metasomatozy potasowej:

chloryt + kwarc + K<sub>2</sub>O  $\rightarrow$  stilpnomelan + chloryt glinowy.

Na podstawie stwierdzonych paragenez mineralnych i ich przekształceń można zatem przypuszczać, że skały zmetamorfizowane z północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego utworzyły się w płytkich i średnich zakresach facji zieleńcowej, a więc zonie chlorytowej lub co najwyżej płytszej strefie zony biotytowej.

#### UWAGI KOŃCOWE

W wyniku prac wiertniczych w podpermskim podłożu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego stwierdzono obecność skał zmetamorfizowanych, których badanie petrograficzne dostarczyło następujących stwierdzeń:

1. Zbadane skały metamorficzne pochodzą wprawdzie tylko z rejonu Zawiercia, ale występowanie podobnych utworów znane jest także na północ od tej strefy (J. Ryszka, 1971) oraz w podłożu Niecki Nidziańskiej (J. Kiciuła, T. Wieser, 1970).

2. Rozległy zasięg występowania skał zmetamorfizowanych i brak bezpośrednich powiązań z wulkanitami wskazuje na regionalny charakter przeobrażeń metamorficznych.

3. W bezpośrednich kontaktach ze skałami magmowymi utworzyły się cienkie, grubości do 20 cm, strefy skał przeobrażonych kontaktowo, reprezentowanych przez adinole i słabo załbityzowane łupki kwarcytowe (desmozyty). Utwory te zostały już poprzednio zaobserwowane przez T. Wiesera (1957) i autora (W. Ryka, 1967, 1968), przy czym są one młodsze od regionalnych przeobrażeń metamorficznych.

4. Macierzyste utwory skał zmetamorfizowanych były pierwotnie osadami ilastymi, mułowcowymi i drobnopiaszczystymi z niewielką ilością

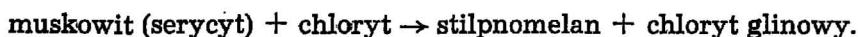
węglanów, które miejscami wchodziły w skład margli i piaskowców o spoiwie węglanowym. Wyniki analiz chemicznych skał zmetamorfizowanych ujawniły pewne prawidłowości w składzie materiału macierzystego, zaznaczone wzrostem ilości żelaza i ubytkiem wapnia w stosunku do współczynnika E. S. Larsena (fig. 3). Zależność ta może wiązać się z pochodzeniem materiału macierzystego, którego dostarczyły nie tylko szybko erodowane skały krystaliczne, ale przede wszystkim efuzje wulkaniczne, których produkty obserwuje się w licznych wkładkach tufów, tufitów i bentonitów. Mały stopień obtoczenia świadczy o krótkim transporcie, a nie przeobrażone skalenie o intensywnym szybkim wietrzeniu, masowym transporcie i trwałą depozycją w basenie sedymentacyjnym. W analogicznych warunkach tworzyła się źle wysortowana, polimiktyczna molasa o dużej ilości rytmów sedymentacyjnych, opisana przez J. Kicułę i T. Wiesera (1970) w podłożu Niecki Nidziańskiej.

5. Metamorfoza regionalna wykształciła szereg specyficznych paragenez mineralnych zależnie od charakteru materiału macierzystego, obfitującego w materiał o spoiwie ilastym lub węglanowo-ilastym. W środowisku przeobrażeń obfitującym w krzemionkę utworzyły się paragenezy:

serycyt + chloryt ± epidot ± albit	}	fility
serycyt + chloryt + muskowitz + albit ± epidot		
albit + stilpnomelan ± muskowitz ± chloryt	}	łupki metamor- ficzne
albit + aktynolit + muskowitz ± epidot ± chloryt		

oraz sporadyczne ogniwa zbudowane z albitu (albitofelsy), epidotu (epidozity) i aktynolitu (łupki aktynolitowe).

6. Stwierdzono, że muskowitz powstał z rekrystalizacji serycytu, a epidot jest produktem blastezy kaolinitu. Słabą blastezę stilpnomelanu można wytłumaczyć małą ilością węglanów w skale macierzystej. Minerale ten tworzył się również w wyniku reakcji:



Blasteza aktynolitu zachodziła w wyniku skomplikowanej reakcji:



którą potwierdzać może niewielka ilość klinozoizytu towarzyszącego aktynolitowi.

7. Przeobrażeniom towarzyszyła słaba metasomatoza sodowa manifestująca się porfiroblastezą albitu. Selektywna predyspozycja skał przeobrażonych zdeterminowała rozdział sodu i doprowadziła do powstania ekstremalnych ogniw skał metamorficznych, reprezentowanych przez albitofelsy oraz zaznaczyła się zwiększeniem udziału sodu w łupkach stilpnomelanowych (tab. 4).

8. Skład mineralny paragenez, kierunki przeobrażeń mineralnych oraz badania minerałów wykazały, że przeobrażenia metamorficzne zachodziły w warunkach facji zieleńcowej, zonie chlorytowej i płytszej strefie zony biotytowej, których górną granicę limitowała temperatura nieco niższa od 400° C i ciśnienie wyższe od 4000 barów.

9. Skały zmetamorfizowane regionalnie zostały wypiętrzone podczas inwersji geosynkliny. Ruchy te odbywały się za pośrednictwem licznych ślizgów tektonicznych, które przemieszały skały przeobrażone w różnych zonach facji zieleńcowej ze skałami nie zmetamorfizowanej okrywy. Późniejsze ścięcie erozyjne odsłoniło skały zmetamorfizowane i udostępniło je wpływowi czynników hipergenicznych. Wypiętrzenie górotworu umożliwiło ucieczkę magmy zmagazynowanej w podłożu, a intruzje porfirów i diabazów lokalnie zmetamorfizowały skały otaczające.

Zmetamorfizowaniu regionalnemu uległy skały prekambryjskie, kambrzyjskie, ordowickie i sylurskie. W dotychczasowej ocenie rozwoju tektonicznego analizowanego obszaru panuje zgodność poglądów o odrębnym wykształceniu skał prekambryjskich, zbudowanych z prawie pionowo ułożonych warstw z dwoma kierunkami złupkowania niepowtarzalnego w młodszych ogniwach stratygraficznych (F. Ekiert, 1971). We wszystkich skałach zmetamorfizowanych objawia się natomiast transwersalna łupkowatość do sedimentacyjnego warstwowania. Ruchy kaledońskie, praktycznie wygasające z fazą krakowską, uformowały szereg równoległych fałdów o kierunkach prawie równoleżnikowych, wąskich, o stromym upadzie  $45\div 80^\circ$  (F. Ekiert, 1971). Fałdowania fazy krakowskiej są zatem, między innymi, następstwem finalizowania się metamorfozy regionalnej podłoża Vistulicum (według nazewnictwa J. Znoski, 1965). Metamorfoza mogła być też procesem wielokrotnie ożywającym w czasie fazy takoniskiej, łysogórskiej, sandomierskiej lub nawet fazach starszych, bowiem obecnie nie ma jeszcze dowodów umożliwiających dokładne poznanie historii rozwoju geosynkliny kaledońskiej. Obecność bloków skał prekambryjskich w fałdach kaledońskich, od których zdaniem F. Ekierta różni się zdecydowanie, sugerować może istnienie najmniej dwóch faz przeobrażeń. Badania petrograficzne ujawniły jednak całkowity brak przedkaledońskich produktów metamorfozy w skałach prekambryjskich lub też wskazują one na bardzo słabe zmiany zamaskowane późniejszymi, lecz znacznie silniejszymi przeobrażeniami metamorficznymi. Obecność bloków skał prekambryjskich jako starszych elementów głębokiego podłoża można natomiast wytłumaczyć skróceniem profilu kaledonidów i ścięciem erozyjnym. Główny, a prawdopodobnie także jednoetapowy okres przeobrażeń metamorficznych był zatem związany z finalnym fałdowaniem i konsolidacją kaledońskiego podłoża Vistulicum.

Zakład Petrografii i Geochemii  
Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 7 kwietnia 1973 r.

#### PIŚMIENNICTWO

EKIERT F. (1971) — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pr. Inst. Geol., 66. Warszawa.

- JUSKOWIAK O., RYKA W. (1964) — Przeobrażenia skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. Kwart. geol., 8, p. 398—399, nr 2, Warszawa.
- KICUŁA J., WIESER T. (1970) — Osady prekambriu i lamprofiry w otworze wiertniczym Opatkowice 1. Roczn. Pol. Tow. Geol., 40, p. 111—130, z. 1, Kraków.
- LYDKA K. (1971) — Litostratygrafia dolnego paleozoiku rejonu Mrzygłodu i Kotowic. Kwart. geol. 15, p. 708—709, nr 3, Warszawa.
- McNAMARA (1965) — The lower greenschist facies in the Scottish Highlands, Geol. För. 87, p. 347—389, Stockholm.
- RYKA W. (1967) — Opracowanie materiałów z wiercenia Mrzygłód P-1. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- RYKA W. (1968) — Opracowanie skał metamorficznych, diabazów i lamprofirów z wierceń P-8, TN-269, TN-276 i TN-290. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- RYKA W. (1971) — Przejawy metamorfizmu regionalnego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. geol. 15, p. 706—707, nr 3, Warszawa.
- RYKA W. (w druku) — Asocjacja diabazowo-lamprofirowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biul. Inst. Geol., 278, Warszawa.
- RYSZKA J. (1971) — Sprawozdanie do tematu: Mineralizacja kruszcowa utworów paleozoicznych okolicy na pn. od Olkusza na podstawie istniejących materiałów. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- TURNER F. J. (1946) — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. Geol. Soc. Amer., Mem., 30, Baltimore.
- WIESER T. (1957) — Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. Kwart. geol. 1, p. 113—122, nr 1, Warszawa.
- WINKLER H. G. F. (1967) — Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Berlin — Heidelberg — New York.
- ZNOSKO J. (1965) — Pozycja tektoniczna Śląsko-krakowskiego Zagłębia Węglowego. Biul. Inst. Geol., 188, p. 73—98, Warszawa.

Вацлав РЫКА

### МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КАЛЕДОНСКОГО ФУНДАМЕНТА В ОКРЕСТНОСТЯХ ЗАВЕРЦЯ

#### Резюме

Около Заверця на северо-восточном обрамлении Верхнесилезского Угольного бассейна установлено наличие метаморфизованных пород. Они залегают в поясе обнажений подпермского фундамента почти широтного направления от Мжиглода на западе через Заверце до Хжонстовиц на востоке. Похожие метаморфизованные породы встречены бурением на гораздо большей территории в Люблинце, к северу от Заверця, в основании Нидзянской впадины и в окрестностях Олькуша.

В окрестностях Заверця метаморфизованные породы представлены серицитовыми, серицито-хлоритовыми, серицито-хлорито-эпидотовыми, хлорито-альбито-мусковитовыми



филлитами, хлорито-альбито-мусковито-стильпномелановыми и альбито-актинолитовыми сланцами, а также альбитофельсами и эпидозитами. Материнскими породами для них является глинисто-песчаный комплекс с большим количеством пропластков туфов, туффитов и бентонитов. Осадочные породы образовывались в условиях быстрого выветривания кристаллических пород, быстрого и массового переноса и устойчивого осадения в седиментационном бассейне. Стратиграфически они представляют собой звенья от докембрия до силура включительно.

Метаморфическое преобразование происходило в условиях зеленокаменной фации, хлоритовой зоны и более мелкой части биотитовой зоны, верхняя граница которой ограничивалась температурой немного ниже 400°C и давлением выше 4000 бар. Эти преобразования сопровождалось слабым натриевым метасоматозом, проявившимся порфиробластозом альбитофельсов. В конечной фазе преобразования дифференцирующие движения перемещали пакеты пород, метаморфизованных в различных зонах зеленокаменной фации, пумпеллиново-пренитовой фации и неметаморфизованной оболочки. Процесс региональной метаморфизации имел один этап. Не установлено различия в степени метаморфизации докембрийских и каледонских пород. Два направления сланцеватости докембрийских пород, не повторяющиеся в более молодых отложениях, могут быть связаны исключительно с докембрийскими тектоническими движениями без участия метаморфизма. Наличие блоков докембрийских пород среди более поздних каледонских отложений, объясняется тектоническим сокращением профиля пород древнего фундамента и каледонских складок. Петрографический и тектонический анализ указывают, что процессы метаморфизации связаны с краковской фазой.

Wacław RYKA

#### METAMORPHIC ROCKS OF THE CALEDONIAN BASEMENT IN THE VICINITY OF ZAWIERCIE

##### Summary

Metamorphic rocks have been encountered near Zawiercie in the north-eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin. They occur in an almost W-E trending zone of outcrops of sub-Permian basement from Mrzygłód in the west, through Zawiercie, as far as Chrzastowice in the east. Similar metamorphic rocks have been encountered when drilling within a considerably larger area, i.e. at Lubliniec, north of Zawiercie, in the basement of the Nida trough and in the vicinity of Olkusz.

In the vicinity of Zawiercie the metamorphic rocks are represented by sericite, sericite-chlorite, sericite-chlorite-epidote, chlorite-albite-muscovite phyllites, chlorite-albite-muscovite-stilpnomelane, albite-stilpnomelane and albite-actinolite schists, as well as by albitofelses and epidosites. A clay-arenaceous complex, with numerous intercalations of tuffs, tuffites and bentonites was the source material of these rocks here. The sedimentary rocks were laid down under conditions of quick weathering of crystalline rocks, short, intense transportation, and permanent deposition in the sedimentary basin. Stratigraphically, they represent members from Precambrian up to Silurian inclusive.

Metamorphic alteration took place under conditions of greenstone facies, in the chlorite zone, and within the shallower area of the biotite zone, the upper boundary of which was limited by the temperature somewhat lower than 400°C, and by the pressure higher than 4000 bars. These alterations were accompanied by a feeble sodium metasomatism manifesting itself by the porphyroblastesis of albite-feldspar. During the terminal phase of the alterations differentiation movements displaced some series of the metamorphic rocks in various zones of greenschist facies, pumpellyite-prehnite facies and not metamorphosed mantle. The regional metamorphism process was characterized by one stage only. No differences have been ascertained in the degree of the metamorphism of the Precambrian and Caledonian rocks here. Two schistosity directions in the Precambrian rocks, unrecurrent in the younger formations, can be connected only with the Precambrian tectonic movements, without any metamorphic processes. The presence of the Precambrian rock blocks within the younger Caledonian formations can be explained by the tectonic abbreviation of profile rocks of the older basement, and the Caledonian folds. Both petrographic and tectonic analyses demonstrate that the metamorphic processes are related here to the Cracow phase.

---

TABLICA I

Fig. 5. Filit serycytowy. Skala zbudowana z drobnego agregatu zorientowanych w jednym kierunku blaszek serycytu z porfiroklastami kwarcu. Myszków P-1, głębokość 918,0 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Sericite phyllite. Rock composed of fine aggregate of sericite blades oriented unidirectionally, with quartz porphyroclasts. Myszków P-1, depth 918,0 m. One polaroid, enl. × 100

Fig. 6. Filit serycytowo-chlorytowy, w którym minerały przerastają się wzajemnie i nie ujawniają uporządkowania. Ciemne skupienia reprezentują minerały nieprzezroczyste. Myszków P-1, głębokość 917,5 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Sericite-chlorite phyllite, in which minerals intermingle and do not reveal any arrangement. Dark concentrations represent opaque minerals. Myszków P-1, depth 917,5 m. One polaroid, enl. × 100

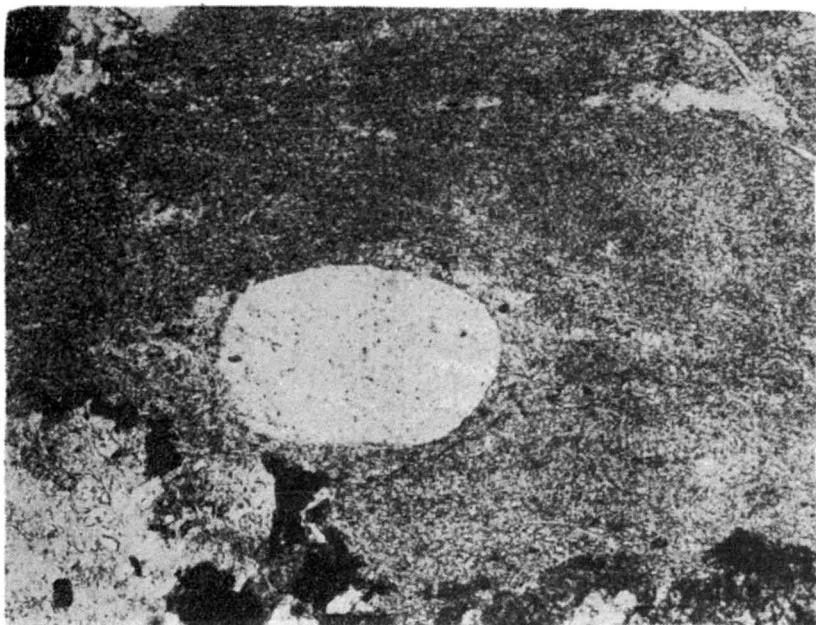


Fig. 5

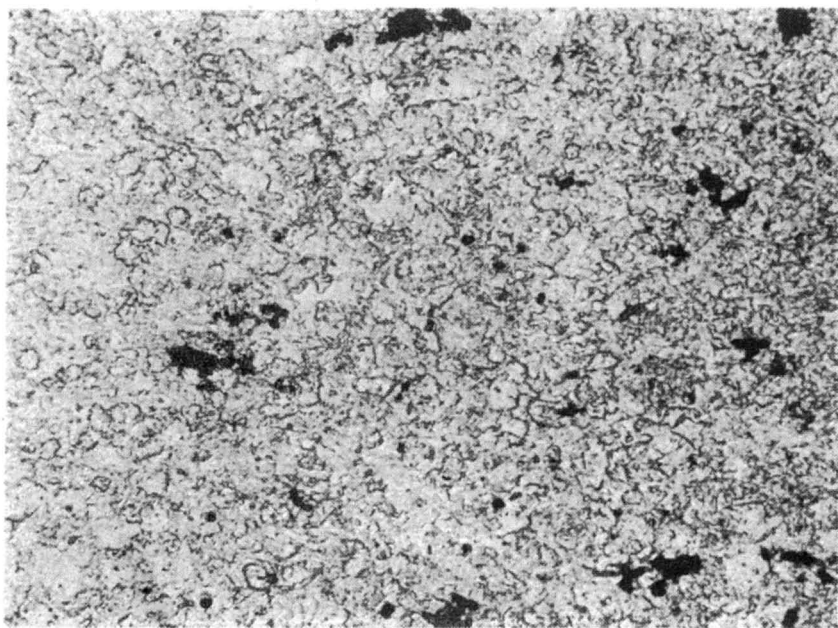


Fig. 6

## TABLICA II

- Fig. 7.** Filit serycytowo-chlorytowy o plamistym rozmieszczeniu składników. Tekstura skały kierunkowa. Myszków P-1, głębokość 741,8 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×  
Sericite-chlorite phyllite characterized by a spotty distribution of components. Directional structure. Myszków P-1, depth 741,8 m. One polaroid, enl. × 100
- Fig. 8.** Filit (lupek) chlorytowo-albitowo-muskowitowy. Chloryt i albit przekładane są cienkimi laminami muskowitu o wyraźnym ukierunkowaniu. Krzywopłaty P-8, głębokość 945,0 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×  
Chlorite-albite-muscovite phyllite (schists). Chlorite and albite are separated with thin muscovite laminae showing distinct direction. Krzywopłaty P-8, depth 945,0 m. One polaroid, enl. × 100

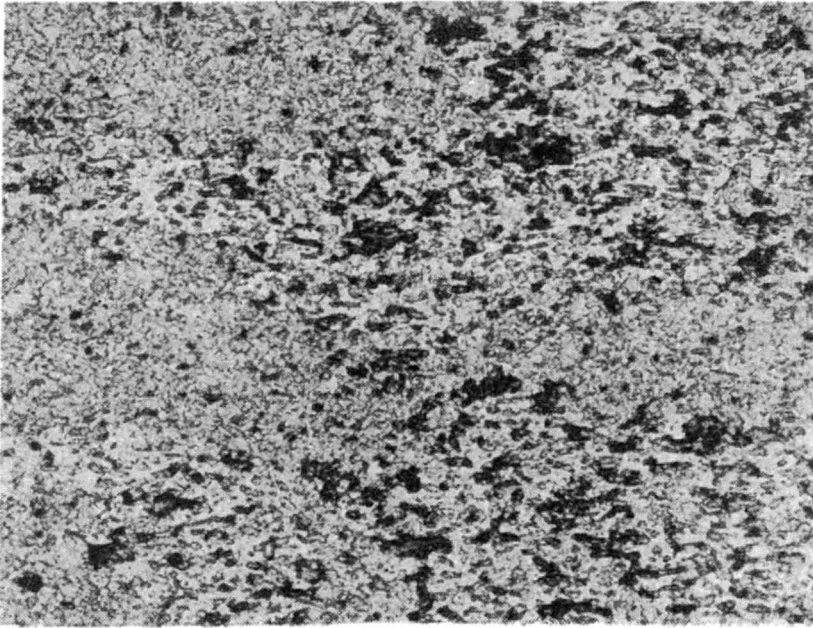


Fig. 7

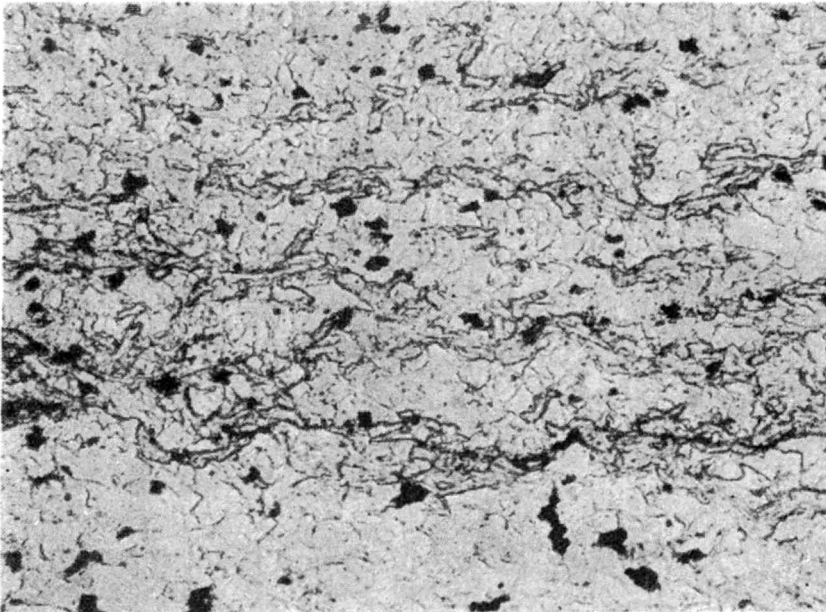


Fig. 8

### TABLICA III

Fig. 9. Łupek stilpnomelanowy. Skała bezładna, zbudowana z kwarcu i stilpnomelanu oraz podrzędnego epidotu. Myszków P-1, głębokość 941,2 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Stilpnomelane schist. Rock chaotically arranged, built of quartz and stilpnomelane, subordinately also of epidote. Myszków P-1, depth 941,2 m. One polaroid, enl. × 100

Fig. 10. Łupek albitowo-stilpnomelanowy reprezentujący metawulkanit. Zbudowany jest on ze stilpnomelanu otulającego większe blasty plamistego albitu, zagęszczonego wrostkami serycytu. Myszków P-1, głębokość 918,9 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Albite-stilpnomelane schist representing metavolcanic rocks. It consists of stilpnomelane that surrounds the greater blasts of spotty albite condensed by sericite. Myszków P-1, depth 918,9 m. One polaroid, enl. × 100.

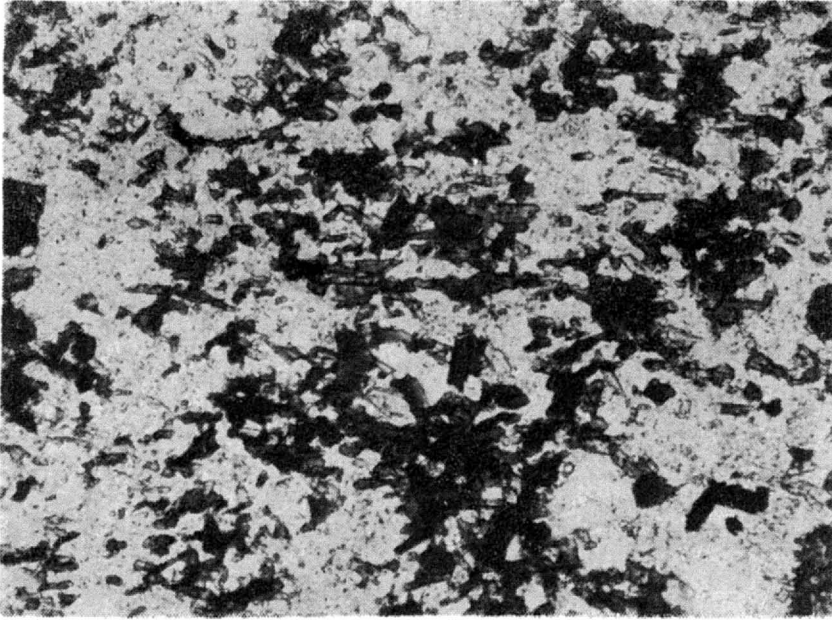


Fig. 9

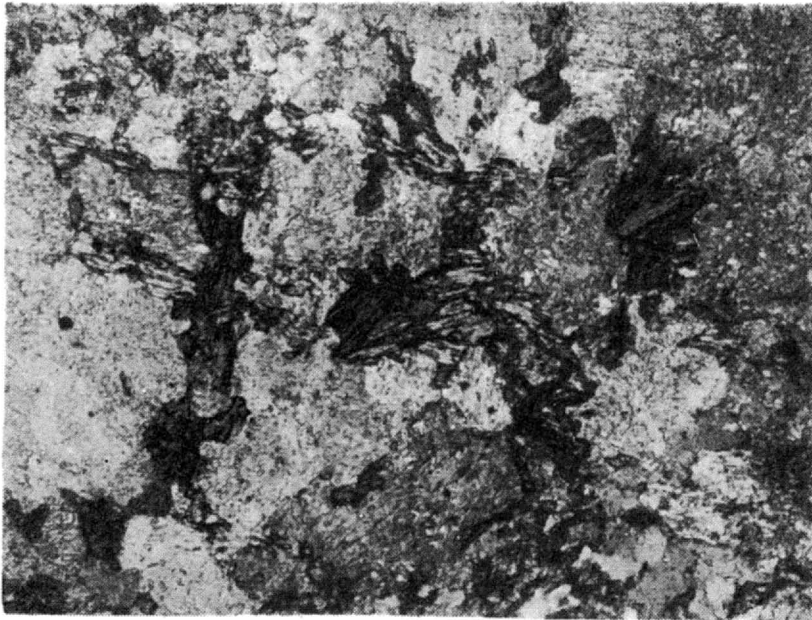


Fig. 10

#### TABLICA IV

**Fig. 11.** Łupek aktynolitowy złożony prawie wyłącznie z pręcików aktynolitu. W prawym górnym rogu widoczny jest albit. Myszków P-1, głębokość 761,4 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Actinolite schist consisting almost completely of actinolite rods. Albite is visible in the right upper corner. Myszków P-1, depth 761,4 m. One polaroid, enl. × 100

**Fig. 12.** Epidozyt. Skała o teksturze masywnej, zbudowana głównie z ksenoblastów epidotu. Minerale o niezmatowiałej powierzchni reprezentowane są przez kwarc, natomiast drobne ciemne minerale to pumpellyit. Kotowice K-1, głębokość 440,5 m. Przy jednym polaroidzie; pow. 100 ×

Epidosite. Rock revealing massive structure, built mainly of epidote xenoblasts. Minerals with not dulled surface are represented by quartz, whereas fine dark minerals are pumpellyite. Kotowice K-1, depth 440,5 m. One polaroid, enl. × 100

Fotografie umieszczone na tabl. I—IV wykonała D. Oleksiak w Pracowni Fotograficznej Zakładu Stratygrafii IG

Photographs shown in Tables I—IV taken by D. Oleksiak, Laboratory of Photography, Division of Stratigraphy, Geological Institute



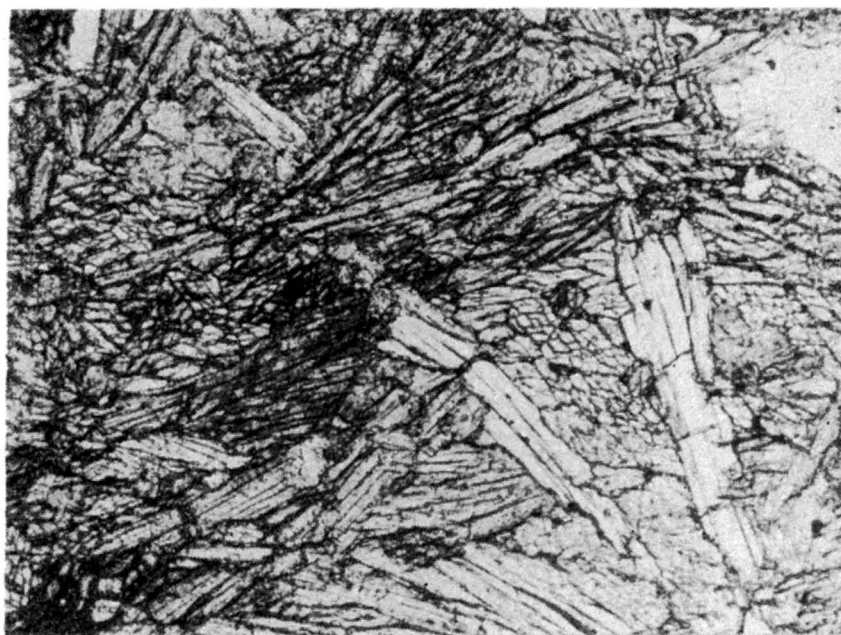


Fig. 11

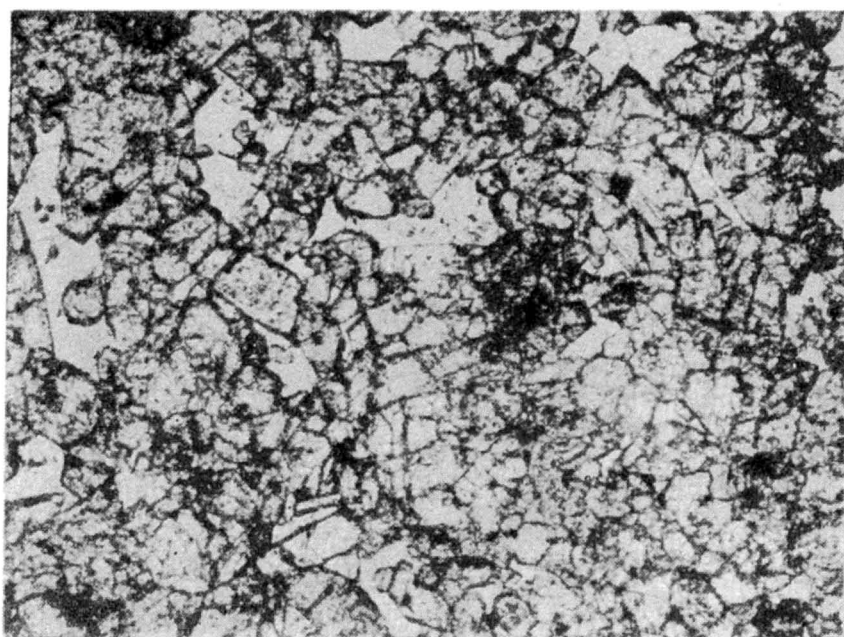


Fig. 12