

Ryszard KRYZA

PEGMATYT Z KORDIERYTEM W SERPENTYNITACH OKOLIC LUBACHOWA (GÓRY SOWIE)

(tabl. I i 6 fig.)

*Cordierite-bearing pegmatite in serpentinites of the environs
of Lubachów (Sowie Góry Mts., Sudetes)*

(Pl. I and 6 Figs.)

Treść: W artykule opisano sytuację geologiczną oraz skład mineralny pegmatytu występującego w serpentynitach okolic Lubachowa. Głównym czynnikiem warunkującym powstanie kordierytu w soczewce pegmatytowej było metasomatyczne oddziaływanie ultrabazytu na pegmatyt. Temperatura głównego etapu krystalizacji pegmatytu wynosiła przypuszczalnie 770—820°.

WSTĘP

Na obszarze prekambryjskiej kry gnejsowej Gór Sowich pegmatyty należą do często spotykanych utworów żyłowych. Tworzą zazwyczaj soczewkowate formy, gniazda lub żyły w gnejsach i migmatytach oraz towarzyszących im amfibolitach i granulitach. Pegmatyty sowiogórskie charakteryzuje najczęściej dość prosty skład mineralny i zapewne z tego względu nie wzbudzały zbyt wielkiego zainteresowania wśród mineralogów. Dotychczas brak jest syntetycznego opracowania mineralogii i petrografii pegmatytów całego obszaru sowiogórskiego.

Krótkie opisy utworów pegmatytowych Gór Sowich znaleźć można w pracach Smulikowskiego (1952), Polańskiego (1955) i Grocholskiego (1964, 1967).

Smulikowski jako pierwszy wyróżnia w seriach skalnych omawianego obszaru dwie generacje pegmatytów, różniące się przede wszystkim formą występowania. Za generację starszą uważa utwory pegmatytowe o formach soczewkowatych, ściśle wplecione w struktury gnejsów i migmatytów. Są one przypuszczalnie produktem częściowego nadtopienia (anateksis) serii skalnych w okresie migmatytyzacji. Młodsza genera-

cję pegmatytów stanowią według wspomnianego autora, żyły i gniazda przecinające niezgodnie starsze struktury migmatytów i towarzyszących im skał. Polański i Grocholski podzielają pogląd Smulikowskiego.

Wybranych zagadnień geochemicznych skał krystalicznych bloku sowiogórskiego, a wśród nich i pegmatytów, dotyczą publikacje Sachanbińskiego (1971) i Zawidzkiego (1971). Natomiast niektóre problemy mineralogii i petrografii pegmatytów omawianego obszaru zostały ujęte w pracach magisterskich Piskorza (1971) i Kryzy (1973) wykonanych pod kierunkiem Sachanbińskiego.

Pegmatyty Gór Sowich charakteryzuje zwykle bardzo prosty skład mineralny. Głównymi minerałami skałotwórczymi są: kwarc, plagioklaz (oligoklaz), skałen potasowy, biotyt i muskowit. Dość pospolity jest również czarny turmalin, granat i apatyt. Znacznie rzadziej notowane były: hornblenda, andaluzyt, syllimanit, dysten, kordieryt, beryl, cyrkon, tytanit, kolumbit, chloryt, epidot, zoizyt, heterosyt, hereaulit, ksenotym, sarkopsyd, tryplit, wiwianit, grafit, galena, hematyt i piryt (Kryza 1973; Piskorz 1971; Sachanbiński 1972). Dotychczas z pegmatytów bloku sowiogórskiego znanych jest około 32 minerałów (łącznie z opisanymi niżej riebeckitem i chalkopirytem).

Pegmatyty Gór Sowich tworzą najczęściej formy żyłowe lub soczewkowate o niewielkich rozmiarach (miąższości w granicach 5—50 cm). W wyjątkowych przypadkach długość systemu żył i gniazd może dochodzić do kilkunastu metrów (np. pegmatyt w nieczynnym łomie w Lutonii). Struktury pegmatytów są zwykle przy kontakcie gruboziarniste, a w wewnętrznych strefach żył — pismowe. Niektóre, większe żyły i gniazda charakteryzuje słabo zazwyczaj zaznaczona budowa strefowa.

Cechą znaną niektórych pegmatytów bloku sowiogórskiego jest obecność minerałów typowych dla skał metamorficznych, a mianowicie andaluzytu, syllimanitu, dystenu i kordierytu. Z wyjątkiem andaluzytu minerały te występują również w roli składników pobocznych w niektórych odmianach gnejsów i migmatytów. W dotychczasowej literaturze znaleźć można jedynie skąpe informacje o występowaniu andaluzytu, syllimanitu i dystenu w pegmatytach Gór Sowich. Kordieryt po raz pierwszy został stwierdzony w pegmatycie przecinającym wkładkę serpentynitów w gnejsach okolic Lubachowa (Kryza 1973). Wyniki badań nad tym pegmatytem zostały ujęte w niniejszym opracowaniu.

WARUNKI GEOLOGICZNE WYSTĘPOWANIA PEGMATYTU Z KORDIERYTEM

Pegmatyt kordierytowy odsłania się w skałkach po zachodniej stronie jeziora zaporowego na Bystrzycy, w pobliżu Lubachowa (woj. Wałbrzych). Przy zachodnim krańcu zapory znajduje się rozległa grupa skałek osiagających wysokość 30—40 m. Skałki zbudowane są w przeważającej części z paragnejsów i migmatytów oligoklazowo-biotytowych o dość

znacznym różnicowaniu teksturalnym. Wśród tzw. gnejsów warstewkowych (flebitów), które są najpospolitszym typem skał w tym rejonie, spotyka się migmatyty o teksturach fałdowych, surreitowych, dikejonitowych i nebulitowych. Duże różnicowanie teksturalne skał świadczy o intensywnej migmatytyzacji w różnych etapach rozwoju tektonicznego.

W centralnej i górnej części opisywanego odsłonięcia wśród migmatytów obserwuje się budinażowo przewężone wkładki średnioziarnistych amfibolitów o miąższości do 8 m i długości (widocznej w odsłonięciu) około 20—25 m. Ich przebieg jest zgodny z generalnym kierunkiem foliacji otaczających migmatytów. W środkowej części skałek, w obrębie soczewy amfibolitów, widoczne są trzy wkładki białozielonawych grubokrystalicznych wapieni o miąższości 10—15 cm. Obecność wapieni przemawia za osadowym pochodzeniem skał pierwotnych, z których powstały amfibolity oraz otaczające je migmatyty.

W dolnej części skałek, w odległości około 30 m na S od zachodniego krańca zapory, wśród gnejsów warstewkowych występuje soczewkowa wkładka serpentynitów o miąższości osiągającej 3 m. Przebieg wkładki, zgodny z ułożeniem foliacji migmatytów, jej soczewkowa (budinażowa?) forma oraz tekstura kierunkowa skały równoległa do laminacji otaczających migmatytów wskazują na wczesny prekinematyczny wiek intruzji bazytu. Wkładkę serpentynitu przecina pegmatyt, w którym stwierdzono duże nagromadzenie kordierytu.

Serie skalne w opisywanym odsłonięciu wykazują znaczne zaangażowanie tektoniczne. W centralnej części skałek widoczna jest duża, izoklinalna struktura fałdowa o amplitudzie rzędu kilkunastu metrów. Generalny kierunek foliacji gnejsów i migmatytów ma przebieg 125—140° ze stromym zapadem (80°) na NE. Oś fałdu ma kierunek 130° i jest nachylna pod niewielkim kątem (ok. 20°) na SE.

OPIS PETROGRAFICZNY SKAŁ OTACZAJĄCYCH

G n e j s y w a r s t e w k o w e (flebity)

W bezpośrednim sąsiedztwie serpentynitu przeważają gnejsy warstewkowe. Są to skały granolepidoblastyczne, średnioziarniste o wyraźnej laminacji. Warstewki jasne (leukosom) i ciemne (melanosom), wykształcone niezbyt regularnie, wykazują wyraźne zgrubienia i przewężenia. Przeciętna grubość lamin wynosi 2—4 mm. Skała zbudowana jest z kwarcu, zasadowego oligoklaz (27—30% An) i biotyту. W mniejszej ilości występuje granat, akcesorycznie cyrkon i apatyt (tabela 1). Kwarc tworzy ksenomorficzne, ziarniste agregaty silnie faliście wygaszające światło oraz owalne ziarna, otoczone plagioklazem, które nie wykazują oznak tak wyraźnej deformacji. Plagioklaz tworzy duże hipidioblasty często zbliżnione według prawa albitowego. Niekiedy w większych blastach można

zaobserwować nieprawidłową strefowość w zawartości cząsteczki anortytowej, co objawia się zmianą kąta wygaszania światła. Błazki biotyту wykazują silny pleochroizm: $\gamma = \beta$ — brunatnoczerwony, α — jasnożółty. Granat występuje w postaci zaokrąglonych, reliktowych ziarn o średnicy 0,2—0,5 mm. Makroskopowo ma barwę brunatną, w płycie cienkiej jest bezbarwny.

Tabela (Table) 1

Wyniki analiz planimetrycznych skał otaczających pegmatyt kordierytowy
(w % objętościowych)

Results of micrometric microscope analysis of rocks embedding cordierite bearing
pegmatite (in volume per cent)

Gnejs warstewkowy (flebit)		Serpentyt (1 m od kontaktu z pegmatytem)	
kwarc	54,90	oliwin	5,01
plagioklaz	27,05	enstatyt	0,73
biotyt	17,33	tremolit	11,27
granat	0,69	talk	9,60
cyrkon	0,02	chloryt	3,86
min. rudne	0,01	min. serpentynowe	62,66
suma	100,00	min. rudne	6,77
		kalcyt	0,10
		suma	100,00

Rozmieszczenie składników w skale jest nierównomierne. Laminy jasne są zbudowane głównie z plagioklazu oraz kwarcu, który gromadzi się przeważnie w sąsiedztwie smug biotytowych. Jest rzeczą znaną, że płaszczyzny deformacji struktury kwarcu objawiające się falistym wygaszaniem światła, wykazują orientację zgodną z wydłużeniem lamin biotyту.

Serpentyt

W opisywanym odsłonięciu kontakt serpentynitu z migmatytami jest słabo widoczny. Strefę kontaktową pomiędzy wymienionymi typami skał można dokładnie prześledzić w odsłonięciu przy ścieżce biegnącej północnym brzegiem jeziora, w odległości około 250 m na południe od korony zapory, gdzie odsłania się również niewielka wkładka serpentynitu. W podcięciu zbocza, wśród migmatytów, można zaobserwować porożrywane budinażowo (?) fragmenty serpentynitu, otoczone charakterystycznymi strefami reakcyjnymi o miąższości kilkudziesięciu cm zbudowanymi niemal wyłącznie z biotyту. Wskazuje to na wczesny, przedmigmatytyzacyjny wiek intruzji ultrabazytu.

Serpentynit odsłonięty w skałkach przy koronie zapory wykazuje barwę ciemnoszarą, niemal czarną, strukturę drobnoziarnistą oraz teksturę wyraźnie kierunkową. Badania mikroskopowe ujawniły, że skała ma bardzo złożoną, nematolepidoblastyczną strukturę. Można w niej wyróżnić minerały z grupy serpentynu, oliwin, enstatyt, uralit (tremolit), talk, chloryt, kalcyt oraz minerały rudne (Tab. I, fig. 3, tabela 1).

Oliwin i enstatyt (obok minerałów rudnych) reprezentują najlepiej zachowane, pierwotne składniki skały. Oliwin tworzy bezbarwne, ksenomorficzne ziarna, często zaokrąglone i skorodowane na skutek intensywnego procesu serpentynizacji. Dwójłomność $n_y - n_a = 0,036$ oraz ujemny znak optyczny pozwalają określić zawartość Mg_2SiO_4 na około 90%. Jest to zatem oliwin zbliżony do forsterytu. Enstatyt występuje w mniejszej ilości. Tworzy również ksenomorficzne, częściowo skorodowane ziarna. Dwójłomność $n_y - n_a = 0,01$. Znak optyczny (+).

Uralit jest minerałem wyraźnie młodszym. Tworzy bezbarwne, silnie wydłużone słupki i pręciki nie wykazujące tak wyraźnych wtórnych przeobrażeń i korozji jak oliwin i enstatyt. Kąt wygaszania $z/\gamma = 16^\circ$. Wykazuje średnią dwójłomność ($n_y - n_a = 0,023$) ze znakiem (—). Cechy optyczne oraz wykształcenie minerału pozwalają określić uralit jako amfibol zbliżony składem chemicznym do tremolitu. Przypuszczalnie jest on produktem przeobrażenia klinopiroksenu zasobnego w wapń (augit?).

Talk, a zwłaszcza chloryt i minerały serpentynowe należą do najmłodszej generacji minerałów w skałe. Talk występuje w formie dużych łusek lub agregatów blaszkowych, najczęściej stowarzyszonych z uralitem. Jest bezbarwny i niepleochroiczny. Dwójłomność $n_y - n_a = 0,050$. Chloryt tworzy również duże, masywne blaszki z licznymi wrostkami minerałów rudnych (magnetyt?). Zwykle jest bezbarwny, rzadko wykazuje plamiste, zielonawe zabarwienie. Dwójłomność $n_y - n_a$ wynosi około 0,006—0,008. Kąt osi opt. bardzo mały, gdyż w świetle zbieżnym daje obrazy konoskopowe właściwe minerałom jednoosiowym. Znak optyczny (+). Powyższe cechy optyczne oraz brak subnormalnych barw interferencyjnych wskazują, że jest to szeridanit — odmiana chlorytu zawierająca znaczne ilości glinu w pozycjach tetraedrycznych.

Minerały z grupy serpentynu reprezentowane są głównie przez drobnołuseczkowy antygoryt. Niekiedy obserwuje się agregaty o wyraźnym pokroju włóknistym, przy czym wydłużenie włókien jest ujemne (chryzotyl α).

Z minerałów rudnych można rozpoznać w serpentynicie ksenomorficzne, brunatnawo przeświecające ziarna pikotyту (do 0,5 mm) oraz nieprzezroczysty magnetyt (?).

Z przedstawionego powyżej opisu wynika, że pierwotną skałą ultrazasadową, uległą procesowi serpentynizacji mógł być lertzolit — perydotyt zbudowany głównie z oliwinu, enstatytu i klinopiroksenu.

W trakcie badań mikroskopowych stwierdzono wyraźne zróżnicowanie

serpentynitu, porównując próby ze strefy kontaktowej z pegmatytem, z próbami pochodzącymi z dala od kontaktu (0,5—1 m). Makroskopowo serpentynit przy kontakcie z pegmatytem wykazuje wyraźną smużystość. W płytce cienkiej można w nim zaobserwować znacznie większą zawartość enstatytu i oliwinu. Wymienione minerały są tylko w niewielkim stopniu zserpentyinizowane.

MINERALOGIA I PETROGRAFIA PEGMATYTU

Pegmatyt przecinający serpentynit ma kształt prawidłowej soczewki o długości około 2,3 m i miąższości dochodzącej do 0,5 m (fig. 1). Powierzchnie ograniczające pegmatyt przecinają ukośnie foliację serpentynitu (azymuty i kąty zapadu: foliacja serpentynitu — 35/85°, powierzchnie ograniczające pegmatyt — ok. 230/70°).

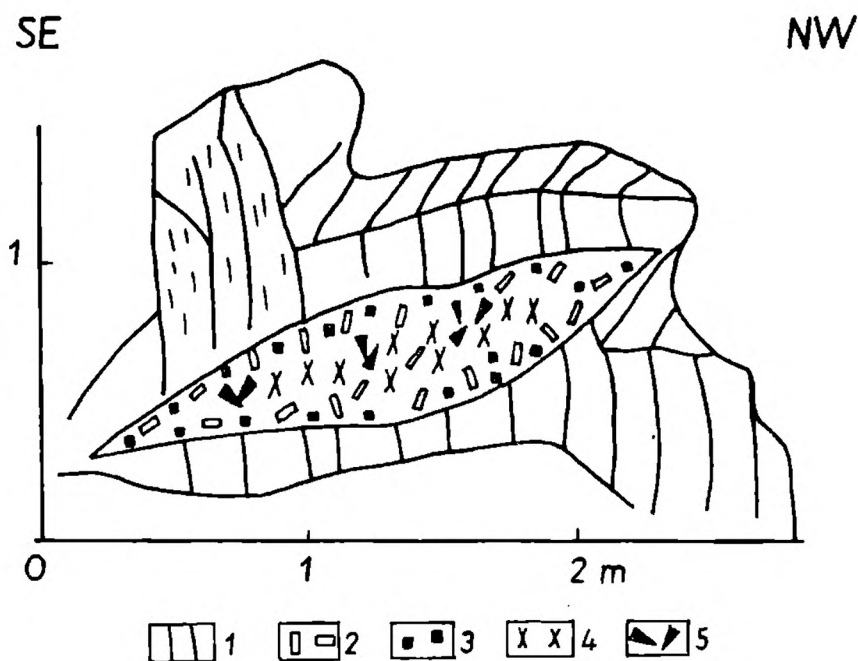


Fig. 1. Pegmatyt kordierytowy przecinający serpentynit (Lubachów); szkic odsłonięcia: 1 — serpentynit; 2 — nagromadzenia kordierytu, 3 — strefa wzbogacona w biotyt, 4 — strefy przerostów pismowych kwarcowo-skaleniovych, 5 — skupienia turmalinu

Fig. 1. A scheme of cordierite-bearing pegmatite cutting serpentinite. 1 — serpentinite; 2 — cordierite concentrations; 3 — biotite-enriched zone; 4 — zones consisting of quartz-feldspar graphic intergrowths; — 5 — tourmaline concentrations

Głównymi minerałami budującymi pegmatyt są: kwarc, skaleń potasowy, plagioklaz, biotyt (zupełnie podrzędnie muskewit) i kordieryt. Makroskopowo rozpoznać można także turmalin i apatyt. W płytkach cienkich stwierdzono ponadto riebeckit, syllimanit (fibrolit), tytanit oraz minerały wtórne — chloryt i drobnołuseczkowy agregat pinitowy.

W pegmatycie można zaobserwować pewne zróżnicowanie w przestrzennym rozmieszczeniu minerałów oraz związaną z tym budowę strefową. Wyróżnić można dwie zasadnicze strefy:

- zewnętrzną, o strukturze pegmatoidowej, zbudowaną z kordierytu, biotytu, kwarcu i plagioklazu,
- wewnętrzną, o strukturze pasmowej, którą tworzą przerosty kwarcu i skałenia potasowego.

Strefa zewnętrzna

Kontakt serpentynitu z pegmatytem jest ostry. Strefę brzeżną pegmatytu budują duże kryształy kordierytu oraz blaszki biotytu poprzerastane z gruboziarnistym kwarcem i plagioklazem.

Kordieryt tworzy słupkowe kryształy o pokroju pseudorombowym i nieprawidłowe ziarna osiągające wielkość 5—8 cm. Barwa minerału jest ciemno-niebieskawo-szara, połysk szklisty. W płytce cienkiej jest bezbarwny i niepleochroiczny. Badania metodą stolika uniwersalnego pozwoliły ustalić następujące cechy optyczne: dwójłomność $n_y - n_a = 0,011$, $2V_a = 74^\circ$. Pod mikroskopem widoczna jest niezbyt dokładna łupliwość wg (010) oraz proste zbliżnienia wg (110). Niekiedy obserwuje się prawidłowe przerosty kordierytu z kwarcem przypominające strukturę pismową (fot. 1). Charakterystyczne są wtórne przeobrażenia kordierytu (tzw. pinityzacja) zachodzące najczęściej wzdłuż powierzchni łupliwości i spękań. W wyniku tego procesu kordieryt ulega izotropizacji i tworzy się drobnołuseczkowy agregat chlorytowo-serpentynowy (?). W tabeli 2 oraz na fig. 5 zostały przedstawione wyniki badań rentgenowskich kordierytu z opisywanego pegmatytu. Stwierdzić można dość dużą zgodność głównych refleksów badanego minerału z diagnozą rentgenowską mezokordierytu rombowego średnich temperatur przedstawioną przez Trögera (1967) (fide Borkowska 1973). Pewne refleksy mogą pochodzić od obecności wrostków i przeobrażeń minerału w agregat pinitowy (np. $d = 9,21$).

Biotyt występuje w formie dużych, blaszkowych kryształów osiągających wielkość 5 cm. W płytce cienkiej wykazuje bardzo silny pleochroizm: α — jasnożółty, $\gamma = \beta$ — czerwono-brunatny. Plagioklaz występujący w strefie brzeżnej zawiera około 18% An (oligoklaz).

W strefie zewnętrznej pegmatytu makroskopowo zaobserwować można niekiedy duże nagromadzenie apatyty tworzącego wydłużone kryształy o zabarwieniu brunatnozielonym. Długość kryształów dochodzi do 1,5 cm przy średnicy 2—3 mm. Ponadto w płytce cienkiej stwierdzono obecność niewielkich (1,8 mm) ziarn minerału o cechach optycznych właściwych riebeckitowi: dwójłomność $n_y - n_a = 0,015$ ze znakiem ujemnym, kąt wygaszania $z/\gamma = 5^\circ$, płaszczyzna osi optycznych równoległa do (010), pleochroizm silny: $\alpha = \beta$ — niebieski, γ — bezbarwny (jasnożółty). Kąt między śladami łupliwości (1000) i (001) wynosi 74° (Tabl. I, fig. 2).

Oprócz opisanych minerałów występujących w strefie brzeżnej pegmatytu, w płytkach cienkich napotkano niewielkie nagromadzenia brunatnawego fibrolitu (do 2 mm) oraz drobnoziarniste skupienia tytanitu.

Tabela (Table) 2

Porównanie wyników badań rentgenowskich kordierytu z pegmatytu w Lubachowie z diagnozą rentgenowską mezokordierytu

Comparison of X-ray data for cordierite from pegmatite of Lubachów with those of meso-cordierite

Kordieryt z pegmatytu w Lubachowie Cordierite from pegmatite of Lubachów		Mezokordieryt (Tröger, 1967) Mesocordierite	
d	I	d	I
9,21	20		
8,60	100	8,58	100
4,10	30	4,09	73
3,39	25		
3,15	100		
3,06	25	3,05	85
3,04	20		
2,86	10		
2,66	30		
2,47	15		
2,45	20		
2,38	5		

Strefa wewnętrzna

Granica pomiędzy strefą brzeżną i wewnętrzną jest zwykle wyraźna, ale niezbyt ostra. W części centralnej pegmatytu maleje zawartość minerałów ciemnych, w większej ilości pojawiają się skałen potasowy oraz kwarc. Charakterystyczną cechą tej strefy jest obecność dobrze wykształconej struktury pismowej.

Skaleń potasowy z opisywanego pegmatytu wykazuje niekiedy właściwość silnego rozszczepienia światła typową dla tzw. kamienia księżycowego. Badania mikroskopowe ujawniły pertytową naturę skalenia. Żyłkowe przerosty plagioklazu są wykształcone bardzo regularnie w formie mikroperytu filmowego. Skaleń potasowy ma przypuszczalnie dodatni charakter optyczny, a zatem byłby to izoortoklaz (kryptopertyt z dużą zawartością albitu).

W strefie wewnętrznej występują skupienia czarnego turmalinu, w którym napotkano niewielkie ziarna minerałów siarczkowych (chalkopiryt?). Wielkość kryształów turmalinu osiąga 3—4 cm. W płytce cienkiej

minerał ten wykazuje wyraźną budowę pasową i silny pleochroizm według następującego schematu: środek kryształu: ω — zielonobrunatny, ε — szarozółty; brzegi kryształu: ω — niebieskozielony, ε — brunatno-zółty. Pod mikroskopem stwierdzić można, że kryształy turmalinu mają zakończenia lub nieprawidłowo wykształcone otoczki o zabarwieniu niebieskim, przy czym schemat pleochroiczny oraz inne cechy optyczne nie ulegają zmianie. Pojawia się jedynie dodatkowa, wyraźna łupliwość wg. (11 $\bar{2}$ 0) lub (10 $\bar{1}$ 1).

Drobne spękania minerałów, szczególnie szczeliny łupliwości skaleni, wypełnione są drobnofuseczkowym, sferolitycznym chlorytem. Miejscami, zwłaszcza w pobliżu wyklinowywania się soczewki, pegmatyt przyjmuje strukturę średnioziarnistą (wielkość ziarn 2—5 mm) i nosi znamiona wyraźnego zgnejsowania. Ponadto niektóre minerały wykazują oznaki deformacji objawiającej się falistym wygaszaniem światła w ziarnach kwarcu oraz powyginaniem blaszek biotyту.

UWAGI NA TEMAT GENEZY PEGMATYTÓW GÓR SOWICH

Opisany powyżej pegmatyt z uwagi na specyficzny skład mineralny: zwłaszcza dużą zawartość kordierytu jest szczególnym typem pegmatytu na obszarze kry gnejsowej Gór Sowich. Zachodzi pytanie, czy przyczyną jego odmienności, w porównaniu z innymi pegmatytami, mogły być nieco inne warunki termodynamiczne towarzyszące krystalizacji, a zatem inny czas powstania, czy też dominującym czynnikiem warunkującym utworzenie tej paragenezy mineralnej była szczególna pozycja pegmatytu kordierytowego w otoczeniu ultrabazytu.

Dla wyjaśnienia tego problemu przeprowadzono dodatkowe badania: mające na celu ustalenie temperatury głównego etapu krystalizacji pegmatytu kordierytowego. Wykonano analizy chemiczne plagioklazu i skaleni potasowego oraz skrócone analizy biotyту i kordierytu. Każda z wymienionych par minerałów daje możliwość przybliżonego określenia temperatury krystalizacji (P e r c z u k 1970). Wyniki analiz chemicznych zestawiono w tabeli 3.

Na podstawie rozkładu sodu pomiędzy plagioklazem i współwystępującym skaleniem potasowym otrzymano z wykresu Iiyamy (zmodyfikowanego przez Perczuka i Riabczikowa) wartość temperatury odpowiadającą 820°C (fig. 2). Termometr biotyту-kordierytowy opiera się na funkcji rozkładu Mg między współwystępującymi biotytem i kordierytem. W przeciwieństwie do termometru dwuskaleniowego nie daje on możliwości jednoznacznego określenia temperatury w przedziale około 500—750°C ze względu na zmienny charakter funkcji rozkładu Mg w wymienionych minerałach. W przypadku pegmatytu kordierytowego współczynnik rozkładu magnezu między biotytem i kordierytem dają wartość temperatury 770°C leżącą poza wspomnianym przedziałem (fig. 3).

Tabela (Table) 3

Analizy chemiczne skaleni, biotyту i kordierytu z pegmatytów sowiogórskich
 Chemical composition of feldspars, biotite and cordierite from pegmatite of Sowie
 Góry Mts

(Analizy wykonały J. Gładala i B. Doroszko w Lab. Chem. ING. U. Wr.)

	Pegmatyt kordierytowy z Lubachowa Cordierite-pegmatite of Lubachów				Pegmatyt z Lutonii Pegmatite of Lutomia	
	biotyt	kordieryt	plag.	ortokl.	plag.	ortokl.
SiO ₂			69,51	64,27	62,54	64,87
Al ₂ O ₃			18,04	18,56	22,92	18,78
MgO	12,08	8,92	2,01	—	—	—
Fe ₂ O ₃	23,12	13,95	0,70	0,60	1,60	0,60
TiO ₂	1,95	0,75	—	—	—	—
MnO	0,20	0,18	—	—	—	—
Na ₂ O			5,10	3,60	6,10	2,60
K ₂ O	8,00		0,50	11,90	1,00	12,10
CaO			4,20	1,12	5,54	1,12
	Mg		Na	Na	Na	Na
	Mg + Fe + Mn		Na + Ca	Na + K	Na + Ca	Na + K
	0,308	0,352	0,557	0,212	0,529	0,161
T°C	770°		820°		770°	

Wartości temperatury, obliczone w oparciu o bardzo różniące się pod względem składu pary minerałów, są zbliżone. Należy zatem sądzić, że temperatura głównego etapu krystalizacji pegmatytu kordierytowego wynosiła około 800°C.

W celach porównawczych podobne badania przeprowadzono dla pegmatytu przecinającego amfibolity w nieczynnym łomie w Lutonii (ok. 5 km na SE od Lubachowa). Wspomniany pegmatyt ma formę wydłużonych żył i gniazd o łącznej długości około 20 m. Jest to jeden z większych utworów pegmatytowych na obszarze Gór Sowich. Zbudowany jest

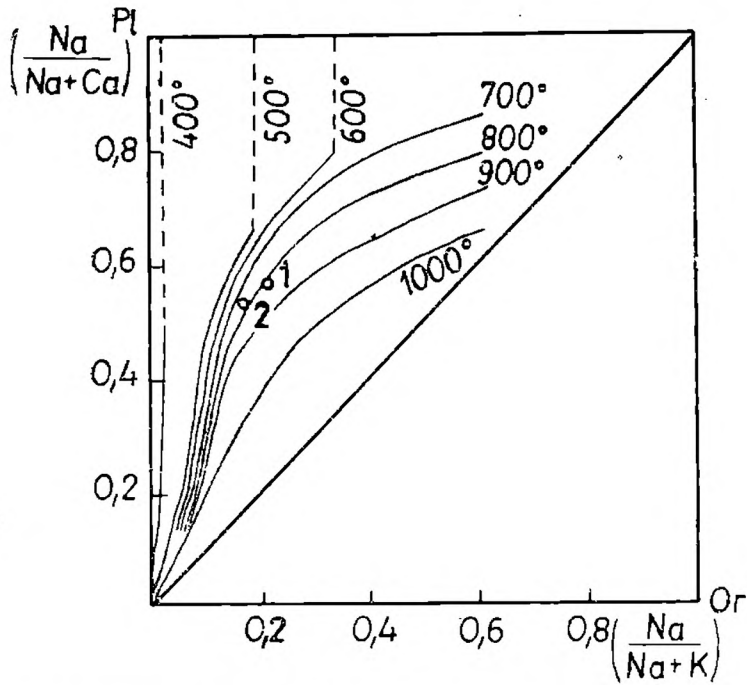


Fig. 2. Diagram równowagi fazowej w systemie plagioklaz (Pl) — skaleń potasowy (Or), $p = 1$ kbar (wg Perczuka, Riabczikowa, 1968). 1 — skalenie z pegmatytu kordierytowego; 2 — skalenie z pegmatytu z Lutomią

Fig. 2. Phase equilibrium diagram for the system plagioclase (Pl) — potassium feldspar (Or) at $p = 1$ kbar (after Perczuk and Ryabchikov, 1968). 1 — feldspars from cordierite-bearing pegmatite; 2 — feldspars from pegmatite of Lutomiá

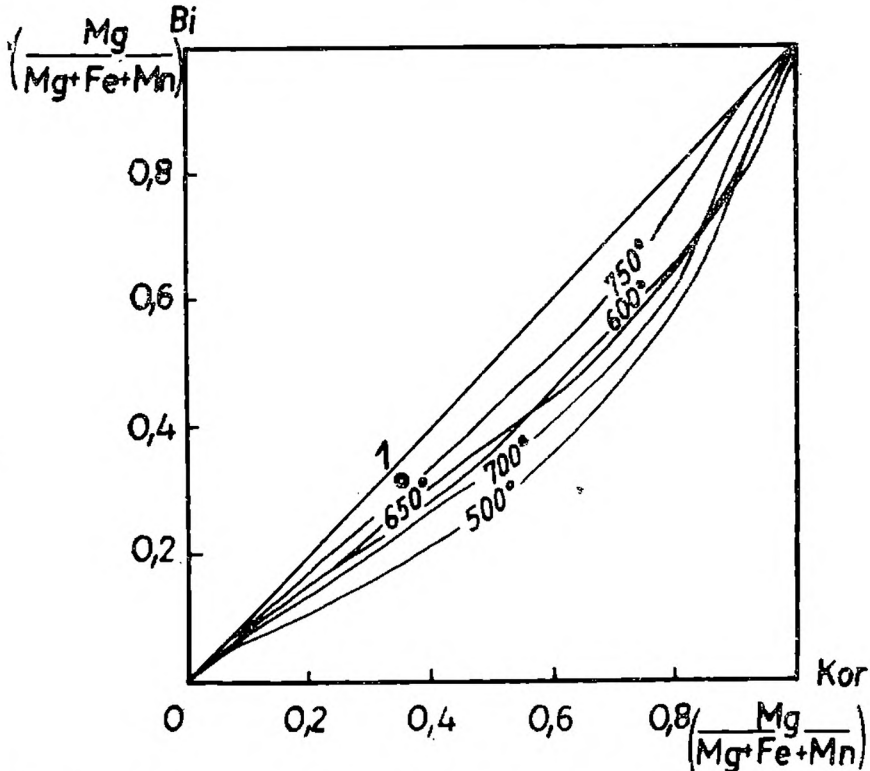


Fig. 3. Rozdział magnezu w asocjacji biotyt-kordieryt w zależności od temperatury (Perczuk, 1970): 1 — biotyt-kordieryt z pegmatytu kordierytowego (Lubachów)

Fig. 3. Magnesium partition in biotite-cordierite association versus temperature (after Perczuk, 1970): 1 — biotite-cordierite from cordierite-bearing pegmatite in Lubachów

z kwarcu, skalenia potasowego, plagioklazu, biotyту i muskowitu. W dużej ilości występują też krystaliczne skupienia turmalinu osiągające długość 70 cm przy średnicy ok. 30 cm. Metodą termometru dwuskalenio-owego określono temperaturę krystalizacji tego pegmatytu na około 770°C.

Z przeprowadzonych badań wynika, że temperatura głównego etapu krystalizacji badanych pegmatytów była w przybliżeniu jednakowa i wy-

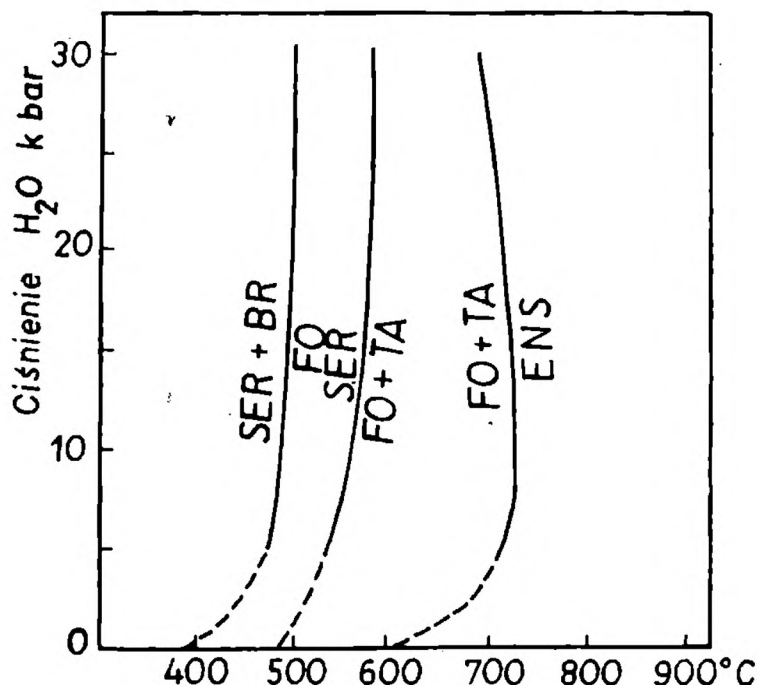


Fig. 4. Równowaga fazowa w systemie MgO—SiO₂—H₂O (wg Kitahara, Takenouchi, Kennedy, 1966 — fide Mineraly, Sprawozdanie, 1974). SER — serpentyn; FO — forsteryt; TA — talk; ENS — enstatyt

Fig. 4. Phase equilibrium in MgO—SiO₂—H₂O system (after Kitahara, Takenouchi and Kennedy, 1966 — fide Minerals — Spravochnik — in Russian, 1974). SER — serpentine; FO — forsterite; TA — talc; ENS — enstatite

nosiła około 770—820°C. Należy przypuszczać, że wymienione pegmatyty oraz większość utworów pegmatytowych kry sowiogórskiej o podobnym składzie mineralnym i cechach strukturalnych, reprezentują jedną generację utworzoną w tych samych warunkach temperatury. Wysoka temperatura krystalizacji głównych minerałów sugeruje, że pegmatyty mogły powstać bezpośrednio ze stopu lub silnie przegrzanych resztek pomagmowych.

Do otrzymanych wyników należy podejść z pewną ostrożnością — zastosowane tu metody termometrów geologicznych opierają się na badaniach eksperymentalnych, w których warunki przebiegu badanych procesów są tylko przybliżeniem warunków naturalnych.

Na fig. 6 przedstawiono rentgenogramy skaleni potasowych opisywanych pegmatytów z Lutonii (a) i Lubachowa (b). Łatwo zauważyć duże podobieństwo struktury obydwu skaleni. Obecność intensywnych refleksów typowych dla plagioklazu jest spowodowana pertytową naturą ska-

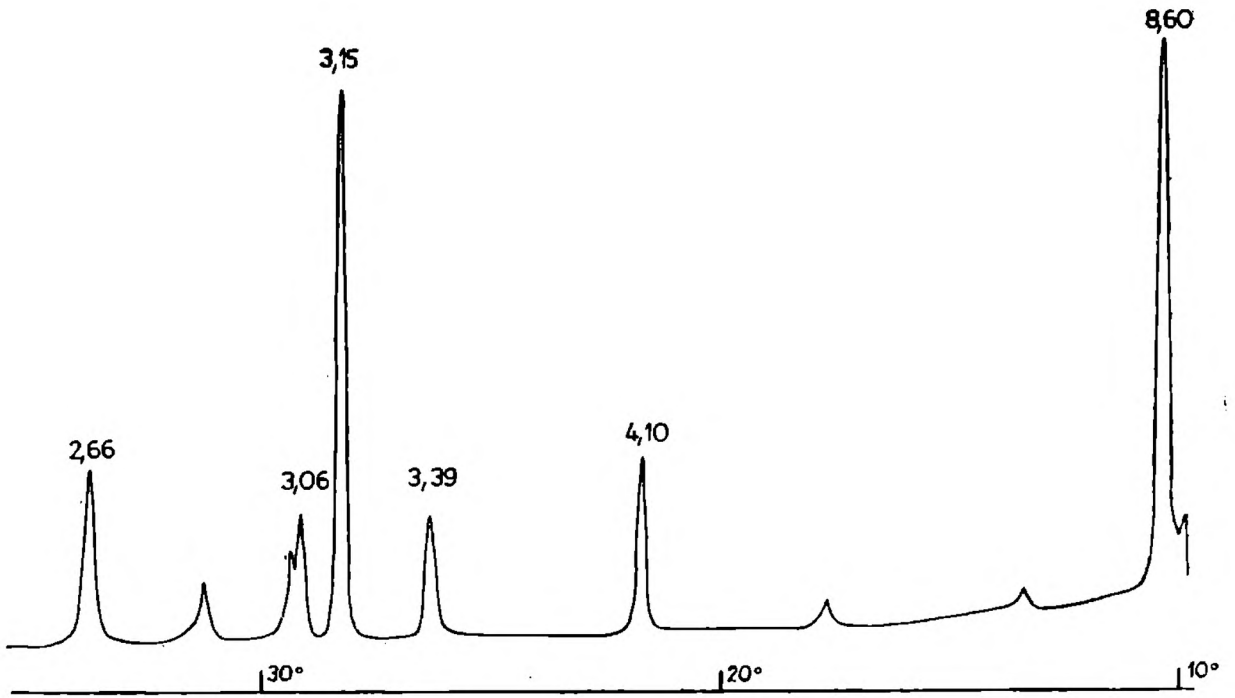


Fig. 5. Dyfraktogram kordierytu z pegmatytu w Lubachowie w przedziale 10—35° 2θ, Cu Kα.

Fig. 5. X-ray diffractometer pattern of cordierite from pegmatite in Lubachów within the range 10—35° 2θ, Cu Kα.

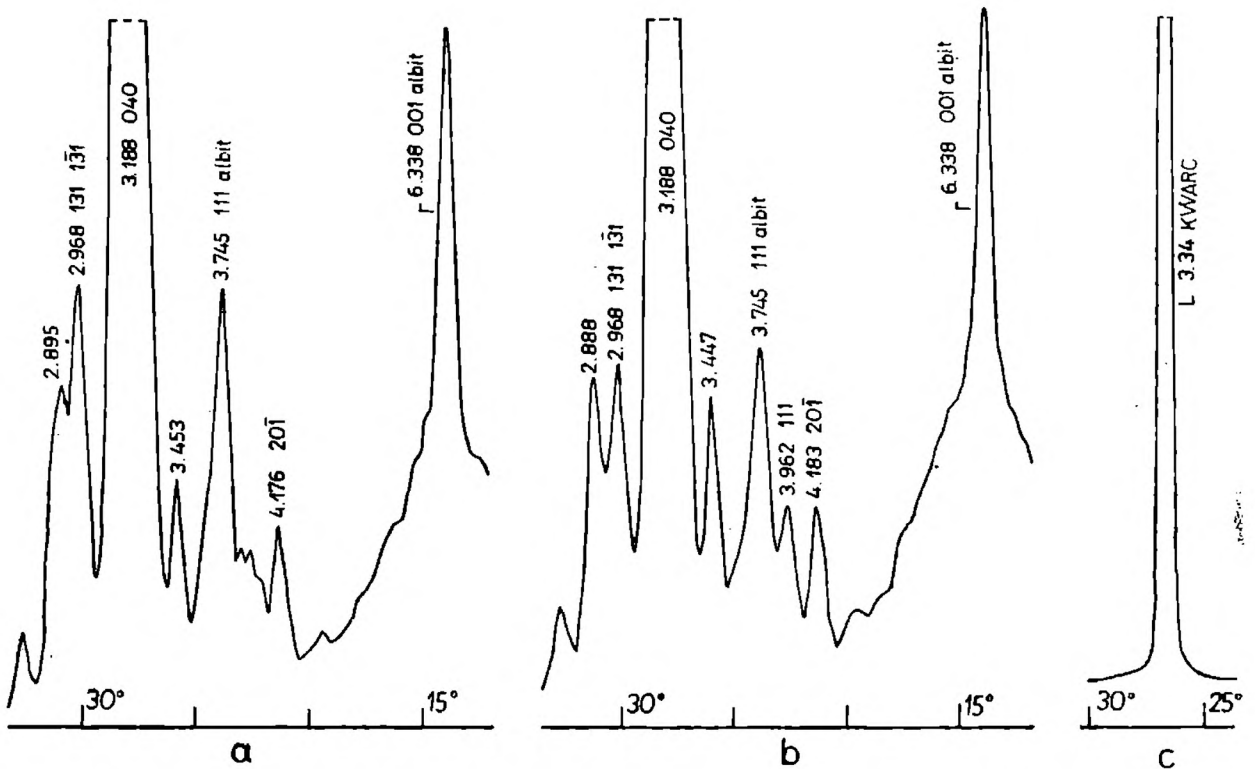


Fig. 6. Dyfraktogramy skaleni potasowych w przedziale 12—33° 2θ, Cu Kα: a — ska-
leń potasowy pegmatytu z Lutonii; b — skaień potasowy pegmatytu kordierytowe-
go; c — kwarc

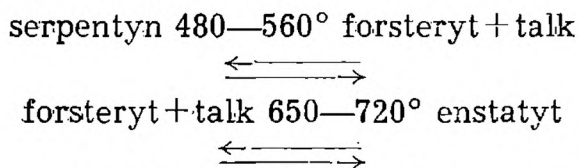
Fig. 6. X-ray diffractometer patterns of potassium feldspars within the range 12—33°
2θ, Cu Kα: a — potassium feldspar from pegmatite in Lutomia, b — K-feldspar
from cordierite — bearing pegmatite Lubachów; c — quartz.

leni. W oparciu o dyfraktogramy określono stopień skośności $\Delta = 12,5/d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}}$ metodą G. S a b a t i e r a (fide M. B o r k o w s k a, 1973). Wynosi on dla skalenia z pegmatytu kordierytowego 0,69, dla skalenia zaś z pegmatytu z Lutonii 0,62. Wyniki badań rentgenowskich potwierdzają tezę o podobieństwie warunków termodynamicznych towarzyszących powstawaniu tych dwóch pegmatytów.

Na podstawie przeprowadzonych badań można wnioskować, że głównym czynnikiem warunkującym powstanie kordierytu w soczewce pegmatytowej przecinającej serpentynit, było metasomatyczne oddziaływanie ultrabazytu na pegmatyt.

Pegmatyt w momencie powstawania prawdopodobnie wywarł wpływ na strefę kontaktową serpentynitu. Stwierdzono w niej znacznie większą zawartość słabo na ogół zserpentyzowanych ziarn enstatytu i oliwinu, w porównaniu z serpentynitem odległym od kontaktu (fot. 3 i 4).

Małe nasilenie procesu serpentynizacji w pobliżu kontaktu z pegmatytem pozwala przypuszczać, że przeobrażenie pierwotnego ultrabazytu miało miejsce w okresie poprzedzającym powstanie pegmatytu. Wzbogacenie strefy kontaktowej w enstatyt i oliwin należałoby zatem uznać za efekt rekrystalizacji wywołanej termicznym oddziaływaniem pegmatytu na serpentynit. Przypuszczenie to jest zgodne z wynikami badań eksperymentalnych (fig. 4), według których:



Opierając się na powyższych rozważaniach można dokonać próby określenia zależności czasowej pomiędzy głównym etapem migmatytyzacji gnejsów a powstaniem pegmatytów. Warunki temperatury i ciśnienia w okresie migmatytyzacji gnejsów sowiogórskich nie zostały dotychczas określone. Większość autorów jest jednak zdania, że migmatytyzacja zachodzi zwykle w warunkach facji amfibolitowej, w temperaturze nie niższej niż 625—700°C. Jak już wspomniano, opisywane ultrabazyty w czasie migmatytyzacji gnejsów przypuszczalnie zajmowały pozycję podobną jak obecnie. Serpentyzacja tych skał nastąpiła po okresie migmatytyzacji w miarę spadku temperatury do poziomu około 500°C. Powyżej tej temperatury serpentyn jest praktycznie nietrwały. W momencie powstania pegmatytu ultrabazyt był już najprawdopodobniej w znacznym stopniu zserpentyzowany, a zatem temperatura skał otaczających nie mogła przewyższać około 500°C. W związku z tym należałoby przyjąć, że pomiędzy migmatytyzacją skał bezpośrednio otaczających pegmatyty a okresem ich tworzenia się istniał pewien interwał czasowy, w którym temperatura kompleksu skalnego obniżyła się co najmniej do poziomu około 500°C.

Powyższe rozważania dotyczące zależności termicznej i czasowej po-

między migmatytyzacją gnejsów a powstawaniem pegmatytów mają w chwili obecnej charakter hipotetyczny i trudno je uznać za w pełni udowodnione.

Autor pragnie wyrazić gorące podziękowanie doc. dr. hab. A. Majerowiczowi i dr. M. Sachanbińskiemu za pomoc w czasie prowadzenia badań oraz podziękować mgr. J. Janeczkoowi za umożliwienie wykonania badań rentgenowskich.

Zakład Mineralogii i Petrografii
Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Maszynopis nadesłano VII 1976,
przyjęto do druku XI 1976

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Borkowska M., Smulikowski K. (1973), *Minerały skałotwórcze*, p. 1—477. Warszawa.
- Grocholski W. (1964), *Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Kamionkowa w Górach Sowich. On geology of the vicinity of Kamionkovo in the Sudetes Mts. Geol. sudet.*, 1, p. 209—219.
- Grocholski W. (1967), *Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. Geologia sudet.*, 3, p. 181—249. Warszawa.
- Kryza R. (1973), *Mineralogia i petrografia pegmatytów NE — części Gór Sowich, maszynopis., Bibl. Inst. Nauk Geol. UWr.*, p. 1—46. Wrocław.
- Mehnert K. R. (1971), *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, p. 1—405. Amsterdam.
- Minerały. Sprawoznik, Diagramy fazowych równowiesi.* (1974), praca zbiorowa, wyd. 1, p. 1—512. Moskwa.
- Perczuk L. L. (1970), *Równowiesja porodoobrazujuszczich minerałów*, p. 77—81, 192—201. Moskwa.
- Piskorz W. (1970), *Mineralogia i petrografia pegmatytów okolic Głowa, maszynopis, Bibl. Inst. Nauk Geol. UWr.*, p. 1—68. Wrocław.
- Polański A. (1955), *Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich (On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. (Middle Sudeten)). Arch. Miner.*, 18, z. 2, p. 211—284. Warszawa.
- Morawski T. (1973), *The Sowie Góry Area and its petrological problems. W pracy: Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silesie*, p. 44—58. Warszawa.
- Sachanbiński M. (1971), *Geochemia berylu w skałach krystalicznych Gór Sowich. Pr. Min. Inst. Chem. Nieorg. i Met. Pierw. Rzad. Politechniki Wr.*, nr 3, p. 178—187. Wrocław.
- Sachanbiński M. (1972), *Minerały Gór Sowich. Biul. inf. Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi*, p. 35—42. Gorze—Wąbrzych.
- Smulikowski K. (1952), *Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów (The old crystalline formations of the Sudeten Mountains). Roczn. Pol. Tow. Geol.* 21, z. 1, p. 67—124. Warszawa—Kraków.
- Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M. (1954), *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*, p. 1—406. San Francisco.

Zawadzki P. (1971), Pierwiastki śladowe w łyszczkach gnejsów Gór Sowich (Trace elements in micas from Sowie Góry gneisses). *Arch. Miner.* 29, z. 1 i 2, p. 119—157. Warszawa.

SUMMARY

Generally, pegmatites of gneissic block of the Sowie Góry Mts. display simple mineral composition (quartz, plagioclase, potassium feldspar, biotite, muscovite, tourmaline). However, some of them also contain typical metamorphic minerals, as: dysthene, andalusite, sillimanite and cordierite.

Cordierite was found to occur in pegmatitic lense cutting thin (3 m thick) intercalation of serpentinites embedded in layered gneisses in the environs of Lubachów (R. Kryza 1973). Serpentinite in question consists essentially of minerals of serpentine group, tremolite, talc and olivine (table 1), being, most probably a product of serpentinization of perzovite. Considerable amounts of unaltered enstatite and olivine were preserved close to the contact of serpentinites with pegmatite under consideration.

Pegmatite occurs in lenticular form 2.3 m long and up to 0.5 m thick. Two zones can be distinguished in this lense. The external one, showing pegmatoid structure, consists of cordierite, biotite, quartz and oligoclase (18% An), while the internal one, displaying graphic texture, is composed of quartz-potassium feldspar intergrowths. Minor constituents of pegmatite are represented by muscovite, tourmaline, apatite, riebeckite, sillimanite (fibrolite), titanite, chalcopyrite (?), chlorite and fine scaly pinite aggregate. Cordierite occurs in prismatic crystals showing pseudorhombic shape and as irregular grains, 5—8 cm in size. It is dark blue — gray in colour and exhibits vitreous lustre. In thin section it is colourless and shows no pleochroism. Measured birefringence amounts to 0.011 and the optic axial angle $2V\alpha=74^\circ$. In thin section imperfect (010) cleavage and simple (110) twinnings are observed.

Cordierite-bearing pegmatite represents a peculiar mineral paragenesis which was not yet reported for pegmatites of the Sowie Góry block. In order to get some indications on the origin of this pegmatite and to explain its specific mineral composition, chemical and X-ray examinations of cordierite, biotite and feldspars from cordierite-bearing pegmatite, as well as of feldspars from a thick pegmatite body in Lutomia (5 km SE from Lubachów) were carried out. As follows from the obtained data (fig. 2, 3 and 4), crystallization temperature of the main stage of formation of both pegmatites was similar, amounting to 770—820°C. It is thus concluded that the formation of cordierite is due to direct contact of this pegmatite with ultrabasic rock. Moreover, attempts were made to determine thermal and chronological interrelation between migmatitization of

surrounding rocks and formation of pegmatites. It is supposed that these phenomena were separated in time and that during this interval the temperature of surrounding rocks was lowered to at least 500°C.

*Department of Mineralogy & Petrography,
Institute of Geological Sciences, Wrocław University
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław*

OBJAŚNIENIA — TABLICA I
EXPLANATIONS OF PLATE I

Fig. 1. Przerosty pismowe kwarcu (jasny) i kordierytu (ciemny); kordieryt częściowo spinityzowany. Pegmatyt kordierytowy. Lubachów; nikole x, pow. 90×

Fig. 1. Graphic quartz (light) — cordierite (dark) intergrowths. Cordierite displays partial pinitization. Cordierite-bearing pegmatite, Lubachów. Crossed nicols, ×90

Fig. 2. Kryształ riebeckitu (ciemny) otoczony plagioklazem. Pegmatyt kordierytowy, Lubachów; bez analizatora, pow. 90×

Fig. 2. Riebeckite crystal (dark) surrounded by plagioclase. Cordierite-bearing pegmatite, Lubachów. One nicol, ×90

Fig. 3. Serpentyt. W masie minerałów serpentynowych widoczny wydłużony kryształ tremolitu, reliktywne ziarna oliwiny i minerały nieprzezroczyste. Odsłonięcie przy zaporze, Lubachów; nikole x, pow. 90×

Fig. 3. Serpentinite. Elongated tremolite crystal, relict olivine grains and opaque minerals embedded in serpentine groundmass. Crossed nicols, ×90

Fig. 4. Ultrabazyt przy kontakcie z pegmatytem; widoczne duże ziarna enstatytu i blaszkowe skupienia talku. Odsłonięcie przy zaporze, Lubachów; nikole x, pow. 90×

Fig. 4. Ultrabasic rock in contact zone with pegmatite. Large enstatite grains and flaky talc aggregates are observed. Lubachów. Crossed nicols, ×90

