

## MINERALIZACJA ENDOGENICZNA W MASYWACH SKAŁ ULTRAZASADOWYCH PÓLNOCNEGO PRZEDPOLA SUDETÓW ŚRODKOWYCH

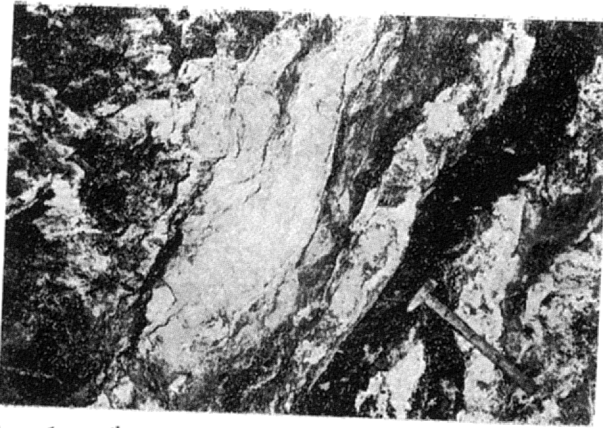
UKD 552.921.5:551.222:552.16(438.26—13)

Dolnośląskie masywy skał ultrazasadowych stanowią ogniwo większej strefy występowania tych utworów, przecinającej kontynent europejski z NW na SE (10). W pasie tym obserwuje się segmentową sekwencję wiekową, według której skały ultrazasadowe Spitsbergenu i Skandynawii powstały w ordowiku, środkowoeuropejskie w dewonie, uralskie w karbonie, czukotskie w permie, alaskańskie w triasie itd. Opinie o wieku dolnośląskich masywów skał ultrazasadowych są jednak podzielone. J. Oberc (16) wyraża pogląd, że powstały one w proterozoiku. Nasza znajomość tych dość tajemniczych skał, zawsze rokujących duże nadzieje znalezienia złóż metali, jest jeszcze niedostateczna, nie tylko pod względem określenia ich wieku. Wciąż brak jest szerzej zakrojonych badań nad tymi utworami.

Z przebogatej problematyki złożowej tych masywów, w obecnej pracy przedstawiono wycinkowo niektóre zagadnienia dotyczące epigenetycznej mineralizacji endogenicznej, na podstawie badań przeprowadzonych głównie w kopalni magnezytu w Wirach. Badania te doprowadziły do odkrycia obiecującego występowania wermikulitu i innych minerałów, po raz pierwszy notowanych w dolnośląskich masywach skał ultrazasadowych.

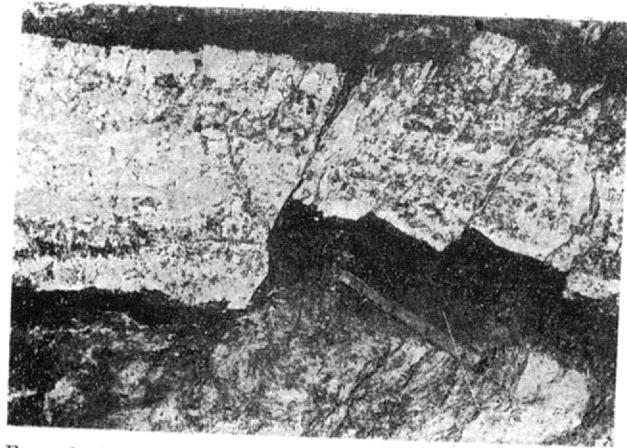
### HISTORIA BADAŃ

Mineralizację endogeniczną, występującą w masywach skał ultrazasadowych północnego przedpola Sudetów Środkowych, w północno-wschodnim



Ryc. 1. — Żyła lamprofirowa stromo zapadająca, rozszczepiona (ostrze młotka), z szarą otuliną kontaktową wermikulitowo-talkowo-chlorytową, porozrywaną, zmiętą, miejscami odspojoną od lamprofiru i scementowaną młodszym magnezjtem (biały). W dalszej odległości od żyły widoczny niezmienny serpentynit. Kop. „Wiry”, poz. III, chodnik 25 NE.

Fig. 1. Steeply dipping split lamprophyre vein (hammer edge), with grey contact selvage of vermiculite-talc-chlorite type, torn up, squeezed, locally split from lamprophyre, and cemented with younger magnesite (white). Somewhat farther from the vein unaltered serpentinite is visible. Mine „Wiry”, level III, gangway 25 NE.



Ryc. 2. Pegmatyt granitowy grubokrystaliczny o widocznej wewnętrznej budowie strefowej, otoczony otuliną kontaktową zbudowaną ze stref hydrobiotytu, wermikulitu (wskazuje ostrze młotka) i talku. Pegmatyt spekany, otulina kontaktowa miejscami zdeformowana. Na młotku zaznaczona podziałka 10 cm. Kop. „Wiry”, poz. II, chodnik 12 WB.

Fig. 2. Coarse-crystalline granite pegmatite showing intrinsic zonal structure; contact selvage consisting of hydrobiotite, vermiculite (hammer edge) and talc zones. Pegmatite is crushed, contact selvage locally deformed. 10 cm scale is shown on hammer. Mine „Wiry”, level III, gangway 12 WB.

obrzeżeniu kry Sowich Gór, a mianowicie w masywach Grochowa — Braszowic, Szklar Ząbkowickich, Gogołowa, Jordanowa i Sobótki podzielić można na syngenetyczną obejmującą chromity i warunkową mineralizację związaną z procesami serpentynizacji oraz epigenetyczną, komagmową z intruzjami gabra i granitu, bądź granodiorytu. W pracy tej rozważania dotyczą tylko epigenetycznej mineralizacji endogenicznej.

Serpentynity masywu Grochowej Góry — Braszowic kontaktują od S i SE z dwiema niewielkimi intruzjami gabra i poprzecinane są żyłami gabrowymi, które odsłaniają się okazałe w kamieniołomie magnezytu w Grochowie. W bezpośrednim otoczeniu masywu serpentynitowego Szklar Ząbkowickich gabra tworzy większą intruzję Przedborowa — Kozienic. Znany również występowania amfibolitów diabazowych, zalegających między Niemczą i Wilkowem Śląskim oraz niewielkie masywy granodiorytowe zwane sjenitami Niemczy (14). W masyw serpentynitowy Szklar Ząbkowickich wnikają liczne intruzje żyłowe, zróżnicowane pod względem składu mineralnego. Są to pochodne magmy gabrowej lub granodiorytowej oraz zagadkowe monomineralne skały amfibolowe. Skały te opisywane były przez F. Bey-schlaga i P. Kruscha (1) i innych.

W najnowszym, pełniejszym ujęciu J. Niśkiewicz (14) dzieli skały żyłowe obecne w masywie serpentynitowym Szklar Ząbkowickich na melanokratyczne i leukokratyczne. Wśród mniej licznie występujących skał melanokratycznych, lamprofirowych wyróżnia on kersantyty i spessartyty. Żyły leukokratyczne dzieli na pegmatytowe i aplitowe, uważając je zgodnie ze starszymi poglądami za apofizy granitoidów strefy Niemczy. Te ostatnie, zwane za E. F. Glocke-rem (8) sacharytami, dzieli na rzadziej występujące białe, plagioklazowe i powszechniejsze szare, plagioklazowo-amfibolowe. Intruzje żyłowe tego rejonu otoczone są przeważnie kilkucentymetrowymi strefami kontaktowymi, utworzonymi ze stref chlorytowo-talkowych i hydrobiotytowych.

Skały żyłowe, występujące w masywie serpentynitowym Gogołów — Jordanów opisywał m. in. L. Finckh (1923), określając je jako apłity. K. Spangenberg (19) opisuje dwie główne żyły, występujące w

kopalni chromitu w Tapadiach, jedna o biegu NW, a druga NE, zbudowane z albitu, ortoklazu i kwarcu. Są one otoczone strefami biotytowymi i skalami talkowymi. W starszych pracach sygnalizowano także występowanie w okolicy Piotrówka żył aplitowych z talkiem i cienką otoczką biotytową. Przebiegają one w kierunku NE lub NW. Skały żyłowe z Jordanowa badał prof. A. Gawel (7), określając je jako dyferencjaty magmy gabrowej. Utworzenie nefrytu wiąże on ze skałami talkowymi, do których nastąpiło doprowadzenie wapnia z żył zoizytowo-kwarcowych. Z. Gajewski (5) prowadząc na szerszą skalę prace poszukiwawcze, których efektem było odkrycie złoża magnezytu w Wirach stwierdził, że występowanie żył mikropegmatytowych jest bardzo rozpowszechnione w masywie serpentynitowym w obszarze Wiry — Tapadla. Autor ten określa napotkane żyły mikropegmatytowe jako albitowo-kwarcowe, omawiając występujące w ich otoczeniu strefy biotytowe i talkowe.

#### MALE INTRUZJE ŻYŁOWE

Na północnym przedpołu Wzgórz Kieleczyńskich, w masywie serpentynitowym rozpowszechnione jest występowanie małych intruzji żyłowych. Dość powiedzieć, że tylko na trzecim poziomie kopalni magnezytu w Wirach, na obszarze ok. 1,5 km<sup>2</sup> napotkano dotychczas ponad dwadzieścia ich wystąpień. Dajki i żyły znajdują się w niewielkich odległościach od siebie (20 do 100 m). Rozmieszczone są zgodnie z głównymi kierunkami spekań w tej części masywu serpentynitowego. Żyły pegmatytu granitowego wykorzystują spekania o kierunku NWW—SEE, zapadają ku NNE. Innego rodzaju żyły małych intruzji wykorzystują ponadto spekania o kierunku NE—SW i wykazują upady w różnych kierunkach.

Żyły pegmatytu granitowego występują przeważnie w północnej części kopalni, a zatem bliżej kontaktu masywu serpentynitowego z masywem granitowym. Z obserwacji dokonanych na 3 poziomach kopalni wynika, że ilość i miąższość dajek i żył wzrasta w głąb masywu. Miąższość małych intruzji żyłowych jest niewielka, mierzając się przeważnie

Tabela I

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	51,85	69,06	60,06
TiO <sub>2</sub>	1,26	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,86	14,68	22,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	0,24	0,38
FeO	3,28	0,15	0,07
MnO	0,09	0,03	0,02
MgO	7,62	4,32	1,80
NiO	0,05	0,20	0,08
CaO	6,59	0,96	2,56
Na <sub>2</sub> O	4,70	2,50	6,40
K <sub>2</sub> O	0,70	2,05	1,10
H <sub>2</sub> O -	0,32	2,08	1,97
H <sub>2</sub> O +	1,77	2,73	1,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,09	0,05
CO <sub>2</sub>	0,34	0,36	0,36
Suma	99,35	99,46	99,07

1. Pegmatyt gabrowy, kopalnia „Wiry”, III poziom, chodnik 1 S.
  2. Pegmatyt granitowy grubokrystaliczny, część różenowa żyły. Kopalnia „Wiry”, II poziom, chodnik 12 WB.
  3. Pegmatyt granitowy drobnokrystaliczny, część brzeżna żyły. Kopalnia „Wiry”, II poziom, chodnik 12 WB.
- Analizował: K. Urbanik

w granicach od kilku centymetrów do 1,5 m. Po szczególne żyłowe ciała intruzywne wykazują zmienną miąższość po rozciągłości, rzadziej nabrzmiewają przechodząc w gniazda, częściej miejscami wyklino- wywują się, przy czym ich śladowy przebieg znacząco rozwinięte pomimo tego strefy kontaktowe.

Uwzględniając formę, strukturę, skład mineralny i chemiczny utworów żyłowych z kopalni Wiry, wyróżnić można następujące główne typy:

dajki gabra silnie hydrolizowanego,  
dajki lamprofirowe,

żyły aplitowe,  
żyły pegmatytu gabrowego,  
żyły pegmatytu granitowego.

**Dajki gabrowe.** Wśród napotkanych intruzji żyłowych należą one do rzadkości. Stopień przeobrażenia tych skał jest przeważnie tak silny, że megaskopowo trudno rozpoznać skałę gabrową. Tego typu dajkę, stanowiącą zapewne apofizę gabrową, napotkano w chodniku K5N pierwszego poziomu kopalni w Wirach. Jest to dość regularnie wykształcona dajka o grubości do 1,5 m, o biegu WNW — ESE, zapadająca ku SSW. Miejscami dajka rozwidła się bądź też zawiera brzeżne enklawy serpentynitowe. Zbudowana jest ze skały o niejednolitym zabarwieniu, przy czym starsze minerały posiadają barwę zielonoszarą, zaś młodsze brązowożółtą. Struktura średnio i drobnokrystaliczna, relikto-saussurytowa, tekstura bezładna. Głównymi składnikami są zielone amfibole, przeważnie hornblenda zwyczajna, pirokseny oraz diallag. Obok nich drugim głównym składnikiem skały jest młodszy brązowy hydrobiotyt i złocisty wermikulit, które zastępują plagioklasy.

Oprócz relikto zachowanych plagioklazów występują liczne minerały charakterystyczne dla saussurytowanego gabra Sobótki, a mianowicie: epidot, zoizyt, klinozoizyt. Dajka ma dobrze wykształconą otulinę kontaktową wermikulitowo-talkowo-chlorytową. Ponieważ wermikulit i hydrobiotyt są znacznie młodsze, powstając metasomatyicznie kosztem plagioklazów, skałę tę trudno byłoby zaliczyć do grupy lamprofirów kersantytowych, gdyż raczej przedstawia ona drobnokrystaliczny gabra saussurytyzowany, silnie wtórnie hydrolizowany.

**Lamprofiry.** Niektóre z małych intruzji melanokratycznych, tnących serpentynity złoża w Wirach, przedstawiają hornblendowe lamprofiry z grupy kamptospessartytu i wogezytu lub skały przejściowe do ciemnoszarych skał żyłowych o strukturze aplitowej (ryc. 1). Warunkami zalegania i rozmiarami nie różnią się od innych małych intruzji. Są to szarozielone skały utworzone przeważnie z subhedralnych kryształów słupkowych zielonej hornblendy zwyczajnej, stanowiącej miejscami do 60% skały i z masy podstawowej tworzącej tło, zbudowanej z oligoklazowego agregatu o strukturze mozaikowej. Długość słupkowych ziarn hornblendy nie przekracza 1 mm. Skała charakteryzuje się ponadto obecnością licznych drobnych wydzieleni minerałów trudnych, głównie ilmenitu i magnetytu, tkwiących w jej częściach melanokratycznych. Struktura skały jest lamprofirowa hipidiomorficzna, miejscami porfirowa, tekstura bezładna. Lokalnie niektóre żyły lamprofirowe posiadają budowę pasmową utworzoną z naprzemianległych ciemniejszych i jaśniejszych stref.

**Aplity.** Niejednokrotnie żyły leukokratyczne, tnące serpentynity, wykształcone są w postaci białych i białoszarych aplitów. Wielkością i sposobem zalegania nie różnią się od innych intruzji żyłowych. Aplity przedstawiają przeważnie skałę plagioklazową, plagioklazyt o strukturze mikro lub drobnokrystalicznej, o teksturze zbitej lub cukrowatej. Plagioklasy reprezentowane są głównie przez człon andezynowo-oligoklazowy.

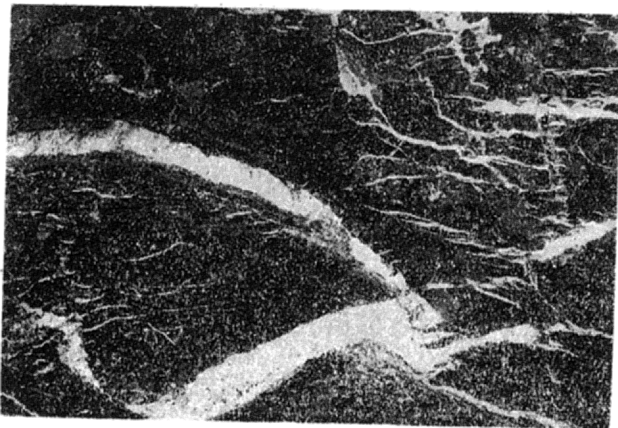
Szare aplity wykazują nikłą domieszkę przede wszystkim hornblendy zwyczajnej, rozmieszczonej sporadycznie w całym przekroju poprzecznym żyły. Niekiedy skupia się ona obficie w brzeżnej części żyły na kontakcie ze skałą otaczającą, od której od- dziela je kilkudziesięciocentymetrowa otulina kontak-

towa utworzona z wermikulitu, mineralu o pakietach mieszanych wermikulitowo-chlorytowych oraz z talku. Szare aplity przechodzą lokalnie w pegmatyty gabrowe. Białe aplity stanowią często kontynuację żył pegmatytów granitowych zawierających kwarc i muskowitz. Aplity z Wir nie różnią się zasadniczo od żył sacharytowych, powszechnie występujących we wszystkich omawianych masywach serpentynitowych.

**Żyły pegmatytów gabrowych.** Oprócz dajek ciemnych skał intruzywnych o składzie mineralnym i strukturze zbliżonej do saussurytyzowanego mikro- gabra bądź też odpowiadających typem żył lamprofirowym pokrewnym komptosessartytowi i wogezytowi, napotkano w kopalni Wiry szereg utworów żyłowych, które określić należy jako pegmatyty gabrowe. Ich wykształcenie zgodne jest bowiem z opisami H. Focha i J. H. Tealla (4) pegmatytów gabrowych z masywu serpentynitowego Lizard w Anglii oraz z wykształceniem opisanych przez H. M. Usplenskigo (1968) podobnych utworów z licznych miejscowości na Uralu, a przede wszystkim z góry Sokoliny.

Spośród wyróżnionych utworów, bardziej pegmatytowym wykształceniem odznaczają się żyły odsłonięte na odciosach chodników: 1S, 2S, 3S, III poziomu kopalni Wiry. Są to utwory żyłowo-gniazdowe grubości do 1 m i kilkudziesięciometrowej długości, o biegu NW — SE, stromo zapadające ku NE. Charakteryzują się one znaczną zmiennością struktury i składu mineralnego zarówno w przekroju poprzecznym, jak i wzdłuż biegu i upadu żyły. Miejscami przybierają charakter bardziej aplitowy przechodząc z kolei w grubokrystaliczne pegmatyty.

Zmienności rozmieszczenia stref melano, mezo i leukokratycznych towarzyszy zmienność uziarnienia od grubo do drobnokrystalicznego. Na ogół przy symetrii bilateralnej strefy ciemne zajmują stanowisko zewnętrzne, chociaż miejscami w tej samej żyłce ma miejsce sytuacja odwrotna lub dominują strefy leuko bądź melanokratyczne. Strefy ciemne utworzone są głównie z hornblendy zwyczajnej. Jasne strefy zbudowane są z plagioklazów najczęściej zbliżonych do oligoklazu. W ciemnych strefach zewnętrznych uwi- daczna się budowa palisadowo-grzebieniowa, wyrażona ułożeniem słupkowych osobników hornblendy, prostopadłym do powierzchni żyły. Wyniki analizy chemicznej pegmatytu 1S przedstawiono w tab. 1. Ciemnozielona strefa endokontaktu o grubości do kilku centymetrów zbudowana jest z drobnej krystalicznej, niemal włóknistej odmiany amfiboli, głównie hornblendy zwyczajnej, a także amfiboli grupy aktynolit-tremolit.



Ryc. 3. Żyła lamprofirowa w serpentynie spękana i zabliźniona aplitem, ponownie spękana, rozwarta lub odspojona i wypełniona białym magnezytem bezpostaciowym. Kop. „Wiry”, poz. III. chodnik 2N/W.

Fig. 3. Lamprophyre vein in serpentinite, cracked and filled with aplite, cracked again, gaping or split, and then filled again with amorphous white magnesite. Mine „Wiry”, level III, gangway 2 N/W.

W omawianych utworach trudno byłoby doszukać się cech charakterystycznych dla zwykłych dajek lamprofirowych, np. występowanie ciemnych, wysokotemperaturowych minerałów akcesorycznych, objawów płynięcia stopu, enklaw i ksenolitów skały otaczającej, a w przypadku złożonej budowy strefowej objawów ponownego rozwarcia żyły i kontaktów ogniowych młodszej intruzji leukokratycznej. W miejscach fenokryształów powszechnych w lamprofirach występują relikty i neoblasty. Dominują objawy metasomatozy oraz przede wszystkim blastycznej, skupiającej rekrytalizacji i wielostadialnego rozwoju tekstury pegmatytu. Po blastezie amfiboli nastąpiła ich korozja z utworzeniem głównie plagioklazów. Te z kolei ulegają korozji z utworzeniem wermikulitu.

Zyły pegmatytów gabrowych otoczone są otuliną kontaktową kilkudziesięciocentymetrowej grubości, typu reaction rims, utworzonej ze stref prawie monomineralnych: wermikulitowo-chlorytowej i talkowej. Zapewne z powodu występowania tej egzokontaktowej otuliny nie dostrzega się w budowie przyległej skały otaczającej utworów skialitowych.

**Pegmatyty granitowe hybrydyzowane.** Zyły pegmatytów granitowych, występujących licznie w kopalni magnezytu w Wirach, są silnie zróżnicowane pod względem formy. Większe żyły o grubości rzędu 1 m są bardziej regularne, o strukturze grubokryształicznej i teksturze zonalnej (ryc. 2). Wykazują na ogół symetrię bilateralną. Cienkie żyły zanikają lokalnie lub przeciwnie przechodzą miejscami w skupienia gniazdowe, utworzone głównie z muskowitu, w innych miejscach wykazują charakter aplitowy o strukturze drobnokryształicznej, teksturze bezładnej. Zmienna jest także ich struktura. Blaszkowe kryształy muskowitu osiągają kilkucentymetrowe rozmiary. Na ogół jednak zwłaszcza ziarna kwarcu i skaleni są znacznie drobniejsze, zaledwie kilkumilimetrowe.

Grube żyły pegmatytu posiadają wyraźną budowę strefową. Pegmatyty wyróżniają się osobiłą paragenezą minerałów akcesorycznych, świadczą o znacznej hybrydyzacji pegmatytu. Oprócz bowiem głównych składników, tj. skaleni alkalicznych, muskowitu i kwarcu, występują plagioklasy, akcesorycznie zaś w części rdzeniowej żyły — granat almandyn manganowy (ryc. 5), a w zewnętrznej strefie przy dominacji albitu pojawia się odmiana thullitu (ryc. 6) śladowo korund i kordieryt, a ponadto młodszy dzeolit heulandyt ( $\text{Ca, Na}_2/\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ). Część zewnętrzna pegmatytu wykazuje zapoczątkowany proces desylikacji i wybitniejsze wzbogacenie w sód (tab. I).



Ryc. 4. Otulina kontaktowa stromo zapadającej dajki mikrogabra silnie hydrolizowanego. Na górnym kontakcie dajki strefa zewnętrzna chlorytowa silnie zmięta, porozrywana i następnie zscementowana młodszym magnezytem. Na młotku sfotografowanym dla porównania widoczna podziałka co 5 cm. Kop. „Wiry”, poz. I, chodnik K5 N.

Fig. 4. Contact selvage of steeply dipping dyke of strongly hydrolized microgabbro. At the upper contact of the dyke the outer chlorite zone is strongly crumpled, torn up and then cemented with younger magnesite. On the hammer taken for comparison a 5 cm scale may be seen. Mine „Wiry” level I, gangway K 5 N.

Charakterystyczna jest wysoka zawartość magnezu, zapewne asymilowanego ze skał otaczających. Jednocześnie oprócz analogii chemizmu i składu mineralnego rdzeniowej części żyły z granitami Sobótki (tab. I), świadczą o współmagmowości, więc tę akcentuje koncentracja śladowych pierwiastków typochemicznych, np. cyny i berylu, połączona miejscami ze śladowymi skupieniami kasyterytu i berylu w muskowitach, w pegmatycie i w hydrobiotytowej strefie kontaktowej. Podobną koncentrację w otulinie kontaktowej pegmatytu i mniejszą w kwarcach stwierdził w Jordanowie Z. Walenczak (23). Pegmatyty otoczone są zawsze otuliną kontaktową, w której monomineralne strefy tworzą hydrobiotyt, wermikulit i talk.

#### STREFY KONTAKTOWE MAŁYCH INTRUZJI

Wszystkie dajki i żyły małych intruzji w serpentynitach przedpola Wzgórz Kiełczyńskich posiadają otuliny kontaktowe typu reaction rims, grube od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, zawsze rozmieszczone symetrycznie w stosunku do intruzji (ryc. 1). Wykazują one we wszystkich przypadkach budowę strefową o zbliżonym składzie mineralnym i stałej kolejności występowania poszczególnych stref, przeważnie niezależnie od rodzaju intruzji. Megaskopowo różnice zaznaczają się w miąższości poszczególnych stref, mikroskopowo w niewielkiej różnicy w składzie mineralnym akcesorycznych hornblendy, kasyterytu, berylu w pierwszej strefie, przeciwnie chromitu, magnetytu i serpentynu w strefach zewnętrznych. Strefy kontaktowe są często zmięte, zniszczone przez rozerwanie i wtargnięcie w ich obręb mineralizacji magnezytowej (ryc. 1 i 4). Zyły magnezytowe nader rzadko tną same intruzje, przeważnie biegają wzdłuż nich. Idąc od strony intruzji można



Ryc. 5. Almandyn manganowy występujący w rdzenio-  
wej części pegmatytu granitowego. Widoczny alma-  
dyn (silny relief), łuskowy muskowit i skalenie. Kop.  
„Wiry”, poz. III, chodnik 12 WB. Światło przechodzą-  
ce, bez nikoli, pow. 45 X.

Fig. 5. Manganese almandine found to occur in the  
central part of granitic pegmatite. Visible are: al-  
mandine (high relief), scaly muscovite and feldspars.  
Mine „Wiry”, level III, gangway 12 WB. Transmitted  
light, without nicols, enl. X 45.

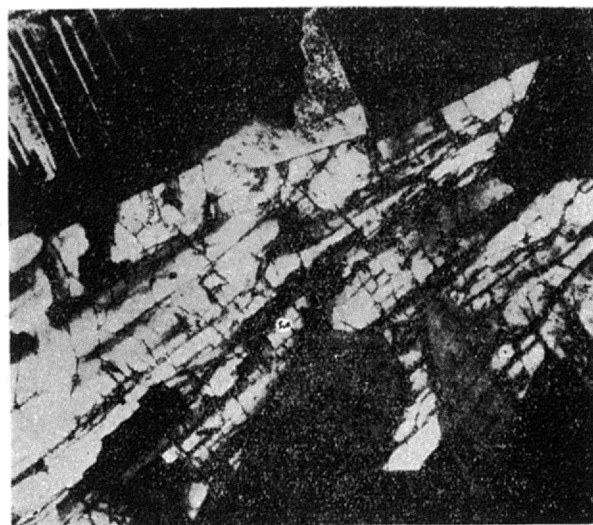
wyróżnić następujące strefy kontaktowe: strefę hydrobiotytową, wermikulitową, talkową i zewnętrzną chlorytowo-talkową.

Strefom nadano nazwy od minerału dominującego w ich składzie. Trzy pierwsze zazwyczaj zaznaczają się bardzo wyraźnie na ociosach wyrobisk, a to dzięki specyfice swego wykształcenia i barwie ciemnobrunatnej hydrobiotytu, złocistobrunatnej wermikulitu i białoszarej talku. Strefa zewnętrzna jest słabo widoczna, aczkolwiek gdy zawiera większe skupienia chlorytu, peninu oraz klinochloru wyróżnia się jaskrawą zielenią odcinając się od ciemnoszarych lub brunatnych serpentynitów.

Omawiane otuliny egzokontaktowe o budowie strefowej przylegają do endokontaktowej brzeżnej strefy intruzji żyłowej, która w skałach melanokratycznych utworzona jest z włóknistego amfibolu, a w pegmatytach granitowych wzbogacona jest w albit. Pierwsze dwie strefy egzokontaktowe można by nazwać za Fersmanem (3) migmatytowymi. W odróżnieniu od otulin kontaktowych dajki gabrowej, odznaczających się pełniejszym rozwojem zewnętrznej strefy chlorytowej, a w strefie talkowej liczniejszym występowaniem tremolitu, otuliny kontaktowe pegmatytów granitowych posiadają lepiej rozwiniętą strefę hydrobiotytową i talkową, pod nieobecność zewnętrznej strefy chlorytowej. Przeciwnie, strefa hydrobiotytowa nie występuje na ogół w sąsiedztwie żył skał melanokratycznych. Z drugiej strony niektóre otuliny kontaktowe aplitów obfitują w minerały o pakietach mieszanych wermikulitowo-chlorytowych. Wydaje się, że we wcześniejszych pracach wermikulit stref kontaktowych określano jako biotyt.

Struktura otulin kontaktowych jest przeważnie równokrystaliczna, lepidoblastyczna. Rozmiar łusek wynosi od dziesiątych części milimetra do kilku milimetrów. Tekstura otulin kontaktowych, które nie uległy późniejszym deformacjom jest kierunkowa, określona ułożeniem równoległe porastających osobników minerałów warstwowych, zorientowanych blaszkami prostopadle do kontaktu z żyłą.

Skład skał kontaktowych świadczy o reakcji dwustronnej magmy albo produktów resztkowych dyferencjacji intruzji żyłowych i otaczającej skały ser-



Ryc. 6. Thullit tkwiący wśród skaleni w brzeżnej części pegmatytu granitowego. Kop. „Wiry”, poz. II, chodnik 12 WB. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane, pow. 45 X.

Fig. 6. Thullite sticking among feldspars in the marginal part of granitic pegmatite. Mine „Wiry”, level II, gangway 12 WB. Transmitted light, crossed nicols, enl. X 45.

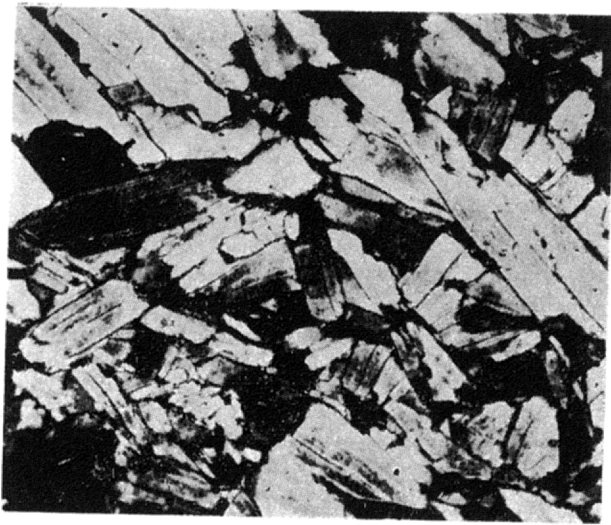
pentynitowej. Polegała ona na asymilacji przez stop przede wszystkim wody, w mniejszym stopniu magnezu, co powodowało m. in. desylikację brzeżnej części intruzji żyłowej. Mechanizm przeobrażenia serpentynitów w trakcie wdzierania się małych intruzji był przypuszczalnie następujący.

Przy progresji termalnej i postępującej metasomatycznej wymianie substancji następowała przebudowa składu i struktury skały w strefie egzokontaktu z kolejnym utworzeniem chlorytu, talku wermikulitu i hydrobiotytu, zgodnie z ogólnymi prawami stref reakcyjnych. W miarę rozprzestrzeniania się strefy kontaktowej w głąb skały otaczającej, chloryt zastępowany był przez talk, talk przez wermikulit, a ten z kolei przez hydrobiotyt.

Inne wykształcenie posiadają strefy kontaktowe małych intruzji tnących serpentynity apowehrlitowo-perydotytowe, znane ze słynnego kamieniołomu nefrytu położonego na NW od Jordanowa. Uwidacznia się tu silna kontaminacja magmy intruzji nie tylko magnezem, co wapniem. Utwory żyłowo-skarnowe i otuliny kontaktowe zawierają bardziej ekstensywne strefy nefrytowo-talkowe lub intensywne diopsydowe i nefrytowo-diopsydowe, utwory żyłowe albitowo-kwarcowe i zojzycytowo-kwarcowe z kontaktami diopsydowymi z desminem i pumpellyitem, rzadziej chlorytem. Żyły pegmatytowe występują w otoczeniu otuliny chlorytowej bądź chlorytowo-wermikulitowej (7, 9).

#### MINERAŁY KONTAKTOWE

W kopalni Wiry minerałami stref kontaktowych małych intruzji w serpentynitach apodunitowych i apoperydotytowych są: wermikulit, hydrobiotyt, talk i chloryt magnezowy (pennin), a nadto także minerały akcesoryczne, jak: epidot, zojzycyt, klinozojzycyt, tremolit. Z wymienionych minerałów tylko wermikulit i hydrobiotyt są charakterystyczne wyłącznie dla stref kontaktowych, dlatego zostaną omówione nieco szerzej. Talk i chloryt magnezowy należą do minerałów przelotowych, znacznie rozpowszechnionych i powstałych na różnych etapach historii skał serpentynitowych. Wyróżnić można kilka generacji tych



Ryc. 7. Vermikulit z otuliny kontaktowej żyły pegmatytowej. Kop. „Wiry”, poz. III, chodnik 4N. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane, pow. 45 X.

Fig. 7. Vermiculite from contact selvage of pegmatite vein. Mine „Wiry”, level III, gangway 4 N. Transmitted light, crossed nicols, enl. X 45.

minerałów, w związku z różnymi procesami, wskutek tego ich pochodzenie przeważnie trudne jest do odgadnięcia.

Wermikulit jak wiemy jest uwodnionym glino-krzemianem trioktadrycznym, o pakietowej budowie trójwarstwowej. Wzór odmiany magnezowej jest następujący:  $Mg_{2,13}Fe^{3+}_{0,48}Al_{0,16}(OH)_2(Al_{1,28}Si_{2,72}O_{10}^{0,64}-Mg_{0,32}(H_2O)_4$ , (21). Od talku różni się częściowym zastąpieniem krzemu przez glin w warstwach tetradrycznych, przy czym ładunek ujemny pakietów kompensuje magnez występujący w przestrzeniach międzypakietowych. Obecność magnezu w miejsce potasu, występującego w biotycie oraz wody w przestrzeniach międzypakietowych różni zupełnie te minerały.

Dotychczas nie notowano w Polsce występowania większych skupień wermikulitu. Wzmiankę o znalezieniu przez Z. Bojarskiego w jednej z kopalń magnezytu minerału o budowie zbliżonej do wermikulitu podaje A. Kubicz (12). B. Ostrowicki (1965) stwierdził występowanie wermikulitu niklonosnego w złożu niklu w Szklarach Żabkowickich. Ostatnio W. Heflik sygnalizuje (Prz. geol. nr 3, 1970) obecność drobnych skupień wermikulitu współwystępującego z chlorytem, w łomie nefrytu w Jordanowie.

W złożu magnezytu w Wirach wermikulit tworzy przeważnie monomineralną strefę w otulinie kontaktowej, niekiedy współwystępuje z minerałami o budowie pakietów mieszanych chlorytowo-wermikulitowych. Napotkano także mieszaniny wermikulitu i chlorytu.

Wermikulit z Wir przedstawia dobrze wykrystalizowane osobniki blaszkowe barwy żółcistobrunatnej lub żółcistożółtej z czerwonawym odcieniem w stanie naturalnej wilgotności, o rozmiarach osobników dość znacznie różniących się wielkością w poszczególnych stanowiskach występowania wermikulitu, w zakresie od dziesiątych części milimetra do 2 mm. W preparatach mikroskopowych wykazuje bladożółte zabarwienie i słaby pleochroizm (ryc. 7). Jego właściwości optyczne dobrze zgadzają się z danymi literaturowymi. Wyniki analizy chemicznej wermikulitu z Wir przedstawiono w tab. II.

**Hydrobiotyt.** W odróżnieniu od wermikulitu hydrobiotyt jest ciemnobrunatny podobny do biotytu



Ryc. 8. Chloryt z silnie zdeformowanej otuliny kontaktowej dajki gabbrowej, scementowany i częściowo zastąpiony magnezytem. Kop. „Wiry”, I poz. II, chodnik K 2 N. Światło przechodzące, nikole skrzyżowane, pow. 45 X.

Fig. 8. Chlorite from a strongly deformed contact selvage of a gabbroic dyke; cemented and partly replaced with magnesite. Mine „Wiry”, level II, gangway K 2 N. Transmitted light, crossed nicols, enl. X 45.

Tabela II

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	34,11	58,00	34,42
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,03	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,35	1,09	12,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,61	1,57	7,31
FeO	0,04	2,53	2,16
MnO	0,03	0,05	0,08
MgO	24,09	30,07	29,04
NiO	0,19	0,18	0,36
CaO	0,36	0,65	2,80
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,10	0,70
K <sub>2</sub> O	0,40	0,05	0,30
H <sub>2</sub> O—	10,38	0,19	0,50
H <sub>2</sub> O+	9,67	4,76	9,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,03
CO <sub>2</sub>	0,38	0,33	0,43
Suma	99,25	99,63	100,51

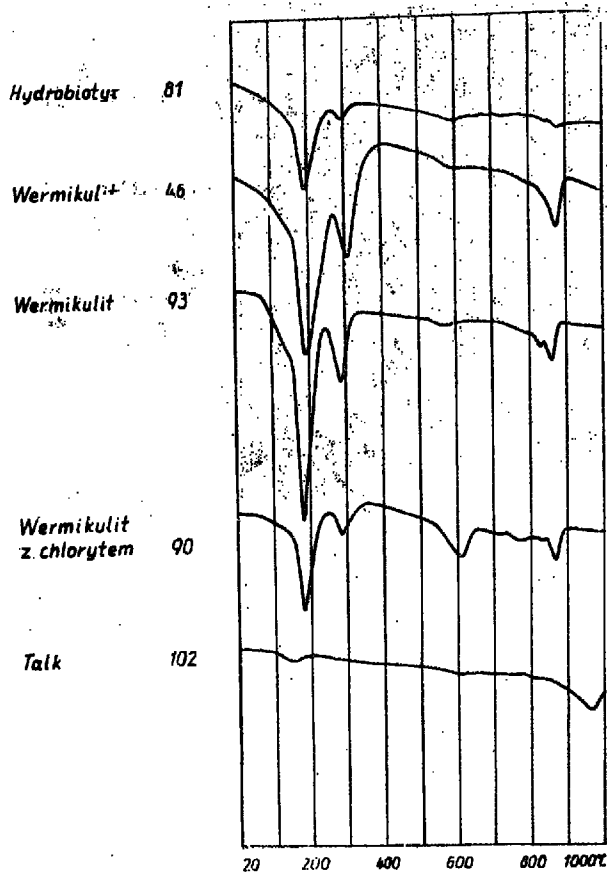
1. Skala wermikulitowa ze strefy kontaktowej żyły pegmatytu gabbrowego. Kopalnia „Wiry”, III poziom, chodnik 1 S.

2. Skala talkowa ze strefy kontaktowej żyły pegmatytu granitowego. Kopalnia „Wiry”, II poziom, chodnik 12 WB.

3. Skala chlorowo-talkowa ze strefy kontaktowej dajki gabra hydrofizowanego. Kopalnia „Wiry”, I poziom, chodnik K 5 N.

Analizował: K. Urbanik

i zarazem bardziej grubokrystaliczny od wermikulitu. Rozmiary pojedynczych płytek sięgają do kilkunastu milimetrów. Przyrastają one z jednej strony do skałeni pegmatytu, z drugiej przechodzą w sposób ciągły w wermikulit, tworząc zrosty zorientowane. Hydrobiotyt zawiera często interstycjalną domieszkę minerałów akcesorycznych, pneumatolitycznych. Według H. Strunza (20) hydrobiotyt posiada wzór  $(K, H_2O)(Mg, Fe^{3+}, Mn)_3(OH, H_2O)_2(AlSi_3O_{10})$ . Hydrobiotyt wykazuje własności optyczne, przejściowe między biotytem i wermikulitem. Jego dyfraktogram (ryc. 1) różni się wyraźnie od wermikulitowego, świadcząc, iż jest to minerał o pakietach mieszanych biotyto-wermikulitowych.



Ryc. 9. Krzywe termicznej analizy różnicowej DTA minerałów strefy kontaktowej małych intruzji żyłowych, występujących w serpentynitach z kop. „Wiry”. Analizy wykonano na derywatografie typu F. Paulik, J. Paulik, L. Erdey.

Fig. 9. Curves of thermal-differential analysis DTA of minerals from the contact zone of small vein intrusions; found to occur in serpentinites of the mine „Wiry”. The analyses have been made on derivatograph of F. Paulik, J. Paulik and L. Erdey type.

#### WSPÓLMAGMOWOŚĆ I GENEZA INTRUZJI ŻYŁOWYCH

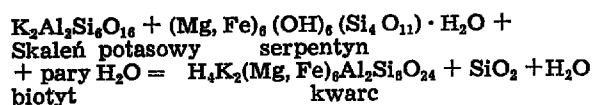
Współmagmowość intruzji żyłowych występujących w serpentynitach Jordanowa z intruzjami magmy gabrowej albo granitowej była przedmiotem badań A. Gawła (7), który postępując się projekcją Niggelgo wykazał, że magma skał amfibolowo-zoizytowych stanowi magmę pochodną nieodszczepioną magmy gabrowej (Aschistes Magma), zaś oligoklazyty i sacharyty oraz żyły zoizytowo-kwarcowe mają stanowić magmę resztkową, odszczepioną dwóch różnych ciągów dyferencyjnych.

Istnienie współmagmowości skał prowincji petrograficznej można ściśle wyrazić w projekcji, która została ostatnio opracowana przez S. R. Nockoldsa i R. Allena (15). Ujmuje ona w dwóch projekcjach trójskładnikowych stosunki ilościowe niemal wszystkich ważniejszych kationów magmowego stopu krzemianowego. Odzworowanie w tej projekcji składów chemicznych skał z Wir, Sobótki i Jordanowa (ryc. 3) pozwala na sformułowanie następujących wniosków.

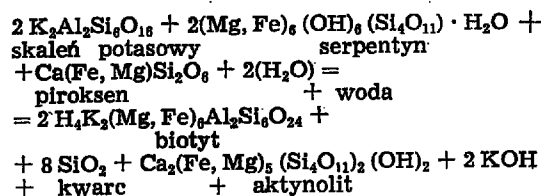
W projekcie Nockoldsa znajdujemy potwierdzenie opinii A. Gawła o współmagmowości z gabrami skał amfibolowo-zoizytowych z Jordanowa. Do tej grupy skał nieodszczepionej magmy gabrowej zaliczyć trzeba pegmatyty gabrowe z Wir. Na uwagę zasługuje natomiast fakt, że odzworowanie składu granitu So-

bótki, rdzeniowej i zewnętrznej części pegmatytu z chodnika 12 WB z Wir oraz skały oligoklazowej z Jordanowa daje liniowe ułożenie punktów ich składu. Wnioskować można przeto, że skały oligoklazowe pierwszego ciągu dyferencyjnego magmy odszczepionej, wyróżnione przez A. Gawła powstały raczej przez silną kontaminację resztkowej magmy granitowej, zapewne w wyniku asymilacji otaczających składników skały serpentynitowej. Natomiast ciąg dyferencyjny nieodszczepionej magmy wyznaczają apłity z Sobótki i Leśnicy. A zatem ciąg dyferencyjny magmy gabrowej obejmowałby tylko nieodszczepione pochodne skały amfibolowo-zoizytowej z Jordanowa i pegmatyty gabrowe z Wir, a w dalszej dyferencji produkty magmy diaszystowej — skały żyłowe zoizytowo-kwarcowe znane z Jordanowa (ryc. 3).

Podając próbę objaśnienia zarówno nowo poznanych zjawisk związanych z działalnością magmy gabrowej i granitowej występujących na terenie złoża kopalni w Wirach, jak i wcześniej opisanych przez A. Gawła (7) i W. Heflika (9) z Jordanowa musimy zastanowić się nad zbadanym eksperymentalnie przez Bowena przebiegiem reakcji stopu odpowiadającego składem skaleniom z serpentynem lub piroksenem wapniowym. Według teorii desylikacji Bowena przy dużych prężnościach pary i zachowaniu w układzie składników lotnych przebiegać mogą następujące reakcje prowadzące do utworzenia minerałów spotykanych w omawianych utworach:



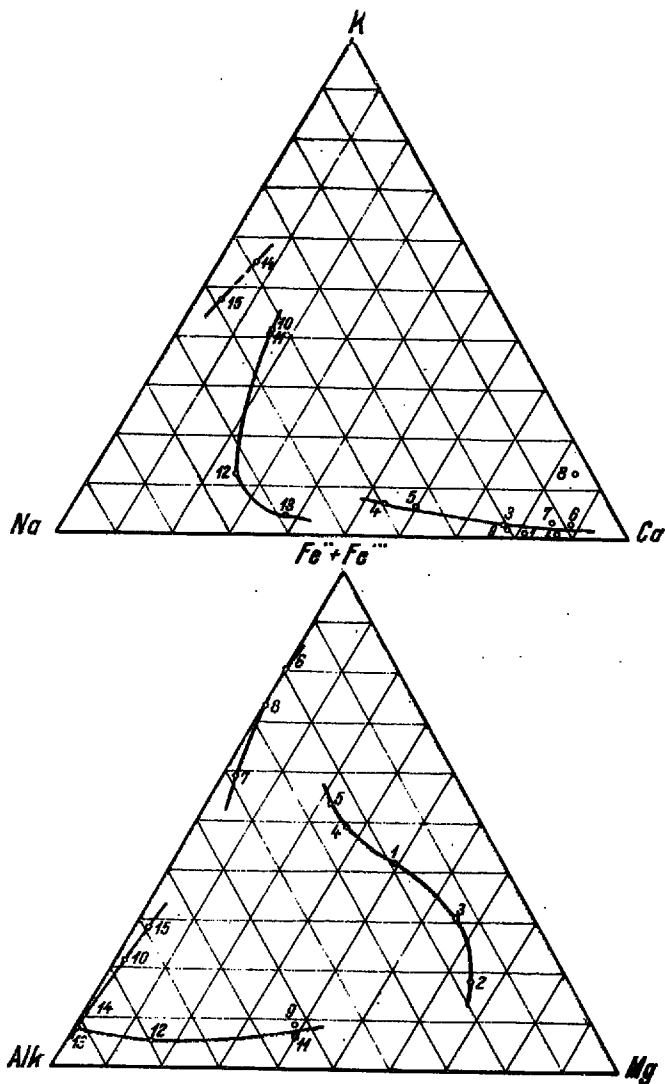
W reakcji tej może także częściowo powstawać talk. W przypadku obecności w materiale asymilowanym piroksenu zasobnego w wapń, np. diallagu, może sumarycznie powstawać: biotyt i aktynolit według wzoru:



dokładniej  $K_2SiO_3$  o składzie szkła wodnego, przy czym potas wykazuje tendencję do migracji. W rezultacie sól i wapń pozostające w stopie wykazują tendencję do koncentrowania się, tworząc wyższe człony szeregu plagioklazowego, głównie zaś albit. Według Fersmana (3) w tego typu pegmatytach zwanych przez niego kontaktowymi, hybrydowymi (pegmatyty skrzieszczenia) produkty pneumatolizy powstałe z lotnych składników, np. fluoryt, szerl i beryl nagromadzają się w strefie biotytowej. Natomiast dalej umiejscawiają się skały i minerały chlorytowo-aktynolitowe, aktynolitowe i talkowe.

Sumując omówione reakcje zbadane teoretycznie i eksperymentalnie można stwierdzić, że jeśli w skałe asymilowanej występuje piroksen wapniowy (np. diallag), wówczas produkty asymilacji strefy egzokontaktowej będą zawierać aktynolit. Mineral ten, jak wiemy obok tremolitu jest głównym składnikiem nefrytu. Przeciwnie, w przypadku obecności w skałach asymilowanych przez magmę granitową lub gabrową wyłącznie oliwinu i serpentynu da w efekcie w produktach kontaktowych tylko biotyt (hydrobiotyt, wermikulit).

Zróznicowanie regionalne składu skał serpentynitowych w masywie Gogołów — Jordanów wydaje się także uzasadniać tego rodzaju interpretację. Według Szumlasa (21) w odróżnieniu od Wzgórz Kiełczyńskich, gdzie w pierwotnej skałce udział piroksenu ocenia się



Ryc. 10. Skład gabra i granitu Sobótki oraz skał żyłowych, występujących w masywach serpentynitowych, odwzorowane w projekcji S. R. N. Nockoldsa i R. Allena (1953).

- 1 — gabbro, Sobótka, analizował Sachs, fide A. Gawel (1957).
- 2 — Jordanów, skała amfibolowo-zoizytowa, A. Gawel (1957).
- 3 — Szklary, skała amfibolowa, M. Skiba-Wyderko, fide (9).
- 4 — Wiry, pegmatyt gabbrowy 1S, 5 — Złoty Stok, skała amfibolowa, W. Kowalski, 6 — Jordanów, skała zoizytowo-kwarcowa, A. Gawel (1957), 7 — Jordanów, skała zoizytowo-kwarcowa, A. Gawel (1957), 8 — Jordanów, skała zoizytowo-kwarcowa, A. Gawel (1957), 9 — Jordanów, skała zoizytowa, A. Gawel (1957), 10 — granit, Sobótka, H. Pendias, S. Maciejewski (1959), 11 — Wiry, pegmatyt granitowy 12 WB część rdzeniowa grubokrystaliczna, 12 — Wiry, pegmatyt granitowy 12WB część zewnętrzna drobnokrystaliczna, 13 — Jordanów, oligoklazyt, A. Gawel (1957), 14 — Sobótka, aplit, H. Pendias i S. Maciejewski (1959), 15 — Kielczyn, Leśnica, H. Pendias i S. Maciejewski (1959).

Fig. 10. Composition of gabbro and granite of Sobótka Mt. and of vein rocks from serpentinite massifs, presented in the S. R. N. Nockolds and R. Allen projection (1953).

- 1 — gabbro of Sobótka Mt., analysed by Sachs, fide A. Gawel (1957), 2 — Jordanów, amphibole-zoisite rock, A. Gawel (1957), 3 — Szklary, amphibole rock, M. Skiba-Wyderko, fide (9), 4 — Wiry, gabbroic pegmatite 1S, 5 — Złoty Stok, amphibole rock, W. Kowalski, 6 — Jordanów, zoisite-quartz rock, A. Gawel (1957), 7 — Jordanów, zoisite-quartz rock, A. Gawel (1957), 8 — Jordanów, zoisite-quartz rock, A. Gawel (1957), 9 — Jordanów, zoisite rock, A. Gawel (1957), 10 — Sobótka, granite, H. Pendias, S. Maciejewski (1959), 11 — Wiry, granite pegmatite 12 WB, core portion is coarse-crystalline, 12 — Wiry, granite pegmatite 12 WB, outer portion is fine-crystalline, 13 — Jordanów, oligoclase, A. Gawel (1957), 14 — Sobótka, aplite, H. Pendias and S. Maciejewski (1959), 15 — Kielczyn, Leśnica, H. Pendias and S. Maciejewski (1959).

pentynitach apodunitowych lub apoperydotytowych od występującej w serpentynitach apowehrilitowych masywu Gogolów — Jordanów. W pierwszej dominuje mineralizacja magnezytowa z niewielką, lecz charakterystyczną końcówką dolomitową i aragonitową oraz paragenetycznym lub wtórnym kerolitem, odmianą saponitu. W drugiej silniej uwidacznia się mineralizacja zoizytowo-kwarcowa.

#### LITERATURA

1. Beyschlag P., Krusch P. — Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. Abh. K. Pr. Geol. L. A., F. 73, 1913.
2. Braunmühl H. — Über die Entstehung Lagerstätten dichten Magnesit Typus Kraubath. Arch. Lagerst. Forsch. 1930, 45.
3. Fersman A. E. — Izbrannyje trudy. T. VI. Piegmatity. Moskwa, 1960.
4. Fox H., Teall J. H. — Notes on some cross sections at the Lisard Q.J.G.S. 1893, v. XLIX.
5. Gajewski Z. — Nowostwierdzone złoża magnezytu w rejonie Wir na Dolnym Śląsku. Prz. geol. 1959, nr 6.
6. Gajewski Z. — Mineralizacja serpentynitów wzniesienia Kielczyn w nawiązaniu do badań petrograficznych. Kwart. geol. 1964, nr 2.
7. Gawel A. — Nefryt z Jordanowa na Dolnym Śląsku. Prz. geol. 1957, nr 7.
8. Glocker E. F. — Neues Nickelsilikat in Schlesien. Jb. f. Miner., Geol. u. Palaont., 1850.
9. Heflik W. — Studium mineralogiczno-petrograficzne leukokratycznej strefy przeobrażonej okolic Jordanowa (Dolny Śląsk). PAN Pr. miner. 1967, nr 10.
10. Hess H. H. — Serpentinities, orogeny and epeirogeny. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, 1955.
11. Illner K. — Die Nickelerzvorkommen bei Frankenstein in Schlesien und der auf ihnen beruhende Bergbau und Hüttenbetrieb. Z. Berg. Hütten. Salinen — Wesen. Preuss. St. 1902, 50.

na kilka procent, w okolicy Wzgórz Raduni miejscami dochodzi do 30–35%. Ma tam ponadto występować w serpentynie augit pod nieobecność węglanów magnezu. W sąsiedztwie kontaktu gabra w Nasławicach serpentynity zawierają tak wiele piroksenu i zupełnie brak węglanów magnezu, że mogą być uznane za serpentynity apowehrilitowo-perydotytowe, w przeciwieństwie do apoperydotytowych, a nawet częściowo apodunitowych serpentynitów Wir lub Szklar.

Tak więc z rozważań teorii desylikacji Bowena, analizy porównawczej wykształcenia stref kontaktowych w Wirach i Jordanowie i zróżnicowania otaczających skał serpentynitowych wynika wniosek, że alkaliczne stopy resztkowe zarówno magmy gabbrowej, jak i granitowej mogły częściowo asymilując i zmieniając kontaktowo fragmenty serpentynitowego, bardziej zasobnego w pirokseny wapniowe, dać utwory nefrytowe w Jordanowie i Nasławicach, a w przypadku skał ubogich w wapń, jak to miało miejsce w Wirach i zapewne w Szklarach — strefy kontaktowe biotyto-wermikulitowe. Oczywiście dyferencjaty resztkowe magmy kontaminowanej nieco różnymi pierwiastkami dały inną końcówkę minerałów hydrotermalnych w Jordanowie niż w Wirach.

#### MINERAŁY HYDROTHERMALNE

Wykształcenie młodszej mineralizacji hydrotermalnej, oddzielonej odrębną fazą spekania, podobnie jak wykształcenie stref kontaktowych jest różne zależnie od miejsca jej występowania. Inna jest ona w ser-



12. Kubicz A. — Wermikulit i jego zastosowanie. *Prz. geol.* 1960, nr 7.
13. Micyk A. — Występowanie łupków talkowych w rejonie Sobótki. *Prz. geol.* 1962, nr 7.
14. Niśkiewicz J. — Budowa geologiczna masywu Szklar Dolny Śląsk. *Rocz. PTGeol. t. XXXVII*, 1967, 3.
15. Nockolds S. R. N., Allen R. — *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1953, nr 4.
16. Oberc J. — Postęp geologii prekambriu na Dolnym Śląsku. *Prz. geol.* 1965, nr 7.
17. Pietrow W. P. — Osnowy uczenia o driewnich korach wywietriwanija. Moskwa, 1967.

18. Smirnow W. I. — *Geologija poleznych iskopajemych*. Moskwa, 1965.
19. Spangenberg K. — Die Chromerzlagerstätte von Tampadd am Zobten. *Z. prakt. Geol.* 1943, 51.
20. Strunz H. — *Mineralogische Tabellen*. Leipzig, 1965.
21. Szumlas F. — Nikiel, kobalt i chrom w serpentynitach okolic Sobótki na Dolnym Śląsku. *Arch. miner.* 1963, t. XXIV z. 1.
22. Teisseyre H., Smulikowski K. — *Regionalna geologia Polski*, 1957, t. III.
23. Walenczak Z. — *Geochemia pierwiastków rozproszonych w kwarcach*. *Arch. miner.* 1989, t. XXVIII, z. 2.

### SUMMARY

Small vein intrusions found to occur in serpentinites of the Gogołów-Jordanów massif, Lower Silesia, are described. Dykes of strongly hydrolized microgabbro, lamprophyres of the groups of camp-tospessartite and vogesite, grey and white apfites, as well as gabbroic and granitic pegmatites are distinguished, and their character and occurrence conditions are given. The vein intrusions reveal contact selvage of reaction rim type, with well developed hydrobiotite, vermiculite, talcous and chlorite zones. The chemical compositions of the vein intrusions are presented in the projection according to S.R.N. Nockolds and R. Allen. Distinguished are two magmatic differentiation series, one with the main gabbro intrusion of Sobótki, another with the Sobótki granite, two series of differentiation of fractional gabbroic and granite magma.

The differentiation of rocks in small vein intrusions has been explained by assimilation of ultrabasic rocks, according to the differentiation of serpentinite massifs, as regards magnesium and calcium contents. Hydrothermal magnesite mineralization related to post-magmatic activity of granite intrusion has been characterized genetically, as well.

### РЕЗЮМЕ

В статье описаны небольшие жильные интрузии, распространенные среди серпентинитов массива Гоголув — Иорданув в Нижней Силезии. Они представлены дайками микрогаббро, лампрофиров группы камптоспессаррита и вогезита, серых и белых аплитов, габброидных и гранитных пегматитов. Рассматриваются условия их залегания. Жильные интрузии окаймлены контактовыми зонами реакционного типа: гидробиотитовой, вермикулитовой, тальковой и хлоритовой. Химический состав жильных интрузий представлен в проекции С. Р. Н. Нокколдса и Р. Аллена. Определены 2 ряда комагматической дифференциации, связанные с главной габброидной интрузией Собутка и с гранитной интрузией массива Собутка, и 2 ряда дифференциации отщепленной гранитной и габброидной магмы.

Дифференциация состава малых интрузий жильного типа объясняется ассимиляцией ультраосновных пород с разным содержанием магния и кальция. Описывается гидротермальная магнезитовая минерализация, происхождение которой связано с постмагматической деятельностью гранитной интрузии.