

Eugenia GAJDA

## Żył pegmatytowe okolic Szklarskiej Poręby

(Karkonosze)

### WSTĘP

Masyw granitowy Karkonoszy obejmuje obszar położony w południo-wschodniej części pasma karkonoskiego, kształtem swym przypomina owal Cassiniego, wydłużony ze wschodu na zachód a zwężony z północy na południe. Na wschodzie sięga po Rudawy Janowickie, na zachodzie przekracza granicę państwa, od północy oddzielony jest od Gór Kaczawskich głównym uskokiem śródsudeckim, od południa zaś, jak również wschodu i zachodu, tworzy kontakt intruzywny. Otoczony jest osłoną metamorficzną, tworzącą ramy masywu.

Masyw granitowy Karkonoszy jest stosunkowo na niewielkich obszarach odsłonięty, a w przeważnej części przykryty aluwiami rzecznyymi, częściowo utworami morenowymi oraz warstwą wietrzenia, na której rozwinęły się gleby. Szata roślinna pokrywająca przeważną część przestrzeni sprawia, iż granit odsłania się bezpośrednio jedynie w oddzielnych wypach w postaci skałek i zwietrzałych, oderwanych od podłoża bloków, tzw. „kamieni“.

Mimo to natura masywu granitowego została dość wcześnie rozpoznana. Przyczyniły się do tego roboty górnicze prowadzone zarówno na terenie masywu, jak i w jego obramowaniu. Np. kopalnię magnetytu w Kowarach założono w 1138 roku, a z roku 1600 pochodzi pierwsza wzmianka u Kaspara Schwenckfelda (*vide* Wedding, 1859).

Z okazji kartowania geologicznego granit karkonoski opisują K. Raumer (1813), później G. Berg (1913, 1923). W pracach ostatniego autora spotykamy sporo analiz chemicznych i opisów petrograficznych.

Szczegółowe badania masywu karkonoskiego zawdzięczamy H. Cloosowi. W pracy o tektonice skał głębinowych Śląska (1920) autor ten stwierdza, że w granicie poddanym rozciąganiu można ustalić kierunek maksymalnego ciśnienia, gdyż linijność jest prostopadła do ciśnienia. Poprzeczne naprężenia powstają w kierunku działania ciśnienia, prostopadłe zaś do rozciągania. W następnej swej pracy H. Cloos (1925) stwierdza obecność kopulastej linijności w granicie karkonoskim i stąd wnioskuje o tym, że masyw granitowy stanowi płaską intruzję, która wykorzystwała starszy gotowy gmach tektoniczny utworów kaledońskich.

Magmowe pochodzenie masywu Karkonoszy nie było poddawane wątpliwości. Według K. Smulikowskiego (1958, str. 41) masyw granitowy Karkonoszy wieku późnowarysyjskiego nie jest pochodzenia dyferencyjnego, gdyż brak w jego sąsiedztwie wielkich masywów gabrowych. Pomimo że jest niewątpliwie pochodzenia magmowego, jednak z braku kryteriów nie można rozpoznać czy geneza jego jest palingenetyczna, czy też regeneracyjna, czyli: czy powstał z wtórnego upłynnienia kompleksów suprakrystalicznych, czy też z wtórnego upłynnienia starych granitoidów.

Masyw karkonoski jest przecięty licznymi żyłami pegmatytowymi z interesującą mineralizacją. Z danych piśmiennictwa (H. Traube, 1888; G. Berg, 1926; F. Becke, 1924; H. Cloos, 1925) wynika, że skupiają się one głównie w okolicach Szklarskiej Poręby. Z okolic Szklarskiej Poręby opisano rzadkie minerały, występujące w żyłach pegmatytowych. G. Ross (1844) opisał głównie skalenie z żył pegmatytowych i z granitów Karkonoszy, inne natomiast opisy zawdzięczamy M. Webskiemu (1865, 1868).

W latach ostatnich wykonano szereg prac z zakresu petrografii i geologii Dolnego Śląska, żyły pegmatytowe Karkonoszy nie stanowiły jednak przedmiotu badań.

Dlatego w roku 1957 podjęłam się niniejszego opracowania korzystając ze wskazówek prof. dr A. Łaszkiewicza.

#### WYKAZ ZBADANYCH STANOWISK

Pegmatyty w masywie Karkonoszy występują w niewielkich partiach żyłowych w towarzystwie apłitów.

Miejsca pobrania przeze mnie próbek grupują się koło Szklarskiej Poręby i są zaznaczone liczbami na szkicu (fig. 1), na które będą się powoływała w dalszym ciągu.

1. Żyła pegmatytowa na południowy zachód od Szklarskiej Poręby na wzgórzu Skalna Brama<sup>1</sup> (dawna kopalnia skalenia);
2. Żyła pegmatytowa ze wzgórza Skalna Brama, poniżej poprzednio opisanej dawnej kopalni;
3. Żyła pegmatytowa z zachodniej części Szklarskiej Poręby z Białej Doliny<sup>2</sup>;
4. Żyły pegmatytowe znajdujące się na północ od Szklarskiej Poręby, na wzgórzu zwanym Zbójeckie Skały<sup>3</sup>;
5. Żyła pegmatytowa z lewego brzegu Szklarki<sup>4</sup> pomiędzy jednym a drugim wodospadem na Szklarce;
6. Masy pegmatytowe w granicie występującym w miejscu, gdzie potok Bystrzeń<sup>5</sup> wpada do Szklarki;
7. Masy pegmatytowe w granicie z kamieniołomu w Michałowicach<sup>6</sup>;
8. Granit z kamieniołomu nr 3 znajdującego się przy szosie biegnącej ze Szklarskiej Poręby na zachód, a sąsiadujący z pegmatytem;

1 Dawna nazwa: Stockeshübel

2 Dawna nazwa: Weissbachtal

3 Dawna nazwa: Moltkefels

4 Dawna nazwa: Kocheł

5 Dawna nazwa: Niedere Kocheł

6 Dawna nazwa: Klesewald

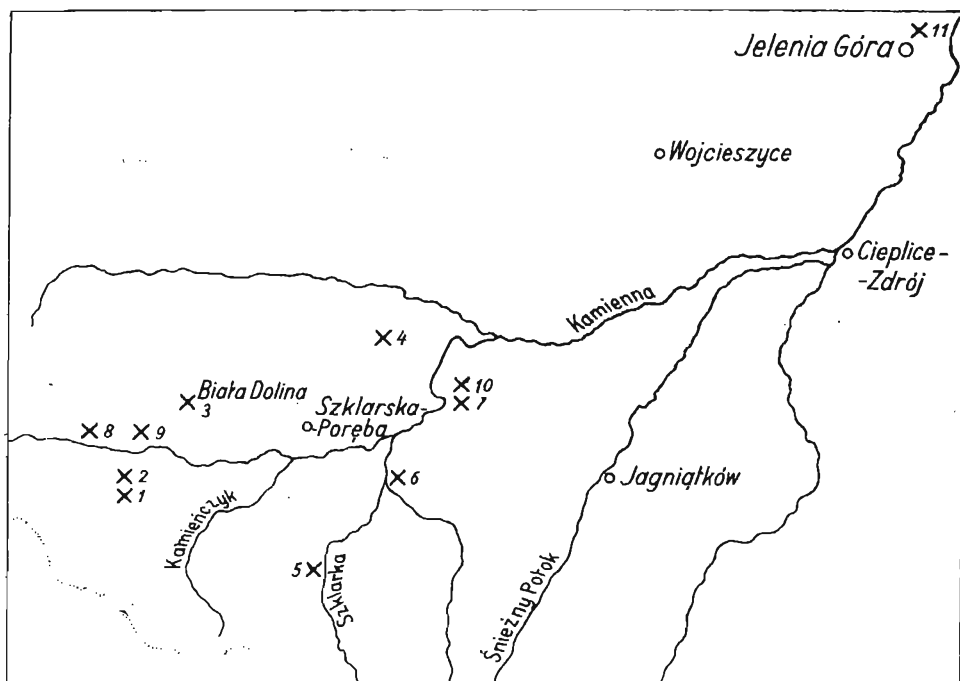


Fig. 1. Szkic sytuacyjny okolic Szklarskiej Poręby w Karkonoszach. Miejsca pobrania próbek oznaczono krzyżykami

Diagrammatic map of the region of Szklarska Poręba in the Karkonosze Mountains. Localities of collecting samples are marked by crosses

9. Granit z kamieniołomu nr 2 znajdującego się przy stacji kolejowej Józwin<sup>7</sup> sąsiadujący z pegmatytem;

10. Granit z kamieniołomu w Michałowicach zawierający masy pegmatytowe;

11. Granitognejs ze wzgórza Gapy<sup>8</sup> koło Jeleniej Góry, sąsiadujący z granitem masywu karkonoskiego.

#### PIERWIASTKI ŚLADOWE W PEGMATYTACH I W SKALACH OTACZAJĄCYCH

Zawartość pierwiastków śladowych w pegmatytach Karkonoszy oraz porównanie ich z granitami i granitognejszem badałam metodami analizy widmowej w łuku prądu stałego na spektrografii o średniej dyspersji typu Q-24. Stosowałam natężenie prądu równe 6A, czas ekspozycji 90 sekund, elektrody grafitowe „spektralnie czyste“, płyty fotograficzne Agfa Spektral-Platten blau hart, wywoływacz Agfa 111, czas wywoływania 50". Zdjęcia wykonałam w zakresie długości fal od 2150Å do 5000Å. Obecność pierwiastków w widmie identyfikowałam przy pomocy atlasu z wzorcowym widmem żelaza (I. A. Kalinina i in., 1952).

<sup>7</sup> Dawna nazwa: Josephinenhütte.

<sup>8</sup> Dawna nazwa: Kappen-Berg.

Tabela 1

Nr próbki	Skład mineralny skały		Pierwiastki śladowe
	Składniki główne i podrzędne	Składniki akcesoryczne	
1	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, kwarc, biotyt. Cyrkon <sup>I</sup> , apatyt, magnetyt, hematyt, ilmenit kemereryt.	Fergusonit, monacyt, cyrkon <sup>II</sup> , uraninit, ksenotym, gadolinit, otenit, dumortieryt, arsenopiryty, piryty.	Ag, Ba, Be, Ce, Cr, Cu, Ge, In, La, Li, Nb, Ni, Pb, Sn, Ta, Th, Tl, U, Zn, Zr, Y, Yb.
2	Oligoklaz, biotyt, kwarc. Cyrkon, apatyt, magnetyt, hematyt, ilmenit.	Ksenotym, monacyt, granat, tytanit.	Ag, Ba, Be, Ce, Cu, La, Nb, Ni, Pb, Sn, Sr, Ta, Tl, Zn, Zr, Y, Yb.
3	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, kwarc, biotyt. Cyrkon, apatyt, magnetyt, hematyt, ilmenit	Fergusonit, monacyt, toryt, niobit, srebro rodzime, syderyt.	Ag, Ba, Be, Ce, Cr, Cu, La, Li, Nb, Ni, Pb, Sn, Ta, Th, V, Zn, Zr, Y.
4	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, kwarc, biotyt, hornblenda zwyczajna, muskowit (wtórny). Cyrkon, apatyt, magnetyt, ilmenit.	Fergusonit, toryt, wolframit, bizmut rodzimy.	Ag, Ba, Bi, Ce, Cr, Cu, Li, Nb, Ni, Pb, Sr, Ta, W, V, Zn, Zr, Y.
5	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, biotyt, kwarc. Cyrkon, apatyt, hematyt, magnetyt, chloryt	Bizmut rodzimy, ksenotym, monacyt, ortyt, epidot.	Ba, Bi, Ce, Cr, La, Ni, Sr, V, Zr, Y.
6	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, kwarc, biotyt. Cyrkon <sup>I</sup> , apatyt, hematyt, magnetyt, muskowit, chloryt.	Lepidolit, cyrkon <sup>II</sup> , monacyt, ksenotym.	Ba, Be, Ce, Cr, La, Li, Ni, V, Zr, Y.
7	Mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, biotyt, muskowit, kwarc. Cyrkon, apatyt, magnetyt, hematyt, epidot.	Molibdenit, turmalin, tetraedryt, piryty, syderyt, fergusonit.	As, Ba, Cr, Cu, Li, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, V, Zn, Zr, Y.
8	Nie oznaczane	Cyrkon, fergusonit, monacyt, gadolinit, toryt, ortyt, bizmut rodzimy.	As, Ba, Be, Bi, Ce, Cr, Cu, La, Nb, Ni, Pb, Sr, Zn, Zr, Y.
9	Nie oznaczane	Cyrkon, fergusonit, monacyt, gadolinit, toryt, tytanit.	Ba, Bi, Ce, Cr, Cu, La, Nb, Ni, Pb, Th, U, Zn, Zr, Y
10	Nie oznaczane	Fergusonit, monacyt, molibdenit, tetraedryt, chalkopiryty, piryty, cyrkon.	Ag, As, Be, Ce, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Tl, V, Zn, Zr, Y-
11	Nie oznaczane	Fergusonit, uraninit, monacyt, tytanit.	Ag, As, Ba, Be, Co, Cr, Cu, Ge, Li, Nb, Ni, Sr, Ta, Th, U, V, Zn, Zr, Y.

I — Cyrkon pierwszej generacji, II — cyrkon drugiej generacji.

Wyniki jakościowych oznaczeń spektrograficznych zestawiono na tabeli 1. Rozpatrzone skały pod względem zawartości pierwiastków śladowych wykazują niewielkie zróżnicowanie, a więc skały pegmatytowe występujące na południe od Szklarskiej Poręby zawierają pierwiastki śladowe charakterystyczne dla resztkowej magmy granitowej, natomiast na północ od Szklarskiej Poręby występują poza charakterystycznymi składnikami pegmatytów również pierwiastki złóż kruszczowych. Chrom, nikiel i wanad są charakterystyczne dla magmy zasadowej, do skał pegmatytowych musiały się dostać prawdopodobnie z otoczenia.

Wśród pierwiastków śladowych pegmatytów Karkonoszy Nb, Ta i Li wysuwają się na pierwszy plan jako pierwiastki charakterystyczne. Pierwiastki te występują w większych ilościach śladowych i mogą mieć pewne znaczenie użytkowe. Oznaczyłam je więc półilościowo.

Niob i tantal są to metale rzadkie o bardzo zbliżonych własnościach geochemicznych, ich promienie jonowe są prawie identyczne  $Nb^{+5}$  — 0,69Å i  $Ta^{+5}$  — 0,68Å. Pomimo tego oba pierwiastki mogą koncentrować się w oddzielnych złożach. Przeciętny kłark niobu w skorupie ziemskiej równa się 0,0024, natomiast tantalu 0,00021, czyli tantal jest 11,4 razy rzadszy od niobu. Oba pierwiastki wykazują skłonność do koncentrowania się w resztkach pomagmowych, a więc np. w pegmatytach granitowych. Cechą charakterystyczną różniącą te dwa pierwiastki jest fakt, że tantal wydziela się raczej w wyższych temperaturach, niob zaś w niższych.

Lit ma najmniejszy promień jonowy wśród wszystkich potasowców, wynosi on 0,78Å, wskutek czego wykazuje diadochię z magnezem. Miejscem koncentracji — tworzenia się minerałów litowych są magmy resztkowe, zwłaszcza kwaśne. Minerale litowe koncentrują się głównie w pegmatytach granitowych.

Następnie wykonałam oznaczenia półilościowe Nb, Ta i Li w takich samych warunkach, jak oznaczenia jakościowe z zastosowaniem wzorców z mieszaniny czystego kwarcu z tlenkami  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$  i węglanem  $Li_2CO_3$ . Płyty spektralne nie były kalibrowane. Fotometrowałam linie 2646,26; 2671,90Å niobu, linie 3318,84Å tantalu oraz linie 2741,31 i 3232,61Å litu w stosunku do tła płyty fotograficznej, na mikrofotometrze firmy Zeiss, model II. Uzyskane wyniki podaje tabela 2.

Tabela 2

Zawartość niobu, tantalu i litu w gramach na tonę

Nr próbki Wzorce stosowane	Zawartość niobu, tantalu i litu w gramach na tonę										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$Nb_2O_5$	50	40	80	40	×	×	20	30	50	30	20
$Ta_2O_5$	15	10	20	×	×	×	×	×	×	×	×
$Li_2CO_3$	400	×	×	×	×	950	×	×	×	×	×

Z zestawienia w tabeli 2 widać, że niobu jest więcej niż tantalu. W dwu pegmatytach nr 1 i 6 dochodzi do pewnego nagromadzenia litu. Występuje on w pegmatycie oznaczonym liczbą 1 w postaci lepidolitu skupionego w gniazdach, w pegmatycie zaś o numerze 6 również w postaci lepidolitu, lecz rozproszonego i przerośniętego muskowitem.

## OPIS ZBADANYCH STANOWISK

## 1. PEGMATYT ZE WZGÓRZA SKALNA BRAMA (dawna kopalnia skalenia)

Skala ma budowę zbitą, strukturę granofirową, z charakterystycznymi przerostami kwarcu i skalenia w tzw. pismo hebrajskie lub w niektórych partiach ziarnistą o bardzo grubym ziarnie. Mikroskopowo dadzą się wyróżnić następujące minerały: duże, dochodzące do paru centymetrów, intensywnie różowe skalenie, następnie jasnokremowe skalenie, brunatnoczarny biotyt i szary kwarc.

Analiza mikroskopowa wykazała, że skala ma budowę niejedolitą, miejscami granofirową, miejscami zaś ziarnistą z gniazdami i żyłkami kwarcu i nielicznego skalenia.

Jako składniki główne występują: kwarc, mikroklin, ortoklaz, mikroperyt, mikroklinowy, oligoklaz, biotyt. Składnikami podrzędnymi są: apatyt, eyrkon, hematyt i magnetyt, chloryt, muskowitz, ilmenit, minerały akcesoryczne zaś reprezentują: monacyt, uraminit, fergusonit, otenit, ksenotym, gadolinit, kemereryt, arsenopiryt, piryt, dumortieryt.

K w a r c występuje w nieregularnych ziarnach lub stanowi zorientowane wrostki w skaleniach tworząc pismo hebrajskie. Wykazuje niekiedy faliste znikanie światła. Przepelniony jest inkluzjami. Jako wrostki w kwarcu stwierdziłam: liczny apatyt — w sześciobocznych słupkach z charakterystycznym spękaniem prostopadłym do ścian słupa, w przekrojach poziomych równoległych do (0001) wykazuje zarysy sześcioboczne. W świetle zbieżnym jest jednoosiowy i ujemny daje bardzo niewyraźny, rozmyty ciemny krzyż Oprócz apatytu jako wrostki występuje monacyt, rzadko, w bardzo małych tablicowatych kryształach barwy ciemnoczerwonej o bardzo wysokim współczynniku załamania światła i silnym reliefie. Drobne wymiary i intensywna barwa uniemożliwiły pomiary stałych optycznych. W postaci wrostków występują również tlenki żelaza i ciekłe inkluzje o zaokrąglonych zarysach. Kwarc w przerostach pegmatytowych zrasta się w sposób prawidłowy ze wszystkimi skaleniami, a więc z ortoklazem, mikroklinem i oligoklazem. Między innymi oznaczyłam bliżej na stoliku Fiodorowa zrosty pegmatytowe kwarcu z mikroperytem mikroklinowym.

Zachodzi tu szczególny przypadek prawa trapezoedrycznego, tzw. prawa Rosego, w którym ściana (10 $\bar{1}0$ ) kwarcu zrasta się ze ścianą (010) mikroklinu (W. C. Sobolew, 1954; str. 205).

M i k r o k l i n występuje dość obficie w porównaniu z innymi skaleniami. Często jest idiomorficznie wykształcony. Wykazuje charakterystyczną siatkę drobnych zbliźniaczeń, dobrze widoczną pomiędzy skrzyżowanymi nikolami. Są też ziarna z wyraźnie zaznaczoną łupliwością równoległą do (001) i (010). Kąt osi optycznych zmierzony z pomocą stolika Fiodorowa wynosi  $2V_{\alpha} = 80^{\circ}$ . Również na stoliku Fiodorowa oznaczyłam indykatory mikroklinu i jej orientację w stosunku do śladów łupliwości, a mianowicie  $a'/(001)$  na przekroju równoległym do (010) =  $+6^{\circ}$ ,  $a'/(010)$  na przekroju równoległym do (001) =  $+18^{\circ}$ . Tworzy też mikroklin dwojaki według prawa karlsbadzkiego. Badania mikroklinu metodą prozkową dyfrakcji rentgenowskiej wykonałam w kamerze o średnicy 57,3 mm, stosując promieniowanie Cu K $_{\alpha}$  — filtrowane przez folię niklową, 45 kV, 13 mA (fig. 2).

Nateżenie prążków oceniałam wizualnie w skali 10-stopniowej. Obliczone z rentgenogramu odległości sieciowe przedstawiono w formie wykresu. Na osi odciętych zostały umieszczone odwrotności odległości sieciowych, na osi zaś rzędnych intensywności prążków. Część górna wykresu oznaczona literą *a* obrazuje mikroklin z pegmatytu nr 1 w Karkonoszach, część górna oznaczona literą *b* — wzorzec mikroklinu według W. I. Michiejewa (1957, str. 647).

Na zdjęciu mikroklinu była też stwierdzona słaba linia w położeniu odpowiadającym najintensywniejszej linii albitu 040, mimo że nie był to mikroperyt mikroklinowy (sprawdzony mikroskopowo). W nieznanym stopniu nastąpiło tu odmieszanie się fazy albitowej bogatej w Na w temperaturach niższych od 700°C (według E. Mäkinena, 1917). Jest to

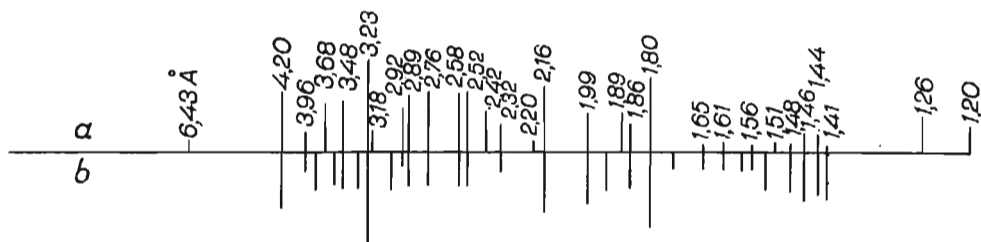


Fig. 2. Rentgenogramy mikroklinu wykonane metodą proszkową  
X-ray powder photograph of microcline

*a* — mikroklin z pegmatytu nr 1, *b* — wzorzec mikroklinu wg. W. I. Michiejewa (1957, str. 647)

*a* — microcline from pegmatite No 1, *b* — standard microcline, according to W. I. Michieev (1957, p. 647)

tw. kryptopertyt. Badany kryptopertyt wykazuje dość duże nieuporządkowanie struktury.

W celu oznaczenia skaleni potasowych stosowałam w metodzie proszkowej dyfrakcji rentgenowskiej kamery o średnicy 114 mm, aby otrzymać większą dyspersję rentgenowskiego widma charakterystycznego. Skaleń potasowy istnieje według F. Lavesa (1952) w dwu stabilnych, polimorficznych modyfikacjach: sanidyn — trwały powyżej temperatury 700°C i mikroklin — poniżej tej temperatury. Sanidyn przedstawia nieuporządkowaną w stosunku do atomów Al i Si, jednoskośną fazę, mikroklin zaś — uporządkowaną, trójskośną. Istnieje przejściowa, metastabilna, nieuporządkowana faza — jednoskośny ortoklaz — który oziębiony poniżej 700°C dąży do przejścia w stabilną mikroklinową fazę. Stopień przejścia w mikroklin zależy od warunków fizyczno-chemicznych, głównie od temperatury i czasu. Fazy przejściowe w ortoklazie zaznaczają się zmiennością własności optycznych. Powstająca modyfikacja nigdy nie bywa w pełni uporządkowana, a samo uporządkowanie okazuje się funkcją temperatury.

MacKenzie (1952) zaobserwował, że niektóre refleksy z rentgenogramów wykonanych metodą proszkową jednoskośnej struktury sanidynu rozszczepiają się na dublety w trójskośnym mikroklinie. Autor ten wybrał refleks 130 dla oznaczenia stopnia tryklinizacji mikroklinu, z którego tworzy się dublet 130 i  $\bar{1}30$  w strukturze trójskośnej. R. Goldsmith i F. Laves (1954) przyjęli refleks 131 i jego dublet w rentgenogramie Debye'a — Scherrera mikroklinu za najwygodniejszy do pomiaru tryklinizacji, czyli

uporządkowania struktury w odniesieniu do Al-Si. Największą zaobserwowaną odległość 0,08 cm autorzy ci przyjęli za równą jednostki — w najbardziej uporządkowanej strukturze trójskośnej, natomiast gdy odległość ta równa się zeru, odpowiadało to najbardziej nieuporządkowanej strukturze jednoskośnej. Wyznaczony stopień tryklinizacji<sup>1</sup> badanego kryptopertytu wynosi:  $\Delta \approx 0,38$ .

Niektóre ziarna kryptopertytu są jak gdyby plamiste, tzn. miejscami jest widoczna siatka mikroklino-wa, miejscami zaś zanika. Niekiedy ziarna kryptopertytowe są skaolinizowane.

Mikropertyt mikroklino-wy. Mikroklin ma te same cechy optyczne, co w wyżej opisanym kryptopertycie. Plagioklaz we wrostkach pertytowych jest zbliźniaczony według prawa albitowego i należy do albitu o zawartości ogniwa anortytowego od 5 do 8% (zmierzonej na 3 kryształach). Ściana (010) mikroklinu (śląd łupliwości) i albitu rzutują się w jednym punkcie projekcji stereograficznej (oznaczono przy pomocy metody Fiodorowa). „Wrzeczona“ przerostów albitowych w mikropertycie mikroklino-wym są różnie zorientowane w stosunku do form krystalograficznych mikroklinu. Spotkano zorientowane przerosty według (100), (001), oraz według płaszczyzny podzielności muchisonitowej.

Ortoklaz. Występuje również skaień potasowy o cechach optycznych przypisywanych ortoklazowi, według dawnej nomenklatury. Kąt osi optycznych jest ujemny i wynosi od 66° do 70°. Widoczna jest łupliwość równoległa do (001) i (010). W badanych szlifach mikroskopowych nie spotkano zbliźniaczeń na ziarnach odpowiadających własnościom ortoklazów. Jest to metastabilna faza skalenia potasowego o nieuporządkowanej strukturze — stadium przejściowe między jednoskośnym sanidynem a trójskośnym mikroklinem. Ortoklaz występuje bardzo rzadko w porównaniu z innymi skaleniami. Rentgenogram wykonany metodą proszkową ortoklazu odpowiada wzorcowi W. I. Michiejewa. Warunki zdjęcia rentgenowskiego: Cu  $K_{\alpha}$  — filtrowane przez folię niklową, 45 kV, 13 mA (fig. 3).

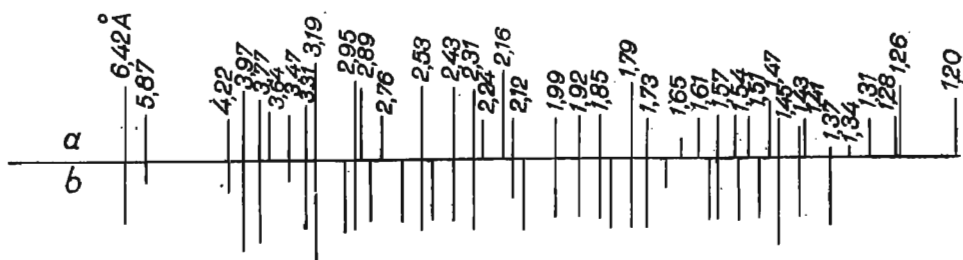


Fig. 3. Rentgenogramy ortoklazu wykonane metodą proszkową X-ray powder photograph of orthoclase.

a — ortoklaz z pegmatytu nr 1, b — wzorec ortoklazu wg W. I. Michiejewa (1957, str. 646)  
a — orthoclase from pegmatite No. 1, b — standard orthoclase, according to W. I. Michieev (1957, p. 646)

Plagioklaz. Plagioklazy badałam na stoliku Fiodorowa określając położenia osi bliźniaczej w stosunku do indyktryś obu osobników plagioklazowych.

<sup>1</sup> Prof. dr K. Smulikowski proponuje termin stopień trójskośności.



Poza tym stosowałam metody dyfrakcji rentgenowskiej w celu porównania z wynikami badań mikroskopowych. Stosowałam metody: proszkową i obracanego kryształu. Metodę obracanego kryształu w przypadku plagioklazów stosowałam w celu sprawdzenia istnienia lub nieobecności dodatkowych refleksów ugrupowanych na podrzędnych warstwicach charakterystycznych dla pośrednich ogniw z szeregu izomorficznego albit — anortyt.

Te pośrednie struktury są właściwie uporządkowaną nadstrukturą, zmieniającą swój charakter w zależności od składu chemicznego (dla szeregu niskotemperaturowych plagioklazów).

Zmiany te są związane według P. Gaya (1954) ze zmianą porządku rozkładu atomów Ca, Na i Al Si w strukturze. Autor ten wykazał, że przejście od wysoko- do niskotemperaturowych form plagioklazów jest następstwem procesów uporządkowania struktury (porządku dalekiego zasięgu). Jednak nie może to być przyjęte za kryterium oceny temperatury krystalizacji, gdyż w naturalnych skałeniach końcowy stan ich struktury, czyli stopień uporządkowania struktury, jest wynikiem wszystkich po sobie następujących zmian termicznych, a zatem zależy od historii termicznej skalenia.

Plagioklaz ze wzgórza Skalna Brama występuje dość licznie, jednak górują nad nim ilością skałenie potasowe. Tworzy bliźniaki, najczęściej wąskie, listewkowate, trudne do oznaczenia. Zbliźniaczony jest według praw: przeważnie albitowego, peryklinowego, albitowo-karlsbadzkiego. Kąt osi optycznych wynosi  $2V_p = 82^\circ$ . Z wykresów A. Kühlera i H. Tertscha (1941) podających własności optyczne wysoko- i niskotemperaturowych plagioklazów widać, że badany plagioklaz jest oligoklazem niskotemperaturowym o zawartości anortytu od 12 do 18%. Jest bardziej rozłożony niż inne skałenie, zserycytyzowany lub czasami skaolinizowany. Rentgenogram wykonany metodą proszkową badanego oligoklazsu odpowiada wzorcowi oligoklazsu według testów J. Goodyeara i W. J. Duffina (1954). Warunki zdjęcia:  $CuK_\alpha$  — filtrowane przez folię niklową, 45 kV, 13 mA (fig. 4).

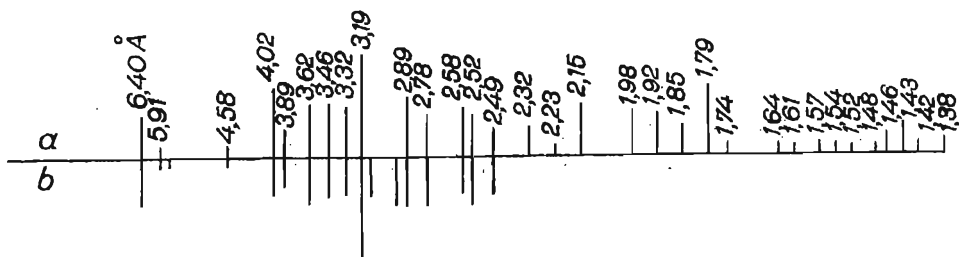


Fig. 4. Rentgenogramy oligoklazsu wykonane metodą proszkową  
X-ray powder photograph of oligoclase

a — oligoklaz z pegmatytu nr 1, b — wzorec oligoklazsu wg J. Goodyeara i W. J. Duffina (1957, str. 646)

a — oligoclase from pegmatic No. 1, b — standard oligoclase, according to J. Goodyear and W. I. Duffin (1954)

Rentgenogram badanego oligoklazsu wykonany w tych samych warunkach metodą obracanego kryształu, równoległe do osi c nie wykazał istnienia refleksów ugrupowanych na podrzędnych warstwicach, co się zgadza

z danymi rentgenogramu w tabeli W. F. Cole'a i H. Söruma (1951) dla oligoklazów o zawartości 16,9% anortytu.

Biotyt występuje nielicznie. Ma zabarwienie brązowe i jest silnie pleochroiczny. W kierunku wektora  $\alpha$  jest szarozłotawy, w kierunku  $\gamma$  ciemnobrunatny, w kierunku  $\beta$  również ciemnobrunatny. Jego schemat absorpcyjny jest następujący:  $\alpha < \beta \approx \gamma$ , kąt osi optycznych  $2V_\alpha = 28^\circ$ .

Opis składników podrzędnych i akcesorycznych podany będzie w oddzielnym opracowaniu (E. Gajda, 1960).

Żyła pegmatytowa ze wzgórza Skalna Brama zawiera większe ilości śladowe Nb, Ta, Zr, Y, Li. Znajdują się one w minerałach akcesorycznych takich jak: fergusonit —  $(Y, Er, Ce, U) \cdot (Nb, Ta, Ti)O_4$ , monacyt —  $(Ce, La...)PO_4$ , cyrkon —  $ZrSiO_4$ , ksenotym —  $YPO_4$ , lepidolit w małych gniazdkach (znaleziony w paru zaledwie okazach) —  $KLi_2Al(SiO_{10}) \cdot (F, OH)_2$ . Natomiast pierwiastki takie jak Ni, Cu nie tworzą własnych minerałów, lecz są prawdopodobnie ukryte w sieciach krystalicznych innych składników mineralnych, w biotycie, arsenopirycie i pirycie. Cr — może wchodzić endokryptynie w sieci krystaliczne biotytu, skaleni potasowych i plagioklazów (wg J. M. Braya, 1942). Obecność U i Th jest uzasadniona występowaniem uraninitu. Pozostałe pierwiastki śladowe są ukryte w sieciach krystalicznych składników (minerałów) głównych, podrzędnych lub akcesorycznych.

Jest to żyła pegmatytowa dość bogata w minerały charakterystyczne dla resztkowych roztworów magmowych. Posiada wyraźną przewagę skaleni potasowych nad sodowo-wapiennymi. Skalenie potasowe wykazują różny stopień uporządkowania struktur. Ponadto stwierdzić można albityzację skaleni potasowych. Spotyka się żyłki i gniazda albitu. Kwarc tworzy charakterystyczne przerosty pegmatytowe ze wszystkimi skaleniami. Niektóre mikropertyty mikroklinowe są właściwie makropertytami z dużymi dość plamami albitu. Monacyt i cyrkon występują w dwóch generacjach.

Z wymienionych wyżej faktów i obserwacji terenowych sądzić można, że opisywana skała jest typową żyłą pegmatytową mającą kierunek Q spēkań wyznaczonych przez H. Cloosa (1925). Podlegała ona działaniu roztworów i par od chwili powstania aż do temperatur najniższych, to jest do temperatur krystalizacji pirytu i otenitu.

W czasie krystalizacji żyły pegmatytowej z magmy resztkowej wzbogaconej w składniki łatwo lotne i pierwiastki rzadkie prawdopodobnie musiał nastąpić dopływ gazów i roztworów obfitujących w sód oraz pierwiastki ziem rzadkich. Rozpoczęła się albityzacja. Być może, że w związku ze zmianą pH roztworu podczas wydzielania się albitu nastąpiła krystalizacja drugiej generacji monacytu, cyrkonu i prawdopodobnie uraninitu.

Pierwiastki ziem rzadkich w roztworach hydrotermalnych występują według A. W. Kosterina (1959) w postaci kompleksu typu  $(TR/CO_3/3)^{3-}$ , który łatwo się rozpada przy zmianie zasadowości roztworu. Ponadto roztwory hydrotermalne miały przypuszczalnie charakter nieco anatektyczny, doniosły bowiem trochę materiału obcego. Świadczy o tym obecność takich minerałów jak kernereryt i znaczna ilość ilmenitu.

Według K. A. Własowa (1951), który dzieli pegmatyty powstałe w tych samych mniej więcej warunkach na pięć typów w zależności od stadium rozwoju ognisk pegmatytowych i czasu wypełnienia szczelin przez ich

stopy-roztwory, jest to typ drugi, w którym zachodzi iniekcja w późniejszym stadium ewolucji ogniska pegmatytowego, gdy następuje wzbogacenie magmy pegmatytowej w lotne składniki, co sprzyja powstawaniu typu pegmatytu napisowego.

## 2. PEGMATYT DIORYTOWY ZE ZBOCZA WZGÓRZA SKALNA BRAMA

Jest to skała zbita. Makroskopowo można wyróżnić biały skaień, biotyt i kwarc. Skaień jest przerośnięty z kwarcem, biotyt zaś występuje w długich, cienkich pasemkach.

Mikroskopowo skała ma miejscami strukturę granitową, miejscami zaś „intersertalno-pegmatytową”. Listewki biotytu układają się trójkątnie i tworzą gniazda, dokoła których skupia się plagioklaz przerośnięty kwarcem. Głównymi składnikami są: plagioklaz, biotyt i kwarc.

Plagioklaz tworzy bliźniaki, według praw: albitowego, peryklinowego, albitowo-karlsbadzkiego i karlsbadzkiego. Zawartość anortytu waha się od 15 do 18%. Jest trochę skaolinizowany. Rentgenogram wykonany metodą proszkową badanego oligoklaz jest następujący: Warunki zdjęcia  $\text{CuK}_\alpha$  — filtrowane przez folię niklową 45 kV, 13 mA (fig. 5).

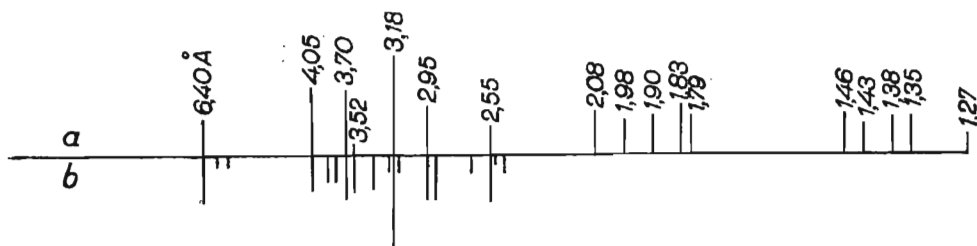


Fig. 5. Rentgenogramy oligoklaz wykonane metodą proszkową

X-ray powder photograph of oligoclase

a — oligoklaz z pegmatytu nr 2, b — wzorzec oligoklaz wg J. Goodyeara i W. I. Duffina (1954)

a — oligoclase from pegmatite No. 2, b — standard oligoclase, according to J. Goodyear and W. I. Duffin (1954)

Biotyt występuje dość obficie, ma zabarwienie brunatne i jest silnie pleochroiczny:  $\alpha$  — szarozółtawy,  $\gamma$  i  $\beta$  — ciemnobrunatny. Schemat absorpcyjny jego jest następujący:  $\alpha \leq \beta \approx \gamma$ . Jest optycznie ujemny. Kąt osi optycznych wynosi  $2V\alpha = 30^\circ$ . Niektóre ziarna po brzegach zmienione są w chloryt. Kryształły biotytu zawierają liczne wrostki.

Kwarc jest bezbarwny. Występuje w zorientowanych wrostkach w oligoklazu lub nieregularnych ziarnach. W przerostach pegmatytowych zrasta się z oligoklazem według prawa trapezoedrycznego. Jest przepelniony wrostkami.

Jako składniki podrzędne występują: apatyt, tlenki żelaza i cyrkon; jako akcesoryczne: ksenotym, monacyt, granat i tytanit (E. Gajda, 1960).

Pegmatyt ze wzgórza Skalna Brama, poniżej dawnej kopalni zawiera większe ilości śladowe Ce, La, Y, które tworzą minerały: ksenotym i monacyt, występujące w tej skale w ilościach trochę większych niż w innych żyłach pegmatytowych. Poza tym w cokolwiek większych ilościach śladowych występują Pb i Ni, wchodzące zapewne endokrypnie w sieci krystaliczne minerałów głównych i podrzędnych: biotytu, apatytu.

Głównymi i podrzędnymi składnikami mineralnymi opisywanego pegmatytu są: oligoklaz, biotyt i kwarc oraz cyrkon, apatyt, magnetyt, hematyt i ilmenit. Skalenie potasowe nie występują. Oligoklaz tworzy przerosty pegmatytowe z kwarcem. Pegmatyt ten różni się składem mineralnym, a więc chemizmem od innych pegmatytów i granitów Karkonoszy. Jest to pegmatyt bardziej zasadowy, odpowiadający rodzinie skał diorytowych. Uległ on również działaniu roztworów hydrotermalnych, na co wskazuje obecność śladowych ilości takich pierwiastków jak Sr, Cu, Zn, Ag, Be.

### 3. PEGMATYT GRUBOZIARNISTY Z BIAŁEJ DOLINY W SZKLARSKIEJ PORĘBIE

Jest to skała zbita o bardzo grubym ziarnie. Niektóre kwarcce dochodzą do 20 cm średnicy, skalenie zaś do 10 cm. Wygląda jak gdyby cała żyła pegmatytowa była jednym ziarnem kwarcowym, w którym tkwią duże skalenie i bardzo rzadko, również duże, kryształy biotyty. Kwarc jest jasnoszary, skalenie jasnoróżowe, miejscami lekko fioletowe i białocieliste. Makroskopowo zauważyć można w tej skale gniazda zielonego epidotu i hematytu.

Mikroskopowo widać, że struktura skały jest ziarnista (szlify wykonane z części bardziej drobnoziarnistej). Przerosty pegmatytowe charakterystyczne dla dwóch poprzednich pegmatytów tutaj nie występują. Składnikami głównymi są: kwarc, mikroklin, mikropertyt mikroklinowy, ortoklaz, plagioklaz, biotyt.

**K w a r c** — przepełniony inkluzjami ciekłymi, w niektórych nawet są zachowane pęcherzyki gazowe, wrostkami apatytu, cyrkonu i dość dużymi idiomorficznie wykształconymi kryształami skaleni, oligoklazu i ortoklazu.

**M i k r o k l i n** jest wykształcony przeważnie idiomorficznie. Wykazuje siatkę drobnych zbliźniaczeń. Kąt osi optycznych  $2V_\alpha = 72^\circ$ . Orientacja optyczna w stosunku do ścian kryształu jest taka sama jak w mikroklinie z pegmatytu nr 1 poprzednio już opisana. Rentgenogram również niczym się nie różni od poprzednio przytoczonego. To znaczy występuje również bardzo słabo widoczna najsilniejsza linia albitu 040. Więc i w tym pegmatycie mikroklin jest raczej kryptopertytem mikroklinowym. Stopień uporządkowania struktury mikroklinu, tak zwany stopień tryklinizacji, nie jest wysoki, a mianowicie wynosi  $\Delta \approx 0,4$ . Niektóre kryształy mikroklinu uległy w niewielkim stopniu kaolinizacji, gdzie indziej zaś nastąpiło wydzielanie się hematytu.

**M i k r o p e r t y t** mikroklinowy składa się z mikroklinu o zwykłych cechach optycznych oraz plagioklazu występującego we wrostkach pertytowych, który jest albitem  $An_5$  do  $An_7$ , zbliżonym według prawa albitowego. Orientacja optyczna plagioklazu jest prawidłowa z orientacją mikroklinu.

**O r t o k l a z**. Kąt osi optycznych  $2V_\alpha = 72^\circ$ . Kąt między śladami łupliwości (001) i (010) wynosi  $90^\circ$ . Jest to metastabilna faza skalenia potasowego o nieuporządkowanej strukturze jednoskośnej. Stadium przejściowe między sanidynem a mikroklinem. Rentgenogram badanego ortoklazu zgadza się całkowicie z wzorcem.

**P l a g i o k l a z** tworzy bliźniaki wielokrotne, listewkowate. Zbliźniaczony jest według praw: albitowego, peryklinowego, albitowo-karlsbadz-

kiego i karlsbadzkiego. Zawartość anortytu w plagioklazie wynosi od 12 do 16%. Kąt osi optycznych  $2V_p = 83^\circ$ . Jest to więc oligoklaz. Rentgenogram zgadza się ściśle z wzorcem.

Biotyt posiada takie same własności optyczne jak biotyt z pegmatytu 1 i 2.

Jako składniki podrzędne występują: apatyt, cyrkon, hematyt, magnetyt i ilmenit; jako akcesoryczne: fergusonit, monacyt, toryt, niobit, srebro rodzime i syderyt.

Pegmatyt z Białej Doliny zawiera większe ilości śladowe: Nb, Zr, Ta, Ce, Y. Niob tworzy odrębny minerał — niobit, występujący w nieznacznych ilościach. Ta, Ce, Y, Zr znajdują się w fergusonicie, monacycie, cyrkonie. Poza tym występują w większych ilościach śladowych pierwiastki charakterystyczne dla roztworów hydrotermalnych: Cu, Pb, Ag (wtórne srebro rodzime), a w ilościach mniejszych: Sr, Zn, Be.

Jest to żyła pegmatytowa o bardzo podobnym składzie mineralnym do żyły pegmatytowej ze wzgórza Skalna Brama. Pegmatyt ten uległ działaniu roztworów hydrotermalnych, które miały trochę inny charakter niż w żyłach pegmatytowej ze wzgórza Skalna Brama. Były to roztwory kruszczośne, bogate w sól. Spowodowały one albityzację skały, a następnie impregnowały ją w minimalnym stopniu minerałami kruszczowymi. Znalaziono dość dużo drobnych kryształów syderytu i srebro rodzime.

Według K. A. Własowa (1951) dzielącego pegmatyty powstałe w tych samych mniej więcej warunkach na typy w zależności od stadium rozwoju ognisk pegmatytowych i czasu wypełniania szczelin przez ich stopy, jest to również typ drugi, mimo że brak w nim przerostów pegmatytowych, tzw. pegmatyt blokowy (osobniki poszczególnych minerałów mają bardzo duże wymiary).

#### 4. PEGMATYT ZE ZBÓJECKICH SKAŁ

Skała ta jest bardzo podobna do pegmatytu nr 1 ze wzgórza Skalna Brama. Strukturę ma zmienną, miejscami granitową, miejscami zaś pegmatytową. Kwarc tworzy przerosty pegmatytowe ze skaleniami. Jako składniki główne występują: kwarc, mikroklin, ortoklaz, mikropertyt mikroklinowy, oligoklaz, biotyt, hornblenda zwyczajna — w bardzo małych ilościach, muskowitz (wtórny).

Pegmatyt ten różni się od pegmatytu ze wzgórza Skalna Brama wyższą zawartością oligoklazu ( $An_{14} \div An_{18}$ ) niż skaleni potasowych, zawartością hornblendy zwyczajnej i muskowitzu. Skalenie i biotyt są bardziej rozłożone. Oligoklaz jest przepelniony drobnymi blaszkami muskowitzu, w niektórych kryształach są skupienia dużych blaszek muskowitzu. Biotyt pozostał we fragmentach obok skupień zielonych blaszek chlorytu. Hornblenda zwyczajna została oznaczona metodą dyfrakcji rentgenowskiej. Rentgenogram jej wykonany metodą proszkową jest następujący. Warunki zdjęcia  $FeK_\alpha$  — filtrowane przez filtr manganowy, 30 kV, 10 mA (fig. 6).

Pegmatyt ze Zbójeckich Skał w ilościach śladowych większych zawiera Y, Nb, Zr, Bi, zaś w ilościach śladowych mniejszych Li, Ce, Ta, W. Tworzą one następujące minerały: fergusonit, cyrkon, bismut rodzimy oraz wolframit. Poza tym występują pierwiastki charakterystyczne dla zjawisk hydrotermalnych. Są to Cu, Pb, Ag, Sr, Ba, Ni, Zn. Pierwiastki te są zawarte w minerałach kruszczowych, z wyjątkiem strontu i baru, które

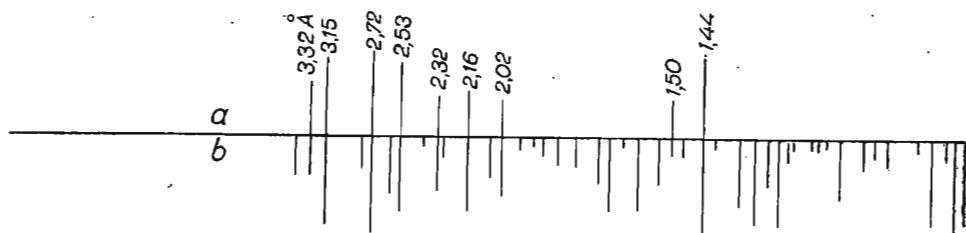


Fig. 6. Rentgenogramy hornblendy zwyczajnej wykonane metodą proszkową  
X-ray powder photograph of normal hornblende

a — hornblenda zwyczajna z pegmatytu nr 4, b — wzorec hornblendy zwyczajnej wg Michiejewa (1957, str. 795)

a — common hornblende from pegmatite No. 4, b — standard normal hornblende, according to W. I. Mikheev (1957, p. 795)

są izomorficzną domieszką w skaleniach. Wśród tych żył pegmatytowych występują niewielkie gniazda i żyłki arsenopiryту, które były dawniej eksploatowane na miedź.

Żyły pegmatytowe tworzą serię o większej i mniejszej miąższości. Pod względem zawartości składników głównych, z wyjątkiem hornblendy zwyczajnej, skała ta nie różni się od żyły pegmatytowej ze wzgórza Skalna Brama. Ma przerosty pegmatytowe kwarcu ze wszystkimi występującymi skaleniami. Cyrkon występuje w jednej tylko generacji, w postaci wrostków.

W pegmatycie tym zachodziła również albityzacja oraz zjawiska hydrotermalne. Zaliczyć go również można do drugiego typu, według klasyfikacji K. A. Własowa.

##### 5. PEGMATYT Z LEWEGO BRZEGU SZKLARKI

Jest to skała, która na pierwszy rzut oka robi wrażenie składającej się tylko z intensywnie różowych skaleni i ciemnoszarego kwarcu. Dopiero pod mikroskopem można rozpoznać właściwy jej skład. Pegmatyt ten ma strukturę zmienną, miejscami granitową, miejscami zaś pegmatytową. Przerosty pegmatytowe z kwarcem tworzy biały oligoklaz, występujący w małej ilości i w małych kryształach. Różowymi skaleniami są przede wszystkim w dużej ilości występujący mikroklin i mikropertyt mikroklinowy. Ortoklaz jest rzadki. Biotytu jest niewiele i jest rozłożony, zmieniony w chloryt. Oligoklaz zawiera od 12 do 16% anortytu; tworzy bliźniaki albitowe. Mikroklin posiada takie same własności optyczne jak w innych pegmatytach poprzednio już opisanych. Stopień tryklinizacji wynosi  $\Delta \approx 0,42$ , co świadczy o niewielkim uporządkowaniu struktury.

Jako składniki podrzędne występują: magnetyt, hematyt, apatyt, cyrkon. Składnikami akcesorycznymi i charakterystycznymi są: epidot, ortyt, ksenotym, monacyt, bizmut rodzimy.

Pegmatyt z lewego brzegu Szklarki zawiera w większych ilościach śladowych Bi. Tworzy on odrębny minerał — bizmut rodzimy. Poza tym w ilościach śladowych występują Zr, Ce, La, Y, będące składnikami następujących minerałów: cyrkonu, ksenotymu, monacytu, ortytu.

W ilościach śladowych występują pierwiastki takie jak Sr, Ba, Ni, wchodzące prawdopodobnie diadochowo w sieci krystaliczne minerałów głównych.

W tej żyłe pegmatytowej zaznaczają się również zjawiska albityzacji oraz późniejsza chlorytызacja biotyту. Skałę tę można zaliczyć do drugiego typu pegmatytów według charakterystyki K. A. Własowa.

#### 6. MASY PEGMATYTOWE W GRANICIE NAD BYSTRONIEM I SZKLARKA

Jest to skała masywna o intensywnie różowych skaleniach, białym kwarcu i rozłożonym biotycie — zmienionym w zielony chloryt.

Mikroskopowo widać, że budowa jej jest granitowa, bez przerostów pegmatytowych. Jako składniki główne występują: mikroklin, mikropertyt, mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz (w bardzo małej ilości), kwarc i fragmenty biotyту. Składniki te mają takie same własności optyczne jak ich odpowiedniki w poprzednio omówionych pegmatytach. Składnikami podrzędnymi są: chloryt, muskowitz, magnetyt, hematyt, cyrkon, apatyt, akcesorycznymi zaś: cyrkon, monacyt, ksenotym (wszystkie trzy minerały w bardzo małych ilościach) oraz lepidolit.

Masy pegmatytowe w granicie nad Bystroniem i Szklarką zawierają lit w ilościach większych niż śladowe. Pod mikroskopem można przekonać się, że lepidolit tworzy zrosty z muskowitzem i jest go dość dużo. W ilościach śladowych występują: Zr, Ce, La, Y, które wytworzyły następujące minerały: cyrkon, monacyt i ksenotym. Pierwiastki takie jak Ba, Be, Ni, występujące w ilościach również śladowych wchodzą prawdopodobnie w sieci krystaliczne głównych składników tej skały. Skała ta jednak tworzyła się inaczej niż pegmatyty żyłowe. Jest to soczewkowane wypełnienie „próżni“, o koncentrycznym zorientowaniu kryształów.

#### 7. MASY PEGMATYTOWE Z KAMIENIOŁOMU GRANITU W MICHAŁOWICACH

Makroskopowo można wyróżnić duże różowe skalenie, następnie jaśniejsze różowe skalenie, ciemnoszary kwarc często w przerostach pegmatytowych, biotyt — w małej ilości i dość obfity muskowitz.

Mikroskopowo widać, że składnikami głównymi są: mikroklin, mikropertyt, mikroklinowy, ortoklaz, oligoklaz, biotyt, muskowitz. Jako składniki podrzędne występują: cyrkon, apatyt, ilmenit, magnetyt, hematyt. Składnikami zaś akcesorycznymi są: fergusonit, epidot (czerwono-zielony), syderyt, turmalin, piryт, molibdenit, tetraedryt, minerał bliżej nieoznaczony o składzie: Cu, Zn, Cr, Sb, S.

Masy pegmatytowe w granicie z kamieniołomu w Michałowicach zawierają Mo w ilościach trochę większych niż śladowe, tworzący minerał molibdenit. W ilościach śladowych występują: Li, Zr, Y, Nb. Z wyjątkiem litu są to składniki cyrkonu i fergusonitu.

W opisywanym pegmatycie obficie występują pierwiastki charakterystyczne dla roztworów hydrotermalnych: w ilościach większych niż śladowe Cu i Pb i w ilościach śladowych Zn, Sb, As. Są one składnikami minerałów kruszcowych lub wchodzą w ich sieci krystaliczne, jako domieszki izomorficzne tetraedrytu, piryту, syderytu. Pierwiastki takie jak: V, Ge, Sn wchodzą przypuszczalnie diadochowo w skład minerałów głównych lub pobocznych tej skały. Cr jest głównym składnikiem minerału bliżej nieoznaczonego obok Cu, Zn, Sb i S. Jest to podobnie jak poprzednio wypełnienie nieregularne „próżni“.

8—11. STANOWISKA GRANITÓW SĄSIADUJĄCYCH Z PEGMATYTAMI  
ORAZ STANOWISKO GRANITOGNEJSU

8. Granit z kamieniołomu nr 2, najbardziej oddalonego w kierunku zachodnim od Szklarskiej Poręby, zawiera Bi, Y, Nb oraz Be, Zr, Ce, La, będące składnikami takich minerałów jak: bizmut rodzimy, cyrkon, fergusonit, monacyt, gadolinit, ortyt. Sr, Ba, Ni, Cu, Pb, Zn, As, Be przypuszczalnie wchodzi diadochowo w sieci krystaliczne minerałów głównych lub podrzędnych.

9. Granit z kamieniołomu nr 3, położonego również na zachód od Szklarskiej Poręby, zawiera Zr oraz Bi, Ce, La, Y, Th, U, Nb — składniki następujących minerałów: cyrkonu, fergusonitu, monacytu, torytu. Ba, Ni, Cu, Pb, Zn — przypuszczalnie wchodzi diadochowo w sieci krystaliczne minerałów głównych lub podrzędnych.

10. Granit z kamieniołomu w Michałowicach zawiera Mo oraz Zr, Be, Ce, La, Y, Nb — będące składnikami następujących minerałów (z wyjątkiem Ba): molibdenitu, cyrkonu, fergusonitu, monacytu, a nadto Cu, Ag, Pb oraz Zn, Co, Ni, Sb, As — wchodzące w skład minerałów: chalkopirytu, tetraedrytu i pirytu.

11. W granitognejsie odkrywy metamorficznej granitu Karkonoszy występują następujące pierwiastki w ilościach śladowych większych i śladowych mniejszych: Cr oraz Be, Zr, Ce, La, Y, Th, Nb, Li, Sr, Ba, Ni, Co, Cu, Zn, As, Ag, U, V, Ge. Jako minerały akcesoryczne zostały wykryte fergusonit, uraninit, monacyt, tytanit.

### WNIOSKI

Sumując wyniki wyżej opisanych badań można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Nie ma wybitnej różnicy między pierwiastkami śladowymi występującymi w pegmatytach i w granitach Karkonoszy.

2. Wśród pierwiastków śladowych pegmatytów środkowej części Karkonoszy występują głównie pierwiastki charakterystyczne dla magmy granitowej. Są to: Ag, As, Ba, Be, Bi, Ce, Cu, Ge, In, La, Li, Mo, Nb, Pb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, W, Zn, Zr, U, Y, Yb.

Pierwiastkami obcymi dla środowiska magmy granitowej są: Co, Cr, Ni.

3. Badane pegmatyty są przeważnie niobowo-tantalowe. Niektóre z nich są litowe. Z oznaczeń półilościowych widać, że niobu jest więcej niż tantalu. W większości przypadków pegmatyty mają strukturę granofirową.

4. Skały pegmatytowe występujące na południe od Szklarskiej Poręby zawierają pierwiastki śladowe oraz minerały akcesoryczne, charakterystyczne dla resztkowej magmy granitowej, natomiast na północ od Szklarskiej Poręby występuje poza charakterystycznymi składnikami pegmatytów również słabe okruszcowanie.

5. Występowanie większych niż śladowe ilości chromu oraz śladowe ilości Co, Ni, V w granitognejsie oraz w pegmatytach ze wzgórza Skalna Brama i w masie pegmatytowej z granitu w Michałowicach wskazuje na to, że pierwiastki te dostały się do żył pegmatytowych masywu granitowego ze skał starszych. Z faktu tego prawdopodobnie sądzić można o słuszności tezy H. Cloosa, według którego masyw Karkonoszy nie jest



pozbawionym dna batolitem, lecz płaską od północy wyciśniętą intruzją, w której spagu występują starsze skały metamorficzne.

6. Uogólniając wniosek 5 można przypuszczać, że roztwory działające na niektóre żyły pegmatytowe miały prawdopodobnie charakter anatektyczny.

7. Z szeregu pierwiastków śladowych, stwierdzonych w pegmatytach z okolic Szklarskiej Poręby, jedynie nagromadzenie niektórych pierwiastków wydaje się perspektywiczne dla dalszych poszukiwań. W rachubę mogą wchodzić miedź, pierwiastki promieniotwórcze, lit, ewentualnie też niob i ziemie rzadkie jak np. itr.

Zakład Petrografii i Geochemii I.G.  
Nadesłano dnia 22 marca 1960 r.

### PIŚMIENNICTWO

- BECKE F. (1924) — Struktur und Klüftung. Fortsch. Min., Krist., Petr., 9, p. 185—213. Jena.
- BERG G. (1913) — Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten. Abh. preuss. geol. L.—A., N. F., 74, p. 73. Berlin.
- BERG G. (1923) — Der Granit des Riesengebirge und seine Ganggesteine. Abh. preuss. geol. L.—A., N. F., 94, p. 1—90. Berlin.
- BRAY M. J. (1942) — Spectroscopic distribution of minor elements in igneous rocks from Jamestown, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, 53, nr 5, p. 765—814.
- CLOOS H. (1920) — Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abh. preuss. geol. Landesanstalt, 81, p. 123. Berlin.
- CLOOS H. (1925) — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Das Riesengebirge in Schlesien, [1]. Berlin.
- COLE W. E., SÖRUM H., TAYLOR W. H. (1951) — The structures of the plagioclase feldspars. I. Acta Cryst., 4, p. 20—29. Copenhagen.
- ФЕРСМАН А. Е. (1955) — Избранные труды, 3. Москва.
- GAJDA E. (1960) — Minerale żył pegmatytowych okolic Szklarskiej Poręby (Karkonosze). Kwart. geol., 4, p. 565—584. Warszawa.
- GAY P. (1954) — The structures of the plagioclase feldspars, V, The heat treatment of lime-rich plagioclases. Min. Mag., 30, p. 428—438. London.
- GOLDSMITH R., LAVES F. (1954) — The microcline-sanidine stability relations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 5, p. 1—19. London.
- GOODYEAR I., DUFFIN W. I. (1954) — The identification and determination of plagioclase feldspars by the X-ray powder method. Min. Mag., 30, p. 306—326. London.
- КОСТЕРИН А. (1959) — Формы переноса редкоземельных элементов. Геохимия, 4, p. 310—315. Москва.
- KÖHLER A. (1941) — Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorangegangenen Wärmeverhalten. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 53, p. 24—49. Leipzig.
- КАЛИНИН И. А., ЯВНЕЛЬ А. А., АЛЕКСЕЕВ А. И., НАЙМАРК Л. Е. (1952) — Атлас спектральных линий для кварцевого спектрографа. Москва.

- LAVES F. (1952) — Phase relation of the alkali feldspars, I, Introductory remarks. *J. Geol.* **60**, p. 436—450. London.
- LAVES F. (1952) — Phase relation of the alkali feldspars, II. The stable and pseudo-stable phase relation in the alkali feldspars system. *J. Geol.* **60**, p. 549—674. London.
- MACKENZIE W. S. (1952) — The effect of temperature on the symmetry of high-temperature soda-rich feldspars. *Amer. J. Sci.*, Bowen volume, (2), p. 319—342. Connecticut.
- MÄKINEN E. (1913) — Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. *Bull. Commission géol. Finlande* **35**, p. 101. Helsingfors.
- МИХЕЕВ В. И. (1957) — Рентгенометрический определитель минералов, Москва.
- RANKAMA K., SAHAMA T. G. (1955) — *Geochemistry*. Chicago.
- RAUMER K. (1819) — Die Gebirge Niederschlesiens der Grafchaft Glatz und eines Teiles von Böhmen und der Ober-Lausitz, geognostisch dargestellt, p. 182, Berlin.
- ROSE G. (1844) — Über den Granit des Riesengebirges. *N. Jahrb. f. Min.* p. 446—447. Stuttgart.
- SMULIKOWSKI K. (1958) — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. *Studia Geol. Pol. I.*, Warszawa.
- TERTSCH H. (1942) — Zur Hochtemperaturoptik basischer Plagioclase. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* **54**, p. 193—217. Leipzig.
- TRAUBE H. (1888) — Die Minerale Schlesiens. Breslau.
- WEBSKY M. (1865) — Über Titaneisen, Fergusonit, Monazit und Gadolinit im Riesengebirge. *Zs. deutsch. geol. Ges.* **17**, p. 566—568, Hannover.
- WEBSKY M. (1868) — Über Sarkopsid und Kochelit, zwei neue Minerale aus Schlesien. *Zs. deutsch. geol. Ges.* **20**, p. 245—257. Hannover.
- WEDDING (1859) — Die Magneteisensteine von Schmiedeberg. *Zs. deutsch. geol. Ges.* **21**, p. 399—433. Hannover.

Евгения ГАЙДА

### ПЕГМАТИТОВЫЕ ЖИЛЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ ШКЛЯРСКОЙ ПОРЭМБЫ (КАРКОНОШЕ)

#### Резюме

Проведены геохимические и петрографические исследования пегматитовых жил из окрестностей Шклярской Порэмбы в Карконошах с целью определения рассеянных элементов и форм их концентрации. Для сравнения были проведены аналогичные определения в гранитах из трех смежных с пегматитами пунктов и в гранитогайсе из окаймления гранитного массива Карконошей.

Констатировано содержание следующих рассеянных элементов концентрирующихся в аксессуарных минералах пегматитов или эндокрипно входящих в кристаллические решетки главных и второстепенных минералов: Ag, As, Ba, Be, Bi, Ce, Cu, Ge, In, La, Li, Mo, Nb, Pb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, W, Zn, U, Y, Yb.

В таблице 1 польского текста приведены главные, второстепенные и акцессорные минеральные компоненты пегматитов и содержание рассеянных минералов.

Перечисленные элементы преимущественно характерны для гранитной магмы. Некоторые из них принесены парами и газами, принимающими участие в явлениях пневматолита, или гидротермальными растворами. Кроме того находятся здесь элементы чуждые для гранитной магмы. Это Co, Cr, Ni, V. Вероятно растворы действующие на некоторые пегматитовые жилы, носили анатектический характер. Это подтверждает тезис Клооса (H. Cloos) о том, что гранитный массив Карконошей является не лишенным дна батолитом, а плоским, вытянутым с севера интрузивом, в подошве которого появляются более древние метаморфические породы. Кроме того констатировано, что нет основной разницы между рассеянными элементами находящимися в пегматитах и гранитах Карконошей.

Главными компонентами пегматитов являются: кварц, микроклин, микроклиновый микропертит, ортоклаз, олигоклаз, биотит. Микроклин является не стопроцентным микроклином, так как не обладает полностью упорядоченной структурой, его степень триклинизации едва достигает  $\Delta \approx 0,4$ . В некоторых пегматитах главными компонентами (кроме перечисленных) еще являются обыкновенная роговая обманка и вторичный мусковит. Кварц образует пегматитовые прорастания с полевыми шпатами, т.е. с микроклином, микроклиновым микропертитом, ортоклазом и олигоклазом, а иногда только с калиевыми шпатами или только с олигоклазом. Это указывает на неодинаковые температуры кристаллизации отдельных жил пегматитов.

Согласно классификации К. А. Власова пегматиты гранитного массива Карконошей принадлежат к второму типу, для которого характерными является гранофировые структуры или блоковое строение.

Исследуемые пегматиты преимущественно ниобово-танталовые, а некоторые из них — литиевые. Содержание Nb, Ta и Li в g/t приведено в таблице 2 на стр. 549.

Eugenia GAJDA

## PEGMATITE VEINS OF THE REGION OF SZKLARSKA PORĘBA

(KARKONOSZE MNTS)

### Summary

The author undertook geochemical and petrographical examinations of pegmatite veins from the region of Szklarska Poręba in the Karkonosze Mountains, in order to determine their trace elements and the forms of their concentrations. For comparison's sake, she carried out identical determinations in granites from three localities adjoining these pegmatites, as well as of the granite gneiss from the surrounding of the Karkonosze granite massif.

The author ascertained the occurrence of the following trace elements concentrated in the accessory minerals of the pegmatites, or diadochally entering into the

crystalline lattices of the main or secondary minerals: Ag, As, Ba, Be, Bi, Ce, Cu, Ge, In, La, Li, Mo, Nb, Pb, Sb, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, W, Zn, Zr, U, Y, Yb.

Table 1 in the Polish text presents the main, the secondary and the accessory mineral components of the pegmatites, and their content of trace minerals.

The enumerated elements are mostly characteristic for a granite magma. Some of them have been supplied by vapours and gases taking part in the phenomenon of pneumatolysis, or by hydrothermal solutions. Furthermore, there also occur elements which are foreign in a granite magma. These are: Co, Cr, Ni, V. It seems probable that the solutions acting upon some of the pegmatite veins were of anatectic character. This would confirm H. Cloos's opinion that the granite massif of the Karkonosze Mountains is not a bottomless batholith, but a flat intrusion squeezed out from the north, containing older metamorphic rocks in its bottom part. Moreover, the author ascertained that there do not exist any marked differences between the trace elements occurring in the pegmatites and those in the Karkonosze granites.

The chief components of pegmatites are: quartz, microcline, microcline micropertite, orthoclase, oligoclase, biotite. The microcline is not a 100% microcline, i.e. it does not possess a thoroughly regular structure; triclinity barely  $\Delta \approx 0.4$ . In some pegmatites there moreover occur, as chief components (aside of the above mentioned), normal hornblende and secondary muscovite. Quartz forms pegmatite intergrowths with feldspars, i.e. with microcline, microcline micropertite, orthoclase and oligoclase, sometimes only with the potassium feldspars, or only with oligoclase. This indicates nonuniform temperatures of crystallization of the individual pegmatites.

According to K. A. Własow's classification, the pegmatites of the Karkonosze granite massif belong to the second type for which granophyre textures and a block structure is characteristic.

The investigated veins contain mostly niobium-tantalum pegmatite, only some of them are lithium pegmatites. The contents of Nb, Ta and Li in grams per ton are given in Table 2, on page 549.