

Jadwiga PAWŁOWSKA

Wkładki gnejsowo-łupkowe oraz inne skały żyłowe w obrębie wychodni leukogranitów w Kopańcu (Góry Izerskie)

W latach 1963—1965 prowadzone były przez Zakład Złóż Surowców Skalnych Instytutu Geologicznego szczegółowe roboty poszukiwawcze w celu udokumentowania złóż leukogranitów w Kopańcu. Prace poprzedzone były kilkuletnim okresem poszukiwań tego surowca na całym obszarze Pogórza Izerskiego. Wyniki tych prac omówiono w opracowaniu monograficznym (J. Pawłowska, 1966a) dotyczącym leukogranitów stanowiących źródło surowca skaleniowego. Nie obejmuje ono szczegółowej analizy wkładek obcych dla tych skał. Zagadnieniom tym poświęcony jest niniejszy artykuł.

Obszar Pogórza Izerskiego wchodzi w skład północnej okrywy wawrscyjskiej intruzji Karkonoszy. W budowie geologicznej metamorfiku izerskiego biorą udział dwie podstawowe serie skalne, tj. gnejsy i granitognejsy izerskie oraz wąskie, zaklinowane wśród gnejsów serie zmetamorfizowanych łupków kwarcowo-łyszczykowych. Łupki tworzą łukowato wygięte ku północy ciągle strefy, o ogólnym przebiegu W-E. W obrębie Pogórza Izerskiego wyróżnia się cztery strefy łupkowe. Trzy z nich zbadane były przez G. Berga jeszcze w latach dwudziestych. J. Oberc (1965) nazywa je: 1 — strefą łupkową Szklarskiej Poręby, 2 — strefą łupkową Starej Kamienicy — Świeradowa, 3 — strefą łupkową Złotnik Lubańskich. Dla strefy czwartej występującej w pobliżu Mirska, proponuję nazwę „strefy łupkowej Kotliny Mirskiej” (J. Pawłowska, 1966b). Łupki te należą zdaniem licznych badaczy do prekambryjskiej serii suprakrustalnej, zmetamorfizowanej w procesach metamorfizmu regionalnego i tworzą dziś relikty ocalałe przed granityzacją.

Wiek i geneza gnejsów izerskich jest ciągle jeszcze przedmiotem dyskusji. Niektórzy badacze uważają je za ciało intruzywne, zmienione w czasie orogenezy kaledońskiej, inni zaś, a między innymi J. Oberc (1965), widzą w nich produkty synkinematycznej pegmatytyzacji i homogenizacji starszych serii łupkowych. Podobne różnice zdań dotyczą wieku tych gnejsów: niektórzy autorzy zaliczają je do osadów proterozoiku i staroassyntyjskiej geosynkliny, inni zaś twierdzą, że są one młod-

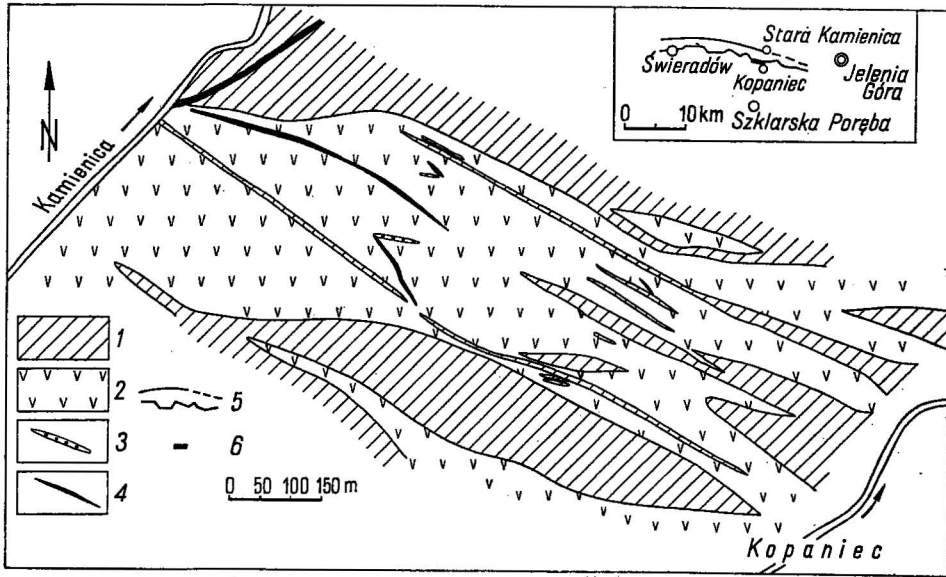


Fig. 1. Szkic geologiczny wychodni leukogranitów w Kopańcu
Geological sketch of leucogranite outcrop at Kopańcu

1 — skały starsze od leukogranitów; 2 — leukogranity; 3 — urtwory równoległe z leukogranitami; 4 — żyły młodsze; 5 — strefa łupkowa Swieradów — Stara Kamienica; 6 — złoża leukogranitów w Kopańcu
1 — rock older than leucogranites; 2 — leucogranites; 3 — formations corresponding in age to leucogranites; 4 — younger lodes; 5 — schist zone Swieradów — Stara Kamienica; 6 — deposits of leucogranites at Kopańcu

sze od proterozoiku, niemniej starsze od górnego ordowiku, część autorów wiąże je z intruzją kaledońską i granitem rumburskim.

W gnejsach wzdłuż południowego kontaktu serii łupków krystalicznych rozwijają się leukogranity. Powstały one w procesach metasomacyjnych przy dopływie emanacji zawierających sód, bor i fluor. Wychodnie leukogranitów tworzą ciągły pas po południowej stronie stref łupkowych starej Kamienicy — Swieradowa, Złotnik Lubańskich i Kotliny Mirskiej. Leukogranity nie występują jedynie wzdłuż najbardziej wysuniętej na południe strefy Szklarskiej Poręby.

Omawiane leukogranity z okolic Kopańca rozciągają się w zachodniej części pasa leukogranitowego strefy Starej Kamienicy — Swieradowa (fig. 1). W wielu miejscach, a między innymi na Martwym Kamieniu oraz w Kopańcu, stwierdziłam antyklinalny układ fałdów łupkowych, zamykających w swej strefie apikalnej partię leukogranitową oraz niekiedy grejzenowe.

Leukogranity z Kopańca tworzą dwie łukowato wyciągnięte wychodnie po północnej i południowej stronie góry Popiel. Badania, których wyniki przedstawione są w niniejszym artykule, prowadzone były głównie na wychodni północnej. Materiał zebrany został w poprzecznie usytuowanych ciągłych rowach, oraz w licznych wkopach i wierceniach. Równy dokumentacyjne sprofilowane były częściowo również przez J. Oberca (1967). Autor ten traktował wszystkie wkładki i żyły, odmienne cha-

rakterem petrograficznym od leukogranitów, jako skały starsze od nich i stanowiące w tym układzie „struktury szkieletowe”. W obrębie wychodni leukogranitów w Kopańcu wyróżnia on prócz granitognejsów i gnejsów izerskich także leukognejsy upadabniające się cechami strukturalnymi i teksturalnymi do gnejsów izerskich, oraz łupki łuszczkowe, łupki amfibolitowe ulegające niekiedy silnej biotytyzacji, kwarcyt biotytytowy, a także cienkie ławice kwarcu i łupki aplitowe (gnejsy leptytowe). Wszystkie te skały, łącznie z gnejsami, granitognejsami i leukognejsami, ostro kontaktują z leukogranitami, brak jest między nimi przejść ciągłych¹, kontaktów termicznych oraz mechanicznego wpływu leukogranitu na skały starsze. Wszystkie stanowią relikty w procesie homogenizacji i leukokratyzacji.

Opierając się na bogatym materiale analitycznym zarówno w zakresie obserwacji geologicznych, jak też petrograficznych, tektonicznych i chemicznych przyjmuję nieco odmienny w szczegółach pogląd w odniesieniu do niektórych obserwacji i wniosków przedstawionych przez J. Oberca. Czy rzeczywiście wszystkie wymienione przez autora wkładki są skałami starszymi od leukogranitów? Problem ten może być rozstrzygnięty po zastawieniu wyników badań kompleksowych, a przede wszystkim obserwacji polowych w powiązaniu z badaniami petrograficznymi.

W złożu leukogranitu z Kopańca wyróżniałam w obrębie skał nie zleukokratyzowanych takie skały jak: granitognejsy i gnejsy izerskie, łupki kwarcowo-łuszczkowe, amfibolitowe i amfibolity (z wkładką łupków flogopitowo-apatytowych), żyłki i szliry kwarcowe (w tym skały o typie grejzenów i pegmatytów kwarcowych) oraz żyły lamprofirowe.

CZĘŚĆ ANALITYCZNA

Szliry granitognejsu zgrupowane są głównie po południowej stronie północnej wychodni leukogranitów. Kontury ich wyznaczają na powierzchni wrzecionowate soczewy, ułożone równolegle do łukowato wygiętej wychodni (kierunek rozciągłości od 118° do 125°). Grubość ich jest różna. Często są to tylko kilkumilimetrowej grubości warstewki szarobrunatne i różowoszare, z wyraźnie zanikającym biotytem, w innych miejscach (szczególnie na krańcu wschodnim wychodni) grubość ich dochodzi do 50 m. Otoczone są zazwyczaj cienką strefą zleukokratyzowaną, która następnie w sposób ciągły przechodzi w czysty leukogranit, różniący się jedynie białą barwą i brakiem minerałów żelazistych².

Strefy przejściowe zleukokratyzowane zaznaczają się dobrze w analizach chemicznych (tab. 1). Z zestawienia wynika, że wszystkie parametry chemiczne, poza Fe_2O_3 , wykazują nieznaczne tylko wahania, na-

¹ Jak to wynika z rysunków J. Oberca, również leukogranity różniące się wielkością ziarna albo ostro kontaktują, albo są oddzielone pakietami i szlirami innych skał.

² Ciągłe przejścia granitognejsów do leukogranitów doprowadzały często do nieporozumień w zakwalifikowaniu surowca. W opracowaniu dokumentacyjnym przyjęto nazywać: leukogranitem — skały o zawartości tlenków barwiących ($Fe_2O_3 + TiO_2$) w granicach do 0,50% wag., granitognejsem i gnejssem zleukokratyzowanym — skały zawierające od 0,50 do 1,0% wag. tych zanieczyszczeń, a skałami gnejsowymi — te, które zawierały powyżej 1,0% zanieczyszczeń. Jest to, oczywiście, podział schematyczny, ale doskonale oddający stopień trudności, z jakim spotykają się geolodzy prowadzący prace rozpoznawcze.

Tabela 1

Zestawienie analiz chemicznych z próbek pobranych poprzez szlirę leukogranitu w Kopańcu w % wagowych

Numery próbek	1	2	3	4	5	6	7
Strata prażenia	1,56	1,62	1,46	1,63	2,21	1,36	1,06
SiO ₂	70,40	66,46	69,28	66,35	70,20	69,58	74,46
Fe ₂ O ₃	0,29	0,59	0,70	1,09	0,69	0,51	0,20
TiO ₂	0,27	0,19	0,09	0,09	0,09	0,19	0,27
Al ₂ O ₃	17,27	19,96	16,91	19,36	15,89	17,96	13,88
CaO	1,37	0,86	1,26	1,11	1,19	0,87	1,03
MgO	0,46	0,33	0,54	0,64	0,60	0,43	0,61
Na ₂ O	4,40	4,55	4,60	4,10	3,80	4,30	3,70
K ₂ O	3,95	4,90	3,90	3,80	4,00	4,10	4,60
Suma	99,97	99,46	98,74	98,17	98,67	99,30	99,81

tomiast zawartość żelaza wyraźnie wzrasta ku środkowi szliry, a następnie stopniowo maleje (fig. 2). Ilość Fe₂O₃ w tych skałach rzadko przekracza 1% wag. Czyste gnejsy i granitognejsy izerskie zawierają od 1,50 do 4,00% wag. żelaza trójwartościowego (J. Pawłowska, 1966a) oraz pewną ilość żelaza dwuwartościowego (średnio 0,20% wag).

Granitognejsy obserwowane pod mikroskopem mają strukturę grano-blastową, rzadziej porfiroblastową, tekstura jest zazwyczaj nieznacznie kierunkowa, uwarunkowana równoległym ułożeniem łyszczyków. Głównymi składnikami są skalenie, kwarc i łyszczyki. Często są także turmaliny.

Skalenie reprezentowane są zarówno przez mikrokliny, jak i plagioklasy. Mikroklin występuje w porfiroblastach oraz w postaci silnie załbityzowanych pertytów albitowych. Czyste porfiroblasty mają zazwyczaj dobrze wykształconą kratkę bliźniaczą, często obserwuje się również zbliźniczenie wg prawa karlsbadzkiego i peryklinowego. Kryształy są świeże, nie zmienione. Jeśli występują łuseczki serycytu, to przywiązane są głównie do przerostów albitowych. Plagioklasy reprezentowane są przez albit o maksymalnej zawartości cząsteczki anortytowej w granicach 8÷16 An, oraz przez albit szachownicowy. Często są także w mozaice mylonitowej, otaczającej większe porfiroblasty mikroklinowe. Plagioklasy w mozaice mylonitowej są zwykle silnie zserycytyzowane i trudne do szczegółowych oznaczeń.

Łyszczyki skupiają się najczęściej w liniowo wyciągnięte agregaty, rzadsze są łuski tkwiące pojedynczo (poza serycytem). Muskwit przeważa ilościowo nad biotytem. Jest on bardzo często skaolinizowany i wtórnie zhydratyzowany. Zmiany hydrotermalne zaznaczają się głównie w dwójłomności, a także w zmniejszonym kącie 2V. Szczególnie rozległe wahania współczynników optycznych wykazuje biotyt — od świeżych, żywych barw interferencyjnych aż do zupełnie szarych, nisko dwójłomnych, właściwych dla chlorytów. Biotyt nie dotknięty zmianami hydrotermalnymi jest w kierunku maksymalnej absorpcji światła brązowoczarny, przy obrocie o 90° — szarozółty. W niektórych szlifach ob-

serwuje się dużą ilość świeżych porfiroblastów biotytowych o żywych barwach pleochroicznych, w odcieniach trawiasto-zielonych. W osobnikach dotkniętych chlorytazacją i uwodnieniem często występują czarnobrazowe plamki i grudki skupionej substancji żelazistej, a niekiedy automorficzne kryształy tytanitu.

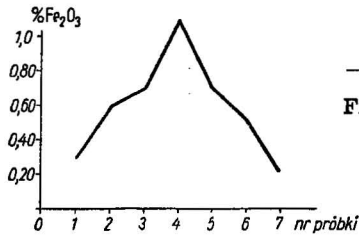


Fig. 2. Wykres zawartości Fe_2O_3 w profilu poprzecznym przez szlirę zleukokratyzowanego granitognejsu w Kopańcu

Diagram of Fe_2O_3 content in cross section through a schlier of leucocratic granite-gneiss at Kopańiec

K w a r c występuje zarówno w partiach zmylonityzowanych, jak też w świeżych glomeroblastach, typowych dla leukogranitów. Kwarc świeży nie wykazuje żadnych odkształceń dynamicznych, natomiast ziarna drobne, strzaskane, występujące w mozaice mylonitowej mają najczęściej nierównoczesne, faliste wygaszanie światła. W większych ziarnach dostrzec można niekiedy wrostki krystaliczne.

W składzie minerałów akcesorycznych wyróżnia się apatyt, cyrkon oraz fluoryt i niekiedy topaz. Występujące w niektórych miejscach gniazda czarnego turmalimu zbudowane są z silnie pleochroicznego szeralitu. Kryształy osiągają nierzadko 2÷3 cm długości, a średnica gniazd dochodzi do kilkunastu centymetrów.

W południowej części złoża stwierdzono występowanie bardzo drobnodziarnistego granitognejsu. Jest to wkładka o grubości powyżej 40 m, z tym że partiami widać zleukokratyzowanie i ciągłe przejścia do drobnodziarnistego leukogranitu. Kontakty zewnętrzne tej wkładki z leukogranitem są miejscami wyraźne, miejscami ciągłe. Budowa petrograficzna skały nie zleukokratyzowanej różni się od typowego granitognejsu jedynie grubością ziarna. Być może, należy ją zaliczyć do gnejsów leptytowych, wyróżnionych przez J. Oberca (1967). Wkładka ta przypomina kształtem wrzecionowatą szlirę, ułożoną równolegle do rozciągłości złoża. Analizy chemiczne z próbek tej skały wykazały wyraźne jej zleukokratyzowanie.

Szliry gnejsowe występują przy północnej granicy wychodni. Takie same skały oddzielają leukogranit od głównej strefy łupkowej (strefa Świeradów — Stara Kamienica). Wyróżnić można wśród nich gnejsy drobnoczkowe i smużyste, zbliżone wyglądem do łupków. Dość często występują wśród nich wkładki łupków kwarcowo-łyszczykowych. Pod mikroskopem wykazują strukturę lepidograno- i granoblastyczną, tekstura jest kierunkowa.

Głównymi składnikami są: kwarc, albit, albit szachownicowy, mikroclin, muskowit i biotyt. K w a r c występuje albo w postaci drobnych, zkatklazowanych ziarn, albo też jako typowe glomeroblasty. Skalenie w „oczach” reprezentowane są głównie przez silnie zalbityzowane mikrokliny oraz albity. Te ostatnie charakteryzują się zawsze obecnością

prążków bliźniaczych. Wszystkie plagioklasy są silnie zsercytyzowane. Wokół zalbityzowanych mikroklinów liczne są poikiloblasty i plamki świeżego, synantetycznego kwarcu, powstałego w trakcie wypierania skałenia potasowego przez plagioklaz. Często obserwuje się także wrostki kwarcu korozyjnego.

Łyszczyki skupiają się głównie w partiach zmylonityzowanych. Często obserwuje się rekrytalizację serycytu w muskowit lub też rzadziej — porfiroblasty biotytowe. Łyszczyki są sprasowane, otulają „oczka” skaleniowe, zdarzają się także pakiety łyszczykowe typowe dla łupków.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe, podobnie jak gnejsy spotyka się również przy północnej granicy wychodni. Występują one rzadko i często przechodzą w sposób ciągły w wyżej omówione gnejsy smużyste. Pakiety łupkowe mają grubość kilkudziesięciu centymetrów, maksymalna grubość stwierdzona przy samym kontakcie z gnejsami wynosi około 1,5 m. Rozciągłość pakietów jest zgodna z uławiczeniem gnejsów i leukogranitów, upad jest stromy, północny. Kontakt pakietów łupkowych z leukogranitami jest ciągły, jeśli przejście między tymi skałami oznacza się wzrastającą ilością skałeni w łupkach, aż do wykształcenia typowych gnejsów smużystych, lub ostry — jeśli łupki kontaktują bezpośrednio z leukogranitami. Rozdzielanie gnejsów od łupków jest w takich przypadkach raczej umowne.

Czyste, nie sfeldspatyzowane łupki kwarcowo-łyszczykowe zbliżone są wyglądem makroskopowym do skał strefy łupkowej Świeradów — Stara Kamienica. Pod mikroskopem wykazują one strukturę granolepidoblastyczną, teksturę kierunkową. Zbudowane są w zasadzie z kwarcu i łyszczyków, w odmianach gnejsowych zwiększa się ilość mikroklinu, akcesorycznie występuje apatyt oraz tlenki rudne.

K w a r c tworzy mozaikę ostrokrawędzistych ziarn, grupujących się często w równoległe pokładziki, czasami silnie zmylonityzowane. Często spotyka się świeże glomeroblasty kwarcowe o rozmiarach sięgających kilku milimetrów.

Łyszczyki reprezentowane są przez biotyt i muskowit. Blaszki łyszczyków układają się zazwyczaj równoległe do tekstury skały, niekiedy pojawiają się typowe porfiroblasty biotytowe, ułożone bezładnie. Biotyt ma silną absorpcję w odcieniach brunatnych i żółtych. W niektórych odmianach widać relikty mikroklinów i starszego kwarcu, przetykane świeżym biotytem i muskowitem. Przy przejściu do gnejsów smużystych ilość mikroklinu wyraźnie wzrasta. Jest to zazwyczaj świeży mikroklin, związany zapewne z wtórną feldspatyzacją skały, są to bowiem wyraźnie ksenomorficzne ziarna tworzące się na łyszczykach i układające się dłuższą osią zgodnie z kierunkiem złupkowacenia skały. Wszystkie kryształy posiadają dobrze zaznaczoną kratkę bliźniaczą.

Łupki amfibolitowe i amfibolity powtarzają się dość często w profilu poprzecznym przez wychodnię leukogranitów w Kopańcu. Grubsze pakiety tych skał, o miąższości od 2 do 4 m, ciągną się na przestrzeni kilkuset metrów. Dwa pakiety przecinają całe złożę, długość ich, potwierdzona również metodą geofizyczną, wynosi około 1 km (w granicach przebadanych). Obok nich występuje cały system ławic krótszych. Rozciągłości i upady żył amfibolitowych są zgodne z ogólną foliacją i zgnejsowaniem

serii izerskiej w pobliżu Kopańca i równoległe do uławicenia leukogranitów. Występują również cieńsze i krótsze pakiety amfibolitowe o rozciągłości skośnej do głównego systemu. Bieg ich wynosi 80 do 90°, upad jest bardzo stromy w kierunku S. Kontakty z leukogranitami zarówno jednych, jak i drugich są ostre. Pakiety skał amfibolitowych występują zarówno w leukogranitach, jak i w gnejsach.

Obserwacje mikroskopowe wykazały strukturę granolepidoblastyczną, teksturę częściej kierunkową, rzadziej zbitą, bezładną. Czasami pojawia się tekstura fałdowa. Przejście skały amfibolitowej w typowe łupki amfibolitowe — przy powierzchni zchlorytyzowane — jest ciągłe. Z uwagi na skład mineralny skały można je podzielić na 2 typy, a mianowicie na amfibolity biotytowo-epidotowe oraz amfibolity epidotowe. Głównym składnikiem w obydwu typach jest amfibol w odmianie biotytowo-epidotowej, ilość biotytytu często jest równa lub wyższa od ilości amfiboli (tabl. I).

Wśród amfiboli zdecydowaną przewagę ma hornblenda. Tworzy ona zazwyczaj automorficzne osobniki o wielkości 0,3÷0,5 mm, wykształcone w postaci nieco wydłużonych słupków, gęsto splekanych. Pleochroizm jest wyraźny w odcieniach: α — jasnobrunatny, β — zielony, γ — ciemnooliwkowy. Kąt Z/γ mieści się w przedziale od 15° do 26°, dwójłomność jest zmienna, w granicach 0,018÷0,024. Często obserwuje się zbliżniaczenia oraz poikilitowe przetkanie wróstkami kwarcu. Z innych odmian amfibol można niekiedy dostrzec pręcikowato wykształcone przejściowe ogniwa do aktynolitu.

W odmianie biotytowo-epidotowej amfibole zrastają się równoległe z biotytem. Biotyt jest intensywnie zielony, o normalnym schemacie absorpcji i świeżych, wysokich barwach interferencyjnych. W próbkach pobranych przy powierzchni wychodni biotyt i amfibole są silnie zchlorytyzowane.

Epidot — tworzący drobne automorficzne kryształy — występuje w obydwu odmianach skał amfibolitowych. Wielkość kryształów nie przekracza na ogół 0,07 mm. Epidot wykształcony jest przeważnie w postaci mniej lub więcej wydłużonych słupków, które wyróżniają się w obrazie mikroskopowym dzięki silnemu reliefowi dodatniemu. Pleochroizm jest wyraźny, w odcieniach zielonkawych, większość przekrojów wykazuje skośne wygaszanie światła oraz wysoką dwójłomność.

Jasne minerały sialiczne są na ogół rzadkie. Przeważa kwarc, zachowany w postaci drobnych, nieregularnych ziarn, silnie korodowanych od krawędzi. Znacznie rzadziej spotyka się bardzo zniszczone plagioklasy. Z minerałów akcesorycznych występuje apatyt oraz automorficzne kryształy piryty.

W jednej z grubszych żył amfibolitowych stwierdzono występowanie wewnętrznego pakietu skały flogopitowo-apatytowej o grubości około 30 cm. Kontaktów tej skały z amfibolitami nie udało się przebadać. Pakiet stwierdzony był w dwóch równoległych rowach, przecinających tę samą ławicę amfibolitową, stąd też można sądzić, że długość pakietu flogopitowego jest również znaczna. Szczegółowa charakterystyka tej skały jest przedstawiona w osobnym artykule (J. Pawłowska, M. Bittmarowa, 1967).

W obrębie wkładek amfibolitowych częste są także cienkie szliry

kwarcu żyłowego, układającego się zarówno zgodnie z ogólnym kierunkiem złupkowacenia, jak i skośnie do niego. Wzajemne kontakty są ostre.

Żyły i szliry kwarcowe nie mają jednolitej budowy. Można wśród nich wyróżnić enklawy typu grejzenowego, żyły pegmatytów kwarcowych i wreszcie monomineralne iniekcje kwarcu żyłowego. Najczęściej pojawia się kwarc żyłowy.

Szliry typu grejzenowego nie tworzą nigdzie ostrych kontaktów z leukogranitami. Jest to zazwyczaj typ grejzenu kwarcowo-muskowitowo-skalenieniowego (J. Pawłowska, 1966b) i to reprezentujący zarówno strefę z mikroklinem, jak i mikroklinowo-albitową. Szliry grejzenowe są cienkie, grubość ich jest trudna do ustalenia, niemniej można stwierdzić, że nie przekracza 30 cm. Przebieg szlir grejzenowych jest zgodny z rozciągłością leukogranitów.

Małroskopowo obserwuje się przede wszystkim kwarc i muskowitz, skalenie dają się wyróżnić jedynie pod mikroskopem. Muskowit jest świeży, bezładnie rozmieszczony, tworzy plastry i agregaty o wielkości kilku metrów. W paragenezie z muskowitem obserwuje się drobne wrostki topazu, czasami także fluoryt i apatyt. W niektórych partiach grejzenu występuje duża ilość turmalinu. Wymiary kryształów nie przekraczają zazwyczaj setnych części milimetra. Mikrolity grupują się najczęściej w monomineralne warstewki lub też nieregularne, zbite agregaty. Tworzą słupki i pręciki silnie wydłużone według osi Z. Jest to zazwyczaj szerlit o silnej absorpcji światła: ϵ — oliwkowoszara, ω — niebieskawozielona lub oliwkowa. Wzdłuż spękań wdziera się w turmaliny muskowit, niekiedy również biotyt.

We wszystkich skałach kwarcowych dostrzega się wyraźne zmiany hydrotermalne. Zmianom tym ulega głównie biotyt, który jest przeważnie częściowo zchlorytowany lub zbaurytowany. Kwarc wykazuje prócz ograniczeń suturowych także silną resorpcję ziarn, a często wtórne przekryształowanie.

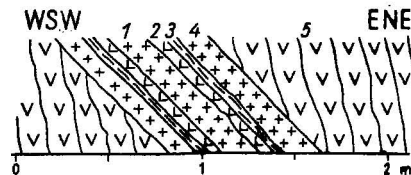
Żyły pegmatytowe mają budowę strefową. Środek jest wypełniony grubokrystalicznym kwarcem, po obydwu jego stronach wykształcona jest strefa skalenieniowa, dalej — otulające je pakiety biotyto-we i wreszcie ponownie cienka strefa kwarcowa (fig. 3).

Fig. 3. Schematyczny przekrój przez żyłę pegmatytową w Kopańcu

Schematical cross section through pegmatite vein at Kopańiec

1 — kwarc grubokrystaliczny tworzący środek żyły; 2 — strefy skalenieniowe; 3 — strefy biotyto-we; 4 — kwarc otulający żyłę; — 5 leukogranit

1 — coarse-clastic quartz forming middle part of vein; 2 — feldspar zones; 3 — biotite zones; 4 — quartz surrounding vein; 5 — leucogranite



Najgrubsza żyła pegmatytowa odsłonięta w rowie wschodnim ma miąższość około 80 cm. Przejścia między strefami są słabo zaznaczone, natomiast kontakty z otaczającym leukogranitem są ostre. Rozciągłość pegmatytów wynosi 155° , upad od 40° do 45° ku NEE.

W wielu przypadkach nie dochodzi do pełnego wykształcenia stref pegmatytowych. Czasami obserwuje się tylko strefę wewnętrzną — biotytową — otoczoną kwarcem lub też kwarc grubokrystaliczny z cienką otoczką mikroklinową, przechodzącą w sposób ciągły w otaczający leukogranit, albo 2÷3 cm grubości pakiet skały biotytowej i otaczający leukogranit silnie przepojony kwarcem. Takie niepełne „żyły” są oczywiście cieńsze niż żyły podstawowe. Zewnętrzna strefa kwarcowa zawiera często wprysnięcia dużych kryształów ilmenitu i tytanomagnetytu.

Strefy skaleninowe obfitują niekiedy w grubokrystaliczny turmalin (szerlit). Skalenie reprezentowane są wyłącznie przez świeży, holokrystaliczny mikroklin o pokroju ksenomorficznym i wyraźnie zaznaczonej kratce bliźniaczej. Wielkość ich dochodzi do 5 cm.

Biotyt jest wykształcony w postaci dużych plastrów, zupełnie świeżych i nie porysowanych. Plastry układają się równolegle do przebiegu żyły. Pod mikroskopem wykazuje on silną absorpcję w odcieniach: α — słomkowożółty, γ — cynamonowobrunatny. Często jest budowa pasowa i obwódki pleochroiczne.

Kwarc obserwowany pod mikroskopem ma strukturę granoblastyczną, najczęściej holokrystaliczną i teksturę masywną. Grubość kryształów dochodzi do 2 cm. Wygaszanie światła jest proste, częste są równoległe systemy wrostków krystalicznych.

Ilmenit i tytanomagnetyt występują w postaci odosobnionych, automorficznych kryształów o średnicy dochodzącej do 1 cm, bądź też w formie skupień, sięgających kilku centymetrów. Ilmenit krystalizuje w układzie trygonalnym, najczęściej w postaci podwójnej piramidy, rzadziej spotyka się ziarna pryzmatyczne i tabliczkowate. Tytanomagnetyt jest zazwyczaj wykształcony w postaci nieforemnych ziarn. Barwa kryształów jest prawie czarna, połysk diamentowy. W świetle odbitym kryształy są szare, ilmenit wykazuje anizotropię ze słabymi refleksami wewnętrznymi na brzegach ziarn, tytanomagnetyt jest izotropowy. Kryształy są twarde, magnetyczne. Niekiedy widać wyraźne zbliźniczenia kolankowe.

Kwarc krystaliczny występuje w leukogranitach dość często. Wypełnia on w formie żyłek przestrzenie międzyławicowe, tworzy szliiry, wyciągnięte liniowo soczewki itp. Grubość żył jest zmienna, od kilku mm do kilkudziesięciu cm. Często są skupienia równoległych żyłek, szczególnie w partiach leukogranitów zmylonityzowanych i zgnejsowanych. Łączna grubość takich stref wynosi czasami ponad 2 m. Rozciągłości i upady żyłek są zarówno zgodne z podłużnym uławicowaniem leukogranitów, jak też z systemem spękań diagonalnych. Czasami obserwuje się cienkie żyłki kwarcowe, przecinające leukogranit niezależnie od uławicowania. Rozciągłość tych ostatnich wynosi albo około 20°, albo 90°, upad od 40° do 50° w kierunku południowym. Bezpośrednie kontakty z leukogranitami są ostre. Czasami kwarc otacza z obydwu stron zaklinowane w leukogranicie pakiety łupków kwarcowo-łuszczykowych lub też wdziera się w ich przestrzenie międzypakietowe, podobnie jak w amfibolitach.

Niektóre żyły kwarcowe mają związek genetyczny z pegmatytami. Świadczy o tym chociażby ich parageneza z minerałami ilmenitu i tytanomagnetytu, oraz identyczna rozciągłość i upad (155°/40°). W obrębie

wychodni leukogranitu w Kopańcu stwierdzono dwie cienkie żyły monomineralne kwarcu z wtrąceniami ilmenitu i tytanomagnetytu.

Żyły lamprofirowe stwierdzone zostały w północno-zachodnim krańcu badanego obszaru. Jedna z nich — żyła spessartytowa — przebiega zgodnie z foliacją serii izerskiej i przecina leukogranity, druga — mikrodiorytowa — ma przebieg skośny, występuje w gnejsach i przechodzi prawdopodobnie do łupków. Kontakty między skałami otaczającymi są w obydwu przypadkach ostre.

Spessartyt obserwowany pod mikroskopem wykazuje strukturę hipidiomorfowo-ziarnistą, miejscami panidiomorficzną oraz holokrystaliczną — porfirową. Skała zbudowana jest z ciasta skalnego, którego średnia ilość wynosi około 15% objętości skały, oraz fenokryształów amfiboli, skaleni i minerałów femicznych (tabl. II, fig. 6 i 7). Ciasto skalne o strukturze felzytowej stanowi słabo przekryształizowana masa skaleniuowo-kwarcowa. Fenokryształy amfiboli reprezentowane są głównie przez hornblendę. Wykształcona jest ona w postaci mniej lub bardziej wydłużonych słupków, ziarna izometryczne są rzadsze.

Niektóre osobniki są silnie wydłużone według osi Z. Wszystkie charakteryzują się wyraźnym pleochroizmem (α — bladezielona, γ — zielonobrunatna) oraz wyraźnymi rysami łupliwości równoległej do osi Z. Kąt Z/γ mieści się w granicach $13\div 23^\circ$, dwójłomność jest zazwyczaj niska, w pobliżu 0,020. Wielkość kryształów amfibolowych waha się od setnych części milimetra do 3 mm.

Znacznie rzadziej od hornblendy występują włókniste minerały z szeregu aktynolitu. Posiadają one słaby, ale wyraźny pleochroizm w odcieniach: α — bladeżółty, γ — żółtobrunatny. Dwójłomność mieści się zazwyczaj w pobliżu 0,025, kąt $2V\alpha$ wynosi około 86° . Zarówno hornblenda, jak i aktynolity są znacznie zchlorytyzowane.

Skalenie, które wyróżnić można w skale okiem nie uzbrojonym, mają zazwyczaj długość około 3 mm. Są one bardzo zmienione, zchlorytyzowane i przetkane drobnymi amfibolami, tak że tylko niewielkie fragmenty na brzegu pozostają stosunkowo czyste.

Czasami spotyka się biotyt, który tworzy wydłużone blaszki, ułożone równoległe do tekstury skały. Jest on świeży, bez wrostków. Cała skała przepełniona jest ciemnymi plamkami i grudkami niemagnetycznych tlenków rudnych.

Mikrodioryt badany mikroskopowo ma strukturę ofitową lub hialoofitową, niekiedy intersertalną. Tekstura jest bezładna, zbita. Głównymi minerałami skały są amfibole, skalenie, chloryt, pirokseny oraz magnetyt. Sporadycznie spotyka się kwarc i inne minerały żelaziste.

Amfibole reprezentowane są głównie przez hornblendę. Posiada ona pokrój izometryczny, bądź słupkowy oraz plamiste, brunatne i zielone zabarwienie oraz często wrostki ilmenorutyłu i tytanitu. Obok hornblendy obserwuje się w skale ksenomorficzne, postrzępione ziarna przypominające aktynolit i uralit. Amfibole wykazują doskonale zarysowaną łupliwość, niektóre mają delikatną obwódkę opacytową, większość minerałów jest zchlorytyzowana. Wszystkie osobniki wykazują słaby, lecz wyraźny pleochroizm: α — zielonożółty, β , γ — zielony lub brunatny. Wydłużenie ziarn jest zmienne. Najczęściej notowano dodatnie, kąt Z/γ waha się w granicach od 8° do 23° .

Dobrze wykształcone pirokseny występują w podrzędnej ilości. Obecność ich została stwierdzona zarówno w szlifach, jak i w preparatach proszkowych. Tworzą one prawie bezbarwne, lekko żółte słupki, niepleochroiczne, o dość silnej dwójłomności, około 0,028. Kąt Z/γ waha się od 38° do 44° . Większość kryształów ma strzępiastą obwódkę uralitową lub też wykazuje stopniowe przejście do amfiboli. Spotyka się też pirokseny przecięte listewkami skalenia.

Skalenie wykształcone są w postaci zerdek i listewek (tabl. III, fig. 1), w których jedynie obwódki pozostały jasne i czyste, a środki są zazwyczaj przepelnione chlorytem, epidotem i tlenkami żelaza. Czyste fragmenty skaleniowe wykazują zbliżniaczenia, najczęściej albitowe, rzadko w większych osobnikach dostrzec można zbliżniaczenia karlsbadzkie. Niekiedy dostrzec można ślady budowy pasowej. Oznaczenia proszku skaleniowego w imersji według metody Tsuboi przy uwzględnieniu współczynników załamania światła pozwalają zaliczyć je do kwaśnych plagioklazów o drobnie anortytowej w granicach od 6 do 28 An. Są to zatem plagioklasy z szeregu albit — oligoklaz, a obserwowane czasami ślady budowy pasowej sugerują obecność w nich bardziej zasadowego rdzenia. Niewielkie wymiary osobników oraz intensywne przemiany chemiczne nie pozwalają na dokładniejsze ich oznaczenia. Być może, jest to również przyczyną nie wykazania w składzie mineralnym tych skał skaleni potasowych, których obecność jest prawdopodobna. Skalenie układają się bezładnie pomiędzy minerałami femicznymi, czasami w formie trójkątów, a często przerastają się nawzajem.

Ważnym składnikiem ilościowym skały jest również chloryt. Obok form drobnofluseczkowych częste są jego płyty pierzaste, wyraźnie pleochroiczne. Jak to wyżej stwierdzono, chlorytyzacja obejmuje nie tylko tło skalne, ale także minerały podstawowe. Obok chlorytu w tle skalnym występuje podrzędnie ksenomorficzny kwarc, rzadko apatyt oraz duża ilość tlenków rudnych. Badania preparatów proszkowych minerałów żelazistych wykazują przewagę magnetytu. Obecny jest także, ale w mniejszej ilości, tytanomagnetyt. Magnetyt tworzy prawidłowo wykształcone ośmiościany o mikrolitycznych wymiarach, bardzo rzadko — niekształtne ziarna.

Skład petrograficzny wyżej opisanych skał przypomina mikrogranodioryty z okolicy Świeradowa, opisane szczegółowo przez A. Nowakowskiego (1956). Z uwagi na wątpliwą obecność skalenia potasowego w mikroziarnistej masie skalnej, zakwalifikowałam omawianą skałę do mikrodiorytów.

WNIOSKI I PORÓWNIANIA

Budowa geologiczna złoża w Kopańcu, gdzie leukogranity poprzecinane są równoległymi pakietami skał o odmiennym składzie mineralogicznym, jest charakterystyczna dla obszarów kontaktowych. Metasomatoza objęła zatem obszar występowania kompleksów nawzajem przeławicających się stref łupkowych ze skałami granitoidowymi. Granityzacja i przekryształizowanie osadów związane były z procesem metamorfizmu regionalnego (I faza deformacji, J. Pawłowska, 1966b). Utworzyły się wówczas serie łupków kwarcowo-łyszczkowych (z przekrysta-

lizowania osadów ilastych), granity — wskutek homogenizacji i pegmatytyzacji skał arkozowych i innych piaszczystych, a warstwy utworów pierwotnie węglanowych przeobraziły się w amfibolity.

Proces granityzacji i homogenizacji utworów objął także strefowo najbliższej położone partie łupków łyszczykowych (J. Oberc, 1965). Granityzacja nie zdołała całkowicie przeobrazić niektórych pakietów łupkowych, a ślady ich spotyka się do dziś pomiędzy gnejsami.

Starsza faza deformacji kinetycznych, jaka miała miejsce w czasie trwania procesu regionalnego, spowodowała wyciśnięcie i skompromowanie pakietów skał bardziej plastycznych i nasunięcie ich na sztywne partie granitowe. Powstały wówczas płaszczowinowe nasunięcia, które w późniejszej fazie zostały wyciśnięte ku górze. Powwały łupkowe sprzyjały gromadzeniu się gazów i przy dopływie emanacji sodowych serie granitowe przeobraziły się w leukogranity. Dziś wychodnia zbudowana jest z szeregu równoległych do siebie serii — grubszych warstw leukogranitowych i cienkich zaklinowanych pakietów łupkowych. Proces leukratyzacji nie działał wszędzie z jedną siłą, stąd też w partiach leukogranitowych pozostały szliry nie całkowicie wybielonych gnejsów, bądź też pakiety łupków łyszczykowych. Przejście pomiędzy tymi skałami jest ciągłe, co było już podkreślane w części analitycznej niniejszego artykułu. Trudno byłoby zresztą o zachowanie ostrego kontaktu (o czym pisze J. Oberc, 1967) w procesie metasomatycznym, który ogarniał swym wpływem zarówno jedne, jak i drugie skały. Działaniu tego procesu mogły oprzeć się jedynie skały amfibolitowe z uwagi na zasadnicze różnice w chemizmie.

Nowo powstałe leukogranity ulegały również częściowej deformacji w procesie zanikających ruchów kinetycznych (II faza deformacji, J. Pawłowska, 1966b). Ruchy te mogły również doprowadzić do wywalcowania partii łupkowych i wytworzenia wyraźnych kontaktów między skałami o różnej plastyczności. W części opisowej zwracano uwagę na możliwość występowania dwojakiego rodzaju kontaktów pomiędzy łupkami łyszczykowymi a skałami otaczającymi.

Skały leukogranitowe w Kopańcu mają również zmienną budowę. Różnice polegają głównie na zmiennej grubości ziarna oraz teksturalnym ułożeniu składników. Przypadki odmienności składu petrograficznego i chemicznego są rzadkie. W wychodni północnej spotkano dwie cienkie, równoległe szliry drobnoziarnistego aplogranitu (tabl. III, fig. 2), które w analizach chemicznych wykazały zdecydowaną przewagę sodu nad potasem, natomiast w pozostałej masie, mimo różnic budowy, utrzymała się równowaga tych składników.

Podstawową przyczyną zmiennej grubości ziarna były zapewne różnice w składzie skał wyjściowych, objętych homogenizacją i granityzacją. Należy tu podkreślić, że główny etap albityzacji, z którym połączony był silny dopływ sodu oraz ługowanie ciemnych składników femicznych (J. Pawłowska, 1966a), był w Kopańcu wyrażony dosyć słabo. Leukogranity położone w zachodniej części Pogórza Izerskiego charakteryzowały się znacznie silniejszą albityzacją.

Struktury reliktowe skał wyjściowych w Kopańcu nie są zatem w takim stopniu zatarte, jak np. w Mładzu południowym czy w Świerado-

wie. Przejścia pomiędzy leukogranitami drobno- i średnioziarnistymi mimo swej ciągłości są jednak niekiedy wyraźnie widoczne.

Krótkie te wyjaśnienia pozwalają zrozumieć zagadnienie tak zwanych „struktur szkieletowych” postawione przez J. Oberca (1967). Trudno jednak zgodzić się z autorem, aby licznie występujące w leukogranitach szliry i iniekcje z przewagą kwarcu traktować jako skały starsze od leukogranitów i włączać je w obręb struktur szkieletowych. Cienkie szliry grejzenowe powstały w wyniku prawidłowo rozwijającego się procesu metasomatycznego w specyficznych warunkach fizycznych już po głównym etapie albityzacji. Po przejściu roztworów z etapu pneumatolitycznego w etap hydrotermalny pozostaje w roztworze wodnym duża ilość krzemionki, która wypełnia przestrzenie międzyławicowe nie tylko w leukogranitach, ale również w przyległych łupkach. Liczne iniekcje kwarcowe, tworzące soczewy i grubsze żyłki w przestrzeniach międzypakietowych łupków, występują zazwyczaj tylko w otoczeniu bezpośrednim leukogranitów. Zjawisko to jest obserwowane na całym Pogórzu Izerskim, a szczególnie tam, gdzie w pobliżu występują grejzeny.

Wychodnia leukogranitów w Kopańcu leży w strefie oddziaływania intruzji warwycyjskiej Karkonoszy. Świadczą o tym obecne tu żyły pegmatytowe, kwarcowe pakiety biotytowe oraz łupki flogopitowe z apatytem. Parageneza flogopitu z apatytem jest charakterystyczna dla wewnętrznej strefy metamorfizmu kontaktowego. W pegmatytach i żyłach kwarcowych stwierdzono występowanie grubych kryształów ilmenitu i tytanomagnetytu. Stale utrzymujący się kierunek rozciągłości około 155° jest skośny do tekstur liniowych serii izerskich, a kontakty między skałami otaczającymi są ostre. Przez badany obszar wychodni leukogranitów przebiegają dwie żyły zasadowych lamprofirów — spessartytów i mikrodiorytów. Te ostatnie zawierają licznie występujący magnetyt i tytanomagnetyt. Taki system użyczenia oraz paragenezy mineralnej występuje również w Wojcieszycach i w pasie hornfelsów andaluzytowych koło Szlarskiej Poręby. Obszary te, jak wiadomo, leżą w strefie wewnętrznej metamorfizmu kontaktowego.

Przedstawione materiały pozwalają zrewidować wnioski przedstawione uprzednio przez J. Oberca (1967) odnośnie do tak zwanych „struktur szkieletowych” i odpowiedzieć na pytanie postawione we wstępie niniejszego artykułu. Jestem zdania, że problem wkładek i ich stosunek wiekowy do leukogranitów jest przedstawiony przez J. Oberca niezwykle schematycznie i nie uwzględnia w pełni rozwoju procesów skałotwórczych Pogórza Izerskiego. Do skał starszych od leukogranitów należy zaliczyć pakiety łupków kwarcowo-łyszczykowych, łupki amfibolitowe i amfibolity (charakterystyczna dla skał osadowych parageneza z epidotem) oraz szliry granitognejsowe i gnejsowe. Zespół tych skał powstał zapewne w szeroko rozpowszechnionych na Pogórzu Izerskim procesach metamorfizmu regionalnego. W nomenklaturze J. Oberca (1967) stanowią one „struktury szkieletowe”.

Bezpośrednio po głównym etapie albityzacji (powstanie leukogranitów) następuje etap grejzenizacji, którego ślady działania obserwuje się w Kopańcu oraz innych punktach Pogórza Izerskiego, a u schyłku procesów metasomatozy albitowej tworzą się liczne żyły i soczewy kwarcowe, występujące dziś zarówno w łupkach, jak i w leukogranitach.

Żyły kwarcowo-pegmatytowe, kwarcowe, pakiety biotytowe, skała flogopitowo-apatytowa oraz żyły lamprofirów (spessartyt, mikrodioryt) związane są z granitową intruzją waryscyjską Karkonoszy. W żyłach pegmatytowych i kwarcowych charakterystyczna jest parageneza ilmenit — tytanomagnetyt. Wypełniają one system spękań skośnych do foliacji i zgnejsowania serii izerskiej, a także do uławicenia leukogranitów i są niewątpliwie od nich młodsze.

Przedstawiony powyżej obraz jest z konieczności bardzo uproszczony. Lakoniczne stwierdzenie faktów geologicznych nigdy nie odda właściwego charakteru budowy geologicznej jakiegoś obszaru. Można tylko żywić nadzieję, że posłużą one kiedyś dla wyjaśnienia historii powstania górotworu izerskiego, która jeszcze do dzisiaj jest dyskusyjna i niewątpliwie wymaga kompleksowego opracowania.

Zakład Ziół Surowców Skalnych Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 20 października 1966 r.

PIŚMIENNICTWO

- NOWAKOWSKI A. (1956) — O niektórych skałach żyłowych Pogórza Izerskiego. Arch. miner., 19, p. 37—55, nr 1. Warszawa.
- OBERC J. (1965) — Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. Biul. Inst. Geol., 191, p. 69—109. Warszawa.
- OBERC J. (1967) — Struktury szkieletowe w leukogranicie izerskim okolic Kopańca i Małej Kamienicy. Kwart. geol., 11, p. 231—241, nr 2. Warszawa.
- PAWŁOWSKA J. (1966a) — Leukogranity Pogórza Izerskiego jako źródło surowca skaleniowego. Arch. Inst. Geol. (maszynopis). Warszawa.
- PAWŁOWSKA J. (1966b) — Koncentracje fluoru i przejawy grejzenizacji w metamorfiku Pogórza Izerskiego. Biul. Inst. Geol., 201, p. 5—79. Warszawa.
- PAWŁOWSKA J., BITTMAROWA M. (1967) — Skała flogopitowa z apatylem w Kopańcu (Góry Izerskie) Prz. geol., 15, p. 61—63, nr 2. Warszawa.

Ядвига ПАВЛОВСКА

ГНЕЙСОВО-СЛАНЦЕВЫЕ ПРОСЛОЙКИ И ДРУГИЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ В ОБНАЖЕНИЯХ ЛЕЙКОГРАНИТОВ У ПОС. КОПАНЕЦ (ИЗЕРСКИЕ ГОРЫ)

Резюме

В статье приводятся новые взгляды на вопрос происхождения прослоек в лейкогранитах. Ю. Оберц (1967) считает, что все шпильки и включения, отличающиеся от лейкогранитов по своему петрографическому характеру являются более древними, чем лейкограниты

и представляют собой по отношению к ним так называемые „скелетные структуры”. Автор, исходя из обильного аналитического материала, высказывает немного другое мнение, в частности по номенклатуре и генетической природе выделенных прослоек, их возрастному соотношению с лейкогранитами и характеру контактов между окружающими породами.

В статье рассматриваются следующие горные породы, шпирь гранитогнейсов и гнейсов, пачки кварцево-слодяных сланцев, амфиболитовые сланцы и амфиболиты, включения грейзенового типа, жилы кварцевых пегматитов, инъекции жильного кварца, пачка флогопито-апатитовой породы и лампрофировые жилы (спессартит и микродиорит). Эти породы образовались в результате разновозрастных и генетически различных породообразующих процессов. К породам более древним, чем лейкограниты (фиг. 1) относятся пачки кварцево-слодяных сланцев, амфиболитовые сланцы и амфиболиты, а также в виде реликтов гранитоидных пород шпирь гранитогнейсов и гнейсов, которые не подвергались лейкокрализации. Они образовались в результате процессов регионального метаморфизма.

К породам одновозрастным или немного более молодым, чем лейкограниты относятся грейзеновые шпирь, многочисленные кварцевые жилы и инъекции, выполняющие иногда межпластовые пространства в лейкогранитах и межпластинчатые в сланцах. В исследуемом районе наблюдаются также многочисленные следы герцинской магматической деятельности, связанной с гранитной интрузией Крконошей. Образовавшиеся на этой стадии горные породы намного моложе лейкогранитов. К этим породам автор относит пегматитовые (кварцево-полевошпато-биотитовые) жилы, биотитовые пачки и кварцевые жилы, пачка флогопито-апатитовой породы и лампрофировые жилы. Все более молодые жилы (кроме флогопито-апатитовой) заполняют систему трещин диагональных к основному направлению сланцеватости и листоватости Йизерской серии.

Jadwiga PAWŁOWSKA

GNEISS-SCHIST INTERCALATIONS AND OTHER VEIN ROCKS WITHIN LEUCOGRANITE OUTCROPS AT KOPANIEC (IZERA MTS.)

Summary

The article presents new opinions on intercalations in leucogranites. All schliers and enclaves differing in their petrographic character from leucogranites, were thought by J. Oberc (1967) to be older than leucogranites, and to represent, in relation to these latter, the so-called „skeleton structures”. Basing on rich analytical materials, the present author states somewhat different opinion. The differences concern nomenclature, genetical nature of intercalations, their age relations to leucogranites, and character of contacts with the adjacent rocks.

The following are rocks discussed in the article: schliers of gneissose granites and of gneisses, series of quartz-micaceous schists, amphibolite schists and amphibolites, enclaves of greisen type, veins of quartz pegmatites, injections of vein quartz, series of flogopite-apatite rock and lamprophyre veins (spessartite and microdiorite). These rocks originated due to numerous rocks-forming processes of various age and different provenance. Series of quartz-micaceous schists, amphibolite schists and amphibolites, as well as schliers of gneissose granites and of gneisses, representing relics of granitoid rocks preserved from leucocratization,

are referred to the rocks older than leucogranites (Fig. 1). They were formed during the processes of regional metamorphism.

Of the same age, or somewhat younger than leucogranites, are greisen schliers and numerous veins of quartz injections that fill in at places the interspaces in leucogranites and in schists. Moreover, the area under study is characterized by numerous traces of Variscan magmatic processes connected with the Karkonosze granite intrusion. Rocks produced at that period are distinctly younger than leucogranites. The present author refers here pegmatite (quartz-feldspar-biotite) veins, biotite series and quartz veins, as well as a series of flogopite-apatite rocks and lamprophyre veins. All younger veins, except for flogopite-apatite one, fill in the fracture system running obliquely to the main trend of foliation and gneissic structure of the Izera series.

TABLICA I

Fig. 4. Lupek amfibolitowy; nikole skrzyżowane, pow. około 50 ×
Amphibolite schist; crossed nicols, enl. about × 50

Fig. 5. Amfibolit; nikole skrzyżowane, pow. ok. 50 ×
Amphibolite; crossed nicols, enl. about × 50

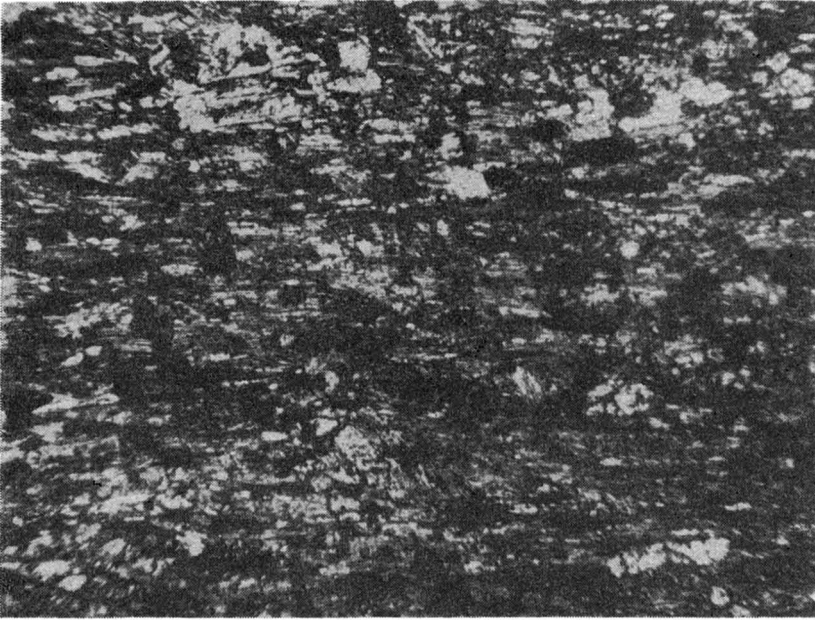


Fig. 4

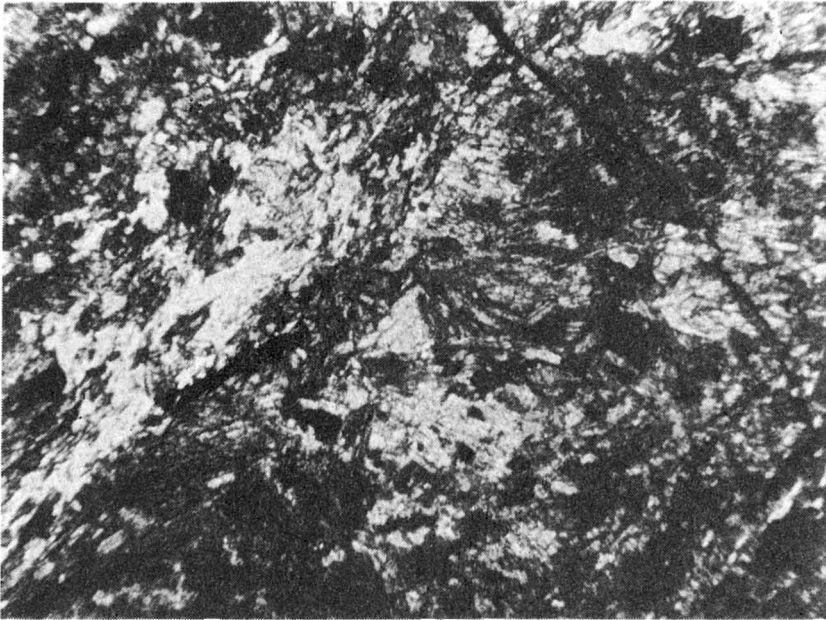


Fig. 5

TABLICA II.

Fig. 6. Spessartyt amfibolitowy z aktynolitem. W lewym rogu u dołu silnie zmieniony skaień. Nikole skrzyżowane, pow. około 40 ×

Amphibolite spessartite with actinolite. In the bottom left corner — strongly altered feldspar; crossed nicols, enl. about × 40

Fig. 7. Skaień w spessartycie amfibolitowym; nikole skrzyżowane, pow. około 40 ×

Feldspar in amphibole spessartite; crossed nicols, enl. about × 40

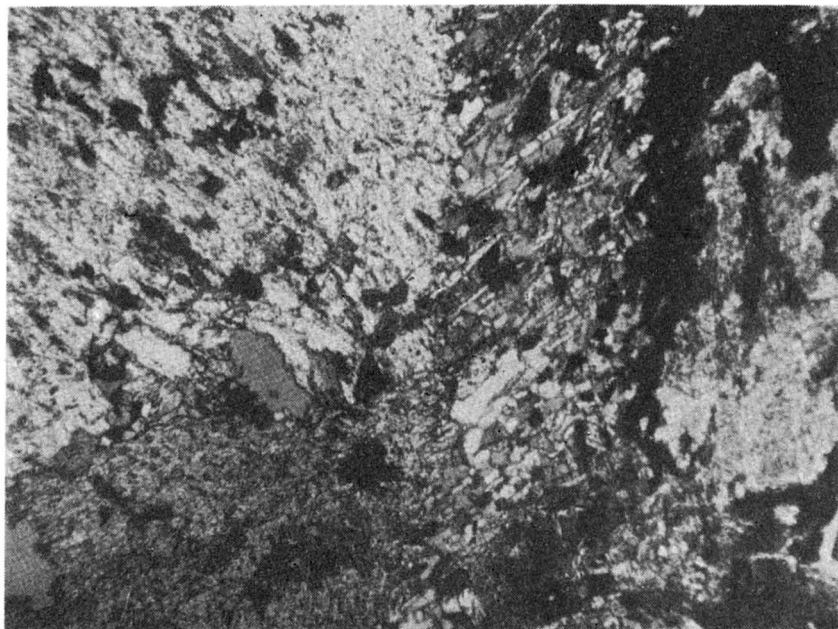


Fig. 6

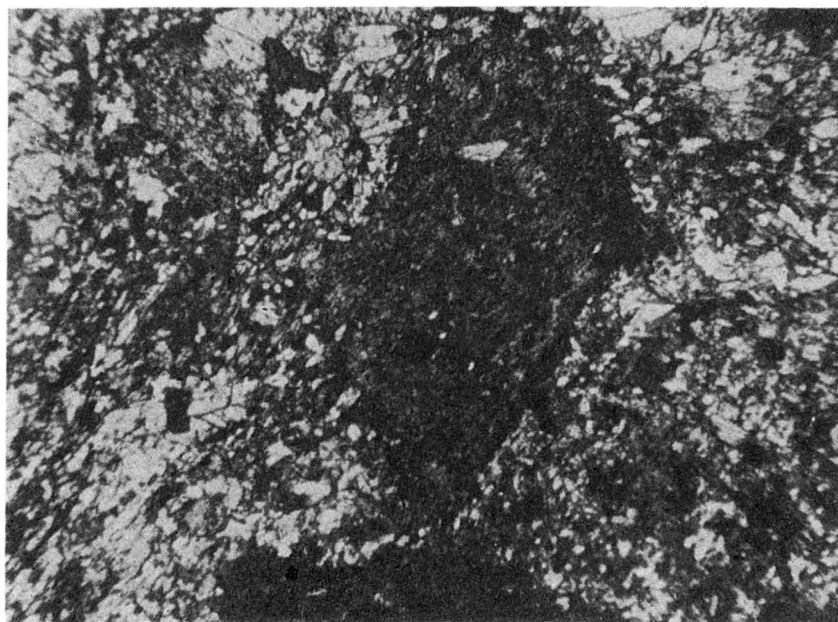


Fig. 7

TABLICA III

Fig. 8. Mikrodioryt z Kopańca; widoczne listewki i żerdki skalenia; nikole skrzyżowane, pow. około 40 ×

Microdiorite from Kopaniec. Visible are laths and strips of feldspar; crossed nicols, enl. about × 40

Fig. 9. Aplogranit sodowy z Kopańca; widać drobnoziarnisty kwarc i albity, nikole skrzyżowane, pow. około 40 ×

Sodium aplogranite from Kopaniec. Note fine-grained quartz and albites; crossed nicols, enl. about × 40



Fig. 8

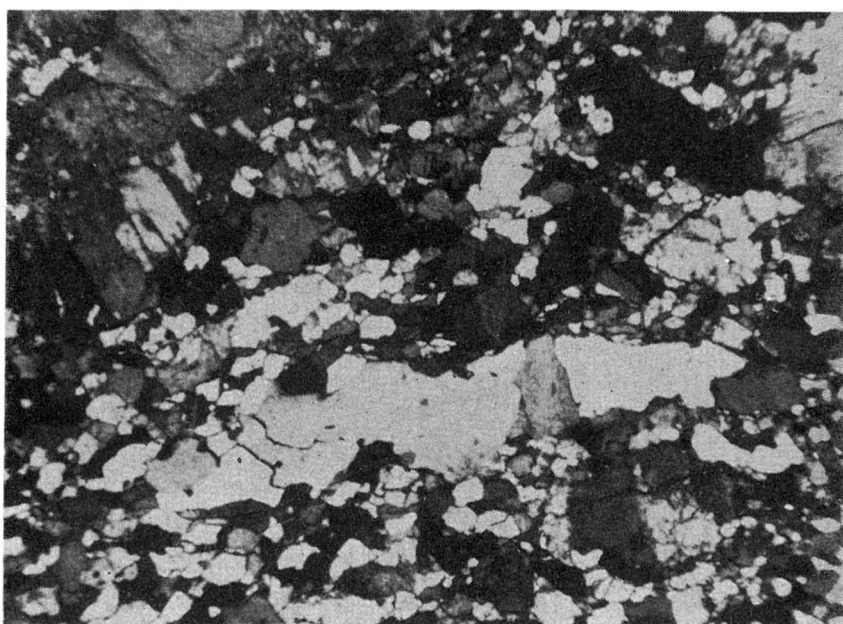


Fig. 9

Jadwiga PAWŁOWSKA — Wkładki gnejsowo-lupkowe oraz inne skały żyłowe