

Janusz ANSILEWSKI

SKALENIE SERII METAMORFICZNEJ GÓR BIALSKICH I ŻŁOTYCH W SUDETACH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	28
Wstęp	28
Krótką charakterystykę serii skalnej	29
Kompleks gnejsowy Gór Bialskich	31
Kompleks granulitowy Gór Żłotych	32
Wzajemny stosunek kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Żłotych oraz przypuszczalna rola różnych czynników w zróżnicowaniu skaleni tych kompleksów	33
Zagadnienie progresji i regresji w zróżnicowaniu facjalnym kompleksów skalnych	33
Zagadnienie zróżnicowania kompleksów skalnych w czasie geologicznym	34
Zróżnicowanie fizycznych warunków rozwoju kompleksów skalnych w świetle badań eklogitów	34
Zróżnicowanie fizycznych warunków rozwoju kompleksów skalnych w świetle zmienności składu granatów i omfacytów	35
Charakterystyka ilościowa składu skał	36
Skład mineralny skał	37
Skład chemiczny skał i jego rola w zróżnicowaniu skaleni	42
Przypuszczalna rola różnych czynników w zróżnicowaniu kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Żłotych	45
Badania skaleni	46
Badania mikroskopowe skaleni w gnejsach i granulitach	46
Wykształcenie i rozwój plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich	46
Wykształcenie mikroklinu w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich	48
Stosunek mikroklinu do plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich	48
Wykształcenie plagioklazów w kompleksie granulitowym Gór Żłotych	49
Wykształcenie skaleni potasowych w kompleksie granulitowym Gór Żłotych	49
Grubsze przerosty plagioklazów i skalenia potasowego w kompleksie granulitowym Gór Żłotych	50
Typy morfologiczne przerostów pertytowych i antypertytowych w gnejsach i granulitach Gór Bialskich i Żłotych	50
Rozwój skaleni i geneza pertytów w kompleksie granulitowym Gór Żłotych	52
Zmienność składu plagioklazów i przebieg ich krystalizacji w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich	56
Zmienność składu plagioklazów w kompleksie granulitowym Gór Żłotych	63
Porównanie zmienności składu plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Żłotych	65
Badania skaleni wyseparowanych z gnejsów i granulitów	65
Separacja skaleni	65
Występowanie i wykształcenie skaleni wybranych do separacji na tle krótkiej charakterystyki macierzystych skał	66

Kompleks gnejsowy Gór Bialskich	66
Kompleks granulitowy Gór Złotych	68
Krótką charakterystykę metod zastosowanych w badaniach wyseparowanych skaleni	70
Stan uporządkowania struktur plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Złotych	71
Stan uporządkowania struktur plagioklazów w świetle zmienności kąta osi optycznych	71
Stan uporządkowania struktur plagioklazów w świetle zmienności kąta γ^*	73
Typy strukturalne plagioklazów i problem perysterytów w kompleksie gnejsowym i granulitowym Gór Bialskich i Złotych	78
Skład pertytów w kompleksie gnejsowym i granulitowym Gór Bialskich i Złotych	79
Strukturalna zmienność skaleni potasowych i jej wpływ na ich cechy fizyczne	88
Zmienność cech strukturalnych skaleni potasowych w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Złotych	91
Fizyczne warunki rozwoju skaleni w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Złotych	96
Temperatury krystalizacji skaleni	96
Wpływ ciśnienia na skład plagioklazów	100
Wpływ ciśnienia na tworzenie się pertytów	105
Krótkie podsumowanie wyników badań skaleni kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych i przypuszczalna granica między facją amfibolitową i granulitową w polu ciśnienie — temperatura	106
Literatura	110
Summary	112

Streszczenie

Zbadano skalenie (stosując metody optyczne, rentgenowskie i chemiczne) dwóch współwystępujących ze sobą kompleksów skalnych, powstałych z analogicznych serii osadowych w warunkach facji amfibolitowej — kompleks gnejsowy Gór Bialskich i granulitowej — kompleks granulitowy Gór Złotych. Skalenie tych dwóch kompleksów różnią się składem, wykształceniem oraz cechami strukturalnymi. Rozpatrzono wpływ temperatury i ciśnienia na skład i wykształcenie skaleni i wysunięto przypuszczenie, że ciśnienie było głównym czynnikiem odpowiedzialnym za zróżnicowanie skaleni omawianych kompleksów. W rozwoju skaleni kompleksu gnejsowego można wyróżnić dwa główne etapy. W etapie wcześniejszym, w warunkach ciśnienia kierunkowego, dominującym czynnikiem metamorfizmu była wzrastająca temperatura, która w końcowym okresie osiągnęła dolny zakres temperatur panujących w kompleksie granulitowym. W drugim — późniejszym etapie, w warunkach

minimalnie zmiennej temperatury, mieszczącej się w dolnym zakresie temperatur kompleksu granulitowego, zmianie uległo ciśnienie, przy czym zanikło ciśnienie kierunkowe. Skalenie kompleksu granulitowego o obecnym wykształceniu rozwinęły się prawdopodobnie w dość ustabilizowanych warunkach fizycznych, przy czym ciśnienie kierunkowe nie odegrało tu istotnej roli. Na podstawie badań skaleni wyciągnięto wniosek, że warunki metamorfizmu omawianych kompleksów skalnych odpowiadają zakresowi wysokich ciśnień i niskich temperatur w polu facji amfibolitowej i granulitowej, przy czym granica między tymi facjami przebiega tu w temperaturze około 500°C, przy ciśnieniu około 7,4 kbar. Na podstawie powyższych danych oraz zaczerpniętych z literatury wyznaczono w polu temperatura-ciśnienie przypuszczalną granicę między facją amfibolitową a granulitową.

WSTĘP

Celem niniejszej pracy jest uchwycenie regionalnej zmienności skaleni w zależności od zróżnicowania warunków metamorfozy kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych w Sudetach i na podstawie uzyskanych wyników oraz danych zaczerpniętych z literatury rozpatrzenie zagadnienia bardziej ogólnego, a mianowicie jaki wpływ mają fizyczne czynniki metamorfizmu na własności skaleni metamorficznych.

Wiemy, że zmienność składu, struktury i wykształcenia skaleni jest bardzo duża i zależy od warunków ich krystalizacji oraz późniejszej przemiany. Interpretacja tej zmienności w skałach metamorficznych jest jednak bardzo trudna. Na rozwój skaleni

metamorficznych z reguły wpływa cały zespół czynników, z których każdy w odpowiednich warunkach może uzyskać decydujący wpływ na jakość skaleni. Nie bez znaczenia jest tu skład skał wyjściowych ulegających metamorfizie i kolejność przemiany poszczególnych ich składników. Niektóre składniki mogą być trwałe w dużym zakresie zmienności warunków fizyczno-chemicznych i odegrać niewielką rolę w metamorficznej ewolucji skały, gdy inne w tych samych warunkach ulegną znacznemu uruchomieniu, będąc jednym z głównych czynników określających środowisko chemiczne przemian metamorficznych. Środowisko to może ulegać zmianom pod wpływem głębszych emanacji. Środowisko chemiczne przemian

metamorficznych może wywierać olbrzymi wpływ na rozwój skaleni, jak to wynika na przykład z eksperymentalnej pracy J. Wyarta i G. Sabatiera (1956a). Autorzy ci wykazali, że od stosunku Na/K w roztworze może zależeć to, czy skalenie sodowy i potasowy będą pozostawały w stanie wzajemnej równowagi, czy też jeden z nich będzie rozwijał się kosztem drugiego. W przypadku, gdy młodszy skaień rozwija się kosztem starszego, duży wpływ na jakość jego struktury może mieć struktura starszego skalenia, na co wydaje się wskazywać praca A. Nowakowskiego (1967). Autor ten badając skalenie skał wulkanicznych stwierdził, że wtórny niskotemperaturowy albit, rozwijający się kosztem bardziej zasadowych plagioklazów o optyce pośredniej między wysoko- i niskotemperaturową, ma również optykę pośrednią.

Bardzo duży wpływ na charakter metamorficznych skaleni może mieć stopień uwodnienia środowiska ich krystalizacji, na co wskazują eksperymentalne prace J. Wyarta i G. Sabatiera (1956b, 1959, 1961). Wymienieni autorzy przypisują wodzie działanie katalityczne. Wykazali oni, że w skaleniach alkalicznych w środowisku wodnym łatwo następuje przebudowa całej struktury, podczas gdy w środowisku bezwodnym w warunkach eksperymentalnych można tylko wymienić kationy K i Na. Przebudowa struktury skaleni w środowisku wodnym, w eksperymentach wymienionych autorów, zawsze prowadziła do powstania struktur nieuporządkowanych.

Dominujący wpływ na rozwój skaleni można by przypisać temperaturze, od której zależy zmienność

ich składu i struktury. Niemalą rolę w rozwoju skaleni może odegrać ciśnienie. Na przykład przypuszczając, że anortyt jest antystressowym minerałem, możemy spodziewać się, że ciśnienie kierunkowe może ograniczyć zawartość anortytu w metamorficznym plagioklazie. Wiemy również, że pod odpowiednio dużym ciśnieniem nawet albit rozpada się na jadeit i kwarc. Ciśnienie kierunkowe sprzyja również uporządkowaniu struktur skaleni potasowych (skaleni jednoskośne pod ciśnieniem kierunkowym ulegają mikroklinalizacji).

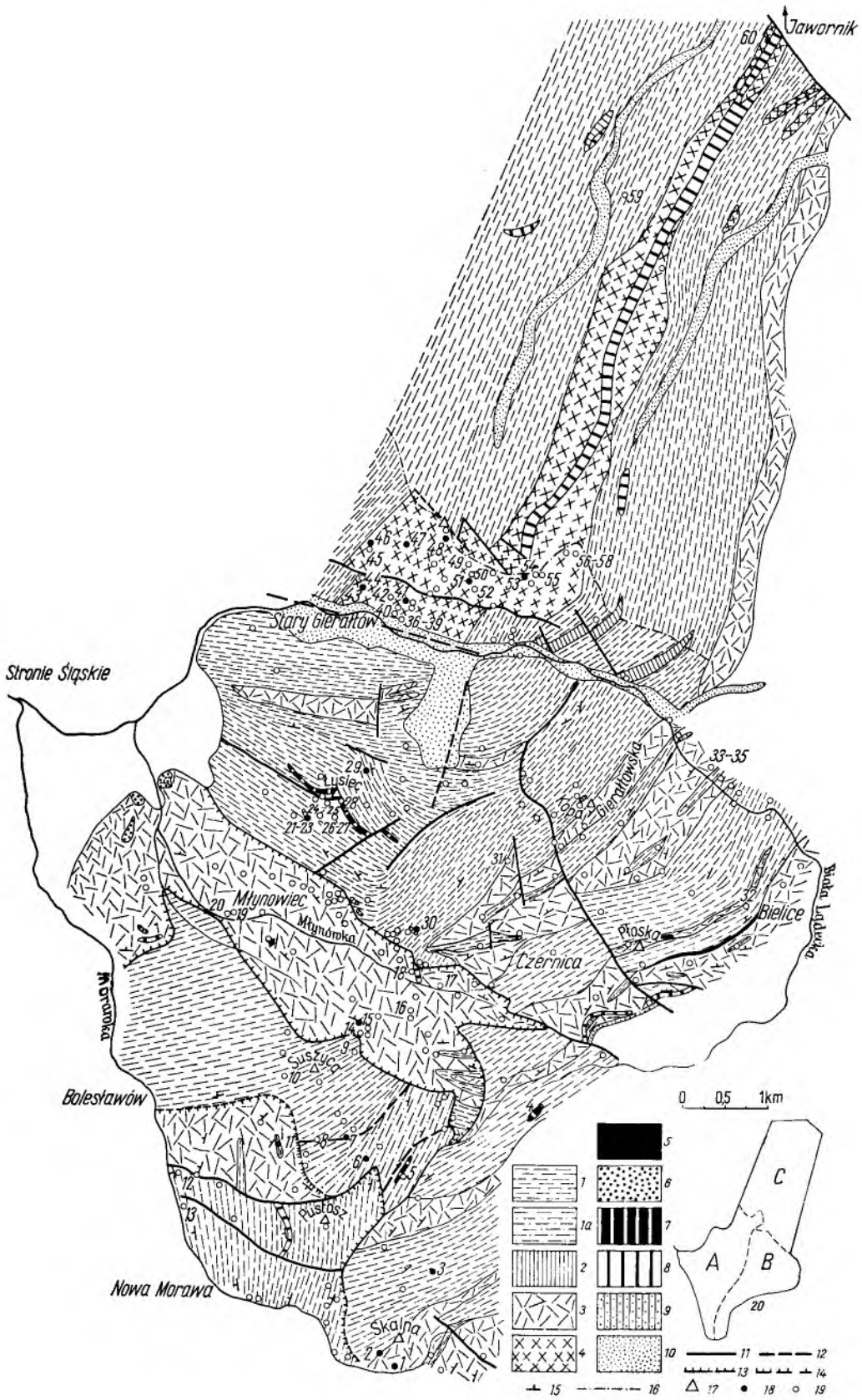
Najprawdopodobniej od wymienionych wyżej czynników głównie zależy skład, struktura i wykształcenie skaleni metamorficznych. Czynniki te mogą splatać się w wiele różnych kombinacji zmiennych w czasie geologicznym, stanowiącym wobec tego dodatkowy czynnik, od którego również zależy zmienność skaleni. Jednak na obecnym etapie wiedzy o skaleniach metamorficznych niemożliwa jest interpretacja ich zmienności w zależności od wszystkich wymienionych czynników naraz. Można natomiast uchwycić zmienność skaleni w zależności od zmienności niektórych tylko czynników w przypadku, gdy zróżnicowanie metamorficzne danego obszaru wywołane jest zmiennością tych czynników przy niezmiennych lub mało zmiennych czynnikach pozostałych. W przekonaniu autora możliwość taka zarysowała się w serii metamorficznej złożonej z kompleksu Gór Białskich, wykształconego w facji amfibolitowej, i z kompleksu granulitowego Gór Żółtych.

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA SERII SKALNEJ

Przedstawiona tu zostanie seria metamorficzna, która rozwinęła się z serii suprakrystalnej w procesie regionalnego metamorfizmu. Wyjściowa seria osadowa miała najprawdopodobniej przeważnie skład arkozowo-szarogłazowy i zawierała podrzędne wkładki piaskowców kwarcowych, skał wapienno-dolomitycznych oraz marglistych, a być może również skał magmowych. Procesy metamorfizmu przekształciły ją w serię metamorficzną, w skład której wchodzi kompleks gnejsowy Gór Białskich wykształcony w facji amfibolitowej i przylegający do niego od północy kompleks granulitowy Gór Żółtych. Omawiana seria metamorficzna leży w Sudetach Środkowych, częściowo na terenie Polski, w powiecie Bystrzyca Kłodzka (arkusz Bolesławów, Bielice, i Łądek; kompleks gnejsowy Gór Białskich i część kompleksu granulitowego okolic Starego Gierałtowa), a częściowo na terenie Czechosłowacji (część kompleksu granulitowego) w okolicach Javornika. Serii tej przypisuje się wiek algoncki (K. Smulikowski 1960a), przy czym jej zróżnicowanie facjalne można prawdopodobnie traktować jako równowiekową strefowość metamorficzną. Została ona dość dobrze poznana zarówno pod względem geologicznym (Finckh L., Göttinger G.

1931; Fischer G. 1935; Finckh L., Meister E., Fischer G., Bederke E. 1942; Oberc J. 1957; Kasza L. 1964; Teisseyre H. 1964), jak i petrograficznym (Smulikowski K. 1952, 1957, 1960a, 1960b, 1960c, 1963, 1964a, 1964b, 1966; Ansilewski J. 1955, 1958, 1966a, 1966b; Kozłowski K. 1958, 1965 i inni). Omawianą serię cechuje dość skomplikowana budowa geologiczna, której zarys przedstawiony jest na mapie (fig. 1), przy czym kompleks gnejsowy Gór Białskich oddzielony jest uskokiem od kompleksu granulitowego Gór Żółtych. Seria ta wchodzi w skład metamorfiku Łącka i Śnieżnika Kłodzkiego, przy czym różni się ona w dość istotny sposób od innych części tego metamorfiku niektórymi szczegółami swego wykształcenia i metamorficznego rozwoju.

Szczegółową charakterystykę petrograficzną kompleksu gnejsowego Gór Białskich przedstawił we wcześniejszej pracy autor (1966b), natomiast kompleksu granulitowego Gór Żółtych — K. Kozłowski (1965). Na podstawie tych prac zostanie niżej podana krótka charakterystyka obu kompleksów skalnych, jednak tylko w stopniu niezbędnym do dalszej interpretacji skaleni.



KOMPLEKS GNEJSOWY GÓR BIALSKICH

Omawiany kompleks (na fig. 1 zajmuje dolną część mapy) leży między dwiema rzekami: Białą Łądecką i Morawką. Jest on wykształcony w facji amfibolitowej, a zbudowany głównie z drobnoziarnistych gnejsów o strukturze na ogół równoziarnistej, bogatych w kwarc i łyszczki reprezentowane przez biotyt i muskowit należący do odmian 2M i 3T. Nierzadko pojawia się też granat, pozostający na ogół w równowadze z łyszczkami, a czasem ulegający biotytyzacji i chlorytyzacji. Akcesorycznie występują: apatyt, cyrkon, turmalin, epidot zwyczajny i zoizyt — najczęściej powstałe kosztem plagioklazu oraz ortyt, staurolit, rutyl, tytanit, tlenki żelaza, bardzo rzadko pojawia się piryt. Skąły z nadmiarem glinu cechuje obecność syllimanitu często reprezentowanego przez odmianę fibrolitową, natomiast na dysten natrafiono tylko w jednym przypadku w południowo-zachodniej części kompleksu.

Głównymi składnikami omawianych gnejsów są skalenie: plagioklaz o dużej zmienności składu oraz mikroklin. Skalenie stały się we wcześniejszej pracy autora (1966b) podstawą podziału tych gnejsów na dwie zasadnicze grupy, a mianowicie na paragnejsy plagioklazowe, w których skałek reprezentowany jest niemal wyłącznie przez plagioklaz, oraz tzw. gnejsy gierałtowskie należące do odmian dwuskalenowych. Paragnejsy plagioklazowe przeważnie są szare, o odcieniu ciemnym dzięki obfitości łyszczków, reprezentowanych głównie przez biotyt. Gnejsy gierałtowskie są z reguły jaśniejsze i przeważnie należą do odmian dwulfyszczkowych. W gnejsach gierałtowskich oba skalenie przeważnie występują w oddzielnych ziarnach, przy czym z reguły nie należą one do odmian pertytowych. Jedynie na południe od szczytu Suszyca (fig. 1) występuje pakiet tzw. pertytowych gnejsów gierałtowskich, w których oba skalenie splatają się w pertytowych przerostach, przypominających mezopertyty granulitów. Zespół skalny, w którym występuje ten pakiet, będzie nazywany w niniejszej pracy zespołem skalnym Suszyca. W metamorficznym rozwoju tego zespołu skalnego ciśnienie kierunkowe odegrało większą rolę, niż w innych częściach kompleksu. W dalszej części

pracy zobaczymy, że podobne gnejsy pertytowe pojawiają się też w kompleksie granulitowym Gór Złotych.

Gnejsy gierałtowskie i paragnejsy plagioklazowe tworzą naprzemianległe regularne strefy, będące najprawdopodobniej odbiciem pierwotnego warstwowania omawianego kompleksu. W północno-wschodniej części tego kompleksu gnejsom gierałtowskim miejscami towarzyszą małe wystąpienia tzw. gnejsów śnieżnickich. Są one genetycznie związane z gnejsami gierałtowskimi i należą również do odmian dwuskalenowych, przy czym ziarenka mikroklinu często skupiają się w owalne oczka, nadając omawianym gnejsom strukturę oczkową. Gnejsy śnieżnickie w porównaniu z gnejsami gierałtowskimi cechuje większy stopień mobilizacji i miejscami prawdopodobnie tworzyły one intruzje.

Wśród gnejsów omawianego kompleksu występują niewielkie wkładki amfibolitów, przy czym niektóre z nich powstały z eklogitów. Rzadziej spotyka się tu eklogity, erlany (czasem ze skapolitem), marmury, kwarcyty i łupki grafitowe. Eklogity i amfibolity często są ze sobą stowarzyszone, tworząc w niektórych wystąpieniach naprzemianległe partie.

Opisany kompleks rozwinął się w procesie progresywnego regionalnego metamorfizmu. Początkowe etapy jego rozwoju cechowało ciśnienie kierunkowe, które zanikało w miarę progresji metamorficznej, przechodząc w ciśnienie typu hydrostatycznego. Powyższy wniosek wyciągnięty został na podstawie obserwacji kierunkowości lub bezładu w ułożeniu plagioklazów o różnym składzie oraz łyszczków. Węglany są tu reprezentowane wyłącznie przez kalcyt, a spotykana niekiedy asocjacja kalcyt-tremolit nasuwa przypuszczenie, że niegdyś występował tu również dolomit, który w obecności wolnej krzemionki stał się nietrawny w warunkach rozwoju omawianego kompleksu. Obecność asocjacji kalcyt-kwarc świadczy, że przy panującym tu ciśnieniu nie została osiągnięta temperatura reakcji wollastonitowej.

Gnejsy miejscami są pocięte żyłami pegmatytowo-aplitowymi, należącymi do odmian dwuskalenowych, bogatych w kwarc, a ubogich w łyszczki. Często pojawiają się też pegmatoidy gniazdowe,

Fig. 1

Schemat budowy geologicznej kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych (wg L. Finckha 1931; J. Oberca 1957; L. Kaszy 1964, własnych badań autora 1966b) oraz rozmieszczenie próbek, w których zbadano skalenie

1 — gnejsy gierałtowskie, 1a — gnejsy pertytowe Suszyca, 2 — gnejsy śnieżnickie, 3 — paragnejsy plagioklazowe, 4 — granulity, 5 — łupki grafitowe, 6 — kwarcyty, 7 — eklogity, 8 — amfibolity, 9 — marmury, 10 — utwory rzeczne, 11 — uskoki, 12 — uskoki przypuszczalne, 13 — nasunięcia, 14 — nasunięcia przypuszczalne, 15 — biegi i upady, 16 — granica państwa, 17 — szczyty górskie, 18 — miejsca pobrania próbek, z których wyseparowano skalenie do badań chemicznych, rentgenograficznych i optycznych, 19 — miejsca pobrania próbek, w których zbadano skład plagioklazów i wykształcenie skaleni potasowych, 20 — granice obszaru skartowanego przez J. Oberca (A), L. Kaszę (B) i L. Finckha (C)

Sketch map of the geological structure of the Góry Bialskie gneiss complex, also of the granulite Góry Złote complex (after L. Finckh 1931; J. Oberca 1957; L. Kasza 1964 and the writer's own investigations 1966b) showing the distribution of samples tested for feldspars

1 — Gierałtów gneisses, 1a — perthitic gneisses of Suszyca, 2 — Śnieżnik gneisses, 3 — plagioclase paragneisses, 4 — granulites, 5 — graphite shales, 6 — quartzites, 7 — eclogites, 8 — amphibolites, 9 — marbles, 10 — fluvial deposits, 11 — faults, 12 — hypothetical faults, 13 — overthrusts, 14 — hypothetical overthrusts, 15 — strikes and dips, 16 — state boundary, 17 — mountain peaks, 18 — sampling sites — the samples collected there yielded feldspars submitted to chemical, X-ray and optical analyses, 19 — sampling sites — the samples collected there were analysed for the plagioclase content and the development of potassium feldspars, 20 — boundaries of area mapped by J. Oberca (A), L. Kasza (B) and L. Finckh (C)

które w strefach paragnejsów plagioklazowych należą wyłącznie do odmian plagioklazowych, a w strefach gnejsów gierałtowskich — do odmian dwuskaleniowych. Plagioklasy tych pegmatoidów z reguły zawierają poniżej 15% an. Miejscami na niewielką skalę gnejsy są impregnowane trójskośnym adulem. Nasuwa się przypuszczenie, że w warunkach metamorfozy omawianego kompleksu tylko składniki wymienionych wyżej minerałów uległy znacznieszemu uruchomieniu.

KOMPLEKS GRANULITOWY GÓR ŻŁOTYCH

Kompleks granulitowy, który można zaliczyć do subfacji piroksenowo-granatowej, tworzy wśród gnejsów gierałtowskich strefę o długości 8 km i szerokości 650—2000 m (fig. 1). W kompleksie tym główną rolę odgrywają granulity jasne i ciemne oraz pertytowe gnejsy granatowe, tworząc naprzemianległe zgodnie ułożone ławice. Miejscami spotyka się również gnejsy gierałtowskie, przeważnie należące do odmian pertytowych, oraz cienkie zgodnie ułożone wkładki eklogitów i gnejsów amfibolowych; występują tu także amfibolity. W części południowej kompleksu granulitowego, leżącego na obszarze Polski, przeważają granulity z wkładkami granulitów eklogitowych i rzadkich eklogitów, a pertytowe gnejsy przeważnie bogate w granat, uzyskują przewagę jedynie w strefach kontaktowych granulitów z gnejsami gierałtowskimi. Natomiast na obszarze Czechosłowacji, w kierunku północnym, zmniejsza się udział granulitów a wzrasta pertytowych gnejsów granatowych i amfibolitów, które w części północnej omawianego kompleksu uzyskują zdecydowaną przewagę.

Nasuwa się pytanie, czy przedstawione wyżej przestrzenne zróżnicowanie typów skalnych w kompleksie granulitowym ukształtowało się w trakcie progresywnego metamorfizmu, czy też przejście granulitów w pertytowe gnejsy granatowe i gnejsy gierałtowskie oraz eklogitów w amfibolity ma charakter retrogresywny. Na tę ostatnią możliwość mogą wskazywać wtórne procesy biotytyzacji granatu, a zwłaszcza amfibolizacji piroksenu, nasilające się ze wzrostem udziału pertytowych gnejsów i amfibolitów. K. Kozłowski (1965) doszedł jednak do wniosku, że zróżnicowanie skał jasných na granulity i pertytowe gnejsy ma najprawdopodobniej charakter pierwotny, natomiast amfibolity są przypuszczalnie wtórnym produktem przeobrażenia skał piroksenowo-granatowych.

Niżej zostaną krótko scharakteryzowane te skały kompleksu granulitowego, których istotnym składnikiem są skaleni.

Granulity jasne mają barwę szaropopielatą, teksturę często kierunkową, a strukturę drobnoziarnistą, która dla oka nie uzbrojonego najczęściej wygląda na równoziarnistą. Badania mikroskopowe natomiast często ujawniają strukturę heteroblastyczną, a czasem nawet wyraźnie porfiroblastyczną. Głównymi składnikami omawianych granulitów są minerały jasne: *kwarc*, jednorodny *plagioklaz* i *skaleń potasowy*

często o budowie mikropertytowej. Skaleń potasowy często tworzy ziarna zróżnicowane pod względem wielkości i jemu głównie omawiane skały zawdzięczają swą strukturę heteroblastyczną. Mikropertytowa budowa z reguły cechuje większe ziarna skaleni potasowego, natomiast zanika w ziarnach najmniejszych. K. Kozłowski omawiając genezę tych pertytów podał trzy możliwości ich powstania, a mianowicie na drodze odmieszania, infiltracji plagioklazu do mikroklinu i infiltracji mikroklinu do plagioklazu, uważając za najbardziej prawdopodobną tę ostatnią.

Dominującym minerałem ciemnym w granulitach jest różowy *granat* bogaty w wapń. Często występuje też brunatny drobnołuseczkowaty *biotyt* ułożony kierunkowo, będący prawdopodobnie w równowadze z granatem, oraz biotyt późniejszy rozwijający się kosztem granatu. Czasem pojawia się *muskowit*, najczęściej wtórny, zastępujący dysten, a tylko wyjątkowo prawdopodobnie pierwotny, pozostający w równowadze z pozostałymi minerałami granulitów. Sporadycznie pojawia się *omfacyt* lub drobnoagregatowa *hornblenda*, powstała być może jego kosztem. Minerały akcesoryczne reprezentowane są przez: *rutyl*, *dysten*, *cyrkon*, *apatyt* i *tlenki żelaza*.

Wśród omawianych granulitów najczęstsze są odmiany dwuskaleniowe, rzadsze — czysto plagioklazowe. Do wyjątków należy opisany przez K. Kozłowskiego (1965) granulit dwuskaleniowy bogaty w muskowit, przy czym wspomniany autor nie stwierdził reakcji między muskowitem a pozostałymi minerałami tego granulitu.

Granulity ciemne mają barwę szaroróżową do szarzielonej i są bogate w minerały ciemne stanowiące 30—80% obj. skały. Minerały te reprezentowane są przez bogaty w wapń *granat*, niekiedy występujący razem z *omfacytem* lub rozwijającą się kosztem omfacytu *hornblendą*. Na podstawie minerałów ciemnych granulity te można podzielić na granatowe i granatowo-omfacytowe, które K. Smulikowski (1967) nazywa granulitami eklogitowymi. Zespół minerałów jasných i akcesorycznych jest tu analogiczny jak w granulitach jasných, z wyraźną przewagą oligoklazu nad skaleniem potasowym i kwarcem.

W południowej części kompleksu granulitowego jasne i ciemne granulity miejscami przybierają wygląd migmatytów granulitowych typu arterytowego.

Gnejsy wykazują dość duże zróżnicowanie. Dominującą rolę wśród nich odgrywają *pertytowe gnejsy granatowe* (według nomenklatury K. Kozłowskiego gnejsy granatowe), różniące się od jasných granulitów głównie przewagą biotyty nad granatem oraz wyraźniejszą teksturą kierunkową, a także większym udziałem porfiroblastów mikropertyty. Wtórny proces biotytyzacji granatu jest w nich często bardziej zaawansowany niż w granulitach. Czasem towarzyszą im gnejsy pertytowe nie zawierające granatu oraz gnejsy gierałtowskie wykształcone identycznie jak analogiczne gnejsy Gór Białskich.

Gnejsy amfibolowe mają barwę szarzieloną, strukturę drobnoziarnistą i równoziarnistą, a teksturę bezładną. Główną rolę odgrywa w nich *oligoklaz*, a towarzyszy mu nieliczny *skaleń potasowy* i *kwarc*. Minerały

ciemne reprezentowane są głównie przez *hornblendę* *zwyczajną* występującą w dwóch odmianach. Jedna z nich tworzy drobne jednorodne słupki o dość wysokim stopniu automorfizmu, a druga ma budowę drobnoagregatową i powstała prawdopodobnie kosztem piroksenu i granatu. Miejscami hornblendzie towarzyszy biotyt.

Znamienną cechą całego kompleksu granulitowego, będącą wynikiem specyficznych warunków jego rozwoju, jest stosunkowo duża jednolitość wykształcenia poszczególnych minerałów, w znacznym stopniu niezależna od typu skały, w której one występują. We wszystkich typach skał nadmiar glinki objawia się występowaniem dystenu. Plagioklaz ma ograniczony skład, w znacznej mierze niezależny od globalnej zawartości wapnia w skale. Granaty i omfacyt, zdaniem K. Kozłowskiego, w całym omawianym kompleksie mają podobny skład chemiczny. K. Smulikowski stwierdził jednak, że w jasnych granulitach omfacyt jest bogatszy w żelazo niż w ciemnych skałach omawianego kompleksu. Granat pozostaje w równowadze z omfacytem, oligoklazem oraz tęczakami starszej generacji. Omfacyt — zdaniem K. Kozłowskiego — również pozostaje na ogół w równowadze z oligoklazem, natomiast K. Smulikowski (1967) przypuszcza, że rozwinął się on kosztem plagioklazu.

W rozwoju omawianego kompleksu granulitowego K. Kozłowski wyróżnił trzy etapy:

1. *Etap przedgranulitowy*, który przypuszczalnie cechowały warunki facji amfibolitowej.

2. *Etap granulitowy*, nazwany przez K. Kozłowskiego etapem granatyzacji omawianego kompleksu, w którym nastąpił rozwój granatu. Na okres ten przypada również główny etap rozwoju skałeni potasowych, przy czym na razie brak jest dowodów na to, że związany w nich potas został w omawianym okresie doprowadzony z zewnątrz.

3. *Etap*, który nastąpił po okresie granulitowym cechuje wzrost *porfiroblastów mikroklinu*, stanowiącego według K. Kozłowskiego młodszą generację skałeni potasowych. W okresie tym rozwijają się również procesy biotytyzacji granatu, amfibolityzacji piroksenu i muskowityzacji dystenu. Przemiany te wiąże autor z doprowadzeniem potasu do kompleksu granulitowego i odprowadzeniem z niego wapnia.

Kompleks granulitowy pocięty jest niezgodnymi cienkimi żyłami o dość różnorodnym składzie, które K. Kozłowski uważa za żyły młode, powstałe po etapie granulitowym.

Powyższa krótka charakterystyka kompleksu granulitowego Gór Złotych została przedstawiona na podstawie pracy K. Kozłowskiego (1965). Pragnę wyrazić głęboką wdzięczność dr Kazimierzowi Kozłowskiemu za przekazanie mi całej swojej kolekcji granulitów wraz ze szlifami mikroskopowymi. Wyniki badań petrograficznych K. Kozłowskiego stanowiły bardzo cenny materiał, umożliwiając mi przeprowadzenie badań skałeni kompleksu granulitowego na tle znajomości jego ogólnego petrograficznego rozwoju. Oprócz pracy K. Kozłowskiego wykorzystałem rów-

nież materiały dwóch wcześniejszych prac magisterskich dotyczących omawianego kompleksu, których autorkami są: Zyta Towalska-Jarząbek (1956) i Janina Deckert (1957). Pani Zycie Towalskiej-Jarząbek pragnę serdecznie podziękować za udostępnienie mi maszynopisu swojej pracy magisterskiej. Uprzejmość wymienionych wyżej autorów umożliwiła mi skompletowanie dużej kolekcji skał kompleksu granulitowego, częściowo już opracowanych pod względem petrograficznym. Większość jednak okazów skalnych wchodzących w skład tej kolekcji, do której włączono również moje materiały, dotychczas nie była zbadana mikroskopowo. Uzupełniając ten materiał nowymi szlifami, dysponowałem w swojej pracy materiałem mikroskopowym ponad dwukrotnie większym niż wymienieni autorzy prac wcześniejszych.

Badania przeprowadzone na tym materiale doprowadziły do wniosków częściowo niezgodnych z wynikami badań K. Kozłowskiego, co jednak w niczym nie umniejsza wartości pracy wymienionego autora. Stanowią one dalsze próby poznania niektórych rysów rozwojowych kompleksu granulitowego. Odrębność tych wniosków dotyczy głównie schematu rozwojowego skałeni i genezy pertytów, między innymi sądzę, że nie ma dostatecznie uzasadnionych argumentów na wyróżnienie dwóch generacji skałeni potasowych. Nasunęło się również przypuszczenie, że skład mineralny niektórych żył tnących niezgodnie kompleks granulitowy uformował się w warunkach facji granulitowej. Podstawą do takiego przypuszczenia stała się żyła (reprezentowana w niniejszej pracy przez okaz oznaczony numerem 55b) składająca się z oligoklazu, granatu, amfibolu i epidotu, będących w stanie wzajemnej równowagi. Mimo obfitości wapnia w omawianej żyłe, oligoklaz ma podobnie ograniczony skład i analogiczne wykształcenie jak w skałach kompleksu granulitowego, co prawdopodobnie świadczy o równoczesności jego krystalizacji z plagioklazami tego kompleksu. Omawiana żyła mogłaby reprezentować subfację amfibolowo-granitową facji granulitowej, w warunkach której współwystępowanie oligoklazu z epidotem nie należałoby do rzadkości.

WZAJEMNY STOSUNEK KOMPLEKSU GNEJSOWEGO GÓR BIALSKICH I GRANULITOWEGO GÓR ŻŁOTYCH ORAZ PRZYPUSZCZALNA ROLA RÓŻNYCH CZYNNIKÓW W ZRÓŻNICOWANIU SKALENI TYCH KOMPLEKSÓW

Zagadnienie progresji i regresji w zróżnicowaniu facjalnym kompleksów skalnych

Nasuwa się pytanie, czy zróżnicowanie facjalne omawianej serii skalnej na kompleks gnejsowy Gór Bialskich — wykształcony w facji amfibolitowej — i kompleks granulitowy Gór Złotych powstało w toku progresywnej regionalnej metamorfozy, czy też ukształtowało się ono w wyniku regresji metamorfizmu. W pierwszym bowiem przypadku można by oczekiwać bardziej konsekwentnej i prostej zmienności skałeni, niż w przypadku drugim — nałożenia

się na siebie różnokierunkowych przemian metamorficznych.

Badacze niemieccy (L. Finckh i współautorzy 1942) wyrazili pogląd, że gnejsy są produktem diaforycznej przemiany granulitów. Na zbyt słabe podstawy tej hipotezy wskazywał K. Smulikowski (1952, 1957), stwierdzając, że gnejsy mogły powstać niezależnie od granulitów. Bardziej szczegółowych danych dostarczyły późniejsze badania K. Kozłowski (1965) i autora niniejszej pracy (1966b). K. Kozłowski stwierdził, że w kompleksie granulitowym ogniwem przejściowym między granulitami a otaczającymi je gnejsami gieraftowskimi są pertytowe gnejsy granatowe, przy czym wymieniony autor uważa, że formowały się one głównie w trakcie progresywnego regionalnego metamorfizmu. Badania petrograficzne kompleksu gnejsowego Gór Białskich wydają się potwierdzać to przypuszczenie. Gnejsy pertytowe występują bowiem również w obrębie kompleksu gnejsowego Gór Białskich, w którym badania autora niniejszej pracy nie ujawniły objawów regresji metamorficznej. Powyższe fakty prowadzą do wniosku, że zróżnicowanie całej omawianej serii skalnej na kompleks gnejsowy i granulitowy powstało najprawdopodobniej w trakcie progresywnego regionalnego metamorfizmu.

Przejście kompleksu gnejsowego w granulitowy miało najprawdopodobniej charakter stopniowy. Przemawia za tym nie tylko obecność ogniw przejściowych w postaci gnejsów pertytowych i granatowych gnejsów pertytowych, lecz także zaobserwowana w kontaktowych partiach kompleksu granulitowego wielokrotna alternacja granulitów i gnejsów — czasem należących również do odmian niepertytowych. Wspomniana alternacja gnejsów i granulitów może być wynikiem selektywnej granulityzacji skał stopniowo przeobrażających się w granulity, na co zwrócił uwagę K. Kozłowski (1965).

Zagadnienie zróżnicowania kompleksów skalnych w czasie geologicznym

Obu omawianym kompleksom skalnym przypisuje się ten sam wiek (algonk), co pozwala wyeliminować czas geologiczny spośród czynników mogących w sposób istotny wpłynąć na względne zróżnicowanie skałeni tych kompleksów. Nasuwa się jednak pytanie, czy kompleksy te w ich zróżnicowaniu facjalnym mogą być utworami jednoczesnymi. K. Kozłowski (1965) wysunął bowiem przypuszczenie, że skały będące obecnie granulitami przeszły wcześniej przez stadium facji amfibolitowej, z czego można wyciągnąć wniosek, że całą omawianą serię (tzn. kompleks gnejsowy Gór Białskich i granulitowy Gór Złotych) cechowała niegdyś facja amfibolitowa. Skoro w trakcie późniejszej ewolucji tylko część tej serii przeszła w granulity, to granulity mogą być młodsze od gnejsów. Gdyby tak było istotnie, to jednocześnie z rozwojem granulitów w części omawianej serii, w innej części tej samej serii, pozostającej nadal w warunkach

facji amfibolitowej, mógł odbywać się dalszy rozwój gnejsów, wobec czego późne etapy rozwoju gnejsów mogły być jednoczesne z rozwojem granulitów. Z przedstawionych wyżej możliwości czasowej ewolucji obu kompleksów skalnych wynika, że rozwój granulitów mógł być bardziej ograniczony w czasie niż rozwój gnejsów. Przemawia za tym może stwierdzony w wyniku badań petrograficznych fakt, że rozwój gnejsów był bardziej skomplikowany i wieloetapowy niż rozwój granulitów.

Zróżnicowanie fizycznych warunków rozwoju kompleksów skalnych w świetle badań eklogitów

Przy rozpatrywaniu wzajemnych stosunków kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Złotych na szczególną uwagę zasługują wyniki badań K. Smulikowskiego nad eklogitami. Autor ten w wielu pracach (1960b, 1960c, 1962, 1963, 1964a, 1964b, 1964c, 1965, 1967) poświęconych problemowi eklogitów, a w szczególności eklogitom metamorfiku Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego, doszedł do niezwykle interesujących wyników, wykazując m. in. odrębność eklogitów kompleksu gnejsowego Gór Białskich od eklogitów kompleksu granulitowego Gór Złotych. Wspomniany autor stwierdził, że w obrębie serii suprakrystalnej ulegającej regionalnemu metamorfizmowi parageneza omfacyt — granat może powstać w skałach o zasadowym chemizmie w różnych warunkach ciśnienia i temperatury. Paragenezie tej mogą towarzyszyć pewne minerały dodatkowe, których zróżnicowanie można by uważać za wynik zróżnicowania fizycznych warunków blastezy eklogitu. Na podstawie zróżnicowania minerałów dodatkowych K. Smulikowski (1967) wyróżnił wśród eklogitów trzy odrębne serie litologiczne, przy czym eklogity Gór Białskich zaliczył do innej serii niż eklogity Gór Złotych.

Eklogity Gór Białskich są ostro odgraniczone od otaczających je gnejsów i należą do odmian bezplagioklazowych z podrzędnymi minerałami dodatkowymi, jak: karyntyn, dysten, zoizyt i jasny łyszczek. K. Smulikowski zalicza je do serii eklogitów normalnych.

Eklogity Gór Złotych tworzą odrębne warstewki wśród granulitów i związane są z nimi stopniowymi przejściami, które można wyrazić następującym szeregiem skał: eklogity — granulity eklogitowe (bogate w omfacyt) — granulity ciemne (ubogie w omfacyt lub nie zawierające omfacytu) — granulity jasne. W eklogitach tych minerałami dodatkowymi są plagioklasy i mikropertyty, czasem występuje też dysten i biotyt, natomiast brak jest karyntynu, jasnego łyszczku i zoizytu. Eklogity te K. Smulikowski zalicza do serii eklogitowo-granulitowej.

W ewolucyjnym rozwoju omawianych eklogitów (jak również eklogitów powstałych w procesie regionalnego metamorfizmu w obrębie suprakrystalnych serii na całym świecie) K. Smulikowski (1967) wyróż-

nia cztery etapy, przy czym etap amfibolizacji eklogitów nie musi być objawem regresji:

1. Etap przedeklogitowy, obejmujący fałdowanie i wstępną metamorfozę serii skalnej.

2. Etap eklogitowy polegający na „eklogityzacji” skał o zasadowym chemizmie.

3. Etap amfibolizowy, w którym eklogity przeobrażają się w amfibolity.

4. Etap migmatytowy, w którym amfibolity wraz z całą serią skalną ulegają migmatyzacji.

W konkluzji K. Smulikowski stwierdza: „W aspekcie tej ewolucji zachowane dziś w całym kompleksie wtarcenia eklogitowe są metastabilnymi relikami utworów lokalnie i przejściowo wytworzonych w jednym z wcześniejszych etapów ewolucji metamorficznej tego kompleksu”.

Badania K. Smulikowskiego wykazały więc, że w okresie eklogityzacji zasadowych skał w obu omawianych kompleksach skalnych panowały odrębne warunki ciśnienia i temperatury.

Zróznicowanie fizycznych warunków rozwoju kompleksów skalnych w świetle zmienności składu granatów i omfacytów

Przypuszcza się, że istnieje zależność składu granatu i omfacytu od warunków ich rozwoju. Wymienione minerały występują w obu omawianych kompleksach skalnych, wykształconych odmiennie pod względem facjalnym. Nasuwa się więc pytanie, jak wygląda zróznicowanie tych minerałów i jakie światło rzuca ono na zróznicowanie fizycznych warunków metamorfozy wyróżnionych kompleksów.

W tabeli 1 podano skład granatów z kompleksu Gór Bialskich i Złotych.

W tabeli 2 przedstawiono skład omfacytów w przeliczeniu na cząsteczki: jadeitową, diopsydową, augitową i Tschermaka. Przeliczenia tego dokonano w oparciu o wskazania metodycznej pracy N. L. Dobrecowa i L. H. Ponomariewoj (1964) poświęconej charakterystyce składu omfacytów i jadeitów.

Widzimy, że omfacyt z granulitu eklogitowego (kompleks granulitowy) różni się od omfacytu z eklogitu (kompleks gnejsowy) znacznie większym udziałem cząsteczki diopsydowej, obecnością cząsteczki Tschermaka i znikomą zawartością cząsteczki augitowej. Udział cząsteczki jadeitowej w obu omfacytach jest zbliżony.

Uzasadnione jest przypuszczenie, że zawartość cząsteczki jadeitowej w omfacycie zależy od wysokości ciśnienia. Zawartość tej cząsteczki w omfacycie zależy jednak również od chemicznego składu skały, a mianowicie cząsteczka jadeitowa staje się uprzywilejowana w warunkach dużej koncentracji sodu i ubóstwa krzemionki.

Na podstawie przytoczonego składu omfacytów i granatów można tylko z największą ostrożnością wnioskować o fizycznych warunkach rozwoju tych minerałów, gdyż skład ich w znacznym stopniu zależy od chemicznego składu skały. Skład chemiczny skał, z których pochodzą omawiane omfacyty i współwystępujące z nimi granaty, różni się dość znacznie. Ilustruje to tabela 3, w której podano skład chemiczny i mineralny eklogitu z okolic Bielic (Góry Bialskie) i granulitu eklogitowego z okolic Gierałtowa (Góry Złote) oraz skład chemiczny wyseparowanych z nich omfacytów i granatów.

W eklogicie z okolic Bielic skład omfacytu i granatu jest ściśle związany z całkowitym składem chemi-

Tabela 1

Skład granatów (w % wag.) z kompleksu Gór Bialskich i Złotych (na podstawie danych K. Smulikowskiego, K. Kozłowskiego i J. Ansilewskiego)

Composition of garnets (weight per cent) from Góry Bialskie and Góry Złote complexes (according to dates of K. Smulikowski, K. Kozłowski and J. Ansilewski)

Nr i nazwa skały, z której wyseparowano granat		Góry Bialskie		Góry Złote	
		eklogit ¹ nr 4 z okolic Bielic	kwarcyt łyszczkowo-granatowy ² nr 8 z masywu Suszycy	granulit eklogitowy ³ nr 39 z okolic Gierałtowa	granulit jasny ⁴ nr 42 z okolic Gierałtowa
Skład granatu	pirop	27,8	5,3	19,7	13,3
	almandyn	40,3	78,2	53,3	62,2
	spessartyn	1,0	10,0	0,5	0,5
	grossular	29,3	—	25,2	20,3
	andradyt	0,5	6,5	2,0	3,1
	nadmiar (+) lub niedomiar (—) składników chemicznych	SiO ₂ Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	— 0,5 + 0,9	+ 0,7 — 1,6 + 0,3	— 0,7 — 0,1

¹K. Smulikowski (1964a).

²J. Ansilewski (1966b).

³K. Kozłowski (1965).

⁴J. Deckert (1957).

Tabela 2
Skład omfacytów (w % wag.) z Gór Bialskich i Złotych (na podstawie danych K. Smulikowskiego i K. Kozłowskiego)
Composition of omphacite (weight per cent) from Góry Bialskie and Góry Złote (according to dates of K. Smulikowski and K. Kozłowski)

Nr i nazwa skały, z której wyseparowano omfacyt		Góry Bialskie	Góry Złote
		eklogit ¹ nr 4 z okolic Bielicy	granulit eklogitowy ² nr 39 z okolic Gieraltowa
Skład omfacytu	cząsteczki:		
	diopsydowa	49,1	66,9
	augitowa	19,3	2,1
	Tschermaka	—	5,9
	jadeitowa	28,7	25,2
nadmiar (+) lub niedomiar (—) SiO ₂		+2,5	—0,4

¹ K. Smulikowski (1964a).

² K. Kozłowski (1965).

cznym skały, natomiast inaczej jest w granulacie eklogitowym z okolic Gieraltowa. W granulacie omfacyt i granat rozwijały się bowiem w dość późnym okresie, gdy wykrył się już liczny oligoklaz, w którym została związana większość sodu obecnego w skale oraz znaczna część glinu i wapnia. Oligoklaz ten w pewnym okresie rozwoju kompleksu granulitowego pozostawał w równowadze z omfacytem i granatem, a więc istnieje bardziej skomplikowana niż w eklogicie zależność między składem omfacytu i granatu a całkowitym składem chemicznym granulitu eklogitowego.

Od warunków rozwoju omfacytu i granatu zależy rozdział poszczególnych pierwiastków między wymienione minerały, przy czym prawdopodobnie bardziej uzależniony jest on od fizycznych warunków metamorfozy niż od składu chemicznego skały. Na szczególną uwagę zasługuje zmienność stosunku Ca/Mg, który wraz ze wzrostem stopnia metamorfozy przejawia tendencję do wzrostu w granacie i obniżania się w omfacycie (Coleman i in. 1965), oraz stosunek Fe/Mg, który wraz ze wzrostem stopnia metamorfozy wykazuje tendencję do obniżania się w granacie. Proporcje między Mg, Fe, Ca i Al w eklogicie i granulacie eklogitowym oraz w omfacycie i granacie z tych skał przedstawiono w tabeli 4 za pomocą parametrów, które otrzymano przeliczając na sumę 100 atomowe stosunki wymienionych pierwiastków. W tabeli tej podano też stosunek parametrów Ca/Mg i Fe/Mg w omawianych skałach i występujących w nich granatach i omfacytach.

Z tabeli 4 widzimy, że w granulacie eklogitowym stosunek parametrów Ca/Mg jest około 1,5 raza wyższy niż w eklogicie. Stosunek ten zarówno w granacie, jak i w omfacycie granulitu eklogitowego jest

około 1,3 raza wyższy niż w analogicznych minerałach eklogitu. Oznacza to, że stosunek Ca/Mg w asocjacji granat — omfacyt nie uległ względnemu zróżnicowaniu w skałach występujących w obu omawianych kompleksach skalnych, a więc nie ujawnia on zróżnicowania fizycznych warunków metamorfozy tych kompleksów.

Stosunek parametrów Fe/Mg w granulacie eklogitowym jest około dwukrotnie (1,9x) wyższy niż w eklogicie. Stosunek parametrów Fe/Mg w granacie granulitu eklogitowego jest również około dwukrotnie (1,9x) wyższy niż w granacie eklogitu, natomiast stosunek ten w omfacycie granulitu eklogitowego jest ponad dwukrotnie (2,4x) wyższy niż w omfacycie eklogitu. Oznacza to, że omfacyt w stosunku do granatu jest bardziej wzbogacony w żelazo w granulacie eklogitowym niż w eklogicie. Nasuwa się więc przypuszczenie, że zróżnicowanie fizycznych warunków metamorfozy kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych w okresie „eklogityzacji” było na tyle duże, aby wywołać pewne zróżnicowanie względnego składu asocjacji omfacyt — granat.

Charakterystyka ilościowego składu skał

Wiemy, że zróżnicowanie składu serii skalnej ulegającej metamorfozie i zmiany jej składu w trakcie metamorfozy pod wpływem wglębnych emanacji, mogą wywrzeć istotny wpływ na zróżnicowanie wykształcenia tej serii jak również minerałów w niej występujących. Badania petrograficzne kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych doprowadziły do wniosku, że oba te kompleksy rozwinęły się z analogicznego materiału wyjściowego. Nasuwa się natomiast pytanie jaka jest zmienność ilościowego składu tych kompleksów i jaką rolę mogła ona odegrać w zróżnicowaniu ich wykształcenia. Ponieważ skład mineralny kompleksu gnejsowego i granulitowego wykazuje dość istotne różnice, najbardziej celowe wydaje się porównanie ich składu chemicznego. Istnieje jednak tylko 16 analiz chemicznych skał z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i 10 analiz z kompleksu granulitowego Gór Złotych, wziętych z prac K. Smulikowskiego (1964a), J. Ansilewskiego (1966b) i K. Kozłowskiego (1965). Wykorzystanie tego dość szeregu materiału analitycznego do porównań wymaga uprzedniego stwierdzenia, jaki zakres zmienności skał omawianych kompleksów reprezentują skały zanalizowane chemicznie. W tym celu zostanie krótko omówiona zmienność ilościowego składu mineralnego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich (na podstawie 63 analiz planimetrycznych) i granulitowego Gór Złotych (na podstawie 44 analiz planimetrycznych) ze szczególnym uwzględnieniem pozycji skał zanalizowanych chemicznie. Analizy planimetryczne omawianych skał zaczerpnięto z prac uprzednio cytowanych. Zmienność tych skał zostanie zilustrowana na odpowiednich wykresach. Skały zanalizowane chemicznie na wykresach będą oznaczone większą sygnaturą i numera-

Tabela 3

Skład eklogitu i granulitu eklogitowego oraz wyseparowanych z nich omfacytów i granatów (wg K. Smulikowskiego i K. Kozłowskiego)
Composition of eclogite and eclogitic granulite and omphacites and garnets separated from them (according to K. Smulikowski and K. Kozłowski)

Minerały	Skład mineralny		Skład chemiczny skał i wyseparowanych z nich omfacytów i granatów						
	eklogit ¹ nr 4 z okolic Bielic	granulit ² eklogito- wy nr 39 z okolic Gierał- towa	składniki chemiczne	eklogit ¹ nr 4	granat z eklogi- tu ¹ nr 4	omfacyt z eklogi- tu ¹ nr 4	granulit eklogito- wy ² nr 39	granat z granu- litu eklogi- towego ² nr 39	omfacyt z granu- litu eklogi- towego ² nr 39
Kwarc	5,0	19,3	SiO ₂	48,60	38,82	55,73	56,10	38,29	52,76
Plagioklaz	—	16,8	Al ₂ O ₃	16,09	23,01	12,76	13,10	21,60	8,11
Skaleń potasowy	—	1,6	Fe ₂ O ₃	0,56	0,09	0,07	1,30	0,71	1,88
Biotyt	—	3,1	FeO	9,30	17,54	3,23	9,27	23,20	6,50
Granat	40,7	22,1	MnO	0,18	0,35	0,04	0,04	0,14	0,02
Omfacyt	34,0	25,6	MgO	8,80	8,40	9,07	4,92	5,91	8,81
Diablastyczne agregaty amfibolo- we po omfacycie	19,2	10,5	CaO	11,50	11,04	14,07	9,80	10,11	17,90
Rutyl	0,7	1,0	Na ₂ O	2,70	—	4,40	2,67	—	3,58
Zoizyt	0,3	—	K ₂ O	0,09	—	śl.	0,56	—	0,37
Tlenki żelaza	0,1	śl.	TiO ₂	1,20	0,40	0,27	1,78	0,21	0,23
			P ₂ O ₅	0,15	nie ozn.	0,12	—	—	—
			S	0,10	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			Cr ₂ O ₃	0,05	0,13	0,17	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			V ₂ O ₃	0,045	0,03	0,03	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			NiO	0,009	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			CuO	0,015	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			H ₂ O+	0,20	—	0,02	—	—	—
			H ₂ O—	0,08	0,04	śl.	0,30	—	—
			CO ₂	0,08	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.	nie ozn.
			Suma	99,749	99,85	99,98	99,84	100,17	100,16

¹K. Smulikowski (1964a).

²K. Kozłowski (1965).

mi, którymi również na figurze 1 oznaczono miejsca pobrania tych skał.

Skład mineralny skał

Zmienność ilościowego składu mineralnego skał omawianych kompleksów przedstawiono na dwóch wykresach, z których każdy składa się z dwóch trójkątów koncentracyjnych.

Na figurze 2 zilustrowano zmienność skał w trójkątach: plagioklaz (PL) — skaleń potasowy (K_f) — kwarc (Qu) i kwarc (Qu) — granat (Gr) — łyszczyk (Mi), przy czym wymienione trójkąty łączą się narożami kwarcowymi. Taki układ trójkątów ilustrujący stosunek ilościowy skaleni oraz łyszczyków i granatu do kwarcu unaocznia również ilościowy stosunek skaleni do sumy łyszczyków i granatu. W jasnych skałach omawianej serii skalnej parametr kwarcu w stosunku do skaleni zmienia się w granicach 25—65% (najczęściej wynosi on poniżej 50%), podczas gdy w stosunku do sumy łyszczyków i granatu wynosi on najczęściej 45—93% co świadczy, że parametr skaleni jest wyższy o ponad 20% od sumy parametrów łyszczyków i granatów.

Spśród skał ciemnych — naniesionych na omawiany wykres — na uwagę zasługują ciemne granulity oraz granulity eklogitowe. W skałach tych parametr kwarcu w stosunku do skaleni zmienia się w granicach 17—57%, w tym samym stosunku zmieniając się również do sumy parametrów granatów i łyszczyków. Powyższy fakt świadczy, że skalenie w ciemnych granulitach występują w ilości równorzędnej sumie granatów i łyszczyków. A oto dokładniejsza charakterystyka skał na podstawie omawianego wykresu (fig. 2):

Na trójkącie plagioklaz (PL) — skaleń potasowy (K_f) — kwarc (Qu) zaznaczono pola zmienności gnejsów Gór Białskich, a mianowicie pole gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich określone parametrami Pl = 16—60, K_f = 2—45, Qu = 26—65 oraz pole paragnejsów plagioklazowych o parametrach: Pl = 37—68, K_f = 0—1, Qu = 33—62. Dla kompleksu granulitowego Gór Złotych na omawianym wykresie wyodrębniono pole jasnych granulitów i gnejsów granatowych charakteryzujące się parametrami: Pl = 18—44, K_f = 21—43, Qu = 26—43 oraz ostro od niego odgraniczone pole ciemnych granulitów

Tabela 4

Proporcje atomowe (%) Fe, Mg, Ca i Al w eklogicie z okolic Bielic (kompleks Gór Bialskich) i w granulicie eklogitowym z okolic Gierałtowa (kompleks Gór Złotych) oraz w omfacytach i granatach z tych skał

Atomic proportions of Fe, Mg, Ca and Al in eclogite from Bielice environs (the Góry Bialskie complex) and in eclogitic granulite from Gierałtów environs (the Góry Złote complex) and in omphacites and garnets separated from these rocks

Minerały i skały		Eklogit nr 4 z okolic Bielic			Granulit eklogitowy nr 39 z okolic Gierałtowa		
		granat	omfacyt	eklogit	granat	omfacyt	granulit eklogitowy
Parametry chemiczne	Fe	22,3	6,1	15,6	30,5	14,1	20,8
	Mg	18,8	29,2	24,9	13,5	26,9	17,4
	Ca	17,9	32,4	23,4	16,7	39,5	25,1
	Al	41,0	32,3	36,1	39,3	19,5	36,7
Ca/Mg w minerałach i skałach		0,95	1,11	0,94	1,24	1,47	1,45
Fe/Mg w minerałach i skałach		1,19	0,21	0,63	2,26	0,52	1,20

o następującej zmienności parametrów: $Pl = 44-84$, $K_f = 0-12$, $Qu = 16-58$.

Omawiany wykres jest szczególnie ważny dla skał, których głównymi składnikami są minerały jasne, a więc dla gnejsów i jasnych granulitów. Z wykresu tego widzimy, że pod względem składu mineralnego jasnym granulitom i pertytowym gnejsom granatowym kompleksu granulitowego odpowiadają gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie kompleksu gnejsowego Gór Bialskich, gdyż pole jasnych granulitów

i gnejsów granatowych mieści się w polu gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich. Główny zakres zmienności jasnych granulitów i pertytowych gnejsów jest jednak bardziej ograniczony niż zakres zmienności gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich. Punkty odpowiadające skałom stosunkowo bogatym w kwarc obu kompleksów są na omawianym trójkącie przemieszane, natomiast punkty reprezentujące skały stosunkowo bogate w skalenie wykazują pewne różnice w swoim rozmieszczeniu. Różnice te polegają na tym, że bogate w skalenie granulity i gnejsy kompleksu granulitowego zawierają równorzędne ilości plagioklastu i skalenia potasowego, układając się na trójkącie w przybliżeniu symetrycznie względem naroży $Pl - K_f$. Bogate w skalenie gnejsy kompleksu Gór Bialskich cechuje natomiast przewaga plagioklastu nad mikroklinem i na omawianym trójkącie układają się one w pobliżu naroża Pl . Z faktu tego nie można jednak wyciągnąć wniosku, że wspomniane gnejsy są uboższe w potas od granulitów, gdyż w gnejsach tych znaczne ilości potasu związane są w łyszczkach.

Skały zanalizowane chemicznie oznaczono na omawianym trójkącie grubszą sygnaturą. Widzimy, że zanalizowane chemicznie jasne granulity i pertytowe gnejsy granatowe kompleksu granulitowego oraz gnejsy gierałtowskie, śnieżnickie i paragnejsy plagioklastowe kompleksu gnejsowego na wykresie obejmują niemal cały zakres zmienności wymienionych skał. Natomiast zanalizowane chemicznie ciemne granulity reprezentują odmiany tych skał ubogie w mikroklin, a stosunkowo bogate w kwarc.

W trójkącie kwarc — granat — łyszczek główne wyróżnione typy skał grupują się na ogół w odrębne pola, przy czym skały kompleksu granulitowego układają się wzdłuż boku kwarc — granat, a gnejsowego wzdłuż boku kwarc — łyszczek. W gnejsach Gór Bialskich parametr granatu nie przekracza wartości 10%, a w jasnych skałach kompleksu granulitowego Gór Złotych parametr łyszczku nie przekracza wartości 13%, przy czym w granulitach najczęściej wynosi on poniżej 5%, a w gnejsach granatowych 5—13%. W ciemnych granulitach natomiast parametr łyszczku osiąga niekiedy wartości większe, dochodzące do 22%.

W omawianym trójkącie gnejsy kompleksu Gór

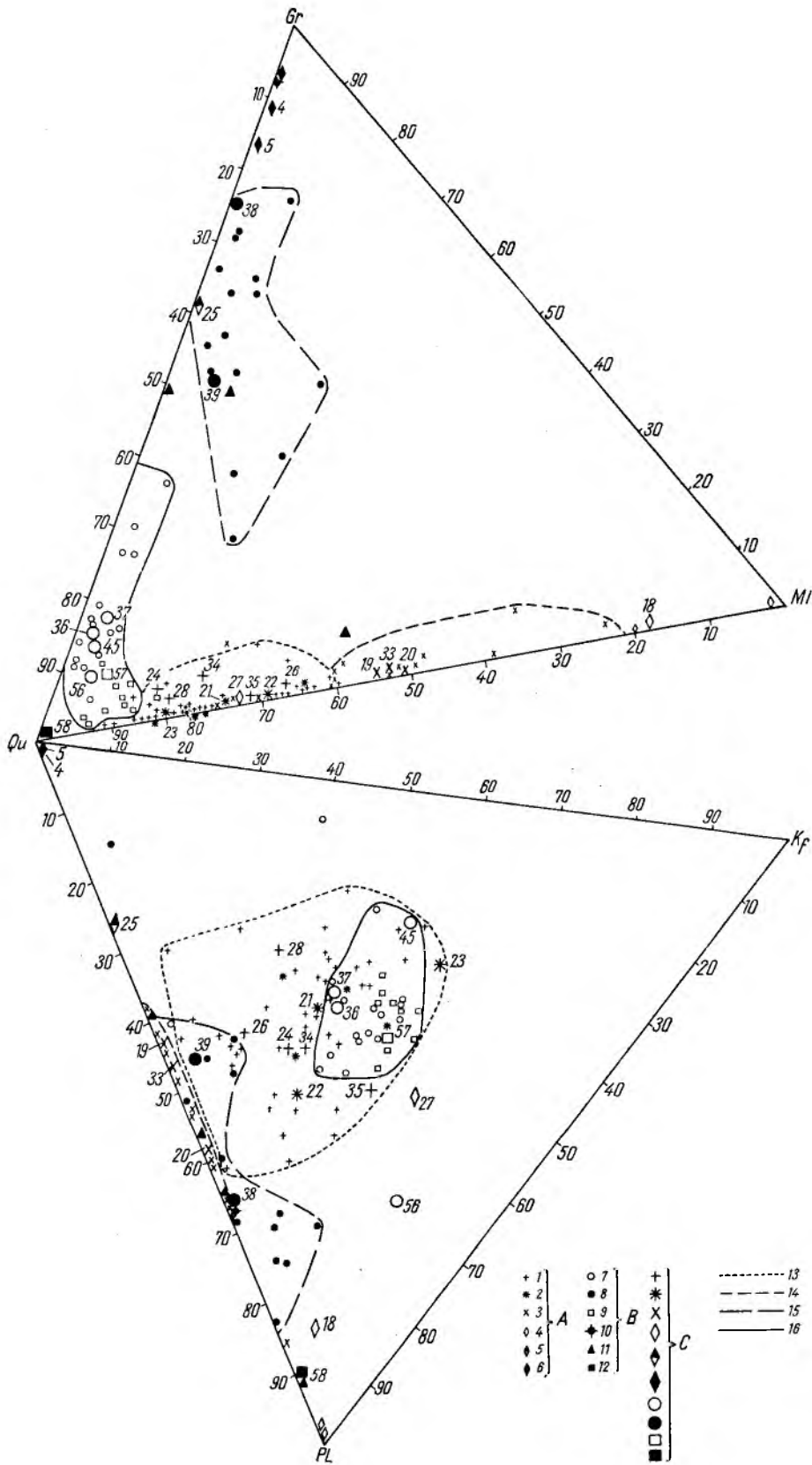
Fig. 2

Charakterystyka składu mineralnego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych w trójkątach: plagioklast (Pl) — skalenie potasowy (K_f) — kwarc (Qu) i kwarc (Qu) — granat (Gr) — łyszczki (Mi)

A — skały kompleksu gnejsowego Gór Bialskich: 1 — gnejsy gierałtowskie, 2 — gnejsy śnieżnickie, 3 — paragnejsy plagioklastowe, 4 — amfibolity, 5 — amfibolity pochodzenia eklogitowego, 6 — eklogity. B — skały kompleksu granulitowego Gór Złotych: 7 — jasne granulity, 8 — ciemne granulity i granulity eklogitowe, 9 — gnejsy pertytowe, 10 — eklogit, 11 — amfibolity, 12 — gnejs amfibolowy. C — skały zanalizowane chemicznie (oznaczone większą sygnaturą): 13 — pole zmienności gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich z kompleksu Gór Bialskich, 14 — pole zmienności paragnejsów plagioklastowych z kompleksu Gór Bialskich, 15 — pole zmienności ciemnych granulitów z kompleksu Gór Złotych, 16 — pole głównej zmienności jasnych granulitów i gnejsów pertytowych z kompleksu Gór Złotych

The mineral composition of the Góry Bialskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex in concentration triangles: plagioclase (Pl) — potassium feldspar (K_f) — quartz (Qu) and quartz (Qu) — garnet (Gr) — micas (Mi)

A — rocks of the Góry Bialskie gneiss complex: 1 — Gierałtów gneisses, 2 — Śnieżnik gneisses, 3 — plagioclase paragneisses, 4 — amphibolites, 5 — amphibolites of eclogite origin, 6 — eclogites. B — rocks of the Góry Złote granulite complex: 7 — light granulites, 8 — dark granulites and eclogite granulites, 9 — perthitic gneisses, 10 — eclogite, 11 — amphibolites, 12 — amphibole gneiss. C — chemically analysed rocks (in bolder types): 13 — variability area of the Gierałtów and Śnieżnik gneisses from the Góry Bialskie complex, 14 — variability area of the plagioclase paragneisses from the Góry Bialskie complex, 15 — variability area of the dark granulites from the Góry Złote complex, 16 — high-variability area of light granulites and perthitic gneisses from the Góry Złote complex



Bialskich różnicują się głównie dzięki zmienności parametrów łuszczku i kwarcu. W gnejsach gierałtowskich i śnieżnickich parametr: $Qu = 59-81\%$ a $Mi = 8-41\%$, natomiast w paragnejsach plagioklazowych parametr: $Qu = 22-59\%$, a $Mi = 41-78\%$.

Skały kompleksu granulitowego różnicują się dzięki zmienności parametrów kwarcu i granatu. W pertytowych gnejsach granatowych wymienione parametry zmieniają się w granicach: $Qu = 83-93\%$, $Gr = 1-10\%$, w jasnych granulitach: $Qu = 60-90\%$, $Gr = 5-40\%$, w ciemnych granulitach $Qu = 13-58\%$, $Gr = 25-74\%$.

Skały zanalizowane chemicznie w omawianym trójkącie grupują się na ogół w strefach zagęszczenia odpowiednich typów skał, co świadczy, że reprezentują one najbardziej rozpowszechnione ich odmiany. Zbadane chemicznie gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie obejmują niemal cały zakres zmienności wymienionych skał, natomiast paragnejsy plagioklazowe reprezentują odmiany o wysokich parametrach kwarcu, a niskich łuszczku. Zanalizowany chemicznie pertytowy gnejs granatowy z kompleksu granulitowego należy do odmiany o niskim parametrze kwarcu, a wysokim granatu, jasne granulity zaś reprezentują najczęstsze odmiany o wysokich parametrach kwarcu, a niskich granatu. Ciemne granulity zbadane chemicznie odpowiadają również najczęstszym odmianom tych skał o wysokich parametrach granatu, a niskich parametrach kwarcu i łuszczku.

Na figurze 3 zilustrowano zmienność omawianych skał w trójkątach muskowit (Mu) — biotyt (Bi) — granat (Gr) i granat (Gr) — piroksen (Pi) — amfibol (Am), przy czym trójkąty te łączą się narożem granatu. Wykres ten ilustrujący stosunek łuszczków oraz piroksenów i amfiboli do granatu, pozwala też sądzić o ilościowym stosunku łuszczków do sumy piroksenów i amfiboli w skałach zawierających wszystkie wymienione minerały. Do skał tych należą głównie ciemne granulity. Parametr granatu w stosunku do łuszczków zmienia się w nich od 60 do 100%, a w stosunku do sumy piroksenów i amfiboli wynosi — 32—59%, co świadczy o dominującej roli piroksenów i amfiboli w stosunku do łuszczków. A oto dokładniejsza charakterystyka skał na omawianym wykresie:

W trójkącie muskowit — biotyt — granat skały kompleksu granulitowego grupują się wzdłuż boku granat — biotyt, przy czym parametr muskowitu nie przekracza w nich wartości 3%, a z reguły wynosi 0%. Granulity ciemne oraz jasne wykazują analogiczną zmienność parametru $Gr = 60-100\%$ i $Bi = 0-40\%$

i są ostro odgraniczone od pertytowych gnejsów granatowych, w których wymienione parametry zmieniają się w następującym zakresie: $Gr = 13-60\%$, $Bi = 40-87\%$. Wśród amfibolitów strefy granulitowej występują zarówno odmiany o wysokim parametrze granatu, jak i odmiany z wysokim parametrem biotyty. Na wykresie granulity zanalizowane chemicznie obejmują prawie cały zakres zmienności tych skał, natomiast zanalizowany chemicznie pertytowy gnejs granatowy reprezentuje odmianę o najwyższym parametrze granatu, a najniższym biotyty.

Skały kompleksu gnejsowego Gór Bialskich w omawianym trójkącie zajmują pole (ograniczone na wykresie linią przerywaną) przylegające do boku muskowit — biotyt. Większość omawianych skał cechuje niski parametr granatu, na ogół nie przekraczający 5%, który tylko wyjątkowo wzrasta do ponad 30%. Skały te skupiają się wzdłuż boku muskowit — biotyt, wykazując tendencję do zagęszczenia w kierunku naroża biotytyowego. Punkty odpowiadające paragnejsom plagioklazowym i gnejsom gierałtowskim są na omawianym trójkącie przemieszane, co świadczy o tym, że główny zakres zmienności parametrów muskowitu, biotyty i granatu w tych skałach jest identyczny. Parametr muskowitu najwyższą wartość (do 100%) osiąga w gnejsach gierałtowskich. Bardziej ograniczony zakres zmienności cechuje gnejsy śnieżnickie, w których parametr muskowitu nie przekracza wartości 32%.

Amfibolity kompleksu Gór Bialskich mieszczą się w narożu biotytyowym, a eklogity i amfibolity pochodzenia eklogitowego (nr 25) leżą poza polem zmienności gnejsów i amfibolitów, mieszcząc się w narożu granatu, a więc w polu zmienności skał kompleksu granulitowego.

Zanalizowane chemicznie paragnejsy plagioklazowe i gnejsy śnieżnickie na omawianym trójkącie obejmują prawie cały główny zakres zmienności wymienionych skał. Zanalizowane chemicznie gnejsy gierałtowskie reprezentują natomiast tylko środkowy interwał zmienności tych skał należąc do odmian o wysokich parametrach muskowitu, a częściowo również do rzadkich odmian o wysokich parametrach granatu.

Trójkąt granat — piroksen — amfibol jest szczególnie ważny dla ciemnych skał omawianej serii metamorficznej. Niemal wszystkie jasne granulity i pertytowe gnejsy granatowe kompleksu granulitowego oraz liczne gnejsy kompleksu Gór Bialskich zawierające granat w trójkącie mieszczą się w narożu granatu.

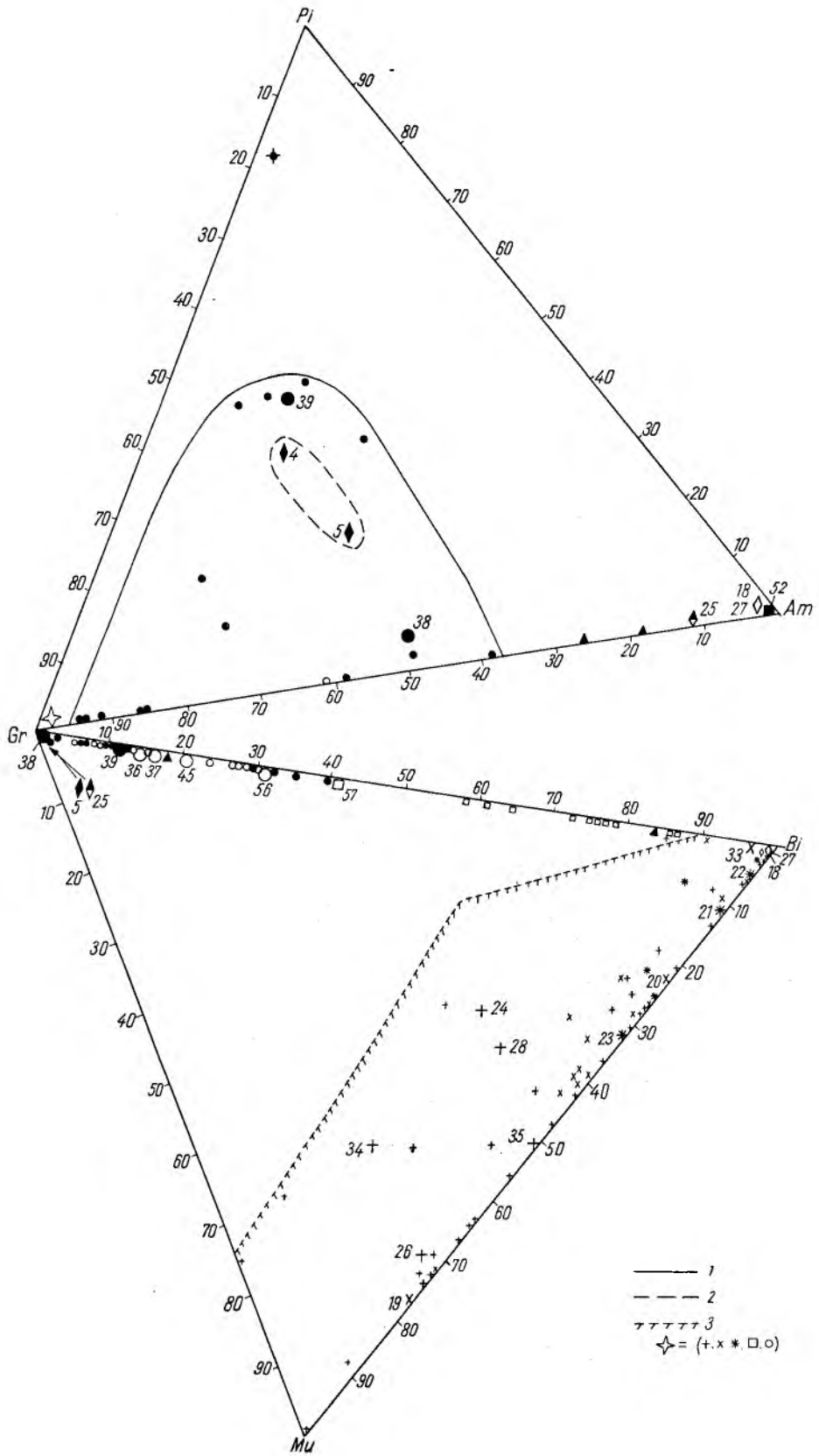
Fig. 3

Charakterystyka składu mineralnego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych w trójkątach: muskowit (Mu) — biotyt (Bi) — granat (Gr) i granat (Gr) — piroksen (Pi) — amfibol (Am)

1 — pole zmienności ciemnych granulitów i granulitów eklogitowych z kompleksu Gór Złotych, 2 — pole zmienności eklogitów z kompleksu Gór Bialskich
3 — pole zmienności gnejsów i amfibolitów z kompleksu Gór Bialskich. Objaśnienia jak na figurze 2

The mineral composition of rocks from the Góry Bialskie complex and from the Góry Złote granulite complex in concentration triangles: muscovite (Mu) — biotite (Bi) — garnet (Gr) and garnet (Gr) — pyroxene (Pi) — amphibole (Am)

1 — variability area of dark granulites and eclogite granulites from the Góry Złote complex, 2 — variability area of eclogites from the Góry Bialskie complex,
3 — variability area of gneisses and amphibolites from the Góry Bialskie complex. For legend of rocks see Fig. 2



Ciemne granulity na tym wykresie wykazują największe zróżnicowanie, zajmując pole przylegające do boku granat — amfibol o parametrach: Gr = 38—95%, Am = 5—62%, Pi = 0—48%. Amfibol w tych skałach przeważnie ma naturę wtórną i powstał kosztem piroksenu. Z wykresu tego widać, że zanalizowane chemicznie ciemne granulity należą do odmian o niskich parametrach granatu, natomiast obejmują one prawie cały interwał zmienności parametru amfibolu. Eklogit z kompleksu granulitowego leży poza polem zmienności ciemnych granulitów, w pobliżu boku granat — piroksen, blisko naroża piroksenowego. Eklogity z kompleksu Gór Bialskich, wykształconego w facji amfibolitej, mieszczą się zaś w polu zmienności ciemnych granulitów. Amfibolity i gnejsy amfibolowe mają wysokie parametry amfibolu, leżąc poza polem ciemnych granulitów wzdłuż boku amfibol — granat przy narożu amfibolowym. Parametr granatu jest wyższy w amfibolitach kompleksu granulitowego niż w amfibolitach z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich.

Spośród skał przedstawionych na wykresach (fig. 2 i 3) najważniejszą rolę ilościową w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich odgrywają gnejsy gierałtowski i paragnejsy plagioklazowe, a w kompleksie granulitowym Gór Żółtych — jasne granulity i perytowe gnejsy granatowe, którym znacznie ustępują

ciemne granulity. Od różnic lub podobieństwa w składzie chemicznym wymienionych wyżej głównych typów skalnych kompleksu gnejsowego i granulitowego zależy zróżnicowanie lub też podobieństwo składu chemicznego obu wymienionych kompleksów. Z przedstawionych wykresów (fig. 2 i 3) wynika, że skały zanalizowane chemicznie obejmują bądź to cały zakres zmienności, bądź też główny interwał zmienności składu mineralnego najważniejszych typów skalnych. Na podstawie analiz chemicznych tych skał można przeprowadzić porównanie zmienności składu chemicznego głównych typów skalnych obu zróżnicowanych pod względem facjalnym kompleksów i na tej podstawie sądzić o podobieństwie lub zróżnicowaniu głównych rysów składu chemicznego tych kompleksów.

Skład chemiczny skał i jego rola w zróżnicowaniu skaleni

Zmienność składu chemicznego skał omawianych kompleksów skalnych przedstawiono na szeregu wykresach w formie trójkątów koncentracyjnych, na które naniesiono parametry dla poszczególnych tlenków obliczone z ich procentów wagowych. Na wykresach tych zilustrowano stosunki między nas-

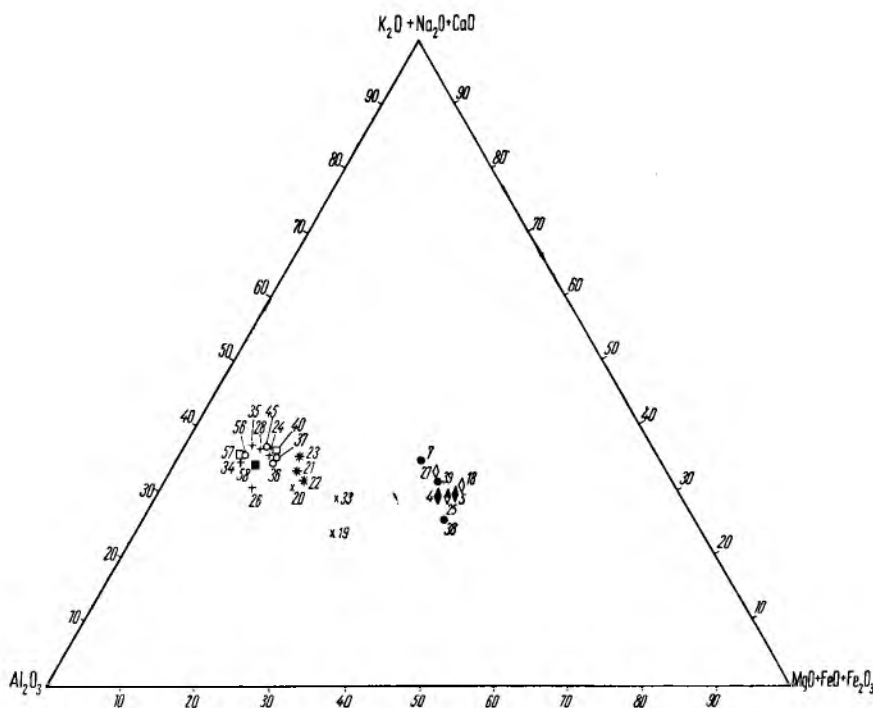


Fig. 4

Charakterystyka składu chemicznego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Żółtych w trójkącie $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) - (MgO + FeO + Fe_2O_3)$

Objaśnienia jak na figurze 2

The chemical composition of rocks from the Góry Bialskie gneiss complex and from the Góry Żółte granulite complex in the concentration triangle $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) - (MgO + FeO + Fe_2O_3)$

For legend of rocks see Fig. 2

tępującymi głównymi składnikami chemicznymi: Al_2O_3 , $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, $(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ oraz Na_2O , CaO , K_2O i MgO , CaO , $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. A oto jak się przedstawia porównanie składu chemicznego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i kompleksu granulitowego Gór Żółtych.

Na trójkącie: $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, przedstawionym na figurze 4, widzimy, że zakres zmienności stosunków między gliną a sumą alkaliów i wapnia oraz magnezu i żelaza jest identyczny w gnejsach gieraltowskich kompleksu Gór Bialskich jak w granulitach, pertytowym gnejsie granatowym i gnejsie amfibolowym kompleksu granulitowego Gór Żółtych. Natomiast nieco odmienną pozycję na omawianym trójkącie zajmują gnejsy śnieżnickie i paragnejsy plagioklazowe Gór Bialskich, które w porównaniu z poprzednio wymienionymi skałami mają wyższe parametry magnezu i żelaza, a niższe glinu. Zakres zmienności omawianych składników chemicznych w amfibolitach i eklogitach Gór Bialskich jest identyczny jak w ciemnych granulitach Gór Żółtych.

Na trójkącie: $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$ (fig. 5) widzimy, że w kompleksie granulitowym istnieją takie granulity i pertytowe gnejsy granatowe, w których proporcje między trzema wymienionymi składnikami kształtują się niemal identycznie jak w gnejsach

gieraltowskich Gór Bialskich, przy czym zakres omawianej zmienności mieści się również w zakresie zmienności paragnejsów plagioklazowych, a częściowo także gnejsów śnieżnickich. Z omawianego trójkąta wynika również, że pod względem proporcji trzech wspomnianych składników chemicznych ciemne granulity Gór Żółtych zbliżają się bądź do amfibolitów, bądź też do eklogitów Gór Bialskich.

Na trójkącie: $\text{MgO} - \text{CaO} - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ (fig. 6) widzimy, że proporcje wymienionych składników chemicznych granulitów i pertytowych gnejsów granatowych kompleksu Gór Żółtych mieszczą się w zakresie zmienności gnejsów gieraltowskich, a częściowo również gnejsów śnieżnickich kompleksu Gór Bialskich.

Z powyższego wykresu widać również, że w kompleksie Gór Bialskich istnieją eklogity i amfibolity o bardzo zbliżonych proporcjach omawianych składników chemicznych (eklogit nr 5, amfibolit nr 27). Na ogół jednak wśród skał bogatych w ciemne minerały zaznacza się na trójkącie wyraźne zróżnicowanie, a mianowicie stosunek magnezu do dwóch pozostałych składników chemicznych jest najniższy w ciemnych granulitach i gnejsie amfibolowym, a stosunek wapnia jest najniższy w amfibolitach.

Wiemy, że woda może odgrywać olbrzymią rolę w metamorficznym rozwoju serii skalnej. Zawartość wody krystalizacyjnej i jej stosunek do K_2O w skałach

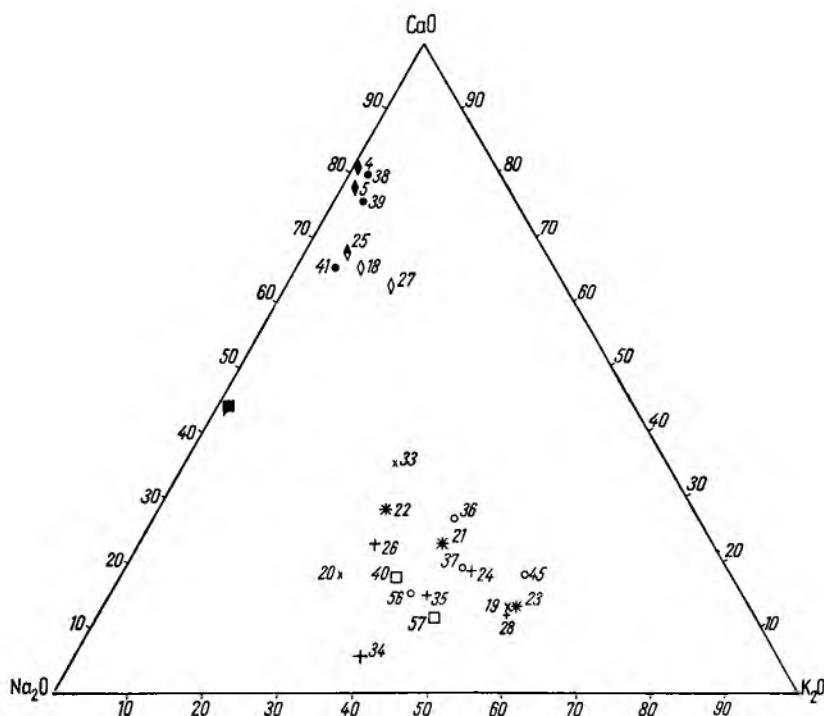


Fig. 5

Charakterystyka składu chemicznego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Żółtych w trójkącie $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$

Objaśnienia jak na figurze 2

Chemical composition of rocks from the Góry Bialskie gneiss complex and the Góry Żółte granulite complex in concentration triangle $\text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$

For legend of rocks see Fig. 2

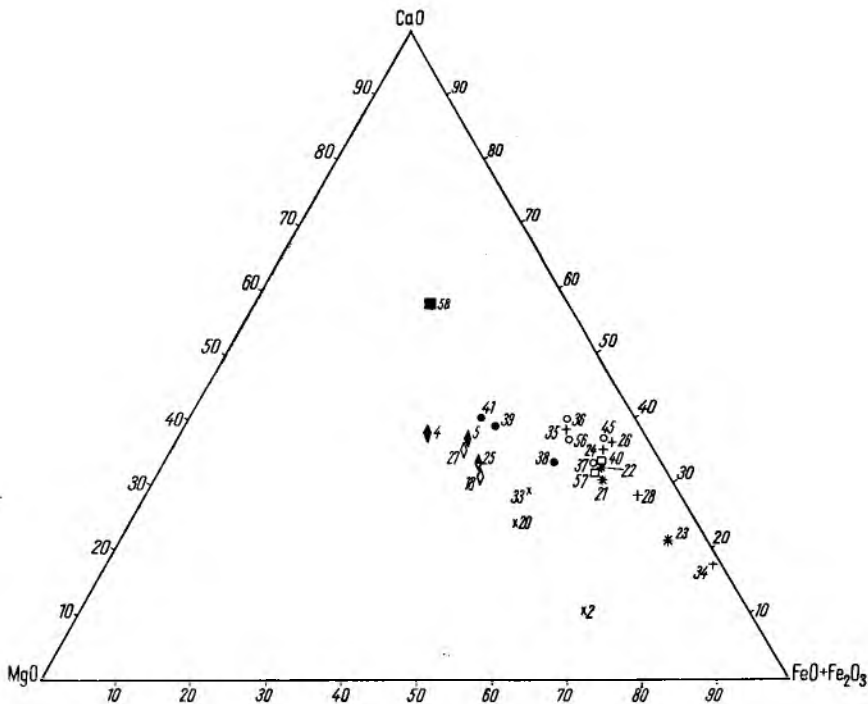


Fig. 6

Charakterystyka składu chemicznego skał kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych w trójkącie MgO — (FeO + Fe₂O₃) — CaO

Objaśnienia jak na figurze 2

Chemical composition of rocks from the Góry Bialskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex in concentration triangle MgO — (FeO + Fe₂O₃) — CaO

For legend of rocks see Fig. 2

kompleksu Gór Bialskich i Gór Złotych zilustrowano w prostokątnym układzie współrzędnych na figurze 7. Na współrzędnej pionowej odłożono procentową (% wag.) zawartość wody krystalizacyjnej (H₂O +), a na współrzędnej poziomej stosunek K₂O/H₂O(+). Jest rzeczą oczywistą, że eklogity i granulity są uboższe w wodę niż amfibolity i gnejsy zawierające łyszczki, toteż jak widać z wykresu stosunek K₂O/H₂O (+) jest znacznie wyższy w jasnych granulitach niż w gnejsach. Na uwagę zasługuje jednak fakt, że w pertytowym gnejsie granatowym nr 40 z kompleksu granulitowego Gór Złotych zawartość wody jest wyższa niż w większości gnejsów z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich, przy podobnym stosunku K₂O/H₂O (+), a jak wynika z wykresów poprzednio omówionych — również przy podobnych proporcjach pozostałych składników chemicznych. Natomiast w gnejsie śnieżnickim nr 21 z kompleksu Gór Bialskich zawartość wody jest zbliżona do zawartości wody w jasnych granulitach kompleksu Gór Złotych (przy znacznie różniącym się stosunku K₂O/H₂O).

Amfibolity i eklogity występujące w kompleksie Gór Bialskich oraz ciemne granulity z kompleksu Gór Złotych mają podobny stosunek K₂O/H₂O (+), przy czym zawartość wody w eklogitach i ciemnych granulitach jest zbliżona.

Z omówionych wykresów wynika, że obserwowana obecnie zmienność składu chemicznego analo-

gicznych skał kompleksu Gór Bialskich, wykształconego w facji amfibolitowej, i kompleksu Gór Złotych, wykształconego w facji granulitowej, jest bardzo zbliżona. Ponieważ oba te kompleksy rozwinęły się z analogicznego materiału wyjściowego, uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że metasomatoza związana z emanacjami węglowymi, niezależnie od tego jaki był jej udział w metamorfozie, nie przyczyniła się do zróżnicowania tych kompleksów.

Wiemy, że w rozwoju skaleni szczególnie dużą rolę może odegrać stopień uwodnienia środowiska ich krystalizacji. W omawianej serii skalnej nie ma jednak istotnego związku między wykształceniem skaleni a zawartością w skale wody krystalizacyjnej. Skały o zbliżonej zawartości wody krystalizacyjnej wykazują natomiast duże zróżnicowanie wykształcenia skaleni w zależności od tego, czy występują one w kompleksie wykształconym w facji amfibolitowej czy też granulitowej. Powyższe obserwacje nasuwają przypuszczenie, że w omawianej serii skalnej stopień uwodnienia skał prawdopodobnie nie miał istotnego wpływu na zróżnicowanie skaleni występujących w obu kompleksach różniących się pod względem facjalnym.

Sumując powyższe wywody można stwierdzić, że zmienność ogólnego składu omawianych kompleksów skalnych można prawdopodobnie wyeliminować spośród czynników, które mogły w sposób istotny wpłynąć na zróżnicowanie skaleni tych kompleksów.

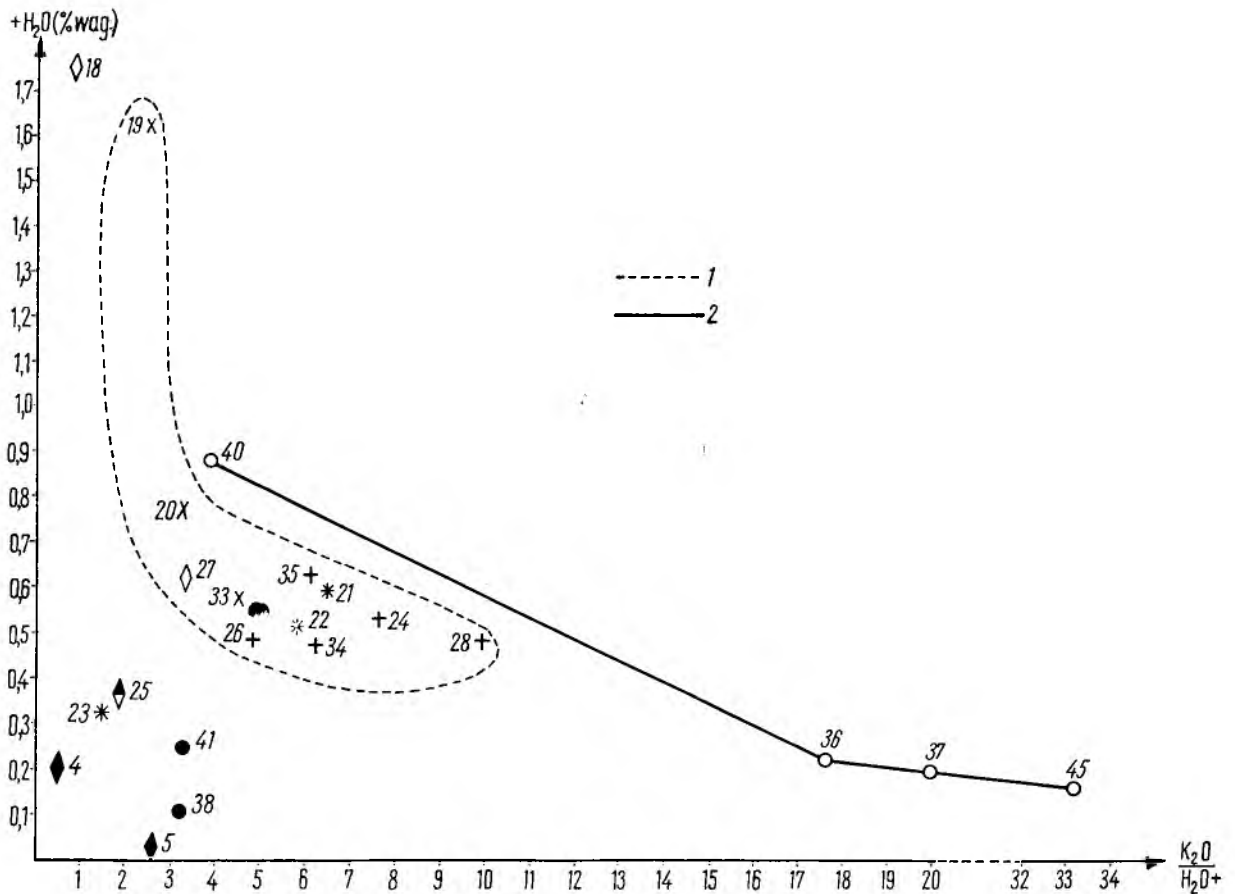


Fig. 7

Zawartość wody krystalizacyjnej (H_2O+) i jej stosunek do K_2O w skałach kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Żółtych

1 – linia ograniczająca pole głównej zmienności gnejsów Gór Białskich, 2 – linia zmienności jasnych skał kompleksu granulitowego. Objasnienia jak na figurze 2

Content of crystallization water (H_2O+) and relation K_2O to H_2O+ in rocks from the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Żółte granulite complex

1 – line showing the limits of the main variability area of the Góry Białskie gneisses, 2 – variability line of light rocks from the granulite complex. For legend of rocks see Fig. 2

Przypuszczalna rola różnych czynników w zróżnicowaniu kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Żółtych

Na podstawie wszystkich dotychczasowych rozważań wydaje się, że spośród czynników, które mogły mieć istotny wpływ na zróżnicowanie skałeni omawianej serii skalnej, można prawdopodobnie wyeliminować następujące: typ i skład serii wyjściowej, a więc przypuszczalnie i zróżnicowanie starszych skałeni, które uległy metamorfozie, rolę wglębnych emanacji, stopień uwodnienia środowiska krystalizacji skałeni oraz wiek geologiczny. Zróżnicowanie skałeni kompleksu Gór Białskich wykształconego w facji amfibolitowej i kompleksu Gór Żółtych

wykształconego w facji granulitowej, można więc prawdopodobnie uznać za wynik zróżnicowania głównie temperatury i ciśnienia, które powstało prawdopodobnie w trakcie progresywnych przemian metamorficznych. Obecność syllimanitu w kompleksie gnejsowym i duży zakres zmienności składu plagioklazów nasuwa przypuszczenie, że w metamorficznym rozwoju tego kompleksu podczas blastezy syllimanitu i zasadowych plagioklazów ciśnienie na ogół nie było czynnikiem dominującym w stosunku do temperatury. Natomiast występowanie dystenu w kompleksie granulitowym i ograniczona zawartość anortytu w plagioklazie mogłyby świadczyć o bardziej istotnej roli ciśnienia w metamorficznej ewolucji wymienionego kompleksu.

BADANIA SKALENI

Zmienność składu i wykształcenia skaleni oraz charakterystyka stosunków panujących między skaleniami o różnym składzie zostanie przedstawiona na podstawie badań mikroskopowych przeprowadzonych na 315 próbkach gnejsów i granulitów, reprezentujących wszystkie odmiany tych skał w kompleksie gnejsowym i granulitowym. Lokalizację zbadanych próbek podaje figura 1. W oparciu o te badania wyciągnięto pewne wnioski o rozwoju skaleni w obu kompleksach skalnych.

Znajomość zakresu zmienności skaleni w kompleksie gnejsowym i granulitowym pozwoliła ograniczyć dokładniejsze ich badania do stosunkowo niewielkiego materiału dobraneo w taki sposób, że obejmuje on główny zakres zmienności tych minerałów. Do badań tych wybrano 10 próbek gnejsów z Gór Bialskich i 9 próbek skał kompleksu granulitowego Gór Żółtych, charakteryzując wykształcenie skaleni na tle krótkiej charakterystyki petrograficznej tych skał. Wyseparowano z nich skalenie, poddając badaniom optycznym, chemicznym i rentgenograficznym. Przeprowadzone badania pozwoliły scharakteryzować dokładniej skład skaleni oraz ich cechy strukturalne.

Na podstawie przeprowadzonych badań i danych zaczerpniętych z literatury wyciągnięto wnioski o fizycznych warunkach (temperatura, ciśnienie) rozwoju skaleni i wpływie ciśnienia na skład plagioklazów i tworzenie się perytów oraz o warunkach metamorfozy omawianych kompleksów skalnych i przypuszczalnej granicy między facją amfibolitową i granulitową w polu ciśnienie — temperatura.

BADANIA MIKROSKOPOWE SKALENI W GNEJSACH I GRANULITACH

Wykształcenie i rozwój plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

Plagioklasy wymienionego kompleksu najczęściej mają pokrój krótkich hipautomorficznych tabliczek. Większość z nich jest zbliżona albitowo, rzadziej peryklinowo, a czasem również karlsbadzko. Albitowe prążki bliźniacze przeważnie są regularne, długie, przechodzące przez całe ziarno (pl. I, 1), rzadziej spotyka się prążki krótkie, urywające się, obejmujące tylko pewne partie ziarna (pl. I, 2), sprawiające wrażenie wtórnych zbliżniaczeń deformacyjnych. Prążki peryklinowe z reguły wykazują mniejszą regularność niż prążki albitowe. Obok ziarn zbliżniaczonych często spotyka się też plagioklasy w ogóle niezblizniaczone.

Omawiane plagioklasy wykazują dużą różnorodność budowy ziarn związaną ze zmiennością składu, co prowadzi do ich podziału na trzy następujące typy:

1. Plagioklasy jednorodne pod względem składu (pl. I, 1, 2).

2. Plagioklasy o budowie pasowej. Regułą jest tu odwrócona budowa pasowa, którą cechuje nieregularne kwaśniejsze jądro stopniowo przechodzące w bardziej zasadową obwódkę (pl. I, 3, 4). Zewnętrzna partia tej obwódki przeważnie uzyskuje wyższy stopień automorfizmu od jądra, a w gnejsach śnieżnickich niekiedy osiąga nawet kształty prawie automorficzne. Do bardzo rzadkich wyjątków należy natomiast rekurencyjnie zmienna budowa pasowa (pl. II, 1) oraz normalna budowa pasowa. W tym ostatnim przypadku kwaśniejsza obwódka zewnętrzna jest bardzo cienka, nieregularna, często poprzerrywana.

3. Plagioklasy o budowie nieregularnie plamistej składają się z nieregularnych partii o różnym składzie (pl. II, 2, 3).

Przedstawione wyżej zróżnicowanie budowy ziarn plagioklazów, związane ze zmiennością ich składu, najprawdopodobniej nie zostało spowodowane wtórnymi procesami albityzacji. W całym omawianym kompleksie skalnym nie zaobserwowano bowiem przejawów rozwoju późniejszego albitu, który by atakował ziarna starszych skaleni lub wypełniał żyłki. Odwrócona budowa ziarn pasowych ma więc najprawdopodobniej naturę pierwotną, tzn. powstała ona w trakcie blastozy tych plagioklazów i świadczy o ich krystalizacji w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych. W niektórych gnejsach wyróżnione trzy typy plagioklazów występują razem i jak można sądzić na podstawie ich wzajemnych stosunków oraz identycznego zakresu zmienności składu, powstały one jednocześnie. Jednak interpretacja nieregularnie plamistej budowy ziarn plagioklazów napotyka trudności. Wygląd tych ziarn może nasuwać podejrzenie, że mamy tu do czynienia z perysterytowymi odmieszaniami. Dokładniejsze jednak badania optyczne wykazały, że istnieje ciągła zmienność składu partii kwaśniejszych i bardziej zasadowych, a więc partie te nie są od siebie odgraniczone w sposób ostry, lecz związane stopniowymi przejściami. Fakt ten wydaje się wskazywać, że nie ma tu luki mieszalności, a wobec tego plamista budowa omawianych plagioklazów nie powstała w wyniku odmieszania. Prawdopodobnie należy więc szukać jakiegoś innego wytłumaczenia ich plamistości. Mogłaby ona powstać na przykład w wyniku jednoczesnej krystalizacji plagioklazów o różnym składzie. Wydaje się, że krystalizacja taka jest możliwa w skale niejednorodnej pod względem składu, ulegającej szybkiej progresji metamorficznej. Do wniosku takiego prowadzą następujące rozważania.

W miarę rozwoju progresywnego metamorfizmu regionalnego mogą rozpoczynać krystalizację plagioklasy coraz to bardziej zasadowe. Progresja metamorficzna może odbywać się w sposób powolny lub szybki. Powolna progresja metamorficzna przy niezmiennym ogólnym składzie skały powinna wywołać ściśle określoną kolejność blastozy plagioklazów, a mianowicie im bardziej zasadowy jest plagioklaz, tym później powinien krystalizować. Odpowiednio szybka progresja metamorficzna, wywołująca dość

raptowną zmianę warunków, może umożliwić jednoczesną szybką blastezę plagioklazom o różnym składzie, zmiennym w pewnym określonym interwale. W skale o niejednorodnym składzie rekrytalizującej w powyższych warunkach mogą jednocześnie obok siebie rozwijać się plagioklasy o różnym składzie, zależnym od zmienności składu w danym punkcie skały. Plagioklasy te będąc równouprawnione, mogą miejscami wykrytalizować w odrębnych ziarnach, a miejscami mogą utworzyć różne partie tego samego ziarna, o składzie zmiennym w sposób przypadkowy, nadając mu budowę nieregularnie plamistą.

Obecność plagioklazów o niejednorodnym składzie (pasowych i plamistych) sugeruje, że w warunkach rozwoju omawianego kompleksu plagioklasy na ogół nie ulegały poważniejszej wtórnej rekrytalizacji. Późniejsza rekrytalizacja powinna bowiem prowadzić do zaniku ziarn pasowych i plamistych. Bardzo rzadko objawy wtórnej rekrytalizacji zdradza jedynie albit. Początkowo krystalizował on w warunkach ciśnienia kierunkowego, o czym można sądzić na podstawie kierunkowego ułożenia ziarn. Niekiedy spotyka się jednak albit ułożony bezładnie, co prawdopodobnie świadczy o wtórnej jego rekrytalizacji w warunkach ciśnienia typu hydrostatycznego. Na uwagę zasługuje również fakt, że w tych utworach pegmatytowo-aplitowych, które mają charakter lokalny, występuje jedynie kwaśny plagioklaz, zawierający z reguły poniżej 15% an. Fakt ten nasuwa podejrzenie, że w warunkach rozwoju omawianego kompleksu skalnego znacznie większemu uruchomieniu uległ plagioklaz tylko o wyżej wymienionym składzie.

W plagioklazach kompleksu Gór Białskich często pojawiają się wrostki kwarcu, łyszczyków, granatu, syllimanitu, rutylu, tytanitu i tlenków żelaza. Niekiedy wrostki te gromadzą się w tak dużej ilości, że plagioklaz przybiera wygląd sitowego poikiloblastu (pl. II, 4). Nie ulega wątpliwości, że plagioklaz ukończył blastezę później niż tkwiące w nim wrostki, lecz początek jego blastezy może być późniejszy lub jednoczesny z blastezą wrostków. Wrostki te mogą więc być starsze lub jednoczesne plagioklazowi. Plagioklaz tworzy tu niekiedy przerosty z granatem, staurolitem i hornblendą, świadczące najprawdopodobniej o jednoczesnej ich krystalizacji. Wrostki i przerosty niektórych minerałów związane są wyłącznie z plagioklazem o określonym składzie, co ilustruje figura 8. Zakładając, że w omawianym kompleksie skalnym plagioklasy rozwijały się głównie do kwaśnych do bardziej zasadowych, możemy z wykresu tego sądzić o kolejności rozwoju minerałów tworzących wrostki lub przerosty w plagioklazach. Kolejność blastezy tych minerałów może również w pewnym stopniu ilustrować warunki rozwoju plagioklazów o określonym składzie. Z powyższego wykresu wynika, że początkowym etapom blastezy plagioklazowi towarzyszył staurolit, granat, rutyl, później pojawił się syllimanit, a następnie tytanit, diopsyd i hornblenda. Granat w gnejsach na ogół ukończył swoją blastezę pod rozwojem plagioklazowi o zawartości 16% an, wyjątek stanowi tylko zespół skalny Suszycy, w którym granat krystalizował jeszcze razem z plagioklazem o zawartości 24–26% an. W erlanach natomiast granat rozwijał się razem

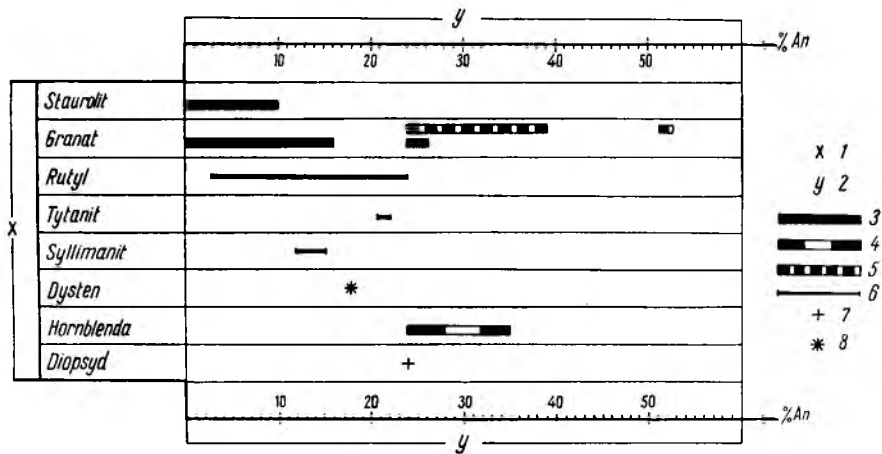


Fig. 8

Zestawienie minerałów tworzących wrostki lub przerosty w plagioklazie o określonym składzie

1 — minerały tworzące wrostki lub przerosty w plagioklazie, 2 — zawartość anortytu w plagioklazie stowarzyszonym z wymienionymi minerałami, 3 — skład plagioklazowi przerastającego się z danym minerałem w gnejsach, 4 — skład plagioklazowi przerastającego się z danym minerałem w amfibolitach, 5 — skład plagioklazowi przerastającego się z danym minerałem w erlanach, 6 — skład plagioklazowi, w którym dany minerał tworzy wrostki w gnejsach, 7 — skład plagioklazowi, w którym dany minerał tworzy wrostki w erlanach, 8 — skład plagioklazowi, z którym w gnejsie współwystępuje dysten (nie tworząc wrostków ani przerostów)

Specification of minerals forming ingrowths or intergrowths in plagioclase whose composition has been determined

1 — minerals forming ingrowths or intergrowths in plagioclase, 2 — anorthite content in plagioclase associated with the minerals here mentioned, 3 — composition of plagioclase forming intergrowths with a given mineral in the gneisses, 4 — composition of plagioclase forming intergrowths with a given mineral in the amphibolites, 5 — composition of plagioclase forming intergrowths with a given mineral in the erlanes, 6 — composition of plagioclase in which a given mineral forms ingrowths in the gneisses, 7 — composition of plagioclase in which a given mineral forms ingrowths in erlanes, 8 — composition of plagioclase with which kyanite occurs together in the gneiss (without forming ingrowths or intergrowths)

z bardziej zasadowym plagioklazem o zawartości 24–39% an. W dwóch przypadkach w gnejsach masywu Suszycy natrafiono na sporadyczny dysten. W jednym z gnejsów występuje on razem z plagioklazem o składzie An_{18} , lecz nie tworzy w nim wrostków i nie wiadomo w jakim pozostaje do niego stosunku. W innym gnejsie, stowarzyszonym z eklogitem, K. Smulikowski (1967) stwierdził, że dysten korodowany jest przez plagioklaz o składzie An_{10-13} .

Wrostki innych minerałów, głównie łyszczyków, kwarcu i tlenków żelaza, nie są związane z plagioklazami o określonym składzie. Zwłaszcza łyszczyki krystalizowały lub rekrystalizowały prawdopodobnie podczas całego okresu rozwoju plagioklazów.

Wykształcenie mikroklinu w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

Mikrokliny występują z reguły w ziarnach ksenomorficznych, tylko w gnejsach śnieżnickich niekiedy uzyskują kształty hipautomorficzne. Na ogół są one niezblźniane, lecz niespokojnie wygaszają światło wskutek zmiennej orientacji różnych partii tego samego ziarna (pl. III, 1, 2). Często pojawia się w nich niewyraźna „rozmazana” siateczka mikroklinowych zblźniaczeń, obejmująca tylko fragmenty ziarna (pl. III, 3), rzadko zblźniaczenia rozprzestrzeniają się na całe ziarno mikroklinu (pl. III, 4). Omawiane mikrokliny z reguły nie zawierają przerostów pertytowych i tylko bardzo rzadko pojawiają się w nich drobne wrostki pertytowe (pl. IV, 1) o kształtach tabliczkowych, powstałe najprawdopodobniej w wyniku odmieszania.

Stosunek mikroklinu do plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

W kompleksie gnejsowym Gór Bialskich w gnejsach gierałtowskich stosunek mikroklinu do plagioklazów zmienia się wraz ze zmianą składu plagioklazów. Kwaśne plagioklazы zawierające 0–19% an z reguły pozostają w stanie reakcji z mikroklinem. Mikroklin otacza je i wypiera od brzegów ziarn (pl. IV, 2, 3, 4), nie tworzy natomiast z nimi przerostów. Odstępstwo od tej reguły spotyka się niekiedy tylko w gnejsach pertytowych zespołu skalnego Suszycy. Pojawia się tu bowiem antypertytowy kwaśny oligoklaz, w którym rozwój wrostków mikroklinu nie postępuje od brzegów ziarn plagioklazów (pl. V, 1), co nasuwa przypuszczenie, że nie mają one natury metasomatycznej. Wypieraniu od zewnątrz kwaśnego plagioklazów przez mikroklin często towarzyszy rozwój myrmekitu. Podobnego stanu reakcyjnego mikroklinu nie wykazuje natomiast w stosunku do bardziej zasadowych plagioklazów. Zasadowy oligoklaz (21–25% an) lub andezyn i mikroklin niekiedy splatają się w pertytowych przerostach, tworząc wspólne ziarna, w których udział obu skaleni jest równorzędny, przy czym nie widać, aby rozwój

mikroklinu postępował od brzegów ziarn plagioklazów (pl. V, 2, 3, 4). Skalenie te swoim wyglądem przypominają mezopertyty albo antypertyty granulitów, a w omawianym kompleksie występują one głównie w pertytowych gnejsach zespołu skalnego Suszycy. Skaleniom tym nie towarzyszą utwory myrmekitowe. Podobne przerosty skaleni na omawianym terenie nigdy nie pojawiają się w kwaśniejszych plagioklazach wypieranych od brzegów ziarn przez mikroklin. Powyższe fakty wydają się wskazywać, że „mezopertytowe” skalenie omawianego kompleksu nie powstało w wyniku wypierania plagioklazów przez mikroklin. Tym metamorficznym przerostom skaleniowym zawierającym różne, często równorzędne ilości plagioklazów i skaleni potasowego, a występującym w skałach osadowego pochodzenia w sąsiedztwie jednoodrodnie wykształconych skaleni potasowych, trudno jest również przypisywać genezę z odmieszania. Najbardziej prawdopodobne wydaje się założenie, że omawiane „mezopertytowe” skalenie rozwinęło się w trakcie wspólnej krystalizacji plagioklazów i mikroklinu.

Nasuwa się dwie następujące możliwości interpretacji przedstawionych wyżej wzajemnych stosunków między mikroklinem a plagioklazami o różnym składzie.

Jedną z nich zakłada, że początek głównego okresu rozwoju mikroklinu w gnejsach gierałtowskich przypada na okres blasty oligoklazów o składzie An_{21} . Oligoklaz ten oraz plagioklazы bardziej od niego zasadowe, krystalizując razem z mikroklinem mogły splatać się w pertytowe przerosty. Plagioklazы natomiast bardziej kwaśne, o składzie An_{0-19} , które wykryły przed okresem głównego rozwoju mikroklinu, w zmienionych warunkach weszły z nim w stan reakcji.

Drugą interpretacją zakłada, że mikroklin rozpoczął krystalizację jednocześnie z rozwojem kwaśnych plagioklazów o składzie An_{0-19} , przy czym skalenie te rozwijały się w warunkach niesprzyjających tworzeniu się przerostów pertytowych. Później, w trakcie progresywnej metamorfozy, krystalizował mikroklin razem z plagioklazami zawierającymi powyżej 21% an, w warunkach sprzyjających tworzeniu się przerostów pertytowych. W warunkach tych wcześniej powstałe asocjacje mikroklinu z plagioklazami o składzie An_{0-19} , przestały pozostawać w stanie równowagi i przeszły w stan reakcji.

Jak zobaczymy w dalszej części niniejszej pracy, ta ostatnia hipoteza wydaje się bardziej prawdopodobna.

Nieco inny przebieg miał rozwój skaleni w gnejsach śnieżnickich, formujących się prawdopodobnie w stosunkowo głębokich partiach kompleksu Gór Bialskich. W gnejsach tych plagioklazы zawierający powyżej 20% an rozwijał się blastycznie, tworząc krótkie izometryczne tabliczki i często osiągając wysoki stopień automorfizmu. Plagioklaz ten i mikroklin z reguły nie ujawniają stosunku reakcji, natomiast plagioklazы zawierający poniżej 20% an oraz mikroklin i kwarc ulegały mobilizacji, skupiając się w oczkach oraz aplitowo-pegmatytowych partiach gnejsów śnież-

nickich. W aplitowych partiach tych gnejsów udział mikroklinu (K_r), plagioklaz (Pl) i kwarcu (Qu) w przeliczeniu na sumę 100 wyraża się cyframi: $K_r = 40-45\%$, $Pl = 20-25\%$, $Qu = 30-40\%$.

Wykształcenie plagioklazów w kompleksie granulitowym Gór Złotych

Plagioklasy w kompleksie granulitowym Gór Złotych tworzą ziarna ksenomorficzne lub hipauto-morficzne z reguły polisyntetycznie zbliżone albitowo (pl. VI, 1—3), a niekiedy również peryklinowo (pl. VI, 4). Prążki albitowe przeważnie są wykształcone lepiej od peryklinowych, przy czym czasem w sposób regularny obejmują one całe ziarno plagioklaz (pl. VI, 1, 4), a czasem wyklinowują się, pozostawiając pewne partie ziarna niezbliznaczone (pl. VI, 2, 3). Odnosi się wrażenie, że wyklinowujące się prążki należą do wtórnych zbliżnień. Omawiane plagioklasy z reguły mają jednorodny, dość ograniczony skład, co różni je w sposób istotny od plagioklazów kompleksu gnejsowego Gór Bialskich. W skałach bogatych w wapń plagioklasy o ograniczonej zawartości anortytu pozostają w stanie równowagi z minerałami zawierającymi wapń, a mianowicie z granatami, omfacytami (pl. VII, 1), a w jednej skale żyłowej — nawet z epidotem (pl. VII, 2). W kompleksie granulitowym do wyjątków należą plagioklasy o odwróconej budowie pasowej (pl. VII, 3, 4), które bardzo rzadko są spotykane w granulitach, natomiast nieco częściej w pertytowych gnejsach granatowych i gnejsach gierałtowskich. Świadczą one o tendencji rozwoju plagioklazów w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych.

Na kontakcie jednorodnych plagioklazów ze skałami potasowymi zarówno pertytowymi (pl. VIII, 1, 2), jak również zawierającymi partie jednorodne (pl. VIII, 3, 4) z reguły nie rozwijają się utwory reakcyjne. Do wyjątków należą przypadki myrmekityzacji plagioklaz na kontakcie z pertytami (pl. IX, 1, 2) bądź jednorodnymi skałami potasowymi (pl. IX, 3, 4). Powyższe fakty wydają się wskazywać, że omawiane plagioklasy i skałenie potasowe zarówno pertytowe, jak i jednorodne pozostają na ogół w stanie wzajemnej równowagi.

Niekiedy w plagioklazach pojawiają się wrostki skałenia potasowego, nadając im charakter antypertytowy. Plagioklasy antypertytowe, z reguły o podrzędnej roli ilościowej, w obrębie danej skały nie różnią się zawartością anortytu od plagioklazów jednorodnych. Wrostki skałenia potasowego w ziarnach antypertytowych plagioklazów dają przekroje o kształtach bądź to nieregularnych w przybliżeniu izometrycznych (pl. X, 1—4, pl. XI, 1—4), bądź też silnie wydłużonych (pl. XII, 1—4). Wrostki te niekiedy gromadzą się tylko w pewnej partii ziarna plagioklaz (pl. X, 1; pl. XII, 1), a czasem w podrzędnej ilości rozproszone są w całym ziarnie plagioklaz (pl. X, 2; pl. XII, 2). Niekiedy udział antypertytowych wrostków skałenia potasowego wzrasta

(pl. X, 3) i miejscami już tylko nieznacznie ustępują one plagioklazowi (pl. X, 4; pl. XII, 3). Jeszcze większy udział wrostków skałenia potasowego prowadzi do powstania ziarn mezopertytu, w których plagioklaz i skałen potasowy odgrywają równorzędną rolę ilościową. W ziarnach tych plagioklaz zachowuje jednak ważniejszą rolę jakościową, która polega na tym, że nie ztraca on wyglądu „gospodarza” w stosunku do wrostków skałenia potasowego (pl. XI, 1, 2). W ziarnach tych czasem występują niewielkie partie plagioklaz wolne od wrostków antypertytowych. W innych ziarnach omawianego typu plagioklaz ztraca również swoją przewagę jakościową i rola obu skałen staje się równorzędna (pl. XI, 3, 4; pl. XII, 4). Ziarna takie właściwie tracą już prawo do nazwy „antypertyt”, nie stając się również pertytami, gdyż skałen potasowy nie przejmuje w nich dominującej roli jakościowej, tzn. roli „gospodarza”.

Wykształcenie skałen potasowych w kompleksie granulitowym Gór Złotych

W kompleksie granulitowym Gór Złotych skałen potasowe, z reguły ksenomorficzne, są reprezentowane zarówno przez odmiany pertytowe, jak i jednorodne. Między jednorodnymi skałeniami potasowymi a mikropertytami bardzo bogatymi we wrostki plagioklaz istnieją w omawianym kompleksie wszystkie stopniowe przejścia. Polegają one na tym, że obok jednorodnych ziarn skałenia potasowego (pl. XIII, 1) występują ziarna ubogie w pertytowe wrostki (pl. XIII, 2) oraz mikropertyty bogate we wrostki plagioklaz (pl. XIII, 3, 4). Obserwacje wzajemnych stosunków jednorodnych skałen potasowych i skałen z różnym udziałem pertytowych wrostków, zdaniem autora, nie ujawniły jakiejś sukcesji w ich krystalizacji. Istnieje natomiast związek między rozmiarami ziarn a wykształceniem skałen potasowych, a mianowicie skałenie jednorodne dominują wśród ziarn drobnych, natomiast odgrywają znikomą rolę wśród ziarn większych. Często z ogólnym uziarnieniem danej skały związane jest wykształcenie występującego w niej skałenia potasowego. Na przykład wśród skał o strukturze równoziarnistej odmiany drobnoziarniste zawierają skałen potasowy na ogół jednorodny, natomiast w odmianach bardziej gruboziarnistych skałen potasowy czasem reprezentowany jest wyłącznie przez odmiany pertytowe. Omawiane skałenie zarówno jednorodne, jak i pertytowe przeważnie są niezbliznaczone i często cechuje je niespokojne wygaszanie światła (pl. XIII, 1, 2). Rzadko natomiast pojawia się dość niewyraźna siateczka albitowo-peryklinowych zbliżnień (pl. XIII, 3, 4), wskazująca na ich naturę mikroklinową.

W mikropertytach wrostki pertytowe dają w szlifach mikroskopowych przekroje o różnych rozmiarach i kształtach, co ilustrują zdjęcia (pl. XIV, 1—4; pl. XV, 1—4; pl. XVI, 1—4). Przekroje tych wrostków mają kształty izometryczne, owalne, soczewkowane lub silnie wydłużone, a rozmiary zmienne

od stosunkowo dużych do niezwykle drobnych. Czasem w danym przekroju ziarna mikropertyty obok siebie występują wrostki pertytowe, różniące się rozmiarami i kształtem (pl. XIV, 1, 2; pl. XVI, 1). Omawiane wrostki w różnych ziarnach mikropertyty rozmieszczone są bądź to równomiernie (pl. XIV, 1, 3, 4; pl. XV, 1—4), bądź też nierównomiernie (pl. XIV, 2; pl. XVI, 1—4). Nierównomiernie rozmieszczone wrostki pertytowe czasem gromadzą się w brzeżnej części ziarna (pl. XVI, 1) lub w jego partii środkowej i wówczas ziarna mikropertyty przybierają budowę pasową z jądrem bogatym w pertytowe wrostki, przechodzącym w obwódkę jednorodnego skalenia potasowego (pl. XVI, 2—4).

Grubsze przerosty plagioklazu i skalenia potasowego w kompleksie granulitowym Gór Złotych

W kompleksie granulitowym Gór Złotych plagioklaz i mikroklin czasem tworzą grubsze zorientowane przerosty, w których rola obu skaleni jest równorzędna (pl. XVII, 1—4). Skaleń potasowy w tych przerostach bywa zarówno jednorodny (pl. XVII, 1) jak i pertytowy, niekiedy ubogi w drobnopertytowe wrostki (pl. XVII, 2, 3), a czasem gęsto nimi usiany (pl. XVII, 4). Plagioklaz w omawianych przerostach zawsze jest jednorodny i ma skład identyczny z samodzielnymi ziarnami plagioklazu, co mogłoby świadczyć o jednoczesnym jego rozwoju w samodzielnych ziarnach i przerostach. Orientacja optyczna grubych przerostów plagioklazowych i drobnych wrostków pertytowych w obrębie danego ziarna pertyty jest zawsze identyczna. Istnieją stopniowe przejścia między mikropertytami a opisanymi grubszy przerostami plagioklazu i skalenia potasowego. Polegają one na tym, że w niektórych ziarnach udział grubszych przerostów plagioklazu jest mniejszy niż udział mikropertyty (pl. XVIII, 1, 2), pojawiają się również ziarna mikropertyty, w których grubsze przerosty plagioklazowe odgrywają rolę podrzędną (pl. XVIII, 3) lub śladową (pl. XVIII, 4). Opisane przerosty plagioklazu i skalenia potasowego o różnym wykształceniu występują obok skaleni poprzednio opisanych i uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że rozwijały się one jednocześnie z nimi.

Orientacja zarówno grubszych przerostów skaleni, jak i wrostków mikropertytyty plagioklazu w skaleniu potasowym oraz wrostków antypertytyty skalenia potasowego w plagioklazu jest z reguły identyczna w obrębie danego ziarna. Natomiast do wyjątków należą ziarna skaleni potasowych, w których występują dwie grupy odmiennie zorientowanych wrostków plagioklazu (pl. XIX, 1).

Typy morfologiczne przerostów pertytyty i antypertytyty w gnejsach i granulitach Gór Białskich i Złotych

Obserwacje kształtów wrostków pertytyty i antypertytyty w różnych przekrojach ziarn

mikropertytyty i antypertytyty oraz badania orientacji tych wrostków na stoliku uniwersalnym wykazały, że wśród omawianych skaleni można wyróżnić szereg typów różniących się morfologią i orientacją przerostów pertytytyty. Morfologia głównych typów mikropertytytyty przerostów przedstawiona jest w sposób schematyczny na figurze 9, a dokładniejsza orientacja niektórych typów wrostków pertytytyty na figurze 10.

Ze względu na kształt wrostków pertytytyty możemy wśród omawianych mikropertytytyty wyróżnić następujące odmiany:

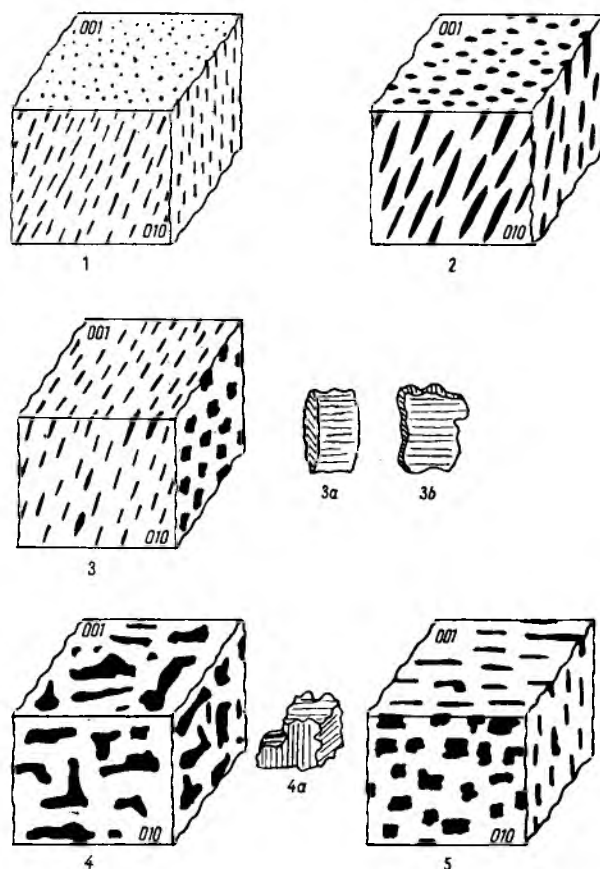


Fig. 9
Morfologiczne typy pertytyty i antypertytyty z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych

1 – mikropertytyty z wrostkami plagioklazu o kształtach pręcikowych, ułożonymi w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem $[001]$ skalenia potasowego, 2 – mikropertytyty z wrostkami plagioklazu o kształtach wrzecionowatych, ułożonymi w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem $[001]$ skalenia potasowego, 3 – mikropertytyty z wrostkami plagioklazu o kształtach tabliczkowych (3b) lub tabliczkowo-soczewkowatych (3a), ułożonymi w płaszczyźnie $(1\bar{5}02)$ skalenia potasowego, 4 – pertytyty lub antypertytyty z nieregularnymi wrostkami skalenia potasowego (4a), 5 – antypertytyty z tabliczkowymi wrostkami skalenia potasowego, ułożonymi w płaszczyźnie 010 plagioklazu

Morphological types of perthites and antiperthites from the Góry Białskie gneisses and the Góry Złote granulites

1 – micropertite with plagioclase ingrowths rodlike in shape, oriented in approximate conformity to the $[001]$ direction of potassium feldspar, 2 – micropertite with plagioclase fusiform ingrowths, oriented in approximate conformity to the $[001]$ direction of potassium feldspar, 3 – micropertite with plagioclase ingrowths of tabular (3b) or tabular-lenticular (3a) shapes arranged in the $(1\bar{5}02)$ plane of potassium feldspar, 4 – perthite or antiperthite with irregular ingrowths (4a), 5 – antiperthite with tabular ingrowths of potassium feldspar arranged in the 010 plane of plagioclase

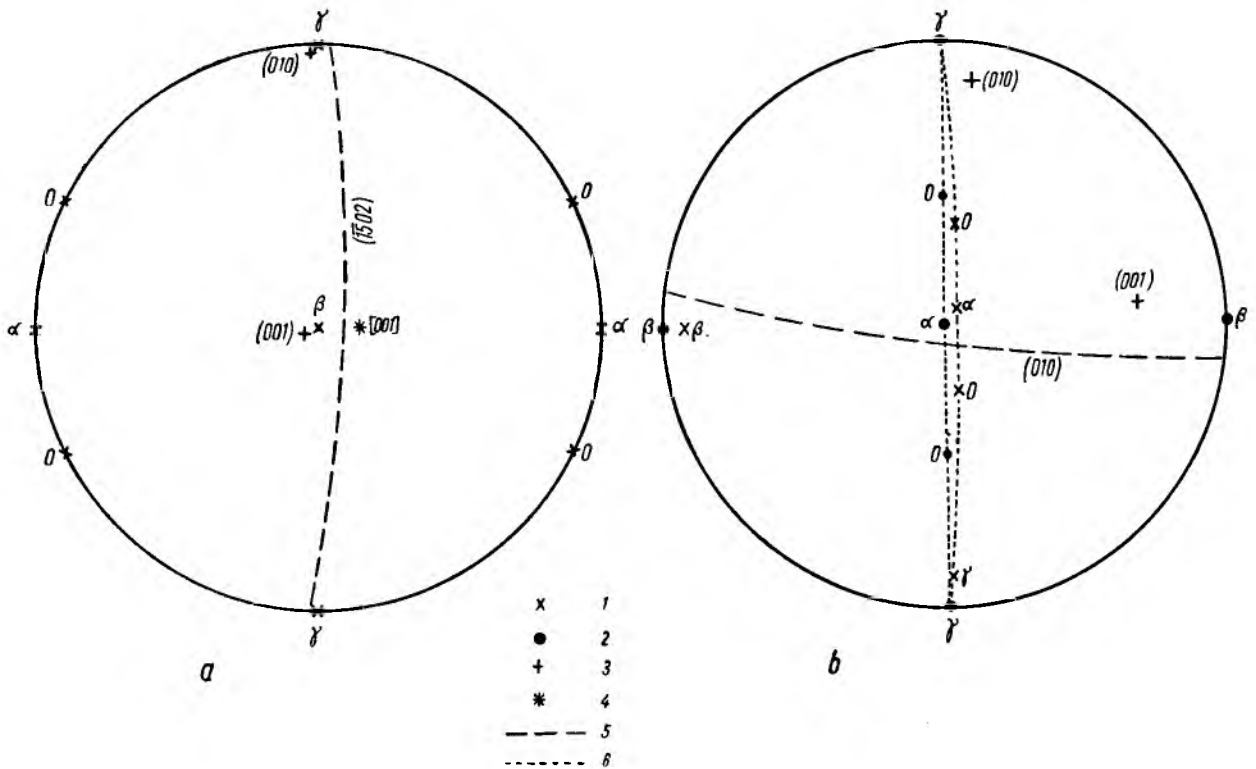


Fig. 10

Orientacja wrostków pertytowych i antypertytowych w skaleniach z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Żółtych

1 – wektory optyczne skalenia potasowego, 2 – wektory optyczne plagioklazu, 3 – normalne ścian, 4 – orientacja pręcikowatych wrostków pertytowych w skaleniu potasowym, 5 – płaszczyzny ułożenia tabliczkowatych wrostków pertytowych w skaleniu potasowym i antypertytowych w plagioklazu, 6 – płaszczyzny osi optycznych, a – ułożenie wrostków pertytowych: tabliczkowych w mikropertytycie nr 2 (z gnejsu gieraltowskiego nr 6) i pręcikowych w mikropertytycie nr 17 (z granulitu nr 47), b – orientacja optyczna tabliczkowych i nieregularnych wrostków skalenia potasowego w antypertytycie typu mieszanego nr 5 (z gnejsu gieraltowskiego nr 7)

Orientation of perthite and antiperthite ingrowths in feldspars from the Góry Białskie gneisses and the Góry Żółte granulites

1 – optical vectors of potassium feldspar, 2 – optical vectors of plagioclase, 3 – normal to the faces, 4 – orientation of rodlike perthitic ingrowths in potassium feldspar, 5 – orientation planes of the tabular perthitic ingrowths in potassium feldspar and the antiperthitic ingrowths in plagioclase, 6 – planes of the optical axes; a – orientation of perthitic ingrowths: tabular ones in microperthite no 2 (from the Gieraltów gneiss no 6) and of the rodlike ingrowths in microperthite no 17 (from granulite no 47), b – optical orientation of the tabular and the irregular ingrowths of potassium feldspar in antiperthite of the mixed type no 5 (from the Gieraltów gneiss no 7)

1. Mikropertyty pręcikowe (fig. 9, rys. 1) z wrostkami pertytytowymi o kształcie pręcików lub włókien, ułożonymi w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem $[001]$ skalenia potasowego (fig. 10a). Wygląd tych pertytów w przekrojach w przybliżeniu $\perp [001]$ skalenia potasowego ilustrują zdjęcia (pl. XIII, 3; pl. XIV, 4), a w przekrojach w przybliżeniu $\parallel [001]$ przedstawiają plansze (pl. VIII, 1; pl. XV, 1–3; pl. XVI, 1–4).

2. Mikropertyty wrzecionowe (fig. 9, rys. 2) o wrostkach pertytowych w kształcie wrzecion ułożonych w przybliżeniu zgodnie z kierunkiem $[001]$ skalenia potasowego. Wygląd tych wrostków w przekroju zbliżonym do $\perp [001]$ skalenia potasowego ilustrują plansze: IX (fot. 1) i XIV (fot. 1), a w przekroju zbliżonym do $\parallel [001]$ plansza XV (fot. 4).

3. Mikropertyty tabliczkowe (fig. 9, rys. 3) mają wrostki pertytowe o kształcie tabliczek, niekiedy wyklinowujących się, ułożonych w płaszczyźnie (1502) skalenia potasowego (fig. 10a).

4. Mikropertyty nieregularne (fig. 9, rys. 4; pl.

XVII, 1–4) zawierają wrostki pertytowe o nieregularnych przypadkowych kształtach.

5. Mikropertyty typu mieszanego zawierają wrostki pertytowe o różnych kształtach. Pertytowe wrostki o kształtach pręcikowych i wrzecionowych są związane stopniowymi przejściami i czasem trudno jest zdecydować, czy kształt danego wrostka uznać za pręcikowy czy wrzecionowy. Wymienione wrostki niekiedy przybierają kształty silnie spłaszczone i stopniowo przechodzą we wrostki o kształtach tabliczkowych. Przejście wrostków wrzecionowych w tabliczkowe widoczne jest na planszy XIV (fot. 1). Na wymienionym zdjęciu większe wrostki mają kształty wrzecionowe (przekroje wrostków są prostopadłe do kierunku wydłużenia wrzecion), a niektóre wrostki mniejsze są silnie spłaszczone i przybierają kształty zbliżone do tabliczkowych. Czasem obok wrostków pręcikowych lub wrzecionowych pojawiają się drobniejsze wrostki o kształtach izometrycznych (pl. XVI, 1) lub większe o kształtach tabliczkowych lub nieregularnych (pl. XVII, 2–4; pl. XVIII, 1–4).

W kompleksie gnejsowym Gór Białskich mikroperyty należą głównie do odmian drobnotabliczkowych, a w kompleksie granulitowym Gór Żółtych są głównie reprezentowane przez odmiany pręcikowe i mieszane, rzadziej wrzecionowe i nieregularne, natomiast brak jest perytów tabliczkowych.

Zróznicowanie kształtów cechuje również wrostki skalenia potasowego w antypertytowych plagioklazach. Ze względu na kształt tych wrostków można wyróżnić trzy typy antypertytów:

1. Antypertyty tabliczkowe (fig. 9, rys. 5) zawierające wrostki skalenia potasowego w kształcie tabliczek, czasem dość nieregularnych, często wyklinowujących się. Ułożone są one w płaszczyźnie (010) plagioklazu w taki sposób, że jednoimienne wektory optyczne obu skalenia leżą bardzo blisko siebie (fig. 10b). Kształty tych tabliczek w przekroju zbliżonym do ściany (010) plagioklazu ilustrują fotografie (pl. X, 1—4), a kształty wyklinowujących się tabliczkowych wrostków w przekroju w przybliżeniu prostopadłym do ściany (010) plagioklazu przedstawia plansza XII (fot. 1—4).

2. Antypertyty nieregularne (fig. 9, rys. 4) zawierające wrostki skalenia potasowego o zupełnie nieregularnych przypadkowych kształtach. Wygląd takich antypertytów w przekrojach w przybliżeniu prostopadłych do ściany (010) plagioklazu jest pokazany na fotografiach (pl. V, fot. 1; pl. XI, fot. 1), a w przekroju zbliżonym do ściany (010) — na planszy XI (fot. 2).

3. Antypertyty typu mieszanego zawierające wrostki tabliczkowe i nieregularne.

Wymienione trzy typy antypertytów występują zarówno w kompleksie gnejsowym, jak i granulitowym.

Zmienności morfologicznej nie wykazują natomiast mezopertyty, w których rola nie tylko ilościowa, lecz i jakościowa plagioklazu i skalenia potasowego jest równorzędna, tak że trudno jest któremukolwiek ze skalenia przypisać rolę „gospodarza”. W omawianych kompleksach skalnych należą one wyłącznie do odmiany nieregularnej (pl. V, 3, 4; pl. XI, 3, 4). Mezopertyty nieregularne spotyka się w całym kompleksie granulitowym, a w kompleksie gnejsowym występują one tylko w gnejsach perytowych zespołu skalnego Suszycy.

Rozwój skalenia i geneza perytów w kompleksie granulitowym Gór Żółtych

Nasuwa się pytanie, jak można by interpretować opisaną zmienność skalenia kompleksu granulitowego i jak przebiegał ich rozwój. Zagadnienie to jest bardzo skomplikowane i rozpatrując je trzeba uwzględnić szereg różnych możliwości. Wydaje się, że szczególnie cennych informacji mogą dostarczyć skalenie o niejednorodnym składzie, a więc drobne mikroperyty i antypertyty oraz grubsze przerosty plagioklazu i skalenia potasowego o zmiennym

wykształceniu. Rozwój skalenia perytowych można by tłumaczyć na podstawie następujących hipotez:

1. Hipoteza rozwoju skalenia perytowych wskutek odmieszania plagioklazu i skalenia potasowego w pierwotnie jednorodnym skaleniu.

2. Hipoteza infiltracyjnego rozwoju skalenia perytowych:

a) w wyniku metasomatycznej infiltracji skalenia potasowego do plagioklazu,

b) w wyniku metasomatycznej infiltracji plagioklazu do skalenia potasowego.

3. Hipoteza rozwoju skalenia perytowych w procesie jednoczesnej krystalizacji plagioklazu i skalenia potasowego.

Na pierwsze dwie możliwości zwrócił uwagę K. Kozłowski (1965) uważając, że najbardziej prawdopodobny w omawianych granulitach jest rozwój perytów wskutek infiltracji skalenia potasowego, do plagioklazu. Dokładniejsze jednak badania omawianych skalenia dostarczyły — zdaniem autora niniejszej pracy — wielu argumentów przeciwko tej koncepcji. Rozpatrzmy jednak kolejno wymienione wyżej możliwości powstania perytów.

Procesy odmieszania odegrały niewątpliwie istotną rolę w powstawaniu mikroperytów kompleksu granulitowego. Wydaje się, że drobne mikroperyty, szczególnie typu pręcikowego, o wybitnie jednolitym wykształceniu (pl. VIII, 1, 2; pl. XIV, 3, 4; pl. XV, 1, 2), mają genezę z odmieszania. Trudno bowiem byłoby wyjaśnić tak wybitną jednolitość kształtów, rozmiarów, orientacji i rozmieszczenia wrostków perytowych w obrębie danego ziarna mikroperytu w oparciu o hipotezę ich powstania drogą infiltracji lub rekrytalizacji.

Na podstawie procesów odmieszania nie można jednak wyjaśnić całego zakresu zróznicowania składu i wykształcenia przerostów perytowych i antypertytowych w kompleksie granulitowym. Dotyczy to m. in. zróznicowania składu omawianych skalenia w obrębie jednej i tej samej skały lub też w obrębie zespołu skał bezpośrednio stowarzyszonych ze sobą w profilu geologicznym. Na przykład skały współwystępujące ze sobą w profilu geologicznym, w punkcie oznaczonym nr 60 na figurze 1, mają bardzo zmienny skład perytów (pl. XIII, 2—4; pl. XIV, 1, 2; pl. XVIII, 2) i antypertytów (pl. XII, 1—4). Niektóre wymienione skalenie zawierają równorzędne ilości plagioklazu i skalenia potasowego (pl. XII, 2, 4; pl. XVIII, 2), a jednorodne skalenie o takim składzie mogłyby powstać tylko w wysokich temperaturach. Konsekwencją wysokotemperaturowego rozwoju omawianych skalenia powinna być duża jednolitość ich składu, gdy tymczasem w rzeczywistości cechuje je duża jego zmienność. Analogiczną zmienność składu skalenia perytowych obserwuje się również w obrębie jednej skały.

Drobne mikroperyty czasem stopniowo przechodzą w grubsze przerosty plagioklazu i skalenia potasowego (pl. XVIII, 1, 2) które trudno uznać

za wynik odmieszania. Można by im przypisać naturę segregacyjną (Rudenko 1954) i podejrzewać, że rozwinęły się one z mikropertytów odmieszania na skutek przekształcenia drobnych wrostków pertytowych we wrostki większe. Większe wrostki pertytowe powstałe w wyniku tego procesu powinny sąsiadować z partiami skalenia potasowego pozbawionymi drobnych wrostków pertytowych. O taką genezę można by podejrzewać, np. przerosty pertytowe przedstawione na zdjęciach (pl. XVII, 1—3) oraz niektóre partie pertytu na planszy XVIII (fot. 1). Trudno jest natomiast przypisać genezę segregacyjną tym pertytom, w których grubsze przerosty plagioklastu tkwią wśród partii mikropertytowych jednolicie wykształconych, bogatych w drobne wrostki plagioklastu (pl. XVII, 4; pl. XVIII, 1, centralna partia ziarna pertytu, i fot. 2).

Powyższe fakty prowadzą do wniosku, że w kompleksie granulitowym oprócz mikropertytów z odmieszania, i być może pertytów segregacyjnych, występują również przerosty pertytowe o innej genezie. Genezy z odmieszania nie można również przypisać antypertytom.

Drugą możliwością powstania skaleni pertytowych jest metasomatyczna infiltracja skalenia potasowego do plagioklastu. W tym przypadku rozwój pertytowych skaleni potasowych musiałby odbywać się poprzez stadia antypertytowe plagioklastu. Kolejne etapy rozwoju antypertytów ilustrowałyby wówczas plansze: X (fot. 1—4), XI (fot. 1—3) oraz XII (fot. 1—4). Na zdjęciach tych widzimy, że w miarę wzrostu udziału wrostków skalenia potasowego partie plagioklastowe przybierają kształty nieregularne i nie ztracają swojej nieregularności nawet wtedy, gdy skałki potasowe uzyskuje miejscami przewagę nad plagioklastem. W antypertytach tabliczkowych wrostki skalenia potasowego przy maksymalnym zagęszczeniu tworzą drobnotabliczkowate partie skalenia potasowego, nie przekształcając w partie o jednolitej budowie (pl. XII, 4). W mikropertytach natomiast partie skalenia potasowego mają jednolitą budowę, a kształty tkwiących w nich wrostków plagioklastu nie odpowiadają kształtom opisanych wyżej nieregularnych „reliktowych“ partii plagioklastowych w antypertytach. W badanych granulitach nie wykryto skaleni, które pod względem morfologicznego wykształcenia stanowiłyby ogniwo przejściowe między antypertytami a pertytami. Istnieją natomiast zarówno pertyty jak i antypertyty, w których ilościowy udział obu faz skaleniowych jest równorzędny. Przemiana morfologiczna takich antypertytów w pertyty o podobnym składzie możliwa jest tylko w wyniku rekrytalizacji antypertytów, prowadzącej do uzyskania ważniejszej roli jakościowej (tzn. roli „gospodarza“) przez skałki potasowe.

Dochodzimy więc do wniosku, że omawiana hipoteza nie jest w stanie wytłumaczyć powstania przynajmniej niektórych pertytów bez założenia procesu rekrytalizacji antypertytowego skalenia o odpowiednim składzie. Rekrytalizacja taka wydaje się jednak mało prawdopodobna. W obrębie bowiem

jednej skały czasem występują zarówno antypertyty, jak i pertyty o zbliżonym składzie, co wskazuje, że w danej skale nie było generalnego procesu rekrytalizacji skaleni antypertytowych. Brak między tymi skaleniami morfologicznych odmian przejściowych nie wskazuje również na istnienie lokalnych procesów rekrytalizacji skaleni antypertytowych. Widzimy więc, że omawiana hipoteza rozwoju pertytów, zakładająca infiltrację skalenia potasowego do plagioklastu, natrafia na trudności. Istnieją również inne fakty trudne do wytłumaczenia na gruncie omawianej hipotezy, o których będzie mowa niżej.

Następna hipoteza rozwoju skaleni pertytowych w omawianym kompleksie skalnym zakłada infiltrację plagioklastu do skalenia potasowego. W myśl tej hipotezy antypertyty musiałyby rozwijać się poprzez stadia pertytowych skaleni potasowych. Kolejne etapy rozwoju pertytów mogłyby reprezentować np. przecikowe mikropertyty przedstawione na zdjęciach (pl. XVI, 1, 2; pl. XVII, 4). Przemiana tych pertytów w antypertyty musiałaby odbywać się w sposób analogiczny, jak poprzednio omówiona przemiana antypertytów w pertyty. Przedstawiona hipoteza rozwoju skaleni pertytowych natrafia więc na analogiczne trudności jak hipoteza poprzednia.

Obie te hipotezy są jednakowo mało prawdopodobne, jeżeli chodzi o wytłumaczenie związku między pertytami a antypertytami, przy założeniu, że rozwijały się one w wyniku jednego i tego samego procesu. Brak przejść między pertytami a antypertytami można tłumaczyć tym, że rozwinęły się one wskutek dwóch odrębnych, niezależnych od siebie procesów, a mianowicie pertyty mogły powstać przez infiltrację plagioklastu do skalenia potasowego, natomiast antypertyty wskutek infiltracji skalenia potasowego do plagioklastu. Nasuwa się pytanie, jaka mogła być kolejność tych procesów i jaką rolę mogły one odegrać w rozwoju skaleni. Zagadnienie to łączy się ściśle z ewentualną kolejnością rozwoju skaleni w kompleksie granulitowym.

Obserwacje mikroskopowe — zdaniem autora — wskazują, że jednorodny plagioklasty w omawianym kompleksie nie są utworami późniejszymi od innych skaleni. Gdyby przyjąć, że skałki potasowe rozwijały się później od plagioklastu, to można by założyć, że w procesie tym powstały zarówno jednorodny ziarna skalenia potasowego, jak i antypertytowe wrostki w plagioklastach. Antypertytowe wrostki rozwinęłyby się więc wskutek wypierania plagioklastu przez skałki potasowe, co oznaczałoby, że skalenie te były w stanie reakcji. Infiltracyjne pertytowe wrostki w pierwotnie jednorodnym skaleniu potasowym mogłyby z kolei powstać tylko w wyniku rozwoju jeszcze późniejszego plagioklastu wypierającego skałki potasowe. Z powyższą kolejnością rozwoju skaleni w omawianym kompleksie stoją jednak w sprzeczności następujące fakty:

1. Między ziarnami jednorodnego plagioklastu a ziarnami skalenia potasowego o dowolnym wykształceniu na ogół nie ujawnia się stan reakcji i odnosi się wrażenie, że skalenie te są równoupraw-

nione (pl. VIII, 1—4). Można stąd wyciągnąć wniosek, że antypertytowe wrostki skalenia potasowego należą do innej generacji niż samodzielne jego ziarna. Zgodnie z tą hipotezą występowałyby tu dwie generacje skalenia potasowego, z których wcześniejsza pozostawałaby w stanie równowagi z pierwotnym plagioklazem, a późniejsza byłaby z nim w stanie reakcji.

2. Późniejszy plagioklaz, tworzący infiltracyjne wrostki w pertytach, powinien różnić się składem od starszego plagioklazu występującego w danej skale i pozostającego w równowadze ze skalaniem potasowym. W rzeczywistości jednak udało się stwierdzić, że grubsze przerosty plagioklazowe w pertytach mają skład identyczny z jednorodnymi plagioklazami w danej skale. Fakt ten przemawia za tym, że plagioklasy, występujące w grubszych przerostach pertytowych oraz w samodzielnych ziarnach, nie należą do dwóch odrębnych generacji.

W świetle powyższych faktów rozwój przerostów pertytowych na drodze infiltracji plagioklazu do skalenia potasowego lub odwrotnie wydaje się mało prawdopodobny w omawianym kompleksie. Obserwacje mikroskopowe — zdaniem autora — wydają się wskazywać, że w kompleksie granulitowym istnieje jedna generacja plagioklazu, nie młodsza od skalenia potasowego, a to wykluczałoby możliwość rozwoju pertytów i antypertytów w dwóch niezależnych od siebie procesach. To ostatnie stwierdzenie z kolei uniemożliwia wytlumaczenie związku między pertytami i antypertytami przy braku morfologicznych odmian przejściowych między nimi i założeniu, że skalenie te rozwinęły się w wyniku metasomatycznej infiltracji jednego skalenia do drugiego.

W omawianych skaleniach wrostki pertytowe lub antypertytowe przeważnie są rozmieszczone równomiernie, niezależnie od ich zagęszczenia (pl. X, 2—4; pl. XII, 2—4; pl. XIV, 1—4; pl. XV, 1—4), natomiast stosunkowo rzadko spotyka się ziarna z nierównomiernie rozmieszczonymi wrostkami (pl. X, 1; pl. XI, 2; pl. XVI, 1). Równomierność rozmieszczenia tych wrostków jest również trudna do wytłumaczenia na gruncie hipotezy infiltracyjnego rozwoju skaleni pertytowych. Procesy infiltracji jednego skalenia do drugiego muszą bowiem postępować od brzegów ziarn, co powinno się zaznaczyć w rozwoju infiltracyjnych wrostków od brzegów ziarn lub spękań (Rudenko 1954) i częściej nierównomierności w ich rozmieszczeniu.

Sumując powyższe rozważania można, zdaniem autora, stwierdzić, że hipoteza infiltracyjnego rozwoju skaleni pertytowych w omawianym kompleksie skalnym nie tłumaczy całego zróżnicowania skaleni. Skłania to autora do uznania tej hipotezy za niezbyt prawdopodobną w zastosowaniu do skaleni omawianego kompleksu.

Ostatnia z rozważanych hipotez zakłada, że antypertyty i niektóre skalenie pertytowe rozwinęły się w wyniku jednoczesnej krystalizacji plagioklazu i skalenia potasowego. Zróżnicowanie skaleni na gruncie tej hipotezy można by w omawianym kompleksie przypisać dwóm współdziałającym ze sobą czynnikom, a mianowicie specyficznym warunkom sprzyja-

jącym tworzeniu się przerostów pertytowych oraz niejednorodności rekrytalizujących skał. W zależności od składu skały w niektórych jej punktach mogłyby krystalizować jednorodne skalenie, w innych — pertyty lub antypertyty o dowolnym składzie, zależnym tylko od składu skały w miejscu ich krystalizacji. W wyniku takiego rozwoju mogłyby powstać wszystkie stopniowe przejścia od skaleni jednorodnych do skaleni pertytowych z maksymalnym zagęszczeniem wrostków. W czasie rozwoju skaleni mogą nie wytworzyć się morfologiczne odmiany przejściowe między poprzednio opisanymi antypertytami a pertytami, gdyż wymienione odmiany skaleni przy jednoczesnym rozwoju nie muszą wzajemnie w siebie przechodzić.

Łatwo można też wytłumaczyć fakt, że grubsze przerosty plagioklazowe w skaleniu potasowym (pl. XVII, 1—4; pl. XVIII, 1—3) są ściśle związane zarówno z drobnymi wrostkami pertytowymi w danym ziarnie, na co wskazuje identyczna ich orientacja, jak również z samodzielnymi ziarnami plagioklazu w danej skale, na co wskazuje identyczność ich składu. Na gruncie omawianej hipotezy łatwo można też wyjaśnić fakt, że obserwacje wzajemnych stosunków między ziarnami skaleni o różnym składzie i wykształceniu, a mianowicie plagioklazami jednorodnymi i antypertytowymi, pertytami, jednorodnymi skaleni potasowymi oraz grubszymi przerostami plagioklazu i skalenia potasowego o różnym wykształceniu, nie doprowadziły do wykrycia jakiegś wyraźnej kolejności w ich rozwoju. Wszystkie te skalenie, w asocjacjach w których występują, z reguły pozostają w stanie wzajemnej równowagi.

Widzimy więc, że obserwacje, które trudno było wytłumaczyć na podstawie poprzednio omówionych hipotez rozwoju skaleni, dadzą się wyjaśnić na gruncie hipotezy zakładającej jednoczesność krystalizacji plagioklazu i skalenia potasowego.

Istnieją jednak również obserwacje, które mogłyby przeczyć powyższej hipotezie prowadząc do wniosku, że plagioklaz i skałen potasowy krystalizowały nie jednocześnie. Obserwacje te zostaną niżej przytoczone, lecz jak zobaczymy sprzeczność ich z omawianą hipotezą jest tylko pozorna.

Skalenie potasowe wykazują duże zróżnicowanie rozmiarów ziarn, miejscami tworząc porfiroblasty, w których spotyka się poikilitowo zamknięte wrostki kwarcu i jednorodnego plagioklazu (pl. XIX, 2). Jeżeli przyjąć, że drobne ziarna skalenia potasowego powstały jednocześnie z drobnymi ziarnami plagioklazu i kwarcu, to można by stąd wyciągnąć wniosek, że porfiroblasty reprezentują inną, późniejszą generację skalenia potasowego, niż skalenie występujące w drobnych ziarnach. Taką właśnie interpretację omawianych skaleni przyjął w swojej pracy K. Kozłowski (1965), wyróżniając dwie generacje skaleni potasowych. Wydaje się jednak, że powyższa interpretacja nie ma dostatecznego uzasadnienia. Skalenie potasowe uważane bowiem za dwie różne generacje często nie różnią się swoim wykształceniem, a jak zobaczymy niżej mają one identyczny zakres zmienności cech strukturalnych, będąc również pod względem rozmiarów ziarn związane szeregiem stopnio-

wych przejść. Wydaje się więc, że bardziej prawdopodobne byłoby przypuszczenie, że skalenie te rozwijały się w tym samym etapie blastezy. Nie przeczy temu również obecność w porfiroblastach poikilitowych wzrostków plagioklaz i kwarcu, które nie muszą być wcześniejsze od porfiroblastów, gdyż mogły one powstać jednocześnie z nimi.

Gdyby jednak przyjąć, że porfiroblasty skalenia potasowego należą do odrębnej generacji, to należałoby stwierdzić, że reprezentują one najpóźniejszy etap blastezy skaleniowej w omawianych skałach. Sprzeczny z takim stwierdzeniem fakt przedstawiony jest na planszy XIX (fot. 3). Na fotografii tej widzimy, że w granacie zamknięte są dość duże ziarna pertytu otoczone cienką jednolitą obwódką plagioklazową, która jest późniejsza od pertytu. W tym przypadku najpóźniej wykrył się granat, który tworzy szeroką obwódkę na skaleniach. Granat zamyka też zrosty pertytu z kwarcem (pl. XX, 1) i pertytu z plagioklazem (pl. XX, 2), co mogłoby nasunąć przypuszczenie, że jest on późniejszy od wymienionych minerałów.

Można jednak znaleźć i takie przypadki, w których plagioklaz wydaje się późniejszy nie tylko od skalenia potasowego, lecz również od granatu. Do wniosku takiego można dojść, opierając się na następujących faktach. Czasem granat narasta na dystenie (pl. XX, 3), którego kształty mogłyby nasunąć przypuszczenie, że granat ten rozwija się kosztem dystenu. Wokół dystenu często tworzy się też obwódka złożona ze stosunkowo dużych ziarn plagioklaz (pl. XX, 4), która dostosowuje się do kształtów dystenu. Zarówno granat, jak i plagioklaz są więc późniejsze od dystenu. Plagioklasy tych obwódek nie różnią się składem i wykształceniem od pozostałych plagioklazów występujących w skale, co nasuwa przypuszczenie, że wszystkie one powstały w analogicznych warunkach, a więc prawdopodobnie w tym samym etapie krystalizacji. Nasuwa się pytanie, jaki jest wzajemny stosunek granatu i plagioklaz obrastających dysten.

Pewne światło rzuca fakt, że plagioklaz obrasta niekiedy dysten z obwódką granatu (pl. XXI, 1, 2), z czego można by wyciągnąć wniosek, że plagioklaz ten jest późniejszy od granatu. Nie można jednak całkowicie wykluczyć możliwości rozwoju granatu kosztem dystenu nawet wtedy, gdy dysten ten wcześniej został otoczony obwódką plagioklazową. W tym ostatnim przypadku plagioklaz otaczający granat mógł być od niego wcześniejszy. Możliwość taka wydaje się jednak mało prawdopodobna, gdyż istnieją pewne fakty świadczące o tym, że obwódka plagioklazowa chroni dysten przed wtórnym przeobrażeniem. Dysten przeobraża się bowiem również w muskowitz (pl. XXI, 3) lecz proces ten nie atakuje dystenów otoczonych obwódką plagioklazową. Uzasadnione wydaje się więc przypuszczenie, że plagioklaz krystalizował w skale również wtedy, gdy istniał w niej już granat, a zatem bywa on późniejszy od granatu.

Na podstawie przedstawionych faktów można dojść do wniosku, że w kompleksie granulitowym Gór Złotych oprócz argumentów na jednoczesność krystalizacji plagioklaz i skalenia potasowego miejscami

można znaleźć również argumenty na kolejność krystalizacji wymienionych skaleni, która jest zmienna. Cały ten dość skomplikowany obraz rozwoju skaleni łatwo można jednak wyjaśnić na gruncie hipotezy zakładającej jednoczesność krystalizacji plagioklaz i skalenia potasowego w kompleksie granulitowym. Jednoczesność krystalizacji omawianych skaleni w całym kompleksie nie wyklucza bowiem tego, że w zależności od lokalnego zróżnicowania warunków fizyczno-chemicznych miejscami jeden ze skaleni mógł rozpocząć krystalizację wcześniej lub zakończyć ją później od drugiego skalenia.

Jednoczesność krystalizacji obu skaleni nie wyklucza również i tego, że okresy najbardziej intensywnej blastezy plagioklaz i skalenia potasowego mogą nie pokrywać się w różnych miejscach omawianego kompleksu, lecz mogą być względem siebie różnie przesunięte. Rozwój skaleni w kompleksie granulitowym mógł być bardzo skomplikowany i lokalnie zróżnicowany.

Sumując powyższe wywody można stwierdzić, że cały zakres zróżnicowania skaleni w kompleksie granulitowym można wytłumaczyć na podstawie dwóch hipotez, a mianowicie:

1) jednoczesnej blastezy plagioklaz i skalenia potasowego często splatających się w pertytowe i antypertytowe przerosty typu blastycznego, o zmiennym wykształceniu i składzie,

2) rozwoju drobnych jednolicie wykształconych mikropertytów na drodze odmieszania.

Zgodnie z przedstawionym wyżej rozwojem skaleni, w kompleksie granulitowym istniałyby dwie różne generacje przerostów pertytowych, a mianowicie wcześniejsza generacja pertytów typu blastycznego, powstała jednocześnie z antypertytami typu blastycznego i jednorodnymi skaleniami, oraz późniejsza generacja mikropertytów, która rozwinęła się kosztem skaleni pierwotnie jednorodnych w procesie odmieszania. Obie generacje mikropertytów mogły w okresie późniejszym przechodzić w grubsze pertyty typu segregacyjnego. Wszystkie wymienione typy skaleni z reguły były w stanie wzajemnej równowagi, lecz miejscami mógł wytwarzać się między nimi również stan reakcji. Przerosty pertytowe i antypertytowe mogły miejscami rozwijać się również na drodze infiltracyjnej, lecz zdaniem autora procesy metasomatycznej infiltracji nie odegrały istotnej roli w rozwoju omawianych skaleni w ich obecnym wykształceniu.

Na uwagę zasługuje fakt, że skalenie kompleksu granulitowego Gór Złotych w swoim obecnym wykształceniu reprezentują prawdopodobnie głównie jeden etap blastezy, przebiegający w dość ustabilizowanych warunkach fizyczno-chemicznych. O stabilizacji tych warunków można sądzić na podstawie jednolitości składu plagioklazów. Różni to w sposób istotny omawiane skalenie od skaleni kompleksu górnego Gór Białskich, w których rozwoju można wyróżnić pewne etapy, odpowiadające zmieniającym się warunkom fizyczno-chemicznym, co uwidacznia się głównie w zmienności składu plagioklaz.

Przy charakterystyce zmienności składu plagioklazów i interpretacji fizycznych warunków ich rozwoju będą używane następujące określenia i symbole plagioklazów:

Plagioklaz o maksymalnej zawartości anortytu w badanej skale oznaczono symbolem PL_M . Interwał zmienności składu plagioklazów w danej skale, wyrażony różnicą między maksymalną i minimalną zawartością anortytu w tych plagioklazach oznaczono symbolem R_{PL} , a plagioklaz, w którym zawartość anortytu jest ograniczona fizycznymi warunkami (temperaturą i ciśnieniem), a nie składem chemicznym środowiska jego rozwoju, symbolem PL^f . W skale, w której występuje PL^f o danym składzie, mógłby rozwinąć się w innych warunkach fizycznych, przy nie zmienionym globalnym składzie chemicznym tej skały, plagioklaz bogatszy w anortyt. W pracy niniejszej za PL^f będą uznawane takie plagioklasy, które występują w asocjacji z innymi minerałami zawierającymi wapń (kalcyt, epidot, granat, piroksen, amfibol, itp.), odgrywającymi ważną rolę ilościową w danej skale, oraz plagioklasy tworzące jądra w ziarnach o odwróconej budowie pasowej.

Skład PL^f jest — zdaniem autora — szczególnie ważny przy interpretacji fizycznych warunków rozwoju skałeni.

Plagioklaz, w którym zawartość anortytu jest ograniczona składem chemicznym środowiska jego rozwoju, będzie oznaczony symbolem PL^c . Skład PL^c nie jest ograniczony warunkami fizycznymi, ale w pewnym stopniu od nich zależy i wobec tego w niektórych przypadkach może być wykorzystany do wykrycia jakościowej zmienności warunków fizycznych. Do wniosku takiego można dojść przeprowadzając rozumowanie zilustrowane wykresem (fig. 11).

Przypuścimy, że w jakimś kompleksie skalnym ciśnienie jest ustabilizowane, a temperatura jest jedynym czynnikiem fizycznym, od którego zależy zawartość anortytu w plagioklazie. Załóżmy, że w temperaturze T_1 PL^f ma skład A (fig. 11), a jednocześnie z nim w innych uboższych w wapń skałach tego kompleksu rozwijają się PL^c o mniejszej zawartości anortytu, zmiennej w interwale AB .

Rozpatrzmy przypadek, w którym wszystkie te plagioklasy (o składzie AB) zakończyły swój rozwój w temperaturze T_1 . Następnie temperatura wzrosła do wartości T_2 , a odpowiadający jej PL^f ma skład C . W temperaturze tej w skałach uboższych w wapń mogą krystalizować PL^c o składzie zawartym w interwale CD . Łącząc dowolnie wybrane plagioklasy odpowiadające różnym temperaturom (T_1 i T_2) otrzymamy wykres świadczący, że zawartość anortytu w plagioklazach rozpatrywanego kompleksu wzrasta wraz z temperaturą. W przypadku, gdy zależność tę ustalimy w oparciu o PL^f (linia a na wykresie), to uchwycimy w sposób ilościowy wpływ temperatury na zawartość anortytu w plagioklazie. Natomiast jeżeli zależność tę ustalimy na podstawie PL^c (np. linia b na wykresie) lub weźmiemy pod uwagę PL^c i PL^f (np. linia c), to zależność tę również uchwycimy, ale w sposób jedynie jakościowy, gdyż przebieg

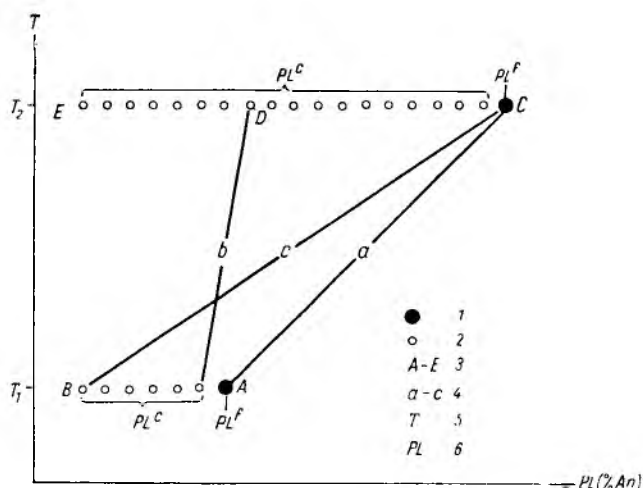


Fig. 11

Wykres ilustrujący różne możliwe przypadki przy interpretacji zależności między temperaturą a składem plagioklazów w metamorficznej serii skalnej

1 — plagioklasy o składzie ograniczonym fizycznymi warunkami metamorfizmu, 2 — plagioklasy o składzie zależnym wyłącznie od środowiska chemicznego krystalizacji, 3 — skład rozpatrywanych plagioklazów, 4 — linie obrazujące różne możliwe przypadki przy interpretacji zależności między temperaturą a składem plagioklazów, 5 — temperatura, 6 — skład plagioklazów

Diagram illustrating various hypothetical cases when interpreting the interdependence of the temperature and the composition of plagioclases in the metamorphic rock series

1 — plagioclases with composition limited by the physical conditions of metamorphism, 2 — plagioclases with composition controlled exclusively by the chemical conditions of crystallisation, 3 — composition of the plagioclases under consideration, 4 — line illustrating the various hypothetical cases when interpreting the interdependence of the temperature and the composition of plagioclases, 5 — temperature, 6 — composition of plagioclase

wspomnianych linii będzie zależał nie tylko od wzrostu temperatury, lecz także od składu chemicznego środowiska krystalizacji plagioklazu.

Gdyby plagioklasy PL^c o składzie AB nie zakończyły swojego rozwoju w temperaturze T_1 i dalej rozwijały się w temperaturze T_2 , to skład PL^c będzie zmienny w interwale CE . W oparciu o PL^c zmienne w podanym zakresie trudno byłoby ustalić, że wraz ze wzrostem temperatury rozpoczynały blastezę plagioklasy o coraz większej zawartości anortytu.

Zmienność składu plagioklazów i przebieg ich krystalizacji w kompleksie gnejsowym Gór Białskich

W kompleksie Gór Białskich oznaczono pod mikroskopem skład plagioklazów w 204 próbkach skał, których rozmieszczenie podaje mapka (fig. 1). Próbkę te reprezentują wszystkie występujące tu typy gnejsów oraz nieliczne amfibolity i erlany. Udział wymienionych typów skalnych wśród zbadanych próbek w przybliżeniu odpowiada ich udziałowi w całym kompleksie skalnym. Skład plagioklazów w wymienionych skałach zmienia się w dużym za-

kresie, nawet w obrębie tego samego typu skalnego i to nie tylko w różnych jego ławicach, lecz nawet w różnych laminach. Zawartość anortytu w plagioklazach gnejsów wynosi 0–44%, w plagioklazach amfibolitów — 0–62%, w plagioklazach erlanów — 24–84%. Plagioklaz o maksymalnej zawartości anortytu w danej skale (PL_M) zawiera w różnych

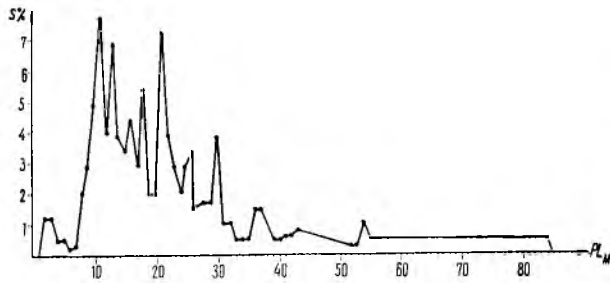


Fig. 12

Częstość występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie (PL_M) w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich (na podstawie badań składu plagioklazu w 204 próbkach skalnych)

PL_M — plagioklaz o maksymalnej zawartości anortytu w danej skale, $S\%$ — procentowy udział skał zawierających PL_M o danym składzie

Occurrence frequency of rocks with a given maximum anorthite content in plagioclase (PL_M) in the Góry Bialskie gneiss complex (based on the composition of plagioclase in 204 rock samples)

PL_M — plagioclase with the maximum anorthite content in a given rock, $S\%$ — per cent content of rocks containing PL_M of a given composition

skalach od 2 do 84% an. Wśród zbadanych próbek ilościowy udział skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie przedstawiono na figurze 12 w prostokątnym układzie współrzędnych, z których jedna podaje skład PL_M , a druga procentowy udział skał zawierających PL_M o danym składzie. Z wykresu tego widzimy, że główną rolę odgrywają skały, w których plagioklaz zawiera maksymalnie 9–30% an, przy czym dominują wśród nich skały, w których PL_M zawiera 10–22% an. W większości więc zbadanych skał plagioklasy ukończyły swój rozwój, osiągając maksymalnie 9–30% an.

Omawiane skały różnią się między sobą nie tylko maksymalną zawartością anortytu w plagioklazie (tzn. składem PL_M), lecz i zakresem zróżnicowania składu plagioklazów. Interwał zmienności składu plagioklazów w danej skale (R_{PL}) zmienia się od 0 do 38% an, a statystyczne jego zróżnicowanie w zbiorze złożonym z 204 próbek skalnych przedstawione jest na figurze 13 (a). Na wykresie tym krzywa obrazująca częstość występowania skał o danym R_{PL} tworzy kulminację na wartościach $R_{PL} = 2$ –12% an, z dwiema maksymalnymi: $R_{PL} = 4$ –5 i $R_{PL} = 11\%$ an. Na figurze 13 (b) zilustrowano natomiast częstość występowania skał o danym R_{PL} wśród skał o określonej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie. Skały naniesione na omawiany wykres zostały podzielone na 6 grup ze względu na zawartość anortytu w PL_M , mieszczącą się w następujących granicach:

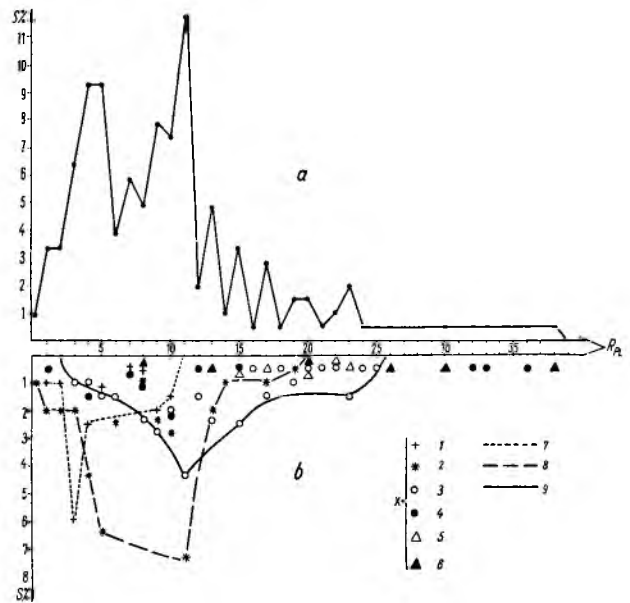


Fig. 13

Częstość występowania skał o danej zmienności składu plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich (na podstawie badań składu plagioklazów w 204 próbkach skalnych)

R_{PL} — interwał zmienności składu plagioklazów w danej skale, $S\%$ — procentowy udział skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów; a — częstość występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów, b — częstość występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów w obrębie grupy skał charakteryzującej się określonym składem plagioklazu o maksymalnej zawartości anortytu (PL_M); X — skały, w których plagioklasy o maksymalnej zawartości anortytu mają skład mieszczący się w następujących granicach: 1 — $PL_M = 0$ –10% an, 2 — $PL_M = 11$ –20% an, 3 — $PL_M = 12$ –30% an, 4 — $PL_M = 31$ –40% an, 5 — $PL_M = 41$ –50% an, 6 — $PL_M = 51$ –84% an, 7 — linia ograniczająca pole zmienności R_{PL} w skałach, w których $PL_M = 0$ –10% an, 8 — linia ograniczająca pole zmienności R_{PL} w skałach, w których $PL_M = 11$ –20% an, 9 — linia ograniczająca pole zmienności R_{PL} w skałach, w których $PL_M = 21$ –30% an

Occurrence frequency of rocks with a given composition variability of plagioclases in the Góry Bialskie gneiss complex (based on the composition of plagioclase in 204 rock samples)

R_{PL} variability interval of the composition of plagioclases in a given rock, $S\%$ — per cent content of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases; a — occurrence frequency of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases, b — occurrence frequency of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases within a rock group characterised by a defined plagioclase composition having a maximum anorthite content (PL_M); X — rocks in which plagioclases with the maximum anorthite content show a composition ranging as follows: 1 — $PL_M = 0$ –10% an, 2 — $PL_M = 11$ –20% an, 3 — $PL_M = 21$ –30% an, 4 — $PL_M = 31$ –40% an, 5 — $PL_M = 41$ –50% an, 6 — $PL_M = 51$ –84% an, 7 — line limiting the variability areas of R_{PL} in rocks where $PL_M = 0$ –10% an, 8 — line limiting the variability areas of R_{PL} in rocks, where $PL_M = 11$ –20% an, 9 — line limiting the variability area of R_{PL} in rocks where $PL_M = 21$ –30% an

1) $PL_M = 0$ –10% an, 2) $PL_M = 11$ –20% an, 3) $PL_M = 21$ –30% an, 4) $PL_M = 31$ –40% an, 5) $PL_M = 41$ –50% an, 6) $PL_M = 50$ –84% an, a każda grupa została oznaczona na wykresie odrębną sygnaturą. Jest rzeczą oczywistą, że im wyższa jest maksymalna zawartość anortytu w plagioklazach danej skały, tym większy może być w niej interwał zmienności składu plagioklazów wywołany zmiennością warunków ich rozwoju. Na wykresie tym jednak skały

o różnej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie często są przemieszane, co świadczy, że stopień niejednorodności składu plagioklazów w danej skale nie zawsze wzrasta wraz ze wzrostem zawartości w nich anortytu. Pola zajmowane przez punkty odpowiadające skałom trzech pierwszych grup, które obejmują główny zakres zmienności składu plagioklazów, ograniczono na wykresie liniami. Linie te wykazują maksima świadczące, że w skałach pierwszej grupy ($PL_M = 0-10\%$ an) najczęściej $R_{PL} = 3\%$ an, w skałach drugiej grupy ($PL_M = 11-20\%$ an) najczęściej $R_{PL} = 5-11\%$ an, a w skałach trzeciej grupy ($PL_M = 21-30\%$ an) najczęściej $R_{PL} = 11\%$ an.

W omawianych skałach oznaczono pod mikroskopem skład ponad 2000 ziarn plagioklazów, przy czym w poszczególnych próbkach skał w zależności od zróżnicowania składu plagioklazów badano od kilku do kilkudziesięciu ziarn. Skład tych ziarn przedstawiono na wykresie (fig. 14), składającym się z prostokątnego układu współrzędnych tworzących kwadrat, na których odłożono procenty anortytu w plagioklazie. Ziarna o jednorodnym składzie odcinają na obu współrzędnych te same zawartości anortytu, układając się na przekątnej kwadratu. Przekątna ta dzieli wykres na dwa identyczne pola trójkątne, w których umieszczono ziarna o składzie zmiennym, a mianowicie w polu lewym górnym — plagioklazы pasowe, w polu prawym dolnym — plagioklazы plamiste. Punkt obrazujący zmienność składu danego ziarna pasowego lub plamistego odcina na wzajemnie prostopadłych współrzędnych dwie różne wartości liczbowe, odpowiadające minimalnej i maksymalnej zawartości anortytu w tym ziarnie. Na omawianym wykresie linią przerywaną zaznaczono pola największego zagęszczenia punktów, odpowiadających plagioklazom pasowym i plamistym, a więc obejmujące główny zakres zmienności tych plagioklazów. Widzimy, że różnica między maksymalną, a minimalną zawartością anortytu w poszczególnych niejednorodnych ziarnach plagioklazów, leżących w obrębie zaznaczonych pól, nie przekracza w plagioklazach pasowych 15% an, a w plagioklazach plamistych -10% an.

Przejdźmy teraz do charakterystyki zmienności składu plagioklazów kompleksu Gór Bialskich w ujęciu statystycznym. Częstość występowania plagioklazów

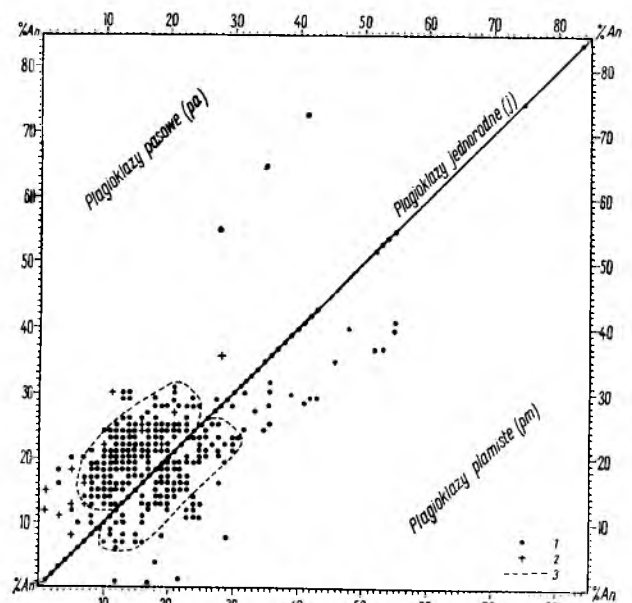


Fig. 14

Zmienność składu ziarn plagioklazów o budowie jednorodnej (j), pasowej (pa) i plamistej (pm) w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

1 — plagioklazы jednorodne (układają się na linii przekątnej), pasowe o budowie odwróconej (lewe górne pole) i plamiste (prawe dolne pole), 2 — plagioklazы o normalnej budowie pasowej, 3 — linia ograniczająca pole głównej zmienności plagioklazów pasowych o budowie odwróconej i plagioklazów plamistych

Composition variability of plagioclase grains having a homogeneous (j), zoned (pa) or spotty (pm) structure in the Góry Bialskie gneiss complex

1 — plagioclases homogeneous (along the diagonal line), zoned with reversed structure (left upper field) and spotty (right lower field), 2 — plagioclases with normal zoned structure, 3 — line confining the main variability area of zoned plagioclases with reversed structure and of the spotty plagioclases

jednorodnych, pasowych i plamistych obliczono w procentach początkowo dla każdej próbki skalnej, a następnie zsumowano procentowy udział każdego z wyróżnionych typów plagioklazów we wszystkich zbadanych próbkach i wyniki wyrażono w procentach, przyjmując całość zbadanych plagioklazów za 100% . Wyniki tego przeliczenia przedstawiono na wykresie słupkowym (fig. 15a), z którego widzimy, że wybitnie dominują ziarna o jednorodnym składzie ($79,0\%$),

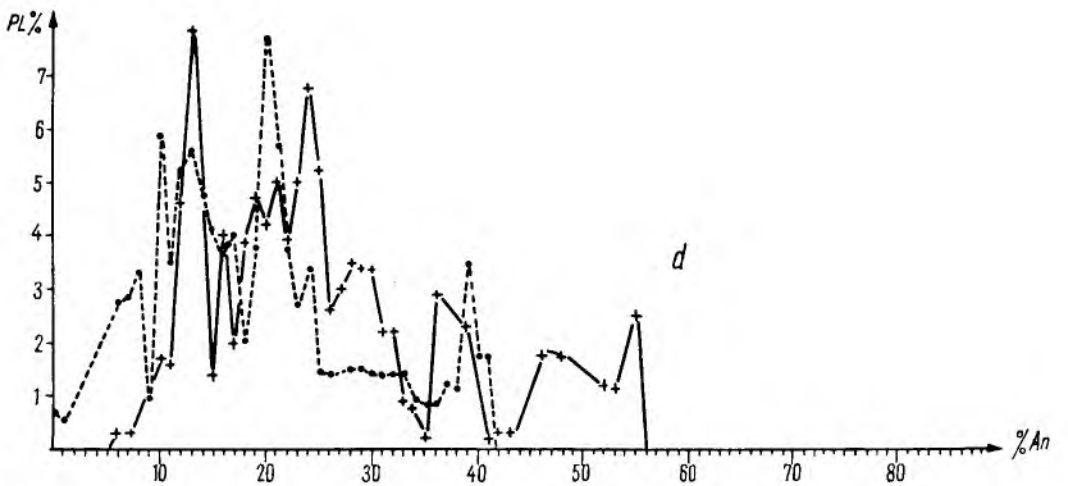
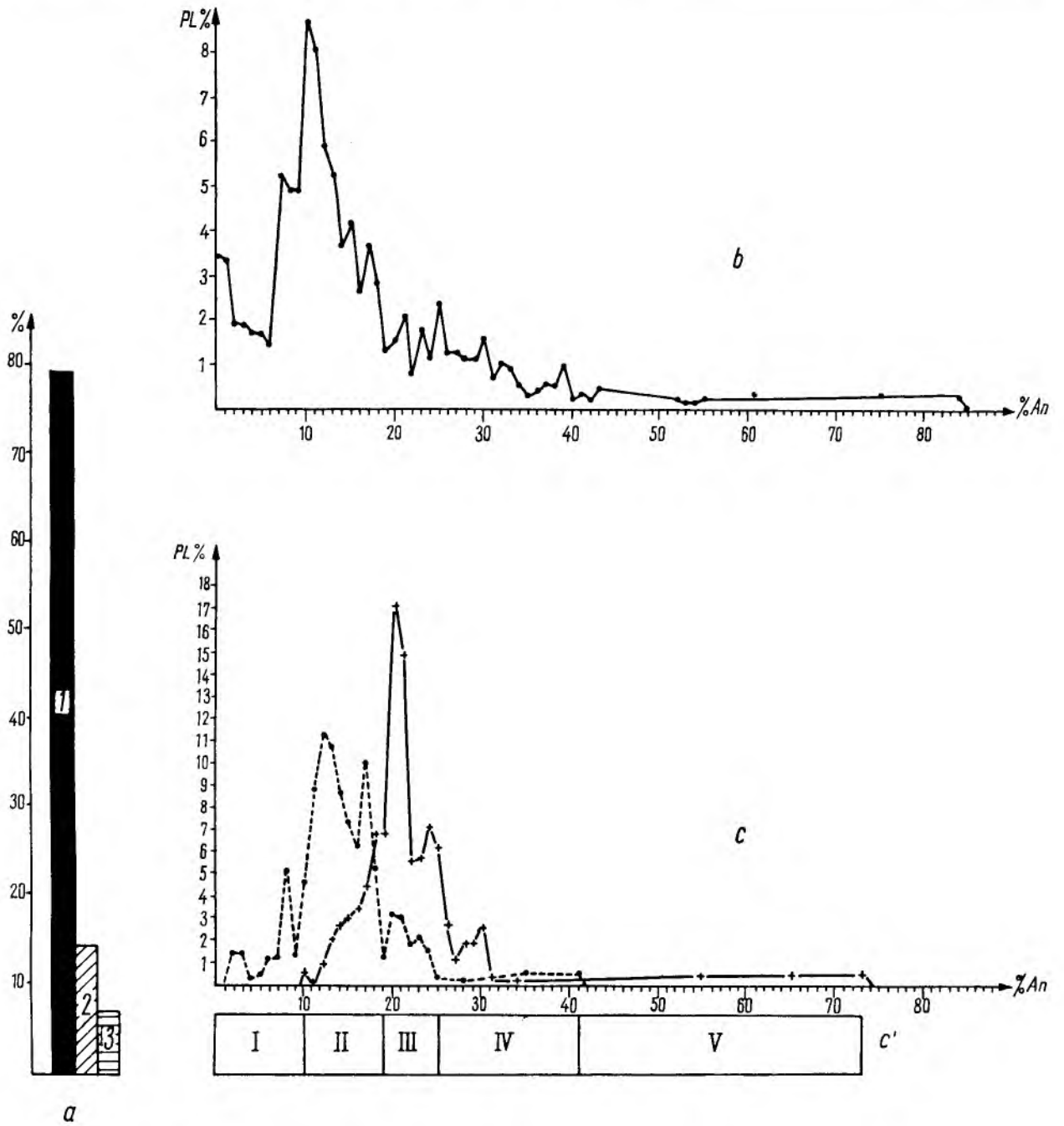
Fig. 15

Zmienność składu plagioklazów w ujęciu statystycznym w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

a — udział plagioklazów jednorodnych (1), pasowych (2) i plamistych (3) wśród zbadanych plagioklazów kompleksu Gór Bialskich, b — częstość występowania plagioklazów (PL%) o danej zawartości anortytu (An%) wśród ziarn jednorodnych, c — częstość występowania plagioklazów (PL%) o danej zawartości anortytu (An%) w jądrach (punkty, linia przerywana) i obwódkach (krzyżyki, linia ciągła) ziarn pasowych o budowie odwróconej, c' — etapy krystalizacji plagioklazów pasowych, d — częstość występowania plagioklazów (PL%) o danej zawartości anortytu w partiach kwaśniejszych (punkty, linia przerywana) i bardziej zasadowych (krzyżyki, linia ciągła) ziarn o budowie nieregularnie plamistej

Composition variability of plagioclases in the Góry Bialskie gneiss complex

a — content of plagioclases: homogeneous (1), zoned (2), and spotty (3) among the plagioclases investigated from the Góry Bialskie gneiss complex, b — occurrence frequency of plagioclases (PL%) with a given anorthite content (An%) among homogeneous grains, c — occurrence frequency of plagioclase (PL%) with a given anorthite content (An%) in the cores (shown by dots and broken line) and in the rims (shown by crosses and unbroken line) of zoned grains with a reversed structure, c' — stages in the crystallisation of zoned plagioclases, d — occurrence frequency of plagioclase (PL%) with a given anorthite content in the more acid parts (dots, broken line) and the more basic ones (crosses, unbroken line) of grains with an irregular spotty structure



znacznie ustępują im ziarna pasowe (14,3%), a podrzędne znaczenie mają ziarna plamiste (6,7%).

Zmienność składu ziarn niejednorodnych, tj. pasowych i plamistych, ma najprawdopodobniej charakter pierwotny, tzn. powstała ona w trakcie blastezy tych ziarn. Poza tym zasługuje ona na szczególną uwagę, gdyż dostarcza ważnych informacji o zmienności składu plagioklazów w trakcie krystalizacji. Wiemy, że w kompleksie Gór Bialskich wśród plagioklazów o niejednorodnym składzie wybitnie przeważają plagioklasy pasowe, przy czym z reguły cechuje je budowa odwrócona z kwaśniejszym jądrem i bardziej zasadową obwódką, natomiast ziarna o normalnej lub rekurencyjnie zmiennej budowie pasowej pojawiają się tylko miejscami w ilości śladowej. Z powyższego faktu można wyciągnąć wniosek, że rozwój plagioklazów w kompleksie Gór Bialskich odbywał się na ogół w sposób jednokierunkowy, polegający na ich blastezie w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych. Rozwój tych plagioklazów był jednak dość skomplikowany i można w nim wyróżnić szereg etapów na podstawie statystycznej zmienności ich składu.

Częstość występowania plagioklazów o danym składzie wśród ziarn jednorodnych oraz w jądrach i obwódkach ziarn pasowych, a także w partiach kwaśniejszych i bardziej zasadowych ziarn plamistych, obliczono w sposób analogiczny, jak częstość występowania wyróżnionych typów plagioklazów. Wyniki tych przeliczeń przedstawiono na wykresach (fig. 15b, c, d) składających się z prostokątnego układu współrzędnych, z których jedna podaje skład plagioklazów, a druga procentowy jego udział wśród ziarn danego typu.

Na figurze 15b krzywa obrazująca częstość występowania plagioklazów jednorodnych o danym składzie wykazuje największe maksimum dla zawartości 10% an, a obejmujące interwał 7—18% an, oraz drugie mniejsze maksimum dla 0—1% an i szereg drobnych maksimów odpowiadających plagioklazom zawierającym ponad 20% an. Omawiany wykres dla plagioklazów jednorodnych odzwierciedla również częstość występowania plagioklazów o danym składzie w całym kompleksie skalnym, gdyż jak wiemy, plagioklasy o jednorodnym składzie wybitnie dominują w nim nad plagioklazami niejednorodnymi. W przypadku plagioklazów jednorodnych trudno jest stwierdzić, czy maksima częstości występowania rozmaitych ich składów odpowiadają plagioklazom, które wykryły się jednocześnie, czy też plagioklazom reprezentującym różne stadia blastezy. Trudno natomiast wątpić, że maksima częstości występowania składów cząstkowych plagioklazów w jądrach i obwódkach ziarn pasowych odpowiadają różnym stadiom blastezy.

Na podstawie zmienności składu plagioklazów pasowych o budowie odwróconej, przedstawionej na figurze 15c, możemy w rozwoju plagioklazów wyróżnić pięć stadiów blastezy. Pierwsze stadium obejmuje blastezę plagioklazów zawierających 0—10% an, które w ziarnach pasowych tworzą wyłącznie

jądra. W drugim stadium rozwijały się plagioklasy zawierające 10—19% an, tworząc zarówno obwódki na plagioklazach powstałych w pierwszym stadium blastezy, jak i bardziej zasadowe jądra, którym na wykresie odpowiada główne maksimum krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie w jądrach. Początek drugiego stadium blastezy wyznaczono na podstawie pojawienia się obwódek na jądrach powstałych w pierwszym stadium blastezy. Koniec zaś omawianego stadium blastezy ustalony został na podstawie wygaśnięcia wspomnianego maksimum odpowiadającego jądrów i zastąpienie go przez główne maksimum krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie w obwódkach, reprezentujących już trzecie stadium blastezy. W trzecim stadium rozwinęły się plagioklasy zawierające 19—25% an, przy czym razem ze wspomnianymi obwódkami wykryły się również jądra, którym odpowiada ostatnie podrzędne najbardziej zasadowe maksimum krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie w jądrach. Wygaśnięcie tego maksimum znamionuje koniec trzeciego stadium blastezy plagioklazów. Czwarte stadium, obejmujące plagioklasy zawierające 25—41% an, na omawianym wykresie zaczyna się podrzędnym najbardziej zasadowym maksimum krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie w obwódkach, otaczających jądra powstałe w poprzednim stadium blastezy. Razem ze wspomnianymi obwódkami powstały również podrzędne, najbardziej zasadowe jądra pasowych plagioklazów.

Ostatnie piąte stadium blastezy obejmuje plagioklasy zawierające ponad 41% an, które nie tworzą jąder, lecz tylko najbardziej zasadowe obwódki na jądrach powstałych w poprzednim stadium blastezy. Te najbardziej zasadowe plagioklasy spotykane są niemal wyłącznie w erlanach.

Autor wysunął przypuszczenie, że plagioklasy plamiste powstały prawdopodobnie w wyniku jednoczesnej blastezy partii plagioklazowych o różnym składzie, na skutek szybkiej progresji metamorficznej. Plagioklasy te można by więc uważać za wskaźnik szybkiej progresji metamorficznej. Na figurze 15d zilustrowano częstość występowania partii kwaśniejszych i bardziej zasadowych o danym składzie w omawianych plagioklazach. Z wykresu tego widzimy, że odpowiadające sobie maksima krzywych częstości występowania partii kwaśniejszych i bardziej zasadowych o danym składzie, grupują się z reguły na pograniczu wyróżnionych stadiów blastezy. Można by z tego faktu wyciągnąć wniosek, że przejście jednych stadiów blastezy w drugie następowało wskutek szybkiej progresji metamorficznej.

Nasuwa się natomiast pytanie w jakich warunkach fizycznych, czy ustabilizowanych czy też zmiennych, rozwijały się plagioklasy w poszczególnych wyróżnionych stadiach blastezy. Pewne wnioski o warunkach rozwoju tych plagioklazów można wyciągnąć z następującego rozumowania.

Wiemy, że w omawianym kompleksie skalnym dominują plagioklasy o pewnym ściśle określonym

składzie. Na przedstawionych wyżej wykresach odpowiadają im maksima krzywych częstości występowania plagioklazów o danym składzie wśród ziarn jednorodnych i pasowych, jako odgrywających dominującą rolę w omawianym kompleksie. Nasuwa się pytanie w jakich warunkach plagioklasy o pewnym określonym składzie mogły uzyskać wybitną przewagę nad plagioklazami o innym składzie. W omawianym kompleksie skalnym, w którym plagioklasy rozwijały się w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych, prawdopodobne wydają się następujące możliwości:

1. Plagioklasy o danym uprzywilejowanym składzie mogły rozwinąć się bądź to w ustabilizowanych warunkach fizycznych oznaczających zastój w progresji metamorficznej, bądź też przy wolno zmieniających się warunkach fizycznych, znamionujących powolną progresję metamorficzną. Stabilizacja lub powolna zmienność warunków fizycznych powinna bowiem spowodować długotrwałą krystalizację plagioklazów o określonym składzie, które wobec tego powinny uzyskać przewagę nad takimi plagioklazami, które rozwijając się w toku szybkiej progresji metamorficznej szybko zmieniały swój skład. Możliwe są tu dwa następujące przypadki:

a. W skałach stosunkowo bogatych w Ca, w przypadku gdy nie jest on związany w innych minerałach rozwijających się razem z plagioklazami, ograniczenie składu wymienionych plagioklazów wywołane jest głównie warunkami fizycznymi. Omawiane plagioklasy, należące do PL^f , nie będą więc miały maksymalnej możliwej zawartości anortytu przy danym składzie skał.

b. W skałach stosunkowo ubogich w Ca, w panujących warunkach fizycznych mogła ulec uruchomieniu prawie cała substancja plagioklazotwórcza, przy czym cały Ca mógł zostać związany w plagioklazie. Skład plagioklazów rozwijających się w powyższych warunkach będzie zależał wyłącznie od środowiska chemicznego blastazy. Plagioklasy te będą należały do plagioklazów o maksymalnej zawartości anortytu w danej skale (PL_M), przy czym zasadowość ich może być niższa niż pozwalają na to panujące warunki fizyczne, a więc mogą one należeć do PL^c . Oznacza to, że omawiane plagioklasy mogą być uboższe w anortyt od plagioklazów rozwijających się w identycznych warunkach fizycznych w skałach bogatych w Ca i że w skałach o różnym składzie mogą one mieć różny skład.

2. Plagioklasy o uprzywilejowanym składzie mogą rozwinąć się również w toku progresji metamorficznej, a więc w zmieniających się warunkach fizycznych w skałach stosunkowo ubogich w Ca, które były rozpatrywane w punkcie 1b. W przypadku, gdy w skałach tych uruchomieniu uległa cała substancja plagioklazotwórcza i krystalizował plagioklaz o maksymalnej w danej skale zasadowości, to zmienność warunków fizycznych wskutek progresji metamorficznej nie zwiększy jego zasadowości. Prowadzi to do wniosku, że plagioklasy o tym samym składzie

mogły wykryzalizować w różnych warunkach fizycznych. Przy odpowiednim składzie skał i stosunkowo szybkiej zmienności warunków fizycznych w omawianym kompleksie, w późniejszych stadiach blastazy mogły więc krystalizować plagioklasy o składzie identycznym z plagioklazami wcześniejszych stadiów blastazy.

Z przedstawionych w punktach 1b i 2 możliwości rozwoju plagioklazów wynika, że plagioklasy o różnym składzie i o maksymalnej zasadowości w danych skałach (PL_M), mogły krystalizować w tych samych warunkach, a plagioklasy PL_M o identycznym składzie mogły rozwijać się w różnych warunkach fizycznych. Nie można więc mieć pewności, że w omawianym kompleksie skalnym wszystkie plagioklasy o tym samym uprzywilejowanym składzie reprezentują to samo stadium blastazy. Plagioklasy o składzie identycznym z plagioklazami wcześniejszych stadiów blastazy mogły wykryzalizować w stadiach późniejszych, natomiast przy omawianym sposobie rozwoju plagioklazów w nie zmienionym środowisku chemicznym, wydaje się, że można wykluczyć odwrotny przypadek, tzn. krystalizację w stadiach wcześniejszych plagioklazów bardziej zasadowych o składzie identycznym z plagioklazami stadiów późniejszych.

Na podstawie statystycznego zróżnicowania interwałów zmienności składu plagioklazów (R_{PL}) w skałach (fig. 13) można określić w pewien sposób zakres zmienności warunków, w których mogły wykryzalizować omawiane plagioklasy PL_M o uprzywilejowanym składzie. Z wykresu (fig. 13) wynika, że w skałach obejmujących plagioklasy o uprzywilejowanym składzie (skały należące do 1, 2 i 3 grupy na fig. 13b, w których PL_M zawiera poniżej 30% an) statystycznie uprzywilejowany jest $R_{PL} \leq 11\%$ an, niezależnie od składu plagioklazów o maksymalnej zawartości anortytu (PL_M). Oznacza to, że zróżnicowanie warunków fizycznych podczas całego rozwoju plagioklazów w poszczególnych skałach najczęściej prowadziło do zróżnicowania składu tych plagioklazów maksymalnie o 11% an. Najprawdopodobniej więc z podobnym zakresem zmienności warunków fizycznych należy się liczyć, rozpatrując rozwój uprzywilejowanych plagioklazów o maksymalnej zawartości anortytu (PL_M) w omawianych skałach, z czego wynikałoby, że plagioklasy te mogły kończyć swój rozwój razem z plagioklazami bogatszymi od nich maksymalnie o 11% an.

Zobaczmy teraz, jak na tle przedstawionych wyżej możliwości można interpretować rozwój plagioklazów o uprzywilejowanym składzie w kompleksie Gór Białskich.

Pierwsza z wymienionych możliwości, tzn. blastaza w ustabilizowanych warunkach fizycznych, które ograniczyły skład plagioklazów, jest najbardziej prawdopodobna w przypadku uprzywilejowanego składu jąder w plagioklazach pasowych o budowie odwróconej. Skoro bowiem w tej samej skale na kwaśniejszych jądrach krystalizowały następnie bardziej zasadowe obwódki, to ograniczenie zawartości anortytu w jądrach nie było wywołane ubóstwem Ca, a więc należy

przypuszczać, że zostało ono spowodowane głównie fizycznymi warunkami blastezy. Plagioklasy tych jąder można więc zaliczyć do *PL*^f. Statystyczne uprzywilejowanie określonego składu tych jąder może świadczyć o pewnej stabilizacji panujących wówczas warunków fizycznych.

Znacznie trudniejsza jest interpretacja uprzywilejowanego składu plagioklazów tworzących obwódki na kwaśniejszych jądrach oraz występujących w ziarnach jednorodnych, gdyż w stosunku do tych plagioklazów znacznie trudniejsza jest eliminacja różnych możliwości ich powstania. W pewnym stopniu eliminacji tych możliwości można dokonać, porównując przebieg krzywej obrazującej częstość występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie (fig. 12) z krzywą częstości występowania plagioklazu o określonym składzie wśród głównych typów plagioklazów (fig. 15b, c). Możliwe są tu następujące przypadki:

1. Maksimum krzywej częstości występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie nie pokrywa się z maksimum krzywej częstości występowania plagioklazu o danym składzie, przy czym to drugie jest przesunięte w kierunku kwaśniejszych plagioklazów. W przypadku tym najbardziej prawdopodobna jest blasteza plagioklazów o uprzywilejowanym składzie w ustabilizowanych warunkach fizycznych, gdyż ograniczenie składu plagioklazów nie zostało spowodowane ubóstwem Ca w skałach, a więc było ono najprawdopodobniej wynikiem panujących warunków fizycznych.

2. Oba wymienione wyżej maksima pokrywają się ze sobą. W przypadku tym istnieje duże prawdopodobieństwo, że wśród plagioklazów o uprzywilejowanym składzie dominują plagioklasy o maksymalnej zasadowości w danych skałach, a więc plagioklasy *PL*^c, których skład zależał wyłącznie od środowiska chemicznego blastezy. Mogły one rozwinąć się zarówno w ustabilizowanych lub wolno zmieniających się warunkach fizycznych, jak też w trakcie szybkiej progresji metamorficznej.

W omawianym kompleksie skalnym maksima krzywych częstości występowania plagioklazów o danym składzie wśród ziarn jednorodnych i obwódek ziarn pasowych są tak minimalnie przesunięte (przeważnie o 1% an) w kierunku kwaśniejszych plagioklazów w stosunku do maksimów krzywej częstości występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie, że praktycznie trzeba uznać pokrycie się tych maksimów. Początkowe maksima (1—19% an) tej ostatniej krzywej (fig. 12) odpowiadają głównym maksimom krzywej częstości występowania jednorodnych plagioklazów o danym składzie (fig. 15b), natomiast bardziej zasadowe maksimum (21% an) krzywej częstości występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie (fig. 12) odpowiada maksimum krzywej częstości występowania plagioklazu o danym składzie w obwódkach ziarn pasowych (fig. 15c). Z powyższych faktów można wyciągnąć wniosek, że wśród plagioklazów o uprzywilejowanym składzie, tworzących ziarna jednorodne

i obwódki ziarn pasowych, dominują prawdopodobnie plagioklasy o maksymalnej zawartości anortytu w danych skałach, tzn. takie, których skład zależał głównie od środowiska chemicznego blastezy i mógł nie być ograniczony panującymi warunkami fizycznymi. Zakładając, że plagioklasy te mogły kończyć swój rozwój jednocześnie z krystalizacją plagioklazów bardziej zasadowych, bogatszych maksymalnie o 11% an, możemy w następujący sposób określić możliwe zróżnicowanie warunków rozwoju plagioklazów o uprzywilejowanym składzie.

Jednorodne plagioklasy o składzie odpowiadającym uprzywilejowanym plagioklazom pierwszego stadium blastezy mogły zakończyć swój rozwój w warunkach drugiego stadium blastezy. Najbardziej uprzywilejowane jednorodne plagioklasy drugiego stadium blastezy mogły zakończyć swój rozwój w trzecim stadium blastezy. Uprzywilejowane plagioklasy trzeciego stadium blastezy, tworzące obwódki ziarn pasowych, mogły zakończyć swój rozwój na początku czwartego stadium blastezy. Można jednak przypuszczać, że większość plagioklazów o uprzywilejowanym składzie, odpowiadającym plagioklazom danego stadium blastezy, ukończyła swój rozwój w danym stadium, zwłaszcza gdy stadium to cechowała znaczna stabilizacja warunków fizycznych.

O tym, czy plagioklasy w trzech pierwszych stadiach blastezy rozwijały się w ustabilizowanych czy też zmieniających się warunkach fizycznych, możemy sądzić tylko na podstawie uprzywilejowanego składu jąder plagioklazów pasowych. Duże maksimum krzywej częstości występowania jąder o danym składzie (fig. 15c), odpowiadających drugiemu stadium blastezy, świadczy, że stadium to cechowała stabilizacja lub powolna zmienność warunków fizycznych. Podrzędne maksima omawianej krzywej, odpowiadające pierwszemu i trzeciemu stadium blastezy, przemawiają za tym, że stadia te cechowała również tendencja do stabilizacji warunków fizycznych.

Plagioklasy powstałe w czwartym i piątym stadium blastezy odgrywają w omawianym kompleksie podrzędną rolę ilościową, co utrudnia odtworzenie warunków ich rozwoju.

Sumując powyższe wywody można stwierdzić, że istnieje znaczne prawdopodobieństwo, że większość plagioklazów o identycznym uprzywilejowanym składzie rozwinęła się w podobnych warunkach fizycznych. Wyróżnione stadia rozwoju plagioklazów o uprzywilejowanym składzie znamionowała stabilizacja lub tendencja do stabilizacji warunków fizycznych. Natomiast przejścia jednych stadiów blastezy plagioklazów w drugie spowodowane zostały najprawdopodobniej stosunkowo szybką zmianą warunków fizycznych w wyniku przyspieszonej progresji metamorficznej.

O typie panującego ciśnienia (kierunkowe lub typu hydrostatycznego) w poszczególnych stadiach blastezy możemy sądzić na podstawie kierunkowości lub bezładu ułożenia plagioklazów o danym składzie. Obserwacje takie prowadzą do wniosku, że pierwsze stadium blastezy plagioklazów przebiegało w warun-

kach ciśnienia kierunkowego, które zanikało w drugim stadium blastezy i tylko miejscami, głównie w zespole pertytowych gnejsów Suszycy, zaznaczało się jeszcze w trzecim stadium blastezy. Dalsze stadia blastezy plagioklazów przebiegały w warunkach ciśnienia zbliżonego do typu hydrostatycznego.

W poszczególnych stadiach blastezy plagioklazom towarzyszyły różne minerały. Niektóre z nich zasługują na szczególną uwagę, gdyż rzucają pewne światło na panujące warunki. Jak wynika z figury 8, w pierwszym stadium blastezy plagioklazom towarzyszył staurolit, granat i rutyl. W drugim stadium blastezy brak jest staurolitu, natomiast nadal rozwijał się granat i prawdopodobnie rutyl, a dołączył się sillimanit. Sporadycznie — być może — wzrastał również dysten. W trzecim stadium blastezy zaczął się rozwijać tytanit, diopsyd i hornblenda, a tylko miejscami wzrastał również granat. W czwartym stadium blastezy nadal rozwijała się hornblenda, a granat krystalizował tylko w skałach bogatych w wapń.

Zmienność składu plagioklazów w kompleksie granulitowym Gór Żółtych

Z kompleksu granulitowego oznaczono pod mikroskopem skład ponad 500 ziarn plagioklazów w 111 próbkach reprezentujących wszystkie typy skał zawierające skalenie. Punkty pobrania tych próbek zaznaczono na figurze 1. Udział różnych typów skał wśród zbadanych próbek w przybliżeniu odpowiada ich udziałowi w omawianym kompleksie, a mianowicie dominują tu granulity jasne, ustępując im gnejsy pertytowe, natomiast nieliczne są gnejsy gierałtowskie niepertytowe. Podrzedną rolę odgrywają również ciemne granulity i granulity eklogitowe, a sporadyczne są gnejsy amfibolowe. Zawartość anortytu w plagioklazach wymienionych skał zmienia się w następujących granicach: w jasnych granulitach 5—28%, w gnejsach pertytowych 6—28%, a w gnejsach gierałtowskich niepertytowych 2—19%, w ciemnych granulitach i granulitach eklogitowych 8—26% i w gnejsie amfibolowym 13—17%. Maksymalna zawartość anortytu w plagioklazach (PL_M) wymienionych skał waha się od 6 do 28% an, a więc jest wybitnie ograniczona w porównaniu ze skałami kompleksu Gór Białskich, mimo że zawartość Ca w skałach obu kompleksów jest podobna. Ilościowy udział skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie przedstawiono na wykresie (fig. 16), na którym krzywa obrazująca częstość ich występowania tworzy główne maksimum w zakresie $PL_M = 9—18\%$ an oraz drobne maksima w zakresie $PL_M = 24—26\%$ an.

W omawianych skałach interwał zmienności składu plagioklazów (R_{PL}) waha się w granicach 0—12% an, a jego statystyczne zróżnicowanie przedstawione jest na figurze 17a, b. Z figury 17a wynika, że w kompleksie granulitowym główny zakres zmienności wynosi $R_{PL} = 0—5\%$ an, przy czym dominują skały z $R_{PL} = 0\%$ an. Skały kompleksu granulitowego cechuje więc bardzo duża jednorodność składu plagioklazów w porównaniu ze skałami kompleksu

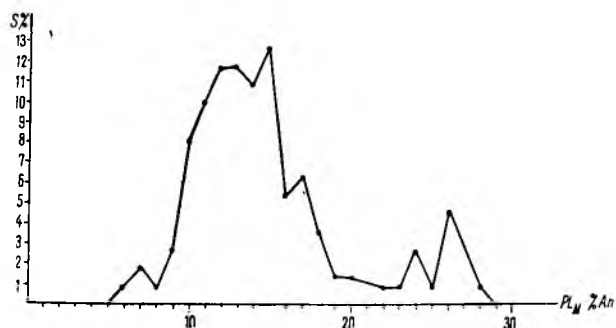


Fig. 16

Częstość występowania skał ($S\%$) o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazie ($PL_M\%$ An) w kompleksie granulitowym Gór Żółtych (na podstawie badań plagioklazów w 111 próbkach skalnych)

Occurrence frequency of rocks ($S\%$) with a given maximum anorthite content in plagioclase ($PL_M\%$ An) in the Góry Żółte granulite complex (based on investigation of plagioclase in 111 rock samples)

gnejsowego Gór Białskich. Na figurze 17b zilustrowano statystyczną zmienność R_{PL} w skałach, które podzielono na trzy następujące grupy ze względu na skład PL_M : 1) $PL_M = 0—10\%$ an, 2) $PL_M = 11—20\%$ an, 3) $PL_M = 21—30\%$ an. Z wykresu tego widzimy, że w skałach: pierwszej grupy najczęściej $R_{PL} = 2\%$ an, drugiej grupy najczęściej — $R_{PL} = 0$ lub 3% an, natomiast skały trzeciej grupy nie wykazują wyraźnego uprzywilejowania R_{PL} o określonej wartości.

W kompleksie granulitowym — zarówno w granulitach, jak i gnejsach — plagioklazы z reguły tworzą ziarna o jednorodnym składzie, ziarna pasowe odgrywają znikomą rolę, a ziarn plamistych w ogóle brak, co ilustruje figura 18a. Plagioklazы pasowe spotyka się tu we wszystkich typach skał, przy czym częściej występują one w gnejsach niż w granulitach. Z reguły mają one budowę odwróconą, z czego można wyciągnąć wniosek, że w omawianym kompleksie zaznaczała się tendencja do rozwoju plagioklazów w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych, a więc analogicznie jak w kompleksie gnejsowym Gór Białskich. Zmienność składu ziarn pasowych oraz skład ziarn jednorodnych zilustrowano na figurze 18b. Z wykresu tego widzimy, że w plagioklazach pasowych najniższą zawartość anortytu, wynoszącą w jądrze 9% i w obwódce 17%, spotkano w jasnym granulicie, natomiast najbardziej zasadowe jądro, zawierające 22% an i najbogatsza w anortyt obwódka o zawartości 26% an, występuje w ciemnym granulicie. Plagioklazы pasowe różnych odmian gnejsów: pertytowych, gierałtowskich (niepertytowych) i amfibolowych zajmują na wykresie pozycję przejściową między plagioklazami granulitów jasnych i granulitów ciemnych. Na podstawie zakresu zmienności składu plagioklazów pasowych możemy przypuszczać, że tendencja do rozwoju plagioklazów w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych zaznaczyła się w kompleksie granulitowym głównie

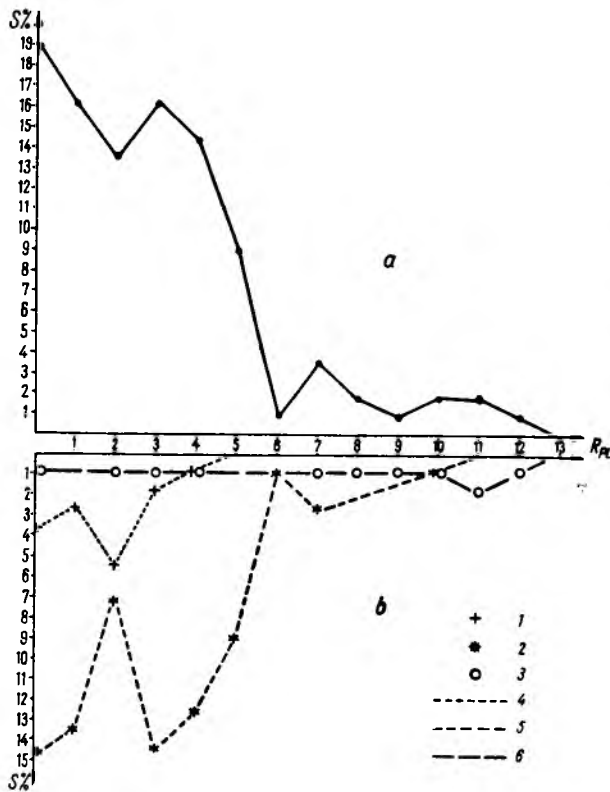


Fig. 17

Częstość występowania skał o danej zmienności składu plagioklazów w kompleksie granulitowym Gór Złotych

R_{PL} – interwał zmienności składu plagioklazów w danej skale, $S\%$ – procentowy udział skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów; *a* – częstość występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów, *b* – częstość występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów w obrębie grupy skał charakteryzującej się określonym składem plagioklazów o maksymalnej zasadowości (PL_M); 1, 2, 3 – skały, w których plagioklasy o maksymalnej zasadowości (PL_M) mają skład mieszczący się w następujących granicach: 1 – $PL_M = 6-10\%$ an, 2 – $PL_M = 11-20\%$ an, 3 – $PL_M = 21-28\%$ an; 4 – krzywa częstości występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów, w których $PL_M = 6-10\%$ an, 5 – krzywa częstości występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów, w których $PL_M = 11-20\%$ an; 6 – krzywa częstości występowania skał o danym interwale zmienności składu plagioklazów, w których $PL_M = 21-28\%$ an

Occurrence frequency of rocks with a given composition variability of plagioclases in the Góry Złote granulite complex

R_{PL} – variability interval of the composition of plagioclases in a given rock $S\%$ – per cent content of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases; *a* – occurrence frequency of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases, *b* – occurrence frequency of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases within a rock group characterised by a defined composition of plagioclases having a maximum anorthite content (PL_M); 1, 2, 3 – rocks in which the most basic plagioclases with the maximum basicity (PL_M) show a composition ranging as follows: 1 – $PL_M = 6-10\%$ an, 2 – $PL_M = 11-20\%$ an, 3 – $PL_M = 21-28\%$ an; 4 – occurrence frequency curve of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases, in which $PL_M = 6-10\%$ an, 5 – occurrence frequency curve of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases, in which $PL_M = 11-20\%$ an, 6 – occurrence frequency curve of rocks with a given variability interval of the composition of plagioclases, in which $PL_M = 21-28\%$ an

w trakcie blastazy plagioklazów zawierających 9–26% an. Znikoma rola ilościowa plagioklazów pasowych w omawianym kompleksie może być wynikiem bądź to bardzo słabej tendencji do wzrostu zasadowości

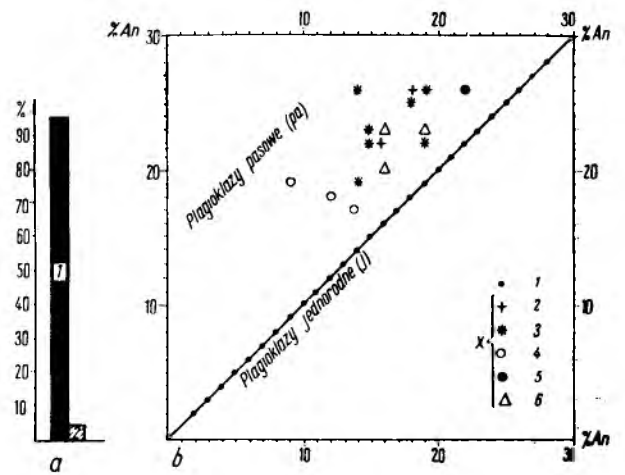


Fig. 18

Ilościowy udział i skład plagioklazów o budowie jednorodnej i pasowej w kompleksie granulitowym Gór Złotych

a – udział plagioklazów jednorodnych (1) i pasowych (2) wśród zbadanych plagioklazów kompleksu granulitowego, *b* – skład poszczególnych ziarn plagioklazów jednorodnych (j) i pasowych (pa); 1 – plagioklasy o jednorodnym składzie, X – plagioklasy pasowe o budowie odwróconej w różnych typach skał: 2 – gnejsy gierałtowski nieperytowe, 3 – gnejsy perytowe, 4 – granulity jasne, 5 – granulity ciemne i granulity eklogitowe, 6 – gnejsy amfibolowe

Quantitative content and composition of homogeneous and zoned plagioclases in the Góry Złote granulite complex

a – content of homogeneous (1) and zoned (2) plagioclases among the plagioclases investigated in the granulite complex, *b* – composition of the particular grains of homogeneous (j) and zoned (pa) plagioclases; 1 – plagioclases homogeneous in composition, X – zoned plagioclases with reversed structure in different rock types: 2 – non-perthitic Gierałtów gneisses, 3 – perthitic gneisses, 4 – light granulites, 5 – dark granulites and eclogite granulites, 6 – amphibole gneisses

plagioklazów w trakcie ich rozwoju, bądź też może być spowodowana homogenizacją plagioklazów wcześniejszych w czasie blastazy plagioklazów bardziej zasadowych w skałach bogatych w Ca.

Zmienność składu jednorodnych plagioklazów w ujęciu statystycznym przedstawiono na figurze 19. Na wykresie tym krzywa częstości występowania plagioklazu o danym składzie tworzy jedno duże maksimum, którego podstawa obejmuje plagioklasy zawierające 5–18% an, a wierzchołek – 11–14% an. Krzywa wykazuje także bardzo słabo zaznaczone maksima na plagioklazach o zawartości 24 i 26% an.

Nasuwa się pytanie, jakie były w kompleksie granulitowym warunki rozwoju plagioklazów o uprzywilejowanym składzie. Pewne wnioski nasuwają się z porównania krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie (fig. 19) z krzywą częstości występowania skał o danej maksymalnej zawartości anortytu w plagioklazach (fig. 16). Główne maksimum pierwszej wymienionej krzywej jest tylko minimalnie przesunięte w kierunku kwaśniejszych plagioklazów w stosunku do analogicznego maksimum drugiej krzywej, natomiast podrzędne maksima (24 i 26% an) obu krzywych pokrywają się. Na uwagę zasługuje fakt, że główne maksima omawianych krzywych mają po dwa wierzchołki, przy czym wyższy

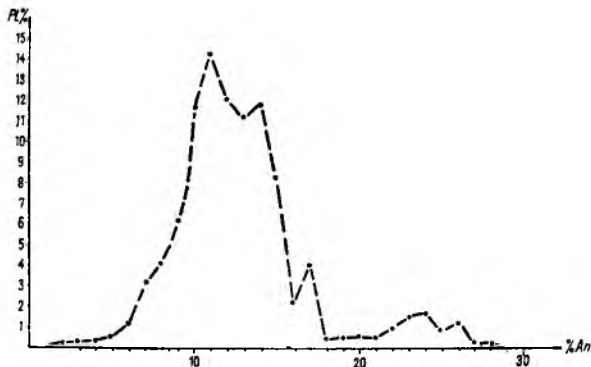


Fig. 19

Częstość występowania plagioklaz (PL%) o danym składzie (An%) wśród ziarn jednorodnych w kompleksie granulitowym Gór Żółtych

Occurrence frequency of plagioclase (PL%) with a given composition (An%) among homogeneous grains in the Góry Żółte granulite complex

wierzchołek krzywej częstości występowania skał o danej zawartości anortytu w PL_M jest dość znacznie przesunięty (o 4% an) w kierunku bardziej zasadowych plagioklazów w stosunku do dominującego wierzchołka krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie. Ponadto pierwsza wymieniona krzywa tworzy niższe maksimum na 24% an, a wyższe na 26% an, podczas gdy zróżnicowanie wysokości analogicznych maksimów drugiej krzywej jest odwrotne. Powyższe fakty świadczą, że dominujące wierzchołki krzywej częstości występowania plagioklazów o danym składzie ujawniają wyraźną tendencję do przesunięcia w kierunku kwaśniejszych plagioklazów w stosunku do analogicznych wierzchołków krzywej częstości występowania skał z PL_M o danym składzie. Oznacza to, że w kompleksie granulitowym plagioklasy o uprzywilejowanym składzie nie należą do PL_M , chociaż tylko minimalnie są od nich uboższe w anortyt. Z omawianymi plagioklazami współwystępują bogate w Ca granaty, omfacyty, a w jednym przypadku nawet epidot, przy czym obserwacje wykazały, że rozwój wymienionych minerałów bogatych w Ca rozpoczął się później niż plagioklazów. Wszystkie przedstawione fakty przemawiają za tym, że ograniczenie zawartości anortytu w plagioklazach kompleksu granulitowego nie było wywołane ubóstwem Ca w skałach, z czego można wyciągnąć wniosek, że zostało ono spowodowane panującymi wówczas warunkami fizycznymi. Najprawdopodobniej warunkom fizycznym zawdzięczają więc plagioklasy kompleksu granulitowego specyficzne swoje cechy w postaci ograniczonej zawartości anortytu przy dużej jednorodności składu.

Dużą jednorodność składu plagioklasy łatwo mogłyby uzyskać krystalizując lub rekrytalizując w ustabilizowanych warunkach fizycznych, w stosunkowo wysokich temperaturach sprzyjających homogenizacji ich składu. Ograniczenie natomiast zawartości anortytu mogło być spowodowane wysokim ciśnieniem.

Porównanie zmienności składu plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Żółtych

Widzimy, że zróżnicowanie warunków metamorfozy wymienionych kompleksów skalnych odbiło się w sposób istotny na zmienności składu ich plagioklazów. Plagioklasy obu tych kompleksów różnią się głównie dwiema następującymi cechami:

1) maksymalną zawartością anortytu w plagioklazie, tzn. składem PL_M , który w kompleksie gnejsowym Gór Białskich zawiera do 82% an (w erlanach), a w kompleksie granulitowych Gór Żółtych — do 26% an.

2) interwałem zmienności składu plagioklazów (R_{PL}), który w kompleksie gnejsowym dochodzi do 38% an z uprzywilejowaniem $R_{PL} = 2-21\%$ an, a w kompleksie granulitowym nie przekracza 12% an, z wybitnym uprzywilejowaniem $R_{PL} = 0-5\%$ an.

Prześledzenie przestrzennego zróżnicowania PL_M i R_{PL} plagioklazów w omawianych kompleksach skalnych może w pewnym stopniu ilustrować zmienność warunków fizycznych, które doprowadziły do ich zróżnicowania. Na terenie polskim w kompleksie gnejsowym w miarę zbliżania się do kompleksu granulitowego nie zaznacza się tendencja do ograniczenia składu PL_M i wartości R_{PL} , a także nie pojawiają się w znaczniejszych ilościach skalenie pertytowe. Natomiast w gnejsach współwystępujących z granulitami w obrębie kompleksu granulitowego zmienność składu plagioklazów jest podobna jak w granulitach. Po stronie polskiej między plagioklazami kompleksu gnejsowego a granulitowego zaznacza się nagle zmiana, którą najprościej byłoby wytłumaczyć istnieniem uskoku między tymi kompleksami. Stopniowe przejście gnejsów w granulity, zaobserwowane w obrębie omawianej części kompleksu granulitowego, odbywało się więc najprawdopodobniej w innym poziomie metamorficznym niż rozwój gnejsów kompleksu Gór Białskich kontaktujących obecnie z kompleksem granulitowym.

Nasuwa się natomiast podejrzenie, że po stronie czeskiej kontakt kompleksu granulitowego z gnejsowym może mieć charakter stopniowego przejścia. Przypuszczenie to opiera się na fakcie, że na wschód od kompleksu granulitowego, w obrębie strefy oznaczonej na mapie jako gnejsy (nr 59 na fig. 1), występują pertytowe odmiany gnejsów, którym towarzyszą granulity, przy czym zmienność składu plagioklazów w wymienionych skałach jest podobna jak w skałach kompleksu granulitowego.

BADANIA SKALENI WYSEPAROWANYCH Z GNEJSÓW I GRANULITÓW

Separacja skałeni

Skalenie wyodrębniono z próbek skał o ciężarze 1—3 kg, rozkruszonych do frakcji nieco drobniejszej lub równej najczęstszym rozmiarom ziarn separo-

wanych skaleni. Skąły kruszono w dużym móżdżiezu żelaznym, przy czym po kilku uderzeniach tłuczkiem (aby zbytnio nie rozkruszyć ziarn skaleni) odsiewano frakcje przeznaczone do separacji. Wyodrębnione na sitach frakcje szlamowano, a następnie w bromoformie usuwano z nich minerały ciemne. Separację skaleni przeprowadzono w bromoformie odpowiednio rozcieńczonym spirytusem (gęstość cieczy ustalono za pomocą wagi hydrostatycznej), początkowo w zlewkach z doszlifowaną pokrywą, a następnie w rozdzielaczach cylindrycznych o pojemności 1000 ml. Każdą próbkę pozostawiano w rozdzielaczu przez 12–24 h, wydzielając trzy frakcje o różnej gęstości, a mianowicie frakcje: opadającą, pozostającą w zawieszaniu i wypływającą. Separację każdego skalenia powtarzano kilkakrotnie, sprawdzając jego czystość w preparatach mikroskopowych. Wyodrębnione w cieczy skalenie oczyszczono następnie elektromagnesem.

Do separacji skaleni wybrano próbki takich skał, które zawierają plagioklaz o jednorodnym składzie i dość wyrównanych rozmiarach ziarn, przy czym skład plagiokładu w różnych próbkach jest różny, a zakres jego zmienności we wszystkich próbkach obejmuje główny zakres zmienności składu plagiokładu w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Złotych.

Skalenie potasowe w niektórych skałach mają również jednolite wykształcenie i dość wyrównane rozmiary, natomiast w innych wykazują one duże zróżnicowanie granulometryczne. W skałach kompleksu granulitowego skalenie potasowe o różnym uziarnieniu najczęściej różnią się wykształceniem, a mianowicie w ziarnach drobniejszych pertytowość budowy zaznacza się słabiej niż w ziarnach większych.

W przypadku, gdy skałen potasowy w danej skale wykazywał istotne zróżnicowanie rozmiarów ziarn, wydzielono dwie jego frakcje: drobną i grubą. Ziarna grube z reguły zawierały wrostki innych minerałów i wymagały dalszego oczyszczenia. W tym celu kruszono je na frakcję drobniejszą i ponownie oczyszczano w cieczy oraz elektromagnesem. Powyższe czynności doprowadziły do uzyskania próbek skaleni potasowych z grubej frakcji o dużej czystości.

Próbki skaleni potasowych, wyodrębnione z drobnoziarnistych frakcji nierównoziarnistych skał, zawierają pewną domieszkę ułamków skaleni z frakcji grubszej. Domieszka ta jest jednak niewielka, co można było stwierdzić, gdy skalenie potasowe różnych granulometrycznych frakcji wybitnie różniły się zawartością wrostków pertytowych.

Próbki wyseparowanych plagioklazów zawierają domieszki kwarcu tym większe, im bardziej ciężar właściwy danego plagiokładu jest zbliżony do ciężaru właściwego kwarcu.

Zbiór skał kompleksu gnejsowego Gór Białskich, z których wyseparowano skalenie, składa się z 7 gnejsów gierałtowskich, 1 gnejsu śnieżnickiego i 2 paragnejsów plagioklazowych. Ze skał tych wyseparowano łącznie 10 próbek plagioklazów (średnia zawartość

anortytu w plagioklazach różnych próbek wynosi 6–40% an) oraz 9 próbek skaleni potasowych.

Zbiór skał kompleksu granulitowego, z których wyseparowano skalenie, składa się z 6 granulitów jasnych, 1 granulitu ciemnego, 1 granulitu eklogitowego i 1 gnejsu perytytowego. Z wymienionych skał wyseparowano łącznie 9 próbek plagioklazów (o średniej zawartości anortytu 5–21%) oraz 15 próbek skaleni potasowych o różnym uziarnieniu i różnej zawartości wrostków pertytowych.

Występowanie i wykształcenie skaleni wybranych do separacji na tle krótkiej charakterystyki macierzystych skał

Kompleks gnejsowy Gór Białskich

Gnejs gierałtowski nr 1 z okolic Nowej Morawy ma barwę ciemnoszara, strukturę drobno- i równoziarnistą, a teksturę wybitnie kierunkową. Pod mikroskopem widać, że zbudowany jest on z lamin skaleniowo-kwarcowych z podrzędnym biotytem, kalcytem oraz sporadyczną hornblendą zwyczajną i tytanitem, naprzemianległych z grubszymi laminami bogatymi w biotyty, hornblendę, kalcyt i tytanit. Akcesorycznie pojawiają się drobne ziarenka apatytu i cyrkonu. W omawianym gnejsie skalenie wybitnie przeważają nad kwarcem, a plagioklaz dominuje nad skaleniem potasowym, często koncentrującym się w oddzielne cieniutkie laminy. W obrębie lamin ułożenie plagiokładu i skalenia potasowego jest bezładne.

Plagioklaz (38–43% an) występuje w ksenomorficznych ziarnach lub hipautomorficznych krótkich listewkach, o rozmiarach 0,08–0,16 mm, jednolitych pod względem zawartości anortytu. Czasem pojawiają się w nim nieregularne antypertytowe wrostki skalenia potasowego. Wrostki te w niektórych większych ksenomorficznych ziarnach plagiokładu koncentrują się tak znacznie, że ilościowa ich rola w obrębie danego ziarna antypertytu staje się równorzędna z plagioklazem. Obok antypertytów występują również mikropertyty, z równorzędnym ilościowym udziałem plagiokładu i skalenia potasowego. Omawiane plagioklasy zbliżnione są albitowo i peryklinowo, przy czym w jednych ziarnach w obrębie niektórych lametek albitowych rozwinęły się zbliżnienia peryklinowe, a w innych zbliżnienia albitowe rozwinęły się tylko w niektórych lamelkach peryklinowych.

Współwystępowanie omawianego plagiokładu z kalcytem może świadczyć, że ograniczenie zawartości w nim anortytu nie jest wynikiem ubóstwa wapnia w skale, a więc plagioklaz ten można zaliczać do typu *PL*¹.

Z opisanej skały wyseparowano plagioklaz o dużej jednorodności składu, ze śladowym udziałem antypertytowych wrostków skalenia potasowego.

Skałen potasowy tworzy ziarna ksenomorficzne, niezbliżnione, o rozmiarach 0,01–0,23 mm. Najczęściej nie zawiera on wrostków pertytowych, lecz często zamyka poikilitowo drobne ziarenka plagiokładu, a czasem również kalcytu, amfibolu i biotyty. Udało się wyseparować tylko drobną ilość tego skalenia w stanie stosunkowo czystym.

Gnejs gierałtowski nr 2 z okolic Nowej Morawy, cechuje barwa jasnoszara, struktura drobno- i równoziarnista oraz kierunkowa tekstura zaznaczająca się ułożeniem łyszczyków rozmieszczonych w skale dość równomiernie.

W omawianym gnejsie kwarc nieco przeważa nad skaleniami reprezentowanymi przez równorzędne ilości oligokładu i mikroklinu, a wśród łyszczyków muskowit (typu *2M*) dominuje nad brązowym biotytem. Miejscami pojawiają się okrągławe ziarna granatu ulegające biotytyzacji. W drobnych ilościach występuje apatyt, cyrkon i ortyt.

Skalenie ułożone bezładnie najczęściej tworzą ziarna wielkości 0,23–0,46 mm i tylko sporadycznie osiągają rozmiar 0,90 mm. Czasem na kontakcie oligokładu z mikroklinem

rozwijają się drobne utwory myrmekitowe. Oligoklaz (17–23% an) przeważnie zbliźniaczony albitowo, bardzo rzadko peryklinowo, a niekiedy w ogóle niezblizniaczony, tworzy ziarna o jednorodnym składzie na ogół ksenomorficzne, rzadko osiąga kształty hipautomorficzne. Sporadycznie pojawiają się w nim pojedyncze, nieregularne antypertytowe wrostki skałenia potasowego.

Mikroclin, zawsze ksenomorficzny, najczęściej tworzy ziarna jednorodne, sporadycznie mikropertytowe z nielicznymi wrostkami plagioklaz o kształtach tabliczkowatych lub tabliczkowato-soczewkowatych. Cechuje go niespokojne wygaszanie światła (pl. III, 1), a miejscami widoczna jest w nim dość niewyraźna siateczka albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń.

Gnejs gieraltowski nr 6 z masywu Suszycy ma barwę jasnoszarą, prawie białą, strukturę drobnoziarnistą, a teksturę kierunkową zaznaczającą się w rozmieszczeniu łyszczyków. Łyszczyki w całym gnejsie występują na ogół w drobnej ilości, a tylko miejscami skupiają się w większe, dość nieregularne, ciemnoszare laminy.

Pod mikroskopem widać, że gnejs ten ma strukturę nierównoziarnistą, a wszystkie minerały ułożone są w nim bezładnie. Laminy łyszczykowe są bardzo bogate w kwarc, natomiast skałenie odgrywają w nich znikomą rolę. Wśród łyszczyków dominuje muskowitz, należący głównie do odmiany trójwarstwowej, której w niewielkiej ilości towarzyszy odmiana dwuwarstwowa. Dość znacznie ustępuje mu brunatny biotyt, obok którego miejscami pojawia się biotyt oliwkowy.

W partiach gnejsu ubogich w łyszczyki dominują skałenie, reprezentowane przez równorzędne ilości albitu i mikroclinu. Wykazują one duże zróżnicowanie rozmiarów ziarn (0,16–0,80 mm), nadając gnejsowi strukturę nierównoziarnistą.

Albit (6–10% an) tworzy ziarna jednorodne pod względem zawartości anortytu, lecz czasem zawiera nieliczne, nieregularne antypertytowe wrostki skałenia potasowego. Przeważnie jest on ksenomorficzny, rzadko hipautomorficzny, z reguły zbliźniaczony albitowo, przy czym w niektórych jego ziarnach występują większe niezblizniaczone partie.

Mikroclin występuje w ziarnach ksenomorficznych o jednorodnym składzie. Cechuje go niespokojne wygaszanie światła, a miejscami ujawnia się w nim dość niewyraźna siateczka albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń. Miejscami mikroclin jest wypierany przez muskowitz, który wnika do mikroclinu cienkimi mackami wyrastającymi z większych blaszek muskowitzu. W omawianym gnejsie akcesorycznie pojawia się apatyt, cyrkon i granat.

Z opisanego gnejsu wyseparowano dość jednorodny albit, ze znikomym udziałem wrostków antypertytowych, oraz jednorodny mikroclin.

Gnejs gieraltowski nr 7 z masywu Suszycy jest jasnoszary, masywny, bardzo jednolity, o strukturze średnioziarnistej i kierunkowej teksturze. Kierunkowość tekstury zaznacza się w rozmieszczeniu drobnych blaszek łyszczyków, które gromadzą się w cienkie poprzerywane laminy.

Pod mikroskopem widać, że w omawianym gnejsie plagioklaz i mikroclin występują w ilościach równorzędnych, dominując nad kwarcem. Wśród łyszczyków, układających się w obrębie lamin dość bezładnie, brunatnobrązowy biotyt przeważa nad muskowitzem należącym do odmiany dwuwarstwowej. Na kontakcie z mikroclinem muskowitz czasem wykształca drobne wypustki, wnikające do mikroclinu. W znikomych ilościach pojawia się granat, cyrkon i apatyt.

Plagioklaz (11–14% an) tworzy ziarna zbliźniaczone albitowo, ksenomorficzne, rzadko hipautomorficzne, jednorodne pod względem zawartości anortytu, lecz często zawierające nieregularne lub tabliczkowate antypertytowe wrostki skałenia potasowego (pl. V, 1). Wyseparować udało się plagioklaz ze znikomym udziałem antypertytowych wrostków.

Mikroclin jest ksenomorficzny, przeważnie jednorodny, rzadziej wykształcony jako bardzo drobnotabliczkowaty mikropertyt, niekiedy bogaty w pertytowe wrostki. Cechuje go niespokojne wygaszanie światła, a często pojawia się w nim również siateczka albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń, która nie obejmuje całych ziarn, lecz tylko pewne ich partie.

Omawiane skałenie ułożone są bezładnie. Rozmiary ich ziarn wynoszą 0,23–0,79 mm, rzadziej wzrastają do 1,5 mm.

nadając pewnym partiom gnejsu strukturę nierównoziarnistą, a miejscami prawie porfiroblastyczną.

Gnejs gieraltowski nr 11 z okolic Bolesławowa, zbudowany jest z warstewek (miąższości do 10 cm) ciemnoszarych, drobnoziarnistych, złożonych z cienkich naprężnianych lamin biotytowych i skałeniowo-kwarcowych oraz z warstewek jasnoszarych, czasem prawie białych, jednolicie wykształconych, o strukturze bardziej gruboziarnistej, ubogich w łyszczyki.

Pod mikroskopem widać, że w obu rodzajach warstewek skałenie i kwarc układają się bezładnie, natomiast w ułożeniu łyszczyków zaznacza się wyraźna kierunkowość. Plagioklaz dominuje tu nad skałeniem potasowym, a kwarc występuje w ilości równorzędnej skałeniom. Wśród łyszczyków przeważa czerwono-brunatny biotyt, a dość liczny muskowitz należy głównie do odmiany dwuwarstwowej, której w podrzędnej ilości towarzyszy odmiana trójwarstwowa. Sporadycznie pojawia się granat, cyrkon i epidot.

Skałenie są wykształcone jednolicie pod względem składu i cech optycznych, lecz w warstewkach ciemnych mają one drobniejsze uziarnienie (0,24–0,79 mm) niż w warstewkach jasnych (0,79–2,21 mm), w których skałeni potasowy sporadycznie osiąga nawet rozmiary 3,16 mm.

Plagioklaz (17–23% an) tworzy ziarna przeważnie ksenomorficzne, rzadko hipautomorficzne, z reguły o jednorodnym składzie. Miejscami pojawiają się w nim drobne antypertytowe wrostki skałenia potasowego o kształtach tabliczkowatych. Zawsze jest on zbliźniaczony albitowo, natomiast rzadko peryklinowo, przy czym najczęściej prążki peryklinowe występują w obrębie tylko niektórych lametek albitowych, rzadziej zbliźniaczenia albitowe rozwinęły się w obrębie niektórych lametek peryklinowych.

Gnejs gieraltowski nr 15 z okolic Młynowca ma barwę jasnoszarą strukturę średnioziarnistą i bezładną, masywną teksturę. Sporadycznie spotyka się w nim białe porfiroblasty skałenia potasowego, które osiągają rozmiary 8 mm.

W gnejsie tym, bardzo bogatym w kwarc, mikroclin przeważa nad plagioklazem, a dwuwarstwowy muskowitz dominuje nad brązowym biotytem, ulegającym chlorytyzacji. Akcesorycznie pojawia się apatyt i cyrkon.

Plagioklaz (4–9% an) tworzy ziarna jednolite pod względem zawartości anortytu, przeważnie ksenomorficzne, rzadko hipautomorficzne, z reguły zbliźniaczone albitowo. Miejscami jest on wypierany przez mikroclin (pl. IV, 4).

Mikroclin ksenomorficzny, jednorodny, przeważnie jest niezblizniaczony o niespokojnym wygaszaniu światła. Rzadko uwidacznia się w nim siateczka albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń, obejmująca tylko niewielkie partie niektórych ziarn.

Ziarna skałeni najczęściej mają wielkość 0,47–1,11 mm, rzadziej – 1,6 mm, a tylko wyjątkowo ziarna mikroclinu wzrastają do około 8 mm, tworząc bardzo nieliczne porfiroblasty. Badania optyczne wykazały, że porfiroblastyczny mikroclin nie różni się cechami optycznymi od mikroclinu drobniejszej frakcji i przy dalszej charakterystyce potraktowano je łącznie.

Gnejs gieraltowski nr 13 z masywu Łyśca o aplitowym wyglądzie, jasny, drobnoziarnisty, o strukturze bezładnej, wykształcony jest jednolicie. Sporadycznie pojawiają się w nim większe porfiroblasty białego skałenia.

Gnejs ten składa się z dość licznych kwarcu i dominujących nad nim skałeni reprezentowanych przez równorzędne ilości albitu i mikroclinu. Stosunkowo nieliczne łyszczyki należą do czerwono-brunatnego biotytu i znacznie ustępującego mu dwuwarstwowego muskowitzu. Miejscami spotyka się apatyt, cyrkon i granat, przeobrażający się w oliwkowy biotyt.

Plagioklaz (9–11% an) tworzy ziarna o jednorodnym składzie zbliźniaczone albitowo, przeważnie ksenomorficzne, rzadko osiągające kształty hipautomorficzne. Sporadycznie pojawiają się w nim nieliczne, drobne antypertytowe wrostki skałenia potasowego.

Ksenomorficzny mikroclin tworzy ziarna jednorodne, przeważnie niezblizniaczone, niespokojnie wygaszające światło, rzadko z dość niewyraźną siateczką albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń. Na kontakcie mikroclinu z plagioklazem czasem rozwijają się drobne utwory myrmekitowe.

Rozmiary ziarn skałeni najczęściej wynoszą 0,16–0,47 mm, rzadko tylko wzrastają do 1,0 mm, a tylko sporadycznie mikroclin osiąga rozmiary 1,6 mm, tworząc porfiroblasty. Mikroclin porfiroblastyczny swoimi własnościami optycznymi

nie różni się od mikroklinu drobniejszych frakcji i wobec tego przy badaniach chemicznych i rentgenograficznych potraktowano je łącznie.

Gnejs śnieżnicki nr 21 z masywu Łyśca zbudowany jest z licznych białych „oczek” skaleniowych tkwiących w jasnozarym tle, złożonym z krótkich wyklinowujących się jasnych lamin skaleniowych i kwarcowych, pooddzielanych cienkimi smugami lyszczyków.

Pod mikroskopem widać, że tło omawianego gnejsu składa się z dość gruboziarnistych soczewek kwarcu, naprzemianległych z bardziej drobnoziarnistymi laminami skaleniowo-lyszczykowymi. W laminach tych plagioklaz dominuje nad mikroklinem, a ciemnobrunatny biotyt nad dwuwarstwowym muskowitem. Łyszczyki często skupiają się w cienkie smużki na pograniczu lamin kwarcowych i skaleniowych. Na kontakcie plagioklazu z mikroklinem bardzo rzadko rozwijają się drobne utwory myrmekitowe. Akcesorycznie spotyka się apatyt i cyrkon, a sporadycznie rutyl i epidot. Występowanie wymienionych minerałów akcesorycznych ogranicza się głównie do lamin skaleniowo-lyszczykowych.

W tle skalnym omawianego gnejsu skalenie układają się bezładnie, a rozmiary ich ziarn wahają się w granicach 0,32–0,63 mm.

Plagioklaz tworzy krótkie, przeważnie hipautomorficzne tabliczki, często jednorodne, zawierające 25–26% an, a niekiedy pasowe z kwaśniejszym jądrem (10–13% an) i bardziej zasadową obwódką (20–30% an). Z reguły jest on zbliżony albitowo, a czasem również peryklinowo, przy czym miejscami zbliżenie peryklinowe rozwinęły się w obrębie niektórych tylko lametek albitowych.

Mikroklina tła skalnego jest jednorodny, o niespokojnym wygaszaniu światła, najczęściej niezbliniaczony, a tylko czasem z niewyraźną siateczką albitowo-peryklinowych zbliżeń, obejmującą niewielkie partie niektórych ziarn. Ziarna jego, niekiedy hipautomorficzne, przeważnie mają kształty zbliżone do izometrycznych. Czasem gromadzą się one w poligonalne skupienia, granicząc ze sobą dobrze wykształconymi płaszczyznami.

Białe oczka skaleni, tkwiące w opisanym wyżej tle skalnym, składają się z kilku dużych ziarn mikroklina (o rozmiarach do 12 mm) otoczonych ziarenkami drobniejszymi. Mikroklina ten, o niespokojnym wygaszaniu światła, często zbliżony jest karlsbadzko, a miejscami pojawiają się w nim fragmentaryczna siateczka albitowo-peryklinowych zbliżeń. Często zawiera on nieregularne i stosunkowo nieliczne wzrostki pertytowe oraz poikilitowo zamyka drobne tabliczki plagioklazu i blaszki lyszczyków.

Z opisanego gnejsu do dokładniejszych badań wyseparowano plagioklaz zawierający najczęściej 24–25% an oraz mikroklina tła skalnego (z frakcji 0,15–0,50 mm) i porfiroblastów (z frakcji >0,7 mm).

Paragnejs plagioklazowy nr 3 z okolic Nowej Morawy jest bardzo jednolicie wykształcony, drobnoziarnisty, ciemnoszary, bogaty w biotyt.

Głównym składnikiem tego gnejsu jest zasadowy oligoklaz (21–28% an), jednorodny pod względem zawartości anortytu, często zawierający stosunkowo nieliczne antypertytowe wzrostki skalenia potasowego o tabliczkowatych lub nieregularnych kształtach. Omawiany plagioklaz występuje przeważnie w ziarnach ksenomorficznych, rzadko hipautomorficznych, o rozmiarach 0,23–0,46 mm. Z reguły jest on zbliżony albitowo, czasem również peryklinowo.

Podrzedną rolę ilościową odgrywa skałen potasowy, niezbliniaczony, często niespokojnie wygaszający światło. Nie zawiera on wzrostków pertytowych, lecz często zamyka poikilitowo drobne ziarenka plagioklazu, a czasem również biotytu i kwarcu. Skałen ten tworzy ziarna wyłącznie ksenomorficzne o rozmiarach 0,03–0,16 mm, przeważnie wypełniające przestrzenie między plagioklazami, a licznym kwarcem. Na kontakcie skalenia potasowego z plagioklazem czasem rozwijają się drobne utwory myrmekitowe.

Opisane skalenie oraz kwarc ułożone są bezładnie, natomiast brunatnoczarny biotyt układa się kierunkowo, skupiając się w cienkie laminy. Miejscami spotyka się ortyt, apatyt, cyrkon i granat.

Z omawianego gnejsu udało się wyseparować plagioklaz o jednorodnym składzie, w którym antypertytowe wzrostki ska-

lenia potasowego odgrywają znikomą rolę. Skałen potasowy okazał się natomiast dość silnie zanieczyszczony wzrostkami innych minerałów i nie został zanalizowany chemicznie, lecz tylko zbadany rentgenograficznie i optycznie.

Paragnejs plagioklazowy nr 29 z masywu Łyśca, ma strukturę drobnoziarnistą i składa się z lekko różowej masy skaleniowo-kwarcowej przernianej cienkimi, czarnymi smużkami biotytu, nadającymi skałce teksturę kierunkową.

Dominującym składnikiem gnejsu jest bezładnie ułożony plagioklaz, znacznie ustępują mu kwarc i biotyt, a w przestrzeniach między wymienionymi minerałami pojawiają się śladowe ilości niezbliniaczony jednorodny skałen potasowy. Akcesorycznie występuje cyrkon, apatyt i granat, a sporadycznie rutyl.

Plagioklaz (11–14% an) jednorodny, zbliżony albitowo, bardzo rzadko peryklinowo, występuje w ziarnach ksenomorficznych lub hipautomorficznych, o porcjach zbliżonych do izometrycznych. Rozmiary jego ziarn najczęściej wynoszą 0,23–0,48 mm, rzadko wzrastając do 0,96 mm.

Kompleks granulitowy Gór Złotych

Granulit eklogitowy nr 41 z okolic Gierałtowa, jest skałą jednolicie wykształconą o strukturze drobno- i równoziarnistej, a teksturze bezładnej, zabarwioną na kolor szarozielonawy, gęsto usianą czerwonymi granatami.

Pod mikroskopem widać, że największe rozmiary osiągają: jednorodny granat i poikiloblastyczny omfacyt z wzrostkami kwarcu i skaleni. W niewielkich ilościach towarzyszy im drobno-blastkowy, brunatny biotyt oraz dystem często oskorupiony granatem, a miejscami pojawiają się rutyl. Wymienione minerały tkwią w bardziej drobnoziarnistej masie skaleniowo-kwarcowej, w której ksenomorficzny kwarc często osiąga rozmiary większe od skaleni. Wśród skaleni, które występują w ziarnach na ogół izometrycznych, plagioklaz wybitnie przeważa nad skałeniem potasowym. Na kontaktach obu skaleni nie rozwijają się utwory reakcyjne.

Plagioklaz (21–26% an) tworzy ksenomorficzne lub hipautomorficzne ziarna zbliżone albitowo, o rozmiarach najczęściej wynoszących 0,08–0,24 mm. Ziarna te są jednorodne pod względem zawartości anortytu i rzadko zawierają drobne i na ogół nieliczne antypertytowe wzrostki skalenia potasowego. O mawiany plagioklaz wydaje się pozostawać w równowadze ze współwystępującymi minerałami zawierającymi wapń: omfacytem (pl. VII, 1) i granatem, a więc można go zaliczyć do plagioklazu typu *PL*¹.

Skałen potasowy ksenomorficzny, niezbliniaczony, najczęściej tworzy ziarna o rozmiarach 0,08–0,16 mm. Czasem nie ujawnia on pod mikroskopem budowy pertytowej, a niekiedy należy do drobnego mikropertytu ze zmiennym udziałem precikrowych wzrostków pertytowych.

Granulit ciemny nr 43 z okolic Gierałtowa jest laminowany, składający się z grubych drobnoziarnistych lamin zielonawoszarych i cieńszych białych lamin skaleniowych, bardziej gruboziarnistych, czasem plastycznie zdeformowanych i często soczewkowato wyklinowujących się.

Pod mikroskopem widać, że w laminach minerały ułożone są prawie bezładnie.

Laminy ciemne mają strukturę na ogół równoziarnistą i składają się z mozaiki skaleniowo-kwarcowej gęsto usianej drobnymi granatami, którym znacznie ustępuje drobny, ksenomorficzny bladezielony piroksen i drobnołuseczkowaty brunatny biotyt. Miejscami pojawiają się tytanit, rutyl oraz sporadyczny dystem i cyrkon.

Laminy jasne cechuje struktura porfiroblastyczna. Porfiroblasty należą do mikropertytu oraz do znacznie ustępującego mu kwarcu, którego ziarna mają kształty niekiedy bardzo silnie wydłużone. Tkwią one w drobnoziarnistej masie skaleniowo-kwarcowej, zawierającej stosunkowo nieliczne granaty oraz poikiloblastyczne ziarna bladezielonego piroksenu i drobne blaszki brunatnego biotytu. Miejscami pojawiają się duże ziarna ksenomorficznego tytanitu, w którym niekiedy zamknięte są ziarenka granatu.

Skalenie występujące w drobnoziarnistych masach zarówno w laminach jasnych, jak i ciemnych, reprezentowane są przez

równorzędne ilości plagioklaz i skałenia potasowego. Rozmiary ziarn tych skałeni najczęściej wynoszą 0,08–0,24 mm.

Plagioklaz (6–13% an) z reguły ksenomorficzny, zbliżniaczony albitowo, tworzy ziarenka o jednorodnym składzie. Współwystępowanie jego z licznym granatem nasuwa przypuszczenie, że należy on do plagioklazów typu *PL*¹.

Drobnodziarnisty skałen potasowy ksenomorficzny, niezbliniaczony, bądź w ogóle nie ujawnia budowy pertytowej, bądź też należy do bardzo drobnego mikropertytu pręcikowego, o zmiennej zawartości wrostków pertytowych.

Skałen potasowy porfiroblastów jest niezbliniaczony i tworzy ksenomorficzne ziarna o wielkości 0,79–3,95 mm. Należy on do dość grubego mikropertytu typu mieszanego (z wrostkami o kształtach pręcikowych, wrzecionowych, tabliczkowych), często przechodzącego w mezopertyt.

Z opisanego granulitu wyseparowano: plagioklaz, porfiroblastyczny mikropertyt (z frakcji > 0,38 mm) oraz mikropertyt tła skalnego (z frakcji 0,06–0,15 mm). Wyseparowana próbka mikropertytu tła skalnego okazała się w znikomym tylko stopniu zanieczyszczona okruchami grubego mikropertytu porfiroblastów.

Granulit jasny nr 46 z okolic Gierałtowa ma strukturę stosunkowo gruboziarnistą i z wyglądu zewnętrznego jest bardzo podobny do gnejsu gierałtowskiego. Składa się on z szarych partii kwarcowych zawierających biotyt i z białych partii skaleniowych. Wyróżnione partie miejscami tworzą dość nieregularne naprzemianległe laminy, a miejscami zupełnie nieregularne przerosty. Partie skaleniowe czasem nabrzmiewają w krótkie soczewki o wyglądzie „oczek”. Granaty w omawianej skale są trudno dostrzegalne nieuzbrojonym okiem, natomiast pod mikroskopem widać, że nieco przeważają one nad drobnoblastkowym, brunatnym biotytem. Miejscami pojawia się rutil oraz dysten, przeobrażający się w skupienia muskowitu.

Granulit ma strukturę nierównoziarnistą, a miejscami porfiroblastyczną. Porfiroblasty należące do mikropertytu, rzadziej do kwarcu, związane są stopniowymi przejściami z tłem skalnym. Skałę cechuje tekstura kierunkowa, zaznaczająca się głównie w ułożeniu ksenoblastów kwarcu, natomiast skałenie najczęściej układają się bezładnie.

Plagioklaz (13–18% an), będący dominującym składnikiem tła skalnego, występuje przeważnie w ziarnach ksenomorficznych o rozmiarach 0,08–0,60 mm. Ziarna te są jednorodne pod względem zawartości anortytu, lecz czasem zawierają antypertytowe wrostki skałenia potasowego, mające najczęściej kształty wyklinowujących się tabliczek, a rzadko kształty nieregularne. Udział tych wrostków w antypertytach jest zmienny, przeważnie niewielki, rzadko dość znaczny. Omawiany plagioklaz zbliżniaczony jest albitowo, przy czym najczęściej prążki albitowe przechodzą przez całe ziarno plagioklazowe, rzadko rozwijają się tylko w brzeźnych partiach ziarna, wyklinowując się ku jego partii środkowej, która pozostaje niezbliniaczona.

Mikropertyt wykazuje bardzo duże zróżnicowanie zarówno rozmiarów ziarn (0,06–2,40 mm), jak i zawartości wrostków pertytowych. Udział tych wrostków w niektórych ziarnach, zwłaszcza małych, jest znikomy, natomiast w innych ziarnach, głównie większych, wzrasta i to niekiedy tak znacznie, że mikropertyt porfiroblastów miejscami przechodzi w mezopertyt. Wrostki pertytowe najczęściej mają kształty pręcików, rzadziej wrzecion, przy czym większe rozmiary osiągają one w pertytach porfiroblastów, a mniejsze w pertytach tła skalnego. Omawiane mikropertyty mają kształty wyłącznie ksenomorficzne i są niezbliniaczone.

Z opisanego granulitu wyseparowano plagioklaz ze znikomą zawartością antypertytowych wrostków oraz mikropertyt tła skalnego ubogi w pertytowe wrostki (z frakcji 0,07–0,15 mm) i mikropertyt porfiroblastów bogaty w pertytowe wrostki (z frakcji > 0,2 mm).

Granulit jasny nr 47 z okolic Gierałtowa, składa się z cienkich, nieregularnych lamin barwy szarej i białej, czasem stopniowo w siebie przechodzących i niekiedy plastycznie sfałdowanych.

Pod mikroskopem ujawnia on strukturę porfiroblastyczną, którą zawdzięcza zróżnicowanym rozmiarom ziarn skałenia potasowego, zmieniającym się w sposób ciągły w granicach 0,06–2,50 mm. Skałen potasowy jest dominującym składnikiem granulitu, nieco ustępuje mu kwarc, a plagioklaz odgrywa podrzędną rolę. Na kontakcie plagioklaz ze skałeniem

potasowym miejscami rozwinęły się nieliczne, drobne twory myrmekitowe. Granat, będący głównym minerałem ciemnym, często przeobraża się w brunatny biotyt, oprócz którego występuje również biotyt pierwotny, który nie powstał kosztem granatu. Miejscami pojawia się dysten, zastępowany przez muskowitz. Nierzadko spotyka się rutil, a sporadycznie cyrkon.

Plagioklaz (15–19% an) występuje w ziarnach o jednolitym składzie, ksenomorficznych, zbliżniaczonych albitowo, o rozmiarach wynoszących najczęściej 0,08–0,32 mm. Rzadko pojawiają się w nim nieliczne, drobne antypertytowe wrostki skałenia potasowego.

Skałen potasowy, ksenomorficzny, niezbliniaczony, we frakcji drobnej należy najczęściej do mikropertytu pręcikowego ubogiego we wrostki, rzadziej tworzy ziarna jednorodne (pl. IX, 3). We frakcji grubszej jest on natomiast mikropertytem bardzo bogatym we wrostki miejscami przechodzącym w mezopertyt. Wrostki pertytowe najczęściej mają kształty pręcików, rzadziej tabliczek lub wrzecion i dość zmienne rozmiary nawet w obrębie tego samego ziarna.

Granulit jasny nr 51 z okolic Gierałtowa jest równoziarnisty, jednolicie wykształcony, o apłitowym wyglądzie, barwy jasnoszarej – prawie białej, gęsto i dość równomiernie usiany czerwonymi granatami, którym miejscami towarzyszą drobne smużki amfibolu. Granulit ten ma teksturę prawie bezładną i tylko czasem zaznacza się w nim słaba kierunkowość w ułożeniu minerałów ciemnych.

Pod mikroskopem widać, że skałen potasowy, albit i kwarc występują tu w ilościach równorzędnych i układają się bezładnie. Nieliczny amfibol o wybitnie silnym pleochroizmie w barwach zielonych tworzy drobne słupki, które miejscami występują samodzielnie, a miejscami są stowarzyszone z granatem i wówczas wydają się powstawać jego kosztem. Sporadycznie spotyka się brunatny biotyt, tytanit i cyrkon.

Skałenie występują przeważnie w ksenomorficznych ziarnach o rozmiarach 0,08–0,24 mm. Albit (4–6% an) tworzy ziarna jednorodne, zbliżniaczone albitowo, przy czym prążki albitowe najczęściej przechodzą przez całe ziarno, bardzo rzadko wyklinowują się i pewne partie ziarna pozostają niezbliniaczone. Sporadycznie w plagioklazie pojawiają się też zbliżnienia peryklinowe, w obrębie których rozwinęły się lamelki albitowe.

Skałen potasowy tworzy ziarna niezbliniaczone, przeważnie jednorodne, rzadziej należące do mikropertytu bardzo ubogiego w pertytowe wrostki o kształtach pręcików lub wrzecion.

Granulit jasny nr 53a z okolic Gierałtowa ma strukturę drobnodziarnistą i składa się z cienkich, często dość nieregularnych, szybko wyklinowujących się, naprzemianległych lamin barwy białej i szarej, gęsto usianych różowymi granatami.

Pod mikroskopem granulit ten ujawnia dość znaczne zróżnicowanie granulometryczne. Przeważają w nim partie złożone z drobnodziarnistej masy skalnej, w której dominują ziarna o wielkości 0,08–0,24 mm, oraz występują stosunkowo nieliczne porfiroblasty mikropertytu i plagioklazowe osiągając rozmiary 1,42 mm, związane stopniowymi przejściami z tłem skalnym. Miejscami pojawiają się laminy o strukturze na ogół równoziarnistej z przewagą ziarn o rozmiarach 0,31–0,79 mm. Skałenie, wśród których mikropertyt przeważa nieco nad plagioklazem, oraz dość liczny kwarc układają się na ogół bezładnie. Kierunkowość tekstury zaznacza się natomiast w ułożeniu stosunkowo nielicznego, drobnoblastkowego, brunatnego biotyty. Biotyt ten wydaje się pozostawać w równowadze z granatem, będącym głównym składnikiem ciemnym granulitu. Miejscami spotyka się dysten, czasem oskorupiony granatem, oraz tytanit i cyrkon. Granat miejscami zamyka ziarna plagioklaz i mikropertytu (pl. XX, 2).

Plagioklaz (11–15% an) tworzy ziarna o jednorodnym składzie, ksenomorficzne, zbliżniaczone albitowo, sporadycznie również peryklinowo. Na ogół mają one dość wyrównaną granulację i wchodzą w skład tła skalnego, a tylko sporadycznie osiągają większe rozmiary (do 1,1 mm) tworząc porfiroblasty. Plagioklasy tła skalnego i porfiroblastów nie różnią się ani składem, ani stopniem uporządkowania struktury.

Skałen potasowy ksenomorficzny, niezbliniaczony, należy głównie do mikropertytu, przy czym udział w nim wrostków pertytowych zmienia się w zależności od rozmiarów ziarn. W porfiroblastach jest on dość bogaty w pertytowe wrostki o zmiennych rozmiarach i kształtach, przy czym dominują mikropertyty z drobnymi wrostkami o kształtach pręcikowych.

Orientacja wrostków pertytowych w obrębie danego ziarna z reguły jest jednolita, rzadko pojawiają się ziarna z wrostkami o różnej orientacji (pl. XIX, 1). Miejscami spotyka się porfiroblasty zawierające obok drobnych wrostków pertytowych również większe przerosty plagioklaz (pl. XVII, 2; pl. XVIII, 1; pl. XIX, 1) o orientacji zgodnej z drobnymi wrostkami, przy czym pertyty takie miejscami przechodzą w mezopertyty.

Skaleń potasowy, występujący w małych ziarnach w tle skalnym, z reguły jest ubogi w drobne, przecikowe wrostki pertytowe, a miejscami tworzy nawet ziarna jednorodnie nie zawierające wrostków.

Z opisanego granulitu wyseparowano plagioklaz, mikroperyt porfiroblastów (z frakcji $>0,2$ mm) i skaleń potasowy tła skalnego (z frakcji $0,075-0,10$ mm). Próbką wyseparowanych skaleń potasowych z tła skalnego składa się z mieszaniny ubogiego w drobne wrostki mikroperytu oraz skalenia jednorodnego, natomiast zanieczyszczenie jej okruchami porfiroblastów bogatych w pertytowe wrostki jest znikome.

Granulit jasny nr 53b z okolic Gieraltowa ma wygląd aplitu barwy jasnoszarej, prawie białej, o strukturze równoziarnistej, a teksturze bezładnej, gęsto i równomiernie usianego drobnymi różowymi granatami.

Pod mikroskopem widać, że omawiana skała składa się z równorzędnych ilości plagioklaz i skalenia potasowego, którym towarzyszy liczny kwarc, przy czym ziarenka wymienionych minerałów najczęściej mają rozmiary $0,08-0,16$ mm. W mozaice skaleniuowo-kwarcowej tkwią okrągławe, stosunkowo duże ziarna granatów, ulegające bardzo słabo zaznaczającemu się procesowi biotytyzacji. Tu i ówdzie spotyka się drobne ziarenka rutylu, cyrkonu i apatyty oraz większe ziarna dystenu, tytanitu, i ortytu.

Plagioklaz ($8-13\%$ an) tworzy ziarna o jednorodnym składzie, ksenomorficzne, zbliżone albitowo, a czasem również peryklinowo (pl. VI, 4), przy czym w niektórych ziarnach zbliżenia peryklinowe rozwinęły się w obrębie lamelek albitowych.

Skaleń potasowy występuje w ziarnach ksenomorficznych, niezbliniaczonych, lecz często niespokojnie wygaszających światło. Przeważnie jest on jednorodny, rzadko należy do mikroperytu ubogiego w pertytowe wrostki o kształtach przecikowych.

Granulit jasny nr 60a z okolic Javornika makroskopowo robi wrażenie skały równoziarnistej i składa się z dość grubych lamin jasnoszarych, prawie białych i naprzemianległych z nimi cienkich lamin harwy ciemnoszarej.

Pod mikroskopem granulit ten ujawnia strukturę porfiroblastyczną z nierównoziarnistym tłem skalnym, związanym z porfiroblastami stopniowym przejściem. Porfiroblasty osiągają rozmiary $3,0$ mm i należą wyłącznie do mikroperytu. W tle skalnym, w którym dominują ziarna o wielkości $0,12-0,24$ mm, przewagę nad mikroperytem uzyskują: plagioklaz i kwarc. W ułożeniu skaleń i kwarcu zaznacza się słaba kierunkowość, natomiast wybitnie kierunkowo układa się podrzędny brunatny biotyt, miejscami prawdopodobnie pierwotny, a gdzieś rozwijający się kosztem licznych granatów. Niekiedy spotyka się dość duże ziarna dystenu w znacznym stopniu już przeobrażonego w muskowitz. Tu i ówdzie pojawiają się słupki rutylu oraz sporadyczny apatyty i cyrkonu.

Plagioklaz ($12-16\%$ an) tworzy ziarna ksenomorficzne, jednorodne pod względem zawartości anortytu, rzadko zawierające nieliczne antypertytowe wrostki skalenia potasowego o kształtach wyklinowujących się tabliczek. Zbliżony jest on albitowo, przy czym lamelki bliżniacze najczęściej przechodzą przez całe ziarno plagioklaz, rzadko obejmują tylko brzeżne partie ziarna, wyklinowując się ku jego środkowi. Czasem prążki albitowe są lekko wygięte.

Mikroperyt jest ksenomorficzny, niezbliniaczony, bogaty w drobne pertytowe wrostki o kształtach przecikowych, jednolicie zorientowane i z reguły gęsto i równomiernie rozmieszczone. Udział wrostków pertytowych w porfiroblastach przeważnie jest nieco większy niż w mikroperycie tła skalnego. Mikroperyt tła skalnego wyseparowano z frakcji $0,075-0,10$ mm, a mikroperyt porfiroblastów z frakcji $>0,2$ mm.

Gnejs pertytowy nr 48 z okolic Gieraltowa składa się z bardzo nieregularnych białych lamin bogatych w skalenie, często poprzerzywanych, miejscami nabrzmiewających w soczewki,

występujących naprzemianległe z cienkimi, nieregularnymi laminami szarymi, bogatymi w biotyty.

Pod mikroskopem gnejs ten ujawnia strukturę nierównoziarnistą, głównie dzięki zróżnicowaniu rozmiarów ziarn mikroperytu. Zróżnicowanie to jest bardzo duże, lecz tak stopniowe, że trudno jest oddzielić porfiroblasty od ziarn tła skalnego. Mikroperyt nieco przeważa nad plagioklazem, a na kontakcie obu tych skaleń nierazko rozwijają się utwory myrmekitowe. Skalenie i liczny kwarc na ogół układają się bezładnie, a kierunkowość tekstury w omawianej skale zaznacza się w rozmieszczeniu brunatnego biotyty, będącego głównym minerałem ciemnym. Rzadko pojawia się biotyt zielony, rozwijający się kosztem nielicznych granatów. Akcesorycznie spotyka się tytanit, cyrkon, apatyty i dysten.

Plagioklaz ($13-17\%$ an) występuje w ziarnach ksenomorficznych, zbliżonych albitowo, o rozmiarach $0,23-0,79$ mm. Są one jednorodne pod względem zawartości anortytu i z reguły zawierają antypertytowe wrostki skalenia potasowego o kształtach przecikowych lub tabliczkowych, rzadko nieregularnych. W różnych ziarnach plagioklaz udział antypertytowych wrostków jest zmienny, a w obrębie poszczególnych ziarn wrostki te czasem rozmieszczone są nierównomiernie, skupiając się bądź to w partii centralnej ziarna plagioklaz, bądź też w jego partiach brzeżnych. Miejscami pojawiają się ziarna plagioklaz nie zawierające w ogóle wrostków antypertytowych oraz ziarna tak bogate w te wrostki, że antypertyt przechodzi w mezopertyt (pl. XI, 2).

Mikroperyt tworzy ksenomorficzne ziarna o rozmiarach $0,08-3,20$ mm, z reguły niezbliniaczone, lecz często o niespokojnym wygaszaniu światła. Sporadycznie tylko mikroperyt ujawnia niewyraźną siateczkę albitowo-peryklinowych zbliżeń. Wrostki pertytowe o zmiennych rozmiarach, od bardzo drobnych do stosunkowo dużych, mają najczęściej kształty przecików (pl. XIV, 3, 4; pl. XV, 2) o poprzecznych przekrojach okrągłych, owalnych, rzadziej prostokątnych lub też kształty wrzecion. Wśród małych ziarn mikroperytu przeważają odmiany drobnopertytowe, czasem dość ubogie we wrostki, wśród ziarn większych występują odmiany zarówno drobno, jak i grubopertytowe, najczęściej bardzo bogate we wrostki, niekiedy przechodzące w mezopertyty. Wrostki pertytowe często wykazują zmienność rozmiarów w obrębie jednego i tego samego ziarna, a rozmieszczenie ich najczęściej jest równomierne. Rzadziej koncentrują się one w partii centralnej ziarna, otoczonej wąską i nieregularną partią brzeżną ubogą we wrostki lub nawet w ogóle nie zawierającą wrostków pertytowych.

Z omawianego gnejsu wyseparowano antypertytowy plagioklaz oraz stosunkowo ubogi we wrostki mikroperyt frakcji drobnej ($0,08-0,12$ mm) i bogaty we wrostki mikroperyt z domieszką mezopertytu z frakcji grubej $>0,3$ mm.

Krótką charakterystyka metod zastosowanych w badaniach wyseparowanych skaleń

Badania optyczne wyseparowanych skaleń przeprowadzono w preparatach proszkowych sporządzonych w epidianie, na stoliku uniwersalnym „Russkije Samocwiety”, używając mikroskopu Min 8 i obiektywu Leitz'a o powiększeniu $30\times$. Kąty osi optycznych tych skaleń zmierzono metodą konoskopową z dokładnością $\pm 2-3^\circ$, ustalając bezpośrednio położenie dwóch osi optycznych. Na podstawie tych pomiarów wyznaczono konstrukcyjnie położenie wektorów α , β , γ , sprawdzając następnie ich pozycję na stoliku uniwersalnym metodą ortoskopową. Położenie płaszczyzn (010) i (001) skaleń w większości przypadków udało się ustalić z dokładnością $\pm 2^\circ$. W pertytach i antypertytach zbadano kształt i wyznaczono orientację wrostków pertytowych lub antypertytowych.

W każdym badanym ziarnie plagiokładu zmierzono w przekroju \perp x kąt α' (010), na podstawie którego ustalono zawartość anortytu w tym ziarnie.

Dla wszystkich próbek wyseparowanych skaleni wykonano zdjęcia proszkowe¹ na dyfraktometrze „Geigerflex” firmy Rigaka Denki, z antykatedą Cu, filtrem Ni, przy szczelinie 0,2 mm i szybkości 1° na minutę, z użyciem licznika scyntylicyjnego, w zakresie kątów $2\theta = 20-37^\circ$, z wzorcem wewnętrznym NaCl (20% wag.).

Omawiane skalenie zanalizowano również chemicznie, przy czym oznaczenia alkaliów (metodą fotometru płomieniowego), a często również oznaczenia CaO, Al₂O₃, i SiO₂ były powtarzane dwu lub trzykrotnie, przez różnych analityków². Zawartość SrO i BaO w skaleniach oznaczono metodą spektralną³.

Stan uporządkowania struktur plagioklazów w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Żółtych

Wiemy, że plagioklasy prawie w całym zakresie zmienności składu (z wyjątkiem tylko czystego anortytu) może cechować różny stan uporządkowania struktury pod względem rozmieszczenia atomów Si i Al. W bytownitach i anortytach procesom uporządkowania ulegają również atomy Ca (+Na), lecz zmienność uporządkowania tych atomów prawdopodobnie odbija się w znacznie mniejszym stopniu na własnościach fizycznych plagioklazów, niż zmienność uporządkowania Si i Al. Stopień uporządkowania struktur plagioklazów na ogół uważa się głównie za funkcję temperatury, przy czym struktury uporządkowane są charakterystyczne dla temperatur niższych niż struktury nieuporządkowane. Najprawdopodobniej jednak na stan uporządkowania struktur plagioklazów oprócz temperatury może mieć wpływ również szereg innych czynników wymienionych we wstępie niniejszej pracy.

Stopień uporządkowania struktur odbija się zarówno na własnościach optycznych plagioklazów, jak i na zmienności parametrów i sieci.

Stan uporządkowania struktur plagioklazów w świetle zmienności kąta osi optycznych

Spśród wszystkich cech optycznych kąt osi optycznych wykazuje największą zmienność w zależności od stanu uporządkowania struktur plagioklazów o składzie An₀₋₅₀. Zmienność ta, przedstawiona na figurze 20, wyraża się polem ograniczonym dwiema krzywymi, najszerszym dla czystego albitu i zwążającym się wraz ze wzrostem zawartości anortytu. Krzywe ograniczające to pole mają według różnych

autorów różny przebieg, a na omawianym wykresie zostały przedstawione krzywe o skrajnych położeniach, tzn. najniższym i najwyższym spośród istniejących

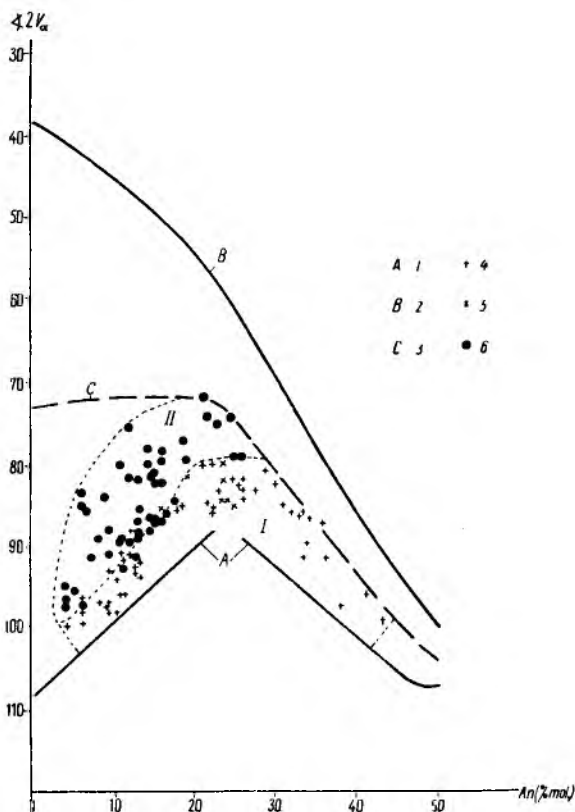


Fig. 20

Zmienność kąta osi optycznych w plagioklazach kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Żółtych na tle wykresu zmienności tego kąta w plagioklazach o składzie An₀₋₅₀ 1 – krzywa zmienności kąta 2V plagioklazów niskotemperaturowych o strukturach maksymalnie uporządkowanych według Marfunina (1962), 2 – krzywa zmienności kąta 2V plagioklazów wysokotemperaturowych o strukturze nieuporządkowanej według Schwarzmanna (1956), 3 – krzywa dzieląca pole zmienności kąta 2V plagioklazów na dwie strefy: strefę dolną (niskotemperaturową) obejmującą grupę struktur o znacznym stopniu uporządkowania i strefę górną (wysokotemperaturową) obejmującą grupę struktur o znacznym stopniu nieuporządkowania, 4 – plagioklasy paragnejsów Gór Białskich, 5 – plagioklasy gnejsu śnieżnickiego Gór Białskich, 6 – plagioklasy kompleksu granulitowego Gór Żółtych; I – pole zmienności plagioklazów kompleksu gnejsowego Gór Białskich, II – pole zmienności plagioklazów kompleksu granulitowego Gór Żółtych

Angular variability in the optical axes of plagioclases from the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Żółte granulite complex in the background of the variability curve of this angle in plagioclases whose composition is An₅₀₋₀.

1 – variability curve of the 2V angle in low-temperature plagioclases whose structures display a maximum of order after Marfunin (1962), 2 – variability curve of the 2V angle in high-temperature plagioclases with disordered structure after Schwarzmann (1956), 3 – curve dividing the variability area of the 2V angle of plagioclases into two zones: lower zone (low-temperature one) comprising a group of structures showing considerable degree of order, and an upper zone (high-temperature one) comprising a group of distinctly disordered structures, 4 – paragneiss plagioclases from the Góry Białskie, 5 – Śnieżnik gneiss plagioclases from the Góry Białskie, 6 – plagioclases of the Góry Żółte granulite complex; I – variability field of plagioclases from the Góry Białskie gneiss complex, II – variability field of plagioclases from the Góry Żółte granulite complex

¹ Zdjęcia dyfraktograficzne wykonał dr M. Stępniewski.

² Laboratorium Instytutu Geologicznego CUG, Laboratorium Instytutu Geochemii, Mineralogii i Petrografii UW, dr W. Kowalski, dr K. Szpila, dr A. Wiewióra.

³ Oznaczenia wykonali: dr W. Kowalski, dr A. Wiewióra i dr M. Gadomski.

w literaturze. Krzywa *A* (Marfunin 1962) ograniczająca pole zmienności kąta osi optycznych plagioklazów od dołu, zwana krzywą niskotemperaturową, składa się z odcinków prostoliniowych z przegięciem około An_{25} . Odpowiada ona plagioklazom o strukturach maksymalnie uporządkowanych. Według A. S. Marfunina (1962) wspomniane przegięcie tej krzywej może być związane ze zmianą typu strukturalnego plagioklazów około składu An_{25} , natomiast prostoliniowy przebieg odcinków omawianej krzywej, zwłaszcza na odcinku An_{0-25} , można by tłumaczyć hipotezą, według której niskotemperaturowe plagioklasy o wymienionym składzie nie są jednorodnymi kryształami, lecz stanowią submikroskopową mieszaninę dwóch faz o stałym składzie i stałych własnościach fizycznych. Wiemy bowiem, że mechaniczne mieszanie w różnych proporcjach dwóch faz o stałym składzie i stałych własnościach fizycznych dadzą prostoliniową zmienność na wykresie skład — własności fizyczne, natomiast zmienność kryształów mieszanych na analogicznym wykresie na ogół wyraża się mniej lub bardziej skomplikowaną krzywą. Taką właśnie krzywą (Schwarzmann 1956), zwana krzywą wysokotemperaturową, obrazuje zmienność kąta $2V$ w plagioklazach o strukturach skrajnie nieuporządkowanych, wyznaczając na omawianym wykresie górną granicę pola zmienności kąta osi optycznych. Pole to podzielono linią *C* na dwie strefy, z których jedna przylega do krzywej niskotemperaturowej, obejmując grupę struktur o znacznym stopniu uporządkowania, a druga do krzywej wysokotemperaturowej, wyznaczając grupę struktur o znacznym stopniu nieuporządkowania.

W omawianych plagioklazach zmierzono kąt osi optycznych, oznaczając jednocześnie skład każdego badanego ziarna, a uzyskane dane zestawiono w tabeli 5 i naniesiono na wykres (fig. 20), zaznaczając na nim pole zmienności plagioklazów z kompleksu gnejsowego (I) i granulitowego (II).

Widzimy, że na omawianym wykresie wyróżnione pola leżą w strefie struktur o znacznym stopniu uporządkowania. Pole (I) zmienności plagioklazów z gnejsów Gór Bialskich bezpośrednio przylega do krzywej niskotemperaturowej, natomiast pole (II) zmienności plagioklazów z granulitów Gór Złotych leży wyżej, co wskazuje na większe uporządkowanie struktur plagioklazów gnejsów niż granulitów. Oba pola są dość szerokie, co świadczy, że stopień uporządkowania struktur plagioklazów w obu kompleksach skalnych zmienia się w dość znacznym zakresie. Autor stwierdził, że w obrębie wyróżnionych pól nie zaznacza się zróżnicowanie plagioklazów w zależności od typów skał występujących w obrębie kompleksu gnejsowego i granulitowego, dlatego też na wykresie plagioklasy, pochodzące z różnych typów gnejsów i różnych odmian granulitów, nie zostały wyróżnione odrębną sygnaturą. Omawiane pola bezpośrednio stykają się ze sobą wzdłuż całej rozciągłości, z czego można wysnuć wniosek o istnieniu stopniowego przejścia między bardziej uporządkowanymi strukturami plagioklazów z gnejsów i mniej

Tabela 5

Zmienność kąta $2V$ w plagioklazach zbadanych chemicznie i rentgenograficznie z gnejsów Gór Bialskich i granulitów Gór Złotych

Variation of $2V$ angle in plagioclases designated by chemical and X-ray methods, from the Góry Bialskie gneiss and the Góry Złote granulite

Nr	Charakterystyka plagioklazu		Typ skały
	An% mol.	$\angle 2V_a$	
1	4	100,0°	gnejs gierałtowski nr 15
	6	98,0 — 99,5°	
	9	97,0°	
2	6	96,5°	gnejs gierałtowski nr 6
	8	97,0°	
	9	97,0 — 97,5°	
	10	98,0°	
	10,5	96,0°	
3	9	93,0 — 98,0°	gnejs gierałtowski nr 30
	10	94,0°	
	11	96,0°	
4	10	93,0°	gnejs gierałtowski nr 2
	13	92,0 — 93,5°	
5	10,5	90,5°	gnejs gierałtowski nr 7
	11	91,5°	
	12,5	93,0°	
6	12	88,0 — 91,0°	paragnejs plagioklazowy nr 29
	12,5	92,5 — 93,0°	
7	17,5	85,5°	gnejs gierałtowski nr 11
	21,5	84,5°	
	22	80,0 — 85,5°	
	23	83,0°	
8	16	85,5°	gnejs śnieżnicki nr 21
	19	81,5°	
	23,5	84,5°	
	24	80,0 — 82,0°	
	25	84,5 — 85,0°	
9	21	80,0°	paragnejs plagioklazowy nr 3
	26	81,5 — 84,0°	
	28,5	80,0 — 80,5°	
10	38	97,0°	gnejs gierałtowski nr 1
	40	101,0°	
	41	96,0°	
	43	99,0°	
11	4	95,0 — 97,5°	granulit jasny nr 51
	5	95,5°	
	6	97,5°	
12	6	83,5 — 85,0°	granulit ciemny nr 43
	6,5	86,0°	
	7	91,5°	
	8,5	84,0°	
	11	89,0°	
	13	89,0°	

Tabela 5 c. d.

Nr	Charakterystyka plagioklazów		Typ skały
	An% mol	$\angle 2V_{\alpha}$	
13	8	89,0°	granulit jasny nr 53b
	9	88,0 — 91,0°	
	10,5	89,5°	
	11,5	93,0°	
	12,5	91,5°	
	13,0	88,5°	
14	11	80,0°	granulit jasny nr 53a
	12	75,5 — 81,5°	
	13,5	82,0°	
	14,5	77,0°	
	15	87,0°	
15	13	82,0 — 85,5°	granulit jasny nr 46
	14	78,0 — 80,0°	
	18,5	77,0°	
16	12	89,5°	granulit jasny nr 60a
	15	82,0 — 86,5°	
	16	82,0°	
	16,5	86,0°	
17	15	81,0°	granulit jasny nr 47
	16	78,5 — 79,5°	
	19	79,5°	
18	13	87,0°	gnejs pertytowy nr 48
	14,5	86,5 — 88,0°	
	16	87,0°	
	17,5	84,5°	
19	21	72,0°	granulit eklogitowy nr 41
	21,5	74,0°	
	23	75,0°	
	24,5	74,5°	
	25	79,0°	
	26	79,0°	

uporządkowanymi strukturami plagioklazów z granulitów. Pola te jednak nie zachodzą na siebie (rozzrut punktów odpowiadających plagioklazom gnejsów i granulitów wokół linii rozgraniczającej te pola nie przekracza granicy błędu pomiaru kątów $2V$), co wskazuje, że zróżnicowanie stopnia uporządkowania struktur między plagioklazami gnejsów i granulitów ma charakter bardzo konsekwentny.

Przedstawione wyżej dane ilustrują zakres zmienności stopnia uporządkowania struktur plagioklazów w omawianych skałach. Są one jednak zbyt nieliczne na to, żeby można było na ich podstawie wnioskować o uprzywilejowanym stanie uporządkowania struktur plagioklazów w poszczególnych skałach. Takich uśrednionych danych dotyczących stanu uporządkowania struktur plagioklazów w poszczególnych skałach dostarczyły badania rentgenograficzne wy-

separowanych próbek plagioklazów, zanalizowanych chemicznie.

Stan uporządkowania struktur plagioklazów w świetle zmienności kąta γ^*

Ustalenie stanu uporządkowania struktur plagioklazów na podstawie danych rentgenograficznych możliwe jest tylko wtedy, gdy znamy dokładnie skład tych plagioklazów. Skład chemiczny plagioklazów i wyniki przeliczenia analiz na odpowiednie cząsteczki skaleniowe podaje tabela 6. W tabeli tej plagioklazы z kompleksu gnejsowego oraz z granulitowego uszeregowano w kolejności wzrostu w nich zawartości cząsteczki anortytowej, nadając im kolejne numery od 1 do 19. Takie uszeregowanie plagioklazów poddyktowane jest tym, że w dalszej części niniejszej pracy cechy strukturalne i warunki rozwoju skałeni będą rozpatrywane w zależności od zawartości w plagioklazach cząsteczki anortytowej. W tabeli oprócz numerów skałeni podano również nazwy skał, z których wyseparowano te skałeni.

Zmiany uporządkowania struktur plagioklazów tylko w niewielkim stopniu odbijają się na parametrach sieci, wśród których stosunkowo największą zmienność wykazuje kąt γ (lub γ^* sieci odwrotnej). Zmienność kąta γ^* plagioklazów o składzie An_{0-65} przedstawia wykres (fig. 21) [według Smitha (1956), uzupełniony przez Marfunina (1962) danymi dla plagioklazów zasadowych zaczerpniętymi z pracy Cole'a, Söruma i Taylora (1951)]. Na omawianym wykresie zmienność kąta γ^* plagioklazów wyraża się polem, najszerszym dla albitu i zężającym się wraz ze wzrostem zawartości anortytu, ograniczonym dwiema krzywymi: krzywą niskotemperaturową (A) odpowiadającą plagioklazom o strukturach maksymalnie uporządkowanych i krzywą wysokotemperaturową (B) odpowiadającą plagioklazom o strukturach całkowicie nieuporządkowanych. Krzywa wysokotemperaturowa została wyznaczona na podstawie plagioklazów syntetycznych i plagioklazów, które osiągnęły stan wysokotemperaturowy wskutek ogrzania.

Kąty γ^* badanych plagioklazów ustalono na podstawie zdjęć dyfraktograficznych, posługując się wykresem W. L. Browna (1960a) przedstawionym na figurze 22. Z wykresu podającego zależność między kątem γ^* a położeniem ważniejszych refleksów w zakresie 2θ 21—37° wynika, że względnie dużą zmienność położenia w zależności od wartości kąta γ^* wykazują refleksy płaszczyzn 130 , $\bar{1}31$, 241 , $\bar{2}41$ oraz ulegają znacznym zmianom odległości katowe między następującymi parami refleksów: $\bar{2}41$, i 241 131 i $\bar{1}31$, $\bar{1}30$ i 130 , w mniejszym stopniu zmienia się również odległość katowa między refleksami 111 i $\bar{1}11$. Wymienionymi wyżej refleksami posłużono się przy wyznaczaniu kąta γ^* badanych plagioklazów. W różnych próbkach badanych plagioklazów, zanieczyszczonych w różnym stopniu kwarcem i zawierających NaCl jako wzorec wewnętrzny, przydatność poszczególnych wymienionych wyżej refleksów okazała się

Tabela 6 c. d.

Nr skały	1	51	43	53b	53a	46	60a	47	48	41
Nr skalenia ¹	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	61,12	70,18	74,46	68,24	69,96	70,28	72,60	69,70	69,88	70,90
Al ₂ O ₃	24,23	18,64	15,08	19,57	18,72	17,83	16,90	18,60	18,46	18,11
K ₂ O	0,54	0,92	1,84	0,67	0,70	2,40	1,12	1,85	2,12	0,86
Na ₂ O	6,09	9,96	6,61	8,90	8,30	7,99	6,95	7,16	6,81	6,83
CaO	7,54	1,00	1,57	2,24	2,34	1,12	2,22	2,65	2,70	3,26
BaO	0,015	0,008	0,029	0,025	0,011	0,009	0,011	0,020	0,025	0,013
SrO	0,052	śl.	0,004	0,007	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005	0,010
Fe ₂ O ₃	0,16	0,10	0,19	0,23	0,13	0,17	0,14	0,09	0,09	0,14
H ₂ O	0,00	0,08	0,13	0,13	0,10	0,00	0,16	0,16	0,08	0,06
Suma	99,74	100,89	99,91	100,01	100,27	99,81	100,10	100,23	100,16	100,18
%	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.	wag.
	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.	mol.
Ab	55,86	89,00	74,90	83,25	81,65	78,47	76,89	71,51	68,91	73,06
An	40,60	39,27	10,43	12,28	13,50	13,81	14,40	15,51	16,02	20,44
Or	3,33	3,21	14,56	4,38	4,80	7,67	8,65	12,90	14,98	6,42
Ba ²	0,04	0,03	0,09	0,07	0,03	0,03	0,04	0,06	0,07	0,04
Sr ³	0,17	śl.	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
100 An	42,09	5,56	12,22	12,85	14,19	14,97	15,77	17,82	18,86	21,86
Ab + An		5,26	11,60	9,12	13,49	14,24	15,01	18,95	17,98	20,88
SiO ₂ ± ⁴	+ 7,57	+ 6,62	+ 25,61	+ 9,12	+ 14,01	+ 14,40	+ 23,14	+ 15,29	+ 16,37	+ 20,90
Al ₂ O ₃ ± ⁴	- 0,09	- 0,56	- 0,66	+ 0,11	+ 0,05	- 0,88	+ 0,22	- 0,01	+ 0,04	0,00

¹Nr 1-10 plagioklasy z kompleksu gajejowego Gór Białskich: nr 1-5, 7, 10 z gnejsów gierałtowski, nr 6, 9 - z paragnejsów plagioklazowych, nr 8 z gnejsu śnieżnickiego, nr 11-19 plagioklasy kompleksu granulitowego Gór Żłoty; nr 11, 13-17 z jasnych granulitów, nr 12 z granulitu ciemnego, nr 19 z granulitu eklogitowego, nr 18 z gnejsu pertytowego.

²BaAl₂Si₂O₈.

³SrAl₂Si₂O₈.

⁴Nadmiar (+) lub niedomiar (-) SiO₂ + Al₂O₃ w stosunku do sumy CaO + Na₂O + K₂O + BaO + SrO.

¹No 1-10 plagioklasy z kompleksu gajejowego Gór Białskich: nr 1-5, 7, 10 z gnejsów gierałtowski, nr 6, 9 - z paragnejsów plagioklazowych, nr 8 z gnejsu śnieżnickiego, nr 11-19 plagioklasy kompleksu granulitowego Gór Żłoty; nr 11, 13-17 z jasnych granulitów, nr 12 z granulitu ciemnego, nr 19 z granulitu eklogitowego, nr 18 z gnejsu pertytowego.

²BaAl₂Si₂O₈.

³SrAl₂Si₂O₈.

⁴Excess (+) or deficit (-) of SiO₂ and Al₂O₃ in relation to the sum of CaO + Na₂O + K₂O + BaO + SrO.

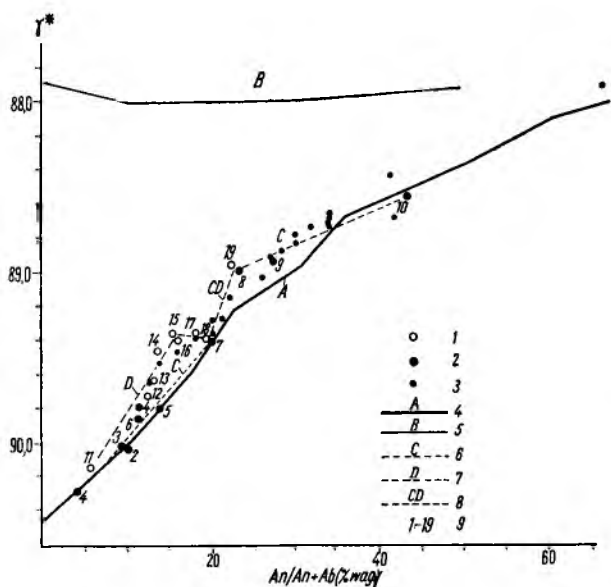


Fig. 21

Zmienność kąta γ^* plagioklazów kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych na tle wykresu zmienności kąta γ^* w plagioklazach o składzie An_{0-65} (wykres Smitha 1956, uzupełniony przez Marfunina 1962 danymi dla plagioklazów zasadowych, zaczerpniętymi z pracy Cole'a, Söruma i Taylora 1951)

1 – plagioklasy kompleksu granulitowego Gór Złotych, 2 – plagioklasy kompleksu gnejsowego Gór Bialskich, 3 – plagioklasy ze skal facji amfibolitowej, zaczerpnięte z pracy Browna (1960a), 4 – krzywa niskotemperaturowa (A) odpowiadająca plagioklazom o strukturach maksymalnie uporządkowanych, 5 – krzywa wysokotemperaturowa (B) odpowiadająca plagioklazom o strukturach maksymalnie nieuporządkowanych, 6 – linia (C) zmienności plagioklazów kompleksu gnejsowego Gór Bialskich, 7 – linia (D) zmienności plagioklazów kompleksu granulitowego Gór Złotych, 8 – odcinek (CD) wspólny dla plagioklazów gnejsów Gór Bialskich i granulitów Gór Złotych, 9 – numery skaleni z gnejsów Gór Bialskich (1–10) i granulitów Gór Złotych (11–19)

Variability of γ^* angle of plagioclases from the Góry Bialskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex in the background of the variability diagram of the γ^* angle in plagioclases showing a composition of An_{0-65} (Smith's diagram 1956 with Marfunin's 1962 supplementary data concerning basic plagioclases taken from Coles, Sörum & Taylor 1951)

1 – plagioclases of the Góry Złote granulite complex, 2 – plagioclases of the Góry Bialskie gneiss complex, 3 – plagioclases from rocks of amphibolite facies, after Brown (1960a), 4 – low-temperature curve (A) for plagioclases with structures showing a maximum of order, 5 – high-temperature curve (B) for plagioclases with structures showing maximum disorder, 6 – variability line (C) of plagioclases from the Góry Bialskie gneiss complex, 7 – variability line (D) of plagioclases from the Góry Złote granulite complex, 8 – section (CD) common for the plagioclases of the Góry Bialskie gneisses and the plagioclases of the Góry Złote granulites, 9 – numbers of feldspars from the Góry Bialskie gneisses (1–10) and from the Góry Złote granulites (11–19)

różna. Przy wartościach kąta γ^* zbliżonych do 90° para refleksów 130 i $1\bar{3}0$ łączy się, stając się nieprzydatna dla dokładnych pomiarów. Refleks 131 przy wartościach kąta $\gamma^* < 89,8^\circ$ łączy się z refleksem 200 NaCl, a refleks $2\bar{4}1$ przy wartościach kąta $\gamma^* > 89,4^\circ$ łączy się z refleksem kwarcu ($2\theta = 36,68^\circ$). Refleksy $2\bar{4}1$ i $24\bar{1}$ mają dość małą intensywność, co utrudnia dokładny pomiar ich położenia. Refleksy 111 i $1\bar{1}1$ mają natomiast dość znaczną intensywność i nie łączą się z żadnymi innymi refleksami,

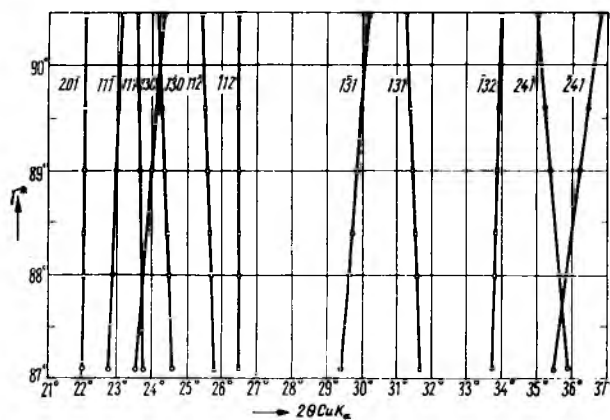


Fig. 22

Zależność między kątem γ^* plagioklazów a kątami 2θ refleksów płaszczyzn w zakresie 2θ $21-37^\circ$ dla promieniowania Cu K_α (Brown 1960)

Interdependence of the γ^* angle of plagioclases and the 2θ angles of the plane reflexes within the range 2θ $21-37^\circ$ for the Cu K_α radiation (Brown 1960)

co umożliwi dokładne wyznaczenie ich położenia w całym zakresie zmienności kąta γ^* . Dlatego wykorzystano również refleksy 111 i $1\bar{1}1$ do wyznaczania kątów γ^* , mimo że odległość kątowa między nimi zmienia się wraz ze zmianą kąta γ^* w mniejszym stopniu niż odległości kątowe między pozostałymi wymienionymi refleksami.

Wartości kątów 2θ poszczególnych refleksów (z poprawką według NaCl $2\theta_{200} = 31,74^\circ$) i odległości kątowe między wymienionymi parami refleksów oraz odczytane na ich podstawie (z wykresu W. L. Browna) kąty γ^* i wartości średnie tych kątów dla poszczególnych próbek plagioklazów zestawiono w tabeli 7. Przy obliczaniu średnich wartości kąta γ^* dla danego plagioklazu pominięto dane uzyskane na podstawie refleksu $24\bar{1}$, gdyż jak widać z omawianej tabeli kąt γ^* oznaczony na podstawie wymienionego refleksu, ma wartość niższą i na ogół znacznie odbiegającą od wartości kątów γ^* wyznaczonych na podstawie pozostałych refleksów.

Kąty γ^* (wartości średnie) zbadanych plagioklazów naniesiono na figurę 21. Widzimy, że na wykresie tym układają się one w strefie niskotemperaturowej, przy czym między plagioklazami gnejsów (oznaczonych czarnymi kółkami) i granulitów (oznaczonych pustymi kółkami), zawierającymi $An < 15\%$ wag., istnieje niewielkie, lecz bardzo konsekwentne zróżnicowanie. Z wykresu tego wynika, że plagioklasy o wymienionym składzie z kompleksu gnejsowego cechuje stan prawie maksymalnego uporządkowania struktury, gdyż układają się one wzdłuż linii C, która prawie pokrywa się z krzywą niskotemperaturową (A) Smitha. Plagioklasy kompleksu granulitowego o analogicznym składzie wykazują natomiast pewien niewielki stopień nieuporządkowania struktury. Na omawianym wykresie zaznacza się to w niewielkim, lecz bardzo konsekwentnym przesunięciu ich w kierunku krzywej wysokotemperaturowej (B), przy czym

Tabela 7

Dane rentgenograficzne plagioklazów zbadanych chemicznie z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych
X-ray datas of chemically designated plagioclases from the Góry Białskie gneiss and Góry Złote granulites

Dane plagioklazów					Typ i numer skały
Nr	An/An + Ab % wag.	20 ¹	γ*		
			na podstawie refleksów danych płaszczyn ²	wartość średnia ³	
1	4,2	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,471° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,162° 20 _{1̄3̄1} = 30,140° 20 _{24̄1} = 35,109°	90,28° 90,27° 90,31° 89,91°	90,29°	gnejs gieraltowski nr 15
2	10,0	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,519° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,250° 20 _{1̄3̄1} = 30,090° 20 _{24̄1} = 35,152°	90,00° 90,00° 90,08° 89,72°	90,03°	gnejs gieraltowski nr 6
3	9,2	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,520° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,256° 20 _{1̄3̄1} = 30,084° 20 _{24̄1} = 35,171°	90,00° 90,00° 90,03° 89,64°	90,01°	gnejs gieraltowski nr 30
4	11,1	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,571° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,350° 20 _{1̄3̄1} = 30,027° 20 _{24̄1} = 35,215°	89,69° 89,75° 89,93° 89,55°	89,79°	gnejs gieraltowski nr 2
5	13,7	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,569° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,344° 20 _{1̄3̄1} = 30,046° 20 _{24̄1} = 35,209°	89,68° 89,76° 89,92° 89,53°	89,79°	gnejs gieraltowski nr 7
6	11,0	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,550° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,325° 20 _{1̄3̄1} = 30,052° 20 _{24̄1} = 35,215°	89,83° 89,83° 89,92° 89,52°	89,86°	paragnejs plagioklazowy nr 29
7	19,5	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,648° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,306° 20 ₂₄₁ —20 _{24̄1} = 1,000° 20 ₁₃₀ = 24,015° 20 _{1̄3̄1} = 29,877° 20 _{24̄1} = 35,334°	89,25° 89,26° 89,21° 89,24° 89,16° 89,06°	89,22°	gnejs gieraltowski nr 11
8	22,7	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,681° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,381° 20 ₂₄₁ —20 _{24̄1} = 0,825° 20 ₁₃₀ = 23,996° 20 _{1̄3̄1} = 29,840° 20 _{24̄1} = 35,415°	88,96° 89,05° 88,95° 89,09° 88,94° 88,76°	89,00°	gnejs śnieżnicki nr 21

Tabela 7 c d

Dane plagioklazów					Typ i numer skały
Nr	An/An + Ab % wag.	20 ¹	γ*		
			na podstawie refleksów danych płaszczyn ²	wartość średnia ³	
9	27,2	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,719° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,412° 20 ₂₄₁ —20 _{24̄1} = 0,787° 20 ₁₃₀ = 23,996° 20 _{1̄3̄1} = 29,840° 20 _{24̄1} = 35,459° ⁴	88,74° 88,95° 88,87° 89,12° 88,96° 88,60°	88,93°	paragnejs plagioklazowy nr 3
10	42,1	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,750° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,550° 20 ₁₃₀ = 23,884° 20 _{1̄3̄1} = 29,752° 20 _{24̄1} = 35,509°	88,55° 88,58° 88,58° 88,57° 88,41°	88,57°	gnejs gieraltowski nr 1
11	5,6	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,508° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,204° 20 _{1̄3̄1} = 30,134° 20 _{24̄1} = 35,109°	90,08° 90,15° 90,22° 89,94°	90,15°	granulit jasny nr 51
12	12,2	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,575° 20 _{1̄3̄1} = 29,965° ⁴ 20 _{24̄1} = 35,234°	89,73° 89,44° 89,46°	89,73°	granulit ciemny nr 43
13	12,8	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,581° 20 ₁₃₁ —20 _{1̄3̄1} = 1,394° 20 _{1̄3̄1} = 30,015° 20 _{24̄1} = 35,240°	89,64° 89,57° 89,67° 89,35°	89,63°	granulit jasny nr 53b
14	14,2	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,631° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,200° 20 ₁₃₀ = 24,102° 20 _{1̄3̄1} = 29,946° 20 _{24̄1} = 35,302°	89,33° 89,53° 89,53° 89,44° 89,18°	89,46°	granulit jasny nr 53a
15	15,0	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,633° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,269° 20 ₁₃₀ = 24,065° 20 _{1̄3̄1} = 29,927° 20 _{24̄1} = 35,359°	89,36° 89,36° 89,36° 89,35° 88,96°	89,36°	granulit jasny nr 46
16	15,8	20 ₁₁₁ —20 _{1̄1̄1} = 0,627° 20 ₁₃₀ —20 ₁₃₀ = 0,244° 20 ₁₃₀ = 24,096° 20 _{1̄3̄1} = 29,934° 20 _{24̄1} = 35,309°	89,35° 89,41° 89,51° 89,35° 89,18°	89,40°	granulit jasny nr 60a

Tabela 7 c. d.

		Dane plagioklazów			Typ i numer skały
Nr	An/An + Ab % wag.	2θ ¹	γ*		
			na podstawie refleksów danych płaszczyn ²	wartość średnia ³	
17	17,8	2θ ₁₁₁ —2θ _{1̄11} = 0,635°	89,39°	89,36°	granulit jasny nr 47
		2θ _{1̄30} —2θ ₁₃₀ = 0,256°	89,40°		
		2θ ₂₄₁ —2θ _{24̄1} = 1,056°	89,27°		
		2θ ₁₃₀ = 24,102°	89,51°		
		2θ _{1̄31} = 29,915°	89,22°		
		2θ _{24̄1} = 35,327°	89,08°		
18	18,9	2θ ₁₁₁ —2θ _{1̄11} = 0,619°	89,40°	89,40°	gnejs pertytowy nr 48
		2θ _{1̄30} —2θ ₁₃₀ = 0,244°	89,40°		
		2θ ₁₃₁ —2θ _{1̄31} = 1,425°	89,49°		
		2θ ₁₃₀ = 24,077°	89,40°		
		2θ _{1̄31} = 29,921°	89,33°		
		2θ _{24̄1} = 35,284°	89,25°		
19	21,9	2θ ₁₁₁ —2θ _{1̄11} = 0,685°	88,92°	88,96°	granulit eklogitowy nr 41
		2θ _{1̄30} —2θ ₁₃₀ = 0,381°	89,05°		
		2θ ₂₄₁ —2θ _{24̄1} = 0,831°	88,92°		
		2θ ₁₃₀ = 23,965°	88,92°		
		2θ _{1̄31} = 29,846°	88,97°		
		2θ _{24̄1} = 35,402°	88,81°		

¹ Wprowadzono poprawki według NaCl (2θ₀₀₀ = 31,74°).

² Według wykresu W. J. Browna (fig. 22).

³ Z wyłączeniem γ* oznaczonej według 2θ_{24̄1}.

⁴ Refleksy szeroki i niski.

¹ With correction according to NaCl (2θ₀₀₀ = 31,74°).

² According to J. Brown's diagram Fig. 22.

³ With out γ* designated according to 2θ_{24̄1}.

⁴ Low and broad reflex.

stosunkowo największe przesunięcie wykazują plagioklasy o składzie An_{15,0}. Plagioklasy granulitów o składzie An_{5,6-15,0} układają się wzdłuż linii oznaczonej na omawianym wykresie literą D, leżącej ponad linią zmienności plagioklazów gnejsów. Linia ta na plagioklasy o składzie An_{15,0} gwałtownie załamuje się i w zakresie składu plagioklazów An_{15,8-18,9} zbliża się do krzywej niskotemperaturowej. Plagioklasy gnejsów i granulitów o składzie An_{18,9-22,7} cechuje identyczny stan uporządkowania struktur i na omawianym wykresie układają się one wzdłuż wspólnej linii (CD).

Wśród plagioklazów gnejsów stosunkowo największe przesunięcie w kierunku krzywej wysokotemperaturowej wykazuje plagioklaz o składzie An_{22,7} pochodzący z gnejsu śnieżnickiego. Wraz z bardziej zasadowymi plagioklazami gnejsów układa się on przy linii (C), stopniowo zbliżającej się do krzywej niskotemperaturowej Smitha.

Na omawiany wykres naniesiono również kąty γ* 22 plagioklazów o składzie An₁₃₋₆₀ ze skał facji

amfibolitowej pochodzących z różnych regionów świata, zaczerpnięte z pracy Browna (1960a). Plagioklasy te, oznaczone na wykresie punktami, układają się często ponad linią zmienności plagioklazów z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich, lecz poniżej linii zmienności plagioklazów z kompleksu granulitowego Gór Żółtych.

Gdyby przedstawione wyżej zróżnicowanie strukturalne plagioklazów z kompleksu gnejsowego i granulitowego przypisać temperaturze, to można dojść do następujących wniosków o względnym zróżnicowaniu temperatur blasty tych plagioklazów:

W poprzednich rozdziałach stwierdzono, że plagioklasy kompleksu gnejsowego rozwijały się sukcesywnie w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych wskutek odpowiedniej zmiany warunków fizycznych, natomiast w kompleksie granulitowym plagioklasy o obecnym wykształceniu prawdopodobnie rozwinęły się głównie w jednym etapie blasty w dość ustabilizowanych warunkach fizycznych. Wobec tego, że plagioklasy kompleksów granulitowego i gnejsowego o składzie An_{18,9-22,7} wykazują podobny stan uporządkowania struktur, można wysnuć przypuszczenie, że plagioklasy kompleksu granulitowego rozwinęły się w temperaturach zbliżonych do panujących w kompleksie gnejsowym w czasie blasty plagioklazów o wymienionym składzie.

Typy strukturalne plagioklazów i problem perysterytów w kompleksie gnejsowym i granulitowym Gór Bialskich i Żółtych

Z poprzednich rozdziałów wiemy, że plagioklasy należą do serii niskotemperaturowej. Według najnowszych poglądów plagioklasy serii niskotemperaturowej nie tworzą szeregu ciągłego kryształów mieszanych w całym zakresie zmienności składu, lecz można wśród nich wyróżnić 6 następujących grup strukturalnych o ograniczonym podanym niżej składzie (Deer, Howie, Zussman, 1963):

Struktura niskotemperaturowego albitu	Struktura pertytowa	Struktura przejściowa	Struktura anortytowa wewnętrznie scentrowana	Struktura anortytowa przejściowa	Struktura anortytowa prosta
0	1,5	21—25	70—75	80—85	90—95
An%					

W kompleksie gnejsowym skład plagioklazów zmienia się w granicach An₀₋₈₄, a więc należało by je zaliczyć do pierwszych czterech wymienionych wyżej grup strukturalnych, przy czym olbrzymią przewagę mają plagioklasy zakresu perysterytowego,

ustępują im plagioklasy o strukturach przejściowych, a znikomą rolę odgrywają plagioklasy o strukturach anortytowych i albitowej. W kompleksie granulitowym zmienność składu plagioklazów wynosi An_{2-28} , a więc jest ona ograniczona głównie do zakresu perysterytowego.

Widzimy więc, że w obu kompleksach skalnych dominują plagioklasy zakresu perysterytowego. Budowa perysterytów polega na submikroskopowych zrostach dwóch fal plagioklazowych o odmiennym składzie: albitowej o składzie An_{0-1} i oligoklazowej o składzie An_{25-28} (Brown 1960b)⁴.

Faza albitowa perysterytów ma najprawdopodobniej strukturę niskotemperaturowego albitu, a faza oligoklazowa — strukturę przejściową. Na podstawie danych W. L. Browna (1960b) fazę albitową cechuje kąt $\gamma^* = 90^\circ 20' - 90^\circ 27'$, średnio $90^\circ 23'$ (na podstawie 18 pomiarów), a fazę oligoklazową — kąt $\gamma^* = 89^\circ 06' - 89^\circ 12'$, średnio $89^\circ 09'$ (na podstawie 14 pomiarów).

Nasuwa się pytanie, czy rozdzielczość refleksów na dyfraktogramach badanych plagioklazów jest wystarczająca do ujawnienia budowy perysterytowej. Aby odpowiedzieć na to pytanie, w tabeli 8 zestawiono

Tabela 8

Kąty 2θ refleksów płaszczyzn 130 , $1\bar{3}1$, $24\bar{1}$ obu faz perysterytów (odczytane z wykresu Browna na podstawie kątów γ^*)

20 angles of 130 , $1\bar{3}1$, $24\bar{1}$ reflexes of both phases of peristerite (read from the Brown's diagram for γ^* angles)

Symbole płaszczyzn	Kąty 2θ refleksów płaszczyzn		Różnica kątów 2θ refleksu danej płaszczyzny obu faz perysterytów Difference of 2θ angles of the given plane reflex of both phases of peristerites
	faza albitowa ($\gamma^* = 90^\circ 23'$)	faza oligoklazowa ($\gamma^* = 89^\circ 09'$)	
130	$24,32^\circ$	$24,00^\circ$	$0,32^\circ$
$1\bar{3}1$	$30,16^\circ$	$29,88^\circ$	$0,28^\circ$
$24\bar{1}$	$35,31^\circ$	$34,92^\circ$	$0,39^\circ$

dla obu faz perysterytów kąty 2θ (odczytane z wykresu Browna (fig. 22) na podstawie przytoczonych wyżej średnich wartości kątów γ^*) refleksów płaszczyzn $24\bar{1}$, 130 , $1\bar{3}1$, które najbardziej zmieniają swoje położenie wraz ze zmianą kąta γ^* .

Widzimy, że odległości kątowe refleksów identycznych płaszczyzn, wymienionych w tabeli, obu faz perysterytów wynoszą $0,28-0,39^\circ$. Rozdzielczość refleksów przy wymienionych odległościach kątowych na dyfraktogramach badanych plagioklazów jest bardzo wyraźna, co najlepiej będzie zilustrować na przykładzie pary refleksów 130 i $1\bar{3}0$. W tym

celu na figurze 23 przedstawiono 4 dyfraktogramy plagioklazów, których różnice $2\theta_{1\bar{3}0}-2\theta_{130}$ są następujące: $a-0,31^\circ$, $b-0,20^\circ$, $c-0,16^\circ$, $d-0,07^\circ$ (odległości kątowe refleksów na dyfraktogramach c oraz d odczytano z wykresu Browna na podstawie znajomości kąta γ^*). Widzimy, że już przy różnicy kątów 2θ wynoszącej $0,16^\circ$ (dyfraktogram c) zaznacza się wyraźne rozszerzenie strefy refleksów, a przy odległościach kątowych $\geq 0,2^\circ$ następuje rozdzielenie się tych refleksów (dyfraktogramy a , b).

W świetle powyższych faktów należałoby oczekiwać, że w przypadku budowy perysterytowej badanych plagioklazów powinno zaznaczyć się na dyfraktogramach rozszczepienie lub przynajmniej rozszerzenie refleksów $1\bar{3}0$, 131 , $24\bar{1}$, zwłaszcza w przypadku równorzędnego udziału obu faz perysterytowych. Równorzędnego udziału obu faz perysterytowych o składzie An_{0-1} i An_{25-28} można by oczekiwać w plagioklazie o globalnym składzie około An_{13} . Na dyfraktogramach plagioklazów refleksy wymienionych płaszczyzn nie uległy jednak rozszczepieniu ani rozszerzeniu, co ilustrują zamieszczone na figurze 23 dwa dyfraktogramy (b i c) plagioklazów o składzie $An_{14,2}$ (b) i $An_{12,8}$ (c) z granulitów oraz jeden dyfraktogram (d) plagioklazów o składzie $An_{11,0}$ z gnejsu.

Powyższe fakty wydają się przemawiać za tym, że plagioklasy zakresu perysterytowego w obu kompleksach skalnych bądź to nie mają budowy perysterytowej bądź też odmieszania perysterytowe odgrywają w nich rolę podrzędną.

Skład pertytów w kompleksie gnejsowym i granulitowym Gór Białskich i Złotych

Globalny skład chemiczny omawianych skał i wyniki przeliczeń ich analiz na odpowiednie części skał przedstawione są w tabeli 9. W tabeli tej skałenie potasowe mają te same numery i są uszeregowane w identycznej kolejności jak współwystępujące z nimi plagioklasy (zestawione w tabeli 6).

W poprzedniej części niniejszej pracy wysunięto przypuszczenie, że w badanych mikropertytach występują dwa rodzaje wrostków pertytowych różniące się wielkiem i genezą. Wcześniejszym z nich autor przypisuje naturę blastyczną i powstanie w wyniku jednoczesnej blastazy plagioklazów i skałenia potasowego. Wrostki późniejsze wykształciły się w procesie odmieszania. Blastyczne wrostki pertytowe byłyby więc równowiekowe z samodzielnymi ziarnami plagioklazów współwystępującego z pertytami, a wrostki z odmieszania byłyby późniejsze od tego plagioklazów. Wrostki pertytowe o genezie prawdopodobnie blastycznej obecne są w mikropertytach niektórych odmian gnejsów (gnejsy pertytowe) Gór Białskich oraz w profiroblastycznych mikropertytach w kompleksie granulitowym Gór Złotych. W mikropertytach granulitów osiągają one niekiedy dość znaczne rozmiary, przy czym często istnieją stopniowe przejścia między dużymi wrostkami o genezie przypuszczalnie blastycznej a wrostkami najdrobniejszymi powstałymi prawdopodobnie w wyniku odmieszania. Oba rodzaje wrostków pertytowych w obrębie jednego ziarna mikro-

⁴ Wcześniejsi autorzy podawali następujący skład faz perysterytowych: An_{3-2} i An_{23-2} (Gay i Smith, 1955) oraz An_0 i An_{30} (Laves 1954).

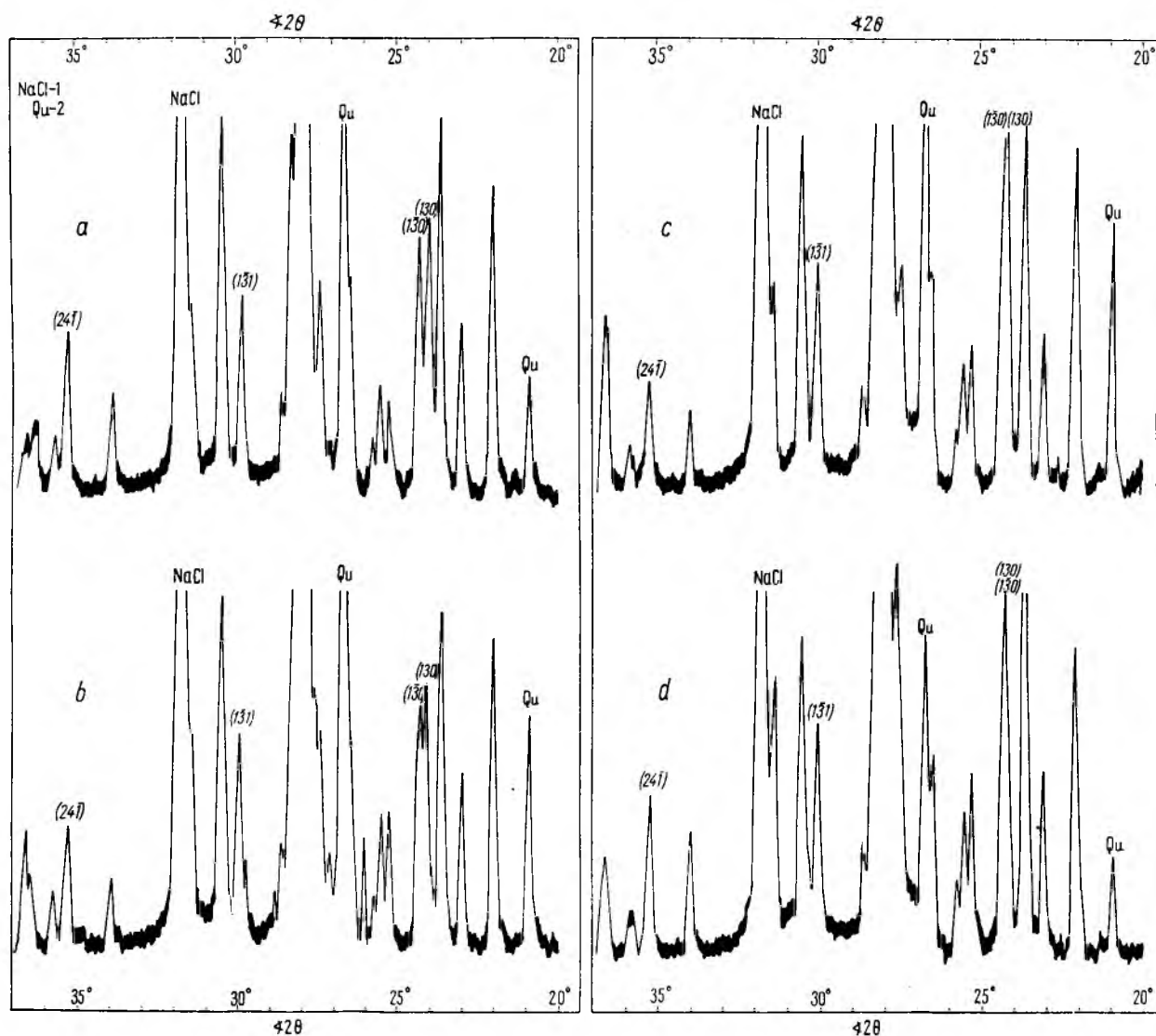


Fig. 23

Dyfraktogramy plagioklazów z gnejsów i granulitów Gór Bialskich i Złotych w zakresie kątów 2θ 21–37° z różną odległością kątową między refleksami płaszczyzn 130 i $\bar{1}\bar{3}0$

a – dyfraktogram plagioklazu nr 7 o składzie $An_{18,5}$ ($An/(An + Ab, \%$ wag.) z bardzo wyraźnie rozdzielonymi refleksami 130 i $\bar{1}\bar{3}0$ przy różnicy kątów $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,31^\circ$ i nierozszerzonymi refleksami płaszczyzn $\bar{1}\bar{3}1$ i $24\bar{1}$; typ skały: gnejs gieraltowski z Gór Bialskich, *b* – dyfraktogram plagioklazu nr 14 o składzie $An_{14,2}$ z wyraźnie rozdzielonymi refleksami 130 i $\bar{1}\bar{3}0$ przy różnicy kątów $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,20^\circ$ i nierozszerzonymi refleksami płaszczyzn $\bar{1}\bar{3}1$ i $24\bar{1}$; typ skały: granulit jasny z Gór Złotych, *c* – dyfraktogram plagioklazu nr 13 o składzie $An_{12,8}$ z wyraźnie rozszerzoną strefą refleksów 130 i $\bar{1}\bar{3}0$ przy różnicy kątów $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,16^\circ$ (odczytanej z wykresu Browna na podstawie kąta $\gamma^* = 89,40$) i nierozszerzonymi refleksami płaszczyzn $\bar{1}\bar{3}1$ i $24\bar{1}$; typ skały: granulit jasny z Gór Złotych, *d* – dyfraktogram plagioklazu nr 6 o składzie $An_{11,0}$ z nierozszerzoną strefą połączonych refleksów 130 i $\bar{1}\bar{3}0$ przy różnicy kątów $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,07$ (odczytanej z wykresu Browna na podstawie kąta $\gamma^* = 89,86^\circ$) i nierozszerzonymi refleksami płaszczyzn $\bar{1}\bar{3}1$ i $24\bar{1}$; typ skały: gnejs gieraltowski Gór Bialskich; 1 – refleks 200 NaCl, 2 – refleksy kwarcu

Diffractograms of plagioclases from the gneisses and granulites of the Góry Bialskie and Góry Złote, within the range of angles 2θ 21–37° with different angular distance of angles between the reflexes of planes 130 and $\bar{1}\bar{3}0$

a – diffractogram of plagioclase no 7 showing a composition of $An_{18,5}$ ($An/(An + Ab$ weight %) with the 130 and $\bar{1}\bar{3}0$ reflexes very distinctly separated at the difference of angles $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,31^\circ$ and the reflexes of planes $\bar{1}\bar{3}1$ and $24\bar{1}$ not widened out; rock type: Gieraltów gneiss from the Góry Bialskie, *b* – diffractogram of plagioclase no 14 showing a composition of $An_{14,2}$ with the 130 and $\bar{1}\bar{3}0$ reflexes very distinctly separated at the difference of angles $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,20^\circ$ and the reflexes of planes $\bar{1}\bar{3}1$ and $24\bar{1}$ not widened out; rock type: light granulite from the Góry Złote, *c* – diffractogram of plagioclase no 13 showing a composition of $An_{12,8}$ with the zone of reflexes 130 and $\bar{1}\bar{3}0$ distinctly widened out at the difference of angles $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,16^\circ$ (read from Brown's diagram on the basis of the γ^* angle = 89.40) and the reflexes of planes $\bar{1}\bar{3}1$ and $24\bar{1}$ not widened out; rock type: light granulite from the Góry Złote, *d* – diffractogram of plagioclase no 6 showing a composition of $An_{11,0}$ with the zone of the united reflexes 130 and $\bar{1}\bar{3}0$ not widened at the difference of angles $2\theta_{130} - 2\theta_{\bar{1}\bar{3}0} = 0,07$ (read from Brown's diagram on the basis of the γ^* angle = 89.86°) and the reflexes of planes $\bar{1}\bar{3}1$ and $24\bar{1}$ not widened out; rock type: Gieraltów gneiss from the Góry Bialskie; 1 – reflex 200 NaCl, 2 – reflexes of quartz

Tabela 9
Skład chemiczny skałeni potasowych z kompleksu gnejsowego Gór Biańskich i granulitowego Gór Złotych
Chemical composition of potash felspars from the Góry Biańskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

Nr skały	15		30		2		7		11		21	
	1		3		4		5		7		8a	
Nr skalenia ¹	2		3		4		5		7		8b	
SiO ₂	65,08	64,18	64,11	64,84	64,06	64,76	63,45	63,32				
Al ₂ O ₃	18,91	20,03	19,29	19,01	19,40	19,38	20,54	20,19				
K ₂ O	14,88	14,82	14,41	15,09	14,61	14,21	14,02	14,38				
Na ₂ O	1,14	1,32	1,21	1,21	1,29	1,57	1,35	1,16				
CaO	0,21	0,21	0,89	0,18	0,26	0,42	0,66	0,80				
BaO	0,053	0,040	0,018	0,035	0,033	0,35	0,25	0,53				
SrO	0,009	0,005	0,004	0,009	0,002	0,022	0,014	0,019				
Fe ₂ O ₃	0,05	0,10	0,06	0,14	0,10	0,09	0,09	0,11				
H ₂ O—	0,12	0,11	0,12	0,06	0,13	0,08	0,10	0,13				
Suma	100,45	100,70	100,11	100,65	99,88	100,88	100,48	100,64				
%	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.
Or	89,03	88,52	85,27	84,75	87,53	86,97	83,26	84,66				
Ab	9,76	10,31	10,26	10,81	11,07	11,67	13,98	10,38				
An	1,05	1,05	4,42	4,40	1,31	1,30	2,07	3,95				
Ba _r ²	0,13	0,10	0,04	0,03	0,08	0,06	0,63	0,96				
Sr _r ³	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	śl.	0,06	0,05				
SiO ₂ ± ⁴	+ 1,03	— 0,67	+ 0,03	— 0,81	+ 0,09	+ 0,07	+ 0,35	— 0,58				
Al ₂ O ₃ ± ⁴	+ 0,51	+ 1,41	+ 0,07	+ 0,20	+ 0,97	+ 0,40	+ 1,77	+ 0,90				

¹Nr 1–8 skalenie kompleksu gnejsowego Gór Biańskich: nr 1–7, 10 z gnejsów gierałkowskich, nr 8 z gnejsu śnieżnickiego. Nr 11–19 skalenie z kompleksu granulitowego Gór Złotych: nr 11, 13–17 z jasnych granulitów, nr 12 z granulitu ciemnego, nr 19 z granulitu eklogitowego, nr 18 z gnejsu perytowego. Litera *a* oznaczono skalenie tła skalnego, litera *b* – skalenie porfiroblastów.

²BaAl₂Si₂O₈.

³SrAl₂Si₂O₈.

⁴Nadmiar (+) lub niedomiar (–) SiO₂ i Al₂O₃ w stosunku do sumy CaO + K₂O + Na₂O + BaO + SrO.

⁵No 1–8 felspars from the Góry Biańskie gneiss complex: no 1–7, 10 from Gierałków gneiss, no 8 from Śnieżnik gneiss. No 11–19 felspars from the Góry Złote granulite complex: no 11, 13–17 from light granulites, no 12 from dark granulite, no 19 from eclogitic granulite, no 18 from perthitic gneiss. *a* – felspars from groundmass, *b* – felspars from porphyroblasts.

²BaAl₂Si₂O₈.

³SrAl₂Si₂O₈.

⁴Excess (+) or deficit (–) of SiO₂ and Al₂O₃ in relation to the sum of CaO + Na₂O + K₂O + BaO + SrO.

Tabela 9 c. d.

Nr skaty	1		51		43		53b		53a		46						
	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.					
Nr skalenia ¹	10		11		12a		12b		13		14a		14b		15a		
SiO ₂	65,18		65,70		63,34		64,50		64,11		64,48		64,58		66,08		
Al ₂ O ₃	19,18		18,15		19,94		19,90		20,11		19,08		20,10		17,93		
K ₂ O	13,81		14,17		12,94		10,62		13,19		13,35		11,61		13,60		
Na ₂ O	1,10		1,66		2,16		3,49		1,59		1,80		2,83		1,80		
CaO	0,62		0,22		0,61		1,67		0,65		0,42		0,94		śl.		
BaO	0,34		0,12		0,063		0,063		0,54		0,35		0,32		0,089		
SrO	0,052		0,003		0,008		0,012		0,010		0,013		0,012		0,011		
Fe ₂ O ₃	0,12		0,07		0,26		0,11		0,06		0,02		0,10		0,18		
H ₂ O—	0,00		0,12		0,19		0,18		0,17		0,10		0,10		0,00		
Suma	100,40		100,21		99,51		100,54		100,35		99,61		100,59		99,69		
100%	% wag.		% mol.		% wag.		% mol.		% wag.		% mol.		% wag.		% mol.		
	Or	85,92	85,62	84,43	83,77	78,07	77,26	62,28	61,21	81,21	80,82	81,25	80,66	69,98	69,10	83,84	83,09
	Ab	9,81	10,39	14,16	14,91	18,66	19,56	29,31	30,56	14,02	14,80	15,69	16,52	24,43	25,59	15,90	16,71
	An	3,23	3,23	1,10	1,09	3,09	3,05	8,22	8,09	3,36	3,34	2,14	2,13	4,75	4,70	śl.	śl.
	Ba _r ²	0,87	0,65	0,30	0,22	0,16	0,11	0,15	0,11	1,38	1,01	0,88	0,65	0,80	0,58	0,23	0,17
Sr _r ³	0,17	0,14	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	
SiO ₂ ± ⁴	+ 4,30		+ 1,28		— 0,08		— 0,05		+ 2,58		+ 1,76		+ 1,44		+ 3,51		
Al ₂ O ₃ ± ⁴	+ 1,02		— 0,40		+ 1,22		— 0,42		+ 1,67		+ 0,67		+ 0,95		+ 0,18		

Tabela 9 c. d.

Nr skaly	46		60a				47		48		41	
	15b		16a	16b		17a	17b	18a	18b	19		
SiO ₂	64,66		66,10	65,91		65,80	65,38	65,20	64,72		64,70	
Al ₂ O ₃	19,09		18,10	18,60		18,45	18,60	18,48	18,62		18,88	
K ₂ O	2,55		12,72	12,33		13,45	12,61	14,16	13,39		13,05	
Na ₂ O	12,91		1,99	2,47		1,78	2,38	1,37	2,09		2,03	
CaO	0,30		0,35	0,51		0,48	0,61	0,30	0,54		0,54	
BaO	0,15		0,14	0,14		0,13	0,61	0,14	0,16		0,48	
SrO	0,011		0,012	0,009		0,01	0,010	0,008	0,008		0,05	
Fe ₂ O ₃	0,17		0,14	0,05		0,38	0,19	0,09	0,05		0,07	
H ₂ O---	0,00		0,08	0,16		0,08	0,12	0,12	0,12		0,04	
Suma	99,84		99,63	100,18		100,51	100,06	99,87	99,70		99,84	
%	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.	wag.	mol.
	Or	76,48	75,56	75,44	74,53	81,70	75,96	86,15	79,20	78,43	78,44	78,05
Ab	21,63	22,67	17,89	21,55	15,49	16,29	20,53	11,94	17,70	18,60	17,47	18,44
An	1,49	1,47	1,85	2,62	2,45	2,43	3,08	1,53	2,68	2,66	2,73	2,71
Ba _f ²	0,37	0,27	0,36	0,26	0,33	0,24	0,40	0,35	0,39	0,29	1,20	0,66
Sr _f ³	0,03	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,16	0,14
SiO ₂ ± ⁴	- 0,32		+ 5,00	+ 3,17		+ 2,86	+ 1,86	+ 2,30	+ 0,06		+ 1,39	
Al ₂ O ₃ ± ⁴	+ 0,27		+ 0,32	+ 0,27		0,00	- 0,18	+ 0,26	- 0,40		+ 0,07	

pertytu z reguły wygaszają w tej samej pozycji, co świadczy o ich identycznej orientacji. Na skutek identycznej orientacji optycznej i stopniowej zmienności rozmiarów omawianych wrostków, nie można pod mikroskopem ustalić ilościowego udziału wrostków pertytowych różniących się genezą. Pewne dane dotyczące stanu fazowego badanych skaleni oraz składu i ilościowej roli różnych faz wchodzących w skład pertytów można uzyskać, zestawiając wyniki badań mikroskopowych, rentgenowskich i chemicznych oraz rozumując w sposób następujący.

Zawartość cząsteczki sodowej w sieci skalenia potasowego ustalono metodą rentgenograficzną na podstawie wartości $d(00\bar{1})$, posługując się wykresem N.L. Bowena i O. F. Tuttle'a (1950). W skaleniach potasowych z gnejsów Gór Bialskich zawartość albitu w sieci wynosi 3,5–10,9% wag. W granulitach skalenie potasowe drobnej frakcji zawierają w sieci 4,5–8,7% wag. albitu, a skalenie potasowe porfiroblastów 1,7–8,6% wag. albitu. Do sieci skaleni potasowych wchodzi również nieco wapnia, przy czym w niniejszej pracy założono, że przytoczone wyżej liczby wyrażają udział nieczystego albitu, lecz cząsteczki plagioklazowej o składzie odpowiadającym średniemu składowi cząsteczki plagioklazowej w danym pertycie z odmieszania. Cząsteczka ta w skaleniach potasowych gnejsów ma skład $An_{6,9-28,8}$, a w skaleniach potasowych granulitów $An_{0,01-19,3}$.

Większość zanalizowanych chemicznie skaleni potasowych z gnejsów Gór Bialskich i niektóre skalenie potasowe drobnej frakcji z granulitów nie ujawniają pod mikroskopem budowy pertytowej. Cała zawartość cząsteczki plagioklazowej w tych skaleniach (na podstawie analiz chemicznych) okazuje się jednak wyższa od zawartości cząsteczki plagioklazowej w ich sieci (ustalonej rentgenograficznie), co prowadzi do wniosku, że omawiane skalenie zawierają niewidoczne pod mikroskopem wrostki pertytowe, a więc należą do kryptopertytów.

W mikropertytach granulitów udało się pod mikroskopem oznaczyć zawartość anortytu w większych wrostkach pertytowych o genezie przypuszczalnie blastycznej. Skład tych wrostków pertytowych okazał się identyczny ze składem samodzielnych ziarn plagioklazowego współwystępującego z danym pertytem. Na podstawie powyższego faktu zrobiono założenie, że we wszystkich badanych pertytach skład wrostków pertytowych o genezie blastycznej jest zbliżony do składu samodzielnych ziarn plagioklazowego współwystępującego z danymi pertytami.

Zawartości anortytu w drobnych wrostkach pertytowych nie udało się ustalić pod mikroskopem, a o ich składzie można sądzić jedynie na podstawie globalnej analizy chemicznej drobnopertytowego skalenia potasowego. Trudno też mieć pewność, czy drobne wrostki pertytowe powstały w wyniku odmieszania, czy też w procesie jednoczesnej blasty plagioklaz i skalenia potasowego. Zdaniem autora niewątpliwą genezą z odmieszania ma bardzo jednorodnie wykształcony, drobny mikropertyt nr 15a, pochodzący z tła skalnego jasnego granulitu nr 46. Istnieje bowiem wybitny kontrast między składem

cząsteczki plagioklazowej w tym mikropertycie ($An_{0,0}$) a składem samodzielnych ziarn plagioklazowego ($An_{15,0}$) towarzyszących mikropertytowi.

Prawdopodobnie w procesie odmieszania powstał też pertyt nr 19 występujący w granulicie eklogitowym nr 41. Przypuszczenie takie nasuwa się w związku z wykształceniem tego skalenia. Niektóre jego ziarna należą do bardzo drobnego, ubogiego we wrostki mikropertytu, inne ziarna w ogóle nie zawierają widocznych pod mikroskopem wrostków pertytowych i należą prawdopodobnie do kryptopertytu. Cząsteczka plagioklazowa w omawianym skaleniu ma skład $An_{13,5}$, podczas gdy plagioklaz występujący w samodzielnych ziarnach ma skład $An_{21,9}$.

Rozdział cząsteczki albitowej między skaleni potasowy i współwystępujący z nim plagioklaz jest zależny od temperatury, a współczynnik tego rozdziału wyrażony stosunkiem

$$K_T = \frac{\text{zawartość Ab w skaleniu potasowym}}{\text{zawartość Ab w plagioklazie}}$$

dla danej temperatury ma wartość stałą przy założeniu, że skalenie te osiągnęły stan chemicznej równowagi (Barth 1956). Współczynnik ten dla asocjacji dwóch omówionych wyżej pertytów z towarzyszącymi im plagioklazami wynosi odpowiednio 0,210 i 0,248. Uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że pertytami z odmieszania są również inne drobne mikropertytowe i kryptopertytowe skalenie potasowe z gnejsów Gór Bialskich i granulitów Gór Żółtych, mające współczynnik $K_T \leq 0,248$. Na podstawie powyższych kryteriów do pertytów z odmieszania można zaliczyć jeszcze następujące skalenie drobnej frakcji z kompleksu granulitowego: nr 11, 13, 14a, 16a, 17a, 18a oraz wszystkie wyseparowane mikropertytowe lub kryptopertytowe skalenie potasowe z kompleksu gnejsowego (nr 1–5, 7–10). Udział wrostków pertytowych w skaleniach z kompleksu granulitowego uznanych za pertyty z odmieszania wynosi 6,6–15,2% wag. a w pertytach odmieszania z kompleksu gnejsowego wynosi 2,1–11,1% wag.

Genezę mieszaną, polegającą na obecności dwóch rodzajów wrostków pertytowych: blastycznych i z odmieszania, ma prawdopodobnie mikropertyt nr 12a, pochodzący z tła skalnego ciemnego granulitu nr 43, oraz wszystkie porfiroblastyczne mikropertyty z kompleksu granulitowego. Aby w porfiroblastycznych mikropertytach ustalić w sposób orientacyjny zawartość i skład blastycznych wrostków pertytowych założono, że łączna zawartość i skład cząsteczki plagioklazowej wchodzącej do sieci tych skaleni i do wrostków pertytowych z odmieszania, są identyczne jak w mikropertytach odmieszania występujących w tle skalnym. Założenie to wydaje się znajdować uzasadnienie w obserwacjach mikroskopowych autora, prowadzących do przypuszczenia, że w kompleksie granulitowym skalenie porfiroblastów i tła skalnego rozwinęły się w jednym etapie blasty w podobnych warunkach fizycznych. Pozostałe ilości Na i Ca, niezwiązane ani w sieci skalenia potasowego, ani we wrostkach pertytowych z odmieszania, wchodziłyby w skład wrostków pertytowych o genezie blastycznej.

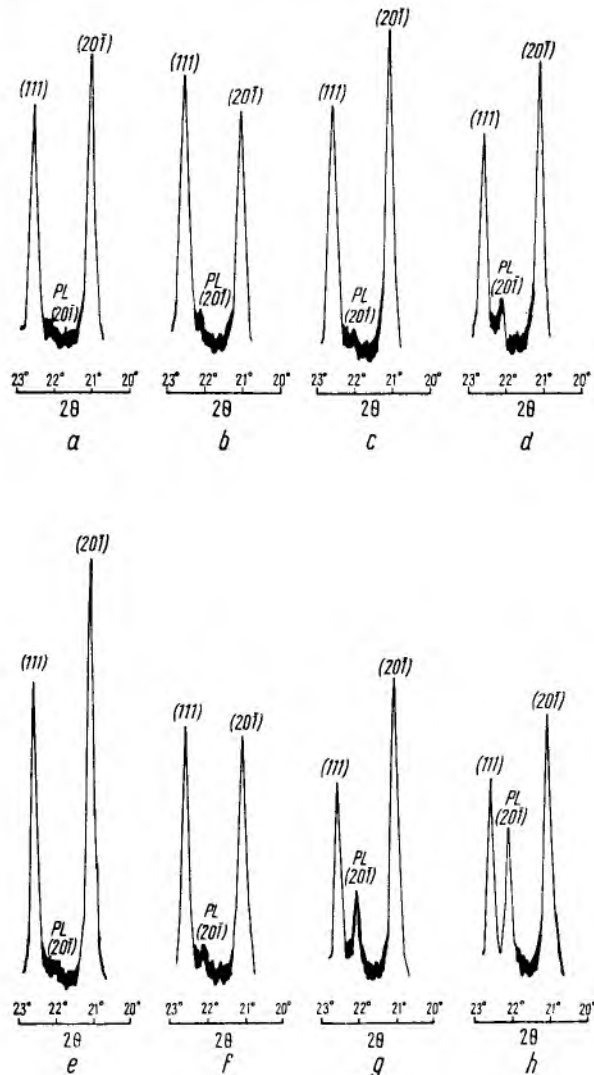


Fig. 24

Dyfraktogramy (w zakresie kątów $2\theta = 20\text{--}23^\circ$) kryptopertytów i mikropertytów z różnym udziałem wrostków pertytowych z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych

a – dyfraktogram kryptopertytowego, czasem mikropertytowego skalenia potasowego nr 7, zawierającego 11,1% wag. odmieszanego plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest ledwo dostrzegalny; typ skały: gnejs gieraltowski nr 11, *b* – dyfraktogram kryptopertytowego, czasem mikropertytowego skalenia potasowego nr 4, zawierającego 7,5% wag. odmieszanego plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest bardzo słaby; typ skały: gnejs gieraltowski nr 2, *c* – dyfraktogram kryptopertytu nr 1 zawierającego 2,1% wag. odmieszanego plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest bardzo słaby; typ skały: gnejs gieraltowski nr 15, *d* – dyfraktogram kryptopertytowego skalenia potasowego nr 9 dość silnie zanieczyszczonego poikilitowymi wrostkami plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest dość intensywny; typ skały: paragnejs plagioklazowy nr 3, *e* – dyfraktogram mikropertytu nr 18a zawierającego 6,6% wag. odmieszanego plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest ledwo dostrzegalny; typ skały: gnejs pertytowy nr 48 z kompleksu granulitowego, *f* – dyfraktogram mikropertytowego, a częściowo kryptopertytowego skalenia potasowego, który zawiera 13,5% wag. odmieszanego plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest bardzo słaby; typ skały: granulit eklogitowy nr 41, *g* – dyfraktogram porfiroblastycznego mikropertytu nr 14b zawierającego w pertytowych wrostkach 24,7% wag. plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest intensywny; typ skały: jasny granulit nr 53a, *h* – dyfraktogram porfiroblastycznego mikropertytu nr 12b zawierającego w pertytowych wrostkach 32,3% wag. plagioklazę, refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest bardzo intensywny; typ skały: ciemny granulit nr 43

Diffractograms (within the range of angles $2\theta = 20\text{--}23^\circ$) of cryptoperthites and micropertthites with variable content of perthitic ingrowths from the Góry Białskie gneisses and the Góry Złote granulites

a – diffractogram of the cryptoperthitic, occasionally micropertthitic potassium feldspar no 7, containing a 11.1 weight per cent of separated plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase hardly detectable; rock type: Gieraltów gneiss no 11, *b* – diffractogram of the cryptoperthitic, occasionally micropertthitic potassium feldspar no 4, containing a 7.5 weight per cent of separated plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is extremely weak; rock type: Gieraltów gneiss no 2, *c* – diffractogram of cryptoperthite no 1 containing a 2.1 weight per cent of reworked plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is extremely weak; rock type: Gieraltów gneiss no 15, *d* – diffractogram of the cryptoperthitic potassium feldspar no 9 rather strongly contaminated by poikilitic ingrowths of plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase rather strong; rock type: plagioclase paragneiss no 3, *e* – diffractogram of micropertthite no 18a, containing a 6.6 weight per cent of reworked plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is hardly detectable; rock type: perthite gneiss no 48 from the granulite complex, *f* – diffractogram of the a micropertthitic, occasionally cryptoperthitic potassium feldspar containing 13.5 weight per cent of separated plagioclase, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is extremely poor; rock type: eclogite granulite no 41, *g* – diffractogram of porphyroblastic micropertthite no 14b, containing 24.7 weight per cent of plagioclase in the perthitic ingrowths, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is strong; rock type: light granulite no 53a, *h* – diffractogram of the porphyroblastic micropertthite no 12b containing 32.3 weight per cent of plagioclase in the perthitic ingrowths, reflex $(20\bar{1})$ of the plagioclase is very strong; rock type: dark granulite no 43

Znając na podstawie danych rentgenograficznych zawartość cząsteczki plagioklazowej w sieci porfiroblastycznych mikropertytów, obliczono z analiz chemicznych, że w skałeniach tych wrostki z odmieszania stanowią 4,9–16,2% wag., a wrostki pertytowe o genezie blastycznej występują w ilości 4,4–11,4% wag. Plagioklaz w blastycznych pertytowych wrostkach ma skład $An_{13,0-23,0}$, bardzo zbliżony na ogół do składu samodzielnych ziarn plagioklazę ($An_{15,0-21,9}$) współwystępujących z mikropertytami. Wyjątek stanowi jedynie mikropertyt nr 14b, w którym blastyczne wrostki mają skład $An_{23,0}$, podczas gdy towarzyszące mu samodzielne ziarna plagioklazę mają skład $An_{1,42}$. Udział i skład cząsteczki plagioklazowej w omawianych pertytach i jej rozdział między sieć skalenia potasowego oraz pertytowe wrostki z odmieszania i blastyczne zestawiono w tabeli 10.

Z przedstawionych wyżej rozważań wynika, że zarówno w kompleksie gnejsowym, jak i granulitowym spotykane są kryptopertyty z wrostkami pertytowymi niewidocznymi pod mikroskopem. Można by oczekiwać, że obecność kryptopertytowych wrostków ujawnią badania rentgenograficzne. Na dyfra-

ktogramach tych skałeni powinien pojawić się refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę, gdyż ma on dużą intensywność i nie pokrywa się z żadnym refleksem skalenia potasowego. Jednak na dyfraktogramach skałeni z kompleksu gnejsowego refleks $(20\bar{1})$ plagioklazę jest na ogół bardzo słaby, a czasem ledwo widoczny, co ilustrują 4 dyfraktogramy tych skałeni w zakresie kątów $2\theta = 20\text{--}23^\circ$, przedstawione na figurze 24a–d. Dla porównania przedstawiono również 4 dyfraktogramy mikropertytów z kompleksu granulitowego o różnym udziale wrostków pertytowych (fig. 24e–h).

Tabela 10

Zawartość i skład cząsteczki plagioklazowej w perytach z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych
Content and composition of plagioclase molecule in perthites from the Góry Białskie gneiss and Góry Złote granulites

Nr	Typ pertytu	Zawartość i skład cząsteczki plagioklazowej w perytach Content and composition of plagioclase molecule in perthites					Stosunek J_o/J_a^3 na dyfrakto- gramach pertytów The J_o/J_a^3 ratio in diffracto- grams of perthites	An/An+Ab (% wag.) w samodziel- nych ziarnach plagiok- klazu ¹ An/An+Ab (weigh per cent) in the independent plagioclase grains	Pochodzenie skaleni The origin of felspars
		całkowita ¹ in general ¹	w sieci skaleni potasowego ² in the potash felspar lattice ²	w pertytowych wrostkach in the perthitic ingrowths					
				całkowita in general	odmieszanych exsolved	blastycznych blastic			
1	kryptopertyt	10,8 An _{9,2}	8,7	2,1	2,1	—	9,92	4,2	gnejs gierałto- wski nr 15
2	kryptopertyt	12,2 An _{8,5}	8,6	3,6	3,6	—	9,74	10,0	gnejs gierałto- wski nr 6
3	kryptopertyt	14,7 An _{30,1}	3,5	8,7	8,7	—	7,66	9,2	gnejs gierałto- wski nr 30
4	kryptopertyt i mikropertyt	12,7 An _{6,9}	5,2	7,5	7,5	—	5,53	11,1	gnejs gierałto- wski nr 2
5	mikropertyt i kryptopertyt	12,4 An _{10,6}	4,5	7,9	7,9	—	10,42	13,7	gnejs gierałto- wski nr 7
7	kryptopertyt i mikropertyt	15,3 An _{13,6}	4,2	11,1	11,1	—	10,80	19,5	gnejs gierałto- wski nr 11
8a	kryptopertyt tła skalnego	15,0 An _{22,2}	10,9	4,1	4,1	—	10,61	22,7	gnejs śnieżni- cki nr 21
8b	mikropertyt porfiroblastów	13,8 An _{28,8}	6,7	7,1	7,1	—	7,77		
9	kryptopertyt		8,0				5,36	27,2	paragnejs plagiok- lazowy nr 3
10	kryptopertyt	13,0 An _{24,8}	5,2	8,8	8,8	—	10,64	42,1	gnejs gierałto- wski nr 1
11	mikropertyt	15,3 An _{7,2}	4,5	10,8	10,8	—	4,93	5,6	granulit jasny nr 51
12a	mikropertyt tła skalnego	21,7 An _{14,2}	5,2	16,5	16,5		4,42	12,2	granulit ciemny nr 43
12b	mikropertyt porfiroblastów	37,5 An _{21,9}	5,2		32,3		1,75		

Tabela 10 c. d.

Nr	Typ pertytu	Zawartość i skład cząsteczki plagioklazowej w pertytach Content and composition of plagioclase molecule in perthites					Stosunek J_0/J_a^3 na dyfraktogramach pertytów The J_0/J_a^3 ratio in diffractograms of perthites	An/An+Ab (% wag.) w samodzielnych ziarnach plagioklaz An/An+Ab (weight per cent) in the independent plagioclase grains	Pochodzenie skałeni The origin of feldspars
		całkowita ¹ in general ¹	w sieci skalenia potasowego ² in the potash feldspar lattice ²	w pertytowych wrostkach in the perthitic ingrowths					
				całkowita in general	odmieszanych exsolved	blastycznych blastic			
13	kryptopertyt i mikropertyt	17,4 An _{19,3}	5,7	11,7	11,7	—	7,75	12,8	granulit jasny nr 53b
14a	mikropertyt i kryptopertyt tła skalnego	17,8 An _{12,0}	4,5	13,3	13,3 An _{12,0}	—	6,72	14,2	granulit jasny nr 53a
14b	mikropertyt porfiroblastów	29,2 An _{16,3}	4,5	24,7	13,3 An _{12,0}	11,4 An _{23,0}	3,30		
15a	mikropertyt tła skalnego	15,9 An _{0,0}	8,7	7,2	7,2 An _{0,0}	—	6,71	15,0	granulit jasny nr 46
15b	mikropertyt porfiroblastów	23,1 An _{6,4}	6,0	18,1	9,9 An _{0,0}	8,2 An _{17,8}	3,19		
16a	mikropertyt tła skalnego	19,7 An _{9,4}	4,5	15,2	15,2 An _{9,4}	—	4,15	15,8	granulit jasny nr 60a
16b	mikropertyt porfiroblastów	24,2 An _{10,8}	4,5	19,6	15,2 An _{9,4}	4,4 An _{17,4}	3,82		
17a	mikropertyt tła skalnego	17,9 An _{13,7}	5,7	12,2	12,2 An _{13,7}	—	6,37	17,8	granulit jasny nr 47
17b	mikropertyt porfiroblastów	23,6 An _{13,0}	1,7	21,9	16,2 An _{13,0}	5,7 An _{13,0}	3,74		
18a	mikropertyt tła skalnego	13,5 An _{11,4}	6,9	6,6	6,6 An _{11,4}	—	14,08	18,9	gnejs pertytowy nr 48
18b	mikropertyt porfiroblastów	20,4 An _{13,1}	8,6	11,8	4,9 An _{11,4}	4,9 An _{16,6}	4,65		
19	mikropertyt i kryptopertyt	20,2 An _{13,5}	6,7	13,5	13,5 An _{13,5}	—	6,15	21,9	granulit eklogitowy nr 41

¹Na podstawie analizy chemicznej.

²Oznaczono rentgenograficznie na podstawie $d(20\bar{1})$.

³ J_0 — intensywność refleksu $20\bar{1}$ skalenia potasowego, J_a — intensywność refleksu $20\bar{1}$ plagioklaz.

¹According to the chemical analysis.

²According to the x-ray data of the $d(20\bar{1})$.

³ J_0 — intensity of the $20\bar{1}$ reflex of feldspar, J_a — intensity of the $20\bar{1}$ reflex of plagioclase.

Widzimy, że na dyfraktogramie (fig. 24e) mikropertytu, zawierającego 6,6% wag. plagioklaz we wrostkach pertytowych, refleks ($20\bar{1}$) plagioklaz jest ledwo dostrzegalny. Refleks ten jest słaby na dyfraktogramie (fig. 24f) mikropertytu, a częściowo kryptopertytu zawierającego we wrostkach pertytowych 13,5% wag. plagioklaz. Uzyskuje on natomiast znaczną intensywność dla mikropertytu zawierającego 24,7% wag. plagioklaz (fig. 24g) oraz bardzo dużą intensywność dla mikropertytu o zawartości 32,3% wag. plagioklaz we wrostkach pertytowych (fig. 24h).

Na podstawie stosunku intensywności na dyfra-

ktogramie pertytu refleksów ($20\bar{1}$) skalenia potasowego (J_0) i plagioklaz (J_a), występującego we wrostkach pertytowych, można w przybliżeniu określić ilościowy udział tych wrostków (Kuellmer 1960). Wymieniony autor przedstawił na wykresach zależność między stosunkiem J_0/J_a a stosunkiem skałen potasowy (% wag.) plagioklaz (% wag.) w pertycie. Na wykresach tych jednak rozrzut punktów jest duży, a linie obrazujące wspomnianą zależność dla pertytów powstałych w różnych warunkach i różniących się cechami strukturalnymi mają zmienne położenie. Z powyższych względów w niniejszej pracy nie wykorzystano wykresów Kuellmera, a w tabeli 10 podano jedynie stosunek

Jo/Ja dla wszystkich pertytów wyseparowanych z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Żłoty. Z tabeli tej widać, że w pertytach stosunek Jo/Ja nie zawsze wykazuje konsekwentną zmienność wraz ze zmianą udziału wrostków pertytowych (ustalonego w oparciu o dane analizy chemicznej z uwzględnieniem zawartości cząsteczki plagioklazowej w sieci skalenia potasowego).

Strukturalna zmienność skaleni potasowych i jej wpływ na ich cechy fizyczne

Wiemy, że skalenie potasowe może cechować symetria jednoskośna lub trójskośna o różnym stopniu trójskości, zmieniającym się w sposób ciągły. Struktury tych skaleni zarówno jednoskośnych, jak i trójskośnych wykazują zmienność stanu uporządkowania atomów Si i Al w sieci, zaznaczającą się na różnym podziale tych atomów między nierównoznaczne grupy atomów (Si + Al), co w efekcie statystycznym prowadzi do różnego stopnia równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w strukturze skalenia.

Istnieją różne interpretacje zależności między symetrią lub stopniem trójskości (w przypadku symetrii trójskośnej) skalenia potasowego a stanem uporządkowania atomów Si i Al w jego sieci, przy czym dwie skrajne interpretacje w skrócie można przedstawić w sposób następujący:

1. Pierwsza hipoteza w ujęciu A. S. Marfunina (1962) zakłada, że cała zmienność strukturalna skaleni potasowych polega na zmienności stanu uporządkowania atomów Si i Al w ich sieci i funkcją tego uporządkowania jest symetria skalenia oraz stopień trójskości odmian trójskośnych, wzrastający w ściśle określony sposób wraz ze wzrostem uporządkowania. Submikroskopowe zbliżnienia skaleni trójskośnych zmniejszają kąt $\perp(010)/\gamma$ i mogą nawet doprowadzić do pseudojednoskośnej orientacji optycznej. Zbliżnienia subrentgenowskie zmniejszają stopień rentgenowskiej trójskości skaleni trójskośnych i mogą doprowadzić nawet do pozornie jednoskośnej geometrii ich sieci, przy czym nawet analiza rentgenowska metodą Fouriera, może nie ujawnić trójskości ich struktury. Omawiana hipoteza zakłada więc, że cały zakres zmienności strukturalnej skaleni potasowych jest ściśle określoną funkcją stanu uporządkowania atomów Si i Al w ich strukturze oraz rozwoju submikroskopowych lub subrentgenowskich zbliżeń.

2. Druga hipoteza wysunięta przez autora (Ansilewski 1961) zakłada, że nie ma bezpośredniej ścisłej zależności między rozmieszczeniem atomów Si i Al w strukturze a symetrią skalenia i stopniem trójskości odmian trójskośnych. Skalenie o podobnym stopniu równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w sieci mogą mieć różną symetrię, a przy symetrii trójskośnej może je cechować różny stopień trójskości. Symetria skalenia określa tylko możliwości rozmieszczenia atomów Si i Al w jego strukturze. Komórka elementarna skalenia potasowego zawiera 12 atomów Si i 4 atomy Al, czyli 16 atomów (Si + Al). Przy symetrii jednoskośnej 16 atomów (Si + Al) dzieli się na dwie grupy ósemkowe: 8 Si₁

i 8Si₂, a maksymalna nierównomierność w rozmieszczeniu atomów Si i Al może polegać tylko na koncentracji Al w jednej grupie ósemkowej. W przypadku trójskośnej symetrii skalenia 16 atomów (Si + Al) dzieli się na 4 grupy czwórkowe: 4 Si₁, 4 Si₂, 4 Si₃, 4 Si₄, co stwarza możliwość koncentracji Al w jednej grupie czwórkowej i osiągnięcia bardziej nierównomiernego rozmieszczenia atomów Si i Al w sieci niż przy symetrii jednoskośnej. W strukturze trójskośnego skalenia stopień równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al może zmieniać się w większym zakresie niż przy symetrii jednoskośnej, obejmującym przypuszczalnie cały zakres zmienności stopnia równomierności rozmieszczenia Si i Al w strukturze jednoskośnej. Cechy strukturalne skalenia takie, jak: symetria, stopień trójskości odmian trójskośnych, stopień równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w sieci a także zbliżnienia, zależą od warunków fizyczno-chemicznych. Określona zmienność tych warunków powinna pociągać za sobą określoną zmienność cech strukturalnych skaleni potasowych i powodować, że zmienność różnych cech (np. stopnia trójskości i stopnia równomierności rozmieszczenia Si i Al w sieci) może zachodzić w sposób sprzężony, tzn. określonej zmianie jednej cechy może towarzyszyć określona zmiana innej cechy.

Omawiana hipoteza zakłada więc, że zmienność strukturalna skaleni potasowych ma charakter złożony, a zmienność oraz współzależność różnych cech strukturalnych mogą być różne w zależności od warunków fizyczno-chemicznych, przy czym całej zmienności strukturalnej tych skaleni nie można rozpatrywać wyłącznie jako ściśle określonej funkcji rozmieszczenia atomów Si i Al w ich sieci.

Zmienność strukturalna skaleni potasowych ujawnia się w zmienności cech fizycznych tych skaleni.

O symetrii skaleni potasowych i stopniu trójskości odmian trójskośnych można sądzić na podstawie danych rentgenograficznych i optycznych. Na podstawie danych rentgenograficznych I. R. Goldsmith i F. Laves (1954a, b) wprowadzili pojęcie stopnia trójskości (który w niniejszej pracy będzie oznaczony symbolem Δ_R), wyrażając go wzorem:

$$\Delta_R = 12,5 [d_{131} - d_{\bar{3}1}]$$

Określony w powyższy sposób stopień trójskości będzie nazywany w dalszej części pracy trójskością rentgenograficzną.

Opierając się na analogii z trójskością rentgenograficzną A. S. Marfunin (1962) zaproponował ustalenie stopnia trójskości na podstawie danych optycznych, nazywanego w dalszej części pracy trójskością optyczną. Według wymienionego autora trójskość optyczną można ustalić w dwojaki sposób:

1. Na podstawie wartości kąta $\gamma/\perp(010)$. Trójskość tę, oznaczoną w niniejszej pracy symbolem Δ_γ , określa wzór:

$$\Delta_\gamma = 0,0555 [\gamma/\perp(010)]$$

2. Na podstawie wartości kąta $2V$. Trójskość ta, oznaczona w niniejszej pracy symbolem Δ_V , wyraża się wzorem:

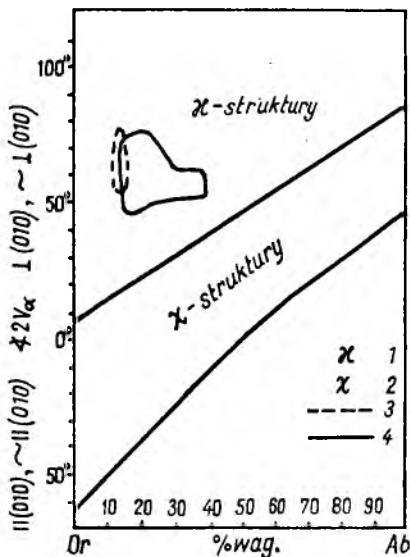


Fig. 25

Zmienność skaleni potasowych z kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Złotych na tle uproszczonego wykresu klasyfikacyjnego autora (Ansilewski 1961)

1 – pole struktur uporządkowanych, 2 – pole struktur nieuporządkowanych, 3 – pole zmienności skaleni z kompleksu gnejsowego, 4 – pole zmienności skaleni z kompleksu granulitowego

Variability of the potassium feldspars from the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex in the background of the writer's simplified classification diagram (Ansilewski 1961)

1 – field of ordered structures, 2 – field of disordered structures, 3 – variability field of feldspars from the gneiss complex, 4 – variability field of feldspars from the granulite complex

$$\Delta_v = 0,025 (\sphericalangle 2V - 44^\circ)$$

Wzór ten opiera się na założeniu, że skalenie o $\sphericalangle 2V > 44^\circ$ mają symetrię trójskośną o stopniu trójskośności wzrastającym liniowo wraz ze wzrostem kąta $2V$.

Stopień równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w sieci skalenia potasowego jest najlepiej uchwytany na podstawie wielkości kąta $2V$ przy uwzględnieniu orientacji płaszczyzny osi optycznych (Ansilewski 1961). Podział skaleni potasowych na podstawie wartości kąta $2V$ na grupy strukturalne z równomiernym (χ – struktury) i nierównomiernym (κ – struktury) rozmieszczeniem atomów Si i Al ilustruje wykres autora (fig. 25). A. S. Marfunin (1962) stwierdził, że wielkość tego kąta jest w tak znikomym stopniu zależna od stanu zbliźniczenia trójskośnych skaleni potasowych, że praktycznie można go uznać zależnym wyłącznie od stanu uporządkowania atomów Si i Al w strukturze.

Zbliźniczenia submikroskopowe lub subrentgenowskie nie wpływając w sposób istotny na wielkość kąta $2V$, zaznaczają się na położeniu osi optycznych względem $\perp (010)$, dzięki czemu mogą być wykryte w wyniku badań optycznych (Marfunin 1962). Wymieniony autor stwierdził, że w trójskośnych skaleniach potasowych w zależności od submikroskopowych zbliźniczeń oś optyczna O_A , tworząca mniejszy kąt z $\perp (010)$, tylko nieznacznie zmienia swoje położenie, natomiast oś optyczna O_B tworząca większy kąt z \perp

(010), zmienia swoje położenie w sposób bardzo istotny (o kąt około 30°). Zależność między położeniem osi optycznych względem $\perp (010)$, przy danej wartości kąta $2V$, a submikroskopowymi (lub subrentgenowskimi) zbliźniczeniami trójskośnych skaleni potasowych ujął Marfunin w postaci wykresu (fig. 26). Wykres ten opiera się na założeniu, że skalenie potasowe o kącie $2V > 44^\circ$ w płaszczyźnie $\sim \perp (010)$, zawsze mają symetrię trójskośną i w miarę wzrostu kąta $2V$ stopień ich trójskośności wzrasta w ściśle określony sposób. Submikroskopowe lub subrentgenowskie zbliźniczenia pozornie zmniejszają stopień trójskośności, a w przypadku równorzędnego udziału lewych i prawych lametek bliźniaczych dający się zmierzyć stopień trójskośności może zmaleć do zera, tak że skałek będzie miał pseudojednoskośną orientację optyczną (w przypadku submikroskopowych zbliźniczeń) lub nawet pseudojednoskośną geometrię sieci (w przypadku subrentgenowskich zbliźniczeń). Na omawianym wykresie skalenie potasowe trójskośne niezbliźniczone będą układały się wzdłuż linii AB , natomiast skalenie submikroskopowo zbliźniczone o równorzędnej roli obu systemów bliźniaczych – wzdłuż linii AC . Skalenie submikroskopowo zbliźniczone, w których przewagę uzyskuje jeden system lametek bliźniaczych, będą leżały między wymienionymi liniami w obrębie trójkąta ABC . Skalenie zbliźniczone submikroskopowo o równorzędnej roli obu systemów bliźniaczych będą nazywane w dalszej części niniejszej pracy skaleniemi o zrównoważonych zbliźniczeniach. Na wykresie trójskośne skalenie potasowe o danym kącie $2V$ w miarę rozwoju zbliźniczeń i wzrostu stopnia ich zrównoważenia będą przesuwaly się od linii AB ku AC , równoległe do linii BC . Stopień tego przesunięcia w niniejszej pracy nazwano stopniem zrównoważenia zbliźniczeń i oznaczono literą S . Będzie on wyrażany w skali od 0 (skałek niezbliźniczony) do 1 (skałek o całkowicie zrównoważonych submikroskopowych zbliźniczeniach).

Na omawiany wykres naniesiono skalenie z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych. Gdyby w trójskośnych submikroskopowo zbliźniczonych skaleniach potasowych istniała ścisła zależność między kątem $2V$ a stopniem trójskośności $\Delta\gamma$, to przy założeniu, że rzeczywistą trójskośność charakteryzuje wartość Δ_v , powinna istnieć zależność liniowa między różnicą $\Delta_v - \Delta\gamma$ a stopniem zrównoważenia submikroskopowych zbliźniczeń (S). Zbliźniczone kryształy o różnym stopniu zrównoważenia zbliźniczeń można traktować jako mechaniczną mieszaninę w różnych proporcjach bliźniaków lewych i prawych, a przy danej wartości Δ_v w miarę wzrostu wartości S powinna proporcjonalnie maleć wartość $\Delta\gamma$.

Zależność między wartością $\Delta_v - \Delta\gamma$ wyrażoną w procentach (przyjmując Δ_v za 100%) a stopniem zrównoważenia zbliźniczeń (S) wyrażonym w skali 0–1, w zbadanych przez autora skaleniach o kącie $2V > 56^\circ$ [w pł. $\sim \perp (010)$] z gnejsów i granulitów, przedstawia figura 27. Wzięto tu pod uwagę tylko skalenie potasowe o dużych kątach $2V$, gdyż im większy jest kąt $2V$, tym na wykresie Marfunina (fig. 26) bardziej różni się położenie skalenia nie-

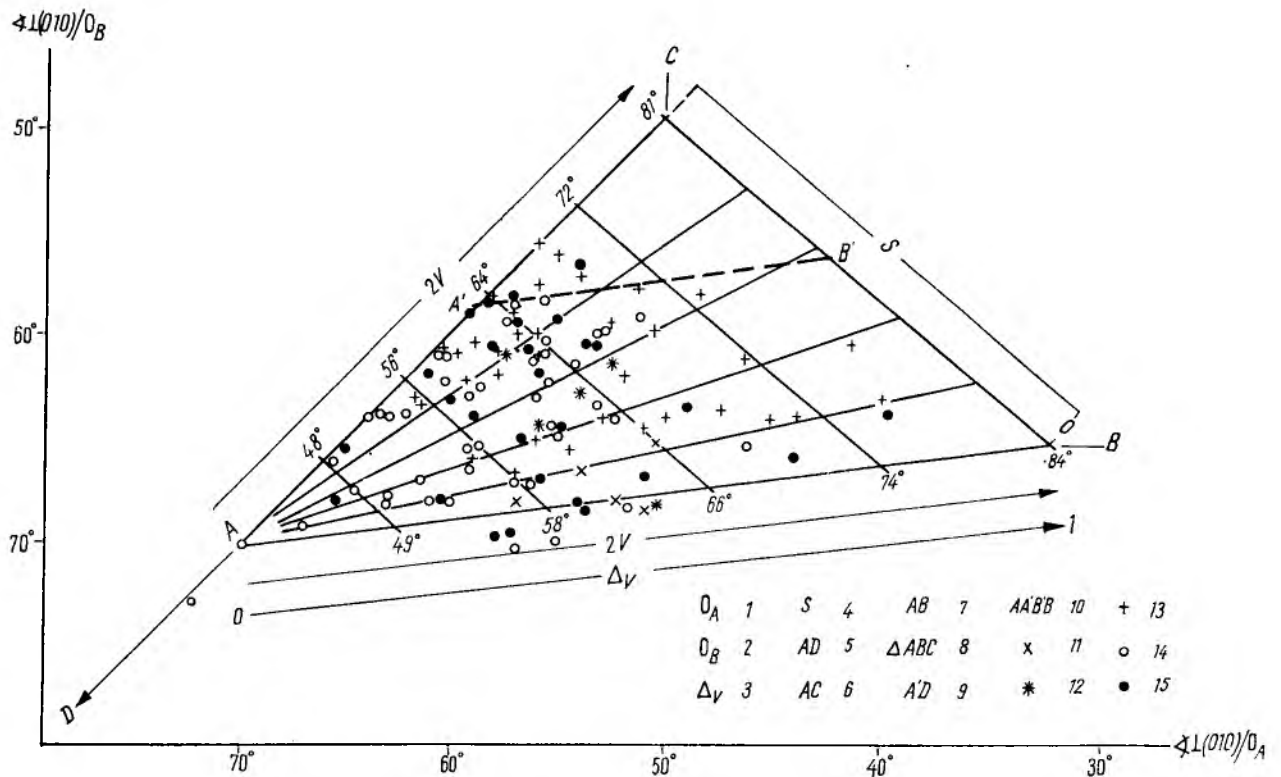


Fig. 26

Położenie osi optycznych względem $\perp (010)$ w skaleniach potasowych w zależności od symetrii, stopnia trójskośności i submikroskopowych zbliźniaczeń (Marfunin 1962)

1 — oś optyczna tworząca mniejszy kąt z $\perp (010)$, 2 — oś optyczna tworząca większy kąt z $\perp (010)$, 3 — stopień optycznej trójskośności obliczony na podstawie kąta $2V$, 4 — stopień zrównoważenia submikroskopowych zbliźniaczeń, 5 — linia zmienności skaleni jednoskośnych, 6 — linia zmienności skaleni trójskośnych o zrównoważonych submikroskopowych zbliźniaczeniach (tzn. z równorzędnym udziałem bliźniaków lewych i prawych) i pseudomonoklinojowej orientacji optycznej, 7 — linia zmienności skaleni trójskośnych niezbliźniaczonych, 8 — trójkąt zmienności skaleni trójskośnych o niezrównoważonych submikroskopowych zbliźniaczeniach (tzn. z różnym udziałem bliźniaków lewych i prawych), 9 — linia zmienności skaleni jednoskośnych według danych F. Lavesa (1967), 10 — pole, w którym według przypuszczeń autora mogą występować skalenie niezbliźniaczone submikroskopowo, o stopniu trójskośności mniejszym od maksymalnego, przy danej wartości kąta $2V$, 11 — skalenie tła gnejsu śnieżnickiego Gór Białskich, 12 — porfiroblastyczne skalenie gnejsu śnieżnickiego Gór Białskich, 13 — skalenie gnejsów gieraltowskich Gór Białskich, 14 — skalenie granulitów o strukturze równoziarnistej oraz skalenie tła skalnego granulitów o strukturze porfiroblastycznej z Gór Złotych, 15 — porfiroblastyczne skalenie granulitów Gór Złotych

Position of optic axes in relation to $\perp (010)$ in potassium feldspars depending on the symmetry, extent of optic trilinearity and submicroscopic twinnings (A. S. Marfunin 1962)

1 — optic axis at a smaller angle to $\perp (010)$, 2 — optic axis at a greater angle with $\perp (010)$, 3 — extent of optic trilinearity plotted on the basis of the $2V$ angle, 4 — degree of equilibrium of the submicroscopic twinnings, 5 — variability line of monoclinic feldspars, 6 — variability line of triclinic feldspars showing an equilibrium of the submicroscopic twinnings (i.e. with an equal amount of the right and left twins) and a pseudo-monoclinic optical orientation, 7 — variability line of triclinic untwinned feldspars, 8 — variability triangle of triclinic feldspars with lack of equilibrium in the microscopic twinnings (i.e. with a different number of the right and left twins), 9 — variability line of monoclinic feldspars after F. Laves (1967), 10 — area of the hypothetical occurrence of feldspars without submicroscopic twinnings, with trilinearity below the maximum, at a given value of the $2V$ angle, 11 — feldspars of the groundmass of the Śnieżnik gneiss from the Góry Białskie, 12 — porphyroblastic feldspars of the Śnieżnik gneiss from the Góry Białskie, 13 — feldspars of the Gieraltów gneisses from the Góry Białskie, 14 — feldspars of granulites with equigranular texture, also feldspars of the groundmass of granulites from the Góry Złote, showing a porphyroblastic structure, 15 — porphyroblastic feldspars of the Góry Złote granulites

zbliźniaczonego i skalenia o zrównoważonych submikroskopowych zbliźniaczeniach, a więc z tym większą dokładnością można ustalić stopień zrównoważenia zbliźniaczeń. Widzimy, że na przedstawionym wykresie (fig. 27) omawiana zależność nie wyraża się jednak linią, lecz dość szerokim polem, a więc brak jest tu ścisłej zależności, a zaznacza się jedynie bardzo wyraźna tendencja do zmniejszania się wartości $\Delta\gamma$ wraz ze wzrostem stopnia zrównoważenia zbliźniaczeń (S). Z wykresu tego widzimy również, że istnieją skalenie o wysokich wartościach stopnia zrównoważenia submikroskopowych zbliźniaczeń (S), w których nie zaznacza się zmniejszanie wartości $\Delta\gamma$ w stosunku do Δ_V (układają się one na współrzędnej

S), oraz skalenie niezbliźniaczone (parametr $S = 0$), w których $\Delta\gamma$ ma wartość mniejszą niż Δ_V . Można z tego wyciągnąć wniosek, że wykres Marfunina (fig. 26), ujmujący zależność między własnościami optycznymi a submikroskopowymi zbliźniaczeniami trójskośnych skaleni potasowych, może mieć charakter tylko jakościowy i znaczenie jedynie orientacyjne. Wykres ten opiera się bowiem na założeniach niedostatecznie sprawdzonych.

Jest rzeczą wątpliwą, żeby skalenie potasowe o kącie $2V > 44^\circ$ [w pł. $\sim \perp (010)$] mogły mieć tylko symetrię trójskośną, a przy danej wartości kąta $2V$ — ściśle określony stopień trójskośności. Przeczą temu m. in. bardzo dokładne dane przedstawione w pracy

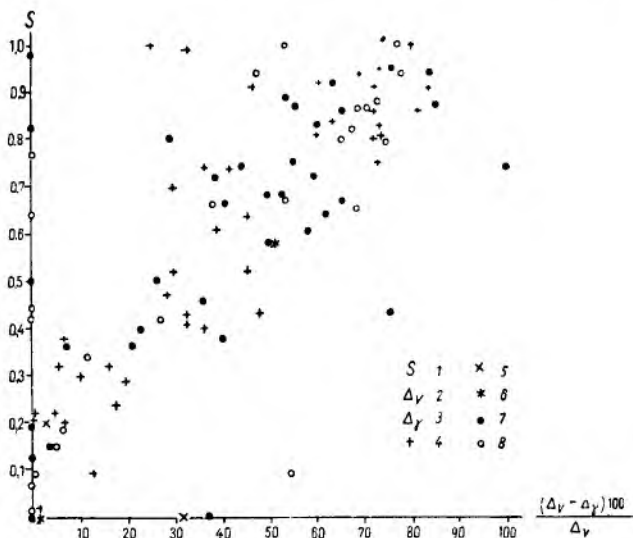


Fig. 27

Zależność między stopniem zrównoważenia submikroskopowych zblźniaczeń, a zmniejszeniem stopnia trójskośności $\Delta\gamma$ w stosunku do Δ_V w skałeniach potasowych o kątach $2V \geq 56^\circ$ z gnejsów Gór Bialskich i granulitów Gór Złotych

1 – stopień zrównoważenia submikroskopowych zblźniaczeń, 2 – stopień trójskośności ustalony na podstawie wartości kąta $2V$, 3 – stopień trójskośności ustalony na podstawie kąta $\perp (010)\gamma$, 4 – skałenie gnejsów gierałtowskich, 5 – skałenie z tła gnejsu śnieżnickiego, 6 – porfiroblastyczne skałenie gnejsu śnieżnickiego, 7 – skałenie granulitów o strukturze równoziarnistej oraz skałenie tła skalnego granulitów o strukturze porfiroblastycznej, 8 – porfiroblastyczne skałenie granulitów

Interdependence of the extent of equilibrium in submicroscopic twinnings and the reduced trilinearity $\Delta\gamma$ in relation to Δ_V in the potassium feldspars with the $2V$ angles $\geq 56^\circ$ from the Góry Bialskie gneisses and the Góry Złote granulites

1 – extent of equilibrium of the submicroscopic twinnings, 2 – trilinearity determined on the value of the $2V$ angle, 3 – trilinearity determined on the angle $\perp (010)\gamma$, 4 – feldspars of the Gierałtów gneisses, 5 – feldspars from the groundmass of the Śnieżnik gneiss, 6 – porphyroblastic feldspars of the Śnieżnik gneiss, 7 – feldspars of granulites having an equigranular structure and feldspars from the groundmass of granulites with a porphyroblastic structure, 8 – porphyroblastic feldspars of granulites

F. Lavesa i K. Viswanathana (1967), a zilustrowane przez wymienionych autorów na wykresie zależności między kątem $2V$ a Δ_R (fig. 28). Na wykresie tym linie 1, 2 i 3 ilustrują wspomnianą zależność w trzech skałeniach z pegmatytów, linia 4 — w kryształach adularu, a linia 5 według danych A. S. Marfunina (1962) ma charakteryzować ogół trójskośnych skałeni potasowych. Z wykresu tego wynika, że istnieje liniowa zależność między kątem $2V$ a stopniem trójskośności, lecz w różnych skałeniach jest ona różna. Z wykresu tego widzimy również, że skałen potasowy o kącie $2V = 63^\circ$ może mieć jeszcze symetrię jednooskową lub też może go cechować symetria trójskośna ze stopniem trójskośności osiągającym wartość około 0,48. Gdyby jednoskośny skałen potasowy o kącie $2V = 63^\circ$ przeszedł w symetrię trójskośną, zwiększając liniowo wraz ze wzrostem kąta $2V$ stopień trójskośności, to ewolucja takiego niezblźniaczonego kryształu na wykresie Marfunina (fig. 26) mogłaby przebiegać wzdłuż linii $A'B'$ równoległej do AB . Można by z tego wyciągnąć wniosek, że na wykresie Marfunina w polu $AA'BB'$ mogą znaleźć się nie tylko

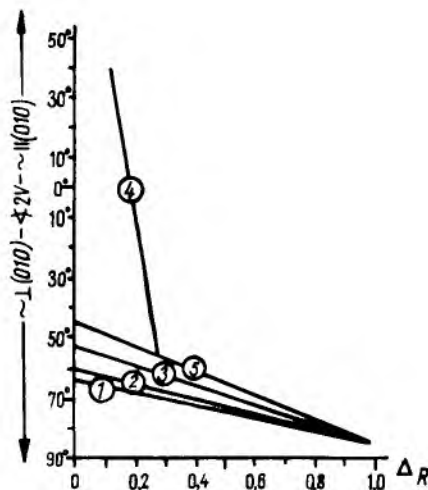


Fig. 28

Współzależność między kątem $2V$ a trójskośnością rentgenograficzną Δ_R w różnych skałeniach potasowych według F. Lavesa i K. Viswanathana (1967)

1, 2, 3 – skałenie potasowe z pegmatytów, 4 – adular, 5 – linia, która według Marfunina (1962) ma charakteryzować ogół trójskośnych skałeni potasowych

Interdependence of the $2V$ angle and the X-ray trilinearity Δ_R in various potassium feldspars after F. Laves and K. Viswanathana (1967)

1, 2, 3 – potassium feldspars from pegmatites, 4 – adular, 5 – line which Marfunin (1962) supposes to characterise all the trilineic potassium feldspars

skałenie submikroskopowo zblźniaczone, lecz i skałenie niezblźniaczone o stopniu trójskośności mniejszym od maksymalnie możliwego. W polu tym leży większość skałeni potasowych z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich i granulitowego Gór Złotych.

Zmienność cech strukturalnych skałeni potasowych w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Złotych

Omawiane skałenie cechuje duża zmienność stopnia równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w strukturze, o czym świadczy duży zakres zmienności kąta $2V$, zilustrowany na figurze 29. Z wykresu tego widzimy, że w zbadanych skałeniach wartość kąta $2V$ jest niezależna od składu skałenia. Zmienność kąta $2V$ w skałeniach gnejsów i granulitów w znacznym zakresie pokrywa się, z tym że maksymalne wartości kątów $2V$ są dla nich identyczne, natomiast wartości minimalne są znacznie niższe dla skałeni granulitów (większy stopień równomierności rozmieszczenia Si i Al). Widzimy również, że w granulitach identyczny zakres zmienności kąta $2V$ cechuje skałenie tła skalnego i porfiroblastów. Zbadane skałenie na przedstawionym wykresie zajmują szerokie pole, mieszczące się na klasyfikacyjnym wykresie autora (fig. 25) w strefie struktur uporządkowanych (α — struktury).

Zależność między kątem $2V$ a kątem $\perp (010)\gamma$ w poszczególnych ziarnach zbadanych skałeni przedstawiono na figurze 30. Na wykresie tym skałenie zajmują szerokie, wyraźnie wznoszące się pole,

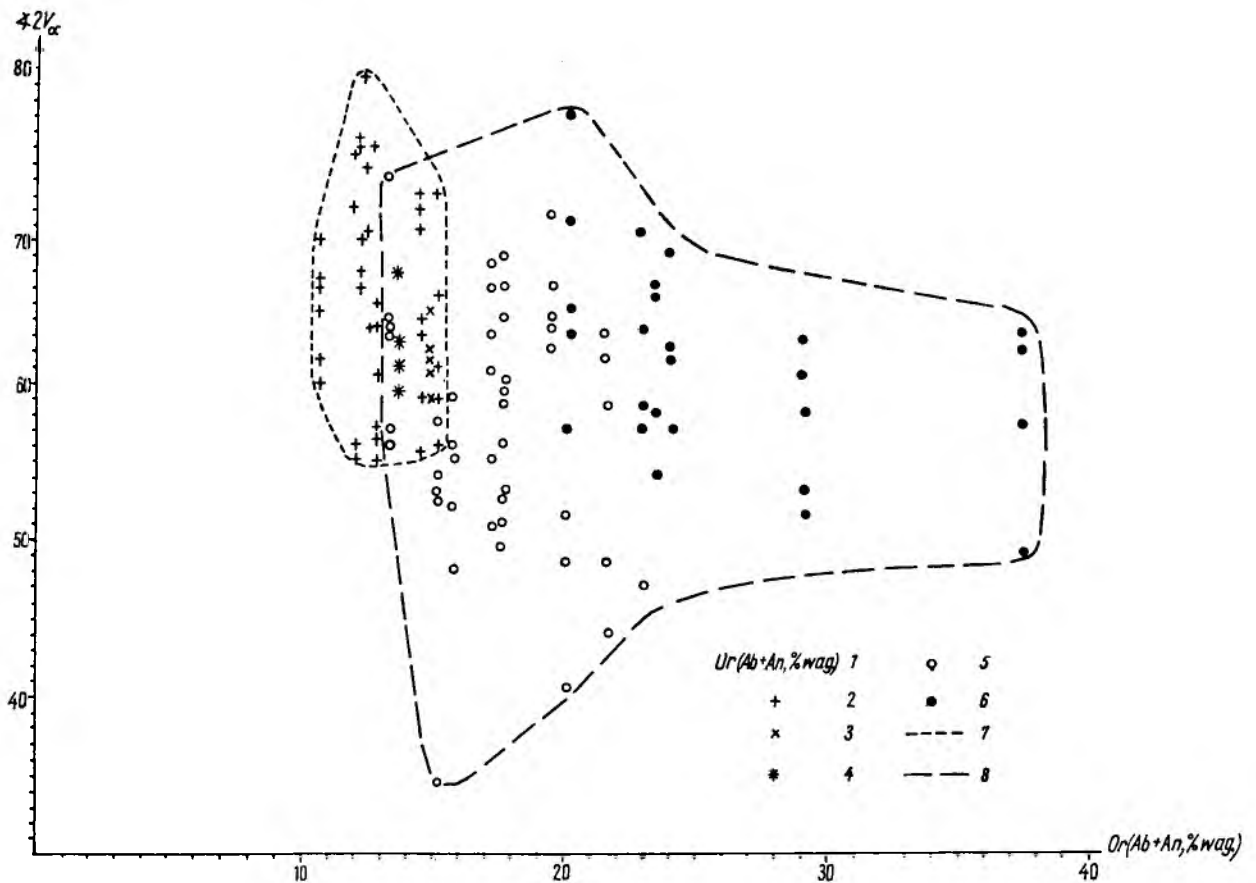


Fig. 29

Zmienność kąta $2V_{\alpha}$ w skaleniach potasowych o różnym składzie z kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Złotych
 1 – zawartość cząsteczki plagioklazowej (% wag.) w skaleniach potasowych, 2 – skalenie gnejsów gieraltowskich, 3 – skalenie z tła gnejsu śnieżnickiego, 4 – porfiroblastyczne skalenie z gnejsu śnieżnickiego, 5 – skalenie granulitów o strukturze równoziarnistej oraz skalenie tła skalnego granulitów o strukturze porfiroblastycznej, 6 – porfiroblastyczne skalenie granulitów, 7 – linia ograniczająca pole skaleni z kompleksu gnejsowego, 8 – linia ograniczająca pole skaleni z kompleksu granulitowego

Variability of the $2V_{\alpha}$ angle in potassium feldspars differing in composition from the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

1 – content of a plagioclase molecule (weight %) in potassium feldspars, 2 – feldspars of the Gieraltów gneisses, 3 – feldspars from the groundmass of the Śnieżnik gneiss, 4 – porphyroblastic feldspars from the Śnieżnik gneiss, 5 – feldspars of granulites with equigranular structure, also feldspars from the groundmass of granulites with porphyroblastic structure, 6 – porphyroblastic feldspars of granulites, 7 – line confining the field of feldspars from the gneiss complex, 8 – line confining the field of feldspars from the granulite complex

co świadczy, że brak jest tu ściślej zależności między zmiennością obu tych kątów, a zaznacza się jedynie tendencja do jednoczesnego ich wzrostu. Z wykresu tego widzimy, że skalenie gnejsów i granulitów nieco różnią się wartościami kątów $\perp (010)/\gamma$ oraz $2V$, których zakres zmienności jest bardziej ograniczony w skaleniach gnejsów. Maksymalne wartości tych kątów są identyczne dla skaleni gnejsów i granulitów, natomiast wartości minimalne kąta $\perp (010)/\gamma$ są w granulitach nieco mniejsze, a wartości kąta $2V$ znacznie mniejsze niż w gnejsach. Na wykresie pole zmienności skaleni gnejsów mieści się w górnej części pola zmienności skaleni granulitów. Na uwagę zasługuje fakt, że na wykresie tym skalenie granulitów z tła skalnego i porfiroblastów wykazują identyczny zakres zmienności.

Stopień trójskośności omawianych skaleni ustalono na podstawie danych optycznych i rentgenograficznych. Trójskośność optyczna Δ_V , ustalona z do-

kładnością $\pm 0,05$ na podstawie kątów $2V$ zmierzonych z dokładnością $\pm 2^\circ$, zmienia się w skaleniach gnejsów w granicach 0,27–0,89, a w skaleniach granulitów od 0,00 do 0,82. Trójskośność optyczna Δ_γ , określona z dokładnością $\pm 0,17$ na podstawie kątów $\perp (010)/\gamma$ zmierzonych z dokładnością $\pm 3^\circ$, wynosi w skaleniach gnejsów 0,08–0,92, a w skaleniach granulitów 0,00–0,78.

Na dyfraktogramach rentgenowskich tych skaleni refleksy (131) i $(\bar{1}\bar{3}1)$ oraz (130) i $(\bar{1}\bar{3}0)$, (111) i $(\bar{1}\bar{1}1)$ nie uległy rozszczepieniu, lecz jedynie rozszerzeniu, co zilustrowano na przykładzie dyfraktogramów skaleni o minimalnej i maksymalnej trójskośności z gnejsów (fig. 31) i granulitów (fig. 32). W celu określenia trójskośności rentgenograficznej Δ_R odstęp $d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ ustalono metodą G. Sabatiera (1963), mierząc w połowie wysokości szerokość (parametr l) pojedynczego refleksu (wykorzystano do tego refleks (200) NaCl o kącie $2\theta = 31,74^\circ$) oraz szerokość

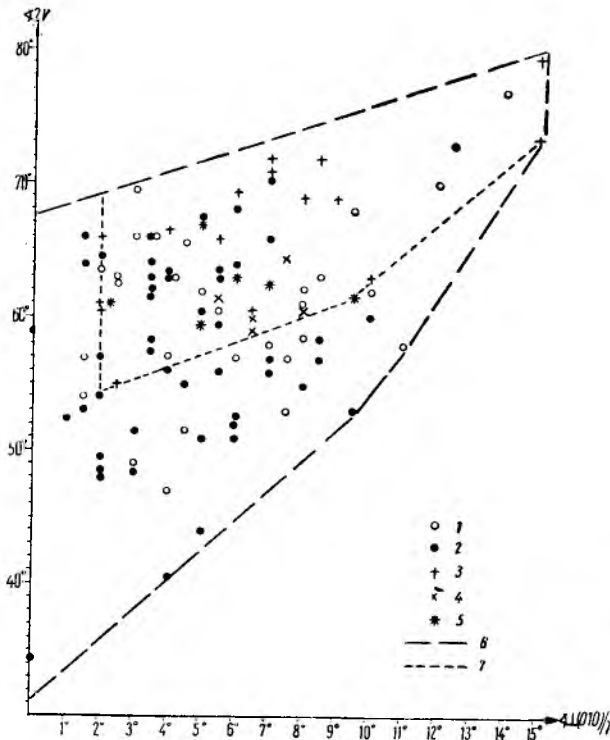


Fig. 30

Zależność między kątem $2V$ i kątem $\perp (010)/\gamma$ w skałeniach potasowych gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Żłotych

1 – skałenie granulitów o strukturze równoziarnistej oraz tła skalnego granulitów o strukturze porfiroblastycznej, 2 – porfiroblastyczne skałenie granulitów, 3 – skałenie gnejsów gierałtowskiich, 4 – skałenie tła skalnego gnejsu śnieżnickiego, 5 – porfiroblastyczne skałenie gnejsu śnieżnickiego, 6 – linia ograniczająca pole skałeni granulitów, 7 – linia ograniczająca pole skałeni gnejsów

Interdependence of the $2V$ angle and the angle $\perp (010)/\gamma$ in the potassium feldspars of the Góry Białskie gneisses and the Góry Żłote granulites

1 – feldspars of granulites with equigranular structure also of the groundmass of granulites with porphyroblastic structure, 2 – porphyroblastic feldspars of granulites, 3 – feldspars of Gierałtów gneisses, 4 – feldspars from the groundmass of Śnieżnik gneiss, 5 – porphyroblastic feldspars of Śnieżnik gneiss, 6 – line confining the field of granulite feldspars, 7 – line confining the field of gneiss feldspars

nałożonych na siebie refleksów (131) i $(\bar{1}\bar{3}1)$ badanego skałenia potasowego (parametr L). Z wykresu ujmującej zależność między $(L/l) - 1$, a d/l , na podstawie znajomości pierwszej wymienionej wartości, odczytano wartość d/l i obliczono $d_{(131)} - d_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ oraz trójskość rentgenograficzną Δ_R . Metoda ta była już stosowana przez i.l. Borkowską (1966) w badaniach strukturalno-chemicznych skałeni potasowych z granulitów Karkonoszy.

Trójskość Δ_R w skałeniach gnejsów zmienia się w granicach 0,17—0,57, a w skałeniach granulitów od 0,07 do 0,26.

Zakresy zmienności i wartości średnie trójskości optycznych Δ_V i Δ_γ oraz trójskość rentgenograficzną Δ_R skałeni potasowych z poszczególnych próbek gnejsów i granulitów zestawiono w tabeli 11 i przedstawiono graficznie na figurze 33.

Widzimy, że trójskości optyczne tych skałeni zmieniają się w znacznym zakresie, niemal identycznym

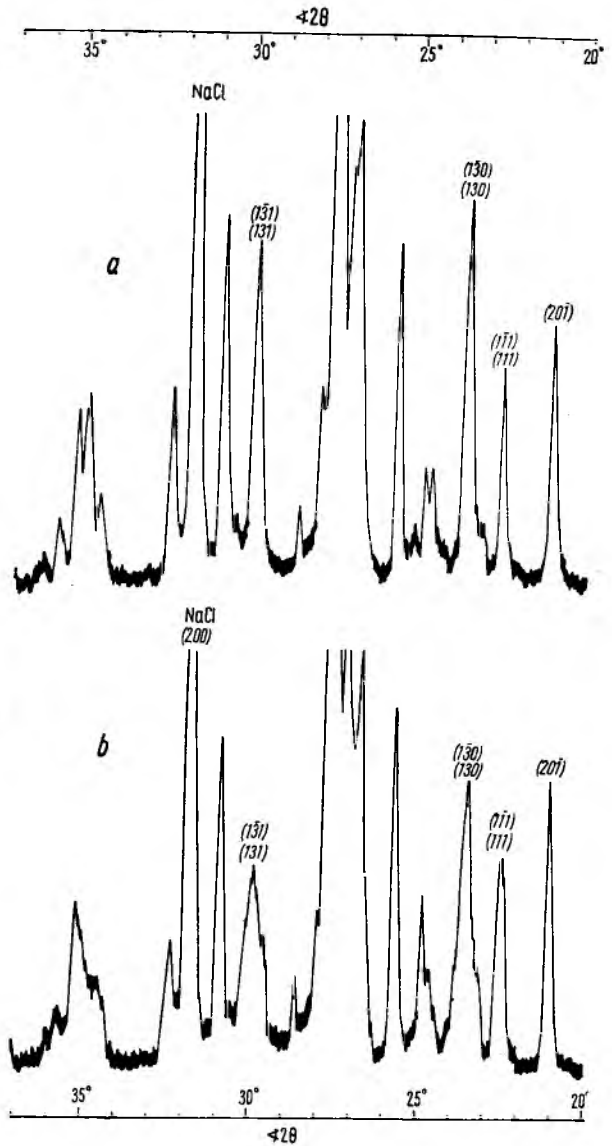


Fig. 31

Dyfraktogramy skałeni potasowych w zakresie kątów 2θ 20—37°, ilustrujące cały zakres zmienności stopnia trójskości tych skałeni w gnejsach Gór Białskich

a – skałeni potasowy nr 7 o stopniu trójskości $\Delta_R = 0,17$, b – skałeni potasowy nr 5 o stopniu trójskości $\Delta_R = 0,57$

Diffractograms of potassium feldspars within the range of angles 2θ 20—37°, illustrating the complete variability range of the triclincity of these feldspars in the Góry Białskie gneisses

a – potassium feldspar no 7 with triclincity $\Delta_R = 0,17$, b – potassium feldspar no 5 with triclincity $\Delta_R = 0,57$

w gnejsach i granulitach. Zakresy zmienności trójskości Δ_V i Δ_γ u większości skałeni częściowo pokrywają się, a tylko w nielicznych przypadkach w ogóle nie zachodzą na siebie (skałenie nr 5 i 16), przy czym z reguły niższe wartości osiąga trójskość Δ_γ . Znaczny zakres zmienności trójskości skałeni w poszczególnych próbkach spowodował, że na dyfraktogramach rentgenowskich tych skałeni refleksy (131) i $(\bar{1}\bar{3}1)$, (130) i $(\bar{1}\bar{3}0)$, (111) i $(\bar{1}\bar{1}1)$ nie uległy rozszczepieniu, lecz połączyły się we wspólne roz-

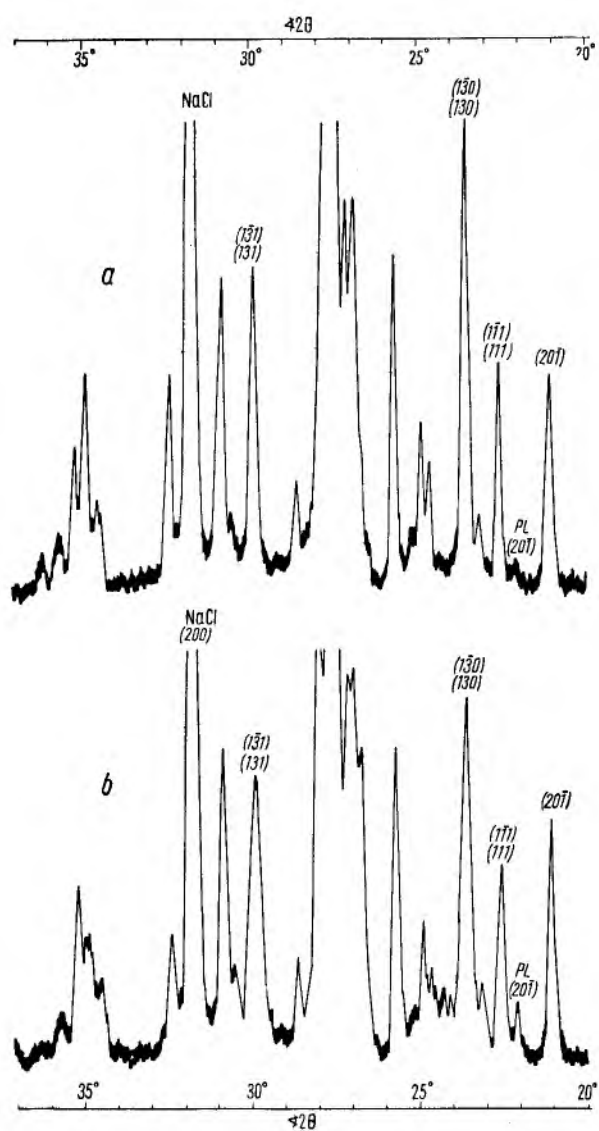


Fig. 32

Dyfraktogramy skaleni potasowych w zakresie kątów 2θ 20—37°, ilustrujące cały zakres zmienności stopnia trójkości tych skaleni w granulitach Gór Złotych

a – mikropertyt nr 19 o stopniu trójkości $\Delta_R = 0,07$, *b* – porfiroblastyczny mikropertyt nr 16 o stopniu trójkości $\Delta_R = 0,026$, PL – reflex (201) plagioklazu tworzącego wrostki pertytowe

Diffractograms of potassium feldspars within the range of the angles 2θ 20—37°, illustrating the complete range of the triclinicity of these feldspars in the Góry Złote granulites

a – micropertthite no 19 with triclinicity $\Delta_R = 0.07$, *b* – porphyroblastic micropertthite no 16 with triclinicity $\Delta_R = 0.026$, PL – reflex (201) of plagioclase developing perthite ingrowths

szerzone piki. Ustalona metodą Sabatiera trójkość Δ_R może być traktowana jako trójkość dominująca w poszczególnych próbkach omawianych skaleni. Cechuje ją większy zakres zmienności w skałeniach gnejsów niż granulitów, chociaż w większości próbek skaleni gnejsów i granulitów ma ona wartość podobną. Na uwagę zasługuje fakt, że ustalone z dużą dokładnością trójkości Δ_R i Δ_V w 24 próbkach skaleni, aż w 14 przypadkach nie pokrywają się

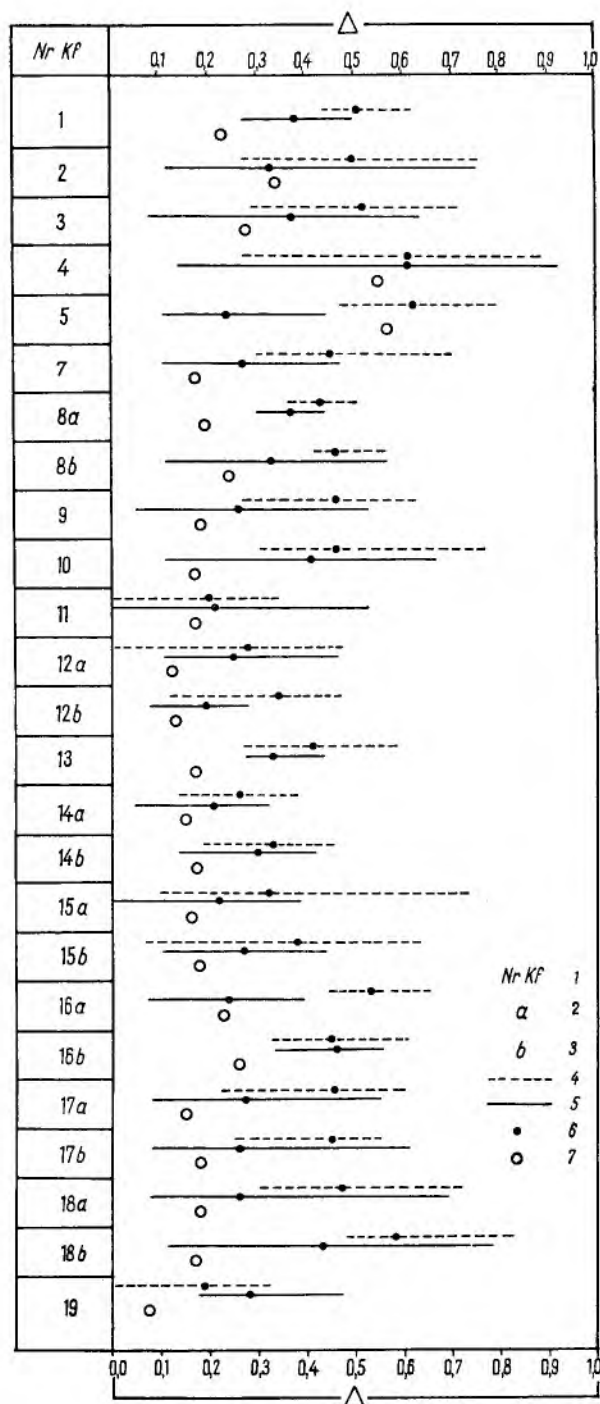


Fig. 33

Trójkość (Δ) skaleni potasowych z gnejsów Gór Białskich (nr 1—10) i granulitów Gór Złotych (nr 11—19)

1 – numer skaleni potasowego, 2 – skalenie drobnoziarniste z tła skalnego, 3 – skalenie porfiroblastyczne, 4 – zakres zmienności trójkości optycznej Δ_V , 5 – zakres zmienności trójkości optycznej Δ_γ , 6 – wartość średnia trójkości optycznej Δ_V i Δ_γ , 7 – trójkość rentgenograficzna Δ_R

Triclinicity of potassium feldspars from the Góry Białskie gneisses (nos 1—10) and from the Góry Złote granulites (nos 11—19)
 1 – number of potassium feldspar, 2 – fine-grained feldspars from the groundmass, 3 – porphyroblastic feldspars, 4 – variability range of the optical triclinicity Δ_V , 5 – variability range of the optical triclinicity Δ_γ , 6 – mean value of the optical triclinicity Δ_V and Δ_γ , 7 – X-ray radiographic triclinicity Δ_R

Tabela 11

Trójskość skaleni potasowych z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Złotych
Triclinicity of potash feldspars in the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

Nr	Skaleń potasowy		Stopień trójskości				Δ_R
			$\Delta_V (\pm 0,05)$		$\Delta_\gamma (\pm 0,17)$		
	typ	pochozenie	zakres zmienności	wartość średnia	zakres zmienności	wartość średnia	
1	kryptopertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 15	0,44 — 0,62	0,51	0,22 — 0,50	0,38	0,23
2	kryptopertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 6	0,27 — 0,76	0,50	0,11 — 0,75	0,33	0,34
3	kryptopertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 30	0,29 — 0,70	0,52	0,08 — 0,64	0,37	0,28
4	kryptopertyt i mikropertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 2	0,27 — 0,89	0,61	0,14 — 0,92	0,61	0,55
5	mikropertyt i kryptopertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 7	0,47 — 0,79	0,62	0,11 — 0,44	0,24	0,57
7	kryptopertyt i mikropertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 11	0,30 — 0,70	0,45	0,11 — 0,47	0,27	0,17
8a	kryptopertyt mikroklonowy tła skalnego	gnejs śnieżnicki nr 21	0,37 — 0,51	0,43	0,30 — 0,44	0,37	0,19
8b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklonowy		0,42 — 0,57	0,46	0,11 — 0,53	0,33	0,24
9	kryptopertyt mikroklonowy	paragnejs plagioklazowy nr 3	0,27 — 0,62	0,46	0,05 — 0,53	0,26	0,18
10	kryptopertyt mikroklonowy	gnejs gierałtowski nr 1	0,31 — 0,77	0,46	0,11 — 0,67	0,41	0,17
11	mikropertyt	granulit jasny nr 51	0,00 — 0,34	0,20	0,00 — 0,53	0,21	0,17
12a	mikropertyt z tła skalnego	granulit ciemny nr 43	0,00 — 0,47	0,28	0,11 — 0,47	0,25	0,12
12b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklonowy		0,12 — 0,47	0,34	0,08 — 0,28	0,19	0,13
13	mikropertyt mikroklonowy	granulit jasny nr 53b	0,27 — 0,59	0,41	0,28 — 0,44	0,33	0,17
14a	mikropertyt mikroklonowy z tła skalnego	granulit jasny nr 53a	0,14 — 0,39	0,26	0,05 — 0,33	0,21	0,15
14b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklonowy		0,19 — 0,46	0,33	0,14 — 0,42	0,30	0,17
15a	mikropertyt mikroklonowy z tła skalnego	granulit jasny nr 46	0,10 — 0,73	0,32	0,00 — 0,39	0,22	0,16
15b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklonowy		0,07 — 0,64	0,38	0,11 — 0,44	0,27	0,18
16a	mikropertyt mikroklonowy z tła skalnego	granulit jasny nr 60a	0,45 — 0,66	0,53	0,08 — 0,39	0,24	0,23
16b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklonowy		0,32 — 0,60	0,45	0,33 — 0,55	0,46	0,26

Tabela 11 c. d.

Nr	Skaleń potasowy		Stopień trójskości				Δ_R
			$\Delta_V(\pm 0,05)$		$\Delta_\gamma(\pm 0,17)$		
	typ	pochozenie	zakres zmienności	wartość średnia	zakres zmienności	wartość średnia	
17a	mikropertyt mikroklinowy z tła skalnego	granulit jasny nr 47	0,22 — 0,60	0,45	0,08 — 0,55	0,27	0,15
17b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklinowy		0,25 — 0,55	0,45	0,08 — 0,61	0,26	0,18
18a	mikropertyt mikroklinowy z tła skalnego	gnejs pertytowy nr 48 z kompleksu granulitowego	0,30 — 0,72	0,47	0,08 — 0,69	0,26	0,18
18b	porfiroblastyczny mikropertyt mikroklinowy		0,47 — 0,82	0,58	0,11 — 0,78	0,43	0,17
19	mikropertyt i kryptopertyt	granulit eklogitowy nr 41	0,00 — 0,32	0,19	0,17 — 0,47	0,28	0,07

ze sobą, przy czym zawsze niższą wartość ma trójskość Δ_R , a w pozostałych 10 przypadkach Δ_R leży w dolnym zakresie zmienności Δ_V . U większości omawianych skaleni Δ_R leży również w dolnym zakresie zmienności Δ_γ , a jedynie w 5 przypadkach obie trójskości nie pokrywają się ze sobą, lecz wówczas różnica między Δ_R a najbliższą jej wartością Δ_γ nie przekracza błędu pomiaru ($\pm 0,17$) trójskości Δ_γ . Gdyby uznać za prawdziwe założenie A. S. Marfunina, że rzeczywistą trójskość skalenia charakteryzuje wartość Δ_V , to mniejsze od niej wartości Δ_R należałoby tłumaczyć obecnością subrentgenowskich zbliźniczeń, a niższe wartości Δ_γ — obecnością submikroskopowych zbliźniczeń. Prowadziłoby to do wniosku, że wśród omawianych skaleni występują ziarna niezblizniaczone, jak też ziarna zbliźniaczone submikroskopowo i subrentgenowsko.

Wydaje się jednak, że wartość Δ_V nie odpowiada rzeczywistej trójskości skalenia. Ponadto na omówionym poprzednio wykresie Marfunina (fig. 26), ujmującym zależność między orientacją optyczną a submikroskopowymi zbliźniczeniami skaleni po-

tasowych, większość skaleni układa się w polu $AA'BB'$, w którym — zdaniem autora — mogą występować skalenie niezblizniaczone. W przekonaniu autora brak jest więc podstaw do stwierdzenia w badanych skaleniach obecności submikroskopowych i subrentgenowskich zbliźniczeń i przypisywania im zróżnicowania trójskości Δ_γ i Δ_R tych skaleni. Wydaje się, że zakres zmienności stopnia trójskości omawianych skaleni charakteryzuje zmienność Δ_γ , a trójskość dominującą — wartość Δ_R .

Sumując zmienność cech strukturalnych skaleni potasowych kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Żółtych można stwierdzić, że skalenie te cechuje prawie identyczny stopień trójskości, natomiast różny zakres zmienności stopnia równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w strukturze. Minimalny stopień równomierności rozmieszczenia tych atomów w strukturach skaleni gnejsów i granulitów jest identyczny, natomiast stopień maksymalny jest znacznie wyższy dla skaleni granulitów.

FIZYCZNE WARUNKI ROZWOJU SKALENI W KOMPLEKSIE GNEJSOWYM GÓR BIAŁSKICH I GRANULITOWYM GÓR ŻÓŁTYCH

TEMPERATURY KRYSTALIZACJI SKALENI

Według Toma W. F. Bartha (1965) o temperaturach krystalizacji skaleni można sądzić na podstawie rozdziału sodu między skał potasowy i współwystępujący z nim plagioklaz (o składzie An_{0-40}) przy założeniu, że skład tych skaleni odpowiada stanowi chemicznej równowagi w panujących niegdyś warunkach temperatury i ciśnienia.

Gdy w danych warunkach fizycznych oba skalenie o danej zawartości Na znajdują się w stanie wzajemnej równowagi, to chemiczna aktywność Na jest w nich jednakowa. W przypadku zmiany warun-

ków fizycznych aktywność chemiczna Na w obu skaleniach zmienia się niejednakowo i przestają one pozostawać w stanie wzajemnej równowagi. W zmienionych warunkach fizycznych następują reakcje zmierzające do osiągnięcia nowego stanu wewnętrznej równowagi, w którym aktywność Na w obu skaleniach znowu będzie jednakowa. Możliwe to jest poprzez zmianę zawartości Na w skaleniu potasowym i współwystępującym z nim plagioklazie. Tom W. F. Barth uznał, że rolę ciśnienia, jako czynnika mniej istotnego od temperatury, można pominąć i rozdział

Na między oba skalenie przyjąć za przybliżoną funkcję temperatury. Rozdział Na między skałen potasowy i współwystępujący z nim plagioklaz Barth (1956) wyraził za pomocą wartości K_T

$$K_T = \frac{\% \text{ mol. Ab w skaleniu potasowym}}{\% \text{ mol. Ab w plagioklazie}}$$

i podał wykres zależności między K_T a temperaturą.

Omówiona metoda pomiaru temperatur, zwana metodą termometru dwuskaleniowego, wykazuje tę najpóźniejszą temperaturę, przy której istniała równowaga między współwystępującymi skaleniami potasowymi a plagioklazami.

W tabeli 12 zestawiono wartości K_T i odpowiadające im temperatury (na podstawie wykresu Bartha 1959) dla wyseparowanych asocjacji: skałen potasowy — plagioklaz z gnejsów Gór Białskich i granulitów Gór Żółtych.

Z tabeli tej widzimy, że skaleniom gnejsów odpowiadają temperatury 380–461°C. Są one zbliżone do temperatur (350–450°C), które analogiczną metodą ustalił Heier (1960) dla metamorficznych skaleni, występujących w skałach facji amfibolitowej w Langoy (północna Norwegia).

Dla skaleni granulitów można przyjąć tylko te temperatury spośród przytoczonych w tabeli 12, które ustalone zostały dla asocjacji plagioklaz-pertyt odmieszania.

Poprzednie rozważania doprowadziły do wniosku, że drobnopertytowy mikroklin nr 15a z tła skalnego granulitu nr 46, zawierający 16,7% mol. Ab o składzie An_0 , a współwystępujący z samodzielnymi ziarnami plagioklaz o składzie $An_{14,2}$, jest pertytem odmieszania. Uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że inne drobnopertytowe skalenie potasowe nr: 11, 13, 14a, 16a, 17a, 18a, występujące w granulitach, powstały również w wyniku odmieszania. Temperatury odpowiadające wartościom K_T wymienionych skaleni wynoszą 444–525°C. Temperatury te są nieco niższe od tych (510–550°C), które metodą termometru dwuskaleniowego ustalił Heier (1960) dla skaleni granulitów z Langoy.

Jak w omawianych kompleksach skalnych kształtowały się temperatury krystalizacji plagioklazów o różnej zawartości anortytu ilustruje wykres (fig. 34), którego oś pozioma podaje zawartość anortytu w plagioklazie, a pionowa — temperaturę ustaloną metodą termometru dwuskaleniowego (na podstawie asocjacji tego plagioklaz ze skaleniem potasowym).

Dla plagioklazów tych granulitów, z których wyseparowano dwa rodzaje pertytów różniących się zawartością pertytowych wrostków, naniesiono na wykres temperatury odpowiadające asocjacji plagioklaz z każdym z tych pertytów. Temperatury, ustalone na podstawie asocjacji plagioklazów z pertytami uznanymi za pertyty odmieszania, oznaczono odrębną sygnaturą, a pole ich występowania naniesiono na omawiany wykres. Pole to rozciąga się prawie równoległe do współrzędnej składu plagioklaz i kończy się na plagioklazie PL^f o składzie An_{28} (bardziej zasadowe plagioklaz w skałach bogatych w wapń nie

występują w kompleksie granulitowym). Można z tego wyciągnąć wniosek, że w kompleksie granulitowym plagioklaz o różnej zawartości anortytu rozwijały się w tym samym zakresie temperatur.

Inaczej wygląda wykres dla plagioklazów gnejsów Gór Białskich. W zakresie składu plagioklazów $An_{4,0-18,6}$ temperatura wzrasta liniowo wraz ze wzrostem zawartości anortytu, osiągając dla plagioklazów o składzie $An_{18,6}$ wartość (456°C) nieco wyższą od dolnej granicy temperatury rozwoju plagioklazów w kompleksie granulitowym (444°C). Istnienie liniowej zależności między temperaturą rozwoju asocjacji plagioklaz — skałen potasowy a zawartością anortytu w plagioklazie skłania do przypuszczenia, że skałen potasowy w kompleksie gnejsowym rozpoczął swój rozwój razem z albitem, z którym pozostawał w stanie wzajemnej równowagi. Obserwowany obecnie stan reakcji między tymi skaleniami można wytłumaczyć tym, że w okresie późniejszym, podczas rozwoju bardziej zasadowych plagioklazów w warunkach wyższych temperatur, wcześniejsza asocjacja kwaśny plagioklaz — skałen potasowy przestała pozostawać w stanie wewnętrznej równowagi.

Na plagioklazie o składzie $An_{18,6}$ linia zależności temperatura — skład plagioklaz załamuje się i w zakresie zmienności składu plagioklazów $An_{18,6-39,3}$ wznosi się minimalnie wraz ze wzrostem zawartości anortytu. W kompleksie gnejsowym najbogatszy w anortyt PL^f występujący w erlanie ma skład An_{84} .

Z omawianego wykresu wynika więc, że w gnejsach Gór Białskich plagioklaz o zawartości anortytu < 18,6% mol. rozwijały się w temperaturach niższych niż plagioklaz granulitów, natomiast plagioklaz gnejsów o zawartości anortytu > 18,6% mol. rozwijały się w temperaturach identycznych z temperaturami rozwoju plagioklazów granulitów.

Stwierdzenie powyższe wydaje się znajdować swe potwierdzenie również w stanie uporządkowania struktur omawianych skaleni. Stan uporządkowania struktury plagioklazów jest uważany za funkcję temperatury i O. H. J. Christie (1961) podał nawet wykres zależności między temperaturą a stanem uporządkowania struktury (termometr plagioklazowy). Stan uporządkowania struktur plagioklazów gnejsów i granulitów jest różny dla plagioklazów zawierających $An < 18,6\%$ mol. a identyczny dla plagioklazów bardziej zasadowych, co uwidacznia omówiony wykres (fig. 21).

Podobny charakter zmienności ujawnia również stopień trójskości skaleni potasowych współwystępujących z plagioklazami o różnym składzie w gnejsach i granulitach, co przedstawia wykres (fig. 35). Z wykresu tego widzimy, że stopień trójskości mikroklinów współwystępujących w gnejsach z plagioklazami o składzie $An_{4,0-18,6}$ jest większy od stopnia trójskości mikroklinów granulitów, natomiast stopień trójskości mikroklinów współwystępujących w gnejsach z plagioklazami o składzie $An_{18,6-39,3}$ leży w zakresie zmienności stopnia trójskości mikroklinów z granulitów. Tom W. F. Barth (1961, 1962) stwierdził również, że rozdział Ba i Sr między

Tabela 12

Temperatury krystalizacji skaleni w kompleksie gnejsowym Gór Bia łskich i granulitowym Gór Żółtych
The crystallization temperatures of feldspars in the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Żółte granulite complex

Nr ¹	Skaleń potasowy		Plagioklaz		K_T	Tempera- tura °C	Nr i typ skały
	rodzaj pertytu	zawartość Ab (% mol.)	Ab (% mol.)	An/An+Ab (% mol.)			
1	kryptopertyt	10,31	91,47	3,97	0,113	380	gnejs gierałto- wski nr 15
2	kryptopertyt	11,79	83,80	9,52	0,141	412	gnejs gierałto- wski nr 6
3	kryptopertyt	10,81	85,79	8,68	0,126	396	gnejs gierałto- wski nr 30
4	kryptopertyt i mikropertyt	11,39	80,14	10,51	0,142	414	gnejs gierałto- wski nr 2
5	mikropertyt i kryptopertyt	11,67	80,98	10,02	0,144	419	gnejs gierałto- wski nr 7
7	kryptopertyt i mikropertyt	13,98	78,34	18,59	0,178	456	gnejs gierałto- wski nr 11
8a	kryptopertyt tła skalnego	12,28	75,22	20,81	0,163	440	gnejs śnieżni- cki nr 21
8b	mikropertyt porfiroblastów	10,38			0,138	409	
10	kryptopertyt	10,36	57,34	39,27	0,181	461	gnejs gierałto- wski nr 1
11	mikropertyt	14,91	89,57	5,26	0,166	444	granulit jasny nr 51
12a	mikropertyt tła skalnego	19,56	76,02	11,60	0,257	531	granulit ciem- ny nr 43
12b	mikropertyt porfiroblastów	30,56			0,402	680	
13	kryptopertyt i mikropertyt	14,80	84,08	11,69	0,176	454	granulit jasny nr 53b
14a	mikropertyt i kryptopertyt tła skalnego	16,52	82,46	13,49	0,200	477	granulit jasny nr 53a
14b	mikropertyt porfiroblastów	25,59			0,310	577	
15a	mikropertyt tła skalnego	16,71	79,44	14,24	0,210	485	granulit jasny nr 46
15b	mikropertyt porfiroblastów	22,67			0,285	558	
16a	mikropertyt tła skalnego	18,95	77,93	15,77	0,243	521	granulit jasny nr 60a
16b	mikropertyt porfiroblastów	22,59			0,290	562	
17a	mikropertyt tła skalnego	16,29	69,98	18,95	0,233	510	granulit jasny nr 47
17b	mikropertyt porfiroblastów	21,54			0,308	576	
18a	mikropertyt tła skalnego	12,59	70,17	17,98	0,179	457	gnejs pertyto- wy nr 48
18b	mikropertyt porfiroblastów	18,60			0,265	541	
19	mikropertyt i kryptopertyt	18,44	74,21	20,88	0,248	525	granulit eklogi- towy nr 41

¹Nr 1–10 skaleni z kompleksu gnejsowego Gór Białskich, a numery 11–19 skaleni z kompleksu granulitowego Gór Żółtych.

¹No 1–10 feldspars from the Góry Białskie gneiss complex, No. 11–19 feldspars from the Góry Żółte granulite complex.

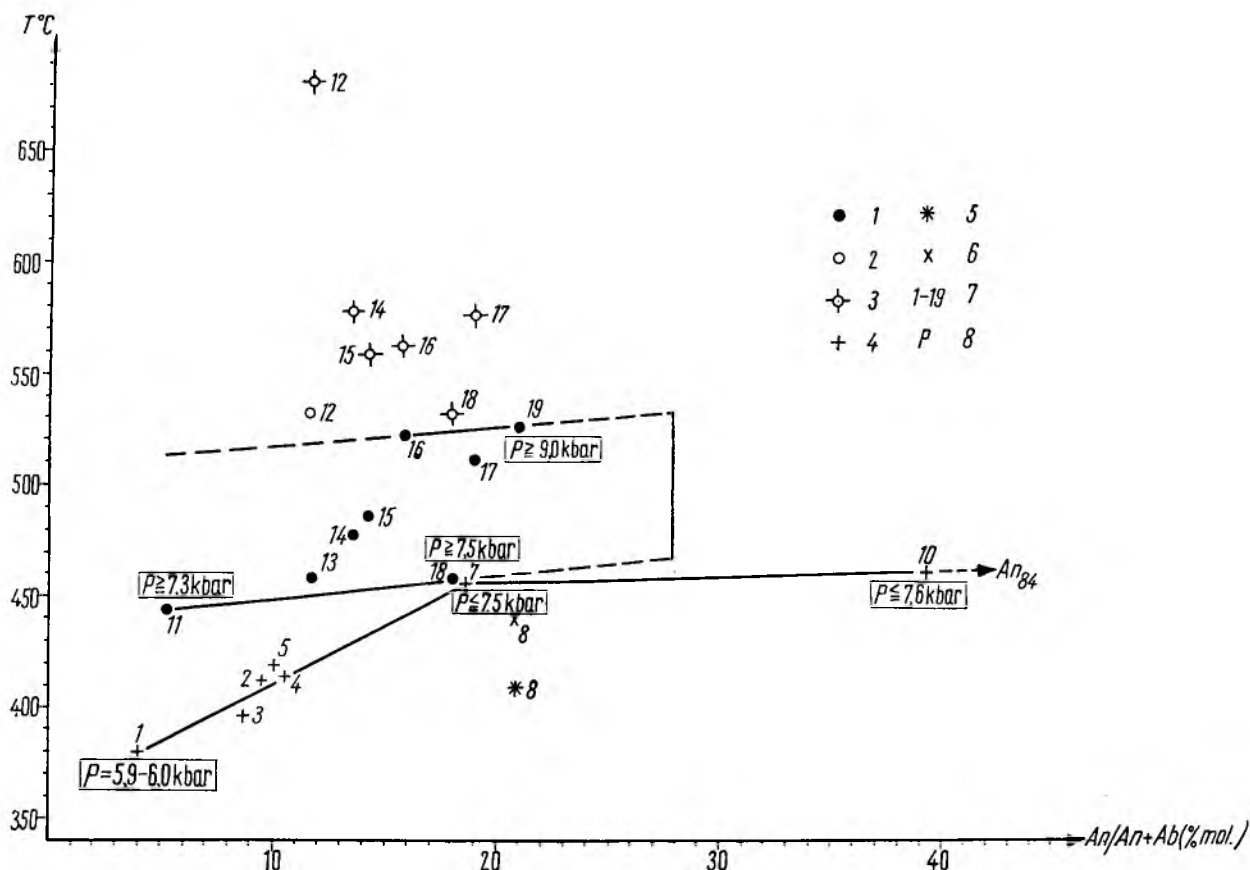


Fig. 34

Fizyczne warunki rozwoju asocjacji: skałen potasowy — plagioklaz o różnej zawartości anortytu w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich i granulitowym Gór Złotych

1 — asocjacja plagioklaz — drobnoziarnisty peryt odmieszania z granulitów, 2 — asocjacja plagioklaz — drobnoziarnisty peryt o mieszanej genezie z granulitów, 3 — asocjacja plagioklaz — porfiroblastyczny peryt o mieszanej genezie z granulitów, 4 — asocjacja plagioklaz — mikroclin z gnejsów gierałtowskich, 5 — asocjacja plagioklaz — porfiroblastyczny mikroclin z gnejsu śnieżnickiego, 6 — asocjacja plagioklaz — drobnoziarnisty mikroclin z tła skalnego gnejsu śnieżnickiego, 7 — numery skałeni z gnejsów Gór Bialskich (nr 1—10) i granulitów Gór Złotych (nr 11—19), 8 — ciśnienie w kilobarach odczytane dla danej temperatury z wykresu fazowego andalusyt, sillimanit, dysten (Holm i Kleppa 1966), na podstawie występowania sillimanitu w gnejsach i dystenu w granulitach

Physical conditions of the development of association: potassium feldspar — plagioclase with various anorthite content, in the Góry Bialskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

1 — association plagioclase — fine-grained exsolution perthite from granulites, 2 — association plagioclase — fine-grained perthite of complex origin from granulites, 3 — association plagioclase — porphyroblastic perthite of complex origin from granulites, 4 — association plagioclase — microcline from the Gierałtów gneisses, 5 — association plagioclase — porphyroblastic microcline from the Śnieżnik gneiss, 6 — association plagioclase — fine-grained microcline from the groundmass of the Śnieżnik gneiss, 7 — numbers of feldspars from the Góry Bialskie gneisses (nos 1—10) and from the Góry Złote granulites (nos 11—19), 8 — pressure in kilobars read for a given temperature from the phase diagram andalusite, sillimanite, kyanite (Holm & Kleppa 1966) on the occurrence of sillimanite in the gneisses and of kyanite in the granulites

plagioklaz i skałen potasowy zależy od temperatury, przy czym współczynnik rozdziału (K_T) zmienia się dla Ba od 1 do 100, a dla Sr od 1 do 10.

Dla asocjacji skałeni z kompleksu gnejsowego Gór Bialskich współczynniki rozdziału dla Ba i Sr zmieniają się w granicach $K_T^{Ba} = 3,97—86,97$, $K_T^{Sr} = 1,00—13,13$, a w kompleksie granulitowym Gór Złotych ich zmienność przedstawia się następująco: dla asocjacji plagioklaz — peryt odmieszania $K_T^{Ba} = 8,50—32,50$, $K_T^{Sr} = 1,00—4,70$, dla asocjacji plagioklaz — peryt o mieszanej genezie $K_T^{Ba} = 5,80—13,50$, $K_T^{Sr} = 1,00—1,50$. Uprzywilejowany zakres zmienności tych współczynników jest bardzo zbliżony dla asocjacji skałeni w obu kompleksach

skalnych, przy czym autor stwierdził, że zmienność omawianych współczynników rozdziału nie zależy od zmienności zawartości anortytu w plagioklazach współwystępujących ze skałeniami potasowymi. W kompleksie granulitowym współczynniki te nie wykazują również istotnego zróżnicowania w zależności od tego, czy charakteryzują one asocjację plagioklaz z perytem odmieszania, czy też z perytem o mieszanej genezie.

W omawianych skałeniach zawartość Ba i Sr jest bardzo mała, przy czym Sr jest mniej niż Ba. Nawet niewielki błąd bezwzględny w oznaczaniu tych pierwiastków stanowi przy drobnych ich ilościach duży błąd procentowy i może w znacznym stopniu odbić

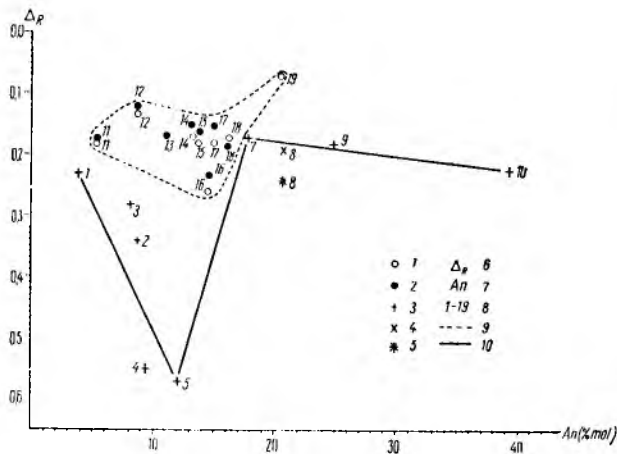


Fig. 35

Stopień rentgenograficznej trójskości skaleni potasowych współwystępujących z plagioklazami o różnym składzie, w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i granulitowym Gór Złotych 1 – porfiroblastyczny mikropertyt z granulitów, 2 – drobnoziarnisty mikropertyt z granulitów, 3 – mikroklin z gnejsów gierałtowskich, 4 – drobnoziarnisty mikroklin z tła skalnego gnejsu śnieżnickiego, 5 – porfiroblastyczny mikroklin z gnejsu śnieżnickiego, 6 – stopień trójskości skaleni potasowych wyznaczony metodą rentgenowską, 7 – zawartość anortytu (% mol.) w plagioklazie współwystępującym ze skaleniem potasowym, 8 – numery skaleni z gnejsów (1–10) i granulitów (11–19), 9 – pole zmienności skaleni granulitów, 10 – linie zmienności skaleni gnejsów

X-ray radiographic triclinicity of potassium feldspars occurring together with plagioclases of various composition in the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

1 – porphyroblastic microperthite from granulites, 2 – fine-grained microperthite from granulites, 3 – microcline from the Gierałtów gneisses, 4 – fine-grained microcline from the groundmass of the Śnieżnik gneiss, 5 – porphyroblastic microcline from the Śnieżnik gneiss, 6 – triclinicity of potassium feldspars determined by the X-ray method, 7 – anorthite content (mol. %) in the plagioclase occurring together with the potassium feldspar, 8 – numbers of feldspars from gneisses (1–10) and from granulites (11–19), 9 – variability field of the feldspars from granulites, 10 – variability line of the feldspars from gneisses

się na dokładności omówionych współczynników rozdziału.

Badania temperatur metodą termometru dwuskaleniowego doprowadziły do wniosku, że maksymalna różnica temperatur rozwoju skaleni w kompleksie gnejsowym i granulitowym wynosi około 140°C. Najniższą temperaturę (380°C) w kompleksie gnejsowym reprezentują skalenie nr 1 z gnejsu gierałtowskiego nr 15, a jedną z najwyższych temperatur (521°C) w kompleksie granulitowym reprezentują skalenie nr 16 z jasnego granulitu nr 60a. Zbadano temperatury dekrepitacji skaleni i kwarcu z wymienionych skał, a uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 13.

Z przytoczonych wyżej danych widzimy, że temperatury dekrepitacji skaleni są wyższe od ustalonych metodą termometru dwuskaleniowego. Temperatury dekrepitacji minerałów z gnejsu są niższe od temperatur dekrepitacji minerałów z granulitu, a różnice temperatur dekrepitacji analogicznych minerałów z gnejsu i granulitu wahają się od 135 do 200°C, a więc są zbliżone do różnicy temperatur rozwoju skaleni w gnejsie i granulicie, ustalonej metodą termometru dwuskaleniowego.

Tabela 13

Temperatury dekrypitacji skaleni i kwarcu z gnejsu gierałtowskiego nr 15 i jasnego granulitu nr 60a¹

Decrimation temperatures of feldspars and quartz from the Gierałtów gneiss no 15 and light granulite no 60a

Typ i numer skały	Temperatury dekrypitacji w °C			
	plagioklaz	krytopertyt	mikropertyt porfiroblastów	kwarc
Gnejs gierałtowski nr 15	460	475		520
Granulit jasny nr 60a	660 (270) ²		610 (370) ²	700 (350) ²
Różnica temperatur dekrypitacji minerałów z gnejsu i granulitu	200	135		180

¹ Badania wykonali: mgr Andrzej Kozłowski, mgr Łukasz Karwowski

² Inkluzje prawdopodobnie wtórne, powstałe przypuszczalnie w niższych temperaturach już po wykrystalizowaniu minerałów.

¹ Analyses have been performed by: mgr Andrzej Kozłowski, mgr Łukasz Karwowski

² Probably secondary inclusions originated after crystallization of minerals in lower temperatures.

Temperatura dekrepitacji dla asocjacji plagioklaz – skał potasowy (obliczona jako średnia z temperatur obu skaleni) wynosi dla skaleni gnejsu gierałtowskiego (nr 15) 467°C i jest wyższa o 87°C od temperatury ustalonej metodą termometru dwuskaleniowego, a dla skaleni granulitu (nr 60a) wynosi 635°C i jest o 114°C wyższa od temperatury ustalonej metodą termometru dwuskaleniowego. Temperatura średnia, obliczona z danych uzyskanych metodą dekrepitacji i termometru dwuskaleniowego, wynosi dla skaleni gnejsu gierałtowskiego 423°C, a dla skaleni jasnego granulitu 578°C. Temperatury te średnio są wyższe o 50°C od temperatur ustalonych metodą termometru dwuskaleniowego. Fakt ten nasuwa przypuszczenie, że temperatury uzyskane metodą termometru dwuskaleniowego są zaniżone i w dalszej części pracy będą używane z poprawką wynoszącą +50°C.

WPLYW CIŚNIENIA NA SKŁAD PLAGIOKLAZÓW

Nie ulega wątpliwości, że skład metamorficznych plagioklazów zależy od warunków metamorfizmu. Na podstawie zawartości anortytu w plagioklazach E. Wenk (1962) wydzielił w Centralnych Alpach strefy różniące się stopniem metamorfizmu.

Zależność między zawartością anortytu w plagioklazie a temperaturą i ciśnieniem dotychczas nie została jednak dokładniej poznana. Z istniejących danych wynika, że zależność ta jest dość skompliko-

wana, co można zilustrować na przykładzie hipotetycznych wykresów trwałości epidotów i plagioklazów o różnej zawartości anortytu.

Z wykresu (fig. 36a — Barth 1952), przedstawiającego zależność między temperaturą a składem plagioklazów występującego w asocjacji z epidotem,

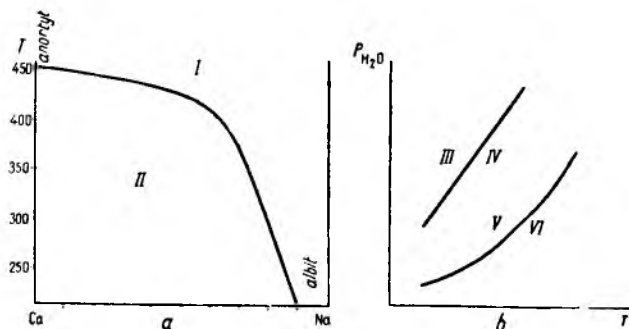


Fig. 36

Hipotetyczne wykresy trwałości epidotów i plagioklazów o różnej zawartości anortytu

a — w zależności od temperatury (Barth 1952), b — w zależności od temperatury i ciśnienia (Fyfe, Turner, Verhoogen 1959); I — pole plagioklazów, II — pole epidotów, III — pole epidot-albit-chloryt-kwarc, IV — pole plagioklaz-piroksen, V — pole epidot-chloryt-kwarc, VI — pole anortyt-piroksen

Hypothetical stability diagrams of epidote and plagioclase differing in the anorthite content

a — depending on temperature (Barth 1952), b — depending on temperature and pressure (Fyfe, Turner, Verhoogen 1959); I — plagioclase area, II — epidote area, III — epidote-albite-chlorite-quartz area, IV — plagioclase-pyroxene area, V — epidote-chlorite-quartz area, VI — anorthite-pyroxene area

wynika, że wraz ze wzrostem temperatury trwały staje się plagioklaz o coraz większej zawartości anortytu. Zależność ta ma charakter krzywoliniowy, przy czym w zakresie niższych temperatur znacznemu wzrostowi temperatury odpowiada stosunkowo niewielki wzrost zawartości anortytu w plagioklazie, a w zakresie wyższych temperatur niewielkiemu wzrostowi temperatury towarzyszy duży wzrost zawartości anortytu w plagioklazie. Wzrost ciśnienia wpływa natomiast na zmniejszenie zawartości anortytu w plagioklazie, co ilustruje figura 36b (Fyfe, Turner, Verhoogen 1959). Linie rozgraniczające pola trwałości plagioklazów współwystępującego z innymi minerałami zawierającymi Ca mają inny przebieg. W skałach asocjacji mineralne z reguły rozwijają się w wyniku sprzężonych reakcji, wzajemnie wpływających na położenie pól trwałości poszczególnych faz mineralnych, co dodatkowo komplikuje uchwycenie zależności między składem plagioklazów a ciśnieniem i temperaturą.

Załóżmy, że wartość K_T charakteryzująca rozdział sodu między plagioklaz i współwystępujący z nim skałen potasowy jest głównie funkcją temperatury (Barth 1956). W stałej temperaturze przy zachowaniu stałej wartości K_T zawartość anortytu w plagioklazie może ulegać zmianom, sprzężonym ze zmianami zawartości sodu w skałeniu potasowym współwystępującym z tym plagioklazem. Wraz ze wzrostem temperatury wzrasta wartość K_T , przy czym wzrost wartości K_T mógłby odbyć się w jeden z następujących

sposobów, związanych z różnym charakterem zmienności składu plagioklazów:

1. Zawartość sodu wzrasta w skałeniu potasowym, a maleje w plagioklazie, w którym wzrasta zawartość anortytu.

2. Zawartość sodu wzrasta w skałeniu potasowym, podczas gdy skład plagioklazów nie ulega zmianie.

3. Zawartość sodu pozostaje nie zmieniona w skałeniu potasowym, natomiast maleje w plagioklazie, w którym wzrasta zawartość anortytu.

4. Zawartość sodu maleje w obu skałeniach w sposób nieproporcjonalny, a mianowicie w skałeniu potasowym maleje wolniej niż w plagioklazie, w którym wzrasta zawartość anortytu.

5. Zawartość sodu wzrasta w obu skałeniach w sposób nieproporcjonalny, a mianowicie szybciej w skałeniu potasowym niż w plagioklazie, w którym zawartość anortytu maleje.

Jeżeli wartość K_T zależy od temperatury, to różne przytoczone wyżej warianty rozdziału sodu, związane z różnym charakterem zmienności składu plagioklazów, a prowadzące do identycznych zmian wartości K_T , powinny zależeć od innych warunków rozwoju skałeni.

Sposób rozdziału sodu między skałenie potasowe i plagioklaz w gnejsach Gór Białskich i granulitach Gór Żółtych ilustruje wykres (fig. 37), na którym przedstawiono zależność między zawartością albitu w danym skałeniu potasowym a zawartością anortytu w plagioklazie współwystępującym z tym skałeniem. Z wykresu tego oraz z tabeli 12, w której podano wartość K_T dla skałeni naniesionych na wykres, widzimy, że w gnejsach Gór Białskich w zakresie składu plagioklazów $An_{4,0-18,6}$, przy wzrastającej wartości K_T (0,113—0,178), zawartość albitu w skałeniach potasowych wzrasta liniowo (linia a) wraz ze wzrostem zawartości anortytu w plagioklazach. Zachodzi więc tu pierwszy spośród wymienionych poprzednio wariantów rozdziału sodu między skałenie przy wzroście wartości K_T . Wspomniana linia na omawianym wykresie załamuje się na plagioklazie o składzie $An_{18,6}$ i w zakresie składu plagioklazów $An_{18,6-39,3}$ opada ze wzrostem udziału anortytu w plagioklazie (linia b), przy słabo wzrastającej wartości K_T (0,178—0,181). Mamy tu więc do czynienia z czwartym wariantem rozdziału sodu przy wzroście wartości K_T .

Poprzez punkty odpowiadające asocjacji plagioklazów z pertytami odmieszania w granulitach na wykresie można przeprowadzić dwie linie przebiegające w podobnym zakresie zmienności składu plagioklazów. Wraz ze wzrostem zawartości anortytu w plagioklazie jedna z tych linii (c) opada przy słabo wzrastającej wartości K_T (0,166—0,179), a druga (linia d) wznosi się przy silnie wzrastającej wartości K_T (0,166—0,248). W granulitach obserwujemy więc wzrost wartości K_T , przy wzroście zawartości anortytu w plagioklazie według wariantu jednocześnie pierwszego i czwartego.

Widzimy, że w obu kompleksach skalnych wzrost wartości K_T odbywa się według dwóch identycznych wariantów, z tym że w kompleksie gnejsowym wariant

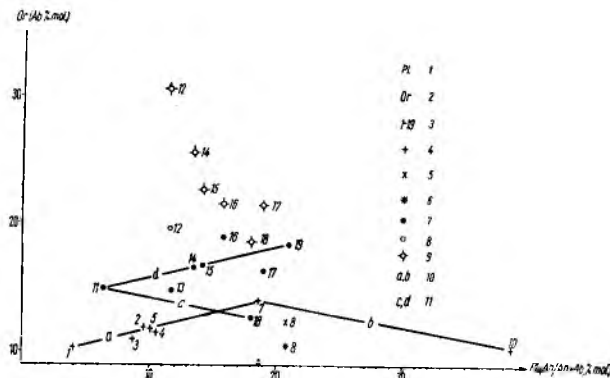


Fig. 37

Zależność między zawartością cząsteczki albitowej w skałeniach potasowych i cząsteczki anortytowej w plagioklazach z kompleksu gnejsowego Gór Białskich i granulitowego Gór Złotych

1 — skład plagioklazów, 2 — skład skałeni potasowych, 3 — numery skałeni z kompleksu gnejsowego (1–10) i granulitowego (11–19), 4 — skałenie gnejsów gieraltowskich i paragnejsów plagioklazowych, 5 — skałenie z tła gnejsu śnieżnickiego, 6 — porfiroblastyczny skałeni potasowy z gnejsu śnieżnickiego, 7 — mikropertyty odmieszania z kompleksu granulitowego, 8 — mikropertyty tła skałeni o mieszanej genezie z kompleksu granulitowego, 9 — mikropertyty porfiroblastów o mieszanej genezie z kompleksu granulitowego, 10 — linie zmienności składu skałeni w kompleksie gnejsowym
11 — linie zmienności składu skałeni w kompleksie granulitowym

Interdependence of the albite molecule content in potassium feldspars and the anorthite molecule content in plagioclases from the Góry Białskie gneiss complex and the Góry Złote granulite complex

1 — composition of plagioclases, 2 — composition of potassium feldspars, 3 — numbers of feldspars from the gneiss complex (1–10) and the granulite complex (11–19), 4 — feldspars of the Gieraltów gneisses and the plagioclase paragneisses, 5 — feldspars from the groundmass of the Śnieżnik gneiss, 6 — porphyroblastic potassium feldspar from the Śnieżnik gneiss, 7 — exsolution microperthites from the granulite complex, 8 — microperthites of the groundmass of complex origin from the granulite complex, 9 — microperthites of porphyroblasts of complex origin from the granulite complex, 10 — variability lines of the composition of feldspars in the gneiss complex, 11 — composition variability lines of feldspars in the granulite complex

ty te występują w różnym czasie, a w kompleksie granulitowym prawdopodobnie zachodzą jednocześnie.

Wróćmy teraz do omówionego już poprzednio wykresu (fig. 34), przedstawiającego zależność między zawartością anortytu w omawianych plagioklazach a temperaturą ustaloną na podstawie wartości K_T . Dla gnejsów Gór Białskich silne wznoszenie się prostej (a) zależności temperatura — zawartość anortytu, w interwale składu plagioklazów $An_{4,0-18,6}$, może wskazywać, że wzrost zawartości anortytu w plagioklazach o wymienionym składzie jest związany głównie ze wzrostem temperatury. Po załamaniu się na plagioklazie o składzie $An_{18,6}$, linia ta w zakresie składu plagioklazów $An_{18,6-39,3}$ (wśród których występują plagioklasy PL^f) wznosi się minimalnie wraz ze wzrostem zawartości anortytu. Można z tego wyciągnąć wniosek, że w kompleksie gnejsowym w zakresie zmienności składu plagioklazów $An_{18,6-39,3}$ nie temperatura jest głównym czynnikiem fizycznym, z którym związany jest wzrost zawartości anortytu w plagioklazach. Obserwacje mikroskopowe wykazały, że przegięciu omawianej linii towarzyszy wyraźne

zanikanie kierunkowości w ułożeniu plagioklazów w gnejsach, co wskazuje na zanikanie ciśnienia kierunkowego, a więc na zmianę rodzaju ciśnienia, z czym prawdopodobnie związana jest też i zmiana jego wielkości. Można z tego wyciągnąć wniosek, że w plagioklazach omawianych gnejsów wzrost zawartości anortytu w interwale składu $An_{18,6-39,3}$, przy minimalnym wzroście temperatury, jest uzależniony głównie od ciśnienia. Omawiany wykres, ujmujący zależność temperatura — zawartość anortytu w plagioklazie, może być więc traktowany jako wykres zmienności roli temperatury i ciśnienia jako czynników metamorfozy podczas blastezy plagioklazów.

Na podstawie tego wykresu można wyróżnić w ewolucji kompleksu gnejsowego dwa etapy: etap wcześniejszy, w którym dominującym czynnikiem metamorfozy była wzrastająca temperatura w warunkach ciśnienia kierunkowego, i etap późniejszy, w którym prawdopodobnie ważnym czynnikiem metamorfozy było ciśnienie typu zbliżonego do hydrostatycznego, w warunkach prawie stałej, minimalnie wzrastającej dość wysokiej temperatury.

Plagioklasy granulitów Gór Złotych na wykresie zajmują pole o jednolitym przebiegu, rozciągające się w prawie stałym zakresie temperatur, niemal równoległe do współrzędnej składu plagioklazów. Obserwacje mikroskopowe nie ujawniły w granulitach różnic w ułożeniu plagioklazów o różnej zawartości anortytu (najczęściej są one ułożone bezładnie), z czego można wnioskować o niezmienności rodzaju całkowitego ciśnienia podczas blastezy plagioklazów. Skoro plagioklasy w kompleksie granulitowym rozwijały się w ustabilizowanej temperaturze i przy niezmiennym typie ciśnienia, to zmienność składu tych plagioklazów, które należą do PL^f , powinna być uzależniona głównie od zmian wielkości ciśnienia.

O wielkości ciśnienia można sądzić na podstawie trwałości syllimanitu w kompleksie gnejsowym i dystenu — w kompleksie granulitowym, gdyż minerały te istniały lub rozwijały się w czasie blastezy omawianych skałeni. Zakres trwałości odmian polimorficznych Al_2SiO_5 w polu ciśnienie — temperatura według wielu autorów jest różny. Na figurze 38 zestawiono cztery wykresy trwałości odmian polimorficznych Al_2SiO_5 , wśród których trzy wykresy (a, c, d) ilustrują maksymalny rozrzut punktu potrójnego andaluzyt-syllimanit-dysten, a wykres czwarty (oznaczony literą b) zajmuje w stosunku do pozostałych pozycję centralną. Na omawianych wykresach zaznaczono pole trwałości syllimanitu w temperaturach blastezy skałeni (temperatury ustalone metodą termometru dwuskaleńowego z poprawką wynoszącą $+50^\circ C$) w kompleksie gnejsowym Gór Białskich i dolną granicę trwałości dystenu w temperaturach blastezy skałeni w kompleksie granulitowym Gór Złotych. Do dalszej interpretacji zakresu ciśnień, przy których trwały jest syllimanit w temperaturach blastezy plagioklazów o różnym składzie w gnejsach Gór Białskich i najniższych wartości ciśnień, przy których trwały jest dysten w temperaturach rozwoju plagioklazów w granulitach Gór Złotych, posłużono się wykresem b (Holm i Kleppa 1966). Na wykresie tym wierzchoł-

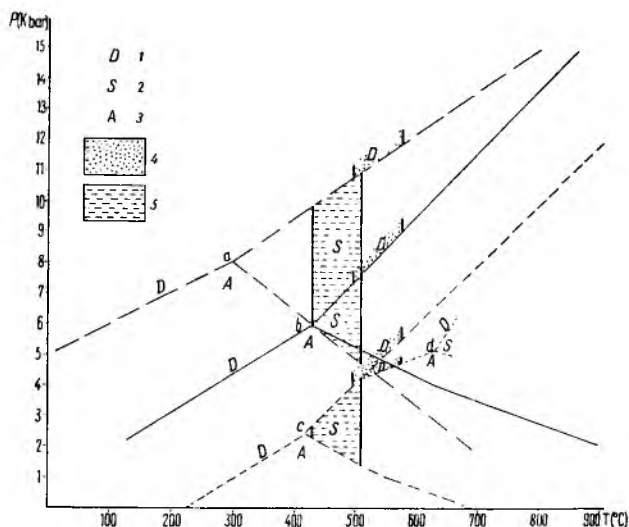


Fig. 38

Wykresy trwałości odmian polimorficznych Al_2SiO_5 według różnych autorów

a — Bell (1963), *b* — Holm i Kleppa (1966), *c* — Veill (1966), *d* — Richardson, Bell i Gilbert (1968); 1 — kyanit, 2 — sillimanit, 3 — andaluzyt, 4 — pole trwałości kyanitu w zakresie temperatur rozwoju skałeni w kompleksie granulitowym Gór Złotych, 5 — pole trwałości sillimanitu w zakresie temperatur rozwoju skałeni w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich

Diagram of the stability of the polymorphs of Al_2SiO_5 according to various authors

a — Bell (1963), *b* — Holm and Kleppa (1966), *c* — Weill (1966), *d* — Richardson, Bell and Gilbert (1968); 1 — kyanite, 2 — sillimanite, 3 — andalusite, 4 — the stability field of kyanite in the temperature range of the felspar development in the Góry Złote granulite complex, 5 — the stability field of sillimanite in the temperature range of the felspar development in the Góry Bialskie gneiss complex

kowi pola sillimanitu odpowiada temperatura około $427^\circ C$ i w miarę jej wzrostu zakres ciśnień ograniczający pole sillimanitu rozszerza się, a więc najwyższe interwały ciśnień można odczytać dla najniższych temperatur w polu sillimanitu. Najniższa temperatura ustalona metodą termometru dwuskaleniowego w kompleksie gnejsowym, leżąca na wykresie w polu sillimanitu, a będąca temperaturą rozwoju plagioklastu o składzie $An_{4,0}$, wynosi $430^\circ C$ ($380 + 50^\circ C$). Temperaturze tej w polu sillimanitu odpowiada zakres ciśnień 5,9—6,0 kbar. Ciśnienie około 6,0 kbar można by uznać za dolną granicę możliwych ciśnień w kompleksie gnejsowym, gdyż w toku dalszej progresywnej metamorfozy temperatura wzrastała wskutek zagłębiania się kompleksu, czemu powinien towarzyszyć również wzrost ciśnienia. Przy najwyższej ustalonej temperaturze dla omawianego kompleksu — wynoszącej $511^\circ C$ ($461 + 50^\circ C$), przy której rozwijał się plagioklast o składzie $An_{39,3}$, górna granica ciśnień, przy których trwały jest sillimanit, wynosi 7,6 kbar. Interwał ciśnień, w którym przypuszczalnie mieszczą się ciśnienia panujące w kompleksie gnejsowym w czasie blasty skałeni, wynosi więc 6,0—7,6 kbar.

Na omówiony wykres (fig. 34), przedstawiający temperatury krystalizacji plagioklastów o różnym składzie, wpisano interwał ciśnień odpowiadający najniż-

szej temperaturze oraz górne granice możliwych ciśnień, odpowiadające wyższym temperaturom rozwoju plagioklastów w kompleksie gnejsowym.

W temperaturach rozwoju skałeni w kompleksie granulitowym dolna granica ciśnień, przy których trwały jest dysten wynosi 7,3 kbar, z czego mogłoby wynikać, że skałenie omawianych granulitów rozwijały się pod ciśnieniem wyższym niż 7,3 kbar. Ponieważ w obrębie kompleksu gnejsowego i granulitowego wydają się zaznaczać stopniowe przejścia między gnejsami i granulitami można przypuszczać, że ciśnienie 7,3—7,6 kbar jest wartością graniczną dla przejścia facji amfibolitowej w fację granulitową przy temperaturze około 480 — $510^\circ C$.

Wartości ciśnień ustalone na podstawie wykresu trwałości polimorficznych odmian Al_2SiO_5 można jednak traktować tylko jako dane orientacyjne, być może zawyżone. R. U. R. Rutland (1967) pisze, że ciśnienia ustalone na podstawie obecności dystenu okazały się w najlepszym przypadku dwukrotnie zawyżone, a w najgorszym — zawyżone nawet ponad 10-krotnie w porównaniu z tym ciśnieniem statycznym, które mogły wywrzeć nadległe serie skalne.

Pola trwałości sillimanitu i dystenu w zakresie temperatur ustalonych dla badanych kompleksów skalnych naniesiono na wykres (fig. 39), charakteryzujący facje metamorficzne w układzie temperatura — ciśnienie (wykres den Texa 1965, zmodyfikowany przez K. Smulikowskiego 1968). W polu sillimanitu zaznaczono schematycznie strzałką ewolucję temperatury i ciśnienia w kompleksie gnejsowym. Widzimy, że wyznaczone pola sillimanitu i dystenu na wykresie leżą w strefie niskich temperatur i wysokich ciśnień facji amfibolitowej i granulitowej, w pobliżu strefy, w której — według K. Smulikowskiego (1968) — tworzą się eklogity.

Mimo że w kompleksie gnejsowym plagioklasty zawierające ponad 18,6% an rozwijały się w temperaturach bardzo zbliżonych lub identycznych z temperaturami rozwoju plagioklastów w kompleksie granulitowym, to skład najbardziej zasadowego plagioklastu PL^f w obu kompleksach różni się wybitnie, wynosząc w kompleksie granulitowym An_{28} , a w kompleksie gnejsowym An_{84} . Różnice składu najbardziej zasadowego plagioklastu PL^f w omawianych kompleksach można więc przypisać głównie różnicom ciśnienia. Z powyższego stwierdzenia można też wysnuć bardziej ogólny wniosek o istnieniu zależności między składem plagioklastów PL^f a całkowitym ciśnieniem, którą to zależność wstępnie można by sformułować w następujący sposób: im większa jest rola całkowitego ciśnienia jako czynnika metamorfizmu w porównaniu z temperaturą, tym przy danej temperaturze mniejsza jest zawartość anortytu w plagioklastzie PL^f .

Poszczególnym facjom metamorficznym przypisuje się odrębne pola w układzie temperatura — ciśnienie, co w sposób schematyczny przedstawia figura 39. W poszczególnych facjach metamorficznych określonej temperaturze odpowiada więc określony zakres ciśnień, różny w różnych facjach. Jeżeli skład plagioklastu PL^f przy danej temperaturze zależy od ciśnienia,

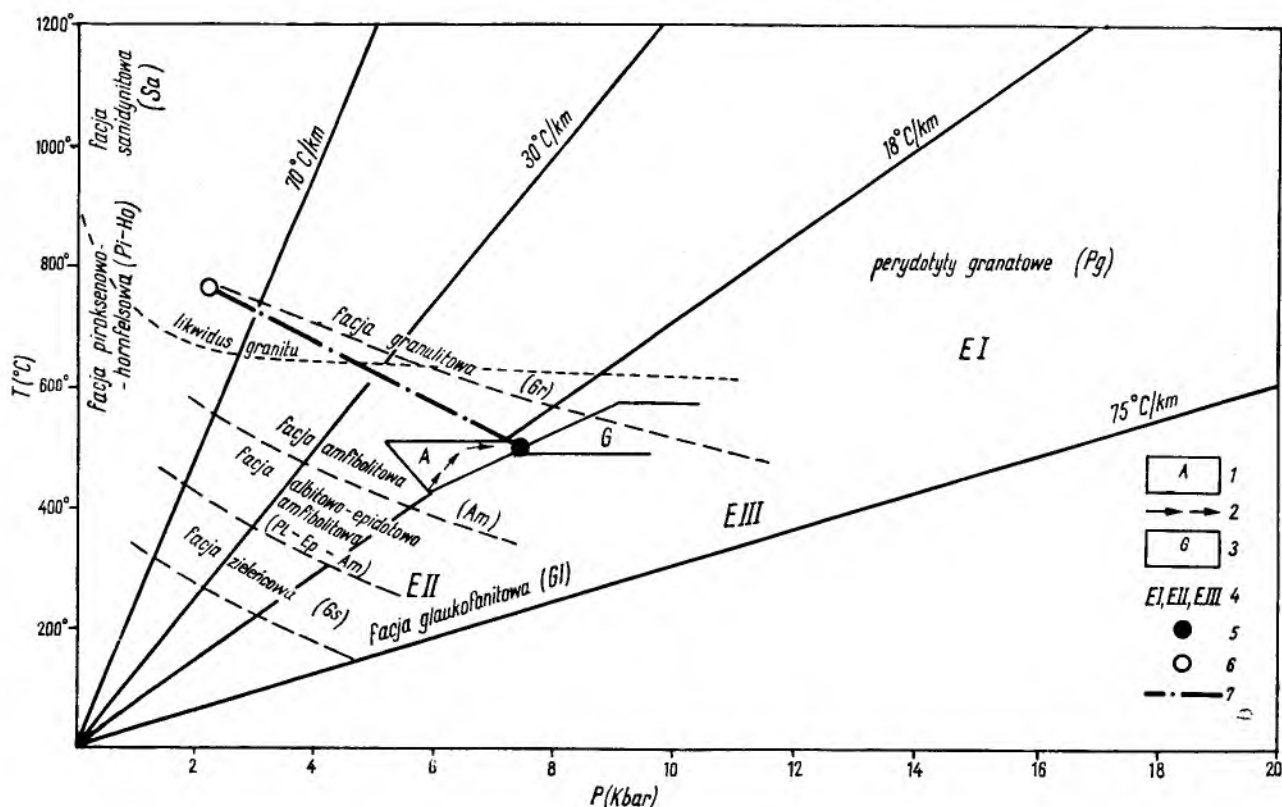


Fig. 39

Fizyczne warunki rozwoju kompleksu gnejsowego Gór Białskich i kompleksu granitowego Gór Złotych na wykresie charakteryzującym facje metamorficzne w układzie temperatura — ciśnienie (wykres den Texa 1965 zmodyfikowany przez K. Smulikowskiego 1968)

I — pole trwałości syllimanitu (wg danych Holma i Kleppy 1966) w temperaturach krystalizacji skałeni w kompleksie gnejsowym Gór Białskich, *2* — przypuszczalna ewolucja temperatury i ciśnienia w kompleksie gnejsowym Gór Białskich, *3* — pole trwałości dystenu (wg danych Holma i Kleppy 1966) w temperaturach krystalizacji skałeni w kompleksie granitowym Gór Złotych, *4* — typy eklogitów wyróżnione przez K. Smulikowskiego (1964): *E I* — ultrabazyty granatowo-piroksenowe, *E II* — eklogity ofiolitowe, *E III* — eklogity kompleksów gnejsowych i migmatycznych; *5* — punkt graniczny między warunkami facji amfibolitowej i granulitowej w zakresie wysokich ciśnień i niskich temperatur według danych autora, *6* — punkt graniczny między warunkami facji amfibolitowej i granulitowej w zakresie niskich ciśnień i wysokich temperatur według danych R. A. Binnsa (1969), *7* — przypuszczalna granica między warunkami facji amfibolitowej i granulitowej wyznaczona na podstawie danych autora oraz R. A. Binnsa (1969)

Physical conditions of the development of the Góry Białskie gneiss complex and of the Góry Złote granulite complex in diagram characterising the metamorphic facies in the system temperature — pressure, diagram of den Tex (1965) modified by K. Smulikowski (1968)

I — stability area of sillimanite (Holm, Kleppa 1966) in the Góry Białskie gneiss complex, *2* — hypothetical evolution of temperature and pressure in the Góry Białskie gneiss complex, *3* — stability area of kyanite (Holm, Kleppa 1966) in the Góry Złote granulite complex, *4* — types of eclogites differentiated by K. Smulikowski (1964): *E I* — garnet-pyroxene ultrabasites, *E II* — ophiolite eclogites, *E III* — eclogites of the gneissic and migmatitic complexes; *5* — boundary point between the conditions of the amphibolite facies and those of the granulite facies according to data contained in the present paper, *6* — boundary point between the conditions of the amphibolite facies and those of the granulite facies as concerns low pressures and high temperatures according to data of R. A. Binns (1969), *7* — hypothetical boundary between conditions of the amphibolite facies and those of the granulite facies based on the writer's own data and those of R. A. Binns (1969), *Gl* — glaucophanite facies, *Gs* — greenschist facies, *Pl-Ep-Am* — albite-epidote-amphibolite facies, *Am* — amphibolite facies, *Gr* — granulite facies, *Pi-Ho* — pyroxene-hornfels facies, *Sa* — sanidinite facies, *Pg* — garnet peridotites

to w poszczególnych facjach metamorficznych określonemu interwałowi ciśnień, przy danej temperaturze powinien odpowiadać określony zakres zmienności składu plagioklazu PL^f , różny w różnych facjach. Na razie brak jest dostatecznych danych dla uchwycenia tej zmienności, lecz na istnienie zależności między składem plagioklazu PL^f a warunkami fizycznymi w poszczególnych facjach metamorficznych wydaje się wskazywać różna maksymalna zawartość anortytu w plagioklazach powstałych w warunkach różnych facji metamorficznych. Plagioklasy o maksymalnej ograniczonej zawartości anortytu w danej facji

należą niewątpliwie do plagioklazów PL^f . Powinny one odpowiadać pewnemu granicznemu zakresowi lub punktowi pola p/t danej facji, charakteryzującemu się maksymalną rolą temperatury w stosunku do ciśnienia.

Najniższe temperatury metamorfizmu, przy maksymalnej roli ciśnienia w stosunku do temperatury, odpowiadają warunkom facji glaukofanitowej. W warunkach tych plagioklaz jest nietrwały lub pojawia się w formie czystego albitu. Zmniejszenie roli ciśnienia w stosunku do temperatury (zmniejszenie wartości ciśnienia lub wzrost temperatury) prowadzi do warun-

ków facji zieleńcowej i albitowo-epidotowo-amfibolito-wej. A. J. R. White (1962) i B. W. Evans (1964), badając plagioklasy skał reprezentujących strefy niskiego stopnia metamorfizmu w Nowej Zelandii, ujawnili bardzo interesującą zmienność składu tych plagioklazów w zależności od stopnia metamorfizmu. Stwierdzili oni, że w skałach strefy chlorytowej i biotytovej zbadane plagioklasy należą do prawie czystego albitu, natomiast w skałach strefy almandynowej i oligoklazowej istnieją dwa ostro odgraniczone zakresy zmienności składu plagioklazów, a mianowicie jeden odpowiada albitowi, a drugi obejmuje zmienność od oligoklazów do kwaśnego andezynu. Badania albitów przeprowadzone za pomocą mikroskopy (Evans 1964) wykazały, że w tych albitach zawartość anortytu nigdy nie przekracza 2%, a więc składem swoim odpowiadają one albitowej fazie perysterytów. W asocjacji z albitem o wymienionym składzie w niektórych skałach almandynowej i oligoklazowej strefy metamorfizmu występuje oligoklaz o składzie An_{22} , odpowiadający więc oligoklazowej fazie perysterytów. Istnieje więc tu luka w składzie plagioklazów, która może być interpretowana jako luka perysterytowej mieszalności (Brown 1967). Najbardziej zasadowe plagioklasy w omawianych strefach metamorficznych osiągają skład An_{36} .

Przytoczone wyżej dane nasuwają przypuszczenie, że plagioklasy skał oligoklazowej i almandynowej strefy metamorfizmu cechuje luka perysterytowej mieszalności. W skałach tych mogą więc występować jednocześnie dwa plagioklasy różniące się składem, o zawartości anortytu ograniczonej fizycznymi warunkami metamorfizmu, a więc należące do PL^f . Jeden plagioklaz PL^f ma skład prawie czystego albitu (o składzie albitowej fazy perysterytu) i charakteryzuje nie punkt, lecz pole zmienności warunków p/t . Drugi plagioklaz PL^f ma skład zmienny od oligoklazów (odpowiadającego oligoklazowej fazie perysterytu) do kwaśnego andezynu i można przypuszczać, że jest on bardziej od albitu czuły na zmienność fizycznych warunków w obrębie almandynowej i oligoklazowej strefy metamorfizmu.

W warunkach facji amfibolitovej głębszej strefy metamorfizmu prawdopodobnie zanika wspomniana luka w składzie plagioklazów zakresu perysterytowego. Najbardziej zasadowe plagioklasy tej facji osiągają skład anortytu.

Przy danej wartości ciśnienia w facji granulitowej temperatury są wyższe niż w facji amfibolitovej. W warunkach tych plagioklaz najbardziej zasadowy ma bardziej ograniczoną zawartość anortytu niż w facji amfibolitovej i w granulitach na ogół nie przekracza składu kwaśnego labradoru, a jedynie w metamorficznych norytach i anortozytach osiąga skład bytownitu.

W facji piroksenowo-hornfelsowej, w której ciśnienie odgrywa rolę podrzędną w stosunku do temperatury, prawdopodobnie przy analogicznych temperaturach jak w facji granulitowej plagioklaz osiąga skład anortytu.

WPLYW CIŚNIENIA NA TWORZENIE SIĘ PERTYTYÓW

Obecność w skale bogatych w albit pertytów odmieszania z reguły uważa się za wskaźnik wysokich temperatur. Interpretacja taka zawodzi jednak w odniesieniu do skalenia kompleksu gnejsowego Gór Białskich i kompleksu granulitowego Gór Żółtych. Te bowiem skalenie potasowe gnejsów i granulitów, które rozwijały się w umiarkowanych temperaturach bardzo zbliżonych lub identycznych w obu kompleksach, różnią się wybitnie zawartością sodu i udziałem wrostków pertytowych. Skalenie potasowe kompleksu gnejsowego są ubogie w sól, a pod mikroskopem najczęściej nie ujawniają budowy pertytowej, natomiast pertyty z reguły ubogie we wrostki, odgrywają rolę podrzędną. Skalenie potasowe kompleksu granulitowego zawierają więcej sodu i przeważnie należą do mikropertytów, często bardzo bogatych w pertytowe wrostki. Ponieważ temperatury rozwoju skalenia potasowych o tak różnym wykształceniu i składzie okazały się zbliżone lub identyczne, można więc stwierdzić, że nie temperatura jest przyczyną zróżnicowania tych skalenia. Jak zobaczymy, zróżnicowanie składu i budowy omawianych skalenia można wytłumaczyć zróżnicowaniem ciśnień panujących podczas ich rozwoju w kompleksie gnejsowym i granulitowym.

W pertytach odmieszania udział wrostków pertytowych zależy od zawartości sodu w sieci skalenia przed odmieszaniem. Można dojść do wniosku, że zawartość sodu w strukturze jednorodnego skalenia potasowego współwystępującego z plagioklazem PL^f , przy danej temperaturze, zależy od ciśnienia, wychodząc z omówionych poprzednio dwóch następujących założeń:

1) w danej temperaturze zawartość anortytu w plagioklazie PL^f jest tym mniejsza, im większa jest rola ciśnienia,

2) w danej temperaturze stosunek:

$$\frac{\text{zawartość Na w skaleniu potasowym}}{\text{zawartość Na w plagioklazie}} = K_T$$

ma wartość stałą (Barth 1956).

Przypuśćmy, że w tej samej temperaturze, lecz pod różnym ciśnieniem rozwija się asocjacja: skałen potasowy — plagioklaz PL^f . Z pierwszego przytoczonego wyżej stwierdzenia wynika, że bogatszy w sól będzie ten plagioklaz PL^f , który rozwinął się pod wyższym ciśnieniem. Z drugiego stwierdzenia zakładającego stałość K_T dla danej temperatury wynika, że bogatszy w sól będzie ten skałen potasowy, który rozwinął się razem z plagioklazem bogatszym w sól, a więc w warunkach wyższego ciśnienia. Znaczne zróżnicowanie ciśnień może doprowadzić do dużego zróżnicowania zawartości sodu w skaleniach potasowych, a w konsekwencji do zróżnicowania udziału wrostków pertytowych w pertytach odmieszania.

Sumując powyższe rozważania można stwierdzić, że zróżnicowanie udziału wrostków pertytowych w pertytach odmieszania, współwystępujących z plagioklazami PL^f , świadczy o zróżnicowaniu ciśnienia przy stałej temperaturze.

Autor doszedł do wniosku, że w omawianych kompleksach skalnych oprócz pertytów odmieszania występują również pertyty, antypertyty i mezopertyty blastyczne, powstałe w wyniku jednoczesnej krystalizacji plagioklazu i skalenia potasowego. W kompleksie gnejsowym pojawiają się one tylko w zespole skalnym Suszycy, w którego rozwoju szczególnie dużą rolę odegrało ciśnienie, natomiast powszechne są w kompleksie granulitowym, w którym jednak prawdopodobnie ustępują pertytom odmieszania.

Wydaje się, że rozwój blastycznych przerostów pertytowych i antypertytowych zachodzi w warunkach wysokich ciśnień, a rozwój mezopertytów blastycznych powinien być szczególnie uprzywilejowany w strefie wysokich ciśnień i temperatur facji granulitowej. Mogą na to wskazywać wyniki eksperymentalnych badań wpływu ciśnienia na układ krystalizacyjny ortoklaz — albit. Wraz ze wzrostem ciśnienia temperatura punktu eutektycznego układu Or — Ab obniża się, a wierzchołek krzywej mieszalności podwyższa się. Badania H. S. Yodera, D. B. Stewarta i J. R. Smitha (vide Deer i współautorzy 1963) wykazały, że już pod ciśnieniem H_2O 5000 barów, punkt eutektyczny, któremu odpowiada temperatura $695^\circ C$, leży bardzo blisko luki mieszalności, przy czym znaczny odcinek krzywej *solidus* skalenia potasowego o przebiegu prawie poziomym mieści się w obrębie luki mieszalności, co ilustruje wykres (fig. 40). Prawie poziomy przebieg krzywej *solidus* pozwala wnioskować, że w temperaturze zbliżonej do temperatury punktu eutektycznego udział sodu w skaleniu potasowym może być bardzo zmienny. Krystalizacja skalenia potasowego na odcinku *solidus*, przebiegającym w obrębie luki mieszalności, mogłaby doprowadzić do powstania pertytu przerostu o zmiennym udziale fazy albitowej. Dalszy wzrost ciśnienia H_2O powinien doprowadzić do niewielkiego stosunkowo obniżenia temperatury punktu eutektycznego (wraz ze wzrostem ciśnienia obniża się on coraz wolniej) i podniesienia wierzchołka krzywej odmieszania, w wyniku czego punkt eutektyczny układu i znaczny zakres krzywej *solidus* skalenia potasowego mogą znaleźć się w obrębie luki mieszalności. Wydaje się, że może to nastąpić

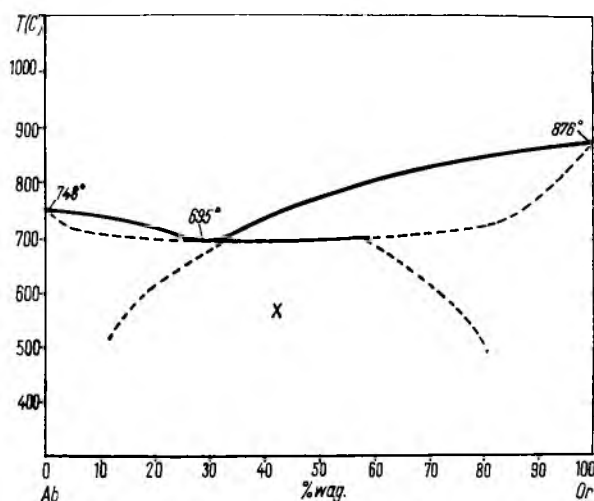


Fig. 40

Układ $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$ pod ciśnieniem pary wodnej 5000 barów według Yodera, Stewarta i Smitha (Deer i in. 1963)
x — luka mieszalności

The $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_3O_8$ system under a 5000 bar water steam pressure after Yoder, Stewarts and Smith (Deer *et al.* 1963)
x — miscibility gap

w zakresie wysokich ciśnień i temperatur facji granulitowej. W warunkach takich również w skałach rozwijających się drogą blastezy można by oczekiwać bardzo intensywnej jednoczesnej rekrytalizacji skaleni potasowych i plagioklazów, splatających się w pertytowe przerosty o zmiennym udziale obu skaleni. Można przypuszczać, że w omawianych warunkach mogą obok siebie jednocześnie powstawać pertyty, antypertyty i mezopertyty blastyczne.

Przedstawione wyżej rozważania o możliwości wpływu ciśnienia na skład i genezę pertytów skłaniają autora do wniosku, że w kompleksie granulitowym Gór Żłotyńskich rozwój skaleni pertytowych o zmiennym składzie i różnej genezie, w warunkach umiarkowanych temperatur zbliżonych lub identycznych z temperaturami rozwoju skaleni w kompleksie gnejsowym Gór Bialskich, można uznać za wynik podwyższonego całkowitego ciśnienia.

KRÓTKIE PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ SKALENI KOMPLEKSU GNEJSOWEGO GÓR BIALSKICH I GRANULITOWEGO GÓR ŻŁOTYCH I PRZYPUSZCZALNA GRANICA MIĘDZY FACJĄ AMFIBOLITOWĄ I GRANULITOWĄ W POLU CIŚNIENIE — TEMPERATURA

Autor doszedł do wniosku, że zróżnicowanie skaleni kompleksu gnejsowego i granulitowego można uznać za wynik zróżnicowania głównie temperatury i ogólnego ciśnienia w trakcie jednokierunkowych progresywnych przemian metamorficznych. W kompleksie gnejsowym Gór Bialskich występują skaleni powstałe w różnych etapach rozwoju tego kompleksu, charakteryzujących się różnymi warunkami fizycznymi, natomiast w kompleksie granulitowym skale-

nie obecnym wykształceniem reprezentują głównie jeden późny etap blastezy, przebiegający prawdopodobnie w dość ustabilizowanych warunkach temperatury i ciśnienia.

Plagioklasy w kompleksie gnejsowym cechuje duża zmienność składu i znaczny udział ziarn niejednorodnych (pasowych i plamistych). Rozwijały się one w kolejności od kwaśnych do bardziej zasadowych, przy czym plagioklasy PL^I (o zawartości

anortytu ograniczonej fizycznymi warunkami metamorfizmu), tworzące jądra ziarn o odwróconej budowie pasowej, mają skład An_{1-42} , a najbardziej zasadowy plagioklaz PL^f ma skład An_{84} . W rozwoju plagioklazów w kompleksie gnejsowym można wyróżnić 5 stadiów, przy czym przejścia jednych w drugie odbywały się prawdopodobnie w warunkach przyspieszonej progresji metamorficznej.

Plagioklasy kompleksu granulitowego cechuje duża jednorodność składu ograniczona do zakresu perysterytowego, a najbogatszy w anortyt PL^f ma skład An_{28} .

Plagioklasy kompleksu gnejsowego i granulitowego nie ujawniają perysterytowych odmiesznień. Mają one uporządkowane struktury, lecz zakres zmienności stopnia uporządkowania tych struktur w plagioklazach obu kompleksów jest różny, przy czym między bardziej uporządkowanymi strukturami plagioklazów kompleksu gnejsowego i mniej uporządkowanymi strukturami plagioklazów kompleksu granulitowego istnieją stopniowe przejścia.

Omawiane plagioklasy przeważnie są zbliżeniowe albitowo i peryklinowo. Niekiedy prążki bliźniacze wyklinowują się ku centralnym partiom ziarna plagioklazów i odnosi się wrażenie, że mają one naturę deformacyjną. Nasuwa się przypuszczenie, że przynajmniej niektóre zbliżeniowania albitowe i peryklinowe powstały już po wykrystalizowaniu plagioklazów, przy czym występują one w plagioklazach o różnym składzie, włącznie z albitami (4—6% an). Wiemy, że w plagioklazach o strukturach uporządkowanych tworzenie się wtórnych zbliżeń zachodzi opornie, a F. Laves (1965) wyraził pogląd, że w albitach o strukturach uporządkowanych powstanie takich zbliżeń jest w ogóle niemożliwe. Mogłoby to nasuwać podejrzenie, że albity z wtórnymi zbliżeniami, obecnie o strukturach uporządkowanych, w czasie tworzenia się wtórnych zbliżeń miały struktury mniej uporządkowane. S. Capedri (1970) wykazał jednak, że wtórne zbliżeniowania mogą tworzyć się również w plagioklazach o strukturach uporządkowanych o różnym składzie, włącznie z czystymi albitami. Wydaje się więc, że na podstawie obecności wtórnych zbliżeń w albitach o strukturach uporządkowanych nie można wyciągnąć wniosku, że dawniej miały one struktury mniej uporządkowane.

Skalenie potasowe kompleksu gnejsowego i granulitowego należą głównie do mikroklinu o zmiennym, lecz na ogół niewielkim stopniu trójskości. Mikrokliny gnejsów i granulitów cechuje prawie identyczny zakres zmienności stopnia trójskości oraz różny, lecz ząbający się zakres zmienności stopnia równomierności rozmieszczenia atomów Si i Al w strukturze. W strukturach mikroklinów gnejsów i granulitów minimalny stopień równomierności rozmieszczenia tych atomów jest identyczny, natomiast stopień maksymalny jest znacznie wyższy dla skalenia granulitów. Większość omawianych mikroklinów pod mikroskopem nie ujawnia siateczki mikroklinowych zbliżeń, przy czym znacznie częściej pojawia się ona w mikroklinach gnejsów niż granulitów. Orientacja optyczna tych skalenia wskazywałaby według da-

nych A. S. Marfunina na obecność submikroskopowych zbliżeń, natomiast zdaniem autora skalenie te mogą być niezbliniaczone. Należą one do kryptopertytów i mikropertytów, przy czym w kompleksie gnejsowym dominują kryptopertyty ubogie w sód, a w kompleksie granulitowym — mikropertyty bogate w sód. Kryptopertyty powstały prawdopodobnie w wyniku odmieszania, natomiast w niektórych mikropertytach — zdaniem autora — występują dwie generacje wrostków pertytowych. Jedne z nich mają naturę blastyczną i powstały wskutek jednoczesnej blastazy plagioklazów i skalenia potasowego, a drugie — późniejsze powstały w procesie odmieszania. Mikropertyty blastyczne w kompleksie gnejsowym należą do rzadkości, natomiast są częste w kompleksie granulitowym. Wrostki pertytowe w mikropertytach gnejsów mają kształty tabliczkowe (pertyty odmieszania) lub nieregularne (mikropertyty blastyczne), a w mikropertytach granulitów — głównie pręcikowe, rzadko nieregularne (o genezie przypuszczalnie blastycznej). Mikropertyty z odmieszania w kompleksie gnejsowym są ubogie we wrostki, natomiast w kompleksie granulitowym przeważnie są bogate we wrostki pertytowe, przy czym w różnych ziarnach udział ich bywa bardzo zmienny.

W kompleksie gnejsowym asocjacje: mikroklin — plagioklaz o zawartości anortytu < 18,6%, rozwijały się w temperaturach niższych niż skalenie kompleksu granulitowego, przy czym w miarę wzrostu zasadowości plagioklazów temperatury dość znacznie wzrosły, zbliżając się do panujących w kompleksie granulitowym. W okresie blastazy plagioklazów, o składzie $An_{18,6}$, temperatury w kompleksie gnejsowym osiągnęły dolny zakres temperatur panujących w kompleksie granulitowym i bardziej zasadowe plagioklasy kompleksu gnejsowego rozwijały się w temperaturach identycznych lub bardzo zbliżonych do temperatur rozwoju skalenia kompleksu granulitowego. Wzrost zasadowości plagioklazów zawierających > 18,6% an w kompleksie gnejsowym odbywał się w warunkach minimalnie wzrastającej temperatury i był przypuszczalnie głównie uzależniony od zmian ciśnienia.

Na tle przedstawionej wyżej ewolucji temperatury w kompleksie gnejsowym interesująco wygląda zmienność strukturalna skalenia, ustalona w wyniku badań rentgenograficznych.

Plagioklasy zawierające < 18,6% an wykazują na ogół wyższy stopień uprzywilejowanego uporządkowania struktury w kompleksie gnejsowym niż w granulitowym. Linia obrazująca (na fig. 21) zmienność stanu uporządkowania struktur plagioklazów w granulitach ulega gwałtownemu załamaniu na składzie $An_{14,2}$ (% mol.), szybko zbliżając się do linii obrazującej zmienność stanu uporządkowania struktur plagioklazów kompleksu gnejsowego. Stan uporządkowania struktur plagioklazów zawierających powyżej 18,6% an jest niemal identyczny w kompleksie gnejsowym i granulitowym.

Widzimy więc, że w miarę wzrostu zasadowości plagioklazów w kompleksie gnejsowym temperatury ich krystalizacji coraz bardziej zbliżały się do temperatur krystalizacji plagioklazów w kompleksie

granulitowym. W kompleksie granulitowym natomiast stan uporządkowania struktur plagioklazów o składzie $An_{14,2-18,6}$ gwałtownie zbliżył się do stanu uporządkowania struktur plagioklazów o podobnym składzie w kompleksie gnejsowym.

Zaznacza się również pewna zależność między stopniem rentgenograficznej trójskośności mikroklinów a temperaturą ich blastezy w kompleksie gnejsowym i granulitowym. Stopień trójskośności mikroklinów kompleksu granulitowego, współwystępujących z plagioklazami o różnym składzie, zmienia się w podobnym zakresie. Mikrokliny kompleksu gnejsowego, współwystępujące z plagioklazami zawierającymi poniżej 18,6% an (mol.), powstałe w temperaturach niższych od panujących w kompleksie granulitowym, mają wyższy stopień trójskośności niż mikrokliny granulitów. Mikrokliny kompleksu gnejsowego, współwystępujące z plagioklazami o zawartości anortytu $\geq 18,6\%$ mol. powstałe w temperaturach identycznych lub zbliżonych do temperatur rozwoju skaleni w kompleksie granulitowym, mają mniejszy stopień uprzywilejowanej trójskośności, mieszczący się w zakresie zmienności stopnia trójskośności mikroklinów kompleksu granulitowego (fig. 35).

Przedstawioną wyżej zmienność cech strukturalnych skaleni w kompleksie gnejsowym i granulitowym można by tłumaczyć w sposób następujący.

Uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że w określonej temperaturze stan uporządkowania struktur skaleni o różnym składzie będzie różny. W kompleksie gnejsowym w miarę wzrostu temperatury rozpoczynają blastezę plagioklasy o coraz większej zawartości anortytu, a więc krystalizowały one w temperaturach najniższych, w których mogły rozwijać się plagioklasy o danym składzie. Wszystkie plagioklasy cechuje prawie maksymalny stopień uporządkowania struktury.

Przypuszczając, że w kompleksie granulitowym plagioklasy o różnym składzie rozwijały się w ustabilizowanej temperaturze, można oczekiwać, że kwaśniejsze plagioklasy będą miały struktury mniej uporządkowane niż plagioklasy bardziej zasadowe. W temperaturach rozwoju plagioklazów w kompleksie granulitowym raptowna zmiana stanu uporządkowania struktury nastąpiła przy składzie $An_{14,2}$ (% mol.), a plagioklasy o zawartości anortytu $\geq 18,6\%$ mol., rozwijające się w identycznych lub zbliżonych temperaturach w kompleksie gnejsowym i granulitowym, mają prawie identyczny stan uporządkowania struktury.

W kompleksie granulitowym mikrokliny, rozwijające się w ustabilizowanej temperaturze i zawierające w sieci podobną ilość sodu, mają ustabilizowany zakres zmienności stopnia rentgenograficznej trójskośności (Δ_R). W kompleksie gnejsowym w miarę wzrostu temperatury zawartość sodu w sieci mikroklinów nieco wzrastała, a potem nawet malała. Mikrokliny kompleksu gnejsowego niezależnie od temperatury rozwoju mają podobny skład, a wobec tego uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że w miarę wzrostu temperatury zmniejszał się ich

uprzywilejowany stopień trójskośności i te mikrokliny, które wykryły w temperaturach zbliżonych do temperatur panujących w kompleksie granulitowym, mają stopień trójskośności podobny jak mikrokliny tego kompleksu.

Autor doszedł do wniosku, że skalenie kompleksu gnejsowego rozwinęły się w warunkach niższych ciśnieniu niż skalenie kompleksu granulitowego. Z faktu, że cechy strukturalne tych skaleni, które rozwinęły się w obu kompleksach w podobnych temperaturach, są prawie identyczne, można wyciągnąć wniosek, że zróżnicowanie ciśnieni w kompleksie gnejsowym i granulitowym nie wpłynęło w sposób istotny na zróżnicowanie stanu uporządkowania struktur plagioklazów i stopnia trójskośności mikroklinów.

Na podstawie powyższego faktu można wysunąć przypuszczenie, że zmienność strukturalna skaleni zależy głównie od temperatury, a ciśnienie nie wpływa na nią w sposób istotny. Ciśnienie może natomiast w sposób istotny wpłynąć na skład i wykształcenie skaleni. Wydaje się, że zależność między ciśnieniem a ogólnym składem skaleni można by sformułować w sposób następujący:

Im większa jest rola całkowitego ciśnienia jako czynnika metamorfizmu w porównaniu z temperaturą, tym przy danej temperaturze mniejsza jest zawartość anortytu w plagioklazie PL^f (o składzie ograniczonym warunkami fizycznymi), a większa albitu w skaleniu potasowym pozostającym z tym plagioklazem w stanie równowagi.

Zależność między ciśnieniem a składem metamorficznych skaleni jest niewątpliwie skomplikowana i nie ma ona charakteru prostoliniowego. Jednak w danej temperaturze blastezy skaleni im wyższe jest całkowite ciśnienie, tym uboższy w anortyt powinien być plagioklaz PL^f , a bogatszy w albit skażeń potasowy pozostający z tym plagioklazem w stanie równowagi. Ciśnienie może więc w sposób istotny wpłynąć na udział wrostków pertytowych odmieszanych w skaleniu potasowym. Autor wysunął przypuszczenie, że warunki wysokich ciśnien sprzyjają tworzeniu się również pertytów blastycznych. Wydaje się, że ciśnienie uprzywilejowuje rozwój skaleni pertytowych i antypertytowych. Wysokie ciśnienie nawet typu hydrostatycznego działające na skałę, prawdopodobnie rozkłada się w niej nierównomiernie, dając lokalne wypadkowe w postaci ciśnien kierunkowych, być może o zmiennej orientacji, pod wpływem których minerały mogą ulegać deformacjom. Wiemy, że deformacje minerałów prowadzące do powstania defektów w ich sieci i do zwiększenia powierzchni układu, sprzyjają rozwojowi procesów rekrytalizacji. Można przypuszczać, że w warunkach stosunkowo wysokiej temperatury i dużego całkowitego ciśnienia, pod wpływem nawet niewielkiej wypadkowej kierunkowej ciśnienia, będą stosunkowo łatwo zachodziły deformacje ciągle minerałów. Zwiększenie odporności danego minerału na deformacje powinno zmniejszyć jego podatność na rekrytalizację, a więc zwiększać jego stabilność. Można przypuszczać, że skalenie pertytowe są bardziej odporne na deformacje od jednorodnych skaleni i w warunkach wysokich ciśnien stają się uprzywi-

lejowane. Wydaje się, że szczególnie odporne na deformacje powinny być pertyty pręcikowe, w których pręciki plagioklaz ułożone są poprzecznie do kierunku najlepszej łupliwości (001) skalenia potasowego, oraz pertyty tabliczkowate, w których tabliczkowe wrostki plagioklaz ułożone są w płaszczyźnie ($\bar{1}\bar{5}02$), a więc poprzecznie do płaszczyzn łupliwości (001) i (010) skalenia potasowego.

Autor doszedł do wniosku, że w obu kompleksach skalnych skalenie potasowe krystalizowały na ogół jednocześnie z plagioklazami. W kompleksie granulitowym skalenie potasowe i plagioklasy o różnej zawartości anortytu, a w kompleksie gnejsowym skalenie potasowe i plagioklasy zawierające powyżej 19% an na ogół nie ujawniają stanu reakcji. Natomiast w kompleksie gnejsowym między kwaśniejszymi plagioklazami zawierającymi poniżej 18,6% an a skaleniemi potasowymi często widoczny jest stan reakcji. W skaleniach potasowych będących w stanie reakcji z plagioklazami zawartość sodu wzrasta konsekwentnie wraz ze wzrostem zawartości anortytu w plagioklazach. Zdaniem autora konsekwenta zmienność składu obu tych skaleni przemawia za jednoczesną ich blastezą. Gdyby bowiem mikroklin atakujący plagioklaz był późniejszy od plagioklaz, to zawartość sodu w doprowadzonym później skaleniu potasowym powinna być bądź to niezależna od składu wcześniejszego plagioklaz, bądź też tym większa, im bogatszy w sód był wypierany plagioklaz. Stan reakcji między omawianymi skaleniemi w kompleksie gnejsowym można by wytłumaczyć tym, że temperatury blastazy tych skaleni we wczesnych etapach rozwoju kompleksu gnejsowego były niższe od temperatur panujących w późniejszych etapach rozwoju tego kompleksu. Wcześniejsze skalenie powstałe w niższych temperaturach przestały pozostawać w stanie wzajemnej równowagi w temperaturach wyższych i weszły w stan reakcji.

Przyjmując, że skalenie potasowe i plagioklasy w omawianych kompleksach rozwijały się na ogół jednocześnie, nie można wykluczyć również tego, że w zależności od lokalnego zróżnicowania warunków fizyczno-chemicznych miejscami jeden ze skaleni mógł rozpocząć krystalizację wcześniej lub zakończyć ją później od drugiego skalenia. Okresy najbardziej intensywnej blastazy plagioklazów i skaleni potasowych mogą nie pokrywać się w różnych miejscach danego kompleksu skalnego, będąc względem siebie różnie przesunięte. Rozwój skaleni w obrębie kompleksu gnejsowego i granulitowego mógł być bardzo skomplikowany i lokalnie zróżnicowany.

Na podstawie badań skaleni w progresywnym rozwoju kompleksu gnejsowego możemy wyróżnić dwa główne etapy różniące się fizycznymi warunkami metamorfizmu. Etap wcześniejszy, niskotemperaturowy (430—506°C), cechowało ciśnienie kierunkowe i stopniowy dość znaczny wzrost temperatury, będącej prawdopodobnie dominującym czynnikiem metamorfizmu. W końcu tego etapu temperatura w kompleksie gnejsowym osiągnęła dolny zakres temperatur, panujących w kompleksie granulitowym.

W drugim — późniejszym, wysokotemperaturowym etapie metamorfizmu, temperatura wzrastała minimalnie (506—511°C), utrzymując się na poziomie dolnego zakresu temperatur panujących w kompleksie granulitowym, a ciśnienie kierunkowe szybko zanikało, przechodząc w ciśnienie zbliżone do typu hydrostatycznego. W etapie tym całkowite ciśnienie jako czynnik metamorfizmu odgrywało prawdopodobnie ważniejszą rolę niż w etapie poprzednim.

W kompleksie granulitowym skalenie obecnym wykształceniem reprezentują późniejszy etap blastazy skaleni, przebiegający prawdopodobnie w dość ustabilizowanych warunkach fizycznych. Temperatury blastazy skaleni granulitów (494—575°C) były zbliżone do panujących w późnym etapie rozwoju kompleksu gnejsowego, a ciśnienie całkowite było prawdopodobnie wyższe od ciśnień panujących w kompleksie gnejsowym i miało charakter zbliżony do typu hydrostatycznego.

Wcześniejszy okres rozwoju kompleksu granulitowego, z którego nie zachowały się skalenie ulegając kompletnej rekrytalizacji w okresie późniejszymi cechowało prawdopodobnie ciśnienie kierunkowe. O jego istnieniu mogą świadczyć spotykane miejscami w granulitach silnie spłaszczony „granulitowe” ziarna kwarcu, ułożone wzajemnie równolegle, a będące przypuszczalnie relikami wcześniejszego etapu rozwoju omawianego kompleksu.

Z faktu, że temperatury rozwoju kompleksu granulitowego były zbliżone do panujących w późnym okresie rozwoju kompleksu gnejsowego wynika, że ciśnienie było głównym czynnikiem, któremu te kompleksy zawdzięczają swoje facjalne zróżnicowanie. Na podstawie obecności syllimanitu w kompleksie gnejsowym, a dystenu w granulitowym można wysnuć przypuszczenie, że w kompleksie gnejsowym dolna granica możliwych ciśnień wynosiła 5,9 kbar, a granica górna 7,6 kbar. W kompleksie granulitowym natomiast dolna granica możliwych ciśnień wynosiła 7,3—9,0 kbar.

Uzasadnione wydaje się przypuszczenie, że w omawianej serii metamorficznej istniało stopniowe przejście między fizycznymi warunkami panującymi w kompleksie gnejsowym i granulitowym. Zdaniem autora nie ulega wątpliwości, że przejścia takie istniały jeżeli chodzi o zmienność temperatury. Świadczą o tym nie tylko badania temperatur metodą termometru dwuskaleniowego, lecz również stopniowa zmienność stanu uporządkowania struktur skaleni z kompleksu gnejsowego i granulitowego.

Prawdopodobnie ciśnienie w omawianej serii metamorficznej również zmieniało się w sposób stopniowy, chociaż na poparcie tego przypuszczenia można przytoczyć mniej przekonujących argumentów niż w przypadku zmienności temperatury. O istnieniu stopniowych przejść między omawianymi kompleksami pod względem zmienności ciśnienia mogłoby świadczyć pojawienie się w kompleksie gnejsowym gnejsów pertytowych, o analogicznym wykształceniu jak w kompleksie granulitowym, oraz sporadycznie — dystenu.

Z danych przedstawionych w niniejszej pracy wynika, że w serii metamorficznej granica między fizycznymi warunkami facji amfibolitowej i granulitowej przebiega w temperaturach 494—506°C (średnio 500°C) i ciśnieniu 7,3—7,6 kbar (średnio 7,45 kbar). Powyższe ciśnienia i temperatury reprezentują zakres wysokich ciśnień i niskich temperatur w polu ogólnej zmienności warunków fizycznych w facji amfibolitowej i granulitowej.

W zakresie wysokich temperatur i niskich ciśnień granica między facją amfibolitową a granulitową, według eksperymentalnych danych R. A. Binnsa (1969), przebiega w temperaturze 770°C na głębokości 4—11 km, tzn. przy ciśnieniu 1,2—3,1 kbar (średnio 2,2 kbar).

Na podstawie przytoczonych danych można wy-

znaczyć przypuszczalną granicę między warunkami facji amfibolitowej a granulitowej w polu ciśnienie — temperatura. Przebieg tej granicy pokazano na figurze 39.

*
* *
* *

Panu prof. dr Kazimierzowi Smulikowskiemu pragnę złożyć serdeczne podziękowanie za cenne uwagi dotyczące niniejszej pracy. Dziękuję również doc. dr hab. Marii Borkowskiej, dr Nonnie Bakun-Czubarow, dr Bożenie Łackiej, dr Kazimierzowi Kozłowskiemu, dr Kazimierzowi Szpili, dr Włodzimierzowi Kowalskiemu, mgr Andrzejowi Kozłowskiemu i mgr Łukaszowi Karwowskiemu za koleżeńską pomoc przy wykonaniu niniejszej pracy.

Instytut Geochemii, Mineralogii
i Petrografii Uniwersytetu
Warszawskiego
Warszawa, czerwiec 1971

LITERATURA

- ANSILEWSKI J., 1955: Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy w Sudetach. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. — Arch. miner., T. 19, z. 2.
- ANSILEWSKI J., 1958: On microcline and triclinic adularia from Bialskie Góry gneisses (Polish Sudetes). — Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim, géol. géogr., v. 6, nr 4.
- ANSILEWSKI J., 1961: The problem of classification of the alkali feldspars. Problem klasyfikacji skałeni alkalicznych. — Arch. miner., T. 23, z. 1.
- ANSILEWSKI J., 1966a: Muskowit i granat z kwarcytu Gór Bialskich. Muscovite and garnet in a quartzite of Bialskie Mts. (Sudetes). — Arch. miner., T. 26, z. 1 i 2.
- ANSILEWSKI J., 1966b: Petrografia metamorfiku Gór Bialskich. Petrography of the gneiss area of the Bialskie Mts. — Geologia Sudetica, v. 2.
- BARTH TOM F. W., 1952: Theoretical Petrology. London.
- BARTH TOM F. W., 1956: Studies in gneiss and granite. Oslo. I Kommissjon hos Jacob Dybwad.
- BARTH TOM F. W., 1961: The feldspar lattices as solvents of foreign ions. — Inst. „Lucas MallaJa” Cursillos y Conferencias. fasc. 8. Medrit.
- BARTH TOM F. W., 1962: БАРТ ТОМ Ф. В., — Измерения палеотемператур гранитных пород. — Изд. Ак. Наук СССР. Москва.
- BELL P. M., 1963: Aluminium silicate system: experimental determinations of the triple point. — Science, 139, 1055.
- BINNS R. A., 1969: Hydrothermal investigations of the amphibolite-granulite facies boundary. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., no 2.
- BORKOWSKA M., 1966: Petrografia granitu Karkonoszy. Pétrographie du granite des Karkonosze. — Geologia Sudetica, v. 2.
- BOVEN N. L., TUTTLE O. F., 1950: The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - H_2O . — Journ. Geol., v. 58.
- BROWN W. L., 1960a: Lattice changes in heat-treated plagioclases. The existence of monalbite at room temperature. — Zs. Krystallogr., 113, M. Laue — Festschrift.
- BROWN W. L., 1960b: The crystallographic and petrologic significance of peristerite unmixing in the acid plagioclases. — Zs. Krystallogr., 113, M. Laue-Festschrift.
- BROWN W. L., 1967: БРАУН В. Л., — Кристаллографические аспекты поведения полевых шпатов при метаморфизме. — Природа метаморфизма. Москва.
- CAPEDRI S., 1970: New evidence on secondary twinning in albitic plagioclases. — Contr. Mineral. and Petrol., v. 25, no 4.
- CHRISTIE O. H. J., 1961: On subsolidus relations of silicates. — Norsk. Geol. Tidsskr., 41.
- COLE W. F., SÖRUM H., TAYLOR W. H., 1951: The structure of the plagioclase feldspars. — Acta Crystallogr. 4.
- COLEMAN R. G., LEE D. E., BEATTY L. B., BRANNOCK W. W., 1965: Eclogites and Eclogites: their differences and similarities. — Geol. Soc. Am. Bull., v. 76.
- DECKERT J., 1957: Granaty z granulitów ze Starego Gieraltowa. — Praca magisterska. Wydział Geologii Uniw. Warsz.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J., 1963: Rock-Forming Minerals. — v. 4, Framework Silicates.
- DOBRECCOW N. L., PONOMARIEWA L. G., 1964: ДОБРЕЦОВ Н. Л., ПОНОМАРЕВА Л. Г., — О пироксенах эклогитовой фации, жальцитовых пород и глаукофановых сланцев. — Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, Т. 2, вып. 30. Новосибирск.
- EVANS B. W., 1964: Co-existence albite and oligoclase in some schists from New Zealand. — Am. Mineral., v. 49.
- FINCKH L., GÖTZINGER G., 1931: Geologischen Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und Neissevorlandes 1:75000. Wien.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: Geologische Karte des Deutschen Reiches, 1:25000. Blatt: Glatz, Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläuterungen).
- FYFE W. S., TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1959: Metamorphic reactions and metamorphic facies. Baltimore.
- FISCHER G., 1935: Der Bau des Glatzer Schneegebirges. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst. B. 56.
- GAY P., SMITH J. V., 1955: Phase relations in the plagioclase feldspars: composition range An_0 to An_{70} . — Acta Crystallogr. 8, 64-65.
- GOLDSMITH I. R., LAVES F., 1954a: The microcline-sanidine stability relations. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 5, no 1.
- GOLDSMITH I. R., LAVES F., 1954b: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. — Geochim. Cosmochim. Acta 6, nos 2/3.

- HEIER K. S., 1960: Petrology and geochemistry of highgrade metamorphic and igneous rocks on Langöy, Norway. — *Norges Geol. Undersk.* 207.
- HOLM J. L., KLEPPA O. J., 1966: The thermodynamic properties of the aluminum silicates. — *Am. Mineral.*, v. 51.
- KASZA L., 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. — *Geologia Sudetica*, v. 1.
- KOZŁOWSKI K., 1958: On the eclogite-like rocks of Stary Gieraltów (East Sudetes). — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. géol. géogr.*, v. 6, nr 11.
- KOZŁOWSKI K., 1965: Kompleks granulitowy Starego Gieraltowa w Górach Złoty. The granulitic complex of Stary Gieraltów — East Sudetes. — *Arch. miner.*, T. 25.
- KUELLMER F. J., 1960: X-ray intensity measurements on perthitic materials. II. Data from natural alkali feldspars. — *Journ. Geol.*, v. 68, no 3.
- LAVES F., 1954: The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. — *Journ. Geol.*, v. 62.
- LAVES F., 1965: Mechanical twinning in acid plagioclase. — *Am. Mineral.*, v. 50.
- LAVES F., VISWANATHAN K., 1967: Relations between the optic axial angle and trilinearity of potash feldspars, and their significance for the definition of „stable” and „unstable” states of alkali feldspars. *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.*, v. 47/1.
- MARFUNIN A. S., 1962: МАРФУНИН А. С., — Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды Института Геологии Рудных Месторождений, Петрографии, Минералогии и Геохимии. Вып. 78. Москва.
- NOWAKOWSKI A., 1967: Postvolcanic albitization of Lower Permian lavas (Lower Silesia). — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, v. 15, nr 3.
- OBERC J., 1957: Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. — Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- RICHARDSON S. W., BELL P. M., GILBERT M. C., 1967: Kyanite — sillimanite relations. — *Carnegie Inst. Washington Year Bok* 65.
- [RUDIENKO S. A.], 1954: РУДЕНКО С. А., — Морфологическая классификация пертитовых сростаний. — Записки Всесоюзного Минералогического Общества. Сер. 2, вып. ч. 83.
- [RUTLAND R. U. R.], 1967: РУТЛАНД Р. У. Р., — Избыточное тектоническое давление. Природа метаморфизма. Москва.
- SABATIER G., 1963: À propos de la mesure du pourcentage de trilinearité des feldspaths potassiques. — *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, T. 86, no 1.
- SCHWARZMANN S., 1956: Über die Lichtbrechung und die Achsenwinkel von Hochtemperaturplagioklasen und ihre Entstehungsbedingungen. Heidelberg. — *Beitr. Min. Petr.*, 5, H. 2.
- SMITH J. V., 1956: The powder patterns and lattice parameters of plagioclase feldspars. I The soda-rich plagioclases. — *Min. Mag.*, 31, no 232.
- SMULIKOWSKI K., 1951: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations on the Sudeten Mts. — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, T. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. — Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1960a: Evolution of the granitogneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes. — Report 21 Sess. Intern. Geol. Congr. Part. 14. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1960b: Petrographical notes on some eclogites of the East Sudetes. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, v. 8, nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1960c: Comments on eclogite facies in regional metamorphism. — Report 21 Sess. Intern. Geol. Congr. Part. 13, Copenhagen.
- SMULIKOWSKI K., 1962: Les éclogites et leur genèse au cours de métamorphisme régional. — *Acad. Pol. Sc., Centre Scient. à Paris, fasc. 30, Conférences.*
- SMULIKOWSKI K., 1963: Les éclogites et leurs transformation au milieu des gneiss du massif de Śnieżnik dans les Sudetes. — *Bull. Soc. Géol. France, 1-e serie, T. 5, no 5.*
- SMULIKOWSKI K., 1964a: Le problème des éclogites. — *Geologia Sudetica*, v. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1964b: Les relations pétrogénétiques entre les éclogites et les amphibolites dans le massif cristallophyllien du Mont Śnieżnik. — *Bull. Soc. Géol. France, 7-e série, t. 6, no 2.*
- SMULIKOWSKI K., 1964c: An attempt at eclogite classification. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, v. 12, nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1965: Chemical differentiation of garnet and clinopyroxene in eclogites. — *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, x. 13, nr 1.
- SMULIKOWSKI K., 1967: Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. Eclogites of the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. — *Geologia Sudetica*, v. 3.
- SMULIKOWSKI K., 1968: Differentiation of eclogites and its possible causes. — *Lithos*, v. 1, nr 2.
- TEISSEYRE H., 1964: Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. — *Acta geol. pol.*, v. 14, nr 4.
- TEX E., 1965: Metamorphic lineages in orogenic plutonism. — *Geol. en Mijnb.* 44, 105-32.
- TOWALSKA Z., 1956: Granulity ze Starego Gieraltowa. — Praca magisterska. Wydział Geologii Uniw. Warsz.
- WEILL D. F., 1966: Stability relations in the Al_2O_3 - SiO_2 system calculated from solubilities in the Al_2O_3 - SiO_2 - Na_3AlF_6 system. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 30.
- WENK E., 1962: Plagioclas als Indexminerale in den Zentralalpen, Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt., B. 42, H. 1.
- WHITE A. J. R., 1962: Aegerine-riebeckite schists from South Westland, New Zealand. *Journ. Petrology* 4.
- WYART J., SABATIER G., 1956a: Transformations mutuelles des feldspaths alcalins. Reproduction du microcline et de l'albite. — *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, T. 79.
- WYART J., SABATIER G., 1956b: Mobilité des ions alcalins et alcalinoterreux dans les feldspaths. — *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, T. 79.
- WYART J., SABATIER G., CURIEN H., DUCHEYLARD G., SEVERIN M., 1959: Échanges isotopiques des atomes d'oxygene dans les silicates. — *Bull. Soc. Franç. Minér. Crist.*, T. 72.
- WYART J., SABATIER G., 1961: Échange des atomes dans les feldspaths. Action de l'eau. Instituto „Lucas Mallada” C. S. I. C (España). — *Cursillos Conferencias*, 8.
- ZEN E-AN., 1969: The stability relations of the polymorphs of aluminum silicate: a survey and some comments. — *Am. Journ. Science*, v. 267, no 3.

Janusz ANSILEWSKI

FELSPARS FROM THE METAMORPHIC SERIES OF THE GÓRY BIALSKIE AND GÓRY ŻŁOTE RANGES IN THE SUDETES

Summary

ABSTRACT: By means of optical, X-ray and chemical methods, an analysis has been made of feldspars from two rock complexes occurring together and derived from analogous series of sedimentary origin: the gneiss Góry Bialskie complex developed under conditions of the amphibolite facies, and the granulite Góry Żłote complex formed under conditions of the granulite facies. The feldspars of these two complexes differ in composition, development and structural features. After examining the bearing of temperature and pressure on the composition and development of the feldspars it is supposed that pressure was the factor mainly responsible for the differentiation of feldspars in the complexes here considered. Two chief stages may be distinguished in the development of feldspars in the gneiss complex. In the earlier stage, under conditions of directional pressure, the increasing temperature was the predominant factor of metamorphism. In the final phase it attained the lower limit of temperatures prevalent in the

granulite complex. In the later stage, under conditions of very slight variability of temperature fitting into the lower temperature limit of the granulite complex, pressure underwent a change, with the disappearance of directional pressure. The present development of the feldspars from the granulite complex most likely took place under fairly stabilised physical conditions, no essential role being played by the directional pressure. The investigation of the feldspars has led to the conclusion that the conditions of metamorphism in the rock complexes correspond to the high pressure and to the low temperature ranges in the field of the amphibolite and granulite facies, the boundary between these facies occurring at a temperature of c. 500°C, with the pressure at 7.4 kb. The above data as well as those obtained from the literature permitted tentatively to determine the amphibolite-granulite facies boundary in the temperature-pressure field.

INTRODUCTION

We know that variability in the composition, structure and development of feldspars depends on the conditions of their formation. The development of metamorphic feldspars is, as a rule, controlled by an assemblage of factors which may interweave in various patterns subject to changes in geological time. The present scope of knowledge of the metamorphic feldspars can hardly provide an interpretation of the variability of these feldspars depending on the combined action of a number of factors. The variability of metamorphic feldspars which depends on the variability of only certain factors is easiest to trace when the metamorphic differentiation of the given area is due to the one-directional variability of these factors while the remaining factors are not subject to variability or only very slightly so. In the writer's belief a case of this kind is presented in the metamorphic series (shown in Fig. 1) built of the

Góry Bialskie gneiss complex developed in the amphibolite facies and the Góry Żłote granulite complex. A conclusion has been drawn that the differentiation of feldspars in the above complexes may be reasonably supposed as resulting mainly from changes in general pressure and temperature during the progressive metamorphic changes. Both the above complexes have been assigned the Algonkian age. They formed during the process of regional metamorphism from the supracrustal series most likely composed mainly of arkoses and greywackes. Hence it seems reasonable to suppose a close resemblance of the chemical environment in the development of the two complexes and to exclude its role in the differentiation of the feldspars. This is justified by the present composition of the rock complexes under consideration.

BRIEF DESCRIPTION OF THE ROCK SERIES

The Góry Bialskie gneiss complex is made up chiefly of fine-grained gneisses, on the whole equigranular, rich in quartz and micas, fairly often accompanied by garnet, occasionally also by staurolite. Rocks with an excess of aluminum are characterised by the presence of sillimanite, frequently represented by its fibrolite variety, while kyanite has been encountered but once in the south-western part of the gneiss complex. Plagioclase and microcline are the chief components of the gneisses. The writer's earlier (1966b) division of the gneisses into two groups was based on the feldspars. One group consists of plagioclase paragneisses in which feldspar is represented almost exclusively by plagioclase, the other group is made up of the so called Gierałtów gneisses belonging to the two-feldspar varieties. In the Gierałtów gneisses the two feldspars occur mostly in separate grains and, as a rule, they do not belong to the perthitic varieties. An occurrence of the so called perthitic gneisses has been observed only in the south-western part of the gneiss complex. The two feldspars intertwine there in perthitic intergrowths resembling granulite mesoperthites. Similar perthitic gneisses also occur in the Góry Złote granulite complex.

The so called Śnieżnik gneisses are genetically connected with the Gierałtów gneisses. They belong to the two-feldspar varieties with frequent microcline „augen“ concentrations.

Among the gneisses of this complex there occur minor amphibolite intercalations, some of them derived from eclogites. Eclogites, erlanes (occasionally with scapolite), marbles, quartzites and graphitic schists are less frequent. Eclogites and amphibolites often occur in association, sometimes as alternations.

In the Góry Złote granulite complex the chief components are light granulites, dark granulites and perthitic garnet gneisses, occurring as alternating conformable units (K. Kozłowski 1965).

The light granulites, rich in feldspars and quartz, belong mostly to the two-feldspar varieties, the plagioclase varieties being rather rare.

Plagioclase generally occurs as grains fairly uniform in size and homogeneous in composition, less often it belongs to antiperthite. Potassium feldspar, mostly microperthitic, often occurs in grains differing in size and it is mainly responsible for the heteroblastic or porphyroblastic structure of the rocks here considered. Here and there the two feldspars are intertwined into mesoperthitic intergrowths.

Garnet predominates among the dark minerals, sometimes it encases the feldspars (Pl. XIX, 3; Pl. XX, 1—2) and replaces kyanite (Pl. XX, 3), quite often it is accompanied by fine-scaled brown biotite. The sporadic presence is noted of omphacite or hornblende — the latter formed possibly at the expense of the former — also secondary muscovite. The accessory minerals are represented by rutile, kyanite (Pl. XX, 3—4; Pl. XXI, 1—3), zircon, apatite and iron oxides.

The dark granulites are rich in dark minerals which constitute 30-80 per cent of the rock volume. These minerals are represented by calcium-rich garnet, here and there associated with omphacite or with hornblende forming at the expense of omphacite. On the basis of dark minerals these granulites may be divided into the garnet- and the garnet-omphacitic granulites which K. Smulikowski (1967) calls the eclogite granulites. The assemblage of the light and accessory minerals here is analogous to that in the light granulites.

The perthitic gneisses differ from the light granulites mainly in the predominance of biotite over garnet, sometimes in the absence of garnet, also in the greater amounts of the porphyroblasts of microperthite. Here and there they are accompanied by the Gierałtów gneisses with non-perthitic feldspars.

Among the rocks described above there are thin conformable intercalations of eclogites, amphibolites and amphibole gneisses, as well as unconformable veins greatly varied in composition. In some veins the simultaneous occurrence is noted of the following minerals: oligoclase identical in composition as in the granulites, garnet, amphibole and epidote, in a state of mutual equilibrium.

In all the rock types of the granulite complex the excess of aluminum is manifested by the occurrence of kyanite.

The following is a comparison of the quantitative composition of rocks, also of garnets and omphacites in the two rock complexes.

Table 1 shows the composition of four garnets, Table 2 that of two omphacites from the rock complexes here discussed. Table 3 gives the mineral and chemical composition of eclogite from the Góry Bialskie Range, and of the eclogite granulite from the Góry Złote Range, as well as the chemical composition of the garnets and eclogites separated from them (according to K. Smulikowski 1964a). Table 4 shows the Mg, Fe, Ca, Al proportions by means of parameters obtained by converting into the sum of 100 the atomic ratios of the above elements. The Ca /Mg and Fe/ Mg parameter ratios in the rocks under consideration, also those in the garnets and omphacites they contain, are given, too. It is thus seen that, as compared with garnet, omphacite is more iron-rich in eclogitic granulite than in eclogite and this might suggest higher temperatures in the formation of eclogitic granulite.

The mineral composition variability of rocks from the two complexes here investigated is shown in Fig. 2 in the concentration triangle: plagioclase (PL) — potassium feldspar (Kf) — quartz (Qu) and quartz (Qu) — garnet (Gr) — mica (Mi), also in Fig. 3 in the concentration triangles: muscovite (Mu) — biotite (Bi) — garnet (Gr) and garnet (Gr) — pyroxene (Pi) — amphibole (Am). The chemically

analysed rocks are shown in these diagrams by bolder types. We shall see that the chemically analysed rocks represent either the complete variability range or the chief variability interval of the mineral composition of the principle rock types from the two complexes. The relations between the main chemical components in the rocks are shown in Figs. 4, 5, 6 and 7. Their diagrams indicate that the now observed chemical

composition variability in analogous rocks from the Góry Bialskie and Góry Złote complexes is very much the same. Since both complexes owe their origin to initially analogous material it seems reasonable to suppose that, independently of its role in metamorphism, the metasomatism connected with ascending emanations, played no part in the differentiation of the composition of these complexes.

MICROSCOPIC ANALYSES OF FELSPARS IN THE GNEISSES AND GRANULITES

PLAGIOCLASES

When describing the composition variability of plagioclases and interpreting the physical conditions of their formation, the definitions and symbols of plagioclases used in the present paper will be as stated below.

Plagioclase with the maximum anorthite content in the rock will be indicated by the symbol PL_M . The composition variability interval of plagioclases in a given rock, expressed by the difference between the maximum and minimum anorthite content in these plagioclases, will bear the symbol R_{PL} . A plagioclase whose anorthite content is limited by physical conditions (temperature and pressure) and not by the chemical composition of its formation environment, will be indicated by the symbol PL^f . In a rock containing PL^f with a given composition, plagioclase richer in anorthite may have formed under different physical conditions, without changes in the total chemical composition of the rock. In the present paper the PL^f symbol will be assigned only to the plagioclases occurring in association with other calcium-bearing minerals (calcite, epidote, garnet, pyroxene, amphibole, etc.), of quantitative importance in the given rock, also plagioclases with cores in grains having a reversed zoned structure.

In the writer's opinion the composition of PL^f is of particular importance for the interpretation of the physical condition in the formation of feldspars.

Plagioclase whose anorthite content is limited by the chemical composition of the environment of its formation will bear the symbol PL^c . The composition of PL^c is not limited by physical conditions, but, to a certain extent, it depends on them and, therefore, in some cases, it may prove helpful in revealing the qualitative variability of the physical conditions. A conclusion of this kind may be made by reasoning based on diagram in Fig. 11, as expounded below:

Let us suppose that in a certain rock complex pressure is stable and temperature is the only physical agent influencing the anorthite content in the plagioclase. Let it be taken that in temperature T_1 , the composition of PL^f is A (Fig. 11), and that simultaneously with its formation that of PL^c with a lower anorthite content, variable in the AB interval, is

taking place in other calcium-poorer rocks of this complex.

Let us now discuss a case where all these plagioclases, whose composition is AB , have completed their development at a temperature of T_1 . With an increase in the temperature to the value of T_2 its corresponding PL^f will have a C composition. At this temperature, in calcium-poorer rocks, the crystallisation may take place of PL^c with a composition from the CD interval. By linking plagioclases corresponding to the T_1 or T_2 temperatures and selected at our discretion we shall obtain a diagram indicating that the anorthite content in plagioclases increases with an increase in the temperature. If we determine this dependence on the PL^f (the a line in the discussed diagram) we shall quantitatively trace the influence of temperature on the anorthite content in plagioclase. Should this dependence, however, be determined on PL^c (for instance the b line in the diagram here discussed) or should PL^c and PL^f be taken into consideration (for instance the c line), then this dependence will be discerned only qualitatively because the course of the lines mentioned above will depend not only on the increase in the temperature but also on the chemical composition of the crystallization conditions of the plagioclase.

In the gneiss Góry Bialskie complex plagioclases are most common in grains with a homogeneous composition (Pl. I, 1 and 2). They are associated with grains having a zoned, as a rule reversed structure characterised by an irregular more acid core passing into a more basic rim (Pl. I, 3—4). The reversed zoned structure of these grains may indicate that the plagioclases under consideration developed successively from the more acid to the more basic ones. On the other hand, recurrently variable zoned structure (Pl. II, 1) and normal zoned structure are very exceptional. A subordinate part is played by plagioclases with an irregularly spotty structure, consisting of irregular parts differing in composition (Pl. II, 2, 3). It is the writer's supposition that the spotty plagioclase grains resulted from the simultaneous crystallisation of plagioclases differing in composition in a rock non-homogeneous in composition and subject to rapid metamorphic progression.

The plagioclases sometimes contain intergrowths of quartz, micas, garnet, sillimanite, rutile, sphene and iron oxides (Pl. II, 4). The intergrowths of some minerals are confined exclusively to a plagioclase of a definite composition, as is illustrated by the diagram on Fig. 8. It may reasonably be supposed that the earlier phases of the blastesis of plagioclase were associated with staurolite, garnet, rutile, followed by sillimanite and still later by sphene, diopside and hornblende.

Within the gneiss complex the plagioclases display a strong composition variability. The anorthite content in plagioclases of the gneisses is 0—44 per cent, in those of amphibolites 0—62 per cent, and those of erlanes 24—84 per cent. In 204 of the investigated samples of plagioclase with the maximum anorthite content (PL_M), the composition ranges from 2—84% anorthite content, rocks containing PL_M with a 9—30% anorthite content being in predominance, as is shown in Fig. 12. The interval of the composition variability of plagioclases (R_{PL}) in the investigated rocks varies from 0 to 38% an, most frequently it is 2—12% an, as is shown in Fig. 13. 2000 grains of plagioclase have been microscopically identified from the rocks here considered. Their composition is shown in diagram on Fig. 14 consisting of a rectangular combination of co-ordinates forming a square, onto which the anorthite per cent content in the plagioclase has been plotted. Grains having a homogeneous composition cut off on both co-ordinates the same anorthite content values, and occur diagonally in the square. This diagonal line divides the diagram into two identical triangular areas into which grains having a variable composition have been placed. Namely, zoned plagioclases in the upper left area, spotty plagioclases in the bottom right corner area. The point showing the composition variability of a given zoned or spotty grain cuts off on mutually perpendicular coordinates two different numerical values corresponding to the minimum and maximum anorthite content figures in this grain. In the diagram here described a broken line indicates areas where points corresponding to the zoned and spotty plagioclases are most closely packed, i. e. areas including the main variability range of these plagioclases.

The occurrence frequency of plagioclases with a given composition among homogeneous grains, also in the cores and rims of zoned grains, as well as in the more acid and more basic spotty grains is shown in diagrams on Fig. 15. On the base of the composition variability of zoned plagioclases with a reversed structure (Fig. 15c) five stages of blastesis may be differentiated in the development of plagioclases from the gneiss complex. The plagioclases developing in these stages were with a composition of: An_{0-10} , An_{10-19} , An_{19-25} , An_{25-41} , An_{41-84} respectively.

It may be supposed that these stages showed a tendency to the stabilisation of physical conditions. At the margins of the differentiated stages are grouped the maxima of the occurrence frequency curves for the

more acid and the more basic parts with a given composition in the spotty plagioclases (Fig. 15d). In the writer's opinion the above fact suggests that the transition of one stage of blastesis into the next one took place under conditions of accelerated metamorphic progression.

In the granulite Góry Złote complex plagioclases, as a rule, occur in grains homogeneous in respect of the anorthite content while grains with a reversed zoned structure are an exception (Pl. VIII, 3—4). As compared with plagioclases from the gneiss complex, those here discussed show a distinctly limited anorthite content, not exceeding 28 per cent. In calcium-rich rocks these plagioclases are in a state of equilibrium with calcium-bearing minerals, viz. with garnets, omphacites (Pl. VII, 1) — and in one of the vein rocks — even with epidote (Pl. VII, 2).

The composition of over 500 plagioclase grains has been microscopically determined in 111 rock samples from the granulite complex and the anorthite content in these grains is shown in diagram of Fig. 18. The composition of plagioclase in the various rock types from the complex here discussed is as follows: in the light granulites An_{5-28} , in perthitic gneisses An_{6-28} , in the non-perthitic gneisses An_{2-19} , in dark granulites An_{8-26} , in the amphibole gneiss An_{13-17} . In the granulite complex there is a predominance of rocks containing PL_M with a composition of An_{9-18} as is illustrated by Fig. 16. The composition variability interval of plagioclases (R_{PL}) in the rocks under consideration ranges from 0—12 an per cent, rocks in which $R_{PL} = 0-5$ an% being in the predominance, as is shown in Fig. 17. Thus, rocks from the granulite complex are characterised by strong homogeneity in the composition of plagioclases as compared with rocks from the gneiss complex. The composition variability of the homogeneous plagioclases is statistically shown in diagram on Fig. 19 which indicates the predominance of the An_{5-18} plagioclases with the An_{11-14} plagioclases as the most common ones.

Antiperthitic ingrowths of potassium feldspar, varying in amounts and repartition, sometimes occur in plagioclases, as is shown in Pl. X, 1—4; Pl. XI, 1—4; Pl. XII, 1—4.

Plagioclases of both, the gneiss and granulite complex, are mostly albite-twinning (Pl. I, 1, 2; Pl. VI, 1—4), often pericline-twinning, while Carlsbad twinning is rare. Sometimes, the albite lamellae thin out towards the centre of the plagioclase grains (Pl. I, 2; Pl. VI, 2, 3) giving the impression of deformation twins. It may be supposed that at least some of the albite and pericline twinings belong to secondary twinings formed after the crystallisation of plagioclases, their occurrence being noted in plagioclases of various composition, the albites included (An_{4-6}).

POTASSIUM FELSPARS

In the Góry Białskie gneiss complex, the potassium feldspars belong to microcline (as a rule anhedra microcline). On the whole they are untwinned but

show a disturbed light extinction because of the variable orientation of the particular portions of the same grain (Pl. III, 1, 2). An indistinct „blurred” lattice of microcline twinings, covering only fragments of the grain (Pl. III, 3) is of common occurrence, while twinings extending over the whole microcline grain are rare (Pl. III, 4). These microclines as a rule do not contain perthitic intergrowths, and only quite exceptionally minute perthitic ingrowths (Pl. IV, 1), tabular in shape, probably ex-solution perthites. In the perthitic gneisses, microcline and basic oligoclase or andesine sometimes intertwine in the perthitic intergrowths where the two feldspars occur in equilibrium (Pl. V, 2—4). In their appearance the feldspars resemble the mesoperthites or the antiperthites of granulites, and their formation most likely occurred in the course of the common crystallisation of the plagioclase and the microcline.

In the Góry Złote granulite complex, the potassium feldspars as a rule, anhedral, are represented both by perthitic and homogeneous varieties. In this complex there occur all the gradual transitions of the homogeneous potassium feldspars into micropertthites with an abundance of plagioclase ingrowths. The transitions consist in that homogeneous potassium feldspar grains (Pl. XIII, 1) occur side by side with grains poor in perthite ingrowths (Pl. XIII, 2) and with micropertthites rich in plagioclase ingrowths (Pl. XIII, 3, 4). In the writer's opinion, the observation of the mutual relations between the homogeneous potassium feldspars and feldspars with varying amount of perthite ingrowths did not disclose any succession in their crystallisation. On the other hand, there is a connection between the grain size and the development of potassium feldspars, i. e. the homogeneous feldspars dominate among small grains being quite subordinate among the bigger grains. These feldspars, both homogeneous and perthitic, are mostly untwinned, but often display disturbed extinction of light (Pl. XIII, 1—2). Very rare is the occurrence of a rather indistinct lattice of the albite-pericline twinings (Pl. XIII, 3—4) indicating their microcline character.

In the micropertthites, perthite ingrowths in thin sections have sections differing in size and shape, as is shown in Pl. XIV, 1—4; Pl. XV, 1—4; Pl. XVI, 1—4). In sections these ingrowths are isometric, ovoid, lenticular or strongly elongate in shape with the size ranging from relatively large to extremely small. Sometimes in a given section of a micropertthite grain, perthite ingrowths differing in size and shape occur side by side (Pl. XIV, 1, 2; Pl. XVI, 1). These ingrowths in the particular micropertthite grains are arranged either uniformly (Pl. XIV, 1, 3, 4; Pl. XV, 1—4) or ununiformly (Pl. XIV, 2; Pl. XVI, 1—4). Plagioclase and potassium feldspar sometimes produce thicker oriented intergrowths where the two feldspars occur in equal amounts (Pl. XVII, 1—4). In these intergrowths the potassium feldspar may be either homogeneous (Pl. XVII, 1) or perthitic, sometimes poor in minute perthite ingrowths (Pl. XVII, 2, 3), elsewhere densely overstrewn by them (Pl. XVII, 4).

In the intergrowths here discussed the plagioclase is always homogeneous and its composition is identical with that of the independent plagioclase grains. This might suggest a simultaneous formation of the plagioclase in the independent grains and in the intergrowths. The optical orientation of the thick plagioclase intergrowths and that of minute perthite ingrowths is always identical within a given perthite grain. Gradations occur of the micropertthites to the above described thicker plagioclase and potassium feldspar intergrowths.

The orientation of the thicker potassium intergrowths as well as of the micropertthitic plagioclase ingrowths in potassium feldspar, also of the antiperthitic potassium feldspar ingrowths in plagioclase is, as a rule, identical within the given grain. Quite exceptional is the occurrence of potassium feldspar grains with two groups of differently oriented plagioclase ingrowths (Pl. XIX, 1).

The writer has come to the conclusion that the differentiation of feldspars in the granulite complex may be interpreted on the basis of two hypotheses, namely:

- 1) the hypothesis of a simultaneous blastesis of the plagioclase and the potassium feldspar which often intertwine into perthitic and antiperthitic intergrowths of blastic type, varying in composition and development,
- 2) the hypothesis of the formation of minute uniformly developed ex-solution micropertthites.

According to the development pattern of feldspars in the granulite complex, as described above, there must have been two different generations of the perthitic intergrowths, to say the earlier generation of perthites of the blastic type which formed simultaneously with the blastic type of antiperthites and with the homogeneous feldspars, and the later generation of micropertthites which formed at the expense of feldspars initially homogeneous during the process of ex-solution.

Observations of the shape of the perthitic and antiperthitic ingrowths in the various sections of micropertthite- and antiperthite grains, as well as the investigation of perthitic intergrowths on the universal stage, have shown that among the feldspars here discussed a number of types could be distinguished differing in the morphology and orientation of the perthitic intergrowths. The morphology of the chief types of micropertthitic intergrowths is diagrammatically shown in Fig. 9, while a more accurate picture of the orientation of some types of the perthitic ingrowths is given in Fig. 10.

On the shape of the perthitic ingrowths the following varieties may be distinguished among the micropertthites under consideration:

1. Rodlike micropertthites (Fig. 9—1) with rodlike or fibrous perthitic ingrowths, arranged in approximate conformity to the $[001]$ direction of the potassium feldspar (Fig. 10a). Their subparallel orienta-

tion to the \perp $[001]$ direction of the potassium feldspar is seen in sections, as has been illustrated by Pl. XIII, 3 and Pl. XIV, 4, while sections approximately parallel to the elongation direction are shown in Pl. VIII, 1; Pl. XV, 1—3; Pl. XVI, 1—4.

2. Fusiform micropertthites (Fig. 9—2) with spindle-like perthitic ingrowths arranged in approximate conformity with the $[001]$ direction of potassium feldspar. These ingrowths are shown in section approximate to \perp $[001]$ of potassium feldspar in Pl. IX, 1, also Pl. XIV, 1; and in section approximate to $//$ $[001]$ in Pl. XV, 4.

3. The tabular micropertthites (Fig. 9—3) with perthitic ingrowths tablet-like in shape, here and there thinning out, arranged in the $\bar{1}502$ plane of potassium feldspar (Fig. 10a).

4. Irregular micropertthites (Fig. 9—4; Pl. XVII, 1—4) contain perthitic irregular ingrowths haphazard in shape.

5. Micropertthites of a mixed type contain perthitic ingrowths varying in shape (Pl. XIV, 1; Pl. XVI, 1; Pl. XVII, 2, 4; Pl. XVIII, 1—4).

Within the Góry Bialskie gneiss complex micropertthites belong mostly to finely tabular varieties, while in the granulite Góry Złote complex micropertthites are represented mainly by the rod-like and mixed-type varieties, less often by those of the fusiform and irregular varieties, while tabular perthites are absent.

Differentiated shapes are likewise characteristic of the potassium feldspar ingrowths in antiperthitic plagioclases. Three antiperthite types may be distinguished on the shape of these ingrowths, namely:

1. Tabular antiperthites (Fig. 9—5) containing tablet-like potassium feldspar ingrowths, fairly irregular frequently thinning out. They are arranged in the (010) plane of the plagioclase so that the analogous optical vectors of the two feldspars are very near each other (Fig. 10B). The shape of these tablets in section approximate to the (010) face of the plagioclase are shown in Pl. X, 1—4, while shapes of the thinning out tabular ingrowths in section sub-perpendicular to the (010) face of the plagioclase are shown in Pl. XII, 1—4.

2. Irregular antiperthites (Fig. 9—4) containing potassium feldspar ingrowths of irregular haphazard shapes. These antiperthites, as seen in sections sub-perpendicular to the (010) face of the plagioclase are shown in Pl. V, 1, and Pl. XI, 1 while Pl. XI, 2 shows them in section sub parallel to the (010) face of the plagioclase.

3. Antiperthites of the mixed type, containing tabular and irregular tablets.

The three above antiperthite types occur both in the gneiss and the granulite complex.

The mesopertthites consist of irregular ingrowths of plagioclase and potassium feldspar (Pl. V, 3, 4; Pl. XI, 3).

INVESTIGATIONS OF FELSPARS SEPARATED FROM GNEISSES AND GRANULITES

The rock assemblage chosen for separating the feldspars represents all the main rock types from the complexes here discussed and covers the main composition variability range of plagioclases from the gneiss- and the granulite complex. In the particular rock samples the plagioclases show a homogeneous composition while the potassium feldspars in some samples display variability in size and development. Two fractions have been distinguished, a fine and a coarse one, when the potassium feldspars of a given rock differed in size and development. A total of 10 plagioclase samples and 9 potassium feldspar samples have been separated from the gneiss complex while 9 plagioclase samples and 15 potassium feldspar samples have been separated from the granulite complex.

These feldspars have been subjected to optical investigations on the universal stage, with determination of the optical orientation based on the orientation

of the optical axes determined by the conoscopic method using objective with 30 x magnification.

For all the samples of isolated feldspars the powder diagrams were done in the Geigerflex diffractometer made by Rigaku Denki using $\text{CuK}\alpha$ radiation, Ni filter, 0.2 mm slit, with the speed of 1° per minute and using the scintillation counter. The diffractograms were done in the range of angles $2\theta = 20\text{--}37^\circ$ using NaCl (20 weight per cent) as an internal standard.

The above feldspars have been also chemically analysed, the flame photometric determinations of the alkali content, often also that of CaO , Al_2O_3 and SiO_2 being twice or thrice repeated by different analysers. The emission spectrographic method was used for determining the SrO and BaO content in the feldspars. The chemical composition of plagioclases are given in Tabl. 6, those of the potassium feldspars in table 9.

PLAGIOCLASES

Structural order is reflected onto the optical properties of the plagioclases as well as on their lattice parameters.

The axial angle is that optical character dips-

playing strongest variability depending on the structural order in plagioclases having a composition of An_{0-50} .

The axial angle in the plagioclases here described

has been measured and the composition of each grain determined. The data thus obtained are specified in table 5 and plotted on diagram in Fig. 20, showing the variability area of plagioclases from the gneiss (I) and the granulite (II) complex.

We shall thus see that the structural order in plagioclases from the two above complexes varies rather strongly and that there are gradations from the more ordered plagioclase structures of the gneiss complex to the less ordered structures of plagioclases from the granulite complex.

The above data illustrate the variability range of structural order in the plagioclases here considered. The preferred order of structures in these plagioclases may be evaluated on the X-ray tests of the separated plagioclase samples. Changes in the order in plagioclase structures has no important bearing on the lattice parameters among which the γ^* angle displays relatively the strongest variability. The γ^* angles in the plagioclases here considered have been determined on the basis of diffractographic photographs using W. L. Brown's (1960a) diagram shown in Fig. 22. The values of angles 2θ of the particular reflexes (corrected to $\text{NaCl } 2\theta_{200} = 31.74^\circ$) and the angular distances between the pairs of reflexes, also the γ^* angles and their mean values in the particular plagioclase samples thus determined (from W. L. Brown's diagram) are shown in Table 7. The γ^* angles (mean values) of the investigated plagioclases have been plotted onto the diagram in Fig. 21 showing the angle γ^* variability of plagioclases with a composition of An_{0-70} . We shall see that in this diagram the γ^* of plagioclases from the gneiss and the granulite complex occur within the ordered structures zone near to the low-temperature curve. The differentiation of plagioclases from the gneiss- and the granulite complex shown in this diagram will be interpreted farther on.

We know that the above plagioclases belong to the low-temperature series. In both our rock complexes there is a dominance of plagioclases whose composition fits into the peristerite range. The divisibility of reflexes in the diffractograms of plagioclases here discussed adequately reveals the peristerite structure. The 2θ angles of reflexes of planes 130 , $1\bar{3}1$, 241 of both the peristerite phases are specified in Table 8 based on Brown's (1960b) data. This table indicates the angular distances of reflexes from identical planes from both the peristerite phases to be 0.28 – 0.39° . The divisibility of reflexes with the above angular distances on the diffractograms of plagioclases is very distinct and will be best illustrated by the 130 and $1\bar{3}0$ pair of reflexes. For this purpose Fig. 23 shows 4 diffractograms of plagioclases whose $2\theta_{1\bar{3}0} - 2\theta_{130}$ differences are as follows: $a - 0.31^\circ$, $b - 0.20^\circ$, $c - 0.16^\circ$, $d - 0.07^\circ$. We shall see that even a 0.16° (diffractogram c) difference in the 2θ angles the zone of the reflexes here considered is distinctly widened, while with angular distances $\geq 0.2^\circ$ there is a separation of these reflexes (diffractograms a, b).

In view of the above data it would be reasonable (in cases of a peristerite structure of the plagioclases) to expect on the diffractograms a splitting or at least a widening out of the 130 , $1\bar{3}1$, 241 reflexes, particularly in case of equal amounts of the two peristerite phases. The equal amounts of the two peristerite phases having the An_{0-1} and An_{25-28} compositions might be expected in plagioclase whose total composition is $c. \text{An}_{13}$. On the diffractograms of our plagioclases the reflexes of the above mentioned planes were neither split nor widened out. This is illustrated (Fig. 23) by two diffractograms of plagioclases from granulites whose composition is $\text{An}_{14.2}$ (b) and $\text{An}_{12.8}$ (c), also by one diffractogram (d) of a plagioclase from gneiss whose composition is $\text{An}_{11.0}$.

The above evidence reasonably suggests that the plagioclases of the peristerite range in the two rock complexes here discussed either do not display a peristerite structure or the ex-solution peristerites there play a subordinate role.

POTASSIUM FELSPARS

Most of the chemically analysed potassium feldspars from the Góry Bialskie gneisses, also some of the fine-fraction potassium feldspars from the granulite complex, did not microscopically reveal a perthitic structure. The total content of the plagioclase molecule in these feldspars (as shown by chemical analyses) is, however, seen to exceed that of the plagioclase molecule in their lattice (as determined by X-rays on the basis of the $d_{(20\bar{1})}$ value). This reasonably suggests that the above feldspars contain microscopically invisible perthite ingrowths, hence belong to the cryptoperthites.

In micropertthites from the granulites it has been possible to determine microscopically the anorthite content in the larger perthitic ingrowths, most likely blastic in origin. The composition of these perthitic ingrowths proved identical with that of independent grains of plagioclase occurring together simultaneously with the given perthite. On this evidence it is supposed that within all the perthites here investigated the composition of perthitic ingrowths of blastic origin resembles that of the independent grains of plagioclase occurring together with the given perthites.

In the writer's opinion, the distinctly homogeneous, fine micropertthite no. 15 is undoubtedly ex-solution in origin. There is namely a great contrast between the composition of the plagioclase molecule in this micropertthite ($\text{An}_{0.0}$) and that of the independent grains of plagioclase ($\text{An}_{15.0}$) accompanying the micropertthite. Hence it seems reasonable to suppose that other fine micropertthitic and cryptoperthitic potassium feldspars from the Góry Bialskie gneisses and from the groundmass of the Góry Złote granulites, are likewise ex-solution perthites.

It is very probable that all the porphyroblastic micropertthites from the granulite complex have a mixed origin consisting in the presence of two

kinds of perthitic ingrowths, namely the blastic and the ex-solution ones. An approximate determination of the content and composition of the blastic perthite ingrowths in the porphyroblastic micropertthites was tentatively obtained by accepting that the total content and composition of the plagioclase molecule in the lattice of these feldspars and in the ex-solution perthite ingrowths are identical with those in ex-solution micropertthites occurring in the groundmass. This hypothesis seems justified by the writer's microscopic observations reasonably suggesting that, within the granulite complex, feldspars of the porphyroblasts and those from the groundmass formed under similar physical conditions in the same phase of blastesis. The remaining amounts of Na and Ca, not bound either in the potassium feldspar lattice or in the ex-solution perthitic ingrowths, would play a role in the composition of the perthitic ingrowths, blastic in origin. The content and composition of the plagioclase molecule in the perthites here discussed and its supposed repartition in the potassium feldspar lattice and the perthitic ingrowths, both the ex-solution and the blastic ones, are shown in Table 10.

The above considerations seem reliably to indicate that, both in the gneiss and the granulite complex, there occur cryptoperthites with perthitic ingrowths that are not detectable under the microscope. It seems reasonable to expect that the presence of cryptoperthitic ingrowths may be disclosed by X-ray investigations. The $(20\bar{1})$ plagioclase reflex should occur on the diffractograms of these feldspars, since it displays great intensity and does not coincide with any potassium feldspar reflexes. On the diffractograms of the feldspars from the granulite complex, however, the above reflex is, on the whole, very weak, occasionally hardly discernible. This is illustrated by 4 diffractograms of these feldspars within the range of the $2\theta = 20-23^\circ$ angles, in Fig. 24a—d. For the sake of comparison 4 diffractograms are also presented in Fig. 24e—h of micropertthites from the granulite complex with varying amounts of the perthitic ingrowths. The quantitative participation of the perthitic ingrowths may be approximately determined (Kuellmer 1960) on the degree of intensity in the $0\bar{1}$ reflexes of potassium feldspar (J_0) and that of the plagioclase (J_a) in these ingrowths. Table 10 shows the J_0/J_a ratio for all the perthites separated from the Góry Bialskie gneisses and the Góry Złote granulites. From this table we can see that in the perthites here discussed the J_0/J_a ratio does not always display the variability that should consequently follow changes in the participation of the perthitic ingrowths.

It is a known fact that potassium feldspars are with monoclinic symmetry or with triclinic symmetry of a varying degree of triclinicity undergoing continuous changes. The structures of these feldspars, both monoclinic and triclinic, display a variability of order in the lattice of the Si and Al atoms. This is manifested by differences in the repartition of these atoms between the non-equivalent atom groups (Si + Al), the resulting statistical effect being a varying degree

of uniformity in the repartition of the Si and Al atoms in the feldspar structure.

Several interpretations have been advanced as regards the interdependence of the symmetry or degree of triclinicity (in the case of triclinic symmetry) of potassium feldspars and the state of order in the Si and Al atoms in its lattice. Two, radically opposite ones, may be briefly summed up as follows:

1. The first hypothesis, as approached by Marfunin (1962) postulates that the structural variability of potassium feldspars depends completely on the variability in the state of order of the Si and Al atoms in their lattice, and that the function of this order is the feldspar symmetry and the degree of triclinicity in the triclinic varieties, the increase in the triclinicity being strictly controlled by the increase in the state of order. Submicroscopic twinnings of triclinic feldspars reduce the $\perp(010)/\gamma$ angle and may even lead to a pseudo-monoclinic optical orientation. Sub-X-ray twinnings reduce the degree of the X-ray triclinicity of triclinic feldspars and may even lead to the pseudo-monoclinic geometry of their lattice, so much so that even Fournier's method of X-ray analysis may fail to reveal the triclinicity of their structure. Thus, the above hypothesis accepts recognises that the whole structural variability range of potassium feldspars is a strictly defined function of the state of order in the Si and Al atoms, in their structure and the development of submicroscopic or sub-X-ray twinnings.

2. The other hypothesis, here considered suggested by the present writer (Ansilewski 1961) postulates the lack of a direct close interdependence between the repartition in the structure of the Si and Al atoms and the feldspar symmetry and the degree of triclinicity in the triclinic varieties. The structural variability of potassium feldspars is complex in character; the variability or interdependence of the particular structural features may vary depending on physico-chemical conditions, moreover, the structural variability of these feldspars may not, as a whole, be discussed exclusively as a strictly defined function of the repartition of the Si and Al atoms in their lattice.

The potassium feldspar symmetry and the triclinicity of the triclinic varieties may be estimated on the basis of X-ray and optical data. On the basis of the X-ray data Goldsmith & Laves (1954a, b) introduced the term of the degree of triclinicity (here referred to by the Δ_R symbol) and expressed in the formula:

$$\Delta_R = 12.5 [d_{131} - d_{\bar{1}31}]$$

On analogies with the X-ray triclinicity Marfunin (1962) proposed to determine the degree of triclinicity on the basis of optical data.

1. On the value of the $\gamma/\perp(010)$ angle. This triclinicity, in the present paper indicated by the Δ_γ symbol, is expressed by the formula:

$$\Delta_\gamma = 0.0555 [\gamma/\perp(010)]$$

2. On the value of the $2V$ angle. This triclinicity, in the present paper indicated by the Δ_V symbol, is expressed by the formula:

$$\Delta_v = 0.025 (\sphericalangle 2V - 44^\circ)$$

The above formula is based on the assumption that the $\sphericalangle 2V > 44^\circ$ feldspars have a triclinic symmetry with the degree of triclinicity increasing linearly with the increase of the $2V$ angle.

Uniformity in the repartition of the Si and Al atoms in the potassium feldspar lattice may be most readily traced on the size of the $2V$ angle by taking into consideration the orientation of the optical axial plane (Ansilewski 1961).

The submicroscopic or sub-X-ray twinnings without influencing, to any great extent, the size of the $2V$ angle are nevertheless indicated on the orientation of the axial angles in relation to $\perp (010)$ and, owing to this they may be detected in result of optical investigations (Marfunin 1962). The interdependence between the position of the axial angles in relation to $\perp (010)$ at a given value of the $2V$ angle and the submicroscopic (or sub-X-ray) twinnings in the triclinic potassium feldspars has been shown by Marfunin in a diagram on Fig. 26. This diagram is based on the assumption that potassium feldspars with the $2V$ angle $> 44^\circ$ (in the $\sim \perp (010)$ plane) always display triclinic symmetry and that their triclinicity increases in a strictly defined manner with the increase of the $2V$ angle. Submicroscopic or sub-X-ray twinnings apparently reduce the degree of triclinicity and, in case of equal amounts of the right and left twin lamellae, the measurable degree of triclinicity may be reduced to zero, so that the feldspar will display a pseudo-monoclinic optical orientation (in submicroscopic twinnings) or even a pseudo-monoclinic geometry of the lattice (in sub-X-ray twinnings). In the diagram here considered the triclinic untwinned potassium feldspars will be placed along the AB line, while the microscopically twinned feldspars, with the two twinning systems of equal importance, will occur along the AC line. Submicroscopically twinned feldspars, with the predominance of one system of the twin lamellae, will occur in between the lines mentioned above within the ABC triangle. The submicroscopically twinned feldspars with the two twinning systems equally important, will be hereafter referred to as feldspars with balanced twinnings. In the diagram under consideration, the potassium feldspars with a given $2V$ angle will, with an increase in the degree of their equilibrium shift from the AB line to the AC line, parallel to the BC line. The extent of this shifting will hereafter be referred to as the degree of the twinning equilibrium and indicated by the letter S . A 0—1 scale will be used to express it: 0—for the untwinned feldspar, 1—for feldspar with a completely equilibrium of the submicroscopic twinnings.

Onto the diagram here discussed have been plotted feldspars from the Góry Bialskie gneisses and those from the Góry Złote granulites. If, in the triclinic submicroscopically twinned potassium feldspars there existed a strict dependence between the $2V$ angle and the degree of triclinicity of the $\Delta\gamma$ —taking that the true triclinicity is characterised by the Δ_v value—a linear dependence must reasonably be expected

between the difference $\Delta_v - \Delta\gamma$ and the extent of equilibrium of the submicroscopic twinnings (S). Hence, twinned crystals, displaying a various extent of equilibrium of the twinnings, may be regarded as a mechanical mixture of different proportions of the left and right twins, there being reason to expect that, with a given value of the Δ_v , the value of $\Delta\gamma$ will decrease proportionately with an increase in the value of S .

The interdependence in the feldspars investigated by the writer of the value of $\Delta_v - \Delta\gamma$ —expressed in per cents (taking the Δ_v as equal to 100 per cent) and the extent of equilibrium in the twinnings (S), expressed according to the 0—1 scale, is shown in the diagram on Fig. 27. It is seen that in the above diagram this interdependence is not expressed by a line but by a fairly wide area, hence there is no strict interdependence but merely a marked tendency to the value of $\Delta\gamma$ being reduced with an increase of the degree of the equilibrium in the twinnings (S). Hence, it may be reasonably concluded that Marfunin's diagram (Fig. 26), presenting the interdependence of the optical properties and the submicroscopic twinnings of the triclinic potassium feldspars, is only of a qualitative nature and only a proximately significant. This diagram is namely based on insufficiently reliable data. It is, indeed, hardly possible for the potassium feldspars with the $2V$ angle $> 44^\circ$ (in the $\sim \perp (010)$ plane) to have only the triclinic symmetry, and, with a given value of the $2V$ angle, a strictly defined triclinicity. This is contradicted *et. al.* by very accurate data contained in a paper by F. Laves & K. Viswanathan (1967) which they illustrated in a diagram of the interdependence of the $2V$ angle and the Δ_r (Fig. 28). The above diagram indicates the existence of a linear dependence between the $2V$ angle and the degree of triclinicity, varying in the particular feldspars. Moreover, we can also see that potassium feldspar with the $2V$ angle = 63° , may still display a monoclinic symmetry, or, a triclinic symmetry with the triclinicity value up to 0.48. Should the monoclinic potassium feldspar with the $2V$ angle = 63° pass into the triclinic symmetry, linearly increasing its triclinicity with the growth of the $2V$ angle, then, in Marfunin's diagram (Fig. 26) the evolution of such an untwinned crystal might occur along the $A'B'$ line parallel to the AB line. It might thus be reasonably supposed that, in the $AA'BB'$ area of Marfunin's diagram, there may occur not only the submicroscopically twinned feldspars but also the untwinned feldspars displaying a triclinicity below the attainable maximum. Most of the potassium feldspars from the Góry Bialskie gneiss complex and from the Góry Złote granulite complex occur in this area.

The feldspars under consideration display a strong variability of uniformity in the repartition of the Si and Al atoms in the structure, as is indicated by the wide variability range of the $2V$ angle, illustrated in diagram of Fig. 29. In this diagram the feldspars occupy a wide area fitting into the ordered structures

zone (α — structures) of the writer's classification diagram (Fig. 25).

The interdependence of the $2V$ angle and the $\perp(010)/\gamma$ angle in the particular potassium grains investigated by the writer is shown in the diagram on Fig. 30. In this diagram the feldspars occupy a wide, distinctly rising area suggesting the lack of close interdependence of the variability of these two angles, and only a tendency to their simultaneous increase.

On the X-ray diffractograms of the feldspars here discussed the (131) and $(\bar{1}\bar{3}1)$ reflexes as well as the (130) and $(\bar{1}\bar{3}0)$, also the (111) and $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ reflexes are not split but merely widened. This is illustrated by the example of diffractograms of feldspars from the gneisses (Fig. 31) and the granulites (Fig. 32) showing a minimum and maximum triclinicity. In order to determine the X-ray triclinicity of the Δ_R , the $d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1}$ distance was determined after Sabatier's (1963) method by measuring at midheight the width (parameter l) of a single reflex and the width of the mutually superimposed reflexes (131) and $(\bar{1}\bar{3}1)$ of the potassium feldspar being investigated (parameter L). From the diagram showing the depen-

dence of $\frac{L}{l} - 1$ and $\frac{d}{l}$, on the knowledge of the first one of the above mentioned values, it was possible to read the value of $\frac{d}{l}$ and calculate $d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1}$ also the X-ray triclinicity of Δ_R .

The variability range and the mean triclinicity values of the optical Δ_V and Δ_γ , also the X-ray triclinicity Δ_R in the potassium feldspars from the various gneiss and granulite samples are specified in Table 11 and graphically shown in Fig. 33.

From the above data it will be seen that the potassium feldspars of the Góry Bialskie gneiss complex also those of the Góry Złote granulite complex are characterised by nearly identical triclinicity but that they differ in the variability range of uniformity in the repartition of the Si and Al atoms in the structure. In the structures of feldspars from both the gneisses and the granulites the minimum uniformity degree of the repartition of these atoms is identical while the maximum degree is considerably greater for feldspars from granulites.

CONDITIONS OF THE FORMATION OF FELSPARS IN THE GÓRY BIALSKIE GNEISS COMPLEX AND THE GÓRY ZŁOTE GRANULITE COMPLEX, ALSO THE HYPOTHETICAL AMPHIBOLITE/GRANULITE FACIES BOUNDARY IN THE PRESSURE-TEMPERATURE FIELD

It is concluded that the feldspars occurring within the Góry Bialskie gneiss complex are those formed during the various developmental stages of that complex under varying physical conditions, while in the granulite complex the present developmental stage of the feldspars mostly represents one later stage of blastesis which probably took place under fairly stabilised conditions of pressure and temperature.

According to Tom W. F. Barth (1956) the repartition of sodium between plagioclase and the associated potassium feldspar is an approximate function of temperature in which these feldspars attained a state of internal equilibrium. The repartition of sodium between the two feldspars has been expressed by Barth as follows:

$$K_T = \frac{\text{Ab (mol. \%)} \text{ in potassium feldspar}}{\text{Ab (mol. \%)} \text{ in plagioclase}}$$

He also plotted a diagram of the dependence of K_T and the temperature. The increase in the value of K_T in feldspars from the gneiss and the granulite complex occurs according to one mode of those stated below.

1. The sodium content increases in potassium feldspar and decreases in plagioclase in which there is an increase in the anorthite content.

2. The sodium content decreases not proportionately in both feldspars, namely it decreases more slowly in potassium feldspar than in plagioclase in which there is an increase in the anorthite content.

In Table 12 have been specified the K_T values and their corresponding temperatures (on Barth's

(1959) diagram) for the separated associations: potassium feldspar — plagioclase from the Góry Bialskie gneisses and the Góry Złote granulites. Table 13 shows the decrepitation temperatures of feldspars and quartz from the Gierałtów gneiss and from granulite. On comparing these data we shall see that the decrepitation temperatures of feldspars are higher than those determined by the two-feldspar thermometer method. Minerals from gneisses display lower decrepitation temperatures than analogous minerals from granulites, the differences in the decrepitation temperatures of analogous feldspars from gneisses and from granulites (135 — 200°C) being similar to the difference in the temperatures (140°C) which has been determined for these feldspars by the two-feldspar thermometer method.

Temperatures calculated as a mean value for datas obtained by means of decrepitation and two-feldspar thermometer are higher about 50°C in average as compared to temperatures estimated by means of two-feldspar thermometer method.

Due to the above fact one can suppose, that temperatures obtained by the Barth thermometer method are lowered and later on the next part of the paper the +50°C correction would be introduced to the temperatures.

From diagram on Fig. 34 it is seen that, in the gneiss complex, the associations: microcline-plagioclase with an anorthite content < 18.6% formed in temperatures lower than feldspars from the granulite complex, there being a considerable rise in the

temperatures along with increasing basicity of the plagioclase approaching temperatures prevailing in the granulite complex.

During the blastesis of plagioclase with an $An_{18.6}$ content, temperatures in the gneiss complex attained the lower limit of the temperatures prevailing in the granulite complex and the more basic plagioclases of the gneiss complex formed in temperatures identical or very much the same as those prevailing during the formation of feldspars of the granulite complex. The basicity in plagioclases with a $> 18.6\%$ an content increased in the gneiss complex under conditions of minimal rise in the temperature and most likely depended mainly on changes in the pressure.

As seen against the evolution of temperature in the gneiss complex it is interesting to note the structural variability of feldspars determined by X-ray investigations.

Plagioclases with a $< 18.6\%$ an content on the whole display a higher degree of preferred order of structure in the gneiss complex than in the granulite complex. In Fig. 21 the line representing the order variability in structures of plagioclase from the granulite complex bends suddenly at the $An_{14.2}$ (mol. %) content and rapidly approaches the line representing the order variability in structures of plagioclase from the gneiss complex. The structural order in plagioclases with the An content higher than 18.6% is practically identical in the gneiss and the granulite complex.

Thus we see that, with increasing basicity in plagioclases from the gneiss complex, the temperatures of their crystallisation gradually approached those of the crystallisation of plagioclases from the granulite complex. On the other hand, in the granulite complex, the degree of structural order of plagioclases with a $An_{14.2-18.6}$ content, rapidly approached the structural order of plagioclases of similar composition from the gneiss complex.

A certain dependence is also observable between the X-ray triclinicity of microclines and the temperature of their blastesis both in the gneiss and the granulite complex, as is shown by diagram on Fig. 35. The triclinicity of microclines from the granulite complex occurring together with plagioclases varied in composition, changes within a similar range. Microclines from the gneiss complex occurring together with plagioclases with less than 18.6% (mol.) an content, formed in temperatures lower than those prevailing in the granulite complex, display a higher degree of triclinicity than microclines from the granulite complex. Microclines from the gneiss complex, occurring together with plagioclases with an anorthite content of $> 18.6\%$ mol., formed in temperatures identical or similar to those of the formation of feldspars from the granulite complex, display a lower degree of preferred triclinicity which fits into the variability range of triclinicity in microclines from the granulite complex.

The above variability of the structural features of feldspars in both, the gneiss and the granulite complex, may be interpreted as follows:

It seems reasonable to suppose that at a given temperature the structural order of feldspars of varied composition will differ. In the gneiss complex, the rising temperature started the blastesis of plagioclases with progressively higher anorthite content, hence they crystallised at the lowest temperature under which plagioclases of a given composition could form in the complex here discussed. All plagioclases are characterised by a submaximum degree of structural order.

Accepting that, in the granulite complex, plagioclases of varied composition formed under a stable temperature, it may be expected that the more acid plagioclases will have their structures less ordered than the more basic plagioclases. Under temperatures of the development of plagioclases from the granulite complex a sudden change in the structural order occurred at the $An_{14.2}$ (% mol.) composition, while plagioclases with an anorthite content $\geq 18.6\%$ mol., formed under identical or similar temperatures in the gneiss and the granulite complex, display a nearly identical order of structure.

In the granulite complex, microclines formed in a stable temperature and with a similar sodium content in the lattice display a stable range of variability of the X-ray triclinicity (Δ_R). In the gneiss complex, with the rise of temperature the sodium content in the microcline lattice increased slightly, later on even decreased. Independently of the temperature at which they formed, microclines from the gneiss complex are similar in composition, hence it seems reasonable to suppose that their preferred degree of triclinicity decreased with the rise of temperature. Microclines from gneiss complex, which crystallised at temperatures similar to those in the granulite complex, display a triclinicity degree similar to that of microclines from the granulite complex.

The writer has arrived at the conclusion that feldspars from the gneiss complex formed under conditions of lower pressure than the feldspars from the granulite complex. On evidence of the nearly identical structural characters of the feldspars formed in both complexes under analogous temperatures, it may be concluded that differences in the pressures of the two complexes were not to any important extent responsible for differentiation in the structural order of plagioclases or the triclinicity of the microclines.

On the above it may be supposed that the structural variability of feldspars depends mainly on temperature and that pressure does not play any important role. It can, however, to a great extent, influence the composition and development of feldspars. Thus, the dependence between pressure and the general composition of feldspars may be expressed as follows:

The greater the role of pressure as a metamorphic factor when compared with temperature, the smaller — at a given temperature — is the anorthite content

in the PL^f plagioclase (with its composition limited by physical conditions), and the higher the albite content in potassium feldspar which is in a state of equilibrium with this plagioclase.

The interdependence of temperature and pressure and the composition of metamorphic feldspars is undoubtedly a complex one, not rectilinear in character as is illustrated by the hypothetical stability diagrams of plagioclase with a given composition, in Fig. 36. However, in a given temperature of feldspar blastesis the higher the pressure the poorer should be plagioclase PL^f in anorthite and the richer in albite the potassium feldspar which is in a state of equilibrium with that plagioclase. Hence, pressure may have an important bearing on the amount of the ex-solution perthitic ingrowths in the potassium feldspar. In the writer's opinion high-pressure conditions also favour the formation of blastic perthites, because the crystallisation temperature of feldspars falls with increasing pressure while the apex of the miscibility curve is raised. Under a 5000 bar pressure H_2O a considerable part of the solidus curve of potassium feldspar extends within the miscibility gap (Fig. 40), reasonably suggesting that pressure favours the formation of perthitic and antiperthitic feldspars.

In the writer's opinion the potassium feldspars in both rock complexes on the whole crystallised simultaneously with plagioclases. In the granulite complex, potassium feldspars varying in development and plagioclases varying in the anorthite content, and in the gneiss complex potassium feldspars and plagioclases, with the anorthite content above 19%, do not, as a rule display a state of reaction (Pl. VIII, 1—4) and myrmekite products are very rare among them (Pl. IX, 1—4). On the other hand, in the gneiss complex, a state of reaction is often observable among the more acid plagioclases with a lower than 18.6% of anorthite content as well as among the potassium feldspars (Pl. IV, 2—4).

In the potassium feldspars, remaining in a state of reaction with plagioclases, the sodium content increases with the increase of the anorthite content in plagioclases. In the writer's opinion the co-directional composition variability of the two feldspars suggests their simultaneous blastesis. Should, namely the microcline attacking the plagioclase be younger than the plagioclase, then the sodium content in the potassium feldspar introduced at a later time might be expected to be either independent from the composition of the older plagioclase, or the greater the — richer in sodium was the replaced plagioclase. The state of reaction between the feldspars from the gneiss complex here discussed might be interpreted by the blastesis temperatures of the feldspars during the early developmental stages of the gneiss complex being lower than the temperatures prevailing in the later stages of development of this complex. The older feldspars formed in lower temperatures were no more in a state of mutual equilibrium and, in higher temperatures, they reached the state of reaction.

Accepting that the potassium feldspars and the plagioclases in the complexes here discussed generally formed simultaneously, it yet cannot be excluded that, depending on the differences of the local physico-chemical conditions, one of the feldspars may have, here and there, started its crystallisation earlier or finished it later than the other feldspar. Periods of the strongest blastesis of plagioclases and potassium feldspars may not coincide at various places of the given rock complex, varying in their mutual position. The development of feldspars within both the gneiss and the granulite complex may have been very complex and locally differentiated.

Two main stages, differing in the physical condition of metamorphism, may be distinguished in the progressive development of the gneiss complex, on the basis of feldspar investigations. The earlier, low-temperature stage [430°C (380 + 50°C) — 506°C (456 + 50°C)] was characterised by directional pressure and a gradual, fairly strong temperature rise (Fig. 34), probably the dominant factor of metamorphism. At the close of this stage the temperature in the gneiss complex attained the lower range of temperatures prevailing in the granulite complex. In the later high-temperature stage of metamorphism temperature rose very slightly [506°C (456 + 50°C) — 511°C (461 + 50°C)], and continued to persist at the lower level of the temperature range prevailing in the granulite complex, while the directional pressure waned rapidly passing into that of the hydrostatic type. During this stage, pressure, as a factor of metamorphism, probably played a more important role than in the preceding earlier stage.

In the granulite complex, feldspars in their present development represent a late blastesis phase of the feldspars, most likely occurring under fairly stable physical conditions. The blastesis temperatures of feldspars from the granulites [495°C (444 + 50°C) — 575°C (525 + 50°C)] were similar to those prevailing in a late development stage of the gneiss complex, while pressure was probably higher than those prevailing in the gneiss complex and was hydrostatic-like in character.

The earlier development stage of the granulite complex, from which no feldspars have persisted which had experienced complete recrystallisation in the later stage, was probably characterised by directional pressure. Its occurrence is perhaps indicated by the local presence in granulites of strongly flattened „granulitic” quartz grains, mutually parallel and probably representing relics of the earlier developmental stage of the complex under discussion.

On evidence of the temperatures in the development of the granulite complex being similar to those prevailing during the late developmental stage of the gneiss complex it may be reasonably concluded that pressure was the main factor responsible for the facial differentiation of the complexes here discussed. On the presence of sillimanite in the gneiss complex and that of kyanite in the granulite complex, and

on Holm's & Kleppa's diagram (Fig. 38) it may be supposed that in the gneiss complex the lower boundary of admissible pressures was 5.9 kb, the upper one 7.6 kb, as is shown in diagram on Fig. 34. In the granulite complex, however the lower boundary of the admissible pressures was 7.3 kb.

The sillimanite and kyanite stability areas, within the temperature range determined for the rock complexes under investigation, have been plotted on to the diagram in Fig. 39 which characterises the metamorphic facies in the temperature-pressure system. In the sillimanite area the supposed evolution of temperature and pressure in the gneiss complex is shown by arrows.

It may, thus, be reasonably supposed that, in the metamorphic series here discussed, there were gradual transitions of the physical conditions prevailing in the gneiss and the granulite complex. In the writer's opinion these transitions existed beyond doubt as far as temperature variability is concerned. They are indicated not only by investigations of temperature carried out by the two-felspar thermometer method, but also the gradual variability in the structural order of feldspars from both the gneiss and granulite complex.

Pressure in the metamorphic series here considered probably changed gradually, too, though arguments in support of this supposition are less conclusive than those in the case of temperature changes. The existence of gradations in the pressure variability within the complexes under investigation may perhaps be indicated by the appearance in the

gneiss complex of perthitic gneisses analogously developed as in the granulite complex, as well as by the sporadic presence of kyanite.

From data here presented it may be concluded that, in the metamorphic series under consideration, the boundary between the physical conditions of the amphibolite and the granulite facies occurs in the 494—506°C temperatures (mean 500°C) and under a pressure of 7.3—7.6 kb (mean 7.45 kb). The above values of temperature and pressure represent the range of high and low temperatures in the area of general variability of physical conditions within the amphibolite and granulite facies.

In the range of high temperatures and low pressures, the boundary between the amphibolite and the granulite facies, — according to the experimental data of R. A. Binns (1969), — occurs in a temperature of 770°C at a depth of 4—11 km, i. e. under a pressure of 1.2—3.1 kb (mean 2.2 kb).

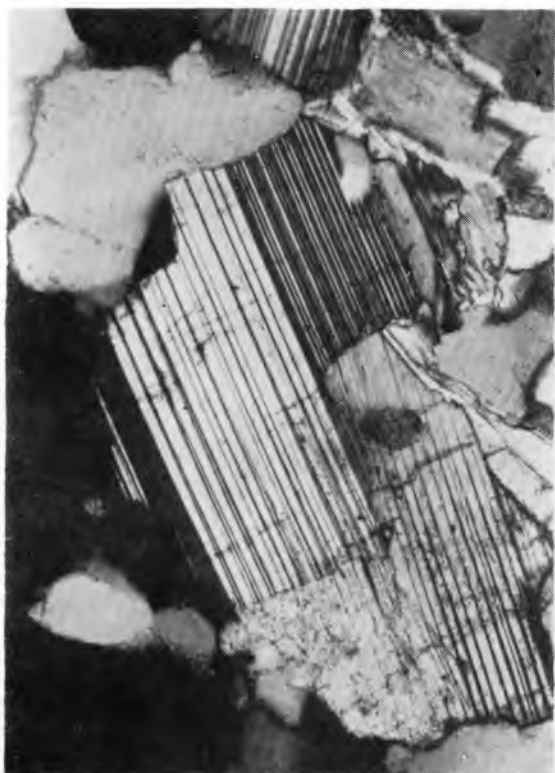
On the above data it is possible tentatively to determine the boundary between conditions of the amphibolite and granulite facies in the pressure-temperature area.

My cordial thanks are due to Professor Dr Kazimierz Smulikowski for his valuable criticism of the present paper. My colleagues, Docent Dr Maria Borkowska, Dr Nonna Bakun-Czubarow, Dr Bożena Łącka, Dr Kazimierz Kozłowski, Dr Kazimierz Szpila, dr Włodzimierz Kowalski and Messrs. Andrzej Kozłowski and Łukasz Karwowski must also be thanked for their help in the preparation of the present paper.

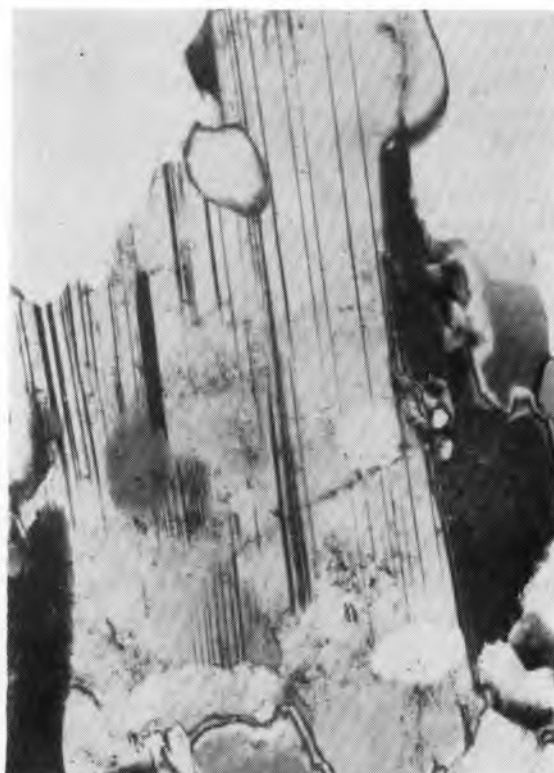
PLANSZA I

PLATE I

- Fot. 1. Jednorodny plagioklaz regularnie zbliźniaczony albitowo. Paragnejs plagioklazowy nr 14 z okolic Młynowca. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous plagioclase with regular albite twinning. Plagioclase paragneiss no 14 from the environs of Młynowiec. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Jednorodny plagioklaz zbliźniaczony albitowo z prążkami bliźniaczymi miejscami wyklinowującymi się. Paragnejs plagioklazowy nr 14 z okolic Młynowca. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous albite-twinned plagioclase with locally thinning out lamellae. Plagioclase paragneiss no 14 from the environs of Młynowiec. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Plagioklaz o budowie pasowej odwróconej. Paragnejs plagioklazowy nr 33 z okolic Bielice. Nikole skrzyżowane. Pow. 302 ×
Plagioclase showing reversed zoned structure. Plagioclase paragneiss from the environs of Bielice. Crossed nicols. Magn. 302 ×
- Fot. 4. Plagioklaz o budowie pasowej odwróconej. Gnejs śnieżnicki nr 21 z masywu Łyśca. Nikole skrzyżowane. Pow. 302 ×
Plagioclase showing reversed zoned structure. Śnieżnik gneiss no 21 from the massif of Łyśiec. Crossed nicols. Magn. 302 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

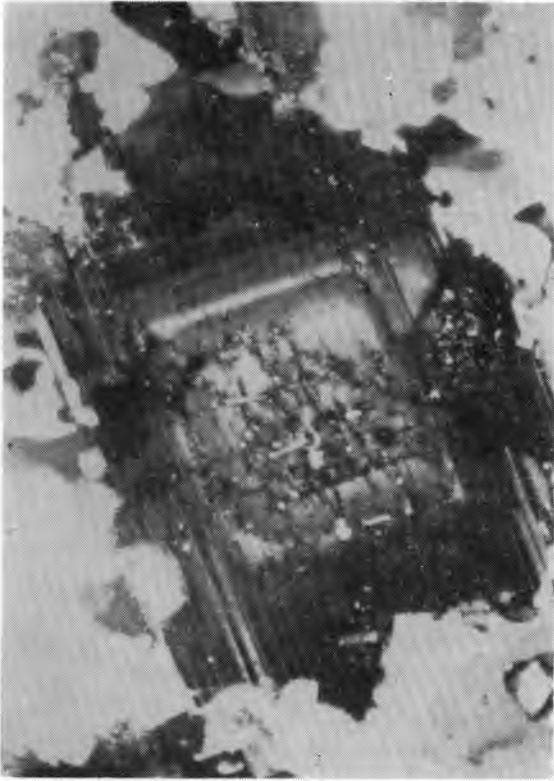


Fot. 4

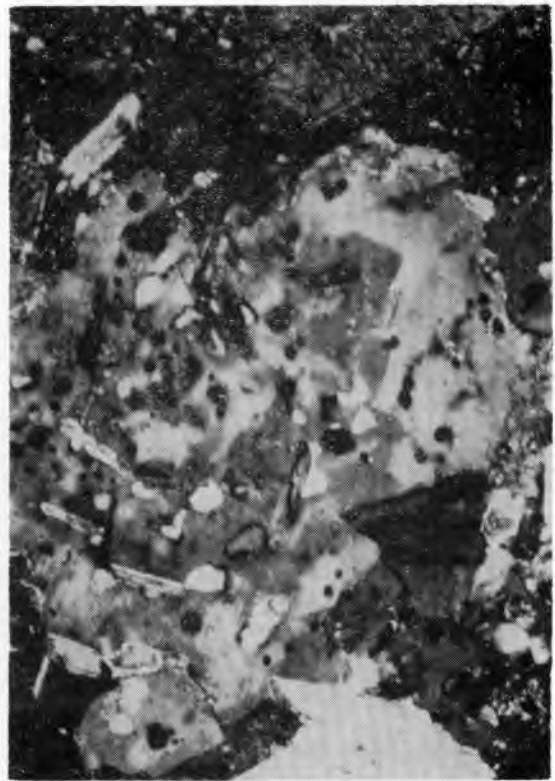
PLANSZA II

PLATE II

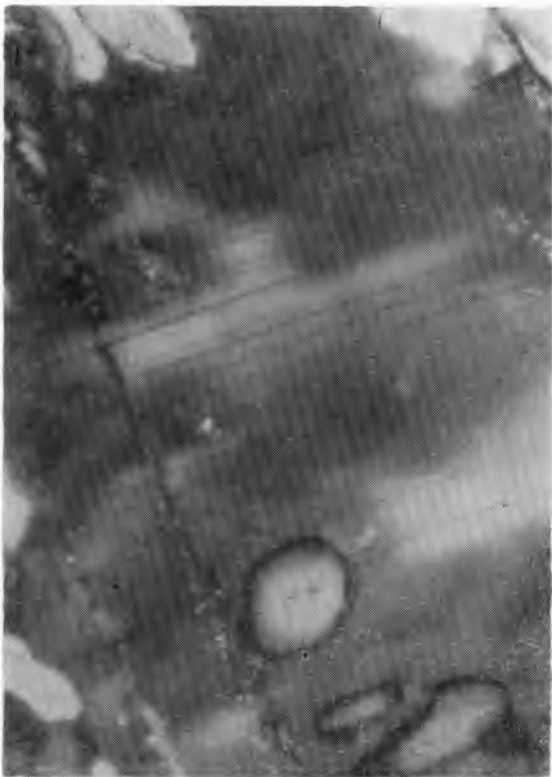
- Fot. 1. Plagioklaz o rekurencyjnie zmiennej budowie pasowej. Gnejs gierałtowski nr 33 z okolic Bielic. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Plagioclase showing recurrently variable zoned structure. Gieraltów gneiss no 33 from the environs of Bielice. Crossed nicols. Magn. 73 ×
- Fot. 2. Poikiloblast plagioklazu o budowie plamistej. Paragnejs plagioklazowy nr 31 z masywu Czernicy. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Poikiloblast of spotty plagioclase. Plagioclase paragneiss no 31 from the massif of Czernica. Crossed nicols. Magn. 73 ×
- Fot. 3. Plagioklaz o budowie plamistej. Paragnejs plagioklazowy nr 12 z masywu Pustosza. Nikole skrzyżowane. Pow. 302 ×
Spotty plagioclase. Plagioclase paragneiss no 12 from the massif of Pustosz. Crossed nicols. Magn. 302 ×
- Fot. 4. Poikiloblast plagiokilau zbliźniaczony karlsbadzko z wrostkami kwarcu, łuszczyków i granatu. Paragnejs plagioklazowy nr 16 z okolic Młynowca. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Plagioclase poikiloblast showing Carlsbad twinning and intergrowths of quartz, micas and garnet. Plagioclase paragneiss no 16 from the environs of Młynowiec. Crossed nicols. Magn. 73 ×



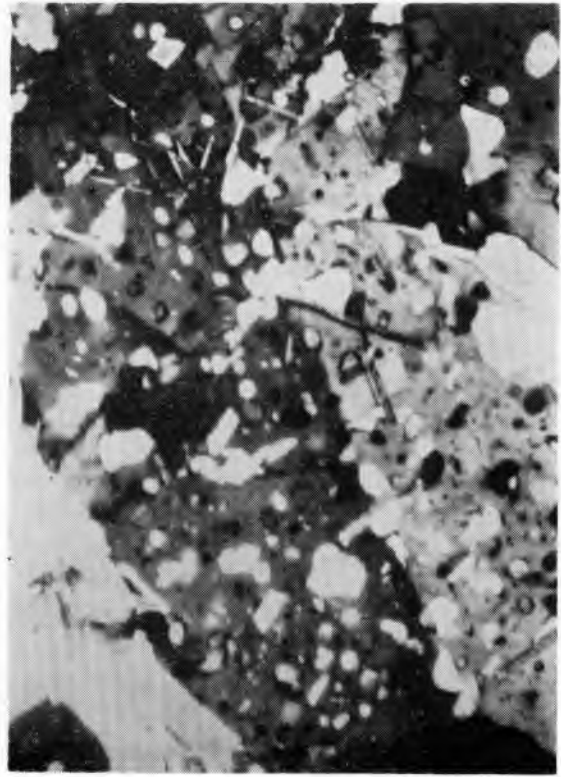
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA III

PLATE III

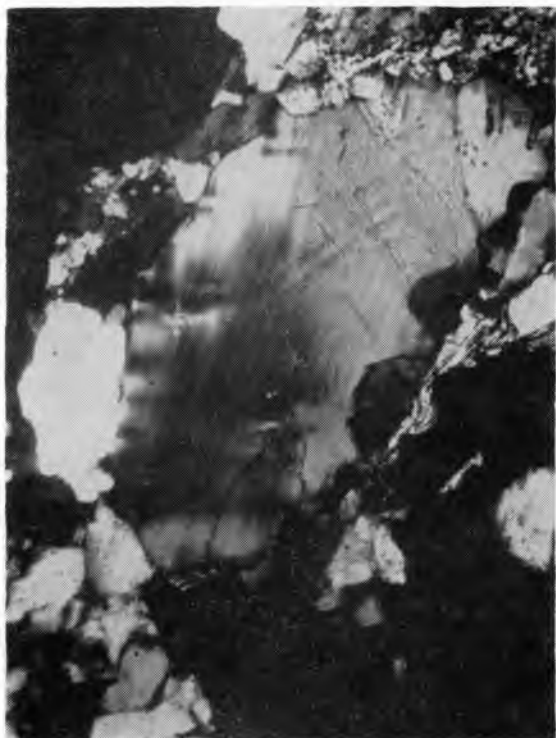
- Fot. 1. Mikroklin niespokojnie wygaszający światło. Gnejs gierałtowski nr 2 z masywu Skalnej. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microcline, untwinned, with disturbed extinction. Gierałtów gneiss no 2 from the massif of Skalna. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Mikroklin niespokojnie wygaszający światło. Gnejs gierałtowski nr 32 z okolic Bielic. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microcline, untwinned, with disturbed extinction. Gierałtów gneiss no 32 from the environs of Bielice. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Mikroklin z niewyraźną siateczką albitowo-peryklinowych zbliźniczeń, obejmujących tylko część ziarna. Gnejs gierałtowski nr 9 z masywu Suszycy. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microcline with indistinct albite-pericline twinnings involving only a part of the grain. Gierałtów gneiss no 9 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Mikroklin z niewyraźną siateczką albitowo-peryklinowych zbliźniczeń, obejmujących całe ziarno mikroklinu. Gnejs gierałtowski nr 13 z masywu Pustosza. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microcline with indistinct albite-pericline twinnings involving only a part of the grain. Gierałtów gneiss no 13 from the massif of Pustosz. Crossed nicols. Magn. 64 ×



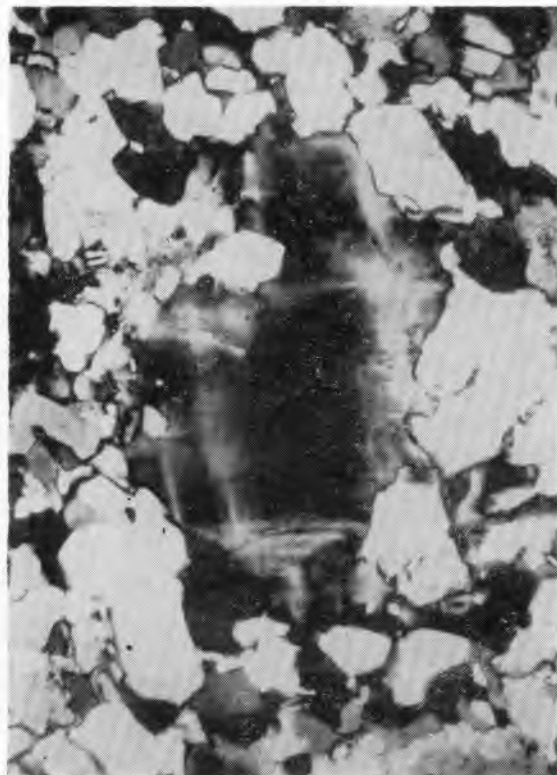
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

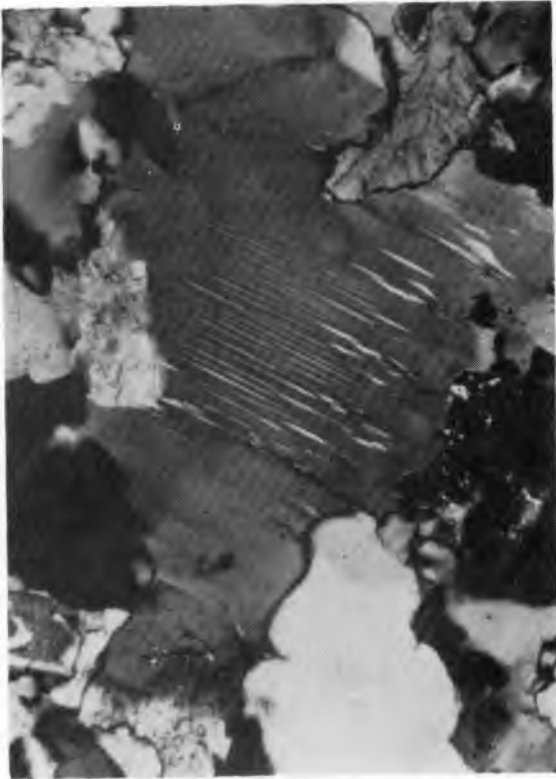


Fot. 4

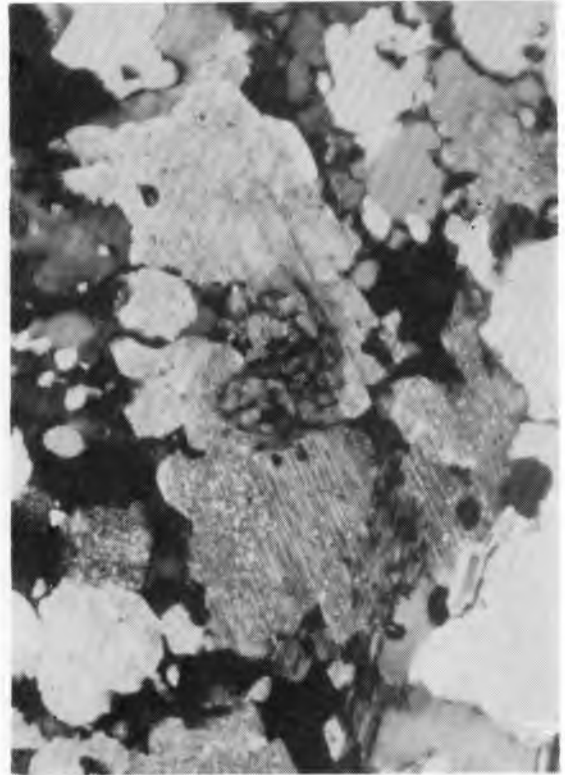
PLANSZA IV

PLATE IV

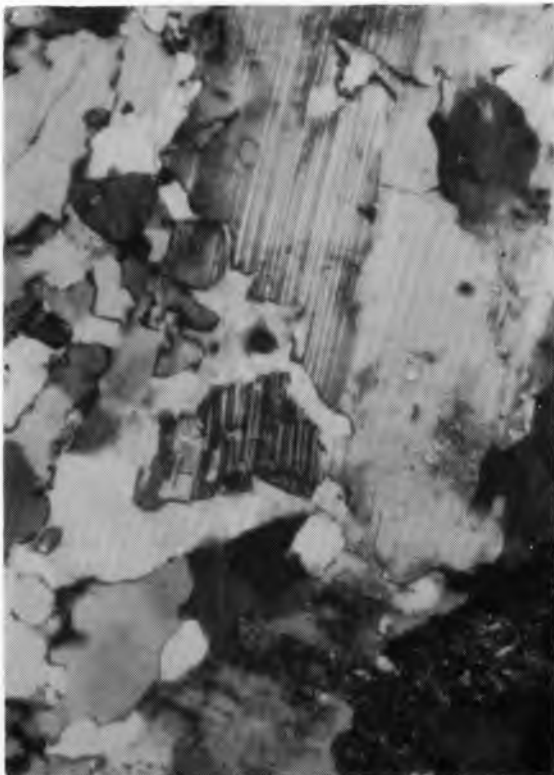
- Fot. 1. Mikropertyt z cienkimi tabliczkowymi wrostkami pertytowymi w przekroju prostopadłym do tych tabliczek. Gnejs gierałtowski nr 25 z masywu Łyśca. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with thin tabular perthite ingrowths in section perpendicular to the tablets. Gieraltów gneiss no 25 from the massif of Łysiec. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Albit wypierany przez mikroclin. Gnejs gierałtowski nr 10 z masywu Suszycy. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Albite replaced by microcline. Gieraltów gneiss no 10 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 73 ×
- Fot. 3. Albit wypierany przez mikroclin. Gnejs gierałtowski nr 10 z masywu Suszycy. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Albite replaced by microcline. Gieraltów gneiss no 10 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 73 ×
- Fot. 4. Albit wypierany przez mikroclin. Gnejs gierałtowski nr 15 z okolic Młynowca. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Albite replaced by microcline. Gieraltów gneiss no 15 from the environs of Młynowiec. Crossed nicols. Magn. 64 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

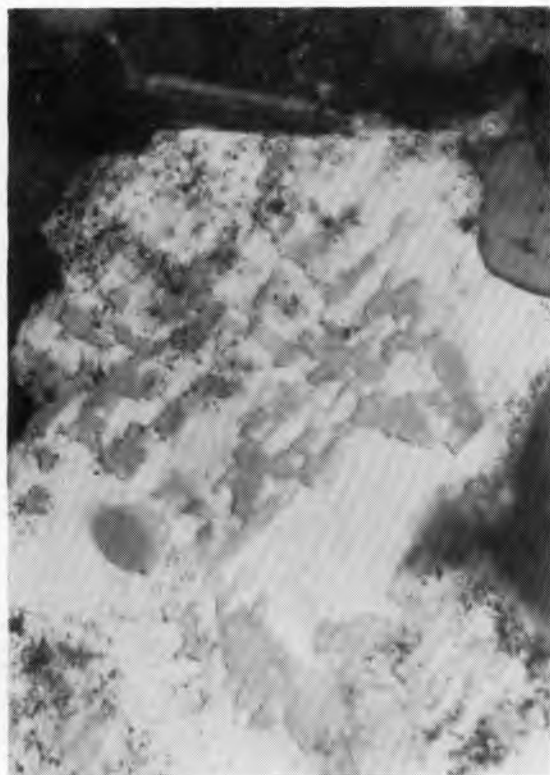
PLANSZA V

PLATE V

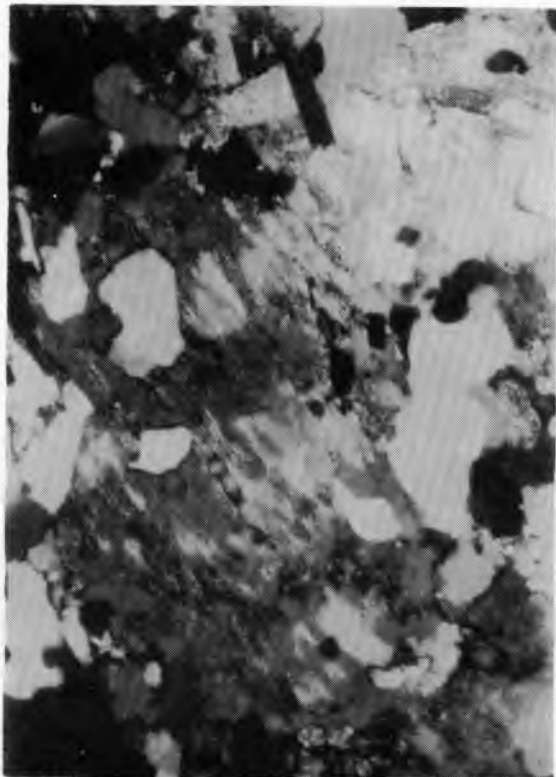
- Fot. 1. Kwaśny oligoklaz z nieregularnymi antypertytowymi wrostkami mikroklinu. Gnejs gierałtowski nr 7 z masywu Suszycy, Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Acid oligoclase with irregular antiperthitic ingrowths of microcline. Gierałtów gneiss no 7 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Andezyn z nieregularnymi antypertytowymi wrostkami mikroklinu. Gnejs pertytowy nr 8 z masywu Suszycy. Nikole skrzyżowane. Pow. 302 ×
Andesite with irregular antiperthitic ingrowths of microcline. Perthite gneiss no 8 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 302 ×
- Fot. 3. Mezopertytowe przerosty andezynu i mikroklinu. Gnejs pertytowy nr 8 z masywu Suszycy. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Mesoperthite intergrowths of andesine and microcline. Perthite gneiss no 8 from the massif of Suszyca. Crossed nicols. Magn. 73 ×
- Fot. 4. Mezopertytowe przerosty zasadowego oligoklazu i mikroklinu. Gnejs pertytowy nr 17 z okolic Młynowca. Nikole skrzyżowane. Pow. 73 ×
Mesoperthite intergrowths of basic oligoclase and microcline. Perthite gneiss no 17 from the environs of Młynowiec. Crossed nicols. Magn. 73 ×



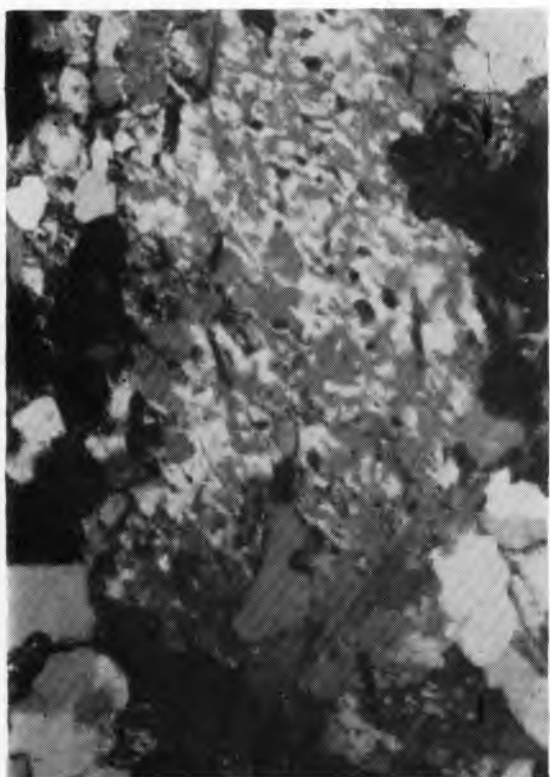
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

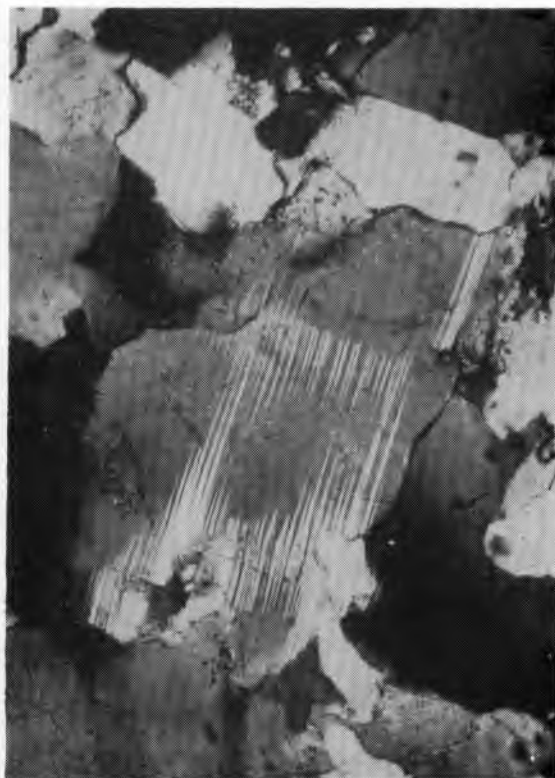
PLANSZA VI

PLATE VI

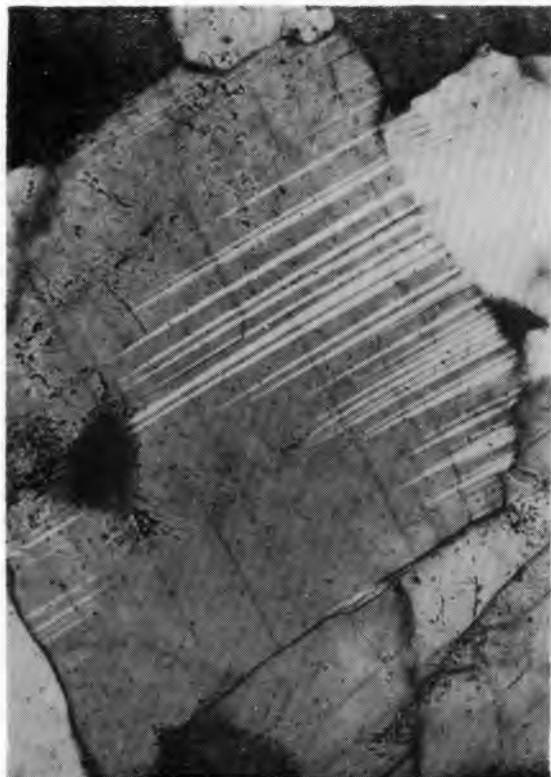
- Fot. 1. Jednorodny plagioklaz regularnie zbliźniaczony albitowo. Granulit jasny nr 36 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous plagioclase with regular albite twinnings. Light granulite no 36 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Jednorodny plagioklaz z prążkami albitowymi wyklinowującymi się, obejmującymi tylko niektóre części ziarna. Żyła oligoklazowo-amfibolowo-granatowa nr 55b z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 91 ×
Homogeneous plagioclase with twinning out albite-twinned lamellae involving only some parts of the grain. Oligoclase-amphibole-garnet vein no 55b from the granulite complex in the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 91 ×
- Fot. 3. Jednorodny plagioklaz z wyklinowującymi się prążkami albitowymi, obejmującymi tylko część ziarna. Żyła oligoklazowo-amfibolowo-granatowa nr 55b z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous plagioclase with thinning out albite-twinned lamellae, involving only a part of the grain. Oligoclase-amphibole-garnet vein no 55b from the granulite complex in the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Jednorodny plagioklaz ze zbliżnieniami peryklinowymi (grubsze prążki) i albitowymi (cieńsze prążki). Granulit jasny nr 53b z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 224 ×.
Homogeneous plagioclase with pericline twinnings (thicker lamellae) and albite twinnings (thinner lamellae). Light granulite no 53b from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 224 ×



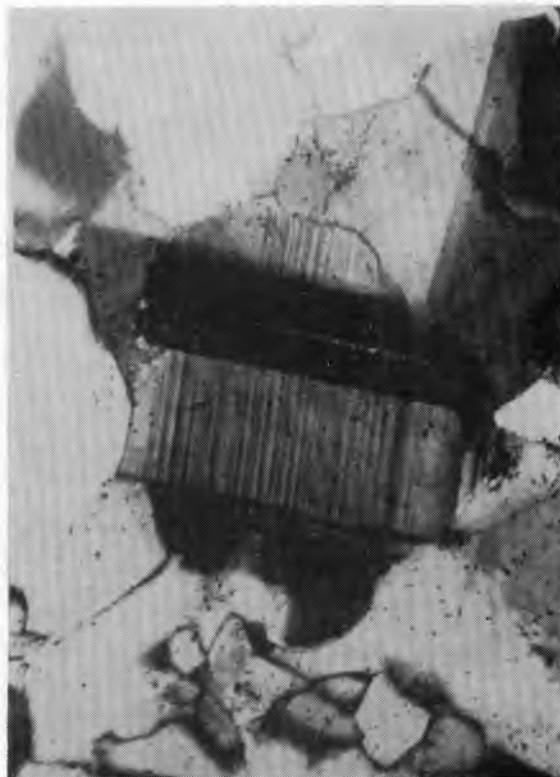
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

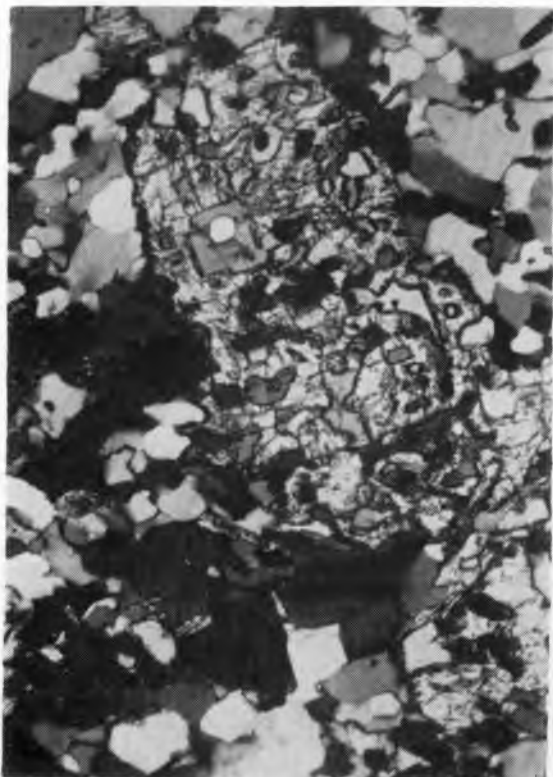


Fot. 4

PLANSZA VII

PLATE VII

- Fot. 1. Poikiloblastyczny omfacyt w towarzystwie jednorodnych oligoklazów, które pozostają z nim w stanie równowagi. Granulit ciemny nr 41 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Poikiloblastic omphacite associated in mutual equilibrium with homogeneous oligoclase. Dark granulite no 41 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Jednorodny oligoklaz w równowadze z epidotem. Żyła oligoklazowo-amfibolowo-granatowa nr 55c z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous oligoclase in equilibrium with epidote. Oligoclase-amphibole-garnet vein no 55c from the granulite complex from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3 i 4. Plagioklasy o budowie pasowej odwróconej. Gnejs gierałtowski nr 49 z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 238 ×
Plagioclases with reversed zoned structure. Gierałtów gneiss no 49 from the granulite complex in the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 238 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

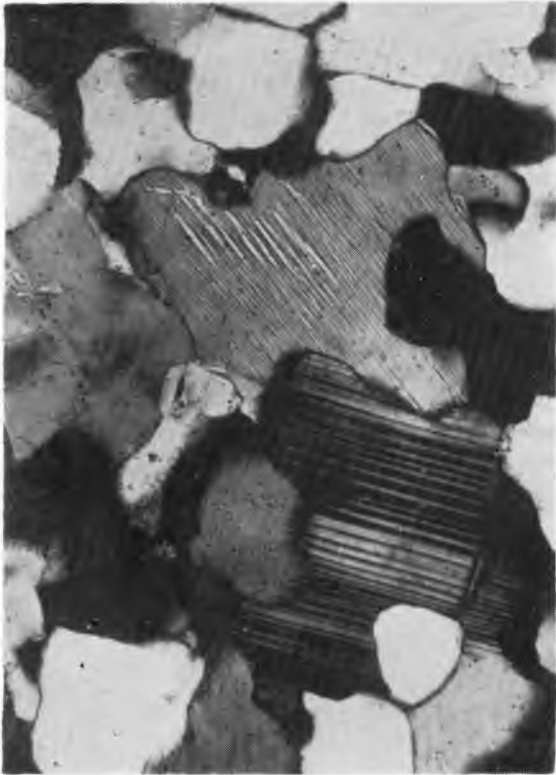


Fot. 4

PLANSZA VIII

PLATE VIII

- Fot. 1. Jednorodny plagioklaz i mikropertyt pręcikowy (wycięty równolegle do kierunku wydłużenia pręcików) w stanie wzajemnej równowagi. Granulit jasny nr 36 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Homogeneous plagioclase and rod-like microperthite (section parallel to elongation direction of rods) in mutual equilibrium. Light granulite no 36 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Jednorodny plagioklaz i mikropertyt w stanie wzajemnej równowagi. Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Homogeneous plagioclase and microperthite in mutual equilibrium. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Jednorodny plagioklaz w stanie równowagi z mikroklinem złożonym z partii mikropertytowych i jednorodnych. Pertytowy gnejs granatowy nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Homogeneous plagioclase in equilibrium with microcline made up of microperthitic and homogeneous parts. Perthite garnet gneiss no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Jednorodny plagioklaz w stanie równowagi ze skalaniem potasowym, zawierającym partie mikropertytowe i jednorodne. Stwierdzono, że pertytowe wrostki w mikropertycie mają inną orientację niż kontaktujące z nim ziarno jednorodnego plagioklazu. Pertytowy gnejs granatowy nr 59 z okolic Javornika. Pow. 158 ×
Homogeneous plagioclase in equilibrium with potassium feldspar containing microperthitic and homogeneous parts. The perthitic ingrowths in microperthite have been observed to be differently oriented than the grain of homogeneous plagioclase contacting with the microperthite. Perthite garnet gneiss no 59 from the environs of Javornik. Magn. 158 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

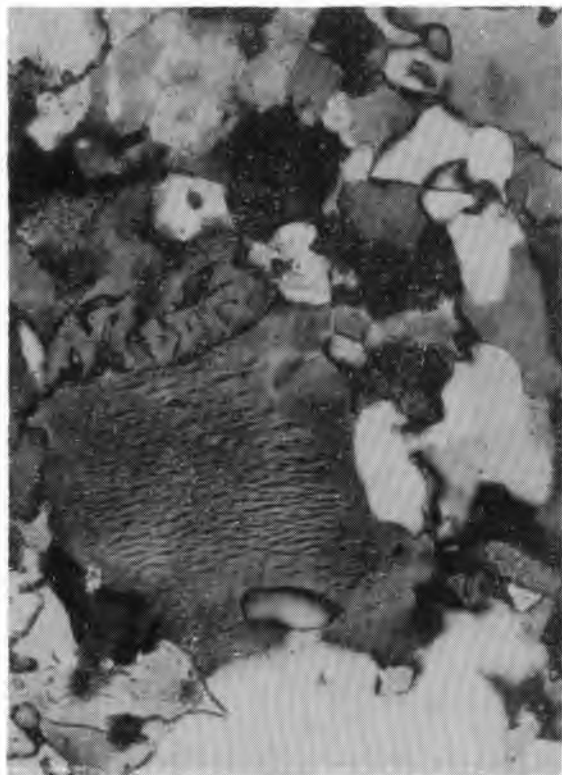


Fot. 4

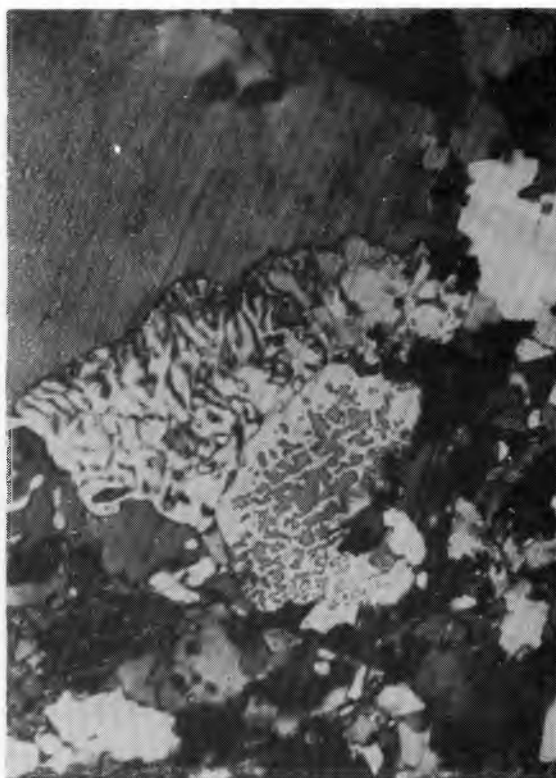
PLANSZA IX

PLATE IX

- Fot. 1. Mikropertyt wrzecionowaty (w przekroju poprzecznym do kierunku wydłużenia wrzecion) kontaktujący z plagioklazem, który uległ myrmekityzacji. Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Spindle-like micropertthite (in cross section to the elongation direction of spindles) in contact with myrmekitised plagioclase. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Zmyrmekityzowany plagioklaz (środkowa część zdjęcia) kontaktujący z pertytem w górnej części zdjęcia i antypertytem w dolnej części zdjęcia. Stwierdzono, że orientacja plagioklazu zmyrmekityzowanego jest inna niż plagioklazu antypertytowego. Granulit jasny nr 55d z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Myrmekitised plagioclase (centre of photo), contacting with perthite (top of photo) and with antiperthite (bottom of photo). It has been observed that the orientation of the myrmekitised plagioclase differs from that of the antiperthitic plagioclase. Light granulite no 55d from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Zmyrmekityzowany plagioklaz kontaktujący z jednorodnym mikroklinem. Gnejs gierałtowski nr 47 z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Myrmekitised plagioclase in contact with homogeneous microcline. Gierałtów gneiss no 47 from the granulite complex from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Myrmekityzacja plagioklazu kontaktującego z jednorodnym mikroklinem (na zdjęciu mikroclin jasny). Granulit jasny nr 60i z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Myrmekitisation of plagioclase in contact with the homogeneous microcline (light microcline in photo). Light granulite no 60i from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA X

PLATE X

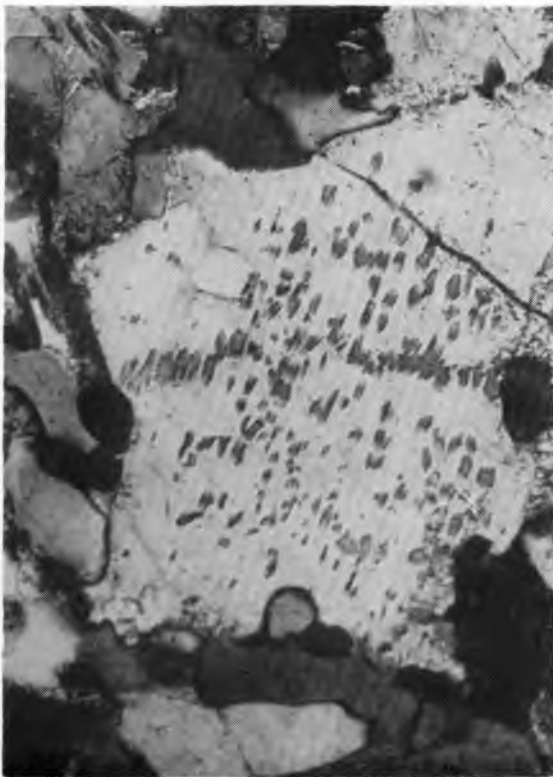
- Fot. 1. Plagioklaz z partią wykształconą w postaci antypertytu tabliczkowego, w przekroju w przybliżeniu równoległym do ściany 010. Gnejs pertytowy nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Plagioclase in part developed as tabular antiperthite, in section approximately parallel to face 010. Perthitic gneiss no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Antypertyt tabliczkowy (w przekroju w przybliżeniu równoległym do ściany 010) ubogi w antypertytowe wrostki. Gnejs pertytowy nr 60c z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Tabular antiperthite (in section approximately parallel to face 010) with few antiperthite ingrowths. Perthitic gneiss no 60c from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Antypertyt tabliczkowy (w przekroju w przybliżeniu równoległym do ściany 010) bogaty w antypertytowe wrostki. Gnejs pertytowy nr 60c z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Tabular antiperthite (in section approximately parallel to face 010) abounding in antiperthite ingrowths. Perthitic gneiss no 60c from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Antypertyt (w przekroju zbliżonym do równoległego do ściany 010 plagioklazu) bardzo bogaty w antypertytowe wrostki o kształtach tabliczkowych. Granulit jasny nr 55d z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Antiperthite (in section approximately parallel to face 010) extremely rich in antiperthite ingrowths plate-like in shape. Light granulite no 55d from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×



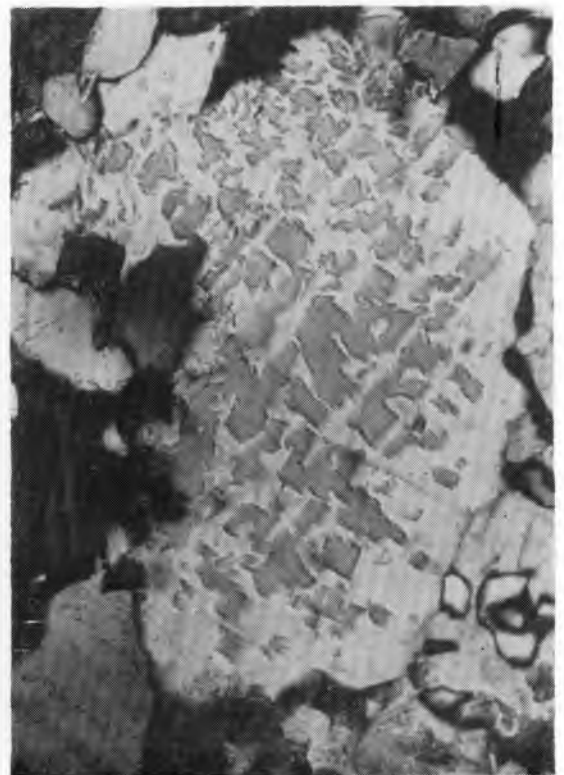
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

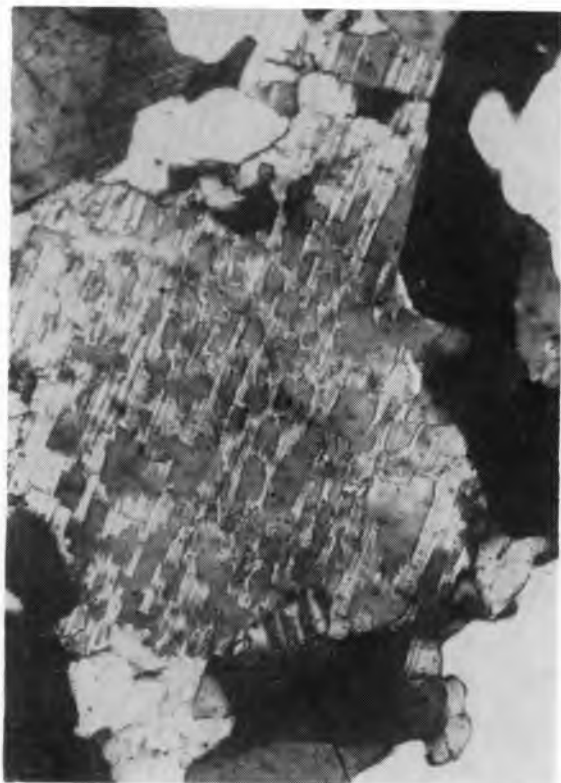


Fot. 4

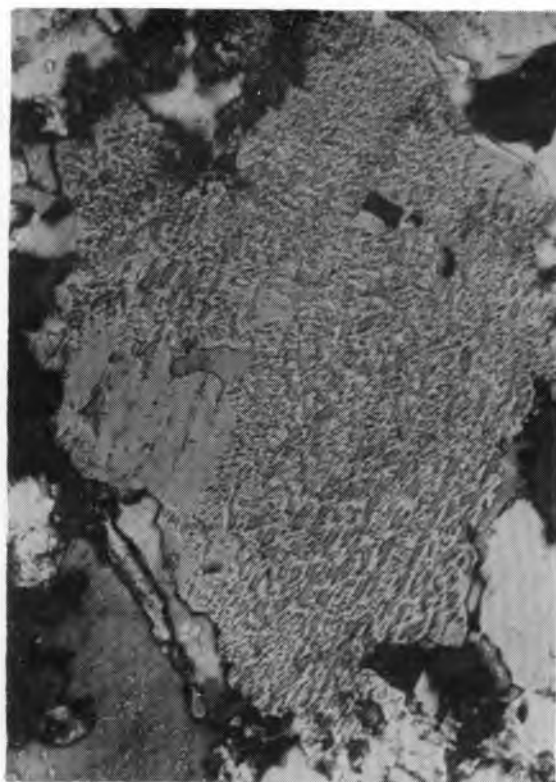
PLANSZA XI

PLATE XI

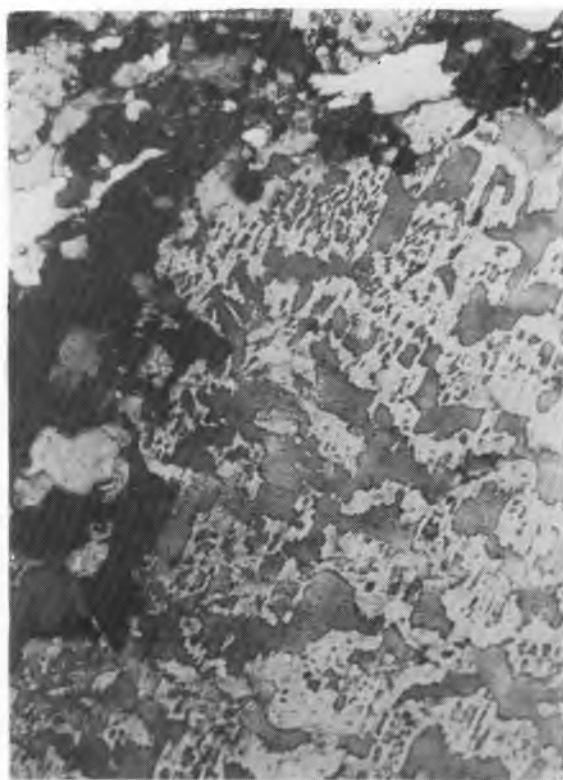
- Fot. 1. Antypertyt z równorzędnym udziałem plagioklazu i antypertytowych nieregularnych wrostków skałenia potasowego. Gnejs pertytowy nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Antiperthite with plagioclase and antiperthite irregular ingrowths of potassium feldspar present in equal parts. Perthitic gneiss no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Antypertyt (w przekroju w przybliżeniu równoległym do ściany 010 plagioklazu) z równorzędnym udziałem plagioklazu i nieregularnych antypertytowych wrostków skałenia potasowego. W antypertytycie tym występuje partia plagioklazu nie zawierająca wrostków antypertytowych. Pertytowy gnejs granatowy nr 48 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Antiperthite (in section approximately parallel to face 010 of the plagioclase) with plagioclase and irregular antiperthite ingrowths of potassium feldspar presenting equal parts. In the antiperthite is a small part of plagioclase without antiperthite ingrowths. Perthitic garnet gneiss no 48 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Mezopertyt nieregularny, w którym równorzędną rolę jakościową i ilościową odgrywa plagioklaz (na zdjęciu jasny) i skałen potasowy (na zdjęciu ciemny). Gnejs pertytowy nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Irregular mesoperthite with plagioclase (of light colour in photo) and potassium feldspar (dark colour in photo) of equal qualitative and quantitative importance. Perthitic gneiss no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Mezopertyt nieregularny, w którym plagioklaz (na zdjęciu jasny) i skałen potasowy (na zdjęciu ciemny) odgrywają równorzędną rolę jakościową i ilościową. Pertytowy gnejs granatowy nr 60j z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Irregular mesoperthite with plagioclase (light colour in photo) and potassium feldspar (dark colour in photo) of equal qualitative and quantitative importance. Perthitic garnet gneiss no 60j from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



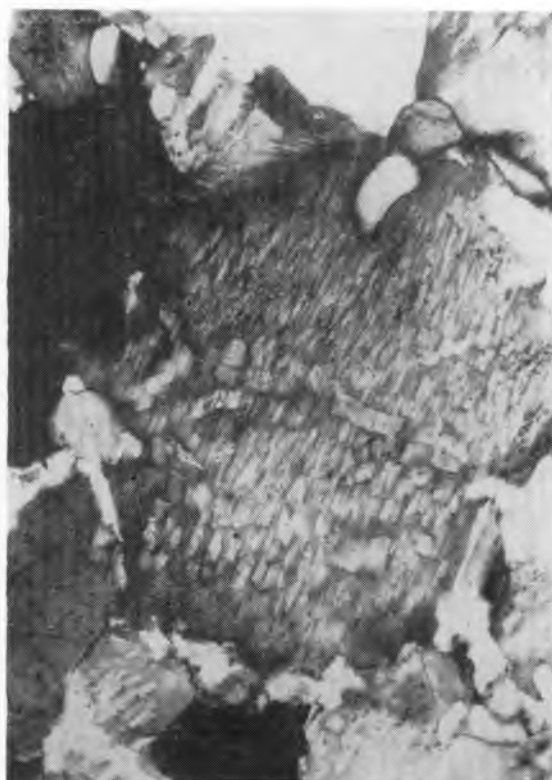
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA XII

PLATE XII

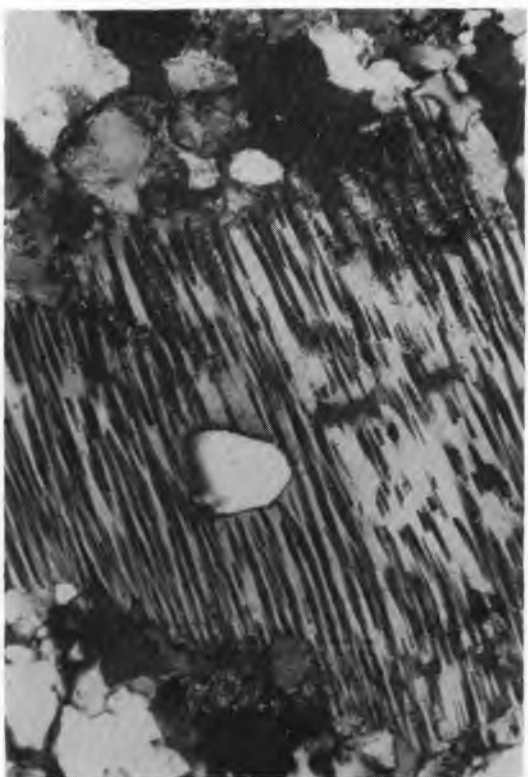
- Fot. 1. Plagioklaz (w przekroju zbliżonym do $\perp 010$) z pojedynczymi antypertytowymi wrostkami skalenia potasowego o kształtach wyklinowujących się tabliczek, ułożonych w płaszczyźnie 010 plagioklazu. Gnejs pertytowy nr 60c z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 \times
Plagioclase (in section approximately $\perp 010$) with isolated antiperthite ingrowths of potassium feldspar shaped like thinning out tablets arranged in 010 plane of plagioclase. Perthitic gneiss no 60c from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 \times
- Fot. 2. Antypertyt tabliczkowy (w przekroju zbliżonym do $\perp 010$) dość ubogi w antypertytowe wrostki skalenia potasowego o kształtach wyklinowujących się tabliczek, ułożonych w płaszczyźnie 010 plagioklazu. Gnejs pertytowy nr 60c z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 \times
Tabular antiperthite (in section approximately $\perp 010$), rather poor in antiperthite ingrowths of potassium feldspar shaped like thinning out tablets arranged in plagioclase plane 010 . Perthite gneiss no 60c from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 \times
- Fot. 3. Antypertyt (w przekroju zbliżonym do $\perp 010$ plagioklazu) z prawie równorzędnym udziałem plagioklazu i tabliczkowych antypertytowych wrostków skalenia potasowego ułożonych w płaszczyźnie 010 plagioklazu. Granulit jasny nr 60d z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 \times
Antiperthite (in section approximately to $\perp 010$ of plagioclase) showing nearly equal importance of plagioclase and the tabular antiperthite ingrowths of potassium feldspar arranged in the 010 plane of plagioclase. Light granulite no 60d from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 \times
- Fot. 4. Antypertyt (w przekroju zbliżonym do 010 plagioklazu) z równorzędnym udziałem ilościowym plagioklazu (na zdjęciu ciemny) i antypertytowych wrostków skalenia potasowego (na zdjęciu jasne). Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 \times
Antiperthite (in section approximately to 010 of plagioclase) with plagioclase (dark colour in photo) and antiperthite ingrowths of potassium feldspar (light colour in photo) of equal quantitative importance. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 \times



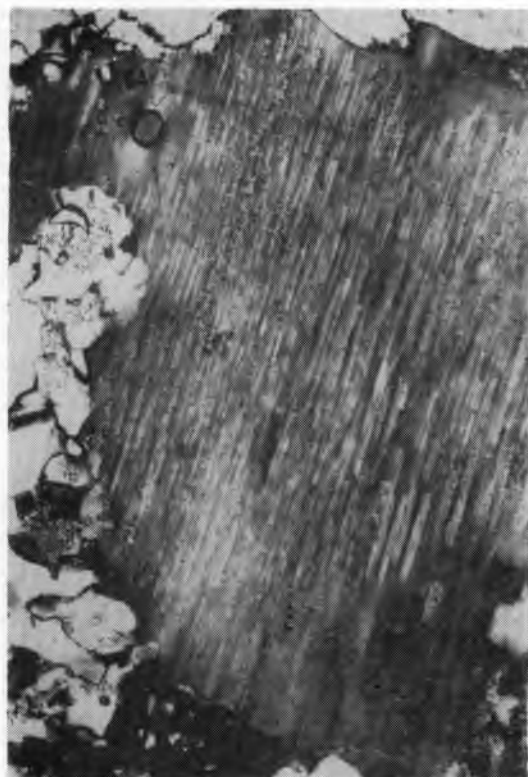
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

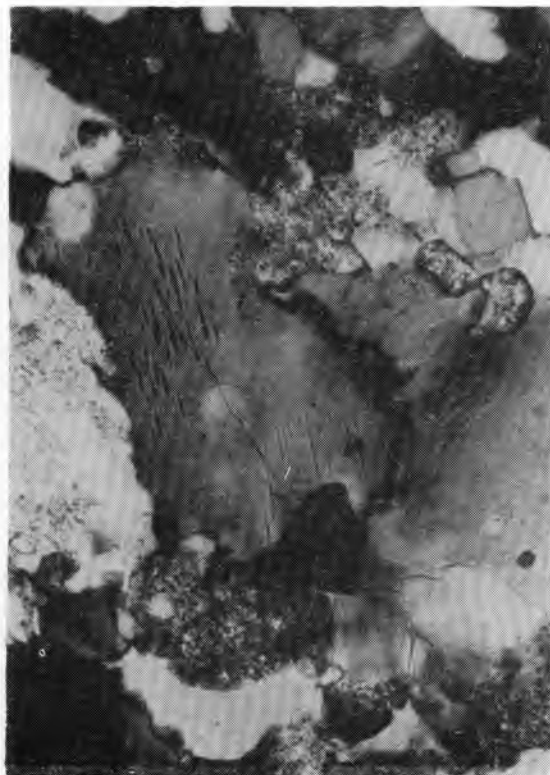
PLANSZA XIII

PLATE XIII

- Fot. 1. Jednorodny mikroklin niezblźniaczony, niespokojnie wygaszający światło. Gnejs gierałtowski nr 49 z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Homogeneous untwinned microcline with disturbed light extinction. Gierałtów gneiss no 49 from the granulite complex from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Mikropertyt niespokojnie wygaszający światło, ubogi w pertytowe wrostki plagioklazu o kształtach pręcikowych i wrzecionowych. Pertytowy gnejs granatowy nr 60g z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with disturbed light extinction, poor in perthite plagioclase ingrowths, rod-like and spindle-like in shape. Perthitic garnet gneiss no 60g from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Mikropertyt mikroklinowy z niewyraźną siateczką albitowo-peryklinowych zbliźniaczeń, dość bogaty w pręcikowe wrostki plagioklazu o zmiennych rozmiarach. Przekrój mikropertytu jest prawie prostopadły do kierunku wydłużenia pręcikowych wrostków plagioklazu. Granulit jasny nr 60a z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microclitic microperthite with indistinct albite-pericline twinnings, fairly rich in rod-like plagioclase ingrowths of various size. The microperthite section is sub-perpendicular to the elongation direction of the rod-like plagioclase ingrowths. Light granulite no 60a from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Mikropertyt mikroklinowy bogaty w pertytowe wrostki. Granulit jasny nr 60k z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microclitic microperthite rich in perthite ingrowths. Light granulite no 60k from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

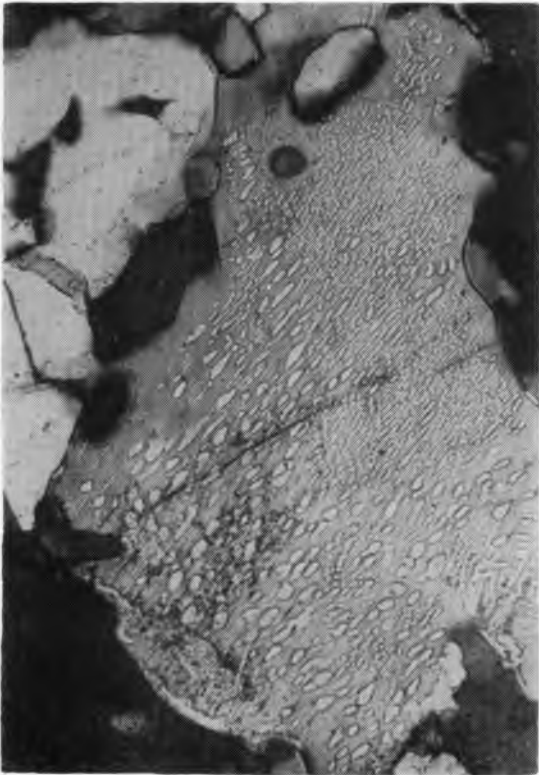


Fot. 4

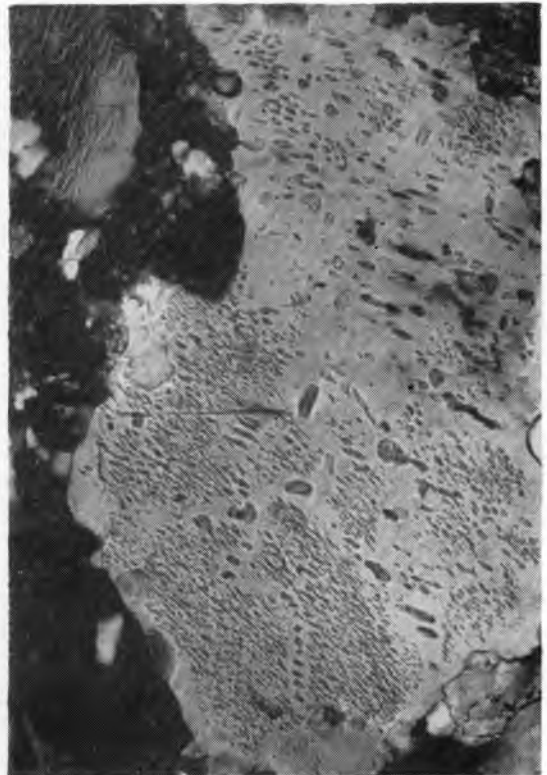
PLANSZA XIV

PLATE XIV

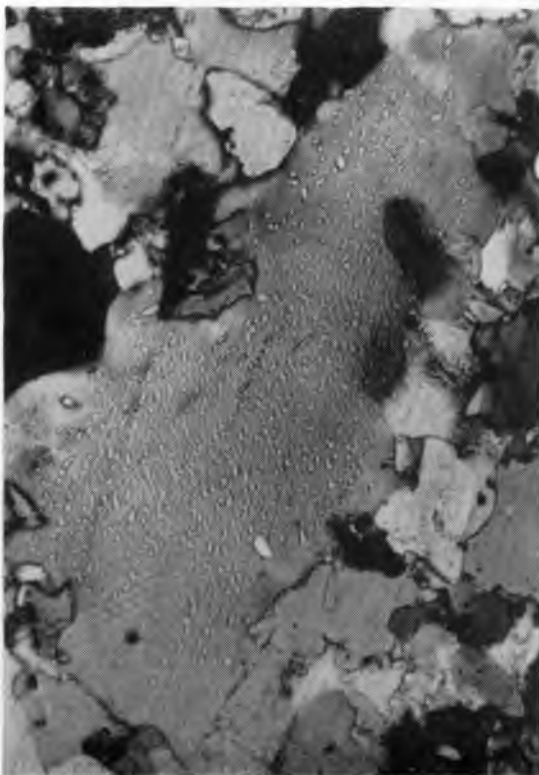
- Fot. 1. Mikropertyt z wrostkami pertytowymi o różnych rozmiarach i kształtach wrzecionowych lub pręcikowych (dolna część zdjęcia, przekrój wrostków poprzeczny do kierunku ich wydłużenia) i tabliczkowych (górną część zdjęcia). Pertytowy gnejs granatowy nr 60j z kompleksu granulitowego z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with perthite ingrowths of various size and spindle-like or rod-like in shape (bottom of photo, section of ingrowths transverse to their elongation direction) also tabular (top of photo). Perthitic garnet gneiss no 60j from the granulite complex from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 2. Mikropertyt z nierównomiernie rozmieszczonymi wrostkami o zmiennych rozmiarach i kształtach. Pertytowy gnejs granatowy nr 60e z kompleksu granulitowego z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with ununiformly arranged ingrowths varying in shape and size. Perthitic garnet gneiss no 60e from the granulite complex from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Mikropertyt w przekroju zbliżonym do równoległego do ściany 001, z drobnymi pręcikowatymi wrostkami pertytowymi o dość wyrównanych rozmiarach (widoczne są poprzeczne przekroje pręcików). Pertytowy gnejs granatowy nr 48 z kompleksu granulitowego z okolic Gieraltowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite in section approximately parallel to face 001 with minute rod-like perthite ingrowths of fairly equal size (showing cross sections of rods). Perthitic garnet gneiss no 48 from the granulite complex from the environs of Gieraltów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Mikropertyt w przekroju zbliżonym do równoległego do ściany 001, z wybitnie drobnymi pręcikowatymi wrostkami pertytowymi (widoczne są poprzeczne przekroje pręcików). Pertytowy gnejs granatowy nr 48 z kompleksu granulitowego z okolic Gieraltowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite in section approximately parallel to face 001 with extremely minute rod-like perthite ingrowths (showing cross sections of rods). Perthitic garnet gneiss no 48 from the granulite complex from the environs of Gieraltów. Crossed nicols. Magn. 64 ×



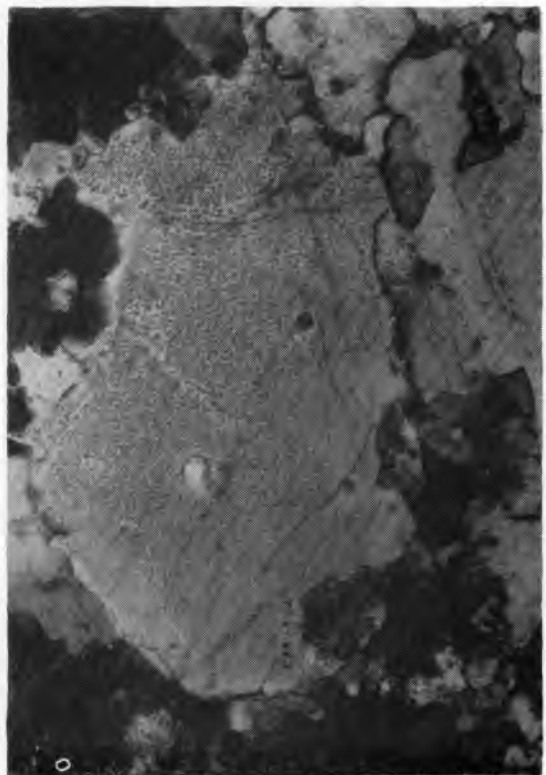
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4

PLANSZA XV

PLATE XV

- Fot. 1. Mikropertyt wybitnie bogaty w bardzo drobne pręcikowe wrostki pertytowe (przekroje równoległe do kierunku wydłużenia pręcików), które występują w ilości równorzędnej plagioklazowi. Granulit jasny nr 52 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite very rich in extremely minute rod-like perthite ingrowths (sections parallel to elongation direction of rods) which occur in amounts equal to those of the plagioclase. Light granulite no 52 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Mikropertyt bogaty w drobne wrostki pertytowe o kształtach pręcikowych (w przekroju równoległym do kierunku wydłużenia pręcików). Pertytowy gnejs granatowy nr 48 z kompleksu granulitowego z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite rich in minute perthite ingrowths rod-like in shape (in section parallel to the elongation direction of rods). Perthitic garnet gneiss no 48 from the granulite complex from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Mikropertyt bogaty w stosunkowo duże pręcikowe wrostki pertytowe, w przekroju równoległym do kierunku wydłużenia wrostków. Pertytowy gnejs granatowy nr 60j z kompleksu granulitowego z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite rich in relatively large rod-like perthite ingrowths in section parallel to the elongation direction of ingrowths. Perthitic garnet gneiss no 60j from the granulite complex from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Mikropertyt z dużymi wrostkami pertytowymi o kształcie wrzecion, rozmieszczonymi dość rzadko (przekrój ziarna w przybliżeniu równoległy do kierunku wydłużenia wrostków pertytowych). Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with large spindle-shaped perthite ingrowths, rather far-spaced (section of grain approximately parallel to elongation direction of perthite ingrowths). Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



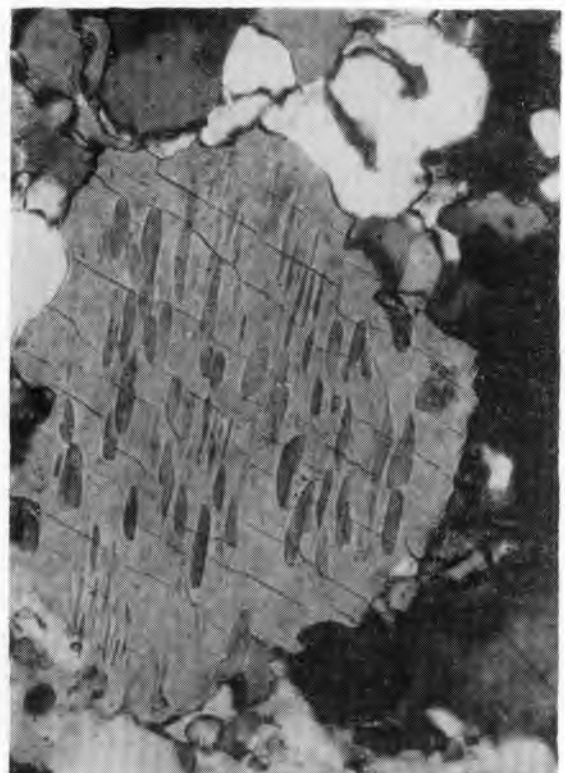
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

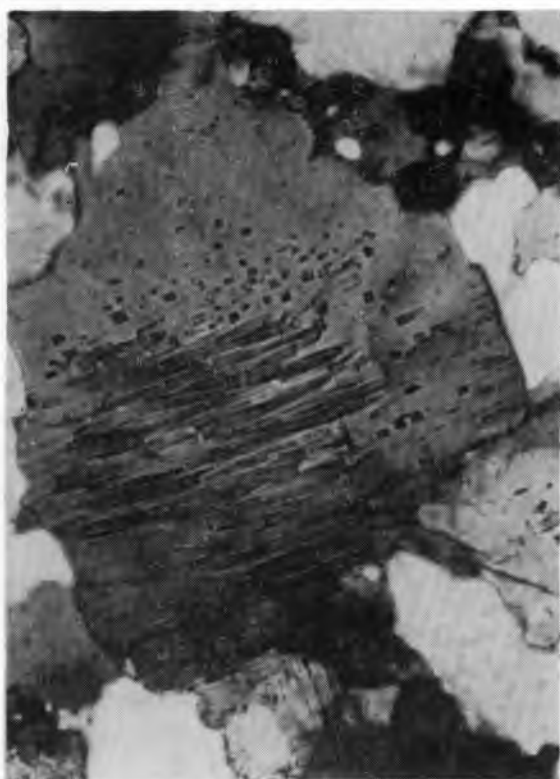


Fot. 4

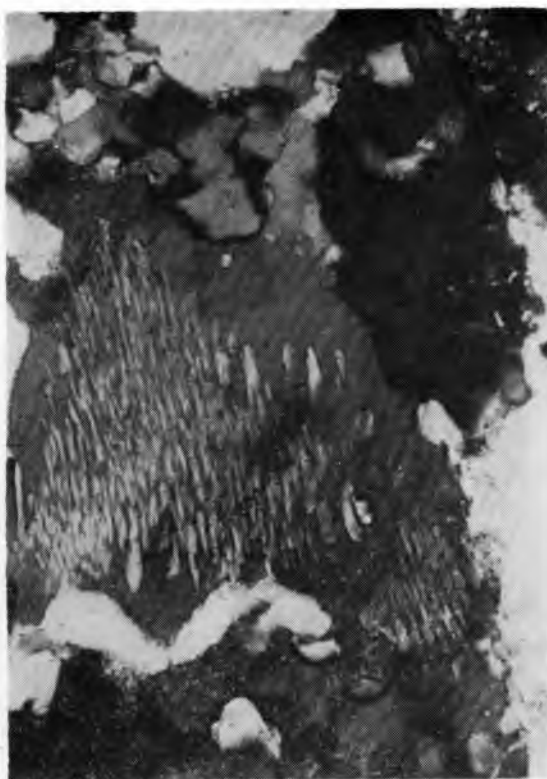
PLANSZA XVI

PLATE XVI

- Fot. 1. Mikropertyt z wrostkami plagioklazu nierównomiernie rozmieszczonymi o zmiennych kształtach od pręcikowych do izometrycznych i różnych rozmiarach. Gnejs pertytowy nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with plagioclase ingrowths, irregularly arranged, in shape varying from rod-like to isometric, and of various dimensions. Perthitic gneiss no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Skaleń potasowy z mikropertytową środkową partią ziarna i jednorodną partią brzeżną. Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Potassium feldspar with microperthitic central part of grain and a homogeneous marginal part. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Skaleń potasowy o budowie pasowej z mikropertytowym jądrem i jednorodną obwódką zewnętrzną. Granulit jasny nr 59 z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Zoned potassium feldspar with a microperthitic central part and a homogeneous outer rim. Light granulite no 59 from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Skaleń potasowy o budowie pasowej z mikropertytowym jądrem i jednorodną obwódką zewnętrzną. Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Zoned potassium feldspar with a microperthitic core and a homogeneous outer rim. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

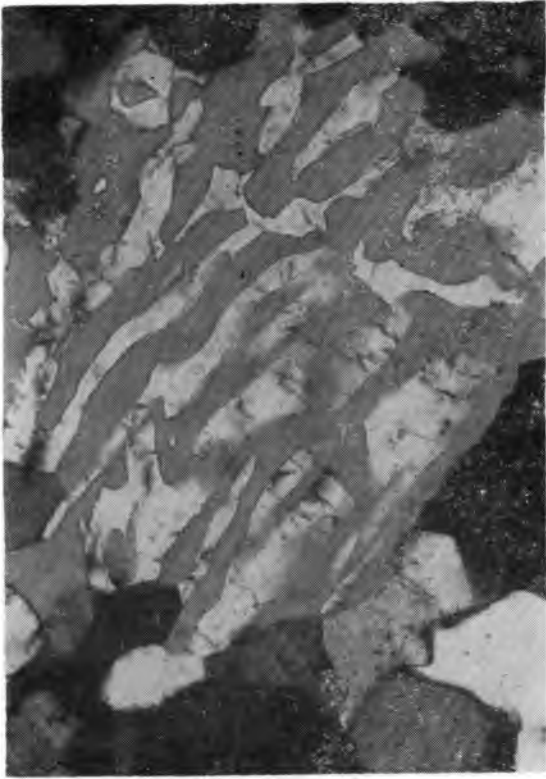


Fot. 4

PLANSZA XVII

PLATE XVII

- Fot. 1. Mikropertyt złożony z nieregularnych przerostów plagioklazu (na zdjęciu jasny) w skałeni potasowym. Granulit jasny nr 55a z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite consisting of irregular plagioclase ingrowths (light colour in photo) in potassium felspar. Light granulite no 55a from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Mikropertyt z dwoma rodzajami pertytowych wrostków plagioklazu (na zdjęciu jasne) o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Dominują duże wrostki pertytowe o kształtach nieregularnych. Granulit jasny 53a z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with two kinds of perthitic plagioclase ingrowths (light colour in photo), identically oriented but varying in shape and dimensions. Large perthite ingrowths irregular in shape predominate. Light granulite no 53a from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Mikropertyt z dwoma rodzajami pertytowych wrostków plagioklazu (na zdjęciu jasne) o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Dominują duże wrostki pertytowe o kształtach nieregularnych. Granulit jasny nr 54 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with two kinds of perthitic plagioclase ingrowths (light colour in photo) identically oriented but differing in shape and dimensions. Large, irregularly shaped perthitic ingrowths predominate. Light granulite no 54 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Mikropertyt z dwoma rodzajami wrostków pertytowych (na zdjęciu jasne) o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Duże nieregularne przerosty i bardzo drobne pręcikowe wrostki plagioklazu występują tu w ilościach równorzędnych. Granulit jasny nr 53c z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with two kinds of perthitic ingrowths (light colour in photo), identically oriented but differing in shape and dimensions. Large irregular intergrowths and extremely minute rod-like ingrowths of plagioclase occur in equal amounts. Light granulite no 53c from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×



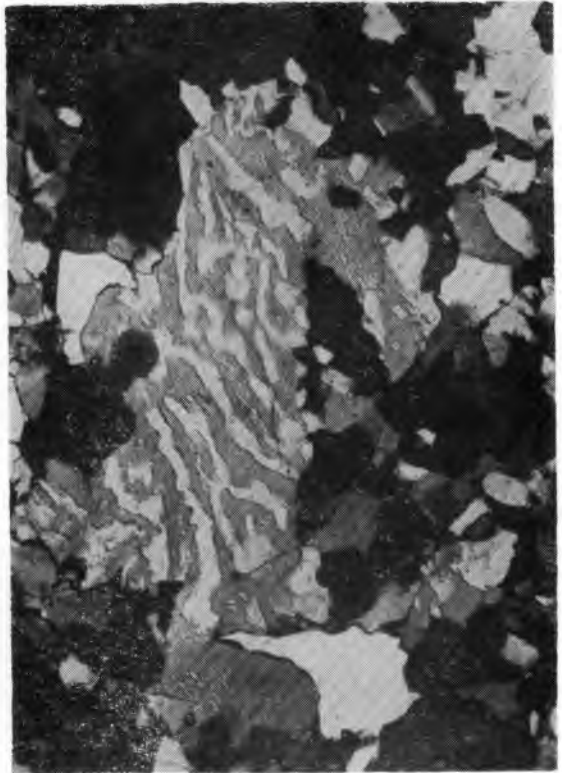
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

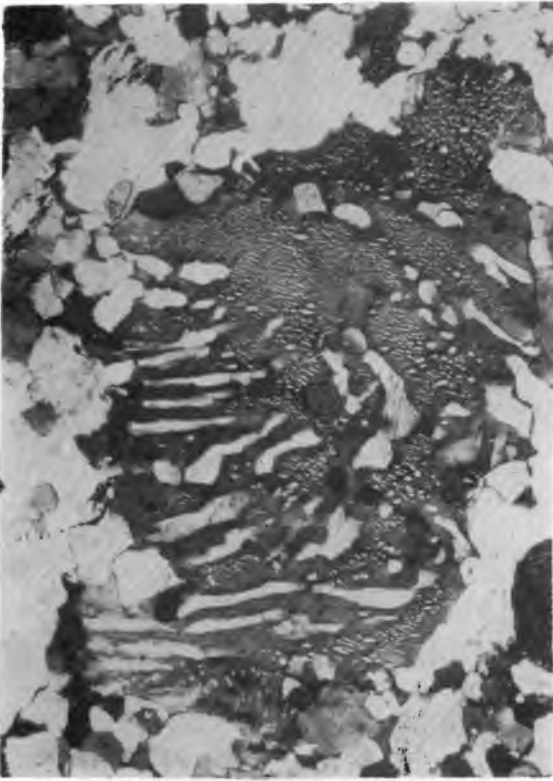


Fot. 4

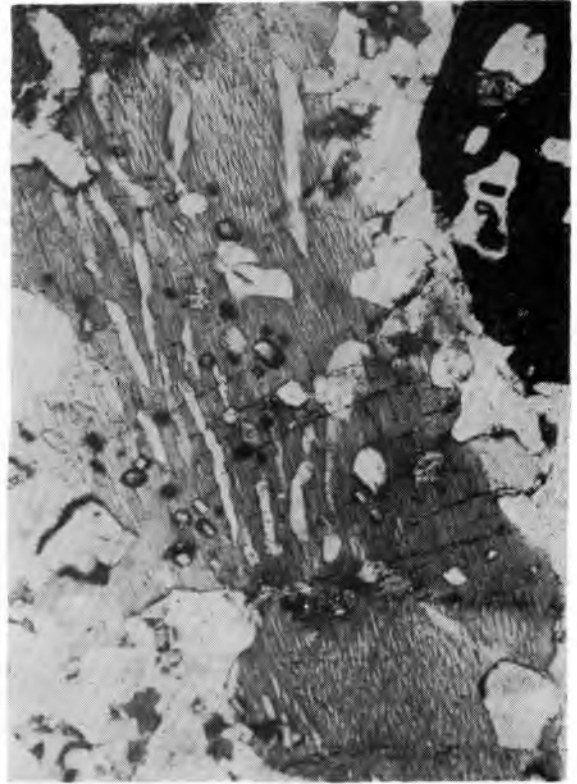
PLANSZA XVIII

PLATE XVIII

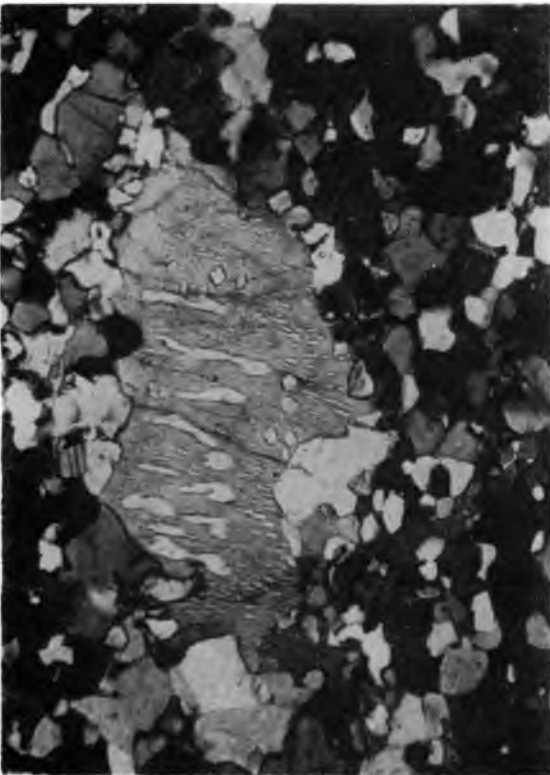
- Fot. 1. Mikropertyt z dwoma rodzajami pertytowych wrostków (na zdjęciu jasne) o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Duże nieregularne przerosty i drobne pręcikowe wrostki plagioklazu występują tu w ilościach równorzędnych. Granulit jasny nr 53a z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Microperthite with two kinds of perthitic ingrowths (light colour in photo), identically oriented but differing in shape and dimensions. Large irregular intergrowths and minute rod-like ingrowths of plagioclase occur in equal amounts. Light granulite no 53a from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Mikropertyt z dwoma rodzajami wrostków pertytowych (na zdjęciu jasne) o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Drobne pręcikowe wrostki dominują tu nad grubymi nieregularnymi przerostami plagioklazu. Pertytowy gnejs granatowy nr 60h z kompleksu granulitowego z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with two kinds of perthitic ingrowths (light colour in photo), identically oriented but differing in shape and dimensions. Minute rod-like ingrowths dominate over the thicker irregular intergrowths of plagioclase. Perthite garnet gneiss no 60h from the granulite complex from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Mikropertyt z dwoma rodzajami wrostków pertytowych o identycznej orientacji, lecz różnych rozmiarach i kształtach. Większe wrostki pertytowe odgrywają tu podrzędną rolę. Granulit jasny nr 44 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with two kinds of perthitic ingrowths, identically oriented but differing in shape and dimensions. The larger perthitic ingrowths are subordinate. Light granulite no 44 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 4. Drobny mikropertyt z pojedynczymi grubszymi wrostkami plagioklazu. Granulit jasny nr 44 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Fine microperthite with isolated coarser ingrowths of plagioclase. Light granulite no 44 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×



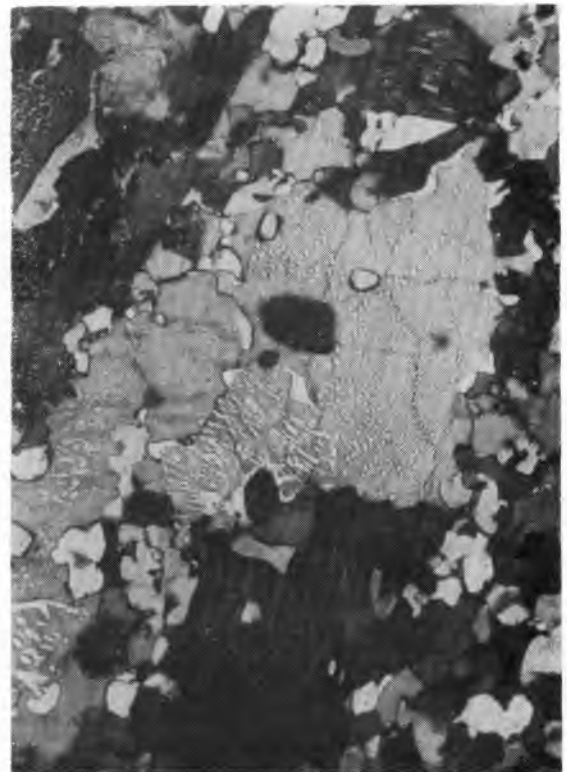
Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

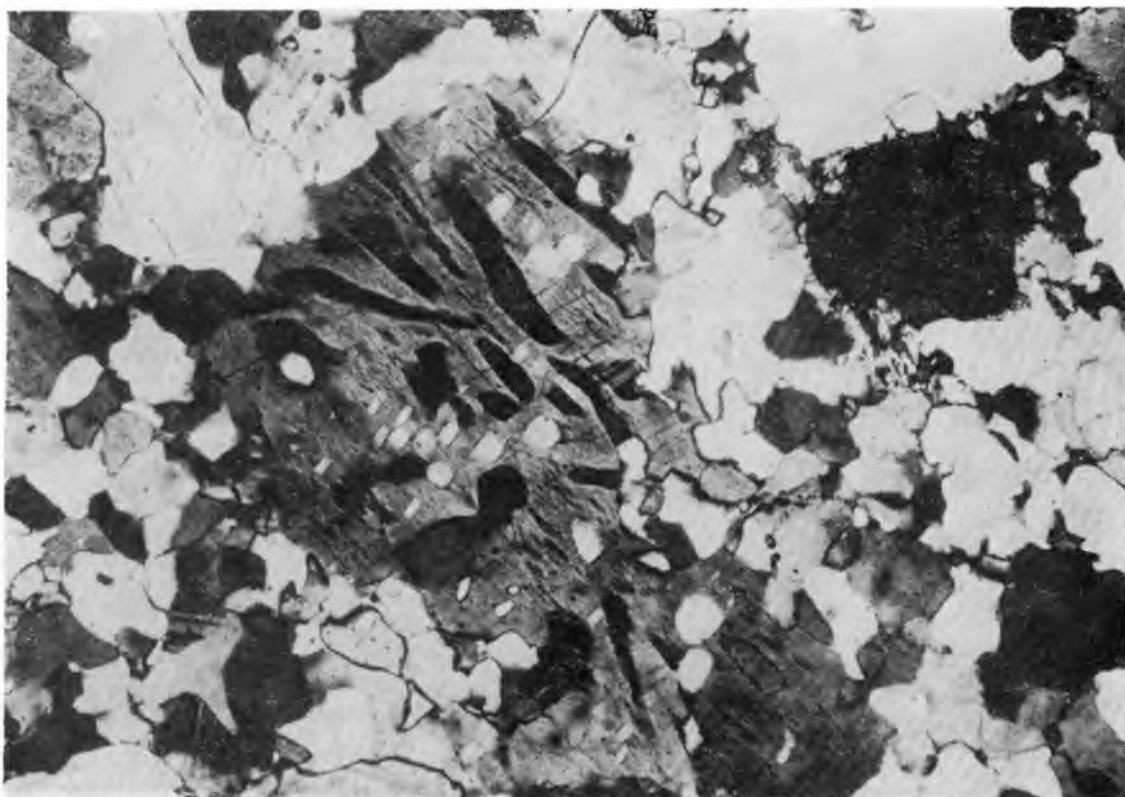


Fot. 4

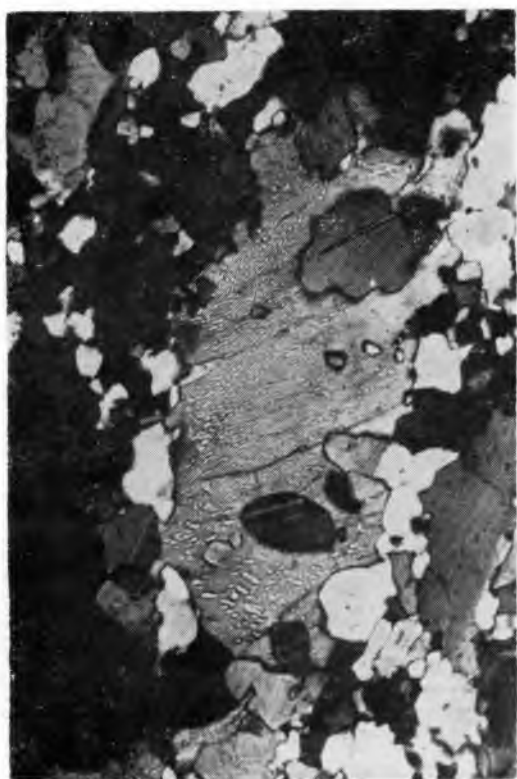
PLANSZA XIX

PLATE XIX

- Fot. 1. Pertyt z dwiema grupami odmiennie zorientowanych wrostków pertytowych (na zdjęciu czarne i białe). Granulit jasny nr 53a z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 107 ×
Perthite with two groups of perthitic ingrowths differently oriented (black and white colour respectively in photo). Light granulite no 53a from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 107 ×
- Fot. 2. Mikropertyt zamykający poikilitowo ziarenko plagioklazu (dolna część zdjęcia) i kwarcu z wrostkami rutyłu (górną część zdjęcia). Granulit jasny nr 44 z okolic Gierałtowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Microperthite with a poikilitic grainet of plagioclase (at bottom of photo) and of quartz with a rutile ingrowth (at top of photo). Light granulite no 44 from the environs of Gierałtów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Ziarna mikropertytu otoczone jednolitą obwódką plagioklazu i szeroką obwódką granatu. Granulit jasny nr 44 z okolic Gierałtowa. Nikole skośne. Pow. 64 ×
Microperthite grains with a fine homogeneous rim of plagioclase and a broad garnet rim. Light granulite no 44 from the environs of Gierałtów. Oblique nicols. Magn. 64 ×



Fot. 1



Fot. 2

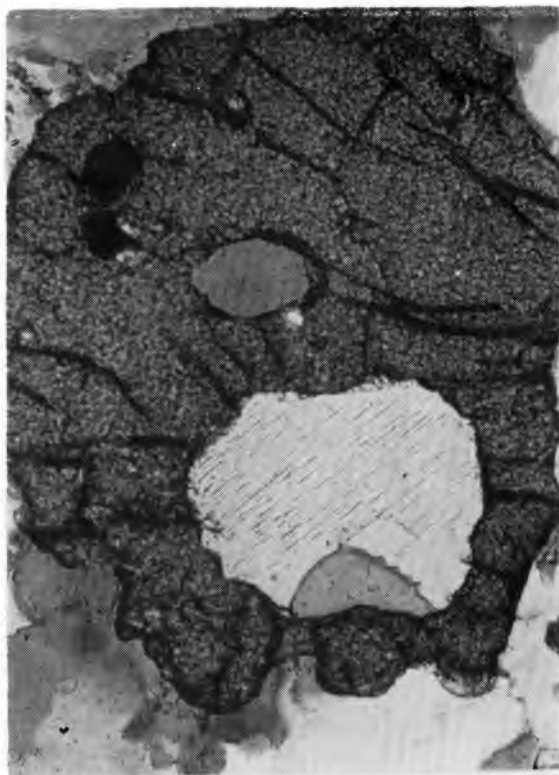


Fot. 3

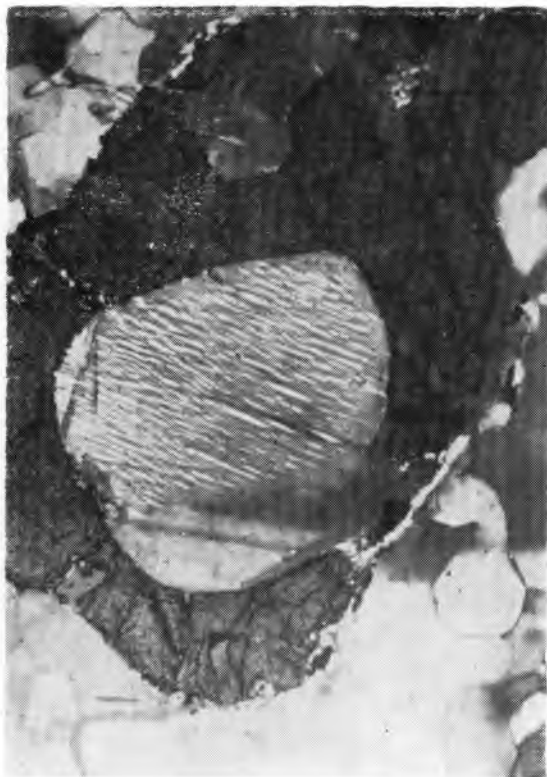
PLANSZA XX

PLATE XX

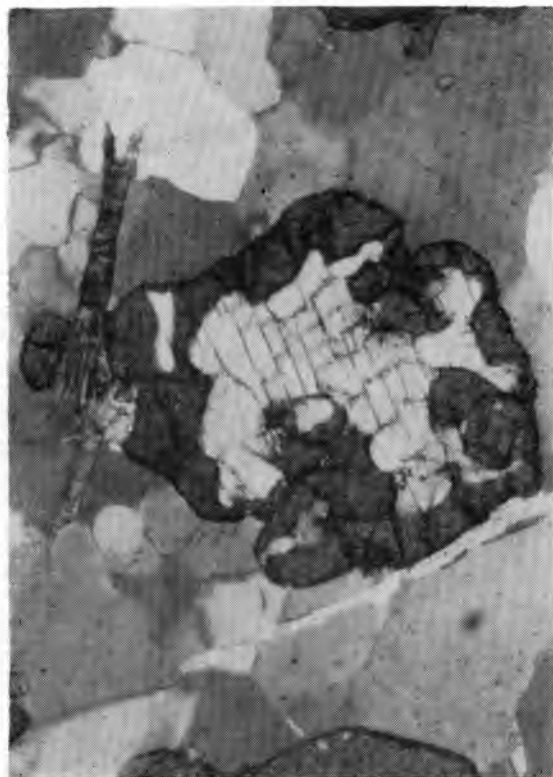
- Fot. 1. Pertyt i kwarc zamknięte w granacie. Granulit jasny nr 60f z okolic Javornika. Nikole skośne. Pow. 158 ×
Perthite and quartz in garnet. Light granulite no 60f from the environs of Javornik. Oblique nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 2. Mikropertyt zrosnięty z jednorodnym plagioklazem i zamknięty w granacie. Granulit jasny nr 53a z okolic Gieraltowa. Nikole skośne. Pow. 158 ×
Microperthite united with homogeneous plagioclase in garnet. Light granulite no 53a from the environs of Gieraltów. Oblique nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 3. Dysten (na zdjęciu jasny) z obwódką granatu. Granulit jasny nr 53c z okolic Gieraltowa. Nikole skośne. Pow. 158 ×
Kyanite (light colour in photo) with a garnet rim. Light granulite no 53c from the environs of Gieraltów. Oblique nicols. Magn. 158 ×
- Fot. 4. Dysten otoczony gruboziarnistą obwódką plagioklazu. Granulit jasny nr 50 z okolic Gieraltowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Kyanite with a coarse-grained rim of plagioclase. Light granulite no 50 from the environs of Gieraltów. Crossed nicols. Magn. 64 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3

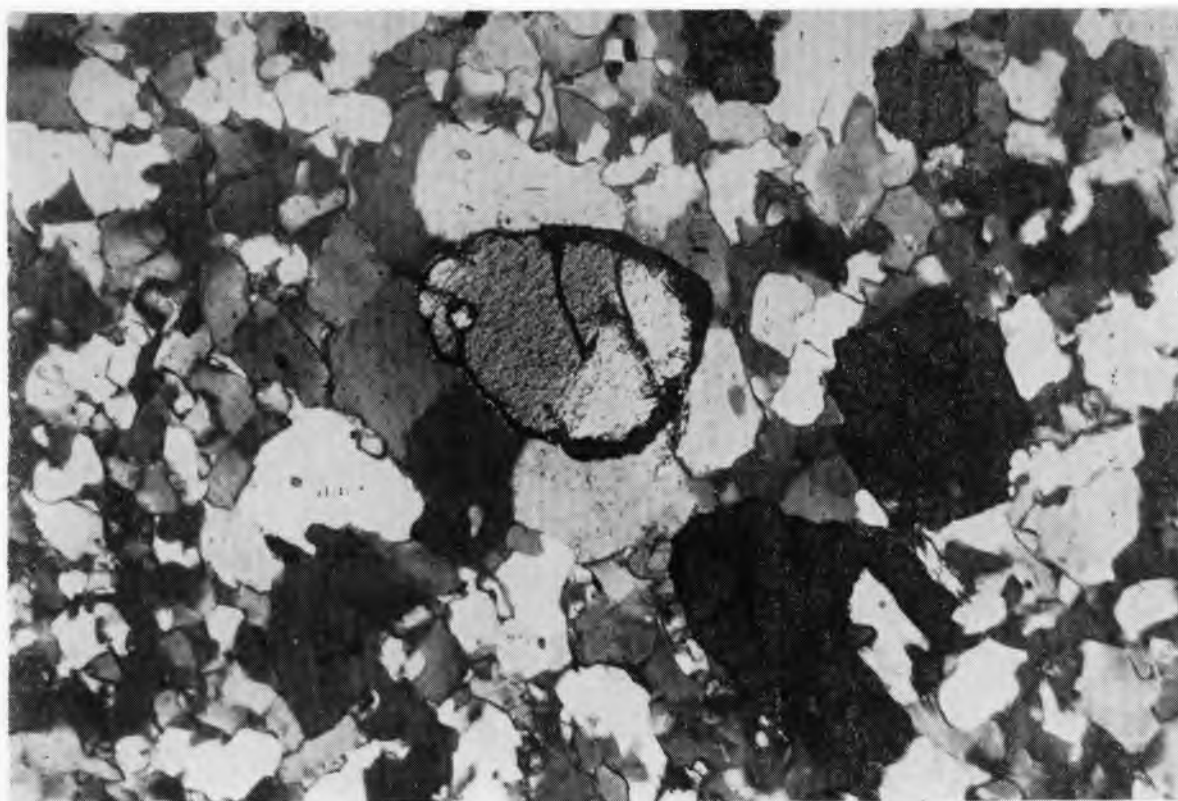


Fot. 4

PLANSZA XXI

PLATE XXI

- Fot. 1. Dysten obrośnięty granatem i otoczony obwódką gruboziarnistego plagioklazu (środkowa część zdjęcia). W prawej części zdjęcia widoczne są ziarna granatu. Granulit jasny nr 50 z okolic Gieraltowa. Nikole skośne. Pow. 97 ×
Kyanite with a rim of garnet and a rim of coarse-grained plagioclase (centre of photo). Garnet grains at right side of photo. Light granulite no 50 from the environs of Gieraltów. Oblique nicols. Magn. 97 ×
- Fot. 2. Dysten obrośnięty granatem z obwódką gruboziarnistego plagioklazu. Granulit jasny nr 44 z okolic Gieraltowa. Nikole skrzyżowane. Pow. 64 ×
Kyanite with rim of garnet and rim of coarse-grained plagioclase. Light granulite no 44 from the environs of Gieraltów. Crossed nicols. Magn. 64 ×
- Fot. 3. Dysten ulegający muskowityzacji. Granulit jasny nr 60b z okolic Javornika. Nikole skrzyżowane. Pow. 158 ×
Muscovitisation of kyanite. Light granulite no 60b from the environs of Javornik. Crossed nicols. Magn. 158 ×



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3