

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ*

UWAGI O GENEZIE SYLLIMANITU Z GÓR SOWICH**

SPIS TREŚCI

Streszczenie	101
Wstęp	101
Występowanie syllimanitu w skałach sowiogórskich	102
Przemiana dysten-syllimanit	105
Syllimanit w gnejsach biotyto-oligoklazowych	107
Syllimanit w gnejsach dwuskaleniovych	109
Pozycja syllimanitu w rozwoju strukturalnym skał sowiogórskich	113
Inne przemiany mineralne związane z syllimanitizacją	114
Wnioski	115
Literatura	116
Remarks on the origin of sillimanite from the Góry Sowie, Sudetes, SW Poland – summary	117

Streszczenie

W trakcie progresywnego regionalnego metamorfizmu część metapelitowych gnejsów sowiogórskich znalazła się w warunkach charakterystycznych dla strefy syllimanitowej. Syllimanit w skałach tej strefy tylko w niewielkim stopniu powstawał przez przemiany polimorficzne związku Al_2SiO_5 , głównie tworząc się poprzez rozkład biotyty. Rozpad biotyty był reakcją ciągłą, której przebieg zależał od P , T , aktywności H_2O oraz składu skały. Dokonywał się on albo bezpośrednio, dostarczając $Sil + Q + K^+ + H_2O + mnp$,*** albo pośrednio z utworzeniem produktów przejściowych: chlorytu w gnejsach biotyto-oligoklazowych i muskowitu w gnejsach dwuskaleniovych zawierających pierwotny skałen potasowy i/lub pierwotny muskowitz. Proces wzrostu syllimanitu drogą fibrolity-

zacji biotyty polegał na metasomatycznej wymianie jonów pomiędzy minerałami. Syllimanit i kwarc – główne produkty owej reakcji jonowej – tworzą charakterystyczne agregaty i przerosty, często widoczne megaskopowo w postaci nodul syllimanitowo-kwarcowych. Uwolnione jony K^+ powodowały lokalną myrmekityzację i/lub antypertytyzację plagioklazów oraz przyczyniały się do krystalizacji wtórnego, późnego muskowitu, zwłaszcza w strefach silniejszej ścięciowej deformacji ciągłej. Strukturalnie wzrost syllimanitu łączył się z dwoma kolejnymi fazami deformacji F_2 i F_3 i związanymi z nimi fazami rekrytalizacji metamorficznej M_2 i M_3 . W fazie M_3 doszło do znacznej przebudowy więzby skał sowiogórskich i wyraźnego pogrubienia ziaren mineralnych.

WSTĘP

Zważywszy wielokrotnie w różnych opracowaniach podkreślaną rolę bloku sowiogórskiego w strukturze Sudetów, zadziwiająco niewiele uwagi poświęcono dotąd petrologicznym bada-

niom gnejsów i migmatytów, stanowiących ponad 90% skał bloku. Poza przeglądowym artykułem Polańskiego (1955) i interesującymi, choć mało dostępnymi, wynikami badań Morawskiego

* Pracownia Geologii Sudetów ING PAN, ul. Podwale 75, Wrocław.

** Praca wykonana w ramach międzyresortowego problemu I 16 „Geodynamika obszaru Polski”.

*** Znaczenie skrótów: Sil – syllimanit, Q – kwarc, mnp – minerały nieprzezroczyste, Bio – biotyt, Msc – muskowitz, Plg – plagioklaz, Ksp – skałen potasowy, Chl – chloryt, Gr – granat, Crd – kordieryt, Kya – dysten.

(1964, 1973) dopiero publikowane ostatnio efekty prac Kryzy (1981) czy Augusta i Kryzy (1979) wnoszą istotny wkład w poznanie petrologii skal bloku sowiogórskiego.

Jednym z rezultatów dociekań Augusta i Kryzy (1979) na temat genezy syllimanitu w gnejsach i migmatytach sowiogórskich jest wniosek, że w większości przypadków minerał ten nie jest w stanie równowagi z innymi składnikami tych skał, gdyż stosunek Al_2O_3/CaO jest w nich – ze względu na dość małą zawartość glinki – tak niski, iż teoretycznie uniemożliwia krystalizację któregośkolwiek z polimorfów Al_2SiO_5 . Wiadomo wszakże, że w każdej skale o chemizmie pelitu (a taki właściwy jest większości gnejsów Gór Sowich) w odpowiednim przedziale $P-T$ regionalnego metamorfizmu utworzy się syllimanit, a więc o wzroście tego minerału zdaje się decydować nie tylko względna obfitość Al_2O_3 w składzie skały. Pojawienie się syllimanitu nie zawsze związane jest z polimorficzną przemianą związku Al_2SiO_5 . Vernon i Flood (1977) sądzą nawet, że w każdym razie w ten sposób nie tworzy się fibrolit, gdyż jego powstanie wymaga reakcji metamorficznych anagazujących także i inne minerały skały metapelitowej.

Oczywiście glinka potrzebna do utworzenia syllimanitu wcale nie musi pochodzić z wcześniej

istniejącego w skale dystenu czy też andalazytu, lecz może być uzyskana z rozpadu innych minerałów glinokrzemianowych. Znana reakcja $Msc + Q = Sil + Ksp + H_2O$, przyjęta przez Winklera (1976) za dolną granicę metamorfizmu wysokiego stopnia, jest klasycznym przykładem zaniku glinokrzemianu prowadzącego w obecności kwarcu do powstania syllimanitu. Naturalnie można oczekiwać, iż nie tylko reakcja muskowitu z kwarcem może spowodować lokalne wyzwolenie glinki koniecznej do utworzenia syllimanitu. Źródłem Al_2O_3 , jak się zdaje, z powodzeniem mogą być różne glinokrzemiany, o ile tylko ich rozpad dokonuje się przy udziale składników lotnych, w warunkach P/T zapewniających trwałość syllimanitu.

Gnejsy sowiogórskie w istocie dostarczają licznych przykładów, że obok obu łyszczyków także i skalenie bywają substratem w syllimanitotwórczych reakcjach. Zjawisko fibrolityzacji biotytu w skałach Gór Sowich dawno już zostało zauważone przez Morawskiego (1964, 1973). August i Kryza (1979) są zaś nawet zdania, iż opisane przez nich strefy syllimanitowo-muskowitowo-kwarcowe powstały przez zastąpienie tymi minerałami biotytu, skaleni i niekiedy dystenu skał macierzystych w następstwie ich silnej deformacji tektonicznej.

WYSTĘPOWANIE SYLLIMANITU W SKAŁACH SOWIOGÓRSKICH

Syllimanit w gnejsach i migmatytach Gór Sowich prawie zawsze występuje w swej fibrolitowej odmianie, w postaci pilśniowej, włóknistej lub igiełkowej, natomiast znacznie rzadziej pojawia się w formie dobrze wykształconych kryształów o słupkowym pokroju. Z reguły można wtedy dostrzec, że w owe duże kryształy przeradzają się zbite agregaty fibrolitu.

Rozmiary fibrolitowych agregatów są bardzo różne. Często umykają one obserwacji, zwłaszcza przy pobieżnym megaskopowym badaniu, ale równie często widoczne są doskonale jako syllimanitowo-kwarcowe nodule, co pozwala na łatwe polowe wydzielenie dwóch teksturalnych odmian gnejsów fibrolitowych – guzkowych i bezguzkowych (cf. August, Kryza *op. cit.*).

Fibrolit obserwowany pod mikroskopem prezentuje się o wiele bardziej różnorodnie, szczególnie w swych mikrostrukturalnych kontaktach z innymi minerałami. Można ogólnie wyróżnić kil-

ka najczęściej spotykanych sposobów występowania syllimanitu w skałach sowiogórskich.

Ciemnobrązowa, ziemista pilśń fibrolitu, słabo reagująca na spolaryzowane światło może znajdować się całkowicie w obrębie biotytu (fig. 1B). Taki sam agregat fibrolitu pojawia się niekiedy wśród jasnych minerałów bez kontaktu z łyszczykami.

Zazwyczaj fibrolitowa pilśń częściowo jest przerośnięta z biotytem, a częściowo wnika w jego otoczenie składające się głównie z ziarn kwarcu o nieregularnych, ale ostrych granicach. Igiełkowe protuberancje, oderwane lub nadal związane z główną masą fibrolitu, wrastają bezładnie w owe ziarna kwarcu i przerastają je wskroś niezależnie od ich kształtu (fig. 1 A, C, D), natomiast omijają zupełnie ziarna plagioklazu. Taka strefa ziarn kwarcu z wrostkami syllimanitu z reguły znajduje się wśród tła skały tworzonego przez biotyt oraz kwarc i plagioklaz o nierzadko poligonalnych

zarysach. Ziarna tych minerałów nie mają wzrostów syllimanitu, natomiast granice ich często powleczone są nieprzezroczystą lub żółtawą substancją, tworzącą jakby międzyziarnowe szwy.

Samodzielnie w więźbie skały występują agregaty fibrolitu igielkowego lub włóknistego przypominające „anielskie włosy”. Wiązki takiego fibrolitu przylegają także do skupień biotyту lub tworzą z nim równoległe przerosty. Syllimanit tych agregatów izolowany jest od innych – poza biotytem – minerałów skały swoistym kwarcowym płaszczem. Igiełki fibrolitu penetrują płaszcz ów w zasadzie bezładnie, choć niekiedy można zauważyć wiązki fibrolitu do pewnego stopnia dostosowujące się do zarysów ziarn kwarcu.

W nodulach syllimanitowo-kwarcowych wiązek fibrolitu skupiają się wzdłuż sąsiadujących ziarn kwarcu lub tworzą gniazda w punktach potrójnych między tymi ziarnami, obficie rozrzucając w nich swe igiełki (fig. 1E).

Agregaty fibrolitu pojawiają się również w asocjacji mineralnej, obejmującej poza syllimanitem także biotyт, kwarc i muskowitz, przy czym te dwa ostatnie minerały tworzą ze sobą bardzo skomplikowane przerosty (fig. 1F). Muskowitz pojawia się także w zgodnych przerostach z biotytem i wtedy przeważnie jasna, a nie ciemna mika pokrywa się fibrolitem. W sąsiedztwie syllimanitu barwy interferencyjne muskowitzu często wyraźnie błędną.

Inny typ współwystępowania syllimanitu i muskowitzu reprezentują agregaty fibrolitu igielkowego pokrywające się drobnymi łuszczykami jasnego łuszczyku, nierzadko rozrastającego się do dużych blaszek, w których tylko w postaci mniej lub lepiej widocznych cieni widoczne są ślady igiełek syllimanitu.

Agregat fibrolitu, czy to w formie ziemistej brązowej pilśni, czy to w formie wiązek igiełek, przerasta się z biotytem, który po brzegach lub w całości ulega wyraźnemu odbarwieniu i zastąpieniu przez zielonkawy chloryт (fig. 1A, B). Igiełki fibrolitu pojawiają się w obrębie tego chloryту, a na nim lub w jego pobliżu tworzą się grudki minerałów nieprzezroczystych. Taką asocjację mineralną uzupełnia kwarc, wykazujący niekiedy szczególny włóknisty pokrój (fig. 1A).

W gnejsach kordierytowych pilśniowe lub włókniste agregaty fibrolitu są wspólnie z biotytem, granatem i minerałami felzytowymi (Q, Plg) zastępowane ksenomorficznym, późnym kordierytem.

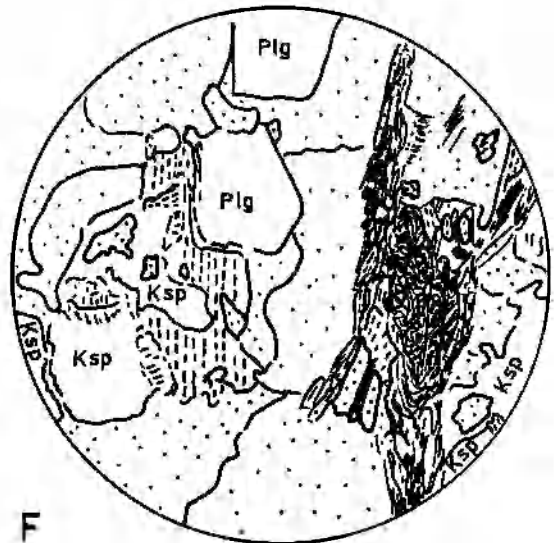
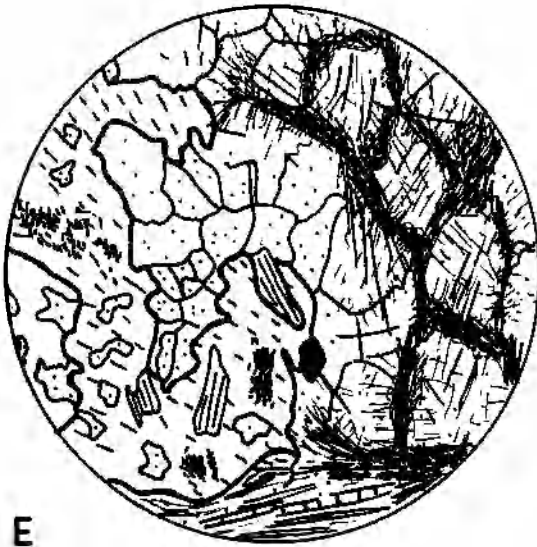
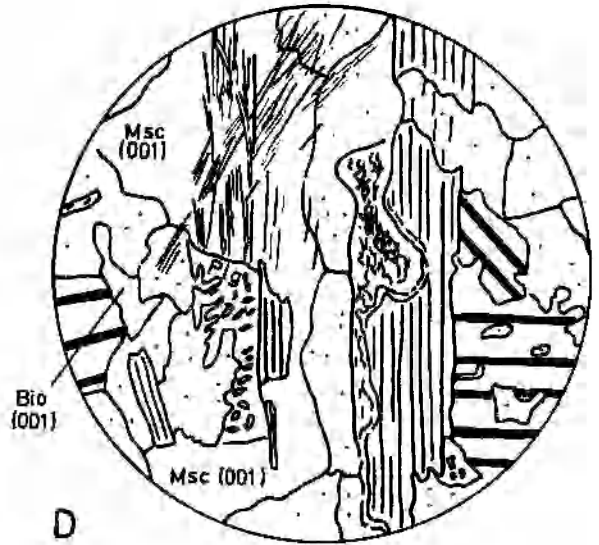
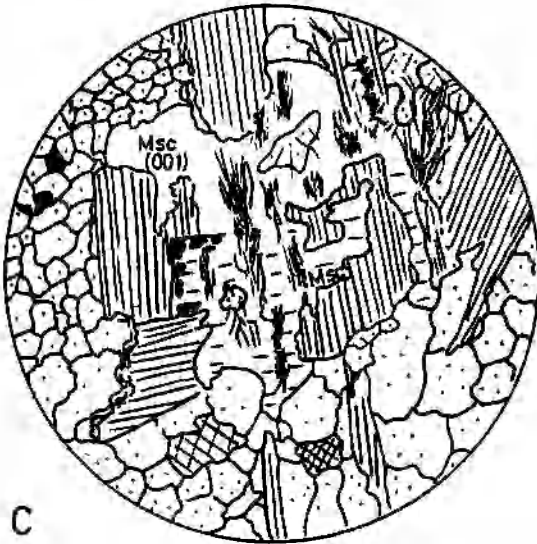
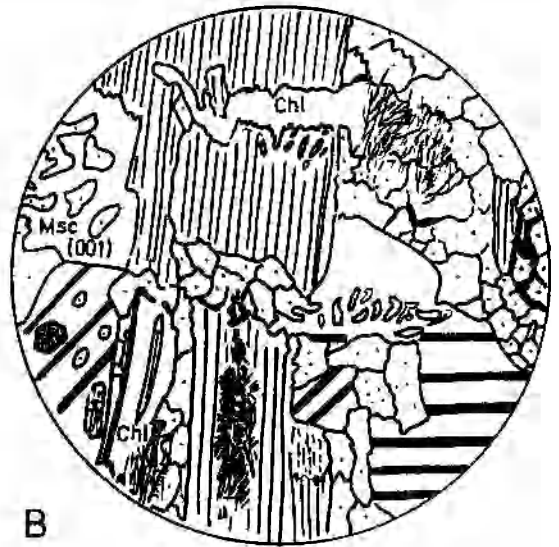
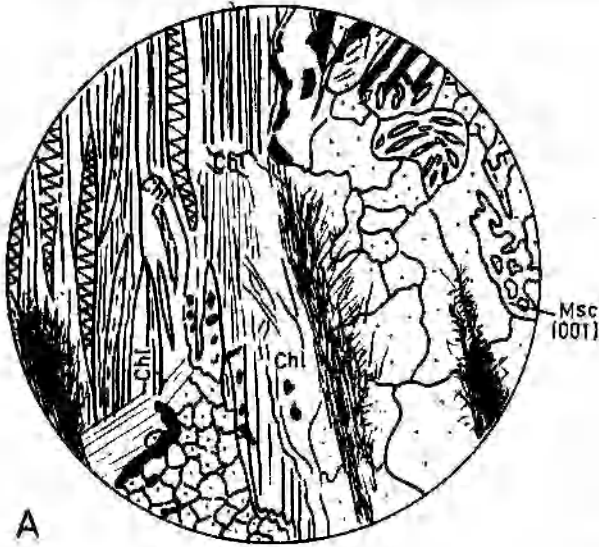
We wszystkich przypadkach można dostrzec, że ilość kwarcu w asocjacji z agregatem pilśni fibrolitowej jest dużo mniejsza od ilości kwarcu

towarzyszącego fibrolitowi włóknistemu, igielkowemu.

Przytoczone powyżej sposoby występowania syllimanitu w skałach sówiogórskich – choć oczywiście nie wyczerpują wszystkich możliwości – wskazują na różnorodność kontaktów tego minerału z innymi składnikami skał, niejednokrotnie sugerując brak równowagi między nimi, jak to podejrzewają August i Kryza (*op. cit.*). Dlatego też trudno jest mówić o konkretnych paragenezach, albowiem ich określenie wymaga pewności, że dane minerały w istocie mają wspólne pochodzenie, i stwierdzenia, że rzeczywiście znajdują się w równowadze. Konsekwentne wydzielenie parageny niejednokrotnie może nie być sprawą łatwą, gdyż w silnie progresywnie metamorfizowanych skałach minerały reagujące są często rozdzielone innymi minerałami, które w danej reakcji mogą być bierne. Relacje teksturalne nie zawsze bezpośrednio wskazują na rodzaj reakcji chemicznych, jakie zaszły w skale. Stąd też interpretując tekstury badanych skał należy także brać pod uwagę dostępne fakty mezostrukturalne, zarówno polowe jak i laboratoryjne. Równie konieczna jest znajomość pozycji badanych skał w regionalnej sekwencji progresywnego metamorfizmu, osiągnięta po kartograficznym określeniu kształtu poszczególnych izogradów.

Mikrostrukturalne obserwacje skal sówiogórskich przekonują, iż syllimanit nie jest w nich produktem reakcji nieciągłych, polegających na prostych i całkowitych przeobrażeniach jednych minerałów w drugie, stabilne w nowych warunkach ciśnienia i temperatury. Należy sądzić natomiast, że syllimanit tworzy się tu w wyniku reakcji ciągłych (ang. continuous, sliding reactions), w których biorą udział minerały o możliwościach tworzenia roztworów stałych. W sieci krystalicznej tych minerałów atomy jednych pierwiastków są zastępowane przez atomy innych pierwiastków, o ile tylko mieszczą się one w zasięgu dyfuzji poszczególnych jonów poprzez skałę. Zasięgi te, a więc i praktyczne możliwości podstawienia są różne. Na przykład zasięg dyfuzji jonów K^+ jest dużo większy niż jonów Al^{+3} , co pociąga oczywiście za sobą określone geologiczne i petrologiczne konsekwencje – także i w Górach Sowich, jak to zostanie przedstawione poniżej. Możliwość wymiany jonów jest jedną z cech głównych kryształów mieszanych. Należą do nich zarówno łuszczyki, jak i skalenie, obok kwarcu podstawowe składniki gnejsów.

Szczegółowe studium zespołów mineralnych i tekstur powinno – po uwzględnieniu istotnych



czynników wpływających na kierunki zachodzących przeobrażeń mineralnych i po określeniu przyczyn owych przemieszczeń materii – doprowadzić do odtworzenia przebiegu reakcji realnych, czyli takich, które w skale o konkretnym składzie chemicznym w określonym przedziale *P-T* rzeczywiście spowodowały utworzenie się obserwowanych pod mikroskopem asocjacji mineralnych. Proces przemieszczania materii może odbywać się – jak wiadomo – pod wpływem różnic potencjału chemicznego, różnic energety-

cznych pomiędzy fazą trwałą i nietrwałą w danych warunkach, ale także pod wpływem parcjalnego ciśnienia fazy ciekłej czy też ciśnienia kierunkowego. Oczywiście podstawową sprawą jest tu znajomość dokładnego składu badanych minerałów, określonego np. za pomocą elektronowej mikrosondy. Autor nie miał niestety takiej możliwości, toteż poniższy wywód – z konieczności niepełny – oparty jest wyłącznie na obserwacjach mikroskopowych.

PRZEMIANA DYSTEN-SYLLIMANIT

Polimorficzne przejście dystenu w syllimanit w efekcie spadku ciśnienia i wzrostu temperatury jest pozornie jednym z najprostszych przeobrażeń mineralnych. Oba minerały współwystępują w wielu próbkach gnejsów sowiogórskich, wszelako w jednym tylko przypadku udało się autorowi zauważyć – bardzo niepełną zresztą – pseudomorfozę syllimanitu po dystenie. Praktycznie minerały te nie pojawiają się we wzajemnym kontakcie. Częściej natomiast widoczne są ślady zastępowania dystenu muskowitem, a czasami także

i biotytem. Znikoma ilość i – w przeciwieństwie do agregatów fibrolitu – zawsze bardzo niewielkie rozmiary ziarn dystenu, widocznych z reguły jako wrostki w plagioklazach i to zarówno w gnejsach zawierających, jak i pozbawionych syllimanitu, nasuwają myśl o jego reliktowym charakterze (Morawski 1964, 1973). Wszelako najczęściej czyste, ostre i proste granice pomiędzy wrostkami dystenu a ich oligoklazowymi gospodarzami nie wskazują na poważniejsze reakcje wymienne między tymi minerałami. Skala wido-

Fig. 1

Przykłady występowania syllimanitu w skałach sowiogórskich. Średnica pola widzenia we wszystkich przypadkach wynosi 4 mm

A – migmatyczny gnejs oligoklazowo-biotytowy z Zagórza. Fibrolit w przerostach z kwarcem i chloritem u brzegu biotyту przeobrażanego w chloryt (bez szrafury), kwarc włóknisty (zygzaki) i ziarnisty (kropki), syllimanit, minerały nieprzezroczyste (czarne) oraz sporadyczny muskowit (przerywane kreski). Agregaty fibrolitu także wewnątrz biotyту i pomiędzy kwarcem. Brzeźnie myrmekityzowany plagioklaz i liściasty myrmekit. Gruboziarnisty kwarc współczesny fibrolityzacji, kwarc drobnoziarnisty polygonalny – sprzed fibrolityzacji; B – gnejs oligoklazowo-biotytowy z Walimia. Fibrolit w przerostach z kwarcem i chloritem. Agregat fibrolitu wewnątrz biotyту oraz pierwsze igielki syllimanitu w brzeźnej odbarwionej części biotyту (dół). Ostry kontakt oligoklaz z wrostkami kropkowego kwarcu, granatu (gęste kropki, wysoki relief) i dystenu (fupliwość). Zanik zbliźniaczeń w myrmekityzowanej partii oligoklaz. Robaczkowe przerosty kwarcu w biotycie w sąsiedztwie chlorytu. Koncentracja minerałów nieprzezroczystych wzdłuż brzegu chlorytu (dół) i pomiędzy starszymi ziarnami kwarcu (prawa strona). Muskowit w symplektytowych zrostach z kwarcem (lewa strona); C – gnejs dwuskaleniowy z Walimia. Muskowit zastępujący biotyt ma niejednorodną orientację krystalograficzną. Charakterystyczna koncentracja minerałów nieprzezroczystych na granicy biotyту z muskowitem. Fibrolit dominuje w partiach zmuskowityzowanych. Pojedyncze ziarna mikroklinu (kratka) wśród gruboziarnistego kwarcu związanego z fibrolityzacją. Drobne ziarenka polygonalnego kwarcu sprzed fibrolityzacji; D – gnejs dwuskaleniowy z Głuszycy. Biotyt (gęste kreski) poprzez szeroką strefę odbarwienia ulega przekształceniu w lyszczyk o cechach fengitu z widocznymi zarodkami syllimanitu. Pojedyncze igielki syllimanitu w ziarnie kwarcu dzielącym dwa biotyты. Nowo powstały muskowit z wrostkami syllimanitu wnikałymi w otaczający kwarc. Myrmekityzowany plagioklaz w kontakcie z muskowitem. Ostra granica biotyту/plagioklaz; E – gnejs dwuskaleniowy z Włodarza. Agregat syllimanitowo-kwarcowy w kontakcie z muskowitem (przerywane kreski) silnie przerosniętym kwarcem i pokrytym zarodkami fibrolitu; F – gnejs dwuskaleniowy z Głuszycy. Agregat włóknistego fibrolitu zastępowany drobnoluseczkowym muskowitem (przerywane kreskowanie). Ziarno późnego muskowitu (lewa strona) – szerokie strefy reakcyjne ze skaleniem potasowym

Various sillimanite occurrences in the Sowie Góry rocks. In all drawings field of view is 4 mm wide

A – migmatitic oligoclase-biotite gneiss from Zagórza. Fibrolite intergrown with quartz and chlorite at the margin of biotite transforming into association of chlorite (Chl, blank), quartz fibrous (zig-zags) and granular (dots), sillimanite, opaque (black), and sporadic muscovite (dashes). Fibrolite also on biotite and between quartz grains. Marginally myrmekitised plagioclase and leaf-like myrmekite. Coarse quartz related to fibrolitisation, fine polygonal quartz is older; B – oligoclase-biotite gneiss from Walim. Fibrolite intergrown with quartz and chlorite (top and bottom). Also fibrolite growing inside biotite and incipient needles of sillimanite appearing concordantly at decoloured marginal part of the biotite (bottom). Knife-sharp contact of oligoclase with inclusions of drop-like quartz, garnet (heavy dotted, high relief), and kyanite (cleavage). Disappearance of twin lamellae from a myrmekitised part of oligoclase. Vermicular quartz in biotite adhering to chlorite. Opaque concentrations along chlorite edge (bottom) and between older quartz grains (right side). Symplectitic intergrowth of quartz and muscovite (left side); C – two-feldspar gneiss from Walim. Muscovite replacing biotite has varying crystallographic orientation. Characteristic concentration of opaque at muscovite-biotite margin. Fibrolite mostly in the muscovitised portions. Single microcline grains (grid) within coarse quartz connected with fibrolitisation. Finer grained polygonal quartz is from before fibrolitisation; D – two-feldspar gneiss from Głuszycy. Biotite (lined) through a wide bleaching zone passes into phengitic mica with sillimanite nuclei. Single sillimanite needles in quartz grain separating two parts of biotite. New muscovite with sillimanite intergrowths entering the adjacent quartz. Myrmekitic plagioclase at contact with the muscovite. Sharp biotite/plagioclase interface; E – two-feldspar gneiss from the Włodarz Mount. Quartz-sillimanite aggregate at contact with muscovite (dashes) strongly intergrown with quartz and covered with fibrolite nuclei; F – two-feldspar gneiss from Głuszycy. Fibrous sillimanite replaced by fine-scale muscovite (dashes). Late muscovite grain (left side) with broad reaction zones against K-feldspar

cznych przeobrażeń dystenu w łyszczyk jest niewielka. Można sądzić, że dystenu w skałach sówiogórskich nigdy nie było dużo więcej ponad to, co się dziś obserwuje. Na pewno nie było go dużo więcej w skałach, którym w ogóle brak syllimanitu, a przypuszczalnie także i w tych z syllimanitem. Wydaje się, iż dysten jest elementem metastabilnym w więźbie gnejsów syllimanitowych, jednakże niereliktowym. Brak wzajemnych kontaktów dystenu i syllimanitu i brak bezpośrednich dowodów wzajemnego ich zastępowania się każe przypuszczać, iż raczej nie odbywała się tu prosta przemiana polimorficzna. Jakikolwiek przeobrażeniom dystenu skutecznie na pewno przeszkadzała gruba osłona plagioklaz, za którą były one ukryte jako inkluzje w skaleni. Zresztą do przeobrażeń nie dochodzi nawet i w tych rzadkich przypadkach, kiedy słupki dystenu znajdują się między ziarnami innych minerałów w więźbie gnejsów syllimanitowych. Można sądzić, że pola trwałości dystenu i syllimanitu znacznie się pokrywały i albo skały macierzyste nie znajdowały się w warunkach umożliwiających ową polimorficzną przemianę, albo dokonywała się ona w jakiś bardziej skomplikowany sposób.

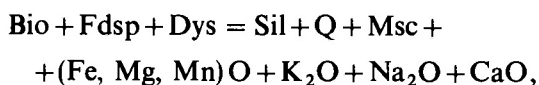
Brak dowodów bezpośredniego zastępowania dystenu przez syllimanit jest w ogóle dość powszechny w skałach zawierających oba te minerały i należących do strefy izogrady syllimanitowej regionalnego metamorfizmu. Interesujące wyjaśnienie tej zagadki przedstawił Carmichael (1969), proponując reakcję ciągłą wymiany kationów w układzie $3\text{Kya} + 3\text{Q} + 2\text{K}^+ + 3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{Msc} + 2\text{H}^+ \rightleftharpoons 3\text{Sil} + 3\text{Q} + 2\text{K}^+ + 3\text{H}_2\text{O}$ jako realną reakcję przeobrażenia dystenu w syllimanit, uodwadnianą obecnością muskowitzowych obwódek wokół ziarn dystenu. W skałach sówiogórskich obwódki takie nie są częste. Praktycznie niewiele jest zatem dowodów przemawiających za powstaniem syllimanitu Gór Sowich na skutek przeobrażenia dystenu.

Trzeba pamiętać także, że dotychczas nie stwierdzono w sposób pewny ani jednego przypadku występowania andalazytu w Górach Sowich. Proponowana przez Augusta i Kryzę (*op. cit.*) formuła $\text{Kya}/\text{And?} + \text{Bio} = \text{Sil} + \text{Msc} + \text{mnp}$ nie jest reakcją realną. Nigdzie nie udało się autorowi zaobserwować dystenu, który w kontakcie z pierwotnym biotytem wspólnie z nim ulegałby przekształceniu w agregat syllimanitu, muskowitzu i minerałów rudnych.

Nie ulega zatem wątpliwości, że syllimanit w

Górach Sowich musi być przede wszystkim produktem innych reakcji metamorficznych niż polimorficzne przekształcenia.

Przypuszczenie, że w tworzeniu syllimanitu współuczestniczą także inne niż dysten minerały skał sówiogórskich nasunęło się oczywiście i wcześniejszym badaczom. Morawski (1964, 1973) pierwszy zauważył fibrolityzację biotyту w tym rejonie. August i Kryza (1979) przyjęli, że syllimanit w wyróżnionych przez nich strefach syllimanitowo-muskowitzowo-kwarcowych powstał wskutek dość zawiłych przemian w układzie:



w którym doszło do lokalnych koncentracji glinki i krzemionki i do odprowadzenia alkaliów i składników femicznych. Wydaje się jednak, że i to równanie nie reprezentuje reakcji realnej. Z wcześniej opisanych względów mało jest prawdopodobne, by dysten rzeczywiście wchodził w reakcję z biotytem i skaleniami. W każdym razie autor nie znalazł na to dowodów mikroskopowych. Obserwowane stosunki mikrostrukturalne głównych minerałów skał sówiogórskich nie przemawiają również nigdzie na korzyść, sugerowanej powyższym równaniem, tezy o istotnym braku równowagi między biotytem i skaleniami, jeśli jako skalenie rozumieć tu plagioklaz przede wszystkim występujący w gnejsach Gór Sowich. Minerały owe w skałach pelitowych są trwałe w bardzo szerokim zakresie warunków P - T regionalnego metamorfizmu, przeto w zasadzie nie wchodzi z sobą w poważniejsze reakcje.

Przewidzianą przez Augusta i Kryzę (1979) konsekwencją proponowanej reakcji byłoby uruchomienie alkaliów i pierwiastków grupy żelaza, których odprowadzenie tworzyłoby fronty metasomatyczne. Feldszpatyzacja poprzedzałaby bazyfikację. Wszelako nigdzie w Górach Sowich — ani w skali mikro, ani w skali makro — nie obserwujemy efektów metasomatycznego dopływu żelaza czy magnezu, a sugerowana przez Morawskiego (1964, 1973) metasomatoza potasowa budzi różne wątpliwości, także i u Kryzy (1981). Należy raczej sądzić, że metamorficzna ewolucja serii sówiogórskich dokonywała się drogą przeobrażeń izochemicznych (Kryza *op. cit.*), co oczywiście nie wyklucza ruchliwości składników rekrystalizowanych skał i możliwości ich migracji przez dyfuzję jonową, na krótkich odcinkach pomiędzy ziarnami mineralnymi.

SYLLIMANIT W GNEJSACH BIOTYTOWO-OLIGOKLAZOWYCH

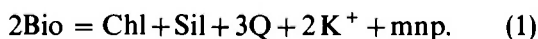
Z obserwacji mikroskopowych wynika, że syllimanit bardzo rzadko styka się z plagioklazem (oligoklazem), co przemawia za brakiem bliższych związków genetycznych między tymi minerałami, reprezentującymi w zasadzie różne paragenezy. Spotyka się natomiast wcale liczne przypadki wzajemnych kontaktów między fibrolitem i skałkiem potasowym, głównie mikroklinowym mikroperytytem, przy czym oba minerały bywają rozdzielone nieregularną obwódką muskowitu w przerostach z kwarcem lub kwarcu.

Rzadko też zdarza się, by syllimanit kontaktował z granatem. Oba minerały najwidoczniej nie tworzą wspólnej paragenezy – powstawały zapewne oddzielnie, w różnych epizodach metamorficznych.

Jak już powiedziano, syllimanit (fibrolit) w skałach sowiogórskich pojawia się najczęściej w kilku asocjacjach mineralnych: Bio-Sil-Q, Bio-Sil, Bio-Sil-Q-Msc, Bio-Sil-Q-Msc-Ksp, Bio-Chl-Sil-Q, Sil-Q, Sil-Q-Msc itd.

Minerały tworzące wymienione asocjacje reprezentują – o ile pominąć składniki podrzędne (Ti, Fe³⁺, Mn) – układ sześciokładnikowy K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KFMASH). Zespół Bio-Chl-Sil-Q uzupełniony K₂O i tlenkami przedstawia sześć faz owego układu, czyniąc go dwuzmiennym. Oznacza to, iż nieznaczną nawet jednoczesną zmianą trzech czynników – *P*, *T*, aH₂O* – musi prowadzić do poważnej zmiany w obrębie układu i zaniku jednej z faz. Stąd też ów zespół minerałów jest trwały w ograniczonym zakresie *P-T*-aH₂O i stąd rzadko obserwowany w naturze. Zanikającą fazą układu najczęściej bywa chloryt. W ten sposób pojawia się trwała i chyba najczęstsza parageneza Bio-Sil-Q (± mnp ± H₂O).

Badany zespół Bio-Chl-Sil-Q tworzy się w wyniku ciągłej, choć nie doprowadzanej do końca reakcji, zachodzącej w owym sześciokładnikowym układzie:



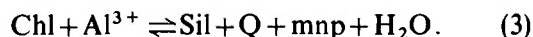
Jest to formuła przybliżona, ale jest to równocześnie reakcja realna, znajdująca pełne potwierdzenie w obserwowanych relacjach mikrostrukturalnych między minerałami gnejsów sowiogórskich (fig. 1A, B). Oznacza ona pierwszy przejaw fibrolityzacji biotyty, rozpoczynającej się po do-

prowadzeniu układu do określonego punktu pola zmienności *P-T*-aH₂O.

Ciągłość reakcji (1) polega na ruchliwości i wymianie kationów:



a ponieważ nieruchliwy jon Al³⁺ pozostaje na miejscu:



W ten sposób powstaje agregat fibrolitowej pilśni, któremu nigdy nie towarzyszy większa ilość kwarcu.

Niekiedy w rezultacie wzajemnych podstawień jonów kation K⁺ zostaje związany ponownie, przyczyniając się do powstania drobnitkich czystych blaszek muskowitu, wyraźnie wyrastających z masy Chl+Sil, względnie po prostu stanowiących przedłużenie chlorytu. Interpretując istniejące mikrotekstury można nawet przypuścić, że czasami efektem zawilej wymiany kationów jest przejście Bio → Chl → Msc, czyli muskowityzacja biotyty poprzez stadium chlorytowe. Świadczyłoby to o dużej ruchliwości kationów dyfundujących beładnie w skale i podstawiających się wzajemnie w podobnych przestrzennie sieciach ze stabilnym tetraedrem SiO₄.

Według sieci petrogenetycznej (ang. petrogenetic grid) podanej przez Thompsona (1976), parageneza Bio-Chl-Sil staje się trwała przy ciśnieniu 4,8 kb i temperaturze 620°C i jest stabilna do temperatury 640°C i ciśnienia 6 kb. Są to naturalnie wartości orientacyjne, przybliżone, gdyż tak trzeba je traktować wobec ciągle dużych rozbieżności wyników eksperymentalnych oraz ich niezgodności z obliczeniami termodynamicznymi. Ten sam minerał może być trwały w bardzo różnych zakresach *P-T* jedynie na skutek nieznacznych zaburzeń rozmieszczenia kationów w jego sieci krystalicznej. Dla syllimanitu zmiana pozycji 2-5% jonów Al³⁺ i Si⁴⁺ oznacza przesunięcie jego trwałości w stosunku do dystenu o 6 lub nawet więcej kilobarów (Saxena 1974).

Trzeba wszakże pamiętać, że nie mamy tu do czynienia z chlorytem pierwotnym, lecz wtórnym, pojawiającym się jako przejściowy produkt procesu rozpadu biotyty. Należy oczywiście odróżnić ten chloryt od chlorytu powstającego wskutek wietrzenia czy hydrotermalnej retrogresji biotyty.

* Aktywność H₂O.

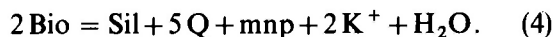
Przemiana biotyту w chloryt jako stadium pośrednie tworzenia się syllimanitu jest reakcją związaną ze wzrostem objętości. Wzrost taki tylko niekiedy nie jest kompensowany i wtedy chloryt zajmuje więcej miejsca niż przedtem biotyт, co prowadzi do rozpychania nieprzeobrażonych partii biotyту i ich reorientacji. Powstający równocześnie kwarc może się pojawiać jako długie soczewki (fig. 1A) pomiędzy blaszkami biotyту, z których część przerodziła się już w chloryt. Oba nowotwory mineralne wspólnie rozpychają powierzchnie łupliwości (001) swego gospodarza.

Widowym przejawem przemiany biotyту w chloryt jest wydzielenie TiO_2 w formie siatki sagenitowej. Nawet gdy dojdzie w takim miejscu do powtórnej krystalizacji biotyту, to Ti nie wejdzie już do jego sieci krystalicznej, lecz pozostanie w postaci igiełek tlenku.

Interesująca jest przyczyna, dla której biotyт nie wchodząc w reakcje z innymi minerałami skały metapelitowej ulega rozpadowi, niewątpliwie jeszcze w polu $P-T$, w którym jest on trwały. Skoro więc nie decyduje o tym ani ciśnienie, ani temperatura, jedynym wyjaśnieniem zdaje się być aktywna obecność fluidu* aH_2O , mającego zdolność do usunięcia przede wszystkim potasu z sieci krystalicznej biotyту (łatwość, z jaką jony K^+ wyzwalają się z biotyту, jest w przyrodzie znana, zwłaszcza w procesie wietrzenia). O faktycznym istnieniu fluidu świadczy choćby fakt odtransportowania minerałów nieprzezroczystych poza obręb strefy, w której powstają chloryt, syllimanit i kwarc, mający z reguły ostre granice (fig. 1B). Strefy takie kontaktują ze starszymi partiami więźby skały, gdzie kwarc i plagioklaz tworzą ziarna poligonalne. Między nie właśnie migruje i osadza się faza minerałów nieprzezroczystych, tworząc dość charakterystyczne szwy o brunatnawym lub żółtawym kolorze.

Powstający w czasie rozpadu biotyту kwarc tworzy ziarna zazwyczaj większe od występujących w nie zmienionym tle skały (fig. 1A, C). Mają one nieregularne, nieraz ząbkowane granice i przeważnie dość spokojnie wygaszają światło spolaryzowane. Kwarc ten rośnie równocześnie z syllimanitem, a ponieważ oba minerały pochodzą z tego samego pojedynczego substratu, krystalizują we wzajemnych przerostach. Igiełkowe kryształki syllimanitu, dysponując w stosunku do kwarcu znacznie większą energią krystalizacji, przerastają w sposób nieuporządkowany jego granice.

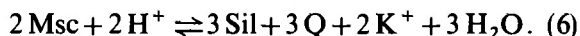
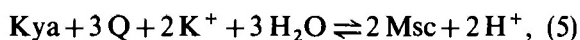
Jak dowodzą obserwacje mikroskopowe, rozpad biotyту może także dokonać się bezpośrednio z pominięciem stadium chlorytu:



Produkty tej reakcji są identyczne z produktami połączonych reakcji (2) i (3). Identycznie też wyglądają i zachowują się względem siebie. Wyraźną różnicę stanowi większa ilość kwarcu, w którym rozpraszają się igielki syllimanitu, nierzadko w formie „anielskich włosów”, rozchodzących się od centralnej masy fibrolitowej pilśni. Lokalny nadmiar kwarcu przejawia się także w formie robaczko-watych symplektytowych przerostów w brzeżnych partiach ziarn biotyту (fig. 1B).

Jony K^+ , uwolnione z sieci krystalicznej biotyту, mogą wędrować poza strefę rekrystalizacji, powodują także rozwój antypertytowych okienek w plagioklazie lub przyczyniają się do wzrostu liściastych myrmekitowych ciałek oraz stref zmyrmekityzowanych w ziarnach plagioklazu sąsiadujących z przeobrażanym biotytem (fig. 1A, D). I w tym przypadku mamy do czynienia z reakcją jonową ciągłą, polegającą na podstawianiu kationów w skaleniach i wydzieleniu kwarcu. Ponadto owe jony K^+ przyczyniają się zapewne do powstania drobnych ziarenek interstycjalnego mikroklinu, tkwiącego pomiędzy kwarcem, plagioklazem i biotytem. Wydaje się, że nie dyfundowały one na odległość większą od kilku milimetrów. Stąd też w skali szlifu badane skały reprezentują układy zamknięte.

Część dyfundujących jonów potasu może zostać wykorzystana do innych jonowych reakcji wymiennych. Jedną z nich jest zastąpienie dystenu muskowitem, oznaczające – zgodnie z przytoczoną już tezą Carmichaela (1969) – że przejście jednego polimorfu Al_2SiO_5 w drugi nie polega na innym ułożeniu jonów w sieci krystalicznej, ale na dość zawilej wymianie jonowej, wskutek której np. Al w syllimanicie nie jest wcale tym samym Al, który tkwił w strukturze wcześniejszego dystenu czy też andalazytu.



Źródło potasu koniecznego dla tej reakcji nie zostało przez Carmichaela wyraźnie określone. Nie ulega wszakże wątpliwości, że w skałach bez skalenia potasowego potas może pochodzić jedy-

* Fluidem nazywa tu autor akwaticzny film, w którym rozpuszczają się minerały przy metamorfizie i który ma zdolność transportowania rozpuszczonych substancji.

nie z rozpadu łyszczyków. Realność reakcji (5) i (6) w skałach sowiogórskich potwierdzają, niezbyt co prawda częste, obwódki muskowitu wokół ziarn dystenu przy braku pseudomorfoz syllimanitu po dystenie, a także sporadyczne w gnejsach biotytowo-oligoklazowych drobne i czyste ziarnka muskowitu przerastające w przypadkowy sposób kierunkowo ułożone blaszki biotyту.

Rzadkie i niewielkie blaszki muskowitu są także efektem reakcji zachodzących w obecności jonów K^+ pomiędzy niektórymi produktami rozpadu biotyту:



SYLLIMANIT W GNEJSACH DWUSKALENIOWYCH

Opisane powyżej przeobrażenia, odtworzone na podstawie obserwacji mikroskopowych, odbywały się w skałach o składzie pelitowym, przedstawiających się dzisiaj jako gnejsy biotytowo-oligoklazowe. Choć trudno mówić o wyraźnej i ostrej różnicy jakościowej, to można jednak dostrzec, że fibrolityzacja biotyту postępuje nieco inaczej w gnejsach dwuskaleniovych, zawierających bardzo zmienną ilość skalenia potasowego w postaci mikroklinu. Jego obecność wywiera pewien wpływ na kierunek rozpadu biotyту, mimo iż niekiedy brak na to jasnych dowodów mikroteksturalnych. W każdym razie reakcja (1) w takich skałach w zasadzie nie zachodzi. Zamiast chlorytu pojawia się muskowit*, dokładnie w takiej samej pozycji strukturalnej co chloryt w gnejsach oligoklazowych, jest on jednak w porównaniu z chlorytem bardziej trwały. Muskowit tworzy nieregularne, często postrzępione, brzeżne strefy ziarn biotyту lub równoległe z nim przerozsty pokryte grudkami mineralów nieprzezroczystych, a oba blaszkowe minerały partiami przechodzą w agregaty fibrolitu. Muskowitowe lub muskowitowo-syllimanitowe nowotwory pojawiają się zarówno tam, gdzie biotyt kontaktuje z mikroklinem, jak i tam, gdzie przylega do ziarn kwarcu czy plagioklazu.

O tym, że muskowit istotnie pochodzi z zastąpienia biotyту w czasie jego fibrolityzacji, świadczą kilka cech. Oto one:

1) odbarwienie blaszek biotyту od strony ich

Reakcja ta zachodzi zapewne nieczęsto, lecz o jej realności świadczą wspólnie przerastające się w brzeżnych częściach ziarn biotyту łuseczki chlorytu i muskowitu pokryte grudkami mineralów nieprzezroczystych. Częściej, jak się wydaje na podstawie dowodów mikroteksturalnych, dochodzi do częściowego odwrócenia reakcji (1). Prowadzi to do wzrostu inaczej zorientowanych blaszek biotyту, zawierających w sobie w postaci reliktowej igielki syllimanitu i grudki tlenków, najwidoczniej niezupełnie wykorzystanych przy odbudowie biotyту i tak biegnącej rekrytalizacji.

nieregularnych zakończeń, przy pełnym zachowaniu wysokich barw interferencyjnych;

2) optyczna zgodność z otaczającym biotytem;

3) pojawienie się grudek mineralów nieprzezroczystych w obrębie muskowitu, a zwłaszcza wzdłuż jego granic z biotytem;

4) pojawianie się agregatu ziemistej pilśni fibrolitu (ulegającego potem rekrytalizacji do formy igielkowej) przede wszystkim na muskowiecie, a nie na przylegającym doń biotycie;

5) deformacje biotyту (załomy lub rozpychanie), wśród którego pojawia się niezdeformowany muskowit z zarodkami fibrolitu; układ muskowit-syllimanit, podobnie zresztą jak to dzieje się w przypadku chlorytu, powiększa nieco swą objętość w stosunku do biotyту, a gdy brak innych możliwości kompensacji otoczenie musi się poddać mechanicznym naciskom;

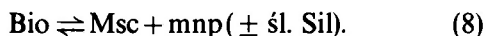
6) zmiany mineralogiczne takie, jak w p. 1, ale odbywające się wzdłuż wszystkich granic ziarn biotyту lub w ich wnętrzu.

Obserwacje mikroskopowe sugerują nawet pewną sekwencję zjawisk. Otóż biotyt ulega najpierw przeobrażeniu w muskowit, na nim z kolei pojawiają się zarodki syllimanitu, którego dalsza krystalizacja postępuje wspólnie z kwarcem, gdyż oba te minerały pochodzą z ulegającego właśnie rozpadowi muskowitu. Widocznym przejawem początkowej przemiany biotyту w muskowit jest jedynie pojawienie się fazy mineralów nieprzezro-

* Jasny łyszczyk często wykazuje tu cechy optyczne fengitu i jest nim w istocie w większości przypadków. Wobec niemożności dokonania dokładnych oznaczeń składu tego łyszczyku autor określa go zbiorowo mianem muskowitu, rozumiejąc, iż mogą się pod nim kryć różne minerały bezbarwne z grupy łyszczyków zwyczajnych.

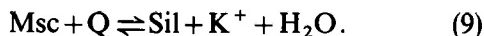
czystych, rozproszonych następnie wzdłuż granic minerałów jasnych, należących do nie przeobrażanych aktualnie partii więzby skały, lub pozostających na miejscu w muskowiecie przy jego granicach z biotytem.

Prowadząc obserwacje mikroskopowe łatwo można zauważyć, że często jednoznaczne określenie pozycji muskowitu nie jest sprawą prostą. Pojawia się kłopot, czasem trudny do przezwyciężenia nawet przy bardzo wnikliwej obserwacji, z odróżnieniem muskowitu pierwotnego od wtórnego, a także muskowitu, który – mimo iż wtórny – był w skale wcześniej niż syllimanit, od muskowitu rosnącego po syllimanicie. Pomocne są tu obserwacje dokonywane w skałach znajdujących się w strefie granicznej regionalnej izogrady granatu i izogrady syllimanitu, a więc tam, gdzie syllimanit dopiero zaczyna się tworzyć. Często jest tu transformacja:



Muskowit tworzy duże ziarna, pozostające nie tylko w strukturalnej, ale i optycznej zgodności z otaczającym biotytem (fig. 1C, D). Minerale nieprzezroczyste koncentrują się wzdłuż granic obu łyśczyków lub pozostają w muskowiecie, o ile nie są odprowadzone poza układ za sprawą aktywnego fluidu. Charakterystyczne odbarwienia biotyty z utrzymaniem wysokich barw interferencyjnych dodatkowo wskazują na przeobrażenie biotytytu w jasny łyśczyk.

Tak tworzący się muskowit w strefie granicznej izogrady syllimanitowej staje się nietrwały w obecności kwarcu. Ulega on silnemu „postrzępieniu” od zawiłych przerostów z kwarcem i wykazuje tendencję do nukleacji w swym wnętrzu syllimanitu równoległe do (001) blaszek biotytytu.



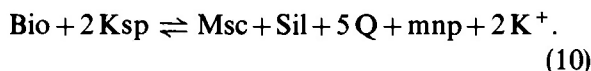
Produktem połączonych reakcji (8) i (9) jest syllimanit i minerale nieprzezroczyste, a uwolniona zostaje woda i jony potasu. W reakcji (9) nie powstaje skałen potasowy. Ten istotny moment – mimo tożsamości substratów – odróżnia w Górach Sowich reakcję I izogrady syllimanitowej, gdzie tworzy się tylko jeden minerał, właśnie syllimanit, od reakcji II izogrady syllimanitowej dostarczającej zespołu Sil + Ksp.

Tak więc muskowit, powstający z odbarwienia i transformacji biotytytu w reakcji produkującej syllimanit, pojawia się w więźbie skały wcześniej niż sam syllimanit (identycznemu schematowi podporządkowana jest przemiana biotytytu z ogniwem chlorytowym: reakcje 1–3). W więźbie skały

należącej do izogrady granatu i poniżej granicy Sil/Gr muskowit ten zachowuje się tak, jak muskowit pierwotny, współwystępując z biotytem – o ile tak można interpretować zgodne przerosty biotytytu i muskowitu, którym nie towarzyszą minerale nieprzezroczyste.

Oczywiście muskowit pierwotny poddany reakcji (9) dostarczy wespół z kwarcem – wobec którego w izogradzie syllimanitowej staje się nietrwały – dokładnie tych samych produktów, co opisane powyżej. Brak mu jednak cech wymienionych na stronie 109, a charakteryzujących muskowit powstający wtórnie z biotytytu.

Powstający muskowit, oczywiście, potrzebuje większej ilości glinu niż jego ciemny protoplasta. Na pewno w części dokonuje się to drogą wymiany kationów i wykorzystania aktualnie nieobsadzonych tetraedów anionowych $(\text{AlO}_4)^{5-}$ budowanych przez nieruchliwy glin. W części wszelako konieczny glin dostarczany jest przez skałen potasowy w czasie wymiennej reakcji jonowej między biotytem i mikroklinem, której prosty model przedstawia się następująco:



Biotyt, także i tu poddany odbarwieniu, staje się coraz bledszy, i w miarę odbarwiania pojawia się w nim coraz więcej igiełek fibrolitu. W końcu pierwotny nieregularny kształt biotytytu zostaje wypełniony tworzącym się równocześnie kwarcem, ogarniającym syllimanit przekształcony w bezładne wrostki.

Uwolnione jony potasu zachowują się tak samo, jak w gnejsach oligoklazowych: powodują lokalną myrmekityzację i antypertytyzację plagioklazu, powstanie nowych drobnych ziarenek mikroklinu w interstycjach pomiędzy istniejącymi ziarnami skały lub wchodzą w reakcje wymienne z innymi minerałami skały. Ponadto przyczyniają się do rekrytalizacji i remobilizacji pozostałego skalenia potasowego wywołując w skale objawy uznane przez Morawskiego (1964, 1973) za mikrokliniową feldszpatyzację.

Reakcja (10) wymaga współwystępowania muskowitu, syllimanitu i kwarcu w skale zawierającej pierwotny skałen potasowy. Asocjacja tych minerałów jest w zasadzie nietrwała, gdyż w określonych warunkach P - T muskowit nie może istnieć w obecności kwarcu i ulega wspólnie z nim przeobrażeniu w syllimanit i skałen potasowy. Reakcja ta wyznacza, jak wiadomo, granicę drugiej izogrady syllimanitowej.

Nowy muskowit, albo pozostający w bezpo-

średnim kontakcie z macierzystym biotytem i wtedy pokryty grudkami tlenków, albo rosnący poza nim w tle skały, jest zawsze bardzo mocno przerośnięty kwarcem, co sugerowałoby wyraźny brak równowagi między tymi minerałami. Przy pobieżnej obserwacji wydaje się, że to muskowitz zastępowany jest kwarcem, jednakże po nieco bardziej wnikliwym zbadaniu stosunków mikrostrukturalnych, szczególnie biotyту, syllimanitu, kwarcu i muskowitzu, staje się jasne, iż mamy do czynienia z transformacją minerałów wyrażoną równaniem (10) i obecnością symplektytowych przerostów kwarcu i muskowitzu. Ów biały łuszczak to inna odmiana muskowitzu wtórnego.

Tylko bardzo uważne prześledzenie wzajemnych relacji minerałów pozwala na stwierdzenie:

- 1) kiedy kwarc zastępuje pierwotny muskowitz,
- 2) kiedy kwarc atakuje muskowitz powstający z biotyту bezpośrednio przed wzrostem syllimanitu,
- 3) kiedy kwarc tworzy symplektytowe zrosty z równocześnie z nim rosnącym muskowitzem,
- 4) kiedy biały łuszczak tworzy się w wyniku muskowitzacji syllimanitu.

We wszystkich tych przypadkach bardzo nieregularne przerosty kwarcu i muskowitzu wyglądają w zasadzie identycznie. Wspólną ich cechą jest ogólny związek czasowy i przyczynowy z okresem wzrostu syllimanitu w skale. W każdym z wymienionych wyżej przypadków mamy do czynienia z różnym genetycznie muskowitzem. Poza muskowitzem pierwotnym istnieją aż trzy odmiany muskowitzu wtórnego. Rozróżnić je można określając zespoły prezentowanych przez nie cech, pojedynczo bowiem żadna z nich nie jest wystarczająco diagnostyczna. Na przykład muskowitz typu 4 wtórnice zastępuje syllimanit i na ogół nie wykazuje żadnych związków z biotytem. Rośnie wzdłuż brzegów lub wewnątrz agregatów fibrolitu uzyskując stopniowo coraz wyższe barwy interferencyjne i nabywając łupliwość podstawową w miarę zanikania syllimanitu. Nigdy nie towarzyszą mu minerały nieprzezroczyste ani myrmekit. Skomplikowane przerosty muskowitzu Msc_4 z kwarcem wynikają z faktu mimetycznego zastąpienia łuszczakiem syllimanitu w asocjacjach kwarcowo-syllimanitowych lub w nodulach. Muskowitz typu 2, Msc_2 , natomiast łączy się wyraźnie przestrzennie z biotytem i fazą minerałów nieprzezroczystych. Bardzo często ma postrzępione brzegi i wyraźne obniżenie barw interferencyjnych w miejscach narastania syllimanitu. Jako

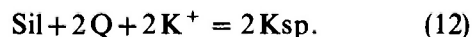
produkt przejściowy procesu fibrolityzacji biotyту może on też wszelako nigdy nie uzyskać właściwych temu minerałowi barw interferencyjnych. Tak więc im więcej wnikliwy obserwator potrafi zauważyć cech charakteryzujących poszczególne odmiany muskowitzu, tym łatwiej będzie mógł je odróżnić od siebie. Sprawa jest o tyle istotna, że prawidłowe określenie typu genetycznego muskowitzu, dokonane na podstawie analizy jego mikrostrukturalnej pozycji w więźbie skały, pozwala na poprawne odtworzenie reakcji przyczyniającej się do jego powstania, a co za tym idzie, do ustalenia reakcji realnych rządzących rekryształizacją skał w kolejnych epizodach metamorficznych.

Warto wszakże odnotować, iż niekiedy trudno jest oprzeć się wyrażeniu, że powstający w wyniku międzymineralnych podstawień jonowych symplektyt muskowitz-kwarc może być czasami wyrazem niemożności związania uwolnionych z biotyту jonów potasu w skałach potasowych, np. wskutek jakichś trudności energetycznych przebudowy sieci przestrzennych.

Z drugiej strony drobne ziarenka mikroklinu, pojawiające się w pobliżu nowo utworzonych agregatów $Sil-Msc-Q$, zdają się dowodzić lokalnej trwałości produktów reakcji:



lub też wskazywać, że pewna niewielka część syllimanitu i kwarcu w obecności wolnych jonów potasu przy braku wody zostaje jednak połączona ponownie w mikroklin:



Gdy jednak z otoczenia faz powstałych z rozpadu biotyту umknie H_2O i K^+ , Fe i Mg zaś zostaną związane w tlenki, to pozostały na miejscu nieruchliwy glin zmuszony jest wejść w sieć krystaliczną jedynie dostępnego mu kwarcu, wytwarzając dodatkową ilość syllimanitu. Należy tu pamiętać o dużym podobieństwie sieci przestrzennych biotyту i syllimanitu, w których tetraedry AlO_4^{5-} i SiO_4^{4-} związane są oktaedrami AlO_6^{9-} .

Plagioklaz, jak można sądzić z danych mikroskopowych, zachowuje się dość biernie i — poza poddaniem się lokalnej myrmekityzacji czy antypertytyzacji — stoi właściwie na uboczu przemian mineralnych prowadzących do powstania syllimanitu w skałach sowiogórskich. Bardzo rzadko zdarza się, by poniżej izogrady kordierytu (Plg bierze udział w tworzeniu Crd) plamki piłśni fibrolitu występowały jako wrostki w plagioklazie. W sporadycznie obserwowanych przypadkach syllimanit tworzył wrostki wespół z grana-

tem, dystenem i biotytem. Z reguły były to miejsca wyraźnego pogrubienia wszystkich elementów więzby skały przez rekrytalizację, w której część ziarn mineralnych ulegała prostemu rozrostowi, część zaś rozpuszczeniu, redepozycji i nukleacji na nowo. Trzeba tu podkreślić, że poza drobnym kropłowatym kwarcem rzadko w plagioklazie spotyka się wzrostki innych minerałów i w zasadzie jedynie w strefach pogrubiania więzby. Z mikrostrukturalnych obserwacji wynika, że plagioklaz niechętnie uczestniczył w tworzeniu innych minerałów.

Wśród tworów mineralnych towarzyszących wzrostowi syllimanitu pojawia się wszakże albit względnie skałen alkaliczny. Skutkiem myrmekityzacji i antypertytyzacji oligoklazury jony K^+ wnikając w jego sieć krystaliczną i zastępując Ca^{2+} prowadzą do powstania nowotworów mineralnych o składzie skałen alkalicznego czy albitu. Widoczne są one nieraz jako drobna faza w pobliżu miejsc fibrolityzacji biotyty (fig. 1B). O zmianie składu zmyrmekityzowanych partii oligoklazury świadczy np. zanik prążków bliźniaczych, a nawet różnice w reliefie.

Minerałem, który – jak się wydaje – w ogóle nie bierze udziału w procesie fibrolityzacji jest granat.

Jednym z charakterystycznych efektów opisywanych powyżej przeobrażeń mineralnych jest tworzenie się obrębie więzby gnejsów różnej wielkości stref syllimanitowo-kwarcowych (od ułamków milimetra od kilku centymetrów), prawie całkowicie wolnych od ziarn innych minerałów. Megaskopowo strefy takie przybierają postać nodul i występują zarówno w gnejsach czysto plagioklazowych, jak i w dwuskaleniowych, reprezentując – jak się zdaje – końcowy etap ewolucji syllimanitu w tych skałach. Strefy syllimanitowo-kwarcowe związane są zatem swymi początkami z każdą syllimanitowoczą reakcją. Trzeba tu podkreślić, że reakcja (4) zachodzi w obu typach gnejsów czy migmatytów, a więc niezależnie od tego, czy mają one skałen potasowy czy też nie. Istotna jest obecność biotyty jako substratu i jego gotowość w odpowiednich warunkach P - T - aH_2O do poddania się fibrolityzacji.

Fibrolit stref czy nodul syllimanitowo-kwarcowych pojawia się w formie tak pilśniowych, jak włóknistych i igielkowych agregatów. Często tworzą one spore koncentracje, z których pojedyncze igielki lub całe ich wiązki rozpraszają się na wszystkie strony wśród ziarn kwarcu. Często wszakże skupiają się one wzdłuż granic kwarcowych ziarn w kształcie miotłkowych nagroma-

dzeń, od których odbiegające igielki ustawiają się albo prostopadle, albo równolegle do zarysów kwarcu, w który wnikają z wyraźnym pomniejszeniem elementu przypadkowości w tym pozornie zdawałoby się bezładnym rozproszeniu. Taki typ więzby obu minerałów sugeruje generalnie ich równoczesność. Owe gęste miotłkowe skupienia pomiędzy ziarnami kwarcu, szczególnie obfite w łączących je punktach potrójnych, wskazują jednak, że fibrolit był usuwany na zewnątrz rosnących ziarn kwarcu, sam więc musiał je nieco swym wzrostem wyprzedzać. Oznacza to, iż granice syllimanitu utrwaliły się wcześniej niż granice kwarcu. Wyraźna tendencja igielkowatych wzrostków do prostopadłego ustawienia względem granic gospodarza sugeruje najkorzystniejsze energetycznie uporządkowanie już istniejącej fazy w stosunku do nadal rosnących kryształów.

Ziarna kwarcu ze stref lub nodul syllimanitowo-kwarcowych mają nieregularne zarysy, ale na ogół spokojnie wygaszają światło spolaryzowane. Są też z reguły kilkakrotnie większe od kwarcu tła skały, w której występują. Brak im więc cech deformacji, co pozwala przypuszczać, że rozrastały się one w statycznych warunkach tektonicznego spokoju. Taki sam wniosek nasuwa się z analizy sposobu ułożenia fibrolitu. Zewnętrzny spłaszczony, soczewkowaty kształt nodul wynika z ich mimetycznego rozwoju wzdłuż powierzchni foliacji gnejsów.

Duże podobieństwo do struktury nodul cechuje często wewnętrzną budowę leukosomowych partii niektórych migmatytów. Tutaj kwarc pomiędzy kierunkowo zorientowanymi, przeplatającymi się wiązkami fibrolitu tworzy wydłużone, i to nieraz bardzo, ziarna o niespokojnym wygaszaniu niosące znamiona syndeformacyjnej kryształizacji. Mimo pewnych różnic teksturalnych i tu mamy asocjację dwóch minerałów, kwarcu i syllimanitu, a genetyczna tożsamość obu przypadków wydaje się niewątpliwa.

Strefy i nodule syllimanitowo-kwarcowe w sposób oczywisty reprezentują te partie więzby skały, w których wcześniej istniejące minerały glinokrzemianowe musiały utracić swe alkalia i pierwiastki femiczne. Losert (1968) w swym studium o nodulach syllimanitowo-kwarcowych właśnie lokalną dealkaliczację, prowadzącą do miejscowej koncentracji glinki i krzemionki, przyjmował za główny mechanizm tworzenia się tych nodul. Alkalia, szczególnie potas, natychmiast wchodziły w jonowe reakcje wymienne. Żelazo i magnez ulegały związaniu w fazę tlenkową i po niewielkich przemieszczeniach za pomocą

fluidu osadzały się wśród minerałów więźby skały. Obecność fluidu znakomicie ułatwiała również wzrost mineralnych składników nodul. Należy tu podkreślić, że opisywane procesy syllimanitotwórcze, m. in. fibrolityzacja biotyту, są zawsze reakcjami dehydratacji. Uwalniana woda ma szcze-

gólne znacznie dla postępującej rekrytalizacji skał. Ponieważ zaś wyzwolone alkalia, żelazo czy magnez pozostawały w zamkniętym układzie skały, nie dochodziło więc do ich dalekiego transportu w formie metasomatyzujących frontów feldspatytacji i tym bardziej bazyfikacji.

POZYCJA SYLLIMANITU W ROZWOJU STRUKTURALNYM SKAŁ SOWIOGÓRSKICH

Proces fibrolityzacji biotyту był w Górach Sowich zjawiskiem dość długotrwałym. Obejmował on dwie fazy rekrytalizacji metamorficznej M_2 i M_3 , związane odpowiednio z fałdowaniami F_2 i F_3 (Żelaźniewicz 1979).

Cechy mikrostrukturalne, jak już powiedziano wyżej, pozwalają przypuszczać, że ziemiste agregaty fibrolitowej pilśni z nikłym towarzystwem kwarcu, w bezpośrednim przestrzennym związku z biotytem, reprezentują w Górach Sowich początkowe stadia krystalizacji syllimanitu. Strukturalnie agregaty takie często łączą się z biotytem rosnącym równoległe do powierzchni osiowych fałdów F_2 , co pozwala przyjąć, że pojawiają się one w obrębie więźby $M_2 + F_2$, tworzącej się w fazie rekrytalizacji metamorficznej związanej z deformacją F_2 . Gdy przemiana mineralna postępuje według reakcji (3) asocjacje fibrolitu i kwarcu uzupełnia chloryt, zwykle związany przestrzennie z biotytem. Dość charakterystyczne cechy owej asocjacji w połączeniu z innymi wyróżniającymi elementami ułatwiają z kolei w czasie obserwacji mikroskopowych identyfikację więźby $M_2 + F_2$ lub też jej reliktyw wplecionych w więźbę kształtowaną przez późniejsze rekrytalizacje.

Nodule syllimanitowo-kwarcowe są zawsze spłaszczone i rosną równoległe do powierzchni osiowych S_3 fałdów F_3 . Fakt ten niedwuznacznie wskazuje na istnienie strukturalnej kontroli nad tworzeniem się nodul i lokuje je w konkretnym przedziale ewolucji tektono-metamorficznej skał sowiogórskich. Jednocześnie wzrost nodul na pewno stanowi końcowe stadia ewolucji syllimanitu w tych skałach. Nie ulega więc wątpliwości, że choć wszystkie nodule łączą się z fazą F_3 , to przynajmniej część z nich budowana jest z kwarcu i syllimanitu, początkami swego wzrostu sięgającymi fazy $M_2 + F_2$ i przekrytalizowanymi w fazie M_3 . Wniosek taki potwierdzają zachowane w wielu miejscach relacje mikrostruktur. Otóż można zauważyć, że fałdy F_3 stanowią wygięcia

tych powierzchni, wzdłuż których rosną agregaty ziemistej fibrolitowej pilśni, a więc powierzchni S_2 . Oczywiście nowo powstała foliacja S_3 jest strukturą złożoną, budowaną zarówno przez elementy więźby $M_2 + F_2$ i $M_3 + F_3$, które w większości przypadków rozróżnić można jednak dopiero w miejscach ich przecięć, a więc praktycznie w przegubach fałdów.

Ziarna mineralne więźby $F_2 + M_2$ są z reguły mniejsze od ziarn minerałów tworzących więźbę $F_3 + M_3$. Doskonale to widać choćby na przykładzie biotyту — blaszki należące do powierzchni (S_2) ujętych w fałdy F_3 są zawsze mniejsze, często nawet znacznie mniejsze, od blaszek rosnących zgodnie z powierzchniami osiowymi tych fałdów. Sfałdowana więźba $F_2 + M_2$ została zatem poddana pogrubiającej ziarna mineralne rekrytalizacji M_3 , a więc ewolucji teksturalnej charakterystycznej dla wysokotemperaturowych zakresów regionalnego metamorfizmu. Stopień owej rekrytalizacji bywał bardzo różny — niekiedy cała więźba $F_2 + M_2$ została przeobrażona w więźbę $F_3 + M_3$, częściej wszakże mamy do czynienia z więźbą złożoną, tworzoną przez elementy $F_2 + M_2$ i $F_3 + M_3$, te ostatnie zawsze z reguły większe od poprzednich. I tak, generalnie, biotyт $F_3 + M_3$ (W_3^*) jest większy od biotyту W_2 , kwarc W_3 jest większy od kwarcu W_2 itd. Dotyczy to oczywiście także syllimanitu i kwarcu powstałych z rozpadu biotyту w fazie $F_2 + M_2$ (ów rozpad trwał nadal w fazie $F_3 + M_3$). Uległy one rekrytalizacji i wyraźnemu pogrubieniu, oraz — co jest nie mniej ważne — reorientacji do pozycji zgodnych z powierzchniami foliacji złożonej S_3 . Ogólnie można to oznaczyć:

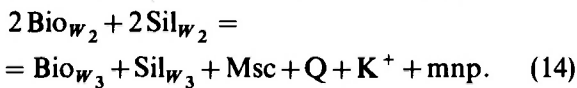
$$\begin{aligned} \text{Bio}_{W_2} &\rightarrow \text{Bio}_{W_3}, \\ \text{Sil}_{W_2} &\rightarrow \text{Sil}_{W_3}, \\ \text{Q}_{W_2} &\rightarrow \text{Q}_{W_3}. \end{aligned} \quad (13)$$

Oczywiście, gdy fibrolitowa pilśń Sil_{W_2} nie była stowarzyszona z obfitym kwarcem, także i po

* W — więźba; indeks cyfrowy oznacza przyporządkowanie konkretnej fazy deformacji (F) i rekrytalizacji metamorficznej (M).

rekrytalizacji w Sil_{W_2} pozostał ubogi weń włóknisty już lub igiełkowy agregat. Wydaje się, że Sil_{W_3} w ogóle nie tworzy ziemistych pilśniowych agregatów, lecz zawsze pojawia się jako wiązki igiełek czy włókniste „anielskie włosy”.

Rekrytalizacja biotyty i syllimanitu nie zawsze przebiegała tak prosto, jak opisuje to reakcja (13). Powszechne pogrubianie więzby skały w fazie $F_3 + M_3$ musiało łączyć się z częściowym choćby rozpuszczaniem prawie wszystkich minerałów. Stanowiło to niewątpliwie dogodne warunki do dyfuzji jonów i różnorodnych wymiennych podstawień. Owa rekrytalizacja bywała także i skomplikowanym procesem, którego prosty model w odniesieniu do biotyty i syllimanitu wygląda następująco:



Wśród produktów tej reakcji znajduje się nie tylko nowy biotyt i syllimanit rosnący wzdłuż powierzchni S_3 , ale także muskowit, którego blaszki są ułożone równolegle do powierzchni osiowych fałdów F_3 .

Nowy biotyt W_3 często zawiera w sobie, zachowane w formie reliktovej, wrostki igiełek syllimanitu i grudki minerałów nieprzezroczystych. Nowy syllimanit W_3 przeradza się natomiast z pilśniowych agregatów w obrastające je piękne wiązki lub miotłki igiełek, z rzadka splekane poprzecznie, rosnące najczęściej równolegle do

(001) łupliwości biotyty – a zatem zgodnie z foliacją S_3 . Pojawiające się równocześnie blaszki muskowitu miewają w sobie Sil_{W_2} jako wrostki.

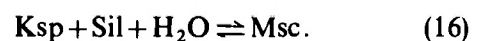
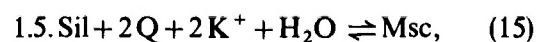
Ponieważ rekrytalizacji syllimanitu towarzyszyć musiała rekrytalizacja kwarcu, przeto – wobec różnic energetycznych krystalizacji związanych z odmiennymi kształtami ziarn tych minerałów – syllimanit W_3 z reguły otoczony jest „płaszczem” gruboziarnistego, nie zdeformowanego kwarcu.

Nodule, jak już wspomniano, tworzone są wyłącznie przez Sil_{W_3} i Q_{W_3} , w sporej części wszelako pochodzące z przekształcenia Sil_{W_2} i starszego kwarcu, a w części tylko z nowo krystalizujących minerałów w fazie M_3 wskutek nadal trwającego rozpadu biotyty. Fakt ten jest bardzo dobrze widoczny w terenowych relacjach elementów mezostrukturalnych faz F_2 i F_3 , na przykład w znanych powszechnie odsłonięciach ponad sztolniami w Walimiu. Otóż w więzbę głównie kwarcowo-skalieniowych prętów F_2 wpleciony był także Sil_{W_2} . W czasie deformacji F_3 i związanej z nią rekrytalizacji doszło do przebudowy i przestrzennej reorganizacji elementów składowych więzby skały i syllimanit wraz z kwarcem został wydzielony z tych prętów w formie syllimanitowo-kwarcowych nodul rosnących teraz zgodnie z foliacją i powierzchniami osiowymi S_3 , przecinających jednakże starszą foliację metamorficzną S_2 w partiach przegubowych fałdów F_3 .

INNE PRZEMIANY MINERALNE ZWIĄZANE Z SYLLIMANITYZACJĄ

Dość często zdarza się, że nodule oprócz kwarcu i syllimanitu zawierają także muskowit. August i Kryza (1979) opisują je pod nazwą stref syllimanitowo-muskowitowo-kwarcowych, które traktują jako twór odrębny od nodul syllimanitowo-kwarcowych. Pogląd taki jest niezupełnie słuszny. Przeczy temu ich pozycja strukturalna, ułożenie zgodne z powierzchnią foliacji S_3 , jak i widoczne pod mikroskopem relacje między minerałami. Oto fibrolit jest tu stopniowo otaczany i obrastany muskowitem, pojawiającym się najpierw na obrzeżach skupień w kontakcie z kwarcem, stopniowo zaś i wewnątrz tych agregatów w coraz większych blaszkach (fig. 1F). Włóknista struktura fibrolitu była jeszcze widoczna w postaci cieni w środku muskowitu, w końcu niknie zupełnie, a duże porfibroblasty muskowitu nabywają nie tylko pełnych barw interferencyjnych, ale i własnej oddzielności podstawowej (001). Nie ulega wątpliwości, że syllimanit jest tu zastępowany późnym muskowi-

tem (Msc_4). Co ciekawsze, proces ten dokonuje się w zasadzie tylko w skałach zawierających skałęń potasowy lub należących do strefy powszechnego występowania mikroklina. Tam, gdzie gospodarzem nodul jest gnejs biotyto-oligoklazowy, nigdy nie dochodzi do poważniejszej muskowityzacji syllimanitu. Rola wolnych jonów potasu lub samego skalenia potasowego staje się zatem oczywista. Przeobrażenie to dokonuje się najpewniej według reakcji:



Częściowo także reakcja (14) może prowadzić do rozwoju muskowitowych pseudomorfoz po syllimanicie. W każdym razie grube wiązki igiełek fibrolitu przetkane kwarcem ulegają najpierw wzdłuż brzegów, a stopniowo i całkowitej transformacji w drobnołuseczkowy agregat muskowitu, z którego z

kolei mogą się rozwinąć wielkie porfiroblasty, mające naturalne kwarcowe przerosty.

W reakcji (15) potas pochodzi albo z biotyty, albo ze skalenia potasowego. Reakcja (16) dostarcza muskowitu bezpośrednio z syllimanitu i skalenia potasowego. W obu przypadkach konieczny jest udział wody. Jest ona szczególnie łatwo dostępna w skale poddanej ścinaniu, gdyż powierzchnie ścinania stają się łatwo przewodzącymi fluid kanałami. Zjawiska ścięciowe i silnie ciągliwa (podatna sensu Jaroszewski 1976; ang. ductile) deformacja kataklastyczna po mylonityzację włącznie rozwija się w skałach sowiogórskich wzdłuż powierzchni S_3 , szczególnie obficie u południowo-wschodniego brzegu obecnego bloku Gór Sowich. Nic też dziwnego, iż niekiedy dochodzi w takich warunkach do łatwego przekształcenia nodul czy stref syllimanitowo-kwarcowych w żyłkopodobne, sprasowane skupienia fibrolitu, muskowitu i kwarcu – jak to opisują August i Kryza (1979). W tym sensie ich uwaga o związku owych skupień Sil–Msc–Q z

deformacją byłaby całkowicie słuszna. Wszelako nie stanowią one odrębnego od nodul tworów mineralogicznego, lecz tylko schyłkowy etap ich ewolucji tam, gdzie macierzyste skały poddane były ścinającej deformacji w obecności wody i jonów K^+ .

Wśród licznych przeobrażeń mineralnych, w wyniku których syllimanit w skałach sowiogórskich tworzy się albo zanika, nie brak także przykładów realnego działania reakcji (11), wyznaczającej regionalnie drugą izogradę syllimanitu, sprzężonej wszelako z innymi reakcjami ciągłymi. W gnejsach kordierytowych północno-zachodnich Gór Sowich często obserwuje się współwystępowanie syllimanitu i mikroklinu, przy zupełnym braku w skale muskowitu zarówno pierwotnego, jak i wtórnego. Tutaj skałen potasowy i syllimanit są w równowadze, którą burzy dopiero proces tworzenia się kordierytu na skutek wzajemnych reakcji w układzie Sil–Q–Bio–Msc–Plg–Ksp–Gr w następstwie regionalnego podwyższenia temperatury. Problem ten oczywiście leży poza tematem tego artykułu.

WNIOSKI

1. W Górach Sowich syllimanit pojawia się głównie w postaci fibrolitu i występuje regionalnie – choć w zmiennych ilościach – we wszystkich skałach znajdujących się w obrębie izogrody syllimanitowej i izogrody kordierytowej regionalnego progresywnego metamorfizmu, zarówno w gnejsach i migmatytach plagioklazowych jak i dwuskaleniowych, niezależnie od grubości ich ziarna mineralnego czy typu teksturalnego; w migmatytach bywa tak w partiach leukosomowych, jak i w melanosomowych. Spektakularnym przejawem jego obecności są gnejsy guzkowe z nodulami syllimanitowo-kwarcowymi. Pojawienie się nodul należy wszakże wiązać z efektami mineralnych i teksturalnych transformacji więźby skał macierzystych, nie zaś ze szczególną obfitością glinki dziedziczoną po jakimś nieokreślonym horyzoncie ilastym wśród pierwotnych skał osadowych. Ogromna większość skał sowiogórskich, łącznie z traktowanymi jako całość migmatytami, ma skład chemiczny skał pelitowych. Przeciętna zawartość Al_2O_3 w skałach zawierających syllimanit i w skałach pozbawionych tego minerału jest dość podobna.

2. Powstanie syllimanitu w Górach Sowich w nieznacznym tylko stopniu wiąże się z przemianą polimorficzną z dystenu.

3. Wzrost syllimanitu w Górach Sowich odbywał się głównie wskutek rozkładu biotyty w wysokim zakresie P – T progresywnego metamorfizmu

mu przy dużej aktywności fluidu. Rozpad biotyty był reakcją ciągłą polegającą na dyfuzywnej, metasomatycznej wymianie kationów pomiędzy minerałami glinokrzemianowymi w zamkniętym układzie skały. Przebieg procesu zależał w pewnym stopniu jakościowo od składu skały – braku lub obecności w niej pierwotnego skalenia potasowego.

4. Teksturalne bezpośrednie asocjacje, charakterystyczne przerosty biotyty z syllimanitem, nie stanowią epitaksjalnych zrostów, jak to obserwował Chinner (1961) w Szkocji, ale są przejawem wzrostu jednego minerału w obrębie drugiego warunkowanego ich strukturalnym podobieństwem. Budowa krzemianów warstwowych opiera się na obecności anionowych tetraedrów SiO_4^{4-} często zastępowanych przez AlO_4^{5-} . Oba te aniony, mimo ich różnego przestrzennego ułożenia, są także podstawą struktury syllimanitu. Stąd zapewne syllimanit rodzi się tak chętnie na biotycie, gdy z jego sieci przestrzennej znikają kationy. Uwaga ta stosuje się oczywiście także i do muskowitu. Z obserwacji mikroskopowych wynika, że syllimanit równie chętnie wykorzystuje muskowit, jak i biotyt, a w sytuacji, gdy w skale są oba lyszczki zdaje się wyraźnie preferować muskowit. Łączy się to prawdopodobnie z mniejszą liczbą kationów, jakie muszą zostać wyzwolone spomiędzy warstw krzemotlenowych muskowitu w porównaniu z biotytem, i większą ilością glinu, który pozostanie na miejscu.

5. Wśród produktów rozpadu biotyty znajduje się nie tylko syllimanit, kwarc i faza minerałów nieprzezroczystych, ale także muskowit oraz chlozyt. Dwa ostatnie minerały reprezentują w procesie fibrolityzacji stadia przejściowe.

6. W procesie fibrolityzacji biotyty nie bierze w zasadzie udziału ani granat, ani plagioklaz, choć ten ostatni lokalnie może ulec myrmekityzacji i anty-pertytyzacji pod wpływem jonów potasu uwolnionych z biotyty.

7. Z punktu widzenia analizy strukturalnej można wyróżnić dwie generacje syllimanitu. Pierwsza należy do więźby $F_2 + M_2$ i jest podporządkowana powierzchniom foliacji S_2 jako ziemiste

agregaty fibrolitowej pilśni związane przestrzennie z biotytem przy nikłym udziale kwarcu. Drugą generację przedstawiają wyłącznie igielkowate, włókniste i miotełkowate skupienia syllimanitu rosnące zgodnie ze złożoną foliacją S_3 i obficie przerastające się z kwarcem. Asocjacje tych dwóch minerałów widoczne są jako strefy lub — w razie większych rozmiarów — nodule syllimanitowo-kwarcowe. Powstanie nodul łączy się z fazą $F_3 + M_3$. Minerale budujące więźbę $F_2 + M_2$ wraz z Sil_{W_2} i Q_{W_2} uległy powszechnie rekrystalizacji i znacznemu pogrubieniu ziarna w fazie $F_3 + M_3$, przekształcając się w Sil_{W_3} i Q_{W_3} .

LITERATURA

- AUGUST Cz., KRYZA R., 1979: Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2, s. 142–152.
- CARMICHAEL D. M., 1969: On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 20, nr 3, s. 244–267.
- CHINNER G. A., 1961: The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *J. Petrol.*, vol. 2, nr 2, s. 312–323.
- JAROSZEWSKI W., 1974: Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa.
- KRYZA R., 1981: Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. *Geol. Sudetica*, vol. 16, nr 1, s. 7–100.
- LOSERT J., 1968: On the genesis of nodular sillimanitic rocks. XXIII Intern. Geol. Congr., vol. 4, s. 109–122.
- MORAWSKI T., 1964: Charakterystyka petrograficzna skał otoczenia mineralizacji barytowych w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry. Arch. Dolnośl. Oddz. Inst. Geol., Wrocław, s. 1–81 (maszynopis).
- 1973: The Sowie Góry area and its petrological problems, [w:] *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. Przewodnik do XV Sesji AZOPRO, Warszawa, s. 44–58.
- POLAŃSKI A., 1955: Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. (Middle Sudeten). *Arch. Miner.*, vol. 18, z. 2, s. 211–284.
- SAXENA S. K., 1974: Order disorder in sillimanite. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 45, nr 2, s. 161–167.
- THOMPSON A. B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P - T - X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sci.*, vol. 276, s. 425–454.
- WINKLER H. G. F., 1976: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, New York, s. 320.
- VERNON R. H., FLOOD R. H., 1977: Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contr. Miner. and Petrol.*, vol. 59, nr 3, s. 227–235.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 1979: Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes, *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. Sci. de la Terre*, vol. 26, nr 3–4, s. 191–201.

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ*

REMARKS ON THE ORIGIN OF SILLIMANITE FROM THE GÓRY SOWIE, SUDETES, SW POLAND

ABSTRACT. Much of the metapelitic rocks of the Sowie Góry were regionally metamorphosed in the sillimanite zone. The sillimanite developed merely as its fibrolitic variety. Polymorphic transition from kyanite did not contribute significantly to its formation. The fibrolite originated through the decomposition of biotite. The breakdown of biotite was a continuous cation exchange reaction controlled by *P*, *T*, activity of H₂O, and rock composition. It went on either directly rendering Sil+Q + K⁺ + H₂O + opaques or indirectly yielding the transitional products: chlorite in biotite-oligoclase gneisses and muscovite (phengite) in two-feldspar gneisses with primary muscovite and K-feldspar. Sillimanite and quartz – major products of the

metasomatic ionic exchange reaction – formed characteristic intergrowths, spectacular on megascopic scale as nodules. The K⁺ ions released from the biotite brought about local myrmekitisation and/or antiperthitisation of plagioclase as well as contributed to crystallisation of late secondary white mica, mostly in the zones of more intense ductile shear deformation. On structural ground, the growth of the sillimanite was linked with two consecutive deformational phases *F*₂ and *F*₃ and related metamorphic episodes *M*₂ and *M*₃. The *F*₁ + *M*₁ recrystallisation resulted in a major fabric reconstitution of the Sowie Góry rocks and distinct coarsening of the mineral grains.

SUMMARY

Sillimanite occurs in metapelitic gneisses and migmatites of the Sowie Góry only as its fibrolitic variety but in numerous mineral associations and textural appearances. Thus sillimanite is in contact with various mineral constituents of these rocks. On that ground several mineral assemblages containing sillimanite can be distinguished. Of most frequently met are the following:

1. Fibrolite mats or earthy knots are totally encompassed by biotite.
2. Earthy fibrolite aggregates spraying off tiny needles are surrounded by felsic minerals with no contact with mica.
3. Fibrolite aggregates developed as bundles of needles or splay occur either in close association with biotite or appear between the groundmass minerals.
4. Fibrolite aggregates partly growing on biotite, in particular on its ragged terminations, partly project outwards into adjacent quartz grains that separate the fibrolite from the groundmass or enter the groundmass directly.
5. Fibrolite bundles are interwoven with quartz enclosing many of sillimanite needles. The bundles or knots are concentrated along quartz grain interfaces and in triple points between them, the needles entering quartz roughly normally to its boundaries. Such sillimanite-quartz intergrowths appear megascopically as nodules.
6. Fibrolite mats intergrown with biotite which is being replaced by chlorite-quartz-opaque association.
7. Fibrolite aggregates spatially associated with or directly growing on muscovite that is strongly embayed by quartz, especially in K-feldspar-bearing rocks.
8. Sillimanite accompanied and evidently replaced by fine

scales of white mica developing occasionally into large porphyroblasts.

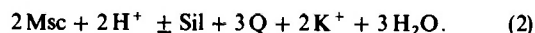
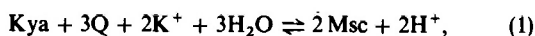
9. Fibrolite bundles intergrown with quartz, plagioclase, and biotite are surrounded and corroded by cordierite in cordierite-bearing rocks.

Those assemblages (Bio-Sil, Bio-Sil-Q, Bio-Sil-Q-Msc, Bio-Sil-Q-Msc-Ksp, Bio-Chl-Sil-Q, Sil-Q, Sil-Q-Msc**, etc.) are not always parageneses for frequently their constituent minerals are not in equilibrium.

Microstructural relationships suggest an operation of continuous reaction and cation exchange between the mentioned minerals forming jointly the six-component system KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O).

At the sillimanite isograd many of pelitic gneisses contain both kyanite and sillimanite. Kyanite is scarce and of relic appearance, nearly always occurring as armoured inclusions within oligoclase with which they have sharp and clean interfaces. Kyanite sometimes, mostly that of the matrix, shows thin incomplete white mica rim. However, it never is seen to be pseudomorphosed by sillimanite. Sillimanite is much more abundant in the rocks than kyanite. On this ground it is suggested that fibrolite developed mostly due to another process and not the polymorphic transition from kyanite.

Occasional muscovite rims around kyanite may grow, however, according to the coupled reaction proposed by Carmichael (1969):



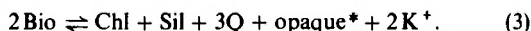
* Laboratory of Geology of the Sudetes, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, ul. Podwale 75, 50-449 Wrocław.

** Abbreviations used in the text: Bio – biotite, Sil – sillimanite, Q – quartz, Msc – muscovite, Ksp – K-feldspar, Chl – chlorite, Kya – kyanite, a H₂O – activity of H₂O, Plg – plagioclase.

Thus muscovite appears as a transitional product of the sillimanite-forming transformations. Essential role in this process is played by K^+ and H^+ ions. Carmichael (1969) says little about the source of potassium. In the Sowie Góry gneisses the K^+ cations are likely released from biotite.

Microtextural evidence suggests that biotite above the sillimanite isograd breaks down in a few ways but persistently yielding sillimanite among the end products.

In biotite-oligoclase gneisses the breakdown accomplished along the formula:

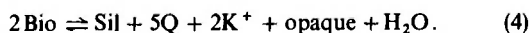


Biotite at its margins, both at ragged terminations and parallel to (001) cleavage, is decoloured, gets light greenish alongside lowering interference colours, and becomes chlorite, covered with opaque lumps and associated with quartz (fig. 1). The new minerals and/or biotite are intergrown with fibrolite mats. In the case of reaction (3) the six-component system is divariant being controlled by P , T , and activity of H_2O . If all the three parameters change independently, the number of phases present in the system will be reduced by one. The vanishing phase is sometimes sillimanite, much more commonly chlorite. Then the actual mineral assemblage comprises biotite, sillimanite, quartz, and opaque. In fact Bio-Sil-Q is the commonest mineral association in fibrolite-bearing rocks.

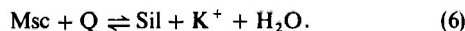
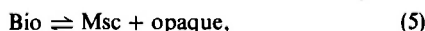
The chlorite is the secondary mineral developed from biotite during progressive high-grade metamorphism. In Thompson's (1976) petrogenetic grid a Bio-Sil-Chl assemblage exists within narrow 620–640°C temperature range and over pressure of 4.8 kbar.

Naturally one must distinguish the discussed secondary chlorite, appearing as a temporal product of the sillimanite-forming ionic reaction, from chlorite produced from biotite during retrograde transformations or just weathering.

The assemblage Bio-Sil-Q-opaque, with no chlorite associated or concurrent biotite leaching, may also result from the direct breakdown of biotite:

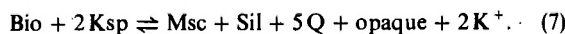


In two-feldspar gneisses reaction (3) does not operate. Chlorite appears no longer among the products of high-temperature decomposition of biotite, its place is being taken now by white mica. Sillimanite is produced by a coupled reaction involving ground-mass quartz. Simplified formula of the ionic reaction is as follows:



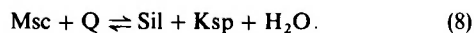
That it is a realistic reaction is evidenced by common muscovitisation of biotite flakes at their margins or along planes of (001) cleavage, the muscovite being in turn overgrown by fibrolite. This muscovite** is strongly embayed by quartz, which suggests disequilibrium of both the minerals.

Microstructural data also evidence another reaction:



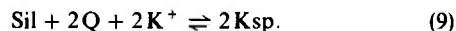
Potassium feldspar provides immobile aluminum necessary to

build up sillimanite. However, muscovite gets unstable in the presence of quartz and:



The reactions (3–6) accomplished undoubtedly with remarkable support of an active metamorphic fluid. Otherwise it would be impossible to drive Fe-Mg opaque phase out of the fabric portion just subject to reconstitution. The opaque is usually laid down in-between the mineral grains, mostly of Q and Plg, representing groundmass not involved in the recrystallisation.

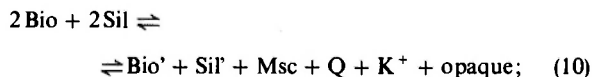
A common product of all the reactions (2–7) are K^+ ions releasing from the breaking down biotite. These ions wandering around in the closed system of the rock (closed on thin section scale) bring about myrmekitisation or antiperthitic windows in plagioclase. Sometimes they even render new small interstitial grains of microcline, e.g. along the formula:



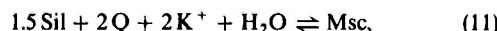
Another common product of the fibrolitisation of biotite is the opaque phase represented mostly by Fe & Mg oxides. The opaque is either removed by metamorphic fluid outside the recrystallising rock portions or left behind as small lumps on chlorite or muscovite as well as at chlorite/biotite and biotite/muscovite boundaries. Probably not all Fe and Mg ions released from biotite were trapped as the opaque. This notion, however, appeals more intuitively than it can be shown by actual microstructural data. As garnet remains inert during fibrolitisation and apparently no new garnet is contributed by the process, thus the freely diffusing Fe and Mg ions may be recaptured only by newly crystallising biotite, but this cannot be recognised beneath the optic microscope, neither such biotite told from simply recrystallising biotite. Both chlorite and muscovite appear as unstable, transitional by-products of the sillimanite-forming reaction. Hence there is no doubt that the close textural association of fibrolite and biotite is due to biotite-consuming reaction (high-temperature breakdown of biotite).

Caution must be exerted, however, while dealing with muscovite grains as there are four major types of the white mica. These are as follows:

- 1) primary muscovite;
- 2) secondary muscovite formed in the course of fibrolitisation through reactions (1), (5), (7);
- 3) secondary muscovite produced by recrystallisation and mutual reaction of the earlier formed biotite and sillimanite:



- 4) late secondary muscovite resulting from subsequent muscovitisation of fibrolite according to the reactions:



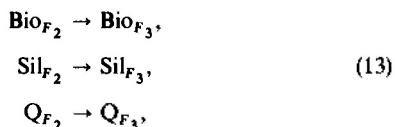
On structural ground the process of fibrolitisation of biotite lasted through two consecutive stages of metamorphic recrystallisation (M_2 and M_3) related to two folding episodes referred to as F_2 and F_3 (Żelażniewicz 1979). In F_3 folds were involved fibrolite

* It is understood here as all Fe and Mg ions released from biotite, most of them being actually combined into the oxides.

** Not studying the exact composition of various individuals of the white mica, the author refers to all of them as muscovite, being quite aware of their possible compositional differences (e.g. phengite is common).

aggregates associated closely with the biotite of F_2 fabric. Parallel to the axial planes of F_3 folds coinciding with S_3 composite foliation develop fibrolite-quartz aggregates. Accordingly, the $F_2 M_2$ fibrolite can sometimes be quite easily told from the $F_3 M_3$ fibrolite. The point is that the Sowie Góry rocks were subject to strong and widespread recrystallisation in $F_3 M_3$ episode. Thus the $F_3 M_3$ fabric fibrolite consists of the sillimanite growing at the very episode and also of the sillimanite produced earlier and merely recrystallising now, e.g. reaction (10).

Quite a prominent feature of the M_3 recrystallisation was a better or less pronounced coarsening of nearly all the mineral fabric constituents (except minor accessories) concurrent with the directional reorientation within the S_3 composite foliation. Such a coarsening practically rendered new mineral individuals:



hence new $F_3 M_3$ rock fabric.

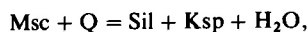
Although plagioclase obviously did not escape the M_3 coarsening, it was, jointly with garnet, essentially passive during the fibrolitisation of biotite (or at least relevant microtextural evidence is lacking).

Metasomatic exchange of ions between the minerals involved in the process of fibrolitisation resulted sometimes in a local de-alkalisation alongside apparent concentration of highly

immobile aluminum. This offers an excellent opportunity for the sillimanite-quartz intergrowths to develop at such sites; growing in parallel with the S_3 planes they often appear as quartz-fibrolite nodules.

Sometimes also muscovite joins the mineralogy of the nodules. This happens in zones of S_3 -parallel intense ductile shearing that is characteristic of SE part of the Sowie Góry. The shear planes channelled more fluid throughout the rocks affected, which resulted in muscovitisation of sillimanite as in reactions (11) and (12).

Accordingly, the sillimanite production in the Sowie Góry rocks is viewed upon as a rather complex process of continuous metamorphic reactions operating long in the zone of the sillimanite isograd. This process relies upon the high-temperature decomposition of biotite assisted by the promoting activity of metamorphic fluids. The breakdown of the biotite accomplished by diffusion and short-distance metasomatic exchange of ions within the closed system, leading toward the production of more stable mineral assemblages at given P - T - $a\text{H}_2\text{O}$ conditions. Since it was rather lengthy process, some of its products might be at temporal disequilibrium over quite large area above the sillimanite isograd. The discontinuous Winkler's (1976) isograd-defining reaction:



was of minor importance for forming sillimanite of the Sowie Góry.

Translated by A. Żelaźniewicz