

Auxiliary sciences in archaeology, preservation of relicts and environmental engineering.
CD -no 15, Ed. M Pawlikowski

PRZEMIANY METAMORFICZNE SKAŁ. BADANIA EKSPERYMENTALNE

Metamorphism of rocks. Experimental investigation

Maciej PAWLIKOWSKI*, Edyta STROJEK*,

**/ Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Mineralogii, Petrografii i Geochemii,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
e-mail:mpawlik@agh.edu.pl*

Wprowadzenie

Metamorfizm to przeobrażenia skał, zachodzące w warunkach podwyższonych ciśnień i temperatur, znacznie wyższych niż te, które panują na powierzchni Ziemi. Zmiany te zachodzą w głębszych partiach skorupy ziemskiej bez znacznego przetopienia skał. Efektem ich są zmiany chemiczne, mineralogiczne, oraz teksturalne - strukturalne. Podczas metamorfizmu w skałach dochodzi do zastępowania minerałów pierwotnych przez minerały nowe powstałe w wyniku procesów metamorfizmu.

Skały magmowe tworzą się w interwale temperatur 650⁰-1200⁰C, oraz w warunkach zróżnicowanych ciśnień. Skały osadowe powstają w wyniku nagromadzenia i depozycji produktów wietrzenia na powierzchni Skorupy Ziemskiej. Podczas zachodzących procesów geologicznych skały te przynależą do obszarów skorupy ziemskiej, na której panują pośrednie temperatury. Na tej podstawie skały poddane są na różną temperaturę, a także ciśnienie ich nowego środowiska. Będzie ono inne niż podczas ich tworzenia.

Minerały skał magmowych jak i osadowych posiadają określone zakresy trwałości. W przypadku nowych warunków temperatur i ciśnień wiele minerałów nie jest stabilnych.

Minerały skał osadowych stają się nie trwałe w wyniku dostawiania się skał w głębsze strefy skorupy ziemskiej, przez co są zastępowane innymi minerałami.

Procesy metamorficzne w większości przypadków przebiegają allochemicznie, tzn., gdy zachodzi reakcja pomiędzy poszczególnymi fazami przy mniejszym lub większym dopływie substancji z zewnątrz. Mogą także przebiegać bez dopływu substancji z zewnątrz i wtedy są to procesy izochemiczne. W momencie doprowadzania jednych substancji do układu, inne są z tego układu odprowadzane na zewnątrz. Jeżeli przemieszczenia substancji zachodzą na większą skalę, to takie przemieszczenia nazywa się metasomatozą.

Przeobrażenia, jakim ulegają skały w wyniku metamorfizmu zależą od temperatury, ciśnienia kierunkowego (stress), ciśnienia litostatycznego, a także oddziaływania fluidów i czasu.

Temperatura uważana jest za najistotniejszy czynnik metamorfizmu. Skały, które powstawały na powierzchni Ziemi poddane są oddziaływaniu wysokim temperaturom w wyniku przemieszczania się ich w głębsze strefy skorupy ziemskiej. Skały mogą także podlegać podwyższonym temperaturom znajdując się w sąsiedztwie oddziaływania intruzji magmowej.

Większość skał poddana jest na oddziaływanie wysokich temperatur w dość długim interwale czasu. Wynikiem, czego jest formowanie się nowych minerałów.

W warunkach podwyższonej temperatury oraz ciśnienia w skałach osadowych dochodzi do przekształcania skał drobnokrystalicznych w skały skrytokrystaliczne. W wyniku wzrostu temperatury ma miejsce dehydroksylacja minerałów zawierających grupy (OH), dehydratacja minerałów uwodnionych, a także dysocjacja termiczna węglanów. Podczas zachodzenia tych reakcji ze skał zostają uwolnione H_2O i CO_2 . Tworzą one roztwór o dużej ruchliwości, którego obecność pomiędzy ziarnami minerałów pozwala na rozpuszczanie się innych składników uwalniających się podczas reakcji chemicznych, oraz na ich wędrówkę na drodze dyfuzji w skałach.

W procesie metamorfizmu biorą udział dwa rodzaje ciśnień: ciśnienie statyczne oraz ciśnienie kierunkowe.

Ciśnienie statyczne (obciążeniowe) związane jest z pogrążającymi się kompleksami skalnymi w głąb skorupy ziemskiej. Wzrost ciśnienia i temperatury nie są współzależne od siebie, ponieważ ciśnienie ma za zadanie zmniejszenie objętości minerałów w wyniku reakcji egzotermicznych. Natomiast wzrost temperatury dąży do zwiększenia objętości minerałów w wyniku reakcji endotermicznych. Wzrost ciśnienia jest czynnikiem towarzyszącym reakcją pomiędzy minerałami, jednakże ciśnienie ma z reguły hamujący wpływ na przebieg zachodzących reakcji. Dobrze widoczne jest to w reakcjach związanych z dysocjacją H_2O i CO_2 .

Ciśnienie kierunkowe (stress) jest ciśnieniem występującym przede wszystkim podczas ruchów górotwórczych. Wynikiem jego oddziaływania są przesunięcia fragmentów skał powodujące tworzenie się tekstur kierunkowych. W płytkich strefach skorupy ziemskiej ciśnienie kierunkowe prowadzi do skręcenia i zmielenia skał, czego rezultatem są kataklazyty lub mylonity.

Po niszczącym etapie następuje przystosowanie minerałów do nowych istniejących warunków, proces ten polega na rekrystalizacji i zaliczany jest do procesów metamorficznych. Wiele minerałów potrafi dostosować się do panujących nowych warunków ciśnienia kierunkowego, poprzez tworzenie kryształów, które dostosowane są do kierunków nacisków. Nowo powstające minerały charakteryzują się formami spłaszczonych tabliczek, lub pręcików.

Kompleksy skalne o dużych objętościach podlegają metamorfizmowi regionalnemu a trwa on miliony dziesiątki milionów lat.

Unikalna możliwość dostępu do urządzenia pozwalającego na „sztuczny – laboratoryjny - metamorfizm” skał była podstawowym powodem podjęcia badań, których wyniki zaprezentowano w tej pracy.

Dzięki wykorzystaniu superprasy, w której obok bardzo wysokich ciśnień można osiągnąć temperatury do $1800^{\circ}C$ wykonano eksperymenty metamorfizowania kilku wybranych skał. Rezultaty eksperymentów okazały się bardzo interesujące. Głęboki metamorfizm skał osiągnięto w

kilkadziesiąt sekund. Jako produkty końcowe eksperymentów otrzymano substancje o nowym składzie mineralnym i cechach teksturalno - strukturalnych charakterystycznych dla nowych skał „metamorficznych”.

Wykorzystanie na szerszą skalę opisanej w pracy technologii przeobrażania – metamorfizacji - skał pozwala wytworzyć nowe materiały o cechach których nie da się do końca przewidzieć. Materiały te mogą kiedyś mieć istotne znaczenie technologiczne.

Ogólna charakterystyka typów metamorfizmów.

Do głównych typów metamorfizmu, jakie do tej pory zostały rozpoznane zalicza się; metamorfizm regionalny, metamorfizm kontaktowy, uderzeniowy, ultrametamorfizm, metamorfizm dyslokacyjny, dynamometamorfizm.

Poziom różnicy pomiędzy rodzajami metamorfizmów związany jest z zasięgiem ich występowania, oraz interwałami ciśnień i temperatur.

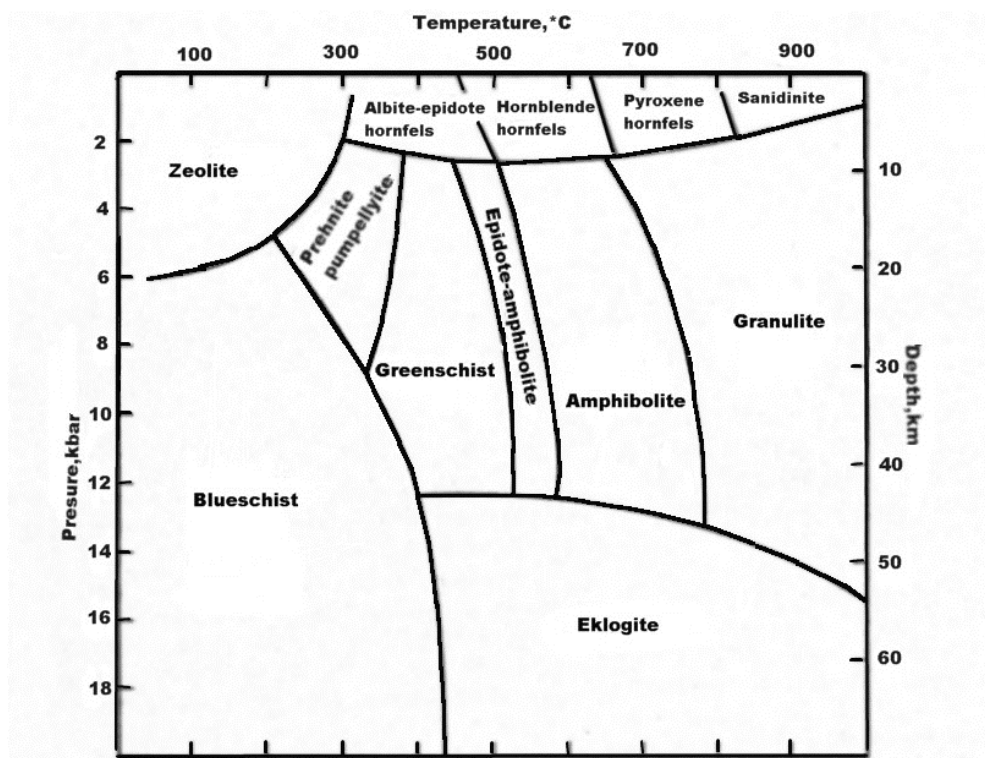


Fig.1 Wykres przedstawia rozkład facji metamorficznych w zależności od P, T oraz głębokości. Niskociśnieniowa facja hornfelsowa została podzielona na subfacje: albitowo-epidotową, hornblendową, piroksenową. Najwyższą facją metamorfizmu kontaktowego jest facja sanidynowa. (wg. Blatt & Tracy 1996).

1. Metamorfizm regionalny

Główną cechą tego metamorfizmu, która związana jest także nazwą jest jego zasięg. Metamorfizm regionalny pokrywa powierzchnię setek tysięcy kilometrów kwadratowych.

Rozpiętość temperatury i ciśnienia na terenie metamorfizmu i strefie metamorfizmu jest zazwyczaj zbyt szeroka dla definiowania poszczególnych facji tego metamorfizmu (Miyashiro 1961).

Do głównych czynników metamorfizmu regionalnego należą: wzrost temperatury, ciśnienie warstw nadległych, ciśnienie kierunkowe, a także towarzyszące procesy metasomatyczne.

Jednym z wyników wzrostu temperatury w omawianym metamorfizmie są zachodzące zjawiska geosynklinalne. Ma to miejsce w początkowym stadium tworzenia się geosynklin, w strefach objętych fałdowaniem.

Kolejnym źródłem podwyższenia temperatury są występujące skupienia pierwiastków radioaktywnych w geosynklinalnych skałach osadowych. Występowanie pierwiastków radioaktywnych może być związane z dyferencjacją utworów występujących w głębszych strefach Ziemi tam, gdzie skały zaczynają być plastyczne.

Ważnym czynnikiem w procesie metamorfizmu regionalnego jest ciśnienie kierunkowe. Od jego wielkości zależą paragenezy mineralne skał metamorficznych, a także warunkuje ono powstawanie charakterystycznych tekstur i struktur skał.

Temperatura topnienia wielu minerałów uwarunkowana jest wielkością ciśnienia. Ma ono także wpływ na rolę H_2O i CO_2 , a także na stan składników gazowych wpływające na możliwość topienia minerałów i skał.

Dużą rolę w przeobrażeniach zachodzących w metamorfizmie regionalnym odgrywa także metasomatoza.

Metamorfizm regionalny bierze miejsce w orogenicznych łukach wzdłuż konwergentnego połączenia płyt litosferycznych (Miyashiro, Tehnophysics 1973). W wielu starych łukach orogenicznych, skały poddane metamorfizmowi regionalnemu poprzez parę metamorficznych łuków wykazują charakterystyczne różnice (Miyashiro, Tehnophysics 1973). Para taka jest zbudowana z wysokociśnieniowych łuków metamorficznych (z glaukofanem) towarzyszącym zasadowym i ultrazasadowym (ofiolity) skałą, i niskociśnieniowym łukom (z andaluzytem) towarzyszącym granitowym, andezytowym i/lub riolitowym skałą (Miyashiro Tehnophysics 1973).

Facje metamorfizmu regionalnego

Zmiany temperatury w tym metamorfizmie obrazują zazwyczaj serie facji metamorficznych (Miyashiro 1961).

W 1889 roku G.H. Williams po raz pierwszy stwierdził, że istnieje zależność pomiędzy intensywnością zachodzących zjawisk metamorfizmu regionalnego a jego głębokością.

Wydzielono trzy strefy metamorfizmu regionalnego tzw. zony:

- Epizone
- Mezone
- Katazone

Górną strefę, czyli epizone charakteryzuje silne jednostronne ciśnienie oraz niska temperatura. Charakterystycznymi zjawiskami zachodzącymi w epizonie są mylonityzacja skał i kataklaza.

Podczas rekrytalizacji skał tworzą się struktury: kataklastyczne, reliktowe i krystaloblastyczne. Do głównych minerałów tej strefy należą: chloryt, talk, serycyt, minerały z grupy epidotu, kwarc i in.

Mezozona charakteryzuje się występowaniem ciśnienia hydrostatycznego w obecności bardzo silnie oddziałującego ciśnienia jednokierunkowego. W porównaniu do epizony temperatura jest tutaj znacznie wyższa. Charakterystycznymi minerałami są biotyt, muskowitz, cyjanit, hornblenda zwyczajna, kwarc, kwaśny plagioklaz.

Przeobrażenia występujące w katazynie związane są z występowaniem wysokiego ciśnienia hydrostatycznego, oraz wysokiej temperatury. W porównaniu do poprzednich stref w katazynie ciśnienie jednokierunkowe jest znacznie słabsze, zdarza się, że niekiedy w ogóle nie oddziałuje. W omawianej strefie ma miejsce chemiczne przeobrażenie skał, podczas zachodzenia reakcji chemicznych następuje wzrost ciśnienia.

Wyżej omawiane strefy metamorfizmu regionalnego nie zostały uznane za właściwe, ponieważ wzrost temperatury i ciśnienia nie wszędzie zależy od głębokości zalegania warstw skalnych.

Obecnie podstawą klasyfikacji skał metamorficznych metamorfizmu regionalnego są facje mineralne.

Eskola zaproponował system facji metamorficznych charakteryzujących warunki metamorfizmu, który oparł na klasyfikacji skał metamorficznych. Zaproponował definicję pięciu facji, które nazwał: facją łupków zielonych, hornfelsową, amfibolitową eklogitową i facją sanidynową. W końcowej, zmodyfikowanej systematyce znalazły się jeszcze dodatkowo: facja łupków

glaukofanowych, facja epidotowo- amfibolitowa, oraz facja granulitowa. Zmienił także nazwę z facji hornfelsowej na piroksenowio – hornfelsowej (fig.2). Z czasem Eskola utworzył nazwę łupków niebieskich zastępując nią facje łupków glaukofanowych. Ostatecznie w końcowej wersji autor zaprezentował osiem facji metamorficznych, które zostały uzupełnione przez Miyashiro (1994).

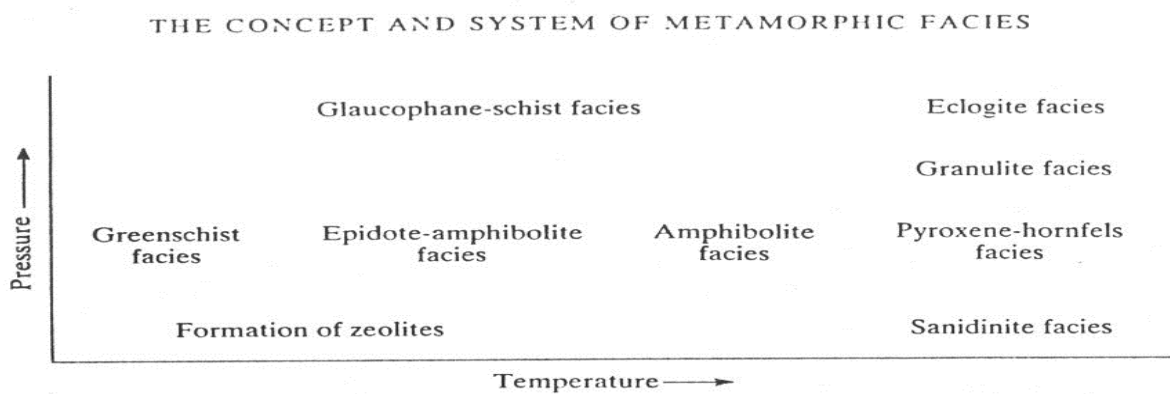


Fig. 2 Facje metamorficzne oraz ich relacje ciśnieniowo-temperaturowe wyróżnione przez Eskola. (wg. Miyashiro 1994).

Późniejsze badania pokazały, że ostateczne facje Eskoli nie kompletnie pokrywają cały zasięg ciśnień i temperatur procesów metamorfizmu. Z tego powodu Coombs zaproponował dodanie jeszcze trzech facji do facji proponowanych przez Eskole: lawsonitowo-albitowo-chlorytową, zeolitową i prehnitowo-pummpellitową.

Barrow badając teren Szkocji na południowo-wschodnim terenie Grampian odkrył zmiany mineralogiczne zachodzące w skałach pelitycznych wraz ze wzrostem temperatury. Badany przez siebie teren podzielił na strefy, których cechą charakterystyczną jest występowanie granatu, kyanitu i sillimanitu oraz biotyту. Teren ten jest obecnie nazywany regionem Barrow.

Facje typu Barrow:

- 1.1 Facja łupków zielonych {
 - kwarc-albit-muskowit-chloryt subfacja
 - kwarc-albit-epidot-biotyt subfacja
 - kwarc-albit-epidot-almandyn subfacja
 - staurolit-almandyn subfacja

- 1.2 Facja almanowo- amfibolitowa {
 - kyanit-almandyn-muskowit subfacja
 - syllimanit-almandyn-ortoklaz subfacja

1.1 Facja łupków zielonych typu Barrow:

Facja łupków zielonych z łatwością jest rozpoznawana ze względu na obfitość zielonych minerałów, chlorytu, epidotu i aktynolitu, są one produktem niskiego stopnia metamorfizmu regionalnego (Turner 1958).

Facja ta reprezentuje podobnie jak metamorfizm dynamotermalny obniżoną temperaturę, zakresu 400 – 550°C. Charakterystycznymi minerałami dla tej facji są: chloryt, pirofyllit, stilpnomelan, chlorytoid. Minerale te należą do krytycznych minerałów, dzięki którym można odróżnić omawianą fację od facji almandynowo - amfibolitowej rozwijającej się w wyższych temperaturach.

W facji łupków zielonych trwały jest chloryt, który nie jest trwały w warunkach facji almandynowo-amfibolitowej i wyznacza on wyraźną różnicę pomiędzy tymi facjami. Epidot może występować w większym zakresie ciśnień i temperatur, natomiast paragenezy epidot+albit są charakterystyczne dla facji łupków zielonych. W omawianej facji zawartość cząsteczki anortytowej w plagioklazach wynosi jedynie 7%.

Wzrost stopnia metamorfizmu powoduje nagły skok cząstki albitowej (An_{0-7}) do oligoklazu – andezytu (An_{15-30}), w kwarcowo – skaleniowych, (semipelitic i basic łupkach) (Turner 1958).

Skały zawierające albit ($An_{<10}$) współwystępujący z epidotem można przypisać do facji łupków zielonych. Natomiast te które zawierają oligoklaz czy bardziej wapniowy plagioklaz będą należeć do facji almandynowo - amfibolitowej (Turner 1958).

W obrębie facji zieleńcowej zostały wydzielone i scharakteryzowane następujące trzy subfacje:

1.1.1 kwarc-albit-muskowit-chloryt

1.1.2 Kwarc-albit-epidot-biotyt

1.1.3 Kwarc-albit-epidot-almandyn

1.1.1 kwarc-albit-muskowit-chloryt subfacja:

Dla dolnych przedziałów temperatury facji zieleńcowej charakterystyczne jest występowanie stilpnomelanu, który bywa mylony z biotytem. Stilpnomelan występuje w skałach bogatych w żelazo i odpowiednio ubogich w magnez i glin. W przypadku, gdy żelazo nie dominuje nad magnezem tworzy się chloryt. Jeżeli jest dostateczna ilość glinu w skale, czyli więcej niż potrzebne jest do utworzenia, muskowitu, skaleni, chlorytu i aragonitu, wtedy tworzy się bogaty w glin chlorytoid na miejscu mniej zasobnego w glin stilpnomelanu. Skały, w których występować będzie chlorytoid muszą posiadać stosunkowo dużą zawartość Al, oraz muszą być bogate w Mg + Fe, przy

równocześnie niewielkiej ilości Na, Ca i K. Wyżej przedstawiony specyficzny skład chemiczny skał sprawia, że w skale, w której występuje chlorytoid nie mogą współwystępować z nim stilpnomelan, skałen potasowy, albit oraz biotyt. Natomiast stilpnomelan jak i chlorytoid mogą współwystępować obok chlorytu. W niższych temperaturach tej subfacji biotyt nie został dotychczas stwierdzony. W skałach bogatych w Mn może występować spesarytn – granat w warunkach omawianej subfacji.

Paragenezy mineralne charakterystyczne dla subfacji 1.1.1:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kwarc + muskowit + chloryt + pirofyllit z akcesorycznym epidotem i aragonitem.

W sytuacji gdy obecna jest dostateczna ilość Fe^{2+} chlorytoid może występować z jedną lub obiema parami minerałów pirofyllit + chloryt. Chlorytoid oraz pirofyllit są minerałami, które współwystępując z mikroklinem nie są stabilne.

Chloryt + muskowit + kwarc + albit $^{+/-}$ stilpnomelan $^{+/-}$ mikroklin $^{+/-}$ epidot

Chloryt + muskowit + kwarc + chlorytoid $^{+/-}$ epidot (Winkler H.G.F.1967).

- Przeobrażone margle:

Kalcyt + epidot/zoisyt + chloryt + kwarc $^{+/-}$ muskowit

- Przeobrażona wapień margliste:

Kalcyt + dolomit + chloryt + kwarc

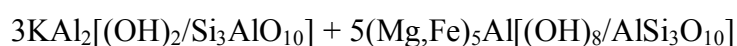
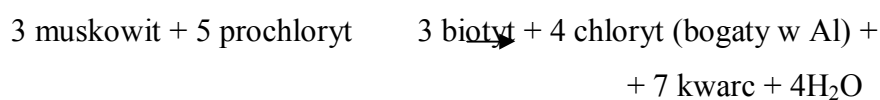
- Przeobrażone skała gabra:

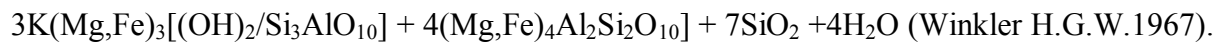
Albit + epidot + aktynolit + spheń $^{+/-}$ stilpnomelan $^{+/-}$ kwarc (Winkler H.G.F. 1967).

1.1.2 Kwarc-albit-epidot-biotyt subfacja:

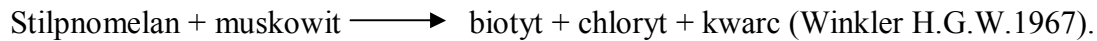
Kwarc-albit-epidot-biotyt subfacja początkowo określano biotytowo-chlorytową subfacją, jest to wyrażone przez skały niższego stopnia głównie przez obecność czerwono-brązowego biotyty w miejscu muskowitu-chlorytu w kwarc-nośnych skałach pelitycznych (Turner F.J. Geol. Soc. Amer.,Memoir 73 1958).

W warunkach nieco wyższych temperatur w omawianej subfacji kosztem muskowitu i chlorytu może powstawać biotyt zgodnie z reakcją:





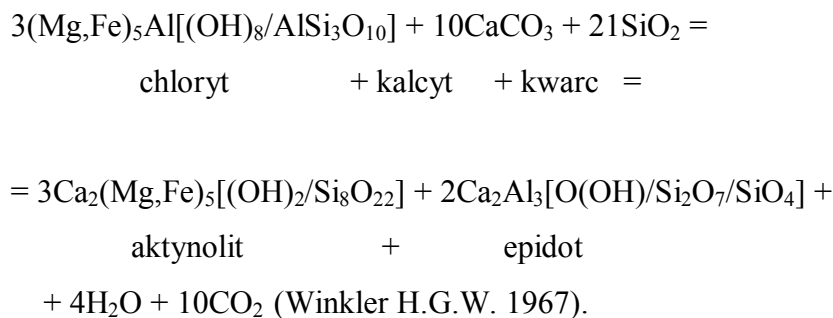
W subfacji kwarc-albit-epidot-biotyt nietrwały staje się, stilpnomelan, który w wyniku reakcji z muskowitem przechodzi w biotyt:



W warunkach omawianej subfacji zachodzi reakcja:



Z minerałów węglanowych w temperaturze subfacji kwarc-albit-epidot-biotyt trały jest tylko kalcyt. Magnezyt i dolomit stają się nietrwałe, a w wyniku reakcji z kwarcem przechodzą w tremolit. Kalcyt nie reaguje z kwarcem, niemniej niekiedy w reakcji z kwarcem, chlorynem przechodzi w aktynolit i epidot:



Paragenazy mineralne charakterystyczne dla subfacji 1.1.2:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Muskowit + kwarc + chloryt ^{+/-} pirofyllit ^{+/-} aragonit ^{+/-} epidot; w skale ziarna albitu nie mogą sąsiadować bezpośrednio z ziarnami pirofyllitu.

Muskowit + chloryt + kwarc ^{+/-} chlorytoid ^{+/-} epidot.

Muskowit + biotyt + chloryt + kwarc + albit ^{+/-} epidot, w przypadku braku albitu może występować pirofyllit.

- Przeobrażone margle:

Epidot + tremolit + chloryt + kwarc ^{+/-} albit ^{+/-} muskowit ^{+/-} biotyt.

Kalcyt + epidot + tremolit ^{+/-} kwarc.

- Przeobrażone wapienie margliste:

Kalcyt + tremolit ^{+/-} kwarc ^{+/-} epidot.

- Przeobrażona skała gabrowa:

Chloryt + aktynolit + epidot + sfen ^{+/-} kwarc ^{+/-} biotyt.

- Przeobrażona zasadowa skała magmowa:

Talk + aktynolit + chloryt ^{+/-} kwarc ^{+/-} biotyt (Winkler H.G.F. 1967).

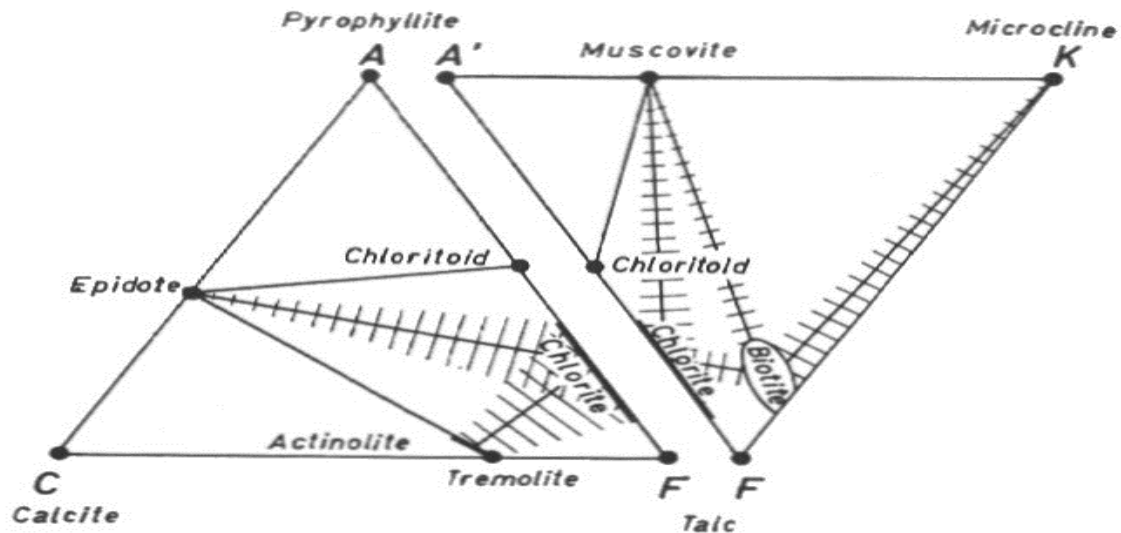


Fig.3 Subfacja kwarc-albit-epidot-biotyt facji łupków zielonych. Aragonit może występować, lub, nie w połączeniu z biotytem, rzadko z albitem (Winkler H.G.W.1967).

1.1.3 Kwarc-albit-epidot-almandyn subfacja:

Od subfacji niższego stopnia subfacja kwarcowo-albitowo-epidotowo-almandynowa odróżnia się poprzez pojawienie się almandynu w miejscu chlorytu w skałach pelitycznych (Tuner F.J. Geol. Soc. Amer., Memoir 73 1958).

W subfacji tej zaobserwowano niestabilność plagioklazów o zawartości cząsteczki anortytowej więcej niż 7%. Nie obecny jest tu chloryt bogaty w Fe, chloryt bogaty w Mg może być w omawianej subfacji zgromadzony z minerałami bogatymi w Fe i o małej zawartości Mg. Do takich minerałów należą almandyn i chlorytoid.

Paragenazy mineralne charakterystyczne dla subfacji 1.1.3:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Muskowit ^{+/-} pirofyllit lub kyanit ^{+/-} chlorytoid + kwarc + Mg-chloryt ^{+/-} epidot.

Muskowit ^{+/-} chlorytoid + almandyn + kwarc ^{+/-} chloryt ^{+/-} epidot.

Muskowit + biotyt + almandyn + kwarc ^{+/-} chloryt + albit ^{+/-} epidot.

Muskowit + biotyt + kwarc ^{+/-} albit ^{+/-} epidot ^{+/-} mikroklin.

- Przeobrażone margle:

Epidot + hornblenda ^{+/-} almandyn ^{+/-} biotyt ^{+/-} kwarc.

Kalcyt + epidiot + tremolit lub hornblenda ^{+/-} kwarc.

- Przeobrażona magmowa skała ultrazasadowa:

Hornblenda + almandyn + albit + Mg-chloryt + talk (Winkler H.G.W. 1967).

Subfacja ta reprezentuje najwyższy stopień temperaturowy facji łupków zielonych.

1.2 Facja almandynowo – amfibolitowa typu Barrow:

Facja almandynowo - amfibolitowa została podzielona na trzy subfacje. Podział ten ponownie został oparty na występowaniu plagioklazów o zawartości cząsteczki anortytowej nie mniejszej niż 15%. Połączenie minerałów plagioklaz + hornblenda jest bardziej stałe niż albit + hornblenda w amfibolitach tej facji, ze względu na występowanie tamtej paragenezy w kwarcowo-albitowo-epidotowo- almandynowej subfacji facji łupków zielonych.

Typową właściwością występowania w facji almandynowo- amfibolitowej jest w wyższym stopniu strefy progresywnego metamorfizmu regionalnego typu Barrow- od strefy granatu poprzez strefę staurolitu, kyanitu i sillimanitu (Tuner F.J. Geol. Soc. Amer.,Memoir 73 1958).

Tutaj skały magmowe składają się zasadniczo z hornblendy i plagioklazów wapniowych z lub bez epidotu, jako porównanie z paragenezy albit-epidot-amfibol, które charakteryzuje skały niższego stopnia (łupków zielonych) (Tuner F.J. Geol. Soc. Amer.,Memoir 73 1958).

Jednym z czynników decydującym przy identyfikacji facji almandynowo –amfibolową jest pojawienie się następujących minerałów: grossular-andratyt, diopsyd, staurolit. W omawianej facji obok kwarcu nie pojawiają się takie minerały jak: talk, pirofyllit, chloryt, i stilpnomelan.

W obrębie facji almandynowo - amfibolowej wydzielono następujące subfacje:

1.2.1 staurolit-almandyn subfacja

1.2.2 kyanit- almandyn-muskowit subfacja

1.2.3 sillimanit-almandyn-ortoklaz subfacja.

1.2.1 staurolit – almandyn subfacja:

Skały pelityczne zazwyczaj zawierają kombinacje minerałów kyanitu, staurolitu i almandynu, żaden z nich nie może współwystępować ze skaleniem potasowym (Tuner F.J. Geol. Soc. Amer.,Memoir 73 1958).

Staurolit jest minerałem, który w warunkach granicznych facji łupków zielonych i facji almandynowo-amfibolowej tworzy się kosztem chlorytoidu, ponieważ staje się on w tych warunkach nietrwały.

Na podstawie reakcji chlorytu z muskowitem możliwe jest tworzenie się staurolitu:

Chloryt bogaty w Fe + muskowit \longrightarrow staurolit + biotyt + almandyn + H₂O

W przypadku gdy w facji łupków zielonych obecny był chlorytoid zachodzi reakcja:

Chlorytoid + chloryt + muskowit \longrightarrow staurolit + biotyt + almandyn + H₂O

(Winkler 1967).

Typowe paragenezy subfacji staurolitowo- almandynowej:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kyanit ^{+/-} aragonit + biotyt ^{+/-} plagioklaz + kwarc.

Staurolit + almandyn + muskowit ^{+/-} aragonit + biotyt ^{+/-} plagioklaz + kwarc.

Almandyn + muskowit + biotyt ^{+/-} plagioklaz ^{+/-} epidot + kwarc.

- Przeobrażone margle:

Plagioklaz + epidot + hornblenda ^{+/-} almandyn ^{+/-} muskowit ^{+/-} kwarc.

Plagioklaz + epidot + hornblenda + diopsyd ^{+/-} muskowit ^{+/-} kwarc.

- Przeobrażona wapień margliste:

Kalcyt + diopsyd + grossular ^{+/-} kwarc.

Kalcyt + diopsyd + tremolit.

W obecności K pojawia się flogopit.

- Przeobrażona magmowa skała ultrazasadowa:

Hornblenda + almandyn + kumingit lub antrofyllit lub gerdyt.

- Przeobrażona zasadowa skała magmowa:

Hornblenda + plagioklaz + epidot ^{+/-} almandyn ^{+/-} biotyt ^{+/-} kwarc (Winkler H.G.W.1967).

1.2.2 kyanit- almandyn-muskowit subfacja:

Facje metamorficzne typu Barrow strefy staurolitu wraz ze wzrostem temperatury powodują, że pojawia się strefa kyanitu.

W subfacji tej staurolit jest już nieobecny, ulega rozpadowi zgodnie z reakcją:

3 staurolit + 2 kwarc \longleftrightarrow 1 almandyn + 5 kyanit + 3H₂O (Winkler H.G.W.1967).

Staurolit może także ulegać rozpadowi zgodnie z reakcją:

Staurolit + muskowit + biotyt₁ + kwarc \longrightarrow Al₂SiO₅ + biotyt₂(bogatszy w Fe²⁺) + H₂O (Chinner G.A. Miner.Mag. vol.34, 1965).

1.2.3 sillimanit- almandyn- ortoklaz subfacja:

W subfacji tej muskowit staje się niestabilny w obecności kwarcu, obecność muskowitu jako składnika potasonośnego w skałach pelitycznych. Muskowit ulega rozpadowi według reakcji:

1 muskowit + 1 kwarc \longleftrightarrow 1 ortoklaz + 1 sillimanit + H₂O (Winkler H.G.W.1967).

Reakcja ta w niewielkim stopniu jest zależna od ciśnienia, dlatego zachodzi ona w górnych zakresach temperatur facji almandynowo – amfibolitowej. Muskowit ulega także rozpadowi w reakcji z biotytem:

1 muskowit + 1 biotyt + 3 kwarc \longleftrightarrow 1 almandyn + 2 K-skalenie + H₂O (Winkler H.G.W.1967).

Po raz pierwszy w serii facji typu Barrow almandyn lub sillimanit mogą współwystępować z K-skaleniem.

W metamorficznych seriach typu Barrow temperatura osiąga zakres 650⁰C - 700⁰C, przy ciśnieniu nadkładu 7000 – 8000 bar.

Facje metamorficzne typu Abukuma:

Jak zostało przedstawione na Fig. 4,5 pas metamorficzny Ryoke-Abukuma jest skomponowany z dwóch skrzydeł, każde z nich jest wypukłe na południowy-wschód.

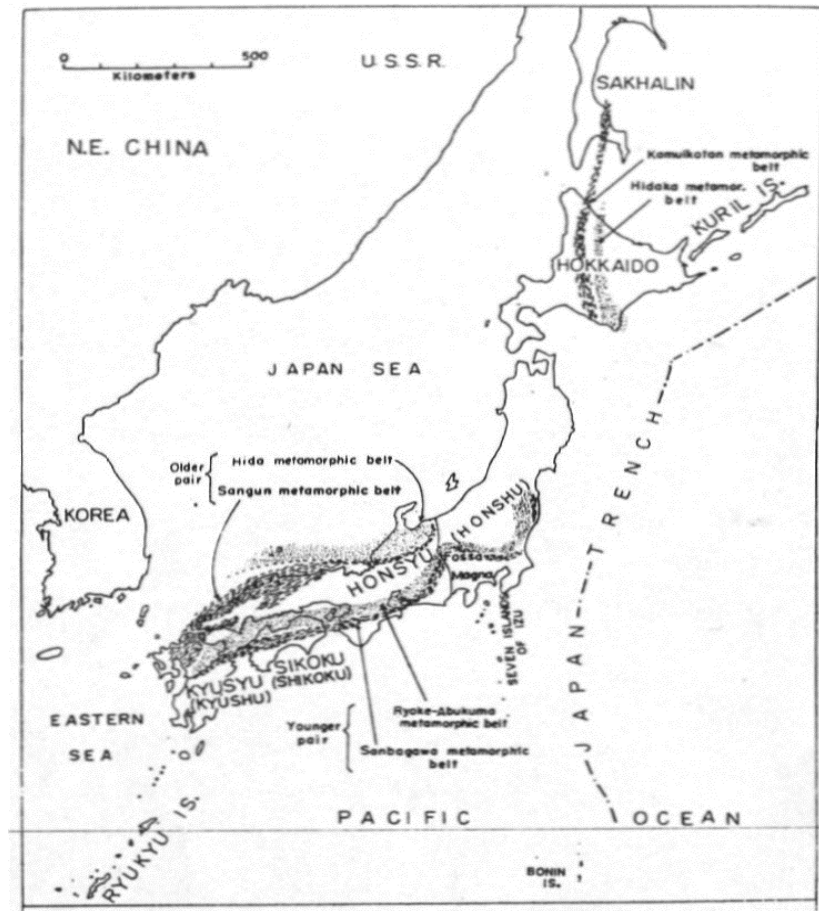


Fig.4 Metamorficzna strefa Japonii. (wg. Miyashiro A. 1961)

Zachodnie skrzydło zostało nazwane pas metamorficzny Ryoke i biegnie z Takato w centrum Honsyu do centrum Kynsu. Z drugiej strony, wschodnie skrzydło jest teraz podzielone na trzy obszary: (1) mały obszar na północ od Góry Kanto, (2) rejon Tukuba, (3) Płaskowyż Abukuma (Miyashiro A. J.Petrology vol.2, 1961).

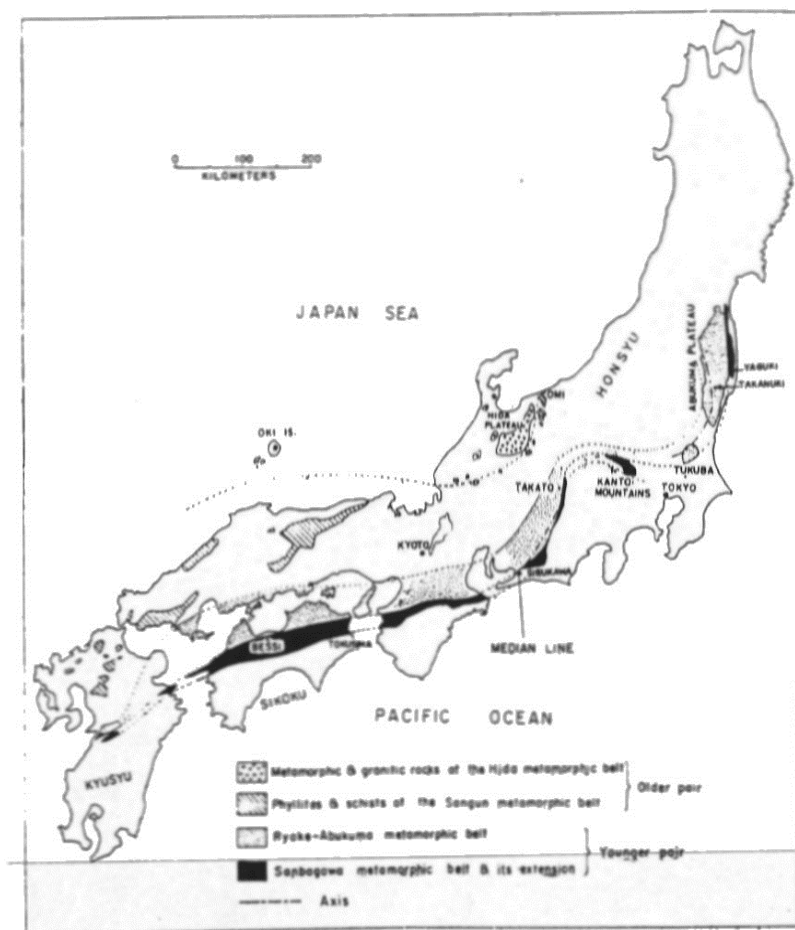


Fig.5 Metamorficzna strefa w głównej części Japonii. (wg. Miyashiro A. 1961)

Seria Abukuma-Ryoko rozciąga się na przestrzeni 1300 km. Skały serii Abukuma zostały przeobrażone w podobnych zakresach temperatur jak skały typu Barrow, jednak przy zdecydowanie niższych ciśnieniach. Facje metamorfizmu typu Abukuma reprezentują metamorfizm regionalny o niskich ciśnieniach. Wysokie temperatury rzędu 700°C dochodzą na głębokość 10 km, wynika z tego, że w czasie metamorfizmu na omawianym rejonie wraz ze wzrostem głębokości następował wzrost temperatury.

Seria Abukuma obejmuje facje łupków zielonych oraz facje kordierytowo – amfibolitową. Różnica pomiędzy facją amfibolitową typu Barrow a typu Abukuma wynika z trwałości almandynu w przypadku facji typu Barrow, natomiast kordierytu w przypadku typu Abukuma. W facjach typu Abukuma obecne są: kordieryt i andaluzyt. Charakterystyczną cechą metamorfizmu typu Abukuma jest stabilność andalazytu w miejscu nieobecności kyanitu.

Facje typu Abukuma:

2.1 Facja łupków zielonych {
 subfacja Kwarc-albit-muskowit-biotyt-chloryt
 subfacja Kwarc-andaluzyt-plagioklaz-chloryt
 andaluzyt-kordieryt-muskowit

2.2 Facja kordierytowo-amfibolitową {
 subfacja sylimanit-kordieryt-muskowit-almandyn
 subfacja sillimanit-kordieryt-ortoklaz-almandyn

2.1.1 Kwarc-albit-muskowit-biotyt subfacja:

Typowe paragenezy mineralne:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kwarc + chloryt + biotyt+ muskowit ^{+/-} spesartyn ^{+/-} albit

- Przeobrażone skały magmowe;

Aktynolit + epidot + albit + chloryt ^{+/-} kwarc ^{+/-} biotyt (Winkler H.G.W 1967).

2.1.2 kwarc-andaluzyt-plagioklaz-chloryt subfacja:

W wyższym zakresie temperatur odpowiadającym opisywanej subfacji trwale stają się: andaluzyt i hornblenda, w przypadku, gdy diopsyd i kordieryt nie mogą nadal występować. Typowym związkim występującym w tej subfacji jest plagioklasy + epidot, plagioklaz jest tutaj zazwyczaj oligoklazem – andezytem,co jest widoczne na fig 6.

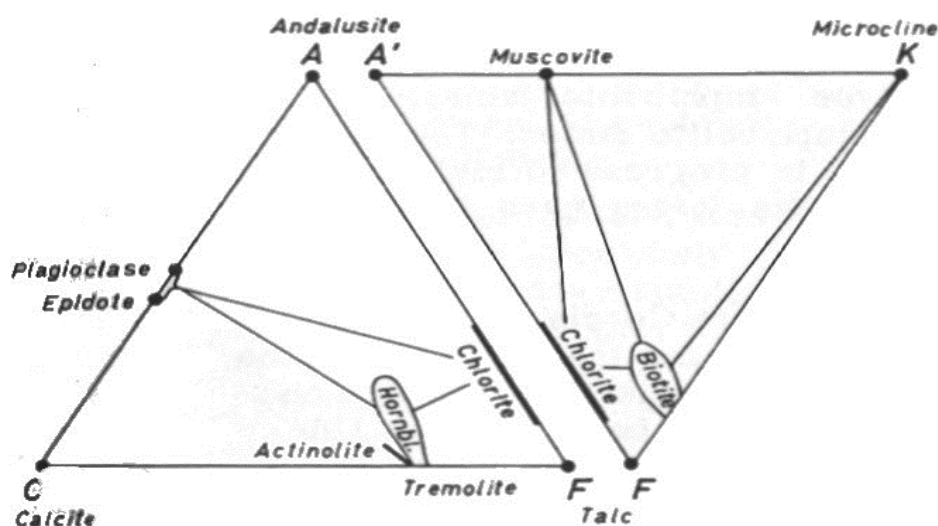


Fig. 6 Subfacja kwarc-andaluzyt-plagioklaz-chloryt facji łupków zielonych typu Abukuma.
(wg. Winkler H.G.W. 1967).

Paragenezy występujące w subfacji 2.1.2:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kwarc + chloryt + biotyt + muskowit ^{+/-} oligoklaz lub andezyn

- Przeobrażone skały metamorficzne:

Aktynolit + hornblenda + epidot + oligoklaz lub andezyn + chloryt ^{+/-} kwarc ^{+/-} biotyt (Winkler H.G.W 1967).

2.2 Facja kordierytowo- amfibolitowa:

Facja kordierytowo – amfibolitowa rozpoczyna się w chwili pojawienia się diopsydu, amfiboli rombowych oraz kordierytu. Wymienione minerały za wyjątkiem kordierytu wyznaczają także początek facji amfibolitowej typu Barrow. W wyższych zakresach facji kordierytowo – amfibolitowej nietrwały staje się andaluzyt i jego miejsce zajmuje sillimanit.

W obrębie facji kordierytowo – amfibolitowej zostały wydzielone następujące trzy subfacje:

2.2.1 andaluzyt-kordieryt-muskowit subfacja

2.2.2 sillimanit-kordieryt-muskowit-almandyn subfacja

2.2.3 sillimanit-kordieryt-ortoklaz-almandyn subfacja.

2.2.1 andaluzyt-kordieryt-muskowit subfacja:

Subfacja ta charakteryzuje się obecnością kordierytu, diopsydu, co zostało przedstawione na fig.7.

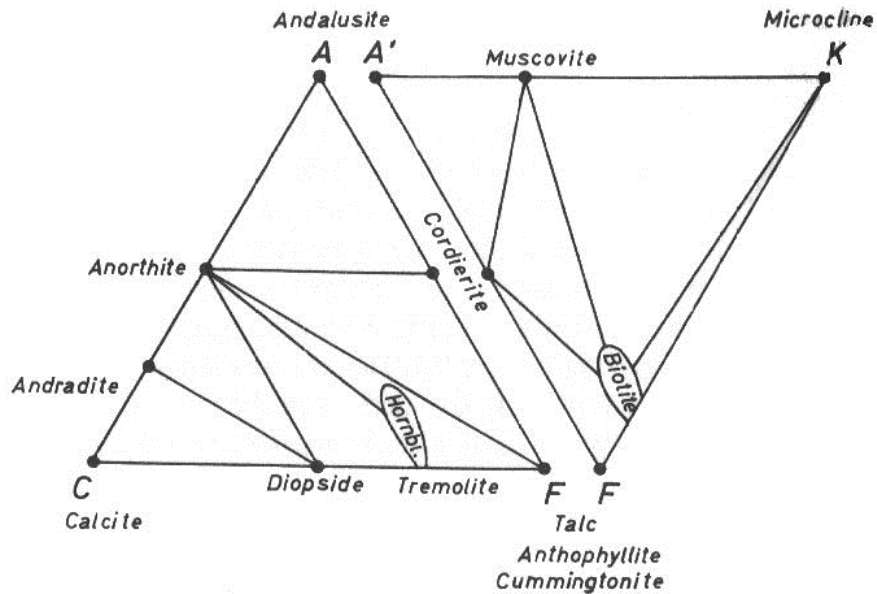


Fig.7 Andaluzyt-kordieryt-muskowit subfacja facji kordierytowo-amfibolitowej metamorfizmu typu Abukuma (wg.Winkler H.G.W. 1967)

Typowe paragenezy:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kwarc + biotyt + plagioklaz ^{+/-} muskowit ^{+/-} kordierytu ^{+/-} spesartyn-granat

- Przeobrażone skały metamorficzne:

Hornblenda + andezyn lub labrador ^{+/-} kwarc ^{+/-} biotyt ^{+/-} diopsyd (Winkler H.G.W.1967).

2.2.2 sylimanit-kordieryt-muskowit-almandyn subfacja:

W subfacji tej w miejsce andaluzytu pojawia się sillimanit, almandyn współwystępuje z kordieryt. W subfacji sylimanit-kordieryt-muskowit-almandyn obserwuje się pojawienie się sillimanitu przed utratą trwałości przez muskowit.

2.2.3 sillimanit-kordieryt-ortoklaz-almandyn subfacja:

W wyższych temperaturach subfacji sillimanit-kordieryt-ortoklaz-almandyn sillimanitowi nie towarzyszy już muskowit, który w tych warunkach jest nietrwały.

Paragenezy mineralne charakterystyczne dla tej subfacji:

- Przeobrażone skały pelityczne:

Kwarc + plagioklaz + ortoklaz + biotyt ^{+/-} kordierytu ^{+/-} sillimanit

- Przeobrażone skały metamorficzne:

Hornblenda + plagioklaz + kuminginit + biotyt ^{+/-} kwarc (Winkler 1967).

3.1 Facja granulitowa.

Dla facji granulitowej charakterystyczny zakres temperatur wynosi 700- 800°C, przy panującym ciśnieniu rzędu 7000- 8000 bar. Zdarza się, że ciśnienie jest odpowiednio niższe i wynosi wtedy 3000-4000 bar, związane jest to z obecnością kordierytu w niektórych skałach należących do tej facji. W wyniku tak wysokiego zakresu temperatury i ciśnienia w górnym ich interwale facji amfibolitowej zachodzą procesy anateksis, których wynikiem jest powstawanie granulitowych magm palingenetycznych. W warunkach facji granulitowej przeobrażeniu mogą ulegać skały, które zostały wcześniej zmetamorfizowane w warunkach facji amfibolitowej. Wynika to warunkach faktu, iż takie skały nie zawierają H₂O, która wpływa na obniżenie przetapiania minerałów. W skałach, które uprzednio zostały przeobrażone większość minerałów pierwotnych bogatych, w H₂O została zastąpiona minerałami uboższymi w H₂O lub całkowicie jej pozbawionych.

W warunkach facji granulitowej muskowitz nie jest już stabilnym minerałem, a skałen potasowy współwystępuje z Al₂SiO₅.

Fyfe i Turner podzielili fację granulitową na dwie subfacje:

- Piroksenowo –granulitową
- Hornblendowo – granulitową (Turner F.J. Geol. Soc. Amer., Memoir 73, 1958).

Różnica pomiędzy tymi subfacjami polega na innym udziale P_{H₂O}. W przypadku niskiego P_{H₂O} możliwe jest współwystępowanie biotytu i hornblendy wraz z ortopiroksenem w subfacji hornblendowo – granulitowej. Jeżeli ciśnienie nadal będzie niskie, wtedy biotyt i hornblenda stają się niestabilne. W warunkach subfacji piroksenowo – granulitowej kompleksy skalne są całkowicie suche.

W chwili, gdy ciśnienie ulega zwiększeniu przy zachowaniu takiej samej temperatury, parageneza: ortopiroksen + plagioklaz staje się niestabilna, zachodzi wtedy reakcja której produktem jest klinopiroksen: $3(\text{Fe,Mg})_2 \text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 =$

ortopiroksen anortyt

$= \text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{Ca}_{0,5}(\text{Fe},\text{Mg})_{2,5}\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 2\text{SiO}_2$ klinopiroksen granat
 kwarc (Winkler H.G.F. 1967).

Granat oprócz przeważającego almandynu może zawierać również zarówno domieszki grossularu, jak i domieszki piropu. Widoczne jest to na fig.9, gdzie pole granatu jest wydłużone w kierunku wierzchołka C w trójkącie AFC.

Zostały wyróżnione jeszcze dwie subfacje facji granulitowej:

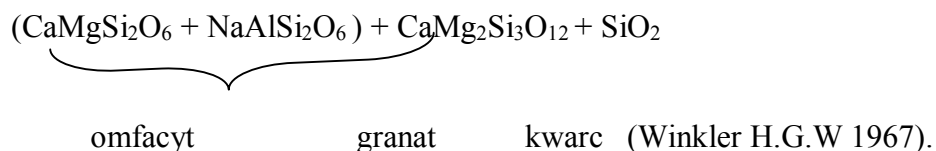
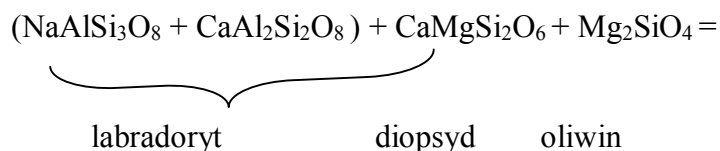
- Klinopiroksenowo – almandynowo – granulitową
- Hornblendowo – klinopiroksenowo – almandynowo – granulitową (D.de Waard J.Petrol. vol.6, 1965).

Różnice pomiędzy tymi subfacjami polegają na różnicach ciśnienia $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

4.1 Facja eklogitowa

Eklogity są skałami nie-skaleniovymi mającymi skład chemiczny bazaltu lub gabra i składzie omfacyt (jadeit diopsyd) i pirop – almandyn Typowymi paragenezami mineralnymi są: omfacyt – granat (- rutyl); omfacyt – granat – kyanit (-rutyl); omfacyt – enstatyt (- rutyl) (Tuner F.J. Geol. Soc. Amer.,Memoir 73 1958).

Powstawanie eklogitów może przebiegać zgodnie z reakcją:



Warunki panujące w facji eklogitowej to temperatura wynosząca 700°C przy panującym ciśnieniu 13000 bar.

1.1 Metamorfizm z pogrzebienia

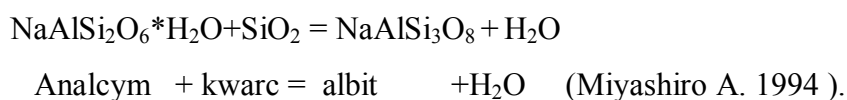
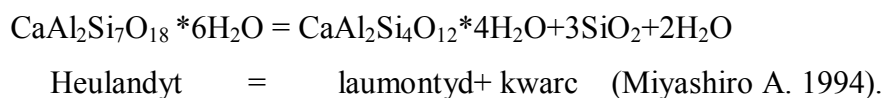
Cechą charakterystyczną facji zeolitowej jest fakt, iż zeolity nie posiadają tekstury łupkowej. Ten typ został nazwany metamorfizmem z pogrzebienia. Metamorfizm ten odnosi się do facji łupków glaukofanowych. Metamorfizm z pogrzebienia jest odmianą metamorfizmu regionalnego, pod warunkiem, że skala jego zasięgu jest regionalnych rozmiarów.

5.1 Facja zeolitowa:

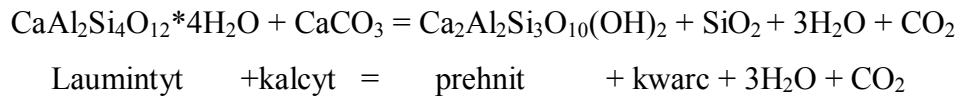
Temperatura przypadająca na początek facji zeolitowej określa reakcja przejścia heulandytu w laumontyt, oraz reakcja analcymu z kwarcem, w której powstaje albit.

Temperatura około 200°C wyznacza granice pomiędzy metamorfizmem a diagenезą. Dotyczy ona także rozpadu heulandytu i powstania jego kosztem laumontytu, oraz reakcji analcymu z kwarcem.

Powszechnymi efektami późniejszej diagenезy są: dolomityzacja wapieni, krystalizacja kwarcu lub skaleni alkaicznych na klastycznych ziarnach tych minerałów w porowatych piaskowcach; proces z kalcytem, dolomitem, barytem, zeolitem i innymi spoiwami; rekrytalizacja gliny; przemiana minerałów ilastych w illit i chloryt; destrukcja takich minerałów jak pirokseny, hornblenda, biotyt, granat (Turner F.J. Mem.Geol.Soc.of Am.1958 vol73).



W niewiele wyższej temperaturze zachodzi reakcja laumontytu z kalcytem, w której powstaje prehnit. Mineral ten jest typowy dla facji zeolitowej:



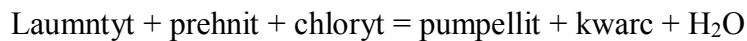
Dla omawianej facji charakterystyczne są paragenezy mineralne:

- Laumontyt + kwarc + chloryt
- Laumontyt + prehnit+ kwarc + chloryt
- Prehnit + kwarc + kalcyt + chloryt.

W warunkach facji zeolitowej mogą występować albit i andaluzyt.

Niektóre minerały typowe dla skał osadowych są trwałe w warunkach słabego metamorfizmu. Należą do nich: seladonit, saponit, montmorylonit, kaolinit.

W głębszych strefach facji zeolitowej przy niewielkim wzroście temperatury zachodzi reakcja, której laumontyt jest całkowicie zastąpiony przez pumpellit (minerał z grupy epidotu):



Na tym poziomie facji zeolitowej charakterystyczne są paragenezy:

- Pumpellit + kwarc + albit + chloryt
- Prehnit+ kwarc + chloryt + albit
- Pumpellit + prehnit + kwarc + albit

Mogą także występować: muskowit, kalcyt i tytanit, natomiast następuje tutaj zanik laumontytu.

Wraz z dalszym wzrostem temperatury w facji zeolitowej tworzy się pistacyt – epidot bogaty w Fe³⁺.

6.1 Facja lawsonitowo – glaukofanowa (łupków glaukofanowych)

Zasięg łupków glaukofanowych jest ograniczony, w pewien sposób przerwany, wysoce zdeformowany strefa gdzie głównie zlokalizowane są na lub w pobliżu brzegów kontynentalnych i łuków wysp (Ernst W.G. Tectonophysics 17, 1973).

Minerałami krytycznymi tej facji są: lawsonit, jadeit, kwarc. Na- amfibole są trwałe, trwałe jest także albit, który może w warunkach tej facji pozostawać w równowadze z jadeitem. Natomiast aragonit jest tutaj stopniowo zastępowany kalcytem.

Charakterystyczną paragenezą mineralną jest:



Skały przeobrażone w warunkach facji lawsonitowo – glaukofanowej będą posiadały charakterystyczny skład mineralny:

- Zmetamorfizowane bazalty:

Glaukofan+ lawsonit ^{+/-} jadeit ^{+/-} albit ^{+/-} pumpellit ^{+/-} klinozoisyd lub epidot ^{+/-} fengit ^{+/-} sfen ^{+/-} chloryt ^{+/-} aragonit ^{+/-} granat ^{+/-} kwarc.

- Zmetamorfizowane skały ilaste:

Fengit + kwarc ^{+/-} chloryt ^{+/-} montmorylonit ^{+/-} glaukofan ^{+/-} granat. Fengit + kwarc ^{+/-} chloryt ^{+/-} jadeit ^{+/-} albit.

- Zmetamorfizowane piaskowce:

Kwarc + jadeit + lawsonit ^{+/-} glaukofan ^{+/-} chloryt ^{+/-} stilpnomelan (Winkler H.G.W. 1967).

Górną granicę facji lawsonitowo – glaukofanowej jest reakcja lawsonitu z kwarcem:

$4 \text{ lawsonit} + 2 \text{ kwarc} \rightarrow 2 \text{ zoisyt} + 1 \text{ pirofyllit} + 6 \text{ H}_2\text{O}$ (Winkler H.G.W. 1967).

Wynosi ona 400 °C - 450 °C. Rozpad lawsonitu następuje w warunkach:

Około 400°C przy 6 kb

425 °C przy 7 kb

450 °C przy 8 kb (Winkler H.G.W. 1967).

Brak lawsonitu sugeruje maksymalne ciśnienie nadkładu w przybliżeniu 3kb. Ta wartość bazuje na eksperymentalnym badaniu reakcji

laumontyt \rightarrow lawsonit + 2kwarc + 2H₂O, gdzie ciśnienie nadkładu=P_{H₂O} (Offler R. Aguirre L. Levi B.& Child S. Lithos 13,1980).

2. Metamorfizm kontaktowy

Związany jest z oddziaływaniem magmy na skały otaczające. Dzieli się on na metamorfizm metasomatyczny oraz termalny.

Metamorfizm termalny wywołany jest ogrzewaniem się ciał występujących na kontakcie z intruzjami magmowymi. Ten rodzaj metamorfizmu kontaktowego nie powoduje istotnych zmian w składzie chemicznym skały przeobrażonej.

Metamorfizm metasomatyczny wywołuje przeobrażenia w wyniku podwyższenia temperatury oraz pod wpływem oddziaływania postmagmatycznych roztworów. W wyniku tego zachodzą przeobrażenia, których rezultatem są zmiany chemizmu skał.

Na stopień zmian zachodzących w skałach w procesie metamorfizmu kontaktowego wpływ wywierają: głębokość, na której zaczynają formować się ciała magmowe i temperatura (zapas ciepła w intruzji i przewodnictwo cieplne skał otaczających).

Magmy kwaśne w porównaniu do magm zasadowych odznaczają się niższą temperaturą krystalizacji. W składzie magm kwaśnych wchodzi duże ilości składników lotnych, co powoduje szybszą wymianę ze skałami otaczającymi.

O zasięgu, na którym oddziałuje metamorfizm kontaktowy decyduje także charakter tektoniczny skał otoczenia.

Skały porowate i szczelinowate charakteryzują się większym przewodnictwem cieplnym, czego wynikiem jest silniejsze i szybsze uleganie metamorfizmowi.

Metamorfizm kontaktowy zachodzi w okresie późnego stadium orogenezy przy ciśnieniu nieprzekraczającym 1000-3000 bar i zakresie temperatur 300 do 800 °C.

Zostały wydzielone następujące facje metamorfizmu kontaktowego:

2.1 ambitowo – epidotowo – hornblendowa

2.2 hornblendowo – hornfelsowa

2.3 piroksenowo – hornfelsowa

2.3 sanidynowa

Facja sanidynowa odpowiada minimalnym ciśnieniom (nadkładu, P_{H_2O} , P_{CO_2}) (Turner F.J. Mem.Geol.Soc. of Am. vol 73 1958).

Ciśnienie nie przekracza w facjach 1000-3000 bar.

Najczęstszymi skałami wśród produktów metamorfizmu termicznego są skały należące do pierwszych trzech facji.

Facja sanidynowa rozwija się lokalnie, a jej występowanie związane jest z ekstruzjami.

2.1 **Facja albitowo – epidotowo – hornfelsowa**

Powstaje ona w początkowym stadium metamorfizmu termicznego.

Facja ta rozwijając się w pelitycznych utworach tworzy plamiste łupki ilaste.

Ambitowo-epidotowo-hornfelsowa facja tworzy się typowo poza brzegiem strefy kontaktu aureoli i z wzrostem stopnia metamorfizmu zmieniającego się wewnątrz w strefie skał facji hornblendowo-hornfelsowej (Turner F.J. Mem.Geol.Soc. of Am. vol 73 1958).

W procesie tym skały zasadowe pochodzenia wulkanicznego zachowują swą pierwotną strukturę. Kosztem tych skał powstają hornfelsy ambitowo- epidotowe.

Typowe paragenezy mineralne dla tej facji:

- Skała o chemizmie gabrowym
aktynolit+epidot+albit+chloryt lub biotyt
- Skała ilasta bogata w potas (uboga w glin)
muskowit+biotyt+chloryt+epidot+albit

W przypadku gdy skała bogata jest w potas wówczas występuje w niej mikroklin natomiast brak jest chlorynu.

- Skała ilasta uboga w potas, bogata w glin
pirofyllit+chloryt+epidot+biotyt+muskowit
- Margle
epidot+tremolit+chloryt lub kalcyt+albit+biotyt+muskowit
- Wapienie margliste
kalcyt+tremolit+epidot+albit+biotyt lub flogopit (Winkler H.G.W 1967).

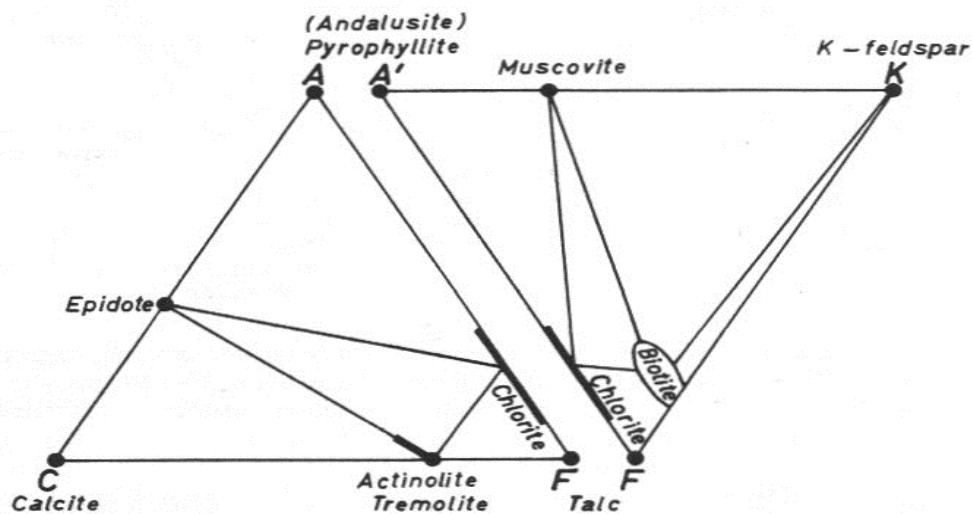
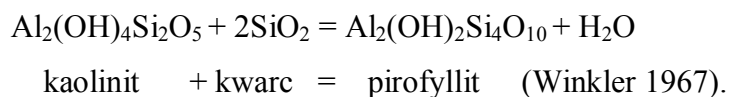


Fig.8 Paragenezy mineralne facji albitowo-epidotowo-hornfelsowej (wg. Winkler H.G.W. 1967).

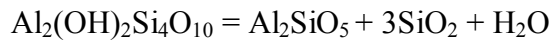
Najbardziej typową reakcją facji albitowo – epidotowo – hornfelsowej jest reakcja zachodząca między kaolinitem a kwarcem, prowadząca do powstania pirofyllitu.



Wyżej wymieniona reakcja daje początek facji albitowo – epidotowo – hornfelsowej, zachodzi ona w temperaturze 390± 10 °C przy ciśnieniu 2000 bar.

Równowaga temperatury tylko w małym stopniu jest zależna od ciśnienia, przy P=1000 bar temperatura jest tylko o 5 °C niższa (Winkler 1967).

W górnej granicy omawianej facji zachodzi reakcja:



pirofyllit = andaluzyt + kwarc (Winkler H.G.F.1967).

Górna granica rozpadu pirofyllitu zachodzi w temperaturze 508°C przy P=1000 bar oraz w temperaturze 513°C przy P=2000 bar. Reakcja ta zachodzi w warunkach facji albitowo – epidotowo – hornfelsowej. Na tej podstawie wynika, że facja hornblendowo – hornfelsowa zaczyna się w temperaturze powyżej 500°C.

2.2 Facja hornblendowo – hornfelsowa:

Typowe paragenezy mineralne dla tej facji:

- Skała o chemizmie gabrowym:
hornblenda+plagioklaz+antrofyllit lub diopsyd +/-biotyt
- Skała ilasta bogata w potas (uboga w glin)
biotyt+muskowit+kordieryt+plagioklaz

Gdy w skale bogatej w potas wystąpi mikroclin to nie pojawi się kordieryt.

- Skała ilasta bogata w glin uboga w potas
andaluzyt+kordieryt+plagioklasy+muskowit+biotyt
- Margle
plagioklaz+hornblenda+diopsyd lub antrofyllit+biotyt+muskowit
- Wapienie margliste
kalcyt (lub wollastonit) lub plagioklasy+diopsyd+grossular+biotyt lub flogopit (Winkler H.G.F.1967).

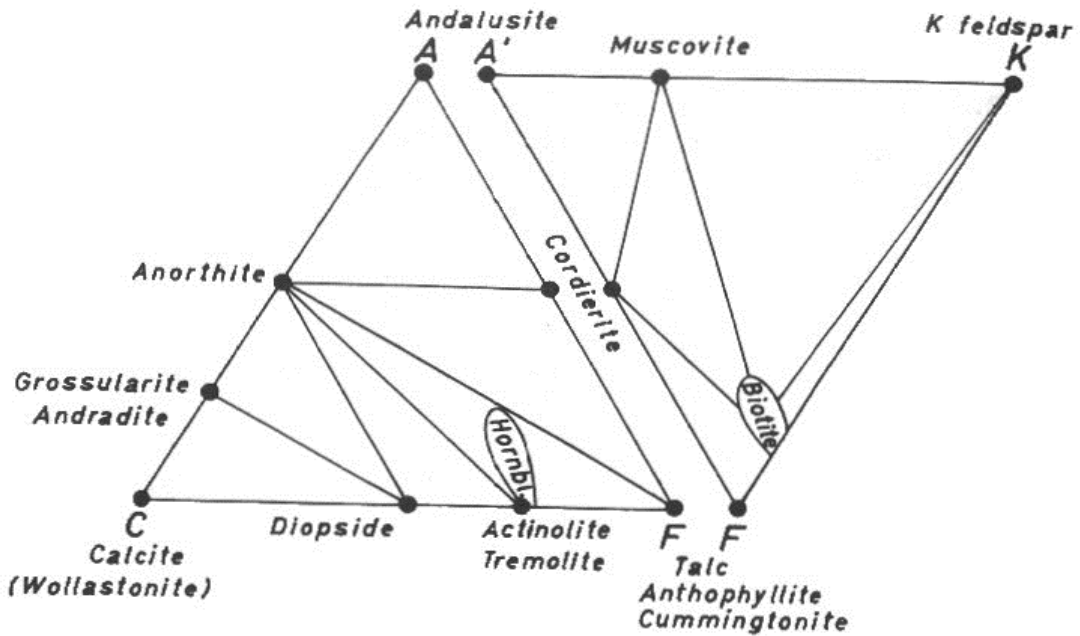


Fig. 9 Facja hornblendowo-hornfelsowa. (wg. Winkler H.G.F. 1967).

Z ważniejszych reakcji, jakie zachodzą w warunkach facji hornblendowo – hornfelsowej jest reakcja, która charakterystyczna jest początkowej fazy powstawania tej facji:

Chloryt+muskowit+kwarc = kordieryt+biotyt+ Al_2SiO_5 + H_2O (Winkler H.G.W.1967).

Reakcja ta zachodzi w interwale temperatur 510-530°C i ciśnieniu 500-2000 bar. W zależności od składu chlorytu. Chloryty bogate w Al w warunkach omawianej facji przechodzą w gerdyt i kordieryt.

Chloryt bogaty w Al + kwarc = gerdyt + kordieryt + H_2O

Reakcja ta zachodzi przy temperaturze 530-560°C w zależności od ciśnienia $P=500-2000$ bar.

W takich samych warunkach zachodzi reakcja:

Chloryt + tremolit + kwarc = hornblenda + antrofyllit + H_2O (Winkler H.G.W.1967)

Przedstawione reakcje zachodzące w określonych przedziałach temperatur nie wyznaczają dokładnej temperatury, w której rozpoczyna się facja hornblendowo – hornfelsowa, lecz pewne przedziały:

510°C – 560°C przy ciśnieniu $P=$ od 500- 2000 bar.

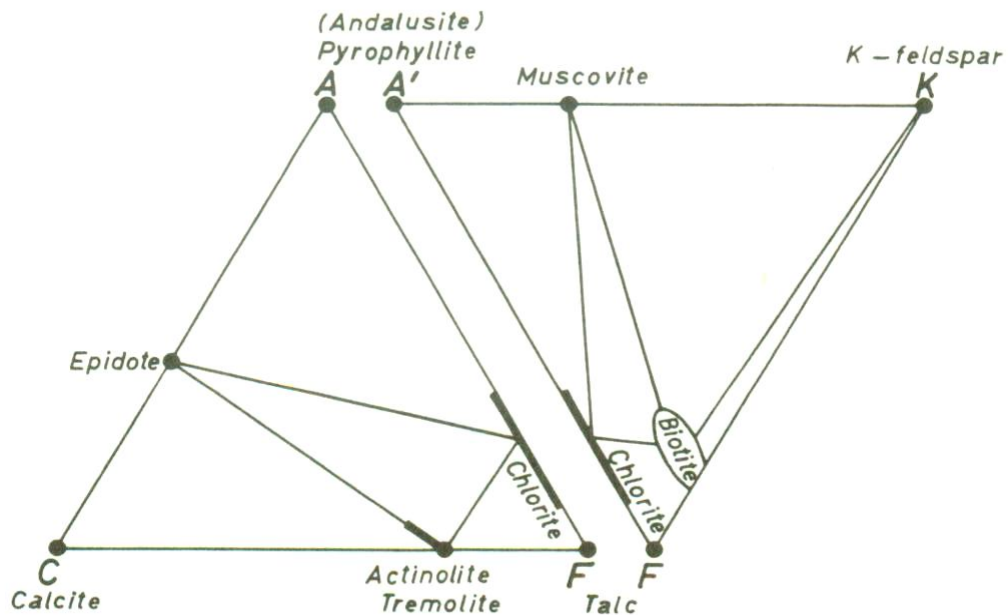


Fig.10 Facja ambitowo-epidotowo-hornfelsowa. (wg. Winkler H.G.W. 1967).

Na podstawie porównania diagramów fig.9 i fig.10 zanik chlorytu świadczy o początku facji hornblendowo – hornfelsowej, hornfelsowej także pojawienie się minerałów: diopsyd, grossular/andratyt, kordieryt, hornblendy i amfibole rombowe.

2.3 Facja ortoklazowo – kordierytowo – hornfelsowa: (piroksenowo – hornfelsowa)

Charakterystyczne dla tej facji jest współwystępowanie skaleni potasowych (ortoklaz) i kordierytu.

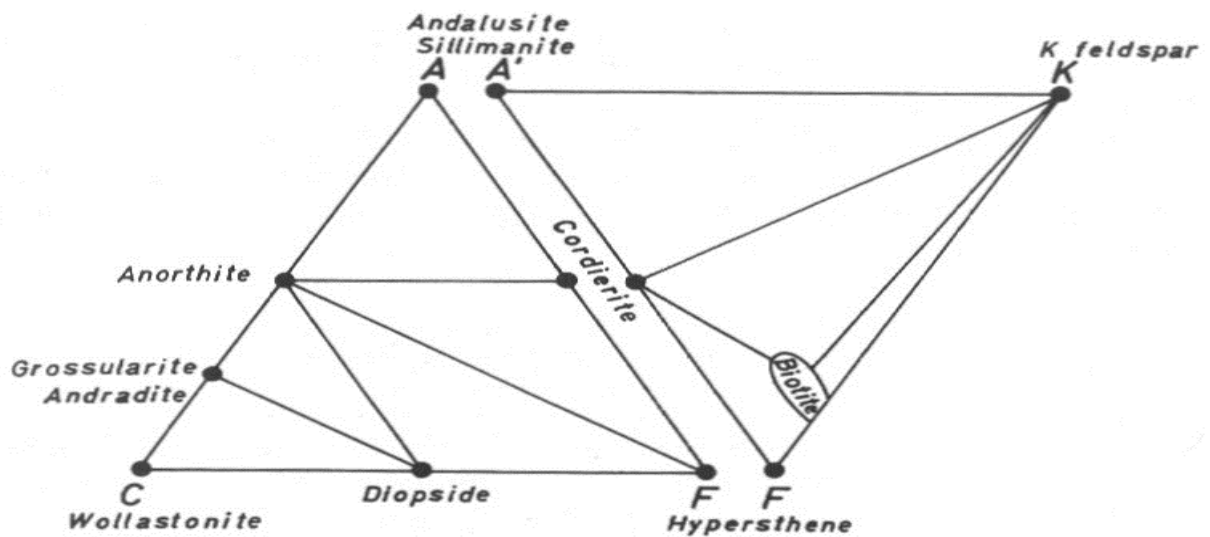
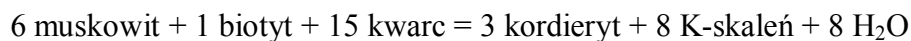


Fig. 11 Facja piroksenowo-hornfelsowa. W facji piroksenowo-hornfelsowej może występować w wyższych temperaturach silimanit w miejscu andaluzytu. (wg. Winkler H.G.W. 1967).

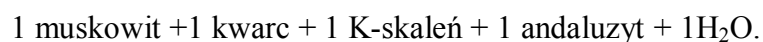
Początek tej facji wyznacza nietrwałość muskowitu w obecności:
biotyt + muskowit + kwarc.

Reakcja ta zachodzi do momentu całkowitego wykorzystania muskowitu.



W facji ortoklazowo-kordierytowo-hornfelsowej Al_2SiO_5 (andaluzyt) wysepuje w niższych temperaturach tej facji, natomiast w wyższych występuje sylimanit (Al_2SiO_5) jako produkt przekształcenia andaluzytu.

Tworzenie się sylimanitu uwarunkowane jest od ciśnienia. Aby reakcja mogła zajść ciśnienie musi być większe od 2500 bar. W takich warunkach sylimanit tworzy się zgodnie z reakcją:



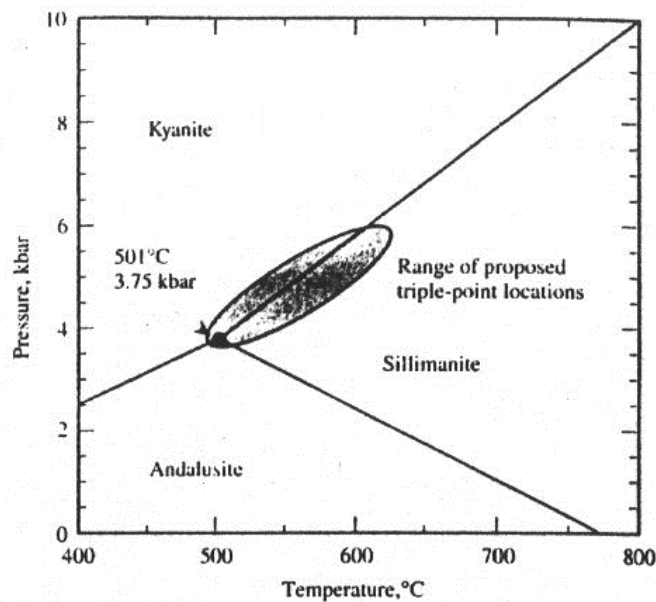


Fig.12 Diagram P-T dla Al_2SiO_5 . Pozycja kyanitu=silimanitu, kyanit=andaluzyt, andaluzyt=silimanit. Grotem zaznaczony został trójstronny punkt systemu Al_2SiO_5 (wg. Blatt & Tracy 1996).

Biorąc pod uwagę nietrwałość muskowitu w obecności kwarcu trwałe są paragenezy: K-skaleń + kordieryt oraz K-skaleń + andaluzyt.

Brak w tej facji jest: amfiboli tj.: hornblendy, antrofyllitu i kumingitu zastąpionych przez pirokseny rombowe tj.: hipersten, enstatyt.

Zakres trwałości amfiboli w warunkach metamorfizmu kontaktowego różni się od zakresu trwałości muskowitu. Pirokseny rombowe tworzą się w temperaturach o 85-100°C wyższych od temperatur, w których dochodzi do rozpadu muskowitu.

W ten sposób istnieje duża różnica temperatur, w której amfibole rombowe i hornblenda są trwałe, natomiast nietrwałe jest muskowit.

Na tej podstawie wyróżniono dwie subfacje facji ortoklazowo – kordierytowo – hornfelsowej:

2.3.1 Amfiboli rombowych

2.3.2 Piroksenów rombowych.

W przypadku subfacji amfiboli rombowych brak jest muskowitu, co powoduje możliwość współwystępowania skałeni potasowych, andaluzytu i kordierytu.

Warunki tej subfacji powodują nietrwałość kalcytu w obecności kwarcu.

W wyniku wzrostu temperatury następuje nietrwałość amfiboli i miejsce ich zajmują ortopirokseny powodując tym samym warunki PT typowe dla subfacji piroksenów rombowych.

Paragenenezy mineralne w warunkach facji ortoklazowo – kordierytowo – hornfelsowej:

- Skala o chemizmie gabrowym:
hipersten + diopsyd + plagioklasy bogate w An +/- biotyt
- Skala bogata w potas (uboga w glin)
ortoklaz + biotyt + kordieryt + plagioklaz brak muskowit
- Skala uboga w potas (bogata w glin)
andaluzyt/sylimanit +/-kordieryt+/-plagioklasy+/-ortoklaz+/-biotyt
- Margle
An-plagioklaz + diopsyd + hipersten +/-biotyt + K-skaleń
- Wapieni margliste
Wollastonit lub plagioklaz + diopsyd + grossular +/-biotyt lub flogopit (Winkler H.G.W.1967).

3. Metamorfizm dyslokacyjny

Metamorfizm ten ma miejsce w warunkach oddziaływania silnego jednostronnego ciśnienia tzw. stresu oraz niskich temperaturach.

Metamorfizm kataklastyczny zachodzi w górnych częściach skorupy ziemskiej, powoduje on intensywne deformacje skał.

Jednostronne ciśnienie (stres) zaznacza się nie tylko w obrębie kompleksu skał, ale także w obrębie jego minerałów.

Minerały nieelastyczne ulegają rozdrobnieniu, minerały należące do bardziej plastycznych podlegają deformacją plastycznym. W skałach mających zdolność do rozdzielania się na plastry bardzo dobrze widoczny jest ten typ metamorfizmu.

W warunkach oddziaływania stresu i przy podwyższonej temperaturze w skałach następują zmiany natury strukturalno – teksturalnej, a także zmiany w składzie mineralnym.

W metamorfizmie kataklastycznym najczęściej zachodzą przeobrażenia: rozwalcowanie i rozdrobnienie skał. Natomiast w strefach przypowierzchniowych najczęściej zachodzą deformacje plastyczne oraz złupkowacenia.

Przy oddziaływaniu silnego jednostronnego ciśnienia najbardziej podatne na zachodzące zmiany są skały ilaste. Dochodzi w nich do powstania serycytu, chlorytu, agregatów kwarcu, drobnoblaszkowej miki.

Produktem kataklazy plagioklazów są drobnoziarniste agregaty saussurytu, serycyt, a kosztem minerałów femicznych chloryt, talk i serpentyn.

W wyniku metamorfizmu kataklastycznego tworzą się także dysten, staurolit, niektóre odmiany amfiboli.

Minerały, które w warunkach oddziaływania stresu są nietrwale nazywane są antystres minerały. Zaliczają się do nich: oliwin, nefelin, zasadowe plagioklasy, andaluzyt i leucyt.

Minerały trwałe w warunkach oddziaływania jednostronnego ciśnienia to stress minerały.

Podstawą do klasyfikacji skał powstających wyniku dynamometamorfizmu jest przede wszystkim ich rozwalcowanie i rozdrobnienie.

Należą do nich: kataklazyty, mylonity i ultramylonity, brekcje tektoniczne a także fyllonity.

4. Ultrametamorfizm

Zachodzi on na znacznych głębokości poniżej granicy topnienia skał granitowych w strefach geosynklinalnych.

Przeobrażenia tego metamorfizmu zachodzą pod wpływem czynników, do których należą: ciśnienie, temperatura, składniki gazowe oraz jednokierunkowe ciśnienie.

Przeobrażenia skał zachodzące pod wpływem ultrametamorfizmu najintensywniej rozwijają się w strefach skorupy ziemskiej zbudowanej z utworów prekambryjskich.

Ultrametamorfizm może rozwijać się także na obszarach zbudowanych z utworów młodszych. Metamorfizm ten posiada ograniczony zasięg i związany jest z wydłużonymi strefami górskimi. Z ultrametamorfizmem związane są granityzacja, metasomatoza potasowo-krzemianowa a także procesy anateksis i palingenezy.

Wynikiem oddziaływania omawianego metamorfizmu jest tworzenie się migmatytów żyłowych.

Część granitów oraz innych skał magmowych powstała w wyniku krystalizacji ze stopu magmy. Mając to na uwadze, można założyć, że istnieje proces, który prowadzi do powstania wtórnego stopu, w momencie, gdy skały znajdują się w warunkach wysokich temperatur. Powstawanie wtórnego stopu określa się mianem anateksis.

ROZDZIAŁ III

Material do badań

Badania zostały wykonane na skałach metamorficznych. Do badań polegających na przeprowadzaniu sztucznego metamorfizmu w warunkach laboratoryjnych wybrane zostały:

- Serpentynit Nasławice k/Jordanowa
- Amfibolit Ogorzelec k/Kowar
- Łupek Krobica k/Świedrowa Zdroju
- Pirofyllit była Jugosławia.

Ze względu na utrudnienia techniczne nie było możliwe przeprowadzenie eksperymentu a w dalszej kolejności badań na skałach magmowych i osadowych.

Amfibolit z Ogorzelca

Kopalnia „Ogorzelec” mieści się u podnóża Przełęczy Kowarskiej przy drodze z Kamiennej Góry do Kowar i dalej do Jeleniej Góry.



Fot. 1 Widok na kopalnię „Ogorzelec”, prace wydobywcze prowadzone na dwóch poziomach.(www.kopalniaogorzelec.com.pl).

Minerałem eksploatowanym przez kopalnię jest amfibolit. Wydobywanie amfibolitu ze złoża Ogorzelec sięga roku 1973, wtedy to Rejon Eksploatacji Kamienia-Wrocław odszykował kamieniołom, którego celem było pokrycie rynku lokalnego w materiał do budowy i remontu dróg. Od 1991 roku kopalnia produkuje najwyższej jakości kruszywa przeznaczonego do budowy i remontu dróg.

Amfibolit posiada ciemnozieloną barwę, w skale zauważyć można kawerny. Skala jest poprzecinana żyłami mlecznobiałego kwarcu. Na niektórych poziomach poprzecinana jest żyłami epidotu (metamorfizm epidotowo – amfibolitowy). Widoczne są także w odsłonięciu amfibolitów węglany.

Wschodnia ściana kopalni znana jest z mineralizacji kruszcowej. W tym kamieniołomie znajdowały się pseudomorfozy po pirycie.

Serpentynit z Nasławic

Występowania serpentynitów w Polsce wiąże się wyłącznie z Dolnym Śląskiem. Są one zlokalizowane głównie w okolicach Sobótki i Jordanowa, na obszarze Ząbkowice-Niemcza, w pobliżu Złotego stoku, na zboczach Gór bardzkich, wśród gnejsów Gór Sowich oraz w okolicach Woliborza koło Nowej Rudy (Heflik W. Przegląd Geol.24,3 1976).

Przedsiębiorstwo Kopalnie Odkrywkowe Surowców Drogowych we Wrocławiu funkcjonuje na rynku polskim od 1956 roku. Aktualnie kopalnia prowadzi eksploatację złoża serpentynitu.



Fot.2 Kopalnia KOSD w Nasławicach. (www.kosd.com.pl).

Serpentynit eksploatowany w kopalni KOSD posiada barwę od jasnozielonej, trawiastej do ciemnozielonej, a nawet do ciemno grafitowej, co skała jest atrakcyjna zarówno w architekturze ogrodowej, jak i w gałęzi przemysłu artystyczno-ozdobnym.

Serpentynit nasławicki składają się z minerałów serpentynowych (chryzotyl, antygoryt, lizardyt), lokalnie można spotkać relikty oliwinu. Miejscami można zaobserwować koncentracje minerałów rudnych. W serpentynitach ze złoża „Nasławice” widoczne są żyły kwarcowe.

Łupek z Krobicy

W 1954 roku z wydzielonej części Bolesławskich Kopalni Surowców Mineralnych zostało utworzone przedsiębiorstwo państwowe o nazwie Jeleniogórskie Kopalnie Surowców Mineralnych. Dwa lata później do JKSM przyłączono Rędzińskie Zakłady Kruszyw Mineralnych. W 1991 roku przedsiębiorstwo JKSM przekształcone zostało w Jednoosobową Spółkę Skarbu Państwa, natomiast w 1997 roku Spółka została sprywatyzowana. Firma „Invest Or” z Wrocławia nabyła większość akcji i przyjęła nowe strategie działania. Poprzez inwestowanie w technologię przetwarzania rozwija produkcję wybranych kopalin tj. skalenia, dolomitu i serycytu.

Łupki łyszczykowe z Krobicy zbudowane są głównie z muskowitu i biotyту. Minerale łyszczykowe skupione są w postaci równoległych lamin, które podkreślają kierunkowość tekstury skalnej. Powszechnie w skale występuje kwarc, jest on skupiony w laminach o różnej grubości przekładanych laminami łyszczykowymi.

Pirofyllit z byłej Jugosławii

Pirofyllit został udostępniony dzięki uprzejmości Pani doc. Ewy Benko z Instytutu Obróbki Skrawaniem.

ROZDZIAŁ IV

Metody badań

Badania prowadzono z wykorzystaniem następującej aparatury:

- 4.1) Wysokociśnieniowej prasy hydraulicznej
- 4.2) Mikroskopu polaryzacyjnego do światła przechodzącego
- 4.3) Rentgenograficznej analizy fazowej
- 4.4) Obserwowane zjawiska dokumentowano mikrofotografiami.

4.1. Wysokociśnieniowa prasa hydrauliczna

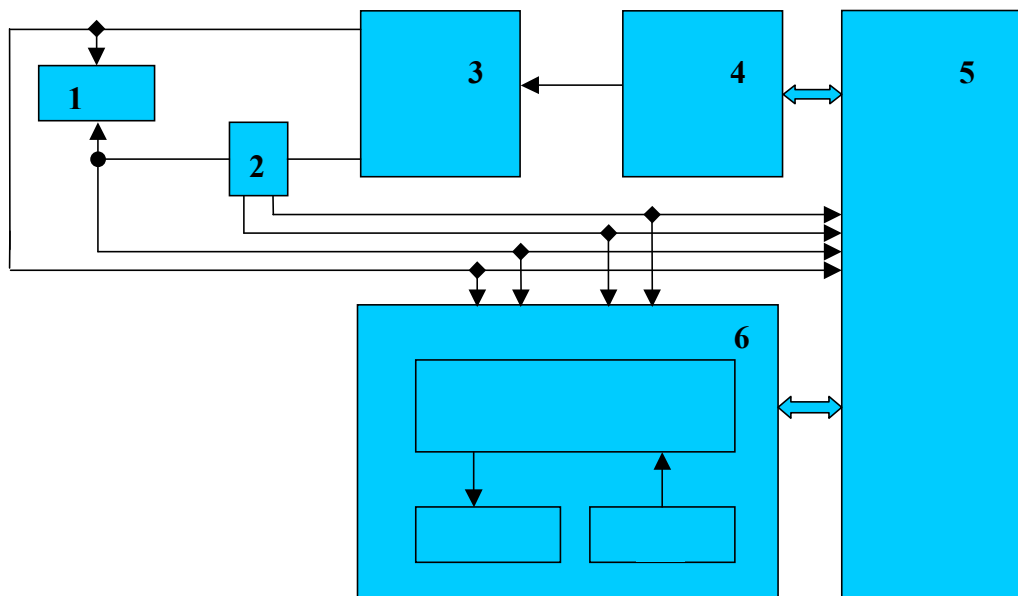
Badania zostały wykonane przy pomocy hydraulicznej prasy wysokociśnieniowej D0044 pracującej w IOS wyposażonej w komorę do spiekania super twardych materiałów kompozytowych w układzie Bridgman'a.

Metodę tę zastosowano w celu wykonania spieków z naturalnych skał, z których następnie wykonano szlify mikroskopowe do światła przechodzącego.

Podstawowe dane techniczne prasy:

- maksymalny nacisk prasy $F_{\max} = 25\ 000\ \text{kN}$
- średnica próbki $d_{\max} = 15\ \text{mm}$
- maksymalne ciśnienie w próbce $p_{\max} = 10\ \text{GPa}$
- maksymalna temperatura $T_{\max} = 2500\ \text{°C}$

Prasa wyposażona jest w system automatycznego sterowania temperaturą i ciśnieniem, co zapewnia powtarzalność parametrów spiekania. Schemat ideowy stanowiska do wysokociśnieniowego spiekania kompozytów ilustruje rys. 1.

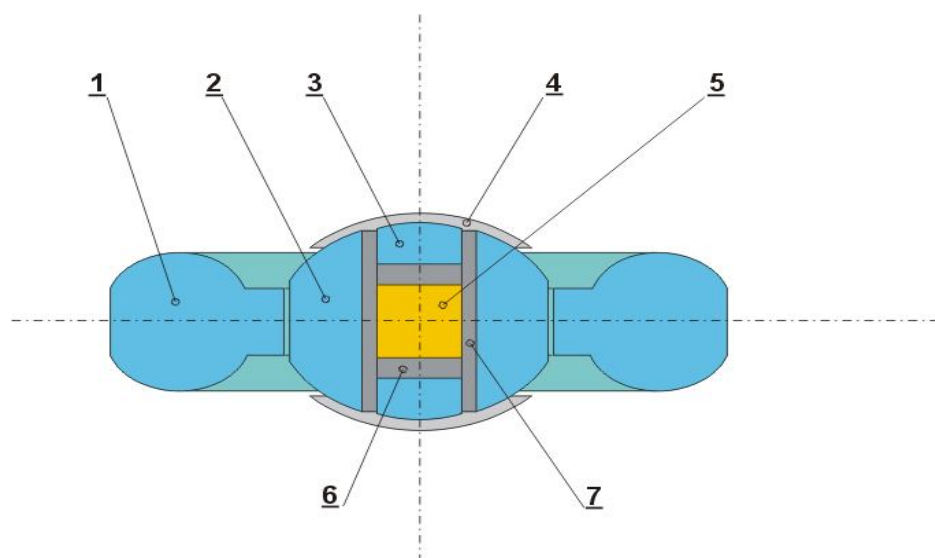


Rysunek. 1. Schemat stanowiska do spiekania :

- 1- wysokociśnieniowo – wysokotemperaturowa komora syntezy, 2- przeladnik prądowy, 3- transformator nagrzewania, 4- regulator tyrystorowy,
- 5- panel sterujący prasy, 6- kontener syntezy KS-5

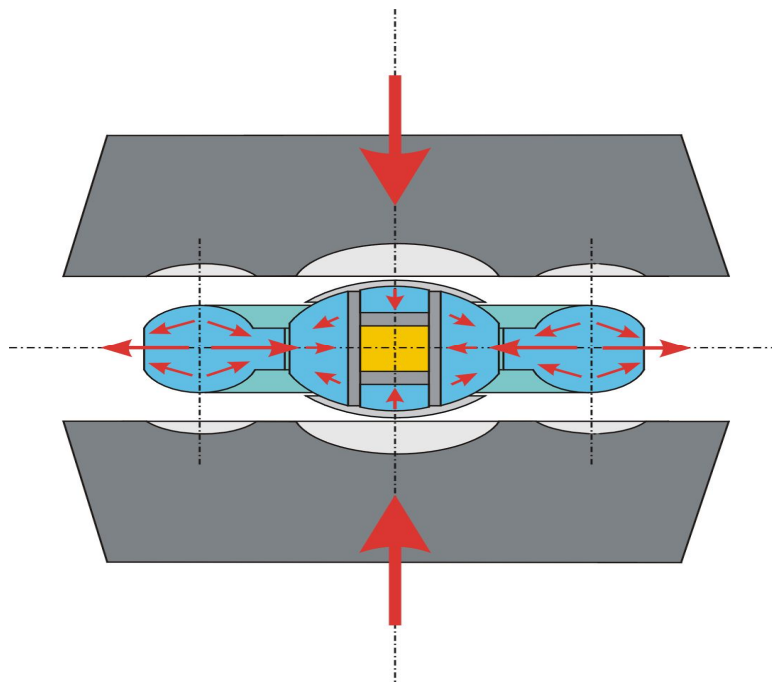
W badaniach nad opisanym w tej pracy sztucznym metamorfizmem stosuje się sproszkowane próbki, które formuje się pastylki o średnicy 15 mm i wysokości ok. 6 mm pod naciskiem ok. 3 ton. Następnie tak przygotowane wypraski umieszcza się w tulejkach grafitowych służących do oporowego nagrzewania pastylki. Tuleje zamyka się z obydwu stron ‘denkami’ grafitowymi oraz zatyczkami ceramicznymi. Tak powstały pakiet umieszcza się w ceramicznym kontenerku reakcyjnym i zamyka przy pomocy blaszek molibdenowych. Kontenerek zawierający wsad reakcyjny (pastylkę) umieszcza się w pierścieniu zewnętrznym rys.2. Tak przygotowaną próbkę poddaje się wysoko ciśnieniowemu spiekaniu. Istotą tego procesu jest zapewnienie quasihydrostatycznego rozkładu ciśnienia. Rozkład taki uzyskuje się dzięki specjalnie zaprojektowanemu kształtowi elementów ściskających próbkę.

Kowadła ściskając wsad reakcyjny (próbka + kształtki ceramiczne) powodują jego plastyczne płynięcie w kierunkach przedstawionych na rys.3. Po osiągnięciu założonego ciśnienia włącza się grzanie i rozpoczyna proces spiekania, który trwa przeciętnie od kilku dziesięciu sekund do kilku minut. Próbki spiekane tą metodą charakteryzują się izotropią własności.



Rysunek 2. Schemat wsadu reakcyjnego do spiekania w układzie Bridgmana

1 – zewnętrzny pierścień ceramiczny; 2 – wewnętrzny pierścień ceramiczny;
 3 – zatyczka ceramiczna; 4- blaszka molibdenowa; 5- próbka;
 6 – denko grafitowe; 7 – tuleja grafitowa .



Rysunek 3.
Schematyczne
przedstawienie kierunków pływnięcia kontenerka
kowadłami węglowymi.

ceramicznego podczas ściskania pomiędzy

Z wykonanych w wyżej opisanych warunkach pastylek uzyskanych po zgniataniu naturalnych skał wykonano szlify mikroskopowe do światła przechodzącego. Pozostały materiał został utarty i poddano go badaniu rentgenowskiemu.

4.2) Mikroskop polaryzacyjny

Badania wykonano w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii Akademii Górniczo – Hutniczej na mikroskopie polaryzacyjnym POLMI-A.

Metodę tę zastosowano w celu rozpoznania powstałych nowych struktur i tekstur, a także w celu zaobserwowania zmian zachodzących w spieczonych skałach.

Mikroskop polaryzacyjny przystosowany jest do badań w świetle liniowo spolaryzowanym. Jest on zbudowany z części optycznych (obiektyw, okular, urządzenie oświetlające, soczewka Bentranda-Amiciego), oraz z części mechanicznych (statyw, podstawa, tubus, stół obrotowy).

Mikroskop polaryzacyjny daje możliwość wykonania badań w świetle równoległym przy jednym i przy skrzyżowanych nikolach, oraz badania w świetle spolaryzowanym zbieżnie – konoskopowe.

Badania w świetle równoległym przy jednym nikolu pozwalają na obserwacje cech geometrycznych minerałów, określenie barwy i pleochroizmu minerału, oraz obserwacja wrostków i intruzji w badanych kryształach.

Badania w świetle spolaryzowanym przy polaryzatorach skrzyżowanych, pozwalają określić rodzaj wygaszania światła w badanym mineralu, oraz kąt wygaszania światła w kryształach. W toku wykonywanych badań przy skrzyżowanych nikolach możliwe jest określenie barwy interferencyjnej minerału. Płytki pomocnicze wycięte z gipsu, miki lub kwarcu dają pomiędzy skrzyżowanymi nikolami określone barwy interferencyjne pozwalające określić charakter optyczny badanego minerału.

W toku badań mikroskopowych w świetle spolaryzowanym zbieżnym (badania konoskopowe) można odróżnić minerały jednoosiowe od dwuosiowych, określić wartość kąta pomiędzy osiami optycznymi, a także określić kryształy optycznie dodatnie i ujemne.

4.3) Rentgenograficzna analiza fazowa

Badania rentgenograficzne zostały wykonane w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii AGH.

Metoda ta została włączona do metod badań ze względu na możliwość dokładnego rozpoznania minerałów powstałych podczas eksperymentu.

Promieniowanie rentgenowskie składa się z fal elektromagnetycznych. Fale te mają dość szeroki zakres długości, a źródłem ich promieniowania elektromagnetycznego są ładunki elektryczne. Długość fal promieniowania rentgenowskiego wynosi od 0,5 – 22Å. Do badań zastosowano promieniowanie CuK α .

Badania rentgenowskie wykonano zarówno z naturalnych skał, jak i ze spieczonego materiału. Otrzymano cztery rentgenogramy skał naturalnych i osiem rentgenogramów sztucznie zmetamorfizowanych skał. Na tej podstawie dokonano porównania zmian zachodzących w składzie mineralnym spieczonego materiału.

4.4) Mikrofotografia

ROZDZIAŁ V

Wyniki badań

5.1 Charakterystyka naturalnych skał:

5.1.1 Serpentynit z Nasławic

Występowanie badanych serpentynitów związane jest z ultrazasadowymi masywami skał magmowych. Serpentyinity te są produktem metamorfizmu regionalnego facji zieleńcowej. Skałami wyjściowymi dla serpentynitów są: dunity, perydotyty, pikryty. Mogą także powstawać one ze skał metamorficznych o odpowiednim chemizmie np.z amfibolitów. Nazwy różnych odmian serpentynitów pochodzą od skał wyjściowych z których się wywodzą: serpentynit diallagowy, amfibolowy, perydotytowy, itd.

Serpentyinity są skałami o barwie zielonawej, szarozółtej lub brunatnej. Posiadają teksturę bezkierunkową. Skały te zbudowane są głównie z odmian minerałów serpentynowych a to: chryzotylu i antygorytu, może także zawierać oliwin, diallag, diopsyd, apatyt, magnetyt, chloryt.



Fot.1 Serpentynit z Nasławic, skała naturalna. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.

Nasławicki serpentynit przedstawiony na fot.1 posiada strukturę fibroblastyczną i nematoblastyczną, struktura skały jest zbita, bezładna. Skała zbudowana jest z włókniście wykształconych minerałów z grupy antygorytu i chryzotylu, towarzyszą im oliwin, apatyt, niekiedy widoczne są w skale koncentracje minerałów nieprzejrzystych.

5.1.2

Amfibolit z Ogorzelca

Większa część amfibolitów powstaje w wyniku przeobrażeń skał w procesach metamorfizmu regionalnego, w facji amfibolitowej. Amfibolity rzadziej spotykane są w utworach przeobrażonych w warunkach facji zieleńcowej. W tym wypadku obok hornblendy zawierają one w swoim składzie epidot i albit. Część amfibolitów powstaje także w warunkach metamorfizmu kontaktowego facji hornblendowo – hornfelsowej.

Badane amfibolity są skałami ciemnozielonymi, szarzielonymi. Amfibolit z Ogorzelca posiada strukturę drobnoblastyczną, nemato-grano-lepidoblastyczną. Pod względem składu mineralnego badana skała zbudowana jest z przeważającej ilości plagioklazów (oligoklaz-andezyn) i hornblendy. Współwystępują z nimi także kwarc oraz miki. Akcesorycznie w skale napotyka się: kalcyt, syderyt, apatyt, magnetyt i in.

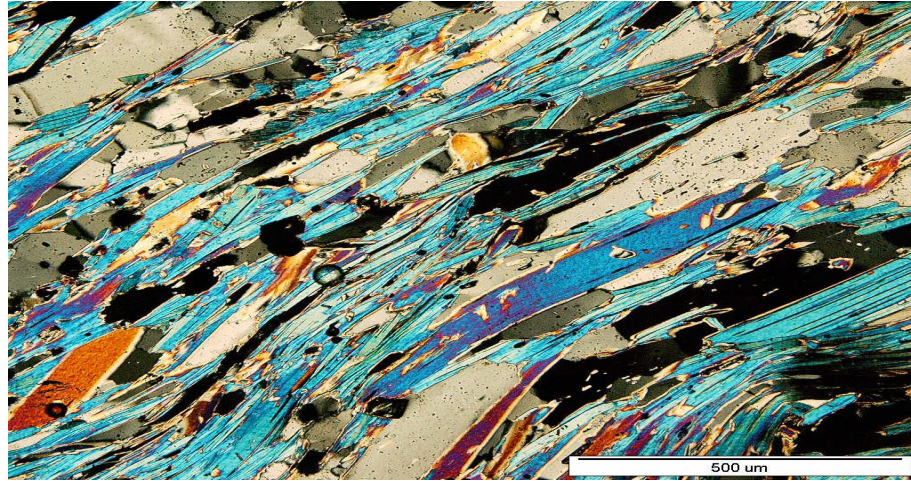
5.1.3

Łupek z Krobicy

Utworami wyjściowymi dla zmetamorfizowanych łupków łyszczykowych są skały ilaste i mułowcowe.

Do głównych składników tej skały należą muskowit i biotyt. Minerale te, zwykle skoncentrowane są w równoległych laminach, które podkreślają kierunkowość tekstury, niekiedy jednak występują w postaci dużych blaszek. Minerale łyszczykowe występujące jako duże blaszki zorientowane poprzecznie do laminacji są młodszym składnikiem skały a niżeli minerały skupione w laminach.

Łupek z Krobicy widoczny na fot.2 zbudowany jest z muskowitu i hydromuskowitu którym towarzyszą granaty, kwarc oraz chloryt. W niektórych partiach łupków występują niewielkie ilości minerałów żelaza i cyny.



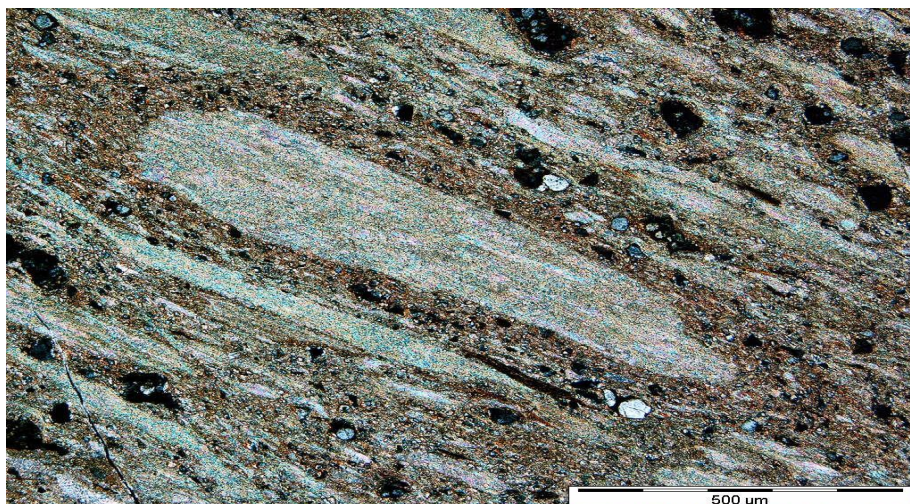
Fot.2 Łupek z Krobicy, Widoczne kierunkowo ułożone kolorowe blaszki muskowitu. Skala naturalna. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie wg. skali.

5.1.4 Pirofyllit

Pirofyllit jest skałą metamorficzną o niskim stopniu przeobrażenia, dlatego bywają niekiedy podobny do silnie zdiagenezowanych skał ilastych.

Do głównych składników tej skały należy kwarc, pirofyllit oraz skalenie. Kwarc niekiedy może stanowić 50% objętości skały. Wszystkie minerały wykształcone są w postaci drobnoziarnistej. W pirofyllitach oprócz wymienionych minerałów występuje drobnoziarnisty kalcyt.

Pirofyllit z byłej Jugosławii przedstawiony na fot.3 zbudowany jest z drobnołuseczkowych agregatów zbudowanych z minerału pirofyllitu i kalcytu, występują także kwarc i skalenie jednakże w bardzo niewielkiej ilości. Agregaty widoczne na zdjęciu (fot.3) wykazują względem siebie pewną kierunkowość. Tło zbudowane jest z minerałów ilastych z domieszką kwarcu, widoczne są minerały izotropowe.



Fot.3 Mikroskopowy obraz pirofyllitu z byłej Jugosławii. Skała naturalna. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie wg. skali.

Celem pracy było sprawdzenie w jaki, sposób przeobrażają się wybrane próbki skał w warunkach podwyższonej temperatury i ciśnienia. Badania zostały wykonane w laboratorium, w krótkim czasie oddziaływania ciśnienia i temperatury. W tym wypadku postawiono sobie także pytanie, które z czynników odgrywa większą rolę temperatura czy ciśnienie?

Aby badania były porównywalne każdy rodzaj skały został spieczony w tych samych warunkach ciśnieniowo – temperaturowych, w takim samym czasie. Na jednej skale serpentynie został dodatkowo przeprowadzony eksperyment przy zastosowaniu innych parametrów.

5.2 Charakterystyka substancji otrzymanych w wyniku eksperymentu

Warunki eksperymentu:

Próbka	Ciśnienie [bar]	Temperatura [⁰ C]	Czas [sek]
Pi 1.3 Se 2.3 AM 1.3 Lu 1.3	400	1880	10 nagrzewanie 40 spiekanie 10 chłodzenie
Pi 1.2 Se 2.2 AM 1.2 Lu 1.2	600	1880	10 nagrzewanie 40 spiekanie 10 chłodzenie
SE 1	610	1400	30 nagrzewanie 90 spiekanie 30 chłodzenie
SE 4	610	1870	10 ogrzewanie 40 spiekanie 10 chłodzenie
SE 2	720	1640	30 nagrzewanie 90 spiekanie 30 chłodzenie
SE 3	800	1870	10 ogrzewanie 40 spiekanie 10 chłodzenie
Pi 1.1 Se 2.1 AM 1.1 Lu 1.1	800	1880	10 ogrzewanie 40 spiekanie 10 chłodzenie

Tab.1 Zestawienie badanych próbek.

Objaśnienia do tabeli 1:

AM – amfibolit

Lu – lupek.

Pi – pirofyllit

Se, SE – serpentynit

Dane z tab.1 przedstawiają warunki w jakich, spieczone zostały próbki skał. Wynika z nich, że interwał ciśnienia wynosi od 400 - 800 bar, zakres temperatury od 1400°C – 1880°C, czas spiekania wynoszący 90

sekund dla czterech próbek skał spiekanych w tych samych temperaturach i ciśnieniach, oraz 150 sekund dla wybranego serpentynitu.

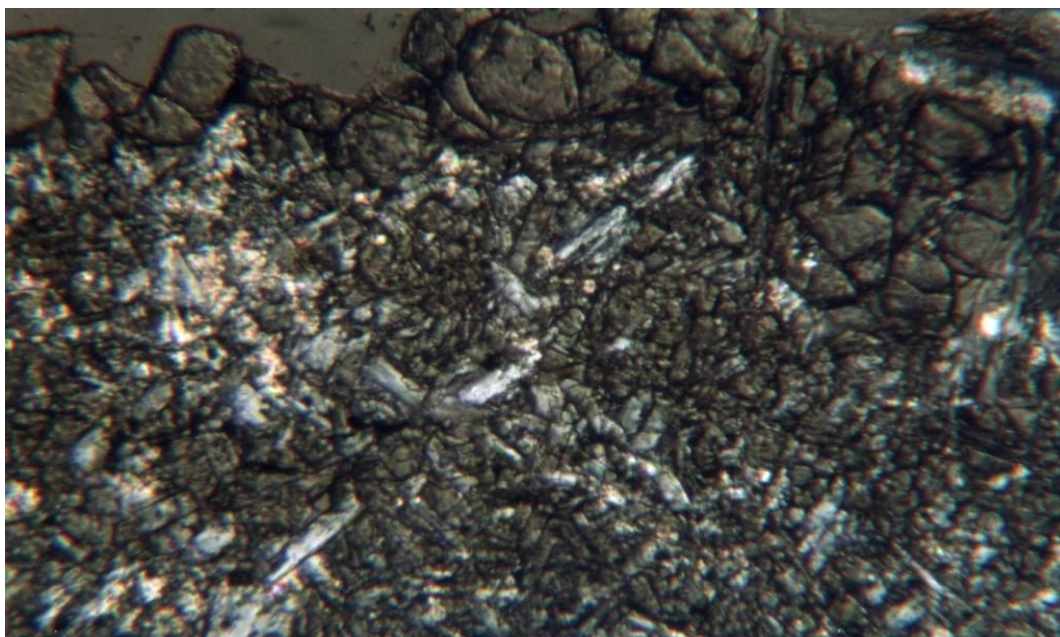
W obserwacjach mikroskopowych, zmetamorfizowanych warunkach laboratoryjnych otrzymane spieki reprezentują różny stopień metamorfizmu.

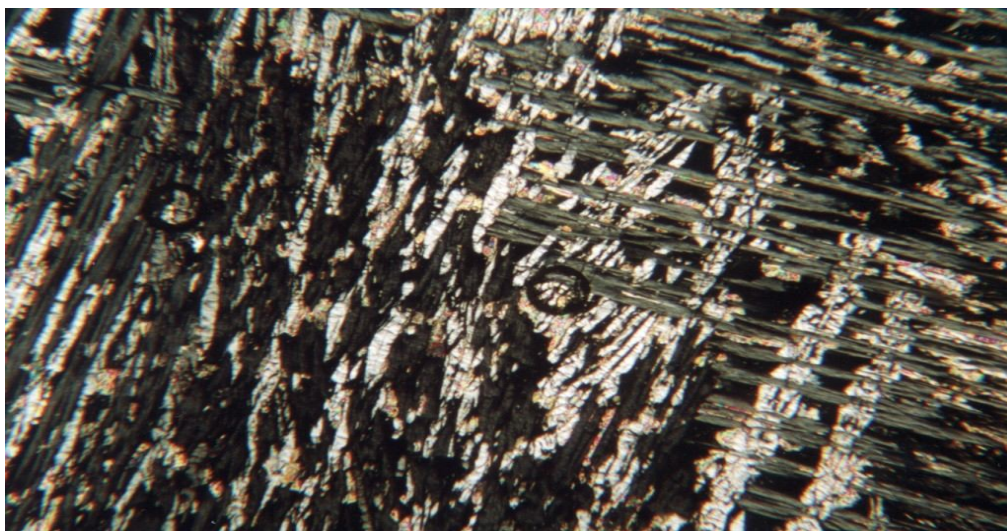
Na podstawie badań mikroskopowych oraz rentgenowskich w badanych pastylkach wyróżniono trzy fazy.

5.2.1 Serpentynit

Faza pierwsza dotyczy serpentynitu spiekanego w $T=1400^{\circ}\text{C}$, $P=610$ bar w czasie 60 sek. W badaniach mikroskopowych przy użyciu powiększenia 60x widoczne są duże izotropowe minerały skupione na obwodzie preparatu, jak prezentowane są na fot.4

Fot.4 Serpentynit skała po spieczeniu w $T=1400^{\circ}\text{C}$ i $P=610$ bar. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x. (próbka SE 1).





Fot.5 Próbka Se 2.3. Serpentyt po spieczeniu w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar. Brzeźna część preparatu. W drobnokrystalicznej masie widoczne bezbarwne do bladozielonych fazy mineralne z grupy piroksenów. - enstatyt, akmit. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60X.

Przy mniejszych powiększeniach można zauważyć obwódkę wokół brzegu preparatu zbudowaną z minerałów z grupy granatu. Sbuhebralne do euhedralnych ziaren granatów występujące na brzegu pastylki są różnych rozmiarów, od dużych pojedynczych osobników do mniejszych występujących w zbitej masie nowo powstałej „skały”.

W tej że obwódce minerały ułożone są przypadkowo, nie wykazując kierunkowości. Centralna część badanego serpentynitu zbudowana jest z większych minerałów niewykazujących zmian strukturalno – teksturalnych.

W przypadku fazy drugiej w środkowej części pastylki (próbka Se 2.3) zaobserwowano inny sposób ułożenia nowo powstałych minerałów niż w jej peryferyjnej strefie. Opisane zjawisko widoczne jest na fot.5, reprezentowane jest przez minerały z grupy piroksenów o barwie bladozielonej, niektóre kryształy posiadają zabarwienie lekko fioletowe, o barwach interferencyjnych drugiego rzędu, oraz wyraźnej łupliwości. Wyróżniona faza przejawia się przede wszystkim różną kierunkowością wzrostu kryształów reprezentowanych głównie przez pirokseny: enstatyt, akmit jak przedstawiono na rentgenogramie FIG.1. Zjawiska te związane są z tym, że w brzeźnej części pastylki występuje nieznaczny spadek ciśnienia w stosunku do jej centralnej części.

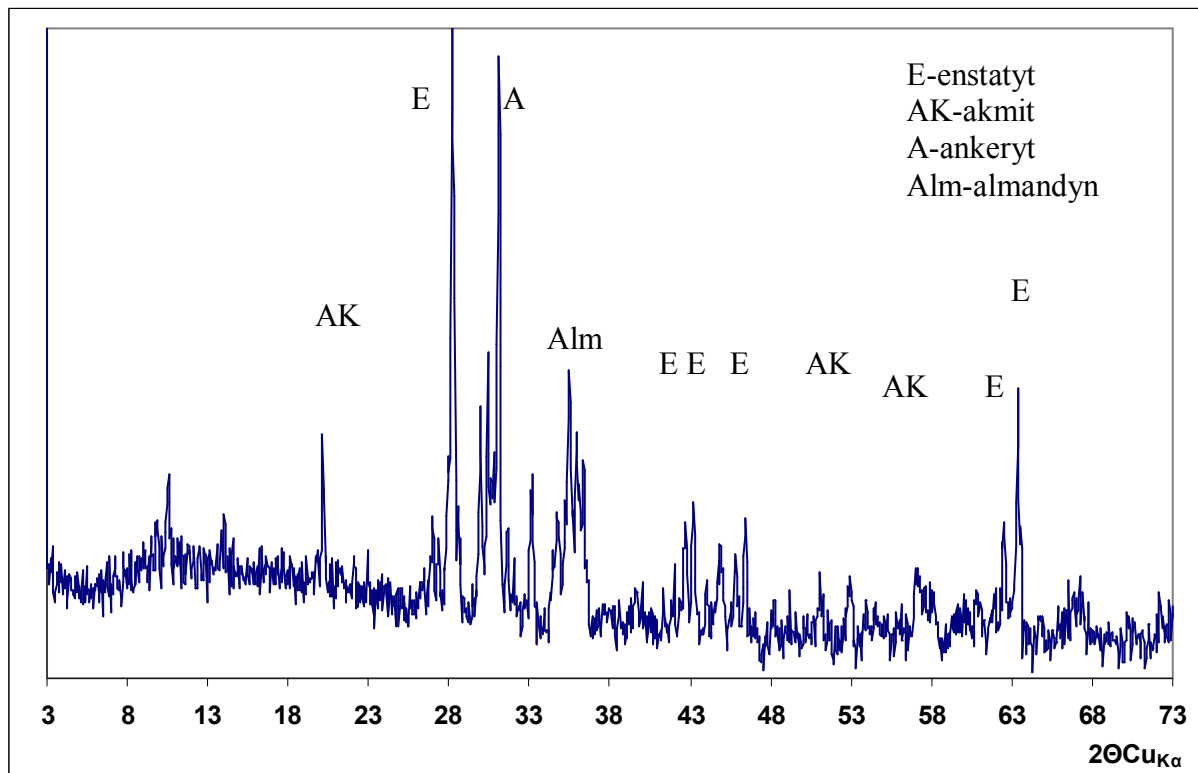


FIG.1 Próbka Se 2.3. Rentgenogram spieczonego serpentynitu w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar.

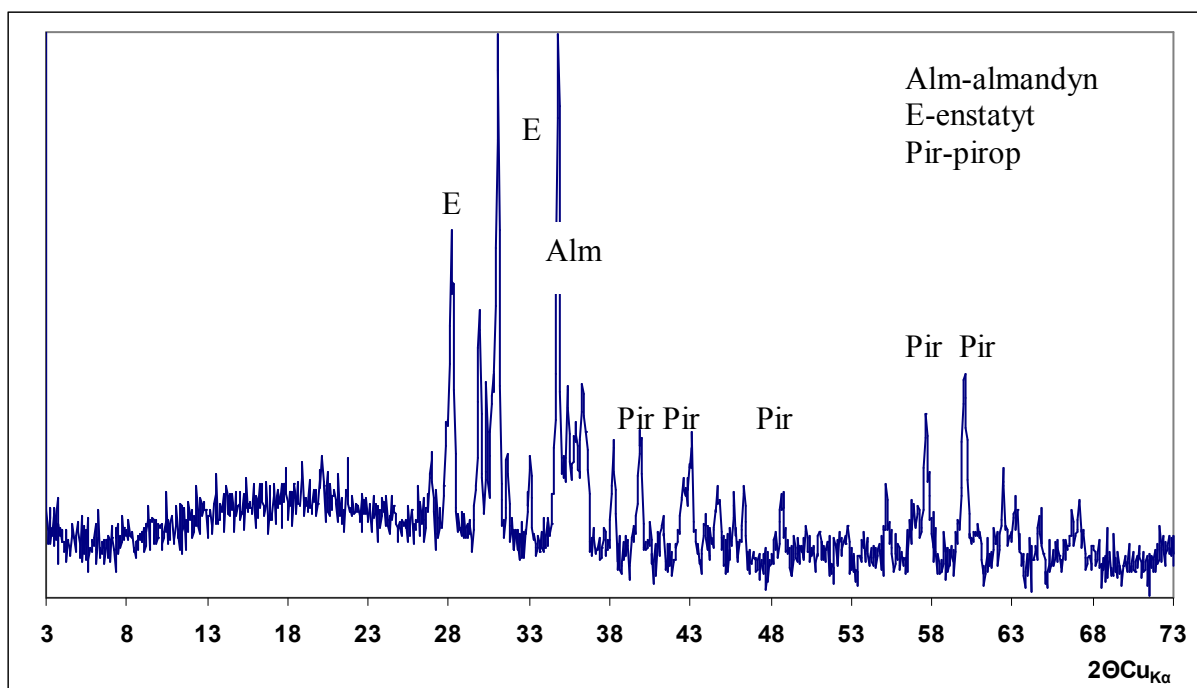


FIG.2 Próbka Se 2.2. Rentgenogram sztucznie zmetamorfizowanego serpentynitu w warunkach $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=600$ bar.

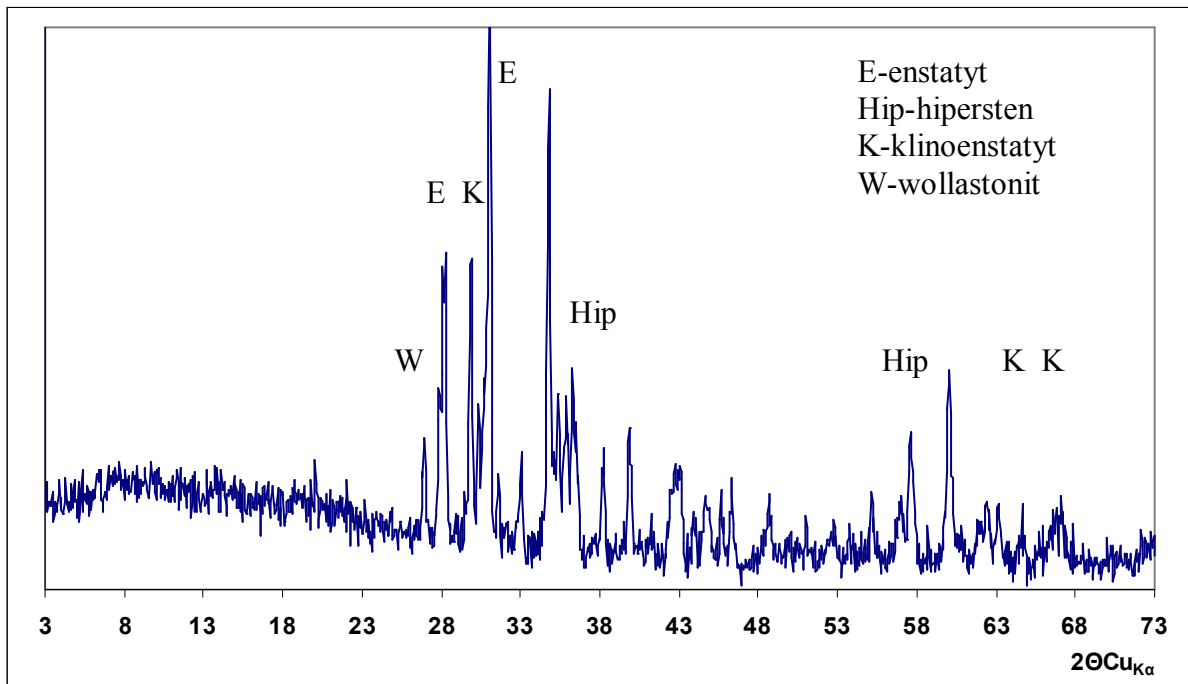


FIG.3 Próbka Se2.1. Rentgenogram serpentynitu spieczonego w T=1880°C, P=800 bar.

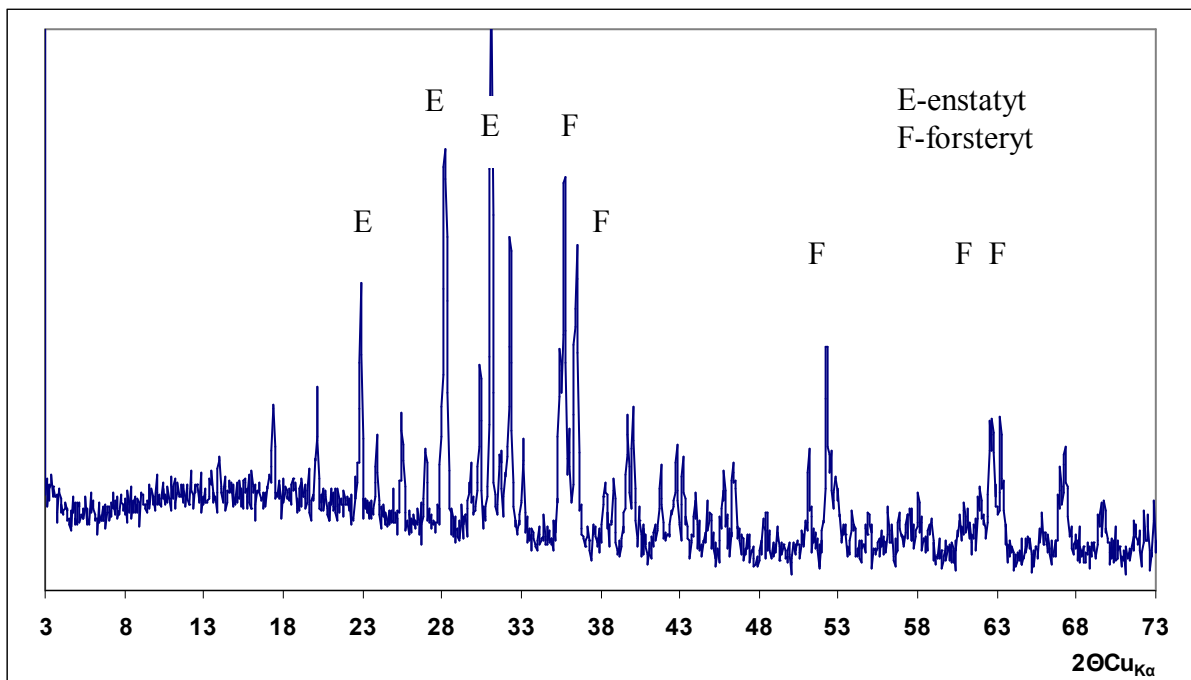
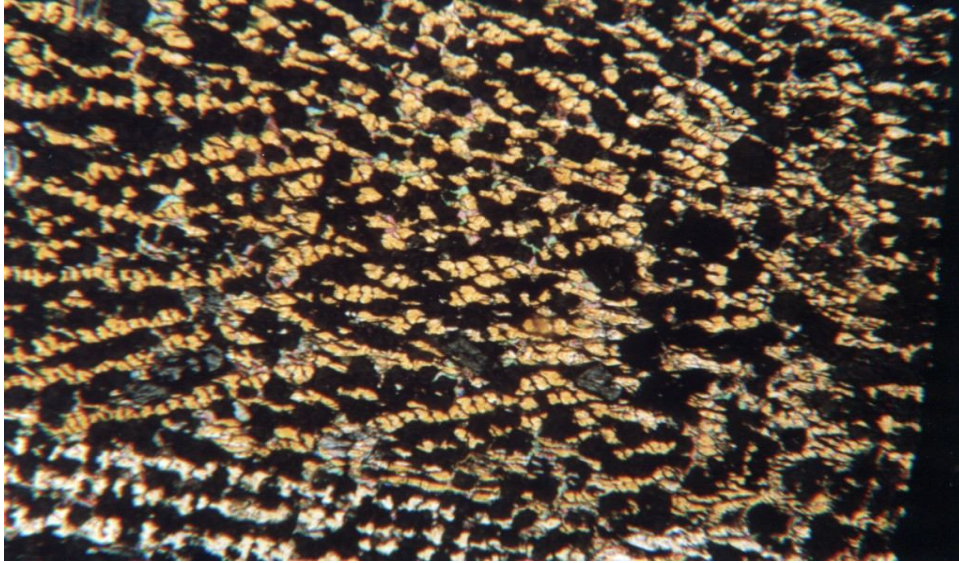


FIG.4 Próbka SE4. Rentgenogram serpentynitu spieczonego w warunkach T=1870°C, P=610 bar.

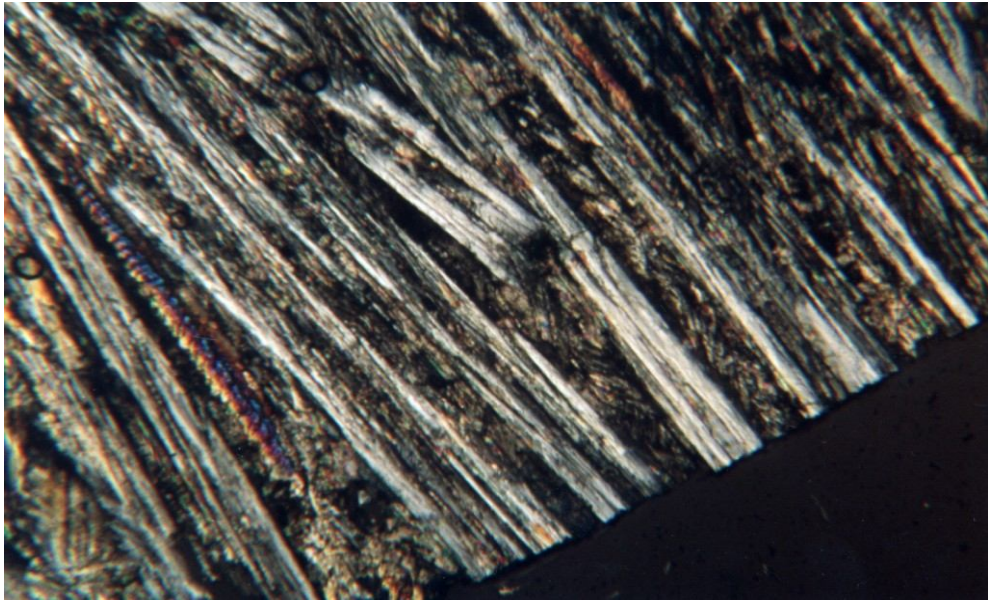
Fakt ten powoduje kierunkowość wzrostu nowo tworzących się kryształów, o pokroju wydłużonych słupków. Jest to dobrze widoczne na fot.6. Dotyczy zarówno piroksenów jak i również całej struktury piroksenowo – granatowej zaznaczającej się w centralnej części badanego preparatu. W zewnętrznej części pastylki zmetamorfizowanego serpentynitu widoczna jest bardziej zbita tekstura zaś produkt „metamorfizmu” charakteryzuje się większym nagromadzeniem klinopiroksenów i ortopiroksenów, a niż środkowa część pastylki.



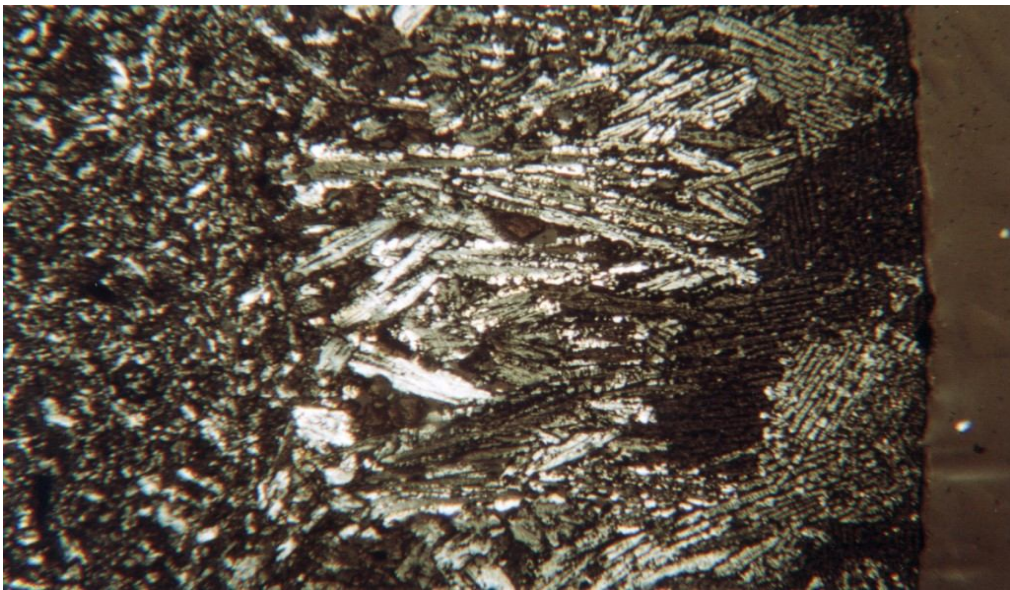
Fot.6 Próbką SE 3. Serpentynit spieczony w $T=1870^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar. Centralna i brzeżna część próbki. Nowo powstała struktura piroksenowo - granatowa. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60 x.

W centralnej części preparatu minerały przeplatają się ze sobą tworząc strukturę podobną do kosza wiklinowego.

Natomiast próbka serpentynitu znaczonej jako SE 2 sztucznie zmetamorfizowana w warunkach: $P=720$ bar, $T=1640^{\circ}\text{C}$ wykazuje widoczną kierunkowość tekstury, która pokazano na fot.7.



Fot.7 Próbką SE 2. Serpentynit po : metamorfizowaniu” w $T=1640^{\circ}\text{C}$, $P=720$ bar. Brzeźna partia „pastylki”. Widoczne pirokseny o pokroju wydłużonych słupków. Mikroskop polaryzacyjny , polaroidy X, powiększenie 60x.



Fot.8 Próbką Se 2.2. Serpentynit sztucznie zmetamorfizowany w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=600$ bar. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.

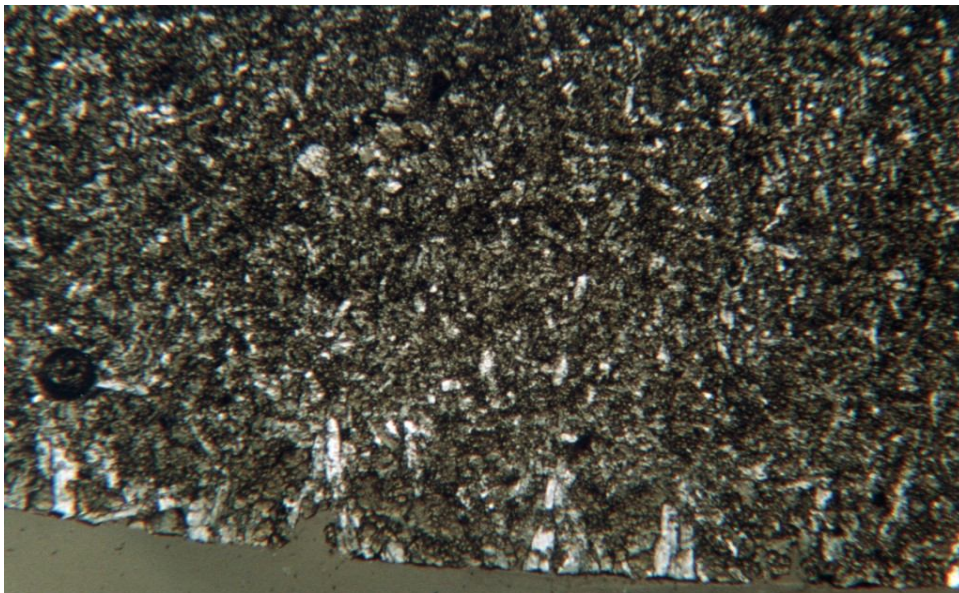
Fazą pośrednią pomiędzy tymi dwiema opisanymi fazami, jest etap średnich warunków spiekania sproszkowanego serpentynitu.

Warunki te dotyczą sztucznego metamorfizmu, jakiemu poddana została próbka Se 2.2, $P=600$ bar, $T=1880^{\circ}\text{C}$ (Fot. 8).

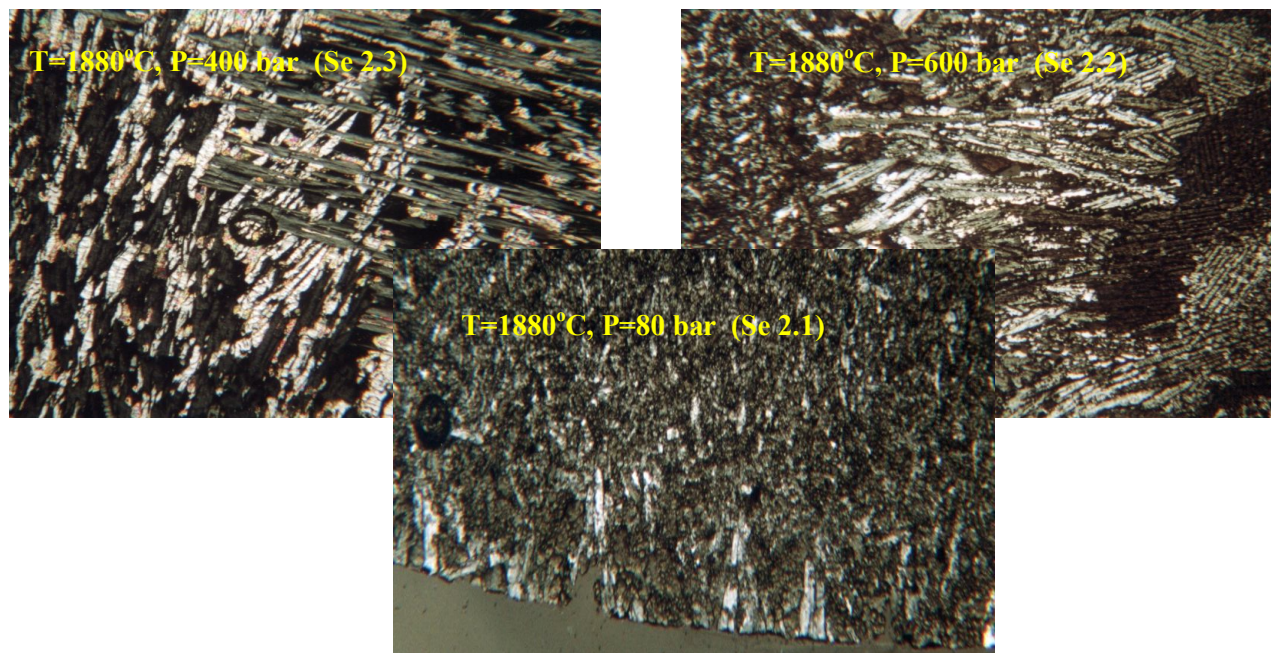
Wyodrębnienie tej fazy wynika z przeobrażenia się skały w kierunku rekrytalizacji, oraz zapoczątkowania orientacji teksturalnej.

Na fot.8 widoczna jest część peryferyjna preparatu, w której ciśnienie było mniejsze powodując zaznaczające się kierunkowe ułożenie piroksenów. Część centralna pastylki nadal przejawia bezładne ułożenia minerałów, gdzie w zbitej masie „skalnej” widoczne są małych rozmiarów pirokseny od bezbarwnych do bladozielonych, ze słabym pleochroizmem. Natomiast w próbce Se 2.1, „metamorfizowanej” w warunkach $P=800$ bar, $T=1880^{\circ}$ C nowo utworzone fazy na brzegu pastylki tworzą cieńszą obwódkę (w porównaniu do Se 2.2 - fot.8), co widoczne jest dobrze na fot. 9.

Fazy krystaliczne utworzone w przeobrażonym serpentynie Se 2.1 ułożone są bezładnie, nie zachowując kierunkowości, podobne zjawisko zachodzi w centralnej części preparatu.



Fot.9 Próbka Se 2.1. Serpentynit sztucznie zmetamorfizowany w warunkach: $T=1880^{\circ}$ C, $P=800$ bar. Drobnokrystaliczna masa "skalna" z widocznymi bezbarwnymi nowopowstałymi fazami z grupy piroksenów. Izotropowe tło zbudowane z granatów. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x



Fot. 10 Zestawienie fotografii serpentynitu spieczonego w warunkach: $T=1880^{\circ}\text{C}$ i przy różnym ciśnieniu. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie zdjęć 60x.

Załączone rentgenogramy (Fig. 1, 2, 3) są dowodem, że różne ciśnienia stosowane podczas eksperymentów wpływają na ewolucję składu mineralnego. W przypadku tych trzech „zmetamorfizowanych” serpentynitów głównym minerałem powstałym w wyniku eksperymentu jest krzemian łańcuchowy: enstatyt.

Spostrzeżenie to potwierdza także rentgenogram próbek SE 4: $P=610\text{ bar}$, $T=1870^{\circ}\text{C}$ (Fig. 4), gdzie także głównym minerałem jest enstatyt.

W przypadku serpentynitów znaczonych jako próbki SE 1, SE 2, SE 3 różnice w warunkach przeobrażeń jest widoczna zarówno w koincydencji zmian temperatury jak i ciśnienia, a także w czasie „metamorfizowania” (Tab. 1).

Na tej podstawie można wnioskować, iż zmiany w nich zachodzące dotyczą zarówno warunków ciśnienia i temperatury, co wynika ze zmian strukturalno – teksturalnych, a także po przez pojawienie się minerałów z grupy granatu. Na podstawie badań rentgenograficznych stwierdzono, iż powstałymi granatami są: almandyn i pirop.

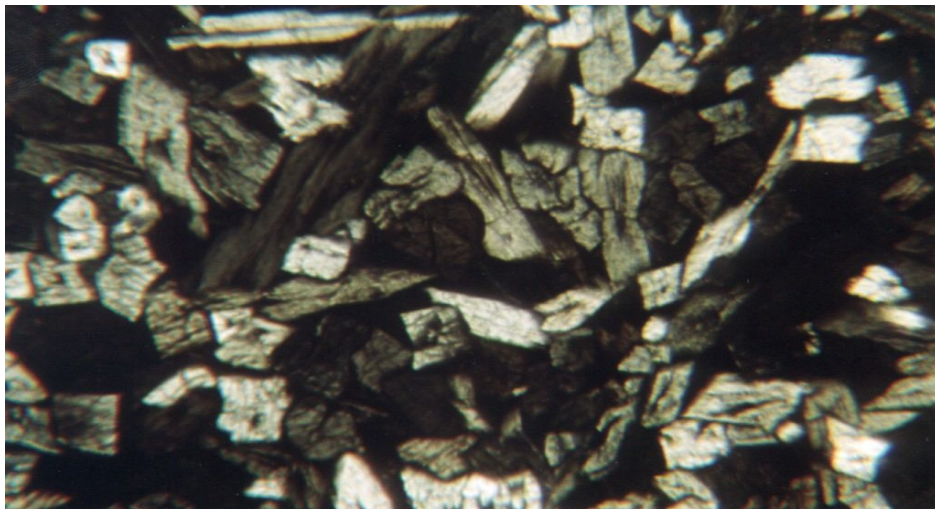
Badania mikroskopowe naturalnego serpentynitu nasławickiego wykazały obecność minerałów z grupy oliwinów – $(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4]$. Biorąc pod uwagę fakt, iż dla serpentynitów skałą wyjściową mogą być amfibolity w tym wypadku, w składzie mineralnym nasławickiego serpentynitu akcesorycznie może występować plagioklaz bogaty w Ca. Obecność tego minerału mogłaby

wskazywać na możliwość zajścia reakcji w warunkach podwyższonej temperatury oraz ciśnienia, której produktem stałby się krzemian łańcuchowy – wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$. Produkt ten jednak nie jest główną fazą sztucznego metamorfizmu „metamorficznej”.

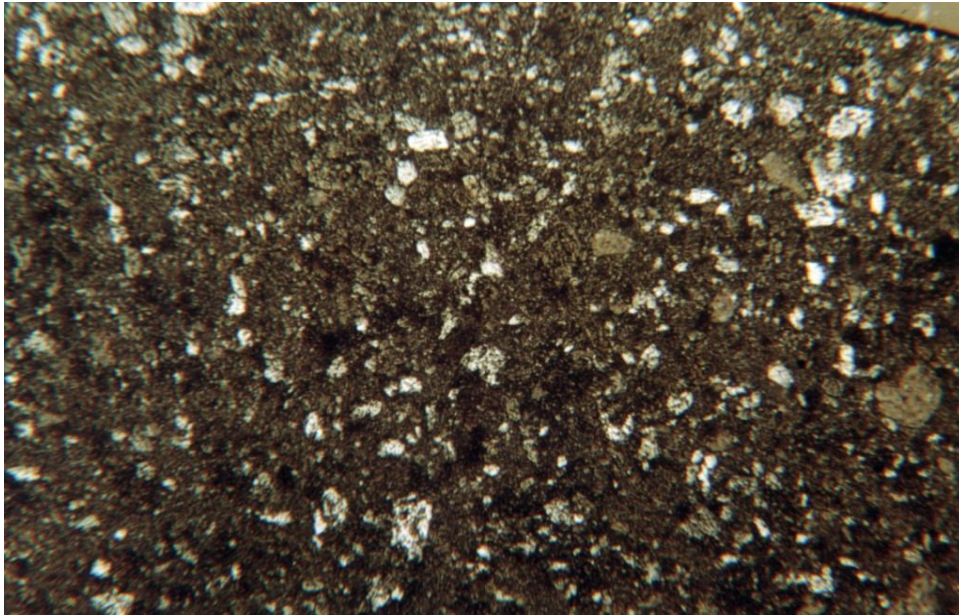
5.2.2 Amfibolit

W amfibolicie poddanym sztucznemu metamorfizmowi zaobserwowano zmiany strukturalno – teksturalne idące w kierunku uporządkowania kryształów, co widoczne jest na fot. 11.

W szlifie próbka Am 1.3, na obrzeżach pastylki widoczne są układające się równoległe względem siebie klinopirokseny o jasnozielonej barwie słabym pleochroizmie i barwach interferencyjnych drugiego rzędu. W produktach otrzymanych przy niższych ciśnieniach orientacja teksturalna jest znacznie słabsza (Fot. 12).



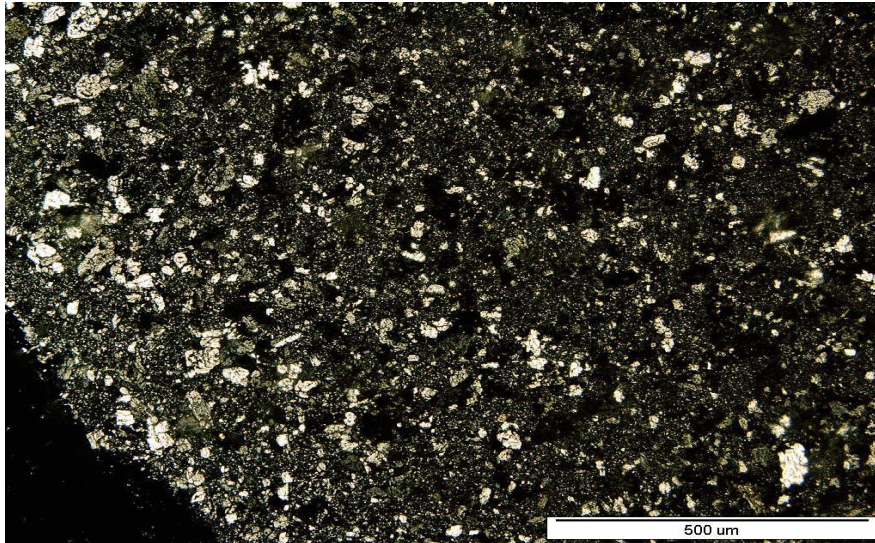
Fot.11 Próbka AM 1.3. Amfibolit po „metamorfizmie „ w warunkach: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar. Widoczne duże dobrze wykształcone kryształy enstatytu i kosmochloru. Mikroskop polaryzacyjny nikole X, powiększenie 60X



Fot.12 Próbka AM 1.2. Sztucznie zmetamorfizowane amfibolit w warunkach: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=600$ bar. Drobnodziarnista masa „skalna” z widocznymi bezbarwnymi fazami z grupy piroksenów. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.

Ta pojawiająca się bezkierunkowość w badanym preparacie stanowi potwierdzenie obecności pośredniego etapu „metamorfizmu”. W przypadku serpentynitu faza ta wyrażała się w inny sposób niż w amfibolitach. Dotyczyło to ułożenia nowopowstałych faz, od brzegu pastylki gdzie są kryształy równoległe względem siebie, do tekstury całkiem bezładnej teksturę w jej centralnej części (fot.8). Natomiast „zmetamorfizowany” amfibolit nie wykazuje w badanej pastylce takiej zależności. W tym wypadku w pastylce po ‘metamorfizmie’ widoczna jest jednak cienka kilku milimetrowa obwódka wokół centralnej części preparatu. Powstałe fazy tworzą tu wyraźnie zbitą teksturę, przechodząc stopniowo do tekstury bezładnej (fot.13).

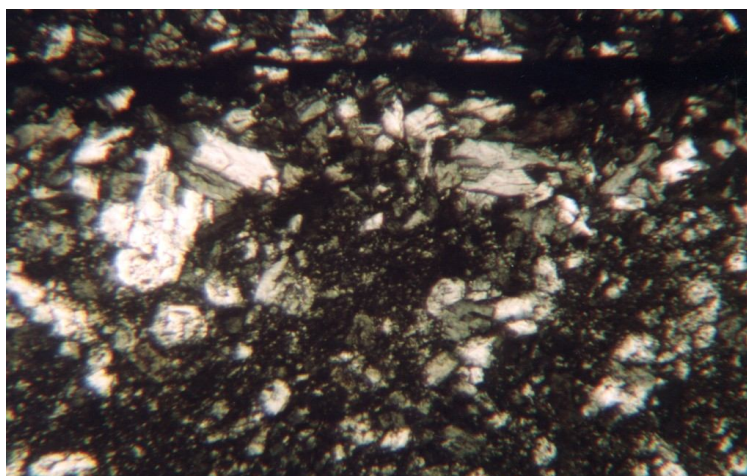
Na fot.12 widoczne jest także zróżnicowanie w wielkości kryształów nowopowstałych faz rozpoznanych na podstawie badań rentgenograficznych jako: klinoenstatyt i kosmochlor. Zróżnicowanie to zaznacza się od drobnych kryształów na brzegu pastylki do coraz większych osobników w jej środkowej części. Jest to zdecydowanie odwrotne zjawisko niż w przypadku spieczonego w tych samych warunkach temperaturowo – ciśnieniowych serpentynitu.



Fot.13 Próbką AM 1.2. Amfibolit po „zmetamorfizowaniu” : $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P= 600$ bar. Widoczne kryształy piroksenów i izotropowej zmieniającej się masy. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X.

Należy jednak zwrócić uwagę na różnice w utworzonych fazach pomiędzy poszczególnymi „metamorfizowanymi” skałami wynikające z pierwotnego charakteru skał. Sytuacja ta wynika także różnych temperatur „metamorfizowania” serpentynitu (próbka SE1 tab.1). Został on przypisany do pierwszej fazy zmian zachodzących podczas eksperymentu. Różnica ta powoduje inne rozgraniczanie faz w sztucznie zmetamorfizowanych skałach.

W dalszej części badań wyróżnione zostały dwie główne fazy dla spieczonego amfibolitu. Faza pierwsza dotyczy amfibolitu oznaczonego symbolem AM 1.1.



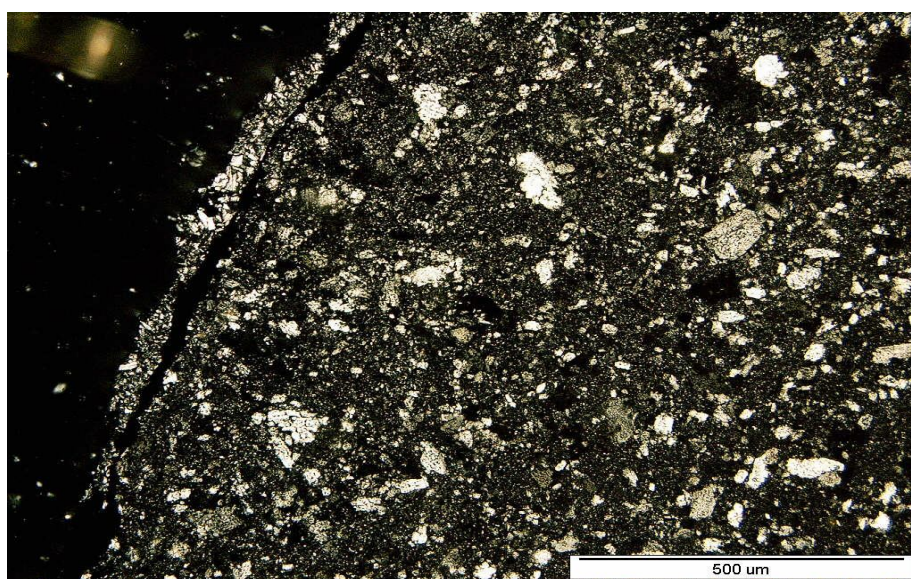
Fot.14 Próbką AM 1.1. Amfibolit sztucznie przeobrażony w warunkach: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar. Widoczne subhedralne i euhedralne kryształy kosmochloru.

Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X. powiększenie 60 X.

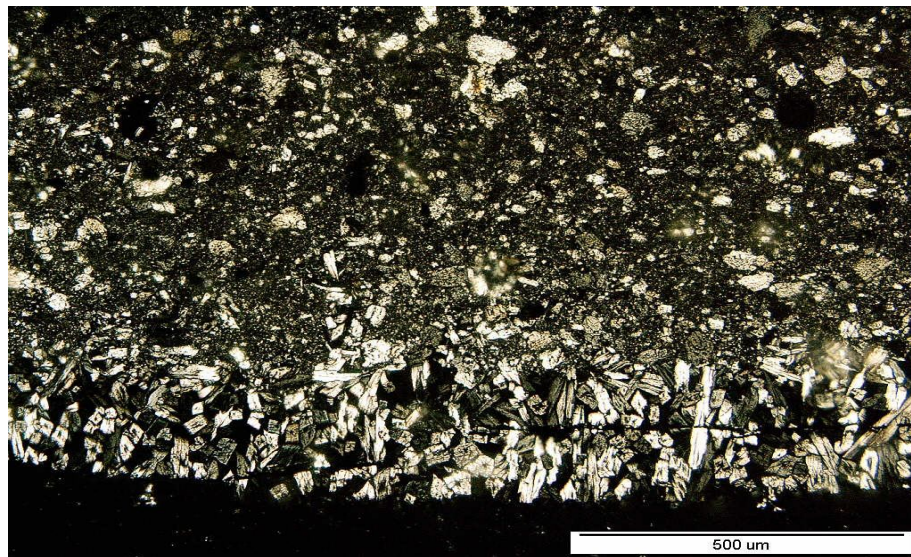
W toku badań mikroskopowych „metamorfizowanego” amfibolitu zaobserwowano wyraźny brak uporządkowania minerałów, a w dalszej kolejności brak zmian strukturalno – teksturalnych (fot.14,15), jakie miały miejsce w przypadku sztucznie zmetamorfizowanego serpentynitu.

Kolejną po wyżej opisanym etapie badań jest faza druga zachodząca na drodze eksperymentu prowadzonego przy ciśnieniu $P=400$ bar i $T=1880^{\circ}\text{C}$. Dla amfibolitu poddanego takim warunkom etap ten określa się poprzez charakterystyczne ułożenie minerałów: klinoenstatytu i kosmochloru wokół centralnej części pastylki co widoczne jest na przykład na fot. 16.

Porównując omawianą fazę badań stosunkowo nisko temperaturowych i nisko ciśnieniowych do etapu pośredniego (wyższe ciśnienia i temperatury) w produktach metamorfizmu w pastylkach jest bardziej widoczna i zarysowana obwódka wokół części centralnej badanego spieku. W preparatach mikroskopowych z prób tej fazy „metamorfizmu” widoczna jest już słabo zarysowująca się kierunkowość ułożenia kryształów w brzeżnej części preparatu, przechodząca w dalszej jego części (środkowej) w nie uporządkowaną pod względem strukturalno – teksturalną.



Fot.15 Próbką AM 1.1. Amfibolit sztucznie przeobrażony : $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar. Widoczny brak tekstury kierunkowej. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X.



Fot.16 Próbkę AM 1.3. Amfibolit po „zmetamorfizowaniu”: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar. Na brzegu preparatu (pastylki) widoczna kierunkowość ułożenia kryształów Klinopiroksenów. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X.

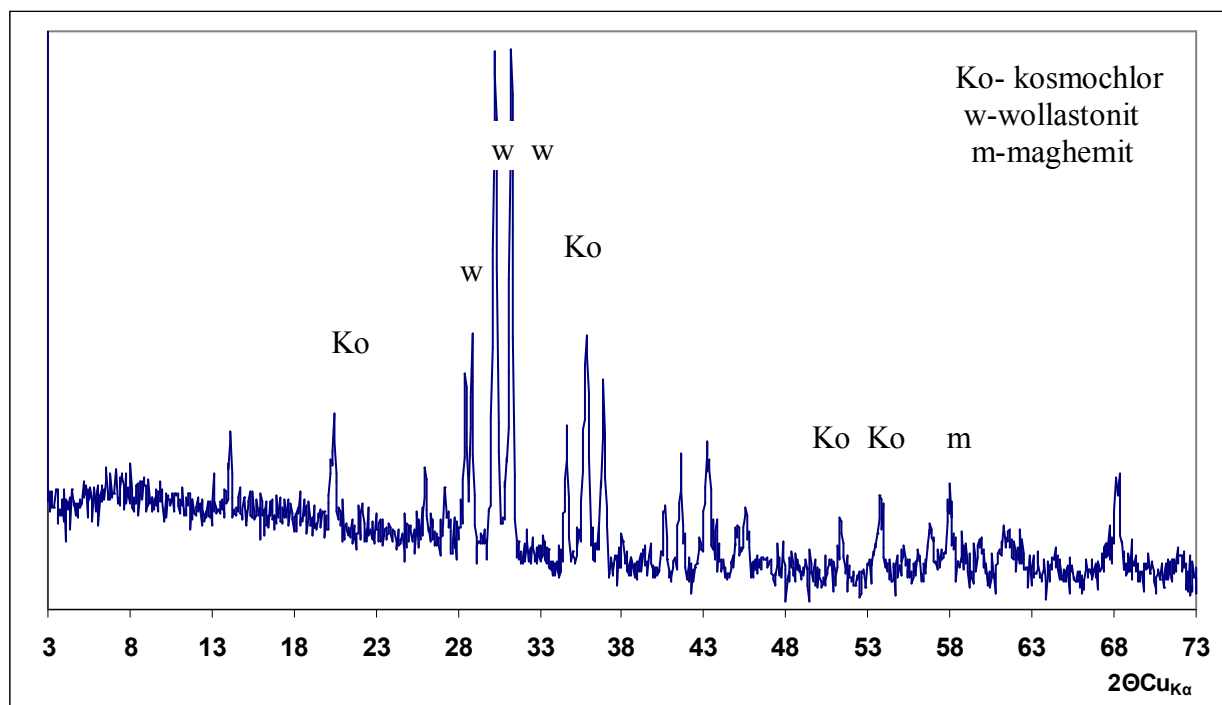


FIG. 5 Próbkę AM 1.1 Rentgenogram amfibolitu „metamorfizowanego” w warunkach: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P= 800$ bar.

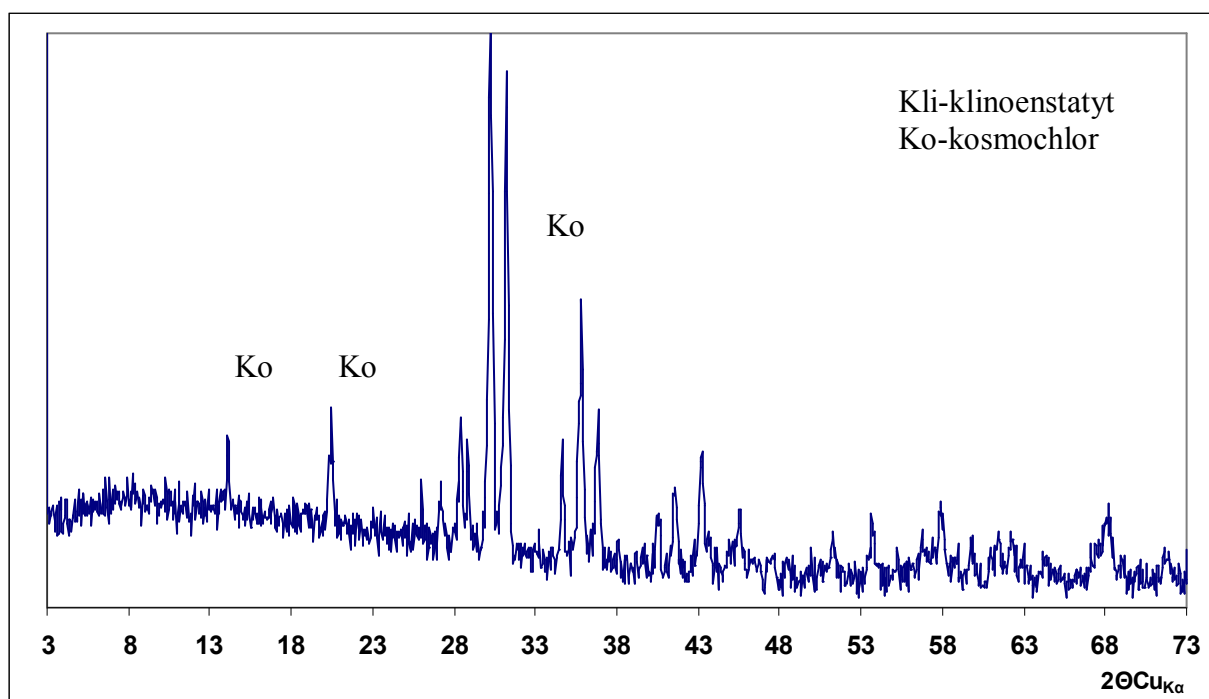


Fig. 6 Próbką AM 1.3. Rentgenogram amfibolitu sztucznie zmetamorfizowanego w T=1880°C, P=400 bar.

W przypadku sztucznie zmetamorfizowanych amfibolitów przejście pomiędzy wyróżnionymi nowo utworzonymi fazami jest ciągłe. Poprzez tę ciągłość zmian, jakie zachodzą w spieczonym amfibolicie należy rozumieć kolejne zmiany w ułożeniu minerałów, powiększanie się kryształów powstających faz a także stopniowe obserwowanie przekształcenia w brzeżnej części pastylki.

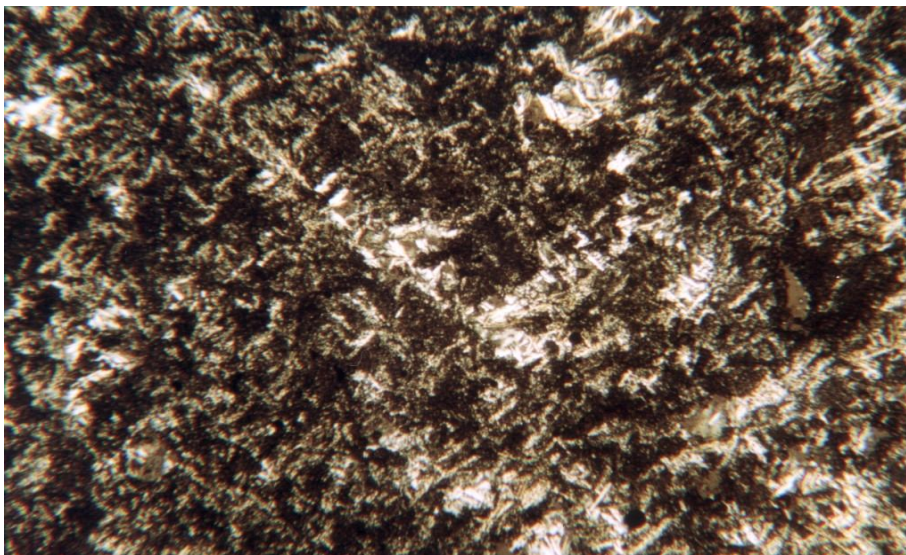
5.2.3. Łupek

Dla sztucznie przeobrażonego serpentynitu i amfibolitu zostały przedstawione zasadnicze trzy fazy sztucznego metamorfizmu: początkowa, pośrednia, oraz końcowa różniące się zakresem temperatury i ciśnienia. Łupek spieczony w warunkach temperatury i ciśnienia takich jak pozostałe skały wykazuje dokładnego przejścia i rozgraniczenia na opisywane wcześniej trzy etapy.

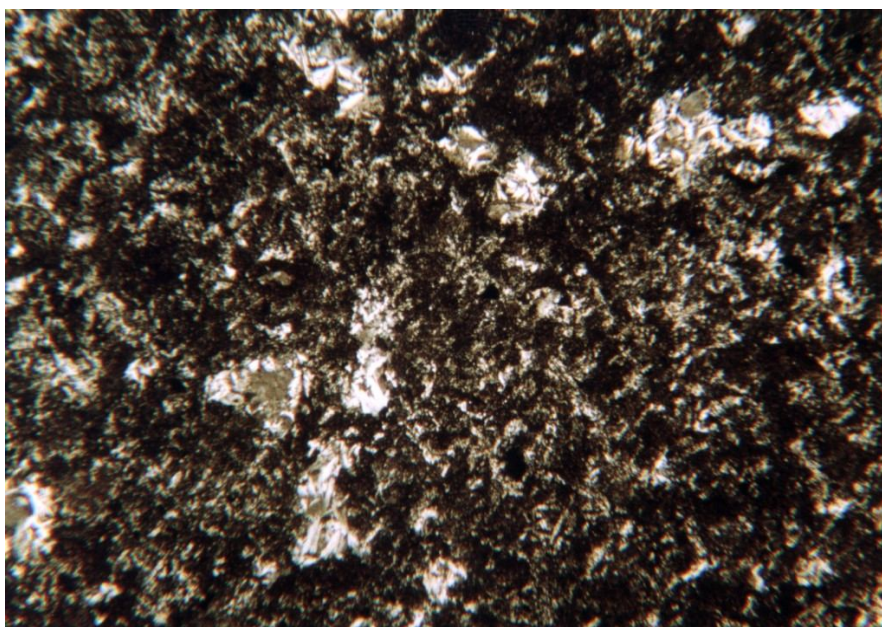
Jak przedstawiono w tab.1, oraz na początku tego rozdziału badany łupek z Krobicy został spieczony w warunkach ciśnieniowo – temperaturowych takich samych jak amfibolit. Jednakże łupek wykazuje inne przeobrażenia pierwotnych minerałów oraz powstawanie odmiennych faz. W badaniach ze względów technicznych (remont urządzenia) brak jest bowiem eksperymentów prowadzonych przy „średnich” temperaturach i ciśnieniach,

Badania mikroskopowe wykazały, że w sztucznie przeobrażonym łupku występują dwa rodzaje zmian w strukturze i teksturze, oraz zmiany wielkości blaszek z grupy mik.

W pierwszym typie zmian w badanej „skale” spieczonej w $T=1880^{\circ}$ i $P=800, 600$ bar widoczne jest podobieństwo w ułożeniu minerałów. Tworzą one bezładne skupiska przeplatających się ze sobą minerałów fot. 17, 18.



Fot.17 Próbką Lu 1.1. Łupek z Krobicy „metamorfizowany” w: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar. Widoczna struktura typu „filc” - drobnokrystaliczna masa „skalna” z widocznymi minerałami o pokroju drobnych igiełek. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.



Fot.18 Próbką Lu 1.2. Sztucznie zmetamorfizowany łupek w: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=600$ bar. Widoczne większe kryształy (blasty) w drobnoblastycznej i izotropowej masie. Centralna część pastylki. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.

Zmiany łupka w wyższych temperaturach i ciśnieniach rozpoznano mikroskopowo w łupku „metamorfizowanym” w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=4000$ bar. Mikroskopowo zaobserwowano charakterystyczną obwódkę wokół centralnej części pastylki. Jest ona w swoim wyglądzie podobna do obwódki „mineralnej” utworzonej na brzegach pastylki. Zbudowana jest z bezładnie ułożonych krystalicznych faz, które w kierunku środkowej części pastylki ujawniają różnorodność w ułożeniu. Prowadzi ona od chaotycznego ułożenia kryształów na brzegu pastylki i do inicjacji tworzenia się nowych struktur w centrum preparatu. Objawia się to przerastaniem się kryształów ze sobą, aż do tworzenia wachlarzykowatych skupisk, co przedstawia fot. 18.

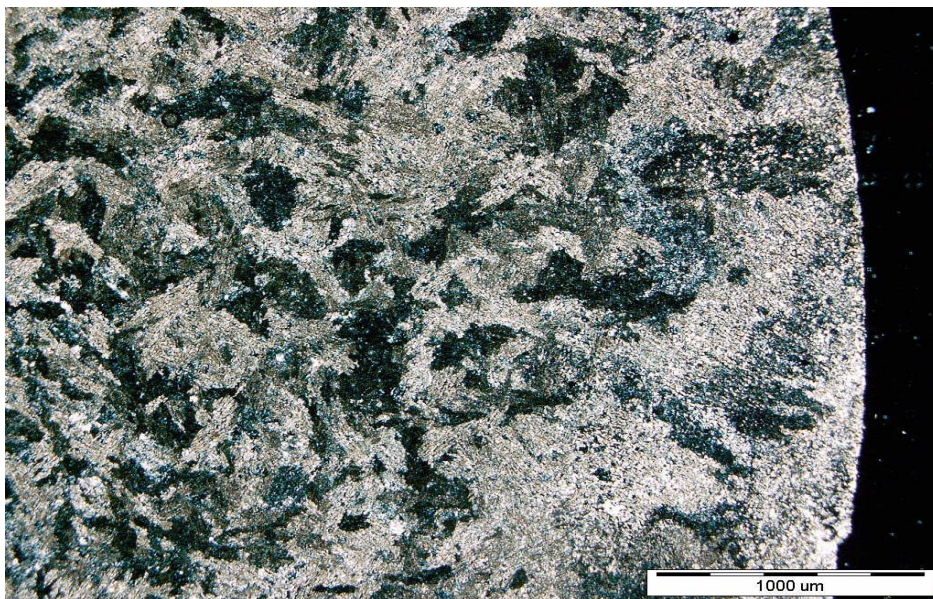
Takie zmiany w sztucznie zmetamorfizowanym łupku są zgodne z kierunkiem rozchodzenia się ciśnienia wewnątrz pastylki podczas eksperymentu. W miejscu gdzie wpływ ciśnienia był największy zmiany są duże, jest to środek preparatu. Ciśnienie od środka do brzegu preparatu zmniejszało się w trakcie „metamorfizmu” co jest widoczne w zmianach w ułożeniu nowo tworzących się kryształów fot.19.



Fot.19 Próbką Lu 1.3. Łupek z Krobicy po spieczeniu: $T=1880^{\circ}\text{C}$ i $P=400$ bar. Centralna część pastylki. Beładnie układające się nowopowstałe fazy mineralne o pokroju drobnych igiełek. Mikroskop polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 60x.

5.2.4. Pirofyllie

Badania mikroskopowe wykazały, że zarówno w pirofyllicie poddanym działaniu $T=1880^{\circ}\text{C}$ i $P=600$ jak i $P800$ bar zaznacza się bezładne ułożenie krystalicznych faz mineralnych. Minerale te są bardzo zbite tworząc ze sobą, lub miejscami tworzą enklawy (Fot. 22). Oznacza to, że pirofyllit jest wyjątkowo trudno ulega zmianom „metamorficznym” wywoływanym w stosowanej przez nas aparaturze.



Fot.22 Pi 1.1. Struktura pirofyllitu „metamorfizowanego” w: $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar. Mikroskop Polaryzacyjny, polaroidy X, powiększenie 40X. ()

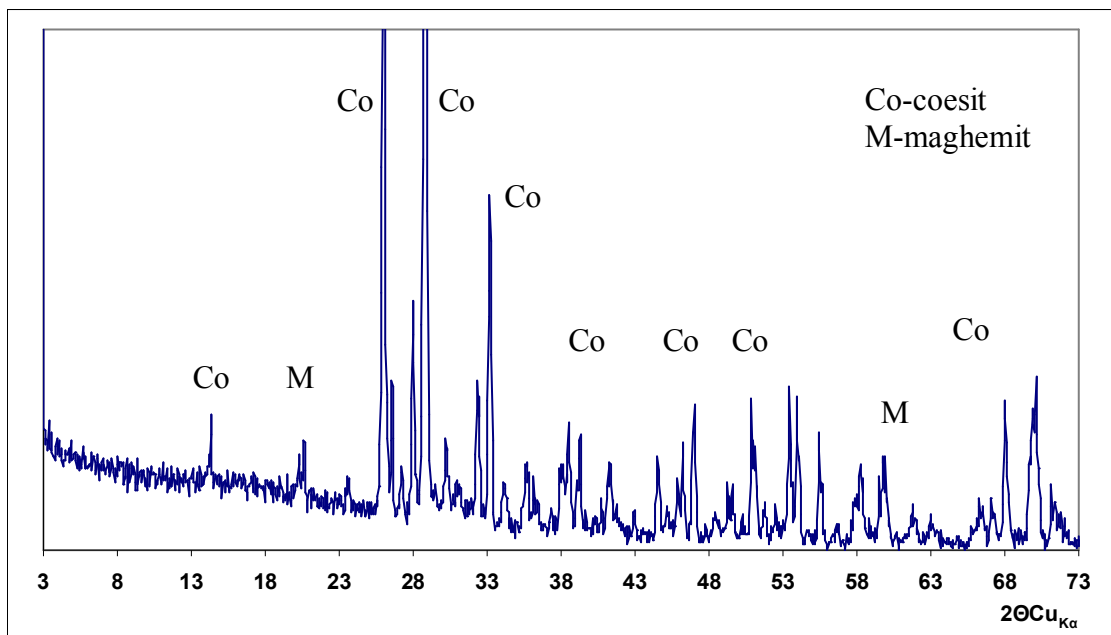


FIG.8 Próbką Pi 1.1. Rentgenogram „zmetamorfizowanego” pirofyllitu w warunkach $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=800$ bar

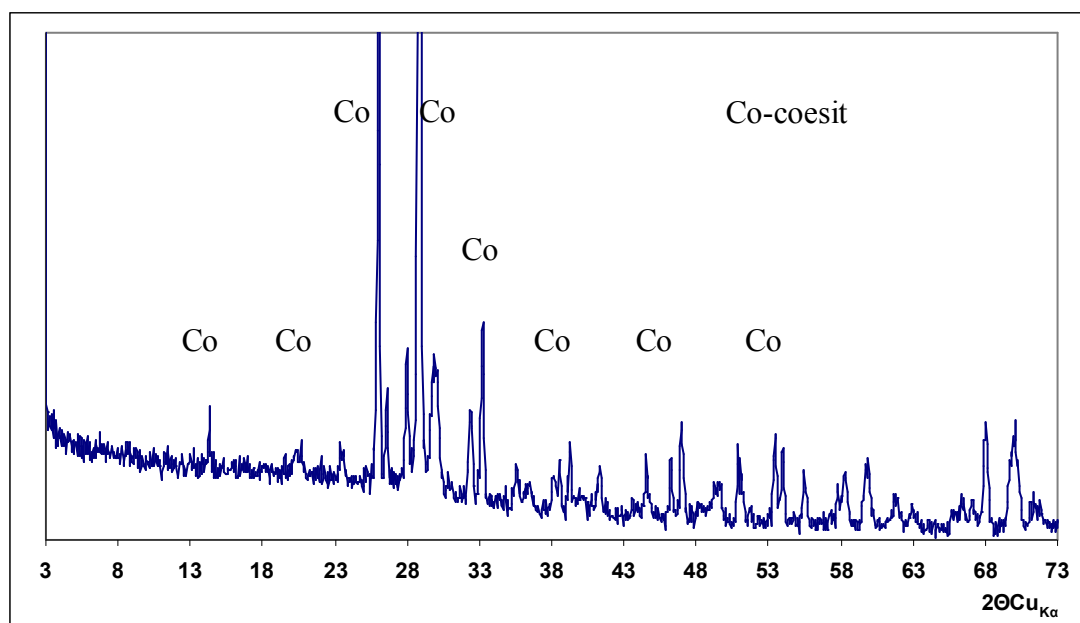


FIG.9 Próbka Pi 1.3. Rentgenogram sztucznie zmetamorfizowanego pirofyllitu w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar.

ROZDZIAŁ VI

Podsumowanie

Powodem podjęcia badań w zakresie sztucznego „metamorfizmu” skał była unikatowa możliwość dostępu do urządzenia pracującego w Instytucie Obróbki Skrawaniem. Dzięki wykorzystaniu wysokociśnieniowej prasy hydraulicznej D0044, która obok bardzo wysokich ciśnień generuje bardzo wysokie temperatury przeprowadzono „sztuczny-laboratoryjny-metamorfizm”.

Zjawisko „metamorfizmu” jakie miało miejsce podczas wykonywania eksperymentu zachodziło w bardzo krótkim czasie wynoszącym kilkadziesiąt sekund. W porównaniu z czasem trwania zjawisk metamorfizmu w przyrodzie jest to okres niezwykle krótki choć produkty metamorfizmu są mineralogicznie zbliżone do tych które powstają w metamorfizmie regionalnym. W wyniku badań nad sztucznym „metamorfizmem” skał otrzymano substancje o nowym składzie mineralnym, oraz o nowych cechach strukturalno-teksturalnych charakterystycznych dla nowopowstałych skał „metamorficznych”.

Serpentynit:

Na podstawie badań rentgenograficznych w naturalnym serpentynie w jego składzie mineralnym wyróżniono:

- Lizardyt $\text{Mg}_6[(\text{OH})_8|\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
- Klinochlor $(\text{Mg},\text{Al})_3[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]*\text{Mg}_3(\text{OH})_6$

W wyniku eksperymentu na Nasławickim serpentynie powstały nowe skały „metamorficzne”, które w zależności od warunków spiekania posiadają nowe fazy mineralne:

1) Serpentynit spieczony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=800$ bar. Próbką Se 2.1

- Enstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Hipersten $(\text{Fe},\text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Klinoenstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$

2) Serpentynit spieczony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=600$ bar. Próbką Se 2.2

- Almandyn $\text{Fe}_3^{+2}\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$
- Enstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Pirop $\text{Mg}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3$

3) Serpentynit spieczony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=400$ bar. Próbką Se 2.3

- Enstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Akmit $\text{NaFe}^{+3}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Ankeryt $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$

4) Serpentynit spieczony w $T=1870^\circ\text{C}$, $P=610$ bar. Próbką SE 4

- Enstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Forsteryt $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$

Amfibolit:

W składzie mineralnym naturalnego amfibolitu na podstawie badań rentgenograficznych wyróżniono:

- Anortyt $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$
- Klinochlor $(\text{Mg},\text{Al})_3[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]*\text{Mg}_3(\text{OH})_6$

- Ferro-richteryt $\text{Na}_2\text{CaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
- Kwarc SiO_2

Na podstawie badań rentgenograficznych w „skałach” powstałych na drodze sztucznego metamorfizmu w składzie fazowym występuje:

1) Amfibolit spieczony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=800$ bar. Próbką AM 1.1

- Kosmochlor $\text{NaCr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Wollastonit $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$
- Maghemit $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$

2) Amfibolit spieczony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=400$ bar. Próbką AM 1.3

- Klinoenstatyt $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$
- Kosmochlor $\text{NaCr}[\text{Si}_2\text{O}_6]$

Łupek :

W naturalnym łupku sztucznemu Krobicy, w składzie mineralnym znajduje się:

- Muskowit $\text{KAl}_2[(\text{OH},\text{F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
- Szamozyt $(\text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3})_3[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] * (\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{O}, \text{OH})_6$
- Kwarc SiO_2

Skład mineralny łupka poddanego sztucznemu metamorfizmowi w toku badań wyróżnił powstałej nowej „skale” skład fazowy:

1) Łupek przeobrażony w $T=1880^\circ\text{C}$, $P=400$ bar. Próbką Lu 1.3

- Flogopit $\text{KMg}_3[(\text{Fe}, \text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$
- Muskowit $\text{KAl}_2[(\text{OH}, \text{F})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Pirofyllit:

W naturalnym pirofyllicie w składzie mineralnym występuje:

- Pirofyllit $\text{Al}_2[(\text{OH})_2|\text{Si}_4\text{O}_{10}]$
- Kwarc SiO_2
- Klinochlor $(\text{Mg}, \text{Al})_3[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] * \text{Mg}_3(\text{OH})_6$
- Illit $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{OH})_2|\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$

Skład powstałych faz mineralnych pirofyllitu poddanego sztucznemu metamorfizmowi:

- 1) Pirofyllit spieczony w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P= 800$ bar. Próbką Pi 1.1
 - Coesit SiO_2
 - maghemit $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$
- 2) Pirofyllit spieczony w $T=1880^{\circ}\text{C}$, $P=400$ bar. Próbką Pi 1.3
 - Coesit SiO_2

Badania tak przeobrażonych skał wykazały ich zasadniczo odmienny skład mineralny w stosunku do wyjściowej skały naturalnej. Wykonane eksperymenty wykazały także na możliwość szybkiego otrzymywania nowych materiałów „skalnych” o nieznanym cechach fizykochemicznych. Ich zastosowanie w różnych dziedzinach przemysłu, nauki i gospodarki może stworzyć w przyszłości nowe perspektywy rozwoju wielu dziedzin życia zarówno na Ziemi jak i w Kosmosie.

Literatura cytowana:

Blad & Tracy “Microtextures of Igneous and Metamorphic Rocks” 1996

Chinner G.A. “The kyanite isograd in Glen Clova, Angus Scotland”

The Mineralogical Magazine. vol. 34,1965, 132-143

D.de Waard “The Occurrence of Garnet in the Granulite-Facies Terrance

of the Adirondack Higlands” Journal of Petrology vol.6,1965

Ernst W.G. „Blueschist Metamorphism and P-T Regimes in Active

Subduction Zones” Tehnophysics 17,1973, 255-272

- Heflik W. "Serpentynty dolnośląskie i możliwości ich zastosowania jako kamieni dekoracyjnych" *Przegląd Geologiczny* 24,3 1976, 132-135
- Miyashiro A. "Evolution of metamorphic Belts" *Journal of Petrology* vol.2,1961, 277-309
- Miyashiro A. "Paired and unpaired metamorphic belts" *Tectonophysics* 17,1973, 241-254
- Miyashiro A. "Metamorphic petrology" 1994
- Offler R. Aguirre L. Levi B. & Child S. "Burial Metamorphism in rocks of the Western Andes of Peru" *Lithos* 13,1980, 31-43
- Turner F.J. "Mineral Assemblages of Individual Metamorphic Facies" *Geol. Soc. of Amer. Memoir* 73,1958
- Winkler H.G.F. "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" 1967